

Möglichkeiten der Aggregation heterogener Eingangsdaten für eine  
prozessorientierte hydrologische Simulation der Wasserflüsse  
am Beispiel des Untersuchungsgebietes der Oberen Leine

**Dissertation**

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Klaus Stephan

aus

Weimar

Bonn 2003

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. B. Diekkrüger
2. Referent: Prof. Dr. C. Simmer

Tag der Promotion: 18.07.2003

---

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit konnte nur durch die finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) verwirklicht werden. Daher möchte ich es nicht versäumen, mich für die Genehmigung des zu Grunde liegenden Forschungsprojektes bei den Verantwortlichen der DFG zu bedanken.

Nach etwas mehr als dreieinhalb Jahren Arbeit ist es Zeit, Dank zu sagen. Dank für die Unterstützung in schwierigen Stunden und das nette und freundliche Arbeitsklima.

Allen voran möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Bernd Diekkrüger bedanken, dass er diese Arbeit initiiert und somit erst ermöglicht hat. Das mir von Ihnen entgegen gebrachte Vertrauen und die konstruktive und sehr effektive Zusammenarbeit hat einen sehr großen Anteil am Erfolg der Arbeit. In den anregenden Diskussionen ergaben sich immer neue Ideen und Ansätze, die in der Kürze der Zeit aber nicht alle verwirklicht werden konnten.

Herrn Prof. Dr. Clemens Simmer gilt mein Dank für die freundliche Zusage, als Zweitgutachter meine Arbeit zu lesen und zu bewerten. Ich hoffe, dass das damit bewiesene Vertrauen durch diese Arbeit bestätigt wurde.

Einen ganz besonderen Dank möchte ich an Dr. Helge Bormann sagen, der eigentlich immer, auch im größten Stress da gewesen ist, um meine Fragen zu beantworten und immer unverzüglich Hilfe leistete. Ohne seine Unterstützung wäre diese Arbeit in dieser Form nicht denkbar gewesen.

Was wäre die zurückliegende Zeit ohne die zahlreichen Gespräche, Diskussionen und gemeinsamen Aktionen mit meinen Arbeitskollegen und Freunden: Michael Herbst und Heye Bogena, die mir in der Anfangszeit sehr geholfen haben, mich in die Denkweisen der Hydrologen einzuarbeiten, Simone Giertz, die durch ihre kluge und freundliche Art mir immer wieder die gute Laune zurückbrachte, Johannes Krause, der sich zunächst als Hiwi und jetzt immer noch um die Einsatzbereitschaft unserer Rechnermacht kümmerte, die „Jungs“ vom GRK, die immer für einen „Spaß“ zu haben waren.

Danken möchte ich auch den geduldigen und eifrigen Lektoren, die noch so manchen Mangel beseitigen halfen und viele Anregungen zur Verbesserung der Dissertation gaben.

Besonders herzlich möchte ich mich bei meiner Familie und insbesondere bei meiner Frau Wiltrud für die erwiesene Unterstützung und die aufgebrachte Geduld bedanken.

Vergessen möchte ich auch nicht Timo Beiermann und Christiane Franke, die in der kurzen Zeit, die sie für mich als studentische Hilfskräfte tätig waren, geholfen haben, den Berg an Arbeit zu bewältigen.



---

# Inhaltsverzeichnis

1 Motivation und Fragestellung dieser Arbeit.....	1
1.1 Einleitung.....	1
1.2 Vorhersage des regionalen Gebietswasserhaushaltes.....	1
1.2.1 Skalen in der Hydrologie.....	1
1.2.2 Ansätze zur Modellierung und Diskretisierung von Einzugsgebieten.....	2
1.2.3 Unsicherheiten numerischer Simulationen.....	5
1.2.4 Regionalisierung in der Hydrologie .....	6
1.2.5 Stand der Forschung bei der Aggregierung von Modellparametern.....	8
1.3 Ziele und Aufbau der Arbeit.....	11
2 Die Prozesse des hydrologischen Kreislaufes und ihre Modellierung.....	12
2.1 Theoretische Grundlagen.....	12
2.2 Mathematische Beschreibung der Transportprozesse.....	19
2.3 Modelltechnische Umsetzung der physikalischen Prozesse.....	26
2.3.1 Das Simulationsmodell SIMULAT.....	26
2.3.2 Modifikationen des Modells.....	30
3 Das Untersuchungsgebiet „Obere Leine“.....	35
3.1 Einzugsgebiet.....	35
3.2 Datengrundlage.....	37
4 Aggregierung der Eingangsdaten.....	50
4.1 Räumliche Skalenanalyse der Eingangsdaten.....	50
4.2 Unsicherheiten der Aggregierungsverfahren.....	53
4.3 Disaggregierung der meteorologischen Daten.....	57
4.4 Aggregierung des Reliefs und der Landnutzung.....	59
4.5 Aggregierung der Bodeneigenschaften.....	66
4.5.1 Einleitende Betrachtungen.....	66
4.5.2 Aggregierung der bodenphysikalischen Parameter.....	71
4.5.3 Aggregierung der Profilmächtigkeiten.....	86
4.5.4 Abhängigkeit der Ergebnisse von der Heterogenität der Bodeneigenschaften.....	96

---

5 Simulation der Wasserflüsse im Untersuchungsgebiet.....	98
5.1 Ablauf der Simulationen.....	98
5.2 Überblick über die unterschiedlichen Simulationsszenarien.....	99
5.3 Zeitliche Struktur der Simulationsergebnisse.....	112
5.3.1 Modifikationen der simulierten Abflüsse.....	112
5.3.2 Vergleich der simulierten Abflussganglinien mit den Pegelmessungen .....	116
5.3.3 Güte der zeitlichen Wiedergabe.....	122
5.4 Räumliche Struktur der Simulationsergebnisse.....	133
6 Diskussion und Ausblick.....	143
6.1 Aggregierung der Eingangsdaten.....	143
6.2 Simulation der Wasserflüsse im Untersuchungsgebiet.....	149
7 Zusammenfassung.....	156
8 Abstract.....	158
Literaturverzeichnis.....	160
Anhang	

---

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Interaktionen des hydrologischen Kreislaufes zwischen verschiedenen Sphären.....	12
Abbildung 2.2: Bodenartenklassifizierung nach KA4 und deren Porenvolumina in % bei gering verdichteten Böden.....	16
Abbildung 2.3: Bodenhydrologische Eigenschaften der Bodenart Lt2: Links Retentionskurve Rechts: Hydraulische Leitfähigkeit.....	21
Abbildung 2.4: Reduktionsfaktor der Transpiration in Abhängigkeit vom Matrixpotential nach Feddes et. al (1978).....	25
Abbildung 2.5: Zeitliche Entwicklung des Blattflächenindex (LAI) für Laubwald.....	29
Abbildung 2.6: Rückgang der Albedo für Schneeoberflächen.....	34
Abbildung 2.7: Veränderung der akt. Evapotranspiration bei Berücksichtigung der Albedo des Schnees.....	34
Abbildung 3.1: Das Einzugsgebiet der oberen Leine, mit den neun Teileinzugsgebieten und den dazugehörigen Pegelstationen.....	35
Abbildung 3.2: Klimadiagramme von Göttingen (links) und Leinefelde (rechts).....	36
Abbildung 3.3: Mittlere Höhenverteilung im Einzugsgebiet.....	39
Abbildung 3.4: Verteilung der Niederschlags- und Klimamessstationen über das Einzugsgebiet.....	40
Abbildung 3.5: Verteilung der räumlich gemittelten Jahresniederschläge im Einzugsgebiet.....	41
Abbildung 3.6: Jährliche Anomalien der Temperatur (links) und des Niederschlags (rechts) für die Stationen Göttingen und Leinefelde.....	42
Abbildung 3.7: Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet.....	43
Abbildung 3.8: Prozentuale Verteilung der Bodenarten pro Horizont und prozentuale Verteilung der Horizonte im Einzugsgebiet nach den Bodenübersichtskarten 1:50.000 und 1:100.000.....	46
Abbildung 3.9: Prozentuales Auftreten der Landnutzungen Laubwald, Gras- und Ackerland in Abhängigkeit von der Bodenmächtigkeit.....	46
Abbildung 3.10: Verweilzeiten des Grundwassers im Festgestein entsprechend der Lithofazies im Einzugsgebiet.....	47
Abbildung 3.11: Mittlerer Jahresabfluss und Gebietsfläche der neun Teileinzugsgebiete im oberen Leinetal.....	49
Abbildung 4.1: Skalentripel am Beispiel eines 2000 m Rasters in Anlehnung an Blöschl (1996)....	51
Abbildung 4.2: Das Skalentripel bzgl. einer Rasterzelle.....	51
Abbildung 4.3: Einfluss des Temperaturgradienten auf die Modellergebnisse; Links: Akt. Evapotranspiration , Rechts: Gesamtabfluss.....	58
Abbildung 4.4: Histogramm der Entropie der Landnutzungsinformation (bzgl. 1000m-Raster).....	60
Abbildung 4.5: Aggregierungsbedingte Unsicherheiten als relative Abweichung (RA) von akt. Evapotranspiration und Gesamtabfluss in der Jahresbilanz bei Veränderung der Auflösung der Reliefinformation (Landnutzung: Laubwald).....	60

---

Abbildung 4.6: Rasterzelle mit der heterogensten Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet.....	61
Abbildung 4.7: Relative Abweichungen verschiedener Flüsse der drei Landnutzungsaggregationen zur Simulation mit der bestmöglichen Datengrundlage.....	62
Abbildung 4.8: Wiedergabe der zeitlichen Struktur durch die Landnutzungsaggregationen.....	63
Abbildung 4.9: Kumulierte Abweichung der akt. Transpiration und der akt. Evaporation.....	64
Abbildung 4.10: Unterschiede in der simulierten akt. Evapotranspiration bei der Verwendung der auf den Rasterzellen (1 km <sup>2</sup> ) heterogenen bzw. flächengrößten Landnutzungsinformation in Abhängigkeit von der Entropie der Landnutzungseinheiten.....	65
Abbildung 4.11: Unterschiede im simulierten Gesamtabfluss bei der Verwendung der auf den Rasterzellen (1 km <sup>2</sup> ) heterogenen bzw. flächengrößten Landnutzungsinformation in Abhängigkeit von der Entropie der Landnutzungseinheiten.....	66
Abbildung 4.12: Rasterzelle (1 km <sup>2</sup> ) mit der heterogensten Verteilung an Kartiereinheiten der BÜK50.....	67
Abbildung 4.13: Bodenmächtigkeiten [cm], Bodenarten und $k_s$ [cm/d] Verteilung.....	68
Abbildung 4.14: Korrelationen zwischen $\theta_r$ und der akt. Transpiration in Abhängigkeit von Landnutzung und Mächtigkeit des Bodenprofils.....	71
Abbildung 4.15: Bodenphysikalische Parameter der Bodenarten bei geringer Lagerungsdichte.....	72
Abbildung 4.16: Idealisiertes Verdunstungsverhalten der vier Hauptbodenarten und der fünf Aggregierungsmethoden.....	76
Abbildung 4.17: Relative Abweichungen (RA) in der akt. Evaporation durch die unterschiedlichen Aggregierungsmethoden in Bezug auf die Referenzbodenart Lt2 für die Landnutzung Gras.....	78
Abbildung 4.18: Relative Abweichungen (RA) in der akt. Transpiration durch die unterschiedlichen Aggregierungsmethoden in Bezug auf die Referenzbodenart Lt2 für die Landnutzung Gras.....	79
Abbildung 4.19: Über alle Bodenarten gemittelte relative Abweichung der akt. Evapotranspiration durch die verschiedenen Aggregierungsmethoden bei Verwendung unterschiedlicher Landnutzungstypen.....	81
Abbildung 4.20: Entfernungsabhängigkeit der relativen Abweichungen der akt. Evapotranspiration durch die Aggregierungsansätze; Links: Schwarzbrache, Rechts: Gras.....	81
Abbildung 4.21: Entfernungsabhängigkeit der relativen Abweichungen der akt. Evapotranspiration durch die Aggregierungsansätze; Links: Laubwald, Rechts: Ackerland.....	82
Abbildung 4.22: Relative Abweichungen durch die verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss; a: Lt3, b: Ut3, c: Lsu, d: Ls3; Landnutzung: Gras.....	83
Abbildung 4.23: Gütemaß der verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss.....	84
Abbildung 4.24: Relative Abweichungen durch die verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss (Laubwald).....	84



---

Abbildung 4.25: Gütemaßder verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss (Laubwald).....	85
Abbildung 4.26: Schematische Darstellung zur Aggregierung der Bodenprofile.....	87
Abbildung 4.27: Relative Abweichungen zu den Referenzergebnissen bei einer Profilaggregierung auf die effektive Mächtigkeit von 30 cm (Landnutzung Gras); Links: Akt. Evaporation, Rechts: Akt. Transpiration.....	88
Abbildung 4.28: Relative Abweichungen zu den Referenzergebnissen bei einer Profilaggregierung auf die effektive Mächtigkeit von 30 cm (Landnutzung Gras); Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss.....	89
Abbildung 4.29: Relative Abweichungen zu den Referenzergebnissen bei einer Profilaggregierung auf die effektive Mächtigkeit von 30 cm (Landnutzung Laubwald); Links: Akt. Evaporation, Rechts: Akt. Transpiration.....	89
Abbildung 4.30: Relative Abweichungen der akt. Evapotranspiration (Landnutzung Gras); Links: Min. Mächtigkeit (20 cm), Rechts: Max. Mächtigkeit (40 cm).....	90
Abbildung 4.31: Sensitivität der simulierten Wasserflüsse gegenüber dem Bodenvolumen bzgl. eines 40 cm mächtigen sandigen Lehms. Links: Gras, Rechts: Laubwald.....	91
Abbildung 4.32: Relative Abweichungen der Aggregierungsmethoden „EFF“ und „S&S“ für verschiedene Landnutzungen; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss.....	92
Abbildung 4.33: Gütemaßder Aggregierungsmethoden „EFF“ und „S&S“ für verschiedene Landnutzungen; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss.....	93
Abbildung 4.34: Vollständig aggregierte Bodenprofile beispielhaft für den Parameter $k_s$ (nach Methode GEO).....	93
Abbildung 4.35: Kumulierte Abweichungen der Aggregierungsmethoden „EFF“ und „S&S“ für die akt. Evaporation (EA), die akt. Transpiration (TA) und den Gesamtabfluss (GWAB); Links: Landnutzung Gras, Rechts: Landnutzung Laubwald.....	94
Abbildung 4.36: Sensitivität des Modells bzgl. der vertikalen Auflösung dargestellt für verschiedene Wasserflüsse (EA: Akt. Evaporation, TA Akt. Transpiration, ABF: Oberflächenabfluss, GW: Grundwasserneubildung).....	96
Abbildung 4.37: Unterschiede in der simulierten akt. Evapotranspiration zweier Aggregierungsmethoden in Abhängigkeit von der Entropie der Bodeneinheiten.....	97
Abbildung 4.38: Unterschiede im simulierten Gesamtabfluss zweier Aggregierungsmethoden in Abhängigkeit von der Entropie der Bodeneinheiten.....	97
Abbildung 5.1: Veränderung der Jahressumme von aktueller Evapotranspiration (ETA) und Gesamtabfluss (GWAB) mit Variation der Informationsgrundlage bzgl. der Bodeninformation (links) und der Landnutzungsinformation (rechts).....	105
Abbildung 5.2: Differenzen der Jahresflüsse zwischen den beiden Szenarien c) und d) zur Bodeninformation in Abhängigkeit von der Rasterweite.....	106

---

Abbildung 5.3: Kumulierte Abweichung zur Summe der akt. Evapotranspiration der 1000m-Simulation für die Modellskalen 500 m und 2000 m; Links: wahrscheinlichste Bodeninformation, Rechts: aggregierte Bodeninformation.....	108
Abbildung 5.4: Abschätzung der Speicherkonstante $\kappa$ aus der Trockenwetterfalllinie für das Jahr 1982 am Pegel Leinerturm.....	114
Abbildung 5.5: Abschätzung der Speicherkonstante $\kappa$ aus der Autokorrelationsfunktion der Abflussganglinie am Pegel Leinerturm.....	114
Abbildung 5.6: Vergleich zwischen simulierten (auf homogenen Bodeneinheiten (Boden) bzw. auf einem 1000m-Raster (Raster1000)) und gemessenen Tageswerten des Gesamtabflusses für das Gesamteinzugsgebiet (Pegel Leinerturm).....	118
Abbildung 5.7: Vergleich zwischen simulierten (auf homogenen Bodeneinheiten (Boden) bzw. auf einem 1000m-Raster (Raster1000)) und gemessenen (Pegel Leinerturm) Ganglinien unterschiedlicher Zeitskalen.....	119
Abbildung 5.8: Simulierte (auf homogenen Bodeneinheiten (Boden) bzw. auf einem 1000m-Raster (Raster1000)) und gemessene tägliche Abflüsse der Jahre 1985 und 1986 für verschiedene Teileinzugsgebiete.....	121
Abbildung 5.9: Modelleffizienz der rasterbasierten Simulationen (1000m) in Abhängigkeit von der Zeitskala.....	124
Abbildung 5.10: Modelleffizienz auf Tagesbasis der rasterbasierten Simulationen (1000m) in Abhängigkeit von der Raumskala.....	125
Abbildung 5.11: Abhängigkeit der Modelleffizienz von der Zeitskala bei verschiedenen Rasterweiten; Links: Szenario c), Rechts: Szenario d).....	127
Abbildung 5.12: Abhängigkeit der Modelleffizienzen von der Raumskala bei verschiedenen Rasterweiten; Links: Szenario c), Rechts: Szenario d).....	127
Abbildung 5.13: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Landnutzungseinheiten.....	129
Abbildung 5.14: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Bodeneinheiten.....	129
Abbildung 5.15: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Niederschlagseinheiten.....	130
Abbildung 5.16: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Klimaeinheiten.....	131
Abbildung 5.17: Vergleich der Ganglinien von Modell und Realität; Links: Gemessene und simulierte Ganglinie für den Pegel Leinerturm, Rechts: Differenz der beiden Ganglinien.....	132
Abbildung 5.18: Mittlerer Jahresgang (acht Jahre) der gemessenen und simulierten Abflussganglinie für das Gesamteinzugsgebiet sowie die Differenz beider Ganglinien.....	132
Abbildung 5.19: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresgesamtabflusses für die Simulation auf dem 1000m-Raster (Szenario c).....	136

---

Abbildung 5.20: Differenzen des mittleren Jahresgesamtabflusses zwischen einer rasterbasierten Simulation (1000m-Raster) und polygonbasierten (Bodeneinheiten) für das Szenario c).....	136
Abbildung 5.21: Verteilung der Differenzen im jährlichen Gesamtabfluss zwischen der Simulation auf Bodeneinheiten und auf dem 1000 m Raster (Szenario c); Links: Streudiagramm der räumlich verteilten Simulationseinheiten, Rechts: Histogramm der Abweichungen.....	137
Abbildung 5.22: Stichprobenumfang der räumlichen Querschnitte durch das Einzugsgebiet bei einer Rasterweite von 50 m; Links: meridionale Richtung, Rechts: zonale Richtung.....	138
Abbildung 5.23: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses im Leinetal; Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel.....	138
Abbildung 5.24: Räumliche Verteilung des mittleren Oberflächenabflusses im Leinetal für Szenario a) und b); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel.....	139
Abbildung 5.25: Räumliche Verteilung des mittleren Bestandsniederschlags im Leinetal für Szenario a) und c); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel.....	140
Abbildung 5.26: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses im Leinetal für verschiedene Modellskalen (Szenario c); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel.....	140
Abbildung 5.27: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses im Leinetal der Simulationen auf homogenen Einheiten (Szenario a); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel.....	141
Abbildung 6.1: Jahresgang des Gesamtabflusses berechnet mit dem Regionalisierungsverfahren, sowie die Differenzen zum gemessenen Jahresgang von diesem Verfahren und den neuen Simulationsergebnissen.....	154
Abbildung 6.2 Räumlicher Verlauf des mittleren Jahresabflusses im Leinetal im Vergleich der neuen Ergebnisse und eines Regionalisierungskonzeptes; Links: zonales Mittel, Rechts: meridionales Mittel.....	155

---

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1.1: Einteilung hydrologischer Modelle in verschiedene räumliche Skalenbereiche.....	2
Tabelle 2.1: Benötigte Eingangsdaten und Modellparameter sowie deren Verwendung im Modell.	30
Tabelle 3.1: Übersicht über die zur Verfügung stehenden Datensätze.....	38
Tabelle 3.2: Niederschlagscharakteristika der sechs Niederschlagsgebiete.....	41
Tabelle 3.3: Parametrisierung verschiedener Landnutzungstypen aus unterschiedlichen Literatur- quellen.....	44
Tabelle 3.4: Charakteristika der Teileinzugsgebiete.....	48
Tabelle 4.1: Durchschnittliche Anzahl homogener Einheiten der Eingangsdaten innerhalb verschiedener Simulationseinheiten.....	52
Tabelle 4.2: Beispielhafte bodenphysikalische Parameter einer Simulationseinheit mit vier Bodeneinheiten.....	54
Tabelle 4.3: Bestimmtheitsmaße der Zusammenhänge zwischen verschiedenen bodenphysikalischen Parametern und Kenngrößen.....	69
Tabelle 4.4: Maximale Bestimmtheitsmaße eines angenommenen linearen Zusammenhangs zwischen verschiedenen bodenphysikalischen Parametern und Kenngrößen mit den simulierten Wasserflüssen.....	70
Tabelle 4.5: Eckdaten einer idealisierten Verdunstung.....	76
Tabelle 4.6: Unsicherheiten der Aggregierungsmethoden bzgl. aller Wasserflüsse für die Landnutzungen Gras und Laubwald (LW).....	86
Tabelle 4.7: Jahresflüsse [mm/a] für verschiedene Aggregierungsmethoden („EFF“ bzw. „S&S“) der Bodenprofile für unterschiedliche Landnutzungen.....	94
Tabelle 5.1: Rechenzeit [h], Anzahl der Simulationseinheiten und berücksichtigte Simulationsfläche [km <sup>2</sup> ] der durchgeführten Szenarien.....	99
Tabelle 5.2: Landnutzungsverteilung und mittlere Bodeneigenschaften für die verschiedenen Szenarios.....	100
Tabelle 5.3: Mittlere (acht Jahre) simulierte Gebietswasserflüsse in mm/a aller durchgeführten Simulationen.....	101
Tabelle 5.4: Translationszeiten in Tagen und Entfernung vom Pegel Leinerturm.....	113
Tabelle 5.5: Speicherparameter des Linearspeicheransatzes für den Basisabfluss.....	115
Tabelle 5.6: Modellgüte der durchgeführten Szenarien bzgl. der täglichen Abflussganglinie am Pegel Leinerturm bei vier verschiedenen Modifikationen der Abflusskomponenten.....	123
Tabelle 5.7: Modellgüte bei veränderter Modellskala und verschiedener Bodeninformation.....	126
Tabelle 5.8: Modellgüte der Szenarien auf homogenen Einheiten der Eingangsdaten.....	128
Tabelle 5.9: Güte der Simulationsergebnisse in Bezug auf die verschiedenen Teileinzugsgebiete... 133	
Tabelle 6.1: Korrelationskoeffizienten für die räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses zwischen verschiedenen Szenarien und der Simulation bei höchster Aggregierungsstufe auf dem 1000 m Raster (Szenario d) bzw. den Bodeneinheiten (Szenario c).....	151
Tabelle 6.2: Gemessene und simulierte Jahresabflüsse am Pegel Leinerturm. Vergleich zwischen den Ergebnissen auf Niederschlagseinheiten und dem Konzept nach Bormann (2001).....	153

---

## Liste der verwendeten Symbole Abkürzungen

An dieser Stelle sind die wichtigsten, der in der Arbeit verwendeten Symbole und Abkürzungen aufgeführt. Alle Symbole und Abkürzungen werden zusätzlich bei ihrem ersten Auftreten erklärt.

### A Symbole der wichtigsten Modellparameter, Konstanten und Zustandsgrößen:

$\Theta$	Relativer Wassergehalt des Bodens [%]
$\theta$	Bodenwassergehalt [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ]
$\theta_s$	Bodenwassergehalt bei Sättigung [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ]
$\theta_r$	residualer Bodenwassergehalt [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ]
$\psi$	Matrixpotential [hPa]
$\psi_b$	Lufttrittpunkt [hPa]
$\psi_h$	hydraulisches Potential [hPa]
$\psi_G$	Gravitationspotential [hPa]
$\lambda$	Formatpapieres [-]
$K$	Leitfähigkeit [ $\text{cm d}^{-1}$ ]
$k_s$	gesättigte Leitfähigkeit [ $\text{cm d}^{-1}$ ]
$k_r$	relative Leitfähigkeit [-]
$\xi$	Bodenfaktor [-]
nFK	nutzbare Feldkapazität [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ]
nFK <sub>rel</sub>	relative nutzbare Feldkapazität [%]
gp	relatives Grobporenvolumen [%]
tr	Traveltime [d]
LAI	Blattflächenindex (Leaf area index) [ $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ ]
M <sub>eff</sub>	Effektive Bodenmächtigkeit [cm]

### B Abkürzungen der Wasserbilanzgrößen:

N	Niederschlag [mm/a]
V	Verdunstung [mm/a]
A	Abfluss [mm/a]
SP	Speicherterm [mm/a]
N <sub>B</sub>	Bestandsniederschlag [mm/a]
I	Interzeptionsverdunstung [mm/a]
Inf	Infiltration [mm/a]
Abf	Oberflächenabfluss [mm/a]
GW	Grundwasserneubildung [mm/a]
GWAB	Gesamtabfluss [mm/a]
ETA	aktuelle Evapotranspiration [mm/a]
EA	aktuelle Evaporation [mm/a]
TA	aktuelle Transpiration [mm/a]

---

### C Aggregierungsmethoden:

„EFF“	Ergänzen der Bodenprofile auf die effektive Bodenmächtigkeit
„S&S“	Stauen und Strecken der Bodenprofile auf die effektive Bodenmächtigkeit
„PTF“	Aggregierung der Bodeneigenschaften vor Anwendung der „PTF“
„RET“	Aggregierung der Retentions- und Leitfähigkeitskurven
„ARI“	Arithmetische Mittelung der bodenphysikalischen Parameter
„GEO“	Kombination aus arithmetischer und geometrischer Mittelung der Parameter
„HEU“	Heuristische Aggregierung der bodenphysikalischen Parameter

### C Gütemaße:

RA	Relative Abweichung [%]
IA	Index of agreement [-]
cme	Coefficient of model efficiency [-]
rmse	root mean square error [mm/d]

### D Teileinzugsgebiete:

TEZG	Teileinzugsgebiete
AR	Pegel Arenshausen (Leine)
RE	Pegel Reckershausen (Leine)
GA	Pegel Garthemühle (Garthe)
MA	Pegel Mariengarten (Dramme)
WE	Pegel Reinhauen (Wendebach)
GÖ	Pegel Göttingen (Leine)
BO	Pegel Bovenden (Leine)
NÖ	Pegel Nörten-Hardenberg (Leine)
LE	Pegel Leineturn (Leine)

### E sonstige Abkürzungen:

PTF	Pedotransferfunktion
GIS	Geografisches Informationssystem
DWD	Deutscher Wetterdienst
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
HRU	Hydrological response unit
REA	Representative elementary area
REV	Representative elementary volume
KA4	Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage, 1994
pF	Dekadischen Logarithmus des negativen Matrixpotentials in hPa ( $pF\ 1 = \log( -10\ hPa )$ )
Arc Info®	GIS-Software Paket der Firma ESRI

---

---





# **1 Motivation und Fragestellung dieser Arbeit**

## **1.1 Einleitung**

Die Vorhersage des regionalen Wasserhaushaltes mittlerer bis großer Einzugsgebiete erlangt zunehmend größere Bedeutung. Ob zur quantitativen Abschätzung der Verfügbarkeit der Ressource Wasser, zur Erstellung von Nutzungs- und Managementplänen wie zum Beispiel im Projekt GLOWA-IMPETUS (Speth et al. 2002) oder zur Gefahrenabschätzung von Hochwasserereignissen (u.a. Klein et al. 2002), um nur einige Aufgaben zu nennen, wird auf numerische Simulationen mit hydrologischen Modellen zurückgegriffen. Ebenso besteht ein zunehmendes Interesse anderer Wissenschaftszweige an hochwertigen hydrologischen Vorhersagen, beispielsweise um sie für eine Kopplung zwischen atmosphärischen und hydrologischen Modellen nutzen zu können. Eine solche Kopplung, die zu beiderseitigem Nutzen ist, erfordert nicht nur die Klärung der technischen Fragen des Kopplungsvorganges, sondern auch Angleichungen und somit Veränderungen der unterschiedlichen Konzepte beider Seiten. Dabei muss geklärt werden, inwieweit eine Angleichung zu Fehlern und Unsicherheiten führt.

Eine ursprüngliche Aufgabe der hydrologischen Modellierung bestand in der prozessbezogenen Beschreibung der Wasserflüsse auf kleinen Flächen (z.B. Schläge der Agrarwirtschaft). Daneben wurden auch konzeptionelle Ansätze zur Hochwasservorhersage größerer Gebiete entwickelt, ohne eine Beschreibung einzelner Prozesse vorzunehmen. Mit dem Übergang zu größeren Gebieten stellte sich in den letzten Jahren verstärkt die Frage, wie die Erkenntnisse und Methoden, die auf den kleinen Skalen vorhanden sind, auf größere Skalen übertragen werden können. Die Klärung dieser Frage ist Bestandteil der Aufgabe der Regionalisierung der hydrologischen Modellierungskonzepte. Die Entwicklung von Methoden zur Regionalisierung erscheint vor allem dann sinnvoll, wenn es gelingt, diese Methoden gebietsunabhängig zu definieren. Dieser Forderung nach der Allgemeingültigkeit der Methoden und deren Übertragbarkeit auf andere Gebiete kann nur entsprochen werden, wenn es gelingt, die Unsicherheiten abzuschätzen, die mit der jeweiligen Methode verknüpft sind. Dabei stellt sich auch die Frage, ob das verwendete Modellsystem dieser Anforderung gerecht wird, oder ob das Modellsystem erst an die lokalen Gegebenheiten angepasst werden muss.

## **1.2 Vorhersage des regionalen Gebietswasserhaushaltes**

### **1.2.1 Skalen in der Hydrologie**

Die Frage der Anwendbarkeit hydrologischer Modellkonzepte für regionale Simulationen ist eng verbunden mit der Definition deren räumlicher und zeitlicher Skala. Diese Skala richtet sich teils nach den simulierten Prozessen, teils nach der Größe des Modellgebietes bzw. der Zeitspanne, für die das Modell Ergebnisse liefert. Analog zur Einteilung in der Meteorologie kann man hydrologische Modelle in drei übergeordnete räumliche Bereiche unterteilen. Tabelle 1.1 gibt einen Überblick über die Definitionen dieser Bereiche und die häufig verwendeten Verfeinerungen.

Tabelle 1.1: Einteilung hydrologischer Modelle in verschiedene räumliche Skalenbereiche

Bereich	Charakteristische Fläche	Verfeinerung
Mikroskala	< 0,1 km <sup>2</sup>	Punktskala (< 1 m <sup>2</sup> )
		Hangskala (< 0,01 km <sup>2</sup> )
Mesoskala	0,1 bis 1000 km <sup>2</sup>	Einzugsgebietsskala (<100 km <sup>2</sup> )
		Regionale Skala (<1000 km <sup>2</sup> )
Makroskala	> 1000 km <sup>2</sup>	Kontinentale Skala
		Globale Skala

Zeitlich werden die hydrologischen Modelle zumeist in Ereignisskala (Charakteristisches Zeitintervall bis zu einem Tag), Jahresskala und Langzeitskala (bis zu hundert Jahren und mehr) unterteilt. Blöschl (1996) erweitert den Skalenbegriff und nimmt eine Trennung bezüglich ihrer Anwendung vor. Er unterscheidet zwischen der Skala, auf der die betrachteten Prozesse ablaufen (Prozessskala), der Skala, auf der die Eingangsdaten des Modells vorliegen (Datenskala), der Skala, auf der das Modell angewendet wird (Modellskala) und jener, auf der ein Ergebnis vorhergesagt werden soll (Vorhersageskala). Weiterhin zeigt er, dass sich jede dieser Skalen durch ein Tripel von Eigenschaften (Extent, Spacing und Support) beschreiben lässt. Eine genauere Erläuterung hierzu wird in Kapitel 4 gegeben.

Durch Veränderung des zeitlichen oder räumlichen Bezuges einer Modellanwendung wird eine Skalenänderung vorgenommen. Je nach Richtung der Skalenänderung spricht man von Skalenvergrößerung (upscaling) bzw. Skalenverkleinerung (downscaling). Die mit diesem Skalentransfer verbundenen Anforderungen spielen eine entscheidende Rolle in den Fragestellungen der Regionalisierung hydrologischer Modellkonzepte.

## 1.2.2 Ansätze zur Modellierung und Diskretisierung von Einzugsgebieten

Generell stellt ein numerisches Modell eine funktionelle Einheit aus der Beschreibung der Prozesse und der Darstellung der Gebietseigenschaften mittels Daten dar. Idealerweise stimmt dabei die Skala der Prozesse mit der der Daten, des Modells und der Vorhersage überein. Dies kann auf kleinen Flächen und somit für Standortmodelle gewährleistet werden. Für die Vorhersage großer Gebiete ergibt sich aber das Problem, dass die Skalen in der Regel verschieden sind. Somit impliziert die Vorhersage für solche Gebiete eine Transformation zwischen den verschiedenen Skalen.

Zahlreiche Modellsysteme sind entwickelt worden, die auf verschiedenen Ansätzen beruhen. Diese können ganz allgemein in deterministische und stochastische Modelle unterschieden werden. Je nach Komplexität der Prozessbeschreibung der deterministischen Modelle unterscheidet man weiterhin zwischen physikalisch basierten und empirisch konzeptionellen Ansätzen. Während die ersteren versuchen, die ablaufenden Prozesse genau zu beschreiben und die naturräumlichen Gegebenheiten möglichst realistisch nachzubilden, werden in den konzeptionellen Ansätzen die Prozesse nur näherungsweise beschrieben. Dies geschieht zum Beispiel durch die Verwendung von

Speichern, in denen die Dynamik der physikalischen Prozesse durch wenige Speicherkonstanten abgedeckt wird. Eine umfassende Einteilung hydrologischer Modelle geben zum Beispiel Dyck & Peschke (1995). Keines der Konzepte ist für die Beantwortung aller hydrologischen Fragestellungen geeignet. Vielmehr ist die Aufgabenstellung ein entscheidender Aspekt, auf welches Konzept man sich festlegen sollte (Peschke 1999).

Mit der Genauigkeit der Prozessbeschreibung steigt auch die Anzahl der Modellparameter. Während bei den konzeptionellen Modellen eine empirische Anpassung der wenigen Parameter unumgänglich ist, besteht bei den physikalisch basierten Modellen die Notwendigkeit, die zahlreichen für die Lösung der prozessorientierten Modellgleichungen benötigten Eingangsdaten und Parameter zu kennen und für die Modellanwendung konsistent einzusetzen. Je größer dabei die Fläche des Untersuchungsgebietes ist, desto schwieriger ist die Bereitstellung der notwendigen Daten. In den meisten Fällen kann dieser Datenbedarf nur durch Verwendung von Kartiergrundlagen bzw. den Erkenntnissen der Fernerkundung gedeckt werden. Maßstab bzw. Auflösung der Daten bestimmen dabei das Maß, wie genau die natürlichen Gegebenheiten repräsentiert werden können.

Dyck & Peschke (1995) weisen des Weiteren darauf hin, dass deterministische Modelle nicht nur an Hand der Komplexität der beschriebenen Prozesse unterschieden werden, sondern auch auf Grund der räumlichen Diskretisierung der Einzugsgebiete. Demnach existieren Modelle, die mit räumlich verteilten Parametern arbeiten (*distributed models*) und solche, die eine Simulation mit konzentrierten Parametern vornehmen (*lumped models*).

Die Verwendung räumlich verteilter Eingangsdaten und Modellparameter bedingt eine räumliche Diskretisierung des Untersuchungsgebietes. Diese Diskretisierung kann nach verschiedenen Gesichtspunkten erfolgen, was für große Einzugsgebiete zumeist in einer großen Anzahl von Diskretisierungselementen (im Weiteren als Simulationseinheiten bezeichnet) resultiert.

Prinzipiell unterscheidet man zwei Arten der Diskretisierung:

- Einteilung in regelmäßig geformte, zumeist quadratische Flächen (Raster). Diesen Flächen liegt im Allgemeinen eine heterogene Dateninformation zugrunde, deren Variabilität zum einen von der Variabilität der jeweiligen Information und zum anderen von der Größe der Raster (Rasterweite) abhängt. Diese Variabilität wird als *subgrid variability* bezeichnet. Die Berücksichtigung dieser subskaligen Variabilität in der Simulation der Rasterfläche ist die eigentliche Herausforderung dieser Diskretisierung.
- Einteilung in unregelmäßig geformte Flächen (Polygone). Die Definition dieser Polygone kann wiederum nach verschiedenen Gesichtspunkten erfolgen. In aller Regel entstehen durch diese Diskretisierung Flächen homogener Dateninformation. Je nach ihrer Definition bezieht sich die Homogenität auf verschiedene Gebietsmerkmale. Die bekanntesten Verfahren zur Untergliederung der Einzugsgebiete in Polygone seien hier kurz vorgestellt:

Die einfachste Möglichkeit besteht in der Ausweisung der kleinsten Geometrien eines Einzugsgebietes. Die Flächen (Polygone) zeichnen sich hierbei dadurch aus, dass alle Informationen innerhalb der Fläche homogen sind und keine Variabilität mehr aufweisen. Zur Ausweisung der kleinsten Geometrien wird zumeist auf die Funktionalitäten eines Geografischen Informationssystems (GIS) zurückgegriffen. Die als Vektordaten vorliegenden Eingangsdaten der Gebietsmerkmale (Boden, Landnutzung, Relief, usw.) werden dabei miteinander verschnitten. So entsteht ein Mosaik zumeist recht kleiner Flächen, die als Simulationseinheiten für die numerischen Modelle genutzt werden können. Je nachdem, welche Datensätze in eine Verschneidung einbezogen werden, erhalten die sich ergebenden Geometrien unterschiedliche Benennungen. In diesem Zusammenhang ist sehr häufig von Pedotopen, Hydrotopen oder auch Ökotopen die Rede. Die jeweilige Bezeichnung bezieht sich darauf, welche Gebietsmerkmale innerhalb der Fläche homogen sind. Dabei kann es sich um einzelne Merkmale oder auch um Kombinationen von verschiedenen Merkmalen handeln. Flügel (1995) nutzt das Konzept der *hydrological response units* (HRU) für die Untergliederung eines Einzugsgebietes. Dafür muss gefordert werden, dass die hydrologischen Prozesse innerhalb einer solchen Einheit einheitlich sind, sich aber signifikant von den hydrologischen Prozessen anderer Einheiten unterscheiden. Dabei können diese Einheiten bezüglich der Gebietseigenschaften heterogen strukturiert sein.

Wood et al. (1988) sowie Wood (1995) nutzen ein Analogon zum repräsentativen Elementarvolumen und unterteilen ein Einzugsgebiet in repräsentative Elementarflächen (REA). Sie stellen fest, dass die Größe der REA einer kritischen Skala entspricht, oberhalb der das räumliche Verteilungsmuster der Gebietsmerkmale keinen Einfluss mehr auf die hydrologischen Prozesse hat und die Variabilität der Merkmale durch deren Häufigkeitsverteilungen beschrieben werden kann. Sie weisen darauf hin, dass diese Skala sowohl von den Prozessen abhängig ist als auch zeitlich nicht als konstant angenommen werden kann.

Sehr oft wird in der Literatur auf die Verwendung des Polygonansatzes zurückgegriffen. Becker & Kleeberg (1999) sehen den Vorteil der Verwendung solcher Polygone darin, dass sowohl kleine als auch große Flächen in der Simulation berücksichtigt werden. Dies trifft vor allem für Flächen zu, die trotz einer geringen Größe eine erhöhte Bedeutung für die hydrologischen Prozesse besitzen (z.B. versiegelte Flächen, Wasseroberflächen, usw.). In der Vernachlässigung dieser hydrologisch wichtigen Flächen bei Verwendung großer Rasterweiten sehen sie einen entscheidenden Nachteil der rasterbasierten Diskretisierung. Um der Bedeutung dieser Flächen gerecht zu werden, ist es daher sinnvoll eine Aggregierungsmethode zu entwickeln, die auch ihre Berücksichtigung gewährleistet. Dieser Anforderung soll in dieser Arbeit eine Aggregierung der Landnutzungsinformation gerecht werden.

Vorteile rasterbasierter Konzepte bestehen unter anderen in einer einfacheren Einsetzbarkeit von Fernerkundungsdaten zur Bereitstellung von Eingangs- oder Validierungsdaten und in einer besseren Möglichkeit, es mit Atmosphärenmodellen zu koppeln, da diese in aller Regel Gitterpunktsmodelle sind. Diese Kopplung kann sowohl zu einer Verbesserung der meteorologischen Eingangsdaten für eine hydrologische Modellierung beitragen, als auch eine Verbesserung der Qualität für die Klima- und Wettervorhersage bewirken. Seuffert (2002) zeigt, dass die Kopplung des lokalen

Wettervorhersagemodells (LM) des Deutschen Wetterdienstes mit dem hydrologischen Modell TOPLATS gegenüber der ursprünglichen Version des LMs zu realistischeren Werten der Bodenfeuchte führt und dadurch in erster Linie eine deutliche Verbesserung in der Vorhersage der turbulenten Flüsse sowie der prognostizierten Niederschläge erreicht wird.

Welches Diskretisierungskonzept gewählt werden sollte, kann nicht allgemein gesagt werden. Ähnlich wie bei der Wahl des Modelltyps muss dies nach der Aufgabenstellung, der Datengrundlage und der zur Verfügung stehenden Rechnerkapazität entschieden werden. Letzteres erlangt vor allem bei Einzugsgebieten mit sehr variablen Eigenschaften Bedeutung, da hier eine Diskretisierung in Polygonflächen zu einer großen Anzahl von kleinskaligen Simulationseinheiten führen kann. Dies trifft allerdings im selben Maße für die Verwendung einer rasterbasierte Diskretisierung mit kleiner Rasterweite zu. In diesen Fällen stellt sich die Frage, ob nicht eine Regionalisierung in Form einer Aggregation der Daten auf größere Skalen im Vorfeld einer Simulation zweckmäßig ist.

### 1.2.3 Unsicherheiten numerischer Simulationen

Jede numerische Simulation verliert an Aussagekraft, wenn keine Möglichkeit besteht, die simulierten Ergebnisse an Hand einer gemessenen Realität zu validieren. Für hydrologische Simulationen stehen hierfür zumeist „nur“ Abflussmessungen am Gebietsauslass zur Verfügung. Zum Teil liegen auch Messwerte innerhalb des Gebietes vor. Eine flächendeckende Überprüfung der Modellergebnisse ist aber mit den gegenwärtig zur Verfügung stehenden Möglichkeiten (noch) nicht erreichbar.

Der Vergleich von Simulation und Messung zeigt im Allgemeinen Differenzen zwischen beiden auf. Refsgaard & Storm (1996) bezeichnen diese Differenzen als Unsicherheit der Simulation. Als mögliche Ursache dieser Unsicherheit nennen sie zum einen systematische bzw. zufällige Fehler bei der Erfassung der Eingangsdaten bzw. der Vergleichs- und Validierungsdaten und zum anderen die Verwendung nicht optimaler Modellparameter bzw. Modellstrukturen in der Simulation. In aller Regel treten diese Ursachen kombiniert auf.

Bormann (2001) analysiert die Unsicherheiten, die für eine Simulation des regionalen Wasserhaushaltes in einem mesoskaligen Einzugsgebiet auftreten können. Er bezieht sich dabei auf das Einzugsgebiet der oberen Leine und verwendet das physikalisch basierte Modell SIMULAT. Auch in der vorliegenden Arbeit beziehen sich die Untersuchungen auf dieses Einzugsgebiet und dieses Modell. Allerdings verfolgt Bormann in seiner Studie ein anderes Regionalisierungskonzept, das weiter unten näher erläutert wird.

Zu den oben genannten Unsicherheitsquellen nennt Bormann ergänzend die Fehler, welche mit den räumlich verteilten Eingangsdaten zusammenhängen. Diese setzen sich aus den Fehlern der Datenerhebung und jenen zusammen, die durch Interpolation und Disaggregation entstehen. In seiner Analyse stellt er fest, dass die Unsicherheiten sowohl für verschiedene Wasserbilanzgrößen als auch unterschiedliche Zeiträume differieren. Auf die Verdunstungsberechnung wirken sich demnach die Klassifizierung der Landnutzungs- und Reliefinformation besonders unsicher aus, während die Simulation des Gesamtabflusses zum einen durch die gewählten Randbedingungen und

zum anderen durch die im Regionalisierungskonzept verwendeten vereinfachten Modellbodensäulen beeinflusst ist.

In der vorliegenden Arbeit werden die Unsicherheiten abgeschätzt, die auf Grund der verschiedenen Aggregierungsmethoden auftreten. Dabei wird angenommen, dass Eingangsdaten und Modellstrukturen keinen Einfluss auf die aggregierungsbedingten Unsicherheiten besitzen. Die möglichen Unsicherheiten in Folge der Aggregierung der heterogenen Modellparameter konzentrieren sich damit auf die Tatsache, dass die aggregierten Parameter in Bezug auf die mittleren Wasserflüsse nicht optimal sind. Um dies einschätzen zu können, werden die Ergebnisse, die sich in einer Simulation mit den aggregierten Parametern ergeben, mit den Ergebnissen verglichen, die durch die nicht aggregierten und bezüglich der Datengrundlage bestmöglichen Parameter resultieren.

### 1.2.4 Regionalisierung in der Hydrologie

Viele Fragen im Zusammenhang mit der Regionalisierung in der Hydrologie standen im Mittelpunkt eines nationalen Schwerpunktprogramms, das die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) in den Jahren 1992 bis 1998 förderte. Der Schwerpunkt dieses Programms lag auf der Erarbeitung von Methoden zur Regionalisierung hydrologischer Prozesse und deren Anwendung für die Vorhersage des Gebietswasserhaushaltes der beiden mesoskaligen Einzugsgebiete der oberen Leine (989 km<sup>2</sup>) und der Weser (ca. 37.500 km<sup>2</sup>). Insgesamt waren 16 Arbeitsgruppen beteiligt. Als Regionalisierung wird dabei sowohl die mathematische Beschreibung von Berechnungsvorschriften, Parametern oder Zustandsgrößen und deren Verhalten bei einem Skalenübergang als auch deren Übertragung von einem Gebiet zum anderen und die damit verbundene Notwendigkeit einer Aggregierung (*upscaling*) bzw. einer Disaggregierung (*downscaling*) definiert.

Hier sollen ausgewählte Ergebnisse aufgeführt werden, die eine erhöhte Relevanz für die vorliegende Arbeit haben. Für alle weiteren Ergebnisse sei auf Kleeberg et al. (1999) verwiesen.

Braden et al. (1999) sowie Mauser et al. (1999) befassen sich eingehend mit der Regionalisierung der Verdunstung. Beide Gruppen verwenden rasterförmige Simulationseinheiten mit einer Rasterweite von 500 bzw. 1000 m, die heterogene Eigenschaften besitzen können. Braden et al. bevorzugen die Berechnung mittlerer Verdunstungsflüsse für die heterogenen Simulationseinheiten mittels effektiver Werte von Relief-, Boden- und Landnutzungsparametern. Das Konzept liefert bei Simulationen mit dem Modell AMBETI gute Ergebnisse. Allerdings kann eine Validierung der Ergebnisse nur über einen Vergleich mit ebenfalls modellierten Werten erfolgen. Da AMBETI nur Verdunstungsflüsse und keine Wasserbilanz berechnet, ist keine Validierung mit den Gebietsabflüssen möglich.

Mauser et al. wählen einen anderen Weg und mitteln die Verdunstungsflüsse der verschiedenen Landnutzungstypen innerhalb einer Simulationseinheit. Die mit dem Modell PROMET berechneten Verdunstungsflüsse werden mit den AMBETI-Ergebnissen verglichen. Beide Modelle stimmen für drei verglichene Pflanzen gut überein, weichen allerdings systematisch von gemessenen Verdunstungswerten an verschiedenen lokalen Messstationen ab.

Dieckkrüger et al. (1999) bzw. Gerold et al. (1999) entwickeln Konzepte zur Ausweisung repräsentativer Einheiten zur Regionalisierung verschiedener Wasserbilanzgrößen. Beide Gruppen diskreti-

sieren zunächst das Einzugsgebiet in kleinste Geometrien und entwickeln dann Konzepte, um die Anzahl der Simulationseinheiten zu reduzieren und somit eine regionale Simulation mit Hilfe physikalisch basierter Modelle zu ermöglichen. Neben den verwendeten Modellsystemen unterscheiden sich vor allem die Konzepte der beiden Arbeitsgruppen.

Aufbauend auf einer Verschneidung von Landnutzungs-, Boden- und geologischen Merkmalen zu kleinsten gemeinsamen Geometrien vergleichen Gerold et al. zwei Verfahren, die diese Geometrien in HRUs gliedern. Im ersten Verfahren nutzen sie eine Clusteranalyse bzgl. Evapotranspiration, Oberflächenabfluss und Grundwasserabfluss. Hierfür müssen zunächst alle Einheiten berechnet werden bevor eine Ausweisung weniger HRUs erfolgen kann. Im zweiten Verfahren werden über eine Reliefanalyse Reliefseinheiten definiert, die mit mehrjährig gemessenen Bodenfeuchtedaten in Beziehung gesetzt werden. Dabei klassifizieren sie vier Relief-Feuchte-Klassen. Beide Verfahren erzielen in der Vorhersage langfristiger Wasserflüsse gute Ergebnisse im Vergleich zu den gemessenen Gebietsabflüssen. Eine Unterscheidung beider Verfahren ist dabei nicht möglich. Die Autoren weisen aber darauf hin, dass die Ausweisung der Relief-Feuchte-Klassen das effizientere Verfahren ist, da deren Berechnung bereits im Preprocessing erfolgt.

Das Regionalisierungskonzept von Diekkrüger et al. geht auf einen Ansatz von Nieschulz (1997) zurück, der von Bormann (2001) für die Anwendung auf ein mesoskaliges Einzugsgebiet erweitert wird. Ausgehend von Modellbodensäulen, die das gesamte Spektrum der vorkommenden Eigenschaften vereinfachend abdecken, wird eine Clusteranalyse vorgenommen, die diese Modellbodensäulen in Gruppen mit hydrologisch ähnlichem Verhalten zusammenfasst. Mit Hilfe integraler Kenngrößen, die sowohl bodenkundlich (z.B.: nutzbare Feldkapazität nFK) als auch mathematisch motiviert sind (z.B.: Hilbertnorm), werden den Modellbodensäulen Ökotope zugeordnet, die sich durch eine Verschneidung aller Gebietsmerkmale ergeben. Über die Zuordnung zu den Modellbodensäulen gelingt die Einteilung der Ökotope in die Gruppen mit hydrologisch ähnlichem Verhalten. Pro Gruppe muss nur ein Ökotope berechnet werden, und dessen Ergebnisse werden als repräsentativ für alle in der Gruppe befindlichen Ökotope aufgefasst. Die Anzahl der Gruppen und somit die Anzahl der zu simulierenden Ökotope hängt vom verwendeten Kriterium der Clusteranalyse ab. Diekkrüger et al. stellen fest, dass eine Anzahl von 18 Ökotopen ausreichend ist, um die Wasserbilanzgrößen des Untersuchungsgebietes zufriedenstellend zu berechnen. Damit sinkt der Rechenaufwand auf 4,5 % bezüglich aller vorhandenen Ökotope. Die auf Grund des Regionalisierungskonzeptes berechneten Gesamtabflüsse unterschätzen im Einzugsgebiet der oberen Leine die gemessenen Abflüsse. Dennoch eignet sich das Verfahren ebenso zur Regionalisierung der Wasserflüsse, wie die von Gerold et al. vorgestellten Verfahren.

Des Weiteren sei hier erwähnt, dass auf Grund der Vielzahl der durchgeführten Arbeiten eine Reihe von Eingangsdaten abgeleitet wurden, die auch in der vorliegenden Arbeit Verwendung finden. Mauser et al. leiteten eine sechsklassige Landnutzungsverteilung aus LANDSAT-TM-Satellitenbildern ab. Im Zuge der Arbeit von Gerold et al. entstand eine zusammenhängende Bodenkarte, in der die Informationen der Bodenübersichtskarte 1:50.000 (BÜK 50) des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung und der bodengeologischen Übersichtskarte 1:100.000 der Thüringer Landesanstalt für Geologie zusammengefasst sind. Schwarze et al. (1999) untersuchen die Modellierung der unterirdischen Abflusskomponenten. Dafür nehmen sie eine primär nach hydrogeologi-

schen Gesichtspunkten ausgerichtete Analyse der Gebietsmerkmale vor (Lithofazieskonzept). Die daraus hervorgegangene Lithofazieskarte enthält Angaben über die Verweilzeit des Grundwassers im Festgestein. Auf dieses Ergebnis wird in dieser Arbeit zur Definition des Grundwasserabflusses zurückgegriffen.

#### 1.2.5 Stand der Forschung bei der Aggregierung von Modellparametern

In der vorliegenden Arbeit sollen verschiedene Methoden zur Aggregierung von Modellparametern untersucht werden. In diesem Unterkapitel wird ein Überblick über einige diesbezügliche Forschungsergebnisse gegeben.

Blöschl & Sivapalan (1995) werfen zwei Fragen auf, die im Zusammenhang mit der Aggregierung von Modellparametern gestellt werden müssen:

- a) Können die Gleichungen der Mikroskala auf größere Skalen angewendet werden, und wenn dem so ist,
- b) nach welchen Regeln lassen sich aus der mikroskaligen Heterogenität die benötigten Parameter aggregieren?

Die dabei hergeleiteten, effektiven Parameterwerte gelten als repräsentativ für alle Punkte innerhalb eines Gebietes und sollen in einer Simulation idealerweise die selben Ergebnisse erzielen wie eine Simulation mit den ursprünglichen, heterogenen Parameterwerten. Blöschl & Sivapalan (1995) weisen darauf hin, dass diesen effektiven Parameterwerten in der hydrologischen Modellierung eine praktische Bedeutung zukommt, aber keine einheitlichen Regeln zu deren Herleitung bestehen.

Noilhan et al. (1997) stellen fest, dass zur Herleitung solcher effektiven Parameter bzgl. der Bodeneigenschaften und Landnutzungsinformation in der Literatur zwei verschiedene Verfahren eingesetzt werden. Zum einen nennen sie die Aggregierung von Flüssen, bei der die Flüsse jeder homogenen Teilfläche einer Simulationseinheit separat berechnet werden und im Anschluss daran zu einem aggregierten Fluss flächengewichtet gemittelt werden. Zum anderen nennen sie die Aggregierung der Parameter, wobei die Wasser- und Energieflüsse mittels der effektiven Parameterwerte berechnet werden. Eine Flussaggregierung verwenden zum Beispiel Mauser et al. (1999) zur Aggregierung der Landnutzungsinformation, während Braden et al. (1999) eine Aggregierung der Landnutzungsparameter vornehmen. Ein Vergleich beider Methoden zeigt keine eindeutigen Unterschiede in den Ergebnissen zwischen beiden Aggregierungsverfahren.

Kabat et al. (1997) zeigen, dass die Parametrisierung der Richardsgleichung skaleninvariant ist und geben diesbezüglich eine Antwort auf die obige Frage a) von Blöschl & Sivapalan (1995). Zur Herleitung geeigneter Parameter differenzieren sie zwischen zwei unterschiedlichen Parametertypen. Speziell für die Bodeneigenschaften definieren sie *effektive* Bodenparameter als flächengemittelte Werte für einen einheitlichen Bodentyp, wohingegen *aggregierte* Bodenparameter für Gebiete mit mehreren unterschiedlichen Bodentypen zu bestimmen sind. Sie geben für beide Parametertypen Berechnungsvorschläge. Zur Ermittlung effektiver Parameter schlagen sie eine inverse Modellierung unter Verwendung des similar-media-scaling-Konzepts (Miller & Miller, 1955) vor. Smith



& Dieckkrüger (1996) weisen an Hand von Messwerten aber nach, dass dieses Konzept auf viele Böden nicht zu trifft. Für die Berechnung aggregierter Parameter nutzen Kabat et al. (1997) eine flächengewichtete Mittelung der gegebenen Korngrößen. Sie stellen fest, dass die Benutzung effektiver Parameter gute Simulationsergebnisse sowohl der Evaporation als auch des Abflussverhaltens ergibt. Bei Verwendung aggregierter Bodenparameter hingegen können die Abflusskomponenten weniger gut simuliert werden. Diese Ergebnisse beruhen auf Berechnungen über sehr kurze Zeiträume und nur weniger Parameterkombinationen.

Die Betrachtung der kleinräumigen Variabilität der bodenphysikalischen Parameter steht bei der Entwicklung von Methoden zur Bestimmung repräsentativer Größen im Vordergrund. Merz & Bardossy (1998) sowie Herbst (2001) zeigen unabhängig voneinander an Hand verschiedener, kleinskaliger Einzugsgebiete, dass eine unterschiedliche Berücksichtigung der kleinräumigen Variabilität zu unterschiedlichen Aussagen bezüglich des Abflussverhaltens von heterogenen Einzugsgebieten führt. In ihren Studien ergibt eine Aggregation der Bodenparameter eine Unterschätzung der Abflusswerte. Herbst (2001) nennt dabei einen Wert von etwa 10%. Alle anderen untersuchten, zufälligen oder stochastischen Verteilungen der Bodeneigenschaften, die denselben Erwartungswert der Häufigkeitsverteilung aufweisen, bilden mehr Abfluss. Weiterhin zeigen Merz & Bardossy (1998), dass der Einfluss der kleinskaligen Variabilität der Bodenparameter mit zunehmender Einzugsgebietsgröße abnimmt.

Ähnliche Schlussfolgerungen ziehen Smith & Dieckkrüger (1996) bei der Untersuchung verschiedener, heterogener Bodensäulen. Sie definieren mit Hilfe der Verteilungsfunktionen der spezifischen Brooks & Corey - Parameter statische Ensemblewerte für Wassergehalt und Leitfähigkeit für einen gewählten Boden. Die hieraus resultierenden effektiven Funktionen für Retention und Leitfähigkeit zeigen deutliche Unterschiede zu den entsprechenden Funktionen der mittleren Bodeneigenschaften. Des Weiteren nehmen sie einen Vergleich mit sogenannten dynamischen Ensemblewerten vor, die sich aus dem Infiltrationsverhalten des Bodens ableiten und stellen auch hier große Unterschiede fest. Daraus ziehen sie die Schlussfolgerung, dass effektive Werte für Böden mit hoher Heterogenität nicht messbar und auch nur bedingt verwendbar sind.

Grayson & Western (1998) entwickeln eine Methode, welche das mittlere Verhalten eines Einzugsgebietes bezüglich der Wassergehaltsverteilung bestimmt. Sie nutzen dabei die Information über die räumliche und zeitliche Variabilität der Bodenwassergehalte an verschiedenen Messpunkten. Als repräsentative Messpunkte des Gebietes definieren sie diejenigen, deren Wassergehalte bei verschiedenen Feuchtebedingungen immer annähernd dem Mittelwert des Einzugsgebietes entsprechen. Nicht geklärt wird, ob dieser Ansatz auf Wasserflüsse übertragbar ist, und wie eine Ausweisung dieser repräsentativen Punkte ohne eine detaillierte Messung möglich ist.

Es stellt sich weiterhin die Frage, zu welchem Zeitpunkt der Datenaufbereitung die Bodenparameter zu aggregieren sind. Soll dies bereits mit gemessenen bzw. aus Standarddatensätzen vorliegenden oder erst mit abgeleiteten Größen geschehen? Kabat et al. (1997) und Noilhan et al. (1997) verwenden zur Aggregation in ihren Studien gemessene Korngrößenfraktionen. Aus den aggregierten Werten ermitteln sie anschließend unter Verwendung des Konzepts von Clapp & Hornberger (1978) die bodenphysikalischen Parameter der Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion. Diese Parameter gehen dann in die Simulationsmodelle ein. Andererseits ist es möglich, zunächst mit

Hilfe von Pedotransfer-Funktionen (PTF) die bodenphysikalischen Parameter zu bestimmen und diese danach einer Aggregierung zu unterziehen. Christiaens & Feyen (2000) führen Latin Hybercube (McKay, 1979) Simulationen mit dem Modell MIKE-SHE durch, um der Frage nach den Unsicherheiten bezüglich der Reihenfolge der Datenverarbeitung zu klären. Sie vergleichen dabei drei Vorgehensweisen:

- Verwendung gemessener Bodenparameter
- Verwendung gemessener Bodeneigenschaften mit anschließender PTF zur Bestimmung der bodenphysikalischen Parameter
- Verwendung von Bodenprofilen einer Bodenkarte mit anschließender PTF zur Bestimmung der bodenphysikalischen Parameter

Mit Hilfe der Latin Hybercube Methode konnten die Ergebnisse verglichen und statistische Hypothesen überprüft werden. Sie zeigen, dass sich die Verteilungsfunktionen der berechneten Ergebnisse zwischen den drei Fällen unterscheiden. Unsicherheiten im Bodenwassergehalt führen sie auf die Unsicherheiten in der Bestimmung des Sättigungswassergehaltes zurück, während die Abflusskomponente eher mit den Ungenauigkeiten in der Bestimmung des Lufteintrittspunktes korrespondiert.

Herbst (2001) untersucht die Möglichkeiten der Übertragung punktueller Bodeneigenschaften (z.B. Korngrößen usw.) auf die Gesamtfläche eines kleinen Einzugsgebietes mit Hilfe multivariater geostatistischer Methoden und der PTF nach Rawls & Brakensiek (1985). Dabei stellt er fest, dass die Reihenfolge von PTF und Interpolation keinen bedeutenden Einfluss auf die räumlichen Verteilungen der Bodenparameter hat. Er weist darauf hin, dass es konsistenter ist, erst eine PTF und danach eine Interpolation der Bodendaten vorzunehmen. Aus seiner Arbeit lässt sich eine Abhängigkeit der Bodenparameter von den geomorphologischen Parametern erkennen. Damit lässt sich eine räumlich nur grob aufgelöste Information der Bodenparameter verfeinern. Diese höhere Informationsdichte kann dann in komplexeren Aggregierungsverfahren Verwendung finden.

### **1.3 Ziele und Aufbau der Arbeit**

Die umfangreichen Ergebnisse des DFG-Schwerpunktprogramms „Regionalisierung in der Hydrologie“ lassen Fragen zur Möglichkeit einer Aggregation der Eingangsdaten bzw. der Modellparameter offen. Ziel dieser Arbeit ist es:

1. Spezifische Methoden zur Aggregation unterschiedlicher Eingangsdaten zu entwickeln und den Einfluss bestimmter Parameterkombinationen auf die Unsicherheit dieser Aggregierungsmethoden bezüglich der Modellergebnisse zu quantifizieren. Ein besonderer Schwerpunkt wird dabei auf die Aggregation der Bodeneigenschaften gelegt.
2. Anwendung derjenigen Aggregierungsmethoden, sich als „sicher“ erwiesen haben, für die Simulation der Wasserflüsse eines mesoskaligen Einzugsgebietes mit Hilfe eines physikalisch basierten, prozessorientierten Simulationsmodells unter Verwendung räumlich verteilter Eingangsdaten und aggregierter Modellparameter. Hierbei soll auch geklärt werden, welchen Einfluss die Wahl der räumlichen Diskretisierung auf die Modellergebnisse hat und ob eine rasterbasierte Simulation vergleichbare Ergebnisse liefert wie eine polygonbasierte.

Beide Ziele werden mit Hilfe des physikalisch basierten Modells SIMULAT (Diekkrüger & Arning, 1995) gelöst. Eine Beschreibung des Modells wird in Kapitel 2 gegeben. Ziel 1 wird teils mit theoretischen Daten, teils mit realen Daten des Einzugsgebietes der oberen Leine (Kapitel 3) untersucht. Die Simulationen zu Ziel 2 werden ausschließlich für dieses Einzugsgebiet durchgeführt. Hier stehen neben einer umfassenden Datengrundlage auch Ergebnisse des Schwerpunktprogramms zur Verfügung, mit denen ein Vergleich der in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse durchgeführt werden kann. Zur Klärung des zweiten Zieles wird das Untersuchungsgebiet sowohl in Raster verschiedener Rasterweiten (500 m, 1000 m, 2000 m) unterteilt, als auch homogene Einheiten der Eingangsdaten als Simulationseinheiten verwendet. Als mögliche homogene Einheiten stehen zur Verfügung:

- die Einheiten der Landnutzungsverteilung (5211 Einheiten),
- die Einheiten der BÜK50 (Bodeneinheiten) (925 Einheiten),
- die Gebiete gleichen Niederschlags (13 Einheiten),
- die Regionen, die durch je eine der beiden Wetterstationen repräsentiert werden (2 Einheiten).

Im Gegensatz zu anderen Ansätzen, wird in dieser Arbeit keine Verschneidung der einzelnen Datensätze vorgenommen, sondern direkt auf den eben genannten Einheiten gerechnet. Für beide Diskretisierungskonzepte ist eine Aggregation der heterogenen Information auf die Skala der Simulationseinheiten erforderlich. Für die heterogenen Eingangsdaten Boden bzw. Landnutzung wird die Aggregation zum einen mit der in Kapitel 4 als optimal zu bestimmenden, spezifischen Aggregierungsmethode vorgenommen. Zum anderen wird die flächengrößte Information als repräsentativ angenommen. Somit ist ein Vergleich verschiedener Aggregierungsstufen möglich. Die Ergebnisse der unterschiedlichen Simulationen werden im Kapitel 5 beschrieben.

## 2 Die Prozesse des hydrologischen Kreislaufes und ihre Modellierung

### 2.1 Theoretische Grundlagen

In der vorliegenden Arbeit kommt ein physikalisch basiertes, deterministisches Modell zum Einsatz, das mit räumlich verteilten Parametern den Wasserhaushalt eines mesoskaligen Gebietes berechnet. Grundlage eines solchen Simulationsmodells ist ein umfassendes Verständnis der Prozesse, die es beschreibt. Um diesem Aspekt gerecht zu werden, wird zunächst eine Einführung in die theoretischen Zusammenhänge gegeben. Erst anschließend erfolgt eine Beschreibung der einzelnen Modellkomponenten.

Das hydrologische Prozessgefüge umfasst verschiedene Vorgänge in der Atmosphäre, der Biosphäre, der Pedosphäre sowie der Hydrosphäre. Es wird durch die Eigenschaften und Zustandsgrößen dieser Sphären und durch die Bedingungen an deren Grenzflächen gesteuert. Das zur Verfügung stehende Wasser kann innerhalb dieser Prozesse in allen drei Phasen vorliegen und seinen Aggregatzustand in Abhängigkeit von den vorhandenen energetischen Zuständen wechseln. Stoff- und Energietransport sind eng miteinander verknüpft. Abbildung 2.1 zeigt die Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Sphären.

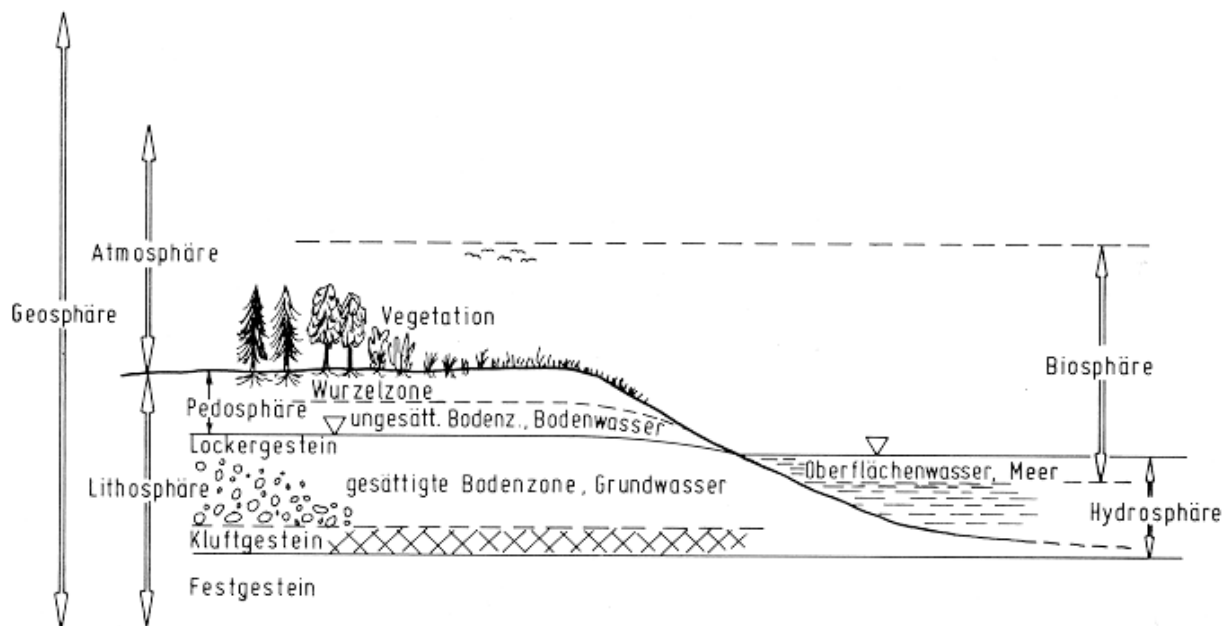


Abbildung 2.1: Interaktionen des hydrologischen Kreislaufes zwischen verschiedenen Sphären;

Quelle: Baumgärtner & Liebscher (1996)

Erreicht Niederschlag eine Grenzfläche zwischen Atmosphäre und einer anderen Sphäre, laufen komplexe Vorgänge ab, welche das Wasser für verschiedene Teilprozesse verfügbar machen. Art des Niederschlags, die Beschaffenheit und Nutzungsform der Grenzfläche sowie die herrschenden Zustände in Atmosphäre und Pedosphäre entscheiden darüber, welche Bedeutung eine Komponente

im Prozessgeschehen erlangt. Ganz allgemein kann man diese Aufteilung mit Hilfe der Gleichung [1]

$$N = V + A + SP \quad [1]$$

beschreiben. Man geht davon aus, dass der Freilandniederschlag (N) oder allgemein ausgedrückt jeder Zufluss entweder verdunstet (V) oder abfließt (A). Wasser, welches in einer betrachteten Zeitskala nicht in diese beiden Komponenten aufgeteilt werden kann, wird zunächst gespeichert (SP) und erst später aufgeteilt (negatives SP). Dies ist in der Regel dann der Fall, wenn kein Niederschlag mehr fällt und sich der Speicher somit nicht weiter füllen kann. Verdunstung unterscheidet sich vom Abfluss prinzipiell dadurch, dass bei der Verdunstung eine Änderung des Aggregatzustandes vom flüssigen Wasser zu Wasserdampf stattfindet. Sowohl dafür als auch zur Bildung von Abfluss wird Energie benötigt, um Arbeit gegen wirkende Kräfte zu verrichten. Jede konservative Kraft  $\vec{F}$  besitzt ein Potential P in folgender Form:

$$\vec{F} = -\vec{\nabla} P$$

mit

$$\vec{F} : \text{Kraftfeld} [kg \cdot m / s^2] \quad [2]$$

$$P : \text{Potential des Kraftfeldes } \vec{F} [kg \cdot m^2 / s^2]$$

$$\vec{\nabla} : \text{Räumlicher Gradient} [1/m]$$

Für jede Bewegung, die in diesem Kraftfeld von einem Punkt a zu einem Punkt b erfolgen soll, muss Arbeit A [kg m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>] verrichtet werden. Diese Arbeit ergibt sich als Integral entlang des Weges von a nach b durch das betreffende Kraftfeld. Nach Gleichung [2] ist die zu verrichtende Arbeit gleich der Differenz des Potentials an den beiden Punkten.

$$A = \int_a^b F dr = P(a) - P(b) \quad [3]$$

mit  $dr$ : differentielltes Wegstück [m]

Besteht andererseits ein Potentialgefälle, wird dadurch eine Bewegung in Richtung des kleineren Potentials verursacht und somit ein Ausgleich des Gefälles bewirkt.

Arbeit kann nur verrichtet werden, wenn Energie vorhanden ist. Eine Frage die sich in diesem Zusammenhang immer wieder stellt, ist: Wie hoch ist die zur Verfügung stehende Energie? Bei der Verdunstung gibt die einfallende solare Strahlung die Energie vor, die für die Verdunstung genutzt werden kann. Diese Energie steht zur Verfügung, um Wassermoleküle gegen die Bindungskraft des Wassers aus dem Molekülverband zu lösen. Wie viel wiederum von dieser Strahlungsenergie zur Verdunstung genutzt werden kann, bestimmt sich aus dem Feuchtegradienten, der sich zwischen Oberfläche und Luft einstellt. Im Gegensatz dazu kann Wasser fließen, wenn das Gravitationspotential des Wassers größer ist als das Potential der Reibungskräfte, welche sich auf Grund der

Unebenheiten und Rauigkeiten der Oberfläche ergeben. Im Allgemeinen kann man feststellen, dass die Reibung mit zunehmender Wassermenge abnimmt. Hat sich auf der Grenzfläche ein zusammenhängender Wasserfilm ausgebildet, vermindert sich der Reibungswiderstand, und das Wasser kann frei fließen. Dies gilt sowohl für pflanzliche, künstliche als auch für Bodenoberflächen. Vor diesem Hintergrund lässt sich an den verschiedenen Grenzflächen die Aufteilung des Niederschlagswassers leicht nachvollziehen.

### Niederschlagswasser:

In den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre, in welchen sich auch das zu betrachtende Untersuchungsgebiet befindet, bildet Wasser in flüssiger Form den Hauptanteil des Niederschlags und erlangt somit die höchste Bedeutung für die hydrologischen Vorgänge. Schnee kommt nur in höher gelegenen Gebieten und der entsprechenden Jahreszeit eine größere Bedeutung zu. Diese letztere Form des Niederschlags hat eine speichernde Wirkung innerhalb des Systems, da die Umwandlung in abflussrelevantes Wasser zumeist später eintritt als der Niederschlag selbst. Wasser wird hier in Form einer Schneedecke gespeichert und erst bei deren Schmelze wieder in den hydrologischen Kreislauf gegeben. Ein Teil gelangt durch Verdunstung als Wasserdampf allerdings schon vorher in die Atmosphäre zurück. Als weitere feste Niederschlagsformen treten Hagel und Graupel in Erscheinung. Auch sie haben eine gewisse Speicherwirkung. Erst nach ihrer Schmelze sind beide Formen für abflussbildende Prozesse verfügbar. Niederschläge der gasförmigen Phase wie Tau und Reif (Kondensation und Sublimation erst an Oberflächen) treten zwar häufig in Erscheinung (vornehmlich Taubildung), haben aber nur einen geringen Anteil am Wasser- und Energiehaushalt eines Gebietes. Beide Niederschlagsarten wandeln sich zum größten Teil direkt wieder in Wasserdampf um, ohne einen nennenswerten Anteil an abflussbildendem Wasser zu leisten. Dies gilt in der Regel auch für Niederschlag, der sich aus Nebel ergibt. Die geringen Niederschlagsmengen, die sich durch Tau oder Nebel ergeben, benetzen hauptsächlich die Oberfläche der Vegetation und des Bodens. Feuchte Oberflächen reduzieren ihrerseits die Transpiration der Pflanzen, aber auch die Evaporation des Bodens.

Die weiterführende Transformation des einfallenden Niederschlagswassers hängt entscheidend von der Beschaffenheit der Oberfläche ab, auf die der Niederschlag fällt. Hierbei kann es sich um Gewässer aller Art, um verschiedene Arten von Vegetation (Wald, Grasland, Ackerland, usw.), aber auch um vegetationsfreie (Schwarzbrache) sowie versiegelte Oberflächen wie Felsen, Gebäude oder Straßen handeln. Die unterschiedlichen Arten der Oberflächen grenzen die Atmosphäre von anderen Sphären ab. An jeder dieser Grenzflächen spielen sich spezielle Vorgänge ab.

### Grenzfläche Atmosphäre – Vegetation:

Hierzu zählt man vor allem Blattoberflächen, bei verholzender Vegetation muss ebenso das Stammsystem berücksichtigt werden. Der Niederschlag benetzt zunächst Blätter sowie Stamm und Äste und wird darauf in Oberflächenunebenheiten oder durch die Behaarung der Blätter gespeichert. Aus diesem Interzeptionspeicher speisen sich gemäß der obigen Betrachtung Verdunstung und Abfluss. Es verdunstet der Teil des Benetzungswassers (Interzeptionsverdunstung I), welcher nicht abfließt. Abfluss kann sich dann bilden, wenn mehr Wasser gefallen ist als die Oberfläche speichern

kann. Der Abfluss teilt sich in abtropfendes Wasser und den Stammabfluss auf. Die Richtung des Abflusses ist durch die Gravitationskraft gegeben. Das Wasser verlagert sich somit vertikal zum Erdboden hin, auch wenn es zwischenzeitlich lateral entlang von Ästen und Zweigen abfließt. Bei benetzten, feuchten Pflanzenoberflächen reduziert sich die Fähigkeit der aktiven Verdunstung (Transpiration). Welcher Anteil des Niederschlags durch die Biosphäre in andere Wasserflüsse umgesetzt wird, hängt von der Dichte und der Höhe der Vegetation ab. Vegetation wirkt sich demnach zum einen verringernd (Interzeptionsverlust) und zum anderen verzögernd bezüglich des Niederschlags aus, welcher die Erdoberfläche erreicht. Die Niederschlagsmenge, welche durch den Bestand zur nächsten Grenzfläche fällt, wird als Bestandsniederschlag ( $N_B$ ) gekennzeichnet und berechnet sich nach der Gleichung [4]

$$N_B = N - I$$

mit

$N_B =$  Bestandsniederschlag

$N =$  Niederschlag

$I =$  Interzeptionsverdunstung

[4]

#### Grenzfläche Atmosphäre – Boden:

Im Unterschied zu vegetativen Oberflächen ist es dem Wasser an dieser Grenzfläche möglich, in ein anderes Medium einzudringen. Ein Boden zeichnet sich durch seine charakteristische Zusammensetzung mineralischer und organischer Bestandteile aus und stellt ein 3-Phasen-Gemisch dar, welches aus Luft, Wasser und den festen Bodenpartikeln mineralischen und organischen Ursprungs besteht. Luft und Wasser teilen sich den Porenraum (Porenvolumen), der zwischen den festen Bestandteilen entsteht. Die Partikel treten in Gefügen auf, welche wiederum von den Bestandteilen selbst, der Lagerungsdichte sowie von der Bearbeitung zum Beispiel auf landwirtschaftlich genutzten Flächen abhängen. Eine wichtige Rolle für den Aufbau und die Eigenschaften eines Bodens spielt auch die Vielfalt an Bodenlebewesen, die auf Grund ihrer Aktivität das Gefüge in der obersten, humosen Bodenzone ständig verändern. Zusammensetzung und Gefüge variieren mit der Tiefe und bilden dabei mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Horizonte. Die Abfolge bestimmter Horizonte innerhalb eines Bodenprofils bestimmt den Bodentyp und gibt Auskunft über die Bodengese in Abhängigkeit von den lokalen Gegebenheiten. Die Zusammensetzung der mineralischen Partikel des Bodens kennzeichnet die Bodenart. Sie wird in Abhängigkeit von deren Größe in drei Fraktionen eingeteilt: Ton-, Schluff- und Sandpartikel (nach aufsteigender Partikelgröße sortiert). Größere Bestandteile (Durchmesser  $> 2$  mm) werden als Skelettanteil eines Bodens zusammengefasst, während die organischen Bestandteile als Humusgehalt bezeichnet werden. Nach den Anteilen der drei genannten Korngrößenfraktionen entscheidet sich die dazugehörige Bodenart. Nach der bodenkundlichen Kartieranleitung (KA4, 1994) werden 31 Bodenarten unterschieden. Sie lassen sich im sogenannten Korngrößendreieck (Abbildung 2.2) darstellen. Die Bodenarten sind mit dem Porenvolumen korreliert, welches mit zunehmender Lagerungsdichte abnimmt. Die in der KA4 für die Bodenarten angegebenen Porenvolumina bei einem gering verdichteten Boden (Lagerungs-

dichteklasse 1) sind als Isolinien (Interpolation zwischen den 31 Werten) ebenfalls in Abbildung 2.2 zu sehen.

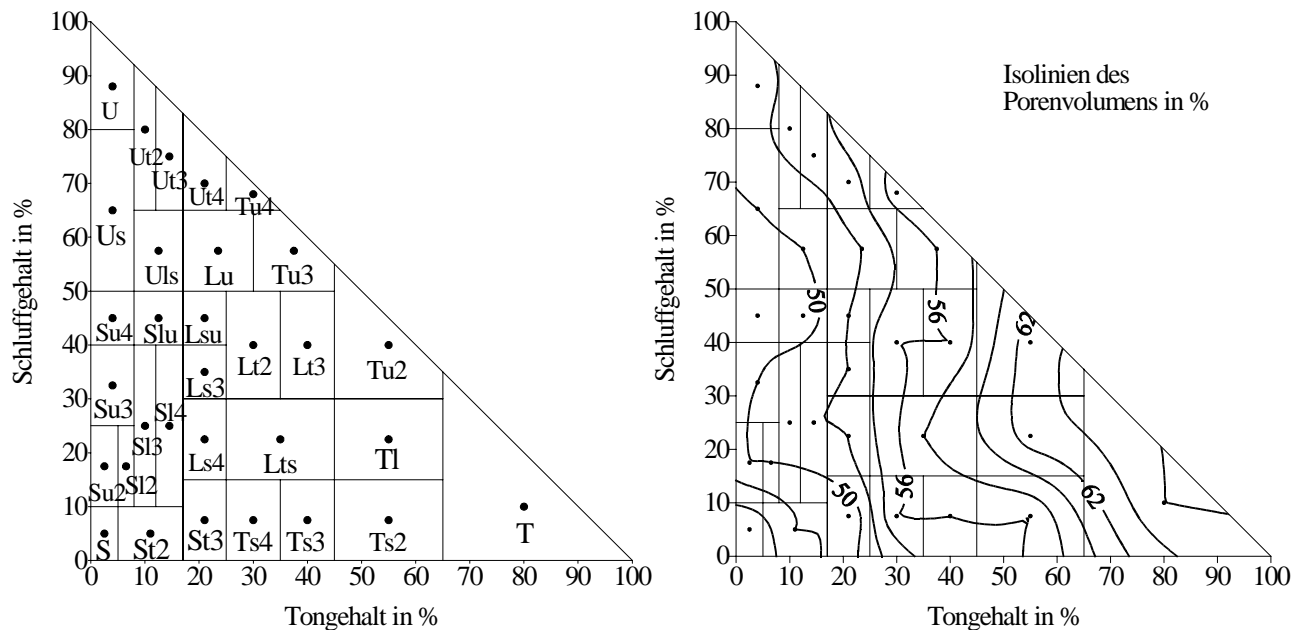


Abbildung 2.2: Bodenartenklassifizierung nach KA4 (Links) und deren Porenvolumina in % bei gering verdichteten Böden (Rechts; Isolinienabstand: 2%)

Aus Abbildung 2.2 ist ersichtlich, dass die Porenvolumina für Tonböden am Höchsten sind. Dies liegt an der Form der Tonminerale. Sie stellen zumeist Blättchen dar, die im Boden ungeordnet gelagert sind. Dadurch ergeben sich mehr Hohlräume als bei den nahezu kugelförmigen Quarzmineralen. Sandböden weisen das geringste Porenvolumen auf. Die Größen der Poren zeigt ebenso wie die Korngrößen ein kontinuierliches Spektrum, welches laut Konvention in verschiedene Bereiche eingeteilt wird. Zumeist wird es in Feinporen (Durchmesser  $< 0,2 \mu\text{m}$ ), Mittelporen (Durchmesser zwischen  $0,2$  und  $10 \mu\text{m}$ ) und Grobporen eingeteilt. Bis zu einem Durchmesser von  $50 \mu\text{m}$  spricht man von engen Grobporen, darüber hinaus vom weiten Grobporen. In diesem Bereich liegen auch die in der Hydrologie häufig erwähnten und für hydrologische Prozesse wichtigen Makroporen. Die Größe der Poren ist deutlich an die Korngrößen gebunden. Sandböden besitzen einen hohen Anteil an Grobporen während Tonböden vor allem Feinporen aufweisen. Neben der Luft- und Wasserversorgung ist ebenfalls die Durchwurzelung des Bodens und damit die Vitalität und Standfestigkeit der Vegetation durch die Größe der Poren bestimmt. Im Allgemeinen befindet sich in den Poren Wasser. Mit Ausnahme der Wassersättigung des Bodens ist auch Luft darin eingeschlossen. Auf Grund seiner Dipolstruktur kann das Bodenwasser die festen Bodenpartikel sehr gut benetzen. Dabei kommt es sowohl zu Bindungen zwischen Bodenpartikeln und Wasser sowie zwischen den Wassermolekülen selber, die sowohl durch elektrostatische Kräfte als auch durch Wasserstoffbrücken gehalten werden. Je nach Art der wirkenden Kräfte wird zwischen Adsorptions- und Kapillarwasser unterschieden. Diese Kräfte wirken der Gravitationskraft entgegen und hindern das Wasser am Sickerprozess. Die Stärke der Bindung hängt dabei sowohl vom Bodenwassergehalt als auch von der Porengröße ab. Das Potential der Bindungskräfte wird als Matrixpotential bezeichnet. Die Summe aus Matrixpotential und Gravitationspotential wird als



hydraulisches Potential (Gleichung [5]) bezeichnet und beschreibt die Fähigkeit der Wassers sich im Boden frei zu bewegen.

$$\psi_h = \psi + \psi_G$$

mit

$\psi_h$  : hydraulisches Potential [hPa]

[5]

$\psi$  : Matrixpotential [hPa]

$\psi_G$  : Gravitationspotential [hPa]

Das Eindringen des Wassers in den Boden bezeichnet man als Infiltration. Das Infiltrationsvermögen ist dabei abhängig von Zusammensetzung und Größenverteilung des Porengefüges und der Porenwassersättigung. Diese Faktoren bestimmen die Reibungskraft und somit das Potential, welches dem eindringenden Wasser entgegensteht. Das infiltrierte Wasser sickert tiefer in den Boden und verdrängt das dort bereits befindliche Wasser. Übersteigt die Niederschlagsrate die Infiltrationsrate, kommt es an der Oberfläche zu einem Wasserüberschuss. Die Erdoberfläche setzt diesem Wasser auf Grund ihrer Rauigkeit einen Bewegungswiderstand entgegen. Ist dieser kleiner als das freie Gravitationspotential, setzt eine abfließende Bewegung (Oberflächenabfluss ABF) in Richtung des Potentialgradienten ein. Im anderen Fall bleibt das Wasser zunächst an der Oberfläche gespeichert (auch Muldenrückhalt genannt), wo es verdunstet oder nach und nach ebenfalls in den Boden eindringt. Als Mulde werden dabei größere Senken des Reliefs, aber auch Unebenheiten der Oberfläche verstanden. Nach dem Sättigungsgrad des Bodens unterscheidet man zwei Ursachen für die Bildung von Wasserüberschuss an der Erdoberfläche. Bei ungesättigten Verhältnissen hängt die Bildung von den Bodeneigenschaften ab, die die potentielle Infiltrationsrate beeinflussen. Übersteigt der Niederschlag diese Infiltrationsrate resultiert der sogenannte Hortonsche Oberflächenabfluss. Ist der Boden mit Wasser gesättigt, verringert sich die Infiltrationsrate des Bodens. Dann genügen bereits geringe Mengen zusätzlichen Niederschlags, um einen Wasserüberschuss an der Oberfläche zu bilden (Sättigungsflächenabfluss). Der in beiden Fällen entstehende Oberflächenabfluss gelangt entweder direkt in Gewässer (Hydrosphäre), auf infiltrationsfähige Flächen oder füllt an anderer Stelle oberflächennahe Speicher. Auf anthropogen versiegelten Flächen erfolgt dieser Abfluss zumeist im Form von Kanalsystemen, die in der Regel direkt mit dem Gewässersystem verbunden sind.

Das infiltrierte Wasser kann gemäß des wirkenden hydraulischen Potentials sowohl vertikal als auch lateral im Boden fließen. Zu den vertikalen Flüssen zählen der Perkulationsstrom, welcher der Gravitation folgt und der kapillare Aufstieg von Wasser, der wie es der Name andeutet einen aufwärts gerichteten Fluss beschreibt. Er ist in aller Regel auf mittlere bis kleine Poren beschränkt. Zu den lateralen Flüssen zählt man den Zwischenabfluss. Dieser findet hauptsächlich in größeren Poren statt, zum Beispiel den biogenetischen Makroporen, oder auf Schichten, die sich durch eine schlechte hydraulische Leitfähigkeit auszeichnen. Das bewegliche Bodenwasser verlässt nach einer bestimmten Zeit den Boden. Entweder gelangt das Wasser dabei zurück an die Erdoberfläche (Returnflow) und unterliegt dort den oben beschriebenen Bedingungen an der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Boden, oder die Bodenwasserflüsse speisen den Grundwasserleiter. Das darin

enthaltene Wasser gelangt nach einer weiteren zeitlichen Verzögerung ebenfalls wieder an die Erdoberfläche (Grundwasserabfluss, GW) und speist die oberirdischen Fließsysteme. Zusammen mit den anderen Abflusskomponenten konzentriert es sich in Bächen und Flüssen (Gerinneabfluss). Bei Vorhandensein von Vegetation muss eine weitere Komponente betrachtet werden. Dann kommt neben der Evaporation des Bodens die Transpiration (T) der Pflanzen zur Gesamtverdunstung (Evapotranspiration) hinzu. Hierbei handelt es sich um einen weiteren Übergang zwischen zwei Sphären. Um die hohen Potentiale im Boden zu übertreffen, nutzen die Pflanzen über die Spaltöffnungen (Stomata) ihrer Blätter den atmosphärischen Druck für die Aufnahme des Bodenwassers über das Wurzelsystem. Hierbei handelt es sich um einen einseitig in die Pflanzen gerichteten Wasserfluss, der erst an der Blattoberfläche in einen Verdunstungsfluss übergeht. Auch dieser Vorgang wird durch den relativen Wassergehalt des Bodens beeinflusst. Je mehr Wasser im Boden zur Verfügung steht, desto geringer muss das Potentialgefälle zwischen Boden und Atmosphäre ausfallen, um den Transpirationsstrom in Gang zu setzen und desto mehr Wasser kann über die Vegetation verdunsten.

### Grenzfläche Atmosphäre – Gewässer:

Auf Grund des geringen Flächenanteils von kontinentalen Wasseroberflächen, ist der Übergang des Niederschlags in die Hydrosphäre bei der Betrachtung der hydrologischen Vorgänge auf Landoberflächen von untergeordneter Bedeutung. Dennoch soll er hier kurz Erwähnung finden. Dieser Übergang hat die entscheidende Besonderheit, dass das Wasser in ein Medium eindringt, was sehr ähnliche Eigenschaften besitzt wie es selbst. Hierbei verändert sich die Dichte der Umgebung. Da Wasser eine höhere Dichte als Luft aufweist, muss das eindringende Wasser gebremst werden. Die Eindringtiefe hängt zunächst von der resultierenden kinetischen Energie des Tropfens und des Gewässers ab. Danach entscheiden Dichteunterschiede zwischen dem Tropfen und seiner Umgebung, ob es einer weiteren vertikalen Bewegung unterliegt. Da die Dichte des Wassers in Süßgewässern hauptsächlich von der Wassertemperatur abhängt, entscheidet die Temperatur des Tropfens über seine weitere Bewegung. Niederschlagswasser kann, um im Bild der obigen Erklärung zu bleiben, direkt vertikal abfließen und wird beim fließenden Gewässer sofort mit in dessen laterale Translation (Gerinneabfluss) einbezogen. Gewässer sind vornehmlich als Speicher zu verstehen, die sowohl den Abfluss (vornehmlich Gerinneabfluss, aber auch Infiltration in die unterirdischen Bereiche) als auch die Verdunstung speisen.

Zusammenfassend noch einmal ein Blick auf die Wasserhaushaltsgleichung eines Gebietes. Gleichung [1] erhält unter Berücksichtigung der beschriebenen Prozesse folgende Gestalt:

$$N = N_B + I = V + A + SP = E + T + ABF + GW + SP \quad [6]$$

Die verwendeten Abkürzungen bezeichnen die eben beschriebenen Flüsse (Erläuterungen siehe Text). Die Änderungen des Speichers SP gleichen sich über längere Zeiträume aus.

Die geschilderten Vorgänge stellen keine vollständige Auswahl der möglichen Prozesse dar, welche im hydrologischen Prozessgefüge ablaufen können. Alle diese Prozesse lassen sich durch eine charakteristische Zeit- und Längenskala kennzeichnen. Dies ermöglicht eine Einordnung und Trennung der Prozesse und erlaubt eine Abschätzung deren Relevanz für die Skalen, auf denen eine Beschreibung des Prozessgefüges erfolgen soll. Die hydrologischen Prozesse weisen ein weites Skalenspektrum auf. Es reicht von wenigen Minuten und Metern (z.B. Hortonscher Oberflächenabfluss) bis weit über hundert Jahre und 10000 km (z.B. Wasserbewegung im Grundwasserleiter). Zur mathematischen Beschreibung der physikalischen Prozesse ist es notwendig die Eigenschaften der verschiedenen Sphären zu kennen. Diese Eigenschaften und auch die Modellparameter zur Beschreibung der Prozesse sind nicht universell sondern nur für bestimmte Skalenbereiche gültig. Auf sehr kleinen Skalen (Mikroskala) hängen Eigenschaften und Prozesse stark von der Größe des betrachteten Volumens ab. Erst ab einem kritischen Volumen, dem sogenannten repräsentativen Elementarvolumen (REV) variieren die Eigenschaften kontinuierlich und nehmen repräsentative Werte an. Unterhalb des REV lassen sich die Eigenschaften kaum erfassen, und damit ist auch die Vorhersage der physikalischen Prozesse stark eingeschränkt.

## 2.2 Mathematische Beschreibung der Transportprozesse

Mathematisch benötigt man zur Lösung von Bewegungsvorgängen in einer Sphäre prognostische Gleichungen, welche die räumlichen und zeitlichen Veränderungen beschreiben. In der Regel verwendet man hierfür Differentialgleichungen. Zu deren Lösung ist die Vorgabe von Randbedingungen für die Beschreibung der Zustände an den Sphäregrenzen sowie Anfangsbedingungen der zeitlichen Entwicklung notwendig. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Beschreibung der Wasserbewegung im Boden. Somit wird nur eine Bewegungsgleichung für die Pedosphäre benötigt, während die angrenzenden Sphären die Randbedingungen vorgeben, nach denen sich die Lösung der Bewegungsgleichung richten muss. Zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung steht die Richardsgleichung zur Verfügung. Sie stellt eine Kombination des Gesetzes von Darcy und der Massenerhaltung dar. Darcy beschrieb bereits 1856 die lineare Abhängigkeit eines Wasserflusses  $\vec{q}$  vom herrschenden Gradienten  $\vec{\nabla}$  des hydraulischen Potentials  $\psi_h$ .  $\vec{q}$  besitzt darin die Dimension einer Geschwindigkeit. Das hydraulische Potential hingegen wird gewichtsspezifisch betrachtet und erhält somit die Dimension einer Länge.

$$\vec{q} = -k_s \cdot \vec{\nabla}(\psi_h) \quad [7]$$

Gleichung [7] stellt diesen Zusammenhang dar.  $k_s$  bezeichnet die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (Dimension einer Geschwindigkeit), die von der Bodenzusammensetzung und den Eigenschaften der Flüssigkeit abhängt. Vergrößert sich bei gleichem  $k_s$  der Gradient, welcher die räumlichen Änderungen der Zustandsgröße  $\psi_h$  beschreibt, so erhöht sich der Wasserfluss  $\vec{q}$ . Die zeitlichen Änderungen des Wassergehalts  $\theta$  im Boden hängen mit der Divergenz des Wasserflusses  $\vec{q}$  über die Kontinuitätsgleichung [8] zusammen.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{q}) + S \quad [8]$$

Der Term S kennzeichnet mögliche Quellen und Senken des Wassergehaltes. Der Wassergehalt ist hier in Volumenprozent anzugeben.

Setzt man Gleichung [7] in [8] ein, erhält man die Richardsgleichung [9] für einen isotropen und gesättigten Boden, wenn der Skalierungsfaktor  $k_s$  immer noch als konstant betrachtet wird. Berücksichtigt man, dass Wasserfluss auch bei ungesättigten Zuständen möglich ist und dass die Bodeneigenschaften sich in den verschiedenen Raumrichtungen unterscheiden, geht  $k_s$  in einen dreidimensionalen Tensor  $K(\theta, x, y, z)$  über.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (K(\theta, \vec{x}) \cdot \vec{\nabla}(\psi + \psi_G)) + S \quad [9]$$

Zur Lösung dieser Gleichung benötigt man die Kenntnis des Zusammenhangs zwischen Wassergehalt und Matrixpotential bzw. zwischen Leitfähigkeit und Matrixpotential. Dieser als Retentionskurve bzw. Leitfähigkeitskurve bezeichnete Zusammenhang hängt von den bodenphysikalischen Eigenschaften eines Bodens ab. Beide Funktionen lassen sich durch Laboruntersuchungen an Bodenproben ableiten. Da es kaum möglich ist, diese Funktionen für alle zu untersuchenden Gebiete zu erheben, ist man gezwungen, auf Parametrisierungen des Zusammenhangs zurück zu greifen. In der vorliegenden Arbeit wird die Parametrisierung von Brooks & Corey (1964) in der nach Smith (1992) modifizierten Form verwendet (Gleichung [10]):

$$\Theta(\psi) = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left( 1 + \left( \frac{|\psi|}{\psi_b} \right)^5 \right)^{-\left(\frac{\lambda}{5}\right)} \quad [10]$$

$$K(\Theta(\psi)) = k_r(\Theta(\psi)) \cdot k_s = \Theta(\psi)^{\left(3 + \frac{2}{\lambda}\right)} \cdot k_s$$

mit

- $\Theta$ : relative Wassersättigung [%]
- $\theta_s$ : Bodenwassergehalt bei Sättigung [Vol. %]
- $\theta_r$ : residualer Wassergehalt des Bodens [Vol. %]
- $\psi_b$ : Lufteintrittspunkt [hPa]
- $\lambda$ : Kurvenparameter [–]
- $K(\Theta(\psi))$ : hydraulische Leitfähigkeit [cm/d]
- $k_r(\Theta(\psi))$ : relative hydraulische Leitfähigkeit [–]

Die darin auftretenden bodenphysikalischen Parameter ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $k_s$ ,  $\psi_b$  und  $\lambda$ ) können nur mit großem Aufwand aus Felduntersuchungen gewonnen werden, und müssen aus den relativ einfach zu erhebenden Bodeneigenschaften (Korngrößenverteilung, Lagerungsdichte, Humusgehalt, u.a.) mit Hilfe

sogenannter Pedotransferfunktionen (PTF) abgeleitet werden. Aus der Vielzahl der zur Verfügung stehenden PTF (siehe Tietje & Tapenhinrichs 1993) wird in dieser Arbeit die PTF nach Rawls & Brakensiek (1985) verwendet. Es handelt sich dabei um multiple nichtlineare Regressionen zwischen den drei Parametern Sand- und Tongehalt sowie dem Porenvolumen und den fünf gesuchten Parameter. Rawls & Brakensiek (1985) geben als Intervalle der Anwendbarkeit dieser PTF für Ton [5%, 60%] und für Sand [5%, 70%] an.

Auch die Retentions- und Leitfähigkeitskurven sind in hohem Maße nichtlinear. Abbildung 2.3 zeigt beide Kurven in Abhängigkeit vom Matrixpotential für einen tonigen Lehm (Lt2) bei geringer Verdichtung. Als Bezeichnung der Abszisse wird die in der Bodenkunde zur Kennzeichnung des Matrixpotentials übliche Maßeinheit pF verwendet. Sie gibt den dekadischen Logarithmus des negativen Matrixpotentials in hPa an ( $pF\ 1 = \log(|-10\ \text{hPa}|)$ ).

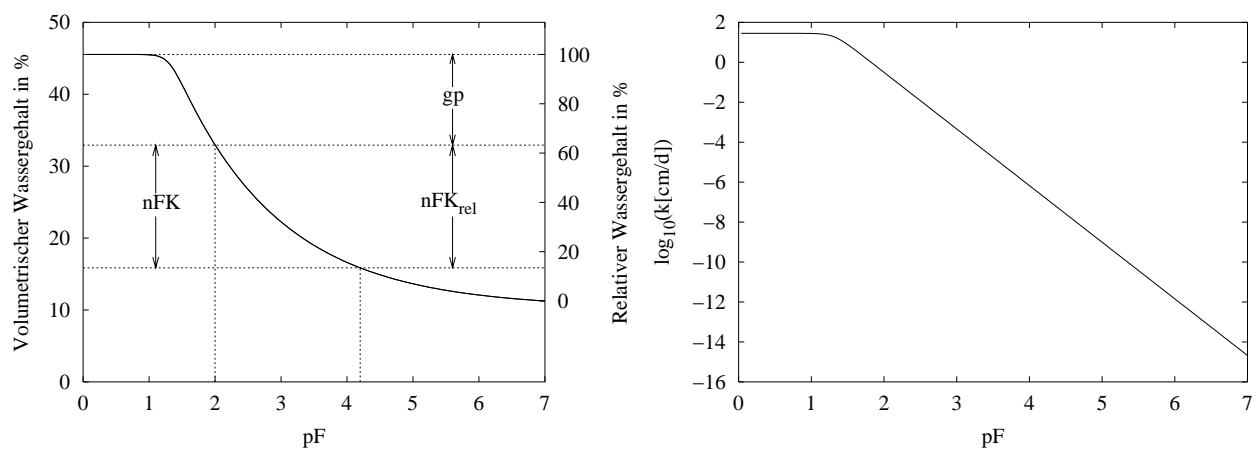


Abbildung 2.3: Bodenhydrologische Eigenschaften der Bodenart Lt2: Links Retentionskurve (nFK: Nutzbare Feldkapazität, nFK<sub>rel</sub>: Rel. nFK, gp: Rel. Grobporenvolumen); Rechts: Hydraulische Leitfähigkeit

Aus beiden Beziehungen lassen sich integrale Kennwerte ableiten, die in den späteren Aggregierungsansätzen eine Rolle spielen und weitere bodenhydrologische Eigenschaften beschreiben.

#### Nutzbare Feldkapazität (nFK):

Diese Kenngröße beschreibt die absolute Menge an Wasser, die für die Transpirationsvorgänge der Vegetation maximal zur Verfügung steht. Pflanzen können Wasser optimal aus dem Boden aufnehmen, wenn der Wassergehalt und damit auch das Matrixpotential innerhalb eines bestimmten Bereiches liegt. Dieser Bereich kann mit dem Porenraum der mittelgroßen Poren im Boden gleichgesetzt werden. Größere Poren entleeren sich nach voller Wassersättigung zu schnell, um von den Pflanzen genutzt werden zu können. Bei einem natürlich gelagerten Boden dauert es ein bis zwei Tage bis der Boden das Wasser gegen die Schwerkraft halten kann (Scheffer & Schachtschabel, 1998) und er seine Feldkapazität (FK) erreicht hat. Das Matrixpotential, das dem Wassergehalt bei Feldkapazität entspricht, hängt sowohl von der Bodenart als auch vom Abstand zum Grundwasser ab. Es schwankt zwischen pF 1,8 und pF 2,2. Für die nachfolgenden Betrachtungen soll ein einheitlicher Wert von pF 2 angenommen werden. In den Feinporen ist das Wasser für Nutzpflanzen zu fest an die Bodenmatrix gebunden. Ab diesem Bodenwassergehalt kann der Verlust des Transpirationswassers nicht mehr durch das Bodenwasser gedeckt werden und die Pflanze beginnt

zu welken (Permanenter Welkepunkt, PWP). Dieser Punkt entspricht einem Matrixpotential von  $pF_{4,2}$ . Die  $nFK$  ist somit gleich der Differenz der Wassergehalte dieser beiden Zustände (siehe auch Abbildung 2.3).

Die rechte Seite von Gleichung [11] gibt die Berechnung der Differenz nach der Parametrisierung von Brooks & Corey (1964) in der Modifikation nach Smith (1992) an.

$$nFK = \theta(\psi = pF_{2}) - \theta(\psi = pF_{4,2}) = (\theta_s - \theta_r) * \left\{ \left( 1 + \left( \frac{pF_{2}}{\psi_b} \right)^5 \right)^{-\left(\frac{\lambda}{5}\right)} - \left( 1 + \left( \frac{pF_{4,2}}{\psi_b} \right)^5 \right)^{-\left(\frac{\lambda}{5}\right)} \right\} \quad [11]$$

An Hand der  $nFK$  kann man verschiedene Böden unterscheiden. Dies ist allerdings nicht eindeutig, weshalb weitere Kenngrößen zur Unterscheidung herangezogen werden.

Relative nutzbare Feldkapazität ( $nFK_{rel}$ ):

Bezieht man die  $nFK$  auf das im Boden potentiell vorhandene Wasser ( $\theta_s - \theta_r$ ), erhält man zur Unterscheidung der Böden ein relatives Maß des pflanzenverfügbaren Wassers. Es ist gleichzusetzen mit dem relativen Anteil der Mittelporen am Gesamtporenraum (Gleichung [12]). Während  $nFK$  angibt, wie viel Wasser transpiriert werden kann, gibt  $nFK_{rel}$  an, wie viel Wasser für die anderen Prozesse übrig bleibt.

$$nFK_{rel} = \frac{nFK}{(\theta_s - \theta_r)} \quad [12]$$

Anteil der Grobporen im Boden ( $gp$ ):

Die Infiltration eines Bodens hängt neben anderen Parametern auch vom Porenraum der Grobporen ab. Ähnlich wie bei der  $nFK$  kann man diesem Porenraum an Hand der Retentionskurve einen Wassergehalt zuweisen. Es ist der Anteil am Bodenwasser, welcher auf Grund der Größe der Poren noch schnell fließen kann und bereits nach ein bis zwei Tagen aus dem Boden versickert. In Relation zum Gesamtwassergehalt im Boden ergibt sich für  $gp$  Gleichung [13]

$$gp = 1 - \left\{ \left( 1 + \left( \frac{pF_{2}}{\psi_b} \right)^5 \right)^{-\left(\frac{\lambda}{5}\right)} \right\} \quad [13]$$

Traveltime ( $tr$ ):

Die Zeit  $tr$ , die eine definierte Wassermenge zum Durchqueren einer Bodenschicht  $\Delta$  benötigt, kann man nach Finke (1992) abschätzen. Er bezeichnet sie als Traveltime. Sie ist abhängig von der Leitfähigkeitskurve eines Bodens und damit auch von seiner gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $k_s$ . Zur Charakterisierung der bodenspezifischen Traveltime gibt man einen definierten Wasserfluss  $q$  vor und bestimmt den Wassergehalt, bei dem die hydraulische Leitfähigkeit  $K$  des Bodens identisch zu diesem Fluss ist ( $K = q$ ).  $tr$  berechnet sich dann nach Gleichung [14]

$$tr = \frac{\Delta}{q} \cdot (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{K}{k_s} \right)^{\frac{1}{(3+2/\lambda)}} \quad [14]$$

Weiterhin ergibt sich mit Hilfe der Parametrisierung nach Brooks & Corey (Gleichung [10]) die spezifische Wasserkapazität  $C$  (reziproke Druckeinheit) als Ableitung der Retentionskurve nach dem Matrixpotential.

$$C(\psi) = \frac{\partial \theta(\psi)}{\partial \psi} \quad [15]$$

Damit enthält Gleichung [9] nur noch die prognostische Variable  $\theta$  und den Senken- und Quellenterm  $S$ . Als Senken und Quellen treten solche Prozesse in Erscheinung, welche das Bodenwasser verringern (Senke) oder vermehren (Quelle). Dabei handelt es sich in erster Linie um die Wasseraufnahme über die Wurzeln, Drainangevorgänge oder um temporäre Umlagerungen durch Phasenumwandlungen des Bodenwassers. Kondensation und Eisschmelze wirken dabei als Quelle, während die mit der Transpiration verbundene Wasseraufnahme durch die Wurzeln und die Eisbildung als Senke in Erscheinung treten. Beim Gefrieren verbleibt das Wasser allerdings im Boden. Dieser Vorgang stellt also nur einen temporären Speicher für gebundenes Wasser dar, welches beim Auftauen wieder der Bodenwasserbewegung zur Verfügung steht. In der Bilanz verliert der Boden dadurch kein Wasser. Daher wird dieser Prozess nicht weiter berücksichtigt. Dies gilt ebenso für Verdunstung und Kondensation. Allerdings ist Wasserdampf nicht gebunden, sondern kann sich im Boden frei bewegen. Verdunstet Wasser im Boden und kondensiert später im Boden, erfolgt ebenfalls eine Umlagerung im Boden. Es handelt sich also wiederum um eine lokale und temporäre Senke bzw. Quelle. Auch hier gewinnt oder verliert die Pedosphäre kein Wasser. Dies ändert sich, wenn der Wasserdampf den Boden verlässt.

Mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung [16] lässt sich die Evapotranspiration (ET) bei gegebenen atmosphärischen Bedingungen und bekannten pflanzenspezifischen Eigenschaften ermitteln. Sie beschreibt das Vermögen des Systems, Bodenwasser in Wasserdampf umzusetzen.

$$\Lambda \cdot ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad [16]$$

mit folgenden Bezeichnungen:

$\Lambda$ :	Latente Verdunstungsenthalpie [J/kg]
$\Delta$ :	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa/K]
$R_n - G$ :	Globalstrahlung – Bodenwärmestrom [W/m <sup>2</sup> ]
$\rho$ :	Dichte der Luft [kg/m <sup>3</sup> ]
$c_p$ :	Spezifische Wärmekapazität der Wasser bei konstanten Druck [J/(kg·K)]
$e_s - e_a$ :	Sättigungsdefizit des Wasserdampfes der Luft [hPa]
$r_a$ :	aerodynamischer Widerstand [s/m]
$r_s$ :	Stomata – Widerstand [s/m]
$\gamma$ :	Psychrometerkonstante [hPa/K]

$\Lambda$ ET gibt die potentielle Evapotranspiration als Massenflussdichte [kg / (m<sup>2</sup>s)] an. Durch Division mit der Dichte des Wassers (1000 kg/m<sup>3</sup>) ergibt sich der gewichtsspezifische Wasserfluss in m/s. Wird eine Abhängigkeit des Bulk-Stoma-Widerstandes ( $r_s$ ) von den gegebenen Bedingungen berücksichtigt, ermittelt Gleichung [16] die aktuelle Evapotranspirationsrate. In der vorliegenden Arbeit sind die hierzu notwendigen Parameter nicht bekannt. Somit wird unter Annahme eines minimalen Wertes von  $r_s$  die potentiell mögliche Evapotranspiration berechnet. Diese ist unabhängig vom Wassergehalt des Bodens. Letzterer reguliert die Verdunstungsmenge auf einen tatsächlichen Wert. Für die Evaporation und die Transpiration werden zwei unterschiedliche Ansätze verwendet. Um sie anwenden zu können, muss zuvor eine Aufteilung der potentiellen Evapotranspiration in beide Komponenten ( $E_p$  bzw.  $T_p$ ) erfolgen (Gleichung [17]). Dies geschieht in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad  $\beta$  der Vegetation nach einer Methode von Ritchie (1972). Ritchie parametrisiert  $\beta$  unter Verwendung des Blattflächenindex (LAI) mit  $\beta = e^{-0.4 \cdot LAI}$  und teilt  $ET_p$  zu

$$\begin{aligned} E_p &= ET_p \cdot \beta \\ T_p &= ET_p \cdot (1 - \beta) \end{aligned} \quad [17]$$

Weiterhin begrenzt Ritchie die aktuelle Evaporation auf die verfügbare Wassermenge. Letztere parametrisiert er an Hand eines empirisch determinierten Bodenfaktors  $\xi$  und der Anzahl der vergangenen Tage, an denen der Niederschlag den Bodenwasserspeicher nicht wieder auffüllen konnte.  $\xi$  hängt von der Textur des Bodens ab und ist besonders mit dem Tongehalt korreliert. Mit Annahme einer logarithmisch normalverteilten Häufigkeitsverteilung gegenüber dem Tongehalt (Gleichung [18]) ergibt sich unter Verwendung der bei Ritchie (1972) angegebenen Werte für  $\xi$  eine Spannweite von 3,3 bis 5,7.

$$\xi = \xi_{min} + \gamma \frac{\exp(-(\ln(t) - \mu)^2 / (2 \cdot \sigma^2))}{\sqrt{(2 \cdot \pi \cdot \sigma^2) / t}}$$

mit

$$\begin{aligned} \xi_{min} &: \text{minimaler Bodenfaktor} = 3,3 \\ \gamma &: \text{Skalierungsfaktor} = 60 \\ \mu &: \text{Mittelwert} = 3,4 \\ \sigma &: \text{Standardabweichung} = 0,35 \\ t &: \text{Tongehalt} [\%] \end{aligned} \quad [18]$$



Eine Reduktion der Transpiration ist nach Feddes et al. (1978) abschätzbar. Dabei wird die potentielle Transpirationsrate auf die gesamte Wurzelzone verteilt und je nach Matrixpotential mit Hilfe eines Reduktionsfaktors  $\alpha$  reduziert (Gleichung [19]).

$$T_{akt}(\psi) = \alpha(\psi) * T_{pot}$$

mit

$$\alpha(\psi) = \begin{cases} 0 & \text{wenn } |\psi| < |\psi_{k1}| \vee |\psi| > |\psi_{k3}| \\ 1 & \text{wenn } |\psi_{k1}| \leq |\psi| \leq |\psi_{k2}| \\ \frac{(|\psi - \psi_{k3}|)}{(|\psi_{k2} - \psi_{k3}|)} & \text{wenn } |\psi_{k2}| < |\psi| \leq |\psi_{k3}| \end{cases} \quad [19]$$

Befindet sich das Matrixpotential einer beliebigen Schicht unterhalb des permanenten Welkepunktes ( $\psi_{k3} > \text{pF } 4,2 = -15656 \text{ hPa}$ ) oder nahe der Sättigung ( $\psi_{k1} < \text{pF } 1 = -10 \text{ hPa}$ ), ist es den Pflanzen nicht mehr möglich, Wasser aufzunehmen. Bei Matrixpotentialen innerhalb von  $\psi_{k1} = \text{pF } 1$  und  $\psi_{k2} = \text{pF } 3$  können die Pflanzen optimal verdunsten und es findet keine Reduktion der Transpiration statt. Abbildung 2.4 kennzeichnet die Abhängigkeit des Faktors  $\alpha$  vom Matrixpotential.

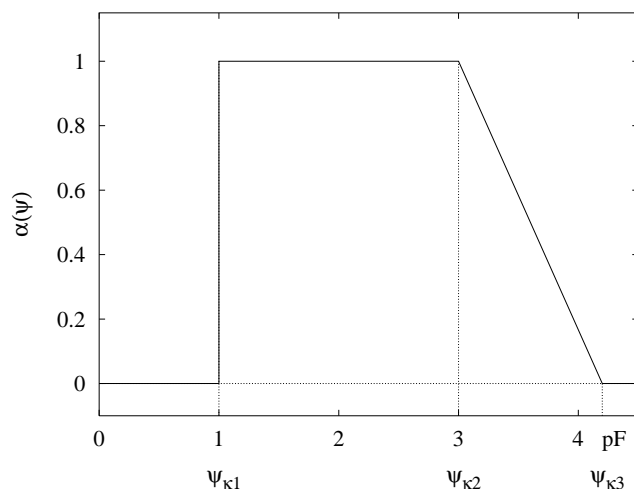


Abbildung 2.4: Reduktionsfaktor der Transpiration in Abhängigkeit vom Matrixpotential nach Feddes et. al (1978) ( $\psi_{k1}, \psi_{k2}, \psi_{k3}$ : kritische Bodenwasserspannungen)

Zur numerischen Lösung von Gleichung [9] müssen noch Anfangs- und Randbedingungen für die prognostische Größe  $\theta$  definiert werden. Bei einem eindimensionalen Transportmodell ist dies am oberen und unteren Rand notwendig, um eine räumliche Entwicklung vorhersagen zu können. Man unterscheidet dabei zwischen drei Arten von Randbedingungen:

1. Dirichlet-Randbedingung:

Vorgabe der Werte einer prognostischen Variable an den Rändern

2. Neumann-Randbedingung:

Vorgabe des Gradienten einer prognostischen Variable in Richtung der Normalen zu den Rändern

3. Cauchy-Randbedingung:

Linearkombination der ersten beiden Arten

Als Anfangsbedingung muss für die Vorhersagegröße für jeden Punkt im Vorhersagevolumen ein Wert zum Zeitpunkt  $t = 0$  vorgegeben werden. Bei konzeptionellen Modellen besteht die Gefahr, dass die Ergebnisse von den gewählten Anfangsbedingungen abhängig sind. Dies sollte bei physikalisch basierten Modellen nicht der Fall sein, wenn das Modellsystem genügend weit vom Startzeitpunkt entfernt ist und das System unabhängig von den Anfangsbedingungen reagiert.

Die beschriebenen Prozesse können mit sehr unterschiedlichen Zielrichtungen mathematisch beschrieben werden. Die dargestellten Gleichungen bilden die Grundlage eines Soil-Vegetation-Atmosphäre-Transport-Scheme (SVAT-Modell). Ein solches Modellkonzept wird für die untersuchten Zusammenhänge verwendet.

## 2.3 Modelltechnische Umsetzung der physikalischen Prozesse

### 2.3.1 Das Simulationsmodell SIMULAT

Die Berechnungen der Wasserflüsse werden mit dem Modellsystem SIMULAT (Diekkrüger & Arning, 1995) durchgeführt. Es handelt sich hierbei um ein physikalisch basiertes, deterministisches SVAT-Modellsystem mit dem Schwerpunkt auf der Beschreibung des Wasser- und Stofftransportes im Boden. Die Modellkomponenten für den Stofftransport werden im Folgenden nicht weiter betrachtet, da keine Stoffverlagerung in dieser Arbeit berechnet wird. SIMULAT ist vor allem für die Berechnung vertikaler Flüsse und der Wasserhaushaltsbilanz von Standorten konzipiert. Dies bezieht sich aber eher auf die Notwendigkeit einer homogenen Informationsgrundlage als auf die Frage nach der Größe der Simulationseinheit. Eine Interaktion zwischen benachbarten Simulationseinheiten ist nicht vorgesehen. Gleichung [9] reduziert sich durch diese Einschränkungen auf die vertikale Raumkoordinate und vereinfacht sich unter Berücksichtigung von Gleichung [15] zu

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\psi) \cdot \frac{\partial (\psi + \psi_g)}{\partial z} \right) + S \quad [20]$$

Um diese vereinfachte Richardsgleichung [20] numerisch lösen zu können, muss sie zunächst vertikal und zeitlich diskretisiert werden. Für die höher frequenten Vorgänge Evapotranspiration, Interzeption und Infiltration wird in dieser Arbeit mit einer stündlichen Auflösung gerechnet, während die Bodenwasserflüsse nur einmal pro Tag simuliert werden. Der Ausgabezeitschritt von

einem Tag ist für alle Flüsse einheitlich. Um die numerische Stabilität zu sichern, passt SIMULAT intern den gewählten Zeitschritt nach dem Ansatz von Hornung & Messing (1984) an. Die Lösung der Richardsgleichung nimmt die meiste Rechenzeit in Anspruch. Im Gegensatz dazu stellt die Lösung der Energiebilanzgleichung [16] einen geringen Aufwand dar. Dies hat in dieser Arbeit auch Auswirkung auf die Aggregation der Eingangsdaten. Die zeitliche Diskretisierung richtet sich dabei auch nach der beliebig wählbaren, vertikalen Auflösung der Bodenschichten. Dafür wird das betreffende Bodenprofil im Modell durch eine beliebige Anzahl von Kompartimenten abgebildet. Die Dicke jedes einzelnen Kompartiments und somit die vertikale Diskretisierung ist frei wählbar, während sich die bodenphysikalischen Eigenschaften aus dem dazugehörigen Bodenhorizont ergeben. Innerhalb eines Kompartiments erfolgt die Berechnung der Zustandsgrößen des Bodens (z.B. Matrixpotential und Wassergehalt). In Abhängigkeit dieser Zustandsgrößen bestimmen sich die Reduktion der Evapotranspiration sowie die vertikalen Wasserflüsse zwischen den einzelnen Kompartimenten.

Wie schon erwähnt, müssen Randbedingungen am oberen und unteren Modellrand gegeben sein. Als Bedingung am oberen Rand wird in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte zwischen Dirichlet- und Neumann-Bedingung gewechselt. Die obere Randbedingung wird durch die Infiltration des Bestandsniederschlages errechnet. Letzterer ergibt sich aus Gleichung [4]. Die darin enthaltene Interzeptionsverdunstung  $I$  hängt von der Größe des InterzeptionsSpeichers  $S_I$  [mm], dessen aktueller Füllung und der potentiell zur Verdunstung verfügbaren Energie ab. Eine einfache Parametrisierung für  $S_I$  wird durch eine lineare Beziehung zum Blattflächenindex (LAI [ $\text{m}^2/\text{m}^2 = 1$ ]) gegeben.

$$S_I = \delta \cdot LAI \quad [21]$$

Dabei ist  $\delta$  [mm] ein bestandsspezifischer Parameter, der das potentielle Speichervermögen der verschiedenen Oberflächenformen von Blättern und anderen biosphärischen Oberflächen widerspiegelt. Es erscheint dabei sinnvoll, auch auf versiegelten Flächen einen Interzeptionsverlust durch Annahme eines fiktiven Blattflächenindex in die Bilanzierung aufzunehmen.

Zur Berechnung der Infiltrationsmenge findet der Ansatz nach Smith & Parlange (1978) Verwendung. Die infiltrierte Wassermenge  $f$  zum Zeitschritt  $t$  ist proportional zur gesättigten Leitfähigkeit  $k_s$  des Bodens und zu einem Skalierungsfaktor. In diesem Skalierungsfaktor berücksichtigen Smith & Parlange (1978) die während eines Niederschlagsereignisses bis zum betrachteten Zeitschritt bereits infiltrierte Wassermenge  $F$  [cm] und das Produkt ( $B$ ) aus dem Sättigungsdefizit des Bodenwassergehaltes zu Beginn des Regenereignisses  $t_0$  und der Kapillarkraft [cm].

$$f(t) = k_s \frac{e^{F/B}}{e^{F/B} - 1} \quad \text{mit}$$

$$F = \int_0^t f dt \quad \text{und} \quad [22]$$

$$B = (\theta_s - \theta(t_0)) \cdot \frac{1}{k_s} \int_{-\infty}^0 k(\psi) d\psi$$

Die Differenz aus Niederschlag und Infiltration füllt den Muldenspeicher. Übersteigt der nichtinfiltrierende Niederschlag dessen Kapazität, wird vom Modell Oberflächenabfluss simuliert. Kritisch bei dieser Methode wirkt sich die Verwendung eines einzelnen  $k_s$ -Wertes für einen Boden aus. Lücke (1998) konnte zeigen, dass sich die Ergebnisse dieser Methode deutlich verbessern, wenn man die logarithmisch normale Häufigkeitsverteilung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit beachtet. Darauf aufbauend wird auch in SIMULAT pro Zeitschritt mittels des Latin Hypercube Verfahrens (McKay (1979), Smith & Diekkrüger (1996)) eine effektive Infiltrationsmenge berechnet. Sie ergibt sich als Mittel über  $n$  (z.B.  $n = 10$ ) verschiedene Realisierungen mit den jeweiligen  $k_s$ -Werten aus  $n$  gleich wahrscheinlichen Bereichen der kumulativen Häufigkeitsverteilung von  $k_s$ . Am unteren Ende der Bodensäule tritt Wasser aus dem Boden in den Grundwasserleiter über. Dieser Übergang kann durch verschiedene Ansätze beschrieben werden. Sie enthalten mehr oder weniger starke Kopplungen zwischen Boden und Grundwasser. Folgende Ansätze stehen zur Auswahl:

- Vorgabe eines zeitlich variablen Grundwasserstandes und damit des Matrixpotentials (Dirichlet),
- Vorgabe eines zeitlich variablen Wasserflusses (Neumann),
- Freie Drainage durch Einführung eines konstanten Gradienten des Matrixpotentials mit  $\partial\psi/\partial z=0$ ,
- Lysimeterbedingung, bei der erst nach Sättigung des untersten Bodenkompiments ein Wasserfluss einsetzt,
- Berechnung des Basisabflusses  $q_B$  nach der Dupuit-Forschheimer Näherung (Van Schilfgaard 1970). Dies kann durch die vier Ansätze erfolgen:
  - linearer Speicher  $q_B = c \cdot h$
  - quadratischer Speicher  $q_B = c \cdot h^2$
  - Polynom 2. Grades  $q_B = c_1 \cdot h + c_2 \cdot h^2$
  - exponentieller Speicher  $q_B = c_1 \cdot \exp(c_2 \cdot h)$

Die Wahl des Verfahrens bleibt dem Anwender freigestellt und sollte sich nach der Zielsetzung, den Standorteigenschaften und der Kenntnis der Parameter richten. In dieser Arbeit wird mit der Randbedingung „Freie Drainage“ gearbeitet. Dabei wird der Gradient des Matrixpotentials normal zum unteren Rand konstant auf  $\partial\psi/\partial z=0$  gesetzt. Mit dieser Wahl entfallen Rückkopplungen des Grundwasserspeichers auf die Bodensäule und es wird kein kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasserleiter berücksichtigt. Das Wasser, welches den Boden über den unteren Rand verlässt, wird als Grundwasserneubildung bilanziert.

Die Iteration der Richardsgleichung [20] erfolgt in SIMULAT nach dem Quasi-Newton-Verfahren. Genauere Informationen zu den einzelnen Modellkomponenten und den numerischen Lösungsverfahren finden sich bei Diekkrüger (1992).

Im Modellsystem ist des Weiteren ein einfaches Modul zur Beschreibung der Pflanzenentwicklung realisiert, welches für eine korrekte Abschätzung der Evapotranspiration notwendig ist. Höhe, Blattfläche und Wurzeldichte der betrachteten Vegetationsform werden dabei mittels einer einfachen Beziehung über das Jahr verteilt errechnet. Dazu ist die Angabe von unteren und oberen Schranken der genannten Eigenschaften sowie zeitliche Fixpunkte der Pflanzenentwicklung (Aussaat bzw. Austrieb, Laubfall, maximales Stadium) erforderlich.

Abbildung 2.5 zeigt dies beispielhaft für den Parameter LAI für den Landnutzungstyp Laubwald, der im Winter einen minimalen LAI von 1 und im Sommer einen maximalen LAI von 6 besitzt.

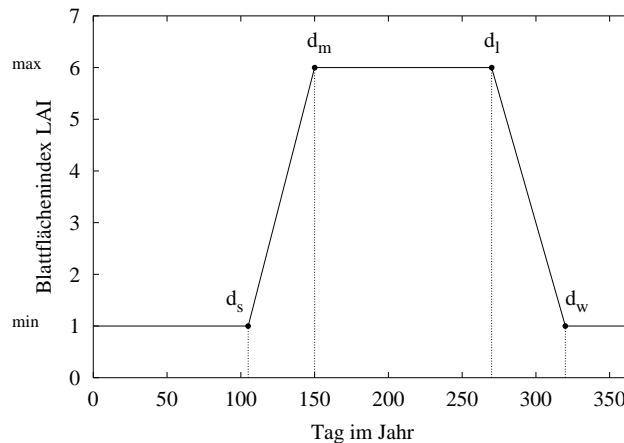


Abbildung 2.5: Zeitliche Entwicklung des Blattflächenindex (LAI) für Laubwald; Abkürzungen und Daten sind dem Text zu entnehmen

Vier Zeitpunkte bestimmen die Entwicklung der Blattfläche (Beispielwerte aus Abbildung 2.5):  $d_s$ : Beginn der Wachstumsperiode (105. Tag im Jahr = Mitte April);  $d_m$ : Zeitpunkt des Erreichens der maximalen Blattfläche (150. Tag im Jahr = Ende Mai);  $d_l$ : Beginn des Laubfalls (270. Tag im Jahr = Ende September);  $d_w$ : Zeitpunkt des Erreichens der minimalen Blattfläche (320. Tag im Jahr = Mitte November).

Zusammenfassend gibt Tabelle 2.1 Auskunft über alle benötigten Eingangsdaten und Modellparameter und deren Verwendung im Modell.

Eine Kalibrierung der Modellparameter ist nicht vorgesehen. Alle notwendigen Werte werden der Literatur entnommen und ohne Anpassung in den Berechnungen der Wasserflüsse eingesetzt. Ferner erfolgt auch keine Bestimmung der Anfangsbedingung. Die Simulationen starten mit beliebig vorgegebenen Werten. Nach einer ausreichenden Simulationszeit sind die Modellergebnisse unabhängig von den gewählten Anfangsbedingungen. Nach Bormann (2001) ist dies nach einer Vorlaufzeit von etwa 200 Simulationstagen erreicht.

Tabelle 2.1: Benötigte Eingangsdaten und Modellparameter sowie deren Verwendung im Modell

Sphäre & Oberfläche	Eingangsdaten & Parameter	Einheit	Verwendung im Modell
Atmosphäre	Lufttemperatur	°C	ETP
	Windgeschwindigkeit	m/s	
	Relative Luftfeuchte	%	
	Strahlung	W/m <sup>2</sup>	
	Niederschlag	cm/h	INT,INF,OA
Relief	Höhe	m	ETP
	Hangneigung	%	
	Hangausrichtung	°	
Biosphäre	Blattflächenindex	m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup>	INT,ETP,ETA
	Albedo der Vegetation	-	ETP
	Bestandshöhe	m	
	Durchwurzelungstiefe	cm	TA,ETA
	Wuchsform der Wurzeln	-	
	Phänologische Fixpunkte	d	ETP,TA,ETA
	Stomata-Widerstand	s/m	ETP
Pedosphäre	Bodenprofil	cm	BW,ETA
	Gesättigter Wassergehalt $\theta_s$	Vol.%	BW,INF,OA
	Residualer Wassergehalt $\theta_r$	Vol.%	
	Gesättigte Leitfähigkeit $k_s$	cm/d	
	Lufteintrittspunkt $\psi_b$	hPa	
	$\lambda$	-	
	Bodenalbedo	-	ETP
	Bodenfaktor $\xi$	-	EA
	Kritische Bodenwasserspannungen $\psi_{k1,2,3}$	hPa	TA

Abk.: INT: Interzeption; INF: Infiltration; OA: Oberflächenabfluss; ETP/ETA: potentielle/aktuelle Evapotranspiration; TA: aktuelle Transpiration; EA: aktuelle Evaporation; BW: Bodenwasserbewegung

### 2.3.2 Modifikationen des Modells

Wie bereits erwähnt, wurde SIMULAT für die Berechnung der Wasserflüsse auf kleinskaligen Flächen (Schlagskala) entwickelt. Diese Flächen zeichnen sich vor allem dadurch aus, dass ihre Eigenschaften homogen sind. Das Modell konnte pro Simulationseinheit bisher nur ein Bodenprofil, eine Landnutzungsart sowie je eine Klima- und Reliefinformation berücksichtigen. Vergrößert man diese Simulationseinheit, oder wird ein gleichmäßiges Simulationsraster verwendet, ist die Voraussetzung der Homogenität in der Regel nicht mehr gegeben. Zur Lösung des Problems bieten sich zwei Möglichkeiten an. Entweder können die Eingangsdaten zu homogenen Werten aggregiert

oder das Modellkonzept so verändert werden, dass eine Berücksichtigung der Heterogenität möglich ist. In den vorgestellten Untersuchungen werden beide Möglichkeiten kombiniert. Die Erstgenannte wird dabei für die Homogenisierung der Bodeninformationen verwendet; eine genauere Beschreibung erfolgt in Kapitel 4; während für die Einbeziehung der Landnutzungsinformation der letztere Weg eingeschlagen wird.

Daher war eine Modifizierung des Modellkonzeptes für die vorliegende Problematik erforderlich. Das neue Konzept ermöglicht die Berücksichtigung von Teilflächen homogener Landnutzung innerhalb einer Simulationseinheit. Auf diesen Teilflächen kann zunächst eine lokalklimatische Anpassung der großskaligen Klimainformation an die lokalen Reliefbedingungen erfolgen. Dies ist natürlich nur dann erforderlich, wenn die Skala der Klimainformation größer ist als die Skala der Landnutzungseinheiten. Die notwendigen Reliefinformationen liegen dabei als Flächenmittelwert pro Landnutzungsteilfläche vor. Darauf aufbauend berechnet SIMULAT pro Zeitschritt für jede einzelne Teilfläche die aktuelle Interzeption und potentielle Evapotranspiration. Letztere wird ebenfalls noch flächenspezifisch in aktuelle Transpiration und Evaporation aufgeteilt. Abschließend erfolgt eine flächengewichtete Mittelung der einzelnen Wasserflüsse zum aggregierten Fluss der Simulationseinheit, welcher dann als obere Randbedingung oder Senke in die Berechnung der Bodenwasserflüsse eingeht. Die Berechnung der Bodenwasserflüsse selbst wird pro Zeitschritt und Simulationseinheit nur einmal vorgenommen. Mit dieser Flussaggregation gelingt es, die schwierige Aggregation der Landnutzungsparameter und die damit verbundenen Unsicherheiten zu umgehen.

Eine modellinterne Aggregation der Bodeninformation wird nicht vorgenommen, sondern statt dessen eine externe Bestimmung von repräsentativen Bodenparametern für jede Simulationseinheit im Vorfeld der Simulation gewählt. Die hierfür verwendeten Methoden werden später genauer erklärt und verglichen. Allerdings sieht das neue Konzept auch eine Anpassungsmöglichkeit der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit mit Hilfe der jeweilige Landnutzung einer Teilfläche vor. Genauere Kenntnisse über den Zusammenhang zwischen Landnutzungsart und gesättigter hydraulischer Leitfähigkeit konnten allerdings in der Literatur nicht gefunden werden, so dass eine Verwendung dieser Möglichkeit bisher sehr spekulativ wäre und daher nicht vorgenommen wird. Die einzige Ausnahme bildet hierbei die Landnutzung „versiegelte Oberfläche“, welche im Untersuchungsgebiet in den Städten vorkommt. Hier wurde  $k_s = 0,0$  cm/d gesetzt, um eine Infiltration des Wassers zu vermeiden.

Des Weiteren konnten einige Modellkomponenten zum Modellsystem hinzugefügt bzw. bereits vorhandene Komponenten erweitert werden:

a) Das neue Modellkonzept der Flussaggregation der landnutzungsabhängigen Flüsse erfordert eine Berücksichtigung des Landnutzungstyps Gewässer im Modell (DVWK, 1996). Weiterhin erfolgt eine Aufteilung der Landnutzungsart Siedlung in einen total versiegelten Teil und einen Teil mit pflanzlichem Bewuchs.

b) Die in SIMULAT vorgesehene Anpassung des Windmesswertes auf Grund der vorherrschenden Landnutzung konnte leicht verbessert werden. Jede Landnutzungsart (Index  $p$  für Pflanze) besitzt eine bestimmte Rauigkeitslänge  $z_{0p}$  und Verdrängungshöhe  $d_p$ , mit der sich die Reibungseffekte an dieser Oberfläche beschreiben lassen. Sie lassen sich in Abhängigkeit von der Bestandshöhe  $h_p$  und vom  $LAI_p$  der jeweiligen Landnutzungsart nach den Bailey & Davies (1980) mit Hilfe der Gleichung [23] bestimmen.

$$\begin{aligned} z_{0p} &= 0,0275 + 0,281 \cdot h_p - 0,028 \cdot LAI_p \\ d_p &= 0,245 \cdot h_p + 0,09 LAI_p \end{aligned} \quad [23]$$

Reibung führt zu einer Verminderung des Horizontalwindfeldes  $u$ . Diese Verminderung war bereits im Modell vorgesehen. Allerdings erfolgte dabei keine genaue Rücksichtnahme auf die Bestandshöhe  $h_p$  einer Landnutzungsart. Der Messwert  $u_m$  in 2 m Höhe ( $h_m$ ) über dem Erdboden wurde stets als Wind in 2 m über Bestandshöhe angenommen. Besitzt eine Landnutzungsart zum Beispiel eine deutlich größere Bestandshöhe als die Messhöhe (z.B.  $h_p = 20$  m für Nadelwald), entsteht hierdurch ein nicht unerheblicher Fehler bei der Bestimmung der horizontalen Windkomponenten und damit auch bei der Bestimmung der Verdunstung über dieser Landnutzungsart. Durch Nutzung der Beziehungen des logarithmischen Windprofils (Gleichung [24]) konnte eine korrektere Nullpunktsverschiebung des Windwertes ( $u_p$ ) auf die Höhe 2 m über Bestandshöhe jeder Landnutzungsart erzielt werden. Da die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  ebenfalls von der Bestandshöhe abhängt, ergeben sich über dem Messstandort und der betreffenden Vegetation unterschiedliche Steigungen  $u_*/\kappa$  des Windprofils.

$$\begin{aligned} u_m(h_m) &= \left(\frac{u_*}{\kappa_m}\right) \ln\left(\frac{h_m - d_m}{z_{0m}}\right) \\ u_p(h_p + h_m) &= \left(\frac{u_*}{\kappa_p}\right) \ln\left(\frac{h_p + h_m - d_p}{z_{0p}}\right) \end{aligned} \quad [24]$$

mit

$u_*$  = Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]

$\kappa$  = Von Karman Konstante = 0,4 [-]

$h_{m,p}$  = Höhe der Windmessung bzw. Bestandshöhe der Pflanze [m]

Zur Berechnung von  $u_p(h_p + h_m)$  muss das Verhältnis der beiden Schubspannungsgeschwindigkeiten bestimmt werden. Es folgt aus der Annahme, dass beide Windprofile in einer großen Höhe  $h_0$  (z.B.  $h_0 = 100$  m) annähernd den selben Windwert ergeben. Da die Windmessungen in aller Regel über Gras erfolgen, können die Parameter  $z_{0m}$  und  $d_m$  auf die entsprechenden Werte für Gras gesetzt werden. Division der beiden Gleichungen [24] und Einsetzen der Windwerte in 100 m Höhe ergibt Gleichung [25], die in das Modell eingebracht wurde. Die vorgenommene Nullpunktkorrektur ergibt bei einer Pflanzenhöhe vom 5 m und einem Blattflächenindex von 6 eine Verringerung des gemessenen Windwertes um 30%.



$$u_p(h_p + h_m) = u_m(h_m) \frac{\ln((h_p + z_m - d_p)/z_{0p}) * \ln((h_0 - d_m)/z_{0m})}{\ln((h_m - d_m)/z_{0m}) * \ln((h_0 - d_p)/z_{0p})} \quad [25]$$

Eine Abhängigkeit des Windprofils von der atmosphärischen Schichtung ist darin nicht realisiert.

c) Die Albedo einer Oberfläche ist eine entscheidende Größe im Strahlungshaushalt und hat somit Einfluss auf die berechnete potentielle Evapotranspiration und in Folge dessen auch auf die anderen Wasserflüsse. Dieser Einfluss ist in der ursprünglichen Modellversion schon berücksichtigt. Allen Oberflächen sind Werte aus der Literatur zugewiesen. Für den Fall, dass der Blattflächenindex kleiner als 4 ist, errechnet sich die effektive Albedo  $\alpha_{\text{eff}}$  einer Oberfläche als Gewichtung von unbewachsener und bewachsener Fläche nach Gleichung [26]. Im anderen Fall entspricht  $\alpha_{\text{eff}}$  der Albedo der Pflanze.

$$\alpha_{\text{eff}} = \alpha_{\text{Boden}} + \frac{LAI}{4} * (\alpha_{\text{Pflanze}} - \alpha_{\text{Boden}}) \quad [26]$$

$\alpha_{\text{Pflanze}}$  kennzeichnet die pflanzenspezifische Albedo,  $\alpha_{\text{Boden}}$  die Albedo des Bodens. Sie wird im Modell als zeitlich konstant angenommen. Bis auf die jahreszeitliche Entwicklung der Blattfläche der Vegetation erfährt die Albedo im Modell ursprünglich keinerlei zeitliche Variation. Untersuchungen zeigen aber, dass die Bodenalbado vom Wassergehalt der obersten Bodenschichten  $\theta_0$  abhängt (Garrett, 1992 und Idso et al., 1975). Dieser Zusammenhang wurde jetzt mit Hilfe der Gleichung [27] in das Modell integriert.

$$\alpha_{\text{Boden}}(\theta_0) = \begin{cases} \alpha_{\text{Boden}} - 0,3 * \theta_0 & \text{wenn } \theta_0 \leq 0,5 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3 \\ \alpha_{\text{Boden}} & \text{wenn } \theta_0 > 0,5 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3 \end{cases} \quad [27]$$

Des Weiteren konnte auch die Veränderung der Albedo durch Schnee in das Modellkonzept eingeführt werden. Im bisherigen Modellsystem ist bereits ein Modul zur Genese und Entwicklung von Schnee implementiert. Schnee bildet sich demnach, wenn Niederschlag bei Lufttemperaturen unter 0°C fällt. Dieser Schnee füllt einen Speicher, welcher bei Erwärmung der Lufttemperaturen über den Gefrierpunkt mit Hilfe der Gradtagmethode (Baumgartner & Liebscher, 1996) wieder geleert wird. Schnee hat auf Grund seiner hohen Albedo einen großen Einfluss auf die Strahlungsbilanz und somit auf die verfügbare Energie. Entwickelt sich Schnee im Modell, verändert sich daher die Albedo der Oberfläche. Diesem Aspekt wird nun Rechnung getragen. Neben der Erhöhung der Albedo bei Neuschnee erfolgt eine Berücksichtigung der Schneevalterung auf die Albedo (Oke, 1987). Simuliert das Modell eine Schneedecke, dann wird die Albedo der Oberfläche auf die Albedo von Schnee  $\alpha_{\text{Schnee}} = 0,8$  gesetzt. Dieser Wert verringert sich mit dem Alter der Schneedecke auf einen minimalen Wert von  $\alpha_{\text{Schnee}} = 0,45$ , der nach 9 Tagen erreicht wird. Abbildung 2.6 zeigt die gewählte Parametrisierung.

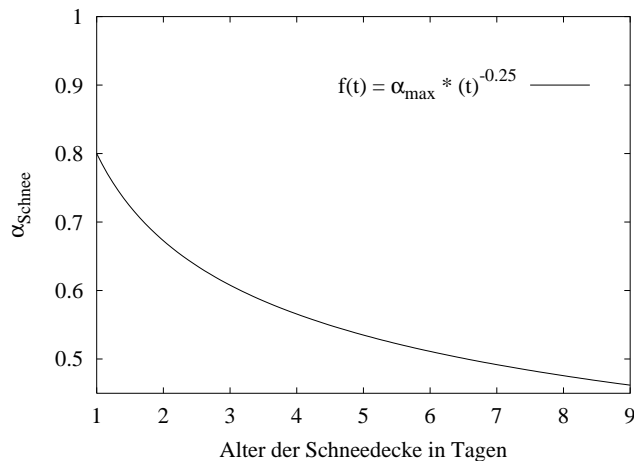


Abbildung 2.6: Rückgang der Albedo für Schneeoberflächen

Die Veränderungen durch die modifizierte Albedo liegen für die Summe der Evapotranspiration bei Berücksichtigung der Feuchteabhängigkeit bei +1% nach den untersuchten 8 Jahren.

Die Änderung bzgl. der Berücksichtigung der Albedo des Schnees zeigt Abbildung 2.7 für eine simulierte Schneeperiode von 27 Tagen im Frühjahr 1986. Kurz nach der Bildung einer Schneedecke im Modell (maximales Wasseräquivalent 1,7 cm) ergibt sich eine negative Differenz zwischen einer Simulation mit einer und ohne einer Berücksichtigung der Albedo des Schnees, welche kontinuierlich größer wird. Die Phasen, in denen die Differenz trotz einer Schneedecke konstant bleibt, beruhen auf der Alterung des Schnees und der damit verbundenen Abnahme der Albedo. Ab dem 27.02. verdunstet in beiden Modellanwendungen wieder die gleiche Menge an Wasser. Am Ende des kurzen Zeitraums beträgt der Unterschied etwa -3,9%. Über einen Zeitraum von 8 Jahren erreicht der Unterschied nur -0,3%, und ist somit im langzeitlichen Mittel vernachlässigbar.

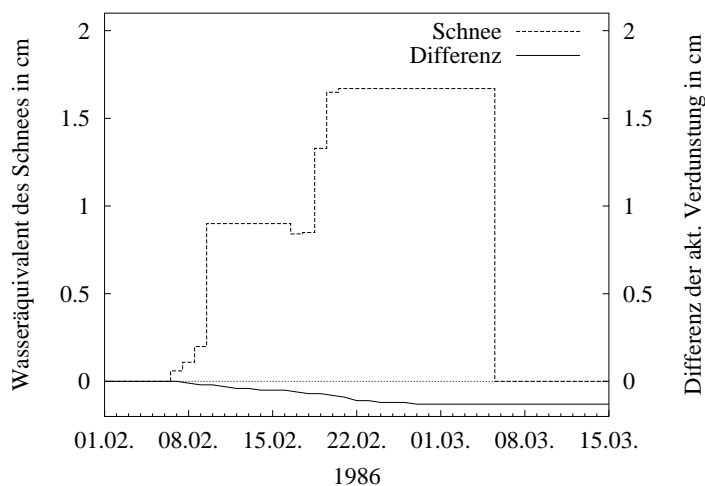


Abbildung 2.7: Veränderung der akt. Evapotranspiration bei Berücksichtigung der Albedo des Schnees. Die Differenz ergibt sich aus einer Simulation mit und ohne Berücksichtigung der Albedo des Schnees.

## 3 Das Untersuchungsgebiet „Obere Leine“

### 3.1 Einzugsgebiet

Die Untersuchungen beschränken sich auf den oberen Teil des Einzugsgebietes der Leine. Sie entspringt südlich des Harzes in der Nähe der thüringischen Stadt Leinefelde auf 515 m Höhe. Von dort fließt sie zunächst durch submontanes Gelände (mittlere Höhe 339 m) nach Westen. Etwa ab der Ländergrenze zwischen Thüringen und Niedersachsen fließt die Leine in nördliche Richtung weiter, und der Charakter der Landschaft wandelt sich. Das Tal wird breiter. Der Fluss fließt entlang des Leinegrabens durch hügelige Landschaft (mittlere Höhe 242 m). Nach etwa 79 km Fließlänge erreicht der Fluss die Pegelstation Leineturm etwas südlich der Stadt Northeim. Diese Station (115 m über NN gelegen) gilt als Auslass für das Einzugsgebiet der oberen Leine. Es umfasst bis zu diesem Punkt eine Fläche von etwa 989 km<sup>2</sup>. Bis hierher speisen nur relativ unbedeutende Zuflüsse die Leine. Zu ihnen gehören die Dramme, der Wendebach und die Garte. Diese Bäche erlangen in dieser Arbeit eine erhöhte Bedeutung, da an ihnen Pegelstationen und damit Abflussmessungen zur Verfügung stehen. Eine genauere Beschreibung erfolgt zusammen mit den anderen Pegelstationen im Kapitel 3.2. Umrahmt wird das Leinetal durch die Höhenzüge des Eichsfelds, Ohmgebirges und Hainichs im Süden und Südosten, den Göttinger Wald im Osten sowie den Bramwald und den Solling im Westen. Abbildung 3.1 zeigt eine Übersicht über das Untersuchungsgebiet. Dort sind ebenfalls die neun Pegelstationen und die dazugehörigen Teileinzugsgebiete eingezeichnet.

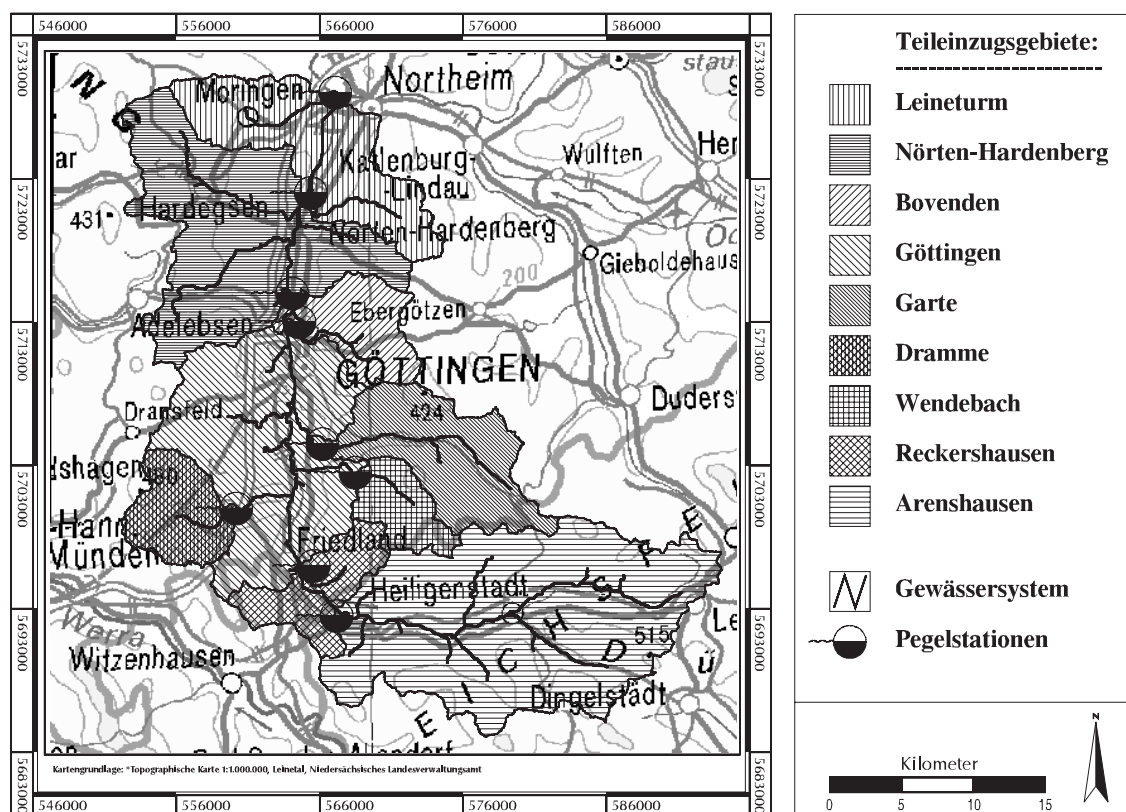


Abbildung 3.1: Das Einzugsgebiet der oberen Leine, mit den neun Teileinzugsgebieten und den dazugehörigen Pegelstationen

### 3.1 Einzugsgebiet

Im Einzugsgebiet herrscht ein feuchtgemäßigtes Klima, das vor allem durch den Atlantik und die vorherrschenden Winde aus westlichen bis südwestlichen Richtungen geprägt ist. Dies bedeutet, dass es in der meisten Zeit des Jahres relativ mild ist und der Niederschlag zumeist in flüssiger Form fällt. Die mittlere Niederschlagsmenge beträgt etwa 700 mm pro Jahr, während die mittlere Jahrestemperatur bei 8 °C liegt. Die höchsten Tagesmitteltemperaturen werden im Mittel im Monat Juli (16 °C) und die niedrigsten Tagesmitteltemperaturen im Januar (-1 °C) erreicht. Die westlichen Winde bringen stets Nachschub an feuchtwarmer Luft mit sich. Besonders in Herbst und Winter dominieren Tiefdruckwetterlagen mit ihren stratiformen Niederschlägen. Im Sommer wechseln diese Bedingungen zu mehr konvektiven Niederschlagsereignissen. Die globalen Witterungserscheinungen wirken sich lokal unterschiedlich aus. Mit zunehmender Höhe nehmen die mittleren Temperaturen ab und die Niederschläge zu. Des Weiteren tritt das Maximum der Niederschläge im Talbereich in den Sommermonaten auf (konvektive Niederschläge) während es sich mit zunehmender Höhe in die Wintermonate verschiebt. Generell bleibt aber festzustellen, dass in den Monaten Februar und März sowie im Oktober die geringsten Niederschläge fallen.

Abbildung 3.2 zeigt die Klimadiagramme der Städte Göttingen und Leinefelde.

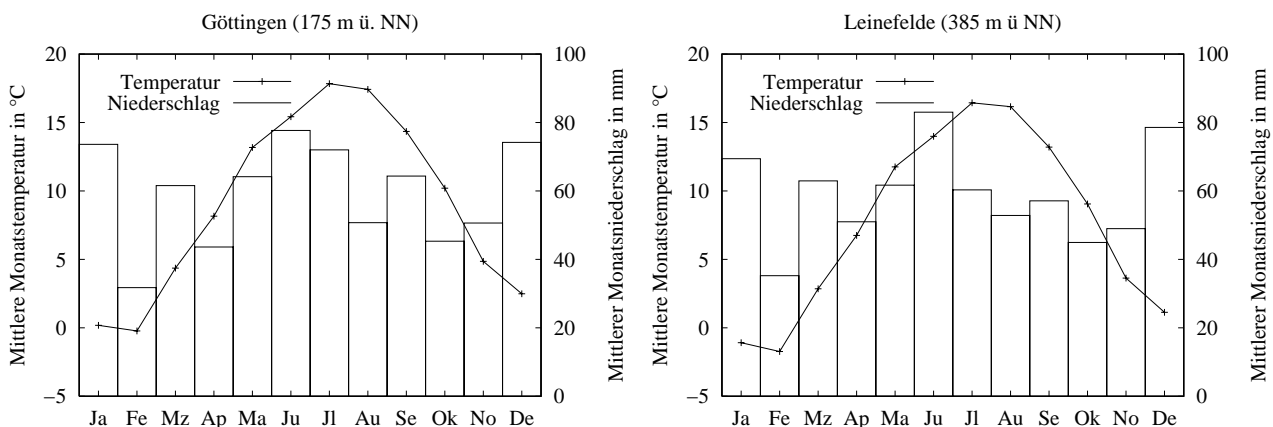


Abbildung 3.2: Klimadiagramme von Göttingen (links) und Leinefelde (rechts)

Aus geologischer Sicht lässt sich das obere Leinetal in drei Bereiche unterteilen. Zentral gelegen ist der Leinegraben, während sich westlich das Oberweser-Buntsandsteingewölbe und im Osten die Schichtstufenlandschaft des Eichsfeldes bzw. des Göttinger Waldes befindet. Nach Seedorf & Meyer (1992) entstanden die heute prägenden Strukturen in Folge der saxonischen Bruchschollentektogenese, die vor etwa 145 Millionen Jahren am Ende des Jura begann. Dabei kam es zu Bruchvorgängen und weiterführenden Hebungs- und Absenkungsprozessen der neuen Bruchschollen. Dadurch entstanden ausgedehnte Grabenstrukturen wie der Leinegraben. Dieser Bereich, wie auch die flachen Bereiche an den Schollengrenzen wurden in der nachfolgenden Zeit wieder überdeckt. Zu finden sind hier vor allem quartäre Sedimentgesteine. Die Lössenträge des Pleistozäns beherrschen hierbei die Zusammensetzung, wurden aber zum Teil wieder abgetragen und durch fluviale Sedimente ersetzt. Des Weiteren findet man zwei dominante Gesteine im Gebiet. Dies ist zum einen Muschelkalk, welcher mit Ausnahme des Göttinger Waldes im westlichen Teil auftritt, zum anderen im Osten des Einzugsgebietes dominierend Buntsandstein. Beide Gesteine sind im

Mesozoikum entstanden und von unterschiedlicher Zusammensetzung. Aus der Lithofazieskarte der Arbeitsgruppe Schwarze (Schwarze et al., 1999) sind des Weiteren kleinere Vorkommen von Randzechstein zu entnehmen. Laut Bormann (persönliche Mitteilung, 2003) treten ebenfalls kleinere Basaltvorkommen zu Tage (Steinbruch am Hohen Hagen).

Die Verteilung der Festgesteine und auch der hinzugekommenen äolischen Lockersedimente („Löss“), die meist die A- und B- Horizonte dominieren, ist im Zusammenhang mit den klimatischen Gegebenheiten Grundlage für die Bodenentwicklung und somit auch maßgeblich für die Böden des Einzugsgebietes. Daraus bedingen sich drei übergeordnete Bodengesellschaften. In den Lössgebieten des Leinegrabens konnten sich Schwarzerden (allerdings kaum noch vorhanden) und Parabraunerden ausbilden, die je nach Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes und dem Grundwasserstand verglejt oder pseudoverglejt sind. In gewässerbeeinflussten Bereichen herrschen Auenböden, Pseudogleye und Gleye vor, an den Hangfüßen ausgedehnte Kolluvien, während auf den trockeneren Höhenrücken je nach Gestein Parabraun- und Braunerden aus Löss sowie Ranker (Verwitterungsböden auf Buntsandstein) bzw. Rendzinen (Verwitterungsböden auf Muschelkalk) zu finden sind. Auf Tongesteinen entwickelten sich des Weiteren Pelosole. Eine detaillierte Beschreibung der Böden des gesamten Leinetals gibt Oelkers (1970).

Die naturräumlichen Gegebenheiten spiegeln sich ebenfalls in der Ausprägung der Landnutzung wider. Intensive Landwirtschaft wird im Einzugsgebiet nicht nur auf den wenigen, tiefgründigen Schwarzerden betrieben, sondern bildet generell den Hauptanteil der Landnutzung in den Talregionen. Getreide (Gerste, Weizen, Roggen), Zuckerrüben und zunehmend auch Raps sind die Hauptanbaukulturen. Graslandbewirtschaftung findet nur auf ertragsarmen und schwer zu bearbeitenden Böden statt. Auf den zum Teil trockenen Höhenrücken und auf flachgründigen Böden herrscht dagegen naturnaher Laub- und Mischwald vor. Nur an wenigen Stellen wurden Nadelwälder an deren Stelle aufgeforstet. Siedlungsflächen haben im Gebiet zur Zeit noch einen relativ geringen Anteil (ca. 10%). Die größte Stadt ist die Universitätsstadt Göttingen. Sie befindet sich inmitten des Gebietes. Weitere größere Städte sind Leinefelde, Heiligenstadt, Northeim und Friedland.

## 3.2 Datengrundlage

Für die Untersuchung der Unsicherheiten von Aggregierungsmethoden sowie für die Simulationen der regionalen Wasserbilanzgrößen auf unterschiedlichen Simulationseinheiten wird ein Zeitraum von acht hydrologischen Jahren (01.11.1982 – 31.10.1989) betrachtet. Die auf Basis der im vorigen Kapitel beschriebenen theoretischen Grundlagen formulierten Modellgleichungen erfordern diverse Eingangsdaten und Modellparameter (siehe Tabelle 2.1, Seite 30). Sie können aus einem umfangreichen Datensatz gewonnen werden. Tabelle 3.1 gibt einen Überblick über die zur Verfügung stehenden Datensätze.

Tabelle 3.1: Übersicht über die zur Verfügung stehenden Datensätze

Datensatz	Räumliche Information
Relief	30 m Raster
Landnutzung	6 Klassen, 5211 Einheiten
	Agrarstatistiken der Jahre 1981 – 1995
Boden	Bodenübersichtskarte (1:50.000) 58 Klassen, 925 Einheiten
Klima	2 Klimastationen (stündlich) und 35 Niederschlagsstationen (tägl.)
Geologie	156 Einheiten
Abfluss	tägl. Werte an neun Pegelstationen

Die räumliche Auflösung der Informationen für Landnutzung, Boden und Geologie ist jeweils nicht einheitlich, da sie durch die Aufbereitung in homogenen Einheiten zusammengefasst sind. Zur besseren Einschätzung ist die Zahl der entsprechenden Teilflächen mit homogener Information genannt. Die unterschiedliche Anzahl von diesen Einheiten weist auf die variable Verteilung der Einheiten der verschiedenen Datensätze im Einzugsgebiet hin. Je höher diese Zahl wird, desto heterogener ist ein Datensatz einzuschätzen. Im Nachfolgenden wird eine genauere Beschreibung der Eingangsdaten sowie eine kritische Betrachtung der Datenverarbeitung gegeben.

Reliefdaten:

Das Relief eines Gebietes spielt eine wesentliche Rolle in der Aufteilung des Wasserhaushaltes auf die einzelnen Haushaltsgrößen. Die gegebene Hangneigung und -richtung entscheidet zum Beispiel über die aktuelle solare Einstrahlung auf die betreffende Fläche aber auch über die mögliche Bildung von Oberflächenabfluss (siehe Kapitel 2.1). Der Einfluss des Reliefs auf diese Genese ist allerdings nicht im verwendeten Simulationsmodell berücksichtigt. Auf längeren Zeitskalen betrachtet, hat das Relief auch einen Einfluss auf die Bodengenese sowie die Ausbildung bestimmter Vegetationsformen.

Der Höhenunterschied im Gebiet beträgt 400 Meter (515 m über NN im Quellgebiet; 115 m über NN am Gebietsauslass), die mittlere Neigung liegt bei 4,9 Grad. Abbildung 3.3 zeigt die mittleren Reliefschnitte in West-Ost-Richtung (linkes Bild) bzw. in Süd-Nord-Richtung (rechtes Bild). Darin zeichnet sich sehr deutlich die Lage des Leinegrabens ab (Kilometer 13 km, linke Abbildung). Außerdem kann man das Gefälle des Reliefs nach Norden hin erkennen (rechte Abbildung)

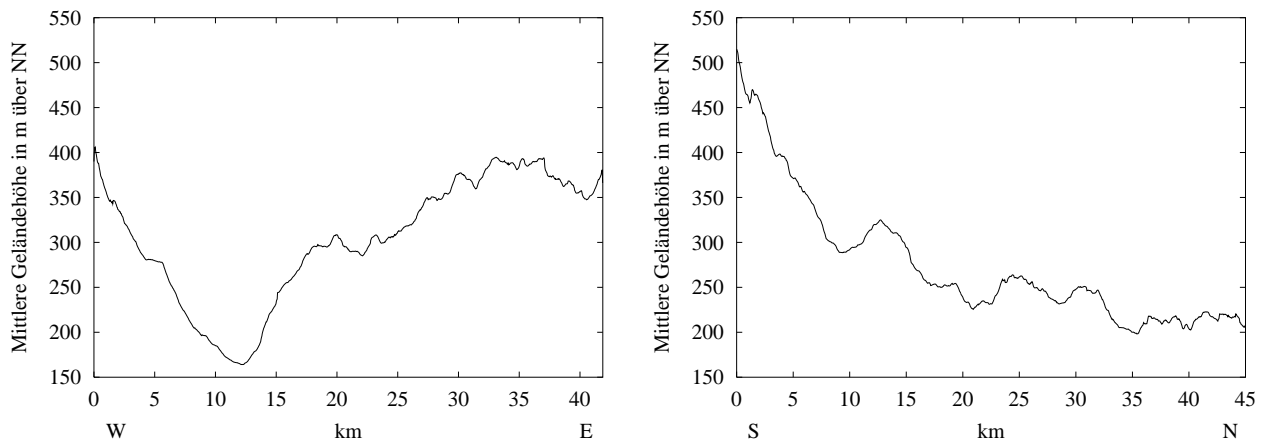


Abbildung 3.3: Mittlere Höhenverteilung im Einzugsgebiet: links West-Ost-Schnitt, rechts Süd-Nord-Schnitt

Die vorliegenden Reliefdaten weisen die höchste räumliche Auflösung aller vorhandenen Eingangsdaten auf. Mit einer Auflösung in der Horizontalen von 30 m sowie 1 m in der Vertikalen kann der hohen räumlichen Variabilität des Reliefs Rechnung getragen werden. Das digitale Höhenmodell steht dabei als Rasterinformation zur Verfügung. Unter Nutzung des geographischen Informationssystems (GIS) ArcInfo® wurden für jeden Rasterpunkt aus den Höhenwerten der umliegenden Rasterpunkte die Größen Hangneigung und Exposition berechnet, mit deren Hilfe im Weiteren eine modellinterne lokalklimatische Anpassung von solarer Einstrahlung, Temperatur und Feuchte vorgenommen wird.

#### Niederschlagsdaten:

Niederschlag ist die einzige wesentliche Quelle, über die Wasser in das Untersuchungsgebiet gelangt und somit am hydrologischen Kreislauf teilnimmt. Der Qualität der Niederschlagsdaten kommt demnach eine außerordentliche Bedeutung zu. Sie ist entscheidend für die Güte der Simulationsergebnisse. Alle anderen Datensätze beeinflussen die Ergebnisse weiter, aber die Niederschlagsdaten geben eine initiale Güte vor (Melching 1995). Jede Niederschlagsmessung ist mit einer Reihe von Unsicherheiten behaftet, die zum einen durch die Messverfahren und zum anderen durch die Messanordnung bedingt sind. Diesen Unsicherheiten wird zumeist in der Aufbereitung der Daten Rechnung getragen. Die Daten werden dabei mit allgemein anerkannten Methoden korrigiert. Hier wird davon ausgegangen, dass diese Korrektur erfolgt und keine weitere Bearbeitung der Originaldaten notwendig ist. Als weiterer Unsicherheitsfaktor kommt die räumliche und zeitliche Auflösung der Niederschlagsdaten hinzu, in denen die Daten in die Simulation eingehen.

Im Untersuchungsgebiet und in dessen unmittelbarer Umgebung stehen 35 Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zur Verfügung, an denen tägliche Niederschlagswerte vorliegen (siehe Abbildung 3.4). Die Zeitreihenlänge an den einzelnen Stationen ist dabei uneinheitlich, umfasst aber mindestens 10 Messjahre, mit denen der Untersuchungszeitraum von 1982 bis 1989 abgedeckt wird. Diese Stationen werden mittels einer Clusteranalyse bezüglich der Jahresniederschläge in sechs verschiedene Klassen eingeteilt, deren räumliche Verteilung durch eine Thiessen-Polygon-Analyse bestimmt wird. Den so entstehenden sechs Regionen ähnlicher Nieder-

### 3.2 Datengrundlage

schlagscharakteristika, wird die Niederschlagszeitreihe einer der jeweiligen Region zugehörigen Niederschlagsstation zu gewiesen. Da die zeitliche Auflösung der Daten einem Tag entspricht, das verwendete Simulationsmodell aber einen Rechenzeitschritt von einer Stunde verwendet, erfolgt für jede repräsentative Station eine Disaggregation der täglichen Werte in Stundenwerte nach Arnold & Williams (1989), was vor allem für die berechneten Abflüsse nennenswerte Unsicherheiten verursacht (Bormann 2001).

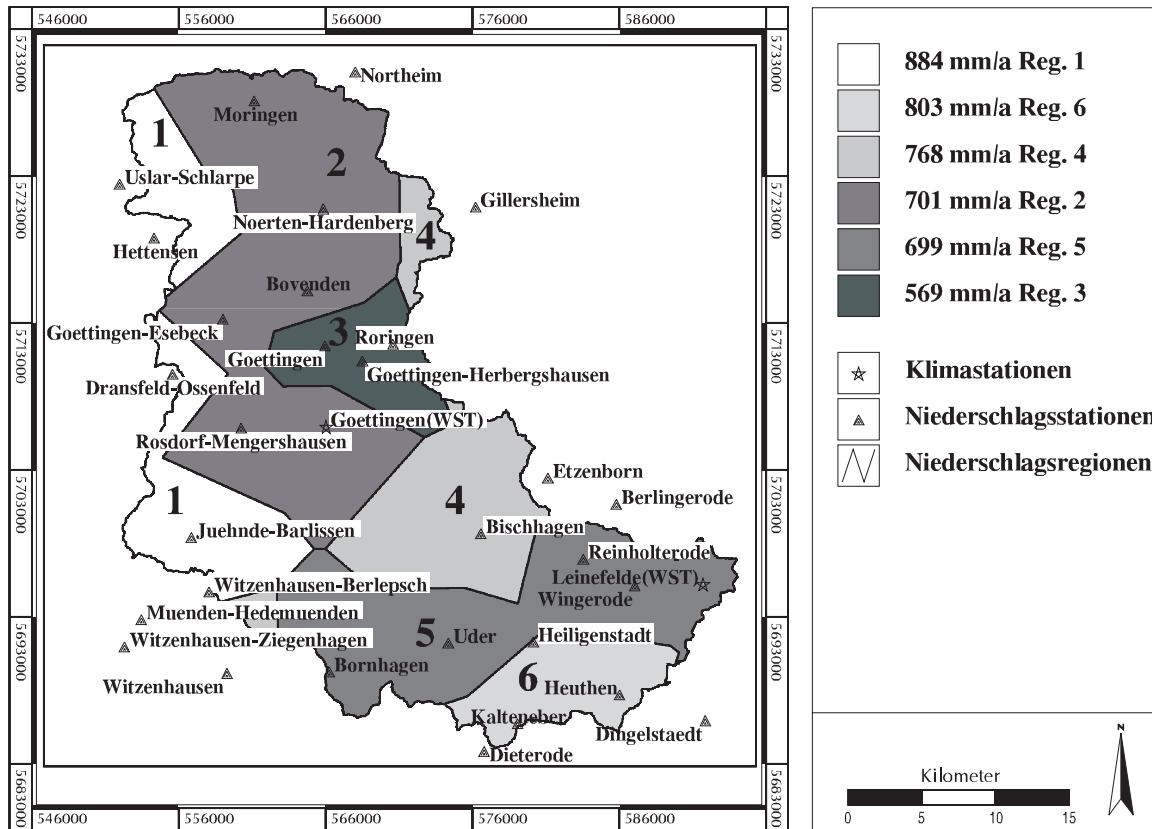


Abbildung 3.4: Verteilung der Niederschlags- und Klimamessstationen über das Einzugsgebiet. Dargestellt sich weiterhin die 6 Niederschlagsregionen und deren mittlere Jahresniederschläge (Thiessen-Polygone)

Abbildung 3.5 vermittelt einen Eindruck der Verteilung der zonal bzw. meridional gemittelten jährlichen Niederschläge im Gebiet. Demnach fallen im westlichen Teil des Einzugsgebietes die meisten Niederschläge und nehmen nach Osten hin ab, wobei sie etwa im Leinegraben einen minimalen Wert aufweisen. Auch das Nord-Süd-Profil deutet an, dass in den höheren südlicheren Gebieten die meisten Niederschläge fallen. Allerdings ist der Unterschied nicht so ausgeprägt. Besonders deutlich fallen zwei Minima auf, wobei das nördlichere besonders stark von den anderen Niederschlagssummen abweicht.

Die Einteilung des Gebietes in 6 Niederschlagsgebiete hat ihre Begründung in den vorangegangenen Arbeiten. Zu dieser Zeit waren Speicher- und Rechenkapazität der Computersysteme noch stärker limitiert. Aus Vergleichszwecken wurde die Aufteilung auch jetzt beibehalten. Dies bedeutet aber auch, dass die Ergebnisse der Simulationen nicht auf der bestmöglichen Niederschlagsdatengrundlage beruhen. Ein Teil der auftretenden Abweichungen von Modell und Messung wird hierauf zurück zu führen sein.



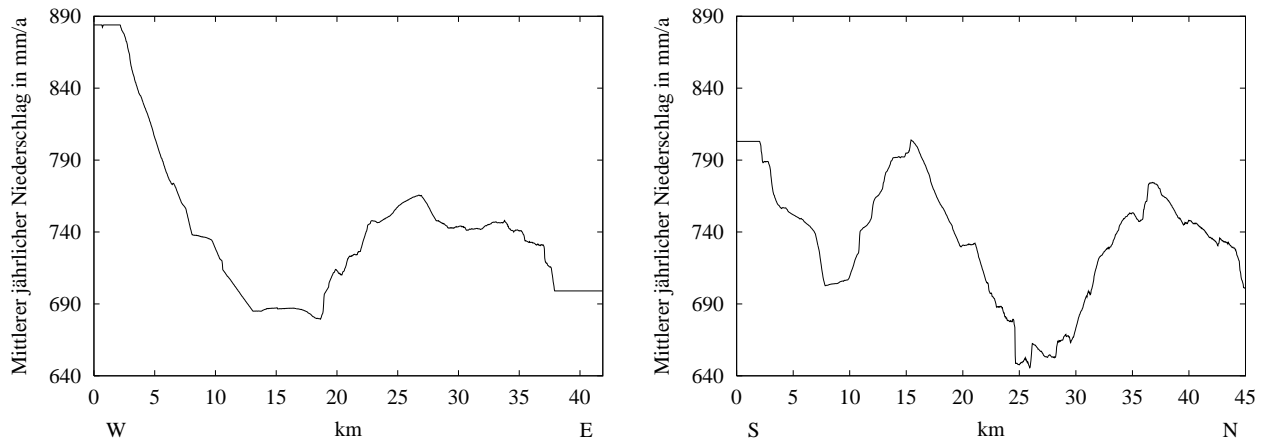


Abbildung 3.5: Verteilung der räumlich gemittelten Jahresniederschläge im Einzugsgebiet; Links: Meridionales Mittel, Rechts: Zonales Mittel

In Tabelle 3.2 sind die mittleren Tagesniederschläge (mm/d) und deren Standardabweichung in den sechs Regionen und zusätzlich der Tag und die Menge des Höchstniederschlags im Untersuchungszeitraum aufgeführt. Weiterhin ist die prozentuale Anzahl der Tage mit Niederschlägen größer als Mittelwert plus Standardabweichung ( $\mu + \sigma$ ) genannt.

Tabelle 3.2: Niederschlagscharakteristika der sechs Niederschlagsgebiete (Angaben in mm/d)

Region	1	2	3	4	5	6
Mittelwert ( $\mu$ )	2,5	1,9	1,6	2,1	1,9	2,2
Stdabw. $\sigma$	4,6	4,4	3,8	4,7	4,3	4,7
Tage $> (\mu + \sigma)$ in %	11,2	9,1	9,1	8,9	9,6	9,8
Maximum	36,8	89,3	45	62,5	49,5	46,3
Tag des Max.	15.09.86	25.07.89	18.12.88	08.06.84	15.09.86	17.06.86

### Klimadaten:

Wie schon erläutert ist für die Verdunstung des Niederschlagswassers Energie notwendig. Nachdem die Zuflüsse am oberen Modellrand durch die Niederschläge beschrieben sind, müssen weitere meteorologische Daten vorliegen, damit die zur Verfügung stehende Energie ermittelt werden kann. Die dafür notwendigen stündlichen Informationen bezüglich globaler Einstrahlung, Temperatur, relativer Luftfeuchte und Wind stehen im Untersuchungsgebiet nur an zwei Klimamessstationen des DWD zur Verfügung (siehe auch Abbildung 3.4). Die Station Göttingen befindet sich im zentralen Bereich des Einzugsgebietes. Sie gilt als repräsentativ für das flache Hügelland im nördlichen Teil (unterteilt in 4 Niederschlagsgebiete) des Einzugsgebietes. Dieser Bereich umfasst eine Fläche von 711 km<sup>2</sup>. Für den südlichen Teil des Leinetals (2 Niederschlagsgebiete umfassend), welcher einen deutlichen Mittelgebirgscharakter aufweist, gilt die Station Leinefelde als repräsentativ. Sie befindet sich am östlichen Rand des Einzugsgebietes und somit auch des 277 km<sup>2</sup> umfassenden Südteils. Die Flächenangaben belegen die recht grobe räumliche Auflösung der vorhandenen Klimadaten. Hieraus resultieren ebenfalls Unsicherheiten bezüglich der Modellergebnisse. In den Originaldaten wurden

zudem einige Übertragungsfehler festgestellt und an Hand einer Plausibilitätsprüfung durch Mittelwerte der umliegenden Stundenwerte ersetzt.

Die Jahresmittel der Temperaturen und der Niederschlagsmengen weichen an beiden Wetterstationen von den langjährigen Mittelwerten ab. Diese auch als jährliche Anomalie bezeichnete Abweichung ist in Abbildung 3.6 für die beide Stationen dargestellt. Die Jahre 1982, 1983, 1988 und 1989 sind im Vergleich zu den restlichen Jahren um fast 2 K wärmer. Weiterhin traten innerhalb des Untersuchungszeitraums sowohl niederschlagsarme (1982) als auch niederschlagsreiche Jahre (1986 und 1987) auf. Die maximal auftretende jährliche Anomalie beträgt für das Jahr 1982 -15 mm. Man erkennt weiterhin, dass die Niederschlagsanomalie für beide Stationen nicht immer das selbe Vorzeichen besitzt. Dies macht deutlich, dass die Niederschläge stärker räumlich variieren als die Temperaturen.

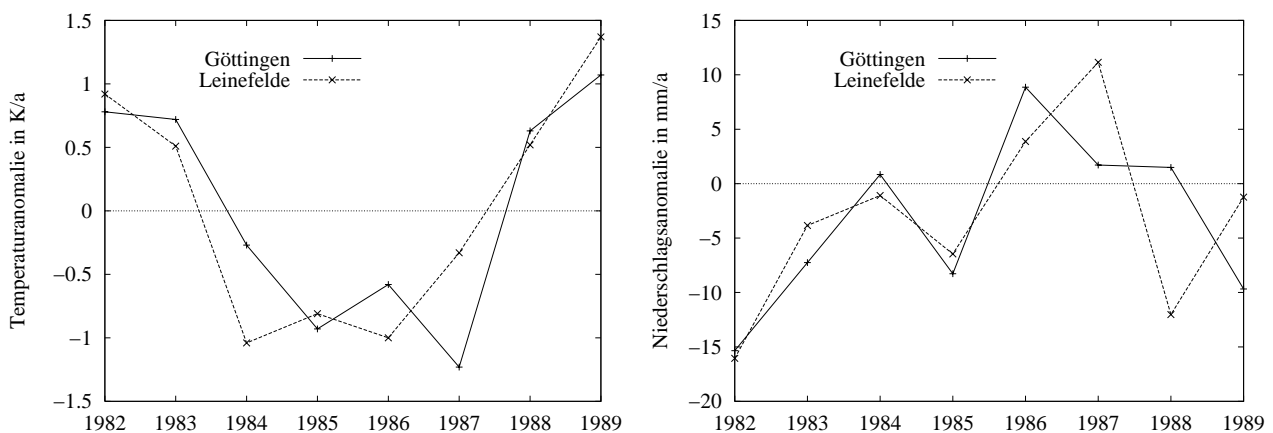


Abbildung 3.6: Jährliche Anomalien der Temperatur (links) und des Niederschlags (rechts) für die Stationen Göttingen und Leinefelde

Landnutzungsdaten:

Wie im vorherigen Kapitel erläutert, hängt die Berechnung der Verdunstung von zahlreichen landnutzungsabhängigen Parametern ab. Um eine genaue Berechnung der aktuellen Evapotranspiration zu gewährleisten, muss eine detaillierte Landnutzungsverteilung innerhalb des Untersuchungsgebietes bekannt sein. Für die vorliegenden Untersuchungen standen die Ergebnisse der Arbeitsgruppe Prof. Mauser von der Universität München zur Verfügung, die aus Aufnahmen des Landsat-TM-Satelliten aus dem Jahre 1993 sechs verschiedene Landnutzungsklassen ableiteten. Es handelt sich im Einzelnen um Wasserflächen, Siedlungsflächen, Nadelwald, Mischwald, Grasland und Ackerbauflächen.

Im Untersuchungsgebiet ergeben sich 5211 homogene Landnutzungsflächen, welche eine Größe von 0,1 ha bis 7820 ha aufweisen. Daraus folgt eine mittlere räumliche Skala von 18,9 ha. Die Flächen werden in erster Linie als Grünland, Ackerland und Mischwald genutzt. Diese drei Landnutzungstypen ergeben zusammen mehr als 85 % der Landnutzung im Einzugsgebiet (Abbildung 3.7). Siedlungsflächen haben einen Anteil von 10,36 %.

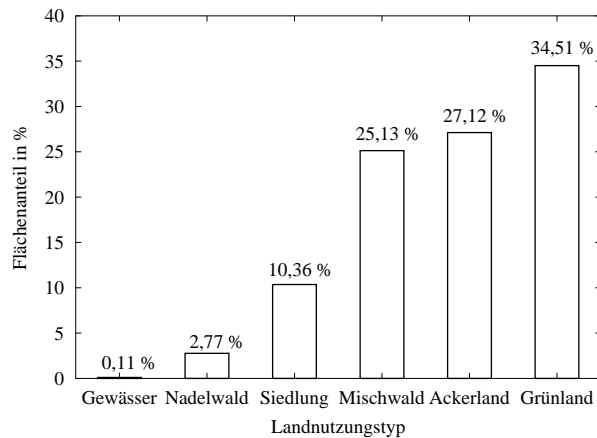


Abbildung 3.7: Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet

Für eine differenziertere Bewertung der ackerbaulichen Bewirtschaftung wurde auf Agrarstatistiken der Jahre 1980 bis 1995 des Niedersächsischen Landesamtes für Statistik für die Gemeinden im Untersuchungsgebiet zurückgegriffen. Daraus geht hervor, dass im Untersuchungsgebiet der Anbau der drei Ackerfrüchte Winterweizen, Sommergerste und Zuckerrüben dominiert. Deshalb wurde jede Ackerfläche für die Simulationen gedrittelt und mit den spezifischen Parametern der drei genannten Ackerfrüchte berechnet (siehe Tabelle 3.3). In der Zeitspanne zwischen Ernte und Neuaussaat gilt die jeweilige Teilfläche als Schwarzbrache. Eine weitere Teilung wird für die Landnutzung Siedlungsflächen vorgenommen. Hier erfolgt eine Aufteilung in zwei Flächen im Verhältnis 60 : 40. Die größere Fläche gilt als versiegelt, während die kleinere Fläche zu 60% Gras, 30 % Mischwald und 10% Nadelwald aufgeteilt wird. Dieser Ansatz trägt der Tatsache Rechnung, dass innerhalb der Siedlungsflächen auch Grünflächen vorhanden sind. Versiegelte Flächen werden im Modell als infiltrationsfrei angesehen. Sämtliches Wasser, welches auf diese Fläche trifft, ist gleichbedeutend mit Oberflächenwasser. Interzeption und Verdunstung finden eben so wenig statt wie eine Grundwasserneubildung. Dies ist speziell für die ersten beiden Flüsse eine zu starke Einschränkung. Durch die Einführung eines Grünflächenanteils konnten diese Flüsse ebenfalls realistisch abgeschätzt werden. Speziell für die Berechnung des Interzeptionsverlustes auf den versiegelten Flächen, wurde diesem Oberflächentyp außerdem noch ein (Pseudo)-Blattflächenindex ( $LAI = 1$ ) zugeteilt.

Die im Modell verwendete Parametrisierung der verschiedenen Landnutzungstypen ist in Tabelle 3.3 zusammengefasst.

Tabelle 3.3: Parametrisierung verschiedener Landnutzungstypen aus unterschiedlichen Literaturquellen

Landnutzungstyp:	Gras	LW	WW	SG	ZR	Versiegelt	NW	Gewässer
Phänologische Zeitpunkte [Tag im Jahr]								
Austrieb	0	105	64	105	97	0	0	0
Max. Wachstum	0	125	166	176	222	0	0	0
Ernte/Laubfall	0	260	222	232	298	0	0	0
Blattflächenindex (LAI [m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> ])								
Austrieb	1	1	0.5	0	0	1	6	0
Max. Wachstum	1	4	5	5.4	4	1	6	0
Bestandeshöhe h [m]								
Austrieb	0.2	20	0.1	0.1	0.05	10	20	0
Max. Wachstum	0.2	20	1	0.8	0.6	10	20	0
Wurzeltiefe w [m]								
Austrieb	0.2	2	0.1	0.1	0.1	0	2	0
Max. Wachstum	0.2	2	1.2	0.5	1.5	0	2	0
Minimaler Bulk-Stomata-Widerstand [s/m]								
ztl. konstant	50	80	55	40	45	0	60	0
Albedo $\alpha$ [-]								
ztl. konstant	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.18	0.25	0.29
Korrekturfaktor für $k_s$ des Oberbodens								
ztl. konstant	1	1	1	1	1	0	1	0.1

Abk.: LW: Laubwald, WW: Winterweizen, SG: Sommergerste, ZR: Zuckerrüben, NW: Nadelwald; 33% WW + 33% SG + 33% ZR = Ackerland; 60% versiegelt + 24% Gras + 12% Laubwald + 4% Nadelwald = Siedlungsflächen

#### Bodendaten:

Mit den bisher vorgestellten Eingangsdaten ist die obere Randbedingung für das Bodenmodul vorgegeben. Für die Berechnungen innerhalb des Bodenmoduls sind nun Informationen über die bodenphysikalischen Eigenschaften notwendig. Zur Ermittlung dieser bodenphysikalischen Eigenschaften steht eine Bodenkarte der Arbeitsgruppe Prof. Gerold von der Universität Göttingen zur Verfügung. Diese Bodenkarte im Maßstab 1:50.000 fasst die Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:50.000 (BÜK 50) des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung und die bodengeologische Übersichtskarte im Maßstab 1:100.000 der Thüringer Landesanstalt für Geologie zusammen und enthält alle für die vorliegende Arbeit wesentlichen Informationen über die Böden des Einzugsgebietes. Neben Bodenarten und Lagerungsdichten sind dies auch Profildaten wie Schichtzahl, Schichtdicke und Profilmächtigkeit. Bodenart und Lagerungsdichte sind Eingangsgrößen für die Berechnung der wichtigen bodenphysikalischen Parameter mit Hilfe der PTF nach Rawls & Brakensiek (1985). Die hier favorisierte PTF erzielt bei Untersuchungen von Tietje & Tapkenhinrichs (1993) gute Ergebnisse und ist gut mit dem Ansatz nach Brooks & Corey (1964) kombinierbar, da sie die notwendigen Parameter für das verwendete Modell berechnet. Des Weiteren beinhaltet die vorliegende Bodenkarte alle für die PTF erforderlichen Bodenparameter.

Die natürliche kleinräumige Variabilität der Bodeneigenschaften ist hoch. Dies wird in vielen Arbeiten bestätigt (z.B. Herbst, 2001). In den zur Verfügung stehenden Übersichtskarten werden im Gebiet 58 Einheiten klassifiziert. Deren Größe beträgt im Mittel 5,5 ha und reicht von 0,1 ha bis 1010 ha. Jede dieser Einheiten kann nur als mittlerer Zustand des Bodens innerhalb jeder Einheit angesehen werden. Informationen über kleinräumige Variabilität gehen aus den Karten nicht hervor und können somit nicht berücksichtigt werden. Dies ist besonders für die Einschätzung der Aggregierungsmethoden interessant, die in Kapitel 4 diskutiert werden.

Die recht große Zahl von 58 Bodeneinheiten erweckt einen falschen Eindruck der vorhandenen Variabilität. Bei genauer Betrachtung der Einheiten stellt sich heraus, dass sie sich zum Teil nur sehr wenig voneinander unterscheiden. Zum Teil grenzen Eigenschaften die Einheiten ab, die für die nachfolgenden Betrachtungen irrelevant sind. Erst bei eingehender Untersuchung kann eine Aussage über die Variabilität der Bodeneigenschaften getroffen werden und eine Abschätzung möglicher Unsicherheiten bezüglich einer Aggregierung der Einheiten erfolgen.

Fasst man die Informationen der Einheiten zusammen, so ergeben sich für das Einzugsgebiet folgenden Eigenschaften. Die Mächtigkeit der Profile schwankt zwischen 10 cm und 200 cm, wobei sie im Mittel 94 cm beträgt. Je Profil können ein bis sechs Horizonte auftreten. Insgesamt kommen im Einzugsgebiet elf Bodenarten vor. Von diesen dominieren fünf Bodenarten (Ut3 (33 %), Ls3 (24 %) , Lt3 (19%), Lsu (11 %), Ut4 (8%)), wobei Ut4 hauptsächlich im dritten Horizont verzeichnet ist. Abbildung 3.8 stellt die prozentuale Verteilung der Bodenarten für die sechs Horizonte dar, wie sie aus den Angaben der Bodenkarte folgt. Auf der linken Ordinate ist die flächengewichtete mittlere Mächtigkeit der Profile bei entsprechender Anzahl an Bodenhorizonten vermerkt, während die prozentualen Angaben der rechten Ordinate die Wahrscheinlichkeit des Auftretens des jeweiligen Horizontes im Einzugsgebiet kennzeichnen. Im obersten Horizont dominieren vier der eben schon erwähnten Bodenarten. Im Mittel erreicht dieser Horizont eine Mächtigkeit von 23 cm. Die flächengewichtete Mächtigkeit der anderen Horizonte beträgt 21 cm, 18 cm, 15 cm, 17 cm und 0 cm (von oben nach unten). Demnach kommen Profile mit sechs Horizonten nur marginal vor. Der 6. Horizont (nur aus der Bodenart Ls3 bestehend) erlangt somit keine Bedeutung für die nachfolgenden Untersuchungen.

Aus den Bodenkarten folgt weiterhin, dass Einheiten mit einem tonigen Lehm (Lt3) im obersten Horizont mit geringmächtigen Profilen, tonige Schluffe (Ut3) mit tiefgründigen Profilen und die beiden sandigen Lehme mit mittleren Profilmächtigkeiten (Ls3 40 cm; Lsu 80 cm) gekoppelt sind. Dies stimmt gut mit dem Auftreten der drei oben erwähnten Bodengesellschaften überein. Demnach finden sich tonige Böden auf den Kuppen der Berge und schluffige Böden im Leinegraben.

### 3.2 Datengrundlage

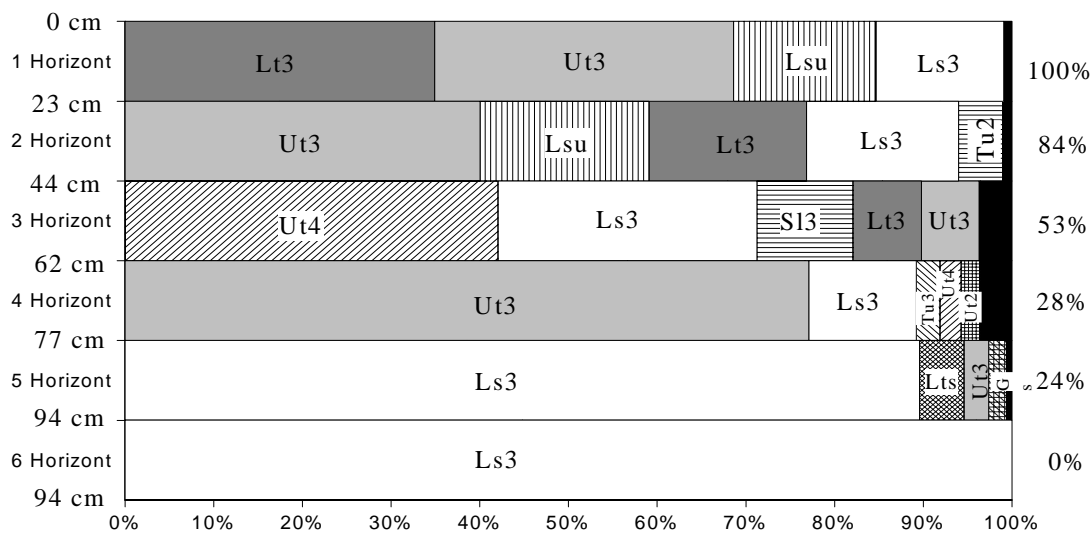


Abbildung 3.8 Prozentuale Verteilung der Bodenarten pro Horizont und prozentuale Verteilung der Horizonte im Einzugsgebiet nach den Bodenübersichtskarten 1:50.000 und 1:100.000. Linke Ordinate: Flächengewichtete mittlere Mächtigkeit der Profile mit entsprechender Horizontanzahl., Rechte Ordinate: Wahrscheinlichkeit des Auftretens der Horizonte im Einzugsgebiet

Des Weiteren lässt sich eine Aussage darüber treffen, welche Vergesellschaftungen zwischen Landnutzung und Boden auftreten. Auf den flachgründigen, sandig- bis toniglehmigen Böden der Bergkuppen dominiert Wald (Summe der Misch- und Nadelwälder), Grasland auf Böden mittlerer Mächtigkeit während auf den tonigschluffigen und somit tiefgründigen Böden der Talbereiche vornehmlich Ackerbau betrieben wird. Auf Grund ihrer Lage besitzen die versiegelten Flächen ebenfalls auf diesen Böden ihren Verteilungsschwerpunkt. Die Häufigkeiten der drei Landnutzungen Laubwald, Gras- und Ackerland sind in Abbildung 3.9 zu sehen.

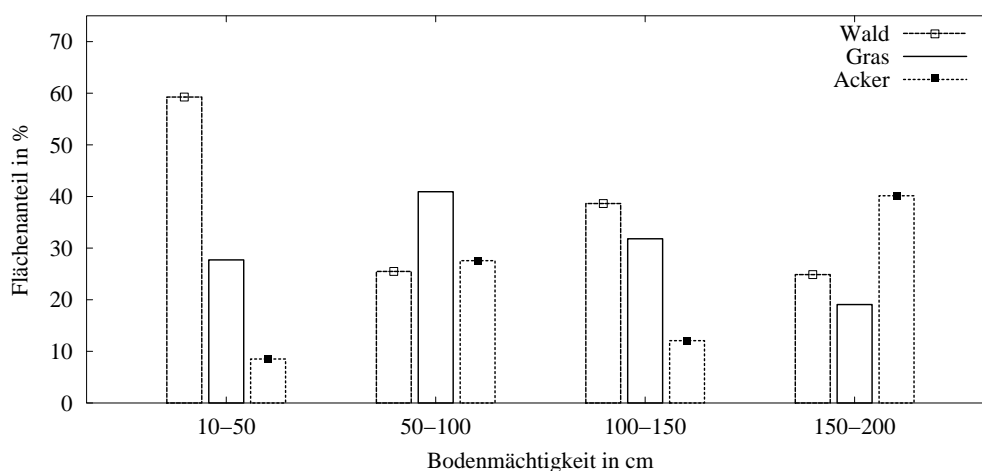


Abbildung 3.9: Prozentuales Auftreten der Landnutzungen Laubwald, Gras- und Ackerland in Abhängigkeit von der Bodenmächtigkeit

Geologie:

Informationen zur Geologie des Untersuchungsgebietes stehen als Lithofazieskarte (Schwarze et al. 1999) zur Verfügung. Diese Karte gibt Auskunft über die Verweilzeit des Wassers innerhalb des Grundwasserspeichers. Diese Angaben können für die Definition der unteren Randbedingung verwendet werden. Wie schon erwähnt, wird in dieser Arbeit als untere Randbedingung des Modells eine freie Drainage gewählt und somit nicht auf die geologischen Informationen zurückgegriffen. Wie in Kapitel 5.3 noch erläutert wird, erfolgt aber eine Berücksichtigung der Fließ- und Speicherprozesse im Grundwasserleiter durch Verwendung eines modellexternen Speicheransatzes bei der Ermittlung der Gebietswasserflüsse. Hierfür können die aus der Lithofazieskarte abgeleiteten Speicherkonstanten verwendet werden. Abbildung 3.10 zeigt die daraus folgende Verteilung der Verweilzeiten im Einzugsgebiet. Zur besseren Orientierung sind ebenfalls die neun Teileinzugsgebiete dargestellt.

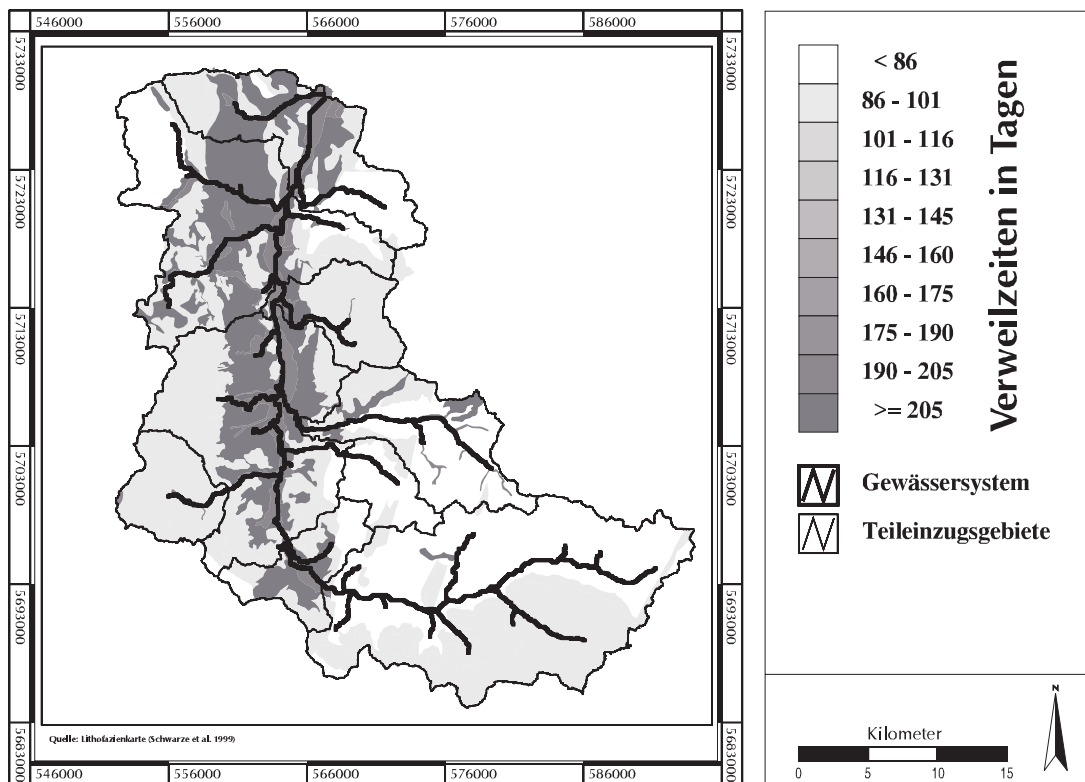


Abbildung 3.10: Verweilzeiten des Grundwassers im Festgestein entsprechend der Lithofazies im Einzugsgebiet

Pegeldaten:

In dieser Arbeit sind Pegeldaten, welche das Abflussverhalten eines Einzugsgebietes aufzeichnen, die einzige Validierungsgrundlage, um die Güte der Modellergebnisse einzuschätzen. Dies unterstreicht die Bedeutung dieser Daten für die hydrologische Modellierung. Für das betrachtete Untersuchungsgebiet liegen für die hydrologischen Jahre 1982 bis 1989 tägliche Abflusswerte an 9 Pegeln vor. Diese Pegel erfassen die Abflüsse von Teileinzugsgebieten unterschiedlicher Einzugsgebietsgrößen und naturräumlicher Ausstattung. Sechs der Pegel sind Messeinrichtungen entlang der Leine. Der Letzte befindet sich am nördlichen Auslasspunkt des Einzugsgebietes (Pegel Leineturm), drei weitere Pegel befinden sich an kleineren Zuflüssen der Leine. Das Vorhandensein von Validierungsdaten auf verschiedenen räumlichen Skalen ermöglicht neben einer zeitlichen Skalenanalyse auch eine Betrachtung der Ergebnisgüte auf verschiedenen Raumskalen. Tabelle 3.4 fasst die Eigenschaften der Teileinzugsgebiete zusammen.

Tabelle 3.4: Charakteristika der Teileinzugsgebiete. Die Lage der Teileinzugsgebiete ist in Abbildung 3.1 ersichtlich

Teileinzugsgebiet		Fläche in km <sup>2</sup>	Mittlere Reliefgrößen			Landnutzung in %			Boden	
			H in m	N in °	E in °	G	LW	A	1. BA (%)	M in cm
Wendebach		30	311,1	6,1	188,2	16,6	11,6	53,9	Ut3 (38)	125,5
Dramme		45	269,2	4,7	139,3	54,5	22,2	20,2	Lt3 (47)	43
Garte		86	222,2	5	176,1	73,3	12,8	12,4	Ls3 (66)	68,5
Leine	Arenshausen	273	349,2	5,9	172,7	23,4	36,9	25,7	Lt3 (47)	45,1
	Reckerhausen	321	307,6	5,7	166,9	32,1	35,9	20,5	Lt3 (32)	49,3
	Göttingen	633	266,7	4,6	158,3	38	26	27,7	Ut3 (14)	76,2
	Bovenden	715	276,6	4,9	173,8	36,3	26,5	29,6	Ut3 (17)	79,1
	Nörten-Hardenberg	882	261,4	4,8	164,4	36	26,3	27	Ut3 (18)	85,6
	Leineturm	989	246,3	4,7	163	34,5	25,1	27,1	Ut3 (20)	94

Abk.: H: Höhe, N: Neigung, E: Exposition, G: Grasland, LW: Laubwald, A: Ackerland, 1. BA (%): dominierende Bodenart im obersten Horizont (%-Angabe), M: Mittlere Mächtigkeit des Bodenprofils

In Abbildung 3.11 sind die mittleren Abflüsse sowie die Flächen der Teileinzugsgebiete dargestellt. Deutlich zu erkennen ist eine Unregelmäßigkeit (siehe Pfeile) an der Pegelstation Ahrenshausen. Hier werden höhere Werte gemessen als am nachfolgenden Pegel Reckershausen, obwohl die Fläche dieses Teileinzugsgebietes größer ist als die Teileinzugsgebietsfläche des Pegels Arenshausen. Nimmt man an, dass zwischen den beiden Pegeln kein nennenswerter Betrag an Wasser entnommen wird, weist dies auf mögliche systematische Fehler bei der Abflussmessung an diesem Pegel hin. Das beobachtete Verhalten tritt nicht nur beim Betrachten der achtjährigen Abflusspende auf (Abbildung 3.11) sondern zeigt sich auch beim täglichen mittleren Abfluss. Diese Unregelmäßigkeiten müssen in der Einschätzung der Modelleffizienz und den Aussagen zur zeitlich-räumlichen Verhersagesicherheit berücksichtigt werden.



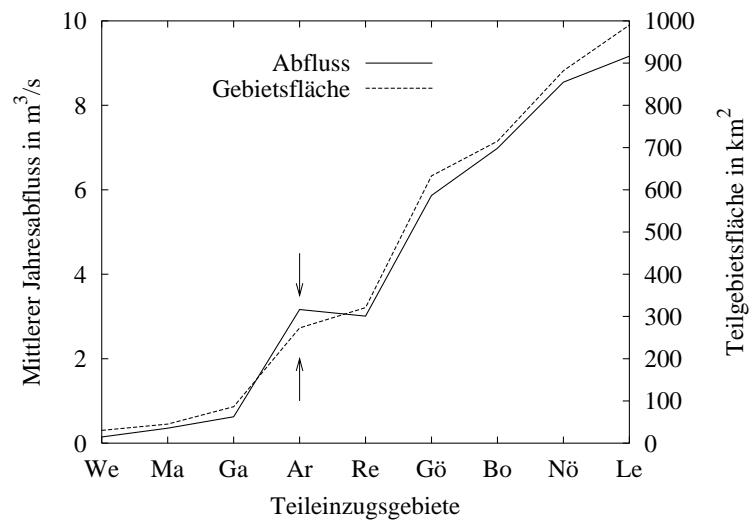


Abbildung 3.11: Mittlerer Jahresabfluss und Gebietsfläche der neun Teileinzugsgebiete im oberen Leinetal; Pegel **A**renshausen, **R**eckershausen, **G**artemühle (Garte), **M**ariengarten (Dramme), **R**einhausen (**W**endebach), **G**öttingen, **B**ovenden, **N**örten-Hardenberg, **L**einerturm; Die Pfeile bei **Ar** kennzeichnen ein anomales Verhalten (Erläuterungen siehe Text), Lage der Teileinzugsgebiete siehe Abbildung 3.1.

## 4 Aggregation der Eingangsdaten

### 4.1 Räumliche Skalenanalyse der Eingangsdaten

Ein Ziel dieser Arbeit ist die Simulation der Wasserflüsse für das Untersuchungsgebiet mit Hilfe der räumlich verteilten Modellparameter und Eingangsdaten. Dafür wird das Untersuchungsgebiet in dieser Arbeit in diskrete Simulationseinheiten unterteilt. Die eben beschriebenen Daten liegen flächendeckend über das Untersuchungsgebiet vor. Auf Grund ihrer Erfassung und Aufbereitung besitzen die verschiedenen Datensätze unterschiedliche räumliche Auflösungen. Je nach Wahl der Simulationseinheiten weisen die Datensätze eine subskalige Variabilität auf. Diese Variabilität gilt es zunächst zu erfassen und in den späteren Aggregierungsansätzen zu erhalten. Ein absoluter Erhalt dieser Variabilität würde bedeuten, dass alle Datensätze auf die räumlich höchstauflösende Information gebracht würden. Dies wäre im vorliegenden Fall die Reliefinformation mit einer Auflösung von 30 m. Daraus ergäbe sich eine enorme Anzahl von Simulationseinheiten (etwa  $10^6$ ), was einem nicht vertretbaren Rechenaufwand gleichbedeutend wäre. Auch die häufig verwendete Verschneidung von Boden- und Landnutzungseinheiten führt im Untersuchungsgebiet zu etwa 17500 Simulationseinheiten, welche zwar homogen bezüglich Boden, Landnutzung und Klima sind, aber heterogene Reliefinformationen aufweisen, welche dann zu aggregieren wären. Eine entscheidende Frage im Zusammenhang mit der Aggregation der Datensätze ist die Frage der Skalen von Daten und Simulationseinheiten.

Die Größe des Einzugsgebietes gibt zunächst die Skala an, auf der die Vorhersage erfolgen soll (Vorhersageskala). Das Untersuchungsgebiet wird in Flächen unterteilt, auf denen das Modell angewendet wird. Die Größe dieser Flächen entscheidet über die Skala des Modells (Modellskala). Alle benötigten Eingangsdaten und Modellparameter müssen auf diesen Simulationseinheiten flächendeckend vorliegen. Daten und Parameter bestimmen die Datenskala. Zur Einschätzung dieser Skalen benötigt man eine Grundlage, auf der sie miteinander vergleichbar sind. Für diesen Zweck kann man auf das Skalentripel (Extent, Spacing, Support) nach Blöschl (1996) zurückgreifen, das sowohl eine Aussage über den Umfang eines Datensatzes als auch über dessen Variabilität erlaubt. Blöschl (1996) wendet das Skalentripel zunächst auf Messungen im Gelände an. Western & Blöschl (1999) zeigen, dass sich der Ansatz auch auf die hydrologische Modellierung übertragen lässt. In Abbildung 4.1 ist eine Anwendung des Skalentripels auf die Vorhersageskala dieser Arbeit zu sehen. Das Einzugsgebiet der oberen Leine ist hierfür beispielhaft in Rasterflächen von 4 km<sup>2</sup> unterteilt.

Die Größe Extent steht hier für die Gesamtfläche des Einzugsgebietes (989 km<sup>2</sup>). Im Allgemeinen beschreibt Extent den Umfang einer Skala, egal ob es sich um Vorhersage-, Modell- oder Datenskala handelt. Werden Eigenschaften auf einer dieser Skalen durch Eigenschaften kleinerer Teilflächen geprägt, bestimmt die räumliche Repräsentanz dieser Teilflächen den Support und der Abstand zwischen den Teilflächenschwerpunkten das Spacing. Im Fall der parameterverteilten Simulation auf einem 2000m-Raster ergibt sich für die Vorhersage des Einzugsgebietes somit ein Support und Spacing von 2000 m. Bei einer rasterbasierten Simulation stimmen Support und Spacing mit der Rasterweite überein. Für eine polygonbasierte Simulation auf den homogenen

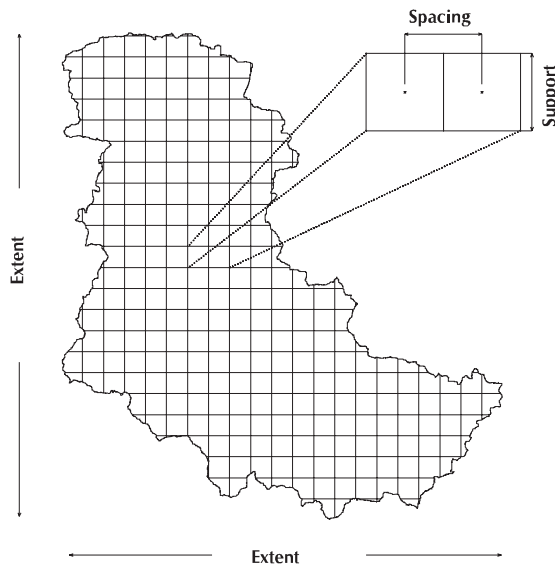


Abbildung 4.1: Skalentrupel am Beispiel eines 2000 m Rasters in Anlehnung an Blöschl (1996)

Eingangsdaten und somit von der Datenskala selber ab. Wenn diese sehr viel größer ist als der gewählte Support, wird die zu berücksichtigende Variabilität auf die Skala dieser Eingangsdaten limitiert. Im entgegengesetzten Fall (Support größer als die Datenskala) weisen die Daten nicht nur gegenüber dem Gesamtgebiet sondern auch gegenüber den gewählten Simulationseinheiten eine subskalige Variabilität auf.

Bei der Verwendung diskreter, über das Einzugsgebiet verteilter Simulationseinheiten stellt jede Simulationseinheit für sich genommen ein Berechnungsgebiet dar, für das sich in Abhängigkeit von Form und Größe der Simulationseinheit und von der Datengrundlage wiederum ein Skalentrupel ergibt. Abbildung 4.2 zeigt diese Einteilung beispielhaft für eine Rasterzelle.

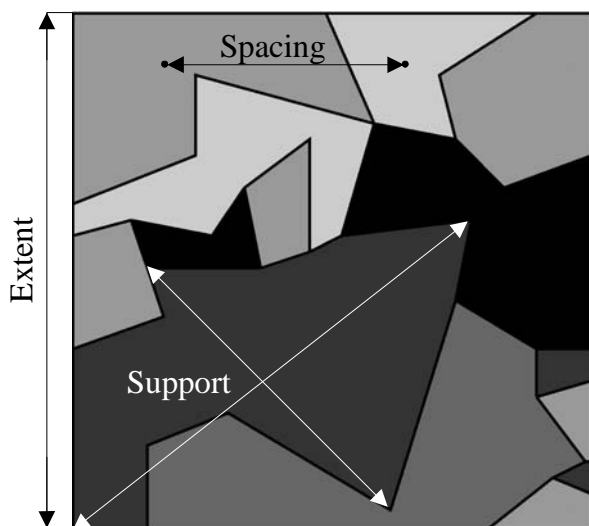


Abbildung 4.2: Das Skalentrupel bzgl. einer Rasterzelle

Wird eine räumlich diskrete Simulation verwendet, um Aussagen für die Ergebnisskala zu treffen, ist die Einschätzung der Variabilität der Eingangsdaten in Bezug auf jede diskrete Simulationseinheit nützlicher als die Kenntnis der Variabilität der Daten in Bezug auf das Gesamtgebiet. Hierfür kann man Extent als die Größe einer Simulationseinheit (Modellskala) ansehen. Der Support bestimmt sich durch die gegebenen Daten und somit durch die Datenskala. Da in der Regel mehrere Datensätze mit unterschiedlicher Variabilität pro Simulationseinheit vorliegen, besitzt jeder Datensatz einen eigenen Support auf der Simulationseinheit. Je variabler ein Datensatz ist, desto größer ist die Anzahl der homogenen Flächen und desto kleiner ist im Mittel deren Größe. Ein nahezu homogener Datensatz, wie zum

Beispiel in dieser Arbeit die meteorologischen Informationen, weist zumeist nur eine Information innerhalb einer Simulationseinheit auf. Demzufolge ist der Support groß bzw. ebenso groß wie der Extent der Simulationseinheiten. Je kleiner der Support eines Datensatzes ist, desto höher kann dessen subskalige Variabilität erwartet werden. Dies gilt im selben Maße für das Spacing, das jetzt den mittleren Abstand der homogenen Einheiten der Eingangsdaten beschreibt.

Betrachtet man die Simulationseinheiten als unabhängig voneinander, ergibt sich für jede Einheit ein anderes Skalentripel. Je heterogener eine Eigenschaft auf der Simulationseinheit vorliegt, desto mehr weichen Extent und Support voneinander ab. Die betreffende Eigenschaft weist somit eine hohe subskalige Variabilität auf. Für die Ausweisung eines repräsentativen Wertes dieser Eigenschaft ist eine Aggregation notwendig. Im Fall, dass eine Eigenschaft innerhalb einer Simulationseinheit nur durch einen Wert gegeben ist, sind Extent und Support von vornherein identisch, die Parameter homogen auf der Simulationseinheit verteilt und eine Aggregation daher nicht notwendig. Das Verhältnis von Extent zum mittleren Support kann als ein Merkmal für die Heterogenität eines Parameters angesehen werden.

Je nach Wahl der Simulationseinheiten ergibt sich eine bestimmte Modellskala. Diese variiert bei einer polygonbasierten Simulation von Einheit zu Einheit, bleibt dagegen bei einer rasterbasierten Simulation gleich. In Tabelle 4.1 finden sich die Anzahl der jeweiligen Simulationseinheiten im Einzugsgebiet, deren mittlere Flächengröße (Extent) und die durchschnittliche Anzahl homogener Flächen der Eingangsdaten auf der betreffenden Simulationseinheit. Diese Anzahl bestimmt die Größen Support und Spacing des Datensatzes auf einer Simulationseinheit. Alle Datensätze wurden hierfür auf die Auflösung der Reliefinformation (30 x 30 m<sup>2</sup>) projiziert, danach das Auftreten unterschiedlicher Informationen des jeweiligen Datensatzes pro Simulationseinheit gezählt und diese Anzahl über alle gleichartigen Simulationseinheiten gemittelt. Für das 500 m Raster ergibt sich zum Beispiel im Durchschnitt eine Spannweite der Höhenangaben von 38,4 m. Weiterhin treten 4,3 Landnutzungseinheiten, 2,5 Bodeneinheiten sowie nahezu homogene meteorologische Informationen auf.

Tabelle 4.1: Durchschnittliche Anzahl homogener Einheiten der Eingangsdaten innerhalb verschiedener Simulationseinheiten

Simulationseinheit	Raster			Polygon			
	500 m	1000 m	2000 m	Nutzung	Boden	Niederschlag	Klima
Relief	38,4	69,4	110,8	135,9	126,9	290,4	347,8
Nutzung	4,3	9,6	26,7	1	92	1217,7	3111,9
Boden	2,5	4,3	8,8	40,5	1	221,1	493,3
Niederschlag	1,1	1,2	1,4	1,8	1,8	1	3,4
Klima	1	1	1,1	1,2	1,1	1	1
Zahl der Einheiten	4600	1091	298	5211	925	13	2
Mittlerer Extent im km <sup>2</sup>	0,25	1	4	0,2	1,1	75,6	491,3

Je größer die mittlere Fläche einer Simulationseinheit wird, desto höher kann auch die durchschnittliche Anzahl homogenen Untereinheiten sein. Damit steigt aber auch die Notwendigkeit der Aggregation der betreffenden Information. Demzufolge sollte der Grad der vorzunehmenden Aggregation bei den rasterbasierten Simulationen auf einem 500 m Raster am geringsten sein. Im Fall der polygonbezogenen Simulationen auf den homogenen Flächen eines Datensatzes liegt zumindest diese Information schon homogen vor (Bodeninformation bei Simulationen auf Bodeneinheiten usw.) und dessen Aggregation entfällt. Die aggregierungsbedingte Unsicherheit bestimmt sich indes nicht nur über die Anzahl heterogener Informationen, die auf einer Berechnungseinheit vorliegen, sondern richtet sich vor allem danach, wie variabel die betreffenden Parameter untereinander sind.

Tabelle 4.1 zeigt deutlich, wie heterogen die notwendigen Eingangsdaten im oberen Leinetal vorliegen. Vergleicht man diese Datenskalen mit der gewählten Skala der Simulationseinheiten (zum Beispiel 1 km<sup>2</sup>), zeigt sich, dass für die meisten Parameter eine Aggregation auf diese Modellskala vorgenommen werden muss. Für die einzelnen Datensätze lässt sich Folgendes feststellen:

Die Niederschlags- und Klimadaten weisen die geringste Heterogenität auf. In aller Regel liegt nur ein homogener Wert pro Simulationseinheit vor. In den wenigen Fällen, bei denen mehr als eine Niederschlags- bzw. Klimainformation vorkommt, wird der jeweils flächengrößte Wert verwendet. Nur in solchen Fällen können Unsicherheiten bezüglich einer Aggregation dieser Daten auftreten. Allerdings muss für die Niederschlagsdaten, wie schon in Kapitel 3.2 erwähnt, eine zeitliche Disaggregation von Tageswerten auf Stundenwerte vorgenommen werden. Des Weiteren muss auch beachtet werden, dass die vorgenommene lokalklimatische Anpassung eine räumliche Disaggregation einzelner meteorologischer Parameter bedeutet.

Alle anderen Parametersätze können eine recht hohe subskalige Variabilität bezüglich der Modellskala aufweisen. Für diese Daten müssen Aggregierungsmethoden gefunden werden. Reliefdaten (höchste subskalige Variabilität) und Landnutzungsinformationen gehen in ein gemeinsames Verfahren ein. Die Aggregation der Bodenparameter erfolgt separat.

## 4.2 Unsicherheiten der Aggregierungsverfahren

Als Aggregation gelten Verfahren, welche eine Homogenisierung eines heterogenen Datensatzes auf eine bestimmte Skala bewirken und damit einen als repräsentativ geltenden Parametersatz ermitteln. Eine Reihe von Überlegungen steht für die Aggregation der Parameter zur Verfügung, die mehr oder weniger stark Rücksicht auf die funktionellen Zusammenhänge im Modellgefüge nehmen. Dies kann zu erheblichen Unsicherheiten in den Simulationen führen. Besonders kritisch zu betrachten sind Parameteraggregationen, wenn durch diese Parameter nichtlineare Zusammenhänge beschrieben sind. Im Folgenden wird eine Beschreibung einiger Vorgehensweisen gegeben. Als Beispiel für die Aggregierungsansätze sei eine Simulationseinheit gewählt, die aus vier homogenen Teilflächen besteht. Die Teilflächen könnten zum Beispiel Bodeneinheiten sein. Tabelle 4.2 fasst mögliche bodenphysikalische Eigenschaften dieser Simulationseinheit zusammen. Es wird dabei jeweils ein aggregierter Wert der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $\hat{k}_s$  ermittelt.

Tabelle 4.2: Beispielhafte bodenphysikalische Parameter einer Simulationseinheit mit vier Bodeneinheiten

	1	2	3	4
Flächenanteil	0,5	0,3	0,1	0,1
Bodenart	Lt3	Ut3	Lsu	Ls3
$\theta_s$ [Vol-%]	44,2	47,2	43,6	43,3
$\theta_r$ [Vol-%]	11,7	5,7	8,3	8,6
$\psi_b$ [hPa]	32,6	43,0	21,5	14,3
$\lambda$ [-]	0.24	0,3	0,3	0,3
$k_s$ [cm/d]	9,7	9,2	26,4	57,6

Wahrscheinlichster Parameterwert:

Die einfachste Form, einen repräsentativen Parameter auszuweisen, ist die Übertragung des innerhalb einer Simulationseinheit am häufigsten auftretenden und somit wahrscheinlichsten Parameterwertes auf die gesamte Simulationseinheit. Diese einfachste Form der Aggregation wird sehr häufig verwendet, da sie bereits durch die Berechnung der Flächenanteile einen Wert ausweist. Je größer dabei der Flächenanteil ist, desto höher kann auch die Wahrscheinlichkeit angesehen werden, dass die Zusammenhänge durch diese Aggregation gut wiedergegeben werden. Dieses Verfahren eignet sich daher vor allem für Parameter, die keine hohe Heterogenität innerhalb der Simulationseinheit aufweisen. Hohe Heterogenität bedeutet, dass viele Parameterwerte mit ähnlichen Wahrscheinlichkeiten auftreten, die somit alle in ähnlichem Maße das Simulationsergebnis beeinflussen. In diesem Fall ist die Wahl eines einzigen Parameters kritisch und kann zu signifikanten Fehlern in den Simulationsergebnissen führen. Im Beispielfall stellt Fläche 1 mit 50% die größte Einheit dar. Die Parameter dieser Fläche gelten somit als aggregierte Parameter für die Simulationseinheit. Der aggregierte  $k_s$ -Wert beträgt demnach  $\hat{k}_s = 9,7 \text{ cm/d}$ .

Dieses Verfahren wird in dieser Arbeit hauptsächlich für die meteorologischen Daten angewandt und zu Vergleichszwecken mit anderen Aggregierungsansätzen für die weiteren Parametersätze herangezogen.

Gewichtetes Mittel:

Die flächengewichtete Mittelung der Parameter findet ebenfalls häufig Verwendung. Dieses Verfahren berücksichtigt die heterogene Struktur der Parameter und kann somit als genauer als das vorherige Verfahren angesehen werden. Bei geringer Heterogenität nähern sich beide einem gleichen Wert an. Die Art der Mittelung kann an Hand der Häufigkeitsverteilung des Parameters gewählt werden. So ist es exakter, bei einer Normalverteilung ein arithmetisches und bei einer logarithmischen Normalverteilung ein geometrisches Mittel zu verwenden. In den vorliegenden Studien werden vor allem die Reliefinformationen nach diesem Verfahren aggregiert und vergleichende Simulationen für die Aggregation der Böden vorgenommen. Beschreiben die zu aggregierenden Parameter allerdings keinen linearen Zusammenhang, ist die Verwendung dieser Methode fehlerhaft und führt zu großen Unsicherheiten in den Ergebnissen.

Einen Spezialfall dieser Methode stellen Flussaggregationen dar. Dabei werden nicht die Parameter einzeln sondern die von ihnen abhängigen Flüsse gemittelt und für die weiteren Berechnungen verwendet. Dieses Verfahren wird zum Beispiel bei der Aggregation der Landnutzungsparameter benutzt (modellinterne Mittelung der Verdunstungsflüsse).

Lässt man die logarithmische Normalverteilung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit außer Acht ergibt sich durch die flächengewichtete arithmetische Mittelung ein aggregierter Wert von  $\hat{k}_s = 16,0 \text{ cm/d}$ , während er bei einer flächengewichteten geometrischen Mittelung  $\hat{k}_s = 12,6 \text{ cm/d}$  beträgt.

#### Verwendung integraler Kennwerte:

Sind Eigenschaften eines Datensatzes bekannt, die über einen heterogenen Datensatz sinnvoll integrierbar sind und mit den zu aggregierenden Parametern in einem funktionellen Zusammenhang stehen, kann man diese integralen Kennwerte verwenden, um die Aggregierungsunsicherheiten bei nichtlinearen Zusammenhängen zu umgehen. Nach der Integration werden die funktionellen Zusammenhänge genutzt, um die aggregierten Parameter zu bestimmen. Für die Bodeninformation wurden solche integralen Kenngrößen bereits vorgestellt (Kapitel 2.2). Zumeist bestehen aber multiple Zusammenhänge zwischen diesen Kennwerten und den gesuchten Parametern. Für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit besteht ein solcher Zusammenhang mit der Traveltime (Gleichung [14]), der allerdings noch von den aggregierten Werten für  $\theta_s$  und  $\theta_r$  abhängt. Diese multivariate Abhängigkeit kann durch die nachfolgende Methode berücksichtigt werden.

#### Heuristische Methode:

Unter dieser Bezeichnung kann man alle Verfahren zusammenfassen, die eine Kopplung der beiden letzt genannten Verfahren vornehmen. Sie muss vor allem bei multivariaten funktionellen Abhängigkeiten gewählt werden. Als unkritisch anzusehende Parameter, die eine geringe Variabilität und Sensitivität gegenüber den Modellgleichungen aufweisen, werden unter Einbeziehung ihrer Wahrscheinlichkeit gemittelt. Des Weiteren kommen Funktionswerte der mehrdimensionalen Beziehungen ins Spiel, die ebenfalls gemittelt werden und dann unter Nutzung bereits aggregierter Parameter die noch zu bestimmenden Parameter ergeben. Ein solches Verfahren wird bei der Aggregation der Bodeninformation entwickelt.

Für die im Beispielfall gewählte Simulationseinheit müssen zunächst für jede Teilfläche die Traveltime bestimmt und diese aggregiert werden. Durch die Umstellung von Gleichung [14] nach  $k_s$  und Einsetzen der aggregierten Werte von  $t_r$ ,  $\theta_s$  und  $\theta_r$  (jeweils flächengewichteter arithmetischer Mittelwert) ergibt sich  $\hat{k}_s = 12,6 \text{ cm/d}$ .

Im Beispiel variiert der aggregierte Wert der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit je nach verwendeter Methode zwischen 9,7 cm/d und 16,0 cm/d. Diese unterschiedlichen Werte führen zu unterschiedlichen Simulationsergebnissen, die mehr oder weniger den wahren Gegebenheiten entsprechen. Ein Vergleich der Ergebnisse mit den „wahren Werten“, die sich zum Beispiel aus einer Simulation mit bestmöglicher Datengrundlage ergeben, gibt die Möglichkeit, die Methoden der Aggregation auf deren Unsicherheit bzgl. der Simulationsergebnisse zu untersuchen.

Gütemaße:

Mit einer Aggregation von Daten ist stets ein Verlust an Information verbunden. Je nachdem, welches Verfahren verwendet wird, geht ein mehr oder weniger großer Teil der subskaligen Variabilität verloren. Eine wichtige Frage die sich nun stellt, ist: Wie wirkt sich dieser Verlust auf die Simulationsergebnisse aus? Wie hoch sind die aggregierungsbedingten Unsicherheiten? Zur Einschätzung der Unsicherheiten der Aggregierungsansätze werden im Nachfolgenden zwei Gütemaße betrachtet. Als Referenz wird eine Zeitreihe  $x_{best}(t)$  gesetzt, die mit der bestmöglichen Datenauflösung berechnet wurde. Für die Wiedergabe von Summenwerten bestimmter Zeiträume (z.B. Jahresflussmengen) werden die relativen Abweichungen (RA) berechnet (Gleichung [28]).  $x_s(t)$  kennzeichnet dabei die Zeitreihe der Simulationsergebnisse, die aus einem aggregierten Datensatz resultieren.

$$RA = \frac{\sum_t x_s(t) - \sum_t x_{best}(t)}{\sum_t x_{best}(t)} * 100\% \quad [28]$$

Ergeben sich keine Unterschiede zwischen den Flusssummen beider Zeitreihen (RA=0%), gilt die verwendete Aggregierungsmethode als sicher bzgl. des Gütemaßes RA. Die Unterschiede, die sich bei der Wiedergabe der zeitlichen Struktur der Flüsse ergeben, werden mit Hilfe der Modelleffizienz nach Nash & Sutcliffe (1970) (coefficient of model efficiency, Gleichung [29]) quantifiziert.

$$cme = 1 - \frac{\sum_t [x_s(t) - x_{best}(t)]^2}{\sum_t [x_{best}(t) - \bar{x}_{best}]^2} \quad [29]$$

Allerdings wird in dieser Arbeit für die Einschätzung der Aggregierungsverfahren das Maß  $\hat{cme} = 1 - cme$  verwendet, weil es eine zur relativen Abweichung [28] konforme Aussage ergibt. Es stellt das Verhältnis zwischen dem mittleren quadratischen Fehler der beiden Zeitreihen und der Varianz der Zeitreihe  $x_{best}(t)$  dar. Im Kontrast zur ursprünglichen Definition besagt es, dass eine Methode die zeitliche Struktur dieser Zeitreihe  $x_{best}(t)$  um so besser wiedergibt, je mehr das Maß  $\hat{cme}$  gegen null strebt. Eine Methode gilt hiernach als sicherer, wenn die Gütemaße kleiner sind als bei den anderen Methoden. RA und  $\hat{cme}$  werden in den nachfolgenden Betrachtungen in erster Linie auf Jahreswerte der aktuellen Evapotranspiration und des Gesamtabflusses angewendet.

Um im Weiteren eine eindeutige Einteilung der Heterogenität eines Parameters innerhalb einer Simulationseinheit vornehmen zu können, wird das Maß der Entropie  $\epsilon$  genutzt.

$$\epsilon = - \sum_n P_n \ln(P_n) \quad [30]$$

n steht für die Anzahl der Teilflächen innerhalb der Einheit, die sich durch unterschiedliche Parameterwerte abgrenzen und  $P_n$  kennzeichnet die Wahrscheinlichkeit, mit der eine Teilfläche innerhalb der Simulationseinheit auftritt.



### 4.3 Disaggregation der meteorologischen Daten

Zur besseren Berücksichtigung der lokalen Gegebenheiten erfolgt eine lokale Anpassung der gering aufgelösten meteorologischen Daten bezüglich der jeweils für den betreffenden Ort im Untersuchungsgebiet als repräsentativ geltenden Klimamessstationen für:

1. Strahlung mit Hilfe von
  - Relief (Einstrahlungswinkel)
  - Landnutzung und Bodenoberfläche (Albedo)
2. Temperatur und Feuchte mit Hilfe von
  - Relief (Höhenkorrektur)

Geht man davon aus, dass die gemessene Strahlung auf eine ebene Fläche bezogen ist, lässt sich der Anteil der Strahlung, welcher einer nicht ebenen Flächen zur Verfügung steht, in Abhängigkeit von der lokalen Hangneigung und Exposition sowie den täglichen Sonnenkoordinaten berechnen (Littmann et al. 1996). Dieser Strahlungswert wird mit der lokalen Albedo skaliert und geht so in die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration (Gleichung [16]) ein.

Weiterhin erfolgt mit Hilfe der topographischen Höhe eine Anpassung der Lufttemperatur. Ist die Höhendifferenz zwischen einer Simulationseinheit und der Messstation der Temperaturmessung bekannt, errechnet sich die Lufttemperatur auf dieser Einheit mit Hilfe des adiabatischen Temperaturhöhengradienten von  $-0,6 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Diese Höhenkorrektur der Temperatur wird sehr häufig in der Modellierung verwendet. Es muss allerdings gesagt werden, dass der angegebene Wert streng genommen nur auf klimatologischen Zeitskalen und beim adiabatischen Aufstieg eines Luftpakets in der Luft seine Richtigkeit hat. Diese Annahme ist somit für die Berechnung langfristiger Bilanzen ausreichend. Betrachtet man aktuelle Temperaturgradienten, stellen sich oftmals ganz andere Werte bis hin zu positiven Gradienten ein. Die Annahme des adiabatischen Gradienten führt daher bei der Betrachtung auf kürzeren Zeitskalen zu deutlichen Unsicherheiten. Mit der lokal angepassten Lufttemperatur lässt sich ferner auch die relative Luftfeuchte lokal anpassen (Gleichungen [31]). Mit Hilfe der relativen Luftfeuchte  $r_M$  und der Lufttemperatur  $T_M$  an der Messstation bestimmt sich der aktuelle Wasserdampfdruck  $e_M$ . Da dieser höhenkonstant ist, gilt er für die gesamte Klimaregion. Aus der lokalen Lufttemperatur  $T_L$  ergibt sich der lokale Sättigungsdampfdruck  $e_L^s$  und daraus mit Hilfe des aktuellen Wasserdampfdruckes der lokale Wert der relativen Feuchte  $r_L$ .

$$\begin{aligned}
 e_i^s &= f(T_i) \\
 r_i &= \frac{e_i}{e_i^s} \\
 e_i &= e_M = e_L = \text{const} \\
 \text{mit } i &= M \text{ für Messpunkt und } L \text{ für Lokal}
 \end{aligned}
 \tag{31}$$

Die Unsicherheiten bei Verwendung des adiabatischen Temperaturgradienten wirken sich somit auch auf die lokale Luftfeuchte aus und führen zu Fehlern in den Modellergebnissen. Eine kurze Studie soll die Variabilität des Gradienten und die damit verbundenen Unsicherheiten einschätzen helfen. Wie bereits erwähnt, stehen für die Untersuchungen zwei Klimamessstationen zur Verfügung. Die Station Göttingen liegt auf 175 m Höhe, Leinefelde dagegen auf 354 m Höhe. Nimmt man die täglichen Messwerte als Grundlage, ergibt sich ein achtjähriger Mittelwert des Temperaturgradienten von  $-0,72 \text{ K}/100 \text{ m}$  Grad. Die Temperaturabnahme mit der Höhe ist somit etwas stärker als beim adiabatischen Gradienten. Der auf Tageswerte gemittelte Gradient schwankt in dieser Zeit zwischen  $-2,1$  und  $+2,1 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Für den Zeitraum von 8 Jahren wurden drei Simulationen der Gebietswasserflüsse des Untersuchungsgebietes mit Verwendung der verschiedenen Temperaturgradienten auf der Basis eines  $1000 \text{ m}$  Rasters durchgeführt, um die Unsicherheiten bezüglich des Gesamtabflusses und der aktuellen Evapotranspiration zu untersuchen (Abbildung 4.3). Alle anderen Eingangsdaten und Modellparameter ergeben sich aus den gegebenen Datensätzen und sind für alle drei Simulationen identisch. Wie zu erwarten ist, nimmt der Temperaturgradient Einfluss auf die Modellergebnisse. Bei Annahme des adiabatischen Gradienten ergeben sich ähnliche Resultate wie bei der Verwendung des klimatologischen Wertes. Die Abweichungen zwischen beiden Simulationen summieren sich über den Zeitraum von acht Jahren auf  $-35 \text{ mm}$  beim Gesamtabfluss und  $29 \text{ mm}$  bei der Evapotranspiration. Bezogen auf die Ergebnisse mit dem klimatologischen Temperaturgradienten entspricht dies  $-1,6\%$  bzw.  $1\%$ . Die Unterschiede zu den Ergebnissen bei Verwendung des zeitlich variablen Gradienten, der sich aus den gemessenen Tagestemperaturen an beiden Klimastationen herleitet, sind wesentlich größer. Im Vergleich zum konstanten klimatologischen Temperaturgradienten betragen die Abweichungen bei der aktuellen Evapotranspiration  $235 \text{ mm}$  (entspricht  $8,3\%$ ) und beim Gesamtabfluss  $-271 \text{ mm}$  (entspricht  $-12,2\%$ ).

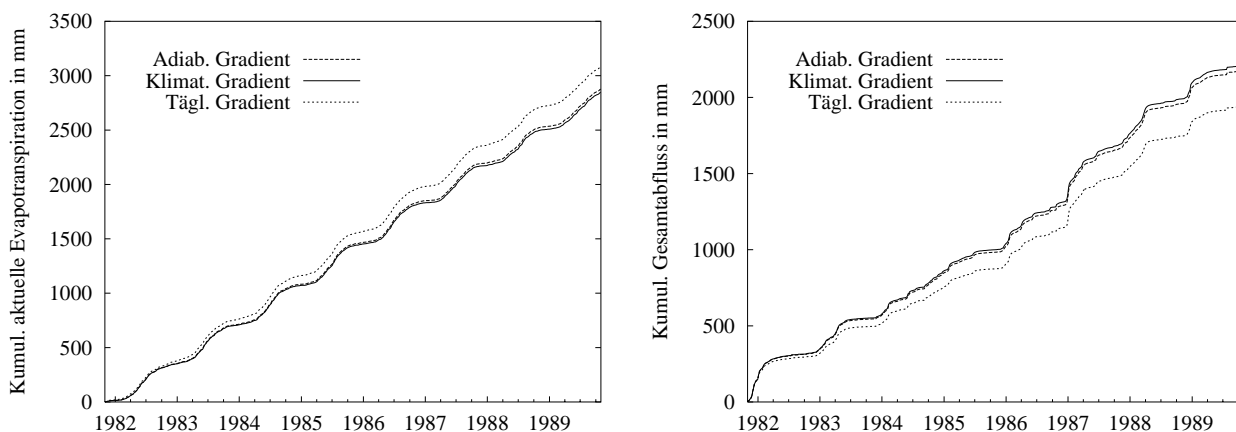


Abbildung 4.3: Einfluss des Temperaturgradienten auf die Modellergebnisse; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss

Für die weiteren Untersuchungen wird der klimatologische Temperaturgradient von  $0,72 \text{ K}/100 \text{ m}$  verwendet, da bei diesen im Vergleich mit den anderen Gradienten die Summe des Gesamtabflusses nach acht Jahre am besten mit der gemessenen Summe am Pegel Leineturm übereinstimmt.

## 4.4 Aggregierung des Reliefs und der Landnutzung

Die Aggregierung dieser beiden Datensätze erfolgt in zwei Schritten. Zunächst wird jeder Landnutzungsteilfläche eine repräsentative Reliefinformation zugewiesen. Als Aggregierung der Landnutzungsinformation wird anschließend eine Flussaggregierung vorgenommen. Dazu wurde, wie bereits beschrieben, das Modellkonzept von SIMULAT so erweitert, dass es nunmehr möglich ist, die heterogene Struktur der Landnutzung innerhalb einer Simulationseinheit in der Simulation zu berücksichtigen. Die Aggregierung der verschiedenen Landnutzungen erfolgt dabei innerhalb eines Simulationszeitschrittes durch eine flächengewichtete Mittelung der berechneten Verdunstungsflüsse, welche dann in die Berechnung der Bodenwasserbewegung eingehen. Einzelheiten hierzu wurden bereits im Abschnitt 2.3.2 beschrieben.

Jede Landnutzungsteilfläche geht mit ihrer repräsentativen Reliefinformation in die Berechnung ein. Die Teilflächen haben für sich genommen eine größere Skala als das dazugehörige Relief. In Anlehnung an die vorherigen Betrachtungen muss das Relief (Höhe, Hangneigung und Exposition) auf die Skala der jeweiligen Teilfläche aggregiert werden. Dies geschieht mit einer arithmetischen Mittelung der Höhe und der Neigung. Bei der Exposition handelt es sich allerdings um Winkelangaben von  $0^\circ$  bis  $360^\circ$ . Erst nach der Transformation in Bogenmaßangaben mit Gleichung [32] und unter Beachtung des Wertes der 1. Ableitung, liefert eine Mittelung nach der entsprechenden Rücktransformation exakte Ergebnisse der mittleren Hangausrichtung.

$$f(\varphi) = \frac{1}{2}(1 + \sin(\varphi - 90^\circ)) \quad \text{und} \quad f'(\varphi) = \frac{1}{2}\cos(\varphi - 90^\circ) \quad [32]$$

mit  
 $\varphi = \text{Exposition} [^\circ]$

Die Häufigkeitsverteilung der Entropie der Landnutzung im Einzugsgebiet bezogen auf einen Quadratkilometer (Abbildung 4.4) zeigt, dass sowohl Flächen mit hoher Entropie (viele kleine Teilflächen) als auch Flächen mit geringer bzw. verschwindender Entropie (wenige große Teilflächen) auftreten. Dieser Aspekt hat sowohl Auswirkung auf die Unsicherheiten bei der Aggregierung der Landnutzung als auch auf die Reliefmittelung. Denn die Teilflächengröße der Landnutzungsflächen schwankt zwischen 0,1 ha und der Größe der Simulationsskala.

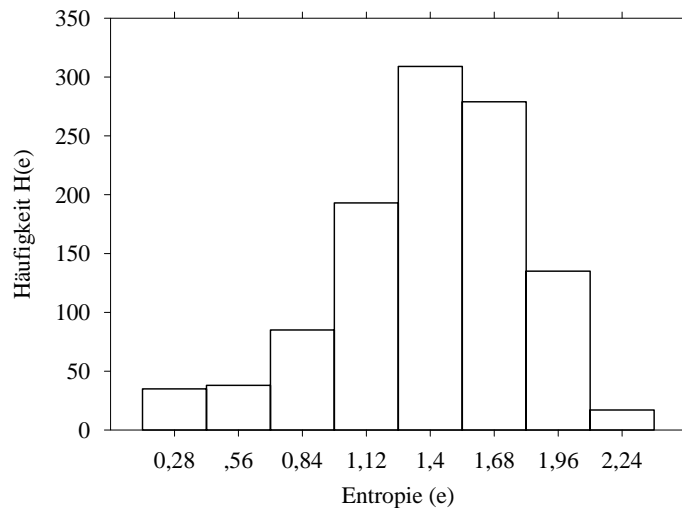


Abbildung 4.4: Histogramm der Entropie der Landnutzungsinformation bzgl. eines 1000m-Rasters

Hier stellt sich die Frage, ob die Aggregation auf die ungleichen Teilflächengrößen die Ergebnisgüte beeinflusst. Diese Frage steht im engen Zusammenhang mit dem Einfluss des Reliefs auf die Simulation der Wasserflüsse. Um die Sensitivität der Reliefgrößen abzuschätzen, erfolgen für eine Fläche von etwa 1 km<sup>2</sup> mehrere Simulationen mit unterschiedlicher Stärke der Reliefaggregation. Dazu wurde die betreffende Fläche jeweils in 2<sup>0</sup>, 2<sup>2</sup>, 2<sup>4</sup>, 2<sup>8</sup> und 2<sup>10</sup> Simulationseinheiten unterteilt. Die Kantenlänge der kleinsten Einheit beträgt somit etwa 30 m, was der horizontalen Auflösung des vorliegenden digitalen Höhenmodells und damit der bestmöglichen Darstellung der Topographie entspricht. Für jede gröbere Zerlegung gehen die mittleren Werte von Höhe, Hangneigung und Exposition der nächst kleineren Auflösung in die Simulation ein. Für die fünf Aggregierungsstufen werden vergleichende Simulationen durchgeführt. Der Untersuchungszeitraum beträgt ein hydrologisches Jahr.

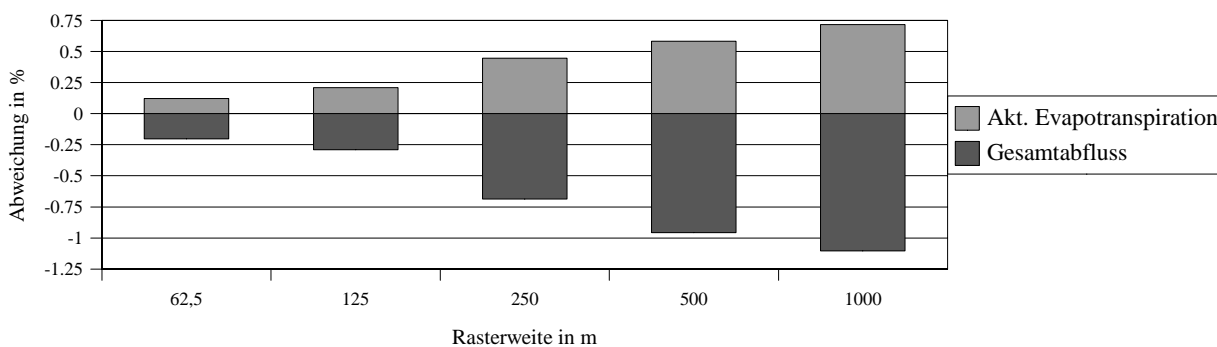


Abbildung 4.5: Aggregationsbedingte Unsicherheiten als relative Abweichung (RA) von akt. Evapotranspiration und Gesamtabfluss in der Jahresbilanz bei Veränderung der Auflösung der Reliefinformation (Landnutzung: Laubwald)

Betrachtet man die Ergebnisse der Simulationen mit der höchsten Auflösung (2<sup>10</sup> Simulationseinheiten) als Referenz, ergeben sich geringe Abweichungen zu den Simulationen auf den anderen Auflösungen (Abbildung 4.5), die mit Verkleinerung der Auflösung kontinuierlich anwachsen.

Maximal betragen sie +0,7 % bei der aktuellen Evapotranspiration und -1,1 % beim Gesamtabfluss. Beide Extrema treten bei der geringsten Auflösung (1 km<sup>2</sup>) auf. Die Summenkurven der beiden genannten Flüsse für die Berechnungen mit minimaler und maximaler Auflösung unterscheiden sich im Jahresverlauf kaum. Die Vergrößerung des Reliefs wirkt sich somit in den betrachteten Skalen nur wenig auf die lokale Anpassung der Klimadaten aus. Im betrachteten Fall erzeugt diese eine leicht höhere Verdunstung, woraus sich in der Bilanz eine Verringerung des Gesamtabflusses ergibt. Der beobachtete Effekt ist allerdings nicht bedeutend. Die Magnitude der Abweichung ändert sich geringfügig, wenn anstatt des Laubwaldes Gras betrachtet wird. Die Berechnungen mit Gras ergeben dabei mit +2,9 % bei der aktuellen Evapotranspiration bzw. -3,4 % beim Gesamtabfluss die höchsten Abweichungen aller Landnutzungstypen.

Nachdem gezeigt werden konnte, dass die Reliefaggregation keine nennenswerten Unsicherheiten hervorruft, stellt sich die Frage, welche Unsicherheiten sich bei der Verwendung der modellinternen Aggregation der Verdunstungsflüsse gegenüber den Simulationen mit der bestmöglichen Datengrundlage ergeben. Des Weiteren muss geklärt werden, ob die Flussaggregation bessere Ergebnisse liefern kann als die Verwendung einer anderen Aggregation, zum Beispiel durch Verwendung des wahrscheinlichsten Landnutzungstyps.

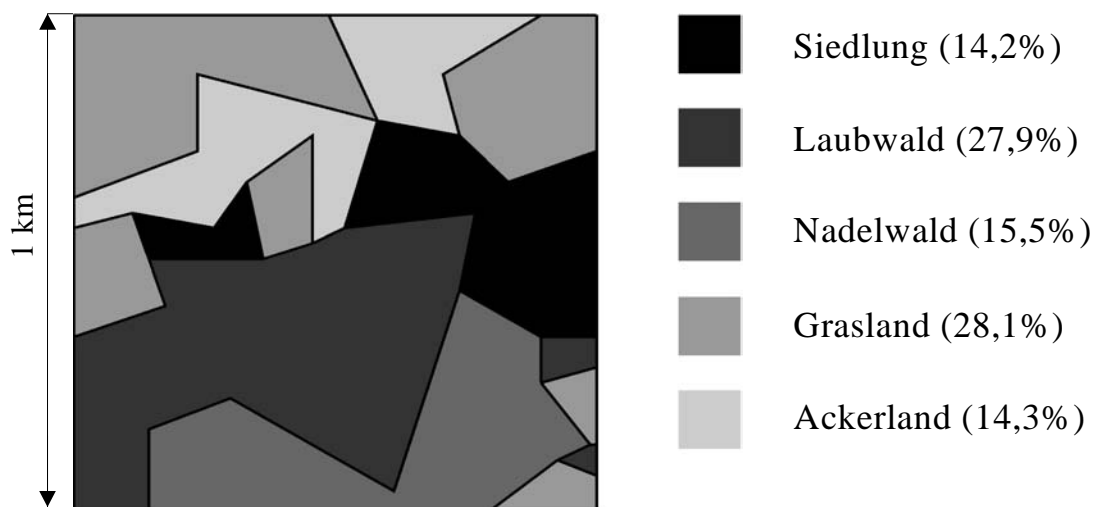


Abbildung 4.6: Rasterzelle mit der heterogensten Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet

Zunächst beschränkt sich der Vergleich auf die Simulationseinheit mit der heterogensten Landnutzungsverteilung (Abbildung 4.6). Auf den 14 Teilflächen dominieren zwei Landnutzungstypen. Grasland besitzt den höchsten Flächenanteil. Allerdings ist der Unterschied zur Fläche des Laubwaldes recht gering. Die Ausweisung der Landnutzung Grasland als wahrscheinlichste Eigenschaft ist daher nicht eindeutig, worin eine Unsicherheitsquelle besteht. Bei einem automatisierten Verfahren würde bei dieser Konstellation nur eine Landnutzung bestimmt. Hier sollen beide Landnutzungstypen durch eine separate Simulation in den Vergleich mit einbezogen werden. Dabei steht „Uni“ synonym für die Verwendung der wahrscheinlichsten Landnutzungsart und „Heterogen“ für

die Berücksichtigung der heterogenen Struktur. Beide Methoden werden mit den Ergebnissen der bestmöglichen Datengrundlage verglichen. Hierfür werden alle 14 Teilflächen einzeln berechnet und die Ergebnisse flächengewichtet gemittelt. Demgegenüber wird bei den beiden anderen Methode die Simulationseinheit als Ganzes nur einmal berechnet, wobei bei „Heterogen“ pro Zeitschritt eine mittlere Evapotranspiration der 14 Teilflächen in der Berechnung des Bodenwasserhaushaltes Berücksichtigung findet und bei „Uni“ alle Flüsse nur einmal pro Zeitschritt simuliert werden. Für einen Zeitraum von acht hydrologischen Jahren werden die relativen Abweichungen der Jahresflüsse und das Maß  $c\hat{m}e$  betrachtet (Abbildung 4.7).

Der Vergleich belegt eine deutliche Verbesserung der Simulationsergebnisse durch die Verwendung der Flussaggregation („Heterogen“). Alle Flüsse werden besser wiedergegeben. Bei der Berechnung des Interzeptionsverlustes treten erwartungsgemäß nur noch sehr geringe Abweichungen auf. Die aktuelle Evapotranspiration und ihre beiden Komponenten unterscheiden sich allerdings von denen der Referenzsimulation. Für die Evapotranspiration ergibt sich eine relative Abweichung von 4,2 %. Dies entspricht einer mittleren jährlichen Abweichung von 15,6 mm/a. Die Wiedergabe der Abflusskomponenten ist mit den höchsten Unsicherheiten verknüpft. In der Summe von Oberflächenabfluss und Grundwasserneubildung wird der Gesamtabfluss im Jahresmittel um 12,2 mm/a oder 7,4 % unterschätzt. Diese Unsicherheit wird hauptsächlich bei der Berechnung der Grundwasserneubildung erzeugt. Die Abweichung ist auch beim Gesamtabfluss geringer als bei den Vergleichsmethoden. Diese erreichen je nach verwendetem Landnutzungstyp deutlich höhere und zu einander verschiedene Abweichungen, wobei für die Verwendung von Laubwald tendenziell die größten Abweichungen (17% bei der aktuellen Evapotranspiration bzw. -34% für den Gesamtabfluss gegenüber -13% bzw. 25% für Gras) resultieren.

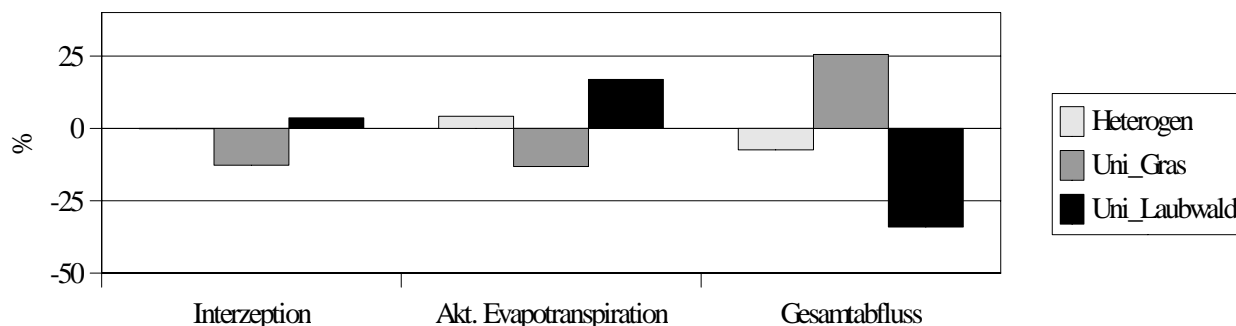


Abbildung 4.7: Relative Abweichungen verschiedener Flüsse der drei Landnutzungsaggregationen zur Simulation mit der bestmöglichen Datengrundlage

Die Unterschiede zwischen den beiden Methoden Uni\_Gras und Uni\_Laubwald ergeben sich durch die unterschiedlichen Modellparameter, welche den beiden Landnutzungstypen zugeordnet sind. Die relativen Abweichungen, die sich für die Interzeption ergeben, deuten an, dass der effektive Blattflächenindex der betrachteten Rasterfläche zwischen den Werten von Laubwald ( $LAI_{max}= 5$ ) und Gras ( $LAI_{max}= 1$ ) liegt, wobei er deutlich zum Wert des Laubwaldes tendiert. Nimmt man das Flächenmittel des maximalen Blattflächenindexes der Rasterfläche als Schätzer für einen effektiven  $LAI_{max}$  ( $LAI_{max,eff} = 3,5$ ), bestätigt sich dieses Resultat. Die Unterschiede zwischen den beiden

Landnutzungen treten auch bei den beiden anderen gezeigten Flüsse in Abbildung 4.7 in Erscheinung, auch wenn hier durch den Einfluss weiterer Landnutzungsparameter keine eindeutige Zuordnung zum Blattflächenindex mehr möglich ist.

Diese Einschätzung bestätigt sich, wenn man mit Hilfe des Gütemaßes  $c\hat{m}e$  die Wiedergabe der Struktur der berechneten Zeitreihen untersucht (Abbildung 4.8). Auch hier erreichen die Werte bei der Verwendung der heterogenen Landnutzungsstruktur für alle Zeitreihen ihre Minima. Die zeitliche Struktur kann demnach zufriedenstellend wiedergegeben werden. Die größten Unsicherheiten liegen auch hier bei den Abflusskomponenten.

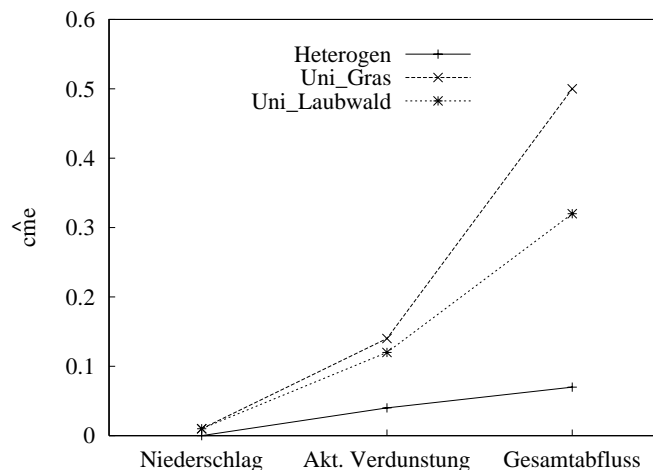


Abbildung 4.8: Wiedergabe der zeitlichen Struktur durch die Landnutzungsaggregationen

Die Verwendung einer modellinternen Aggregierung der Interzeption und der potentiellen Evapotranspiration ergibt im Vergleich zur Verwendung der wahrscheinlichsten Landnutzungsparameterwerte eine bessere Wiedergabe der Simulationsergebnisse, die mit der bestmöglichen Information erzielt werden. Dennoch ergeben sich Unterschiede. Der Grund für diese Unterschiede liegt in der Reduktion von potentieller Evaporation und potentieller Transpiration auf den Teilflächen der Landnutzung. Hierbei kommt es durch Nichtlinearitäten zu Fehlberechnungen. Unter Verwendung des Landnutzungstyps Ackerland in der Simulation der Wasserflüsse soll dies näher erläutert werden. Wie zuvor beschrieben, setzt sich Ackerland in dieser Arbeit zu gleichen Teilen aus den drei Kulturpflanzen Winterweizen, Zuckerrübe und Sommergerste zusammen. Diese drei Vegetationstypen werden mit ansonsten identischen Eingangsdaten und Modellparametern zum einen innerhalb einer Simulation unter Verwendung der Flussaggregierung und zum anderen einzeln nacheinander (jeweils mit einem Drittel der Fläche der Simulationseinheit) berechnet. Abbildung 4.9 zeigt die kumulierten Abweichungen, die sich in acht Jahren zwischen den beiden Simulationen für die aktuelle Transpiration und die aktuelle Evaporation ergeben. Innerhalb der Vegetationsperioden kommt es vor allem für die aktuelle Transpiration zu sichtbaren Unterschieden. Für beide Flüsse treten sowohl Über- als auch Unterschätzungen durch die modellinterne Flussaggregierung auf. Während die Abweichung der aktuellen Transpiration in der Vegetationsperiode aller Jahre überwiegend zunimmt, zeigt sich bei der aktuellen Evaporation kein einheitliches Verhalten. Hier treten sowohl Über- als auch Unterschätzungen auf, die in einigen Jahren sehr gering ausfallen. Besonders in den Sommermonaten des niederschlagsarmen Jahres

1983 treten für beide Flüsse deutliche Unterschiede zwischen den beiden Simulationen auf (+15,2 mm für die aktuelle Transpiration und - 4,2 mm für die aktuelle Evaporation). Über den Gesamtzeitraum ergibt sich eine Überschätzung der aktuellen Transpiration von 82,1 mm. Die aktuelle Evaporation wird mit 0,7 mm unterschätzt.

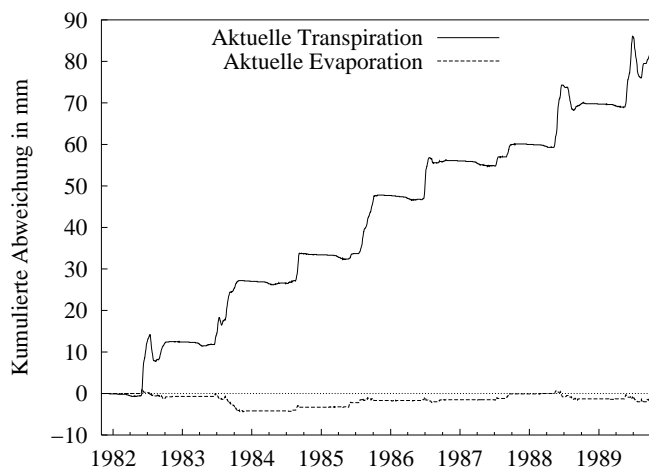


Abbildung 4.9: Kumulierte Abweichung der akt. Transpiration und der akt. Evaporation

Die Differenzen zwischen den Ergebnissen begründen sich durch eine in beiden Simulationen unterschiedliche Reduktion der Verdunstungskomponenten. Diese Reduktion hängt stark vom Matrixpotential des Bodens ab. Die Simulation mit Verwendung der Flussaggregation ergibt pro Zeitschritt ein effektives Matrixpotential für die gesamte Simulationseinheit. Dieses Matrixpotential stimmt nicht zu jedem Zeitpunkt mit dem mittleren Matrixpotential überein, welches aus den Einzelsimulationen folgt. Daraus ergeben sich unterschiedliche Reduktionen und somit auch unterschiedliche Wasserflüsse. Der Einfluss auf die Reduktion der aktuellen Transpiration ist größer als auf die Reduktion der aktuellen Evaporation. Die Modellergebnisse der aktuellen Evaporation reagieren somit nicht so sensitiv auf Fehler in der Bodenfeuchte wie die modellierte aktuelle Transpiration. In trockenen Jahren tritt durch die unterschiedliche Reduktion ein größerer Fehler auf als in Jahren mit hohen Niederschlägen und damit auch hohem Bodenwassergehalt. Eine weitere Untersuchung zeige, dass sich bei Verwendung gleicher Landnutzungsparameter keine Unterschiede zwischen der diskreten Simulation der Einzelflächen und der Simulation mit Verwendung der modellinternen Flussaggregation ergeben.

Im Weiteren wird der Vergleich der Aggregierungsmethoden „Heterogen“ und „Uni“ auf alle 1091 Simulationseinheiten (1 km<sup>2</sup> Raster) ausgeweitet. Auf Grund des zu großen Rechenaufwands wird nicht für alle Einheiten ein Kontrollergebnis errechnet. Es können somit nur die relativen Unterschiede zwischen den beiden Aggregierungsmethoden betrachtet werden. Daher beschränkt sich der Vergleich auf die relativen Abweichungen zwischen den Achtjahresflüssen der beiden Ansätze und der Wurzel der mittleren quadratischen Abweichungen ihrer Tageswerte (Gleichung [33]).



$$rmse = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_t [x_s(t) - x_{best}(t)]^2} \quad [33]$$

Die Abbildungen 4.10 und 4.11 stellen beide Maße für die aktuelle Evapotranspiration sowie den berechneten Gesamtabfluss dar. Man erhält somit eine Aussage über die Abhängigkeit der Unsicherheiten gegenüber der Entropie.

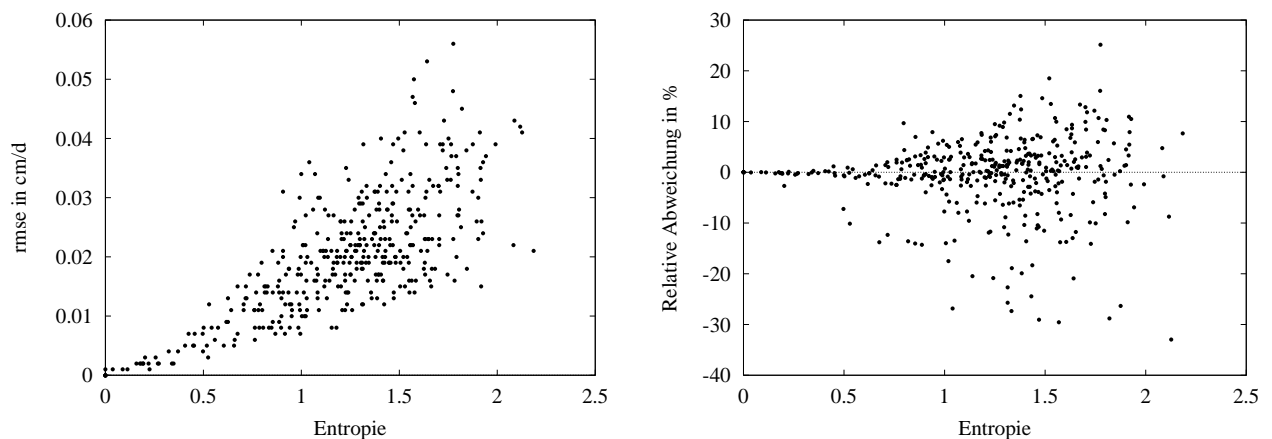


Abbildung 4.10: Unterschiede in der simulierten akt. Evapotranspiration bei der Verwendung der auf den Rasterzellen (1 km<sup>2</sup>) heterogenen bzw. flächengrößten Landnutzungsinformation in Abhängigkeit von der Entropie der Landnutzungseinheiten; Links: Root Mean Square Error, Rechts: relative Abweichungen

Man erkennt für beide Flüsse eine deutliche Zunahme der Unterschiede zwischen beiden Methoden mit zunehmender Entropie der Landnutzung. Die Auswirkungen auf den Gesamtabfluss sind dabei stärker einzuschätzen als auf die aktuelle Evapotranspiration. Beide Maße bestätigen dies. Die Unterschiede erreichen beim Gesamtabfluss maximal 70%. Die maximalen Abweichungen der aktuellen Evapotranspiration betragen dagegen etwa 35%. Für beide Flüsse ist keine eindeutige Tendenz zu Über- oder Unterschätzung zu erkennen. Dies weist darauf hin, dass sich die Fehler über alle Simulationseinheiten gegenseitig aufheben. Die dargestellten Unterschiede beruhen auf den Ergebnissen, die sich aus den Simulationen der real vorliegenden Daten ergeben. Für jede einzelne Rasterzelle sind die restlichen Daten somit gleich, variieren aber von Zelle zu Zelle. Dies führt gegebenenfalls zu überlagerten Effekten, die sich aus der Wechselwirkung der Landnutzung mit den anderen Eigenschaften ergeben.

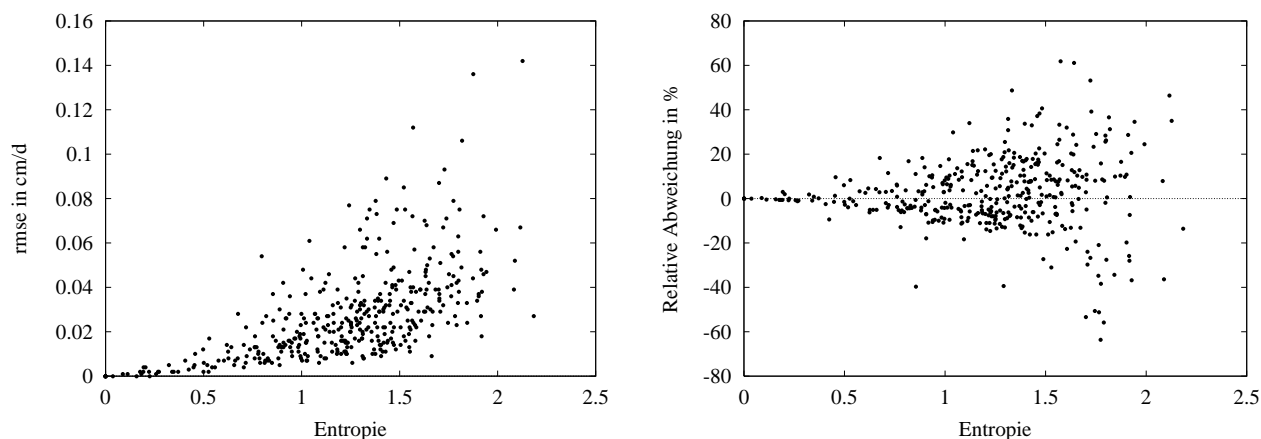


Abbildung 4.11: Unterschiede im simulierten Gesamtabfluss bei der Verwendung der auf den Rasterzellen (1 km<sup>2</sup>) heterogenen bzw. flächengrößten Landnutzungsinformation in Abhängigkeit von der Entropie der Landnutzungseinheiten; Links: Root Mean Square Error, Rechts: relative Abweichungen

Die Erweiterung des Modellkonzeptes und die damit verbundene Möglichkeit eine heterogene Datengrundlage bezüglich der Landnutzung verwenden zu können, hat sich bewährt. Sie bringt insbesondere gegenüber der Verwendung des wahrscheinlichsten Landnutzungstyps als repräsentative Datengrundlage geringere Unsicherheiten sowie einen geringen Mehraufwand an Rechenleistung mit sich. Diese Schlussfolgerung schließt nicht aus, dass eine weiterentwickelte Aggregation (z.B. Aggregation der Parameter nach Braden (1995)) der Landnutzungsparameter zu einer weiteren Reduktion der Unsicherheiten führen kann.

## 4.5 Aggregation der Bodeneigenschaften

### 4.5.1 Einleitende Betrachtungen

Die Aggregation der Bodeneigenschaften kann auf Grund der Modellstruktur (zu hoher Rechenaufwand) nicht modellintern erfolgen, sondern findet im Vorfeld der Simulationen statt. Dazu ist es notwendig, den Einfluss der Bodeninformation auf die Modellergebnisse zu kennen. Der Berechnung der Bodenwasserflüsse kommt im Modellkonzept der höchste Stellenwert zu und sie ist durch die iterative Lösung der Richardsgleichung mit den größten numerischen Kosten verbunden. Die Bodeninformation nimmt dabei nicht nur auf die funktionellen Zusammenhänge entscheidenden Einfluss, sondern entscheidet auch über den vertikalen Modellaufbau. Die Vorgabe eines Bodenprofils pro Simulationseinheit mit definierten Mächtigkeiten, Bodenschichten und horizontalen bodenphysikalischen Parametern ist zwingend notwendig. Nieschulz (1997) und Bormann (2001) lösten diese Aufgabe durch die Definition einfach strukturierter Modellbodensäulen gleicher Mächtigkeit. Die Zuordnung der Gebietsbodensäulen (Leitprofile der Bodenkarte) des Untersuchungsgebietes zu den Modellbodensäulen erfolgt über die Ähnlichkeit ausgewählter bodenhydrologischer Regionalisierungskenngrößen (nutzbare Feldkapazität, Feldkapazität, permanenter Welkepunkt, Traveltime u.a.). Damit reduziert sich zum einen die Zahl der zu simulierenden Bodensäulen und zum anderen besitzen alle Bodensäulen eine konstante Mächtigkeit und Schich-

tung. In der vorliegenden Arbeit wird dieses Konzept nicht verfolgt, da es gilt, Methoden der Aggregation der Gebietsbodensäulen zu untersuchen. Auch diese Aggregation muss der Anforderung nach einem Bodenprofil pro Simulationseinheit mit definierten Mächtigkeiten, Bodenschichten und horizontalen bodenphysikalischen Parametern gerecht werden.

Die Betrachtung der in Bezug auf die Bodeninformation heterogensten Simulationseinheit (Abbildung 4.12) demonstriert eine mögliche Zusammensetzung von Kartiereinheiten auf Grundlage der BÜK50. Ähnlich wie bei der Landnutzungsverteilung ist hier ebenfalls keine eindeutige Ausweisung der flächengrößten Einheit möglich. Diese Aggregierungsmethode stellt auch hier wieder den einfachsten Weg dar, eine repräsentative Information zu erhalten. Will man eine andere Methode nutzen, sind für die beiden Parametergruppen vertikaler Aufbau der Bodeneinheiten zum einen und horizontbezogene bodenphysikalische Parameter zum anderen zwei separate Schritte notwendig.

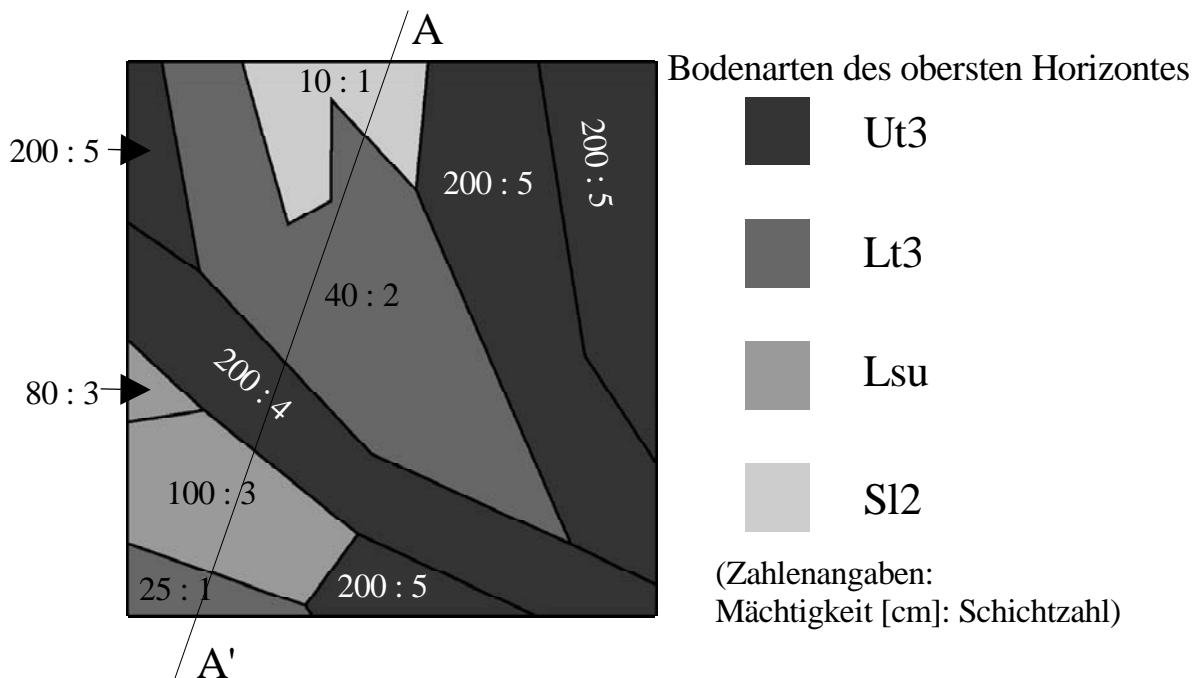


Abbildung 4.12: Rasterzelle ( $1 \text{ km}^2$ ) mit der heterogensten Verteilung an Kartiereinheiten der BÜK50

In Abbildung 4.13 ist ein Schnitt (Strecke AA' in Abbildung 4.12) durch die betrachtete Zelle beispielhaft für die gesättigte Wasserleitfähigkeit ( $k_s$ ) dargestellt. Es wird deutlich, wie variabel sowohl  $k_s$  als auch die Bodenmächtigkeit entlang des Schnittes sind. Verschiedene Verfahren für beide Parametergruppen werden entwickelt und untersucht.

#### 4.5.1 Einleitende Betrachtungen

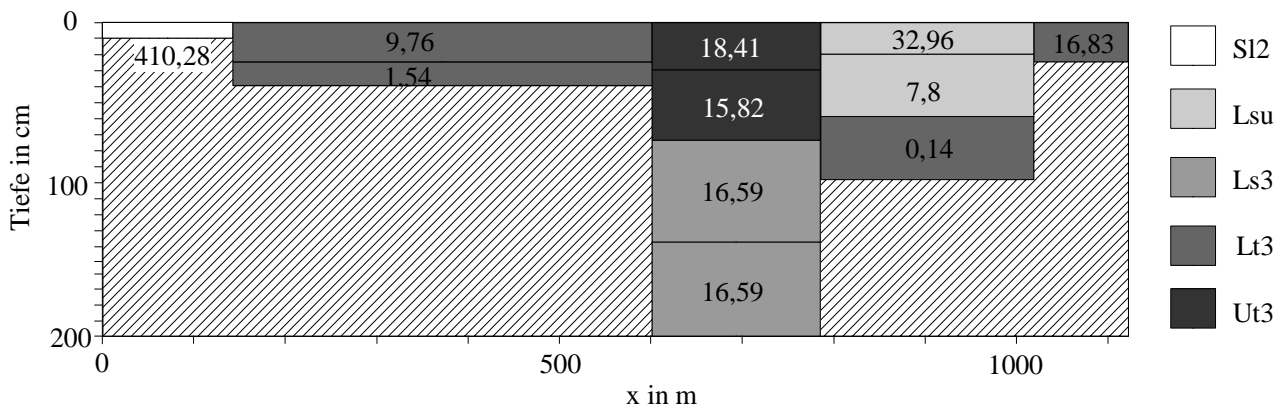


Abbildung 4.13: Bodenmächtigkeiten [cm], Bodenarten und  $k_s$  [cm/d] Verteilung entlang der Strecke AA' in Abb. 4.12; Für die schraffierte Fläche ist laut BÜK50 kein Boden ausgewiesen.

Wie schon erwähnt, enthält die verwendete Bodenkarten neben den Angaben zur vertikalen Struktur der Bodenprofile nur Angaben über die Korngrößenfraktionen und die Lagerungsdichte, die mit Hilfe einer PTF in die bodenhydrologischen Parameter umgewandelt werden müssen. Auf Grund ihrer Herleitung ergeben sich zwischen den einzelnen Parameter aber auch zwischen den Parametern und den integralen Kenngrößen komplexe Beziehung. An Hand einer Korrelationsanalyse über alle 31 Bodenarten lassen sich diese Beziehungen abschätzen und einordnen. Bei einem Freiheitsgrad  $n$  von 29 ( $n = 31 - 2$ ) ergibt sich eine 99%ige Signifikanz nach dem t-Test (Schönwiese, 1992) ab einem Bestimmtheitsmaß ( $r^2$ ) von 18%. Tabelle 4.3 enthält zwei Informationen für die in dieser Arbeit wichtigen Parameter und Kenngrößen. Zum einen findet sich im oberen Teil die Angabe, welcher funktionelle Zusammenhang (linear, quadratisch, potenziell, logarithmisch oder exponentiell) mit dem jeweiligen Bestimmtheitsmaß in % zwischen den entsprechenden Parametern vorliegt. Liegt kein signifikanter Zusammenhang ( $r^2 \geq 18\%$ ) vor, wird dies durch einen Strich gekennzeichnet. Zum anderen sind im unteren Teil die Bestimmtheitsmaße bei Annahme eines linearen Zusammenhangs aufgeführt. Die Grenze zwischen beiden Teilen bilden die Felder, bei denen jeweils ein Parameter mit sich korreliert wird ( $r^2=100\%$ , dunkel ausgefüllt). Ferner sind die Mittelwerte  $\mu$  und Variationskoeffizienten CV der einzelnen Parameter zu entnehmen.

Tabelle 4.3: Bestimmtheitsmaße der Zusammenhänge zwischen verschiedenen bodenphysikalischen Parametern und Kenngrößen; fett gedruckte Werte: 99% signifikant ( $n = 29$ );  $\mu$  = Mittelwert, CV: Variationskoeffizient

	$\theta_s$	$\theta_r$	$\psi_b$	$\lambda$	$k_s$	nFK	nFK <sub>rel</sub>	gp	tr	$\mu$	CV [%]
$\theta_s$ [Vol.-%]		-	-	-	<b>q (18)</b>	<b>p (21)</b>	-	-	<b>q (43)</b>	0,5	7,1
$\theta_r$ [Vol.-%]	2		-	<b>q (88)</b>	-	<b>lg (23)</b>	-	<b>q (22)</b>	<b>q (22)</b>	0,1	45,3
$\psi_b$ [hPa]	5	0		-	<b>p (95)</b>	<b>p (77)</b>	<b>lg (86)</b>	<b>q (81)</b>	<b>q (82)</b>	23,1	73,4
$\lambda$ [-]	10	<b>82</b>	3		<b>q (24)</b>	-	<b>q (26)</b>	<b>q (41)</b>	<b>e (27)</b>	0,3	26,7
$k_s$ [cm/d]	16	3	<b>39</b>	17		<b>p (66)</b>	<b>p (88)</b>	<b>lg (90)</b>	<b>p (83)</b>	179,6	153,1
nFK [%]	16	16	<b>65</b>	1	<b>47</b>		<b>q (84)</b>	<b>q (46)</b>	<b>p (65)</b>	18,6	28,0
nFK <sub>rel</sub> [%]	4	1	<b>81</b>	2	<b>62</b>	<b>81</b>		<b>lg (68)</b>	<b>p (72)</b>	50,0	22,5
gp [%]	15	14	<b>74</b>	<b>39</b>	<b>62</b>	<b>41</b>	<b>67</b>		<b>e (89)</b>	40,0	45,7
tr [d]	<b>39</b>	4	<b>69</b>	<b>26</b>	<b>61</b>	<b>58</b>	<b>62</b>	<b>88</b>		2,0	25,7

Abk. der funktionellen Zusammenhänge: q: Polynom 2. Grades, lg: logarithmisch, p: potenziell, e: exponentiell

Die primären bodenphysikalischen Parameter ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $k_s$ ,  $\psi_b$  und  $\lambda$ ) weisen mit zwei Ausnahmen untereinander keine deutlichen Zusammenhänge auf. Nur zwischen  $\theta_r$  und  $\lambda$  ( $r^2 = 88\%$ ) sowie zwischen  $k_s$  und  $\psi_b$  ( $r^2 = 95\%$ ) ergibt sich ein hohes Bestimmtheitsmaß. Dabei handelt es sich für  $\theta_r$  und  $\lambda$  um einen polynomischen Zusammenhang 2. Ordnung, der auch bei Annahme einer linearen Abhängigkeit gut wiedergegeben wird ( $r^2 = 82\%$ ). Die anderen beiden Parameter weisen eine potentielle Abhängigkeit voneinander auf. Die Zusammenhänge werden enger, wenn man die Korrelationen zwischen den primären Parametern und den abgeleiteten Kenngrößen betrachtet. Vor allem  $\psi_b$  und  $k_s$  korrelieren zum Teil sehr hoch mit den Kenngrößen. Besonders deutlich ist hier der Zusammenhang zwischen  $k_s$  und gp ( $r^2 = 90\%$ ), bei dem eine logarithmische Abhängigkeit besteht. Die getroffenen Aussagen und alle weiteren Ausführungen haben nur unter Verwendung des Modells von Brooks & Corey (1964) Gültigkeit. Andere Verfahren, die Retentions- und Leitfähigkeitskurven zu parametrisieren, wie zum Beispiel das Modell von Mualem & Van Genuchten (Van Genuchten, 1980) liefern eine abweichende Beschreibung und verursachen damit eine andere hydrologische Reaktion des Bodens im Modell, wie Diekkrüger (1992) gezeigt hat. Alle weiteren Untersuchungen der Unsicherheiten der Aggregierungsmethoden basieren auf diesem bodenhydrologischen Verhalten.

Zur Untersuchung der noch vorzustellenden Aggregierungsmethoden werden unter anderem pro Bodenart Simulationen für fünf Mächtigkeiten (10, 20, 30, 40 und 80 cm) und fünf verschiedene Landnutzungen (Gras, Laubwald, Acker, Siedlung, Schwarzbrache) durchgeführt. Aus diesen zahlreichen Simulationsergebnissen ist es ebenfalls möglich, eine Korrelationsanalyse (Freiheitsgrad = 29, da erneut die Ergebnisse von 31 Bodenarten in Beziehung gesetzt werden) zwischen den einzelnen berechneten Wasserflüssen und den Bodenparametern bzw. den oben eingeführten Kenngrößen durchzuführen. Tabelle 4.4 fasst die sich bei Annahme eines linearen Zusammenhangs maximalen Bestimmtheitsmaße zusammen, ohne nach dem Landnutzungstyp oder der Bodenmächtigkeit zu differenzieren. Es ist festzustellen, dass sich einige Beziehungen in allen 25 Simulationen ergeben, während andere von Mächtigkeit und Landnutzung abhängen. Korrelationen mit einem

#### 4.5.1 Einleitende Betrachtungen

Tabelle 4.4: Maximale Bestimmtheitsmaße eines angenommenen linearen Zusammenhangs zwischen verschiedenen bodenphysikalischen Parametern und Kenngrößen mit den simulierten Wasserflüssen; fett gedruckte Werte: 99% signifikant.

	$\theta_s$	$\theta_r$	$\psi_b$	$\lambda$	$k_s$	nFK	nFK <sub>rel</sub>	gp	tr
Akt. Evapotranspiration	4%	<b>24%</b>	<b>46%</b>	<b>36%</b>	<b>49%</b>	<b>38%</b>	<b>49%</b>	<b>56%</b>	<b>47%</b>
Akt. Transpiration	<b>18%</b>	<b>89%</b>	<b>21%</b>	<b>87%</b>	12%	<b>40%</b>	<b>25%</b>	<b>30%</b>	17%
Akt. Evaporation	17%	<b>39%</b>	<b>41%</b>	<b>58%</b>	<b>49%</b>	<b>21%</b>	<b>39%</b>	<b>68%</b>	<b>61%</b>
Oberflächenabfluss	1%	11%	<b>64%</b>	<b>19%</b>	<b>26%</b>	15%	<b>41%</b>	<b>58%</b>	<b>36%</b>
Grundwasserneubildung	4%	<b>19%</b>	<b>59%</b>	<b>32%</b>	<b>46%</b>	<b>33%</b>	<b>54%</b>	<b>66%</b>	<b>49%</b>
Gesamtabfluss	6%	<b>25%</b>	<b>46%</b>	<b>36%</b>	<b>50%</b>	<b>38%</b>	<b>49%</b>	<b>56%</b>	<b>47%</b>
Infiltration	1%	11%	<b>64%</b>	<b>19%</b>	<b>26%</b>	15%	<b>41%</b>	<b>58%</b>	<b>36%</b>

Bestimmtheitsmaß  $r^2 > 18\%$  gelten nach dem t-Test als hochsignifikant (99% Signifikanz).

Das höchste Bestimmtheitsmaß ( $r^2 = 89\%$ ) stellt sich für die Beziehung zwischen dem residualen Wassergehalt des Bodens  $\theta_r$  und der Transpiration bei der Simulation eines 30 cm mächtigen Bodens mit der Landnutzung Siedlung ein. Dieser starke Zusammenhang (negative Korrelation) besteht für alle Landnutzungstypen, und erreicht bei 30 bis 40 cm Mächtigkeit stets seine maximale Ausprägung. Ein ähnlich hoher, aber positiv korrelierter Zusammenhang ( $r^2 = 87\%$ ) besteht zwischen  $\lambda$  und der Transpiration ebenfalls für alle transpirationsfähigen Landnutzungen. Hierbei liegt das Maximum des Bestimmtheitsmaßes allerdings bei 20 cm Bodenmächtigkeit. Bei größeren Mächtigkeiten (vor allem 80 cm) besteht ein starker Zusammenhang zwischen den beiden Größen nur für Siedlung, während er bei den anderen Landnutzungen stark abfällt (Minimum 11% bei Gras). Wie in Tabelle 4.3 zu sehen ist, besteht zwischen  $\theta_r$  und  $\lambda$  auch ein recht hoher Zusammenhang (negativ korreliert mit  $r^2 = 82\%$ ). Daher verwundert es nicht, dass beide ähnliche Korrelationen zeigen, indem sie mit dem selben Fluss einen hohen Zusammenhang aufweisen, ansonsten aber mit den übrigen Flüssen gering korrelieren. Für die Landnutzungen Gras und Schwarzbrache ergeben sich für alle Flüsse mit Ausnahme der Transpiration relative enge Beziehungen (teils positiv - teils negativ korreliert) zum Volumen der Grobporen in einem Boden (Kenngröße gp), welche keine Abhängigkeit von der Mächtigkeit zeigen. Für die anderen Landnutzungen liegen die Bestimmtheitsmaße dieser Kenngröße zu den berechneten Flüssen mit wenigen Ausnahmen weit unter  $r^2 = 50\%$ . Eine ähnliche Abhängigkeit von Mächtigkeit und Landnutzung ergibt sich auch für die Korrelationen zwischen dem Parameter  $\psi_B$  und den Flüssen Oberflächenabfluss (positiv korreliert), Grundwasserneubildung und Infiltration (beide negativ mit  $\psi_B$  korreliert). Abermals gelten die hohen Bestimmtheitsmaße nur für Gras und Schwarzbrache und weisen dabei ebenfalls kaum eine Änderung mit der Mächtigkeit auf. Abschließend bleibt festzuhalten, dass alle Korrelationen mit einem Bestimmtheitsmaß größer als 50% eine abschwächende Tendenz mit größeren Profilmächtigkeiten aufweisen (Abbildung 4.14).

Die Analyse zeigt, dass die Landnutzungen Gras und Schwarzbrache auf der einen Seite und die Landnutzungen Laubwald und Ackerland auf der anderen Seite ähnliche Verhaltensmuster besitzen, während sich der Landnutzungstyp Siedlung anderes verhält, aber zum Verhalten von Laubwald und Ackerland tendiert. Diese Einschätzung passt gut mit den Modellparametern der einzelnen

Landnutzungen zusammen. Vor allem die hydrologisch besonders relevanten Parameter wie LAI und Durchwurzelungstiefe ähneln sich bei Gras und Schwarzbrache auf der einen und Laubwald und Ackerfrüchten auf der anderen Seite, während die Parametrisierung der Siedlungsflächen dazwischen liegt.

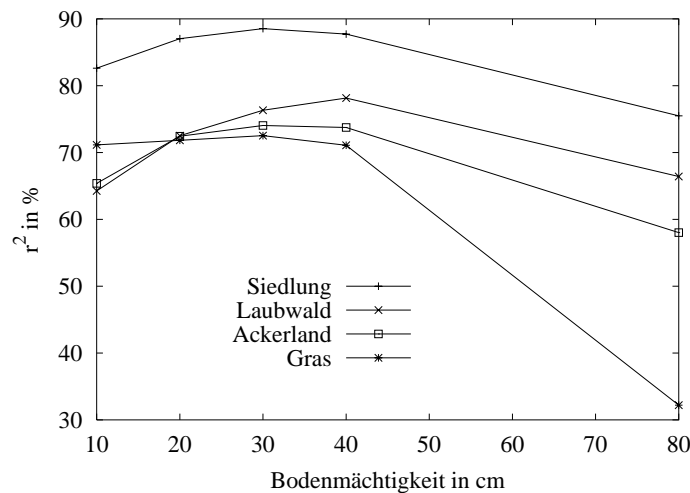


Abbildung 4.14: Korrelationen zwischen  $\theta_r$  und der akt. Transpiration in Abhängigkeit von Landnutzung und Mächtigkeit des Bodenprofils

#### 4.5.2 Aggregierung der bodenphysikalischen Parameter

Aus Abbildung 4.12 wurde ersichtlich, dass die Aggregierung der Böden auf zwei unterschiedliche Problemstellungen führt. Zunächst stehen die Möglichkeiten zur Aggregierung der bodenphysikalischen Parameter im Zentrum des Interesses. Wie bereits erwähnt, handelt es sich dabei um die fünf Kurvenparameter der Retentions- bzw. Leitfähigkeitskurve der Böden sowie zusätzlich um den Bodenfaktor  $\xi$  nach Ritchie (1972). Jede Bodenart ist durch unterschiedliche Werte der Parameter und Kenngrößen charakterisiert. Die folgenden Abbildungen (4.15a-f) stellen die Verteilungen der gesuchten Parameter dar. Hieraus und unter Beachtung der in Tabelle 4.4 angegebenen Variationskoeffizienten (CV) lassen sich Schlussfolgerungen über die Unsicherheiten bzgl. der Aggregierung der einzelnen Parameter ziehen. Je variabler ein Parameter ist, desto größer ist die Unsicherheit bei einer Aggregierung unterschiedlicher Bodenarten einzuschätzen. Zu beachten ist, dass die in Abbildung 4.15 dargestellten Isolinien interpolierte (Kriging-Interpolation) Werte aus den repräsentativen Werten am Flächenschwerpunkt der jeweiligen Bodenarten sind. Nur die Korngrößenfraktionen dieser 31 Punkte werden bei geringer Lagerungsdichte in die bodenhydrologischen Parameter transformiert und dann in den Aggregierungen berücksichtigt. Zieht man diese 31 Werte für die Abschätzung der Verteilungsfunktion der Parameter über die Bodenarten heran, ergibt sich für  $\theta_s$ ,  $\theta_r$  und  $\lambda$  eine Gleich- bzw. Normalverteilung, während  $k_s$ ,  $\psi_b$  und  $\xi$  logarithmisch normalverteilt sind. Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, dass die PTF nach Rawls & Brakensiek nur zwischen 5% und 70% einer Korngrößenfraktion mit gewisser Sicherheit angewendet werden kann (Rawls & Brakensiek 1985).

#### 4.5.2 Aggregation der bodenphysikalischen Parameter

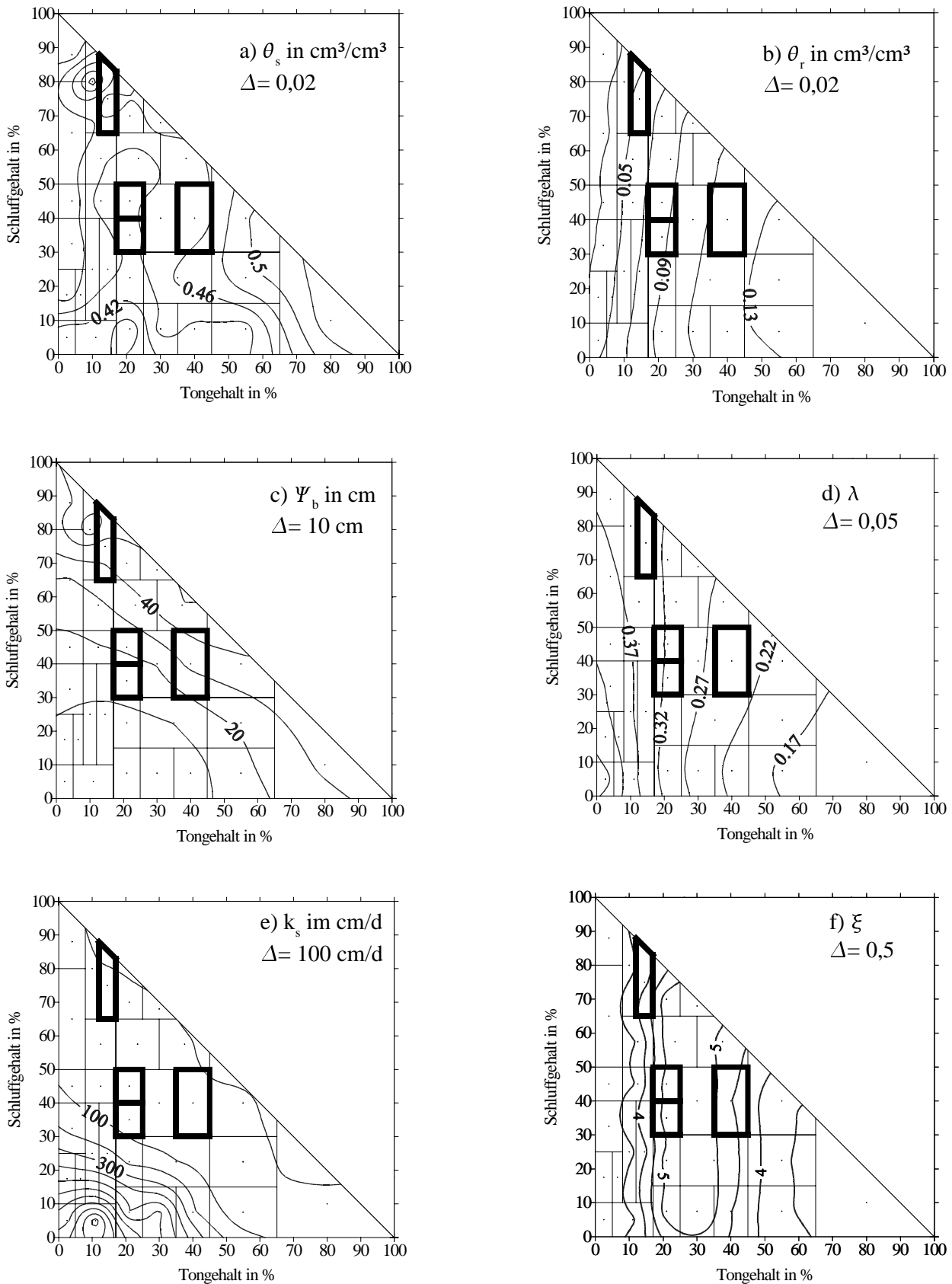


Abbildung 4.15: Bodenphysikalische Parameter der Bodenarten bei geringer Lagerungsdichte; a)  $\theta_s$ , b)  $\theta_r$ , c)  $\psi_b$ , d)  $\lambda$ , e)  $k_s$ , f)  $\xi$ ;  $\Delta$  kennzeichnet den gewählten Isolinienabstand. Die stärker umrandeten Bereiche kennzeichnen die 4 Hauptbodenarten im Untersuchungsgebiet.



Die erläuterten funktionellen Zusammenhänge (siehe Abschnitt 2.2) sind in hohem Maße nichtlinear. Eine einfache Mittelung der Parameter muss demnach zu Fehlern führen. Dennoch stellt die Mittelung der Parameter in den meisten Fällen ein probates Mittel dar. Daher müssen die Unsicherheiten verwendeter Mittelungsmethoden besonders gründlich untersucht werden. Im Folgenden werden fünf Methoden besprochen, die mehr oder weniger starke Mittelungen der Parameter vornehmen. Ziel der Aggregation ist es, repräsentative Werte der sechs bodenphysikalischen Parameter abzuleiten. Die eingeklammerten und fettgedruckten Kürzel dienen zur Kennzeichnung der Methoden in den nachfolgenden Untersuchungen. Zur besseren Unterscheidung werden die aggregierten Parameter mit einem  $\hat{\phantom{x}}$  gekennzeichnet. Für die Untersuchungen gilt die Annahme, dass die Bodenprofile gleichmächtig sind.

a) Mittelung der Korngrößenverteilungen und Porositäten („**PTF**“)

Dieses Verfahren kommt vor der Umwandlung der Bodeneigenschaften in die fünf gesuchten Parameter zum Einsatz. Ton-, Schluff- und Sandgehalte der Böden sowie deren Porositäten werden dabei flächengewichtet gemittelt. Erst dann folgt die Berechnung der Pedotransferfunktion mit diesen repräsentativen Werten zur Ermittlung der repräsentativen bodenphysikalischen Parameter. Die Bestimmung des Bodenfaktors  $\hat{\xi}$  erfolgt wie zuvor erwähnt in Abhängigkeit vom Tongehalt.

Kabat et al. (1997) wenden diese Methode auf drei Bodenarten mit sehr unterschiedlichen Eigenschaften (Ton, Sand und Lehm) an und betrachteten nur einen kurzen Simulationszeitraum von 12 Tagen. Dabei verwendeten sie als Modellvegetation Gras. Nach 12 Tagen mit einer Niederschlagssumme von 97 mm stellen sie zwischen den Simulationen mit den aggregierten Parametern und den Parametern der drei Bodenarten eine deutliche Überschätzung in der Vorhersage des Grundwasserabflusses (bis zu 80%) fest. Die Verdunstungsflüsse werden hingegen besser wiedergegeben und etwa 10% unterschätzt, wobei Evaporation nahezu exakt berechnet wird.

Alle weiteren Verfahren beziehen sich direkt auf die bereits transferierten Eigenschaften bzw. daraus folgenden Kenngrößen.

b) Mittelung der Retentionskurven bzw. der Leitfähigkeitskurven („**RET**“)

Aus den flächengewichtet gemittelten Kurven lassen sich durch eine Kurvenanpassung die repräsentativen Parameter ermitteln. Dieses Verfahren stellen Smith & Diekkrüger (1996) vor und stellen fest, dass sich die so gemittelten Retentions- und Leitfähigkeitskurven von jenen unterscheiden, die sich aus den mittleren Parametern ergeben.

Zur Aggregation von  $\xi$  wird ein flächengewichtetes geometrisches Mittel (logarithmisch normalverteilt) verwendet.

c) Flächengewichtete arithmetische Mittelung aller Parameter („**ARI**“)

Die sich aus der Pedotransferfunktion ergebenden bodenphysikalischen Parameter sowie der Bodenfaktor  $\xi$  werden mit dem Flächengewicht der betreffenden Bodeneinheiten arithmetisch gemittelt.

d) Kombination aus flächengewichteter arithmetischer und geometrischer Mittelung der Parameter („GEO“)

Wie schon zuvor erwähnt sind nicht alle der gesuchten bodenphysikalischen Parameter normalverteilt. Berücksichtigt man die Häufigkeitsverteilung der einzelnen Parameter, erfolgt für normalverteilte Parameter ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$  und  $\lambda$ ) eine arithmetische Mittelung, wohingegen die logarithmisch normalverteilten Eigenschaften ( $k_s$ ,  $\psi_b$  und  $\xi$ ) mit einem geometrischen Mittel behandelt werden.

e) Heuristisches Verfahren („HEU“)

Dieses Verfahren berücksichtigt die Variabilität der einzelnen Parameter und nutzt neben den gesuchten Parametern weitere Aggregierungskenngrößen. Es umfasst mehrere Schritte:

1. Schritt:

Unterteilung der gegebenen Profile in 5 cm-Abschnitte, für die die Schritte 2 bis 4 ausgeführt werden.

2. Schritt:

$\theta_s$  und  $\lambda$  zeigen über alle Bodenarten die geringste Variation. Mit der Annahme, dass diese beiden Parameter daher auch bei einer Aggregierung die geringsten Unsicherheiten verursachen, werden sie einer flächengewichteten arithmetischen Mittelung unterzogen. Die gewonnenen aggregierten Werte  $\hat{\theta}_s$  und  $\hat{\lambda}$  gehen in die Berechnung der anderen Parameter ein.

3. Schritt:

Die Aggregierungskenngrößen  $nFK$ ,  $nFK_{rel}$ ,  $gp$  und  $tr$  (siehe Gleichungen [11]-[14], Seite 22) werden für jede einzelne Bodenart berechnet und ebenfalls flächengewichtet gemittelt. Da  $gp$  eine logarithmische Normalverteilung zeigt, kommt hier ein geometrisches, sonst ein arithmetisches Mittel zum Einsatz.

4. Schritt:

Unter der Annahme, dass die vier gemittelten Aggregierungskenngrößen repräsentativ für den Gesamtboden sind, können mit Hilfe der funktionellen Zusammenhänge (Gleichungen [11]-[14]) und unter Verwendung von  $\hat{\theta}_s$  und  $\hat{\lambda}$  die noch gesuchten Werte wie folgt berechnet werden:

$$\begin{aligned} \hat{\theta}_r &= \hat{\theta}_s - \frac{n\hat{F}K}{n\hat{F}K_{rel}} \\ \hat{\psi}_b &= \psi(pF2) \cdot ((1 - \hat{g}p)^{-5/\hat{\lambda}} - 1)^{-1/5} \\ \hat{k}_s &= K \cdot \left( \frac{\hat{tr} \cdot Q}{\Delta} \right)^{-(3+2/\hat{\lambda})} \end{aligned} \quad [34]$$

$\hat{\xi}$  ergibt sich als geometrisches Mittel.

Somit steht für jeden 5-cm-Abschnitt ein aggregierter Wert der sechs Parameter zur Verfügung. Jede einzelne Schicht kann bereits als diskrete Modellbodenschicht angesehen werden. Dies kann bei stark strukturierten Simulationseinheiten aber auch bei variablen Bodenprofilen zu einer Vielzahl von Modellschichten führen. In solchen Fällen ist es sinnvoll, die Anzahl zu reduzieren und Schichten mit gleichen oder sehr ähnlichen aggregierten Parameterwerten zusammenzufassen. Dabei ist zu beachten, dass alle Parameter unterschiedliche vertikale Verteilungen aufweisen. Eine Zusammenfassung der Schichten muss daher immer in Bezug auf den vertikal variabelsten Parameter erfolgen.

Diese fünf Methoden werden im Folgenden an Hand mehrerer Untersuchungen auf ihre Qualität geprüft, um so die Unsicherheiten bei der Verwendung der Verfahren einzuschätzen.

#### Idealisiertes Transpirationsverhalten:

Zunächst soll die Wiedergabe des mittleren Transpirationsverhaltens durch die Aggregation der vier Hauptbodenarten des Einzugsgebietes geprüft werden. Dafür werden über einen Zeitraum von 100 Tagen folgende Annahmen gemacht:

- Der Wassergehalt des Bodens zum Zeitpunkt  $t = 0$  Tage entspricht der Feldkapazität (Wassergehalt bei  $pF\ 2$ )
- Reduktion einer konstanten potentiellen Evapotranspiration ( $0,5\ \text{cm/d}$ ) nach Feddes et al. (1978) als Senke des Wassergehaltes mit  $\psi_{k1} = -1000\ \text{hPa}$  und  $\psi_{k2} = -15849\ \text{hPa} \equiv pF\ 4,2$
- Keine weiteren Senken und Quellen werden betrachtet.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -ETA = \alpha(\psi) \cdot ETP = -\alpha(\psi) * 0,5\ \text{cm/d}$$

mit

$$\alpha(\psi) = \begin{cases} 1 & \text{wenn } |\psi| \leq |\psi_{k1}| \\ \frac{(|\psi - \psi_{k2}|)}{(|\psi_{k1} - \psi_{k2}|)} & \text{wenn } |\psi_{k1}| \leq |\psi| \leq |\psi_{k2}| \\ 0 & \text{wenn } |\psi| > |\psi_{k2}| \end{cases} \quad [35]$$

$\psi$  berechnet sich dabei als Funktion des täglichen Bodenwassergehaltes. Mit jedem Tag verliert der Boden durch die Verdunstung an Wasser. Der neue Wassergehalt bestimmt das Matrixpotential und damit die Reduktionsrate der potentiellen Evapotranspiration. Fällt das Matrixpotential zu einem bestimmten Zeitpunkt unter den permanenten Welkepunkt ( $\psi_{k2}$ ), findet keine weitere Transpiration statt. In Abhängigkeit der Retentionskurven variiert dieser Zeitpunkt von Boden zu Boden. Die Verdunstungssumme entspricht dann der nFK des jeweiligen Bodens. Auch der Zeitpunkt, an dem die erste Verdunstungsreduktion einsetzt, ist bodenspezifisch. Tabelle 4.5 fasst diese Eigenschaften für die vier Bodenarten zusammen.

Tabelle 4.5: Eckdaten einer idealisierten Verdunstung

	1. Reduktion nach	Letzte Reduktion nach	Dauer der Reduktion	nFK in %
Lt3	22 Tagen	49 Tagen	27 Tagen	17.47
Ut3	34 Tagen	67 Tagen	33 Tagen	25.5
Lsu	23 Tagen	45 Tagen	22 Tagen	17.34
Ls3	20 Tagen	39 Tagen	19 Tagen	15.01

Abbildung 4.16 (links) zeigt das idealisierte Verdunstungsverhalten an Hand der Summenkurven der aktuellen Evapotranspiration (ETA) beispielhaft für die vier Hauptbodenarten im Einzugsgebiet. Hieraus ist ersichtlich, dass die beiden Bodenarten Ut3 und Ls3 sehr unterschiedlich reagieren, wohingegen Lt3 und Lsu ein ähnliches Verhalten aufweisen. Vergleicht man das mittlere Verhalten der vier Bodenarten (durchgezogene Linie in beiden Abbildungen) mit den kumulierten Verdunstungskurven der fünf Aggregierungsmethoden in Abbildung 4.16 (rechts), stellt man fest, dass das mittlere Verhalten durch alle fünf Methoden gut wiedergegeben wird. Es zeigen sich aber auch spezifische Unterschiede. Die Reduktion setzt in allen Fällen zu spät ein und endet früher. Auch der Verdunstungswert am Ende der Untersuchungsperiode (bzw. die nFK) wird nicht exakt wiedergegeben. Besonders „ARI“ aber auch „RET“ weichen ab, während „GEO“ (überschätzt) und „PTF“ (unterschätzt) der „Wahrheit“ am Nächsten kommen. Nur die nFK der Methode „HEU“ stimmt mit der mittleren nFK der vier Bodenarten überein, da hier die Erhaltung der nFK eine notwendige Bedingung bei der Definition dieser Methode ist. Diese Bedingung ist aber nicht hinreichend, um die mittlere Verdunstung über den kompletten Zeitraum richtig wiederzugeben.

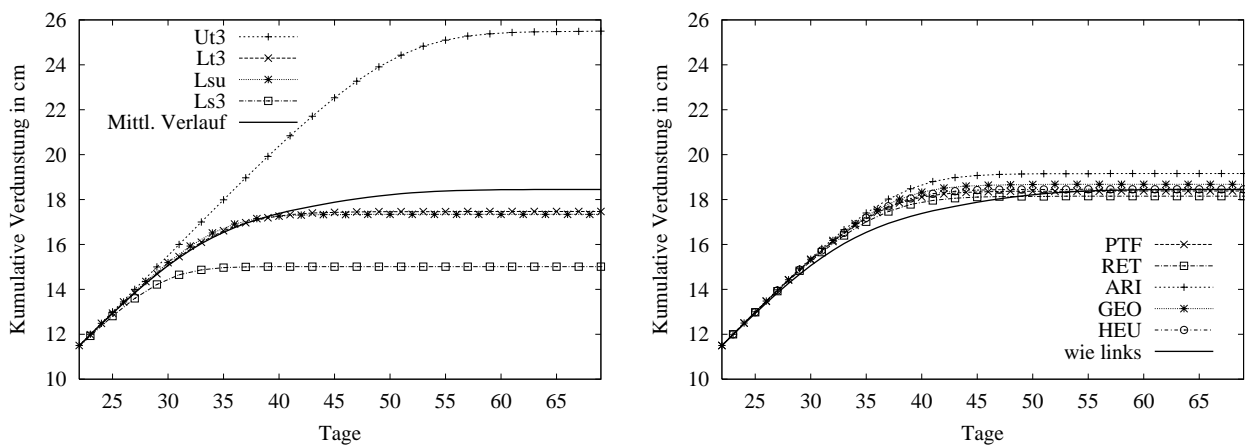


Abbildung 4.16: Idealisiertes Verdunstungsverhalten; Links: Verhalten der vier Hauptbodenarten, Rechts: Verhalten der fünf Aggregierungsmethoden. Die Kurve des mittleren Verhaltens (durchgezogene Linie) der vier Bodenarten ist in beiden Abbildungen eingetragen.

Nach dieser idealisierten Betrachtungsweise folgen konkretere Untersuchungen. Die Verfahren werden durch deren Anwendung auf die Bodenarten des Korngrößendreiecks getestet, wobei eine Profilmächtigkeit von 40 cm (im Weiteren nicht näher dargestellt) bzw. 80 cm und jeweils nur ein Horizont angenommen wird. Die Simulationen werden für fünf verschiedene Landnutzungen (Gras, Laubwald, Acker, Siedlung und Schwarzbrache) mit deren jeweiligen Parametern (siehe Tabelle 3.3 auf Seite 44) vorgenommen. Bedenkt man die Zahl aller möglichen Kombinationen der Bodenarten des Korngrößendreiecks, wird klar, dass man kaum alle sinnvoll untersuchen kann. Daher erfolgen zwei Eingrenzungen. Zum einen wird eine Referenzbodenart mit jeweils einer der restlichen 30 Bodenarten aggregiert. Hieraus erhält man Rückschlüsse auf die Unsicherheiten über das gesamte Bodenartenspektrum. Zum anderen konzentriert sich die Untersuchung auf die Aggregation aller möglichen Kombinationen der Hauptbodenarten des Einzugsgebietes (siehe Kapitel 3.2).

Aggregation aller Bodenarten mit einer Referenzbodenart:

Mit dem Ziel, die Unsicherheiten der verschiedenen Aggregierungsmethoden über das gesamte Bodenartenspektrum zu erfassen, werden alle Bodenarten jeweils mit einer Referenzbodenart aggregiert. Als Referenzbodenart für diese Untersuchungen wurde die zentrale Bodenart Lt2 (30% Ton, 40% Schluff, 30% Sand) gewählt. Es handelt sich hierbei um einen tonigen Lehm, dessen Retentions- und Leitfähigkeitseigenschaften bereits in Abbildung 2.3 (Seite 21) dargestellt sind. Alle 30 möglichen Kombinationen werden mit den fünf beschriebenen unterschiedlichen Methoden aggregiert. Die entstehenden aggregierten Böden gehen dann bei Verwendung der erwähnten Landnutzungen in Simulationen über acht Jahre ein. Zur Einschätzung der Unsicherheit wird ein Vergleich dieser Ergebnisse mit den gemittelten Ergebnisse aus den beiden Einzelsimulationen der Referenzbodenart und der jeweils anderen Bodenart vorgenommen. Die Aggregation der Bodenart Lt2 mit sich selbst erzeugt keine veränderte Bodeninformation. Somit entstehen auch keine Abweichungen und der Vergleich ergibt hier stets Null. Für alle anderen Kombinationen ergeben sich komplexe Abhängigkeiten von der Landnutzungsart und von der Bodenart, welche mit Lt2 aggregiert wurde. In den Abbildungen 4.17 und 4.18 ist zunächst für alle Aggregierungsmethoden die Verteilung der relativen Abweichungen der aktuellen Evaporation und der aktuellen Transpiration über das Korngrößendreieck abgebildet, welche sich bei Verwendung der Landnutzung Gras ergibt. Die durch die Aggregation entstehenden relativen Abweichungen sind dabei den Flächenschwerpunkten der jeweils mit Lt2 aggregierenden Bodenart zugeordnet. Zur Interpolation zwischen diesen Punktwerten wird die Kriging-Methode verwendet.

#### 4.5.2 Aggregation der bodenphysikalischen Parameter

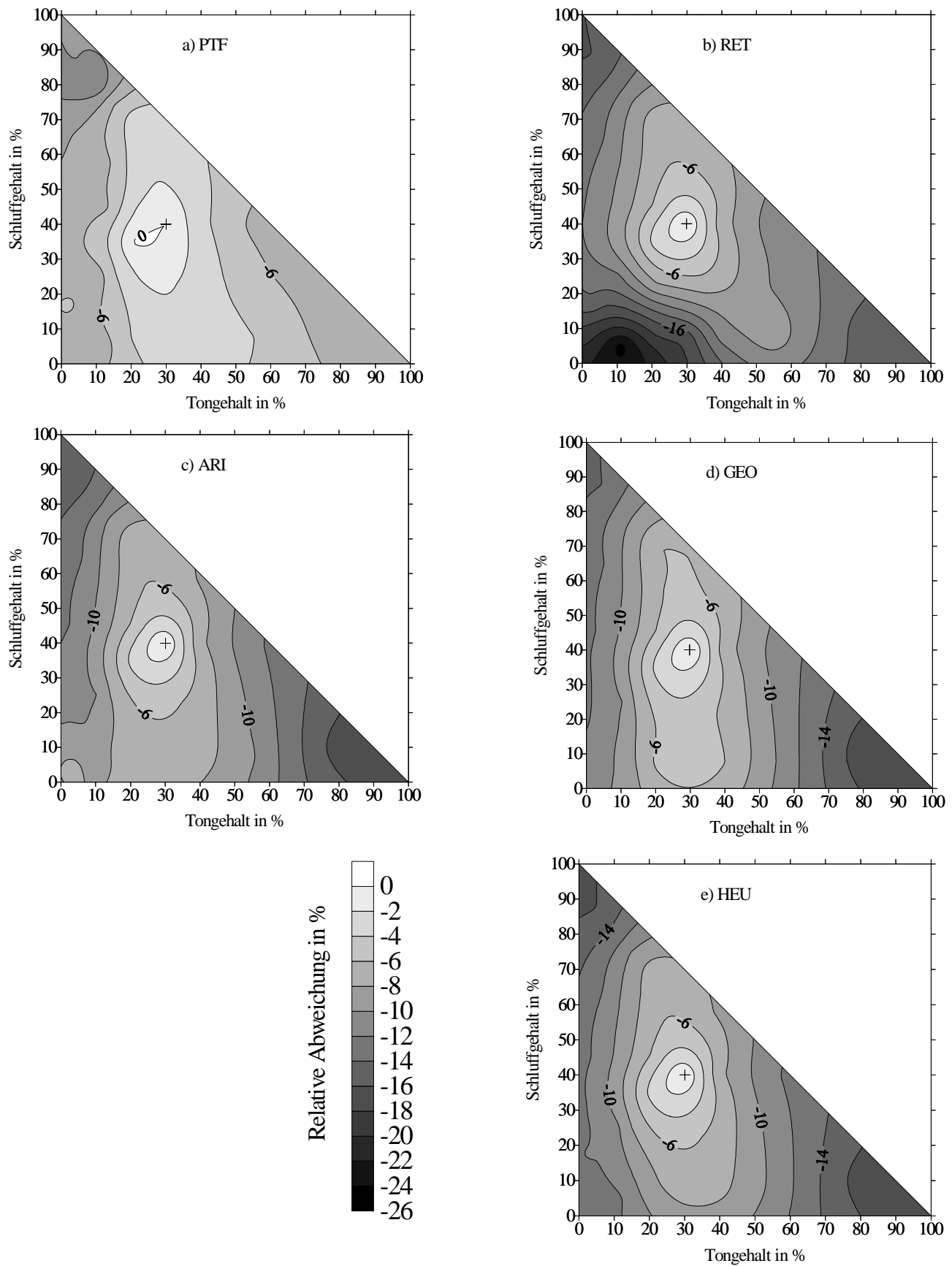


Abbildung 4.17: Relative Abweichungen (RA) in der akt. Evaporation durch die unterschiedlichen Aggregierungsmethoden in Bezug auf die Referenzbodenart Lt2 (Kreuz in den Abb.) für die Landnutzung Gras. Interpolation der Isolinien mittels Kriging, Isolinienabstand: 2%

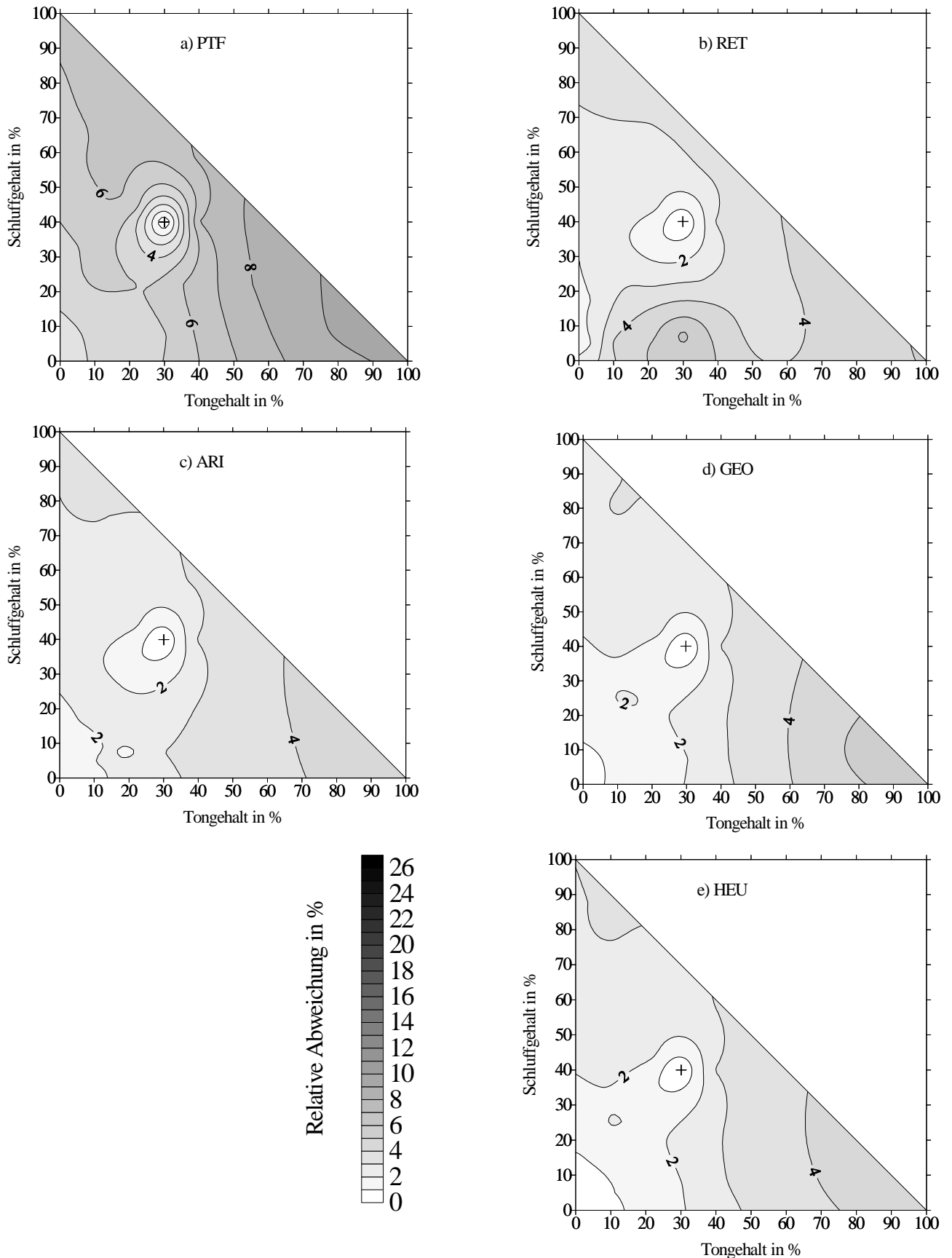


Abbildung 4.18: Relative Abweichungen (RA) in der akt. Transpiration durch die unterschiedlichen Aggregierungsmethoden in Bezug auf die Referenzbodenart Lt2 (Kreuz in den Abb.) für die Landnutzung Gras. Interpolation der Isolinien mittels Kriging, Isolinienabstand: 1%

Für alle Methoden gilt allgemein, dass die Beträge der relativen Abweichungen mit größerer Entfernung von der Bezugsbodenart zunehmen. Dies gilt auch für die übrigen, nicht dargestellten Flüsse. Mit Ausnahme der Methode „RET“ stellt sich für die aktuelle Evaporation eine Abhängigkeit vom Tongehalt ein. Je stärker sich die Tongehalte der aggregierten Bodenarten unterscheiden desto größer sind die Abweichungen. Die Ergebnisse der Methode „RET“ deuten dagegen eine verstärkte Abhängigkeit vom Sandgehalt an. Die Abweichungen der aktuellen Transpiration erreichen ihre Maximalwerte bei niedrigen Sandgehalten.

Für die Simulation der Landnutzung Gras ergeben sich für die beiden dargestellten Flüsse unterschiedliche Auswirkungen durch die Aggregierungsmethoden. Die aktuelle Evaporation (Abbildung 4.17) wird von allen Methoden unter- und die aktuelle Transpiration überschätzt. Die Unsicherheiten sind dabei für die aktuelle Evaporation höher einzuschätzen, denn hier treten betragsmäßig stets höhere relative Abweichungen auf. Für diesen Fluss weist die Methode „PTF“ die geringsten Unsicherheiten auf. Alle anderen Methoden zeigen deutlich höhere Abweichungen. Besonders stark werden die Vergleichswerte durch die Methode „RET“ (bis zu – 26%) unterschätzt. Für die aktuelle Transpiration kehrt sich das Bild um. Hier erzeugt die Methode „PTF“ die größten Überschätzungen, während die anderen vier Methoden geringere Abweichungen ergeben. Die Aggregierungsmethoden verursachen auf Grund der verschiedenen aggregierten Bodenparameter eine unterschiedliche Reduktion der Verdunstungskomponenten. Für die Landnutzung Gras (geringe Wurzeltiefe) bedeutet dies eine verringerte Reduktion der Transpiration und eine vermehrte Reduktion der Evaporation. Vergrößert sich die Wurzeltiefe durch Verwendung der Landnutzungen Laubwald oder Ackerland verursacht die Methode „PTF“ einen Rückgang der Reduktion beider Komponenten. Sowohl Evaporation als auch Transpiration werden gegenüber den Vergleichssimulationen überschätzt. Für die anderen Methoden ergeben sich stattdessen für beide Flüsse ähnliche Werte wie für die Vergleichssimulationen. Dies zeigt sich auch in der aktuellen Evapotranspiration. Um einen Eindruck über die Abhängigkeit von der Landnutzung zu erhalten, wird für jede Aggregierungsmethode der Mittelwert der relativen Abweichung über alle Bodenarten gebildet. Abbildung 4.19 zeigt diese Mittelwerte für die Landnutzungen Gras, Laubwald, Ackerland sowie Schwarzbrache. Bei den Simulationen der Landnutzung Schwarzbrache findet keine Transpiration statt. Für diese Landnutzung erzielen alle Aggregierungsmethoden im Mittel eine Überschätzung, wobei die Methode „RET“ die schon erwähnte und in Abbildung 4.17 ersichtliche Abhängigkeit vom Sandgehalt zeigt. „RET“ unterschätzt auch hier bei hohen Sandgehalten weiterhin die Evaporation. Alle anderen Methoden zeigen über das gesamte Bodenartenspektrum eine Überschätzung.

Eine Analyse der Unsicherheiten in Bezug auf die Entfernung, die eine Bodenart im Korngrößendreieck von der Referenzbodenart aufweist, verdeutlicht die Abhängigkeit der Ergebnisse von der Landnutzung und Bodenart. Fasst man das Paar aus Ton- und Schluffgehalt ( $t_i$ ,  $u_i$ ) als Koordinaten auf, definiert Gleichung [36] die Distanz der Bodenart  $i$  zum Bezugspunkt Lt2 ( $t_0 = 30\%$ ,  $u_0 = 40\%$ ) in %. Je größer diese Distanz ausfällt desto mehr unterscheidet sich eine Bodenart von der Referenzbodenart.



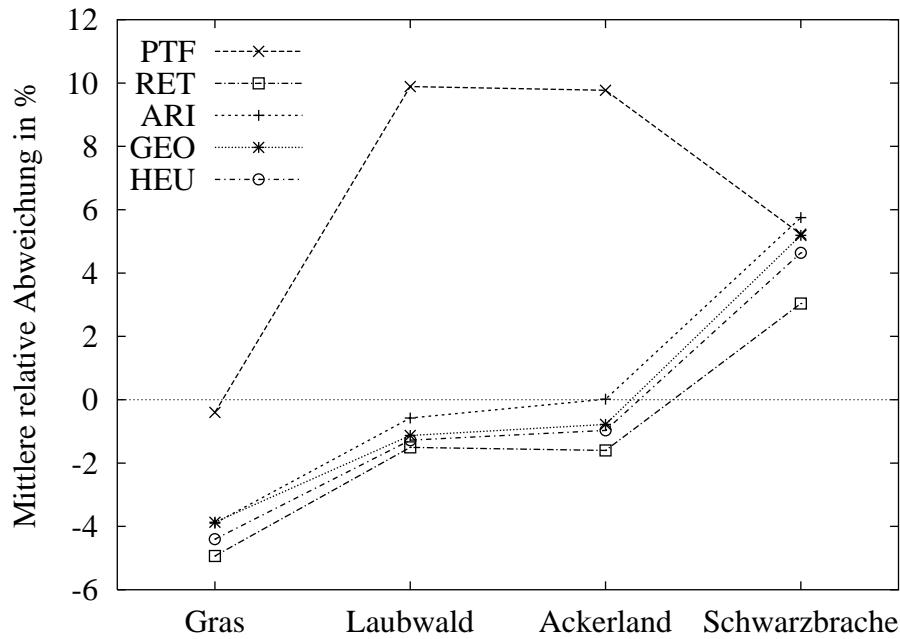


Abbildung 4.19: Über alle Bodenarten gemittelte relative Abweichung der akt. Evapotranspiration durch die verschiedenen Aggregierungsmethoden bei Verwendung unterschiedlicher Landnutzungstypen.

$$d_i = \sqrt{(t_i - t_0)^2 + (u_i - u_0)^2} \quad [36]$$

Dies entspricht einem Kreis mit dem Radius  $d_i$  um den Bezugspunkt. Teilt man die Distanzen in 5 %-Bereiche ein, kann man die relativen Abweichungen der darin befindlichen Bodenarten mitteln und erhält so eine mittlere Aussage über die Entfernungsabhängigkeit. Diese mittlere relative Abweichung ist in den Abbildungen 4.20 und 4.21 für verschiedene Landnutzungstypen zu sehen.

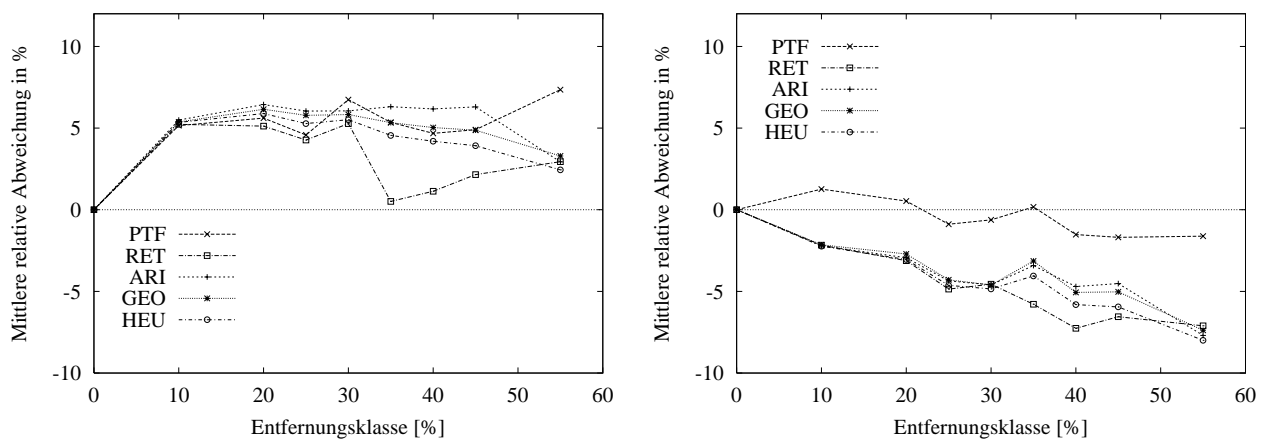


Abbildung 4.20: Entfernungsabhängigkeit der relativen Abweichungen der akt. Evapotranspiration durch die Aggregierungsansätze; Links: Schwarzbrache, Rechts: Gras

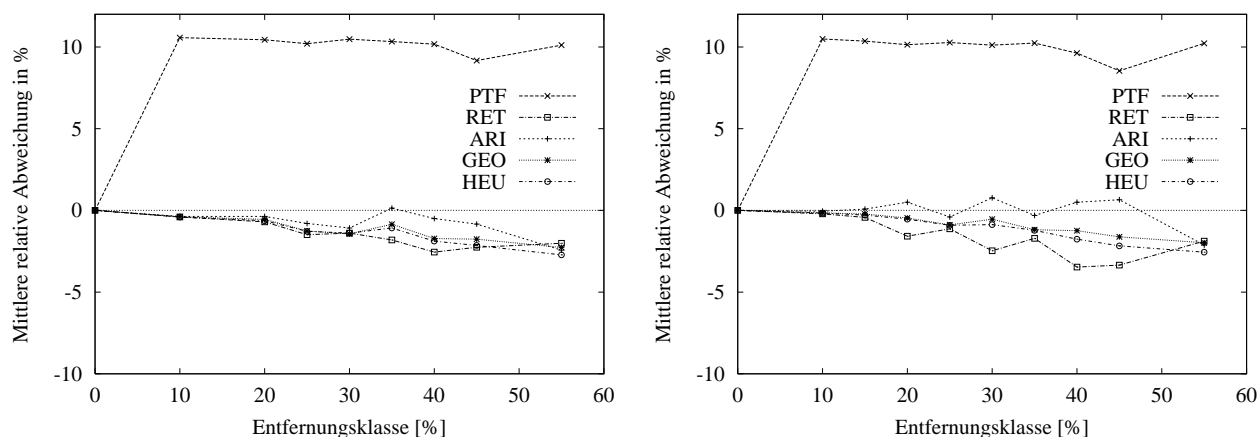


Abbildung 4.21: Entfernungabhängigkeit der relativen Abweichungen der akt. Evapotranspiration durch die Aggregationsansätze; Links: Laubwald, Rechts: Ackerland

Tendenziell vergrößert sich die mittlere relative Abweichung der aktuellen Evapotranspiration mit größerer Entfernung vom Referenzpunkt. Allerdings ist diese Tendenz für die Landnutzung Schwarzbrache etwa ab der Entfernungsklasse 25 leicht rückläufig. Wird diese Landnutzung in den Simulationen berücksichtigt, zeigen alle Aggregationsmethoden ähnliche Entwicklungen. Ab der Entfernungsklasse 25 ergibt sich ferner eine stärkere Differenzierung der Methoden, wobei sich „RET“ besonders von den anderen unterscheidet. Bei „RET“ erreicht die mittlere relative Abweichung sogar einen Wert nahe Null, bevor sie wieder leicht ansteigt. Die Ursache für diese Entwicklung liegt wiederum in der Abhängigkeit von Sandgehalt. Ab dieser Entfernungsklasse gehen sowohl positive als auch negative Abweichungen in die Mittelung ein. Bei Verwendung der anderen drei Landnutzungen in den Berechnungen zeichnet sich eine andere Verteilung der Kurven ab. Während vier Methoden stets sehr ähnliche Abweichungen ergeben, verhält sich die Methode „PTF“ stark unterschiedlich dazu. Für die Landnutzung Gras liefert sie dabei die geringsten Abweichungen, für Laubwald und Ackerland hingegen die höchsten, wobei schon bei kleinen Entfernungsklassen ein starker Anstieg zu beobachten ist. Für diese beiden Landnutzungen (Laubwald bzw. Ackerland) ist es schwierig eine „beste“ Methode zu definieren. Am ehesten könnte es sich dabei um „ARI“ handeln. Für die anderen hydrologischen Prozesse ergeben sich ähnliche Muster, die sich aber zum Teil in Amplitude und Vorzeichen der Abweichungen unterscheiden. Berücksichtigt man die „reale“ Verteilung der Bodenparameter bzw. der Landnutzung im Untersuchungsgebiet, lässt resümieren, dass sich an dieser Stelle noch keine Aggregationsmethode herauskristallisiert hat, die sich als besonders günstig oder ungünstig bezüglich der aggregationsbedingten Unsicherheiten erweist.

### Aggregation der Hauptbodenarten:

Im nächsten Schritt werden die Ansätze für die Aggregation der vier Hauptbodenarten des Einzugsgebietes angewendet. Ihre Lage im Korngrößendreieck ist in Abbildung 4.15 durch die stärker umrandeten Felder markiert. Alle elf möglichen Kombinationen aus den vier Bodenarten werden berücksichtigt. Im Folgenden werden die Bodenarten mit kleinen Buchstaben abgekürzt (a = Lt3, b = Ut3, c = Lsu, d = Ls3; abcd = Aggregation aller 4 Bodenarten, usw.)

Simuliert man die Wasserflüsse mit den sich ergebenden aggregierten Parametern und verwendet dabei wiederum verschiedene Landnutzungstypen, zeigt sich wie zuvor schon, dass die Unsicherheit der Aggregierungsansätze von der gewählten Landnutzung abhängt. Für die Landnutzung Gras ergeben sich die folgenden relativen Abweichungen von der aktuellen Evapotranspiration und vom Gesamtabfluss (Abbildung 4.22).

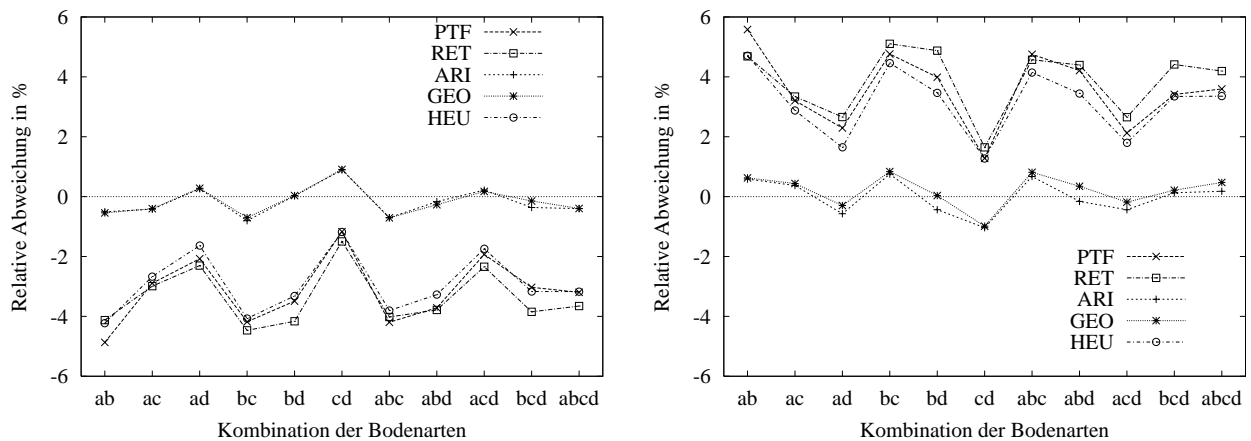


Abbildung 4.22: Relative Abweichungen durch die verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss; a: Lt3, b: Ut3, c: Lsu, d: Ls3; Landnutzung: Gras

Für beide dargestellten Flüsse in Abbildung 4.22 zeigen sich ähnliche Strukturen für die Unsicherheiten der Aggregierungsmethoden. Stets führen „ARI“ und „GEO“ zu geringen Abweichungen, während die übrigen drei Methoden stärkere Unsicherheiten aufweisen. Es wird deutlich, dass je nach Kombination unterschiedliche Abweichungen resultieren. So ergeben die Kombinationen ad (Lt3 und Ls3), cd (Lsu und Ls3) sowie acd die jeweils geringsten Werte. Diese drei Bodenarten weisen ähnliche Ton- und Schluffgehalte auf und befinden sich somit im Korngrößendreieck relativ nahe beieinander. Hier bestätigt sich nochmals die Entfernungsabhängigkeit, wie sie sich aus den Untersuchungen zuvor ergab. Geht in eine Kombination die relativ weit entfernte und somit stärker von den anderen drei Bodenarten abweichende Bodenart Ut3 (b) ein, erreichen die Abweichungen ihre höchsten Werte. Die maximale Abweichung von -4,9 % für die Evapotranspiration bzw. 5,6 % beim Gesamtabfluss treten bei der Aggregation von Lt3 und Ut3 mit der Methode „PTF“ auf. Vergleicht man die Summenkurven der einzelnen Flüsse (nicht dargestellt), erkennt man, dass die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Aggregierungsmethoden und den Vergleichssimulationen zeitlich stabil sind. Die Aussagen gelten somit über den gesamten Zeitraum von acht Jahren. Nach den Ergebnissen scheint es für Gras unerheblich zu sein, ob mit der Methode „ARI“ oder „GEO“ aggregiert wird. Erst nach Einbeziehung des Gütemaßes  $c\hat{m}e$  (Abbildung 4.23) zeigt sich, dass „GEO“ sicherer ist als „ARI“.

#### 4.5.2 Aggregation der bodenphysikalischen Parameter

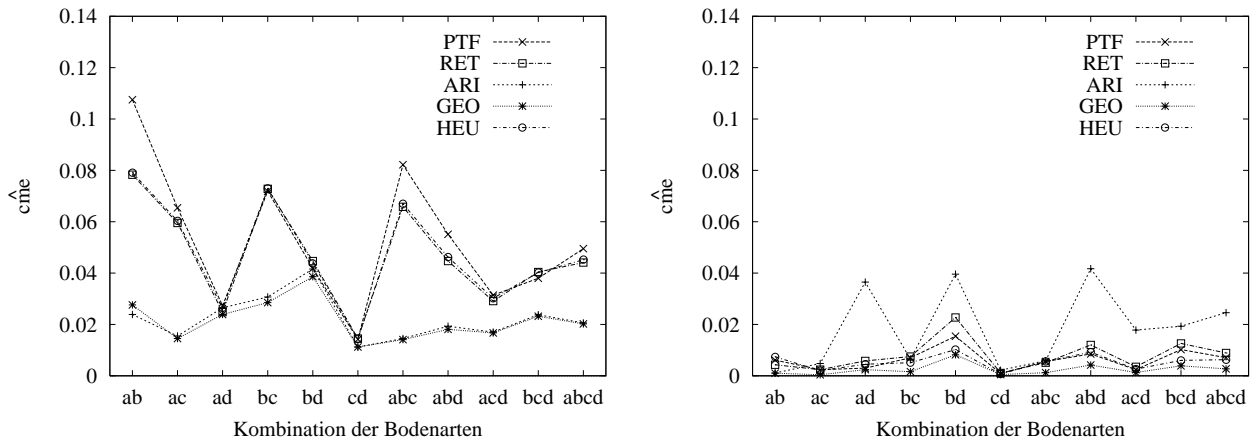


Abbildung 4.23: Gütemaß  $\hat{c}_{me}$  der verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss; a: Lt3, b: Ut3, c: Lsu, d: Ls3; Landnutzung Gras

Auch das Gütemaß  $\hat{c}_{me}$  stellt den Unterschied zwischen den betrachteten Methoden heraus. Speziell für die aktuelle Evapotranspiration ergibt sich die gleiche Gruppierung wie zuvor („ARI“ und „GEO“ am sichersten, „PTF“ am unsichersten). Für die Wiedergabe der Abflusszeitreihen ändert sich das Bild. Hier verursacht die Methode „ARI“ die höchsten Unsicherheiten, während alle Übrigen besser abschneiden. „GEO“ erscheint auch hier wieder am sichersten. Das Maß  $\hat{c}_{me}$  deutet weiterhin an, dass die Verdunstungswiedergabe für die Aggregierungsmethoden problematischer ist als die Wiedergabe der Abflussbildung.

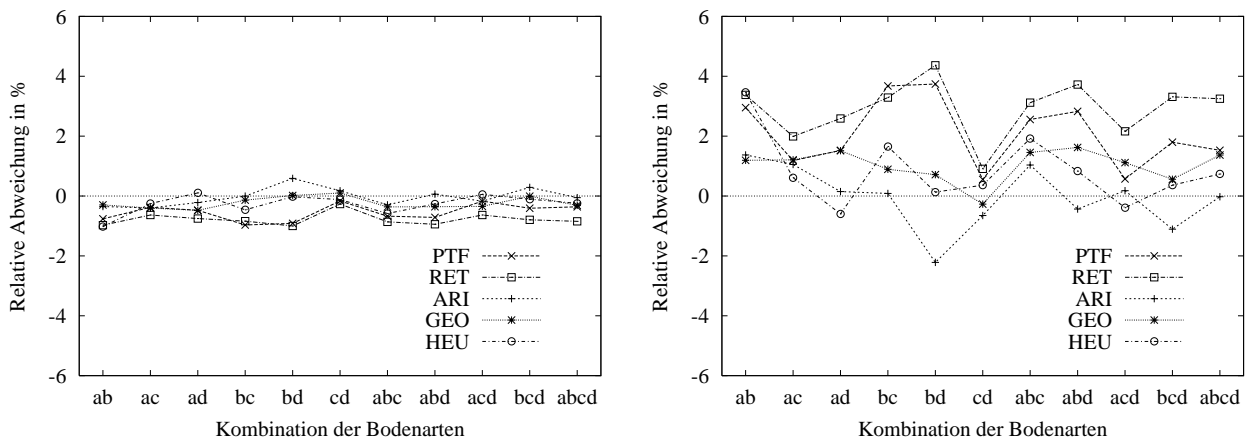


Abbildung 4.24: Relative Abweichungen durch die verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss; a: Lt3, b: Ut3, c: Lsu, d: Ls3; Landnutzung Laubwald

Führt man den Vergleich für die Simulationen mit der Landnutzung Laubwald (Abbildung 4.24) durch, ergibt sich keine eindeutige Aussage, welche der Methoden am sichersten erscheint. Hier ist die Sensitivität der Landnutzungsparameter höher einzuschätzen, als die der Bodenparameter. Im Vergleich zu den Berechnungen mit der Landnutzung Gras verringern sich die relativen Abweichungen für die aktuelle Evapotranspiration (maximal: -1 %), während sich die relativen Abweichungen für den Gesamtabfluss kaum ändern. Am unsichersten erscheint nun „RET“, aber die

Unterschiede zu den anderen Methoden sind nicht signifikant. Dies trifft auch für den Gesamtabfluss zu. Bei dessen relativen Abweichungen beträgt der Unterschied zwischen „RET“ und der, nach den Ergebnissen für den Gesamtabfluss, sichersten Methode „ARI“ etwa 3 %.

Durch den Vergleich der Gütemaße  $\hat{cme}$  kann man wiederum zum Schluss gelangen, dass die Methode „GEO“ insgesamt am sichersten ist. Abbildung 4.25 bestätigt den Eindruck, dass die Unsicherheiten der Aggregierungsmethoden bei einer Simulationen mit der Landnutzung Laubwald in Bezug auf die Abflussbildung höher sind als bezüglich der Verdunstungsprozesse. Dies kann damit erklärt werden, dass die Verdunstungsprozesse bei Laubwald stärker dominieren. Es entsteht weniger Abfluss und somit wirken sich die Unsicherheiten stärker aus, sowohl bei den relativen Abweichungen als auch beim Gütemaß  $\hat{cme}$ .

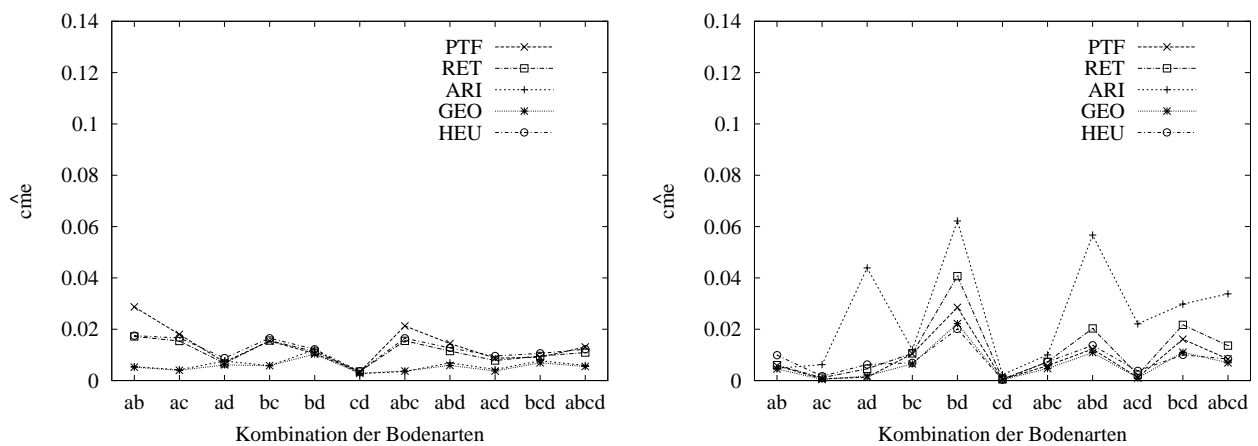


Abbildung 4.25: Gütemaß  $\hat{cme}$  der verschiedenen Aggregierungsmethoden für alle Kombinationen der vier Hauptbodenarten; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss

a: Lt3, b: Ut3, c: Lsu, d: Ls3; Landnutzung Laubwald

Die Aussagen an Hand der Korrelationsanalyse bezüglich des Verhaltens der einzelnen Landnutzungsarten werden hierdurch bestätigt. Auf der einen Seite liefern Schwarzbrache und Grasland sehr ähnliche Resultate (Abbildungen 4.22 und 4.23), und auf der anderen Seite ähneln sich die Ergebnisse für Ackerland und Laubwald (Abbildungen 4.24 und 4.25). Der Landnutzungstyp Siedlung steht auch hier für sich alleine. Hier ergeben sich die geringsten Unsicherheiten überhaupt, sowohl was die relativen Abweichungen der beiden Flüsse (maximal  $\pm 0,8$  %) als auch was die Wiedergabe von deren zeitlicher Struktur  $cm\hat{e}_{max} = 0,009$  betrifft.

Ein Vergleich aller simulierten Wasserflüsse belegt die Abhängigkeit der Unsicherheit vom Landnutzungstyp. Hierfür werden für jede Aggregierungsmethode sowohl die relative Abweichung der Jahresbilanzen als auch das Gütemaß  $\hat{cme}$  der einzelnen Wasserflüsse über alle elf Kombinationen gemittelt. In Tabelle 4.6 sind die so erhaltenen Werte beider Gütemaße für alle Flüsse und die beiden Landnutzungen Gras und Laubwald zusammengefasst.

#### 4.5.2 Aggregation der bodenphysikalischen Parameter

Tabelle 4.6: Unsicherheiten der Aggregierungsmethoden bzgl. aller Wasserflüsse für die Landnutzungen Gras und Laubwald (LW). (GWAB kennzeichnet den Gesamtabfluss = Oberflächenabfluss (O-Abfluss) + Grundwasser); **FETT** = minimaler Wert

	AGG	Evapotranspiration		Evaporation		Transpiration		O-Abfluss		Grundwasser		GWAB	
		Gras	LW	Gras	LW	Gras	LW	Gras	LW	Gras	LW	Gras	LW
RA in %	PTF	-3.16	-0.54	-7.15	-4.43	2.44	1.85	3.59	<b>2.21</b>	3.55	2.03	3.56	2.08
	RET	-3.38	-0.78	-7.58	-4.69	2.50	1.62	<b>-2.43</b>	-3.97	4.28	3.86	3.87	2.92
	ARI	-0.18	<b>-0.03</b>	0.32	0.17	-0.89	<b>-0.04</b>	30.21	29.94	-2.21	-4.49	<b>0.00</b>	<b>-0.05</b>
	GEO	<b>-0.16</b>	-0.23	<b>0.30</b>	<b>0.05</b>	<b>-0.81</b>	-0.40	6.99	6.27	<b>-0.31</b>	<b>0.22</b>	0.21	1.03
	HEU	-2.93	-0.26	-6.56	-3.60	2.15	1.86	15.74	14.89	2.16	-1.39	3.14	0.83
< cme	PTF	0,053	0,014	0,010	0,003	0,133	0,133	0,002	<b>0,001</b>	0,009	0,015	0,006	0,008
	RET	0,047	0,011	0,010	0,003	0,118	0,115	0,004	0,005	0,010	0,019	0,008	0,012
	ARI	<b>0,022</b>	0,006	<b>0,002</b>	0,003	0,055	<b>0,050</b>	0,044	0,045	0,009	0,016	0,018	0,026
	GEO	<b>0,022</b>	<b>0,005</b>	<b>0,002</b>	<b>0,002</b>	<b>0,054</b>	<b>0,050</b>	<b>0,001</b>	<b>0,001</b>	<b>0,003</b>	0,011	<b>0,002</b>	<b>0,006</b>
	HEU	0,048	0,012	0,009	0,004	0,119	0,112	0,007	0,007	0,005	<b>0,010</b>	0,005	0,008

Hieraus bestätigt sich der gewonnene Eindruck, dass die Methode „GEO“ die sichersten Ergebnisse liefert. Diese Aggregierungsmethode soll daher für die Berechnung des Gebietswasserhaushaltes im Einzugsgebiet angewendet werden (Kapitel 5).

#### 4.5.3 Aggregation der Profilmächtigkeiten

Die zweite Aufgabe bei der Aggregation der Bodeninformation stellt die Angleichung der Bodenprofile dar. Hierfür ist es sinnvoll, das innerhalb einer Simulationseinheit gegebene Bodenvolumen als integrales Maß zu betrachten, das durch die Aggregation erhalten bleiben soll. Es ergibt sich aus der Summe der Produkte aus Flächenanteil  $A_i$  und Mächtigkeit  $M_i$  aller Teilböden. Bezogen auf die Gesamtfläche ergibt sich die effektiv vorhandene Bodenmächtigkeit  $M_{eff}$ .

$$M_{eff} = \frac{\sum_i A_i \cdot M_i}{\sum_i A_i} \quad [37]$$

Abbildung 4.26A zeigt drei einschichtige Bodenprofile mit unterschiedlichen Mächtigkeiten. Drei vertikale Zonen mit unterschiedlicher Informationsdichte treten auf. In Zone I weisen alle drei Bodenprofile eine Bodeninformation auf, während in Zone II für 2 Bodenprofile eine Information vorliegt und in Zone III nur noch ein Bodenprofil vorkommt. Im dargestellten Fall ergibt sich als effektive Mächtigkeit die des zweiten Bodenprofils. Die Mächtigkeiten wurden für die Untersuchungen so gewählt, dass Bodenprofil 2 doppelt und Bodenprofil 3 dreifach so mächtig ist wie das erste Bodenprofil. Nach der Bestimmung der effektiven Mächtigkeit müssen die Mächtigkeiten der Bodenprofile an die  $M_{eff}$  angepasst werden. Hierfür sollen zwei Methoden näher betrachtet werden (Abbildung 4.26B,C).

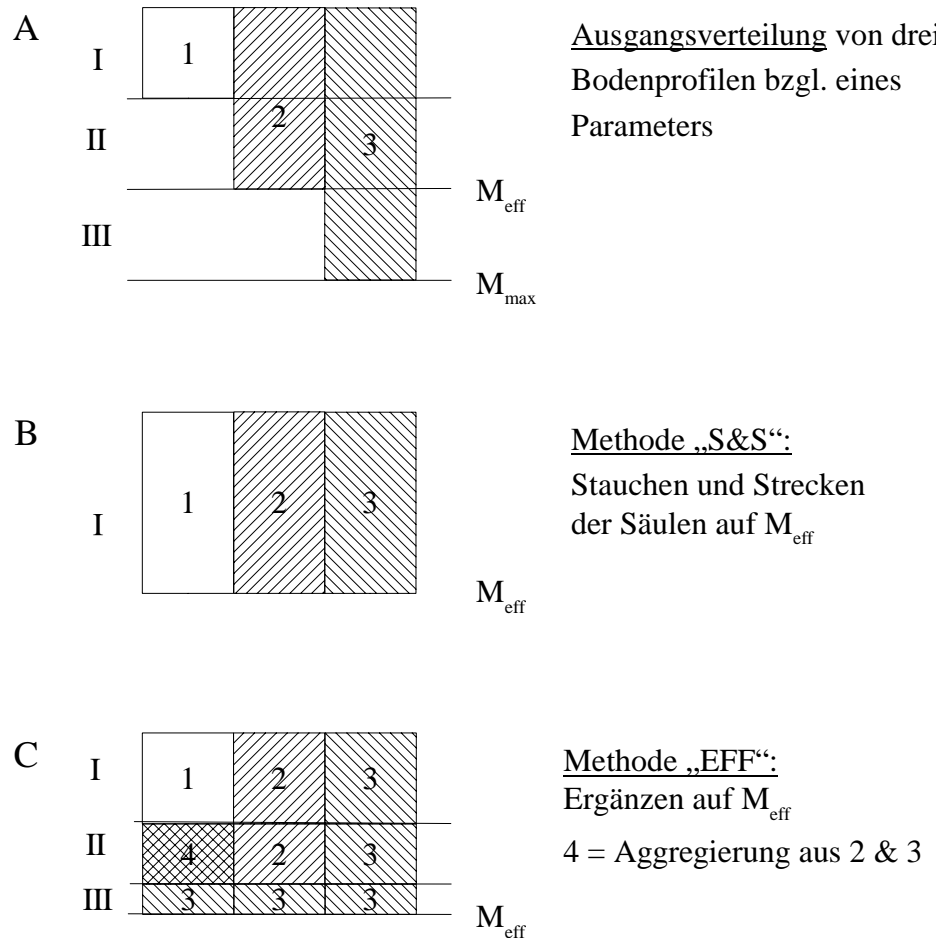


Abbildung 4.26: Schematische Darstellung zur Aggregation der Bodenprofile; A: ursprüngliche Bodenprofile, B und C: Profile nach der Aggregation;  $M_{\text{eff}}$ : effektive Mächtigkeit,  $M_{\text{max}}$ : maximale Mächtigkeit, die Zahlen 1,2,3 und 4 bezeichnen verschiedene Bodeneigenschaften

In der ersten Methode (Methode „S&S“; Abbildung 4.26B) werden die geringer mächtigen Böden auf die effektive Mächtigkeit gestreckt und die tieferen Böden gestaucht. Handelt es sich bei den Ausgangsböden um mehrschichtige Böden, betrifft die Stauchung bzw. Streckung alle Einzelschichten im selben Maß, ohne dass zusätzliche Schichten generiert werden. Hierbei ergibt sich eine Veränderung der einzelnen Bodenhorizonte, welche vor allem bei humosen Oberböden kritisch erscheint.

Bei der zweiten Methode (Methode „EFF“; Abbildung 4.26C) bleibt neben dem Gesamtbodenvolumen auch das Bodenvolumen jeder Zone erhalten, das heißt für jede einzelne Zone wird nach Gleichung [37] eine effektive Mächtigkeit bestimmt. Im gewählten Beispiel bleibt die Mächtigkeit von Zone I gleich, da hier eine flächendeckende Information vorliegt. Die Mächtigkeit der Zone II bzw. III verringert sich um ein Drittel bzw. um zwei Drittel gemäß dem Flächenanteil der vorhandenen Bodeninformation. Im folgenden Schritt wird die in jeder Bodenzone fehlende Bodeninformation durch Aggregation der vorhandenen Bodeninformation ergänzt. Die Aggregation kann dabei zum Beispiel mit der Methode „GEO“ erfolgen. Wendet man dieses Verfahren auf mehrschichtige Ausgangsböden an, ergibt sich eine sehr komplexe vertikale Bodenstruktur, die nicht mehr nach pedologischen Gesichtspunkten interpretierbar ist.

Bevor im Weiteren die Auswirkung beider Methoden untersucht wird, stehen zunächst die Effekte im Mittelpunkt des Interesses, die sich durch die Verwendung der effektiven Bodenmächtigkeit ergeben. Betrachtet man drei flachgründigen Bodenprofile (20, 30, 40 cm) die jeweils dieselben Bodeneigenschaften aufweisen, ergeben sich keine Unterschiede zwischen den beiden Methoden „EFF“ und „S&S“. Dennoch stellt sich die Frage, wie sich eine Aggregation dieser drei Bodenprofile auf deren effektive Mächtigkeit auf die Ergebnisse der Simulation auswirkt. Dies soll für alle Bodenarten untersucht werden, die nach der KA4 klassifiziert sind. Für jede Bodenart werden die drei Profile separat simuliert und anschließend gemittelt (Referenzergebnisse). Diese Ergebnisse werden für jede Bodenart mit denen verglichen, die sich bei einer Simulation mit der effektiven Bodenmächtigkeit ergeben. Sie entsprechen im gewählten Fall den Ergebnissen des 30-cm-Profils. Es ergeben sich Unterschiede, die neben der Bodenart auch von der Landnutzung abhängig sind.

Bei einer Verwendung der Landnutzung Gras ergeben sich für die beiden Verdunstungskomponenten die in Abbildung 4.27 dargestellten relativen Abweichungen. Die relative Abweichung ist für die aktuelle Transpiration größer als für die aktuelle Evaporation. Auch strukturell zeigen sich Unterschiede. Während die Transpiration mit zunehmendem Tongehalt stärker vom Referenzergebnis abweicht, ist dies für die Evaporation mit zunehmendem Sandgehalt der Fall.

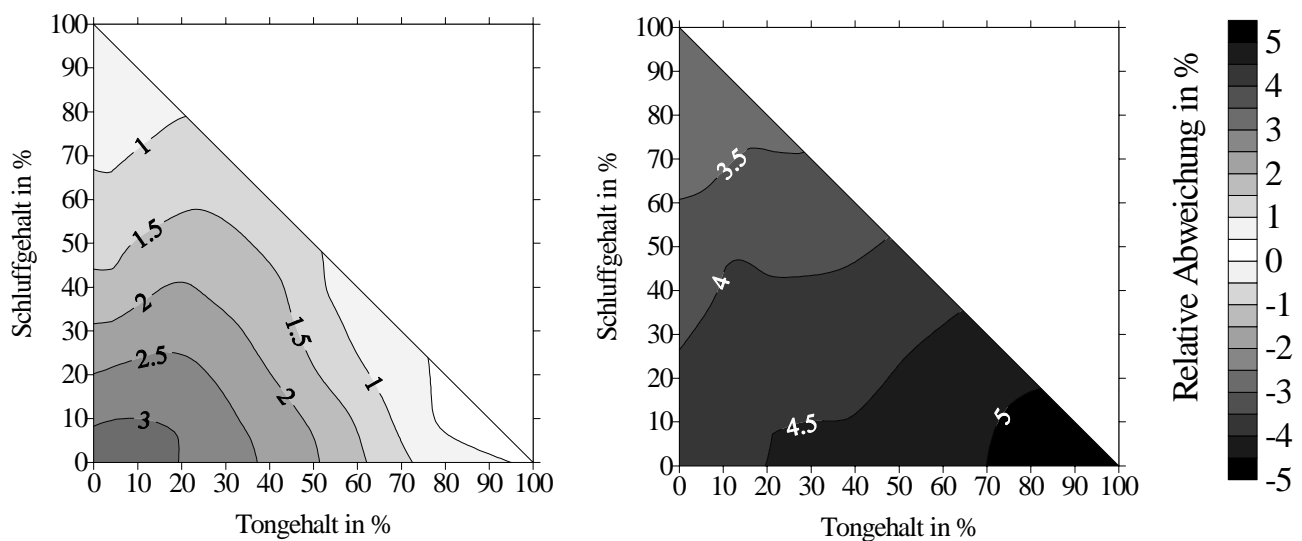


Abbildung 4.27: Relative Abweichungen zu den Referenzergebnissen bei einer Profilaggregation auf die effektive Mächtigkeit von 30 cm (Landnutzung Gras); Links: Akt. Evaporation, Rechts: Akt. Transpiration (Isolinienabstand = 0,5%)

Die Summe beider Verdunstungskomponenten übersteigt somit die Referenzergebnisse, während die Summe der Abflusskomponenten unterschätzt wird (Abbildung 4.28). Da bei Gras die Evaporation überwiegt, spiegelt sich die Struktur von deren relativer Abweichung stärker in der aktuellen Evapotranspiration wider.



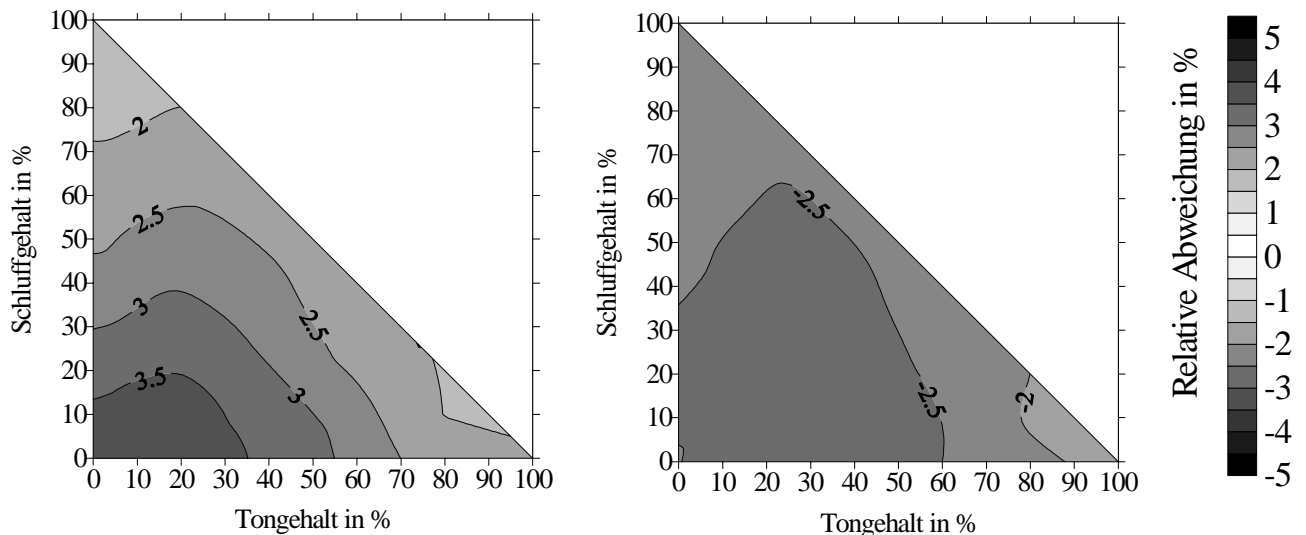


Abbildung 4.28: Relative Abweichungen zu den Referenzergebnissen bei einer Profilaggregation auf die effektive Mächtigkeit von 30 cm (Landnutzung Gras); Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss (Isolinienabstand = 0,5%)

Für die Landnutzung Laubwald dominiert die aktuelle Transpiration gegenüber der aktuellen Evaporation. Dennoch sind auch hier die relativen Abweichungen für aktuelle Transpiration höher. Es ist zu beobachten, dass die Überschätzungen geringer werden und sich auch die Abhängigkeit der Abweichungen von der Bodenart ändert (Abbildung 4.29). Sie sind für beide Flüsse bei sandigeren Böden höher. Auch hier wird die aktuelle Evapotranspiration überschätzt, während der Gesamtabfluss erneut unterschätzt wird.

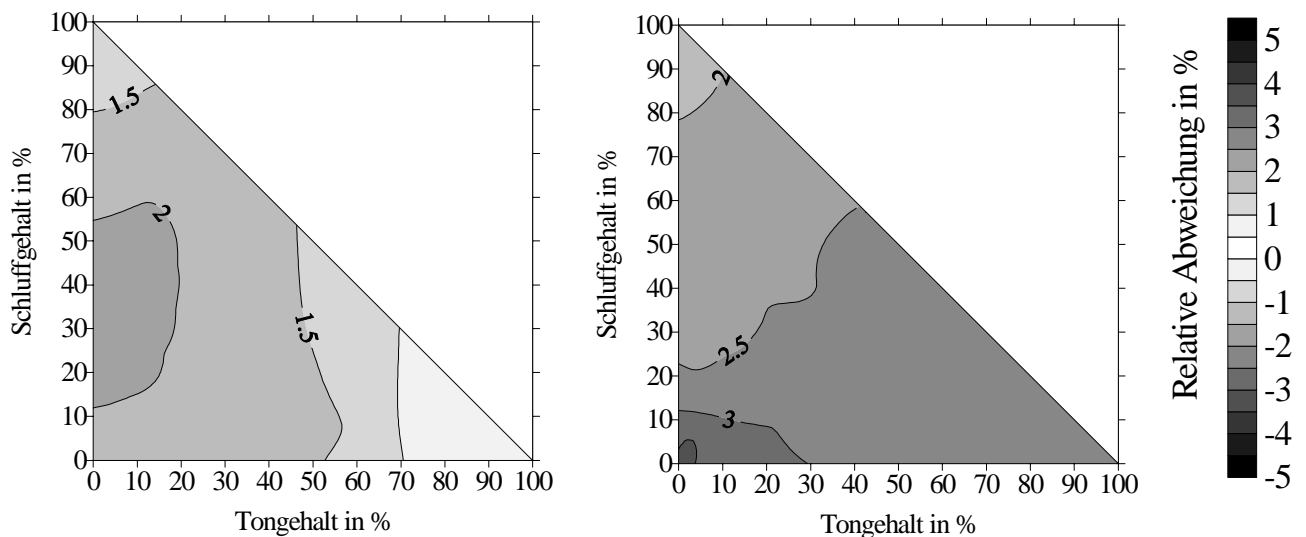


Abbildung 4.29: Relative Abweichungen zu den Referenzergebnissen bei einer Profilaggregation auf die effektive Mächtigkeit von 30 cm (Landnutzung Laubwald); Links: Akt. Evaporation, Rechts: Akt. Transpiration (Isolinienabstand = 0,5%)

Wird zur Aggregation der vertikalen Profilstruktur stattdessen auf die Verwendung der Profildaten der flächengrößten Bodeneinheit zurückgegriffen, kann dies zu einer Vergrößerung oder Verkleinerung des Bodenvolumens führen. Ohne die Annahme der Flächengleichheit könnte es für das eben gewählte Beispiel der drei Profile vorkommen, dass entweder das 20-cm-Profil oder das 40-cm-Profil als aggregiertes Bodenprofil ausgewiesen würde. Abbildung 4.30 zeigt beispielhaft die relativen Abweichungen für die aktuelle Evapotranspiration, die sich bei Verwendung des jeweiligen Profils gegenüber den Referenzergebnissen ergeben. Sie sind deutlich höher als die Abweichungen bei Verwendung der mittleren Mächtigkeit (Abbildung 4.27). Dabei kommt es bei Verringerung des Volumens zu Unterschätzungen der aktuellen Evapotranspiration und bei Vergrößerung des Volumens zu Überschätzungen. Im betrachteten Fall beträgt die Änderung des Bodenvolumens  $\pm 33\%$ .

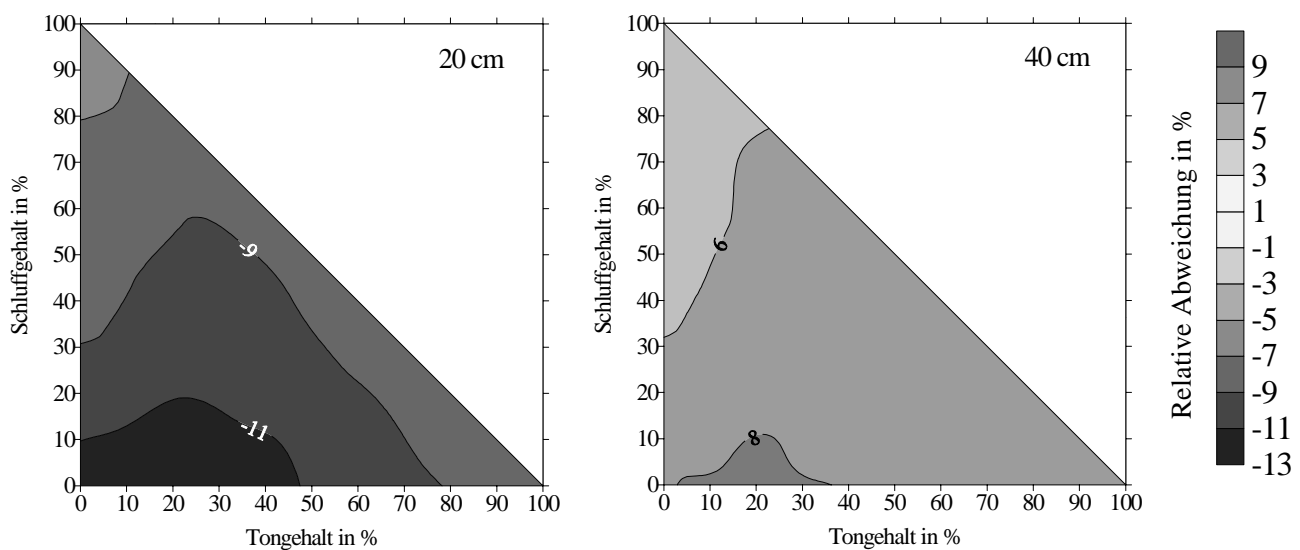


Abbildung 4.30: Relative Abweichungen der akt. Evapotranspiration (Landnutzung Gras); Links: Min. Mächtigkeit (20 cm), Rechts: Max. Mächtigkeit (40 cm), (Isolinienabstand = 2%)

Wie stark sich eine schrittweise Änderung des Bodenvolumens auf die simulierten Wasserflüsse auswirkt, ist aus Abbildung 4.31 ersichtlich. Hier sind beispielhaft für einen sandigen Lehm (Ls3) die Veränderungen der simulierten Wasserflüsse hinsichtlich verschiedener Bodenmächtigkeiten dargestellt (Bezugsmächtigkeit 40 cm). Dabei wurden diese Veränderungen auch für die beiden Landnutzungen Gras (links) und Laubwald (rechts) verglichen. Durch eine Erhöhung der Bodenmächtigkeit benötigt das Bodenwasser länger, um den unteren Rand der Bodensäule zu erreichen. Damit steigt auch die Bodenfeuchte über das gesamte Profil an. Daher steht es den Verdunstungsprozessen länger zur Verfügung. Somit steigen die aktuelle Transpiration und die aktuelle Evaporation mit einer Erhöhung der Bodenmächtigkeit an und die Grundwasserneubildung sinkt. Während die Auswirkungen bei Gras auf Grund der geringen Wurzeltiefe (20 cm) nicht so deutlich sind und sich ab 80 cm Bodenmächtigkeit keine Änderungen mehr ergeben, zeigen sich für die Landnutzung Laubwald deutlich größere Effekte. Mit bis zu 200 cm Wurzeltiefe reichen hier die Wurzeln auch noch bei 160 cm Bodenmächtigkeit (300% Erhöhung) bis zum unteren Rand der Bodensäule und können somit über das gesamte Bodenprofil Wasser aufnehmen und verdunsten. Zu erkennen ist für beide Landnutzungen auch, dass die aktuelle Evaporation und der Oberflä-

chenabfluss steigen, was mit einem erhöhten Bodenwassergehalt am oberen Rand der Bodensäule zu erklären ist.

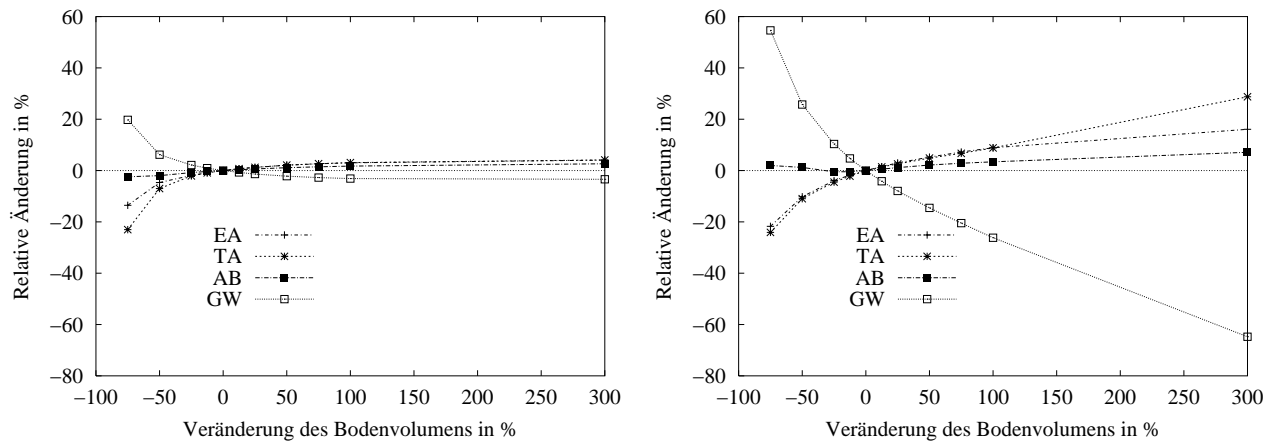


Abbildung 4.31: Sensitivität der simulierten Wasserflüsse gegenüber dem Bodenvolumen bzgl. eines 40 cm mächtigen sandigen Lehms. Links: Gras, Rechts: Laubwald

Bisher wurden die beiden Methoden „EFF“ und „S&S“ für den Fall gleicher Bodeneigenschaften angewendet. In aller Regel werden sich innerhalb einer Simulationseinheit neben den Profilmächtigkeiten auch die Bodeneigenschaften unterscheiden. Damit unterscheiden sich aber auch die beiden Methoden „EFF“ und „S&S“. Die Untersuchung der Auswirkungen der beiden Aggregierungsmethoden auf die Simulationsergebnisse beschränken sich im Weiteren auf die vier Hauptbodenarten des Untersuchungsgebietes. Bei der Annahme gleicher Flächenanteile werden folgende Mächtigkeiten in der Berechnung verwendet:

- Lt3: 40 cm
- Ls3: 40 cm
- Lsu: 80 cm
- Ut3: 160 cm

Die gewählten Mächtigkeiten entsprechen den mittleren Mächtigkeiten der Bodenprofile im Untersuchungsgebiet, bei denen die genannte Bodenart den obersten Horizont bildet. Aus den Annahmen folgt für die vier Profile nach Gleichung [37] eine effektive Mächtigkeit von 80 cm. Während sich bei Methode „S&S“ vier Profile mit jeweils nur einem Horizont ergeben, werden durch die Methode „EFF“ zwei Profile mit je drei Horizonten, ein Profil mit zwei Horizonten und ein Profil mit einem Horizont erzeugt (siehe auch Abbildung 4.26). Aus den vorangegangenen Untersuchungen folgt für die gering mächtigen Profile (Lt3 und Ls3) eine Überschätzung der Wasserflüsse, da sich für diese das Bodenvolumen vergrößert. Die Wasserflüsse für das sehr mächtige vierte Profil werden hingegen unterschätzt. Wünschenswert ist, dass sich diese unterschiedlichen Abweichungen für die einzelnen Profile im Mittel kompensieren. Zu klären ist, ob die Methoden diese Kompensation bewirken. Hier soll zunächst noch keine Vereinheitlichung auf ein einziges Bodenprofil vorgenommen werden sondern, alle vier Profile einzeln simuliert werden. Zu unterscheiden sind

dem nach drei Ergebnisse. Auf der einen Seite steht die „Wahrheit“. Sie ergibt sich als Mittel aus den Simulationsergebnissen der vier unveränderten Profile. Dem gegenüber steht auf der anderen Seite für jede Aggregierungsmethode ein Mittel aus den Simulationsergebnissen der vier aggregierten Profile.

Für alle fünf verwendeten Landnutzungen zeigt sich, dass beide Methoden die einzelnen jährlichen Flüsse unterschiedlich gut beschreiben. Am geringsten werden Oberflächenabfluss und Infiltration beeinflusst. Diese Flüsse sind für beide Methoden sehr ähnlich zu den Vergleichswerten. Da die  $k_s$ -Werte der obersten Bodenschicht durch die Aggregation nicht verändert werden, folgt daraus, dass im Mittel das Matrixpotential nahe der Erdoberfläche gut simuliert wird. Je nach Landnutzungstyp sind die Unsicherheiten bezüglich der anderen Flüsse größer. Ebenso hängt es vom Landnutzungstyp ab, welche Methode am besten mit den Vergleichswerten übereinstimmt. Für die Landnutzung Gras stimmen beide Methoden in allen Fällen gut mit den Vergleichswerten überein. Die größte relative Abweichung tritt mit 3,1% bei Methode „S&S“ für die aktuelle Transpiration auf. Tendenziell ergibt „EFF“ niedrigere Abweichungen sowie bessere Werte für das Gütemaß  $c\hat{m}e$ . Nur für die Grundwasserneubildung ist „EFF“ ungenauer als „S&S“. Mit  $c\hat{m}e=0,34$  stellt sich bei diesem Fluss auch der maximale Wert des Gütemaßes ein. Bei den anderen Landnutzungen unterscheiden sich die beiden Methoden stärker voneinander. Wird keine Vegetation berücksichtigt (Schwarzbrache), erzielt „EFF“ wesentlich bessere Übereinstimmungen als „S&S“. Für die Landnutzung Laubwald ist das Umgekehrte der Fall.

In Abbildung 4.32 sind für beide Methoden die relativen Abweichungen der Jahresflüsse von aktueller Evapotranspiration und Gesamtabfluss von den Vergleichswerten dargestellt. Während der Gesamtabfluss zum Teil deutlich unterschätzt wird, ergeben sich bei der Evapotranspiration geringere relative Abweichungen von den Vergleichswerten. Beide Methoden zeigen, abgesehen von der Evapotranspiration auf Schwarzbrache, sich ähnelnde Werte.

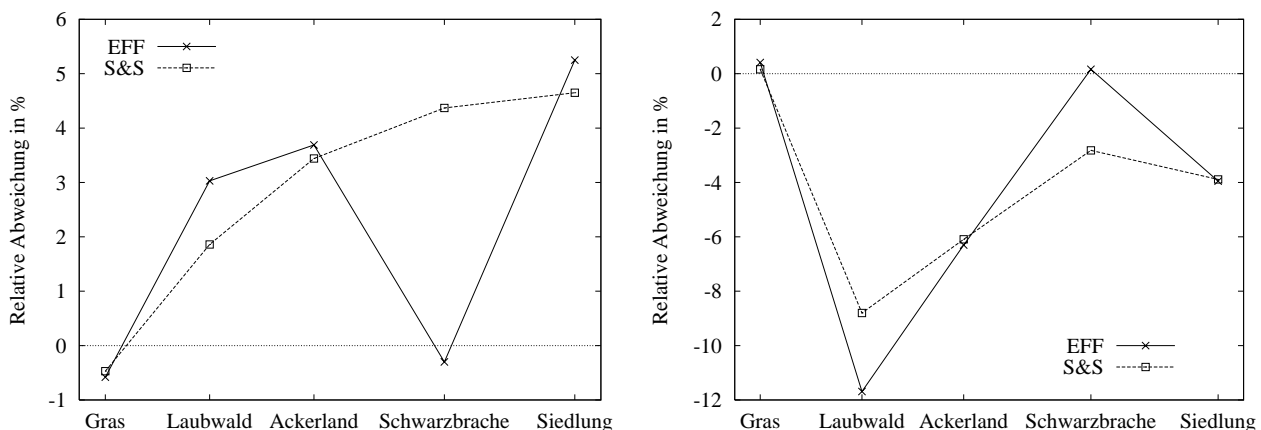


Abbildung 4.32: Relative Abweichungen der Aggregierungsmethoden „EFF“ und „S&S“ für verschiedene Landnutzungen; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss

Auch für das Gütemaß  $c\hat{m}e$  (Abbildung 4.33) ergeben sich nur geringe Unterschiede zwischen den beiden Methoden, wobei die Differenzen beim Gesamtabfluss etwas deutlicher ausfallen. Insgesamt kann auch hier festgestellt werden, dass die Unsicherheiten beim Gesamtabfluss höher sind, als bei

der aktuellen Evapotranspiration. Es zeigen sich aber keine eindeutigen Defizite einer Methode. Daher kann noch nicht entschieden werden, ob sich eine der beiden Methoden besser zur Aggregation der vertikalen Profilstruktur eignet.

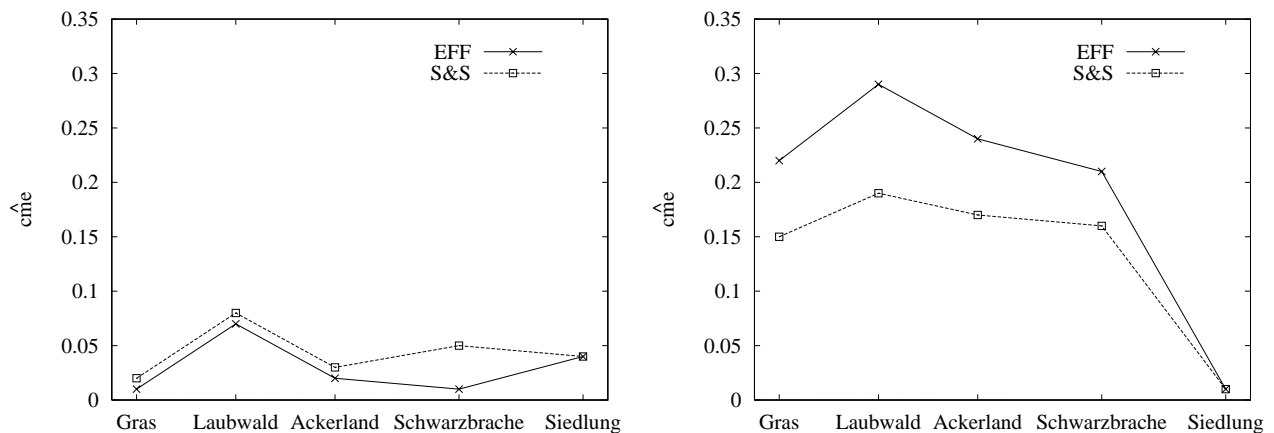


Abbildung 4.33: Gütemaß  $\hat{c}_{me}$  der Aggregierungsmethoden „EFF“ und „S&S“ für verschiedene Landnutzungen; Links: Akt. Evapotranspiration, Rechts: Gesamtabfluss

Ziel der Aggregation unterschiedlicher Bodeneinheiten innerhalb einer Simulationseinheit ist aber die Erzeugung eines einheitlichen Bodenprofils. Dies kann nur durch Koppelung der Parameteraggregation mit der Profilaggregation erreicht werden. Unter Verwendung der Methoden „EFF“ und „S&S“ zur Profilaggregation und der Methode „GEO“ zur Parameteraggregation ergeben sich die in Abbildung 4.34 beispielhaft für den Parameter  $k_s$  gezeigten Bodenprofile.

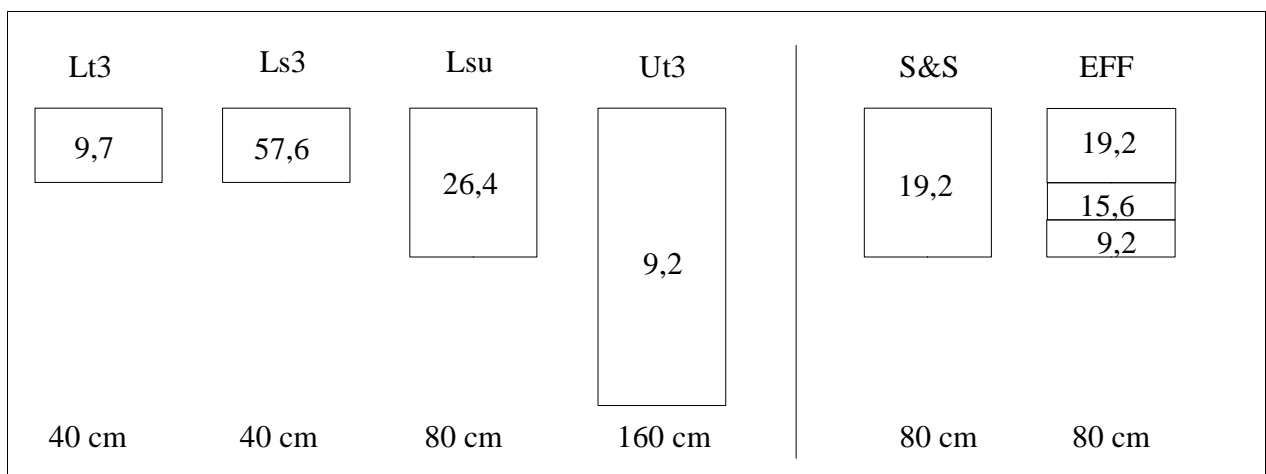


Abbildung 4.34: Vollständig aggregierte Bodenprofile beispielhaft für den Parameter  $k_s$  (nach Methode GEO). Lt3, Ls3, Lsu, Ut3 bezeichnen die vier Hauptbodenarten im Einzugsgebiet, S&S und EFF zwei Methoden zur Profilaggregation. Effektive Mächtigkeit 80 cm.

Zur Abschätzung der Unsicherheiten werden jetzt die gemittelten Simulationsergebnisse aus den vier Einzelprofilen mit den Ergebnissen verglichen, die sich bei der Simulation einer der beiden aggregierten Bodenprofile ergeben. Tabelle 4.7 zeigt die mittleren Jahresflüsse für Simulationen mit den bereits erwähnten fünf Landnutzungen.

### 4.5.3 Aggregation der Profilmächtigkeiten

Tabelle 4.7: Jahresflüsse [mm/a] für verschiedene Aggregierungsmethoden („EFF“ bzw. „S&S“) der Bodenprofile für unterschiedliche Landnutzungen; (Mittel = Mittlere Flüsse aus den vier Einzelprofilen;  $M_{eff} = 80 \text{ cm}$ )

	Methode	N	INF	ABF	GW	GWAB	EA	TA	ETA
Gras	Mittel	744,2	719,8	24,4	325,5	349,8	234,2	155,8	392,0
	EFF	744,2	722,5	21,7	321,2	342,9	240,5	155,5	398,1
	S&S	744,2	722,0	22,2	314,2	336,4	245,1	156,8	404,1
Wald	Mittel	640,3	620,6	19,7	142,6	162,2	182,0	282,3	481,3
	EFF	640,3	622,4	17,9	122,6	140,5	189,2	288,9	498,4
	S&S	640,3	622,2	18,1	125,2	143,3	190,4	283,7	494,6
Acker	Mittel	733,2	710,7	22,5	276,6	299,1	212,9	210,7	433,9
	EFF	733,2	713,0	20,2	257,8	278,0	216,7	226,8	452,1
	S&S	733,2	712,6	20,6	257,4	277,9	218,6	224,8	451,5
Brach	Mittel	798,3	769,9	28,4	462,4	490,8	304,4	0,0	304,4
	EFF	798,3	773,3	25,0	462,8	487,8	307,2	0,0	307,2
	S&S	798,3	772,5	25,8	458,7	484,6	309,9	0,0	309,9
Stadt	Mittel	637,1	322,9	314,2	51,5	365,7	120,1	141,4	277,1
	EFF	637,1	323,6	313,5	36,0	349,5	125,2	148,0	293,3
	S&S	637,1	323,5	313,6	35,6	349,1	125,8	146,4	292,2

Abk.: N = Bestandsniederschlag, INF = Infiltration, ABF = Oberflächenabfluss, GW = Grundwasserneubildung, GWAB = Gesamtabfluss, EA = akt. Evaporation, TA = akt. Transpiration, ETA = akt. Evapotranspiration

Wie zuvor zeigen sich erneut unterschiedliche Auswirkungen der Aggregierungsmethoden bei verschiedenen Landnutzungstypen. In Abbildung 4.35 sind für die Landnutzungen Gras und Laubwald die sich aus den beiden Methoden ergebenden kumulierten Abweichungen zur Summe der aktuellen Verdunstungskomponenten (Transpiration und Evaporation) sowie des Gesamtabflusses dargestellt.

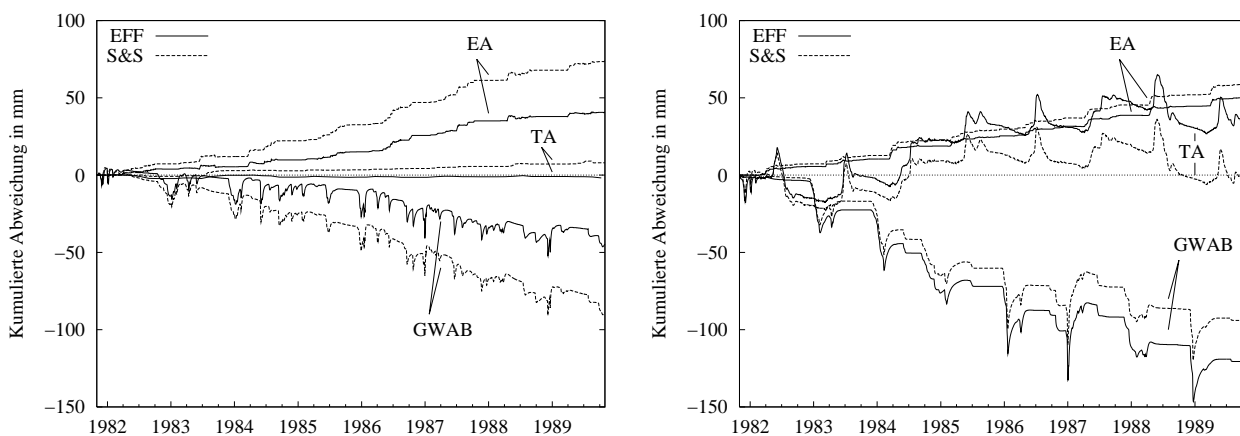


Abbildung 4.35: Kumulierte Abweichungen der Aggregierungsmethoden „EFF“ und „S&S“ für die akt. Evaporation (EA), die akt. Transpiration (TA) und den Gesamtabfluss (GWAB); Links: Landnutzung Gras, Rechts: Landnutzung Laubwald

Für die Landnutzung Gras liefert die Methode „EFF“ bei allen Flüssen die besseren Übereinstimmungen mit den Vergleichswerten. Anders ist dies für die Landnutzung Laubwald, wo „EEF“ nur für die aktuelle Evaporation geringere Abweichungen zeigt. Aktuelle Transpiration und der Gesamtabfluss werden hier durch die Methode „S&S“ besser wiedergegeben. Zu erkennen ist weiterhin, dass für beide Landnutzungen die Unsicherheiten in der Wiedergabe der aktuellen Evaporation größer sind als in der Wiedergabe der aktuellen Transpiration. Die Struktur der Abweichungen von der kumulierten Transpiration weicht für beide Landnutzungen stark ab. Bei den Landnutzungen mit geringer Durchwurzelungstiefe (Gras) ergibt sich ein nahezu stetiger, aber nicht monotoner Anstieg. Bei Landnutzungen mit größeren Wurzeltiefen, wo die Reduktion der potentiellen Transpiration über das gesamte Bodenprofil vorgenommen wird, ist ein ausgeprägtes Schwingungsmuster zu beobachten. Die Form der Schwingungsmuster ist für beide Methoden nahezu identisch.

Abschließend bleibt festzustellen, dass es mit Hilfe der Untersuchungsergebnisse nicht möglich ist, eine der beiden Methoden als „Beste“ auszuwählen. Beide liefern ähnliche Ergebnisse. Die Abweichungen liegen dabei in einer akzeptablen Größenordnung. Eine Anwendung auf mehrschichtige Bodenprofile wurde hier nicht vorgenommen. Es ist nicht auszuschließen, dass sich dabei Tendenzen ergeben können, die eine genauere Einschätzung der beiden Methoden erlauben. Für die weiteren Untersuchungen dieser Arbeit wird die Methode „EFF“ zur Aggregation der Profilmächtigkeiten gewählt. Sie erscheint realistischer, da sie im Besonderen keine Überhöhung des humosen Oberbodens vornimmt.

Bei der Aggregation der Bodeninformation können sehr komplexe vertikale Strukturen entstehen. Dies ist vor allem dann der Fall, wenn die Bodenprofile und Eigenschaften der einzelnen Bodeneinheiten stark von einander abweichen. Es sollte aber versucht werden, auch im Rahmen einer notwendigen Automatisierung die vertikale Diskretisierung der Bodenprofile möglichst gleich zu wählen, um Fehler zu vermeiden. Denn eine Veränderung der Kompartimentsdicken und somit der vertikalen Auflösung des Modells führt zu veränderten Ergebnissen. Dies wurde für alle Bodenarten festgestellt und soll hier beispielhaft für einen 80 cm mächtigen tonigen Schluff (Ut3) dargestellt werden. Pro Simulation wird das Profile mit einer anderen Kompartimentsdicke (1 cm, 2 cm, 4 cm, 8 cm oder 16 cm) diskretisiert und die Wasserflüsse über einen Zeitraum von acht Jahren berechnet. In Abbildung 4.36 sind die relativen Änderungen bzgl. der 4 cm-Diskretisierung für die Summe verschiedener Wasserflüsse. Als Landnutzung ging im linken Bild Gras und im rechten Bild Laubwald in die Berechnungen ein.

Für beide Landnutzungen zeigt sich eine ähnliche Tendenz, wie des Modells gegenüber einer Änderung der Kompartimentsdicke reagiert. Während die Abflusskomponenten mit steigender Dicke abnehmen, erhöhen sich die Verdunstungskomponenten. Für Gras ergeben sich dabei moderate Änderungen. Sie liegen bei etwa 3%. Dies trifft mit einer Ausnahme auch auf die Landnutzung Laubwald. Die Berechnung der aktuellen Transpiration hängt bei Laubwald stärker von der gewählten Diskretisierung ab. Der Unterschied zwischen den Ergebnissen bei 1 cm und 16 cm erreicht 7%.

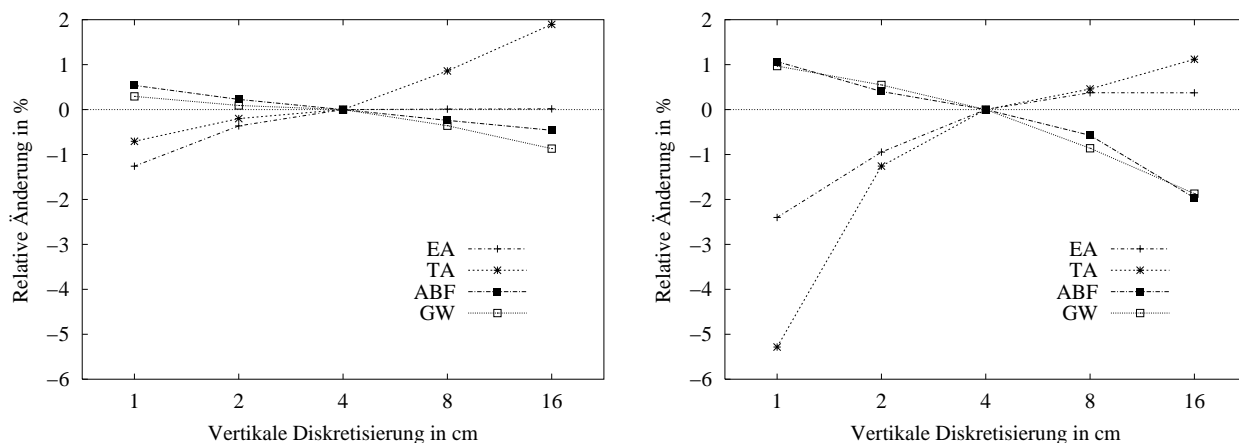


Abbildung 4.36: Sensitivität des Modells bzgl. der vertikalen Auflösung dargestellt für verschiedene Wasserflüsse (EA: Akt. Evaporation, TA Akt. Transpiration, ABF: Oberflächenabfluss, GW: Grundwasserneubildung). Die Abweichungen beziehen sich auf die Ergebnisse der 4 cm-Diskretisierung. Links: Landnutzung Gras, Rechts: Landnutzung Laubwald.

Die Erhöhung der Kompartimentsdicke von 1 cm auf 16 cm geht außerdem mit einer deutlichen Abnahme der Rechenzeit einher. Sie beträgt maximal etwa 1000 Sekunden (1 cm) und sinkt bei einer Dicke von 16 cm auf etwa 3 Sekunden.

#### 4.5.4 Abhängigkeit der Ergebnisse von der Heterogenität der Bodeneigenschaften

Ähnlich wie für die Aggregation der Landnutzungsinformation erscheint es sinnvoll, die Methoden „EFF“ und „GEO“ der Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation in der Simulation gegenüberzustellen. Dafür wird eine Analyse bezüglich der Heterogenität der Bodeninformation vorgenommen, die sich auf den Rasterzellen (1 km<sup>2</sup>) ergeben. Zur Quantifizierung der Heterogenität wird erneut das Maß der Entropie (Gleichung [30]) verwendet, nun allerdings bezogen auf die Bodeninformation. Verglichen werden die Ergebnisse der 1091 Rasterzellen des 1-km<sup>2</sup>-Rasters, die zum einen mit der aggregierten Bodeninformation und zum anderen mit der wahrscheinlichsten Bodeninformation berechnet sind. Alle anderen notwendigen Informationen für die Rasterzelle entsprechen den Daten, wie sie im Einzugsgebiet vorliegen. Sie unterscheiden sich somit für den Vergleich der aggregierungsbedingten Unterschiede auf einer Rasterzelle nicht, variieren aber von Zelle zu Zelle. Die Flüsse aktuelle Evapotranspiration (Abbildung 4.37) und Gesamtabfluss (Abbildung 4.38) werden auf ihre mittleren quadratischen Fehler (rmse Gleichung [33]) und auf die relativen Abweichungen nach achtjähriger Simulationszeit untersucht.



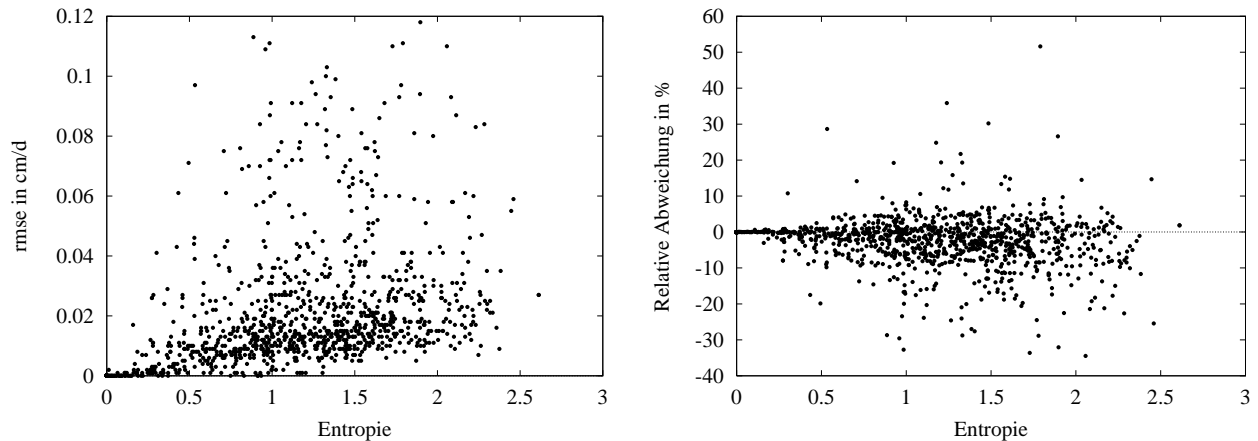


Abbildung 4.37: Unterschiede in der simulierten akt. Evapotranspiration zweier Aggregierungsmethoden in Abhängigkeit von der Entropie der Bodeneinheiten; Links: Root Mean Square Error, Rechts: relative Abweichungen

Für beide Flüsse zeigt sich wie schon zuvor für die Landnutzungseinheiten eine Zunahme der Abweichungen mit erhöhter Heterogenität. Allerdings streuen sowohl die mittleren quadratischen Abweichungen als auch die relativen Abweichungen bei den Untersuchungen für die Bodeninformation stärker als bei den Untersuchungen für die Landnutzungsinformation. Bereits bei kleineren Entropien treten für beide Maße hohe Werte auf. Sowohl der mittlere quadratische Fehler als auch die relativen Abweichungen beider Flüsse erreichen doppelt so hohe Werte wie im Fall der Landnutzungsinformation. Die Simulation des Gesamtabflusses weist höhere Unsicherheiten auf als die der aktuellen Evapotranspiration. Die maximale Abweichung beträgt hier bis zu 55%, für den Gesamtabfluss bis zu 150%. Der Vergleich der beiden Aggregierungsstufen zeigt auch für die Bodeninformation keine einheitliche Tendenz zu Über- oder Unterschätzung der beiden Flüsse. Der Vergleich mit der Entropieabhängigkeit der Landnutzungsaggregation (Abschnitt 4.4) zeigt, dass die Unterschiede zwischen einer aggregierten Information und der flächengrößten Information im Fall der Bodeneinheiten wesentlich höher sind als bei den Landnutzungseinheiten. In beiden Fällen sind die Differenzen über das Gesamteinzugsgebiet aber normalverteilt verteilt und kompensieren sich nahezu.

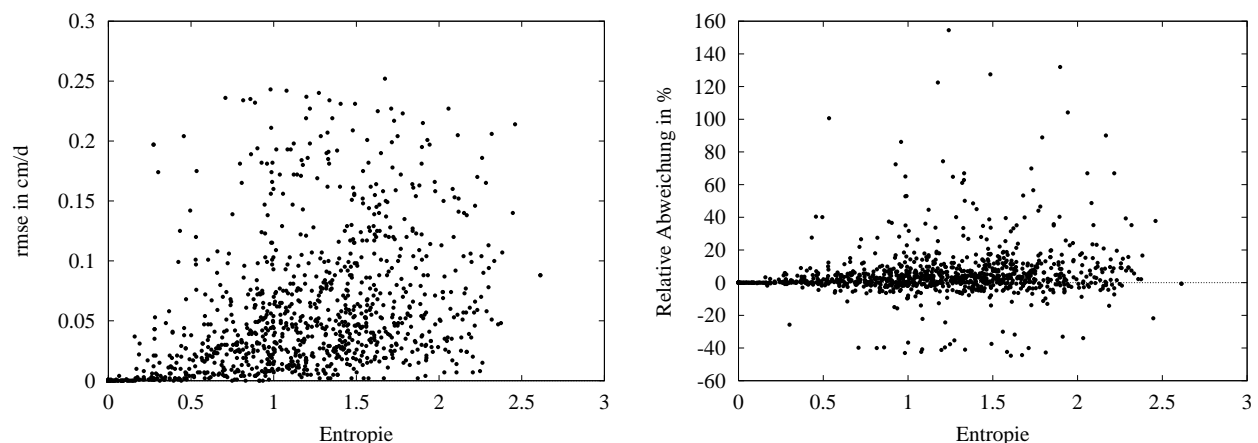


Abbildung 4.38: Unterschiede im simulierten Gesamtabfluss zweier Aggregierungsmethoden in Abhängigkeit von der Entropie der Bodeneinheiten; Links: Root Mean Square Error, Rechts: relative Abweichungen

## 5 Simulation der Wasserflüsse im Untersuchungsgebiet

### 5.1 Ablauf der Simulationen

Die Berechnungen der Wasserhaushaltsbilanz im Einzugsgebiet der oberen Leine werden auf verschiedenen Simulationseinheiten vorgenommen. Diese Einheiten variieren sowohl in ihrer Form (gleichförmige Rasterzellen oder unregelmäßig geformte Polygone) und Größe als auch bezüglich der subskaligen Variabilität der ihnen zu Grunde liegenden Eingangsdaten. Durch die verschiedenen Untersuchungen sollen unter Anderen die Fragen geklärt werden, wie sich die Simulationsergebnisse mit der Form und Skala der Einheiten ändern und wie sie sich auf Grund subskaliger Variabilität unterscheiden. Unabhängig von der Wahl der Simulationseinheiten und der Berücksichtigung der subskaligen Variabilität der Eingangsdaten laufen alle Simulationen nach einem gleichen Algorithmus ab.

Jeder Simulationseinheit werden die notwendigen Informationen zu Klima, Boden, Landnutzung und Relief zugewiesen. Die Art der Zuweisung richtet sich nach der gewünschten Berücksichtigung der subskaligen Variabilität der Boden- bzw. Landnutzungsinformation. Vier Szenarien werden unterschieden

- a) wahrscheinlichste Landnutzung mit wahrscheinlichster Bodeninformation
- b) wahrscheinlichste Landnutzung mit aggregierter Bodeninformation
- c) heterogene Landnutzung mit wahrscheinlichster Bodeninformation
- d) heterogene Landnutzung mit aggregierter Bodeninformation

Während die ersten beiden Untersuchungen mit einer klassischen Simulation auf homogenen Landschaftseinheiten gleichzusetzen sind, wird in den beiden letzteren die heterogene Landnutzungsverteilung beibehalten. Ein Vergleich der Szenarien a) und c) bzw. b) und d) stellt die Bedeutung der subskaligen Variabilität der Landnutzungsdaten heraus, wobei letztere einen Vergleich bei einer geänderten, der subskaligen Variabilität der Bodenparameter Rechnung tragenden, aggregierten Bodeninformation erlauben. Schlussfolgerungen zur Interaktion der beiden Parametersätze sind so möglich. Zur Abschätzung der Bedeutung der subskaligen Bodenvariabilität erfolgt des Weiteren ein Vergleich zwischen a) und b) bzw. c) und d). Die bodenphysikalischen Parameter werden dabei mit der in Kapitel 4 ausgewählten Methode „GEO“ (flächengewichtete Mittelung der bodenphysikalischen Parameter unter Berücksichtigung von deren Häufigkeitsverteilung) aggregiert, während die Bodenprofile auf deren effektive Mächtigkeit vereinheitlicht werden. Für die Simulationen auf Boden- bzw. Landnutzungseinheiten entfallen die Untersuchungen mit der aggregierten Information bzgl. dieser Einheit, da hier die entsprechenden Parameter homogen vorliegen und somit eine Aggregation entfällt.

In allen Fällen wird die Klimainformation der betreffenden Simulationseinheit als flächengrößte Klimaregion bestimmt. Jeder Region sind stündliche Messwerte der meteorologischen Daten für die Jahre 1981 bis 1989 zugeordnet. Die flächengrößte Information des entsprechenden Datensatzes stellt in den Szenarien a) und c) die wahrscheinlichste Bodeneinheit bzw. in den Szenarien a) und b)

den wahrscheinlichsten Landnutzungstyp pro Simulationseinheit dar. Für die Szenarien mit heterogener Landnutzung (c und d) bzw. für die Durchführung einer Aggregation der Bodeninformation (b und d) ist eine Verschneidung der betreffenden Information mit den jeweiligen Simulationseinheiten erforderlich. Die erhaltene Verteilung bildet dann die Grundlage der gewählten Aggregationen (siehe Kapitel 4). Die topographischen Parameter werden für alle Simulationen auf den Teilflächen der Landnutzung gemittelt. Bei der Mittelung der Exposition sind die Anmerkungen in Kapitel 4.4 und die dazugehörige Gleichung [32] zu beachten.

Nach der Zuordnung der notwendigen Eingangsdaten zu den jeweils verwendeten Simulationseinheiten berechnet SIMULAT die Wasserflüsse über den gesamten Simulationszeitraum für jede Einheit einzeln. Es bestehen somit keine räumlichen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Simulationseinheiten. Die Ergebnisse müssen im Nachhinein zu zeitlichen bzw. räumlichen Aussagen zusammengefasst werden.

## 5.2 Überblick über die unterschiedlichen Simulationsszenarien

Die zuvor genannten Szenarien zur Berücksichtigung der subskaligen Variabilität der Landnutzungsinformation zum einen und der Bodeninformation zum anderen werden auf verschiedenen Simulationseinheiten durchgeführt. Tabelle 5.1 gibt einen Überblick über alle Szenarien, die für das gesamte Einzugsgebiet gerechnet wurden (Gesamtzahl 20). Darin aufgeführt sind die Rechenzeiten in Stunden, die Zahl der Simulationseinheiten sowie die in der Simulation berücksichtigte Fläche der Einzugsgebietes. Durch die Verschneidung der Simulationseinheiten mit dem Untersuchungsgebiet werden in allen Simulationen ähnliche Gebietsflächen berücksichtigt.

Sowohl die Verwendung gleichförmiger Rasterzellen als auch unregelmäßig geformter Polygone als Berechnungseinheiten mit unterschiedlichen räumlichen Skalen wird in den Untersuchungen berücksichtigt. Auf Grund der unterschiedlichen Berechnungseinheiten variiert die in der Berechnung der Wasserflüsse berücksichtigte Gebietsfläche des Gesamteinzugsgebietes und der Teilein-

*Tabelle 5.1: Rechenzeit [h], Anzahl der Simulationseinheiten und berücksichtigte Simulationsfläche [km<sup>2</sup>] der durchgeführten Szenarien*

	Raster			Polygon			
	500 m	1000 m	2000 m	Nutzung	Boden	Niederschlag	Klima
a)	-	22.5	-	107.5	17	0.2	0.05
b)	-	34	-	162.4	-	0.1	0.05
c)	159	73	13.5	-	29	3	2.5
d)	175.2	79.2	18.5	-	-	3.2	2.5
Szenarien (20)	2	4	2	2	2	4	4
Simulationseinheiten	4154	1091	298	5211	925	13	2
Simulationsfläche in km <sup>2</sup>	986	988	988	983	985	983	983

*a) wahrsch. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, b) wahrsch. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation, c) het. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, d) het. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation*

## 5.2 Überblick über die unterschiedlichen Simulationsszenarien

zugsgebiete leicht (siehe auch Tabelle 5.1). Durch die verwendeten Szenarien ergeben sich weiterhin unterschiedliche Eingangsdaten für die Anwendung im Modell. Sie sind in Tabelle 5.2 zusammengefasst.

Tabelle 5.2: Landnutzungsverteilung und mittlere Bodeneigenschaften für die verschiedenen Szenarios

Einheit	Szenario	G	LW	A	S	BH	BM [cm]	$k_s$ [cm/d]
Landnutzung	a)	35,8	25,6	27,6	8,3	2,8	89,9	49,1
	b)					3,0	94,4	33,8
Boden	a)	41,2	28,8	26,8	3,0	3,0	105,6	38,9
	c)	35,8	25,6	27,6	8,3			
Niederschlag	a)	56,4	9,8	35,7	0,0	3,2	111,5	52,3
	b)					2,8	95,2	29,6
	c)	35,8	25,6	27,6	8,3	3,2	111,5	52,3
	d)					2,8	95,2	29,6
Klima	a)	100,0	0,0	0,0	0,0	4,2	155,0	50,7
	b)					2,7	95,2	26,1
	c)	35,8	25,6	27,6	8,3	4,2	155,0	50,7
	d)					2,7	95,2	26,1
500 m-Raster	c)	35,9	25,6	27,5	8,2	2,8	92,2	38,8
	d)					2,9	94,8	36,0
1000 m-Raster	a)	39,8	26,7	28,3	4,3	3,0	103,5	39,2
	b)					2,9	94,3	34,8
	c)	35,9	25,6	27,5	8,2	3,0	103,5	39,2
	d)					2,8	92,0	35,3
2000 m-Raster	c)	36,0	26,5	27,5	8,2	2,8	88,9	39,2
	d)					3,3	118,3	32,0

Abk.: G = Gras, LW = Laubwald, A = Ackerland, S = Siedlung, BH = Mittl. Anzahl der Bodenhorizonte, BM = Mittl. Bodenmächtigkeit [cm],  $k_s$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des obersten Horizontes [cm/d];  
a) wahrsch. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, b) wahrsch. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation, c) het. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, d) het. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation

Bevor im Weiteren die Ergebnisse der einzelnen Simulationen verglichen werden, soll zunächst ein Überblick aller Ergebnisse gegeben werden. Tabelle 5.3 fasst alle berechneten Wasserflüsse zusammen, die sich aus den verschiedenen Simulationen des Gebietswasserhaushaltes ergeben. Ebenfalls aufgeführt sind die über die 20 Simulationen gemittelten Flüsse und deren Standardabweichung.

Tabelle 5.3: Mittlere (acht Jahre) simulierte Gebietswasserflüsse in mm/a aller durchgeführten Simulationen

Einheit	Szenario	N	INF	ABF	GW	GWAB	EA	TA	ETA
Landnutzung	a)	621,8	586,8	35,0	252,7	287,7	171,2	174,6	345,8
	b)	621,8	590,8	30,9	241,4	272,3	182,5	176,8	359,2
Boden	a)	638,0	619,8	18,2	267,5	285,7	185,5	178,8	364,4
	c)	646,9	609,9	37,0	252,3	289,3	177,9	189,1	367,0
Niederschlag	a)	657,5	645,6	11,9	295,2	307,2	192,8	163,6	356,3
	b)	657,4	632,6	24,9	245,6	270,5	222,2	177,4	399,6
	c)	630,9	599,7	31,2	242,0	273,2	170,4	191,8	362,2
	d)	630,9	602,8	28,0	224,2	252,2	190,6	193,7	384,3
Klima	a)	628,7	618,4	10,3	263,7	274,0	228,9	134,1	363,0
	b)	628,7	620,8	7,8	268,2	276,1	232,1	125,1	357,3
	c)	592,6	562,9	29,7	177,0	206,7	187,4	208,0	395,3
	d)	592,6	564,9	27,8	185,6	213,4	191,4	194,2	385,7
500 m-Raster	c)	627,5	589,2	38,3	243,3	281,6	174,3	181,1	355,4
	d)	627,5	594,5	33,0	241,6	274,6	178,4	183,4	361,8
1000 m-Raster	a)	640,2	618,3	21,9	268,4	290,4	184,5	175,9	360,4
	b)	640,2	624,6	15,6	264,0	279,6	191,5	178,8	370,3
	c)	628,0	590,0	38,1	243,6	281,6	174,3	183,1	356,0
	d)	628,0	596,1	31,9	237,6	269,5	181,1	186,1	367,2
2000 m-Raster	c)	628,4	591,7	36,6	244,2	280,8	173,7	183,1	356,8
	d)	628,3	597,6	30,8	234,0	264,8	183,7	188,5	372,2
Mittelwert		629,8	602,8	26,9	244,6	271,6	188,7	178,4	367,0
Standardab.		15,9	20,5	9,3	26,2	23,2	17,8	18,6	13,7

Abk.: N = Bestandsniederschlag, INF = Infiltration, ABF = Oberflächenabfluss, GW = Grundwasserneubildung, GWAB = Gesamtabfluss, EA = akt. Evaporation, TA = akt. Transpiration, ETA = akt. Evapotranspiration

a) wahrsch. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, b) wahrsch. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation, c) het. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, d) het. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation

Alle Flüsse weisen eine Schwankungsbreite zwischen den einzelnen Szenarien auf. Besonders deutlich schwanken die Werte der Grundwasserneubildung, was sowohl auf die Art der Aggregation der Bodeninformation als auch auf die der Landnutzungsinformation zurückzuführen ist. Während ein Wechsel der Bodeninformation deutliche Änderungen in der Evapotranspiration hervorruft und sich damit auch auf die Grundwasserneubildung auswirkt, ist mit dem Wechsel der Landnutzungsinformation eine sehr starke Veränderung des Oberflächenabflusses verbunden. Dies ist vor allem mit dem unterschiedlichen Anteil der versiegelten Flächen an der Gesamtfläche in diesen beiden Szenarien zu erklären. Im Folgenden werden die Ergebnisse der Szenarien beschrieben, die auf den verschiedenen Simulationseinheiten durchgeführt wurden.

### ***Rasterbasierte Simulationen mit einer Rasterweite von 1000 m:***

#### **a) wahrscheinlichste Landnutzung mit wahrscheinlichster Bodeninformation:**

Gehen die wahrscheinlichsten Informationen von Landnutzung und Boden als Grundlage in die Simulation der Wasserflüsse ein, ergibt sich eine jährliche Summe des Bestandsniederschlags von 640,2 mm/a. Von diesem Niederschlag fließen an der Oberfläche 21,9 mm/a direkt ab, und 618,3 mm/a werden in den Boden infiltriert. Dies entspricht einem Verhältnis von 1 : 28. Das infiltrierte Wasser wird durch das Modellgefüge in 360,4 mm/a Verdunstungswasser und 268,4 mm/a Grundwasser transformiert. Das Modell berechnet demnach einen Gesamtabfluss von 290,3 mm/a Wasser. Dies sind 45,3% des Bestandsniederschlags. Dem Modell zu Folge ergibt sich die Verdunstungssumme aus 175,9 mm/a pflanzenaktiver Transpiration und 184,5/a mm Evaporation des Bodens. Das Verhältnis aus beiden Verdunstungsflüssen beträgt somit  $\eta = T / E = 0,95$ . Das Verhältnis aus schnellen und langsamen Abflusskomponenten in dieser Simulation erreicht einen Werte von  $\alpha = ABF / GW = 0,08$ .

Für das Gebiet ergibt sich eine Differenz zwischen Anfangs- und Endzustand des Bodenspeichers von -83,9 mm über den Gesamtzeitraum von acht Jahren.

#### **b) wahrscheinlichste Landnutzung und aggregierte Bodeninformation:**

Gegenüber Szenario a) erfolgt jetzt eine Simulation mit den auf jeder Rasterzelle mit der Methode „GEO“ aggregierten bodenphysikalischen Parametern. Hiermit wird der Versuch unternommen, einen größeren Anteil der subskaligen Variabilität der Bodenparameter zu berücksichtigen. Die Landnutzungsparameter bleiben unverändert. Demzufolge ergeben sich nur geringe Änderungen für den Bestandsniederschlag. Diese Änderungen lassen sich auf eine leicht veränderte Albedo durch die aggregierte Bodenstruktur zurückführen. Auf der Skala des Gesamteinzugsgebietes führt die Aggregation der bodenphysikalischen Parameter zu einer Erhöhung der jährlichen Infiltration um 6,6 mm/a auf 624,6 mm/a. Damit verbunden ist ein Rückgang des oberflächennahen Direktabflusses auf 15,6 mm/a, was einer Aufteilung des Niederschlags von 1 : 40 entspricht. Somit steht dem Boden mehr Wasser zur Verfügung als im Szenario a), welches im erhöhten Maße für Evapotranspiration verwendet wird. Gegenüber dem vorherigen Szenario steigt sie auf 370,3 mm/a, während die Grundwasserneubildungsrate auf 264 mm/a sinkt. Der aggregierte Boden begünstigt demnach neben den Infiltrationsprozessen auch die Verdunstungsprozesse. Im Einzelnen ist zu sehen, dass 178,8 mm/a Wasser über die Pflanzen transpirieren und 191,5 mm/a Wasser über den Boden evaporiert. Es kommt also zu einer vermehrten Evaporation. Das Verhältnis der beiden Komponenten sinkt auf  $\eta = 0,93$ . Durch die nicht geänderten Pflanzenparameter bleibt die potentielle Evapotranspiration nahezu unverändert. Auch die Aufteilung in die potentiellen Komponenten nach Ritchie (1972) ändert sich nicht. Daraus folgt, dass sich die Reduktion der Verdunstungskomponenten verringert. Dies geht zum einen auf die erhöhte Infiltration zurück, bedeutet aber auch, dass sich die Retentionseigenschaften der Böden verändern. Während nahe der Oberfläche der vertikale Fluss beschleunigt wird, verringert er sich im Bodenprofil. Dies bewirkt im Weiteren eine deutliche Verringerung des abfließenden Wassers. Der Gesamtabfluss beträgt nur noch 279,6 mm/a. Von der Abnahme ist der schnelle Abfluss stärker betroffen. Dies kommt auch im geringeren Verhältnis ( $\alpha = 0,06$ ) der beiden Abflusskomponenten zueinander zum Ausdruck.

Die Gebietswasserbilanz ist auch hier negativ. Nach acht Jahren wird eine Differenz von -77 mm berechnet.

**c) heterogene Landnutzungsverteilung und wahrscheinlichste Bodeninformation:**

In dieser Simulation wird wie im Szenario a) auf die Parameter der flächengrößten BÜK50 Einheit als Bodeninformation zurückgegriffen. Allerdings erfolgt nun die Berücksichtigung der subskaligen Variabilität der Landnutzung auf jeder Rasterzelle. Diese Änderung sorgt dafür, dass auch kleine Landnutzungseinheiten mit in die Berechnung des Gebietswasserhaushaltes einfließen. Dies zeigt sich bereits im berechneten Bestandsniederschlag. Er beträgt nun im Jahresmittel 628 mm. Der Rückgang um 12,2 mm/a gegenüber a) und b) ist gleichzusetzen mit einer Erhöhung der Interzeption. Dies bedeutet, dass durch die Berücksichtigung der subskaligen Landnutzungsverteilung im Durchschnitt ein erhöhter Blattflächenindex (LAI) in die Berechnungen eingeht. Im verwendeten Modell ergibt sich der Interzeptionsspeicher als lineare Funktion des LAI. Obwohl durch die vermehrte Interzeption weniger Wasser auf die Bodenoberfläche gelangt, wird durch die Simulation, bei gleichen Bodenparametern wie in a), eine Erhöhung des Oberflächenabflusses um etwa 100% prognostiziert. Hierfür liegt die Erklärung nicht mehr beim Parameter LAI, sondern vielmehr bei der Einbeziehung aller versiegelten Flächen in das Abflussgeschehen. Durch die Berücksichtigung der „realen“ Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet erhöht sich der Anteil der versiegelten Fläche an der Abflussbildung von 4,3% auf 8,2%. Als Folge des gestiegenen Oberflächenabflusses verringert sich die Infiltration. Den bodengebundenen Wasserflüssen stehen 590 mm Wasser pro Jahr zur Verfügung. Davon verdunsten 356 mm/a Wasser. Diese Menge ist mit 4,4 mm/a nur wenig geringer als im Szenario a) aber um 14,3 mm/a geringer als im Szenario b). Die Berücksichtigung der Landnutzung hat somit auf die aktuelle Evapotranspiration weniger Einfluss als die vorgenommene Aggregation der bodenphysikalischen Parameter. Gleichzeitig verringert sich auch die Grundwasserneubildung um 24,8 mm/a auf 243,3 mm/a. Damit ergibt sich ein Gesamtabfluss von 281,6 mm. Das Verhältnis der Abflusskomponenten verschiebt sich leicht zu Gunsten der schnelleren Abflüsse ( $\alpha = 0,16$ ).

Gemessen an der Infiltration erhöht sich die aktuelle Evapotranspiration anteilmäßig. Dabei begünstigen die geänderten Landnutzungsparameter die aktuelle Transpiration. Sie steigt 7,2 mm/a (4,1%). Dagegen verringert sich die aktuelle Evaporation um 10,2 mm bzw. 5,5%. Dies kann ebenfalls auf den gestiegenen LAI zurückgeführt werden, da damit nach dem Ansatz von Ritchie (1972) ein größerer Anteil der potentiellen Evapotranspiration in potentielle Transpiration aufgeteilt wird. Das Verhältnis der beiden Verdunstungsflüsse  $\eta$  beträgt in diesem Szenario 1,04.

Auch hier ist die Summe von ein- und ausgehenden Wasserflüssen über acht Jahre gesehen negativ. Sie beträgt -76,9 mm.

**d) heterogene Landnutzung mit aggregierter Bodeninformation:**

Im abschließenden Szenario wird sowohl die aggregierte Bodeninformation als auch die „reale“ Landnutzungsverteilung in der Simulation berücksichtigt. Wie zuvor zwischen Szenario a) und b) kann auch zwischen c) und d) der Einfluss des Übergangs von flächengrößter zur aggregierten Bodeninformation studiert werden. Die Veränderungen, die durch den Methodenwechsel bezüglich

der Landnutzung (Szenario a) zu c)) eintreten, sollten sich durch diese Simulation ebenfalls bestätigen lassen.

Im Vergleich zu c) ändert sich die Menge an interzeptiertem Wasser marginal, während sich zu Szenario b) wieder eine Abnahme um 12,2 mm/a einstellt. Der Bestandsniederschlag wird in dieser Simulation zu 596,1 mm/a Infiltration und zu 31,9 mm/a Oberflächenabfluss umgesetzt. Die abflusserhöhende Wirkung der versiegelten Flächen wird durch die Erhöhung der Infiltrationskapazität der aggregierten Böden verringert. Dennoch fließt oberflächlich mehr Wasser ab als im Szenario b (homogene Landnutzungsverteilung). Dementsprechend verschiebt sich auch die Infiltrationsrate. Mit 367,2 mm/a erreicht die Evapotranspiration einen um 11,2 mm/a höheren Wert als im Szenario c). Wiederum erhöht die Bodenaggregation die Verdunstungsrate. Im Vergleich zum Szenario b) verringert sich allerdings die aktuelle Evapotranspiration um 3,1 mm/a, wie es sich auch beim Vergleich der Szenarien a) und c) zeigte. In beiden Vergleichen überwiegt die Verringerung der Evaporation gegenüber dem Anstieg der Transpiration. Sowohl die Grundwasserneubildung (237,6 mm/a) als auch der Gesamtabfluss (269,5 mm/a) erreichen beim Szenario d) ihre kleinsten Werte. Gegenüber dem ersten Szenario, bei dem keine subskaligen Strukturen in der Simulation berücksichtigt wurden, bedeutet dies einen Rückgang des Gesamtabflusses um 20,9 mm/a bzw. 7,2%. Für den Oberflächenabfluss gilt dies nicht. Er fällt erneut deutlich höher aus als bei den Simulationen mit dem wahrscheinlichsten Landnutzungstyp. Das Verhältnis aus schnellen und langsamen Abflüssen liegt bei 0,14 und folgt ebenfalls den Tendenzen der vorangegangenen Vergleiche.

Mit -69,4 mm über acht Jahre liegt auch die Differenz des Speicherinhalts im Rahmen der anderen Szenarien.

Die Berücksichtigung der subskaligen Landnutzungsverteilung im untersuchten Einzugsgebiet hat eine Erhöhung des Blattflächenindex und damit eine Erhöhung von Interzeption und Transpiration zur Folge. Ebenso eindeutig erhöht sich durch die Vergrößerung der versiegelten Oberfläche innerhalb der Simulation der berechnete direkte Abfluss. In der Addition beider Phänomene geht die Infiltration zurück. Dem entgegen steht eine abnehmende Evaporation, die stärker als die Erhöhung der Transpiration ausfällt. Somit sinkt in der Summe die aktuelle Evapotranspiration. Durch die verringerte Infiltration sinkt auch die Grundwasserneubildung. Dieser Rückgang ist dabei stärker als der Zugewinn an Oberflächenabfluss, was einen verringerten Gesamtabfluss zur Folge hat. Dabei vergrößert sich das Verhältnis der beiden betrachteten Abflusskomponenten zu Gunsten des schnellen Oberflächenabflusses.

Die Berücksichtigung der kleinskaligen Variabilität der Bodenparameter mit der hier vorgenommenen Aggregation der bodenphysikalischen Parameter vergrößert die Infiltrationskapazität der Böden, was mit einer erhöhten Infiltrationsrate und einem geringeren Oberflächenabfluss verknüpft ist. Ferner bewirkt die Aggregation eine Erhöhung der Evapotranspiration, die sich in erster Linie aus der Steigerung der Evaporation ergibt, aber auch bei der Transpiration deutlich wird. Die Erhöhung der aktuellen Evapotranspiration ist sogar größer als der Zugewinn an Infiltration. Dadurch sinkt sowohl die Grundwasserneubildungsrate als auch in Addition mit dem geringeren Oberflächenabfluss der Gesamtabfluss.



Alle Szenarien ergeben, dass im untersuchten Zeitraum ein Wasserdefizit im Untersuchungsgebiet entsteht, was aber in Hinblick auf das Auftreten von feuchten und trockenen Jahren verständlich ist. In den betrachteten acht Jahren treten trockene Jahre häufiger auf, als feuchte. Auch im letzten Jahr fällt weniger Niederschlag als im langjährigen Mittel.

Abbildung 5.1 stellt zusammenfassend die Veränderungen der aktuellen Evapotranspiration (ETA) und des Gesamtabflusses (GWAB) zwischen den vier Szenarien dar. Im linken Bild ist die Veränderung mit der Bodeninformation und im rechten Bild ist die Veränderung mit der Landnutzungsinformation zu sehen. Hierbei handelt es sich nicht um einen funktionellen Zusammenhang, wie es die Abbildung suggerieren. Die Abbildungen sollen verdeutlichen wie sich die beiden Flüsse durch die Berücksichtigung von subskaliger Information verändern.

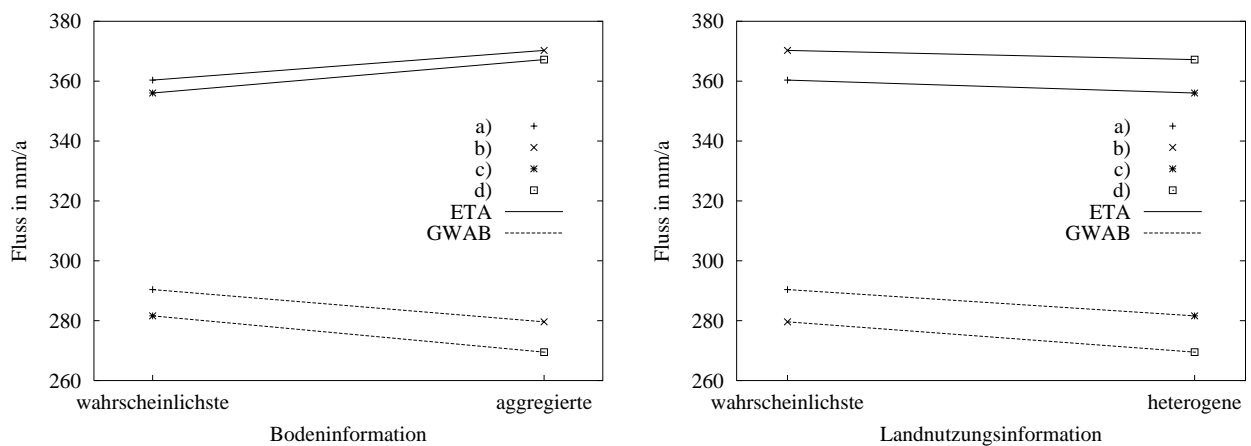


Abbildung 5.1: Veränderung der Jahressumme von aktueller Evapotranspiration (ETA) und Gesamtabfluss (GWAB) mit Variation der Informationsgrundlage bzgl. der Bodeninformation (links) und der Landnutzungsinformation (rechts)

### **Rasterbasierte Simulationen mit unterschiedlichen Modellskalen:**

Neben den Sensitivitäten der Modellergebnisse gegenüber den Eingangsdaten stellt sich die Frage, inwiefern sich eine unterschiedliche räumliche Auflösung der Simulationseinheiten (Modellskala) auf die Ergebnisse auswirkt. Den bisherigen Untersuchungen lagen Simulationen auf einer Gitterweite von 1000 m zu Grunde. Die Szenarien c) und d) werden auf der halben (500m) und der doppelten (2000m) Gitterweite wiederholt. Jeder Berechnung liegt die detaillierte Landnutzungsinformation zu Grunde, während für die Bereitstellung der Bodenparameter wie bisher zwischen einer flächengewichteten Aggregation und der Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation variiert wird. In den Vergleich gehen die bereits vollständig modifizierten Abflussdaten ein. Dies bedeutet, dass die Oberflächenabflüsse um die zeitliche Entfernung zum Auslass verschoben sind und die Basisabflüsse einen Linear-speicher durchlaufen haben. Alle berechneten Flüsse sind wiederum Tabelle 5.3 zu entnehmen.

Die Simulationen auf einer veränderten Modellskala weisen grundsätzlich dieselbe Systematik der Ergebnisse auf, die zuvor beschrieben wurde. Die beschriebenen Tendenzen beim Wechsel der

Bodeninformation (Infiltrationssteigerung, Verdunstungserhöhung, Abflussverringering) stellen sich erneut ein. Die Unterschiede der Flüsse zwischen den beiden Szenarien c) und d) variieren aber mit der Rasterweite. Abbildung 5.2 bestätigt diese Abhängigkeit für die Infiltration, die aktuelle Evapotranspiration und den Gesamtabfluss.

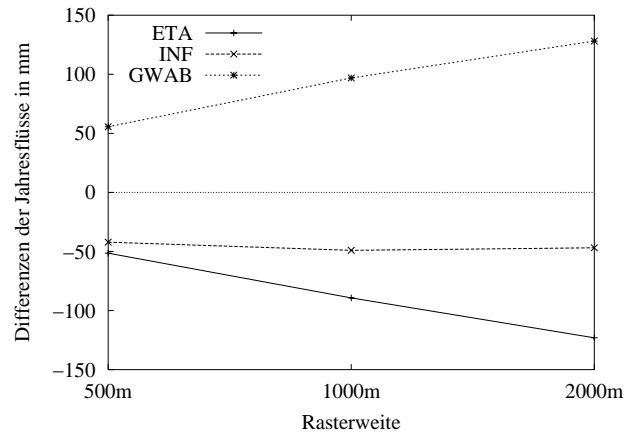


Abbildung 5.2: Differenzen der Jahresflüsse zwischen den beiden Szenarien c) und d) zur Bodeninformation in Abhängigkeit von der Rasterweite

Nur der Bestandsniederschlag bleibt von der Veränderung der Bodeninformation unbeeinflusst, da sich die Landnutzungsparameter nicht ändern. Die Flüsse Infiltration und Oberflächenabfluss zeigen bei den Simulationen auf dem 500 m Raster die geringsten Differenzen zwischen beiden Szenarien. Die Ergebnisse auf dem 1000 m Raster differieren dagegen geringfügig mehr als die Ergebnisse der Simulationen auf dem 2000 m Raster. Hier ist keine einheitliche Tendenz mit der Vergrößerung der Modellskala zu erkennen. Anders ist dies bei den übrigen Flüssen. Die Verdunstungsflüsse weisen dabei eine negative Korrelation mit der Vergrößerung der Rasterweite auf, während die Grundwasserneubildung und der Gesamtabflusses eine positive Abhängigkeit von der Rasterweite zeigen. Die beobachteten Differenzen sind Ausdruck der unterschiedlichen Skalenabhängigkeit der durchgeführten Szenarios zur Berücksichtigung der subskaligen Bodeninformation.

### c) heterogene Landnutzungsverteilung mit wahrscheinlichster Bodeninformation:

Bei diesem Szenario ergeben sich für alle Flüsse kaum Unterschiede zwischen den drei Rasterweiten. Relativ zum Fluss auf dem 500 m Raster gesehen, zeigt der Oberflächenabfluss mit 4,25% die größte Abweichung zwischen kleinster und größer Rasterweite. Dies entspricht einer absoluten Abweichung von 1,5 mm/a. Er nimmt mit der Vergrößerung der Rasterweite ab. Diese Abnahme lässt auf eine Erhöhung der Infiltrationskapazität durch die Vergrößerung der Simulationseinheiten schließen. Durch diese Abnahme und die relativ geringe Zunahme der Grundwasserneubildung (+0,34%) verringert sich auch der Gesamtabfluss mit der Skalengrößen, allerdings nur gering mit -0,28%. Ebenso verhält es sich mit der Evaporation, die beim 500 m Raster einen um 0,36% höheren Wert erreicht als bei 2000 m Raster. Alle anderen Flüsse nehmen mit Erhöhung der Größe der Simulationseinheit zu. Die relativen Zunahmen schwanken je nach Fluss um 0,14 bis 0,61%. Die größte absolute Differenz ergibt sich für die Transpiration mit 2 mm/a. Interessant erscheint die Tatsache, dass die ermittelten Niederschlagswerte und somit die Interzeptionsraten in beiden

Szenarien für jede Rastergröße unterschiedlich sind, obwohl in allen Szenarien die gleiche Verteilung der Landnutzungsparameter verwendet wird. Die Zunahme mit der Rastergröße beträgt im Jahresmittel 0,9 mm (0,14%). Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass durch die Vergrößerung der Rasterzellenfläche die Zuweisung des Niederschlagsgebietes zu einer Rasterzelle unschärfer wird. Bei größeren Rasterzellen können mehrere Niederschlagsinformationen innerhalb einer Zelle auftreten. Durch die Zuweisung der flächengrößten Information geht dabei ein Teil der subskaligen Informationen verloren, der bei einer kleineren Rastergröße noch berücksichtigt wird. Beim vorliegenden Datensatz vergrößert sich durch die Skalenvergrößerung die Fläche einer Niederschlagsregion mit hohen Niederschlagswerten, woraus bei gleichbleibendem Interzeptionsverlust die höheren Bestandsniederschläge resultieren. Die Zunahme der Infiltration geht hauptsächlich zu Gunsten der Evapotranspiration. Ein Teil der Infiltrationssteigerung ist mit der Zunahme des Niederschlags verbunden. Ein anderer Teil erklärt sich dadurch, dass die Infiltrationskapazität auf Grund der Vergrößerung der Simulationsfläche steigt, da die Variabilität der Bodeninformation bei den kleinerskaligen Simulationsläufen größer ist. Einer Bodeneinheit auf dem 2000 m Raster können bis zu 16 Einheiten auf dem 500 m Raster gegenüberstehen. Die stattfindende Homogenisierung durch die Skalenvergrößerung verursacht im Untersuchungsgebiet eine vermehrte Berücksichtigung von Böden, die eine höhere Infiltrationskapazität aufweisen. Damit steigt die Infiltration und der Oberflächenabfluss geht zurück. Diese Tendenz ergibt sich bei beiden Schritten der Vergrößerung der räumlichen Auflösung. Gleichzeitig erweisen sich die flächengrößten Bodeneinheiten der größeren Skalen als verdunstungsfördernd. Die Modellböden besitzen demnach auf einer größeren Modellskala eine höhere nutzbare Feldkapazität. Insgesamt zeigen die geringen Unterschiede zwischen den Flüssen auf den verschiedenen Skalen, dass die Effekte durch die Homogenisierung in diesem Szenario als gering einzustufen sind.

**d) heterogene Landnutzung mit aggregierter Bodeninformation:**

Auch in diesem Szenario zeigen alle Flüsse eine Skalenabhängigkeit. Diese Abhängigkeit ist jetzt aber stärker als zuvor. Bis auf die Grundwasserneubildung, hier mit zunehmender Rasterweite abnimmt, weisen alle Flüsse dieselbe Tendenz mit der Skalenveränderung auf wie im Szenario c). Die Differenzen zwischen den Ergebnissen auf den verschiedenen Rasterweiten sind, verglichen mit den Differenzen des vorangegangenen Szenarios, recht groß. Die größte relative Differenz erreicht wiederum der Oberflächenabfluss mit 6,75%. Dies entspricht einer absoluten Abweichung von 2,2 mm/a. Auch die Differenzen der anderen Flüsse steigen gegenüber Szenario c) deutlich an. Bis auf die Infiltration mit 0,52% erreichen diese Differenzen Beträge zwischen 3,06 bis 3,84%. In absoluten Zahlen ausgedrückt bedeutet dies Änderungen zwischen 5,1 und 10,4 mm/a. Die Ergebnisse mit einer aggregierten Bodeninformation sind demnach stärker von der Modellskala abhängig als jene, die mit der flächengrößten Bodeninformation erzielt werden. An diesem Beispiel erkennt man gut die positive Kopplung zwischen Erhöhung der Modellskala und der verwendeten Methode. Aus den Ausführungen zuvor ist bekannt, dass die Homogenisierung infiltrations- und verdunstungsfördernd ist. Der gleiche Effekt ist auch bei der Aggregation der Bodenparameter gegeben, wie auch die Untersuchungen auf dem 1000 m Raster belegen. Beide Effekte wirken bei dieser Untersuchung zusammen. Daher resultieren die größeren Unterschiede der Flüsse zwischen den drei

Rasterweiten. Auch die Erhöhung des Bestandsniederschlages findet sich erneut. Sie beträgt wiederum 0,14%. Dies bestätigt die Vermutung, dass es sich dabei um eine systematische Änderung auf Grund der Zuweisung der Niederschlagsinformation handelt.

Die unterschiedliche Skalenabhängigkeit der beiden Szenarios verdeutlicht Abbildung 5.3 an Hand der Summenkurven der aktuellen Evapotranspiration. Die Verläufe ähneln sich sehr stark bei Verwendung der wahrscheinlichsten Parameter (linkes Bild) und zeigen bei den aggregierten Parametern (rechtes Bild) Unterschiede, die mit der Zeit stetig ansteigen.

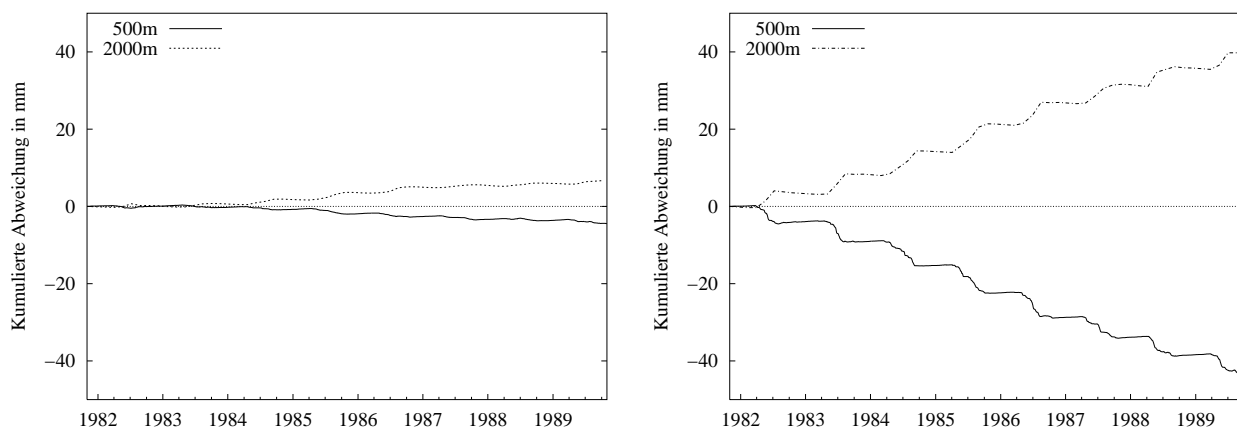


Abbildung 5.3: Kumulierte Abweichung zur Summe der akt. Evapotranspiration der 1000m-Simulation für die Modellskalen 500 m und 2000 m; Links: wahrscheinlichste Bodeninformation, Rechts: aggregierte Bodeninformation

### Simulationen auf homogenen Einheiten verschiedener Eingangsdaten:

Nach den Erörterungen der Resultate für die rasterbasierten Simulationen sollen zum Vergleich die polygonbasierten Simulationen vorgestellt werden. Auf den homogenen Einheiten der vier Eingangsdatensätze Landnutzung, Boden, Niederschlag und Klima werden die Szenarien a) bis d) angewandt. Wenn man sich einander ausschließende Verfahren nicht berücksichtigt, resultieren zwölf unterschiedliche Realisierungen (siehe auch Tabelle 5.1). Die Abstufung der Einheiten wurde mit der Absicht gewählt, erneut die Relevanz einer hohen räumlichen Datenauflösung zu erörtern. Auch die fraglich erscheinende Berechnung auf den beiden großflächigen Klimaregionen kommt in Betracht. Zum einen sind dafür nur geringe Rechenkapazitäten notwendig, und zum anderen ist dies eine Modellskala, die eine umfangreiche Aggregation der Eingangsdaten erfordert, und die eine Anwendbarkeit eines physikalisch basierten Modellsystems besonders fraglich macht. Den groben Informationsgrundlagen auf den Flächen gleicher meteorologischer Zustandsgrößen (Klima und Niederschlag) stehen zwei Simulationen mit sehr hoher Auflösung gegenüber. Die Berechnung auf Bodeneinheiten unter Nutzung der heterogenen Struktur der Landnutzungsdaten (entsprechend Szenario c)) kommt der ursprünglichen Datengrundlage am Nächsten. Hier sollten die geringsten Unsicherheiten bezüglich der Aggregation auftreten.

Verwendet man unregelmäßig geformte Flächen zur Berechnung der Wasserflüsse, ist keine eindeutige Festlegung der Modellskala möglich. Dies resultiert aus dem Skalenspektrum dieser Einheiten, da die Größen dieser Flächen keineswegs einheitlich sind, sondern sowohl von natürlichen als auch anthropogenen Gegebenheiten abhängen. Weiterhin variieren sie mit den Kategorien, die zur Ausweisung der Gebietseigenschaften benutzt werden. Alle mittleren Jahresflüsse, die sich aus den unterschiedlichen Simulationen ergeben, können wiederum in Tabelle 5.3 (Seite 101) nachgelesen werden.

#### **Simulation auf Landnutzungseinheiten (5211 Einheiten):**

Durch die Verwendung der auf den Landnutzungseinheiten aggregierten Bodeninformation ergeben sich wie schon zuvor deutliche Unterschiede zur Simulation mit den wahrscheinlichsten Bodenparametern. Den Bestandsniederschlag ausgenommen, ergeben sich bei allen Flüssen Abweichungen, die im Vergleich zur rasterbasierten Simulation teils deutlich, teils weniger deutlich ausfallen. Die aggregierten Böden besitzen erneut eine erhöhte Infiltrationskapazität. 4,1 mm Wasser infiltrieren pro Jahr mehr, statt oberflächlich abzufließen. Ferner erhöhen sich die Verdunstungsraten beider Komponenten. Dabei wird die Evaporation des Bodens stärker erhöht. Hier ergibt sich eine Erhöhung um 11,3 mm/a, was einer relativen Änderung von 6,6% entspricht. Somit sinkt das Verhältnis der Verdunstungskomponenten zueinander. Durch die Verwendung der aggregierten Bodeninformation steht somit nahe der Bodenoberfläche und in den durchwurzelten Bodenbereichen mehr Wasser zur Verfügung. Dies deutet darauf hin, dass der vertikale Bodenwasserfluss geringer ist, als bei der Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation, was ebenfalls in der verringerten Grundwasserneubildung zum Ausdruck kommt. Insgesamt fließt bei Verwendung der aggregierten Bodeninformation mit 15,4 mm/a deutlich weniger Wasser ab. Das Verhältnis aus schnellen und langsamen Abflusskomponenten ist dabei für beide Szenarien annähernd gleich.

Die beobachteten Tendenzen beim Übergang von der wahrscheinlichsten zur aggregierten Bodeninformation innerhalb einer Simulation auf Landnutzungseinheiten stimmen mit den Tendenzen überein, die sich beim Vergleich der entsprechenden Szenarien auf den rasterbasierten Simulationseinheiten ergaben. Die Verdunstung steigt und die Abflüsse verringern sich.

#### **Simulation auf Bodeneinheiten (925 Einheiten):**

Die Berücksichtigung der subskaligen Struktur der Landnutzungsinformation (Szenario c) führt gegenüber Szenario a) bei einer Simulation auf Bodeneinheiten zu stärker veränderten Verhältnissen, als sie bei den rasterbasierten Simulationen auftreten. Vor allem die Erhöhung des Bestandsniederschlags fällt auf. Demnach geht bei diesen Simulationen bei einer heterogenen Landnutzungsstruktur weniger Wasser durch Interzeption verloren (8,9 mm/a) als bei Verwendung der wahrscheinlichsten Landnutzungsinformation. Dies würde eine Verringerung der effektiven Blattfläche bedeuten. Dem steht eine Erhöhung der Transpiration um 10,3 mm/a (5,4%) gegenüber. Trotz der höheren Bestandsniederschläge gelangt weniger Wasser in den Boden. Statt 619,8 mm/a infiltrieren pro Jahr nur noch 609,9 mm/a. Damit steigt der Oberflächenabfluss um 18,8 mm/a. Dies entspricht einer Steigerung um über 100% und weist, wie zuvor, auf die Vergrößerung der abflussrelevanten Fläche durch die Einbeziehung der Siedlungsgebiete hin. Diese starke Zunahme des

Oberflächenabflusses übersteigt die Verringerung der Grundwasserneubildung (-15,2 mm/a), so dass es im Vergleich der beiden Szenarien pro Jahr auch zu einer Erhöhung des Gesamtabflusses um 3,6 mm kommt. Dies sind 1,3% mehr als im Szenario a). Auch die aktuelle Evapotranspiration zeigt mit 3,6 mm/a eine Differenz in dieser Größenordnung.

### **Simulation auf Niederschlagseinheiten (13 Einheiten):**

Bei den Simulationen auf den Flächen gleichen Niederschlages stehen wieder alle 4 Szenarien zur Diskussion.

#### Simulationen mit Verwendung des wahrscheinlichsten Landnutzungstyps:

Diese Szenarien zeichnen sich durch die höchsten Bestandsniederschläge (657,5 mm/a) aller 20 Szenarien aus, was sich auch auf die Infiltration auswirkt. Anders als zuvor verringert sich aber die Infiltrationskapazität der aggregierten Böden gegenüber der der wahrscheinlichsten Böden. Die Infiltration sinkt um 13 mm/a und der Oberflächenabfluss erhöht sich um diesen Betrag. Dennoch wird bei Verwendung der aggregierten Böden eine deutliche Erhöhung der Verdunstungsflüsse um 43,3 mm/a prognostiziert, was einer Steigerung um 12,2% entspricht. Von diesem Betrag entfallen 29,4 mm auf die Evaporation und 13,8 mm auf die Transpiration. Das Verhältnis von Transpiration zu Evaporation  $\eta$  sinkt somit von 0,85 auf 0,79. Es handelt sich um die höchste Änderung, die beim Vergleich der Bodenszenarien festgestellt werden konnte. Ebenso starke Änderungen sind bei der Grundwasserneubildungsrate und dem Gesamtabfluss festzustellen. Das Verhältnis schneller zu langsamer Abflusskomponenten  $\alpha$  verlagert sich eindeutig zu Gunsten der schnelleren Abflüsse. Es steigt von 0,04 auf 0,1 an.

#### Simulationen mit Verwendung der heterogenen Landnutzungsstruktur:

Durch die Verwendung der heterogenen Landnutzungsstruktur ergeben sich zunächst ähnliche Erkenntnisse wie auf den anderen Simulationseinheiten. Sinkende Bestandsniederschläge und steigende Oberflächenabflüsse ergeben sinkende Infiltrationsraten. Des Weiteren erhöht sich die Transpiration, während sich Evaporation sowie Grundwasserneubildung verringern. Die Verdunstungssumme verändert sich dadurch kaum, aber der Gesamtabfluss nimmt deutlich ab. Je nach zugrunde liegender Bodeninformation kann diese Abnahme 34 mm/a (wahrscheinlichste Bodeninformation) bzw. 18,3 mm/a (aggregierte Bodeninformation) betragen. Relativ zu den beiden Vergleichsszenarien sind das 11,1% bzw. 6,8%.

Bei den Simulationen mit heterogener Landnutzungsstruktur ist der Wechsel der Bodeninformation mit weniger drastischen Änderungen verbunden. Dabei ist kein weiterer Anstieg des Oberflächenabflusses zu verzeichnen, sondern die Infiltration steigt durch die Bodenaggregation an. Ansonsten ergeben sich dieselben Tendenzen wie im Fall des wahrscheinlichsten Landnutzungstyps, Steigerung von Evaporation und Transpiration, Abnahme von Grundwasserneubildung und Gesamtabfluss. Die Änderungen fallen zwar nicht mehr so stark, aber immer noch sehr deutlich aus. In Bezug auf die Evapotranspiration ergibt sich eine Erhöhung um 22,1 mm/a (6,1%), während sich der Gesamtabfluss um 21 mm/a verringert (7,7%). Die Steigerung der Evapotranspiration geht dabei zu 92% auf die Erhöhung der Evaporation zurück. Das Verhältnis der beiden Verdunstungskomponenten  $\eta$  sinkt somit von 1,12 auf 1,02, während sich das Verhältnis der Abflusskomponenten  $\alpha$  von 0,13 nur leicht verringert.

### **Simulation auf Klimateinheiten (2 Einheiten):**

#### Simulationen mit Verwendung des wahrscheinlichsten Landnutzungstyps:

Bei diesen Simulationen fällt besonders auf, dass mit 232,1 mm/a eine ausgesprochen hohe Evaporation und mit 125,1 mm/a eine sehr niedrige Transpiration vorhergesagt wird. Dies stellt für beide Flüsse das Extremum für alle Szenarien dar. Das Verhältnis  $\eta$  der beiden Komponenten zueinander beträgt somit nur noch 0,53. In der Summe beider ergibt sich allerdings ein Betrag, der sich nicht wesentlich von den anderen Simulationen unterscheidet. Dies gilt auch für den Gesamtabfluss.

Beim Wechsel der Bodeninformation ergeben sich nur geringe Veränderungen, die wiederum nur zum Teil mit den Tendenzen der anderen Simulationen übereinstimmen. Während Infiltration, Oberflächenabfluss und Evaporation in ähnlicher Weise reagieren, verringert sich die Transpiration recht deutlich um 6,7 %, wodurch sich die Grundwasserneubildung erhöht.

#### Simulationen mit Verwendung der heterogenen Landnutzungsstruktur:

Der Wechsel der Landnutzungsinformation ist erneut mit einem starken Rückgang des Bestandsniederschlags verbunden. Er beträgt hier 31,1 mm/a. Dennoch wird wiederum eine erhöhte Abflussbildung an der Oberfläche berechnet. Zusammen mit deren Steigerung um etwa 20 mm/a ergibt die Verringerung des Bestandsniederschlags eine drastische Verringerung der Infiltration um jeweils 56 mm/a bzw. 9%. Somit steht deutlich weniger Wasser für die Prozesse im Boden zur Verfügung. Nichtsdestotrotz ergibt sich eine deutliche Steigerung der Evapotranspiration, die vor allem durch die Transpiration bedingt wird. Sie steigt um 74 mm/a bzw. 69 mm/a, was im Vergleich zur relativ geringen Transpirationsrate einer Erhöhung um 55% entspricht. Dagegen sinkt die Evaporation um etwa 41 mm/a (17,8%). Besonders drastisch wirkt sich die Simulation auch auf die Grundwasserneubildung und somit auch auf den Gesamtabfluss aus. Für beide ergeben sich deutliche Rückgänge, die für die Grundwasserneubildung etwa 85 mm/a (33%) und somit für den Gesamtabfluss etwa 66 mm/a (27%) betragen.

Verglichen mit diesen starken Änderungen erscheinen die Unterschiede gering, die sich im Vergleich der beiden Bodeninformationen ergeben. Auch bei der heterogenen Landnutzungsinformation ergeben sich tendenziell dieselben Änderungen, wie sie bei der wahrscheinlichsten Landnutzungsinformation festgestellt werden konnten. Für die Simulationen auf den Klimagebieten bedeutet dies eine geringe Abnahme von Oberflächenabfluss und Transpiration, während alle anderen Flüsse eine leichte Erhöhung verzeichnen.

Sieht man etwas von den Ergebnissen auf den Klimateinheiten ab, kann festgestellt werden, dass in allen Szenarios ähnliche Jahresflüsse für das Einzugsgebiet der oberen Leine berechnet werden. Form und Größe der Simulationseinheiten haben auf der betrachteten Vorhersageskala ähnliche Auswirkungen auf die Modellergebnisse, wie die Berücksichtigung der subskaligen Variabilität. Die Änderungen die durch einen Wechsel der Simulationseinheiten hervorgerufen werden, liegen stets in derselben Größenordnung wie die Änderungen, die sich durch die unterschiedliche Berücksichtigung der subskaligen Variabilität ergeben. Insbesondere kann festgestellt werden, dass die Vergrößerung der Rasterweite nur geringen Einfluss auf die Ergebnisse nimmt.

## 5.3 Zeitliche Struktur der Simulationsergebnisse

### 5.3.1 Modifikationen der simulierten Abflüsse

Für die Untersuchung der zeitlichen Struktur und die Validierung mit den gemessenen Abflussganglinien werden alle Zeitreihen flächengewichtet zu einer Gebietszeitreihe bzw. einer Teilgebietszeitreihe gemittelt. Neben der Flächengröße hat auch die Entfernung einer Simulationseinheit zum jeweiligen Pegel einen Einfluss auf die zeitliche Struktur. Je weiter diese Entfernung ist, desto später ist der Abfluss am Messort zu erwarten. Da im Modellsystem kein Routing realisiert ist, wird diese Entfernung durch eine einfache zeitliche Translation berücksichtigt. Des Weiteren erfolgt die Berücksichtigung der verzögernden Wirkung des Grundwasserspeichers. Dazu wird pro Simulationseinheit die tägliche Grundwasserneubildung in einen Speicher 1. Ordnung geleitet und entsprechend der Speicherkonstanten des betreffenden Teileinzugsgebietes verzögert wieder abgegeben. Beide Methoden sollen kurz umrissen werden:

#### Zeitliche Verschiebung des Direktabflusses:

Stehen Informationen zum Relief eines Einzugsgebietes zur Verfügung, ist es möglich mit Hilfe eines GIS ein Gewässernetz abzuleiten. In Arc Info<sup>®</sup> stehen hierfür die Routinen *<watershed>* und *<flowaccumulation>* bereit. Auf diesem Gewässernetz kann man im Weiteren die Fließlängen *<flowlength>* bestimmen und mittels landnutzungsabhängiger Rauigkeitswerte die Translationszeiten ableiten. Für das obere Leinetal ergeben sich nahezu normalverteilte Fließzeiten bis zum Pegel Leineturm zwischen 0,12 und maximal 4,62 Tagen.

Da in die Auswertung nur tägliche Daten eingehen, werden die reellwertigen Zeiten auf die nächstliegende natürliche Zahl gerundet. Verschiebt man die Modellergebnisse um die so ermittelten Zeiten, ergibt sich zunächst eine verschlechterte Wiedergabe der Abflussganglinie am Leineturm gegenüber den unverschobenen Ergebnissen. Dies legt den Schluss nahe, dass die verwendeten Rauigkeitswerte nicht auf die Bedingungen im Einzugsgebiet zu treffen und damit auch die Translationszeiten unkorrekt sind.

Dies bestätigt sich durch den Vergleich mit den Zeiten, die sich aus den vorhandenen Abflussganglinien der verschiedenen Pegelstationen im Untersuchungsgebiet ableiten lassen. Hierzu wird eine Kreuzkorrelationsanalyse zwischen den Ganglinien der Pegelstationen verwendet. Benötigt das Wasser von einem Pegel zum Pegel Leineturm eine bestimmte mittlere Zeitspanne  $\Delta t$ , ergibt sich eine Impulsverschiebung zwischen den Ganglinien der beiden Pegel. Diese spiegelt sich im Korrelationskoeffizienten zwischen ihnen wider. Verschiebt man beide Ganglinien tageweise gegeneinander und wiederholt die Korrelationsrechnung, erreicht die Korrelation nach  $\Delta t$  einen Maximalwert. Da nur tägliche Abflusswerte vorliegen, kann diese Methode nur eine Aussage auf ganze Tage geben. Ferner bietet sie nicht die Möglichkeit, für alle Punkte im Einzugsgebiet Translationszeiten zu erheben, sondern ist nur für die Pegelstationen einsetzbar.

Für den Vergleich an den Pegelstationen ergeben sich deutliche Unterschiede in den Translationszeiten beider Verfahren. Die Zeiten aus der GIS Analyse sind in aller Regel länger als die Zeiten aus der Korrelationsanalyse. Zur Korrektur der GIS basierten Translationszeiten wurde daher an Hand der gemessenen Ganglinie am Pegel Leineturm eine Kalibrierung der Rauigkeitswerte vorgenom-



men. Bei einer Reduktion der GIS basierten Translationszeiten um den Faktor 0,18 (konstant über das Einzugsgebiet) ergibt sich die beste Übereinstimmung zwischen modellierter und gemessener Zeitreihe. Die Kalibrierung wurde in Bezug auf die Modelleffizienz (cme) für die Simulationen auf Bodeneinheiten (Szenario c) vorgenommen.

Tabelle 5.4 zeigt einen Vergleich der Translationszeiten in Tagen für die Pegelstationen aus beiden Methoden und jene Zeiten, die höchste Modelleffizienz erzielen.

Tabelle 5.4: Translationszeiten in Tagen und Entfernung vom Pegel Leineturm für die Pegel **AR**enshausen, **RE**ckershausen, **GA**rtemühle (Garthe), **MA**riengarten (Dramme), **WE**inhausen (Wendebach), **GÖ**ttingen, **BO**wenden, **NÖ**rten-Hardenberg (Für die Lage der Pegel siehe Abbildung 3.1)

Pegel	AR	RE	MA	WE	GA	GÖ	BO	NÖ
GIS Verfahren	2,7	2,4	2,2	2,2	1,7	1,2	1,1	0,6
Korrelationsanalyse	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Angepasster Wert	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1
Entfernung in km	43	40	36	32	23	18	13	8

Die maximale Korrelation zwischen den gemessenen Ganglinien aller Pegel und der Ganglinie am Pegel Leineturm stellt sich bei einer Verschiebung um  $\Delta t < 1$  Tag ein. Dies ist mit den angepassten Werten im Einklang. Die maximale Translationszeit des Wasser beträgt nach der Reduktion 0,83 Tage.

#### Basisabfluss:

Ein Großteil der zeitlichen Struktur einer gemessenen Abflussganglinie wird durch die nichtlinearen Fließ- und Speicherprozesse im Boden und im Grundwasserleiter bestimmt. In der Modellanwendung wird dem Grundwasserabstrom keine Rechnung getragen. Deshalb soll dies im Rahmen der Auswertung stattfinden. Es wird hierbei angenommen, dass die Speicherdynamik für die Teileinzugsgebiete (TEZG) unterschiedlich, innerhalb eines TEZG aber konstant ist. Zunächst erfolgt die Beschreibung der Speicherdynamik mit Hilfe eines einfachen Linearspeichers (Gleichung[38]). Ausgehend von einer Speicherfüllung  $q_0$  zu Beginn der Simulation wird der Speicher pro Tag durch die Grundwasserneubildung des Modells gefüllt und der tägliche Basisabfluss  $q_B(t)$  in Abhängigkeit von der Speicherkonstante  $\kappa$  bestimmt. Die benötigten Speicherparameter können aus den gemessenen Abflussganglinien der TEZG bestimmt werden.

$$q_B(t) = q_0 \cdot \exp(-\kappa \cdot t) \quad [38]$$

Für die Ableitung der Speicherkonstanten eignen sich verschiedene Methoden. Hier sollen drei erwähnt werden. Zum einen lassen sich beide Parameter aus der Trockenwetterfalllinie (Baumgartner & Liebscher, 1996) bestimmen (Abbildung 5.4). Zum anderen ist es möglich, mit Hilfe des zeitlichen Autokorrelationskoeffizienten  $r_{\text{Auto}}(a(t_i))$  (Schönwiese, 1992) der Abflussganglinien  $a(t)$  Aussagen über die mittlere Verweildauer des Wassers in den TEZG zu erzielen (Abbildung 5.5). In diesem Verfahren wird eine gegebene Zeitreihe  $a(t_i)$  mit  $n$  Zeitpunkten ( $i \leq n$ ) mit sich selbst

korreliert, wobei sie in diskreten Zeitabschnitten  $\tau$  gegen sich verschoben wird und sich stets verkürzt (Gleichung [39]). Die Bezeichnung  $a'(t_i)$  kennzeichnet die Differenz des Wertes  $a(t_i)$  zum Mittelwert  $\bar{a}$ ,  $a'(t_i) = a(t_i) - \bar{a}$ .

$$r_{Auto} = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} a'(t_i) \cdot a'(t_i + \tau)}{\sqrt{\sum_{i=1+\tau}^n a'(t_i)^2 \cdot \sum_{i=1}^{n-\tau} a'(t_i)^2}} \quad \text{mit} \quad \tau = 0, 1, \dots, M < n \quad [39]$$

Man erhält daraus eine Aussage wie abhängig die Datenpunkte untereinander sind.  $r_{Auto}$  kann als Maß für das „Gedächtnis“ einer Zeitreihe angesehen werden. Bei einer Verschiebung  $\tau = 0$  ergibt sich die absolute Korrelation  $r_{Auto} = 1$ . Das Zeitintervall, bis  $r_{Auto}$  zum ersten Mal negativ wird, heißt Persistenzintervall. Die dazugehörige Verschiebungszeit  $\tau_0$  wird als mittlere Verweildauer des Wassers im Boden betrachtet.

Die dritte Möglichkeit besteht in der Auswertung der geologischen Informationen. Hierbei werden die Speicherkonstanten der auftretenden Lithofazies als Speicherkonstanten benutzt (Schwarze et al., 1999).

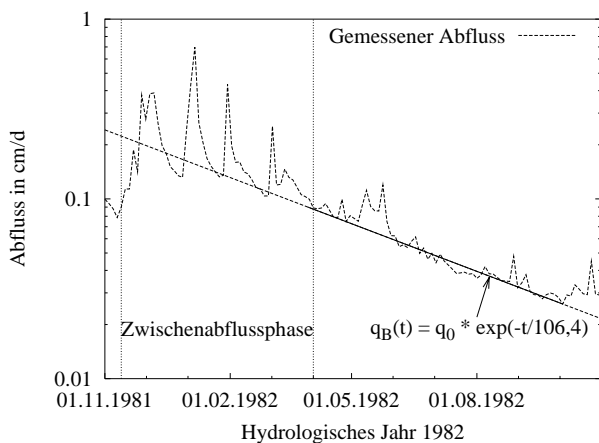


Abbildung 5.4: Abschätzung der Speicherkonstante  $\kappa$  aus der Trockenwetterfalllinie für das Jahr 1982 am Pegel Leineturm. ( $\kappa^{-1} = 106,4$  Tage)

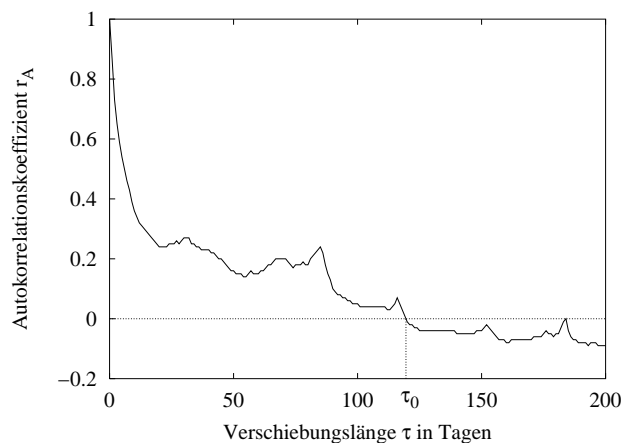


Abbildung 5.5: Abschätzung der Speicherkonstante  $\kappa$  aus der Autokorrelationsfunktion der Abflussganglinie am Pegel Leineturm ( $\kappa^{-1} = 121$  Tage)

Tabelle 5.5 gibt einen Vergleich der mit den drei Methoden abgeleiteten Speicherkonstanten für alle TEZG. Des Weiteren sind auch die initiale Speicherfüllung und die Speicherkapazität aufgeführt.

Tabelle 5.5: Speicherparameter des Linearspeicheransatzes für den Basisabfluss; (für  $\kappa$ : 1: Trockenwetterfalllinie, 2: Autokorrelation, 3: Lithofazies)

Teileinzugsgebiet		Fläche in ha	$q_0$ in cm	Speicherkonstante $\kappa^{-1}$ in d		
				1	2	3
Wendebach		30	2,9	166,7	194	85,3
Dramme		45	1,6	111,1	164	94,6
Garte		86	8	73	119	105,9
Leine	Arenshausen	273	8,9	78,1	98	87,6
	Reckerhausen	321	1,9	117,7	122	135,5
	Göttingen	633	7,3	116,3	123	149
	Bovenden	715	1,6	123,5	122	111,1
	Nörten-Hardenberg	882	1,9	103,1	121	144,6
	Leineturm	989	1,7	106,4	121	141,4

Durch die Verwendung des Speicheransatzes 1. Ordnung verbessert sich die Modelleffizienz (Steigerung von  $c_{me}$  um etwa 0,2 auf 0,4). Es zeigt sich aber in Abbildung 5.4, dass eine lineare Beschreibung des Basisabflusses in abflussreichen Zeiten der Speicherdynamik nur bedingt gerecht wird. Eine lineare Dynamik stellt sich augenscheinlich ab einer bestimmten Abflussmenge ein. Der gewählte Ansatz beschreibt nur die langsamen Basisabflüsse. Schnelle Komponenten können darin nicht berücksichtigt werden. Um diese Komponenten zu berücksichtigen, wurde das Speichervolumen nach oben begrenzt. Die modellierte Grundwasserneubildungsrate, welche durch den Speicher läuft und verzögert zum Basisabfluss beiträgt, kann dabei als langsames Grundwasser angesehen werden. Solange die Speicherfüllung geringer ist als die Speicherkapazität, gelangt die gesamte modellierte Grundwasserneubildung in den Speicher. Ist die Speicherkapazität zu einem Zeitpunkt erreicht, gelangt an diesem Tag nur der Teil der modellierten Grundwasserneubildungsrate in den Speicher, der sich als Speicherausfluss ergibt. Die restliche Wassermenge gelangt nicht mehr in den Speicher (Speicherüberlauf) und trägt ohne zeitliche Verzögerung zum Basisabfluss an diesem Tag bei. Dieser Teil kann somit als schnelles Grundwasser betrachtet werden.

Durch die Verwendung des Speicheransatzes mit Überlauf wird eine weitere deutliche Erhöhung der Modelleffizienz  $c_{me}$  (nochmalige Steigerung um etwa 0,3) in Bezug auf die Tageswerte am Pegel Leineturm erreicht. Die Bestimmung der Speicherkapazität aus den Messdaten ist nicht direkt möglich. Sie kann nur indirekt aus der gemessenen Ganglinie bestimmt werden. Eine mögliche Abschätzung besteht darin, den Zeitpunkt herauszufinden, ab dem für die Mehrzahl der Abflussergebnisse die Linearität des Grundwasserspeichers Gültigkeit besitzt. Die Aufgabe besteht darin, die Speicherkapazität so abzuschätzen, dass schnelle Grundwasserabflüsse nur bis zu diesem Zeitpunkt auftreten („Speicherüberlauf“ in Abbildung 5.4). Eine weitere Möglichkeit zur Abschätzung der Speicherkapazität besteht in der Kalibrierung an Hand der Modelleffizienz auf Basis der täglichen Abflüsse. Für die Auswertungen in dieser Arbeit ergab sich hierdurch ein für alle TEZG gleicher

Wert der Speicherkapazität von 10 cm. Eine weitere Anpassung der anderen beiden Speicherparameter erübrigt sich durch diese Kalibrierung.

Es sei an dieser Stelle nochmals betont, dass eine Kalibrierung einzelner Modellparameter stets kritisch zu betrachten ist, da nicht nur die Parameterunsicherheit sondern auch die Unsicherheiten bezüglich Modell und Eingangsdaten mit kalibriert werden. Eine Unsicherheitsanalyse bezüglich einzelner Modellkomponenten ist nach einer Kalibrierung an Hand der gemessenen Abflussganglinie kaum mehr möglich. Da es in der vorliegenden Arbeit um einen Vergleich verschiedener Modellansätze geht und die vorgenommene Kalibrierung im gleichen Maße auf alle Ansätze übertragen wurde, bleibt die Vergleichbarkeit aber gewahrt.

In der Untersuchung der zeitlichen Struktur werden somit vier Fälle unterschieden:

- keine zeitliche Verschiebung der simulierten Abflüsse
- beide Abflusskomponenten mit zeitlicher Verschiebung
- Basisabfluss über Linearspeicher; Direktabfluss ohne zeitlicher Verschiebung
- Basisabfluss über Linearspeicher; Direktabfluss mit zeitlicher Verschiebung

Die Bedeutung der einzelnen Methoden wird für die Simulationen auf einem 1 km<sup>2</sup> Raster für den Pegel Leineturm herausgestellt.

### 5.3.2 Vergleich der simulierten Abflussganglinien mit den Pegelmessungen

Messwerte des Gesamtabflusses liegen an neun verschiedenen Pegelstationen vor. Wie zuvor beschrieben, repräsentieren diese Stationen unterschiedlich große Einzugsgebiete mit unterschiedlichen Eigenschaften. Mit der Ausnahme des Pegels Wendebach (01.11.1983 bis 31.10.1989) liegt für alle Pegel eine tägliche Datenreihe über acht hydrologische Jahre (01.11.1981 bis 31.10.1989) vor. Diese räumliche und zeitliche Datengrundlage ermöglicht die Untersuchung der Modellergebnisse auf unterschiedlichen Zeit- und Raumskalen. Während die räumlichen Skalen durch die Größe der Einzugsgebiete vorgegeben sind, werden die zeitlichen Skalen durch Mittelung über unterschiedliche Zeitintervalle (wöchentlich, monatlich, vierteljährlich, halbjährlich und jährlich) gebildet. Die Ganglinien der Teileinzugsgebiete ergeben sich durch eine flächengewichtete Mittelung der Simulationseinheiten, die zum jeweiligen Teileinzugsgebiet gehören. Wenn die Größe der Simulationseinheiten größer ist als die Fläche des Teileinzugsgebietes, werden die simulierten Flüsse als die Flüsse des Teilgebietes angenommen. Auf Grund der Überlagerung der Teileinzugsgebiete mit den Simulationseinheiten erfassen alle Szenarien die Flächen der Teileinzugsgebiete mit hoher Genauigkeit.

Um den Rahmen dieser Arbeit nicht zu sprengen, beschränkt sich der Vergleich auf die Ergebnisse der Simulationsszenarien, die zum einen auf den homogenen Einheiten der Bodeninformation unter Verwendung der heterogenen Landnutzungsinformation und zum anderen auf dem 1000 m Raster unter Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation und der heterogenen Landnutzungsinformation gewonnen wurden. Zunächst erfolgt der Vergleich mit den täglichen Abflusswerten am Pegel Leineturm. Abbildung 5.6 zeigt die drei Ganglinien für den Gesamtzeitraum von acht Jahren. In dieser Darstellung wurde eine logarithmische Ordinate gewählt, um die geringeren Abflusswerte stärker hervorzuheben.

Beide Szenarien geben den Verlauf der gemessenen Ganglinie nur ansatzweise wieder. Zwar stimmt die Struktur gut überein und die Abflussspitzen können sowohl zeitlich als auch in ihren Scheitelwerten gut reproduziert werden, aber der Niedrigwasserstand wird unterschätzt. Dies trifft vor allem auf die relativ trockenen Jahre 1982, 1983 und 1985 zu. Besonders deutlich weichen die simulierten Ganglinien im Jahr 1988 von der gemessenen Ganglinie ab. Zwar stimmen hier Hochwasserstand und Niedrigwasserstand gut überein, aber der Rückgang des Frühjahrshochwasserstandes ist für dieses Jahr zu langsam, die gewählte Speicherkonstante gegenüber der Realität zu gering. Es zeigt sich, dass die Annahme zeitlich konstanter Speicherparameter bei Simulationszeiten von mehreren Jahren nicht richtig ist. Die gewählten Speicherkonstanten können nur in einigen Jahren die reale Dynamik der Fließ- und Speicherprozesse erklären. Die Prognosen stimmen besonders gut für das Jahr 1987 überein.

Der Unterschied zwischen den beiden Simulationszenarien ist gering. Beide zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf, wobei die rasterbasierte Simulation zumeist geringere Abflusswerte liefert als die polygonbasierte Simulation. Der Unterschied zwischen beiden ist im Allgemeinen geringer als der Unterschied zwischen Simulation und Messung.

Summiert man die täglichen Abflüsse über verschiedene Zeitskalen (Woche, Monat, Vierteljahr, Halbjahr, Jahr, siehe Abbildung 5.7A-E) lassen sich sehr ähnliche Aussagen treffen, wie für die Tageswerte. Die auf Wochenbasis (Abbildung 5.7A) gemittelten Ganglinien treffen die Abflussspitzen zeitlich gesehen sehr gut. Allerdings treten immer noch Über- und Unterschätzungen der Abflussmengen auf. Besonders gut prognostiziert das Modell die hohen Abflüsse zu Beginn der Jahre 1982 und 1987, während im Jahr 1988 zu viel Abfluss entsteht. Dieser Trend setzt sich bis zu den Jahressummen (Abbildung 5.7E) fort. Spätestens hier zeigt sich deutlich, dass die Unterschätzungen der Niedrigwasserabflüsse in den Jahren 1982 bis 1987 gegenüber den Überschätzungen überwiegen. Dies ist in den Jahren 1988 und 1989 nicht der Fall. Hier überwiegt die Überschätzung der Abflüsse. Auch bei dieser Mittelungslänge erkennt man, dass die rasterbasierte Simulation generell geringere Abflüsse liefert als die polygonbasierte Simulation.

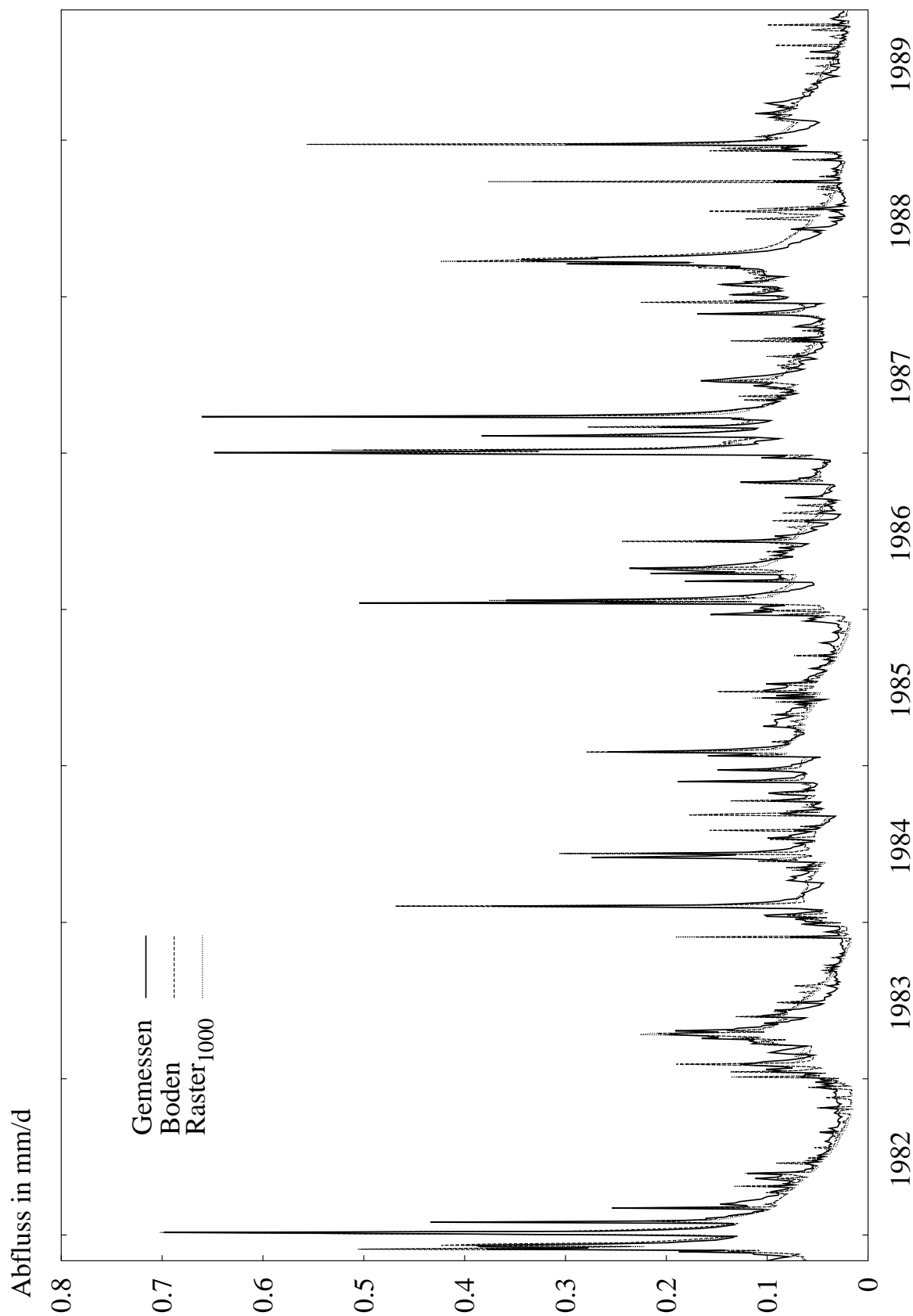


Abbildung 5.6: Vergleich zwischen simulierten (auf homogenen Bodeneinheiten (Boden) bzw. auf einem 1000m-Raster (Raster<sub>1000</sub>)) und gemessenen Tageswerten des Gesamtabflusses für das Gesamteinzugsgebiet (Pegel Leineturm).

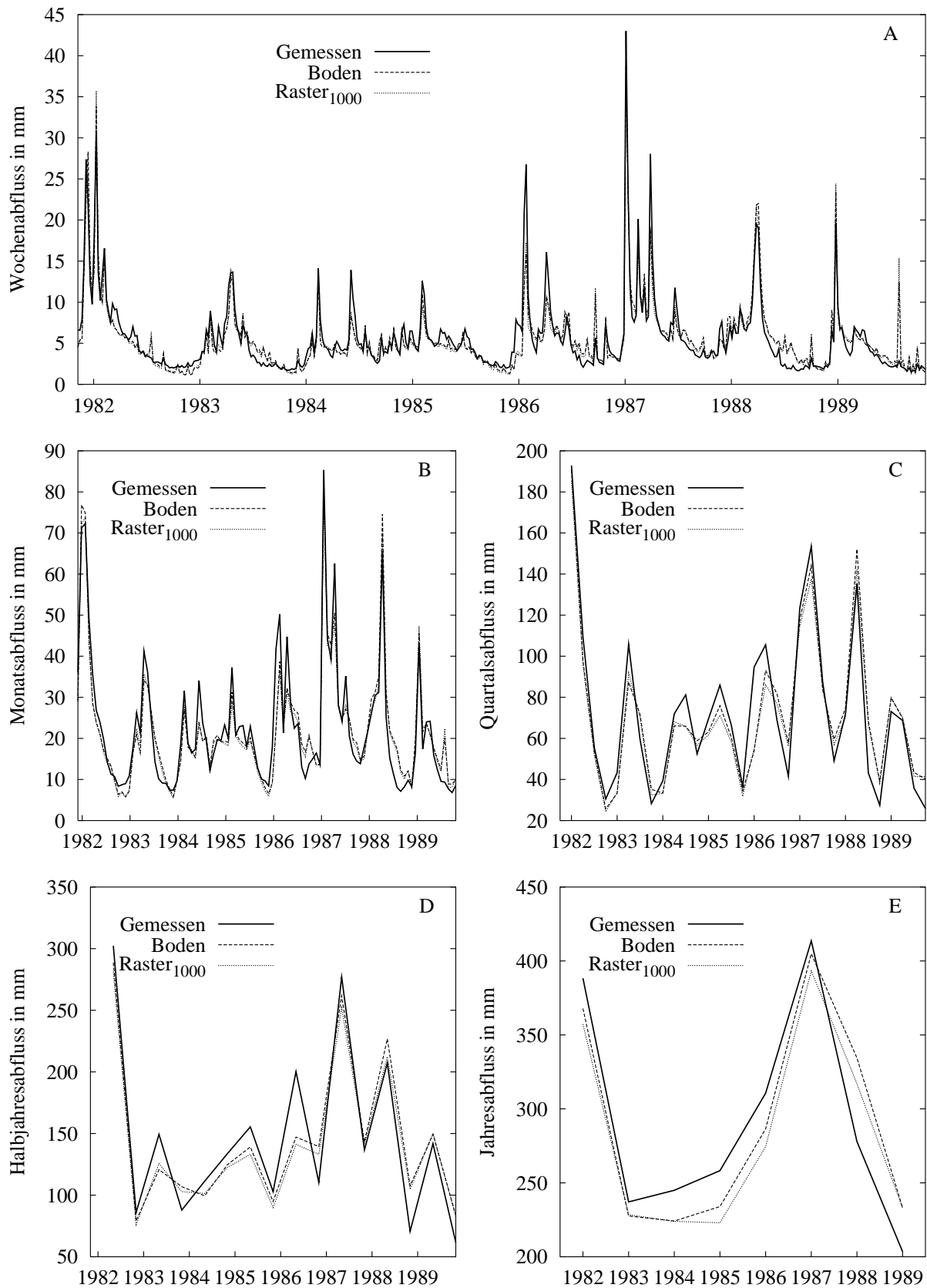


Abbildung 5.7: Vergleich zwischen simulierten (auf homogenen Bodeneinheiten (Boden) bzw. auf einem 1000m-Raster (Raster<sub>1000</sub>)) und gemessenen (Pegel Leineturm) Ganglinien unterschiedlicher Zeitskalen: A: Wochenmittel, B: Monatsmittel, C: Vierteljahresmittel, D: Halbjahresmittel, E: Jahresmittel

Die bisherigen Vergleiche betrafen die gemessenen Abflüsse am Pegel Leinerturm und gelten somit für das Gesamteinzugsgebiet. Auch an den anderen acht Pegelstationen liegen tägliche Abflussmessungen vor. Wie schon zuvor beschrieben weisen die zu diesen Pegelstationen gehörenden Teileinzugsgebiete sehr unterschiedliche Eigenschaften auf. Abbildung 5.8A-F vergleicht beispielhaft für die Jahre 1985 und 1986 die täglichen Abflüsse zwischen den beiden Simulationsszenarien und den Pegelmessungen für sechs Teileinzugsgebiete. Generell kann gesagt werden, dass die zeitliche Struktur von Hoch- und Niedrigwasserständen zumeist gut wiedergegeben wird, allerdings kommt es je nach Teileinzugsgebiet zu großen Differenzen der Abflussmengen. Die Abflüsse der beiden kleinsten Teileinzugsgebiete (Wendebach, Abbildung 5.8A bzw. Dramme, Abbildung 5.8B) werden durch beide Szenarien deutlich überschätzt. Der Basisabfluss wird falsch prognostiziert. Beide Teileinzugsgebiete weisen laut der Pegelmessungen einen geringen Basisabfluss auf und reagieren sehr stark auf einzelne Regenereignisse. Dies kommt in der hohen Variabilität der gemessenen Abflussganglinien zum Ausdruck. Diese Variabilität kann vom Modell nur ansatzweise wiedergegeben werden. Mit zunehmender Größe der Teileinzugsgebiete steigt der gemessene Basisabfluss an und die Variabilität der gemessenen Ganglinie nimmt ab. Gleichzeitig ist zu beobachten, dass die Variabilität der simulierten Ganglinien steigt. Daher stimmen die Ganglinien ab dem Teileinzugsgebiet der Garte besser überein. Dies gilt vor allem für den mittleren Verlauf der Ganglinien. Allerdings wird die Variabilität für die Teileinzugsgebiete Garte und Arenshausen (Abbildung 5.8C bzw. D) weiterhin unterschätzt. Besonders auffällig ist die Ganglinie Arenshausen. Sie zeigt entgegen den anderen Ganglinien auch im Jahr 1985 hohe Abflüsse, die vom Modell nicht vorhergesagt werden. Für die Teileinzugsgebiete des Pegels Göttingen und des Pegels Nörten-Hardenberg (Abbildung 5.8E und F) stimmen die gemessenen und simulierten Ganglinien noch besser überein. Hier erkennt man zunehmend auch die Strukturen, die in Abbildung 5.6 für das Gesamteinzugsgebiet zu sehen waren. Die Scheitelabflüsse erreichen nahezu gleiche Werte, während die Niedrigwasserabflüsse durch das Modell unterschätzt werden.

Man erkennt weiterhin, dass innerhalb der kleinen Teileinzugsgebiete keine nennenswerte Unterschiede zwischen den Szenarien auftreten. Erst ab dem Teileinzugsgebiet Arenshausen ergeben sich Unterschiede. Für dieses Teileinzugsgebiet fallen sie besonders hoch aus. Dies liegt an der Struktur der Bodenkarte in diesem Bereich. Das Teileinzugsgebiet Arenshausen umfasst ausschließlich Bereiche der Landes Thüringen. Dort liegt eine andere Bodenkarte (Maßstab 1:100.000) zu Grunde, die sich unter anderem durch relativ große Bodeneinheiten auszeichnet. Die dadurch hervorgerufenen Differenzen werden durch eine Vergrößerung der Teileinzugsgebiete kompensiert, heben sich aber auch auf dem Gesamteinzugsgebiet nicht gänzlich auf.



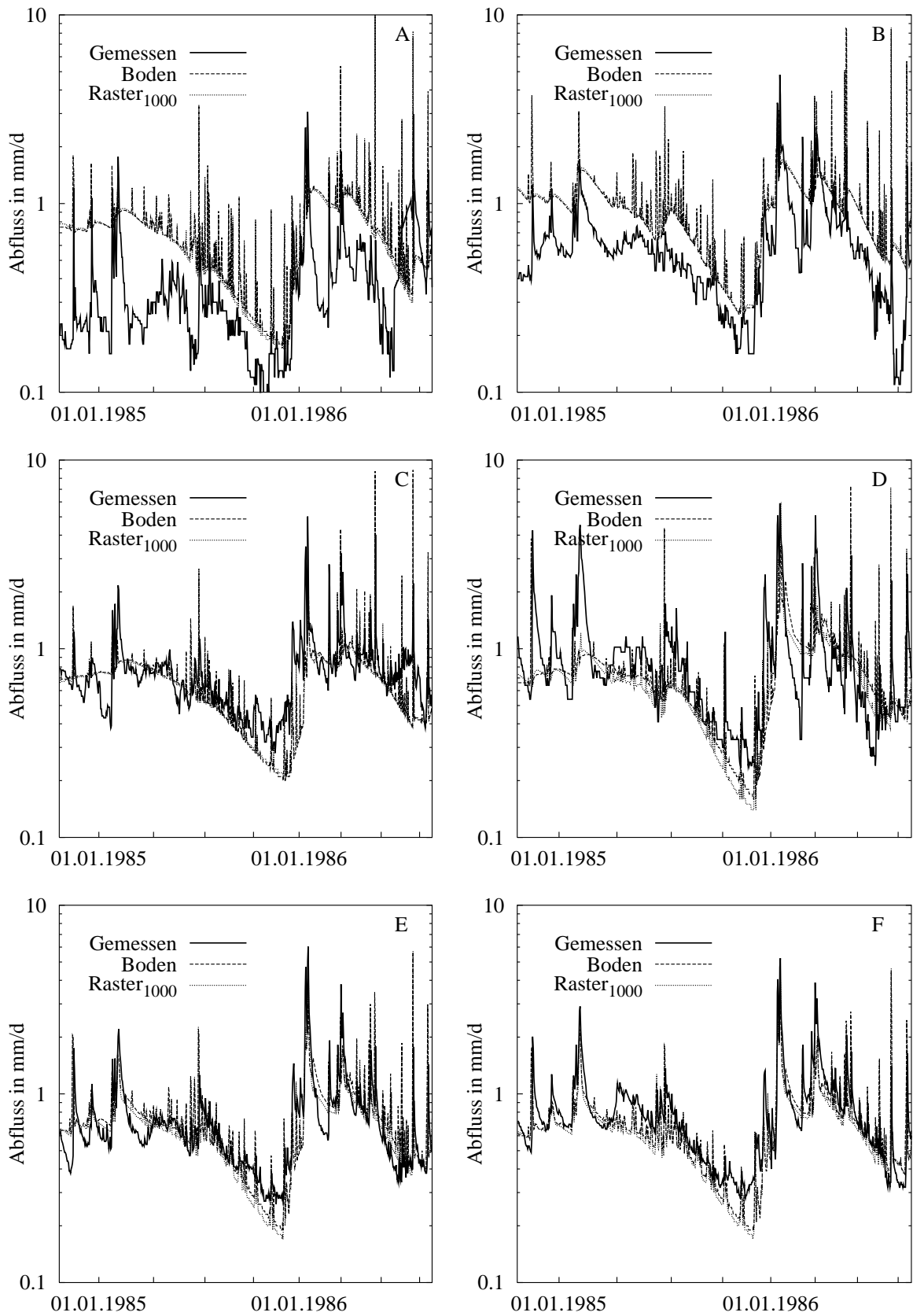


Abbildung 5.8: Simulierte (auf homogenen Bodeneinheiten (Boden) bzw. auf einem 1000m-Raster (Raster<sub>1000</sub>)) und gemessene tägliche Abflüsse der Jahre 1985 und 1986 für verschiedene Teileinzugsgebiete: A: Wendebach, B: Dramme, C: Garte, D: Arenshausen, E: Göttingen, F: Nörten-Hardenberg

### 5.3.3 Güte der zeitlichen Wiedergabe

Für die Untersuchung der Güte der Simulationen werden die berechneten Gesamtabflüsse  $x_s(t)$  mit den gemessenen Abflüssen  $x_m(t)$  der Pegelstationen verglichen. Neben den bisher verwendeten Gütemaßen der relativen Abweichung (RA, Gleichung [28], Seite 56), dem mittleren quadratischen Fehler (rmse, Gleichung [33], Seite 65) und dem Koeffizienten der Modelleffizienz (cme, Gleichung [29], Seite 56) wird als weiteres Gütemaß der Index der Übereinstimmung (index of agreement, ia) der simulierten mit den gemessenen Ganglinien verwendet. Gleichung [40] gibt den von Willmott (1981) eingeführten Index an

$$ia = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_m(t_i) - x_s(t_i))^2}{\sum_{i=1}^n (|x_m(t_i) - \bar{x}_s| + |x_s(t_i) - \bar{x}_s|)} \quad [40]$$

$\bar{x}_m$  sowie  $\bar{x}_s$  stellen darin die Mittelwerte der beiden Zeitreihen dar. Wie beim Maß der Modelleffizienz ist die Güte eines Modells umso höher einzuschätzen, je mehr sich das Gütemaß ia der Zahl eins nähert.

#### **Rasterbasierte Simulationen mit einer Rasterweite von 1000 m:**

Alle vier Szenarien (siehe Seite 98) zur Berücksichtigung subskaliger Informationen weisen auf der betrachteten Zeitskala von acht Jahren deutliche Unterschiede auf. Speziell im Gesamtabfluss ergibt sich eine Spannweite der Differenzen von etwa 20,9 mm/a. Um eine Einschätzung treffen zu können, welche der Methoden besser für die Modellierung der Wasserflüsse im oberen Leinetal geeignet ist, werden die simulierten Ergebnisse mit den gemessenen Werten verglichen. Wie eingangs beschrieben, können die vier verschiedenen Modifikationen „Keine Modifikation“, „Zeitliche Verschiebung der Abflusskomponenten“, „Linearspeicheransatz für den Basisabfluss“ und „Linearspeicher und zeitliche Verschiebung“ unterschieden werden, um die simulierten Abflüsse zu einer Zeitreihe an der Pegelstation zusammenzufassen. Die Effekte dieser Modifikationen für einen Vergleich mit der Pegelstation Leineturm sind in Tabelle 5.6 zusammengefasst. Sie zeigt einen Überblick der auf täglicher Basis berechneten statistischen Gütemaße (cme, ia, rmse) bei den verwendeten Methoden, den mittleren Jahresabfluss sowie die Abweichungen, die sich im Vergleich mit der Abflussganglinie am Pegel Leineturm ergeben. Von oben nach unten sind die Ergebnisse bei Berücksichtigung der vier verschiedenen Modifikationen „Keine Modifikation“, „Zeitliche Verschiebung der Abflusskomponenten“, „Linearspeicheransatz für den Basisabfluss“ und „Linearspeicher und zeitliche Verschiebung“ aufgelistet.

Die Gütemaße lassen auf Defizite des Modells bei der Wiedergabe der zeitlichen Struktur der gemessenen Ganglinie schließen, wenn die Simulationsergebnisse direkt und ohne weitere Modifikation mit den Messwerten verglichen werden. Die Modelleffizienz erreicht dann maximal nur 0,27 für das Szenario d). Dieses Szenario weist allerdings die größten Abweichungen von -9,39 % in der Abflusssumme auf. Im Gegensatz dazu erreicht das Szenario a) die geringste Differenz zur

Tabelle 5.6: Modellgüte der durchgeführten Szenarien bzgl. der täglichen Abflussganglinie am Pegel Leineturm bei vier verschiedenen Modifikationen der Abflusskomponenten. (Jahresabfluss am Pegel Leineturm: 292,1 mm/a)

Szenario	Keine Modifikation					
	Abfluss [mm/a]	Abw. [mm/a]	RA [%]	cme	ia	rmse [mm/d]
a)	286,7	-5,4	-1,8	0.1	0.86	0.7
b)	275,4	-16,7	-5,7	0.19	0.87	0.7
c)	277,4	-14,7	-5,0	0.12	0.86	0.7
d)	264,7	-27,4	-9,4	0.27	0.88	0.6
Szenario	Nur zeitliche Verschiebung beider Abflusskomponenten					
	Abfluss [mm/a]	Abw. [mm/a]	RA [%]	cme	ia	rmse [mm/d]
a)	286,7	-5,4	-1,9	0.14	0.86	0.7
b)	275,4	-16,7	-5,7	0.19	0.87	0.5
c)	277,3	-14,8	-5,1	0.2	0.87	0.7
d)	264,6	-27,5	-9,4	0.3	0.88	0.6
Szenario	Nur Linearspeicheransatz für Basisabfluss					
	Abfluss [mm/a]	Abw. [mm/a]	RA [%]	cme	ia	rmse [mm/d]
a)	290,4	-1,7	-0,6	0.67	0.91	0.4
b)	279,6	-12,5	-4,3	0.65	0.9	0.4
c)	281,6	-10,5	-3,6	0.63	0.9	0.5
d)	269,5	-22,6	-7,7	0.62	0.89	0.5
Szenario	Linearspeicher und zeitliche Verschiebung					
	Abfluss [mm/a]	Abw. [mm/a]	RA [%]	cme	ia	rmse [mm/d]
a)	290,4	-1,7	-0,6	0.69	0.92	0.4
b)	279,6	-12,5	-4,3	0.65	0.9	0.4
c)	281,6	-10,5	-3,6	0.66	0.91	0.4
d)	269,5	-22,6	-7,7	0.65	0.9	0.4

Abk.: Abw.: Absolute Abweichung, RA: Relative Abweichung, cme: coefficient of model efficiency, ia: index of agreement, rmse: root mean square error, a) wahrsch. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, b) wahrsch. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation, c) het. Landnutzung mit wahrsch. Bodeninformation, d) het. Landnutzung mit aggr. Bodeninformation

gemessenen Abflusssumme aber gleichzeitig auch eine unbefriedigende Modelleffizienz von 0,1. Nach einer zeitlichen Verschiebung beider Abflusskomponenten steigt die Güte des Modells geringfügig an.

Bei Verwendung eines Linearspeichers zur Abschätzung des Basisabflusses ergibt sich ebenfalls eine deutliche Verbesserung der Modellgüte. Diese Verbesserung spiegelt sich in allen Gütemaßen wider. Die höchste Modelleffizienz erreicht jetzt das Szenario a) mit 0,67. Man erkennt auch, dass sich die Variationskoeffizienten der gemessenen und simulierten Zeitreihe annähernd gleichen. Bei Verwendung der zeitlichen Verschiebung des Oberflächenabflusses und der Abschätzung des

Basisabflusses mittels des Speicheransatzes resultiert demgegenüber eine geringe Verbesserung der Vorhersagequalität.

Werden Modifikationen angewandt, liefert das Szenario a) die besten Werte sowie die höchste Modelleffizienz. Die Unterschiede zu den Modelleffizienzen der anderen Szenarien sind allerdings nur gering. Auch die anderen Gütemaße variieren kaum. Nur die Wiedergabe des Abflussvolumens ist beim Szenario a) deutlich besser als bei den anderen drei Szenarien. Somit scheint die Vernachlässigung der subskaligen Variabilität bessere Ergebnisse zu liefern. Je besser die gegebene Struktur berücksichtigt wird, desto unsicherer wird die Vorhersage. Dieses Ergebnis überrascht, denn berücksichtigt man die Ergebnisse aus den Vergleichen in Bezug auf die Heterogenität der beiden Eingangsdaten (siehe vorheriges Unterkapitel) geht sehr deutlich hervor, welche Unterschiede zwischen den Simulationen mit und ohne Aggregation vorhanden sind. Für einzelne Rasterzellen ergaben sich dabei relative Abweichungen im Gesamtabfluss von bis zu 100%. Es zeigte sich aber auch, dass die Unterschiede keine Aussage über eine Tendenz erlauben. Über- und Unterschätzungen halten sich die Waage. In der Summe aller Rasterzellen kompensieren sich diese Unterschiede. Ob nun das eine oder andere Szenario auf der Skala des Einzugsgebietes bessere Werte liefert, ist somit eher zufällig als systematisch zu betrachten.

Die bisherigen Ergebnisse lassen erkennen, dass die Simulationen für Aussagen auf Tagesbasis nur bedingt geeignet sind (siehe auch Abbildung 5.6, Seite 118). Mit der vollständigen Modifikation der Abflusskomponenten erreicht das Modell eine Effizienz von  $cme = 0,69$ . Betrachtet man an Stelle der täglichen Daten Ganglinien auf größeren Zeitskalen, kann man die Berechnung der Modelleffizienz wiederholen und erhält damit eine Aussage, auf welcher Zeitskala das Modell die sichersten Vorhersagen liefert. In Abbildung 5.9 sind die Modelleffizienzen der vier Szenarien in Abhängigkeit von der Zeitskala dargestellt.

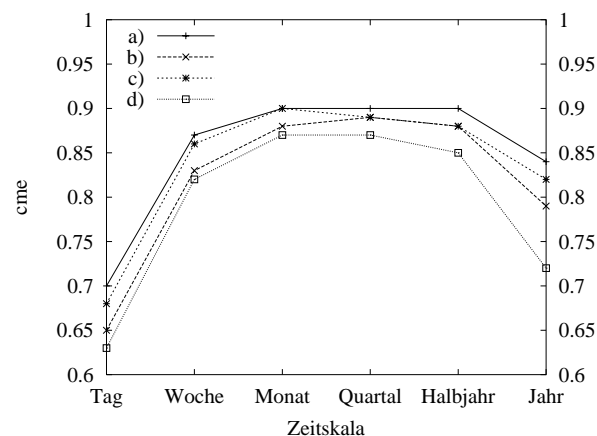


Abbildung 5.9: Modelleffizienz der rasterbasierten Simulationen (1000m) in Abhängigkeit von der Zeitskala

Mit Vergrößerung der zeitlichen Skala kann das Modell die zeitlichen Strukturen der gemessenen Ganglinie besser wiedergeben. Die Fehler und Unsicherheiten, die auf Tagesbasis bestehen, kompensieren sich über längere Zeiträume. Es zeigt sich aber, dass nicht immer die längste Zeitskala für die beste Übereinstimmung sorgt. Allerdings ist der Stichprobenumfang von acht Jahreswerten zu klein, um eine signifikante Aussage treffen zu können. Alle Szenarien reagieren sehr

ähnlich auf die Vergrößerung der Zeitskala. Einem Anstieg zumeist bis zur Monatsskala folgen recht konstante Werte, die erst zur Jahresskala wieder merklich abfallen. Die Einschätzung der Güte der einzelnen Szenarien ändert sich dabei nicht. Ein Szenario, das auf der Tagesskala eine bessere Modelleffizienz als ein anderes Szenario aufweist, besitzt auch auf allen anderen Zeitskalen eine höhere Modelleffizienz. Die höchste Modelleffizienz von 0,9 wird auf Monatsbasis sowohl von Szenario a) als auch c) erreicht. Szenario a) ergibt über alle Zeitskalen die beste Qualität, während Szenario d) die schlechtesten Werte liefert. Somit bestätigt sich die Aussage, dass eine Berücksichtigung der heterogenen Struktur der Eingangsdaten keine besseren Ergebnisse liefert, auch auf größeren Zeitskalen. Insgesamt betrachtet, kann festgestellt werden, dass die Simulationen für den Pegel Leineturm eine hohe Güte aufweisen.

Alle Ergebnisse werden bisher auf die größte räumliche Skala, das Gesamteinzugsgebiet, bezogen. Es ist zu erwarten, dass die untersuchten Methoden auch in Bezug auf die räumliche Skala unterschiedlich gut die Messungen wiedergeben können. Hierbei ist zu beachten, dass nicht nur die Größe eines Einzugsgebietes einen Einfluss hat, sondern auch dessen naturräumliche Ausstattung. Dies gilt insbesondere für die kleinräumigen Einzugsgebiete. Auf Grund ihrer Lage und Größe ist es möglich, dass sie homogenere Strukturen aufweisen, was einen Vergleich der Methoden relativiert. Als Grundlage der Berechnung der Modelleffizienzen werden die Tageswerte des Gesamtabflusses verwendet, wie sie sich für jedes der vier Szenarien nach Modifikation beider Abflusskomponenten mit den gebietsspezifischen Parametern ergeben.

Abbildung 5.10 gibt die Entwicklung der Modelleffizienz auf Tagesbasis mit der räumlichen Skala wieder.

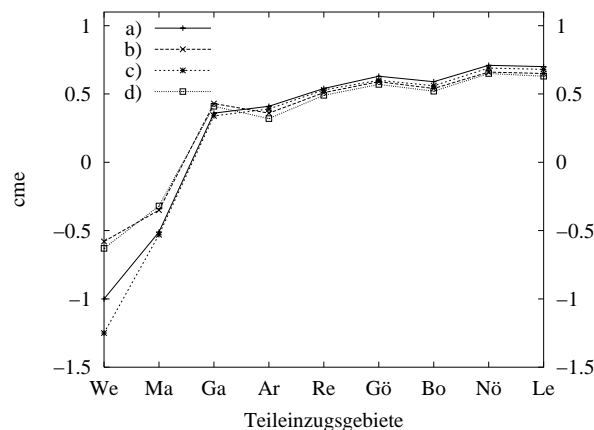


Abbildung 5.10: Modelleffizienz auf Tagesbasis der rasterbasierten Simulationen (1000m) in Abhängigkeit von der Raumskala. Die TEZG sind in aufsteigender Größe sortiert.

Mit Ausnahme der beiden kleinen Einzugsgebiete des Wendebachs (30 km<sup>2</sup>) und der Dramme (45 km<sup>2</sup>), ergeben sich Modelleffizienzen im Wertebereich von 0,31 bis 0,71. Die Werte steigen dabei tendenziell mit zunehmender Größe des Teileinzugsgebietes an. Es wird deutlich, dass keines der Szenarien für die Vorhersage der kleinen Einzugsgebiete geeignet ist. Hier liegen die Modelleffizienzen im negativen Bereich. Dies ist gleich bedeutend damit, dass selbst die Verwendung des Mittelwertes als konstante Zeitreihe besser ist als die Vorhersage des Modells. Für diese beiden Gebiete ergeben die Szenarien mit der wahrscheinlichsten Bodeninformation die schlechtesten

Modelleffizienzen. Dies ist auch noch auf der Skala des Einzugsgebietes der Garte festzustellen. Danach übertreffen diese Szenarien qualitativmäßig die beiden anderen Szenarien. Ab dem Pegel Arenshausen ergibt sich konstant jene Rangfolge, wie sie sich auch bei den Untersuchungen auf den unterschiedlichen Zeitskalen eingestellt hat.

***Rasterbasierte Simulationen mit unterschiedlichen Modellskalen:***

Nachdem gezeigt werden konnte, dass die Simulationen auf unterschiedlichen Rasterweiten zu Differenzen in den Bilanzen führen, stellt sich die Frage, wie die Güte der Simulationen durch die Veränderung der Modellskala beeinflusst wird. Tabelle 5.7 fasst die schon zuvor verwendeten statistischen Gütemaße auf Tagesbasis in Bezug auf die Abflussganglinie am Pegel Leineturm zusammen.

*Tabelle 5.7: Modellgüte bei veränderter Modellskala und verschiedener Bodeninformation. (Abkürzungen siehe Tabelle 5.6)*

Methode	Rasterweite	Mit Linearspeicher und ztl. Verschiebung					
		Abfluss [mm/a]	Abw. [mm/a]	RA [%]	cme	ia	rmse [mm/d]
c)	500m	281,4	-10,7	-3,7	0.68	0.9	0.4
	1000m	281,4	-10,7	-3,7	0.68	0.9	0.4
	2000m	280,6	-11,5	-3,9	0.69	0.91	0.4
d)	500m	274,5	-17,7	-6,0	0.66	0.89	0.4
	1000m	269,3	-22,8	-7,8	0.63	0.88	0.4
	2000m	264,5	-27,6	-9,4	0.62	0.88	0.5

Auch dieser Vergleich zeigt, dass sich die Veränderung der Rasterweite bei Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation (Szenario c) kaum auf die Modellergebnisse auswirkt. Alle Gütemaße zeigen annähernd gleiche Werte. Die Simulationen mit unterschiedlichen Rasterweiten unterscheiden sich untereinander nicht signifikant in ihren Ergebnissen. Bei der Verwendung aggregierter Bodeninformationen ergibt sich die beste Modellgüte bei einer Rasterweite von 500 m. Die Abweichung zum gemessenen Abfluss ist hier am niedrigsten, und auch die anderen Gütemaße erreichen hier die besten Werte. Die Modellgüte nimmt bei diesem Szenario tendenziell mit der Vergrößerung der Modellskala ab. Der Vergleich zwischen Szenario c) und d) bestätigt erneut die Feststellung, dass eine höhere Modellgüte bei der geringeren Berücksichtigung der subskaligen Variabilität der Eingangsdaten erzielt wird.

Betrachtet man die Entwicklung des cme-Wertes mit größer werdender Zeitskala (Abbildung 5.11), stellt man zunächst fest, dass die Werte aller Szenarien wie schon zuvor bei einer Mittelungslänge eines Monats ihr Maximum erreichen.

Während sich im Szenario c) kaum Unterschiede zwischen den Rastergrößen zeigen, kann man im Szenario d) sehr gut den Einfluss der Modellskala ablesen. Je größer die Rasterweite wird, desto geringer wird die Modelleffizienz und desto unsicherer werden die Vorhersagen auch über längere Zeitskalen. Dies steht im Einklang mit den übrigen Ergebnissen.

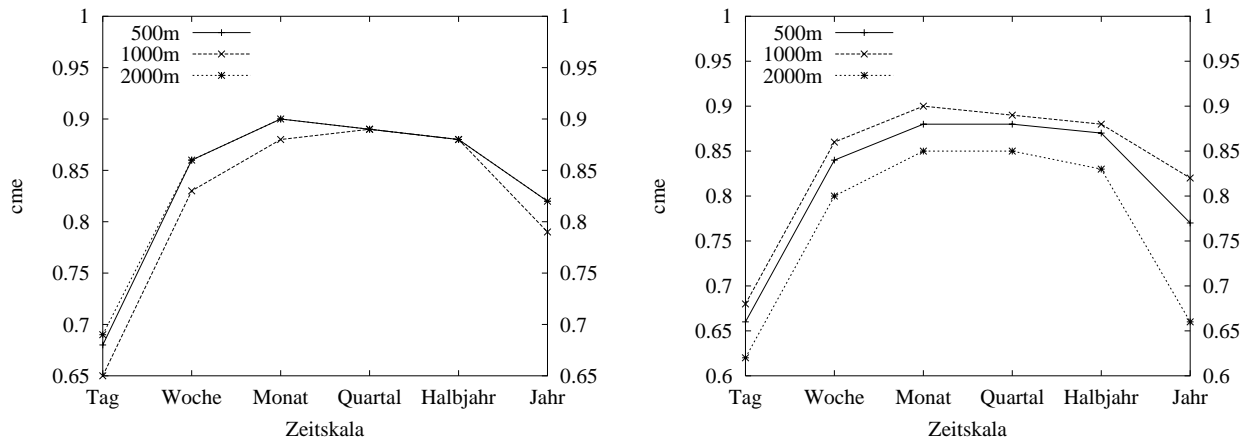


Abbildung 5.11: Abhängigkeit der Modelleffizienz von der Zeitskala bei verschiedenen Rasterweiten; Links: Szenario c), Rechts: Szenario d)

Ähnlich den Ergebnissen auf dem 1000 m Raster erkennt man in Abbildung 5.12, dass eine Modellierung der kleineren Teileinzugsgebiete mit dem Modellkonzept nicht gelingt. Alle Szenarien erreichen auf den kleineren Skalen negative Modelleffizienzen. Somit kann auch eine Verringerung der Modellskala auf 500 m keine Verbesserung bringen. Der Verlauf der Modelleffizienz mit der Teileinzugsgebietsgröße ähnelt auch im Weiteren den Resultaten auf 1000 m. In allen Szenarien steigt die Modelleffizienz mit der Gebietsgröße an. In Bezug auf die Abhängigkeit von der Modellskala ergeben sich keine neuen Erkenntnisse. Szenario c) liefert auch bei sich ändernden Raumskalen sehr ähnliche Werte, während sich für Szenario d) die besten Modelleffizienzen wiederum für die Simulation mit der kleinsten Rasterweite ergeben.

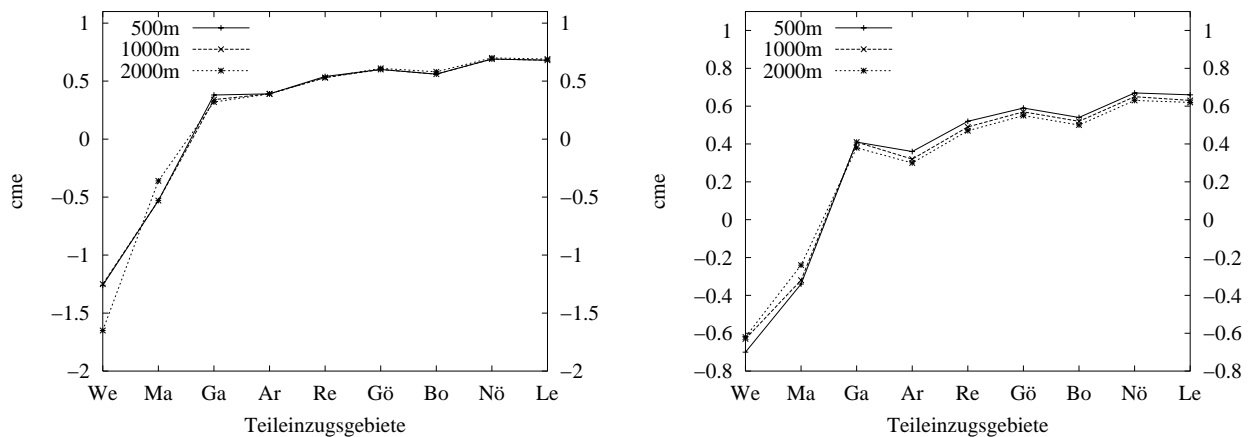


Abbildung 5.12: Abhängigkeit der Modelleffizienzen von der Raumskala bei verschiedenen Rasterweiten; Links: Szenario c), Rechts: Szenario d). Die TEZG sind in aufsteigender Größe sortiert.

### **Simulationen auf homogenen Einheiten verschiedener Eingangsdaten:**

Die aus den polygonbasierten Simulationen folgenden Flüsse zeigen eine hohe Variabilität zwischen den einzelnen Szenarien. Auch für den Gesamtabfluss ergibt sich mit 100,5 mm/a eine hohe Spannweite. Tabelle 5.8 zeigt, wie effizient die verschiedenen Simulationsszenarien die gemessenen täglichen Abflüsse am Pegel Leineturm über den Zeitraum von acht Jahren vorhersagen. Erneut sind Abweichungen und die verschiedenen Gütemaße aufgelistet.

Tabelle 5.8: Modellgüte der Szenarien auf homogenen Einheiten der Eingangsdaten

Polygon	Szenario	Mit Linearspeicher und zeitlicher Verschiebung					
		Abfluss [mm/a]	Abw. [mm/a]	RA [%]	cme	ia	rmse [mm/d]
Nutzung	a)	287,7	-4,4	-1,5	0.69	0.91	0.4
	b)	272,3	-19,8	-6,8	0.64	0.88	0.4
Boden	a)	285,7	-6,4	-2,2	0.69	0.9	0.4
	c)	289,3	-2,8	-1,0	0.68	0.9	0.4
Niederschlag	a)	307,2	15,1	5,2	0.68	0.91	0.4
	b)	270,5	-21,6	-7,4	0.5	0.85	0.5
	c)	273,2	-18,9	-6,5	0.64	0.89	0.4
	d)	252,2	-39,9	-13,7	0.49	0.83	0.5
Klima	a)	274,0	-18,1	-6,2	0.29	0.76	0.6
	b)	276,1	-16,0	-5,5	0.24	0.77	0.6
	c)	206,7	-85,4	-29,2	0.13	0.68	0.7
	d)	213,4	-78,7	-27,0	0.14	0.69	0.7

Die Simulationen liefern auf den kleinerskaligen Simulationseinheiten (Boden und Landnutzung) die besseren Ergebnisse. Besonders schlecht stimmen die Ergebnisse der Simulationen auf den Klimagebieten überein. Dies zeigen sowohl die Gütemaße als auch die relativen Abweichungen. Am sichersten erscheinen die Simulationen auf den Bodeneinheiten. Sie weisen sowohl die geringste relative Abweichung auf, wie auch die beste Modelleffizienz. Nur hier deutet sich durch die Erhöhung der Informationsdichte eine Verbesserung der Ergebnisse an. Die Simulationen auf Landnutzungseinheiten liefern ähnlich sichere Vorhersagen, zeigen aber erneut, dass die Verwendung einer aggregierten Bodeninformation zu etwas schlechteren Ergebnissen führt. Überraschend gut schneiden auch die Simulationsergebnisse auf den Niederschlagseinheiten ab. Vor allem bei Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation (Szenarien a) und c)) liefern sie eine vergleichbar hohe Qualität. Auch diese Ergebnisse zeigen, dass der Wechsel der Bodeninformation zu größeren Veränderungen der Modelleffizienz führt als die Veränderung der Landnutzungsinformation.

Betrachtet man die Modelleffizienz auf größeren Zeit- bzw. kleineren Raumskalen, ergeben sich ähnliche Aussagen. Abbildung 5.13 zeigt die zeitliche und die räumliche Entwicklung der Modelleffizienz für die beiden Szenarien auf Landnutzungsflächen.

Wie zuvor bei den Simulationen auf Rasterflächen zeigt sich bei veränderten Zeitskalen, dass die Modelleffizienz erneut auf der Monatsskala die höchsten Werte (0,9 für Szenario a und 0,88 für b) erreicht. Im Fall der Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation (Szenario a) bleibt sie bis zu den Halbjahreswerten konstant und fällt erst danach wieder ab, während sie im Szenario b) bereits ab den Halbjahreswerten wieder rückläufig ist. Generell zeigt Szenario a) über alle Zeitskalen höhere Effizienzen als Szenario b). Dies gilt auch ab dem Teileinzugsgebiet Arenshausen für veränderte Raumskalen. Beim Einzugsgebiet der Garte dreht sich die Reihenfolge um. Auf den beiden kleinsten Teileinzugsgebieten zeigt sich wie schon bei den rasterbasierten Simulationen eine



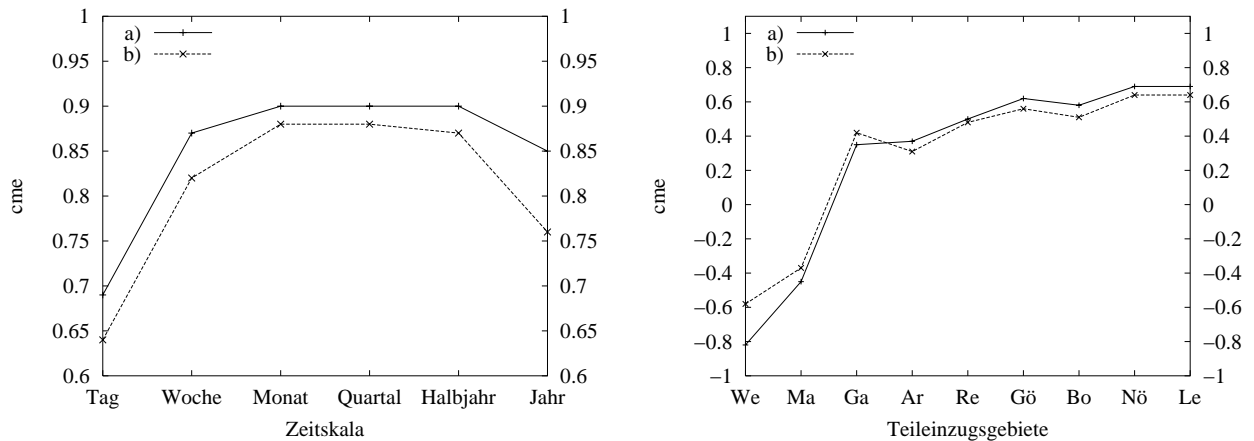


Abbildung 5.13: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Landnutzungseinheiten.

sehr schlechte Modelleffizienz. Auch hier bestätigt sich der Eindruck, dass mit steigender Gebietsgröße die Vorhersagbarkeit zunimmt. Es bleibt aber festzustellen, dass die Unterschiede auch in den Modelleffizienzen sehr gering sind und sich beide Szenarien nicht signifikant voneinander unterscheiden.

Abbildung 5.14 stellt die Raum-Zeit-Abhängigkeit für die Simulationen auf den Bodeneinheiten dar.

Die generellen Aussagen zur Abhängigkeit der Modelleffizienz bestätigen sich auch hier. Die Unterschiede zwischen beiden Szenarien sind überall sehr gering. Während auf größeren Zeitskalen die Verwendung der heterogenen Landnutzungsstruktur etwas bessere Werte liefert, erscheint dies für die Raumskalen nicht so. Hier ist allerdings eine Annäherung der beiden Effizienzen mit Erhöhung der Raumskala zu beobachten.

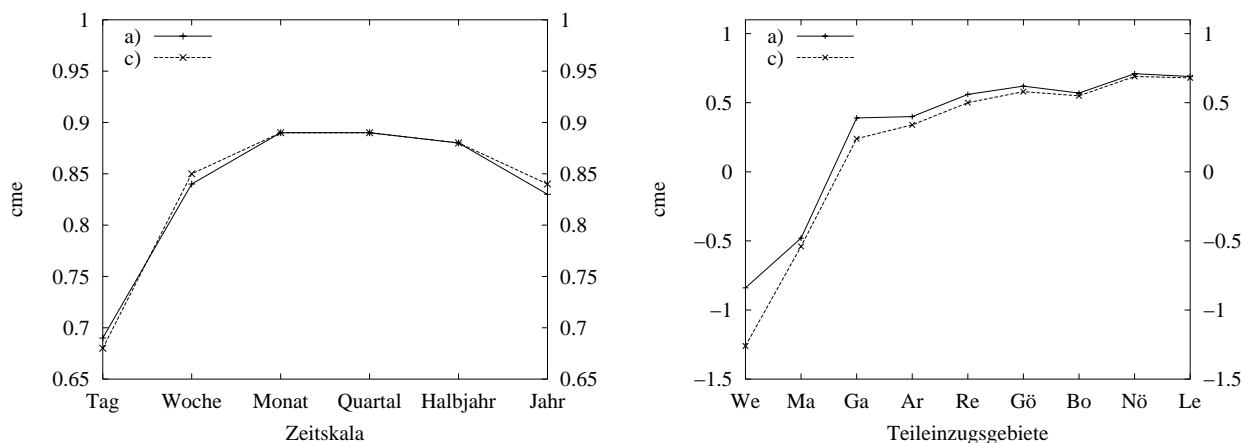


Abbildung 5.14: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Bodeneinheiten

Auch für die Simulationen auf Niederschlagseinheiten (Abbildung 5.15) lassen sich die generellen Aussagen wiederfinden. Für beide Skalen liefern die Simulationen mit der wahrscheinlichsten Bodeninformation (Szenarien a) und c)) höhere Modelleffizienzen als die beiden anderen Szenarien. Dabei erreichen die Modelleffizienzen wiederum ähnlich hohe Werte, wie für die bisher

untersuchten Szenarien. Bei der Abhängigkeit von der Zeitskala deutet sich des Weiteren an, dass auch der Wechsel zu mehr subskaliger Information bezüglich der Landnutzung zur Verschlechterung der Modelleffizienz führt. So ergibt das Szenario d) über alle Zeitskalen hinweg die niedrigsten Werte, wobei es beim Vergleich der Jahreswerte das Minimum von 0,45 erreicht. Damit unterscheidet es sich deutlich von den anderen Szenarien. Die maximale Modelleffizienz von 0,89 für das Szenario a) ist sowohl mit den Simulationen auf den beiden kleinskaligen unregelmäßig geformten Einheiten als auch mit den rasterbasierten Simulationen vergleichbar. Die Abhängigkeit von der Raumskala zeigt eine kleine Besonderheit. Bis zum Teileinzugsgebiet des Pegels Göttingen liefert das Szenario a) entgegen der sonstigen Tendenz nicht die höchsten Modelleffizienzen. Erst ab dieser Skala erreicht es die höheren Werte des Szenarios c) und liefert in der Folge noch geringfügig höhere. Ebenfalls auffällig ist die besonders niedrige Modelleffizienz des Szenarios b) auf der Skala des Teileinzugsgebietes der Dramme (Pegel Mariengarten). Allerdings ergeben sich für dieses und das kleinste Teileinzugsgebiet des Wendebachs keine positiven Modelleffizienzen.

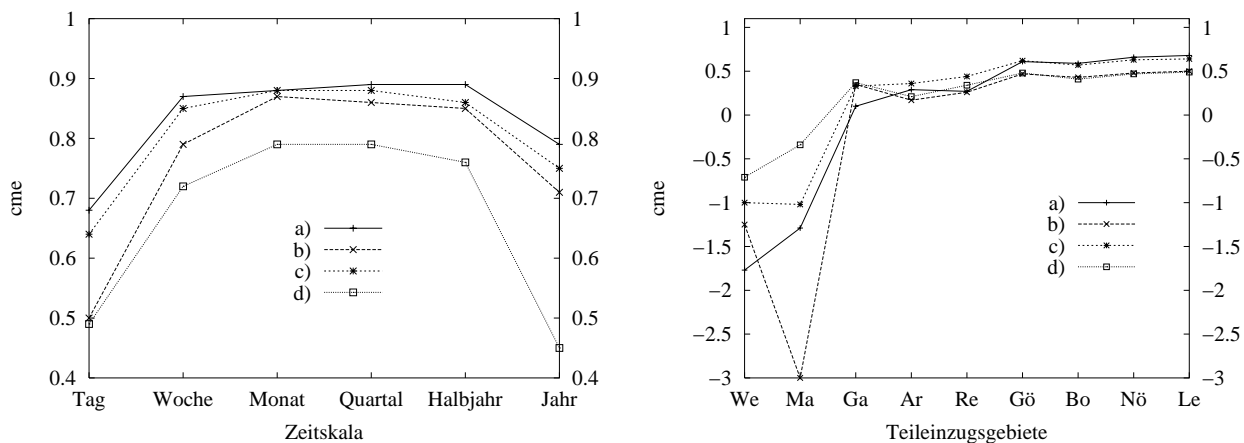


Abbildung 5.15: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Niederschlagseinheiten.

Auf den Klimaeinheiten (Abbildung 5.16) wird die Effizienz der Simulationen besonders durch den Wechsel der Landnutzungsinformation geprägt. Dies ist vor allem für die Abhängigkeit von der Zeitskala klar zu erkennen. Die beiden Szenarien mit der wahrscheinlichsten Landnutzungsinformation liefern deutlich sicherere Vorhersagen als die Szenarien mit heterogener Landnutzungsinformation. Der Wechsel der Bodeninformation hat dagegen einen geringen Einfluss auf die Modelleffizienz. Ganz besonders fällt auf, dass die Szenarien a) und b) ihre maximale Effizienz später erreichen und diese auf höheren Zeitskalen nicht so stark rückläufig ist, wie es bei den vorangegangenen Simulationen der Fall ist. Ab der Monatsskala liefern diese beiden Szenarien auf Klimaeinheiten gerechnet somit ähnlich gute Ergebnisse wie die hochauflösenden Simulationen, wobei die Verwendung der aggregierten Bodeninformation mit maximal 0,87 etwas bessere Werte erreicht. Dagegen erreichen die Szenarien mit der höheren Landnutzungsinformation sehr geringe Modelleffizienzen. Diese werden auf der Jahresskala sogar negativ. Dass diese Szenarien weniger für die Vorhersage geeignet sind, verwundert nicht. Durch die sehr große Skala der Simulationseinheiten verstärken sich die Unsicherheiten der modellinternen Flussaggregation. Die schon

beschriebenen Ungenauigkeiten auf Grund der Reduktion der Verdunstungsflüsse kommen auf dieser Skala am stärksten zum Vorschein, da die Zahl der Landnutzungsteilflächen innerhalb der beiden Klimagebiete sehr hoch ist. Bei der Untersuchung der Abhängigkeit von der Raumskala ergeben sich durchweg sehr geringe Modelleffizienzen, die deutlich unter denen aller Simulationen mit höher aufgelöster Datengrundlage liegen. Auch im Vergleich zur nächstbesseren Datenauflösung, den Simulationen auf den Niederschlagsregionen, ergeben sich deutlich schlechtere Werte.

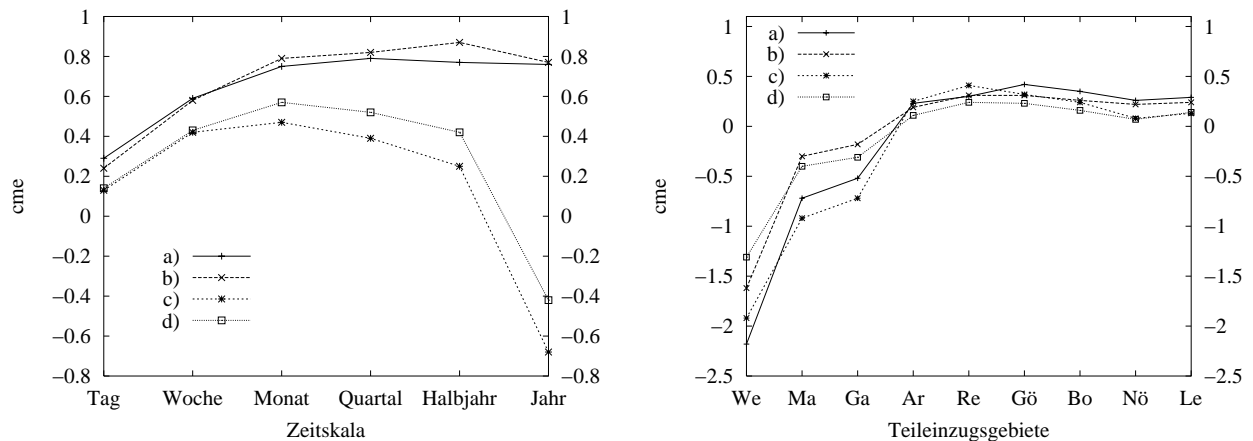


Abbildung 5.16: Abhängigkeit der Modelleffizienz von Zeitskalen (links) und von Raumskalen (rechts) für die Simulationen auf Klimaeinheiten.

Fasst man die Ganglinien aller Simulationsszenarien zu einer mittleren Ganglinie zusammen (Abbildung 5.17), erreicht die Modelleffizienz in Bezug auf den Pegel Leineturm  $cme = 0,64$ , wobei das Abflussvolumen um  $20,5 \text{ mm/a}$  unterschätzt wird. Dies entspricht einer relativen Abweichung von  $-7\%$ . Es wird wiederum deutlich, dass es zu Über- und Unterschätzungen im Verlauf der acht Jahre kommt. Die größte Diskrepanz überhaupt von über  $13,2 \text{ mm}$  am  $26.07.89$  geht auf ein Niederschlagsereignis von  $89,7 \text{ mm}$  zurück, das am Tag zuvor hauptsächlich in einer Niederschlagsregion verzeichnet ist. Nach der Abflussganglinie am Pegel Leineturm gewertet, hatte es keine Bedeutung für das Abflussgeschehen des Gesamteinzugsgebietes. Auf Grund der verwendeten räumlichen Auflösung der Niederschlagsdaten erlangt es diese Bedeutung kurzzeitig in der Simulation. Die Auswirkung solcher Einzelfälle auf die langfristige Bilanz ist aber gering.

Die gefundenen Abweichungen treten tendenziell zu ungefähr gleichen Zeiten im Jahr auf. Abbildung 5.18 stellt den über acht Jahre gemittelten Jahresverlauf der täglichen Werte des gemessenen und simulierten Gesamtabflusses zusammen mit deren Differenzen dar. Über dieses mittlere Jahr gesehen, bilden sich im Gebiet zwei Abflussmaxima ab. Das Erste liegt in den Monaten Dezember und Januar, während das zweite Abflussmaximum im Frühjahr (Monat März) auftritt. Im weiteren Jahresverlauf nehmen die Abflüsse bis zum Herbst kontinuierlich ab. Dieses mittlere Verhalten kann durch die Simulationen ebenfalls wiedergegeben werden, wobei die Modelleffizienz  $0,75$  beträgt. Das mittlere jährliche Abflussvolumen wird wie zuvor um etwa  $7\%$  unterschätzt, was einer absoluten Abweichung von  $19,1 \text{ mm}$  entspricht. Die sich ergebenden Differenzen im Jahresgang belegen, dass das Modell den Gesamtabfluss in den abflussreichen Jahreszeiten unterschätzt, während es ihn in den abflussarmen Phasen überschätzt. Dieses Verhalten deutet

### 5.3.3 Güte der zeitlichen Wiedergabe

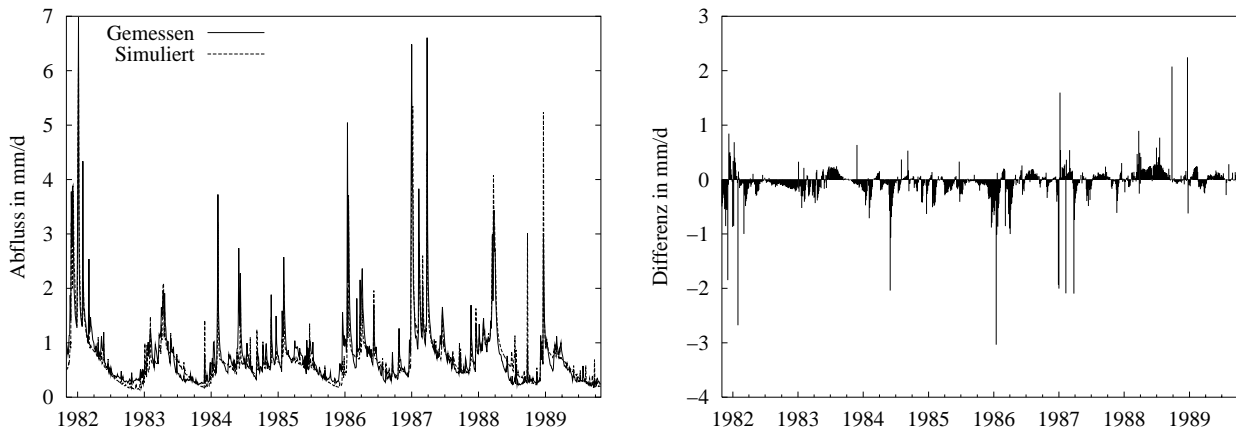


Abbildung 5.17: Vergleich der Ganglinien von Modell und Realität; Links: Gemessene und simulierte Abflussganglinie für den Pegel Leineturm, Rechts: Differenz der beiden Ganglinien

darauf hin, dass die gewählte Beschreibung der Fließ- und Speicherprozesse des Basisabflusses nicht ganz ausreichend ist. Insbesondere fällt der Basisabfluss in den Trockenphasen nicht stark genug ab.

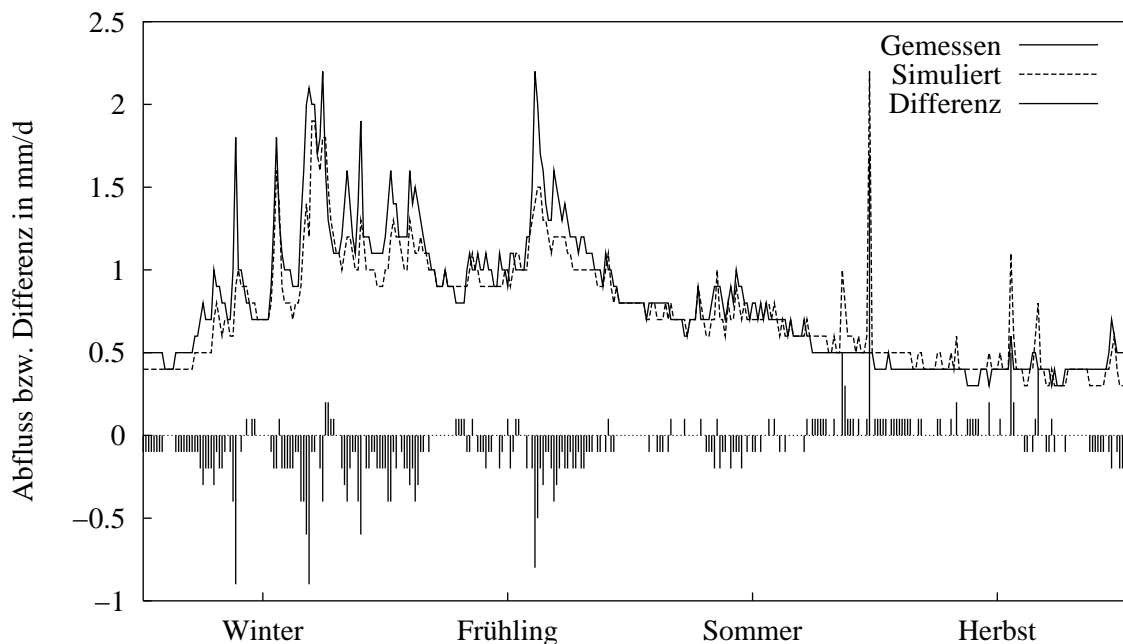


Abbildung 5.18: Mittlerer Jahresgang (acht Jahre) der gemessenen und simulierten Abflussganglinie für das Gesamteinzugsgebiet sowie die Differenz beider Ganglinien

In Tabelle 5.9 sind für alle Teileinzugsgebiete die relativen Abweichungen der Abflussmengen zwischen den gemessenen und simulierten Abflüssen (alle Szenarien zusammengefasst) zu finden. Ferner sind dort auch die Modelleffizienzen (cme) für den Gesamtzeitraum ( $n = 2922$  Tage) und für die über acht Jahre gemittelte Jahresganglinie ( $n = 365$  Tage) eingetragen.

Die Untersuchungen der zeitlichen Struktur verdeutlichen, dass beide Konzepte zur Diskretisierung der Simulationseinheiten für die Simulation regionaler Wasserflüsse ähnlich gute Ergebnisse liefern. Dabei ist festzustellen, dass eine hinreichende Größe der Simulationseinheiten zu gewähr-

Tabelle 5.9: Güte der Simulationsergebnisse in Bezug auf die verschiedenen Teileinzugsgebiete

Teileinzugsgebiet		Abweichung		Modelleffizienz cme	
		Abs. [mm/a]	Rel. [%]	n = 2922d	n = 365d
Wendebach		12.5	81.9	-0.8	-4.19
Dramme		13.1	53.1	-0.06	-0.51
Garte		-3.4	-14.7	0.37	0.29
Leine	Arenshausen	-7.3	-19.9	0.39	0.51
	Reckerhausen	-0.8	-2.8	0.54	0.75
	Göttingen	-0.7	-2.2	0.59	0.76
	Bovenden	-2.8	-9.2	0.54	0.71
	Nörten-Hardenberg	-2.8	-9.3	0.64	0.78
	Leineturm	-2	-7	0.63	0.78

leisten ist. Die Simulationen auf Klimateinheiten ergeben zwar ähnliche Jahresflüsse, liegen aber in der Übereinstimmung mit der zeitlichen Struktur der gemessenen Gesamtabflüsse deutlich hinter den anderen Szenarios zurück. Auch auf den Niederschlagseinheiten sind diesbezüglich Defizite zu erkennen. Es zeigt sich aber, dass diese Defizite in Abhängigkeit vom Grad der Aggregation mehr oder weniger stark in Erscheinung treten. Für diese Simulationseinheiten liefert demnach ein hoher Aggregierungsgrad schlechtere Übereinstimmungen mit der Realität. Diese Tendenz ist, wenn auch abgeschwächt, ebenfalls bei den anderen Simulationseinheiten zu beobachten. Bezüglich der rasterbasierten Simulationen lässt sich feststellen, dass kleinere Rasterweiten zu besseren Ergebnissen führen, insbesondere dann, wenn mit einer aggregierten Bodeninformation gerechnet wird.

## 5.4 Räumliche Struktur der Simulationsergebnisse

Neben der zeitlichen Struktur ist auch ein Vergleich der räumlichen Wiedergabe durch die verschiedenen Modellansätze wichtig. Dafür werden alle Zeitreihen pro Simulationseinheit (z.B. eine Rasterzelle) zeitlich aufsummiert oder gemittelt. Die Mittelungslänge beträgt hierbei die Länge des Gesamtzeitraums bzw. ein hydrologisches Jahr. Die räumliche Struktur ist nicht an Hand gemessener Daten validierbar. Es kann in diesem Zusammenhang nur ein Vergleich der Ansätze und eine Unsicherheitsanalyse auf Grund der Plausibilität der Ergebnisse erfolgen. Hierfür werden Karten des Untersuchungsgebietes sowie mittlere Querschnitte in Nord-Süd bzw. in Ost-West-Richtung betrachtet. Für die Darstellung der räumlichen Verteilung der simulierten Wasserflüsse wird erneut die Einschränkung auf die Ergebnisse der beiden Simulationsszenarien vorgenommen, die zum einen auf den homogenen Einheiten der Bodeninformation unter Verwendung der heterogenen Landnutzungsinformation und zum anderen auf dem 1000 m Raster unter Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation und der heterogenen Landnutzungsinformation gewonnen wurden. Abbildung 5.19 zeigt den mittleren Jahresgesamtabfluss für die rasterbasierte Simulation und in Abbildung 5.20 ist die Differenz zwischen beiden Simulationsszenarien zu sehen.

Im Fall der rasterbasierten Simulation treten im Westen und im Süden des Einzugsgebietes mit etwa 400 mm/a die höchsten Werte des jährlichen Gesamtabflusses (dunkle Graustufen in Abbildung

5.19) auf. Diese Gebiete entsprechen jenen mit hohen jährlichen Niederschlägen. Die niedrigsten Gesamtabflüsse finden sich im Raum Göttingen (vor allem nach Osten ausgedehnt). Hier fallen im Einzugsgebiet auch die geringsten jährlichen Niederschläge (vgl. Niederschlagsregion 3 in Abbildung 3.4, Seite 40). Dort fließt zum Teil weniger als 100 mm/a Wasser ab. Besonders fällt eine Rasterzelle mit Werten unter 50 mm/a auf. Diese Rasterzelle liegt aber nicht im Stadtgebiet von Göttingen, sondern genau am östlichen Stadtrand. Sie weist zu 98% Laubwald als Landnutzungstyp auf. Dies überrascht zunächst. Bei Laubwald dominieren zwar die Verdunstungsprozesse gegenüber den Abflussprozessen, aber dieser geringe Wert ist untypisch und auch sonst im Einzugsgebiet einmalig. Der Gesamtabfluss beträgt nur 45 mm/a und setzt sich aus 8,3 mm/a Oberflächenabfluss und 36,7 mm/a Grundwasserneubildung zusammen. Der Grund für dieses extreme Verhalten der Rasterzelle ergibt sich aus der Überlagerung von zwei Bedingungen. Zum einen fällt an dieser Stelle mit 446,2 mm/a relativ zu anderen Rasterzellen sehr wenig Niederschlag. Ausschlaggebend für die geringe Grundwasserneubildung im Speziellen ist aber die Bodeneinheit, die hier laut der BÜK 50 dominiert. Es handelt sich um einen 200 cm mächtigen tonigen Schluff, der sich aus fünf Profilschichten zusammensetzt. Das Profil weist laut Bodenkarte in 50 bis 60 cm Tiefe eine stauende Schicht mit geringen  $k_s$ -Werten auf. Diese Kartiereinheit findet sich im Einzugsgebiet am häufigsten (15% Flächenanteil). So erscheint es verwunderlich, dass das beobachtete Phänomen nicht öfters in Erscheinung tritt. Dies begründet sich in der Tatsache, dass nur 11,8% der Fläche dieser Bodeneinheit mit Laubwald bewachsen ist. Summiert man die Fläche, auf der Laubwald die dominierende Landnutzung ist, ergeben sich sogar nur 2,1%. Dies erklärt, dass das beobachtete Verhalten so wenig auftritt. Treffen beide Eigenschaften zusammen, wird 90% des Niederschlags verdunstet und nur 10% werden durch abfließendes Wasser umgesetzt. An den wenigen Punkten im Einzugsgebiet, wo dies zutrifft, fällt zumeist so viel Niederschlag, dass die Auswirkungen nicht so markant sind, wie für die Rasterzelle am östlichen Stadtrand von Göttingen. Verglichen mit diesem Ergebnis wird an dieser Position durch die polygonbasierte Simulation deutlich mehr Gesamtabfluss vorhergesagt. Dies wird durch die Geometrie der Bodeneinheiten verursacht, auf denen die polygonbasierte Simulation rechnet. Auf Grund der Tatsache, dass in die Simulation die heterogene Struktur der Landnutzungsverteilung eingeht, verliert der Effekt des Laubwaldes durch die dominierenden Landnutzungen Gras- und Ackerland seine Bedeutung für die Wasserflüsse der Bodeneinheit.

Neben dieser lokal auftretenden Differenz zwischen den beiden Simulationen finden sich weitere Flächen, wo es zu deutlichen Differenzen kommt. Besonders auffällig ist ein ausgedehntes Gebiet hoher positiver Abweichungen von etwa 150 mm/a (dunkle Graustufen in Abbildung 5.20) im mittleren Bereich des Einzugsgebietes. Hierbei handelt es sich um zwei einzelne, relative große Bodeneinheiten. Mit 37,2 km<sup>2</sup> bzw. 16,7 km<sup>2</sup> gehören beide zu den größten Bodeneinheiten des Einzugsgebietes. Die einheitlichen Differenzen deuten an, dass sich auch in der rasterbasierten Simulation in dieser Region recht einheitliche Abflusswerte ergeben. Die Ursache für diese Differenz liegt erneut in der unterschiedlichen Struktur der Landnutzungseinheiten. In beide Simulationen geht die heterogene Struktur der Landnutzungsdaten ein und auch die Bodenparameter sind sehr ähnlich, da beide Bodeneinheiten auf den meisten Rasterzellen in dieser Region die Majorität besitzen. Als Erklärung kommen die Effekte durch die Aggregation der Landnutzungsinformation

in Betracht. Die Bodeneinheiten untergliedern sich in 563 bzw. 378 Landnutzungseinheiten. Wie schon mehrfach erläutert, ergibt sich auf Grund der modellinternen Flussaggregation ein Fehler, der sich auf die Reduktion der Verdunstungskomponenten auswirkt. Die Wahrscheinlichkeit, dass dieser Fehler auftritt, steigt mit der Anzahl der Landnutzungsteilflächen innerhalb einer Simulationseinheit. Im vorliegenden Fall ergibt sich im Vergleich zu den betreffenden Rasterflächen eine verstärkte Reduktion der Verdunstungskomponenten, vor allem der Transpiration. Damit erhöht sich bei der polygonbasierten Simulation die Grundwasserneubildung und damit auch der Gesamt-abfluss.

## 5.4 Räumliche Struktur der Simulationsergebnisse

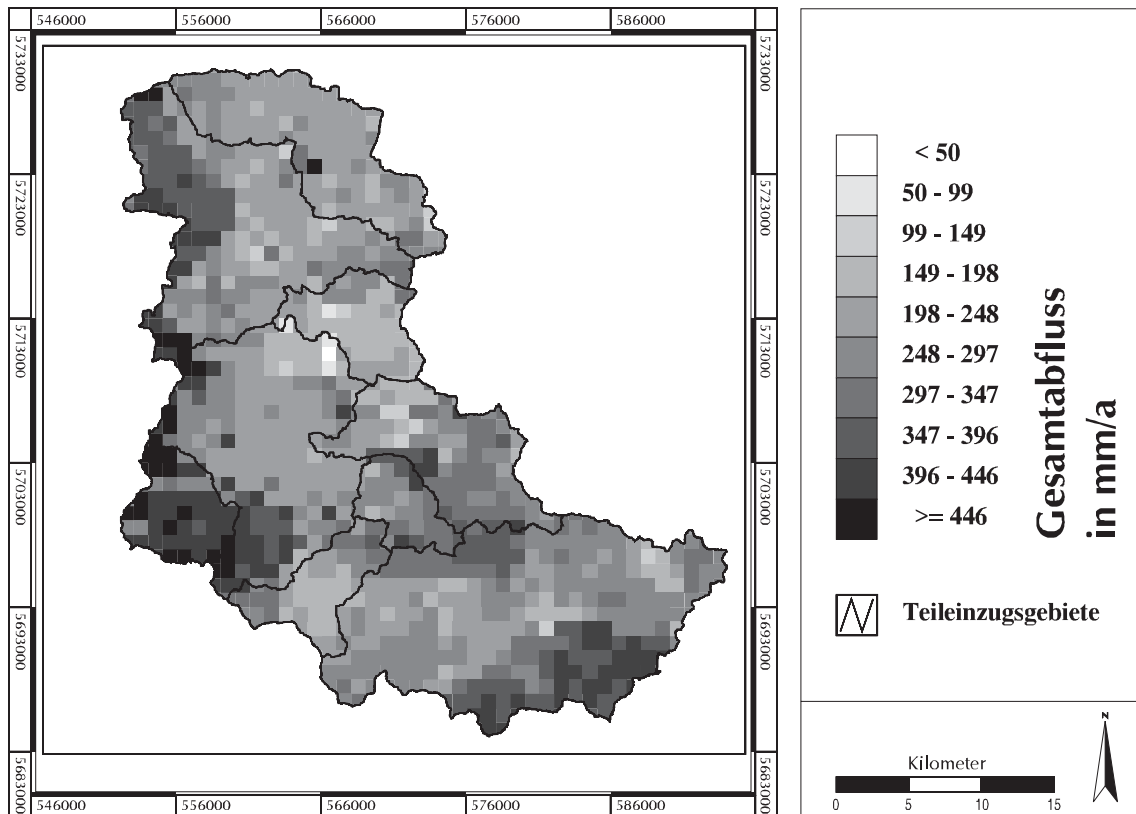


Abbildung 5.19: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresgesamtabflusses für die Simulation auf dem 1000m-Raster (Szenario c).

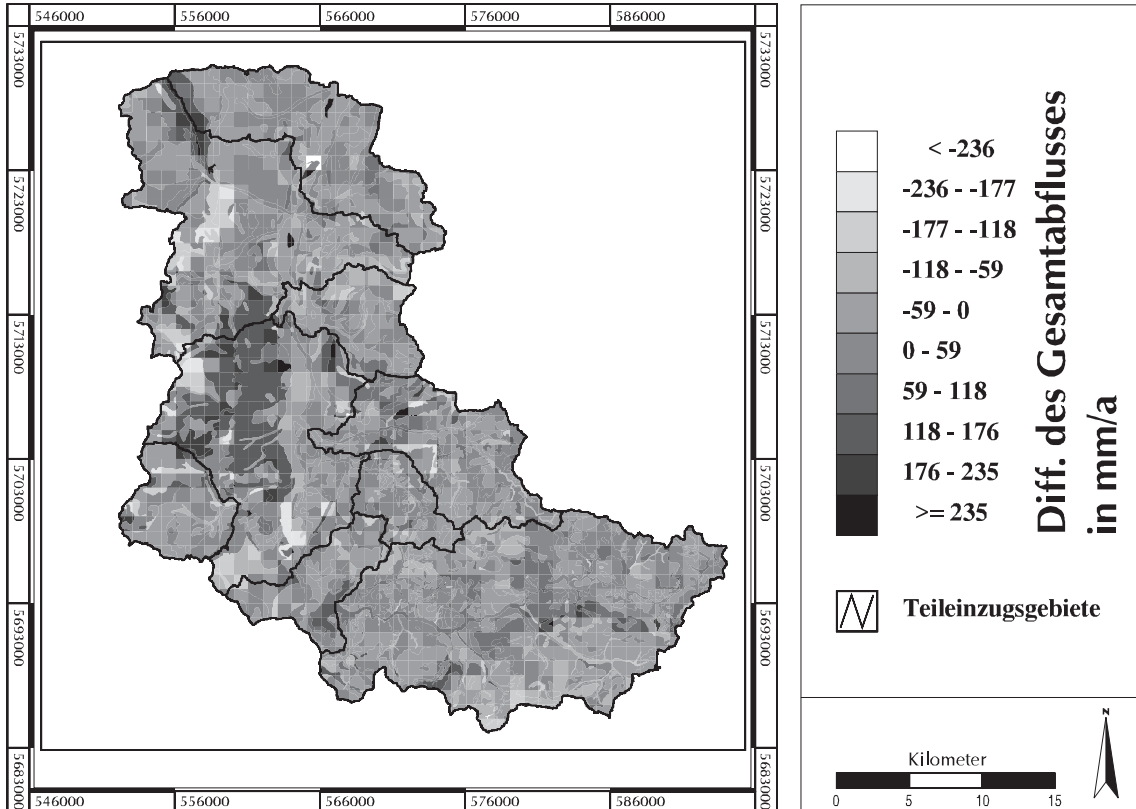


Abbildung 5.20: Differenzen des mittleren Jahresgesamtabflusses zwischen einer rasterbasierten Simulation (1000m-Raster) und polygonbasierten (Bodeneinheiten) für das Szenario c).



Vergleicht man die Differenzen zwischen beiden Simulationen über das gesamte Einzugsgebiet, stellt man fest, dass sich positive und negative Differenzen nahezu kompensieren. Im Durchschnitt ergibt sich eine Differenz von 7 mm/a. In Abbildung 5.21 sind die Ergebnisse beider Simulationen punktweise (bzgl. eines 30 m Rasters) gegenübergestellt. Außerdem ist die Verteilung der Differenzen zwischen beiden Simulationen zu sehen. Beide Abbildungen belegen, dass die beiden Simulationen im überwiegenden Maß einander ähnliche Ergebnisse liefern. Die Ergebnisse liegen zum einen nahe der 1:1 Linie im Streudiagramm und ergeben zum anderen normal verteilte Differenzen etwa um 0 mm/a. Der zweite Bereich mit relativ hoher Häufigkeit bei einer Differenz von 150 mm/a geht auf die oben schon erwähnte ausgedehnte Fläche positiver Differenzen zurück.

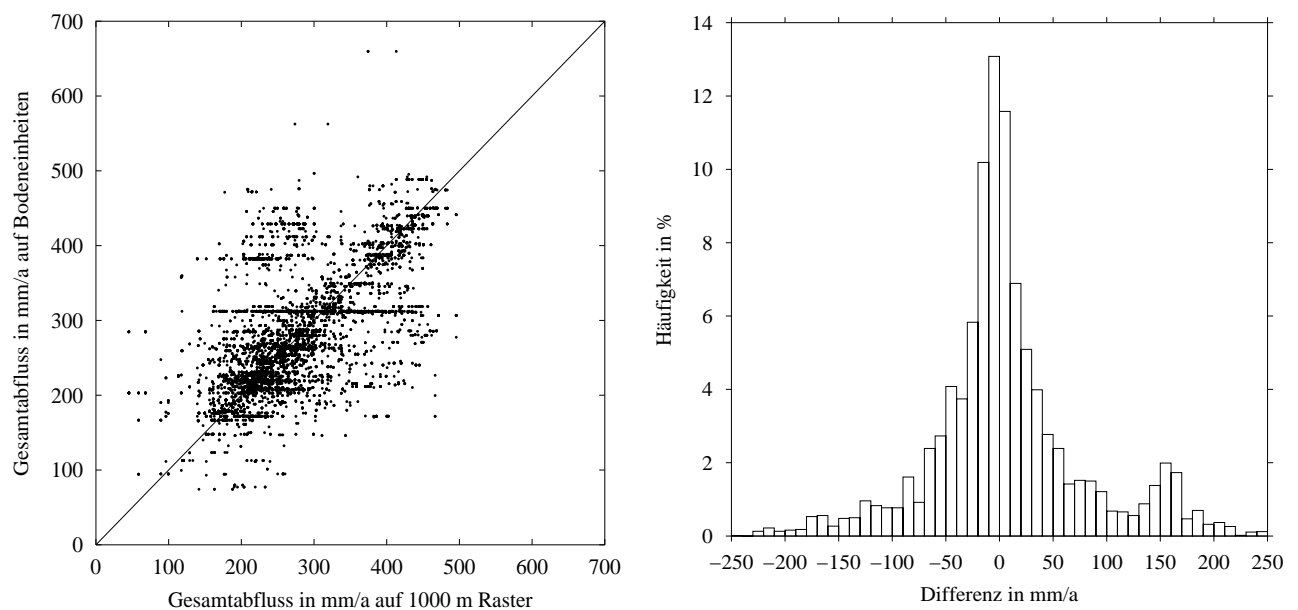


Abbildung 5.21: Verteilung der Differenzen im jährlichen Gesamtabfluss zwischen der Simulation auf Bodeneinheiten und auf dem 1000 m Raster (Szenario c); Links: Streudiagramm der räumlich verteilten Simulationseinheiten, Rechts: Histogramm der Abweichungen

Im Anhang finden sich die räumlichen Verteilungen des jährlichen Gesamtabflusses und der jährlichen aktuellen Evapotranspiration für alle Simulationsszenarien.

Zur Einschätzung der räumlichen Vorhersage aller Simulationen wird im Folgenden eine Analyse von räumlich gemittelten Querschnitten in Nord-Süd bzw. in Ost-West-Richtung verwendet. Dazu ist es notwendig, die Ergebnisse der rasterbasierten und der polygonbasierten Simulationen auf ein einheitliches Raster (hier 50 m) zu transformieren. Dabei ist zu beachten, wie groß der Stichprobenumfang für die jeweilige Mittelung ist. Diese Angaben sind der Abbildung 5.22 zu entnehmen. An den Rändern des Einzugsgebietes gehen nur wenige Werte in die Mittelung ein. An diesen Stellen müssen die später gezeigten Ergebnisse mit erhöhter Vorsicht interpretiert werden.

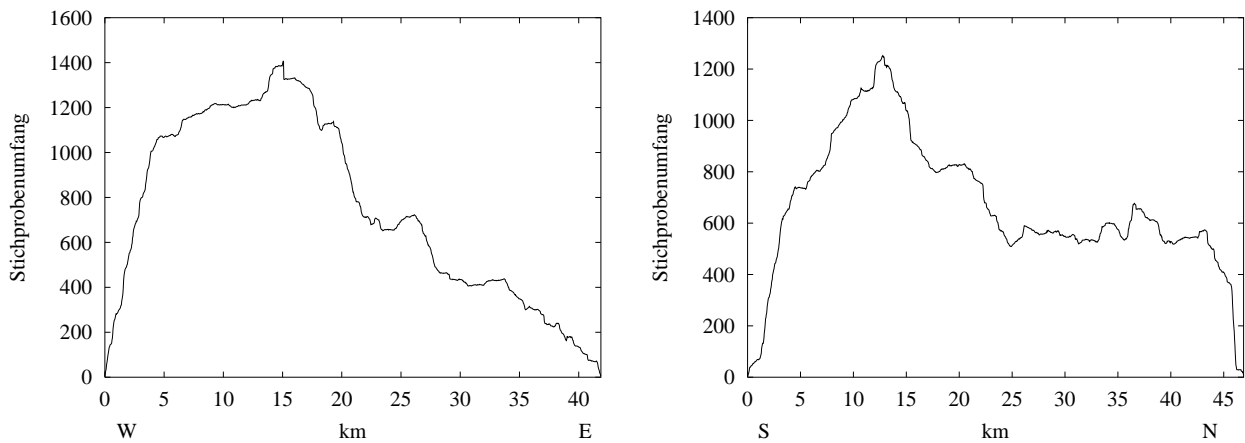


Abbildung 5.22: Stichprobenumfang der räumlichen Querschnitte durch das Einzugsgebiet bei einer Rasterweite von 50 m; Links: meridionale Richtung, Rechts: zonale Richtung

**Rasterbasierte Simulationen mit einer Rasterweite von 1000 m:**

Abbildung 5.23 zeigt die Querschnitte für alle vier Szenarien auf dem 1000 m Raster. Es ist deutlich zu erkennen, dass die einzelnen Szenarien sich auch räumlich unterscheiden. Alle vier zeigen aber eine ähnliche Struktur. Die Lage der Maxima und Minima stimmen bei allen überein, erreichen aber unterschiedliche Werte. Szenario a) erreicht dabei fast überall die höchsten Abflusswerte. Ihm folgt das Szenario c), welches im Unterschied zu a) mehr von der vorhandenen Landnutzungsinformation nutzt. Durch eine verstärkte Berücksichtigung der Landnutzungsinformation war stets eine Vergrößerung des Oberflächenabflusses verknüpft. Jetzt erkennt man, dass dieser Aspekt nur räumlich begrenzt zum Tragen kommt. Dies zeigt sich sowohl beim Vergleich von a) mit c) als auch von b) mit d). Vereinzelt treten auch Bereiche auf, in denen durch die aggregierten Bodenparameter ein höherer Gesamtabfluss entsteht als durch die Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation.

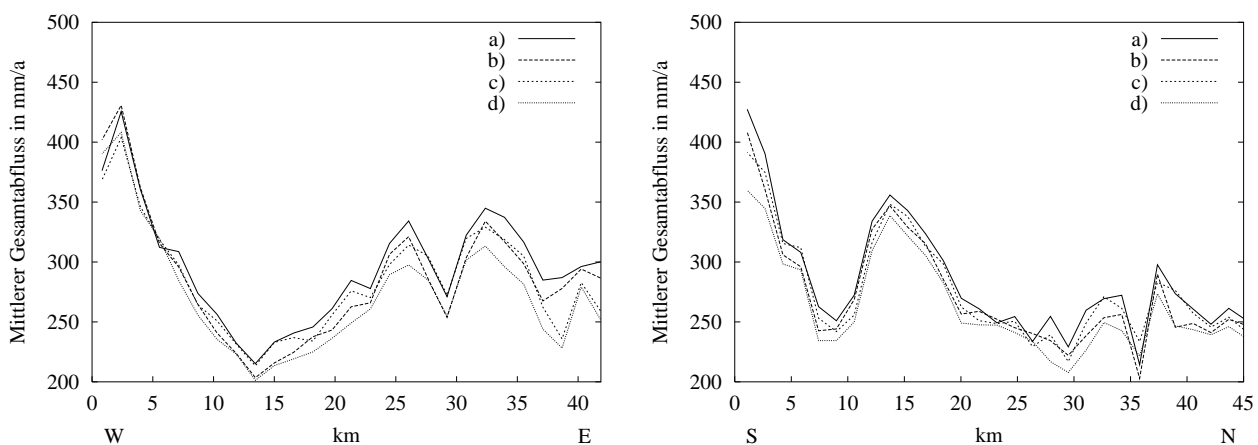


Abbildung 5.23: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses im Leinetal; Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel

Um die Unterschiede der Aggregierungsmethoden genauer spezifizieren zu können, werden die Szenarien a) und b) (unterschiedliche Bodeninformation) und a) und c) (unterschiedliche Landnutzungsinformation) verglichen. Zunächst stellt Abbildung 5.24 die räumliche Verteilung des mittleren jährlichen Oberflächenabflusses dar, wie sie sich für a) und b) ergibt. Es ist deutlich zu erkennen, dass bei der Verwendung der aggregierten Bodenparameter nahezu überall weniger Oberflächenabfluss gebildet wird, die Infiltrationskapazität der Böden somit höher eingeschätzt wird. Der in beiden Szenarien zu findende Bereich relativ hoher Oberflächenabflüsse ( $> 70$  mm/a) ab Kilometer 23 in nördliche Richtung geht auf die Stadt Göttingen zurück.

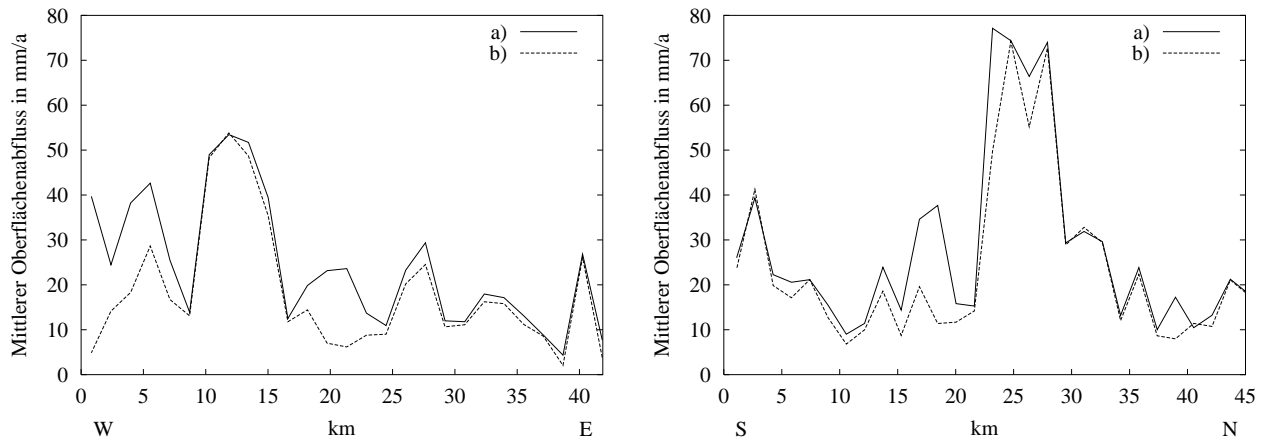


Abbildung 5.24: Räumliche Verteilung des mittleren Oberflächenabflusses im Leinetal für Szenario a) und b); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel

Für einen Vergleich von Szenario a) mit c) bietet sich die Betrachtung der Bestandsniederschläge an (Abbildung 5.25), da dessen Wiedergabe durch die verwendete Flussaggregierung am genauesten ist. Ein Unterschied im Bestandsniederschlag erlaubt Rückschlüsse auf die Interzeptionsverdunstung und somit auf den Blattflächenindex. In fast allen Bereichen überschätzt die Verwendung der wahrscheinlichsten Landnutzungsinformation die Blattfläche. Als Hinweis auf die Größe des Interzeptionsverlustes ist ebenfalls der gemessene Jahresmittelniederschlag dargestellt. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass es im Mittel zwar ein unterschiedliches Interzeptionsverhalten gibt, die Unterschiede aber relativ gering ausfallen.

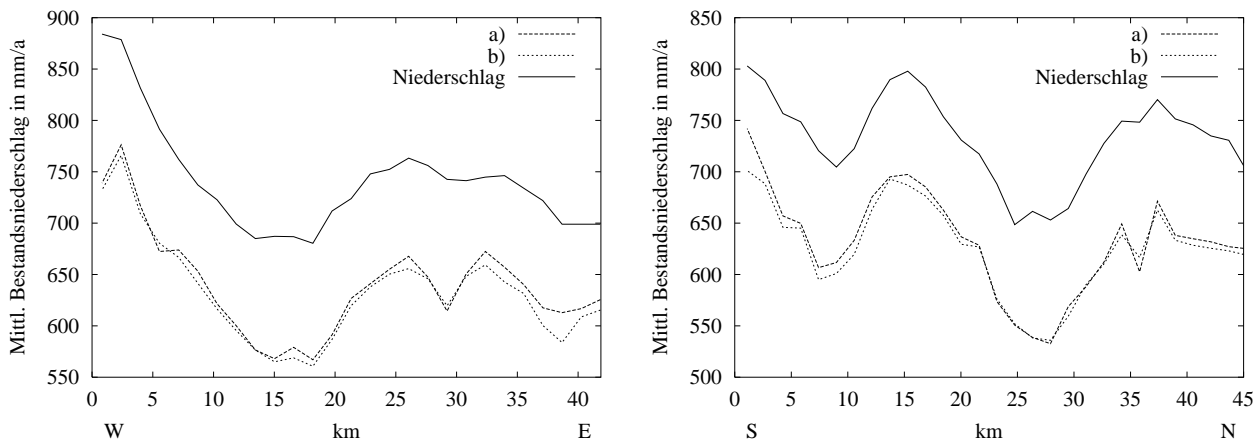


Abbildung 5.25: Räumliche Verteilung des mittleren Bestandsniederschlags im Leinetal für Szenario a) und c); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel

**Rasterbasierte Simulationen mit unterschiedlichen Modellskalen:**

Wie zuvor die vier Szenarien auf dem 1000 m Raster unterscheiden sich auch die sechs hier zu vergleichenden Simulationen kaum in ihrer räumlichen Struktur. Die Unterschiede, die sich durch den Wechsel der Landnutzungsinformation ergeben, bringen nur eine leichte Amplitudenverschiebung mit sich. Dabei kann eine leichte Abnahme der Amplitude bei der Verwendung der aggregierten Bodeninformation festgestellt werden. Die Größe der Abnahme erhöht sich dabei geringfügig mit der Vergrößerung der Modellskala. Die Untersuchungen der zeitlichen Struktur belegten, dass die Simulationen des Szenarios c) nur eine sehr geringe Abhängigkeit von der Rasterweite aufweisen. Daher soll deren räumliche Struktur in Abbildung 5.26 genauer betrachtet werden.

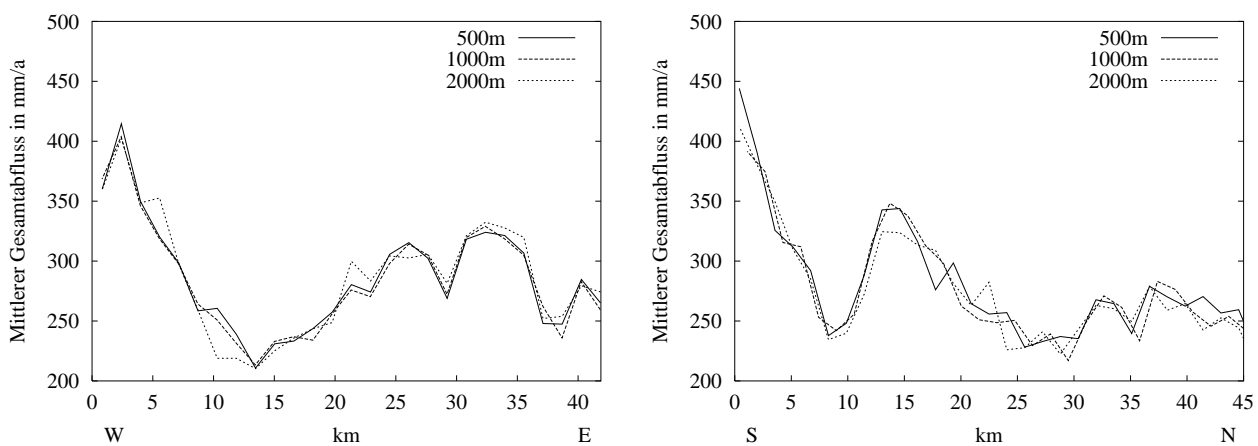


Abbildung 5.26: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses im Leinetal für verschiedene Modellskalen (Szenario c); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel

An Hand dieser Abbildungen erkennt man, dass sich die Änderung der Modellskala auch für dieses Szenario eine geringfügig unterschiedliche räumliche Struktur bewirkt. Wie zu erwarten war, lässt sich keine eindeutige Tendenz zu Über- oder Unterschätzung bei Verwendung einer der drei Rasterweiten erkennen.

**Simulationen auf homogenen Einheiten verschiedener Eingangsdaten:**

Ein großer Unterschied zwischen den rasterbasierten und polygonbasierten Simulationen besteht in der räumlichen Definition der Simulationseinheiten. Dies wirkt sich auch auf die räumliche Struktur der Ergebnisse aus. Abbildung 5.27 stellt die räumliche Struktur des mittleren Jahresabflusses exemplarisch für das Szenario a) dar. Zum Vergleich sind ebenfalls die Querschnitte der Simulation des gleichen Szenarios auf der Rasterweite von 1000 m abgebildet.

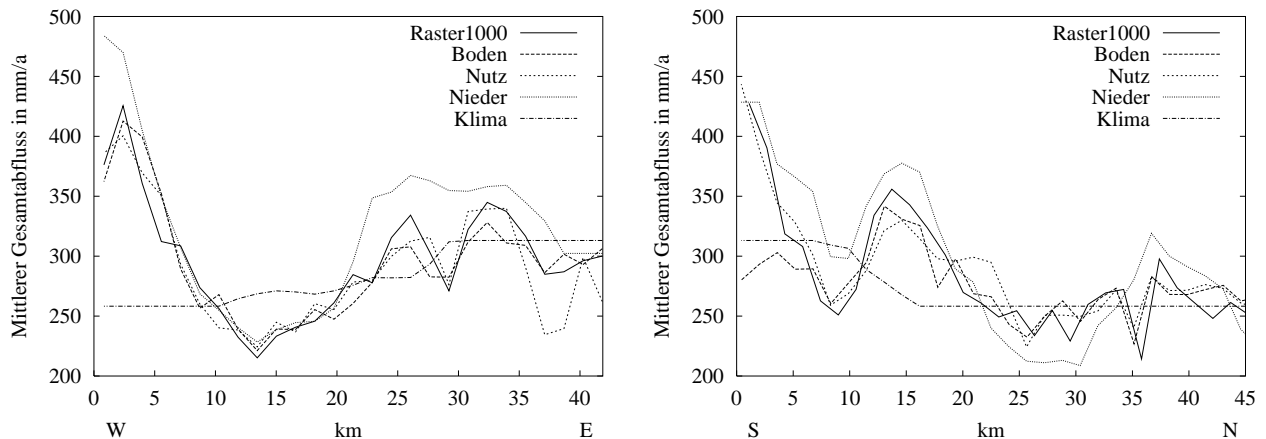


Abbildung 5.27: Räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses im Leinetal der Simulationen auf homogenen Einheiten (Szenario a); Links: meridionales Mittel, Rechts: zonales Mittel

Die Variabilität der sich ergebenden Strukturen hängt auch von der Größe der Simulationseinheiten ab. Daher zeigt die Kurve für die Simulationen auf den Klimagebietes kaum Varianzen. Aber auch hier wird in etwa der Trend der anderen für das zonale Mittel wiedergegeben, dass es im Norden des Einzugsgebietes zu relativ geringen Abflüssen kommt. Im Gegensatz dazu können die Verhältnisse des West-Ost-Querschnittes nicht wieder gegeben werden. Hier prognostiziert die Simulation im östlichen Teil des Einzugsgebietes höher Abflüsse als im westlichen Teil.

Beide Abbildungen deuten an, dass die Unterschiede zwischen den beiden Diskretisierungskonzepten der Simulationseinheiten auch in der räumlichen Struktur der Wasserflüsse gering bleiben. Bis auf die Simulationen auf Klimagebietes zeigen alle Szenarien die selbe Struktur, wenn auch die Amplituden zwischen den Szenarien schwanken. Die Strukturen spiegeln dabei die Niederschlagsverteilung recht gut wider. Dabei zeigt die Simulation auf den Niederschlagseinheiten die größte Schwankungsbreite und ähnelt damit der Niederschlagsstruktur am meisten, was auf Grund der Definition dieser Simulationseinheiten nicht weiter verwunderlich ist. Des Weiterhin fällt auf, dass die Simulation auf Bodeneinheiten in den ersten Kilometern des Süd-Nord-Querschnittes deutlich geringere Jahresabflüsse prognostiziert als alle anderen Simulationen. Dies ergibt sich durch die Struktur der homogenen Bodeneinheiten. Im südlichen Teil des Einzugsgebietes kann nur auf eine Bodenkarte im Maßstab 1:100.000 zur Definition der Einheiten zurückgegriffen werden. Daraus resultieren Einheiten, die zum Teil eine recht große Fläche aufweisen.

Im Gegensatz zu den zeitlichen Ergebnissen weisen die Simulationsszenarien recht unterschiedliche räumliche Verteilungen der Ergebnisse auf. Es besteht vor allem ein Unterschied zwischen den beiden Konzepten zur Diskretisierung in rasterförmige Simulationseinheiten auf der einen und in polygonförmige Einheiten auf der anderen Seite. Aber auch zwischen den einzelnen polygonbasierten Szenarien bzw. der rasterbasierten Szenarien ergeben sich Differenzen. In der Summation der Simulationseinheiten über die Fläche der Teileinzugsgebiete bzw. des Gesamtgebietes kompensieren sich diese Differenzen aber nahezu, so dass die Unterschiede in den Abflussganglinien der Teileinzugsgebiete nicht im selben Maß in Erscheinung treten, wie es für die räumliche Struktur zumindest lokal zu sehen ist.

Durch die Verwendung der kleinsten Geometrien bestimmter Eingangsdaten als Simulationseinheiten können die Aggregation der jeweiligen Information und die damit verbundenen Unsicherheiten vermieden werden. Es entstehen aber zum Teil recht große Simulationseinheiten, bezüglich derer die anderen Informationen eine hohe subskalige Variabilität aufweisen können, wodurch die Unsicherheit bezüglich dieser Aggregation steigt.

Da keine flächendeckende Validierungsgrundlage vorhanden ist, kann nicht entschieden werden, welche der räumlich hochauflösenden Methoden bessere Ergebnisse liefert. Eines kann aber mit Sicherheit festgestellt werden: Simulationen auf den Einheiten gleicher Klimainformation können, mit der vorliegenden groben räumlichen Auflösung, nicht für eine kleinräumige Vorhersage verwendet werden.

## 6 Diskussion und Ausblick

### 6.1 Aggregation der Eingangsdaten

Die vorgenommene Aufbereitung der Datengrundlage im Untersuchungsgebiet der oberen Leine (989 km<sup>2</sup>) erzeugt Informationen, die je nach Datensatz unterschiedlich heterogen im Einzugsgebiet vorliegen. Erst mit der Kenntnis der gegebenen Heterogenität eines Datensatzes kann die Notwendigkeit einer Aggregation sowie der notwendige Grad dieser Aggregation eingeschätzt werden. Diese Notwendigkeit hängt nicht nur vom Datensatz selbst, sondern auch davon ab, nach welchen Kriterien die Wahl der Simulationseinheiten erfolgt.

#### Meteorologische Daten:

Diese Daten liegen in einer sehr groben räumlichen Auflösung vor. Dabei werden Temperatur, Strahlung, Wind und Feuchte nur an zwei Stellen im Gebiet erfasst. Dies entspricht einer mittleren Ausdehnung der Fläche mit homogener Information von 491,3 km<sup>2</sup>. Die Auflösung der Niederschlagsdaten ist dagegen etwas besser. Hier beträgt die mittlere Ausdehnung der homogenen Einheiten 75,6 km<sup>2</sup>. Da diese in den meisten Fällen viel größer ist als die Flächen der verwendeten Simulationseinheiten, wurde für diese Daten keine spezielle Aggregierungsmethode entwickelt. Vielmehr wurde in allen Simulationsläufen die wahrscheinlichste Information bezüglich der meteorologischen Daten auf jeder Simulationseinheit ermittelt und diese für die Berechnung verwendet. Statt einer weiteren Aggregation werden Lufttemperatur, Feuchte und Strahlung mit Hilfe der Reliefinformation modellintern auf die homogenen Einheiten der Landnutzung disaggregiert. Hierbei wurde die Wahl des höhenabhängigen Temperaturgradienten als eine Unsicherheitsquelle untersucht. Dem adiabatischen (-0,6 K/100m) wurde ein klimatologischer (-0,72 K/100m) und ein täglicher Gradient, dessen Wert zwischen -2,1 und +2,1 K/100m schwanken kann, gegenübergestellt. Während sich beim Übergang von -0,6 K/100m auf -0,72 K/100m eine geringe Abnahme des jährlichen Gesamtabflusses im Untersuchungsgebiet um 1,6% ergibt, sind die Effekte durch die Verwendung eines täglichen Temperaturgradienten deutlich höher. Bezogen auf die Ergebnisse beim klimatologischen Gradienten ergibt sich nach acht Jahren und über das gesamte Einzugsgebiet ein Rückgang des Gesamtabflusses um 12,2% und eine Erhöhung der aktuellen Evapotranspiration um 8,3%. Nach einem Vergleich mit der gemessenen Abflussmenge wurde für die weiteren Simulationen der klimatologische Temperaturgradient gewählt. Der jährliche Gesamtabfluss weicht hierbei um -13,7 mm/a (-4,7%) ab.

#### Reliefdaten:

Die Höhendaten und die daraus abgeleiteten Hangneigungen und Expositionen weisen im Einzugsgebiet die höchste räumliche Auflösung auf. Sie liegen als Gitterpunktsdaten mit einem Abstand von 30 m vor. Diese kleinskalige Information bedarf in jedem Fall einer Aggregation. Hierfür wird auf jeder homogenen Landnutzungseinheit eine arithmetische Mittelung der Reliefdaten vorgenommen. Die damit verbundene Unsicherheit wurde auf einer repräsentativen Rasterzelle (1 km<sup>2</sup>) durch Veränderung der räumlichen Auflösung der Reliefinformation von 30 m auf 1000 m

analysiert. Dabei ergibt sich eine geringe Veränderung der simulierten Wasserflüsse, die des Weiteren vom Landnutzungstyp abhängt. Die höchsten Änderungen treten bei einer Verwendung des Landnutzungstyps Gras als Modellvegetation auf und betragen für die jährliche aktuelle Evapotranspiration +2,9 % bzw. -3,4 % beim Jahresgesamtabfluss. Dies wird als akzeptables Ergebnis gewertet.

### Landnutzungsdaten:

Die Aggregation der kleinskaligen Landnutzungsinformation (mittlere Skala 0,19 km<sup>2</sup>) erfolgt modellintern durch eine flächengewichtete Mittelung der Verdunstungsflüsse pro Simulationsschritt und -einheit. Hierbei wird die Tatsache ausgenutzt, dass die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung [16] wenig Rechenzeit in Anspruch nimmt. Daher kann sie pro Zeitschritt mehrmals erfolgen, ohne eine merkliche Verlängerung des Rechenbedarfs einer Simulation zu verursachen. Nachdem für alle Landnutzungsteilflächen diese Berechnung erfolgt ist, geht der daraus flächengemittelte Verdunstungswert für den jeweiligen Zeitschritt in die nachfolgende Berechnung der Bodenwasserbewegung ein. Die heterogene Struktur der Landnutzungsverteilung kann so in den Simulationen vollständig berücksichtigt werden. Bei dieser Aggregation reduzieren sich die Unsicherheiten in der Berechnung der Interzeptionsverdunstung auf einen unbedeutenden Wert. Bezüglich der Rasterzelle (1 km<sup>2</sup>) mit der heterogensten Landnutzungsverteilung im Untersuchungsgebiet konnte dieser Fluss im Vergleich zur Referenzsimulation mit der bestmöglichen Datenauflösung (alle Teilflächen über den Gesamtzeitraum einzeln simuliert und danach flächengemittelt) nahezu exakt wiedergegeben werden. Für die anderen Wasserflüsse und insbesondere auch für die Verdunstungsflüsse ergeben sich allerdings merkliche Abweichungen. Bezogen auf die Referenzsimulation unterschätzt die Methode der Flussaggregation die Summe des Gesamtabflusses um 7,4%, während die Summe der aktuellen Evapotranspiration um 4,2% überschätzt wird. Dies entspricht einer Abnahme des Gesamtabflusses von 12,2 mm/a und einer Zunahme der aktuellen Evapotranspiration von 15,6 mm/a. Für die Abflusskomponenten wird auch die zeitliche Struktur schlechter wiedergegeben. Dies belegt das Gütemaß  $\hat{c}_{me} = 0,07$  für die Zeitreihe des Gesamtabflusses gegenüber  $\hat{c}_{me} = 0,04$  für die Zeitreihe der Evapotranspiration. Die Erklärung für die Abweichungen in Folge der modellinternen Flussaggregation liegt in der Reduktion der potentiellen Evapotranspiration auf die aktuell möglichen und vom Bodenwassergehalt abhängigen Flüsse von Evaporation und Transpiration. Durch die Flussaggregation wird nur die Landnutzungsinformation raumdiskret betrachtet, während dies für den Bodenwassergehalt nicht der Fall ist. Hier wird ein über die Simulationseinheit homogener Wert angenommen. Dieser unterscheidet sich aber auf Grund der nichtlinearen Reduktion der potentiellen Evapotranspiration vom räumlich verteilten Wassergehalt, der sich bei der Simulation mit der bestmöglichen Datenauflösung ergibt.

Als eine zweite Methode der Aggregation der Landnutzungsinformation wird die auf einer Simulationseinheit wahrscheinlichste Landnutzung bestimmt und diese in der Simulation verwendet. In Bezug auf die selbe Rasterzelle wie zuvor ergeben sich dadurch deutlich schlechtere Wiedergaben der Ergebnisse, die sich durch Verwendung der bestmöglichen Datengrundlage ergeben. Dies betrifft sowohl die relativen Abweichungen (25% beim Gesamtabfluss bzw. -13% für die aktuelle



Evapotranspiration) als auch das Gütemaß  $c\hat{m}e$  (0,5 bzw. 0,14).

Zur Charakterisierung der Heterogenität wird das Maß der Entropie verwendet. Jeder Rasterzelle kann somit ein Maß der Heterogenität zugeordnet werden. Vergleicht man für alle 1091 Rasterzellen (1 km<sup>2</sup>) die Ergebnisse, die sich für beide Aggregierungsmethoden der Landnutzungsinformation ergeben, erkennt man eine Zunahme der Unterschiede mit steigender Entropie. In Abhängigkeit von den Parametern der jeweils wahrscheinlichsten Landnutzung einer Rasterzelle ergeben sich bezüglich der Ergebnisse mit einer heterogenen Landnutzungsverteilung sowohl Unter- als auch Überschätzungen der Wasserbilanzgrößen, die sich über das Gesamtgebiet nahezu kompensieren. Dies führt in der Mittelung der einzelnen Simulationseinheiten zur simulierten Abflussganglinie des Gesamteinzugsgebietes dazu, dass beide Methoden ähnliche Ergebnisse vorhersagen.

An Hand der Untersuchungen in Abhängigkeit von der Entropie und des Vergleiches für die heterogenste Rasterzelle können dennoch klare Vorteile für die Verwendung der heterogenen Landnutzungsverteilung in den Simulationen erkannt werden. Ihre Vorteile bei der Berechnung der Wasserflüsse liegen auf der Hand und überwiegen die Nachteile, die sich durch die nichtlineare Reaktion auf die Reduktion der potentiellen Evapotranspirationsflüsse ergeben. Diese Vorteile sind zum einen eine im Rahmen des Modells möglichst exakte Wiedergabe der Interzeptionsverluste und zum anderen die höher aufgelösten Reliefinformationen. Da diese auf den Landnutzungsteilflächen gemittelt werden, liegen sie im Fall der wahrscheinlichsten Landnutzungsinformation nur auf der Skala der Simulationseinheiten vor. Ferner kommt hinzu, dass durch die Verwendung der heterogenen Landnutzungsverteilung auch kleinste Flächen berücksichtigt werden und somit auch alle versiegelten Flächen in die Abflussbildung einbezogen sind.

### **Bodendaten:**

Die zur Simulation notwendigen Bodenparameter werden aus Bodenkarten abgeleitet, die für das gesamte Gebiet Informationen über die vertikale Struktur der Profile als erste Parametergruppe und über die Bodenarten sowie die Lagerungsdichten als zweite Parametergruppe enthalten. Die Bodenkarte unterscheidet im Untersuchungsgebiet 58 Klassen, die insgesamt 925 homogene Bodeneinheiten bilden. Die mittlere Ausdehnung dieser Einheiten beträgt 0,06 km<sup>2</sup>. Anders als bei der Landnutzungsinformation wird hier keine modellinterne Flussaggregation vorgenommen, da dies einen unakzeptablen Anstieg der Rechenzeit mit sich bringen würde. Stattdessen wird auf eine externe Aggregation der Parameter zurückgegriffen. Für die beiden oben genannten Gruppen von Bodenparametern werden unterschiedliche Aggregierungsmethoden entwickelt und in verschiedenen Untersuchungen getestet.

### **Aggregation der Bodenmächtigkeiten:**

Kommen auf einer Simulationseinheit Böden unterschiedlicher Mächtigkeit vor, müssen diese Mächtigkeiten einander angeglichen werden. Dabei ist es wichtig, das Bodenvolumen durch die Aggregation nicht zu vergrößern. Um dies zu vermeiden, lässt sich aus den Volumina der vorliegenden Bodenprofile eine effektive Mächtigkeit ableiten. Zwei Methoden wurden untersucht, die alle Mächtigkeiten auf diese effektive Mächtigkeit transformieren. Der prinzipielle Unterschied zwischen den Methoden besteht darin, wie die fehlende Bodeninformation der geringmächtigen

Böden ergänzt bzw. die überschüssige Bodeninformation der mächtigeren Böden reduziert wird. Während die so bezeichnete Methode „S&S“ die geringmächtigen Böden streckt und die tieferen Böden staucht, wird bei Methode „Eff“ die fehlende Bodeninformation als flächengewichteter Mittelwert der bestehenden Bodeninformationen ergänzt. Beide Methoden wurden sowohl zur Aggregierung von drei Bodenprofilen unterschiedlicher Mächtigkeit aber gleicher Bodeneigenschaften (Kornfraktion, Lagerungsdichte) als auch für vier Bodenprofile des Untersuchungsgebietes getestet.

Bei Anwendung der Aggregierungsmethoden auf drei Profile mit unterschiedlichen Mächtigkeiten aber sonst gleichen Bodeneigenschaften ergibt sich durch beide Methoden ein identisch aggregiertes Bodenprofil und beide ergeben dem entsprechend gleiche Ergebnisse. Aus dieser Untersuchung gehen aber generelle Unsicherheiten in Folge der Aggregierung auf die effektive Bodenmächtigkeit hervor. Als Bodeneigenschaften wird auf die 31 nach der KA4 klassifizierten Bodenarten zurückgegriffen. Die Simulation des aggregierten Profils liefert Ergebnisse, die sich für jede Bodenart von den mittleren Simulationsergebnissen der drei Einzelprofile unterscheiden. Die Differenzen hängen vom betrachteten Fluss, von der Bodenart und dem Landnutzungstyp ab. Die relativen Abweichungen der einzelnen Wasserflüsse steigen bei einer volumentreuen Aggregierung über das gesamte Bodenartenspektrum betragsmäßig nicht über 5% an. Wird eine Aggregierung (z.B. durch die Verwendung des wahrscheinlichsten Bodenprofils) bevorzugt, mit der eine Verringerung oder Vergrößerung des Bodenvolumens verbunden ist, treten deutlich größere Abweichungen auf. Mit einer Verringerung des Bodenvolumens ist eine Erhöhung der Grundwasserneubildung und somit des Gesamtabflusses verbunden. Dies hat eine Abnahme der Verdunstungsflüsse zur Folge. Bei einer Verringerung des Bodenvolumens um 33% ergab sich in den Untersuchungen über das gesamte Bodenartenspektrum eine Unterschätzung der aktuellen Evapotranspiration um maximal -12%. Vergrößert sich das Bodenvolumen um 33% werden die Verdunstungskomponenten überschätzt. Für die aktuelle Evapotranspiration ergibt sich ein maximaler Wert von 9%. Es wird deutlich, dass eine Veränderung des Volumens besonders für tiefwurzelnde Vegetationstypen zu deutlichen Unsicherheiten führt. Bei einer Veränderung des Bodenvolumens um 50 % ergeben sich für die Landnutzung Laubwald (Wurzeltiefe 2m) Veränderungen der Wasserflüsse um 10 bis 20%, während die Veränderungen für die Landnutzung Gras (20 cm Wurzeltiefe) zwischen 2 und 6% liegen. Fallen die Volumenänderungen noch größer aus, ändern sich die Wasserflüsse für Gras nicht weiter, wohingegen sie sich für Laubwald weiter vergrößern.

Zur Einschätzung der beiden Methoden der Profilaggregierung werden sie im Weiteren auf Bodenprofile mit unterschiedlichen Mächtigkeiten und unterschiedlichen Bodeneigenschaften angewendet. Zur Definition solcher Bodenprofile wurde auf die Informationen der vorliegenden Bodenkarte zurückgegriffen und eine Aggregierung der vier Hauptbodenarten und deren assoziierten Profilmächtigkeiten vorgenommen. Dabei zeigte sich, dass beide Methoden zu unterschiedlichen Ergebnissen führen, die beide mit akzeptablen Differenzen zu den Referenzergebnissen behaftet sind. Aus der Gesamtheit der Untersuchungen konnte nicht abschließend geklärt werden, ob eine der beiden Methoden besser zur Aggregierung der Bodenprofile geeignet ist. Diesbezüglich ergeben sich je nach dem betrachteten Fluss und der verwendeten Landnutzung andere Aussagen. Es hängt somit von der genauen Fragestellung und den

Gegebenheiten ab, welche Methode Verwendung finden sollte. Es ist dabei auch möglich, eine auf die Landnutzung konditionierte Auswahl zu treffen. Es bleibt aber zu prüfen, ob sich die Ergebnisse bei der Verwendung mehrschichtiger Bodenprofile verändern und somit eine genauere Entscheidung über die Qualität der beiden Methoden möglich wird.

#### Aggregation der Bodenparameter:

Die aus den Bodenkarten zu bestimmenden Informationen der Korngrößenverteilung und des Porenvolumens werden mit Hilfe der Pedotransferfunktion von Rawls & Brakensiek (1985) in die fünf hydrologisch wichtigen Bodenparameter  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $k_s$ ,  $\psi_b$  und  $\lambda$  umgewandelt. Die Parameter bestimmen das Retentionsvermögen und die Leitfähigkeitsfunktion eines Bodens, die in dieser Arbeit durch den Ansatz von Brooks & Corey (1964) approximiert werden. Beim Auftreten verschiedener Bodeneinheiten auf einer Simulationseinheit können für jeden der fünf Parameter unterschiedliche Werte auftreten. Hier besteht daher die Notwendigkeit, aggregierte Parameterwerte zu bestimmen. Fünf Methoden zur Aggregation der Bodenparameter werden in dieser Arbeit unterschieden. Sie folgen verschiedenen Überlegungen und stellen mehr oder weniger komplizierte Mittelungen dar. Während eine Methode sich auf die Aggregation der Korngrößenverteilung und des Porenvolumens bezieht, werden alle anderen Methoden auf die bereits transformierten Parameter bzw. auf aus ihnen folgende integrale Kennwerte bezogen. Die Definitionen der Methoden „PTF“, „RET“, „ARI“, „GEO“ und „HEU“ sind auf Seite 73 zu finden.

Zur Erfassung der Unsicherheiten, die mit diesen Aggregationen verbunden sind, wurden alle Methoden verschiedenen Untersuchungen unterzogen. Darin wurden nicht nur verschiedene Bodenarten, sondern auch alle im Einzugsgebiet wichtigen Landnutzungstypen einbezogen. Es konnte festgestellt werden, dass über alle Untersuchungen hinweg keine Methode konstant gute oder schlechte Einschätzungen liefert. Somit konnte sich auch keine Methode deutlich gegen die anderen abgrenzen. Insgesamt ergeben alle zufriedenstellende Resultate. Werden Aggregationen der Bodenart Lt2, die jeweils mittlere Korngrößenfraktionen aufweist, mit allen anderen Bodenarten aggregiert, tendieren alle Methoden zu schlechteren Übereinstimmungen mit der jeweiligen Referenzsimulation, je mehr sich die koaggregierte Bodenart in ihren Eigenschaften von denen der Bodenart Lt2 entfernt. Dabei ergibt sich aber keineswegs ein linearer Trend. Wie sich die Abweichungen in den Ergebnissen entwickeln, hängt dabei wiederum von der Landnutzung ab. Bei diesen Untersuchungen zeigt sich weiterhin ein deutlich anderes Verhalten von „PTF“ gegenüber allen anderen Methoden. In Abhängigkeit von der Landnutzung liefert diese Methode dabei die besten Übereinstimmungen (Gras) oder die schlechtesten Übereinstimmungen (Laubwald, Ackerland). Als Beispiel der Größenordnung sei die maximale relative Abweichung der aktuellen Evapotranspiration aufgeführt. Sie beträgt für Gras 4% und für Laubwald 13,2%. Der letzte Wert stellt gleichzeitig das überhaupt auftretende Maximum der erhaltenen Abweichungen dar. Die Ergebnisse der Methode „PTF“ sind vergleichbar zu denen, welche Kabat et al. (1997) nennen. Sie verwenden eine zu „PTF“ ähnliche Methode und testen sie für den kurzen Zeitraum von 12 Tagen bei Verwendung der Modellvegetation Gras. Dabei ergibt sich nach 12 Tagen eine relative Abweichung der Evapotranspiration von 10%.

Bezieht man die Aggregation auf die im Untersuchungsgebiet vorwiegenden Bodenarten, ist die

Ausnahmestellung von PTF nicht mehr gegeben. Hier verhalten sich alle Methoden sehr ähnlich, wobei die maximal auftretenden, relativen Abweichungen für den Gesamtabfluss, aber auch für die aktuelle Evapotranspiration bei  $\pm 6\%$  liegen. Auch hier sind Effekte der Landnutzung festzustellen. So betragen die relativen Abweichungen für Laubwald im Schnitt  $-0,3\%$ , während sie bei Gras bei  $+3,5\%$  liegen. Daraus lässt sich schließen, dass die Bodeninformationen bei einer Landnutzung mit potentiell höherer Evapotranspiration weniger Einfluss nehmen. Der Vergleich des methodenabhängigen Gütemaßes  $c\hat{m}e$  für verschiedene Wasserbilanzgrößen führt letztendlich zum Ergebnis, dass die Methode „GEO“ als unkritischste Methode angesehen werden kann. Diese Methode, die eine arithmetische Mittelung der normalverteilten Parameter sowie eine geometrische Mittelung der logarithmisch normalverteilten Parameter vorsieht, wird daher für die Simulationen des Gebietswasserhaushaltes des Einzugsgebietes benutzt. Die bei den Untersuchungen zur Aggregation der Landnutzungsdaten bezüglich der Abhängigkeit von der Entropie gefundenen Zusammenhänge bestätigen sich auch hier. Beim Vergleich der Ergebnisse aller 1091 Rasterzellen (Rasterweite 1000 m), die zum einen durch Anwendung der Methode „GEO“ und zum anderen mit Verwendung der wahrscheinlichsten Bodeninformation gewonnen wurden, zeigt sich erneut eine Zunahme der Differenzen mit Erhöhung der Entropie. Auch hier gleichen sich aber Unter- und Überschätzungen aus.

Es bleibt festzustellen, dass die eigens zur Aggregation entwickelte Methode „HEU“ keine sichereren Ergebnisse liefern kann als sie durch die Mittelungsansätze erreicht werden. Zwar ergeben sich auch bei dieser Methode in wenigen Fällen die geringsten Abweichungen oder besten  $c\hat{m}e$ -Werte, aber in der Mehrzahl der Fälle kann sie diese Sicherheit nicht bewirken. In der verwendeten Variante dieser Methode werden zum einen die bodenphysikalischen Parameter  $\theta_s$  und  $\lambda$  und zum anderen die Kenngrößen  $nFK$ ,  $nFK_{rel}$ ,  $gp$  sowie  $tr$  aggregiert und zur Ableitung der noch benötigten Parameter herangezogen. Es bleibt zu prüfen, ob durch die Aggregation anderer Parameter als  $\theta_s$  und  $\lambda$  oder anderer Kenngrößen bessere Ergebnisse erzielt werden können. Die Erkenntnisse, welche funktionellen Beziehungen zwischen den Parametern und den Kenngrößen sowie zwischen diesen und den Wasserflüssen bestehen, können dabei einen Hinweis liefern. Es zeigt sich, dass  $\theta_r$  signifikant besser mit den Wasserflüssen korreliert ist als  $\theta_s$  und auch bei  $\psi_b$  ergeben sich leicht höhere Bestimmtheitsmaße als für  $\lambda$ . Allerdings ist zu beachten, dass der untersuchte Stichprobenumfang ( $n=31$ ) nicht sehr hoch ist. Diese beiden Parameter können bei Verwendung der definierten Kenngrößen  $nFK_{rel}$  und  $gp$  in Gleichung [34] auf Seite 74 gegen die beiden anderen Parameter ausgetauscht werden. Berücksichtigt man die Art der zuvor stattfindenden Aggregation (flächengewichtetes arithmetisches Mittel), können bei einem höheren linearen Zusammenhang zwischen Parameter und Wasserflüssen unter Umständen durch die Aggregation der betreffende Parameter bessere Ergebnisse erzielt werden. Diesem Aspekt wurde in dieser Arbeit nicht nachgegangen. Es wurde sich vielmehr auf die Variabilität der bodenphysikalischen Parameter über alle 31 KA4-Bodenarten konzentriert. Nimmt man allerdings die Ergebnisse der Methode „GEO“ für die vier Hauptbodenarten des Untersuchungsgebietes zum Maßstab, erscheint es generell schwierig, noch bessere Ergebnisse zu erreichen. Mit Ausnahme des Oberflächenabflusses werden durch die Methode sowohl verschwindende relative Abweichungen als auch sehr geringe  $c\hat{m}e$ -Gütemaße erreicht. Diese Ergebnisse erlauben daher das Fazit, dass mit der Methode „GEO“ eine ausreichend

genaue Aggregation der Bodeninformationen möglich ist.

Im Vergleich zwischen Profilaggregation und Aggregation der Bodenparameter kann festgestellt werden, dass die größeren Unsicherheiten hinsichtlich der Simulation der Wasserflüsse bei der Aggregation der Bodenparameter auftreten.

Weiterhin ist festzustellen, dass die Unterschiede zwischen einer aggregierten Information und der flächengrößten Information im Fall der Bodeneigenschaften wesentlich höher sind als im Fall der Landnutzungsinformation. Hieraus kann geschlossen werden, dass die Aggregation der Bodeninformationen mit größeren Unsicherheiten verbunden ist. In beiden Fällen sind die Differenzen über das Gesamteinzugsgebiet aber normalverteilt verteilt und kompensieren sich nahezu, wie es sich in der Betrachtung der zeitlichen Struktur der über das Gesamteinzugsgebiet gemittelten Flüsse zeigt.

## 6.2 Simulation der Wasserflüsse im Untersuchungsgebiet

Die zuvor aggregierten Eingangsdaten werden in der Berechnung der Wasserflüsse des Untersuchungsgebietes eingesetzt. Die daraus folgenden Ergebnisse werden speziell für die Landnutzungsinformation bzw. die Bodeninformation mit denen verglichen, die sich bei der Verwendung der jeweils flächengrößten Information innerhalb einer Simulationseinheit ergeben. Als Simulationseinheiten werden sowohl Raster unterschiedlicher Rasterweiten als auch unregelmäßig geformte Flächen der homogenen Einheiten verschiedener Eingangsdaten betrachtet. Damit ist ein Vergleich zwischen rasterbasierter und polygonbasierter Simulation möglich. Insgesamt stehen die Ergebnisse von 20 verschiedenen Simulationsszenarien zur Diskussion. Für die Auswertung der simulierten Gesamtabflüsse werden Basis- und Direktabfluss modifiziert, um zum einen den Fließ- und Speicherprozessen des Grundwasserleiters und zum anderen der räumlichen Distanz zur jeweiligen Pegelstation Rechnung zu tragen.

### Zeitliche Struktur der Simulationsergebnisse:

Die gemessenen täglichen Abflusswerte werden an den einzelnen Pegelstationen unterschiedlich gut wiedergeben. Dies zeigt ein Vergleich mit den simulierten Ganglinien für die Szenarien c) auf dem 1000m-Raster sowie auf den homogenen Einheiten der Bodeninformation. Es ist festzustellen, dass die Übereinstimmung von Simulation und Messung besser wird, je größer die Fläche des Einzugsgebietes des Vergleichspegels ist. Speziell für die kleinen Teileinzugsgebiete des Wendebachs und der Dramme liefern alle Szenarien schlechte Vorhersagen. Aber auch für die größeren Teileinzugsgebiete variiert die Güte der Vorhersage mit den Zeitpunkten der Betrachtung. Besonders in niederschlagsarmen Jahren ergeben sich deutliche Unterschiede, wobei in erster Linie in der Vorhersage der Basisabflüsse größere Defizite auftreten. Zeitpunkt und Höhe der Hochwasserscheitel stimmen dagegen recht gut überein.

Mit Ausnahme der vier Simulationsläufe auf den beiden Gebieten gleicher Klimainformation und den zwei Simulationen mit aggregierter Bodeninformation auf den Niederschlagseinheiten können alle anderen Simulationen sowohl die zeitliche Struktur als auch das gemessene Abflussvolumen am Pegel Leineturm gut wiedergeben. Die Modelleffizienzen schwanken bei diesen 14 Simulatio-

nen zwischen  $cme = 0,62$  und  $0,69$ , während sich die Beträge der relativen Abweichungen zwischen  $0,6\%$  und  $9,4\%$  bewegen. Zieht man die beiden Gütemaße zu Rate, erzielt die Simulation auf dem  $1000\text{m}$ -Raster bei Verwendung der wahrscheinlichsten Landnutzungs- bzw. Bodeninformation das beste Ergebnis. Allerdings sind die Gütemaße der anderen Simulationen nicht signifikant unterschiedlich. Von den sechs oben genannten schlechteren Simulationsläufen fallen besonders die vier Simulationsläufe auf den beiden Gebieten gleicher Klimainformation auf. Sie erreichen nur geringe Modelleffizienzen zwischen  $0,13$  und  $0,29$  und unterschätzen das gemessene Abflussvolumen um  $5,5\%$  bis  $27\%$ . Nur einer von allen Simulationsläufen überschätzt den gemessenen Abfluss. Dabei handelt es sich um die Simulation auf Niederschlagseinheiten mit jeweils wahrscheinlichster Informationsgrundlage. Hier beträgt die relative Abweichung  $5,2\%$  (entspricht  $15,1\text{ mm/a}$ ) bei einer Modelleffizienz von  $0,68$ .

Bei allen Simulationsläufen variiert die Modelleffizienz mit veränderter Zeit- und Raumskala. Für das Gesamteinzugsgebiet wird die maximale Modelleffizienz nicht auf der längsten Zeitskala, sondern in Übereinstimmung mit den meisten Simulationsläufen auf der Monatsskala erreicht. Dieses Verhalten ändert sich mit der Größe der Teileinzugsgebiete. Je kleiner diese werden (ausgenommen die beiden kleinsten Gebiete), desto mehr verschiebt sich das Maximum der Modelleffizienz zu längeren Zeitskalen. Während man daher auf Tagesbasis die Tendenz beobachten kann, dass die Modelleffizienzen mit steigender räumlicher Größe der Teileinzugsgebiete ansteigen, ist dies auf den größeren Zeitskalen umgekehrt, wiederum mit Ausnahme der zwei kleinsten Teileinzugsgebiete. Die höchste Modelleffizienz wird mit  $0,95$  auf der Jahresskala für das Teileinzugsgebiet der Garte erreicht. Diese hohe Modelleffizienz wird von mehreren Simulationsläufen erreicht. Dass hier nur noch acht Werte miteinander verglichen werden, relativiert diesen Wert. Unzufriedenstellend ist die Vorhersage der beiden kleinsten Teileinzugsgebiete Wendebach und Dramme. Auf Tagesbasis liefern alle Simulationsläufe negative Modelleffizienzen, so dass schon der Mittelwert ein besseres Vorhersageergebnis darstellt als die vorgenommenen Simulationen. Außergewöhnlich ist der Umstand, wie sich die Vergrößerung der Zeitskala auf diesen Teileinzugsgebieten auswirkt. Kein Simulationsszenario kann auf diesen räumlichen Skalen bei der Berechnung auf Tagesbasis gute Ergebnisse liefern. Dies ändert sich für die meisten Szenarien auch nicht, wenn größere Zeitskalen betrachtet werden. Die Modelleffizienzen zeigen sogar noch eine Verschlechterung der Vorhersage an. Überraschenderweise ist dies für die Simulationsszenarien auf den Klimaeinheiten nicht der Fall. Insbesondere für das Teileinzugsgebiet der Dramme ergeben sich auf höheren Zeitskalen hohe Effizienzen bis zu  $0,6$  bei gleichzeitig niedrigen relativen Abweichungen zwischen simulierten und gemessenen Abflüssen von  $-4,2\%$ . Ein möglicher Grund für diese Tatsache liegt in der Struktur der Abflüsse. Sowohl die gemessenen Ganglinien der beiden kleinen Teileinzugsgebiete als auch die simulierten Ganglinien auf den Klimaeinheiten zeigen eine geringe Varianz, während die simulierten Ganglinien auf den anderen Simulationseinheiten deutlich mehr variieren.

**Räumliche Struktur der Simulationsergebnisse:**

Die Ergebnisse der einzelnen Simulationsszenarien ähneln sich zwar in ihrer zeitlichen Vorhersage, unterscheiden sich aber in der räumlichen Verteilung der Ergebnisse. Im Gegensatz zur zeitlichen Aussage besteht für die räumlichen Simulationsergebnisse keine Validierungsgrundlage. Am Vergleich einer rasterbasierten mit einer polygonbasierten Simulation wird deutlich, dass es zu lokalen Differenzen kommen kann, die zum Teil sehr hoch sein können. Es zeigt sich, dass diese Differenzen nahezu normalverteilt sind. Der Erwartungswert dieser Verteilung liegt für den Vergleich der Simulation auf Bodeneinheiten mit der Simulation auf dem 1000m-Raster bei 7 mm/a. Korreliert man die raumbezogenen Ergebnisse der einzelnen Szenarien miteinander, lässt sich abschätzen, wie gut räumliche Muster wiedergegeben werden. In Tabelle 6.1 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen verschiedenen Szenarien bzgl. der mittleren Jahresabflüsse zusammengefasst.

*Tabelle 6.1: Korrelationskoeffizienten für die räumliche Verteilung des mittleren Jahresabflusses zwischen verschiedenen Szenarien und der Simulation bei höchster Aggregierungsstufe auf dem 1000 m Raster (Szenario d) bzw. den Bodeneinheiten (Szenario c)*

	Raster								Polygoneinheiten							
	500 m		1000 m				2000 m		Landnutzung		Boden		Niederschlag			
	c	d	a	b	c	d	c	d	a	b	a	c	a	b	c	d
1000 m Raster	0,84	0,92	0,85	0,92	0,90	1,00	0,82	0,90	0,69	0,72	0,68	0,60	0,79	0,81	0,82	0,85
Bodeneinheiten	0,62	0,60	0,56	0,55	0,61	0,60	0,58	0,60	0,53	0,51	0,70	1,00	0,52	0,54	0,53	0,55

Die Korrelationskoeffizienten verdeutlichen, dass die rasterbasierten Szenarios untereinander sehr ähnliche Muster produzieren. Im Vergleich dazu erreichen die Koeffizienten zwischen der rasterbasierten Simulation und den polygonbasierten Szenarien geringere Werte. Besonders unterschiedlich sind demnach die Ergebnisse zur Simulation auf den Bodeneinheiten (Szenario c). Dieses Szenario weist aber nicht nur zu den rasterbasierten Simulationen geringe Korrelationen auf sondern auch zu den anderen polygonbasierten Simulationen. Jede Diskretisierung ergibt somit unterschiedliche räumliche Verteilungen. Überraschend gut korrelieren die Simulationen auf den relativ großen Einheiten des homogenen Niederschlages. Hierdurch bestätigt sich erneut die hohe Relevanz der Niederschlagsinformation für die Berechnung der Wasserbilanzgrößen.

**Vergleich der Szenarien zur Berücksichtigung der subskaligen Variabilität:**

Betrachtet man zusammenfassend alle Simulationsläufe, ergeben sowohl rasterbasierte als auch polygonbasierte Simulationen gute Modellergebnisse. Dies gilt vor allem dann, wenn die verwendete Datengrundlage nicht zu stark reduziert wird, wie dies bei den Simulationen auf den Klimateinheiten der Fall ist. Ab etwa der Skala der Niederschlagsgebiete sind gute Vorhersagen möglich. Für die rasterbasierten Simulationen ergibt sich dabei die Aussage, dass eine Verbesserung der Datenauflösung durch die Verkleinerung der Rasterweite mit der vorliegenden Vergleichsgrundlage keine signifikanten Verbesserungen liefert. Dies gilt insbesondere, wenn die wahrscheinlichste Bodeninformation in den Simulationen verwendet wird. Im Fall einer aggregierten Bodeninforma-

tion ergeben sich zwar größere Differenzen, wobei die besseren Simulationsergebnisse bei der kleinsten Rasterweite (500 m) erreicht werden, aber auch diese Differenzen sind nicht sehr ausgeprägt. Im Vergleich zur 500m-Simulation fällt die Modelleffizienz bei Vergrößerung der Rasterweite auf 2000 m von 0,66 auf 0,62, wobei sich die absolute Abweichung um 10 mm/a erhöht. Sie beträgt für die 2000m-Simulation -27,7 mm/a oder relativ zum gemessenen Abfluss -9,4%. Einschränkend muss erwähnt werden, dass die Veränderung der Rasterweite gekoppelt mit der Veränderung der Landnutzungsinformation nicht untersucht wurde.

Beim Wechsel der Bodeninformation von der Verwendung der wahrscheinlichsten Parameterwerte zur Verwendung aggregierter Parameter ergibt sich bei Außerachtlassung der Ergebnisse auf Klimateinheiten ein sehr einheitliches Bild. Sowohl Transpiration als auch Evaporation steigen geringfügig an, wobei die Evaporation stärker begünstigt wird als die Transpiration. Somit fällt das Verhältnis  $\eta$  der beiden Flüsse zueinander. Ebenso erhöht sich die Infiltrationskapazität geringfügig, was zur Verringerung des Oberflächenabflusses führt. Ferner sinkt die Grundwasserneubildung und somit auch der Gesamtabfluss. Absolut gesehen, verringert sich die Grundwasserneubildung stärker als der Oberflächenabfluss. Die relativen Verringerungen sind beim Oberflächenabfluss auf Grund der niedrigen Werte erwartungsgemäß deutlich größer. Das Verhältnis aus schnellen zu langsamen Abflusskomponenten  $\alpha$  bleibt dabei nahezu konstant. Die Größenordnung der Änderungen ist zumeist recht gering, hängt aber im speziellen von den betrachteten Simulationseinheiten ab.

Der Wechsel von der wahrscheinlichsten Landnutzungsinformation zur heterogenen Landnutzungsstruktur ist durch folgende Veränderungen geprägt:

1. Es verringert sich mit einer Ausnahme der Bestandsniederschlag, was mit einer Erhöhung des Blattflächenindex und damit auch der Interzeption gleichzusetzen ist. Dies wird durch eine erhöhte Transpiration und verringerte Evaporation (Ritchie, 1972) bestätigt. Die Ausnahme bildet überraschender Weise die Simulation auf Bodeneinheiten. Da bei dieser Simulation ebenfalls die Transpiration steigt, kann dieses Phänomen nicht auf eine Verringerung der Blattfläche zurückgeführt werden. Da als zweite Abhängigkeit nur noch die Niederschlagsdaten selbst in Frage kommen, muss angenommen werden, dass es bei der Verwendung der Bodeneinheiten zu einer von den anderen Simulationen abweichenden Zuordnung der Niederschlagsregionen kommt. Dies könnte damit erklärt werden, dass es im Bereich einer niederschlagsarmen Region Bodeneinheiten gibt, die einen größeren Flächenanteil in einer angrenzenden Region mit höheren Niederschlagswerten aufweisen. Dies liegt im Bereich des Möglichen, da die Bodeneinheiten eine maximale Ausdehnung von 10,1 km<sup>2</sup> erreichen. Im Mittel sind sie aber deutlich kleiner als die Niederschlagsregionen. Während es bei den Simulationen auf Bodeneinheiten zu einer Erhöhung um 8,9 mm/a bzw. 1,4% kommt, nimmt der Bestandsniederschlag bei den anderen Simulationen zwischen 12 mm/a und 36 mm/a ab, was einer relativen Abnahme zwischen 1,9% und 5,7% entspricht.



2. Es erhöht sich in allen Simulationsläufen der Oberflächenabfluss um bis zu 100%, da mit der heterogenen Landnutzungsstruktur alle Landnutzungsteilflächen und somit auch alle, in der Regel kleinen, versiegelten und damit stark abflussrelevanten Flächen in der Simulation berücksichtigt werden. Damit sinkt in allen Fällen auch die Infiltration (im Mittel um 5%). In der Summe beider Veränderungen verringert sich ebenfalls die Grundwasserneubildung. Diese Abnahme beträgt bei einigen Szenarien bis zu 32% und erreicht im Mittel 13%. Nur im Fall der Simulation auf Bodeneinheiten wird diese Abnahme durch den Oberflächenabfluss kompensiert, so dass dort der Gesamtabfluss steigt, während er sich sonst überall verringert. Keine eindeutige Tendenz ist für die aktuelle Evapotranspiration zu erkennen. Hier überwiegt teils die Abnahme der Evaporation, teils die Zunahme der Transpiration. Ganz eindeutig ist dagegen die Vergrößerung der beiden Verhältnisse  $\alpha$  und  $\eta$ .

**Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Ergebnissen des Regionalisierungskonzeptes nach Bormann (2001):**

Bormann (2001) berechnete im Rahmen des DFG-Schwerpunktprojektes „Regionalisierung in der Hydrologie“ ebenfalls die Wasserflüsse des oberen Leinetals auf der Basis von Einheiten, die sich aus der Verschneidung der Eingangsdaten ergeben. Dafür entwickelte er das von Nieschulz (1997) vorgeschlagene Regionalisierungskonzept weiter und wendete es erfolgreich im Gebiet der oberen Leine an. Durch die Klassifizierung in 18 Modelleinheiten konnte die Simulationszeit um etwa 90% verkürzt werden. An dieser Stelle soll ein Vergleich mit den Ergebnissen des Regionalisierungskonzeptes erfolgen. Dafür wird aus den durchgeführten 20 Simulationsläufen Szenario a) auf den Niederschlagseinheiten gewählt, da hier mit einer ähnlichen Anzahl und Datenstruktur der Simulationseinheiten die Gebietswasserbilanz errechnet wird. Stephan & Dieckkrüger (2001) weisen bereits darauf hin, dass im Vergleich des Regionalisierungskonzeptes mit einer Simulation auf einem 1000 m Raster unterschiedliche räumliche Strukturen auftreten. Hier soll der Vergleich auf die zeitliche Struktur erweitert werden.

In Tabelle 6.2 sind die jährlichen Abflüsse in mm/a der einzelnen Jahre 1982 bis 1989 für beide Konzepte sowie die gemessenen Werte für den Pegel Leineturm aufgelistet.

*Tabelle 6.2: Gemessene und simulierte Jahresabflüsse am Pegel Leineturm. Vergleich zwischen den Ergebnissen auf Niederschlagseinheiten und dem Konzept nach Bormann (2001)*

Abfluss [mm/a] am Pegel Leineturm	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989
Konzept Bormann	353	172	161	190	217	344	269	189
Simulation auf Niederschlagseinheiten	371	249	255	246	298	432	346	250
Abflussmessung	389	237	248	256	314	413	277	203

Während die Simulation mit dem Regionalisierungskonzept in allen Jahren zu niedrige Abflüsse vorhersagt, treten bei der Simulation auf den Niederschlagseinheiten teils höhere teils geringere Abflüsse auf. In der Mehrzahl der Jahre stimmt die Simulation auf den Niederschlagseinheiten besser mit den gemessenen Werten überein, allerdings sind deren Differenzen in den letzten beiden größer als die Differenzen zwischen Regionalisierungskonzept und Messung.

Abbildung 6.1 zeigt den Jahresgang des Gesamtabflusses, der sich bei einer Simulation mit Hilfe des Regionalisierungskonzeptes ergibt. Ferner sind dessen Differenzen und die Differenzen der neu simulierten Ganglinie zum gemessenen Jahresgang am Pegel Leineturm (siehe auch Abbildung 5.18, Seite 132) dargestellt.

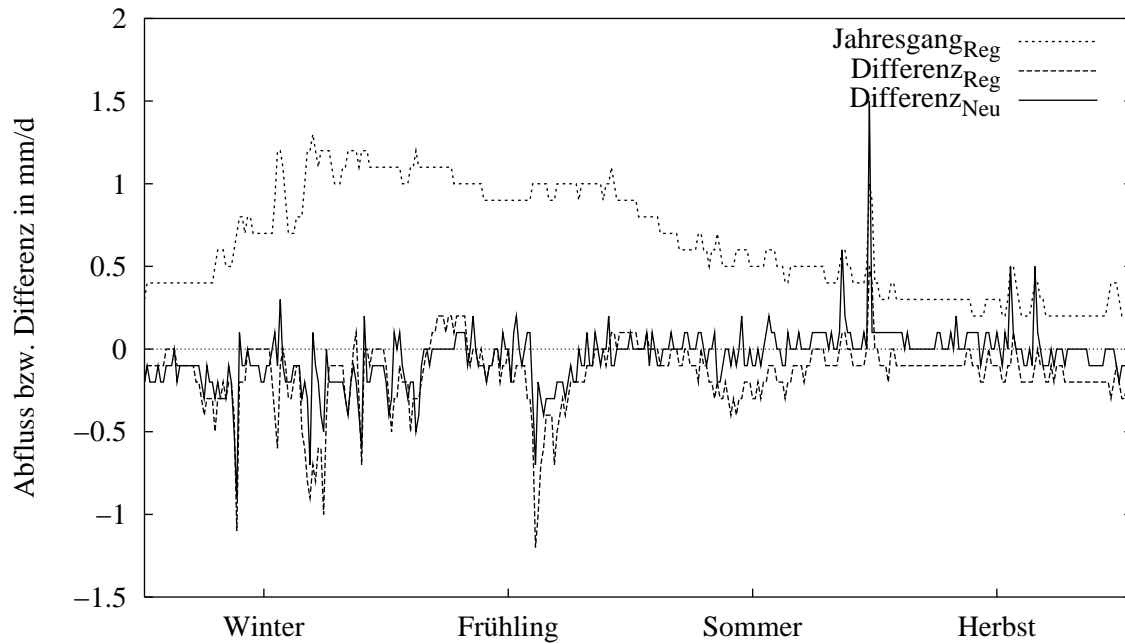


Abbildung 6.1: Jahresgang des Gesamtabflusses berechnet mit dem Regionalisierungsverfahren, sowie die Differenzen zum gemessenen Jahresgang von diesem Verfahren und den neuen Simulationsergebnissen

Beide Simulationen unterschätzen die gemessene Jahressumme des Gesamtabflusses. Die Resultate des Regionalisierungskonzeptes ergeben fast über das ganze Jahr geringere Abflüsse. Nur während kurzer Phasen im Frühjahr sind die Differenzen zum gemessenen Jahresgang positiv. Die Differenzen summieren sich über das Jahr auf 53,8 mm entsprechend 18,8%, während sie bei den Simulationen auf den Niederschlagseinheiten 18,9 mm bzw. 6,5% erreichen. Ein Vergleich des in Abbildung 6.1 dargestellten Jahresgangs des Regionalisierungskonzeptes mit dem gemessenen Jahresgang in Abbildung 5.18 zeigt, dass die beiden Abflussmaxima zu Jahresbeginn durch das Regionalisierungskonzept nur bedingt wiedergegeben werden. Hier entsteht eher der Eindruck einer einzelnen, langanhaltenden Phase mit hohen Abflüssen. Berechnet man auf Grundlage der Jahresgänge die Modelleffizienz, ergibt sich für die Ergebnisse des Regionalisierungskonzeptes ein Wert von 0,6, wohingegen die Simulationen auf den Niederschlagsgebieten einen Wert von 0,84 erreichen. Es muss hier aber darauf hingewiesen werden, dass diese hohe Modelleffizienz von 0,84 nicht nur durch das Simulationskonzept, sondern insbesondere durch den nachgeschalteten Linear-speicher zur Berücksichtigung des Basisabflusses erzielt wird, der nicht in der Variante des Regionalisierungskonzeptes integriert war. Insgesamt betrachtet, sind beide Konzepte für die Simulation der Wasserflüsse geeignet.

Die Strukturen der räumlichen Vorhersage (Abbildung 6.2) unterscheiden sich deutlich voneinander. In beiden Querschnitten kommt die Unterschätzung des Abflusses durch das Regionalisie-

runskonzept zum Ausdruck. Nur an wenigen Stellen wird der Abflusswert der neuen Simulation erreicht. Auffällig ist weiterhin die höhere Variabilität in den Querschnitten des neuen Regionalisierungskonzeptes. Die Strukturen der meridionalen Mittelwerte ähneln sich zwischen beiden Ansätzen stärker als die zonalen Mittelwerte. Dort fällt insbesondere die Position des globalen Minimums auf. Während es bei der neuen Simulation mit der Position des Leinegrabens übereinstimmt ( $x = 13$  km), ist es beim Regionalisierungskonzept um etwa 6 km nach Westen verschoben.

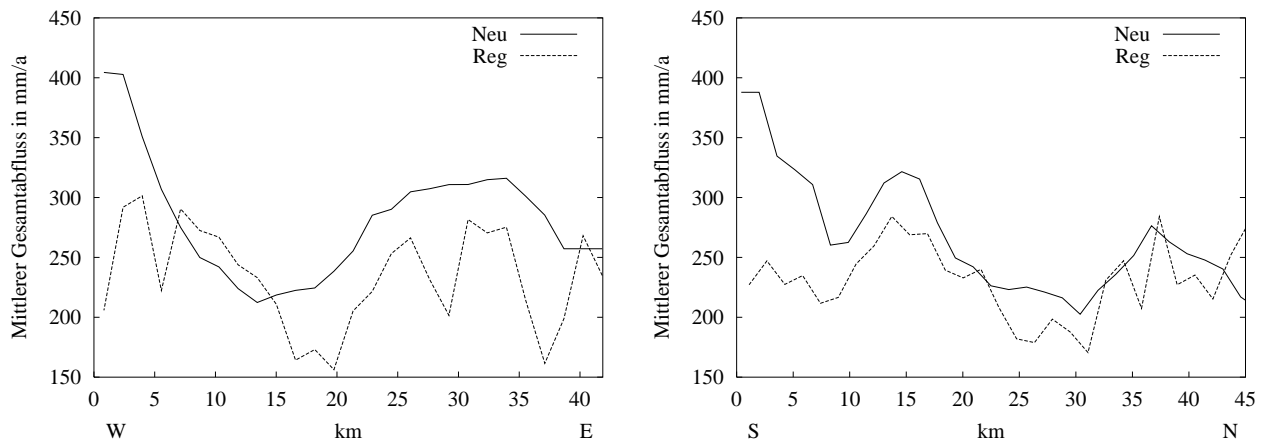


Abbildung 6.2 Räumlicher Verlauf des mittleren Jahresabflusses im Leinetal im Vergleich der neuen Ergebnisse und eines Regionalisierungskonzeptes; Links: zonales Mittel, Rechts: meridionales Mittel

Die Unterschiede beider Verfahren erklären sich vor allem aus der unterschiedlichen Darstellung versiegelter Oberflächen im Modell. Während diese Oberflächen in den Simulationen dieser Arbeit berücksichtigt werden, gelten sie im Regionalisierungskonzept als Grasland. Dies führt zu einer Unterschätzung der Oberflächenabflüsse und zu einer Überschätzung der Infiltration. Dass beide Ansätze das gemessene Abflussvolumen unterschätzen, lässt aber auch darauf schließen, dass generelle Probleme in der Datengrundlage oder auch in den Prozessbeschreibungen des Modellansatzes bestehen.

## 7 Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, Methoden für die Aggregation heterogener Eingangsdaten zu entwickeln und die aggregierungsbedingten Unsicherheiten bzgl. der Wasserbilanzgrößen bei unterschiedlichen Parameterkombinationen zu analysieren. Ausgewählte Methoden kommen dann in einer physikalisch basierten und räumlich verteilten Simulation der Wasserbilanzgrößen des mesoskaligen Einzugsgebietes der oberen Leine (989 km<sup>2</sup>) zum Einsatz.

Zum Vergleich verschiedener Diskretisierungskonzepte wird das Einzugsgebiet sowohl in rasterförmige als auch in polygonförmige (homogene Flächen bzgl. einer Eingangsgröße) Simulationseinheiten gegliedert. Dabei wird in beiden Fällen eine Diskretisierung gewählt, bei der innerhalb der Simulationseinheiten die vorhandene heterogene Struktur der Eingangsdaten und somit die subskalige Variabilität beibehalten wird, welche dann mit Hilfe der entwickelten Methoden aggregiert wird.

Die verschiedenen Eingangsdaten variieren unterschiedlich stark innerhalb der ausgewiesenen Simulationseinheiten. Die verwendeten meteorologischen Eingangsdaten weisen zumeist keine subskalige Variabilität auf und müssen im Gegensatz zu allen anderen Eingangsdaten in aller Regel nicht aggregiert werden. Hier erfolgt stattdessen eine Disaggregation durch eine lokalklimatische Anpassung der Daten an Hand der Reliefinformationen.

Eine modellinterne Aggregation der Evapotranspirationsflüsse wird vorgenommen, um die heterogene Struktur der Landnutzung innerhalb der Simulationen zu berücksichtigen. In diesem Konzept werden auf jeder Landnutzungsteilfläche einer Simulationseinheit die Verdunstungsflüsse separat berechnet und für jeden Zeitschritt flächengewichtet gemittelt. Die aggregierten Verdunstungsflüsse gehen dann in die weitere Berechnung der Bodenwasserflüsse ein. Zur flächenspezifischen Berechnung der Verdunstungsflüsse werden die Reliefinformationen im Vorfeld der Simulationen auf den Landnutzungsteilflächen gemittelt. Dieses Konzept erzielt bei einem geringen Mehraufwand an Rechenbedarf gute Ergebnisse, insbesondere bei der Vorhersage der Interzeptionsverdunstung. Die Ergebnisse einer Simulation mit der bestmöglichen Datengrundlage werden gut wiedergeben, und es zeigen sich eindeutige Vorteile gegenüber der Verwendung des flächengrößten Landnutzungstyps innerhalb einer Simulationseinheit. Allerdings sind mit der Flussaggregation auch Unsicherheiten verknüpft, die auf Nichtlinearitäten im Zusammenhang mit der Reduktion der potentiellen Verdunstungsflüsse zurück zu führen sind. Sie wirken sich besonders auf die simulierten Abflusskomponenten aus.

Zur Aggregation der Bodeninformation werden die Angaben zur vertikalen Struktur der Bodensäulen einerseits und die Bodenparameter andererseits separat betrachtet und für beide Eigenschaften mehrere Aggregierungsmethoden untersucht. Es wird deutlich, dass eine Veränderung des Gesamtbodenvolumens innerhalb einer Simulationseinheit in Folge einer Aggregierungsmethode große Unsicherheiten bewirkt und daher vermieden werden sollte. Die vorgenommene Aggregation auf die jeweils effektive Bodenmächtigkeit erhält das Bodenvolumen, und führt nur zu geringen Fehleinschätzungen der Wasserflüsse, die sich im Vergleich dazu bei einer Simulation der nicht aggregierten Bodenprofile ergeben. Die beiden entwickelten Methoden zeigen akzeptable Ergebnisse und liefern je nach betrachteter Landnutzung unterschiedlich gute Übereinstimmungen. Ein

Vergleich zwischen fünf verschiedenen Methoden zur Aggregierung der Bodenparameter zeigt, dass alle untersuchten Methoden zu akzeptablen Ergebnissen führen, und sich eine Methode gegenüber den anderen als geringfügig besser erweist. Eine von der Form der Häufigkeitsverteilung der bodenphysikalischen Parameter abhängige Kombination von flächengewichteter arithmetischer und flächengewichteter geometrischer Mittelung stimmt im Ergebnis der Berechnungen am besten mit den Ergebnissen der bestmöglichen Datengrundlage überein. Eine Aggregierung der bereits mit Hilfe einer Pedotransferfunktion abgeleiteten bodenphysikalischen Parameter ist nach den Ergebnissen der Untersuchungen einer Aggregierung der Bodenparameter von einer Pedotransferfunktion in den meisten Fällen vorzuziehen.

Die Aggregierungsansätze finden sowohl bei den rasterbasierten als auch bei den polygonbasierten Simulationen der Gebietswasserflüsse Anwendung. Insgesamt wurden 20 Simulationsszenarien untersucht, die sich entweder in der Diskretisierung oder in der vorgenommenen Aggregierung voneinander unterscheiden. Die unterschiedlichen Diskretisierungs- und Aggregierungsansätze zeigen in ihren Ergebnissen sehr ähnliche zeitliche Strukturen, weisen aber starke Unterschiede in der räumlichen Verteilung der Ergebnisse auf. Die berechneten Gesamtabflüsse des Gesamtgebietes und mehrerer Teileinzugsgebiete liefern gute Übereinstimmungen mit den gemessenen Abflussganglinien. Unterhalb einer bestimmten Skala der Simulationseinheiten (Größe der homogenen Niederschlagseinheiten mit ca. 75,6 km<sup>2</sup>) verbessern sich die Übereinstimmungen mit den gemessenen Ganglinien nur noch geringfügig. Diese Skala ist größer als die in dieser Arbeit betrachteten Rasterweiten (500m, 1000m, 2000m) der rasterbasierten Simulationen. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen auf diesen drei Rasterweiten sind gering, wobei die Unsicherheit leicht mit der Rasterweite ansteigt. Es kann geschlussfolgert werden, dass die für eine Kopplung von hydrologischen und meteorologischen Modellen zumeist erforderliche Simulation der Wasserflüsse auf großen Rasterweiten mit dem verwendeten Simulationsmodell zu akzeptablen Unsicherheiten von Seiten der Hydrologie führt.

Es bleibt festzustellen, dass die vorgenommene Aggregierung der Bodenparameter zu größeren Unsicherheiten in den Ergebnissen der Simulationen führen, als die verwendete Aggregierung der Landnutzungsinformation. Bezüglich des verwendeten Simulationsmodells ergeben sich keine entscheidenden Vorteile für eines der Simulationsszenarien. Es wird deutlich, dass an Hand von Abflussdaten keine abschließende Einschätzung der Güte der unterschiedlichen Diskretisierungs- und Aggregierungsansätze möglich ist. Die Bereitstellung einer räumlich differenzierten Validierungsgrundlage bleibt eine vordringliche Aufgabe zukünftiger Forschungsvorhaben. Hierbei wären räumlich hochaufgelöste Daten verschiedener Wasserflüsse bzw. Zustandsgrößen wünschenswert.

## 8 Abstract

The aim of this study is the development of methods for the aggregation of heterogeneous input data for process based hydrological models. The uncertainties of these methods with respect to different parameter sets are analysed. The most suitable methods were applied to a simulation of the water fluxes within the mesoscaled catchment of the upper Leine river (989 km<sup>2</sup>) with a physically based and distributed model.

For comparison the catchment is unitised in grid cells as well as polygon shaped units (homogeneous areas of one sort of input data). In both cases a significant amount of subgrid variability in the input data is preserved. The remaining variability is then aggregated with the developed methods.

All the input data are available in different spatial resolutions which results in several variabilities. Due to the fact that the data of the given meteorological input are rather homogeneous compared to the other input data, normally no aggregation is necessary for these data. Instead a disaggregation is carried out with respect to the relief information. In contrast, land use data, relief data and soil data are more variable in space, so these data have to be aggregated.

In the present study an aggregation of the evapotranspiration fluxes is performed to aggregate the land use data. The complete heterogeneous structure can be taken into account within the simulations. This means that each model unit is subdivided into subareas of homogeneous land use. On each subarea the relief data are averaged in a preprocessing and then evapotranspiration is calculated. After the calculation of each subarea within the model unit the aggregation of the fluxes (i.e. an area weighted arithmetical average) is done in each time step. The soil water fluxes are calculated once per simulation unit using the aggregated evapotranspiration. For the model unit which has got the highest heterogeneity in land use data, this flux aggregation predicts the averaged results of a fully distributed simulation of the model unit. The results are better than the results by using the majority land use within a simulation. Nevertheless there are some uncertainties related to the flux aggregation because of nonlinearities in the reduction of the potential evapotranspiration. The simulated runoff components are influenced by these uncertainties more than other water fluxes.

The aggregation of the heterogeneous soil data consists of two different problems. On one hand the vertical structure of the soil profiles has to be considered, and on the other the soil parameters have to be aggregated. The total soil volume within a simulation unit is shown to have a significant influence on the model results. It therefore should be preserved within an aggregation method. The pronounced aggregation onto the effective thickness of the soil profiles preserves the total soil volume and results in slight underestimations of the average of the nonaggregated soil profiles. Two methods of aggregating the soil profiles are compared. Both of them provide acceptable results. For the aggregation of the soil parameters five methods are investigated. The results of all of them are quite good, but according to all circumstances to be studied one method can be trusted slightly more than the others. A combination of geometrical and arithmetical mean with respect to the distribution function of the parameter provides the best results. In most instances an aggregation of already pedotransferred soil parameters is to be preferred to a primarily aggregation of soil properties followed by a pedotransfer function.

All the developed aggregation methods are used for the calculation of the water fluxes within the catchment. A total number of 20 various scenarios was simulated. The scenarios differ either in the model units or in the aggregated parameters used in the simulation. All of them are quite similar for the temporal prediction of the water fluxes but vary much for the spatial prediction. The temporal predictions are as well in a good correspondence with the measurement for the runoff at different gauges all over the catchment. Beneath a certain spatial scale (i.e. the scale of the homogeneous precipitation areas of about 75,6 km<sup>2</sup> as the mean) of the model units, the correspondence does not arise in a significant further amount. The grid sizes chosen in this study (500m, 1000m and 2000m) are all smaller than this scale. The results according to the simulation of the different grid sizes are quite similar. Nevertheless the uncertainty increases with the grid size. With respect to the applied simulation model it can be concluded that the uncertainties are acceptable when calculating the water fluxes on greater grid sizes. This is in fact helpful for the coupling of hydrological and meteorological simulation models.

As a result the applied aggregation of the soil parameters brings about more uncertainties than the applied aggregation of the land use data. On the basis of the given runoff measurements none of the investigated scenarios could be selected for the best calculation of the water fluxes for sure. The lack of precise spatial data for the validation of the model results makes a final assessment impossible. To surmount this lack will be an important task for future investigations. Data for several properties within a high spatial resolution are most desirable.





## Literaturverzeichnis

- AG Boden (1994):** Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage (KA4), Hannover.
- Arnold, J.G. & Williams, J.R. (1989):** Stochastic generation of internal storm structure at a point. *Transactions of the ASAE*, Vol. **32** (1), 161 pp.
- Baily, W.C. & Davies, J.A. (1980):** Bulk stomatal resistance control on evaporation. Mc Master University, Hamilton, Ontario.
- Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1996):** Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie, Lehrbuch der Hydrologie. Band 1, Gebrüder Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- Becker, A. & Kleeberg, H.-B. (1999):** Wasserhaushalt/Gesamtmodellierung. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 27 ff, Wiley-VCH.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. (1995):** Scale issues in hydrological modelling: a review. In: Kalma, J.D. & Sivapalan, M. (Eds.): Scale issues in hydrological modelling, Advances in hydrological processes. 9 pp, Wiley.
- Blöschl, G. (1996):** Scale and scaling in hydrology. Habilitationsschrift, Wiener Mitteilungen Wasser – Abwasser – Gewässer.
- Bormann, H. (2001):** Hockskalieren prozessorientierter Wassertransportmodelle – Methoden und Grenzen. Dissertation, Herbert Utz Verlag, München.
- Braden H., Blanke, T. & Böttcher, S. (1999):** Regionalisierung der Verdunstung. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 130 ff Wiley-VCH.
- Braden, H. (1995):** Energy fluxes of heterogeneous terrain: averaging input parameters of the Penman-Monteith formula. *Agric. For. Meteorol.*, **75**, 121 pp.
- Brooks, R.H. & Corey, A.T. (1964):** Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper* **3**, 22 pp, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Christiaens, K. & Feyen, J. (2000):** The influence of different methods to derive soil hydraulic properties on the uncertainty of various model outputs of a distributed hydrological model. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, 7-8, 679 pp.
- Clapp, R.B. & Hornberger, G.M. (1978):** Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Wat. Resour. Res.* **14** (4), 601 pp.
- Diekkrüger, B. (1992):** Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, **19**, Braunschweig.
- Diekkrüger, B., Richter, O., Bormann, H., & C. Renschler (1999):** Heraufskalieren von landwirtschaftlich genutzten Ökotypen. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 150 ff, Wiley-VCH.
- Diekkrüger, B. & Arning, M. (1995):** Simulation of waterfluxes using different methods for estimating soil parameters, *Ecological Modelling*, **81**, 83 pp.

- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) (1996):** Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. *DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft* **238** Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser, Bonn.
- Dyck, S. & Peschke, G. (1995):** Grundlagen der Hydrologie. 3. Auflage, Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J. & Zardny, H. (1978):** Simulation of field water use and crop yield. Simulations Monograph, Pudoc, Wageningen, Niederlande.
- Finke, P.A. (1992):** Spatial variability of soil structure and its impact on transport processes and some associated land qualities. Dissertation. Wageningen, Niederlande.
- Flügel, W.-A. (1995):** Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. In: J.D. Kalma & M. Sivapalan (Eds.): Scale issues in hydrological modelling, Advances in hydrological processes, 181 pp, Wiley.
- Garrett, J.R. (1992):** The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press.
- Gerold, G., Cyffka, B., Suttmöller, J., Krüger, J.-P. & Busch, G. (1999):** Regionalisierung der Abflußbildung über die Aggregation homogener Flächen unter Verwendung des Geographischen Informationssystems ARC/INFO und der Digitalen Reliefanalyse (Programm SARA). In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 191 ff, Wiley-VCH.
- Grayson, R.B. & Western, A.W. (1998):** Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. *Journal of Hydrology*, **207**, 68 pp.
- Herbst, M. (2001):** Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphometrischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebiets. Dissertation an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn.
- Hornung, U. & Messing, W. (1984):** Poröse Medien: Methoden und Simulation. Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.
- Idso, S.B., Aase, J.K. & Jackson, R.D. (1975):** Net radiation – Soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. *Bound. Layer Meteor.* **9**, 113 pp.
- Kabat, P., Hutjes, R.W.A. & Feddes, R.A. (1997):** The scaling characteristics of soil parameters: from plot scale heterogeneity to subgrid parametrisation. *Journal of Hydrology*, **190**, 363 pp.
- Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999):** Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Wiley-VCH.
- Klein, M., Backhaus, R., Ewertowski, R., Mengelkamp, H.-T., Messal, H. & Wozniak, Z. (2002):** ODRAFLOOD – ein Modellsystem für Hochwasserereignisse in der Oder. In: Stephan, K., Bornmann, H. & Diekkrüger, B. (2002): 5. Workshop zur hydrologischen Modellierung – Tagungsband. 37 ff, kassel university press, Kassel.

- Littmann, T., Steinrücke, J. & Bürger, M. (1996):** Physikalische Grundlagen und Übungen zur Klimatologie. 3. Auflage, Universitätsverlag Brockmeyer, Bochum.
- Lücke, A. (1998):** Regionalisierung des Oberflächenabflusses unter Einsatz geographischer Informationssysteme und multivariater statistischer Verfahren. Dissertation, Naturwissenschaftliche Fakultät der TU Braunschweig.
- Mauser, W., Schädlich, S., Strasser, U., Taschner, S. & Wege, C. (1999):** Regionalisierung von aktueller Verdunstung und Bodenfeuchte mit Flächenparametern aus Fernerkundungsdaten. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 249 ff, Wiley-VCH.
- McKay, M.D., Beckmann, R.J. & Conover, W.J. (1979):** A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics* **21**, 239 pp.
- Melching, C.S. (1995):** Reliability estimation. In: Singh, V.P. (Ed.): Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*, 69 pp.
- Merz, B. & Bardossy, A. (1998):** Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment. *Journal of Hydrology*, **212-213**, 304 pp.
- Miller, E.E. & Miller, R.D. (1955):** Theory of capillary flow, I. Practical implications, *Soil Sci. Am. Proc.*, **19**, 267 pp.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. (1970):** River flow forecasting through conceptual models, Part I: A discussion of principals. *Journal of Hydrology*, **10**, 272 pp.
- Niedersächsisches Landesamt für Statistik (Ed.: 1981, 1985, 1990, 1993, 1996):** Agrarberichterstattungen der Jahre 1979, 1983, 1987, 1991, 1995. Hannover.
- Niedersächsisches Umweltministerium (Ed.: 1992):** Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan „Obere Leine“. Hannover.
- Nieschulz, K.P. (1997):** Mathematisch-bodenkundliche Regionalisierung des Bodenwasserhaushalts. *Landschaftsökologie und Umweltforschung* **27**, Braunschweig.
- Noilhan, J., Lacarrere, P., Dolman, A.J. & Blyth, E.M. (1997):** Defining area-average parameters in meteorological models for landsurfaces with mesoscale heterogeneity. *Journal of Hydrology*, **190**, 302 pp.
- Oelkers, K.-H. (1970):** Die Böden des Leinetals, ihre Eigenschaften, Verbreitung, Entstehung und Gliederung, ein Beispiel für die Talböden im Mittelgebirge und dessen Vorland. *Beih. geol. Jb., Bodenkdl. Beitr.*, **99/3**, 71 ff.
- Oke, T.R. (1987):** Boundary Layer Climates, 2<sup>nd</sup> Edition. Routledge, London and New York.
- Peschke, G., (1999):** Skalenwechsel über Modelle. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 13 ff, Wiley-VCH.

- Rawls, W.J. & Brakensiek, D.L. (1985):** Prediction of soil water properties for hydrological modeling. In: Jones, E. & Ward, T.J. (Eds.): Proceedings of the symposium watershed management in the eighties. 239 pp, Denver.
- Refsgaard, J.C. & Storm, B. (1996):** Construction, calibration and validation of hydrological models. In: Abbot, M.A. & Refsgaard, J.C. (Eds.): Distributed hydrological modelling. Kluwer.
- Ritchie, J.T. (1972):** A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, *Wat. Resour. Res.*, **8**, 1024 pp.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P. (1998):** Lehrbuch der Bodenkunde. 14. Auflage, Enke Verlag Stuttgart.
- Schönwiese, C.-D. (1992):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 2. Auflage, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K. (1999):** Regionalisierung von Abflusskomponenten, Umsatzräumen und Verweilzeiten für kleine Mittelgebirgseinzugsgebiete. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W., Peschke, G. & Streit, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). 345 ff, Wiley-VCH.
- Seedorf, H.H. & Meyer H.H. (1992):** Landeskunde Niedersachsen – Natur- und Kulturgeschichte eines Bundeslandes. Band 1: Historische Grundlagen und naturräumliche Ausstattung. Wachholtz Verlag, Neumünster.
- Seuffert, G. (2002):** Two approaches to improve the simulation of near surface processes in numerical weather prediction models. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, **55**, asgard Verlag St. Augustin.
- Smith, R.E. (1992):** OPUS: An integrated simulation model for transport of nonpoint source pollutants at the field scale, Vol. 1, Documentation, *USDA-ARS Publication ARS-98*.
- Smith, R.E. & Diekkrüger, B. (1996):** Effective soil water characteristics and ensemble soil water profiles in heterogeneous soils, *Wat. Resour Res*, **32**, 1993 pp.
- Smith, R.E. & Parlange, J.-Y. (1978):** A parameter-efficient hydrological infiltration model, *Wat. Resour Res*, **14**, 533 pp.
- Speth, P., Diekkrüger, B. & M. Christoph (2002):** IMPETUS West Africa - An integrated approach to the efficient management of scarce water in West Africa – Case studies for selected river catchments in different climatic zones. In: GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH (Hrsg.): GLOWA – German Programme on Global Change in the Hydrological Cycle. Status Report. S. 61-67. [http://www.gsf.de/ptukf/service/downloads/glowa\\_stat.pdf](http://www.gsf.de/ptukf/service/downloads/glowa_stat.pdf)
- Stephan, K. & Diekkrüger, B. (2001):** Aggregation kleinskaliger Modellparameter für eine rasterbasierte hydrologische Modellierung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. In: Suttmöller, J. & Raschke E. (2001): Modellierung in meso- bis makroskaligen Flusseinzugsgebieten – Tagungsband. S. 22 ff. *GKSS-Bericht 2001/15*, Geesthacht.

- Tietje, O. & Tapenhinrichs, M. (1993):** Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Am. Soc.* **57**, 1088 pp.
- Van Genuchten, M.T. (1980):** A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, 892 pp.
- Van Schilfgaarde, J. (1970):** Theory of flow to drains. In: Chow, V.T. (Ed.): *Advances in hydroscience*, **6**, 43 pp.
- Western, A.W. & Blöschl, H. (1999):** On the spatial scaling of soil moisture. *Journal of Hydrology*, **217**, 203 pp.
- Willmott, C.J. (1981):** On the validation of models. *Physical Geography*, **2**, 184 pp.
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K.J. & Band, L. (1988):** Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. *Journal of Hydrology*, **102**, 29 pp.
- Wood, E.F. (1995):** Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: Empirical studies using a hydrological model and remote sensing data. In: Kalma, J.D. & Sivapalan, M. (Eds.): *Scale issues in hydrological modelling, Advances in hydrological processes*, 89 pp, Wiley.

Weitere Veröffentlichungen des Autors:

- Stephan, K., Kraus, H., Ewenz, C.M. & Hacker, J.M. (1999):** Sea-breeze Front Variations in Space and Time. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **70**, 81-95
- Stephan, K. & Diekkrüger, B. (2002):** Unsicherheiten bei der skalenabhängigen Aggregation von Modelldaten. In: K.Stephan, H. Bornmann & B. Diekkrüger (2002): *5. Workshop zur hydrologischen Modellierung - Tagungsband*, kassel university press, Kassel
- Stephan, K. & Diekkrüger, B. (2003):** Analyse der Unsicherheiten bei der rasterbasierten hydrologischen Modellierung als Folge der Aggregation der Eingangsdaten. (Im Druck)

## Anhang

### Gebietskarten simulierten mittlerer Jahresflüsse des Gesamtabflusses und der aktuellen Evapotranspiration

Abbildung A1: 1000m-Raster mit flächengrößter Information für Boden und Landnutzung (Szenario a).....	A-2
Abbildung A2: 1000m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario b).....	A-3
Abbildung A3: 1000m-Raster mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c).....	A-4
Abbildung A4: 1000m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d).....	A-5
Abbildung A5: 500m-Raster mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c).....	A-6
Abbildung A6: 500m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d).....	A-7
Abbildung A7: 2000m-Raster mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c).....	A-8
Abbildung A8: 2000m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d).....	A-9
Abbildung A9: Bodeneinheiten mit flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario a).....	A-10
Abbildung A10: Bodeneinheiten mit heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c) .....	A-11
Abbildung A11: Landnutzungseinheiten mit flächengrößter Bodeninformation (Szenario c).....	A-12
Abbildung A12: Landnutzungseinheiten mit aggregierter Bodeninformation (Szenario d).....	A-13
Abbildung A13: Niederschlagseinheiten mit flächengrößter Information für Boden und Landnutzung (Szenario a).....	A-14
Abbildung A14: Niederschlagseinheiten mit aggregierter Bodeninformation und flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario b).....	A-15
Abbildung A15: Niederschlagseinheiten mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c).....	A-16
Abbildung A16: Niederschlagseinheiten mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d).....	A-17
Abbildung A17: Klimaeinheiten mit flächengrößter Information für Boden und Landnutzung (Szenario a).....	A-18
Abbildung A18: Klimaeinheiten mit aggregierter Bodeninformation und flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario b).....	A-19
Abbildung A19: Klimaeinheiten mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c).....	A-20
Abbildung A20: Klimaeinheiten mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d).....	A-21

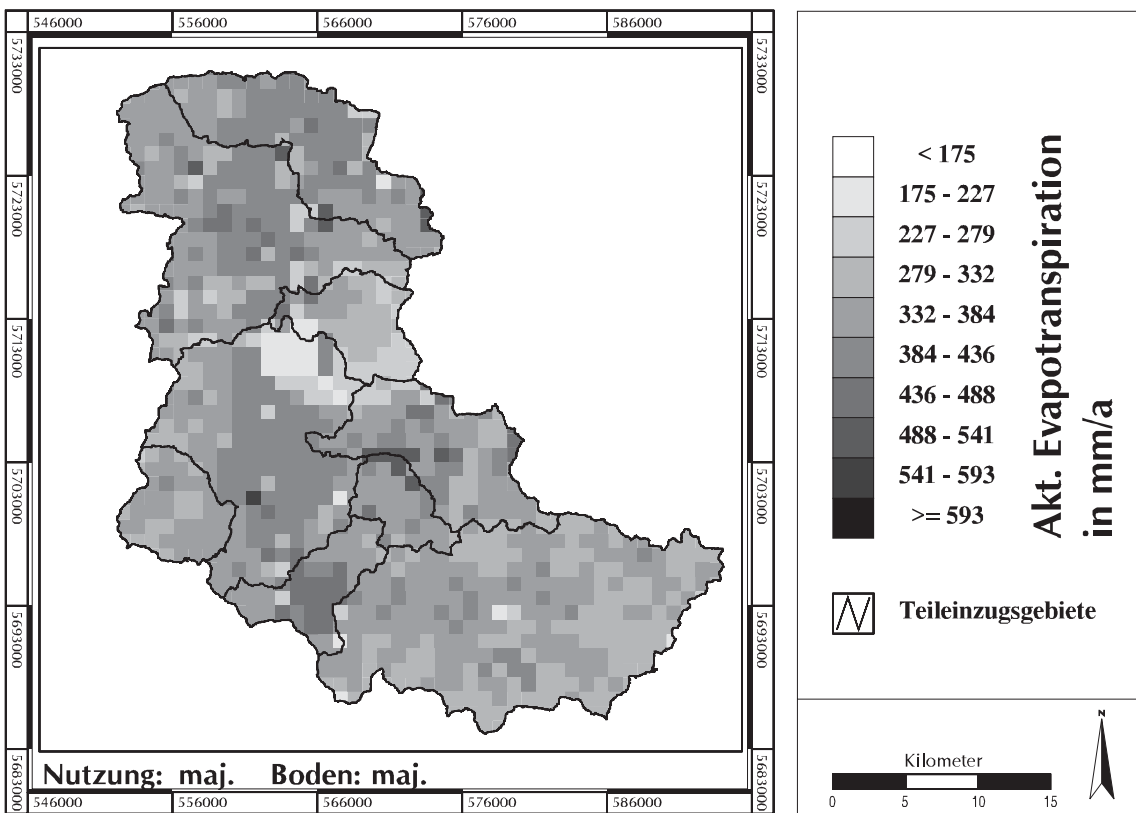
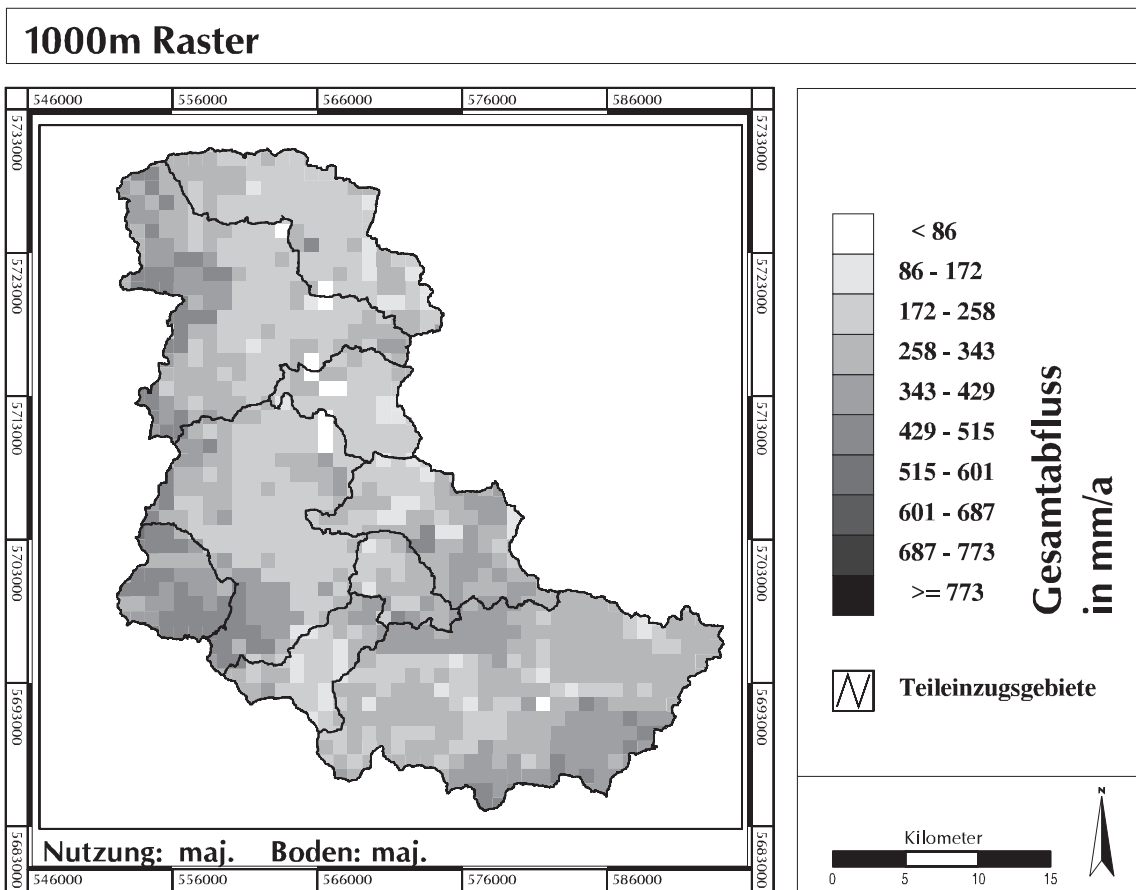


Abbildung A1: Simulation auf dem 1000m-Raster mit flächengrößter Information für Boden und Landnutzung (Szenario a); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

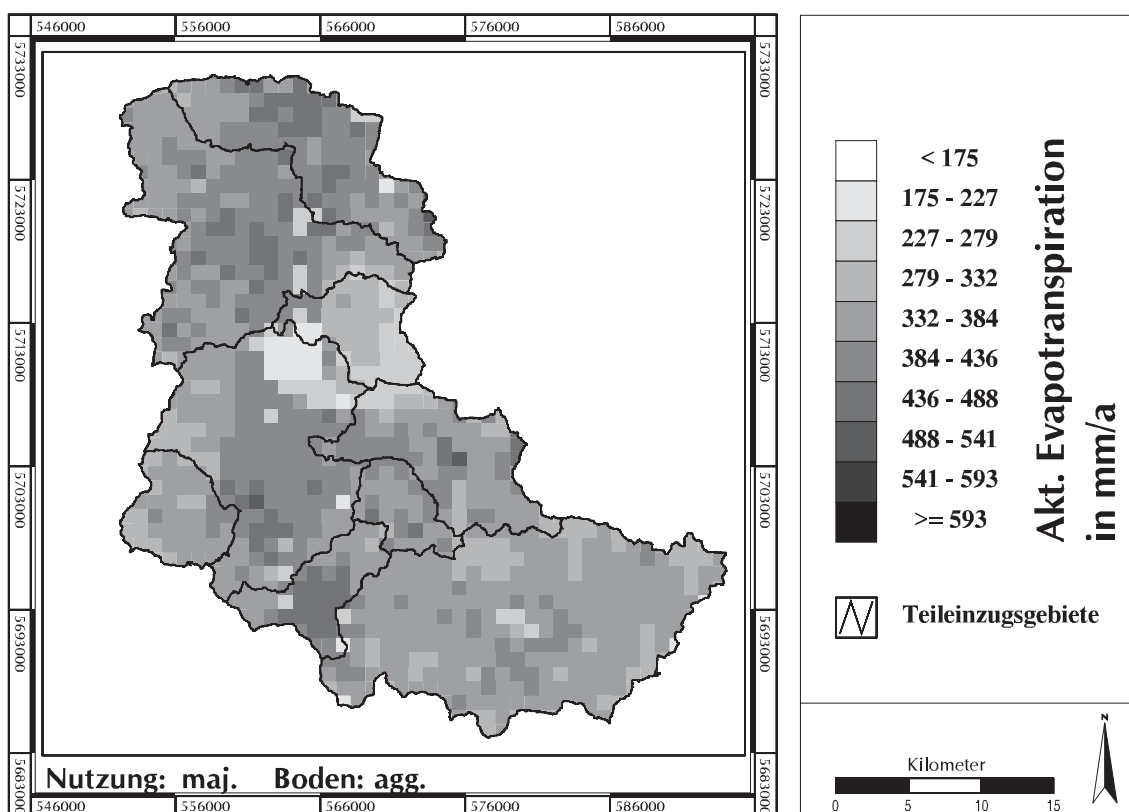
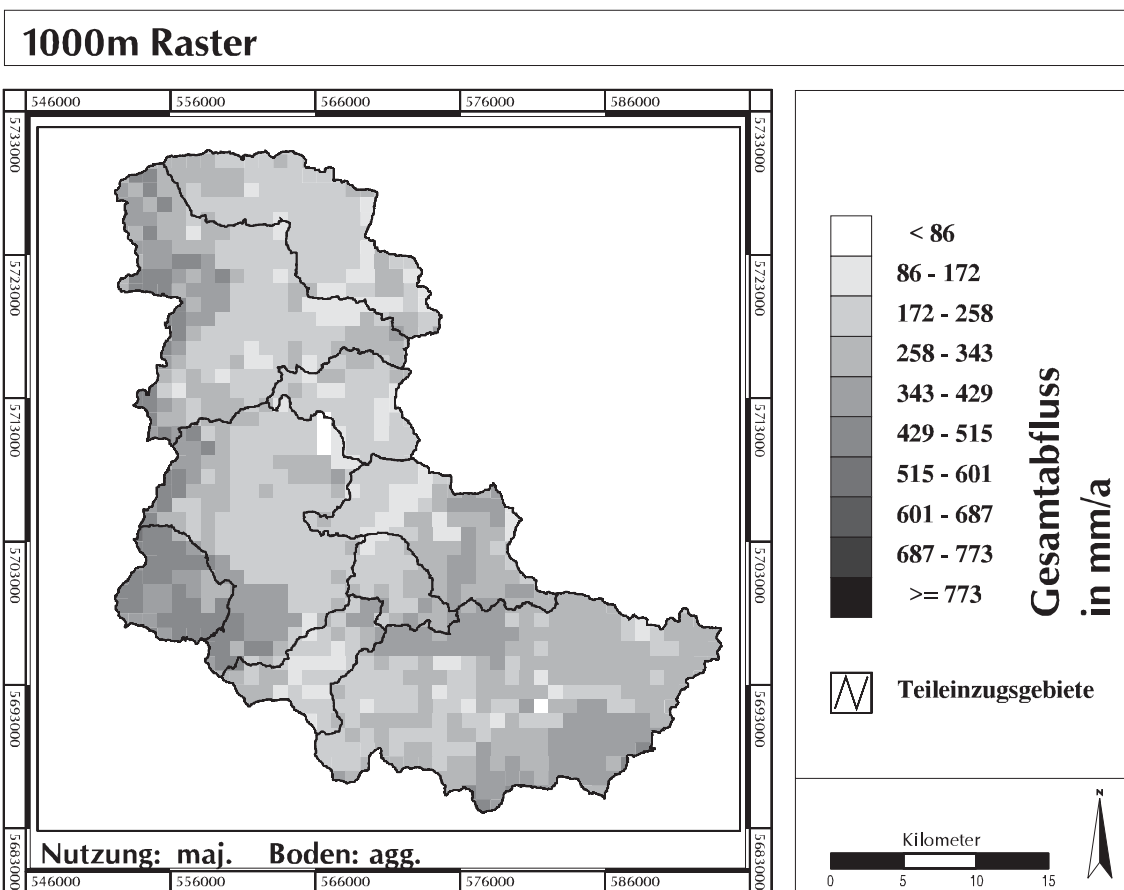


Abbildung A2: Simulation auf dem 1000m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario b); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration



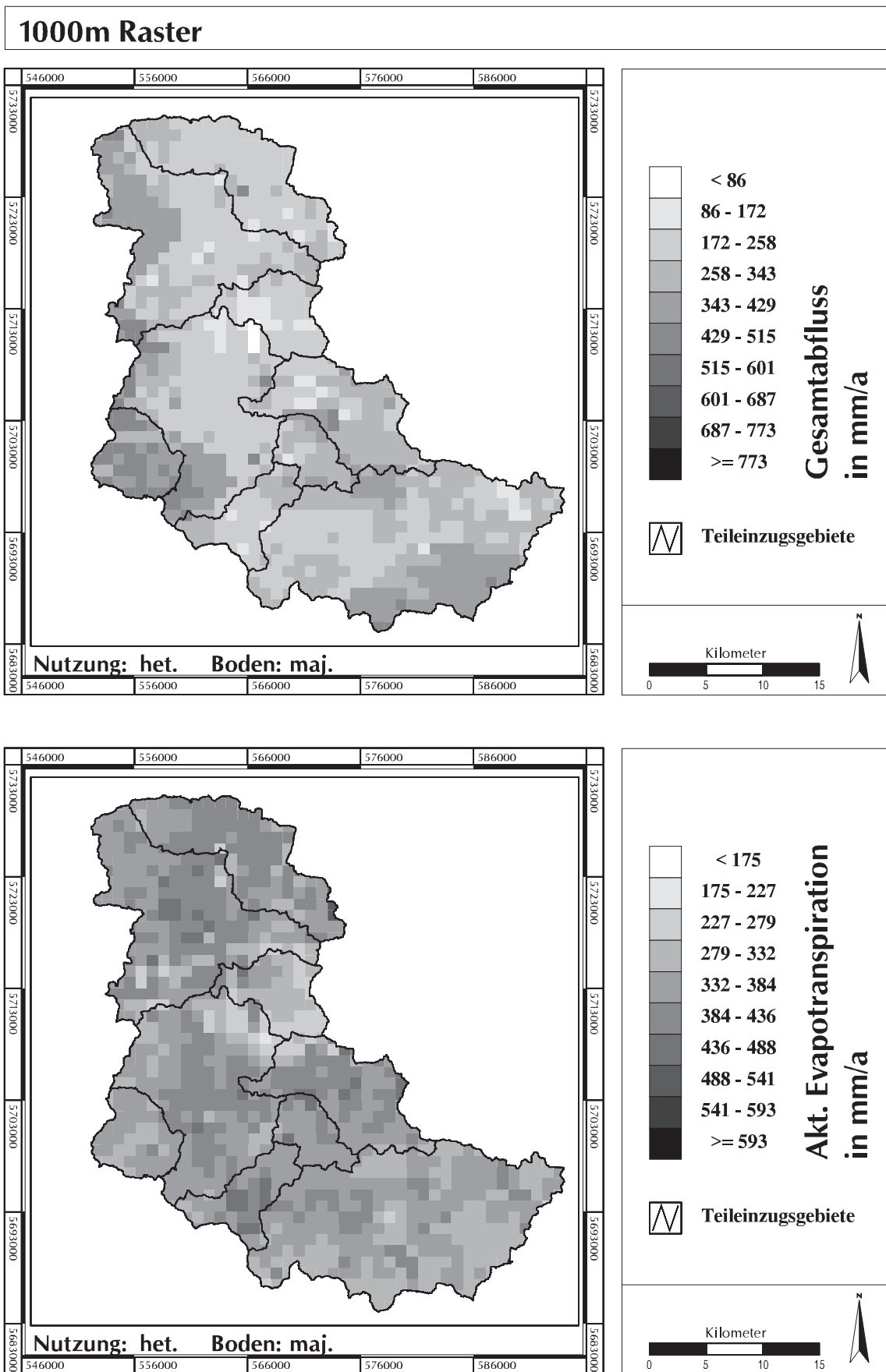


Abbildung A3: Simulation auf dem 1000m-Raster mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

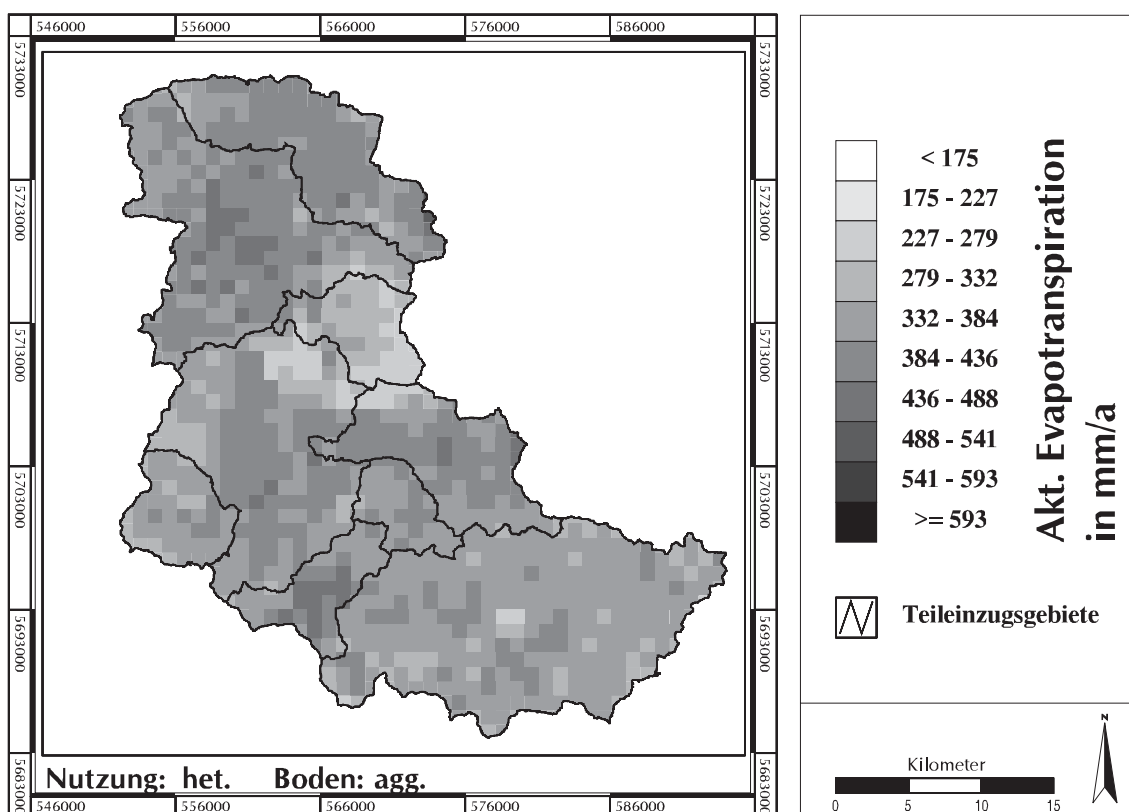
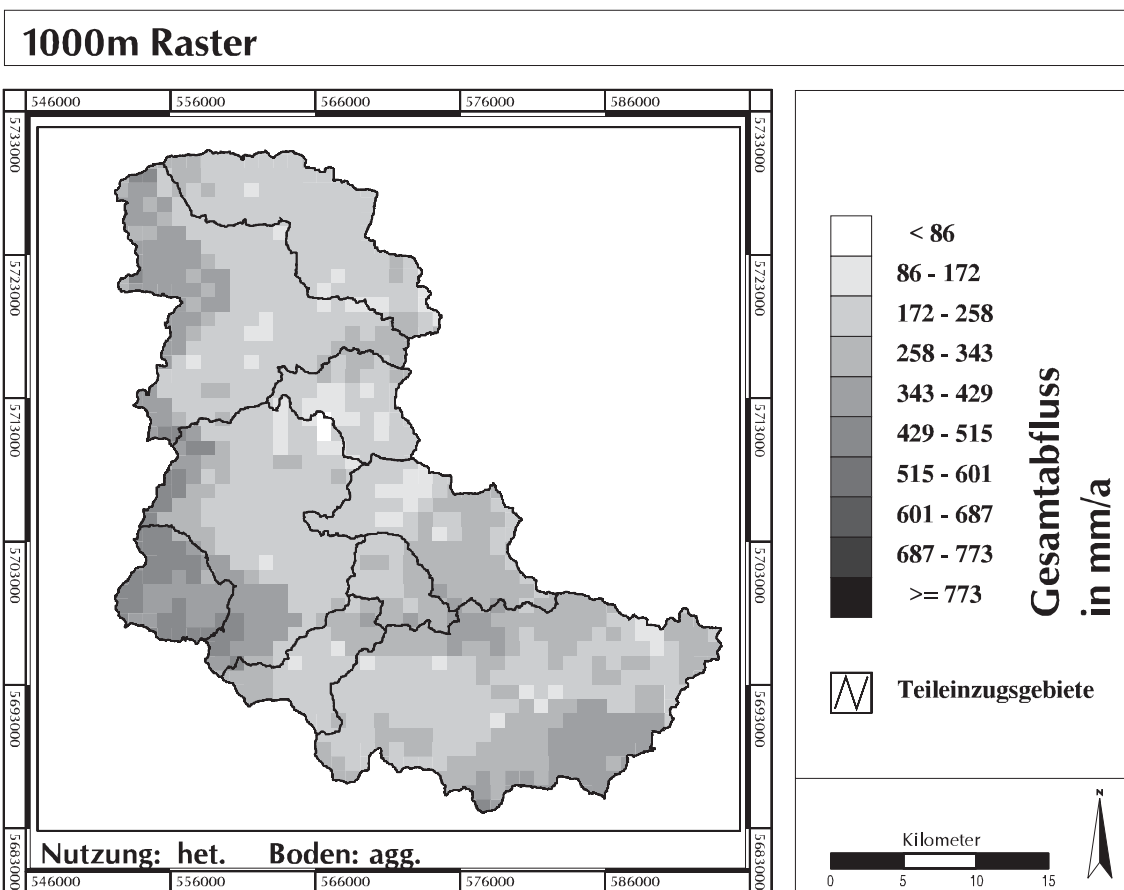


Abbildung A4: Simulation auf dem 1000m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

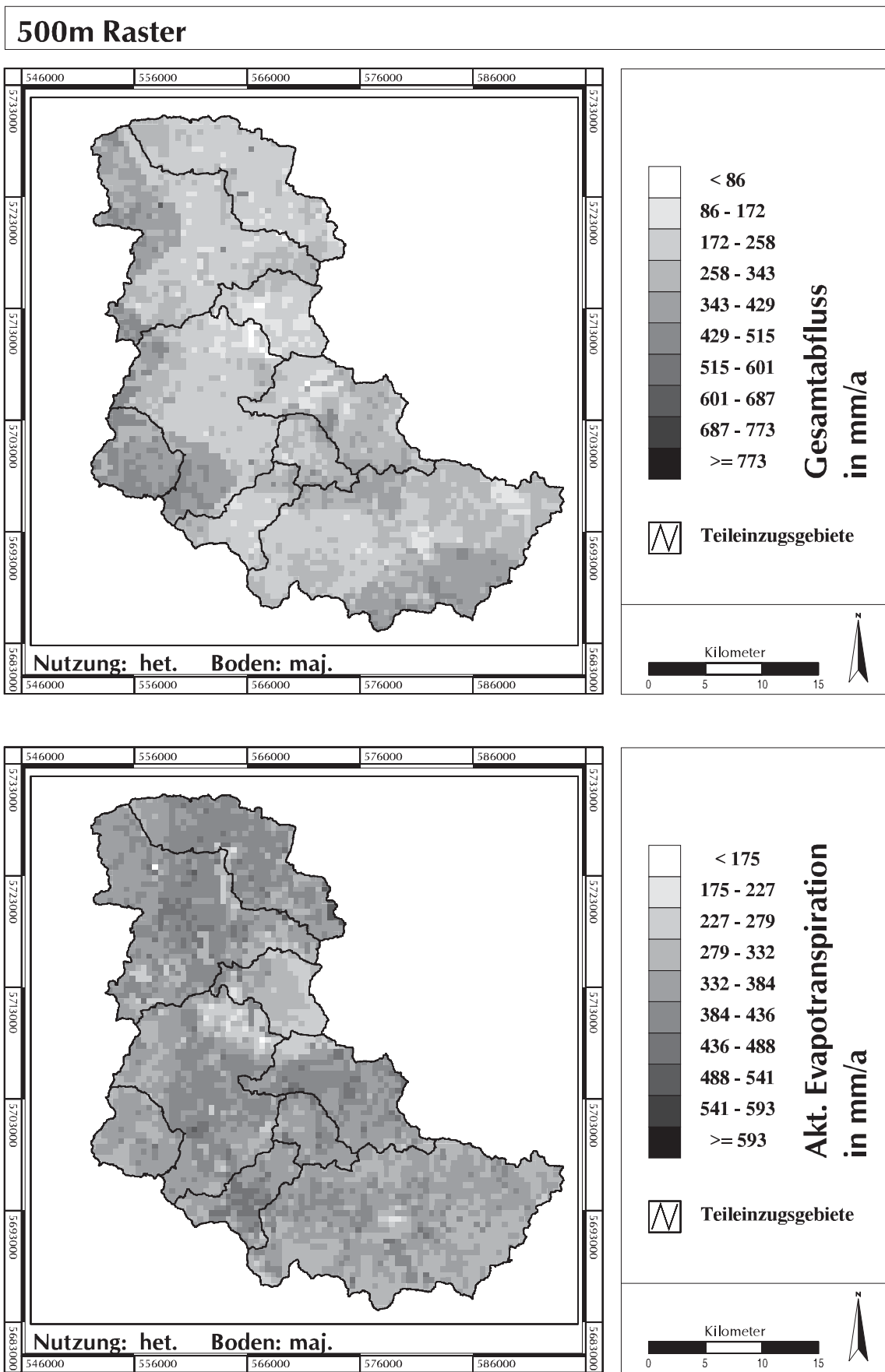


Abbildung A5: Simulation auf dem 500m-Raster mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

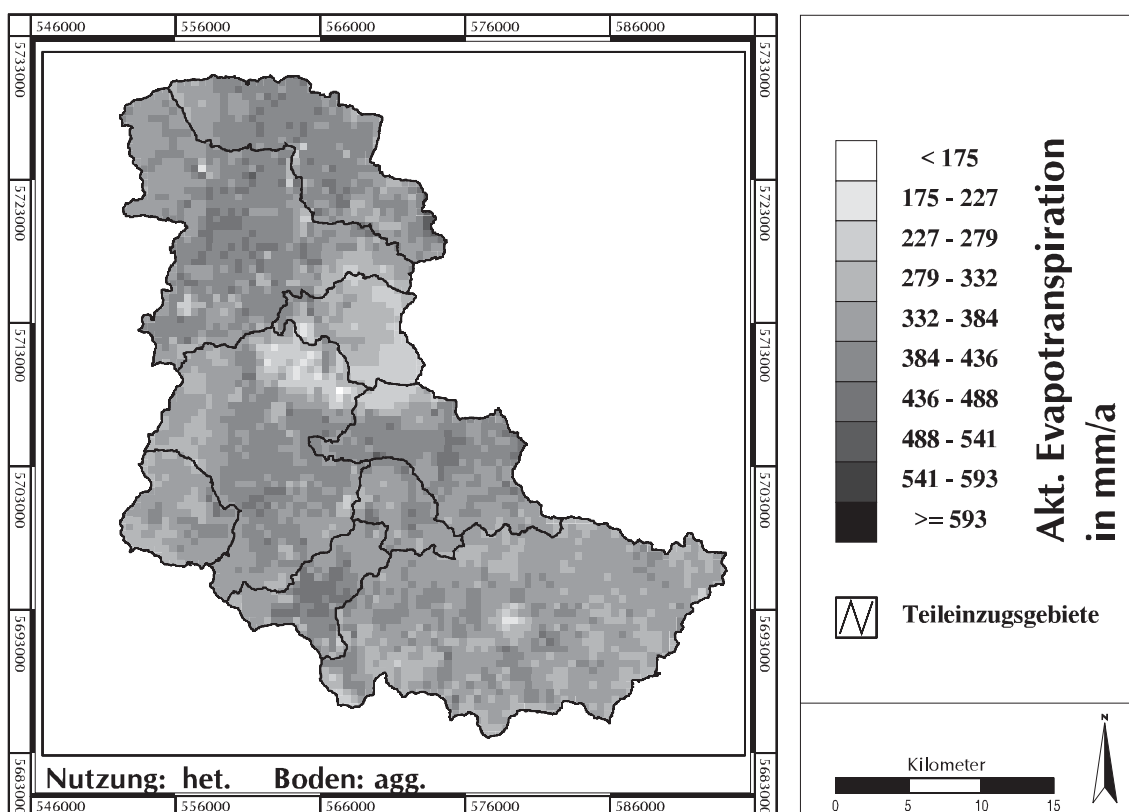
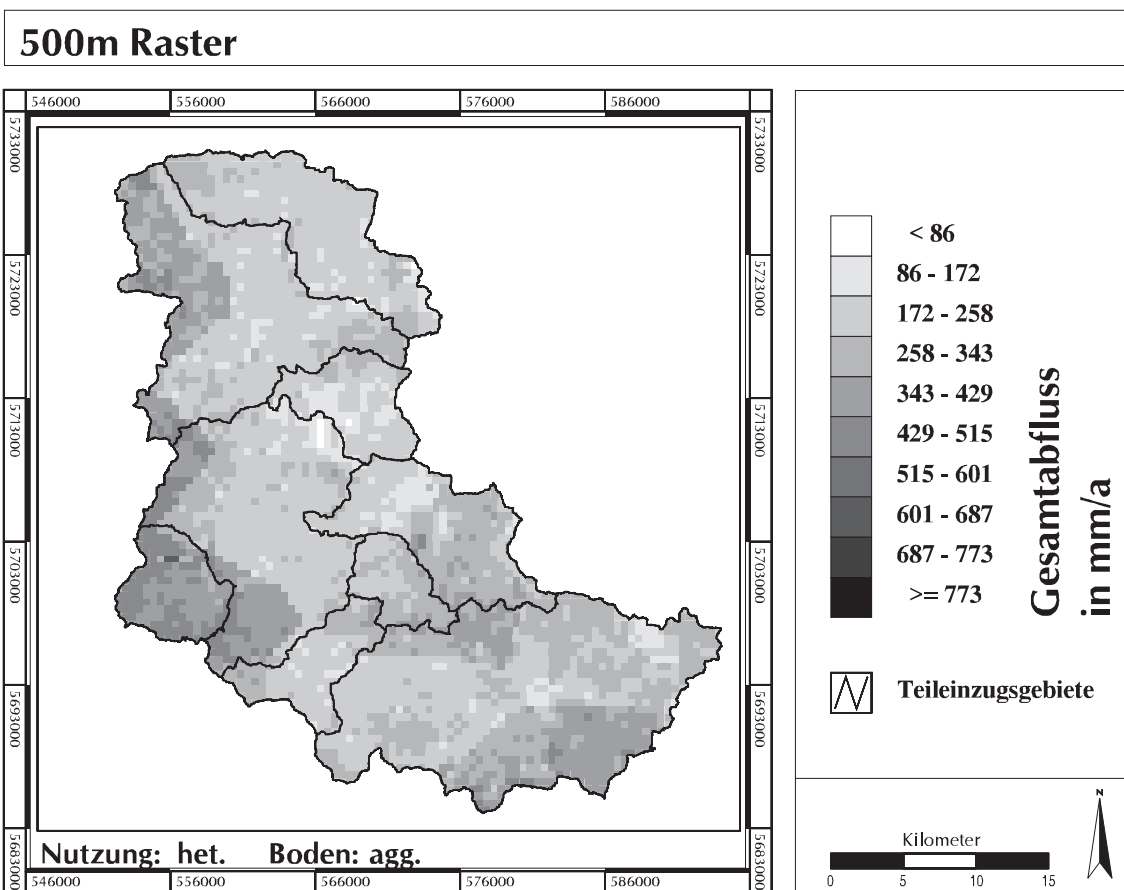


Abbildung A6: Simulation auf dem 500m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

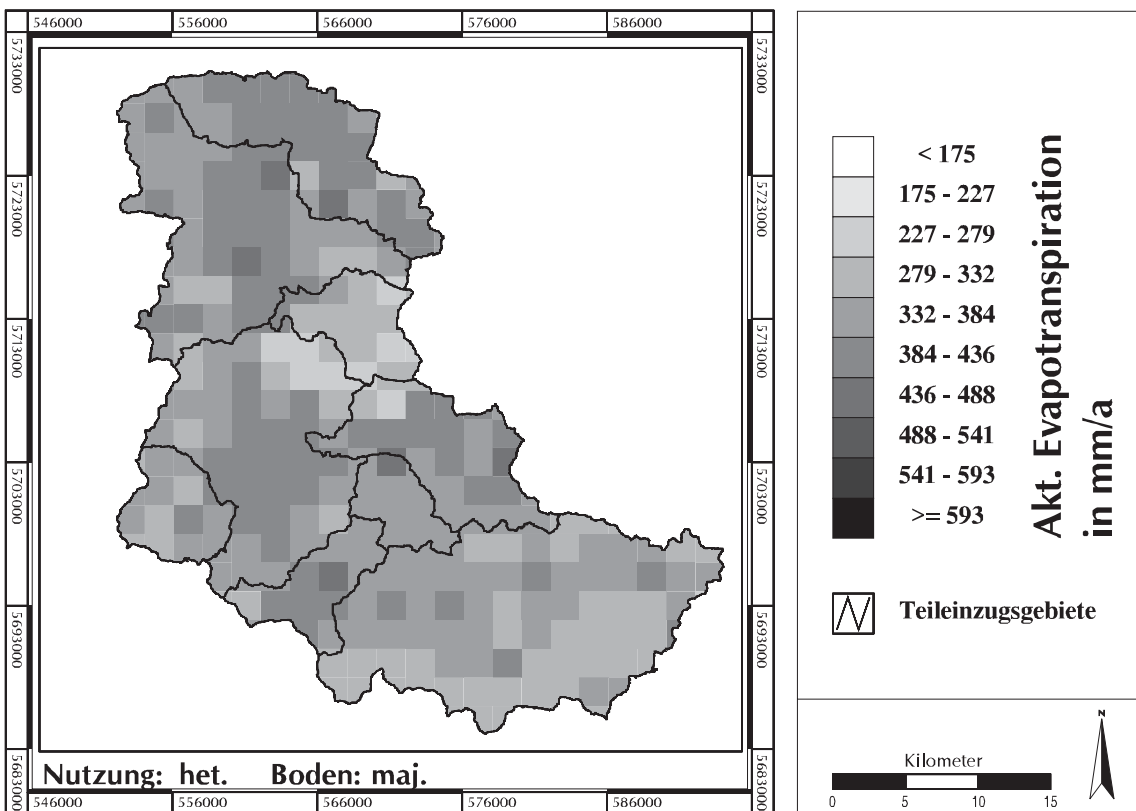
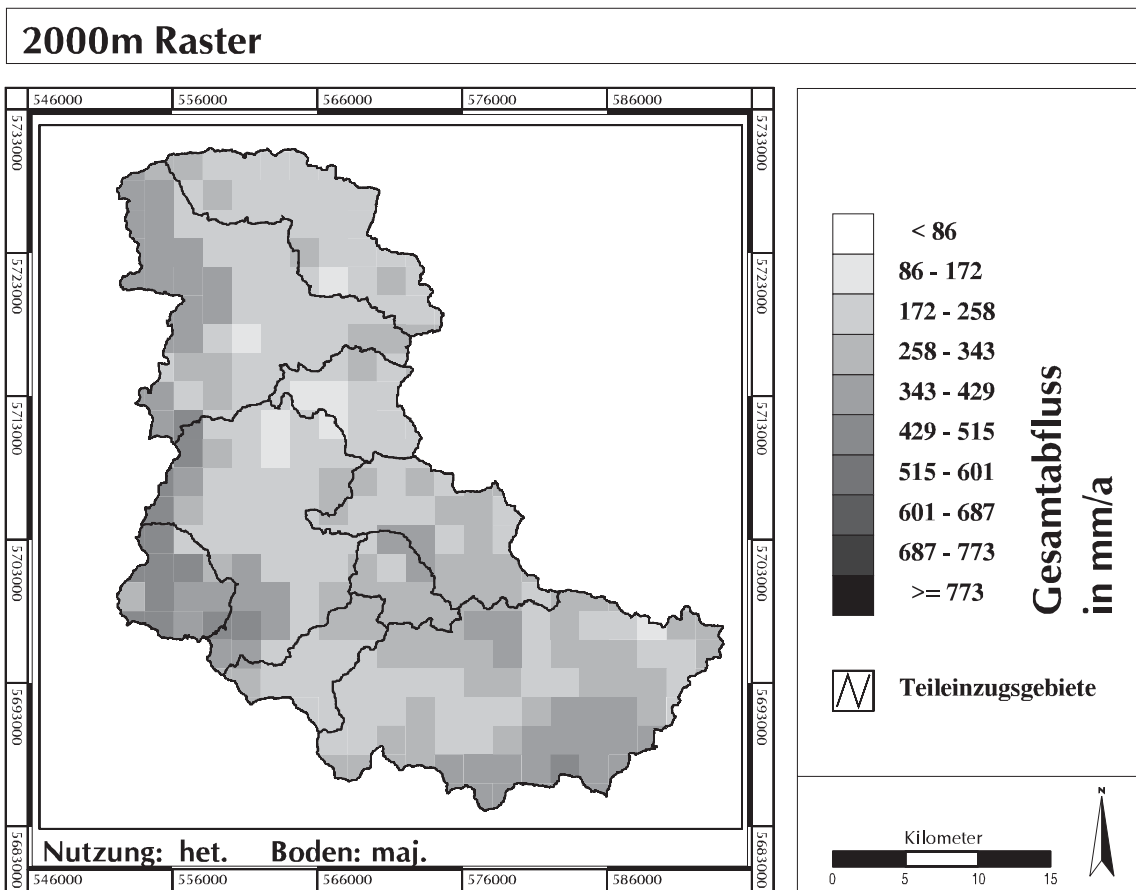


Abbildung A7: Simulation auf dem 2000m-Raster mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

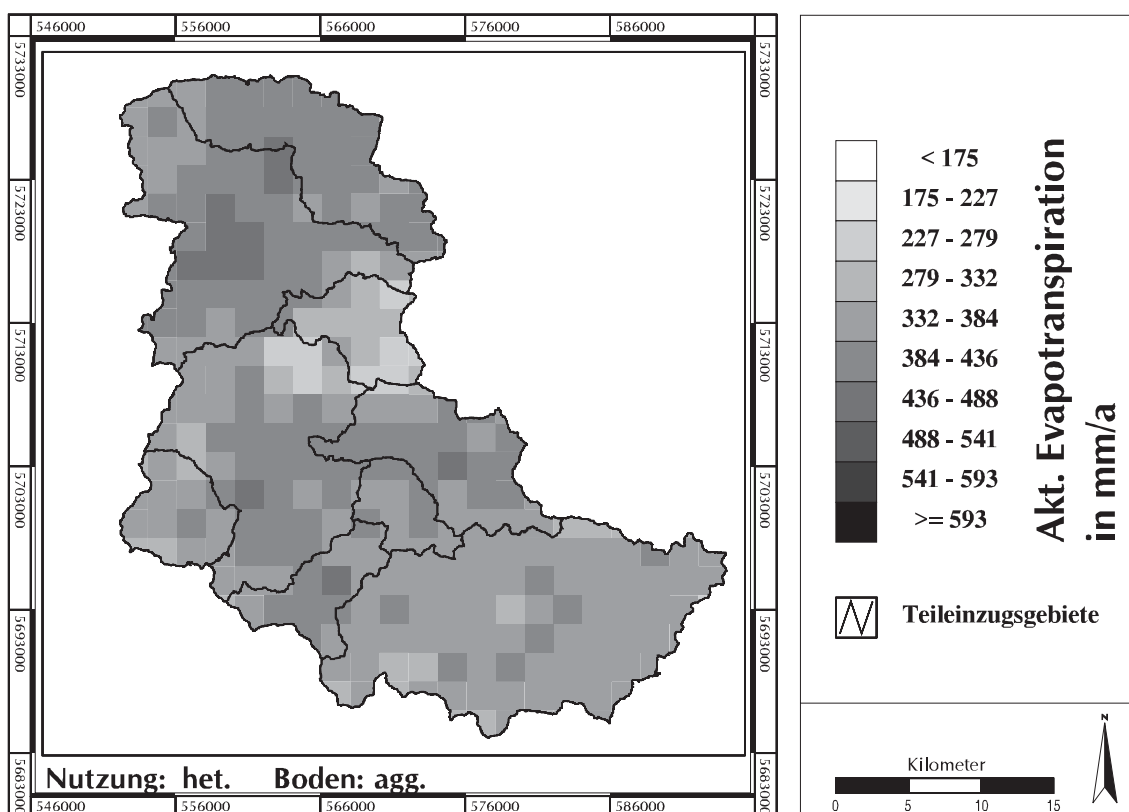
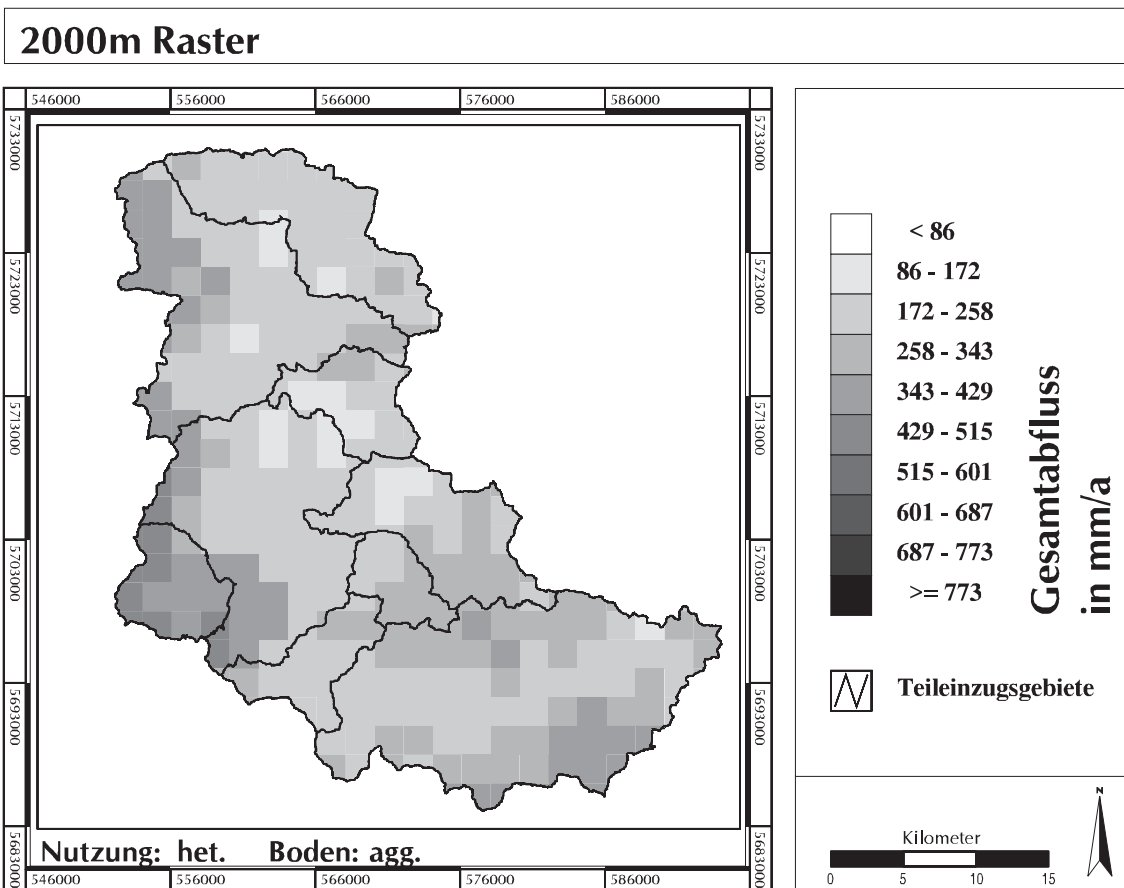


Abbildung A8: Simulation auf dem 2000m-Raster mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

## Bodeneinheiten

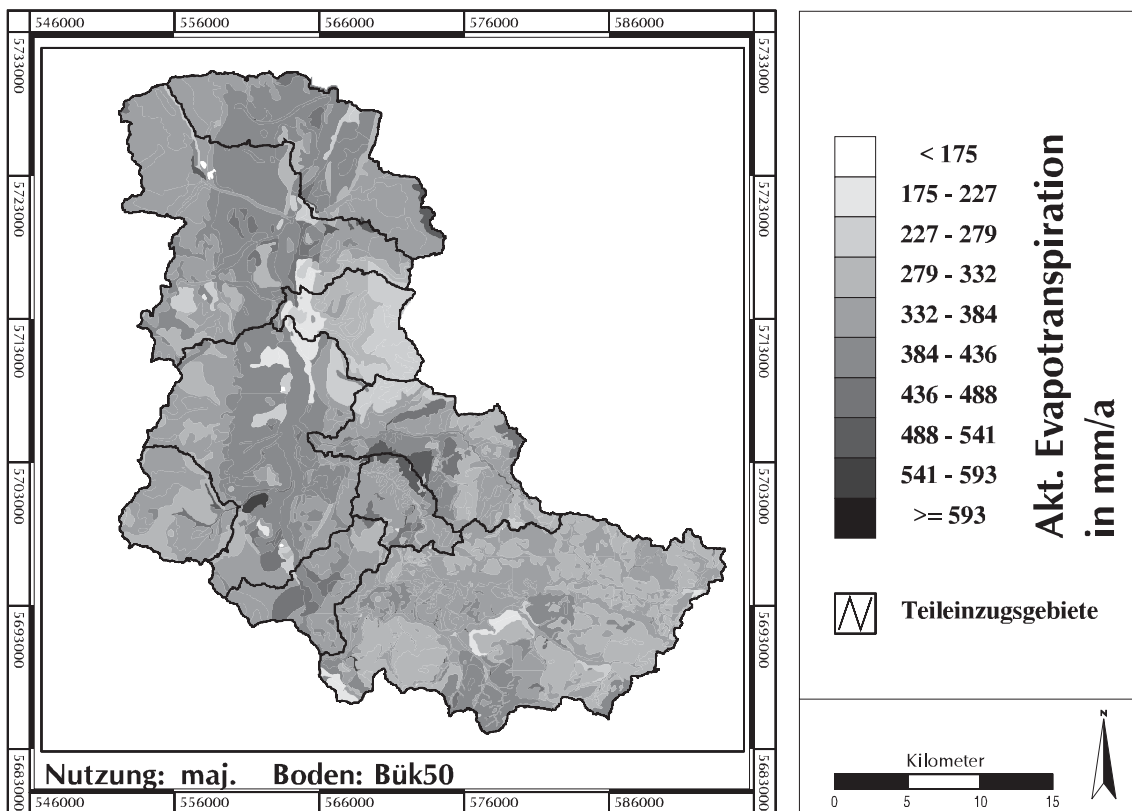
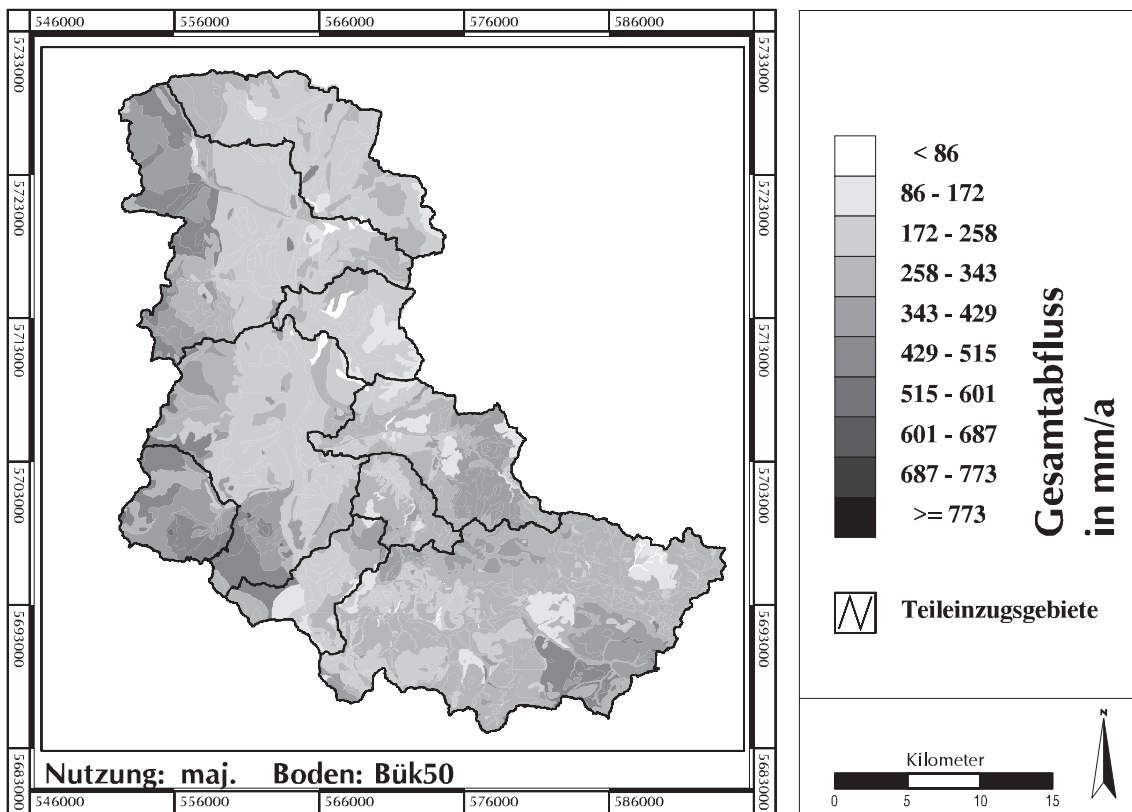


Abbildung A9: Simulation auf Bodeneinheiten mit flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario a);  
 Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

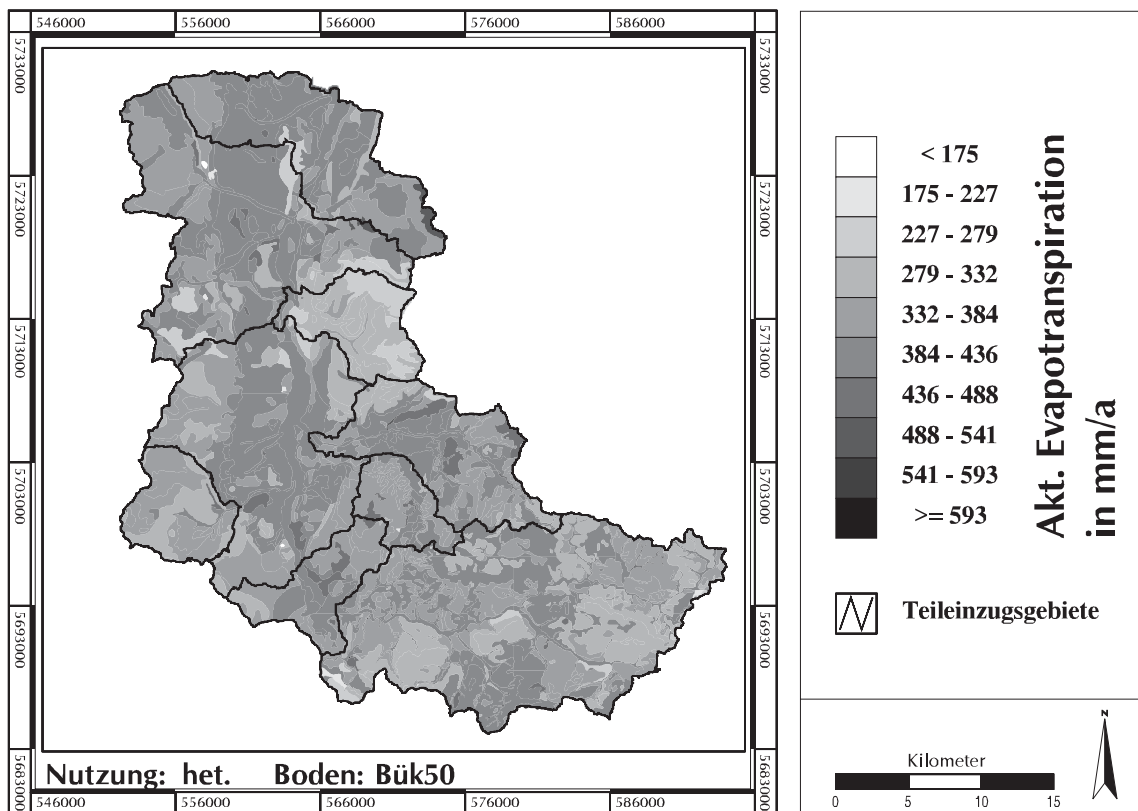
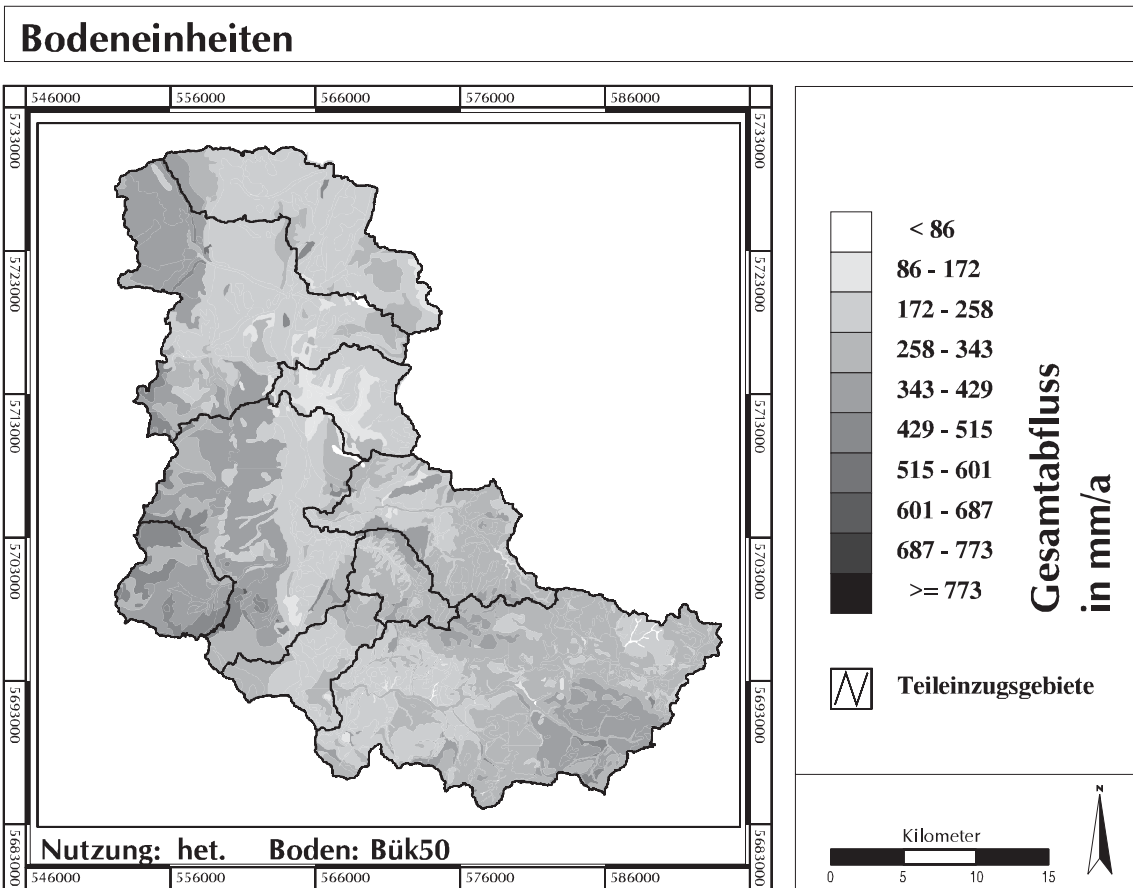


Abbildung A10: Simulation auf Bodeneinheiten mit heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration



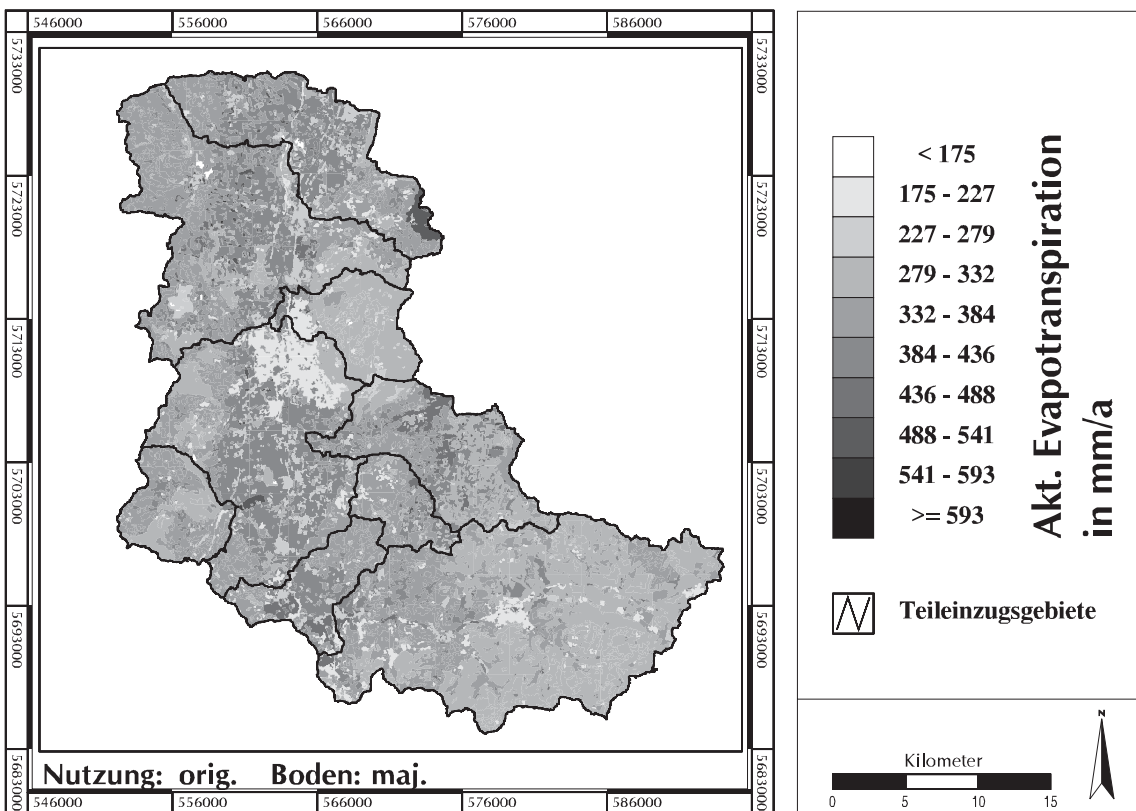
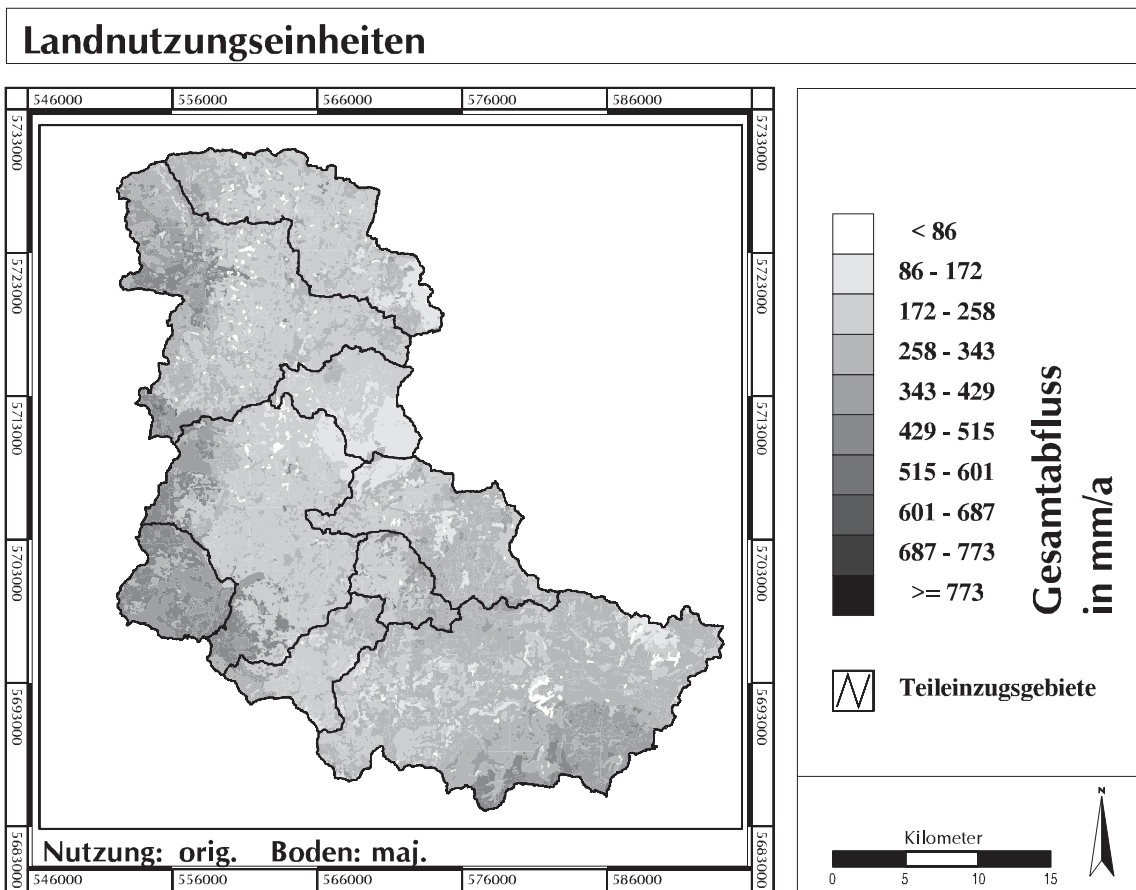


Abbildung A11: Simulation auf Landnutzungseinheiten mit flächengrößter Bodeninformation (Szenario c);  
 Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

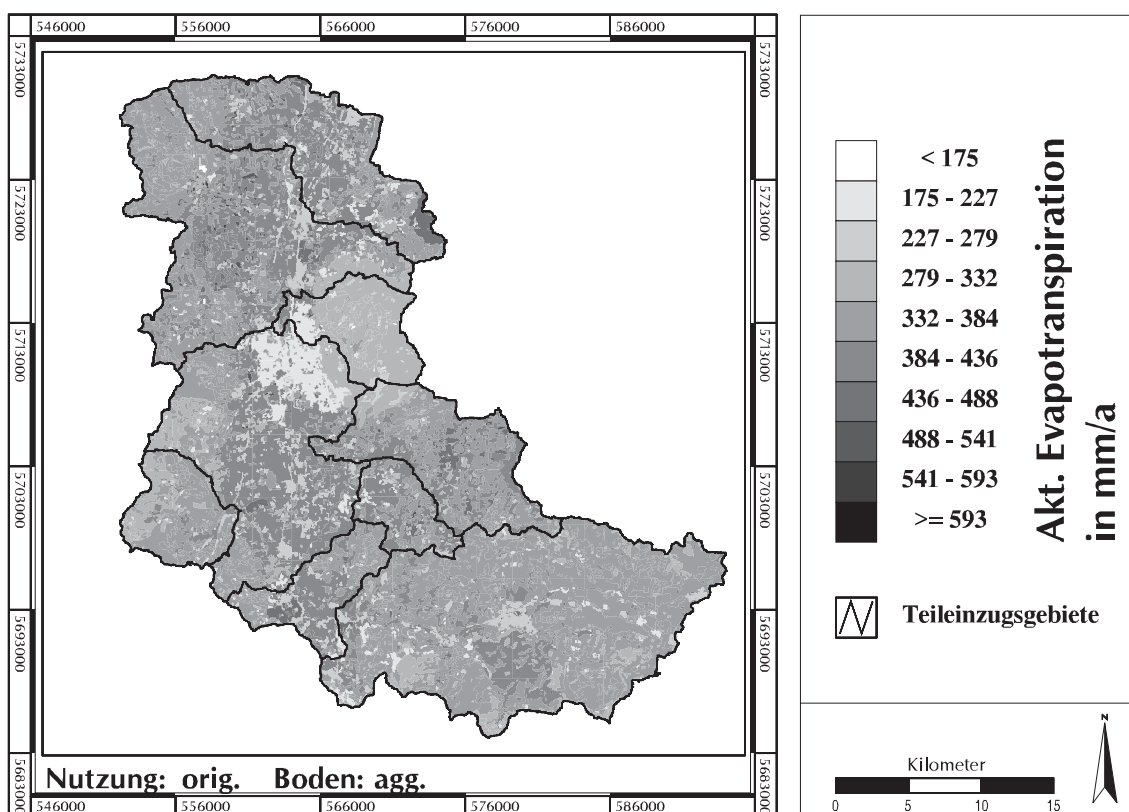
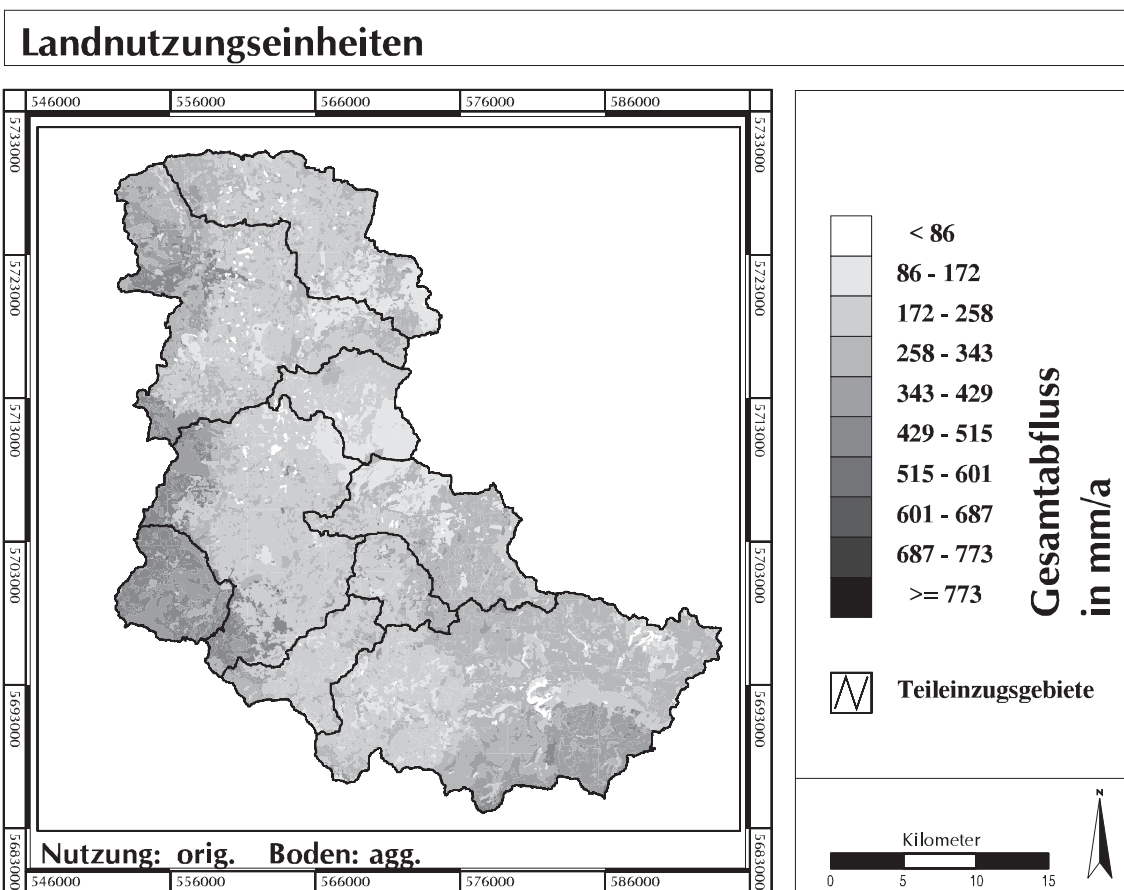


Abbildung A12: Simulation auf Landnutzungseinheiten mit aggregierter Bodeninformation (Szenario d);  
Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

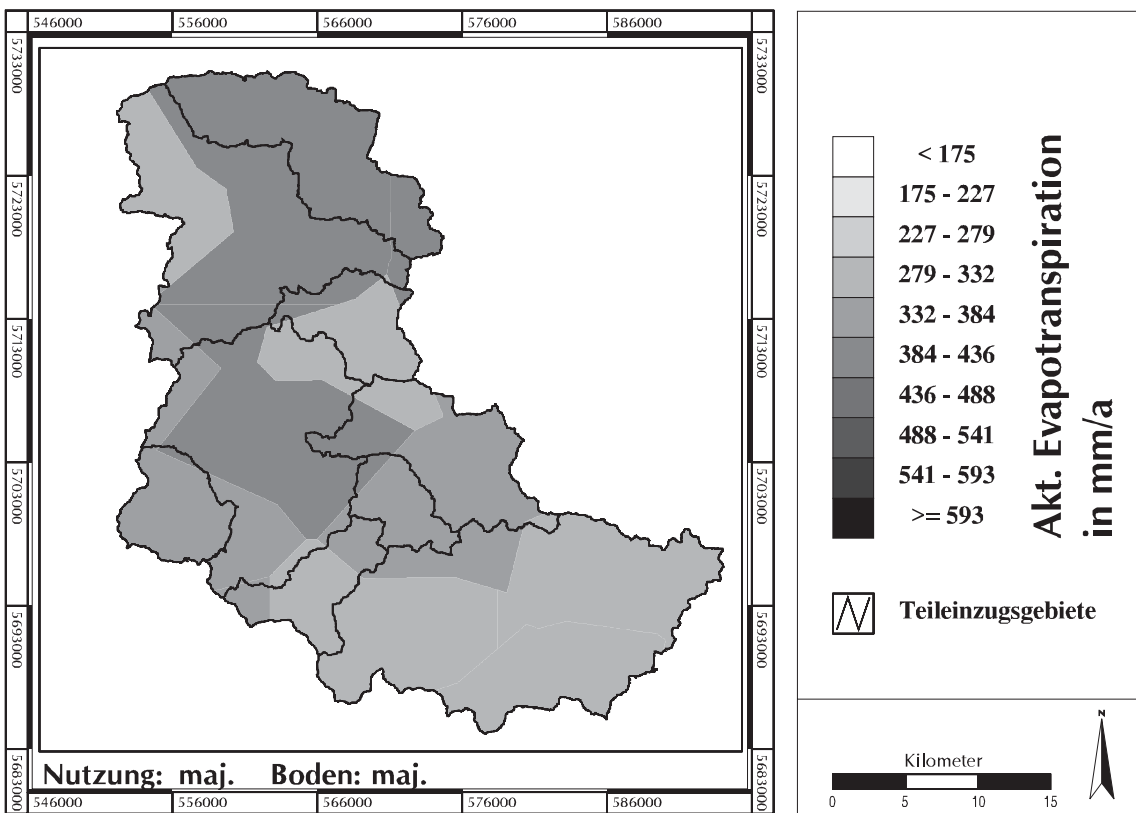
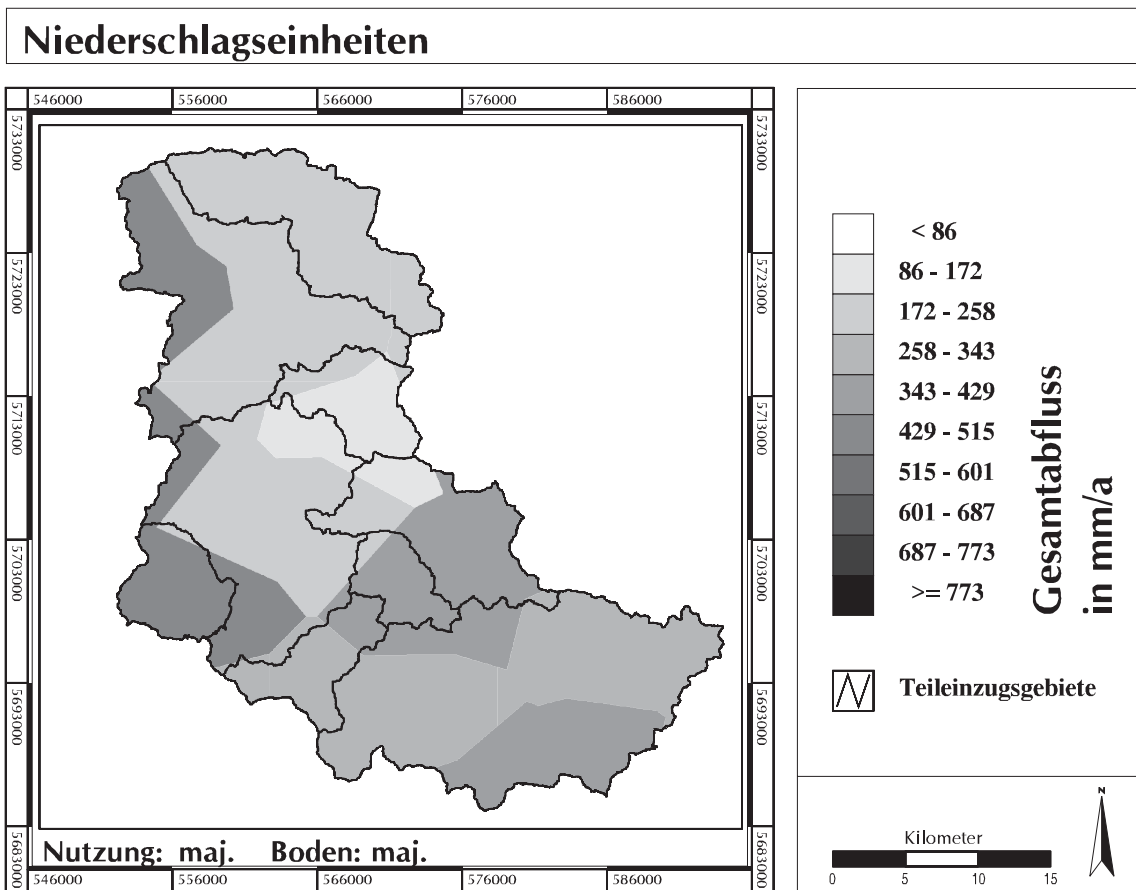


Abbildung A13: Simulation auf Niederschlagseinheiten mit flächengrößter Information für Boden und Landnutzung (Szenario a); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

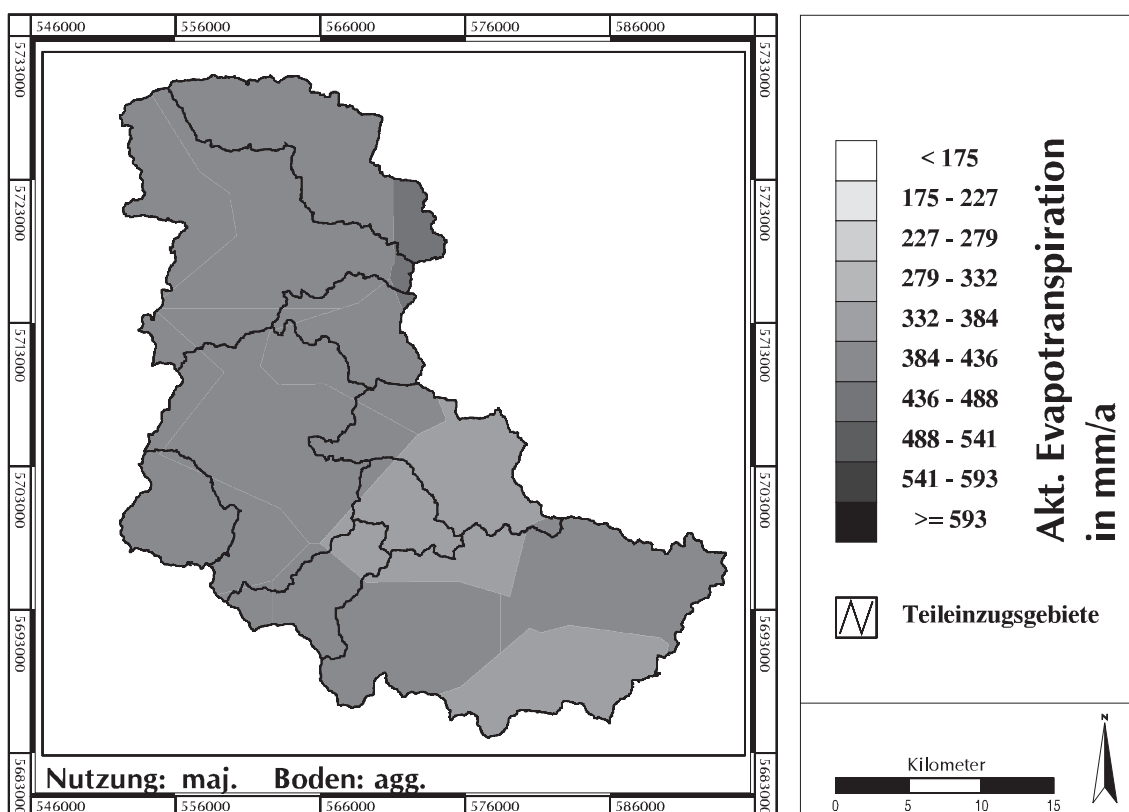
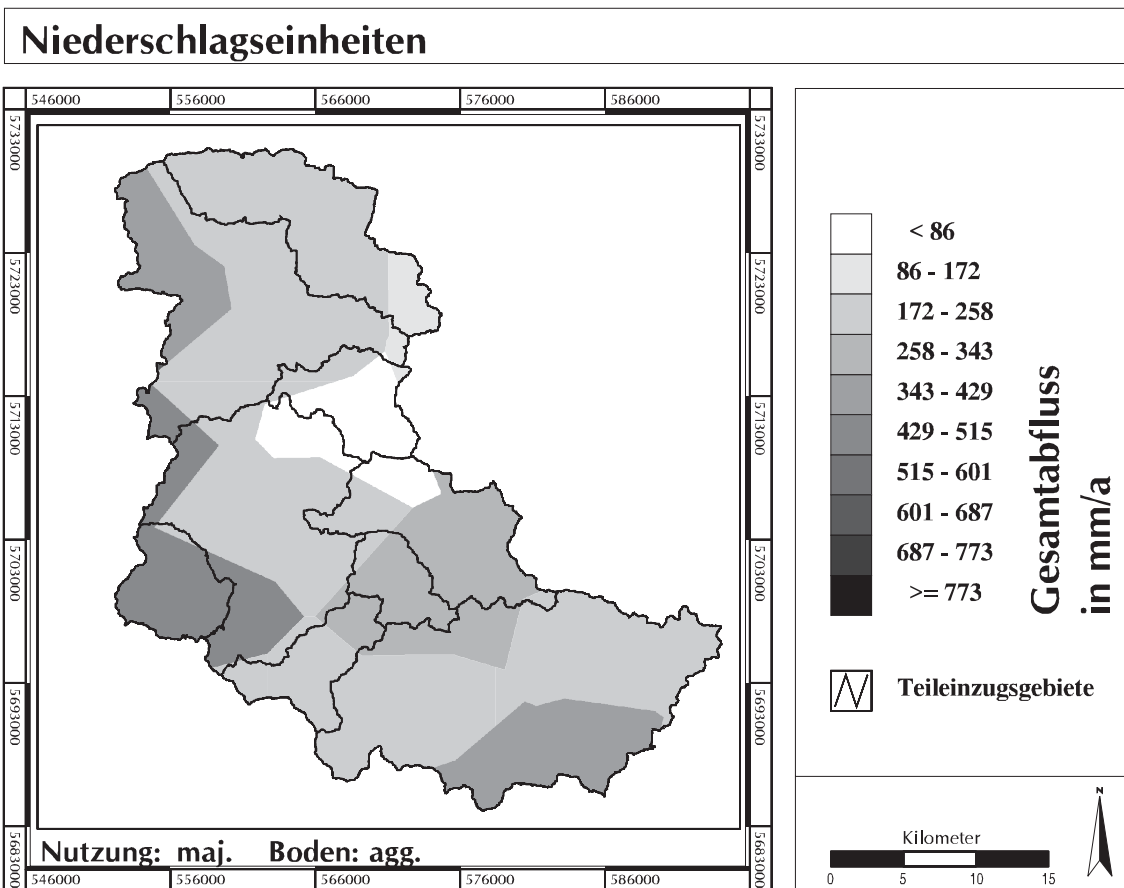


Abbildung A14: Simulation auf Niederschlagseinheiten mit aggregierter Bodeninformation und flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario b); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

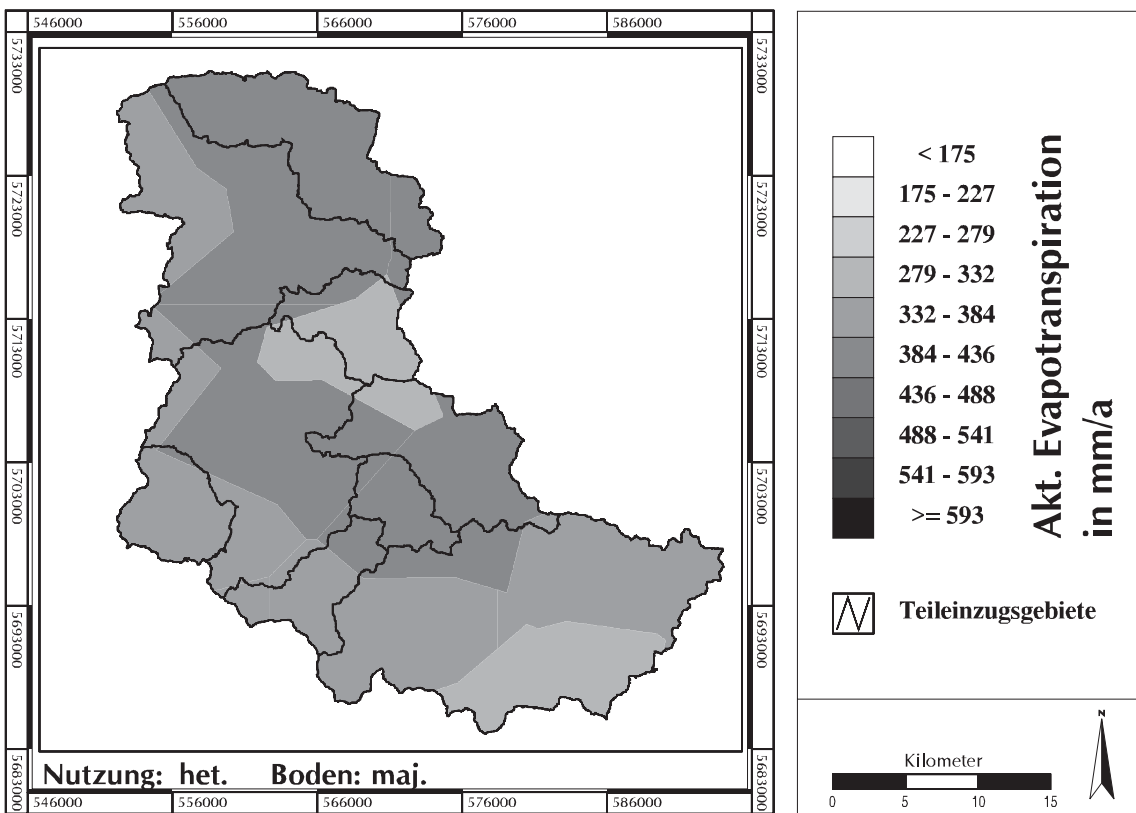
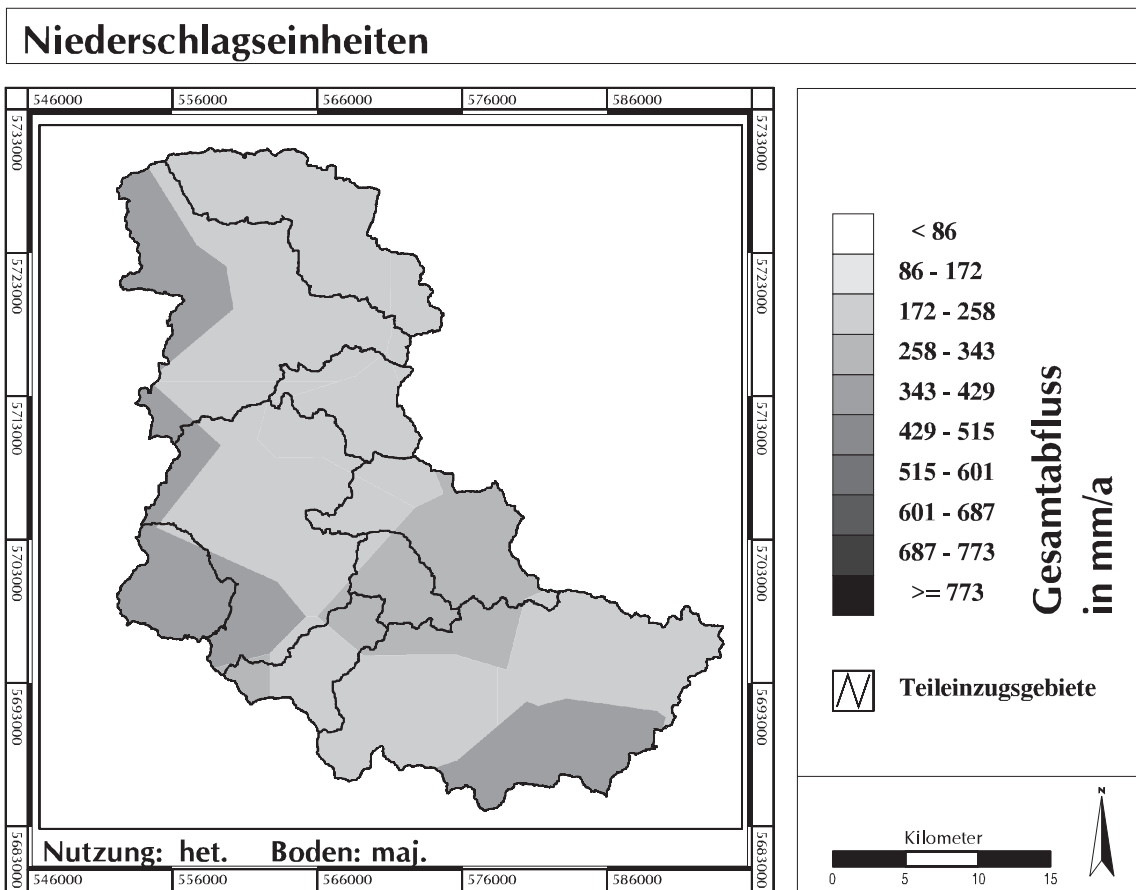


Abbildung A15: Simulation auf Niederschlagseinheiten mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

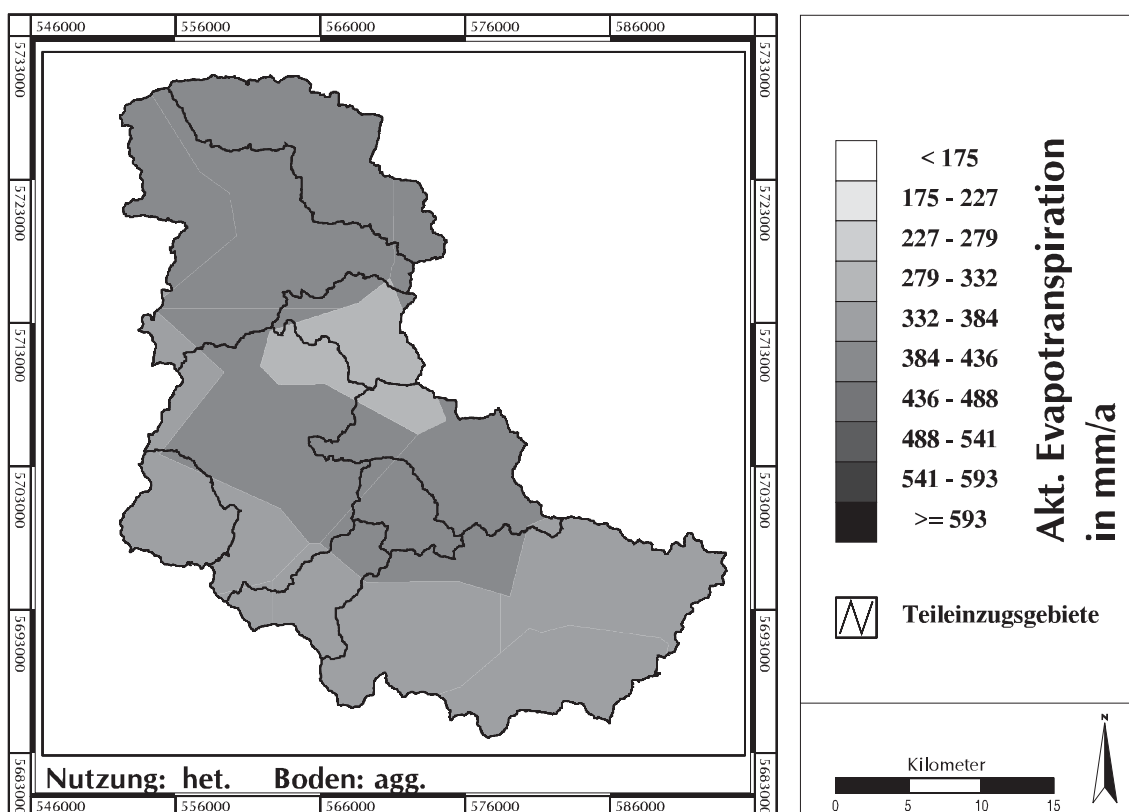
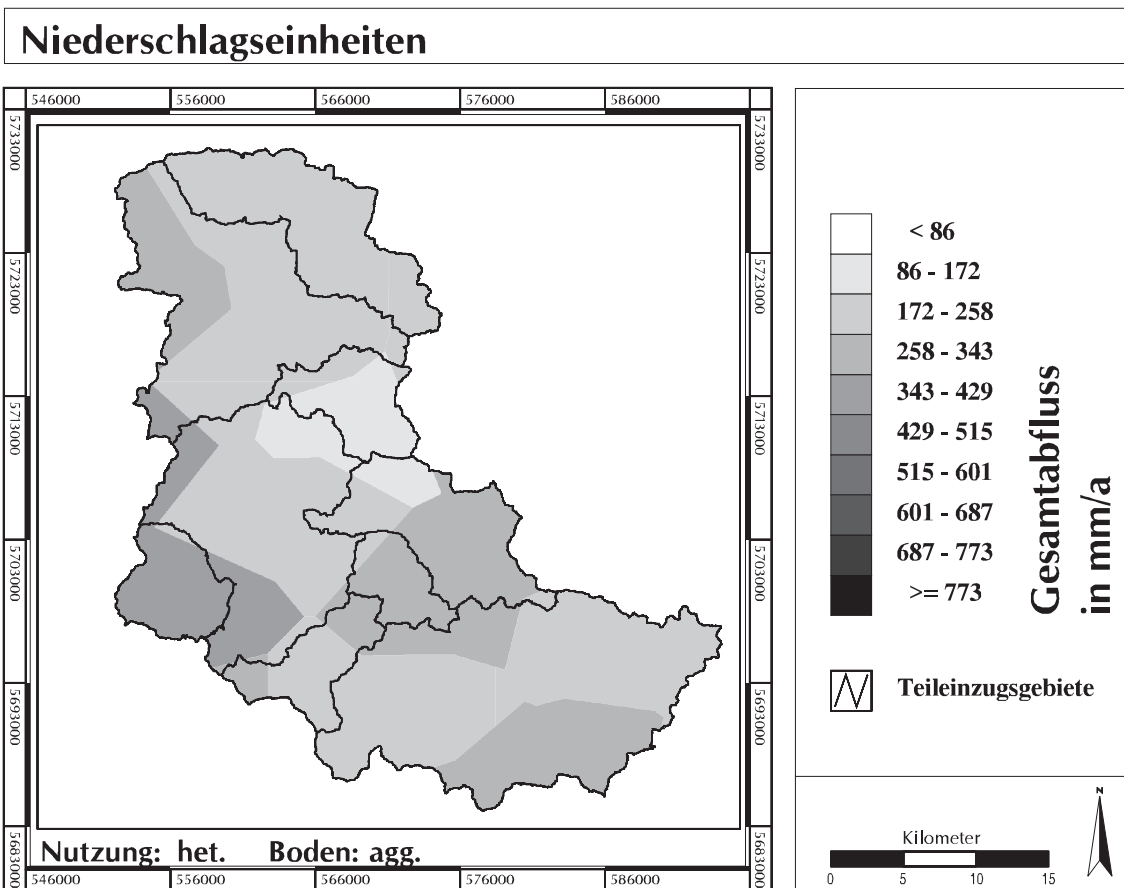


Abbildung A16: Simulation auf Niederschlagseinheiten mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

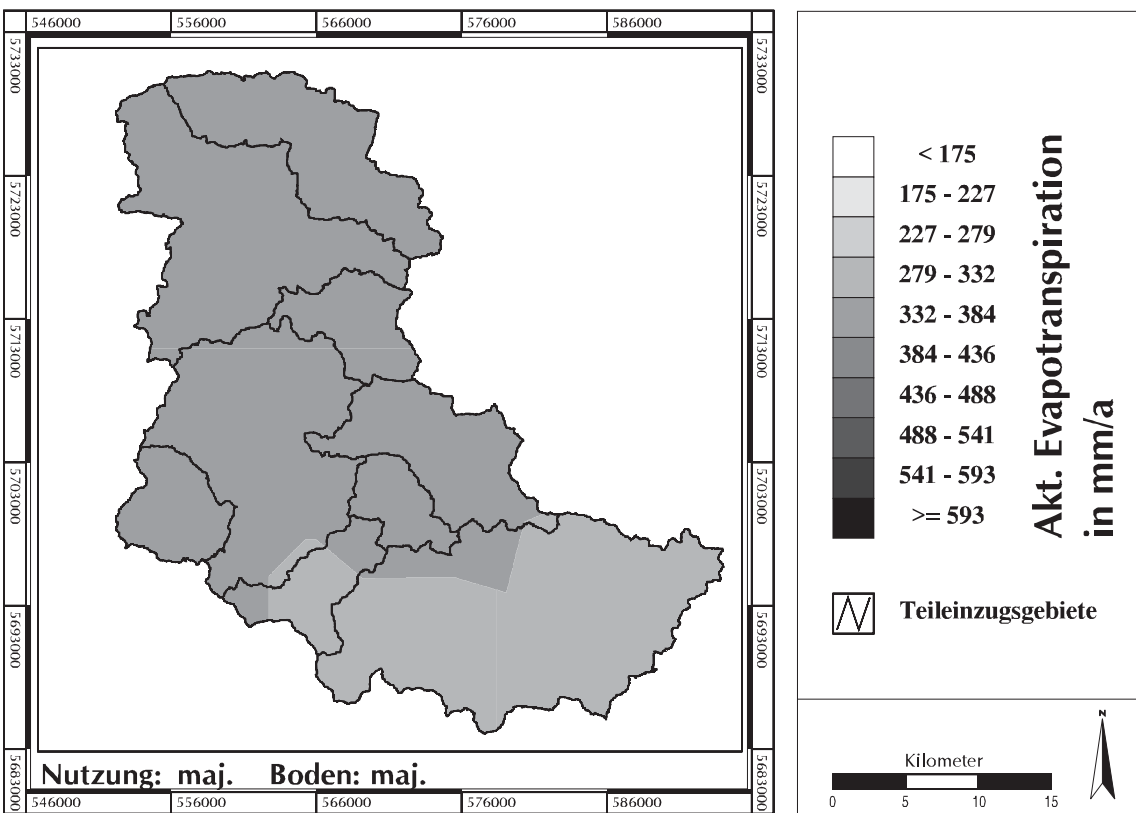
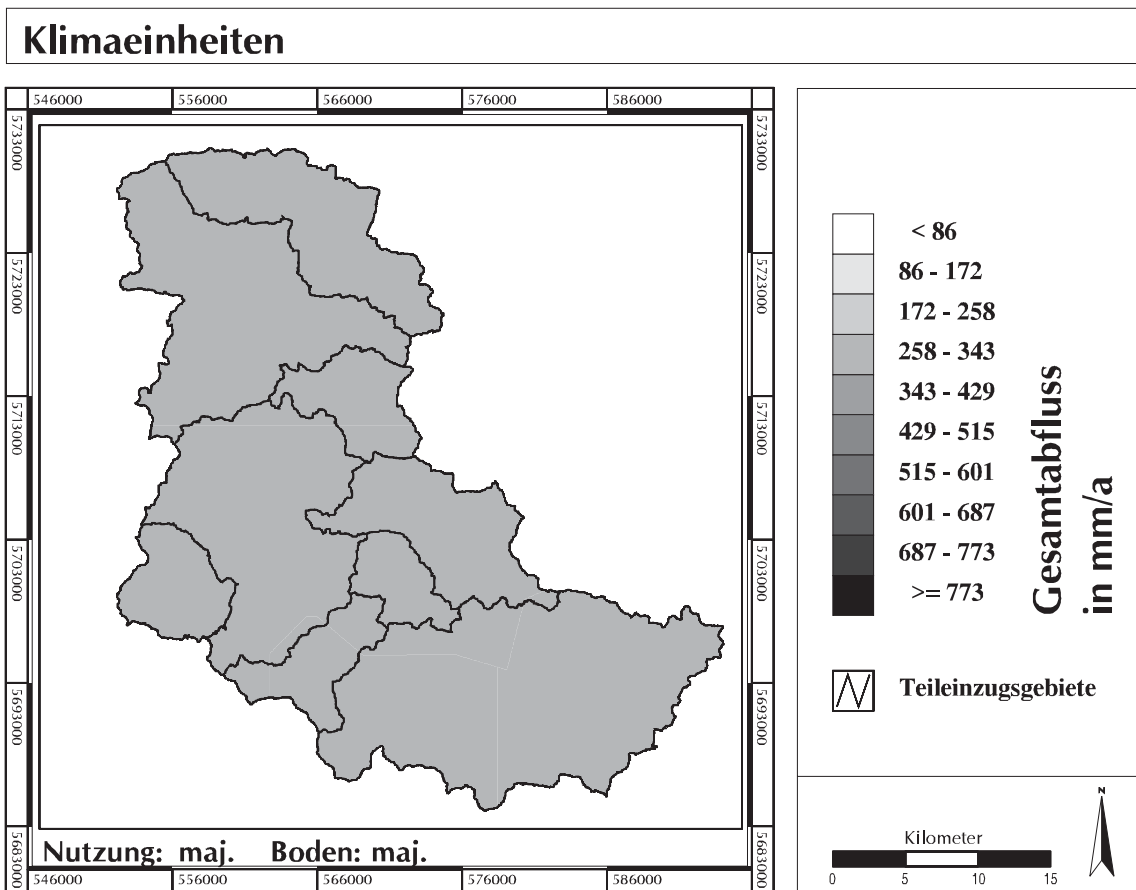


Abbildung A17: Simulation auf Klimaeinheiten mit flächengrößter Information für Boden und Landnutzung (Szenario a); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

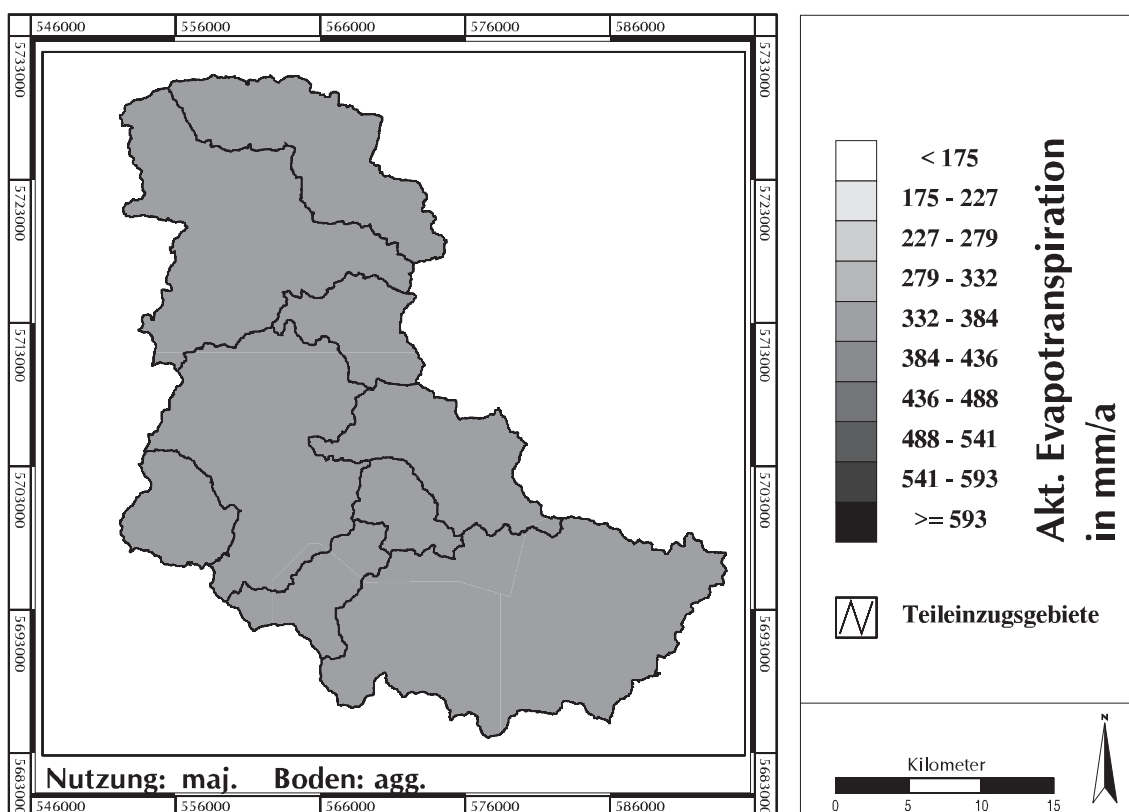
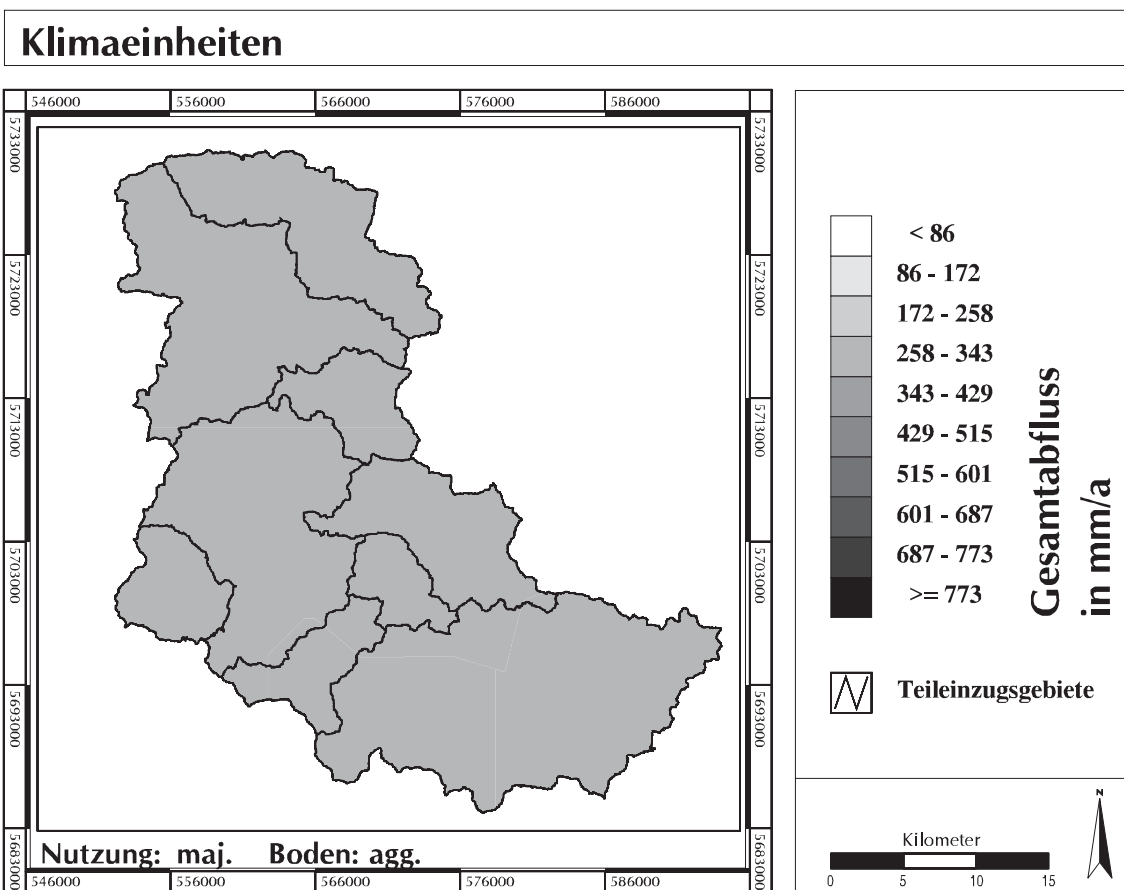


Abbildung A18: Simulation auf Klimaeinheiten mit aggregierter Bodeninformation und flächengrößter Landnutzungsinformation (Szenario b); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration



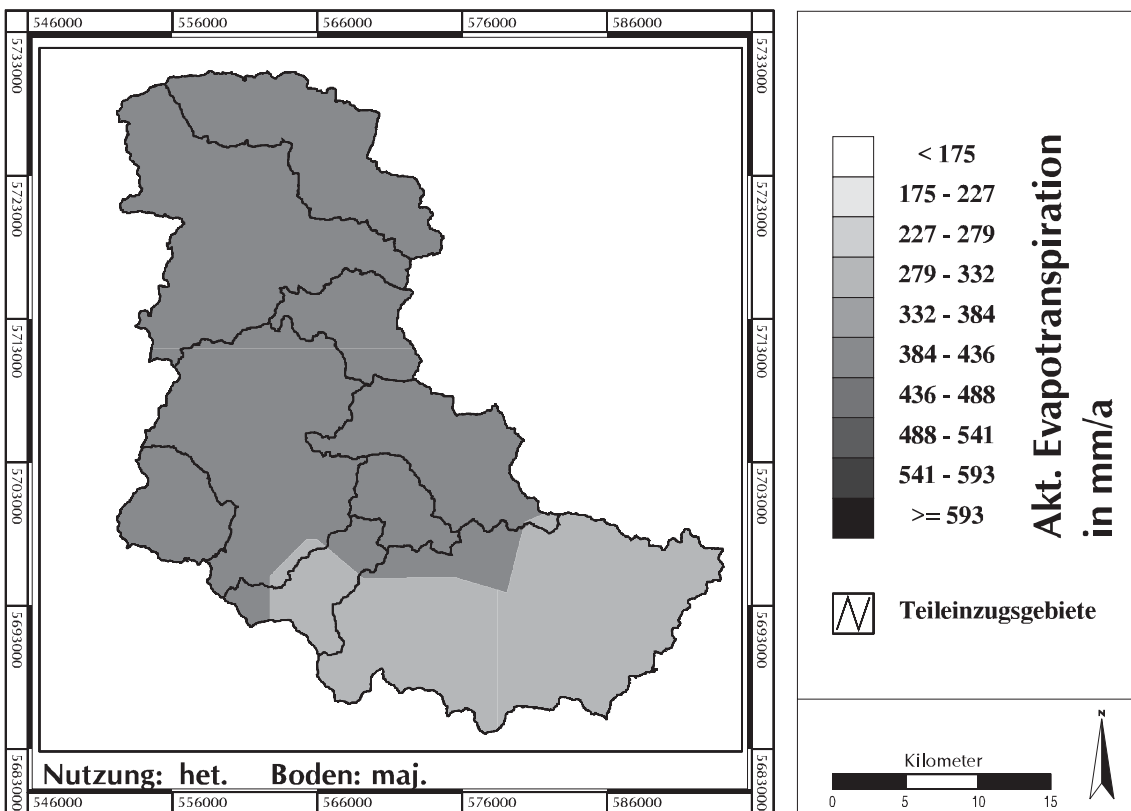
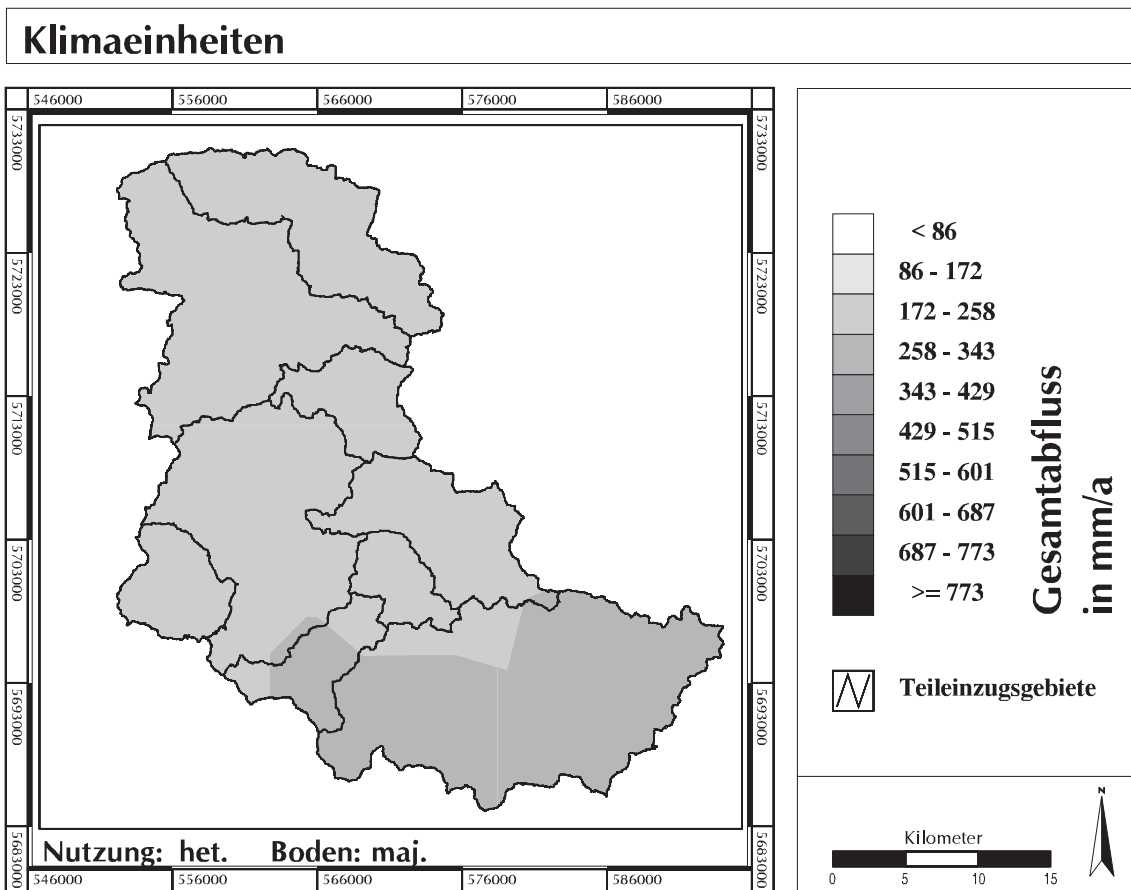


Abbildung A19: Simulation auf Klimaeinheiten mit flächengrößter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario c); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration

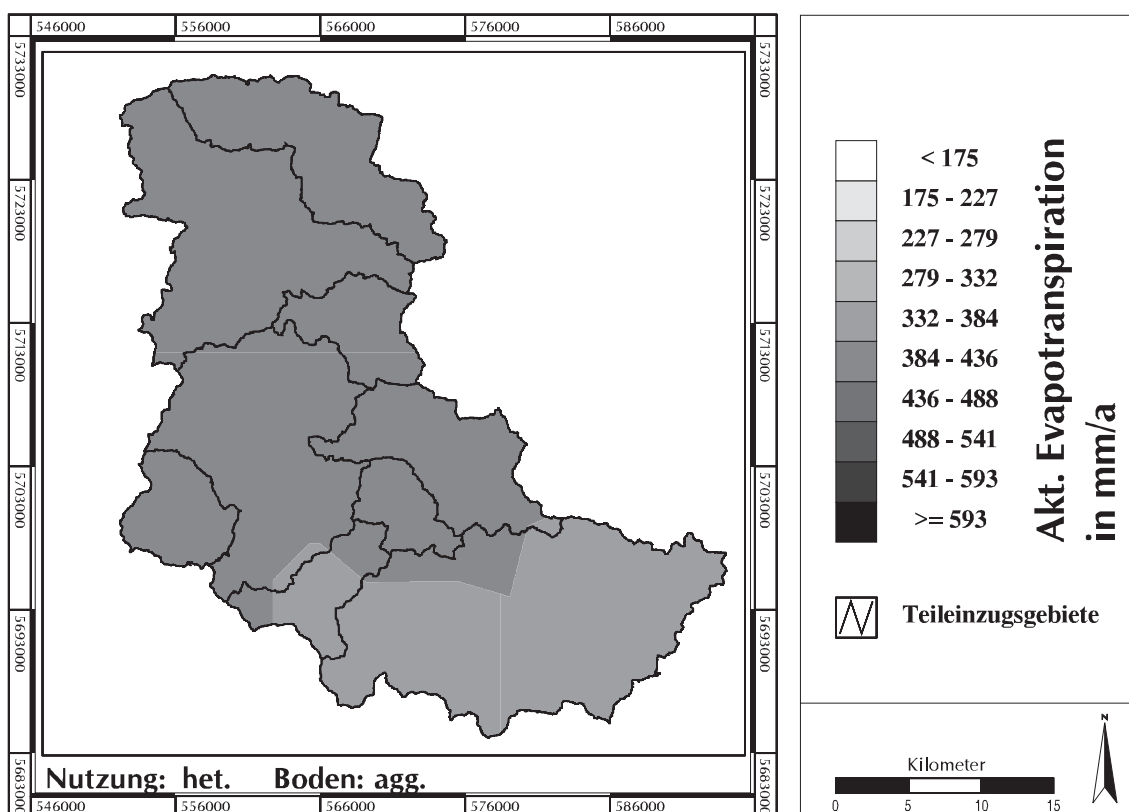
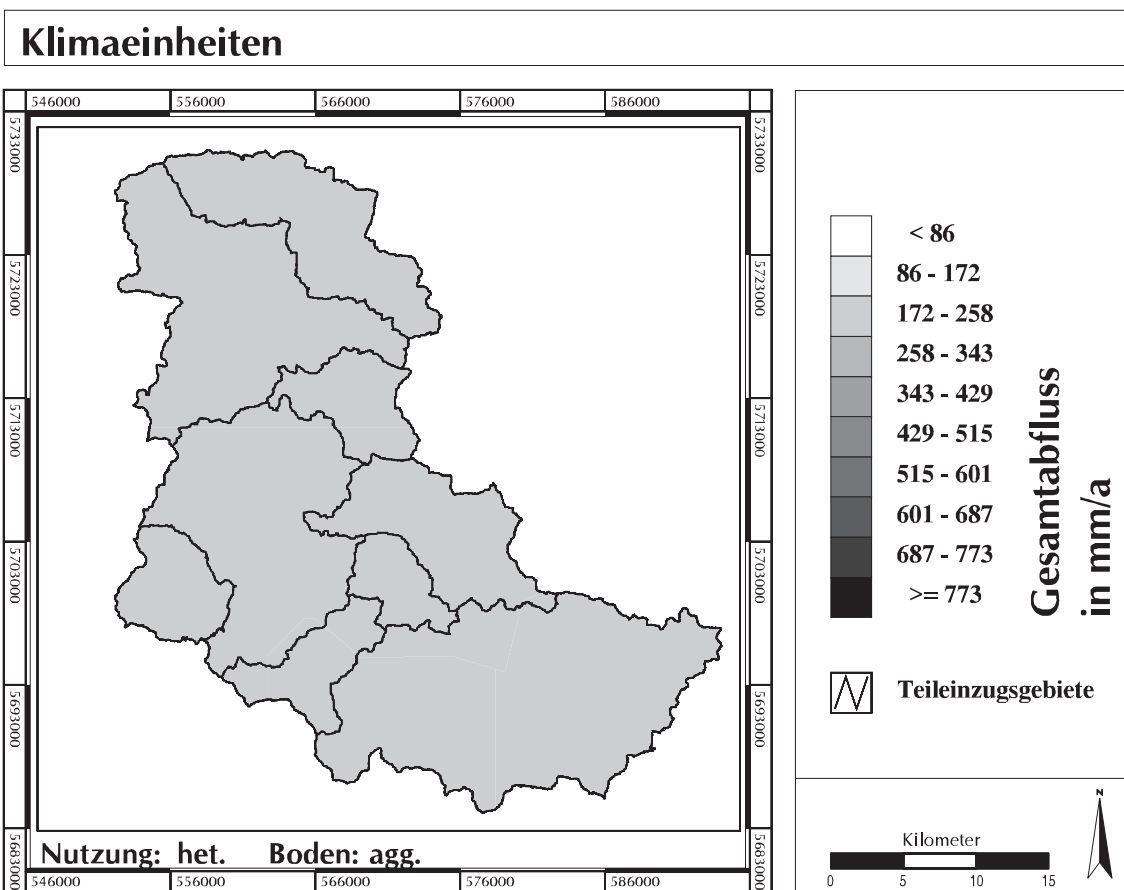


Abbildung A20: Simulation auf Klimaeinheiten mit aggregierter Bodeninformation und heterogener Landnutzungsstruktur (Szenario d); Oben: Mittlerer Gesamtabfluss, Unten: Mittlere akt. Evapotranspiration