Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphometrischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebiets

Dissertation

zur

Erlangung der Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Michael Herbst

aus

Detmold

Bonn, Oktober 2001

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

1. Referent: Prof. Dr. B. Diekkrüger
2. Referent: Prof. Dr. R. Dikau

Tag der Promotion: 14.12.2001

INHALTSVERZEICHNIS

Abbildungsverzeichnis

Tabellenverzeichnis

Verzeichnis der Acronyme

Verzeichnis der wichtigsten Symbole

1 EINLEITUNG 1

1.1 ZIELSETZUNG 1

1.2 LÖSUNGSWEG 2

1.3 FORSCHUNGSSTAND 4

2 GRUNDLAGEN ZUR RAUMDISKRETEN MODELLIERUNG DES WASSERHAUSHALTS 8

2.1 DAS HYDROLOGISCHE PROZEßGEFÜGE 8

2.2 MODELLIERUNG VON INTERZEPTION UND EVAPOTRANSPIRATION 10

2.2.1 Aktuelle Evapotranspiration 10

2.2.2 Interzeption 15

2.2.3 Schneedecke 16

2.3 DREIDIMENSIONALE MODELLIERUNG DER BODENWASSERFLÜSSE 17

2.3.1 Dreidimensionaler ungesättigter Fluß 17

2.3.2 Bodenphysikalische Parametrisierung 18

2.4 MODELLIERUNG DER ABFLUßBILDUNG 20

2.4.1 Infiltration unter Berücksichtigung eines dualen Porensystems 20

2.4.2 Konzentrationszeit von Oberflächen- und Makroporenabfluß 21

3 CHARAKTERISIERUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS 23

3.1 NUTZUNG 23

3.2 GEOLOGIE UND TOPOGRAPHIE 24

3.3 BODEN 25

3.4 KLIMA 26

4 DIE RÄUMLICHE VARIABILITÄT VON BODENEIGENSCHAFTEN 28

4.1 DATENGRUNDLAGE UND DESKRIPTIVE STATISTIK 31

4.2 REGIONALISIERUNG VON BODENEIGENSCHAFTEN 35

4.2.1 Multivariate Statistik und Geostatistik 35

4.2.2 Pedotransferfunktionen *40*
4.2.3 Geomorphometrische Strukturen *43*
4.2.3.1 Primäre Parameter 464
4.2.3.2 Sekundäre Parameter 46
4.2.3.3 Tertiäre Parameter 48
4.2.4 Regionalisierung auf Basis des indirekten Verfahren *52*
4.2.4.1 Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und geomorphometrischen Strukturen 52
4.2.4.2 Räumliche Variabilität von Bodeneigenschaften 56
4.2.4.3 Kreuzvalidierung der Regionalisierung von Bodeneigenschaften 66
4.2.5 Regionalisierung auf Basis des direkten Verfahrens *68*
4.2.5.1 Zusammenhänge zwischen bodenphysikalischen Eigenschaften und geomorphometrischen Strukturen 68
4.2.5.2 Räumliche Variabilität von bodenphysikalischen Eigenschaften 72
4.2.5.3 Kreuzvalidierung der Regionalisierung von bodenphysikalischen Eigenschaften 77
4.3 Bewertung und Vergleich der Regionalisierungsverfahren *79*
4.4 Zusammenfassung der Ergebnisse aus der Regionalisierung *83*

5 MODELLIERUNG DES WASSERHAUSHALTS IM UNTERSUCHUNGSGEBIET 84

5.1 DATENGRUNDLAGE 84
5.2 RÄUMLICHE DISKRETISIERUNG 85
5.3 SENSITIVITÄT 86
5.3.1 Meteorologische und bestandesspezifische Parameter *86*
5.3.2 Bodenphysikalische Parameter *88*
5.4 KALIBRIERUNG, VALIDIERUNG UND MODELLERGEBNISSE 89
5.4.1 Evapotranspiration *90*
5.4.2 Abfluß *92*
5.4.3 Bodenfeuchte *95*
5.4.3.1 Räumlich gemittelte Bodenfeuchte 95
5.4.3.2 Räumliche Struktur der Bodenfeuchte 97

6 AUSWIRKUNGEN DER RÄUMLICHEN VARIABILITÄT BODENPHYSIKALISCHER EIGENSCHAFTEN 101

6.1 DIE RÄUMLICHEN STRUKTUREN 101
6.2 QUANTIFIZIERUNG DER AUSWIRKUNGEN DER RÄUMLICHEN STRUKTUR BODENPHYSIKALISCHER EIGENSCHAFTEN AUF DEN WASSERHAUSHALT 107
6.2.1 Auswirkungen auf die Evapotranspiration 107
6.2.2 Auswirkungen auf die Abflußbildung 108
7 DISKUSSION UND AUSBLICK 111
7.1 REGIONALISIERUNG VON BODENEIGENSCHAFTEN 111
7.2 AUSWIRKUNGEN DER RÄUMLICHEN VARIABILITÄT BODENPHYSIKALISCHER PARAMETER AUF DAS HYDROLOGISCHE PROZEßGEFÜGE 115
8 ZUSAMMENFASSUNG 122
Literaturverzeichnis
Anhang

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des indirekten und des direkten Verfahrens zur Regionalisierung bodenphysikalischer Parameter 3
Abbildung 1.2: Definition des Skalen-Triplets aus spacing,extent und support 6
Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des hydrologischen Prozeßgefüges 9
Abbildung 2.2: Abhängigkeit des Skalierungsfaktors a vom Matrixpotential 14
Abbildung 2.3: Modellierung des jahreszeitlichen Verlaufs des Blattflächenindices am Beispiel eines Laubwaldbestandes 15
Abbildung 2.4: Semilogarithmische Darstellungen von Retentionsfunktion, spezifischer Wasserkapazität und relativer Leitfähigkeit 20
Abbildung 3.1: Räumliche Verteilung der Nutzungsklassifizierung 23
Abbildung. 3.2: Geologie und Topographie 24
Abbildung 3.3: Die Bodentypen des Einzugsgebiets nach DGK5 Boden 25
Abbildung 3.4: Die Leitprofile der DGK5 Boden des Untersuchungsgebiets 26
Abbildung 4.1: Topographie und Lage der 75 Probenahmepunkte 31
Abbildung 4.2: Clusteranalyse der Korngrößenverteilung von A- und B-Horizont 32
Abbildung 4.3: Mittelwerte, Spannweiten und Variationskoeffizienten der Korngrößenklassen 33
Abbildung 4.4: Beispiel für ein sphärisches und ein Gauß`sches Variogramm 37
Abbildung 4.5: Die räumliche Struktur der primären Reliefparameter 46
Abbildung 4.6: Die räumliche Struktur der sekundären Reliefparameter 48
Abbildung 4.7: Die räumliche Struktur der morphometrischen Einheiten 51
Abbildung 4.9: Horizontbezogene Variogramme der Residuen aus der Regression zwischen Bodeneigenschaften und Reliefparametern 60
Abbildung 4.10: Räumliche Struktur des C_{org}-Gehalts, des Skelettgehalts und der Mächtigkeiten 61
Abbildung 4.11: Räumliche Struktur der Mächtigkeit des B-Horizonts auf Basis von EDK und RKC 62
Abbildung 4.12: Retentionsfunktionen und Leitfähigkeitsfunktionen von A-Horizont und B-Horizont 68
Abbildung 4.13 : Horizontbezogene Variogramme der bodenphysikalischen Parameter 73
Abbildung 4.14: Horizontbezogene Variogramme der Residuen aus der Regression zwischen bodenphysikalischen Parametern und Reliefparametern 75
Abbildung 4.15: Skalenabhängigkeit der scheinbaren Varianz und der scheinbaren Autokorrelationslänge 82
Abbildung 5.2: Prozentuale Veränderung der Oberflächen- und Makroporenabflußsumme nach Veränderung der bodenphysikalischen Parameter des A-Horizonts 89
Abbildung 5.3: Modellierte potentielle und aktuelle Transpiration 90
Abbildung 5.4: Zeitlicher Ausschnitt der modellierten Interzeption von Mischwald und Weideland 91
Abbildung 5.5: Modellierung der Schneedecke 92
Abbildung 5.6: Häufigkeitsverteilung der anhand von 20 Stechzylindern gemessenen K_s-Werte im Einzugsgebiet Berrensiefen 93
Abbildung 5.7: Niederschlag, gemessener und modellierter Gesamtabfluß 94
Abbildung 5.8: Mittlere Matrixpotentiale des Einzugsgebiets für die Bodenoberfläche, den durchwurzelten Raum und den unteren Rand 96
Abbildung 5.9: Niederschlag und logarithmierte Standardabweichung des Matrixpotentials an der Bodenoberfläche 96
Abbildung 5.10: Räumliche Struktur der Bodenfeuchte an der Oberfläche für einen trockenen und einen feuchten Gebietszustand 97

Abbildung 5.11: Topographie und Lage der Teilfläche im Einzugsgebiet für die Bodenfeuchtemessung 98
Abbildung 5.12: Meßdaten der Bodenfeuchte als 20x10 m Raster, Ergebnis des Ordinary Block-Kriging der Meßdaten und Modellergebnis 99
Abbildung 5.13: Semivariogramme der gemessenen Bodenfeuchte und der modellierten Bodenfeuchte 100
Abbildung 6.1: Modellvorstellungen der räumlichen Variabilität von Bodeneigenschafte 103
Abbildung 6.2: Horizontbezogene Variogramme der bodenphysikalischen Parameter der Ausgangsverteilung 104
Abbildung 6.3: K_s-Werte des A-Horizonts für die räumlichen Strukturen 106
Abbildung 6.4: Kumulierte relative Häufigkeit der K_s-Werte des A-Horizonts 107
Abbildung 6.5: Kumulierte absolute Abweichung zur Ausgangssimulation 109
Abbildung 6.6: Summe von Oberflächen- und Makroporenabfluß während eines einzelnen Ereignisses auf Basis der räumlichen Verteilungen 110
Abbildung 7.1: Synthetisches Beispiel für die Auswirkung der räumlichen Mittelung von K_s für die Berechnung des Infiltrationsüberschusses bei Sättigung 119

Tabellenverzeichnis

Tabelle 4.1: Deskriptive Statistik der Bodeneigenschaften von A- und B-Horizont 33
Tabelle 4.2: Korrelationsmatrix der Bodeneigenschaften 34
Tabelle 4.3: Korrelationsmatrix der primären Parameter 45
Tabelle. 4.4: Korrelationsmatrix der sekundären Parameter 48
Tabelle 4.5: Index aus der Verschneidung der SARA Kategorien 1 und 2 50
Tabelle 4.6: Index der Formelemente 50
Tabelle 4.7: Verwendung von Reliefparametern für die Regionalisierung von Bodeneigenschaften 53
Tabelle 4.8: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und primären Reliefparametern 54
Tabelle 4.9: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und sekundären Reliefparametern 55
Tabelle 4.10: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und morphometrischen Einheiten 58
Tabelle 4.11 : Kovariablen und geostatistische Kennwerte der Bodeneigenschaften 59
Tabelle 4.12: Variogrammparameter der Residuen der Bodeneigenschaften 60
Tabelle 4.13: Deskriptive Statistik der regionalisierten Mächtigkeiten, des Skelettgehalts im B-Horizont und C_{org}-Gehalts im A-Horizont 62
Tabelle 4.14: Statistik der absoluten Abweichungen von der erwarteten Summe der Kornfraktionen 63
Tabelle 4.15: Deskriptive Statistik der regionalisierten Ton-, Schluff- und Sandgehalte 64
Tabelle 4.16: Mualem/VanGenuchten-Parameter auf Basis des indirekten Verfahrens 65
Tabelle 4.17: Kreuzvalidierung der regionalisierten Bodeneigenschaften mittels MAE und RMSE 67
Tabelle 4.18: Deskriptive Statistik der bodenphysikalischen Parameter des Punktdatensatzes 69
Tabelle 4.19: Korrelationskoeffizienten zwischen bodenphysikalischen Parametern und primären Reliefparametern 70
Tabelle 4.20: Korrelationskoeffizienten zwischen bodenphysikalischen Parametern und sekundären Reliefparametern 70
Tabelle 4.21: Korrelationskoeffizienten zwischen bodenphysikalischen Parametern und morphometrischen Einheiten 71
Tabelle 4.22: Kovariablen und geostatistische Parameter der bodenphysikalischen Parameter 74
Tabelle 4.23: Variogrammparameter der Residuen der Bodeneigenschaften 76
Tabelle 4.24: Mualem/VanGenuchten-Parameter auf Basis des direkten Verfahrens 76
Tabelle 4.25: Kreuzvalidierung der regionalisierten bodenphysikalischen Parameter mittels MAE und RMSE 77
Tabelle. 5.1: Die bestandesspezifischen Parameter 84
Tabelle 5.2: Modellierte Gebietswasserbilanz 89
potentiellen Evaporation, der potentiellen Transpiration und der Interzeption 90
Tabelle 6.1: Variogrammparameter der bodenphysikalischen Parameter für die stochastische Simulation 105
Tabelle 6.2: Root Mean Square Error, Mean Absolute Error und prozentuale Differenz in der Transpirationssumme zur Ausgangssimulation 107
Tabelle 6.3: Root Mean Square Error, Mean Absolute Error und prozentuale Differenz in der Summe von Oberflächen- und Makroporenabfluß zur Ausgangssimulation 109

Verzeichnis der Acronyme

AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
CME	Coefficient of model efficiency
CTI	Compound Topographic Index
CV	Coefficient of Variation
DGK5	Deutsche Grundkarte 1:5000
DGM	Digitales Geländemodell
DKI	Divergenz/Konvergenz-Index
EDK	External Drift Kriging
ETA	Aktuelle Evapotranspiration
ETP	Potentielle Evapotranspiration
GRASS	Geographic Resources Analysis Support System
GSLIB	Geostatistiscal Software Library
IA	Index of Agreement
IHDM	Institute of Hydrology Distributed Model
KA4	Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage
KR	Kriging der Flächenresiduen
LAI	Leaf Area Index
MAE	Mean Absolute Error
MFD	Multiple Flow Direction
OK	Ordinary Kriging
PCG	Preconditioned Conjugate Gradient
PTF	Pedotransferfunktion
REG	Regression
RKC	Regression Kriging Model C
RMSE	Root Mean Square Error
SARA	System zur Automatischen Reliefanalyse
SHE	System Hydrologique Europeen
TBM	Turning Bands Method
TDR	Time Domain Reflectometry
VESPER	Variogram Estimation and Spatial Error Propagation

Verzeichnis der wichtigsten Symbole

An dieser Stelle sind die wichtigsten Symbole, ihre Einheit und ihre Bedeutung zusammengefaßt. Symbole, die nur ein mal benutzt werden, sind direkt beim Auftreten erläutert.

Symbol	**Einheit**	**Bedeutung**
θ	Vol. Vol.$^{-1}$	Wassergehalt
ψ	cm	Matrixpotential
θ_s	Vol. Vol.$^{-1}$	Sättigungswassergehalt
θ_r	Vol. Vol.$^{-1}$	Residualer Wassergehalt
α	cm^{-1}	Kehrwert des Lufteintrittspunks
n	-	Formparameter
K_s	cm h^{-1}	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
K_r	-	relative hydraulische Leitfähigkeit
m	-	Formparameter

1 Einleitung

Aus hydrologischer Sicht gelten physikalisch basierte Modelle als geeignetes Instrument für das Management von Einzugsgebieten, um die Auswirkungen anthropogener Eingriffe in den Wasserkreislauf zu quantifizieren (Beven 1989), für die Abschätzung von potentiellen Boden- und Grundwasserbelastungen sowie für ökologische Fragestellungen (Grünewald 1994).

Die raumdiskrete hydrologische Modellierung hat zum Ziel, das räumliche Muster der Wasserflüsse durch die räumlichen Strukturen des Reliefs, der Geologie, des Bodens und der Landnutzung zu erfassen. Dabei werden die einzelnen Variablen oft als diskret betrachtet, d.h. den Flächeneinheiten werden Parameterwerte zugeordnet. Ein derartiges räumliches Konzept scheint angebracht für in sich weitgehend homogene Raumeinheiten, etwa für aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Landnutzungsklassen. Es ist allerdings fraglich, ob dieses Konzept auch für eine kontinuierliche Variable wie eine Bodeneigenschaft geeignet ist (Burrough 1993). Dies ist vor allem für bodenphysikalische Parameter bedeutsam, die einen großen Einfluß auf das hydrologische Prozeßgefüge, z.B. die schnellen Abflußkomponenten, haben.

Es stellt sich also die Frage: In welche Richtung und wie stark beeinflußt die räumliche Variabilität der bodenphysikalischen Parameter die hydrologischen Flüsse und Zustandsvariablen vor dem Hintergrund ihres nicht-linearen Zusammenhangs (Beven 2001).

Die vorliegende Arbeit ist als Teilprojekt C2 in das Graduiertenkolleg 437 „Das Relief – eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche“ eingebunden. Eine enge Kooperation mit dem Teilprojekt B14 des Sonderforschungsbereichs 350 „Bilanzierung und Modellierung von Stoffflüssen in Flußeinzugsgebieten am Beispiel des Wahnbachs“ hat stattgefunden. Die so ermöglichte Datenbasis war eine Teilvoraussetzung für die vorliegende Arbeit.

1.1 Zielsetzung

Auf allen hydrologischen Skalen ist die Kenntnis der räumlichen Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften von zentraler Bedeutung für die Erfassung und Modellierung der Wasserflüsse. Einer der entscheidenden Schritte und Voraussetzung für eine

erfolgreiche Modellierung ist dabei die Ableitung eines flächendeckenden Gitternetzes von bodenphysikalischen Parametern aus punktuell gemessenen Bodeneigenschaften. Hierzu müssen zum einen aus relativ einfach meßbaren Bodeneigenschaften wie z.B. Textur und Lagerungsdichte mittels sogenannter Pedotransferfunktionen (PTF, Bouma & VanLanen 1987) bodenphysikalische Parameter abgeleitet werden, deren direkte Messung oft einen zu hohen Aufwand erfordert. Weiterhin müssen die gemessenen Punktdaten zu flächenhaften Daten regionalisiert werden. Mit Hilfe eines geostatistischen Ansatzes wie z.B. dem Block-Kriging kann ein derartiges räumliches Upscaling durchgeführt werden. Ferner können leicht meßbare Kovariablen herangezogen werden, deren räumliche Struktur in einem Zusammenhang zu derjenigen der Zielvariablen steht. In der vorliegenden Arbeit soll insbesondere das Potential des bodenbildenden Faktors Relief zur Optimierung der räumlichen Vorhersage bodenphysikalischer Parameter untersucht werden.
In einem nächsten Schritt wird mittels vergleichender Modellierung auf Basis verschiedener räumlicher Verteilungen bodenphysikalischer Parameter der Effekt der räumlichen Variabilität quantifiziert. Dazu wird das dreidimensionale Modell SWMS_3d (Simunek et al. 1995) für die kontinuierliche Modellierung der hydrologischen Prozesse in einem mikroskaligen Einzugsgebiet (28,6 ha) auf einen Simulationszeitraum von einem Jahr angewendet.

Die Ziele dieser Arbeit lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Identifikation von Zusammenhängen zwischen Reliefstruktur und räumlicher Ausprägung von Bodeneigenschaften,
- Anwendung von geostatistischen Verfahren für die Regionalisierung bodenphysikalischer Eigenschaften unter Berücksichtigung von Reliefinformationen,
- Quantitative Analyse der Auswirkungen der räumlichen Struktur bodenphysikalischer Parameter auf das hydrologische Verhalten eines mikroskaligen Einzugsgebiets.

1.2 Lösungsweg

Der im folgenden erläuterte Lösungsweg ist auf die hier gestellten Anforderungen zugeschnitten, er hängt aber auch nicht zuletzt von der vorhandenen Datenlage ab.
Die Regionalisierung bodenphysikalischer Parameter stellt vor allem ein methodisches Problem dar. Zunächst wird eine PTF benutzt, die bereits eine breite Anwendbarkeit bewiesen hat (Diekkrüger 1992, Tietje & Tapkenhinrichs 1993, Tietje & Hennings 1996 und Romano &

Santini 1997). Für das Upscaling wird ein geostatistisches Interpolationsverfahren eingesetzt, da hiermit sowohl die räumliche Variabilität der Zielvariablen als auch die Unsicherheit der lokalen Interpolation in Form einer Schätzvarianz quantifiziert werden kann. Somit wird sicher gestellt, daß die Forderung nach einer Ermittlung der Unsicherheit des hydrologischen Modells erfüllt werden kann (Bormann 2001, Beven 2001).

Es existieren mehrere geostatistische Verfahren, welche die Berücksichtigung einer kontinuierlichen Kovariablen ermöglichen. Im Zuge dieser Arbeit werden das *External Drift Kriging* (Ahmed & DeMarsily 1987) und das *Regression Kriging Model C* (Odeh et al. 1995) angewendet und mit dem *Ordinary Kriging* sowie einer *Regression* verglichen. Ferner wird ein *Kriging der Flächenresiduen* (McBratney & Webster 1981) zum Upscaling mit Hilfe einer diskreten Kovariablen benutzt.

Hinsichtlich der genannten Arbeitsschritte stellt sich die Frage, ob zuerst interpoliert und dann die Pedotransferfunktion angewendet werden sollte (indirektes Verfahren), oder ob zuerst die Pedotransferfunktion für den Punktdatensatz benutzt wird und danach zwischen den jeweiligen Punkten der bodenphysikalischen Parameter interpoliert wird (direktes Verfahren, s. Abb. 1.1). Da diese Frage nicht a priori beantwortet werden kann, werden beide Verfahren getestet.

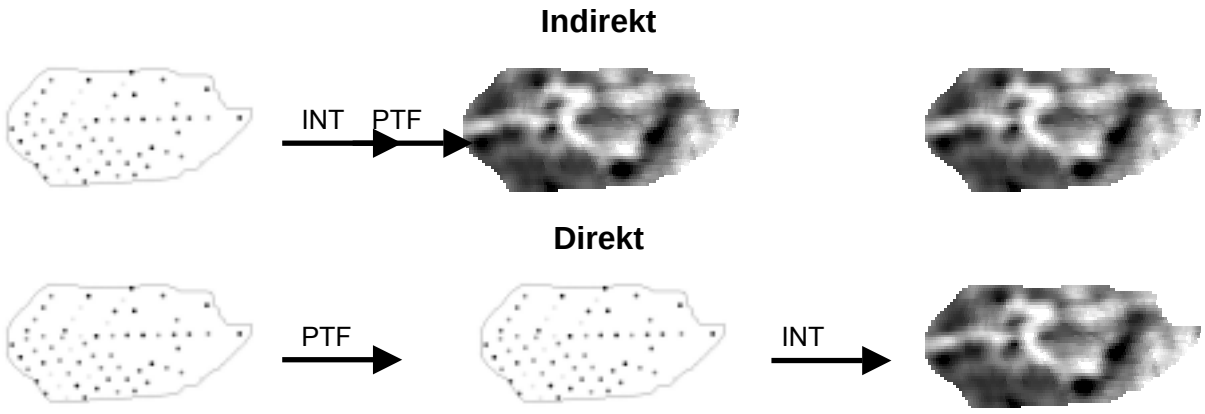


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des indirekten und des direkten Verfahrens zur Regionalisierung bodenphysikalischer Parameter, PTF=Pedotransferfunktion, INT=Interpolation

Zur Quantifizierung des Effekts der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter auf das hydrologische Prozeßgefüge wird eine Modellstudie durchgeführt. Eine modifizierte Version des SWMS_3d wird für die dreidimensionale Modellierung der

gesättigt/ungesättigten Bodenwasserflüsse herangezogen und mit einem Modell für die Berechnung der Interzeption sowie der potentiellen Evapotranspiration gekoppelt. Damit werden kontinuierliche, vergleichende Modellierungen auf Basis verschiedener räumlicher Verteilungen bodenphysikalischer Parameter durchgeführt. Insbesondere die Sensitivität der Abflußbildung gegenüber (geo-)statistischen Eigenschaften der zugrundeliegenden räumlichen Struktur bodenphysikalischer Parameter ist ein zentraler Untersuchungsgegenstand.

1.3 Forschungsstand

Gemäß dem Landschaftsparadigma in der Bodenkunde ist die räumliche Bodenverbreitung abhängig von den bodenbildenden Faktoren (Hall & Olson 1991). Daniels & Hammer (1992) belegen beispielsweise den Zusammenhang zwischen der Distanz zur Wasserscheide und dem Median der Korngröße. Die ersten Arbeiten zum Zusammenhang zwischen Relief und Bodeneigenschaften sind überwiegend qualitativ und die Analyse des Reliefs beschränkt sich auf das Ausgliedern von Reliefeinheiten (z.B. Brubaker et al. 1994). Die fortschreitende Entwicklung der digitalen Reliefanalyse durch die Geomorphometrie ermöglicht Moore et al. (1993), die Zusammenhänge zwischen Reliefparametern und Bodeneigenschaften auf einem 5,4 ha großen, dicht beprobten Hang in multiplen Regressionen zur Regionalisierung zu nutzen.

Odeh et al. (1995) entwickeln ein hybrides Verfahren, eine Kombination aus Regression und Ordinary Kriging, das primäre Reliefparameter optimal für eine räumliche Vorhersage von Horizontmächtigkeiten, Ton- und Skelettgehalten verwendet. Aktuellere Beispiele sind de Bruin & Stein (1998), die den Tongehalt des Oberbodens in einem mikroskaligen Einzugsgebiet (20 ha) über eine Regression u.a. mit dem topographischen Index (Beven & Kirkby 1979, $\ln(a/\tan\beta)$) regionalisieren, oder Chaplot et al. (2000a), die den topographischen Index in einem geostatistischen Verfahren zur räumlichen Vorhersage der Hydromorphie des Bodens einsetzen.

Arbeiten, die sich mit der räumlichen Vorhersage bodenphysikalischer Eigenschaften beschäftigen, sind deutlich seltener. Romano und Santini (1997) befassen sich mit der Frage, ob mittels PTF überhaupt die räumliche Variabilität von Retentionsfunktionen erfaßt werden kann. Anhand eines Referenzdatensatzes belegen sie eine ausreichende Güte für PTFs, die die Parameter für Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion abschätzen und nicht einzelne Stützstellen.

Voltz & Goulard (1994) vergleichen geostatistische Ansätze mit dem Ansatz einer herkömmlichen Bodenkarte für die Regionalisierung einzelner Stützstellen einer Retentionsfunktion. Im Ergebnis liefern die geostatistischen Ansätze bei ausreichender Beprobungsdichte bessere Ergebnisse als eine Bodenkarte. Scheinost et al. (1997) entwickeln eigens eine PTF, die auf der Porosität, dem C_{org}-Gehalt und dem Median der Korngrößenverteilung beruht, da so die Inkonsistenz in der Reproduktion der Summe der einzelnen Korngrößenklassen nach einer Interpolation umgangen wird. Diese PTF wird von Sinowski et al. (1997) auf ein Testgebiet angewendet, mit dem Ergebnis, daß eine Interpolation der einzelnen Bodeneigenschaften vor der Anwendung der PTF einen 16 % niedrigeren Fehler für einen gemessenen Validierungsdatensatz hat als das umgekehrte Vorgehen. Buttle & House (1997) finden mittels geostatistischer Analyse eine von der Topographie induzierte horizontale Anisotropie in der räumlichen Verteilung von gemessenen Werten der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und weisen auf den Effekt von Makroporen hin.

In den späten 80er Jahren sind die ersten Modelle zur Berechnung dreidimensionaler, ungesättigter Flüsse in einem porösen Medium verfügbar. Die Entwicklungen der Computer-technologie ermöglichen die Anwendung des SHE (System Hydrologique Europeen, Abbott et al. 1986) oder des IHDM (Institute of Hydrology Distributed Model, Beven at al. 1987) auf der Skala von Einzugsgebieten.
Bereits von Freeze et al. (1971) werden die ersten Studien zur Modellierung drei-dimensionaler ungesättigter Flüsse durchgeführt. Binley et al. (1989a und 1989b) entwickeln ein dreidimensionales finite Elemente-Modell und wenden es zunächst auf einen synthetischen Hang (100 x 150 m) mit einer räumlich variablen gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit an. Im Folgenden wird es auf ein 25 ha großes Einzugsgebiet erster Ordnung mit einer horizontal homogenen gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit angewendet (Binley & Beven 1992). Dieses Modellsystem wird von Paniconi & Wood (1993) weiterentwickelt und für die Abflußmodellierung in einem mikroskaligen Einzugsgebiet (24 ha) auf Basis einer horizontalen Auflösung von 30 m benutzt. Eine jüngere Entwicklung im Bereich der dreidimensionalen Modellierung ist das ereignisbezogene Modell hillflow3d (Bronstert & Plate 1997), das unter Berücksichtigung der Makroporosität für die Berechnung der Wasserflüsse in einem 33 ha großen Einzugsgebiet genutzt wurde.

Der Einfluß des Reliefs auf das hydrologische Prozeßgefüge wird bei Salvucci & Entekhabi (1995) und Esteves et al. (2000) untersucht. Die Auswirkungen der Topographie auf die Bodenfeuchte werden bei Western et al. (1998) deutlich. Hier wird die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte durch Semivariogrammanalysen quantifiziert. Auf Basis dieser Daten wird die Skalenabhängigkeit der Messung der Bodenfeuchte durch das Skalen-Triplet aus „Spacing", „Extent" und „Support" erläutert und belegt (Western & Blöschl 1999). Dieses Skalen-Triplet kann sowohl auf zeitliche als auch auf räumliche Prozeß-, Meß- oder Modellskalen angewendet werden. Bezogen auf eine räumliche Meßskale steht das „Spacing" für die Distanz zwischen den Probenahmepunkten. Der „Extent" bezieht sich auf die Größe des gesamt betrachteten Gebiets und der „Support" auf das beprobte Volumen oder die beprobte Fläche (s. Abb. 1.2). Durch geostatistische Analysen kann unter Berücksichtigung des Skalen-Triplets die Skale der natürlichen Variabilität (die „tatsächliche" Korrelationslänge und Varianz) eines Prozesses bestimmt werden.

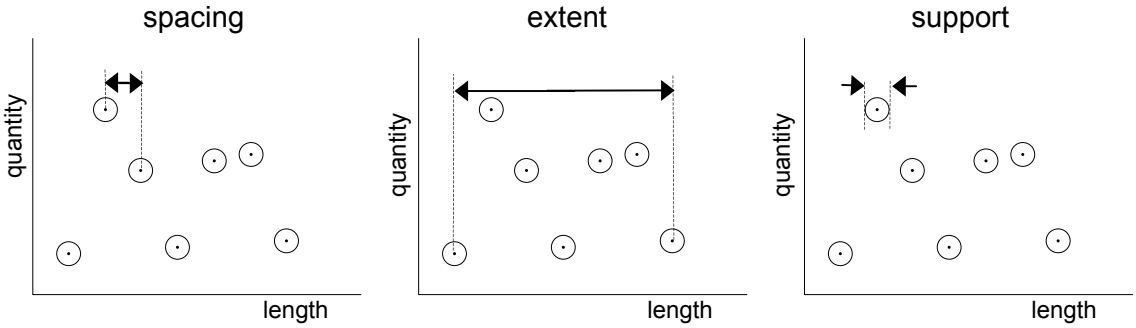


Abbildung 1.2: Definition des Skalen-Triplets aus Spacing, Extent und Support, nach Western & Blöschl (1999), verändert

Im Bereich der Grundwassermodellierung ist die Verwendung von stochastischen Simulationen sehr verbreitet. Bereits 1979 wird durch Delhomme die räumliche Variabilität der Transmissivität durch stochastische Simulationen erfaßt, wodurch eine Analyse der Unsicherheit ermöglicht wird.

In der Hydrologie ist die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte als Anfangsbedingung für ereignisbezogene Modellierungen in ihrer Auswirkung auf die Abflußbildung detailliert untersucht worden (Merz & Plate 1997 und Bronstert & Bardossy 1999). Dagegen steht die räumliche Variabilität der bodenphysikalischen Parameter gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und Sättigungswassergehalt in einem mikroskaligen Einzugsgebiet im Mittelpunkt der Untersuchungen von Merz (1996) und Merz & Bardossy (1998). Hier werden die Effekte von stochastischer und strukturierter Variabilität auf die Abflußergebnisse eines

ereignisbezogenen Modells quantifiziert. Das Ergebnis ist, daß eine strukturierte Variabilität höhere Abflußsummen erzeugt. Die Betrachtung von kontinuierlichen Simulationen des Abflußgeschehens findet nicht statt.

Loague & Corwin (1996) verwenden einen Monte-Carlo Ansatz für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit eines synthetischen Hangs und belegen eine hohe Relevanz dieses Parameters für die Modellierung von Infiltrationsüberschuß. Loague & Kyriakidis (1997) verwenden stochastische Simulationen (Sequentielle Gauß`sche Simulation), um die räumliche Variabilität der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit zu erfassen. Diese Vorgehensweise führt zu geringfügig besseren Abflußmodellierungen als gemittelte oder mittels Kriging abgeleitete räumliche Verteilungen der Leitfähigkeit.

2 Grundlagen zur raumdiskreten Modellierung des Wasserhaushalts

Die Verflechtungen der einzelnen Teilprozesse des Wasserhaushalts von Einzugsgebieten sind komplex (s. Abb. 2.1). In diesem Kapitel wird zunächst das hydrologische Prozeßgefüge mit den zu berücksichtigenden Teilprozessen erläutert. Im Anschluß daran wird ausgeführt, welche Methoden der Modellierung für die einzelnen Teilprozesse verwendet werden.
Zur Modellierung der Bodenwasserflüsse wird ein modifiziertes SWMS_3d (Simunek et al. 1995) benutzt, das mit einem Teilmodul gekoppelt wurde. Dieses Teilmodul ist in der Lage, die Prozesse am oberen Rand des Modells (Interzeption, Schneedecke und Evapotranspiration) abzubilden.

2.1 Das hydrologische Prozeßgefüge

Beim Eintrag von Wasser aus der Atmosphäre (Freilandniederschlag N_F) wird unterschieden zwischen *Niederschlag* in Form von Regen, Schnee, Hagel oder Graupel, und *Beschlag* in Form von Tau, Reif oder Nebeltraufe. Die Erfassung des Freilandniederschlags ist meßtechnisch gesehen nicht einfach, nach Wohlrab et al. (1992) beträgt der Fehler zwischen 8 und 30 %, wobei meist eine Unterschätzung vorliegt.
Ein Teil des Niederschlags erreicht die Bodenoberfläche nicht sondern verbleibt auf der Vegetationsdecke. Von dort aus verdunstet das Wasser. Dieser Interzeptionsverlust I läßt sich in bewaldeten Flächen auf die Interzeption der Bäume I_B und der des Unterwuchses I_{UW} aufteilen:

$$I=I_B+I_{UW} \qquad \text{Gl. 2.1}$$

Die Höhe der Interzeption ist zum einen abhängig von der Größe der Oberfläche der Vegetation, die für die Aufnahme des Wassers zur Verfügung steht. Zum anderen spielen die Faktoren, die die Verdunstung des interzipierten Wassers steuern, eine Rolle.
Bei dem Niederschlagswasser, das nicht durch die Interzeption verloren geht, handelt es sich um den Bestandesniederschlag N_B. Dieser teilt sich auf in Kronendurchlaß N_{KR} und Stammabfluß N_{ST}, daraus folgt:

$$N_B=N_F-I=N_{ST}+N_{KR} \qquad \text{Gl. 2.2}$$

Bei hohen Niederschlägen kann die Infiltrationsrate des Bodens überschritten werden, so daß es zu Infiltrationsüberschuß In_e und dann zur Bildung von Oberflächenabfluß Q_{sur} kommt. Die lateralen Abflüsse im Boden Q_{lat} sind an die Bodenmatrix und sekundäre Strukturen wie biogen induzierte Makroporen oder eine Aggregatbildung gebunden.
Das in den Boden infiltrierte Wasser In_{BD} verdunstet zum Teil aus dem Boden (Bodenevaporation E_{BD}) oder es wird von Bäumen (T_B) und vom Unterwuchs (T_{UW}) durch Transpiration wieder an die Atmosphäre abgegeben.

$$T=T_B+T_{UW} \qquad \text{Gl. 2.3}$$

Transpiration, Evaporation und Interzeption werden häufig als Evapotranspiration zusammengefaßt. Die maßgeblichen Einflußfaktoren für die Höhe der Evapotranspiration sind das Sättigungsdefizit der Atmosphäre und das Transpirationsvermögen der Vegetation in Abhängigkeit vom Strahlungsinput und dem Bodenfeuchtezustand.

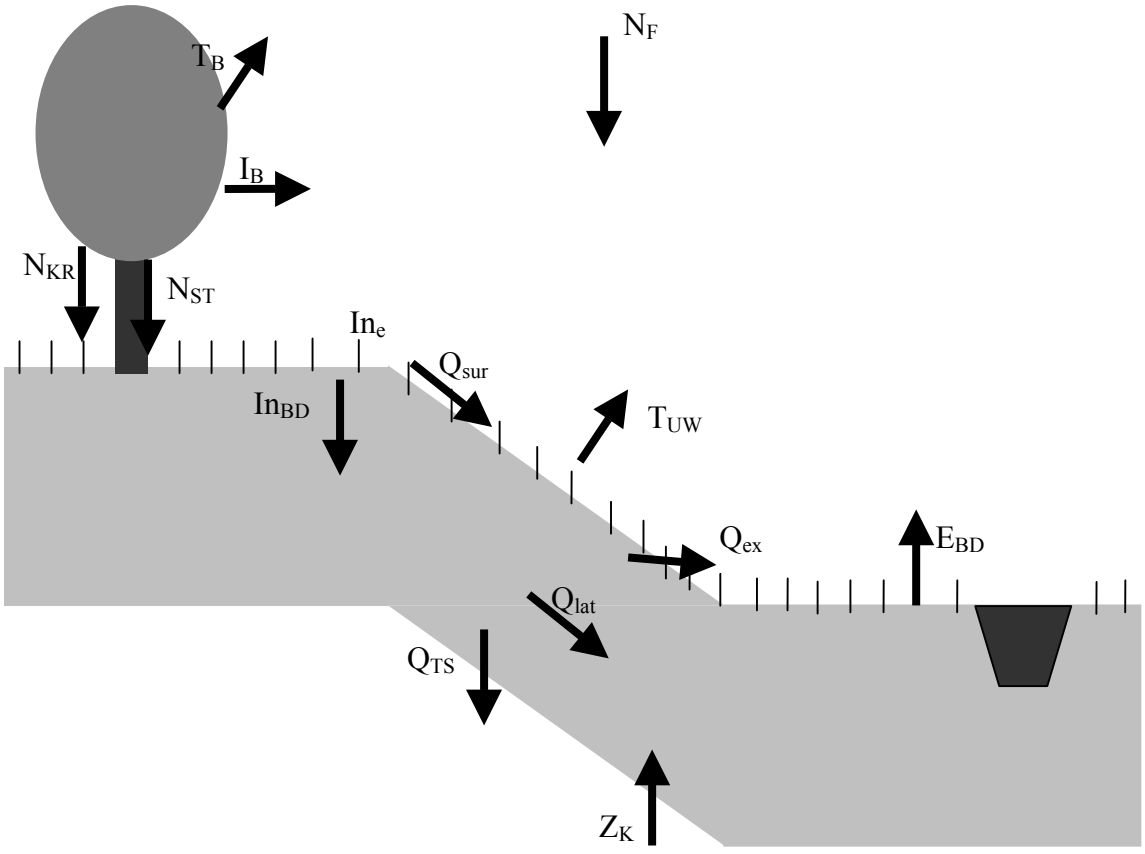


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des hydrologischen Prozeßgefüges

Das Bodenwasser kann einen Bodenausschnitt als Tiefensickerungswasser Q_{TS} in Richtung Grundwasser, als lateraler Abfluß Q_{lat} oder als Exfiltrationswasser Q_{ex} verlassen. Daraus ergibt sich für die Summe der Abflüsse Q:

$$Q=Q_{lat}+Q_{TS}+Q_{sur}+Q_{EX} \qquad \text{Gl. 2.4}$$

Als Eintrag in das System müssen neben den Niederschlägen lateraler Zufluß sowie kapillarer Aufstieg aus dem Grundwassser Z_k in den betrachteten Bodenausschnitt hinein berücksichtigt werden (s. Abb. 2.1). Für den Bodenwasservorrat V_{BD} ergibt sich somit folgende Bilanzgleichung:

$$V_{BD}=N_F- I-T-E_{BD}-Q \qquad \text{Gl. 2.5}$$

2.2 Modellierung von Interzeption und Evapotranspiration

Für die Modellierung der Teilprozesse am oberen Rand wird ein Ansatz benutzt, der in sehr ähnlicher Form bereits in anderen Modellsystemen wie z.B. SIMULAT (Diekkrüger 1992) oder AMBETI (Braden 1990) Verwendung gefunden hat.

2.2.1 Aktuelle Evapotranspiration

Für die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration wird zunächst die potentielle Evapotranspiration bestimmt, also die Evapotranspirationsrate, die auftritt, wenn die Wasseraufnahme der Pflanze durch die Wurzeln nicht durch das Matrixpotential des Bodens limitiert wird. Um die aktuelle Evapotranspiration zu bestimmen, wird dann die potentielle Evapotranspiration in Abhängigkeit vom Matrixpotential reduziert.

Die Berechnung der bestandesspezifischen potentiellen Evapotranspirationsraten erfolgt anhand der Penman-Monteith-Gleichung (Monteith 1975), bei der die für die Verdunstung zur Verfügung stehende Energie bestimmt wird. Anhand dieser wird über die Verdunstungsenthalpie des Wassers λ der Massenfluß errechnet:

$$\lambda ET_{pot} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \qquad \text{Gl. 2.6}$$

Δ	=	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa K^{-1}]	r_a	=	Grenzschichtwiderstand [s m^{-1}]
λ	=	Latente Verdunstungsenthalpie [J Kg^{-1}]	e_s	=	Sättigungsdampfdruck [hPa]
ET_{pot}	=	Verdunstung [kg (m^2 s)$^{-1}$]	e_a	=	Aktueller Dampdruck [hPa]
ρ	=	Dichte der Luft [kg m^{-3}]	R_n	=	Strahlungsbilanz [W m^{-2}]
c_p	=	Spezifische Wärme der Luft [J (kg K)$^{-1}$]	G	=	Bodenwärmesrom [W m^{-2}]
r_s	=	Bulk-Stomata-Widerstand [s m^{-1}]	γ	=	Psychrometerkonstante [hPa K^{-1}]

Um die potentielle Evapotranspiration zu errechnen wird der Bulk-Stomata-Widerstand r_s auf den für diese Vegetation typischen minimalen Wert r_{smi} gesetzt. Neben der gegebenen Psychrometerkonstante γ müssen die restlichen Größen der Penman-Monteith-Gleichung über z.T empirische Ansätze aus bestandesspezifischen und meteorologischen Parametern ermittelt werden.

Der aerodynamische Widerstand (oder Grenzschichtwiderstand) r_a kann über die Rauhigkeitslänge z_o [m], die Verdrängungshöhe d [m], die Windgeschwindigkeit u [m s^{-1}], die Meßhöhe z [m] und die v. Karman-Konstante κ [-] errechnet werden:

$$r_a = \frac{1}{\kappa^2 u} \ln\left(\frac{z-d}{z_o}\right) \ln\left(\frac{z-d}{0{,}2 z_o}\right) \qquad \text{Gl. 2.7}$$

Die Rauhigkeit und die Verdrängungshöhe eines Bestandes werden über dessen Höhe h [m] und den Blattflächenindex LAI [m^2 m^{-2}] anhand von folgenden Regressionsgleichungen (Baily 1980) geschätzt:

$$z_o = 0{,}0275 + 0{,}281h - 0{,}028LAI$$

$$d = 0{,}245h + 0{,}091LAI \qquad \text{Gl. 2.8}$$

Die Strahlungsbilanz setzt sich aus den kurzwelligen und langwelligen Anteilen der Strahlungsströme zusammen. Die kurzwellige Bilanz R_k [W m^{-2}] ergibt sich aus der Globalstrahlung R_g [W m^{-2}] und der Albedo α [-]:

$$R_k = R_g(1 - \alpha) \qquad \text{Gl. 2.9}$$

Wobei die Albedo aus der Albedo des Bodens α_B und der Albedo von Pflanzen α_P in Abhängigkeit vom Blattflächenindex abgeschätzt wird:

$$\alpha = \begin{cases} \alpha_B + 0{,}25(\alpha_P - \alpha_B) & LAI < 4 \\ \alpha_P & LAI \geq 4 \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.10}$$

Die atmosphärische Gegenstrahlung R_{ga} errechnet sich bei wolkenlosem Himmel nach der empirisch-physikalischen Gleichung von Idso & Jackson (1969) auf Basis der Lufttemperatur T [°C] und der Stefan-Boltzmann-Konstanten σ [W m^{-2} K^{-4}]:

$$R_{ga} = \left(1 - 0{,}261 e^{-7{,}77E-4T^2}\right)\sigma\left(T + 273{,}1\right)^4 \qquad \text{Gl. 2.11}$$

Eine Bilanzierung der langwelligen Strahlung R_e wird möglich unter der Annahme, daß die Lufttemperatur T gleich der Oberflächentemperatur ist. Dazu werden die Emissionskonstante ε [-] und die Stefan-Boltzmann-Konstante herangezogen:

$$R_e = \varepsilon\sigma\left(T + 273{,}1\right)^4 \qquad \text{Gl. 2.12}$$

Die Nettostrahlung errechnet sich dann folgendermaßen:

$$R_n = R_k - R_e + R_{ga} \qquad \text{Gl. 2.13}$$

Die Energieverluste über den Bodenwärmestrom G [W m^{-2}] können als Funktion der Strahlungsbilanz und des Blättflächenindices betrachtet werden, wobei zwischen Situationen mit und ohne kurzwelligen Strahlungsinput unterschieden wird:

$$G = \begin{cases} (0{,}25 - 0{,}03LAI)Rn & Tag \\ (0{,}50 - 0{,}03LAI)Rn & Nacht \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.14}$$

Die Zeitpunkte Sonnenaufgang S_A und Sonnenuntergang S_U können mit Hilfe des Tages im Jahr T_j, der geographischen Breite Φ [°] und der Deklination der Sonne Θ [°] errechnet werden.

$$S_A = \frac{12}{\pi}\arccos\left(\tan\Theta\tan\Phi + \frac{0{,}0145}{\cos\Theta\cos\Phi}\right)$$
$$S_U = 24 - S_A \qquad \text{Gl. 2.15}$$
$$\Theta = 0{,}41\cos\left(2\pi\left(T_j - 173\right)/365\right)$$

Der Sättigungsdampfdruck e_s [hPa] über Wasser bzw. über Eis für eine gegebene Lufttemperatur T [°C] wird durch die Magnusformel beschrieben:

$$e_s = \begin{cases} 6{,}10780e^{17{,}0805/T\left(234{,}175+T\right)} & T > 0°C \\ 6{,}10714e^{22{,}44294T/\left(272{,}440+T\right)} & T \le 0°C \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.16}$$

Woraus auch die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve Δ [hPa K^{-1}] abgeleitet werden kann:

$$\Delta = \begin{cases} e_s\dfrac{17{,}08085 * 234{,}175}{\left(234{,}175 + T^2\right)} & T > 0°C \\ e_s\dfrac{22{,}44294 * 272{,}440}{\left(227{,}440 + T^2\right)} & T \le 0°C \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.17}$$

Das Produkt aus Dichte ρ [kg m^{-3}] und spezifischer Wärme der Luft c_p [J (Kg K)$^{-1}$] wird in Abhängigkeit von Lufttemperatur und aktuellem Dampfdruck e_a [hPa] ermittelt:

$$\rho c_p = \frac{1005}{2{,}87053E-3\left(273{,}15+T\right)} * \frac{e_a}{4{,}6151E-3\left(273{,}15+T\right)}\left(1{,}8589 - \frac{1{,}005}{0{,}622}\right) \qquad \text{Gl. 2.18}$$

Wobei der aktuelle Dampfdruck aus der relativen Luftfeuchte R_f [%] und dem Sättigungsdampfdruck errechnet werden kann.

$$e_a = e_s\frac{R_f}{100} \qquad \text{Gl. 2.19}$$

Der Ansatz von Ritchie (1972) wird genutzt, um die potentielle Evapotranspiration anhand des Blattflächenindex LAI in die Anteile von Transpiration T_{pot} und Bodenevaporation E_{pot} aufzuspalten:

$$T_{pot} = ET_{pot}e^{-0{,}4LAI}$$
$$E_{pot} = ET_{pot}(1 - e^{-0{,}4LAI}) \qquad \text{Gl. 2.20}$$

Die Reduktion der potentiellen Transpiration T_{pot} zur aktuellen Transpiration T_{act} erfolgt in Abhängigkeit vom Matrixpotential ψ [cm] über den Skalierungsfaktor a [-] (Feddes et al. 1978):

$$T_{act}(\psi) = a(\psi)T_{pot} \qquad 0 \le a \le 1 \qquad \text{Gl. 2.21}$$

Der Skalierungsfaktor a wird über vier zu spezifizierende Martixpotentiale ($\Psi_1,...\Psi_4$) ermittelt. Annahme ist, daß nahe Sättigung ($\psi > \psi_1$) und unterhalb des permanenten Welkepunktes ($\psi < \psi_4$) keine Transpiration stattfindet. Optimale Bedingungen für die Transpiration herrschen zwischen den Matrixpotentialen ψ_2 und ψ_3 (s. Abb 2.2). Bei einem Matrixpotential zwischen ψ_3 und ψ_4 sowie zwischen ψ_1 und ψ_2 wird eine lineare Ab- bzw. Zunahme von a mit dem Matrixpotential angenommen:

$$a(\psi) = \begin{cases} 0 & \psi > \psi_1 \\ (\psi_1 - \psi)(\psi_2 - \psi_1)^{-1} & \psi_1 < \psi < \psi_2 \\ 1 & \psi_2 < \psi < \psi_3 \\ 1 - (\psi_4 - \psi)(\psi_4 - \psi_3)^{-1} & \psi_3 < \psi < \psi_4 \\ 0 & \psi < \psi_4 \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.22}$$

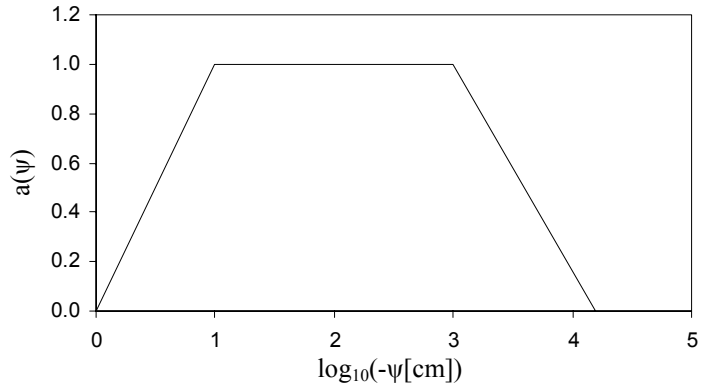


Abbildung 2.2: Abhängigkeit des Skalierungsfaktors a vom Matrixpotential, nach Feddes et al. (1978), mit ψ_1=-1 cm,ψ_2=-10 cm,ψ_3=-1000 cm und ψ_4=-15656 cm

Für höhere zeitliche Skalen können bestandesspezifische Parameter wie der Blattflächenindex LAI nicht als konstant betrachtet werden. Um die jahreszeitliche Dynamik dieses Parameters zu fassen, wird ein Ansatz verwendet, der ebenfalls in SIMULAT (Diekkrüger 1992) implementiert ist. Hier müssen der minmale (LAI_{mi}), der maximale (LAI_{ma}) und der Blattflächenindex zum Zeitpunkt dtz (Lai_z) sowie die Zeitpunkte Beginn des

Pflanzenwachstums dts, Erreichen des maximalen Blattflächenindices dtm, der Erntezeitpunkt bzw. Beginn des Laubabwurfs dtz und der Zeitpunkt, an dem der minimale Blattflächenindex wieder erreicht wird (dth), spezifiziert werden. Der Jahresgang wird dann wie in Abb. 2.3 dargestellt durch lineare Interpolation errechnet.

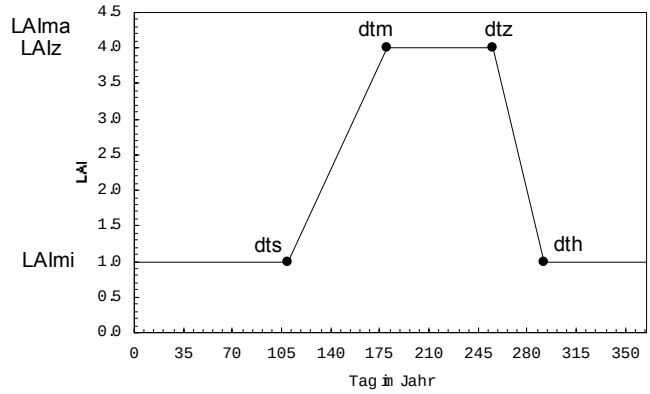


Abbildung 2.3: Modellierung des jahreszeitlichen Verlaufs des Blattflächenindices am Beispiel eines Laubwaldbestandes

Für die Bestimmung der Evapotranspiration sind als bestandesspezifische Parameter der Blattflächenindex, die Bestandeshöhe und der minimale Bulk-Stomata-Widerstand erforderlich. Für die einzelnen Größen der Penman/Monteith-Gleichung wird häufig der Blattflächenindex herangezogen: Zur Ermittlung des aerodynamischen Widerstands, für die Strahlungsbilanzierung und um die Anteile von Evaporation und Transpiration zu errechnen. Die Bestandeshöhe geht nur in den aerodynamischen Widerstand ein.
An meteorologischen Eingangsgrößen werden die Lufttemperatur, die relative Luftfeuchte, die Windgeschwindigkeit und die Globalstrahlung benötigt. Lufttemperatur und Luftfeuchte gehen in die Bestimmung des Sättigungsdefizits und in die Berechnung der spezifischen Wärme und Dichte der Luft ein. Die Windgeschwindigkeit steuert über den aerodynamischen Widerstand den Austausch, während die Globalstrahlung die Input-Größe in der Strahlungsbilanz ist.

2.2.2 Interzeption

Zur Bilanzierung der Interzeption wird ein vereinfachtes Überlaufmodell verwendet. Überschreitet der Freilandniederschlag die Benetzungskapazität S_i [mm] wird der Überschuß als durchtropfender Niederschlag angenommen. Die Benetzungskapazität (=maximaler

Speicherinhalt) wird mittels eines empirisch bestimmten Skalierungsfaktors [mm LAI^{-1}] in Abhängigkeit vom Blattflächenindex errechnet (Bormann 2001).

$$S_i = 0{,}2LAI \qquad \text{Gl. 2.23}$$

Die Leerung des Interzeptionsspeichers erfolgt durch die Interzeptionsverdunstung E_i [mm]. Diese ist nach dem Ansatz von Rutter et al. (1971) abhängig von der potentiellen Evapotranspiration ET_{pot} [mm] und dem Verhältnis zwischen der Speicherfüllung C_i [mm] und der Benetzungskapazität S_i [mm].

$$E_i = ET_{pot}\frac{C_i}{S_i} \qquad \text{Gl. 2.24}$$

Um die Interzeption zu berechnen, werden der Blattflächenindex und der Freilandniederschlag benutzt. Ferner ist die potentielle Evapotranspiration notwendig.

2.2.3 Schneedecke

Die vereinfachte Modellierung der Schneedecke ist an den Ansatz, der im BROOK-Modell (Federer & Lash 1978) implementiert ist, angelehnt.

Die Schneedecke wird ähnlich wie die Interzeption als ein Speicher betrachtet. Bei Temperaturen unter Null °C wird ein Freilandniederschlag in Form von Schnee angenommen. Für die Modellierung des Abschmelzvorgangs wird der latente Wärmeinhalt C_c der Schneedecke berücksichtigt. Dieser ist definiert als die Wärmemenge, die nötig ist, um die Temperatur der Schneedecke auf 0 °C anzuheben, ohne den Schnee zu Schmelzen. Um den latenten Wärmeinhalt der Schneedecke C_c für einen Zeitschritt h abzuschätzen, wird die Summe des gewichteten Temperaturbetrags der letzten 72 Stunden benutzt:

$$C_c(h) = \sum_{i=1}^{72} M(h-i) \qquad \text{Gl. 2.25}$$

Nimmt C_c eine positiven Wert an, beginnt die Schneeschmelze in Abhängigkeit vom gewichteten Temperaturbetrag M für die aktuelle Stunde h. M ist wiederum abhängig von der aktuellen Lufttemperatur T [°C]:

$$M(h) = \begin{cases} 0{,}0083T(h) & T(h) < 0 \\ 0{,}0625T(h) & T(h) \geq 0 \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.26}$$

Für positive gewichtete Temperaturbeträge ist die Schneeschmelze S_m [mm] gleich dem gewichteten Temperaturbetrag.

2.3 Dreidimensionale Modellierung der Bodenwasserflüsse

Für die Modellierung der Bodenwasserflüsse wird eine modifizierte Version des SWMS_3d benutzt. Modifikationen waren zunächst für die Berücksichtigung einer bestandesspezifischen Evapotranspiration notwendig. Ferner wurden Module für die Modellierung der Abflußbildung und Abflußkonzentration ergänzt.

2.3.1 Dreidimensionaler ungesättigter Fluß

Nach dem Darcy'schen Gesetz kann der Wasserfluß in einem gesättigten porösen Medium über eine lineare Verknüpfung zwischen der hydraulischen Leitfähigkeit und dem hydraulischen Gradienten ermittelt werden. Aus der Kombination des Darcy'schen Gesetzes mit der Massenerhaltung formuliert man die Richards-Gleichung. Für die Modellierung isothermaler gesättigter/ungesättigter Flüsse im dreidimensionalen Raum wird eine modifizierte Richards-Gleichung verwendet. Es wird die Einstein'sche Summennotation benutzt:

$$C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[K\left(K_{ij}{}^{A}\frac{\partial \psi}{\partial x_j} + K_{iz}{}^{A}\right)\right] - S \qquad \text{Gl. 2.27}$$

Benötigt wird das Matrixpotential ψ [cm], der für die Berücksichtigung der Evapotranspiration notwendige Senkenterm S [h^{-1}], die räumlichen Koordinaten x_i (i=1,2,3), die Zeit t [h], die spezifische Wasserkapazität C [cm^{-1}] und die Komponenten $K_{ij}{}^{A}$ (j=1,2) und $K_{iz}{}^{A}$ des dimensionslosen Tensors K^A, um die Anisotropie des porösen Mediums bezüglich der hydraulischen Leitfähigkeit zu berücksichtigen. Die hydraulische Leitfähigkeit K [cm h^{-1}] für ein gegebenes Matrixpotential wird durch die Skalierung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit K_s [cm h^{-1}] mit der vom Matrixpotential abhängigen relativen hydraulischen Leitfähigkeit K_r [-] errechnet:

$$K(\psi, x, y, z) = K_s(x, y, z)K_r(\psi, x, y, z) \qquad \text{Gl. 2.28}$$

Die spezifische Wasserkapazität C ermöglicht es, den Wassergehalt θ [cm cm^{-3}] in der Richards-Gleichung zu eliminieren. Sie ergibt sich aus der Ableitung der Retentionsfunktion nach ψ:

$$C(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \qquad \text{Gl. 2.29}$$

Da eine analytische Lösung von Gl. 2.27 nicht möglich ist, wird ein numerisches Verfahren verwendet. Die räumliche Diskretisierung basiert auf linearen finiten Elementen. Bei einer hohen Anzahl von finiten Elementen wie in diesem Fall ist ein iteratives Lösungsverfahren einem direkten überlegen, wobei das in SWMS_3d implementierte PCG-Verfahren (Preconditioned Conjugate Gradient) eine hohe Effizienz aufweist (Simunek et al. 1995). Für die zeitliche Diskretisierung wird ein finite Differenzen-Schema benutzt.

2.3.2 Bodenphysikalische Parametrisierung

Um die Richards-Gleichung zu lösen, müssen unter anderem die Ableitung der Retentionsfunktion C(ψ) und die Leitfähigkeitsfunktion K(ψ) des Bodens bekannt sein (s. Gl. 2.27). Für Bilanzierungen und eine Validierung anhand gemessener volumetrischer Bodenfeuchten ist die Retentionsfunktion θ(ψ) notwendig. Die beiden wohl am häufigsten verwendeten Parametrisierungen sind die von Brooks & Corey (1964) und von Mualem/VanGenuchten (VanGenuchten 1980). Letztere wird in SWMS_3d benutzt, da es sich hier im Gegensatz zum Ansatz von Brooks/Corey um eine stetige Funktion für die Retention handelt. Ferner basiert der Ansatz von Mualem/VanGenuchten auf einer gemeinsamen Parameterisierung, d.h. die ungesättigte Leitfähigkeit kann über Integrale, die aus der Retentionsfunktion abgeleitet sind, beschrieben werden.

Für die Parametrisierung der Retention werden beim Ansatz von Mualem/VanGenuchten ebenso wie bei Brooks/Corey der volumetrische Wassergehalt bei Sättigung θ_s [$cm^3\ cm^{-3}$] und der residuale Wassergehalt θ_r [$cm^3\ cm^{-3}$] benutzt. Diese bestimmen die Spannweite des volumetrischen Wassergehalts. Bei Mualem/VanGenuchten wird eine S-förmige Funktion benutzt, die durch die Parameter α [1/cm] (Kehrwert des Lufteintrittspunkts, s.a. Gl. 4.23), n [-] und m [-] beschrieben wird:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} 1 & \psi \geq 0 \\ (1 + |\alpha\psi|^n)^{-m} & \psi < 0, \quad \alpha, n, m > 0 \end{cases} \qquad \text{Gl. 2.30}$$

S_e ist die effektive Sättigung oder auch der normierte Wassergehalt. Bei m und n handelt es sich um freie Parameter, ohne eine physikalische Bedeutung; m wird in der Formulierung nach VanGenuchten (1980) zu n in Beziehung gesetzt:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \qquad \text{Gl. 2.31}$$

Nach Vereecken et al. (1989) sind auch gute Ergebnisse erzielbar, wenn m konstant auf den Wert 1 gesetzt wird. Dies würde einen Wechsel in der Parametrisierung der Beziehung K(ψ) erfordern. Eine derartige Parametrisierung wird von Vereecken et al. (1990) vorgeschlagen, benötigt aber zwei weitere von der Retention unabhägige Parameter. Ferner ist die spezifische Wasserkapazität für ψ=0 unstetig (Tietje 1993).

Um die gewichtsspezifische Wasserkapazität C [cm^{-1}] für die Parametrisierung nach VanGenuchten (1980) für eine gegebenes Matrixpotential zu erhalten, muß Gl. 2.30 nach θ aufgelöst werden, woraus sich dann folgende Ableitung von θ gegen ψ ergibt:

$$C(\psi) = (\theta_s - \theta_r)\frac{mn\,|\alpha\,|^n |\psi\,|^{n-1}}{(1+|\alpha\psi\,|^n)^{m+1}} \qquad \psi < 0, \quad \alpha, n, m > 0 \qquad \text{Gl. 2.32}$$

Abbildung 2.4 verdeutlicht den Einfluß der Parameter α und n auf die Wasserkapazität, die Retentionskurve und die relative Leitfähigkeit. Eine Erhöhung von n (Kurven 1, 2 und 3) bewirkt ein langsameres Absinken des Wassergehalts mit niedrigeren Matrixpotentialen und eine Verschiebung der maximalen Wasserkapazität zu niedrigeren Matrixpotentialen, wobei der Wert des Maximums zunimmt. Erhöht man die Werte des Parameters α (Kurven 1, 4 und 5), verschiebt sich das Abknicken der Retentionsfunktion zu niedrigeren Potentialen. Ferner werden die Maxima der Wasserkapazität bei höheren Potentialen erreicht, während höhere maximale Wasserkapazitäten bei höheren Werten von α auftreten.

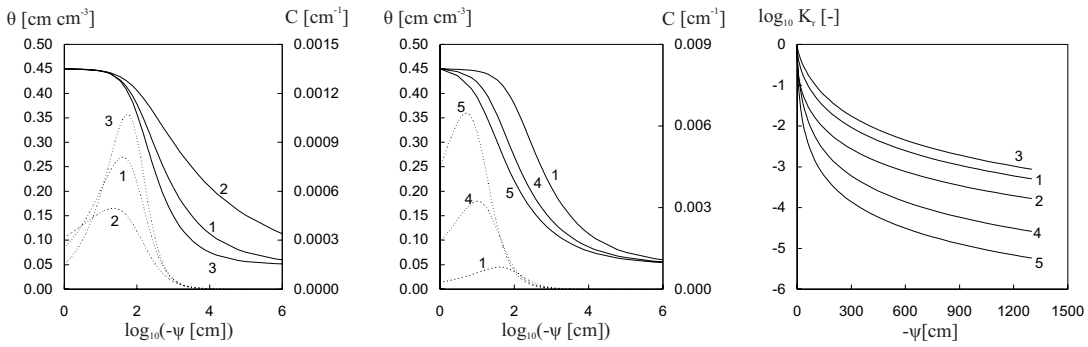


Abbildung 2.4: Semilogarithmische Darstellungen von Retentionsfunktion (durchgezogene Linien), spezifischer Wasserkapazität (gestrichelt) und relativer Leitfähigkeit, θ_s=0,45, θ_r= 0,05 bei allen Böden, 1: α=0,01, n=1,4, 2: α=0,01, n=1,2, 3: α=0,01, n=1,6, 4: α=0,04, n=1,4, 5: α=0,08, n=1,4

In der Originalformulierung des Mualem/VanGenuchten-Ansatzes kann die ungesättigte Leitfähigkeit K_r unter Annahme eines Tortuositätsfaktors λ (= 0,5) aus der Parametrisierung der Retention abgeleitet werden:

$$K_r(\psi) = S_e^{\lambda} \left(\frac{\int_0^{Se} \frac{1}{\psi(S_e')} \partial S_e'}{\int_0^1 \frac{1}{\psi(S_e')} \partial S_e'} \right)^2 \qquad \text{Gl. 2.33}$$

Wertet man die Integrale aus, so erhält man die Leitfähigkeitsfunktion nach dem Matrixpotential:

$$K_r(\psi) = \left[\frac{[1 - (\alpha\psi)^{mn} [1 + (\alpha\psi)^n]^{-m}]^2}{[1 + (\alpha\psi)^n]^{m\lambda}} \right] \qquad \text{Gl. 2.34}$$

Im Vergleich ergeben sich die höchsten relativen Leitfähigkeiten K_r [-] bei niedrigen Werten von α und hohen Werten von n (s. Abb. 2.4).
Um die bodenphysikalischen Eigenschaften eines Bodens zu definieren, sind nach dem beschriebenen Ansatz die Parameter θ_s, θ_r, α, n und K_s notwendig.

2.4 Modellierung der Abflußbildung

Das Modellsystem SWMS_3d wurde um ein Modul für die Modellierung der Infiltration in ein duales Porensystem ergänzt. Darüber hinaus wurde ein vereinfachter Ansatz für die Abflußkonzentration der schnellen Abflußkomponenten implementiert. Ausgangspunkt ist dafür die räumliche Distanz zum Vorfluter, da die Retention innerhalb der Fließstrecke des Vorfluters bei einer zeitlichen Diskretisierung von 1 h vernachlässigt werden kann.

2.4.1 Infiltration unter Berücksichtigung eines dualen Porensystems

Bei der Modellierung der Infiltration wird ein duales Porensystem, bestehend aus Matrix und Makroporen (Durchmesser > 2 mm, Beven & Germann 1982), betrachtet.
Zunächst wird in jedem Differenzenzeitschritt die Teilsumme des Bestandesniederschlags N_B (=N_F-I) bestimmt, die nicht in die Matrix infiltriert. Um diesen Infiltrationsüberschuß der Matrix In_e [mm h^{-1}] zu errechnen, wird für die Knoten an der Bodenoberfläche zwischen einer Dirichlet- und einer Neumann-Randbedingung gewechselt. Liegt an einem Knoten des oberen Rands keine Sättigung vor, so ist die Infiltrationsrate gleich der Rate des Bestandesniederschlags. Es wird also eine Neumann-Randbedingung angenommen, d.h. ein

konstanter Fluß über den Rand ist gegeben. Gelangt der Knoten bei fortschreitendem Niederschlag zur Sättigung, muß die partielle Differentialgleichung (s. Gl. 2.27) gelöst werden. In diesem Fall wird zur Dirichlet-Randbedingung, bei der ein konstantes Matrixpotential an der Bodenoberfläche angenommen wird (ψ=0), gewechselt.

Um die Infiltration in die Makroporen abzuschätzen, wird nur die maximale Infiltrationsrate des Makroporensystems In_{mac} (mm h^{-1}) benötigt. Oberflächenabfluß Q_{sur} [mm h^{-1}] tritt auf, wenn der Infiltrationsüberschuß der Matrix größer ist als die Infiltrationskapazität der Makroporen. Die maximale Infiltrationskapazität der Makroporen wird als räumlich und zeitlich konstant angenommen. Ist der Infiltrationsüberschuß der Matrix kleiner als die maximale Infiltrationskapazität der Makroporen, so wird diese Summe als Makroporenabfluß Q_{mac} [mm h^{-1}] betrachtet:

$$Q_{sur} = \begin{cases} 0 & In_e \le In_{mac} \\ In_e - In_{mac} & In_e > In_{mac} \end{cases}$$

Gl. 2.35

$$Q_{mac} = \begin{cases} In_e & In_e \le In_{mac} \\ In_{mac} & In_e > In_{mac} \end{cases}$$

Eine Interaktion zwischen Makroporen und Matrix wird nicht berücksichtigt, da hierfür detaillierte Kenntnisse über die Geometrie des Makroporensystems notwendig sind. Diese Vereinfachung kann insbesondere im Sommerhalbjahr zu einer Überschätzung des Makroporenabflußes führen, da in dieser Phase die Matrix relativ niedrige Potentiale aufweist und dementsprechend ein Fluß aus den Makroporen in die Matrix möglich ist.

2.4.2 Konzentrationszeit von Oberflächen- und Makroporenabfluß

Für die Berechnung der Abflußkonzentration wird ein vereinfachter Ansatz benutzt, der die Distanz zwischen Ort der Abflußentstehung und Vorfluter Fl_v [m] berücksichtigt. Ferner muß für den Oberflächen- und den Makroporenabfluß jeweils ein Systemwiderstand Ω_s [h m^{-1}] definiert werden, so daß das Produkt aus Distanz und Systemwiderstand die Konzentrationszeit t_q [h] ergibt:

$$t_q = \Omega_s Fl_v$$

Gl. 2.36

Die Distanz zwischen dem Ort der Abflußentstehung und dem Vorfluter wurde anhand des digitalen Geländemodells errechnet (s. Kap. 4.2.3.1).

3 Charakterisierung des Untersuchungsgebiets

Das 28,6 ha große Einzugsgebiet des Berrensiefen (07°27'E, 50°55'N) ist ein Teileinzugsgebiet der Wahnbachtalsperre und befindet sich im Unterwiehlbergland (Bergisches Land) ca. 25 km nordöstlich von Bonn.

Am Gebietsauslaß ist ein Meßpegel für die Erfassung der Abflußmengen installiert. Der Niederschlag wird ca. 100 m nordöstlich vom Pegel mit einem unbeheizten Sammler nach Hellmann gemessen (Bogena 2001).

3.1 Nutzung

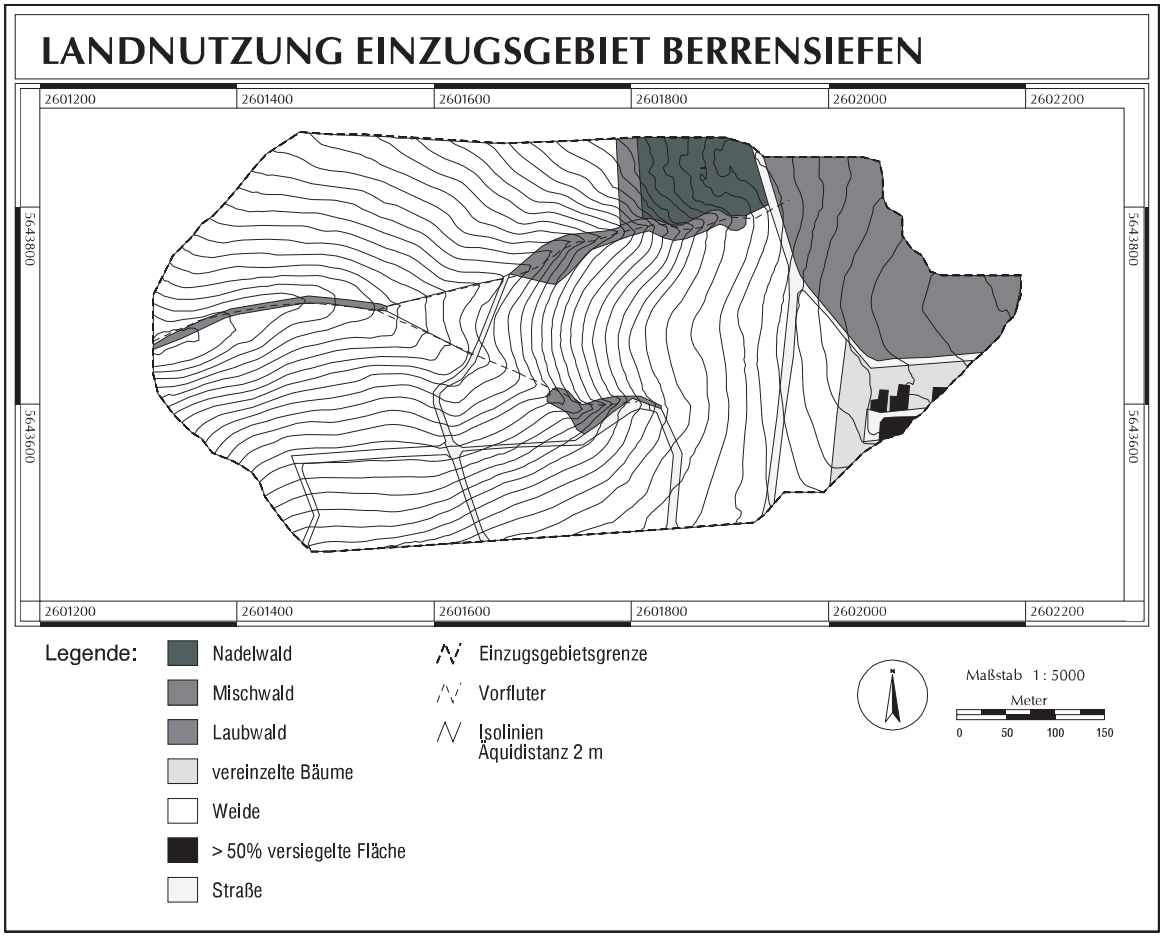


Abbildung 3.1: Räumliche Verteilung der Nutzungsklassifizierung

Ein Flächenanteil von 81 % des Einzugsgebiets wird als Mähweide genutzt, während 2 % als Gartenfläche mit vereinzelten Bäumen klassifiziert wurden. Im nordöstlichen Bereich befindet sich eine Mischwaldfläche mit einem Gebietsanteil von 10 % (s. Abb. 3.1). Die mit Nadelbäumen bewachsene Fläche beträgt lediglich 4 %, noch kleiner ist der Anteil des Laubwalds mit 2 % der Gesamtfläche. Etwa 1 % der Einzugsgebietsfläche ist versiegelt.

3.2 Geologie und Topographie

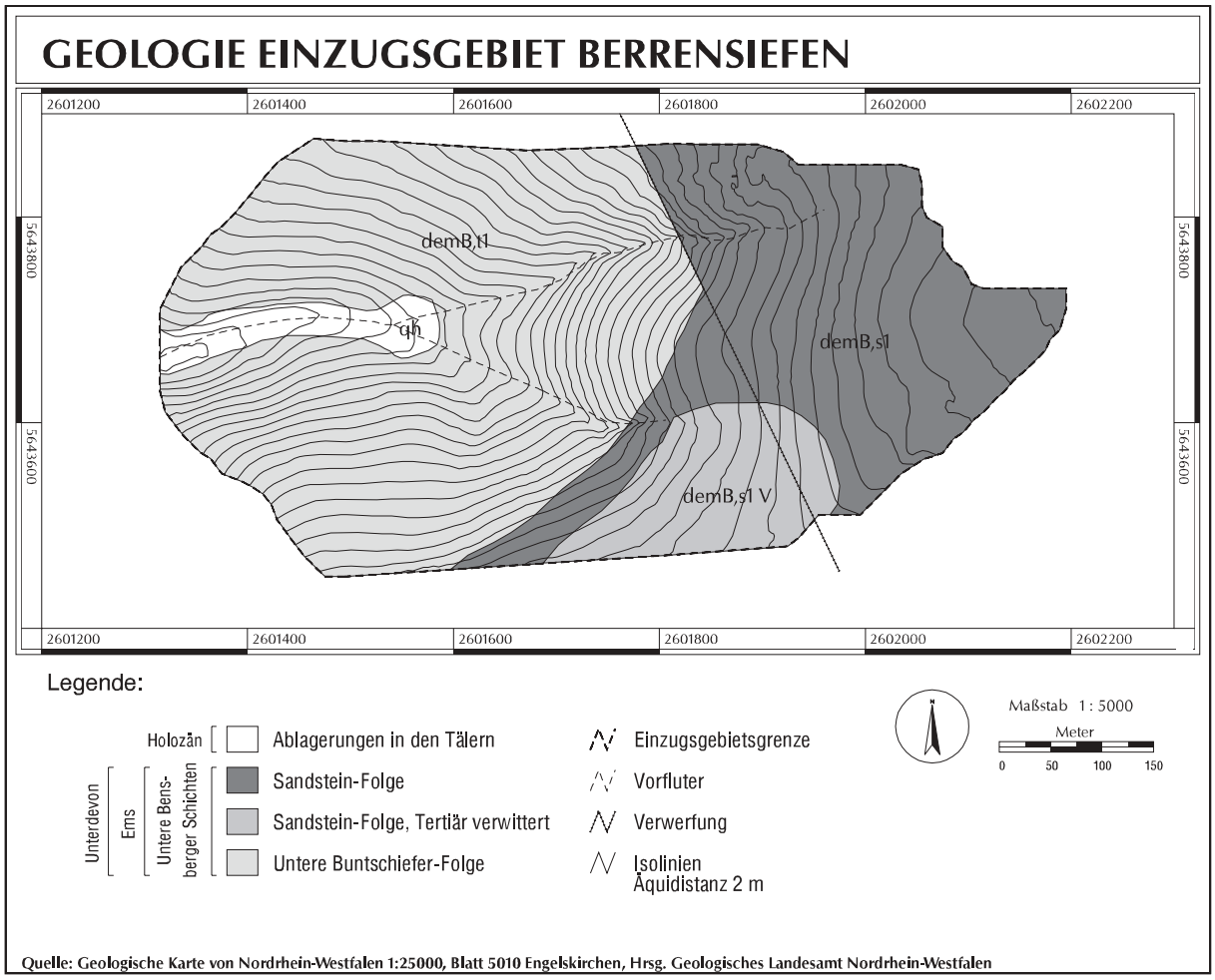


Abbildung 3.2: Geologie und Topographie

Das anstehende Festgestein im Einzugsgebiet bilden nach der Geologischen Karte 1:25000 (Blatt 5010 Engelskirchen) die unteren Bensberger Schichten. Die aus Ton- und Schluffsteinen bestehende untere Buntschieferfolge (demB,t1) ist im westlichen Teil des Gebiets anzutreffen, während die aus bankigen Sandsteinen und Schluffsteinen zusammengesetzte Sandsteinfolge (demB,s1) im östlichen Gebiet zu finden ist. Hier ist ein kleiner Bereich von einer alttertiären Verwitterungsdecke (demB,s1V) überlagert (s. Abb. 3.2). Die Schichten haben ein Einfallen von ungefähr 50° in südöstlicher Richtung. Eine Nordwest-Südost streichende Verwerfung trennt Ost- und Westteil des Einzugsgebiets. Das Gestein des Untersuchungsgebiets bildet einen Kluftgrundwasserleiter mit einer mäßigen bis geringen Trennfugendurchlässigkeit (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1983).

Das Gebiet entwässert in westlicher Richtung. Die maximale Höhendifferenz zwischen Pegel und dem hochplateauartigen Osten der Einzugsgebiets ist 71 m. Die mittlere Neigung beträgt 10,9 °. Im oberen Teil der Vorfluter haben sich kerbtalartige Einschnitte (sogenannte Siefen)

gebildet. Hier sind die höchsten Hangneigungen zu finden. Der südliche Vorfluter erster Ordnung wird als Rolandssiefen bezeichnet. Kurz vor dem Zusammenfluß von Rolands- und Berrensiefen bildet sich ein Muldental. Hier befinden sich die relativ mächtigen Talkolluvien des Holozäns.

3.3 Boden

Ausgangssubstrat für die Bodengenese bilden die Solifluktionsdecken des Pleistozäns, wobei vermutlich auch ein geringer Anteil Löß beigemengt ist. Die Mächtigkeit der Böden nimmt in Hangfallrichtung zu.

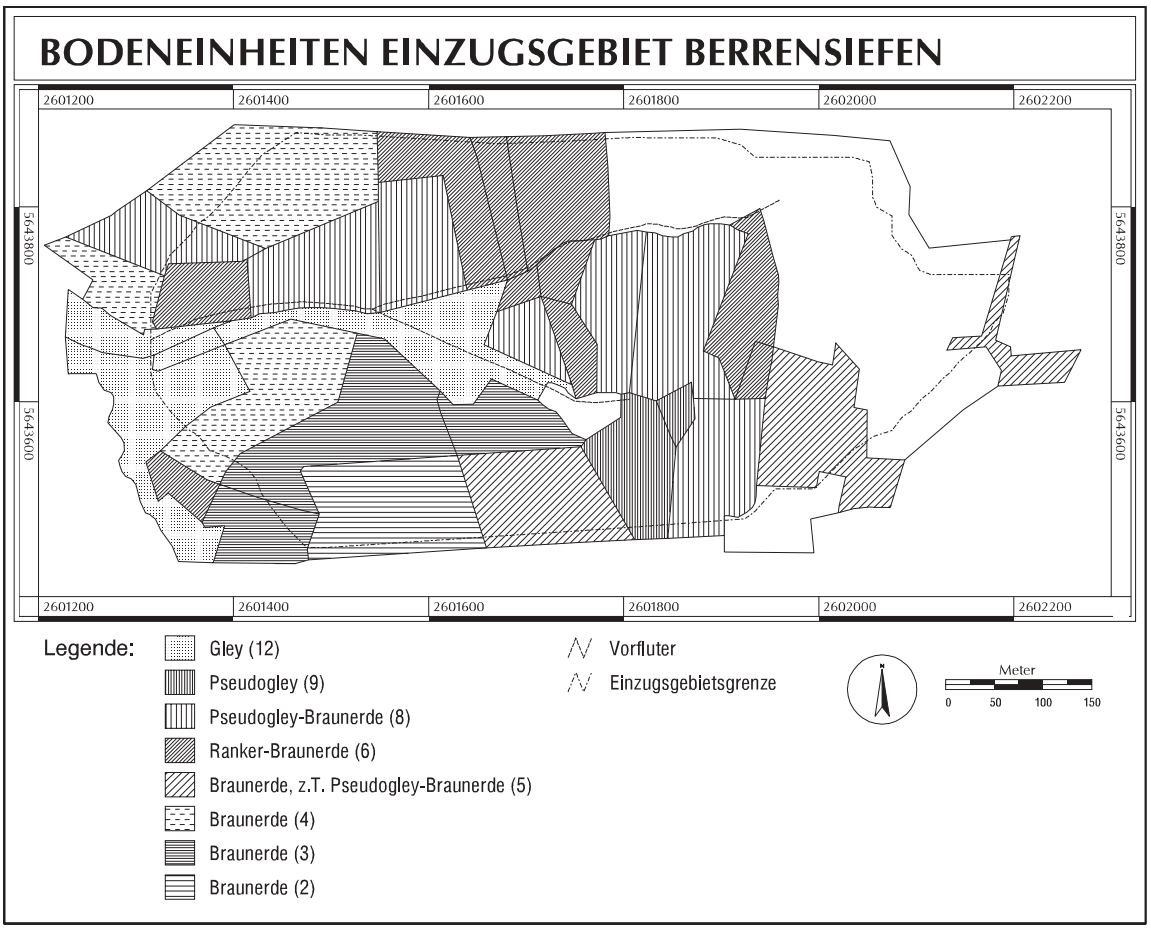


Abbildung 3.3: Die Bodentypen des Einzugsgebiets nach DGK5 Boden, Blatt 5010/28 Oberwahn (Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen), die Zahlen in Klammern sind die Zuordnungsnummern der Leitprofile (s. Abb. 3.4), die weiße Fläche ist bewaldet und somit nicht kartiert

Vorherrschender Bodentyp ist die Braunerde (s. Abb. 3.3 und 3.4), wobei sich an den Oberhängen zum Teil nur geringmächtige Ranker-Braunerden entwickelt haben. In den hochplateauartigen Bereichen haben sich durch Stauwasser Pseudogleye und Pseudogley-Braunerden gebildet. Im Bereich der Hangfüsse sind durch den Einfluß von lateralen

Wasserbewegungen ebenfalls Pseudovergleyungen entstanden. Hier wird der Einfluß des Anstehenden mit niedrigen hydraulischen Leitfähigkeiten deutlich. In der Nähe des unteren Berrensiefen haben sich dort, wo die Talkolluvien abgelagert wurden, durch den Grundwassereinfluß Gleye gebildet.

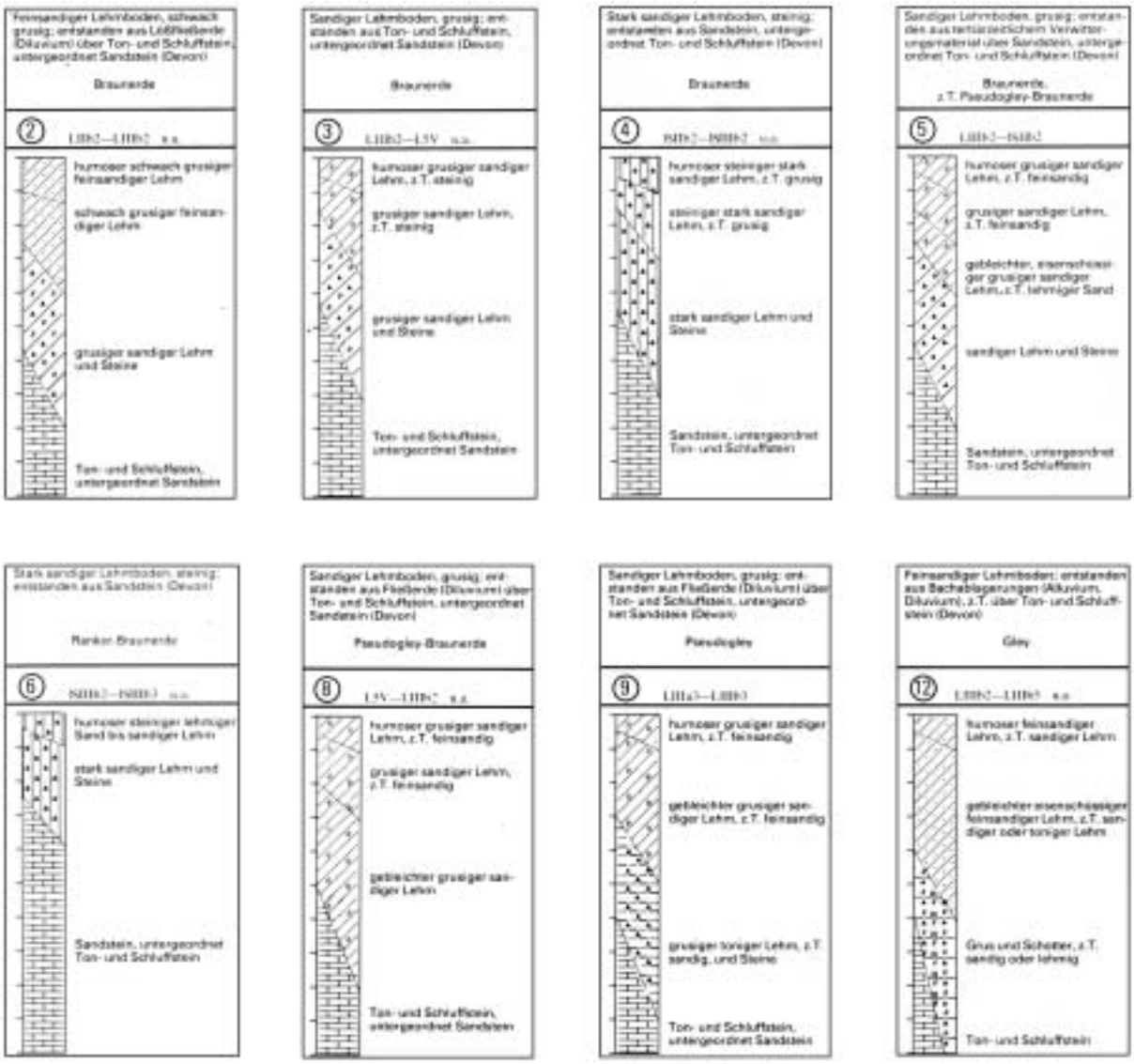


Abbildung 3.4: Die Leitprofile der DGK5 Boden des Untersuchungsgebiets, Blatt 5010/28 Oberwahn (Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen)

3.4 Klima

Das Klima im Untersuchungsgebiet ist ozeanisch geprägt, was zum einen für einen relativ ausgeglichenen Jahresgang der Lufttemperatur sorgt, zum anderen aber auch für hohe Niederschlagssummen verantwortlich ist. Die Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 Blatt Engelskirchen (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1983) geben eine

Jahresmitteltemperatur von 9,0 °C an. Die mittleren Jahresniederschläge werden mit 1000 bis 1200 mm beziffert. An der ca. 3 km südwestlich vom Einzugsgebiet gelegenen Niederschlagsmeßstelle in Much wurde für den Zeitraum 1970 bis 1997 ein Jahresmittel von 1046 mm gemessen. Die vorherrschenden Westwinde tragen durch die herbeigeführte feuchte Meeresluft vor allem in Kombination mit der Lage im Luv zu den hohen Niederschlägen bei.

4 Die räumliche Variabilität von Bodeneigenschaften

Die Bodeneigenschaften innerhalb von bodengenetischen Horizonten variieren kontinuierlich (Burrough 1993, Webster 2000, Heuvelink & Webster 2001). Dennoch existieren Fälle, in denen Diskontinuitäten der Eigenschaften in horizontaler Richtung auftreten, z.B. in der Bodenart bei Eiskeilnetzen, bei verfüllten Gullys oder wenn anthropogene Eingriffe (Düngung, Pflügen, etc.) Humusgehalte und Mächtigkeiten innerhalb von Nutzungseinheiten entscheidend modifiziert haben. Die Bestimmung von Bodeneigenschaften ist meist nur punkthaft und in begrenztem Umfang möglich. Daraus folgt, daß eine flächenhafte Information dieser Eigenschaften immer eine räumliche Schätzung aus Punktdaten ist und eine entsprechend zu quantifizierende Unsicherheit beinhaltet. Es existieren Entwicklungen, die eine flächenhafte Messung von Bodeneigenschaften ermöglichen, dies aber meist nur an der Oberfläche oder oberflächennah (durch Bodenradar, z.B. Boll et al. 1995) und/oder auf relativ großer Skale (durch Fernerkundung, z.B. McKenzie & Ryan 1997, Dobos et al. 2000 und Odeh & McBratney 2000).

Die räumliche Variabilität von Bodeneigenschaften ist komplex, z.T. so komplex, daß deren räumliche Strukturen nicht oder nur bis zu einem bestimmten Grad deterministisch beschrieben werden können, sondern als eine zufällige Realisierung angesehen werden müssen (Webster 2000, Heuvelink & Webster 2001).

Der Transfer von der Punktskale auf eine höhere Skale (Schlag, Hang, Einzugsgebiet) kann als Regionalisierung oder genauer als Hochskalierung (engl. Upscaling) bezeichnet werden. Es existiert eine Vielzahl von Regionalisierungsverfahren. Prinzipiell können fünf verschiedene methodische Ansätze unterschieden werden: der klassisch bodenkundliche Ansatz, wissensbasierte Systeme, der regressionsstatistische Ansatz, der geostatistische Ansatz und physikalisch basierte Prozeßmodellierung. Dabei impliziert die Wahl des methodischen Ansatzes häufig die zugrunde liegende Vorstellung der räumlichen Variabilität der zu regionalisierenden Bodeneigenschaft.

- Der hier als *klassisch bodenkundlich* bezeichnete Ansatz meint die räumliche Klassifikation von Eigenschaften in diskreten Flächen (Bodenform, Bodengesellschaft, Bodenregion, etc.), wobei die zugrunde liegende Annahme ist, daß die Variabilität innerhalb der räumlichen Klassen geringer ist als die der gesamten betrachteten Fläche. Daraus resultieren Choroplethen-Karten (Burrough 1993), deren räumliches Konzept in Kapitel 6.1 ausführlich erläutert wird.

- *Wissensbasierte Systeme* nutzen Expertenwissen, das in Form von Regeln formuliert wird. Anhand von flächenhaften Eingangsdaten und unter Einbeziehung von Punktinformationen kann mit den häufig auf unscharfen Mengen (Fuzzy) basierenden Regeln die Zielvariable regionalisiert werden (Ameskamp 1997, McBratney & Odeh 1997).
- Beim *regressionsstatistischen Ansatz* wird die Korrelation der Bodeneigenschaft mit unabhängigen Variablen für die Regionalisierung genutzt. Meist gelangen singuläre oder multiple Regressionen (Moore et al. 1993, Richardson & Edmonds 1987, Chaplot et al. 2000a, Thompson et al. 2001) oder Regressions-Bäume (Ryan et al. 2000) zur Anwendung.
- Der *geostatistische Ansatz* beruht auf der Theorie der regionalisierten Variablen (Matheron 1973), bei der die räumliche Autokorrelation der Zielvariablen genutzt wird. Es existiert eine Reihe von Kriging-Verfahren (nach dem Entwickler Krige benannt), die für die Interpolation von Bodeneigenschaften genutzt werden. Ordinary Kriging (angewendet z.B. bei Voltz & Goulard (1994), Sinowski et al. (1997), Bourennane et al. (1997) und Chaplot et al. (2000b)) und Universal Kriging (angewendet z.B. bei Odeh et al. (1994 und 1995)) sind auf Stationarität der Zielvariablen basierende geostatistische Verfahren. Nicht-stationäre Verfahren wie External Drift Kriging (angewendet z.B. bei Bourennane et al. (2000)), Co-Kriging (angewendet z.B. bei Chaplot et al. (2000b), Odeh et al. (1994 und 1995), Yao (1999) und Voltz & Goulard (1994)) oder Regression Kriging (angewendet z.B. bei Odeh et al. (1994 und 1995) und Knotters et al. (1995)) beziehen flächenhaft vorliegende Kovariablen mit ein. Neben den Verfahren, die einen lokalen Fehler in der Vorhersage einer Bodeneigenschaft minimieren, existieren solche, bei denen globale Eigenschaften der Zielvariablen, also Häufigkeitsverteilung und räumliche Autokorrelation erhalten werden, die aber prinzipiell eine zufällige räumliche Verteilung generieren. Dabei handelt es sich um stochastische Prozesse oder Simulationen (Goovaerts 2000 oder Deutsch & Journel 1998).
- Die Anwendungen *physikalisch basierter Prozeßmodelle* für die Regionalisierung von Bodeneigenschaften sind relativ rar, was zu einem Großteil daran liegt, daß die deterministische Komponente bei Bodeneigenschaften häufig nur schwer zu bestimmen ist (s.o.). Dietrich et al. (1995) benutzt ein Prozeßmodell für die räumliche Vorhersage von kolluvialen Mächtigkeiten anhand eines digitalen Geländemodells des Istzustands. Weitere Möglichkeiten in diesem Bereich werden bei Brooks & Anderson (1998) erläutert.

Allgemein ist anzumerken, daß es auch Kombinationen verschiedener Ansätze gibt. Allen Verfahren gemein ist, daß die Regionalisierungsgüte prinzipiell anhand des Vergleichs zwischen Vorhersageergebnissen und Punktmessungen quantifizierbar ist. Eine wenn auch rein statistische Abschätzung der räumlichen Unsicherheit der Vorhersage (Lark & Bolam 1997) liefern allerdings nur die geostatistischen Verfahren. Die Quantifizierung der räumlichen Unsicherheit der Eingangsdaten ist ein wichtiger Aspekt im Bereich der raumdiskreten hydrologischen Modellierung (Beven 2001).

Flächenhafte sekundäre Variablen oder Kovariablen unterstützten die räumliche Vorhersage der Zielvariablen z.B. bei regressionsstatistischen Verfahren und bei einigen geostatistischen Verfahren. In dieser Arbeit wird vor allem der Einfluß geomorphometrischer Strukturen auf die räumliche Ausprägung der zu regionalisierenden Bodeneigenschaften untersucht. Dahinter steht prinzipiell das in der Bodenkunde in weiten Bereichen anerkannte Paradigma des Zusammenhangs zwischen Boden und Landschaft. Nach Jenny (1961) ist der Boden in seiner Ausprägung als eine Funktion von Ausgangsmaterial, Klima, Organismen, Relief und Zeit zu betrachten. Auch das Catena-Konzept von Milne (Hall & Olson 1991) beruht auf dem räumlichen Zusammenhang von Bodeneigenschaft und Hangposition.

Ziel dieses ersten Teils der Arbeit ist es, ein Verfahren zu finden, daß die verfügbaren flächenhaften Daten (digitales Geländemodell und klassifizierte Nutzung) zusammen mit den Punktdaten optimal für eine räumliche Vorhersage der bodenphysikalischen Eigenschaften nutzt. Im Zusammenhang mit der Verwendung von Pedotransferfunktionen ergeben sich prinzipiell zwei Möglichkeiten:

a) Beim *indirekten* Verfahren werden zuerst die Bodeneigenschaften aus den Punktmessungen regionalisiert, bevor auf die dann flächenhaft vorliegenden Daten die Pedotransferfunktionen angewendet werden (s. Kap. 4.2.4).
b) Das *direkte* Verfahren verlangt eine umgekehrte Vorgehensweise. Zunächst wird die Pedotransferfunktion auf den Punktdatensatz angewendet. Der so entstandene Punktdatensatz bodenphysikalischer Parameter wird dann regionalisiert (s. Kap. 4.2.5).

4.1 Datengrundlage und deskriptive Statistik

Bei der Probenahme mit dem Bohrstock wurden visuell ein A- und ein B-Horizont (hier nicht im bodengenetischen Sinne) ausgegliedert. Der Bereich zwischen der Oberfläche bis zum Ende des deutlich humosen Bereichs wurde als A-Horizont angesprochen. Bodengenetisch handelt es sich um Ah- und Ap-Horizonte. Der Bereich unterhalb des A-Horizonts bis zur Obergrenze des Cv-Horizonts wurde als B-Horizont angesprochen. Hierbei handelt es sich bodengenetisch um Bv-, Sw- und Go-Horizonte. Für jeden Horizont (A und B) wurde eine gestörte Mischprobe entnommen. Die Mächtigkeiten des Bodens wurden im Gelände am Bohrstock ermittelt. Im Labor wurden für den A-Horizont der organische Kohlenstoffgehalt (C_{org}) und die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens ermittelt. Für den B-Horizont wurden die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens und der Skelettgehalt (> 2 mm) ermittelt. Für die Bestimmung der Korngrößenverteilung wurde eine Kombination aus Trockensiebung und Schlämmverfahren (Köhn 1928) eingesetzt. Die Bestimmung des C_{org}-Gehaltes wurde mittels nasser Veraschung (Lichterfelder Methode, Schlichting et al. 1995) durchgeführt. Abbildung 4.1 zeigt die Lage der insgesamt 75 Probenahmepunkte. Aufgrund des hohen Laboraufwands wurden nicht alle Proben des B-Horizonts analysiert. Die Probenahmepunkte wurden mittels Maßband und Kompaß eingemessen.

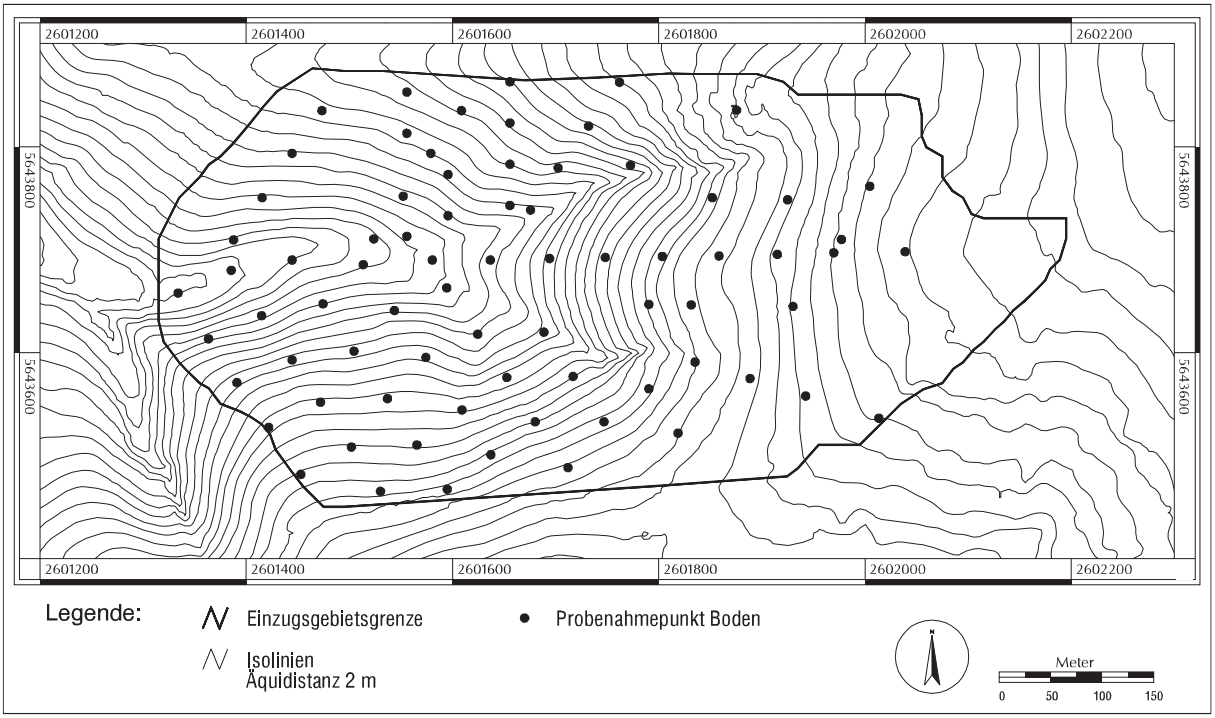


Abbildung 4.1: Topographie und Lage der 75 Probenahmepunkte

Bezüglich der Korngrößenverteilung ist auffällig, daß im östlichen Teil des Einzugsgebiets in beiden Horizonten die Sandgehalte (Durchmesser zwischen 63 µm und 2 mm) höher und die Schluffgehalte (Durchmesser zwischen 2 µm und 63 µm) niedriger sind als im westlichen Teil. Das geht einher mit den geologischen Grenzen (s. Abb. 3.2) zwischen der im Osten anstehenden Sandsteinfolge (demB,s1 (V)) und der Unteren Buntschiefer-Folge (demB,t1) im westlichen Bereich. Hier hat also das Ausgangsgestein über das Substrat die Korngrößenverteilung mitbestimmt. Um diesen Einfluß des Ausgangssubstrats zu validieren wurde eine Clusteranalyse für die vier Merkmale Schluff- und Sandgehalt des A- sowie des B-Horizonts unter Vorgabe von zwei Zielclustern durchgeführt. Dazu wurde die auf der Quadrierten Euklidischen Distanz basierende SAS-Prozedur „fastclus“ benutzt. Im Ergebnis konnten 86 % der Probenahmepunkte der nach der Karte vorgegeben geologischen Einheit zugeordnet werden, was den Einfluß der Geologie auf die Zusammensetzung der Korngrößen verdeutlicht (s. Abb. 4.2). Dabei ist zu beachten, daß die geologische Karte nur bedingt mit dem Ausgangssubstrat gleichzusetzen ist, denn die Dynamik der Fließerde verwischt durch den hangabwärts gerichteten Transport von verwittertem Material die geologischen Grenzen.

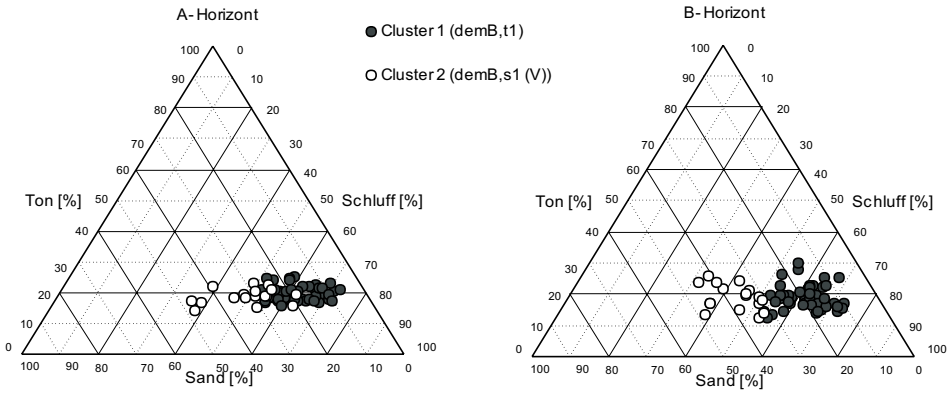


Abbildung 4.2: Clusteranalyse der Körngrößenverteilung von A- und B-Horizont

Um die Variabilität der einzelnen Bodeneigenschaften zu quantifizieren wurde neben den üblichen statistischen Größen auch mit Hilfe von Standardabweichung σ und Mittelwert µ der *Variationskoeffizient* CV [%] errechnet. Dabei handelt es sich um die relative Standardabweichung und somit um ein Maß für die Streuung innerhalb eines Datensatzes:

$$CV = 100\frac{\sigma}{\mu} \qquad \text{Gl. 4.1}$$

Von den untersuchten Bodeneigenschaften weisen die Sandgehalte von A- und B-Horizont eine relativ hohe Variabilität auf (s. Tab. 4.1). Im A-Horizont ist die Variabilität der Tongehalte niedriger (s. Abb. 4.3) als im B-Horizont, was zum Teil durch die Art der Probenahme zu erklären ist; in den Proben des B-Horizonts wird über alle bodengenetische Horizonte gemittelt, während im A-Horizont nur ein einzelner bodengenetischer Horizont betrachtet wird.

Tabelle 4.1: Deskriptive Statistik der Bodeneigenschaften von A- und B-Horizont

	A-Horizont					B-Horizont				
	C_{org}	Ton	Schluff	Sand	Mächtigkeit	Ton	Schluff	Sand	Skelett	Mächtigkeit
	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	cm	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	cm
Mittelwert	3,29	19,33	58,64	22,02	13,70	19,29	57,11	23,60	9,86	70,86
Median	3,23	18,81	59,04	21,76	15,00	18,94	58,37	21,07	5,65	80,00
Stabw.	0,69	2,56	8,10	8,54	3,86	3,96	9,85	9,51	9,57	18,68
Minimum	2,15	12,34	35,74	6,50	5,00	12,20	31,76	7,16	1,67	30,00
Maximum	5,92	25,15	72,70	47,42	20,00	30,25	73,49	48,19	39,25	100,00
CV (%)	20,96	13,24	13,81	38,78	28,15	20,50	17,25	40,32	97,11	26,36
n	65	74	74	74	64	72	72	72	51	64

bei Ton, Schluff und Sand beziehen sich die Gew.-% auf die Masse des Feinbodens

Nach KA4 (AG Boden 1994) sind die Mittelwerte der Kornfraktionen von A- und B-Horizont als Lu (schluffiger Lehm) zu klassifizieren. Bei der Auswertung der Bodenkarte (s. Abb. 3.4) nach dem Schlüssel von Benne et al. (1990) werden den einzelnen Leithorizonten im wesentlichen Ls_3 und Ls_4 zugewiesen. Mittelt man über die Schwerpunkte der Bodenartenklassen aller Horizonte ergibt sich ein Tongehalt von 22 % und ein Schluffgehalt von 32 %. Hier wird also eine deutliche Diskrepanz in den Schluffgehalten zwischen der Bodenkarte 1:5000 und den hier durchgeführten Analysen (s. Tab. 4.1) deutlich.

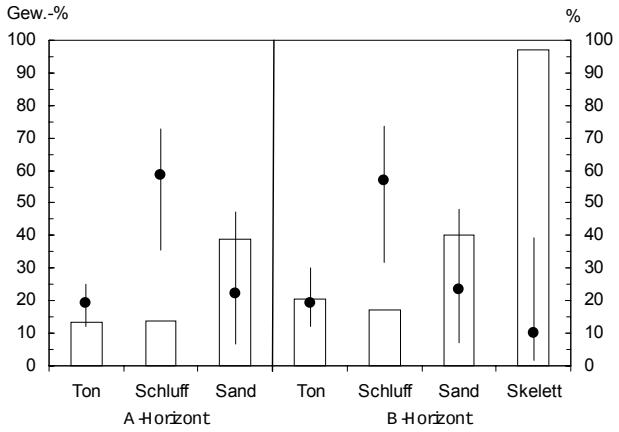


Abbildung 4.3: Mittelwerte (Punkte), Spannweiten (Linien) und Variationskoeffizienten (Balken) der Korngrößenklassen

Die Variabilität der C_{org}-Gehalte ist vermutlich durch die Nutzung zu erklären, da hier sowohl Wald- als auch Weidestandorte untersucht wurden. Die höchste Variabilität ist beim Skelettgehalt zu finden (s. Abb. 4.3).

Die Bodeneigenschaften Schluff- und Sandgehalt zwischen A-und B-Horizont weisen eine starke Korrelation auf, während die Tongehalte zwischen A- und B-Horizont nur schwach korrelieren (s. Tab. 4.2). Vor dem Hintergrund der höheren Varianz der Tongehalte im B-Horizont kann vermutet werden, daß pedogenetische Prozesse wie z.B. Verbraunung oder Pseudovergleyung zu einer stärkeren räumlichen Differenzierung der Tongehalte im B-Horizont geführt haben. Die übrigen Bodeneigenschaften korrelieren nur sehr schwach untereinander, abgesehen von den Korngrößenklassen innnerhalb eines Horizonts, die aber bis zu einem gewissen Grad implizit voneinander abhängen.

*Tabelle 4.2: Korrelationsmatrix der Bodeneigenschaften, n=65, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

		A-Horizont				B-Horizont		
		C_{org}	Ton	Schluff	Sand	Ton	Schluff	Sand
A	C_{org}	1,00	0,21	-0,11	0,05			
	Ton		1,00	0,04	-0,32	0,48*	0,05	-0,24
	Schluff			1,00	-0,96*	-0,28	0,79*	-0,70*
	Sand				1,00	0,13	-0,77*	0,73*
B	Ton					1,00	-0,25	-0,13
	Schluff						1,00	-0,93*
	Sand							1,00

Einer der wichtigsten geomorphologischen Prozesse im Einzugsgebiet dürfte die Bildung von Solifluktionsdecken aus dem Verwitterungsmaterial des anstehenden Gesteins sein. Die Varianz und die Höhe der Schluffgehalte deutet aber durchaus darauf hin, daß in geringem Umfang eine Lößsedimentation stattgefunden hat. Dafür spricht auch, daß im südlichen Teil des Wahnbacheinzugsgebiets mächtige Lößdecken existieren (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1983)

4.2 Regionalisierung von Bodeneigenschaften

Im Folgenden werden die verschiedenen Methoden zur Regionalisierung erläutert und auf die im vorigen Abschnitt beschriebenen Daten angewendet.

4.2.1 Multivariate Statistik und Geostatistik

Für die Regionalisierung der Bodeneigenschaften werden insgesamt fünf verschiedene Methoden genutzt. *Multiple Regressionen* beruhen auf dem Zusammenhang zwischen einer Zielvariablen und mehreren unabhängigen Variablen, während *Ordinary Kriging* ein geostatistisches Verfahren ist, das auf der räumlichen Autokorrelation der Zielvariablen beruht. *External Drift Kriging* ist ebenfalls ein geostatistischer Ansatz, der aber eine Kovariable berücksichtigt, ebenso wie das *Regression Kriging Model C*, das eine Kombination aus Regression und geostatistischem Ansatz darstellt. Das *Kriging der Flächenresiduen* ermöglicht ebenfalls die Verwendung einer Kovariablen, die aber hier in diskreten Teilflächen vorliegt und nominal skaliert sein muß.

Bei der *multiplen linearen Regression* wird der Zusammenhang in der Datenreihe der Ziel- und der Kovariablen genutzt. Die Gleichung zur Abschätzung der abhängigen Zielvariablen y aus einer Anzahl von n untereinander unabhängigen Kovariablen x_i hat folgende Form:

$$y = a + \sum_{i=1}^{n} b_i x_i + \varepsilon \qquad \text{Gl. 4.2}$$

mit den Konstanten a (Schnittpunkt mit der y-Achse) und b_i (Regressionskoeffizienten) und den im Mittel Null betragenden Residuen ε. Die Koeffizienten a und b_i werden üblicherweise durch eine Minimierung der Abweichungsquadrate bestimmt. Eine *singuläre nichtlineare Regressionsgleichung* (Polynom 2. Grades) hat folgende Form:

$$y = a + bx + cx^2 + \varepsilon \qquad \text{Gl. 4.3}$$

In diesem Fall werden neben dem Schnittpunkt mit der y-Achse a die zwei Regressionskoffizienten (b und c) bestimmt.

Bei geostatistischen Interpolationsverfahren wird die räumliche Autokorrelation einer Variablen Z genutzt. Vermutet wird, daß die Werte in der Nähe eines beliebigen Meßpunktes x dem Wert am Meßpunkt ähnlicher sind als Werte, die weiter entfernt sind.
Geostatistische Verfahren beruhen auf der Theorie der regionalisierten Variablen. Für eine ausführliche Darstellung der theoretischen Grundlagen sei auf Wackernagel (1995) und Deutsch & Journel (1998) verwiesen. Generell bilden zwei Grundannahmen die Basis dieser Verfahren. Dies sind die Stationarität 2. Ordnung und die Intrinsische Hypothese. Als stationär oder translationsinvariant wird eine Variable bezeichnet, wenn für jeden Punkt im Raum die Momente der Häufigkeitsverteilung gleich sind. Wenn alle Momente als räumlich konstant angenommen werden können, wird dies als volle Stationarität bezeichnet. Trifft dies nur für die ersten beiden Momente der Verteilung zu, also den Erwartungswert und die Varianz, liegt eine Stationarität 2. Ordung vor. Der Erwartungswert E einer Variablen ist nicht vom Ort abhängig, sondern gleich dem Mittelwert m:

$$E[Z(x)] = m \qquad \text{Gl. 4.4}$$

Ferner ist die Differenz der Werte zweier Punkte nicht von deren Lage abhängig, sondern nur von der Distanz h zwischen den Punkten, woraus sich die Autokovarianzfunktion C(h) ergibt:

$$C(h) = E[(Z(x+h)-m)(Z(x)-m)] = VAR[Z(x)] \qquad \text{Gl. 4.5}$$

Bei der Intrinsischen Hypothese wird nicht mehr vorrausgesetzt, daß die Stationarität der Werte an jedem Punkt gegeben ist, sondern nur die Differenzen der Werte zwischen zwei Punkten als stationär betrachtet wird. Dies kann durch die Semivarianzfunktion ausgedrückt werden:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} VAR[Z(x+h) - Z(x)] = \frac{1}{2} E[Z((x+h) - Z(x))^2] \qquad \text{Gl. 4.6}$$

Um nun die räumliche Autokorrelation eines Meßdatensatzes abzuschätzen, wird folgende Gleichung benutzt:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum^{n(h)} (Z(x_i) - Z(x_j))^2 \qquad \text{Gl. 4.7}$$

Hier wird die experimentelle Semivarianz γ für die Distanz h mittels der Differenz der Werte zwischen den Punkten x_i und x_j errechnet. Die Distanz wird klassifiziert, um eine

ausreichende Anzahl von Wertepaaren n zu erhalten. Als h wird dabei die Mitte der Distanzklasse angegeben. Da für geostatistische Interpolationsverfahren die Semivarianz für eine beliebige Distanz erforderlich ist, wird ein sogenanntes theoretisches Semivariogramm an das experimentelle Semivariogramm angepaßt. In dieser Arbeit werden zwei Funktionen theoretischer Semivariogramme benutzt: eine sphärische und eine Gauß`sche Funktion. Theoretische Semivariogramme haben drei Parameter. Meßfehler und eine räumlich nicht variable zufällige Komponente bedingen den Nuggeteffekt c_0. Es handelt sich also um die Semivarianz für h=0. Mit zunehmender Länge des Vektors h steigt die Semivarianz bis zum Erreichen des Schwellenwertes c_1 an. Die Distanz, bei der dieser Semivarianzwert erreicht wird, ist dann die Reichweite a (s. Abb 4.4).

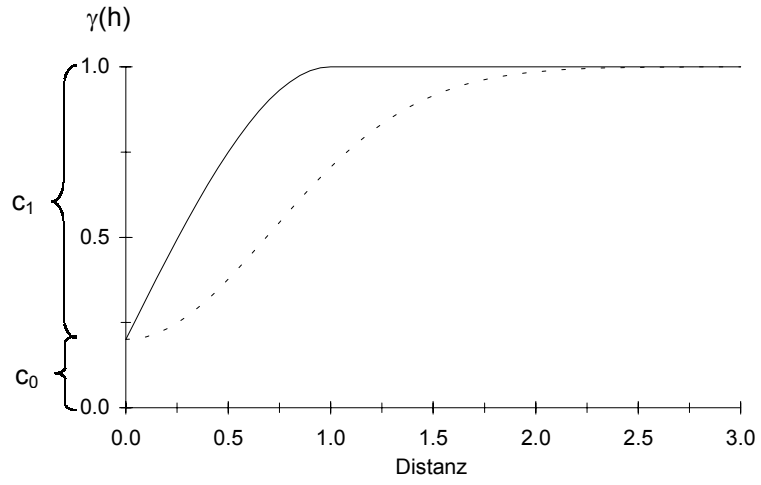


Abbildung 4.4: Beispiel für ein sphärisches (durchgezogene Linie) und ein Gauß`sches (gestrichelte Linie) Variogramm mit c_0=0,2, c_1=0,8 und a=1,0

Die theoretische Semivarianz eines sphärischen Modells γ_s mit einem Nuggeteffekt errechnet sich folgendermaßen:

$$\gamma_s(h) = \begin{cases} c_0 + c_1\left[1{,}5\frac{h}{a} - 0{,}5\left(\frac{h}{a}\right)^3\right] & \text{für} \quad h \le a \\ c_0 + c_1 & \text{für} \quad h > a \end{cases} \qquad \text{Gl. 4.8}$$

Für ein Gauß`sches Modell γ_g mit Nuggeteffekt gilt diese Gleichung:

$$\gamma_g(h) = c_0 + c_1\left[1 - e^{\left(-\frac{h^2}{a^2}\right)}\right] \qquad \text{Gl. 4.9}$$

Ordinary Kriging ist ein geostatistisches Basisverfahren. Dabei handelt es sich um einen linearen Schätzer in der Art eines gewichteten Mittels. Um den Punkt x anhand der Werte der umgebenden Punkte x_i zu schätzen, gilt folgende Gleichung:

$$Z_{OK}^{*}(x) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) \qquad \text{Gl. 4.10}$$

wobei die Summe der Gewichte $\lambda_i=1$ ergeben muß. Gilt die Intrinsische Hypothese werden die Werte der umgebenden Probenahmepunkte anhand der Semivarianz γ, die eine Funktion der Distanz ist, gewichtet. Eine Anzahl von n Punkten wird für die Schätzung von x verwendet, wobei die Auswahl der Probenahmepunkte in dieser Arbeit über einen vorgegebenen Suchradius erfolgt. Um die Schätzvarianz zu minimieren, wird der Lagrange – Multiplikator μ verwendet. Es gilt folgendes Gleichungssystem, das auch als Ordinary Kriging System bezeichnet wird:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \gamma(x_j - x_i) + \mu = \gamma(x_j - x) & j = 1,\ldots,n \\ \sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \end{cases} \qquad \text{Gl. 4.11}$$

Die Schätzvarianz oder auch Krige-Varianz des Ordinary Kriging σ_{OK}^2 ergibt sich dann aus folgender Gleichung:

$$\sigma_{OK}^{2}(x) = \sum_{j=1}^{n} \lambda_j \gamma(x_j - x) + \mu \qquad \text{Gl. 4.12}$$

Im Falle eines Blockkrigings wird nicht ein einzelner Punkt geschätzt, sondern der Wert für einen Block B, wobei dieser den Mittelwert für die Fläche darstellt. Für die Krige-Varianz eines Blocks σ_{OKB}^2 ergibt sich unter Berücksichtigung der Semivarianz innerhalb des Blocks $\gamma(B,B)$ diese Gleichung:

$$\sigma_{OKB}^{2}(B) = \sum_{j=1}^{n} \lambda_j \gamma(x_j, B) + \mu - \gamma(B, B) \qquad \text{Gl 4.13}$$

External Drift Kriging (Ahmed & DeMarsily 1987) ist eine Erweiterung des Ordinary Kriging, bei der ein linearer Zusammenhang zwischen der Zielvariablen und einer Kovariablen angenommen wird, so daß Gleichung 4.4 folgendermaßen erweitert wird:

$$E[Z(x) \mid Y(x)] = a + bY(x) \qquad \text{Gl. 4.14}$$

Um unter dieser Annahme die Schätzvarianz zu minimieren, wird das Gleichungssystem aus Gleichung 4.11 folgendermaßen erweitert:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \gamma(x_j - x_i) + \mu_1 + \mu_2 Y(x_j) = \gamma(x_j - x) & j = 1,...,n \\ \sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \\ \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Y(x_i) = Y(x) \end{cases} \qquad \text{Gl. 4.15}$$

mit den Lagrange-Multiplikatoren μ_1 und μ_2. Die Varianz der Schätzung beim External Drift Kriging σ_{EDK}^2 ergibt sich also aus folgender Gleichung:

$$\sigma_{EDK}^2 = \sum_{j=1}^{n} \lambda_j \gamma(x_j - x) + \mu_1 + \mu_2 Y(x) \qquad \text{Gl. 4.16}$$

Regression Kriging Model C (Ahmed & DeMarsily 1987, Odeh et al. 1995) ist eine Kombination aus Regression und Ordinary Kriging. Zunächst wird die Regression zwischen den Kovariablen und der Zielvariablen Z benutzt, um eine räumliche Vorhersage Z_r zu generieren. Dadurch erhält man für jeden Probenahmepunkt die als Residuum ε bezeichnete Abweichung zwischen Meßwert und Schätzung :

$$\varepsilon(x) = Z(x) - Z_r(x) \qquad \text{Gl. 4.17}$$

In der Folge wird für die Residuen eine Variogrammanalyse durchgeführt und das Ordinary Kriging angewendet, um eine räumliche Abschätzung ε* zu erhalten. Diese beiden Informationsebenen werden dann einfach addiert:

$$Z^* = Z_r + \varepsilon^* \qquad \text{Gl. 4.18}$$

Die Schätzvarianz dieses Verfahrens ist gleich der Krige-Varianz der Residuen ε:

$$Var(Z^* - Z) = Var(\varepsilon^* - \varepsilon) \qquad \text{Gl. 4.19}$$

Beim *Kriging der Flächenresiduen* (McBratney & Webster 1981, Sinowski et al. 1997) wird ein Zusammenhang der Zielvariablen mit einer in diskreten Flächeneinheiten vorliegenden nominal skalierten Kovariablen angenommen. Dies kann berücksichtigt werden, indem man zunächst die Flächenmittelwerte der Zielvariablen für die jeweilige diskrete Teilfläche der Kovariablen berechnet. Die Flächenresiduen ε_j ergeben sich hier aus der Differenz von Flächenmittel m_j der Teilfläche j zum Wert Z des jeweiligen Probenahmepunktes x in der Teilfläche:

$$\varepsilon_j(x) = m_j(x) - Z(x) \qquad j = 1,...,n \qquad \text{Gl. 4.20}$$

Durch Ordinary Kriging erhält man die räumliche Verteilung dieser Flächenresiduen. Aus der Addition der interpolierten Flächenresiduen mit dem Flächenmittelwert ergibt sich die räumliche Struktur der zu schätzenden Variablen:

$$Z^* = m_j + \varepsilon_j^* \qquad j = 1,...,n \qquad \text{Gl. 4.21}$$

Die Schätzvarianz ist hier gleich der Krige-Varianz der Flächenresiduen.
Für die Berechnung der experimentellen Variogramme und die Anpassung eines theoretischen Variogramms wurde in dieser Arbeit die VESPER-Software (Variogram Estimation and Spatial Error Propagation, Minasny et al. 1999a, http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa) benutzt. Für das Ordinary und External Drift Kriging wurde die kt3d-routine der GSLIB (Geostatistical Software Library, Deutsch & Journel 1998) herangezogen.

4.2.2 Pedotransferfunktionen

Regionalisierte bodenhydrologische Parameter sind eine Voraussetzung für die raumdiskrete hydrologische Modellierung, d.h. die Retentionskurve und die Beziehung zwischen Wassergehalt und hydraulischer Leitfähigkeit müssen für jede räumliche Diskretisierungseinheit des zu modellierenden Einzugsgebiets bekannt sein.

Das in dieser Arbeit benutzte hydrologische Prozeßmodell greift auf die Parametrisierung von Mualem/VanGenuchten zurück (s. Kapitel 2.3.2). Diese hat fünf Parameter: den Wassergehalt bei Sättigung θ_s, den residualen Wassergehalt θ_r, den Kehrwert des Lufteintrittspunkts α, den freien Parameter n und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_s. Unabhängig von der benutzten Parametrisierung ist die direkte Bestimmung dieser Parameter im Labor und die Anpassung der Funktionen an die Meßwerte sehr aufwendig. Aus diesem Grund wurden sogenannte Pedotransferfunktionen entwickelt. Es handelt sich um eine Methode, bei der die bodenphysikalischen Parameter aus besser meßbaren Bodeneigenschaften errechnet werden (Bouma & VanLanen 1987). Dabei wird bisher keine physikalische sondern eine statistische Beziehung zwischen bodenphysikalischen Parametern und den Bodeneigenschaften hergestellt. Üblicherweise werden Regressionsgleichungen verwendet (Vereecken et al. 1989 und 1990, Rawls & Brakensiek 1985, Cosby et al. 1984). Vielversprechende jüngere Entwicklungen beruhen auf Neuronalen Netzwerken (Minasny et al. 1999b, Schaap & Leij 2000).

In dieser Arbeit werden die Pedotransferfunktionen von Rawls & Brakensiek (1985) benutzt. Dabei werden die bodenphysikalischen Parameter aus der Porosität p [Vol. Vol.$^{-1}$], dem Tongehalt t [Gew.-%] und Sandgehalt s [Gew.-%] ermittelt:

$$\theta_s = 0{,}01162 - 0{,}001473s - 0{,}002236t + 0{,}98402p + 0{,}0000987t^2 + 0{,}003616sp - 0{,}010859tp - 0{,}000096t^2p - 0{,}002437p^2s + 0{,}0115395p^2t$$

$$\theta_r = -0{,}0182482 + 0{,}00087269s + 0{,}00513488t + 0{,}02939286p - 0{,}00015395t^2 - 0{,}0010827sp - 0{,}00018233t^2p^2 + 0{,}00030703t^2p^2 - 0{,}0023584p^2t$$

$$\ln(\lambda) = -0{,}7842831 + 0{,}0177544s - 1{,}062498p - 0{,}00005304s^2 - 0{,}00273493t^2 + 1{,}11134946p^2 - 0{,}03088295sp + 0{,}00026587s^2p^2 - 0{,}00610522t^2p^2 - 0{,}00000235s^2t + 0{,}00798746t^2p - 0{,}00674491p^2t$$

Gl. 4.22

$$\ln(\psi_b) = 5{,}3396738 + 0{,}1845038t - 2{,}48394546p - 0{,}00213853t^2 - 0{,}04356349sp - 0{,}61745089tp + 0{,}00143598s^2p^2 - 0{,}00855375t^2p^2 - 0{,}00001282s^2t + 0{,}00895359t^2p - 0{,}00072472s^2p + 0{,}0000054t^2s + 0{,}50028060p^2t$$

$$\ln(K_s) = 19{,}52348p - 8{,}96847 - 0{,}028212t + 0{,}00018107s^2 - 0{,}0094125t^2 - 8{,}395215p^2 + 0{,}077718s^2p - 0{,}00298s^2p^2 - 0{,}019492t^2p^2 + 0{,}0000173s^2t^2 + 0{,}02733t^2p^2 + 0{,}001434s^2p - 0{,}0000035t^2s$$

Die für die Parametrisisierung nach Brooks & Corey (1964) notwendigen Parameter Porengrößenindex λ [-] und Lufteintrittspunkt ψ_b [cm] werden mit folgenden Gleichungen in die Parameter n [-] und α [cm^{-1}] für die Parametrisierung nach Mualem/VanGenuchten umgerechnet:

$$\alpha = \psi_b^{-1}$$

$$n = \lambda + 1$$

Gl. 4.23

Um die relativ hohen Skelettgehalte des B-Horizonts für die Berechnung von θ_s, θ_r und K_s zu berücksichtigen, werden zusätzlich die Pedotransferfunktionen von Brakensiek & Rawls (1994) angewendet. Zunächst kann der volumetrische Skelettgehalt Z_2 [Vol. Vol.$^{-1}$] unter der Annahme, daß die Dichte des Skelettmaterials ρ_s 2,65 g cm^{-3} beträgt, also gleich der Dichte von Quarz ist, aus der Lagerungsdichte des Bodens L_d [g cm^{-3}] und dem Skelettanteil Z_1 [Gew.-% Gew.-%$^{-1}$] errechnet werden:

$$Z_2 = \frac{L_d}{\rho_s Z_1} \qquad \text{Gl. 4.24}$$

Die Reduktion der volumetrischen Wassergehalte (θ_s und θ_r) erfolgt dann in Abhängigkeit vom volumetrischen Skelettgehalt:

$$W_{vt} = W_{v<2}(1 - Z_2) \qquad \text{Gl. 4.25}$$

wobei W_{vt} [Vol. Vol.$^{-1}$] der modifizierte Wassergehalt des Bodens und $W_{v<2}$ [Vol. Vol.$^{-1}$] der Wassergehalt der Matrix sind. Die gesättigte Leitfähigkeit des Bodens K_b [cm h^{-1}] mit Skelettgehalt kann auf Grundlage folgender vereinfachter Formel anhand des Skelettgehalts Z_1 [Gew. Gew.$^{-1}$] und der gesättigten Leitfähigkeit der Matrix K_s [cm h^{-1}] (s. Gl. 4.22) berechnet werden:

$$\frac{K_b}{K_s} = 1 - Z_1 \qquad \text{Gl. 4.26}$$

Die Porosität p [Vol. Vol.$^{-1}$] des Bodens wird aus der Lagerungsdichte L_d [g cm^{-3}] und der Dichte der Festsubstanz (s.o.) errechnet:

$$p = 1 - \frac{L_d}{\rho_s} \qquad \text{Gl. 4.27}$$

Da kein Punktdatensatz der Lagerungsdichte zur Verfügung steht, kann für den A-Horizont nur die Abhägigkeit der Lagerungsdichte vom Humusgehalt berücksichtigt werden. Sekundäre Strukturen z.B. durch Aggregatbildung oder Makroporen bleiben somit unberücksichtigt.

Zunächst kann der C_{org}-Gehalt in einen Humusgehalt h_B umgerechnet werden, in dem mit dem Faktor 1,72 multipliziert wird (AG Boden 1994). Von einer Basislagerungsdichte L_{dbas} und einer Dichte des Humus ρ_h vom 0,17 g cm^{-3} (Schlichting et al. 1995) ausgehend, kann die Lagerungsdichte L_d folgendermaßen errechnet werden:

$$L_d = \rho_h h_B + L_{dbas}(1 - h_B) \qquad \text{Gl. 4.28}$$

Die Basislagerungsdichte für den A-Horizont wurde mit 1,33 g cm^{-3} angenommen, so daß das arithmetische Mittel der Porosität des gesamten Punktdatensatzes 0,523 entspricht (mittlere L_d: 1,27 g cm^{-3}). Für den B-Horizont wird ein Wert von 1,39 g cm^{-3} ohne horizontale Variabilität angenommen. Hier lagen nur Messwerte an vier Punkten vor. Für eine Interpolation sind dies deutlich zu wenig Punkte, so daß lediglich ein arithmetisches Mittel gebildet wurde.

4.2.3 Geomorphometrische Strukturen

Die geomorphometrischen Strukturen wurden auf Basis eines digitalen Geländemodells (DGM), das im Rahmen des Graduiertenkollegs 437 und des Sonderforschungsbereichs 350 beschafft wurde, abgeleitet. Das DGM basiert auf einer Laserscannermesssung.

Die Güte des DGM hat einen Einfluß auf die Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen Relief und Boden (Thompson et al. 2001). Das Raster-DGM mit einer horizontalen Auflösung von 5 m wurde aus einem unregelmäßigen Punktdatensatz mit einem mittleren Punktabstand von 3,2 m interpoliert. Das arithmetische Mittel der vertikalen Genauigkeit ist mit –7,1 cm angegeben. Diese Eckdaten werden als ausreichend für die hier betrachtete Skala angesehen.

Die in dieser Studie benutzten Verfahren zur Berechnung der Reliefparameter sind in verschiedenen Systemen implementiert. Die Geographischen Informationssysteme GRASS und Arc/Info™ sowie das System zur automatischen Reliefanalyse (SARA, Köthe & Lehmeier 1993) und das DIGEM (Conrad 2001, http://www.geogr.uni-goettingen.de/pg/saga/digem/) wurden benutzt.

4.2.3.1 Primäre Parameter

Als primäre Parameter werden hier solche bezeichnet, die ohne Berücksichtigung weiterer Parameter mit Hilfe des DGM berechnet werden.

- Die Höhe in m ü. NN oder als **relative Höhe** H_r im Bezug zum niedrigsten Punkt des Untersuchungsgebiets kann als ein Indikator für die potentielle Energie betrachtet werden.
- Die **Hangneigung** β ist der Winkel zwischen Geländeoberfläche und der Horizontalen (Zevenbergen & Thorne 1987). Sie beeinflußt als Gradient die Geschwindigkeit des hangabwärtsgerichteten Transports von Bodenmaterial.
- Die Exposition φ ist die Richtung des Gefälles als Abweichung von der Nordrichtung (Zevenbergen & Thorne 1987). Um diese als ein Maß für das Potential der Fläche Strahlung aufzunehmen κ_p zu benutzen, wird nur die Abweichung des Winkels von der Nordrichtung berücksichtigt:

$$\kappa_p = 0{,}5(1 + \sin(\varphi - 90°)) \qquad \text{Gl. 4.29}$$

- Die **Horizontalkrümmung** K_h ist die Krümmung (Kehrwert der Wölbung) in Hangstreichrichtung (Conrad 2001) und beschreibt die Konvergenz (konkav) bzw. Divergenz (konvex) von Fließprozessen.
- Die **Vertikalkrümmung** K_v ist die Krümmung in Richtung der Hangneigung (Conrad 2001). Im Bereich vertikal konkaver Krümmung akkumuliert sich Bodenmaterial, während dieses bei vertikal konvexer Krümmung eher abgetragen wird.
- Das **spezifische Einzugsgebiet** a beruht auf der Ermittlung der Einzugsgebietsgröße einer Rasterzelle über die Fließrichtung. Hier gelangte der Multiple Flow Direction-Algorithmus (MFD) von Freeman (1991) zur Anwendung. Durch die Verfolgung des Fließweges hangaufwärts wird die Größe des Einzugsgebietes ermittelt. Diese wird dann durch die Länge der Isohypse, über die der Abfluß stattfindet, dividiert. Dieser Parameter weist eine schiefe Häufigkeitsverteilung auf und wurde daher über den natürlichen Logarithmus transformiert. Das spezifische Einzugsgebiet gibt über die Größe des hangaufwärts gelegenen Gebiets einen Hinweis auf die zu erwartende Zuflußmenge.
- Die **Fließlänge** F_{lv} (GRASS, Mitasova et al. 1995) ist die Länge des Fließweges von einer Rasterzelle zum **Vorfluter**. Der Vorfluter wird vorher über einen Schwellenwert des spezifischen Einzugsgebiets ermittelt. Diese Fließlänge beschreibt die Wahrscheinlichkeit von Erosion bzw. Akkumulation von Material.

- Die **Fließlänge** F_{lw} ist die Länge des Fließweges von der **Wasserscheide** zur Rasterzelle (GRASS, Mitasova et al. 1995) und gibt ebenfalls einen Hinweis auf Erosion oder Akkumulation von Sediment.
- Der **Divergenz/Konvergenz-Index** DKI ist die Abweichung der Exposition aller betrachteten Nachbarzellen von der Richtung zur zentralen Rasterzelle (Köthe & Lehmeier 1996, Conrad 2001). Dieser ist ebenfalls als ein Maß für die Konvergenz bzw. Divergenz von Flüssen zu sehen.

*Tabelle 4.3: Korrelationsmatrix der primären Parameter, H_r=relative Höhe, β=Neigung, κp= potentielle Einstrahlung, K_h=Horizontalkrümmung, K_v=Vertikalkrümmung, a=spezifisches Einzugsgebiet, F_{lv}=Fließlänge zum Vorfluter, F_{lw}=Fließlänge zur Wasserscheide, DKI=Divergenz/Konvergez-Index, alle mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	H_r	β	κ_p	K_h	K_v	ln(a)	F_{lv}	F_{lw}	DKI
H_r	1,00								
β	-0,58*	1,00							
κ_p	0,19*	-0,24*	1,00						
K_h	0,04	-0,03	0,01	1,00					
K_v	0,12*	-0,06	0,00	0,28*	1,00				
ln(a)	-0,14*	0,15*	-0,07	-0,55*	-0,26*	1,00			
F_{lv}	0,36*	-0,29*	-0,02	0,13*	0,14*	-0,25*	1,00		
F_{lw}	-0,42*	0,20*	0,03	-0,08	-0,08	0,30*	-0,32*	1,00	
DKI	0,14*	-0,09	0,00	0,61*	0,64*	-0,55*	0,19*	-0,13*	1,00

Da mit diesen Parametern die Zusammenhänge zwischen Relief und Bodeneigenschaften aufgezeigt und in multiplen Regressionen verwendet werden sollen, wurde der Korrelationskoeffizient der primären Parameter untereinander errechnet (s. Tab. 4.3). Hier fällt zunächst die Korrelationen zwischen Neigung und Höhe auf, was im wesentlichen auf die niedrigen Neigungen im östlichen hochplateauartigen Bereich des Einzugsgebiets zurückzuführen ist (s. Abb. 4.5). Ferner ist der Logarithmus des spezifischen Einzugsgebiets schwach mit der Horizontalkrümmung korreliert, da in konvergenten Bereichen große spezifische Einzugsgebiete zu finden sind. Der Divergenz-Konvergenz-Index hat eine ähnliche räumliche Struktur wie die Horizontal- und Vertikalkrümmung sowie der Logarithmus des spezifischen Einzugsgebiets.

Insgesamt ist festzustellen, daß die Korrelationsmatrix die weitere Verwendung aller primären Parameter rechtfertigt, da keine starken linearen Zusammenhänge festzustellen sind.

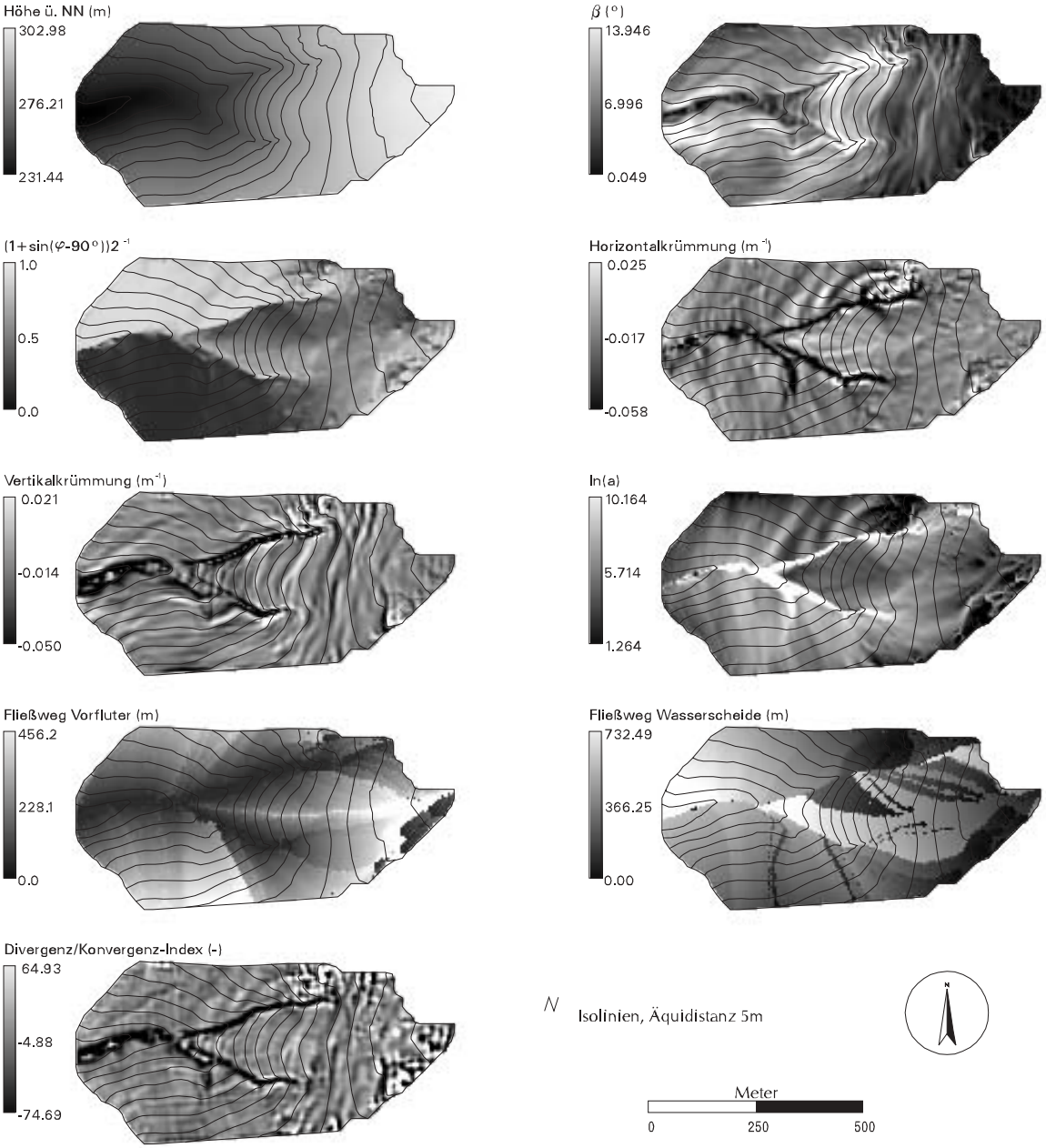


Abbildung 4.5: Die räumliche Struktur der primären Reliefparameter, β=Neigung, φ=Exposition, a=spezifisches Einzugsgebiet

4.2.3.2 Sekundäre Parameter

Bei sekundären oder auch zusammengesetzten Reliefparametern werden primäre Parameter miteinander verknüpft.

- Das **Einzugsgebietsgefälle** β(a) ist die mittlere Neigung des spezifischen Einzugsgebiets der betrachteten Rasterzelle (Conrad 2001). Es mittelt über die Gradienten für laterale Transportvorgänge im Einzugsgebiet.

- Die **Reliefenergie** $H_r(a)$ ist die mittlere Höhendifferenz zwischen der Rasterzelle und den Zellen des spezifischen Einzugsgebiets (Conrad 2001). Sie beschreibt die für Verlagerungsprozesse vorhandene potentielle Energie des Einzugsgebiets.
- Der **topographische Index** $\ln(a/\tan\beta)$ stammt aus der hydrologischen Modellierung (Beven & Kirkby 1979). Unter bestimmten Voraussetzungen (horizontal homogene Bodenmächtigkeit und hydraulische Leitfähigkeit des Bodens, exponentielle Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe, etc.) lässt sich der Bereich des Einzugsgebiets ermitteln, in dem der Boden über das gesamte Profil gesättigt ist. Über die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion des topographischen Indices wird dann in Abhängigkeit vom Niederschlagsereignis der Flächenanteil des Einzugsgebiets bestimmt, auf dem Sättigungsflächenabfluß stattfindet. Allgemeiner formuliert gibt der Index Auskunft über das Verhältnis von der Zuflußmenge (spezifisches Einzugsgebiet, s. voriges Kapitel) zum für den Weitertransport zur Verfügung stehenden Gradienten β. Es handelt sich wohl um den am meisten verwendeten zusammengesetzten Reliefparameter, der häufig auch in leicht abgewandelter Form (z.B. als compound topographic index $CTI=a/\beta$) benutzt wird.
- Die **Abflußintensität** $a \tan\beta$ wird häufig im Zusammenhang mit linearer Erosion verwendet, da hier eine Kombination aus großem Einzugsgebiet und starker Hangneigung ein hohes Erosionspotential aufweist (Moore et al. 1988b).
- Der **Einstrahlungswinkel** $\varphi`$(Moore et al. 1988a, Lehmann 1995) als Maß für einen potentiellen Strahlungsinput berücksichtigt neben der Expostion φ auch die Neigung β der Rasterzelle. Hier werden der Abstand zur Sonne und der Neigungswinkel der Sonne vernachlässigt. Der Breitengrad δ kann in kleinen Gebieten, wie dem hier betrachteten Einzugsgebiet Berrensiefen, als konstant angenommen werden. Der Einstrahlungswinkel ergibt sich dann aus folgenden Gleichungen:

$$
\begin{aligned}
b &= 1 + \sin^2\beta \cos^2\varphi \\
c &= 2 \sin\beta \cos\beta \cos\varphi \sin\delta \\
d &= \cos^2\beta \sin^2\delta - 1 \\
\varphi` &= \arccos\left[\frac{-c + \sqrt{c^2 - 4bd}}{2b}\right]
\end{aligned}
\qquad \text{Gl. 4.30}
$$

Die Korrelationsmatrix der sekundären Parameter (s. Tab. 4.4) weist auf sehr schwache bis schwache Korrelationen unter den Parametern hin.

Tabelle. 4.4: Korrelationsmatrix der sekundären Parameter, β(a)=mittleres Einzugsgebietsgefälle, H_r(a)=Reliefenergie, a=spezifisches Einzugsgebiet, β=Neigung, φ`=Einstrahlungswinkel, alle Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant

	β(a)	H_r(a)	ln(a/tanβ)	a tanβ	φ`
β(a)	1,00				
H_r(a)	0,50	1,00			
ln(a/tanβ)	-0,25	0,46	1,00		
a tanβ	0,08	0,52	0,45	1,00	
φ`	0,12	0,22	0,07	0,12	1,00

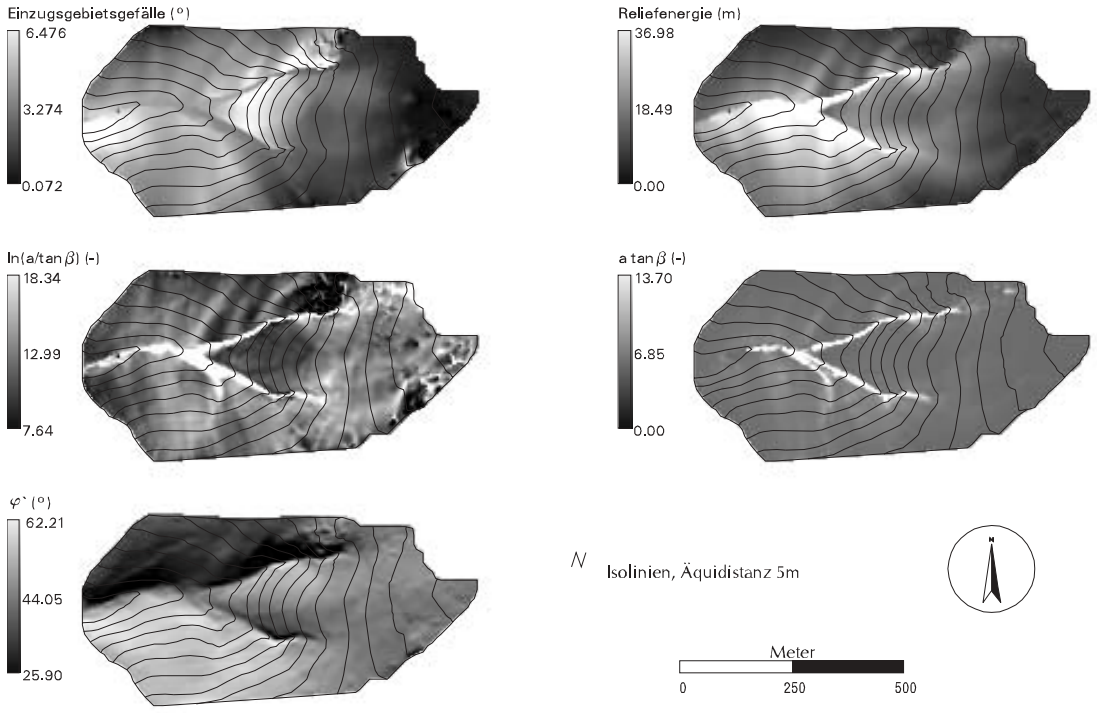


Abbildung 4.6: Die räumliche Struktur der sekundären Reliefparameter, β=Neigung, φ´=Einstrahlungswinkel, a=spezifisches Einzugsgebiet

4.2.3.3 Tertiäre Parameter

Die hier als tertiäre Parameter bezeichneten morphometrischen Einheiten sind diskrete Flächeneinheiten deren Abgrenzung im wesentlichen über Schwellenwerte primärer Reliefparameter erfolgt. Hier wurden zwei Ansätze verfolgt:

a) die Ausweisung geomorphometrischer flächenhafter Einheiten mit dem System zur Automatischen Reliefanalyse (SARA, Köthe & Lehmeier 1993)
b) die Ableitung von Reliefeinheiten (geometrische Hangform (Ruhe 1975) bzw. Formelemente (Dikau 1988)) mittels Klassifizierung von Horizontal- und Vertikalwölbung.

Morphometrische Einheiten haben gegenüber primären oder sekundären Parametern den Vorteil, daß sie möglicherweise eine Anzahl von pedogenetischen Prozessen abbilden können (Park et al. 2001), da hier neben einer rein geometrischen oft auch eine topologische Information enthalten ist. So sind horizontal und vertikal konkave Bereiche üblicherweise nahe der Tiefenlinie zu finden. Hier laufen z.B. durch die Nähe zur lokalen Erosionsbasis andere Prozesse ab als an einem vertikal und horizontal konvexen Bereich am Hang, was über einen rein geometrischen Parameter wie die Wölbung nicht erfaßt werden kann.
Unter der Annahme, daß die räumliche Verbreitung der betrachteten Bodeneigenschaften kontinuierlich ist, sind diskrete Flächeneinheiten als Kovariablen nur eingeschränkt verwendbar. Daher wurden die Reliefeinheiten über ein gleitendes Flächenmittel in eine unscharfe Klassenzugehörigkeit umgewandelt (Ameskamp 1997). Dadurch entsteht ein geglättetes Bild der Ausgangsstruktur (s. Abb. 4.7), wobei jede Rasterzelle eine Information über ihre Umgebung enthält. So haben Rasterzellen die sehr weit im Inneren einer Flächeneinheit liegen eine hohe Zugehörigkeit zur ursprünglichen Klasse der Flächeneinheit. Liegt die Rasterzelle am Rand einer Flächeneinheit, so verschiebt sich die Zugehörigkeit in Richtung der Klasse der angrenzenden Flächeneinheit. Für das gleitende Mittel wurde ein runder Kernel je nach Kategorie wechselnder Größe (Radius 1 bis 4 Rasterzellen) benutzt. Die nominal skalierten Flächeneinheiten werden als dimensionslose Indizes bearbeitet (s. Tab. 4.5 und 4.6).

- Die **SARA-Kategorie 1** gliedert das Relief in Hangfallrichtung, und zwar in die Klassen Scheitel-, Hang– und Senkenbereich. Die Ausweisung dieser Klassen basiert auf sogenannten Neigungsrichtungsprofilen zwischen der Kulminationslinie und der Tiefenlinie, wobei vom System automatisch ermittelte Schwellenwerte als Kriterium dienen. Der Senkenbereich ist ein flacher Bereich in der Nähe des Vorfluters bzw. der Tiefenlinie. Die Grenze des Senkenbereichs wird anhand der konkaven Neigungsunstetigkeit innerhalb einer niedrigen Höhe über der Tiefenlinie gezogen. Der Scheitelbereich ist ein flacher Bereich, der die Kulminationslinie einschließt. Die Grenze orientiert sich hier an konvexen Neigungsunstetigkeiten. Die Fläche zwischen Scheitel- und Senkenbereich wird als Hangbereich betrachtet.
- Die **SARA Kategorie 2** gliedert das Relief in Hangstreichrichtung**.** Konvergenz-, Intermediär- und Divergenzbereiche werden über automatisch ermittelte Schwellenwerte der Horizontalwölbung ausgewiesen. Konvergenzbereiche weisen eine horizontal konkave Wölbung auf, während Divergenzbereiche horizontal konvex sind.

- Die **SARA Kategorie 3** gliedert das Relief auf Grund der Abfolge der Wölbung bei Neigungsunstetigkeiten (Böhner et al. 1998). Entscheidend ist die Art der Neigungsunstetigkeit. Es werden vier Typen von Neigungsunstetigkeiten ausgegliedert: konvex (X), konkav (V), obere Begrenzung des Profils (O) und untere Begrenzung des Profils (U). Daraus ergeben sich 8 mögliche Abfolgen im betrachteten Neigungsrichtungsprofil: O-X, O-V, X-X, X-V, V-V, V-X, V-U, X-U
- Aus der **Verschneidung** der **SARA Kategorien 1 und 2** entstehen neun Kombinationen von Flächeneinheiten (s. Tab. 4.5), so daß jede Rasterzelle die Information über beide Kategorien beinhaltet.

Tabelle 4.5: Index aus der Verschneidung der SARA Kategorien 1 und 2

		Kategorie 1		
		Senke	Hang	Scheitel
Kategorie 2	Konvergent	1	2	3
	Intermediär	4	5	6
	Divergent	7	8	9

- Die Formelemente wurden über einen Schwellenwert der Horizontal- und Vertikalwölbung von 400 m ausgegliedert, da sich so ein sinnvolles Verhältnis zwischen den Flächenanteilen der einzelnen Formelemente ergab. Zuvor wurde das DGM über ein gleitendes Flächenmittel geglättet, um eine zu starke Zersplitterung in sehr kleine Flächeneinheiten zu verhindern. Es entstehen ebenfalls 9 Klassen, die den neun Klassen aus der Verschneidung der SARA-Kategorien 1 und 2 auch vom Konzept her ähnlich sind, wobei die Formelemente klarer definiert sind.

Tabelle 4.6: Index der Formelemente

		Vertikal		
		Konvex	Gestreckt	Konkav
Horizontal	Konvex	1	2	3
	Gestreckt	4	5	6
	Konkav	7	8	9

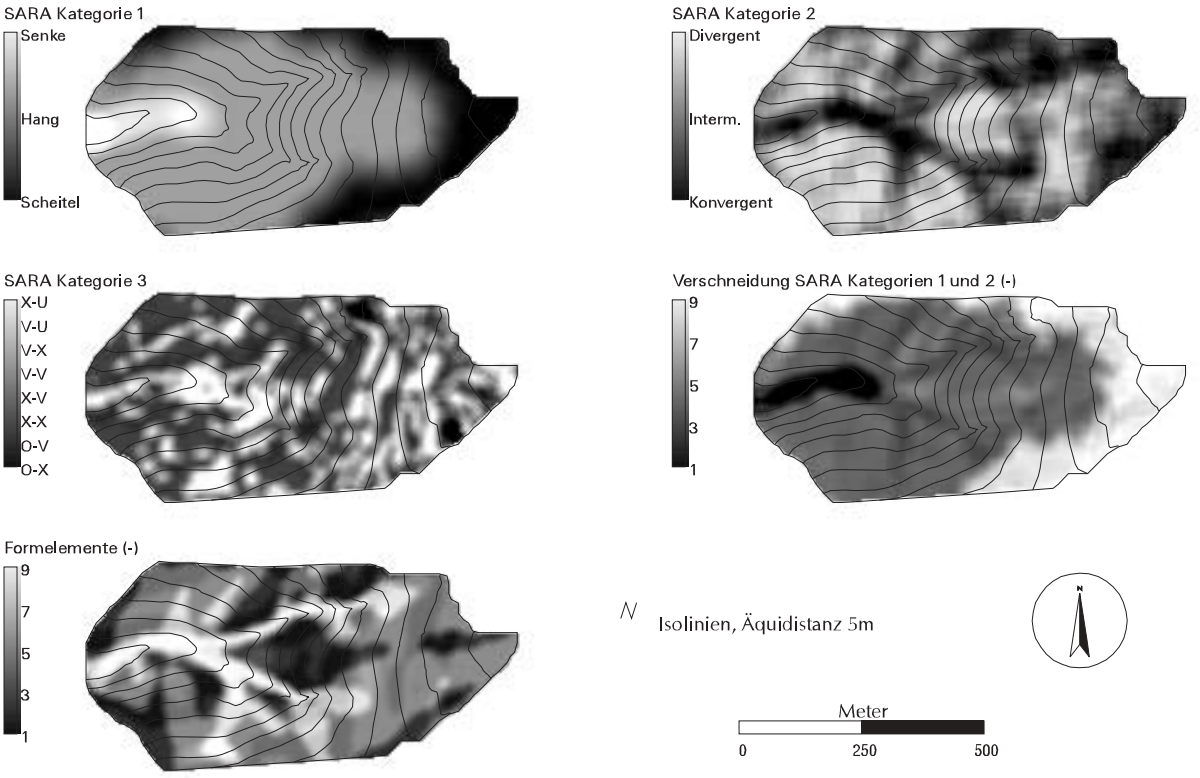


Abbildung 4.7: Die räumliche Struktur der morphometrischen Einheiten

4.2.4 Regionalisierung auf Basis des indirekten Verfahren

Beim indirekten Verfahren werden zuerst folgende Bodeneigenschaften unter Verwendung von geomorphometrischen Strukturen und einer klassifizierten Nutzung (s. Abb. 3.1) regionalisiert: Mächtigkeit, Ton-, Schluff-, Sand- und C_{org}-Gehalt des A-Horizonts sowie Mächtigkeit, Ton-, Schluff-, Sand- und Skelettgehalt des B-Horizonts. Auf die so regionalisierten Bodeneigenschaften werden dann die Pedotransferfunktionen angewendet.

4.2.4.1 Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und geomorphometrischen Strukturen

Die Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und geomorphometrischen Strukturen werden in zahlreichen Arbeiten in einem regressionsstatistischen oder geostatistischen Verfahren für die Regionalisierung der Bodeneigenschaften genutzt (Thompson et al. 2001). Relativ deutliche Zusammenhänge zu Reliefparametern ergeben sich für Bodeneigenschaften dann, wenn laterale Prozesse wie z.B. Erosion oder Solifluktion die räumliche Ausprägung einer Bodeneigenschaft maßgeblich beeinflußt haben. Die Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und geomorphometrischen Strukturen werden üblicherweise dadurch untersucht, daß der Punktdatensatz zu Reliefparametern (s. Kap. 4.2.3) in Beziehung gesetzt wird. Annahme ist dabei, daß ein Reliefparameter oder eine Kombination aus mehreren einen bodenbildenden Prozeß abbilden.

Aus der Literatur (s. Tab. 4.7) ist kein systematischer Zusammenhang zwischen den hier untersuchten Zielvariablen und den aufgeführten Kovariablen erkennbar. Das resultiert zum einen aus der z.T. subjektiven Auswahl von Kovariablen für die Regionalisierung einer Zielvariablen auf einer bestimmten Skale. Neben der Skalenabhängigkeit spielt auch die vom Gebiet abhängige Dominanz eines bodenbildenden Prozesses für eine Bodeneigenschaft eine Rolle. Ein global gültiger Zusammenhang zwischen Bodeneigenschaften und einem Reliefparameter ist nicht herzustellen.

In dieser Arbeit wird ein Satz von 19 Reliefparametern mit den Zielvariablen korreliert. Die Berechnung dieser Parameter und der Zusammenhang den sie zu Bodeneigenschaften aufweisen können wird im einzelnen im Kapitel 4.2.3 erläutert. Generell werden grundlegende Reliefparameter wie Neigung, Exposition, Krümmung, etc. sowie unscharf klassifizierte Reliefeinheiten, die ein ganzes Geflecht von bodenbildenden Prozessen beschreiben, zu den Bodeneigenschaften in Beziehung gesetzt. Ferner wird ein Zusammenhang zwischen Reliefparametern vermutet, die einen Fließprozeß beschreiben und üblicherweise für hydrologische Fragestellungen verwendet werden (z.B. $\ln(a/\tan\beta)$). Einer

der zentralen geomorphologischen Prozesse im Untersuchungsgebiet ist im Hinblick auf das Ausgangssubstrat die Entstehung von Solifluktionsdecken im periglazialen Milieu. Die Annahme ist, daß die Entstehung der Fließerden und somit die räumliche Ausprägung von Bodeneigenschaften wie z.B. die Korngrößenzusammensetzung zum Teil durch Reliefparameter, die Fließprozesse beschreiben, erklärt werden können.

Tabelle 4.7: Verwendung von Reliefparametern für die Regionalisierung von Bodeneigenschaften, β=Neigung, W_h=Horizontalwölbung, W_v=Vertikalwölbung, W_t=Tangentialwölbung, a=spezifisches Einzugsgebiet, F_{lw}=Fließlänge Wasserscheide, φ=Exposition, H= Höhe ü. NN, H_r=relative Höhe REG=Regression, GEO=Geostatistik, r²=Bestimmtheitsmaß

Zielvariable	Kovariable(n)	Ansatz	Autor(en)
Tongehalt Oberboden	β, W_h, W_v, a tanβ, ln(a/tanβ)	Fuzzy clustering	De Bruin & Stein 1998
Tongehalt 0-20cm	β, W_h, W_v	REG r²=0,16	Lark 1999
Schluffgehalt	β, ln(a/tanβ), W_v	REG r²=0,64	Moore et al. 1993
Sandgehalt 0-20cm	β, W_h,W_v	REG r²=0,64	Lark 1999
Sandgehalt	β, ln(a/tanβ), W_v	REG r²=0,50	Moore et al. 1993
C_{org} 0-20cm	β, W_h,W_v	REG r²=0,11	Lark 1999
C_{org}	φ, ln(a/tanβ), a tanβ	REG r²=0,48	Moore et al. 1993
Mächtigkeit A-Horizont	ln(a)	REG r²=0,46	Ryan et al. 2000
Mächtigkeit A-Horizont	W_v, W_t, a/β	REG r²=0,59	Thompson et al. 2001
Mächtigkeit A-Horizont	β, ln(a/tanβ)	REG r²=0,50	Moore et al. 1993
Skelettgehalt Oberboden	β, W_h, W_v, ln(a), ln(F_{lw})	REG r²=0,83 u. GEO	Odeh et al. 1994
Tongehalt Unterboden	β, W_h, W_v, ln(a), ln(F_{lw})	REG r²=0,42u. GEO	Odeh et al. 1994
Tongehalt 40-70cm	β, W_h, W_v	REG r²=0,17	Lark 1999
Sandgehalt 40-70cm	β, W_h, W_v	REG r²=0,26	Lark 1999
Skelettgehalt B-Horizont	W_h(a), β, Degradationsindex, ln(Abflußgebiet)	REG r²=0,63	Ryan et al. 2000
Mächtigkeit Boden	β, H, H_r, ln(a/tanβ)	REG	Ryan et al. 2000
Mächtigkeit Boden	β, W_h, W_v, ln(a), ln(F_{lw})	REG r²=0,47 u. GEO	Odeh et al. 1994
Mächtigkeit Solum	β, W_h, W_v, ln(a), ln(F_{lw})	REG r²=0,41 u. GEO	Odeh et al. 1994
Horizontmächtigkeit	β	GEO	Bourennane et al. 1996
Horizontmächtigkeit	β	GEO	Bourennane et al. 2000
C_{org} 20-80cm	β, W_h, W_v	REG r²=0,08	Lark 1999

Zur Regionalisierung im indirekten Verfahren wurden zunächst die Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und Reliefparametern errechnet, um lineare Zusammenhänge, die später im Rahmen der Regression genutzt werden, zu ermitteln. Dazu wurden die

Punktdatensätze und der Wert des Reliefparameters der jeweiligen Rasterzelle (25 m²), in der sich der Punkt befindet, benutzt. Zwischen den primären Reliefparametern und den Zielvariablen ergeben sich insgesamt relativ niedrige Korrelationskoeffizienten (s. Tab. 4.8). Der in der Literatur viel benutzte Parameter Neigung (β) weist nur sehr schwache Korrelationen zu den betrachteten Bodeneigenschaften auf. Die relative Höhe weist dagegen einen negativen Zusammenhang mit den Schluffgehalten von A- und B-Horizont auf. Dieser Zusammenhang beruht möglicherweise auf einer Zonierung der Lößbeimengung am Hang. Im Bereich des Oberhangs wurde weniger Löß deponiert als an den unteren Hangbereichen, wo er auch noch zusätzlich durch lateralen Transport akkumuliert wird. Die Sandgehalte von A- und B-Horizont korrelieren entsprechend positiv mit der relativen Höhe, da Sand- und Schluffgehalt innerhalb eines Horizontes stark negativ miteinander korrelieren (s. Tab. 4.2). Weitere Erklärungsmöglichkeit bietet der Reliefparameter Fließlänge zur Wasserscheide für die Schluff- und Sandgehalte des A- und B-Horizonts. Große Transportdistanzen erhöhen hier die Wahrscheinlichkeit, daß es zu einer Akkumulation von Schluff gekommen ist.

Von den Kornfraktionen weisen die Tongehalte beider Horizonte insgesamt keine verwertbaren Korrelationskoeffizienten zu den primären Reliefparametern auf. Die Mächtigkeit des B-Horizonts korreliert schwach mit der Horizontalkrümmung und dem natürlichen Logarithmus des spezifischen Einzugsgebiets. Die räumlichen Strukturen im Punktdatensatz von C_{org}, Skelettgehalt und Mächtigkeit des A-Horizonts lassen sich nur unzureichend durch die berechneten primären Reliefparameter erklären.

*Tabelle 4.8: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und primären Reliefparametern, H_r=relative Höhe, β=Neigung, κp= potentielle Einstrahlung, K_h=Horizontalkrümmung, K_v=Vertikalkrümmung, a=spezifisches Einzugsgebiet, F_{lv}=Fließlänge Vorfluter, F_{lw}=Fließlänge Wasserscheide, DKI=Divergenz/Konvergez-Index, C_{org}=organischer Kohlenstoffgehalt, Mächt.=Mächtigkeit, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99%-Niveau signifikant, die mit ** versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	A-Horizont					B-Horizont				
	Ton	Schluff	Sand	C_{org}	Mächt.	Ton	Schluff	Sand	Skelett	Mächt.
H_r	-0,14	-0,70**	0,70**	0,08	-0,24	0,31*	-0,66**	0,55**	0,14	-0,29
β	-0,03	0,19	-0,17	-0,01	-0,02	-0,25	0,20	-0,10	0,02	-0,07
κ_p	0,31*	-0,01	-0,09	0,07	-0,11	0,04	0,10	-0,12	0,25	0,06
K_h	-0,22	0,06	0,01	0,21	-0,30*	-0,26	-0,04	0,15	-0,01	-0,34*
K_v	-0,12	-0,24	0,27	-0,04	-0,05	-0,01	-0,18	0,19	0,02	-0,09
ln(a)	0,09	0,04	-0,06	-0,25	0,30*	0,10	0,05	-0,10	-0,17	0,43**
F_{lv}	-0,40**	-0,22	0,33*	-0,07	0,00	-0,12	-0,10	0,15	0,09	-0,07
F_{lw}	0,09	0,45**	-0,49**	0,02	0,13	-0,26	0,37*	-0,31*	-0,16	0,01
DKI	-0,19	-0,14	0,19	0,10	-0,25	-0,14	-0,12	0,18	0,07	-0,20

Unter den sekundären Reliefparametern weisen die Schluff- und Sandgehalte eine schwache Korrelation zum Einzugebietsgefälle auf. Alle anderen Bodeneigenschaften sind auch durch die sekundären Reliefparameter nicht ausreichend zu beschreiben (s. Tab. 4.9).

*Tabelle 4.9: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und sekundären Reliefparametern, β(a)=Einzugsgebietsgefälle, H_r(a)=Reliefenergie, a=spezifisches Einzugsgebiet, β=Neigung, φ`=Einstrahlungswinkel, C_{org}=organischer Kohlenstoffgehalt, Mächt.=Mächtigkeit, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99%-Niveau signifikant, die mit ** versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	A-Horizont					B-Horizont				
	Ton	Schluff	Sand	C_{org}	Mächt.	Ton	Schluff	Sand	Skelett	Mächt.
β(a)	0,10	0,41*	-0,42*	0,02	0,13	-0,25	0,46**	-0,37*	-0,16	0,01
H_r(a)	0,13	0,19	-0,22	-0,15	0,24	-0,03	0,19	-0,18	-0,23	0,36*
ln(a/tanβ)	0,12	-0,05	0,01	-0,20	0,26	0,20	-0,05	-0,03	-0,17	0,40**
a tanβ	0,15	-0,09	0,04	-0,14	0,10	0,05	-0,06	0,04	-0,14	0,13
φ`	-0,28	-0,03	0,11	-0,11	0,10	-0,05	-0,11	0,14	-0,17	-0,05

Bei den tertiären Reliefparametern (unscharf klassifizierte geomorphometrische Einheiten) weisen die Tongehalte von A- und B-Horizont eine schwache Korrelation zur Kategorie 2 des Systems zur automatischen Reliefanalyse auf (s. Tab. 4.10). Danach sind hohe Tongehalte in den horizontal konkaven Bereichen zu finden. Ferner ist die Mächtigkeit des B-Horizonts mit der Gliederung des Reliefs in Formelemente korreliert. In den horizontal und vertiakal konkaven Bereichen sind hohe Mächtigkeiten vorzufinden, während in den gestreckten und horizontal sowie vertikal konvexen Bereichen geringmächtige B-Horizonte festgestellt wurden.

*Tabelle 4.10: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und morphometrischen Einheiten, C_{org}=organischer Kohlenstoffgehalt, Mächt.=Mächtigkeit, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99%-Niveau signifikant, die mit ** versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	A-Horizont					B-Horizont				
	Ton	Schluff	Sand	C_{org}	Mächt.	Ton	Schluff	Sand	Skelett	Mächt.
Verschneidung 1 u. 2	-0,19	-0,34*	0,38*	0,01	-0,21	0,07	-0,40**	0,38*	-0,01	-0,28
Kategorie 1	0,04	0,11	-0,12	-0,06	0,10	-0,31*	0,25	-0,13	-0,05	0,07
Kategorie 2	-0,51**	0,10	0,05	-0,12	-0,09	-0,44**	0,08	0,10	-0,06	-0,14
Kategorie 3	0,02	-0,01	0,00	0,02	0,13	-0,09	0,05	-0,02	-0,06	0,11
Formelemente	0,16	0,16	-0,20	-	0,27	0,11	0,26	-0,32*	-	0,53**

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß insbesondere die primären und die tertiären Parameter relativ hohe Korrelationskoeffizienten zu den Bodeneigenschaften aufweisen. Von den berechneten Reliefparametern, die Fließprozesse beschreiben (a, ln(a), F_{lv}, F_{lw}, DKI, β(a),

$H_r(a)$, $\ln(a/\tan\beta)$ und $a \tan\beta$), bieten nur das Einzugsgebietsgefälle $\beta(a)$ und die Länge des Fließweges bis zur Wasserscheide F_{lw} verwendbare Korrelationen.

Nach Auswertung der Korrelationen besteht für die Bodeneigenschaften Ton- , Schluff- und Sandgehalt beider Horizonte und die Mächtigkeit des B-Horizonts die Möglichkeit der Nutzung von Reliefparametern für die Regionalisierung. Im weiteren werden einzelne Reliefparameter für eine singuläre nichtlineare bzw. lineare Regression oder eine Auswahl von Reliefparametern für eine multiple lineare Regression herangezogen. Dabei wurden die unabhängigen Variablen schrittweise hinzugefügt bis der optimale Satz von Reliefparametern ermittelt wurde. Als Kriterium wurde dafür das Bestimmtheitsmaß herangezogen. Für die multiplen Regressionen wurde die REG-Prozedur des SAS™-Software Pakets genutzt. Alle Regressionen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant.

$$
\begin{aligned}
T_a &= -350{,}84 + 0{,}0365K_2 - 9*10^{-7}K_2{}^2 && r^2=0{,}26 \\
U_a &= 42{,}57 + 178{,}67\beta(a) + 0{,}0199F_{lw} + 0.0206F_e && r^2=0{,}30 \\
S_a &= 39{,}96 - 185{,}70\beta(a) - 0{,}0227F_{lw} - 0.1439F_e && r^2=0{,}35 \\
T_b &= 119{,}3 - 0.0045K_2 && r^2=0{,}19 \\
U_b &= 35{,}54 + 251{,}46\beta(a) + 0{,}0172F_{lw} + 0.4601F_e && r^2=0{,}31 \\
S_b &= 41{,}72 - 185{,}02\beta(a) - 0{,}0124F_{lw} - 0.8216F_e && r^2=0{,}24 \\
M_b &= 30{,}33 + 14{,}23F_e - 1.014F_e{}^2 && r^2=0{,}36
\end{aligned}
\qquad \text{Gl. 4.31}
$$

T_a	=	Tongehalt A-Horizont	M_b	=	Mächtigkeit B-Horizont
U_a	=	Schluffgehalt A-Horizont	K_2	=	Kategorie 2 SARA
S_a	=	Sandgehalt A-Horizont	$\beta(a)$	=	Einzugsgebietsgefälle
T_b	=	Tongehalt B-Horizont	F_{lw}	=	Fließweg Wasserscheide
U_b	=	Schluffgehalt B-Horizont	F_e	=	Formelemente
S_b	=	Sandgehalt B-Horizont			

4.2.4.2 Räumliche Variabilität von Bodeneigenschaften

Die Zielvariablen C_{org}–Gehalt und Mächtigkeit des A-Horizonts sowie der Skelettgehalt des B-Horizonts weisen keine verwendbaren Korrelationen zu den betrachteten Reliefparametern auf. Der bodenbildende Faktor Relief spielt bei der räumlichen Variabilität dieser Bodeneigenschaften eine untergeordnete Rolle. Aus bodengenetischer Sicht sind die Eingriffe des Menschen hier der entscheidendere Faktor. Die C_{org}-Gehalte und Mächtigkeiten des Oberbodens hängen von der Nutzung ab. So weisen Böden unter Wald tendenziell höhere C_{org}-Gehalte auf als Weidestandorte. Die Mächtigkeiten des A-Horizonts sind unter Wald

meist geringer als unter einer Weidenutzung. Ferner kann eine ehemalige Ackernutzung mit Pflügen für einen mächtigeren A-Horizont gesorgt haben. Um dies in einem geostatistischen Ansatz zu berücksichtigen kann die klassifizierte Nutzung (s. Abb. 3.1) mittels Kriging der Flächenresiduen (s. Kap. 4.2.1) hinzugezogen werden (Scheinost et al. 1997). Dabei werden die Abweichungen der Punktwerte (Residuen) vom jeweiligen Flächenmittelwert für die Interpolation benutzt. Danach wird der Flächenmittelwert wieder addiert.

Da die Beprobungsdichte nicht ausreicht, um sinnvoll innerhalb aller Nutzungsklassen Mittelwerte zu bilden, wurden die einzelnen Klassen räumlich so zusammengefaßt, daß nur noch zwischen Wald- und Weidenutzung differenziert wird. Die Laubwaldbereiche in der Nähe des Vorfluters wurden der Weidenutzung zugewiesen, da sich dort durch die geringen Bestände nicht die für einen Wald typische Humusform entwickelt hat, und auch die Mächtigkeit des A-Horizonts eher für eine Weidenutzung charakteristisch ist.

Für das Untersuchungsgebiet wird also lediglich zwischen Wald- und Weidenutzung differenziert. Das Flächenmittel der C_{org}-Gehalte beträgt 4,24 Gew.-% (σ^2=2,34) für den Wald und 3,21 Gew.-% (σ^2=0,27) für die Weidenutzung, für die Mächtigkeit des A-Horizonts respektive 8,80 cm (σ^2=15,20) und 14,12 cm (σ^2=12,86). Die Ergebnisse des Ordinary Krigings der Flächenresiduen sind in Abb. 4.10 dargestellt.

Für den Skelettgehalt des B-Horizonts wurden keine räumlichen Kovariablen gefunden. Hier wird ein Ordinary Kriging durchgeführt.

Voraussetzung für die geostatistischen Verfahren ist die Quantifizierung der räumlichen Autokorrelation mittels der Semivarianz. An die experimentellen Semivariogramme müssen theoretische Variogramme angepaßt werden (s. Abb. 4.8).

Die Parameter der angepaßten Semivariogramme sind in Tab. 4.11 zusammengefaßt. Der Nuggeteffekt sollte kleiner sein als der Schwellenwert, da sonst die räumlich unabhängige und zufällige Komponente größer wäre als die räumliche Komponente der Semivarianz. In diesem Zusammenhang liegt der Skelettgehalt des B-Horizonts im Grenzbereich der sinnvollen Anwendung eines geostatistischen Interpolationsverfahrens. Der große Nuggeteffekt des Skelettgehalts ist hier möglicherweise dadurch zu erklären, daß die Distanzen zwischen den Probenahmepunkten für diese Variable so groß sind, daß die räumliche Komponente nicht ausreichend erfaßt werden kann (Webster & Oliver 1992). Ferner wurde zur Beprobung ein Bohrstock verwendet, so daß hier möglicherweise bereits durch die Beprobung die Skelettgehalte verfälscht werden und somit hohe Nuggetvarianzen entstehen.

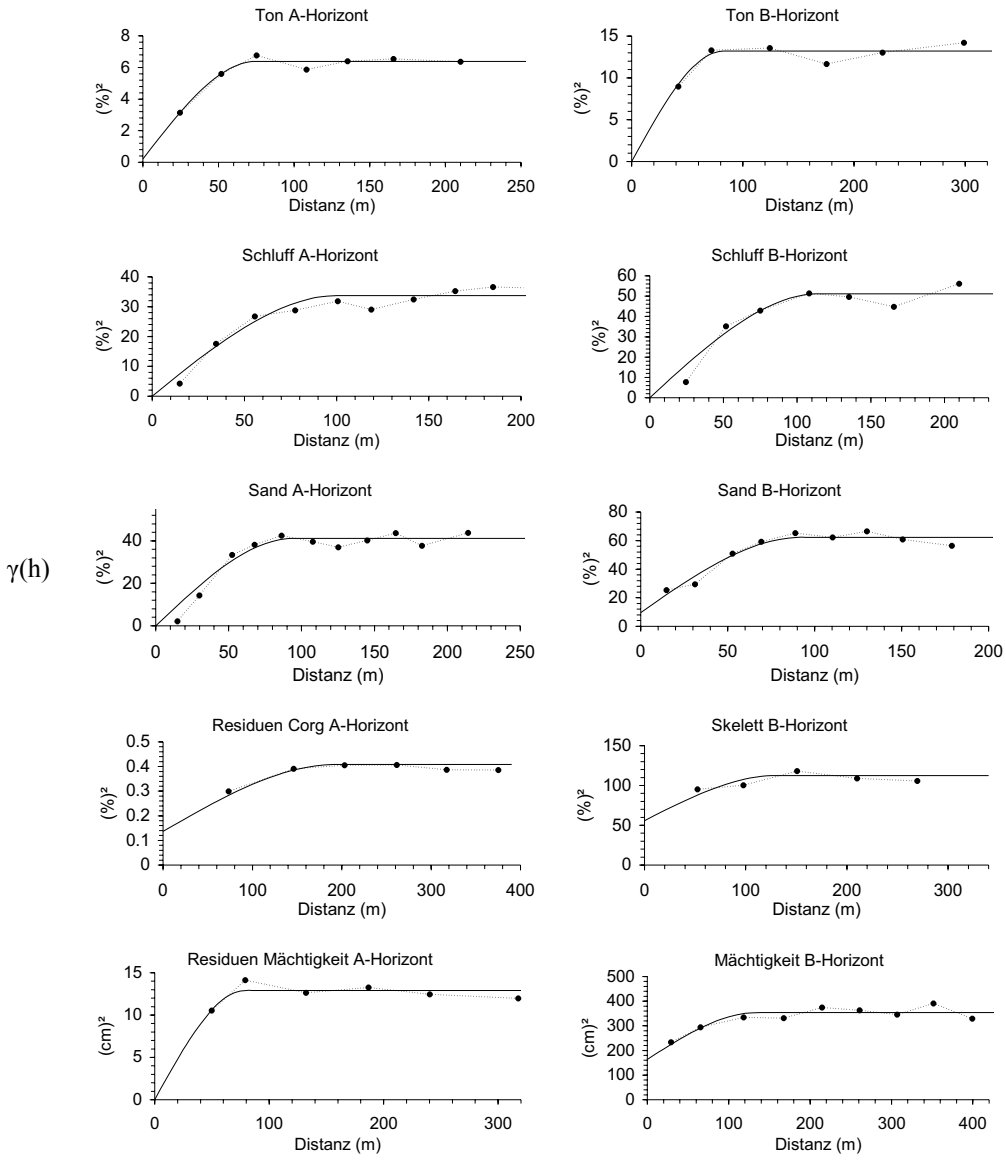


Abbildung 4.8: Horizontbezogene Variogramme der Bodeneigenschaften

Für den Tongehalt im B-Horizont, die Flächenresiduen des C_{org}-Gehalts und die Mächtigkeit des A-Horizonts sind die Nugget-Varianzen (c_0) nicht sicher abzuschätzen, da hier keine kurzen Probenahmedistanzen vorhanden sind. Reichweite und Gesamtsemivarianz sind dagegen ausreichend zu quantifizieren.

Für die Kornfraktionen des A-Horizonts ergeben sich niedrigere Semivarianzen als für den B-Horizont (s. Tab. 4.11). Das ist eine Folge davon, daß im B-Horizont über eine größere Mächtigkeit und verschiedene bodengenetische Horizonte hinweg integriert wird. Die größte Reichweite einer Bodeneigenschaft wird für die Flächenresiduen der C_{org}-Gehalte ermittelt, während der Tongehalt des A-Horizonts die geringste Autokorrelationslänge aufweist. Die im B- gegenüber dem A-Horizont höheren Varianzen der Kornfraktionen werden durch die höheren Semivarianzen ($c_0 + c_1$) im B-Horizont bestätigt.

Tabelle 4.11 : Kovariablen und geostatistische Kennwerte der Bodeneigenschaften, β(a)=Einzugsgebiets-gefälle, F_{lw}=Fließweg Wasserscheide

Zielvariable	Kovariablen	r^2	Nugget-Effekt c_0	Schwellenwert c_1	Reichweite a [m]	Funktion
A-Horizont						
Ton	Kategorie 2	0,26	0,21	6,18	74,7	sphärisch
Schluff	β(a), Formelemente, F_{lw}	0,30	0,00	33,75	101,0	sphärisch
Sand	β(a), Formelemente, F_{lw}	0,35	0,00	41,20	94,8	sphärisch
C_{org} (Residuen)	Nutzung	-	0,14	0,27	194,4	sphärisch
Mächt.(Residuen)	Nutzung	-	0,00	12,90	79,0	sphärisch
B-Horizont						
Ton	Kategorie 2	0,19	0,00	13,21	82,2	sphärisch
Schluff	β(a), Formelemente, F_{lw}	0,31	0,00	51,13	115,2	sphärisch
Sand	β(a), Formelemnte, F_{lw}	0,24	9,58	52,77	92,9	sphärisch
Skelett	-	-	55,79	56,73	130,9	sphärisch
Mächt.	Formelemente	0,36	164,03	189,66	134,8	sphärisch

Neben dem Ordinary Kriging (OK) besteht für die Bodeneigenschaften, für die Reliefparameter als Kovariablen identifiziert wurden, die Möglichkeit multivariate geostatistische Verfahren wie Co-Kriging, External Drift Kriging oder Regression Kriging anzuwenden. Co-Kriging ist ein Verfahren, daß bei starken linearen Zusammenhängen zwischen Zielvariable und Kovariable angewendet werden sollte (Deutsch & Journel 1998). Dazu ist eine Definition des räumlichen Zusammenhangs zwischen Zielvariable und Kovariable a priori mittels Kreuzsemivarianz erforderlich. Im Zuge dieser Arbeit hat sich herausgestellt, daß die Kreuzsemivarianzen der betrachteten Ziel- und Kovariablen nicht den Bedingungen (s. Ahmed & DeMarsily 1987) entsprechen, die für eine positiv definierte Co-Kriging Matrix erforderlich sind. Die räumlichen Zusammenhänge zwischen Ziel- und Kovariablen sind so schwach, daß hier von einer Anwendung des Co-Kriging abgesehen werden muß. Bei der Anwendung von External Drift Kriging (EDK) können generell mehrere Kovariablen benutzt werde. In dieser Arbeit wurde das Regressionsergebnis (s. voriges Kapitel) als einzige Kovariable genutzt. EDK und OK wurden mit der kt3d-Routine der GSLIB (Geostatistical Software Library, Deutsch & Journel 1998) durchgeführt.

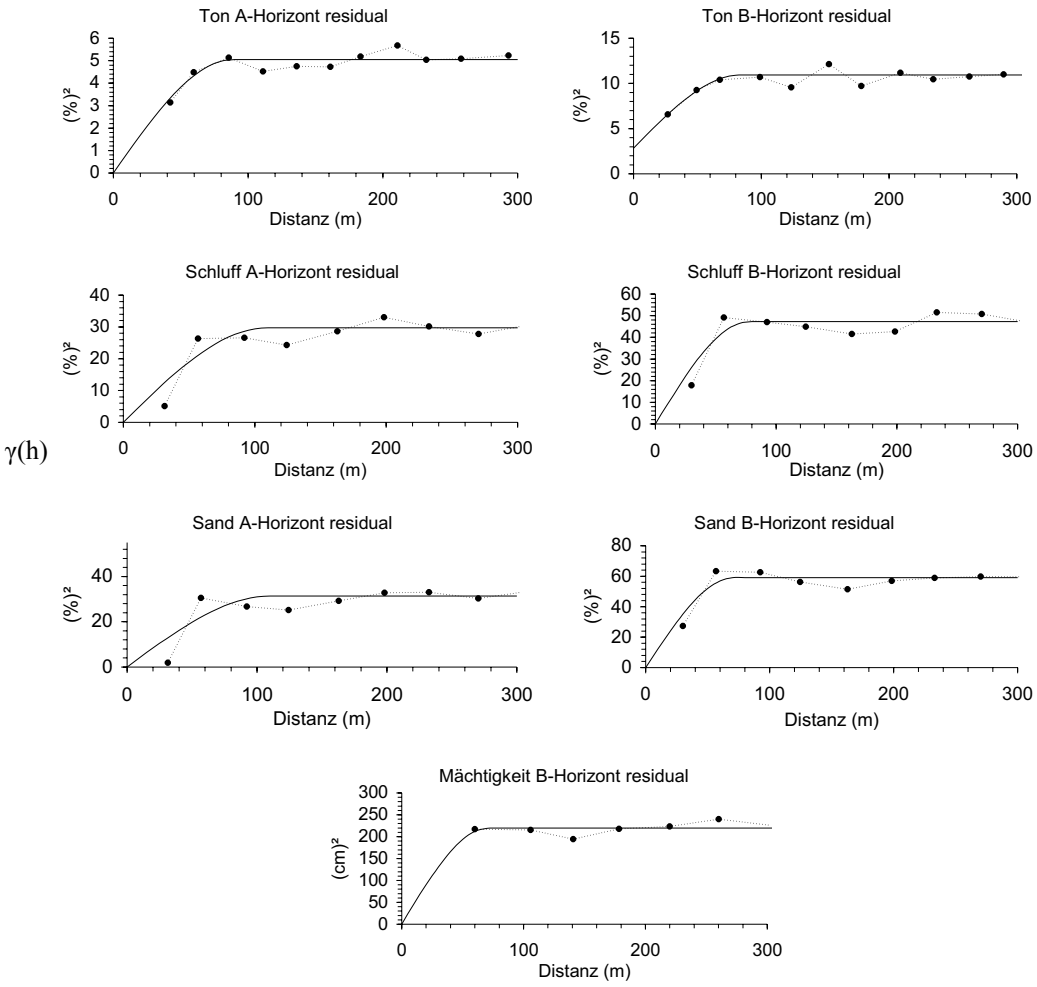


Abbildung 4.9: Horizontbezogene Variogramme der Residuen aus der Regression zwischen Bodeneigenschaften und Reliefparametern

Für das Regression Kriging Model C sind Variogramme der Residuen der Regressionen erforderlich (s. Kap. 4.2.1), hier wird also die räumliche Autokorrelation des nicht durch Reliefparameter erklärten Teils einer Zielvariablen quantifiziert. Der Schwellenwert der Semivarianz der Residuen ist etwas niedriger als der Schwellenwert der entsprechenden Variablen (s. Abb 4.9 und Tab. 4.12), da durch die Reliefparameter ein Teil der räumlichen Variabilität erklärt wird. Für die Residuen der Mächtigkeit des B-Horizonts ist aufgrund der Probenahmedichte eine räumliche Komponente der Semivarianz nicht mehr feststellbar.

Tabelle 4.12: Variogrammparameter der Residuen der Bodeneigenschaften

	A-Horizont			B-Horizont			
	Ton	Schluff	Sand	Ton	Schluff	Sand	Mächtigkeit
Nugget c_0	0	0	0	2,8	0	0	0
Schwellenwert c_1	5,1	29,7	31,4	8,1	47,2	59,1	219,5
Reichweite a [m]	88,6	109,2	110,7	83,9	77,6	71,3	70,9

Um wieviel die Semivarianz gesenkt wird, hängt von der durch die Regression erklärten Varianz der räumlichen Struktur ab. So wird z.B. die maximale Semivarianz der Mächtigkeit des B-Horizonts von 353 cm² auf 220 cm² bei den Residuen gesenkt. Die Reichweiten der theoretischen Variogramme der Residuen bewegen sich in der Größenordnung der Reichweiten der Variablen, liegen aber im Mittel etwas niedriger.

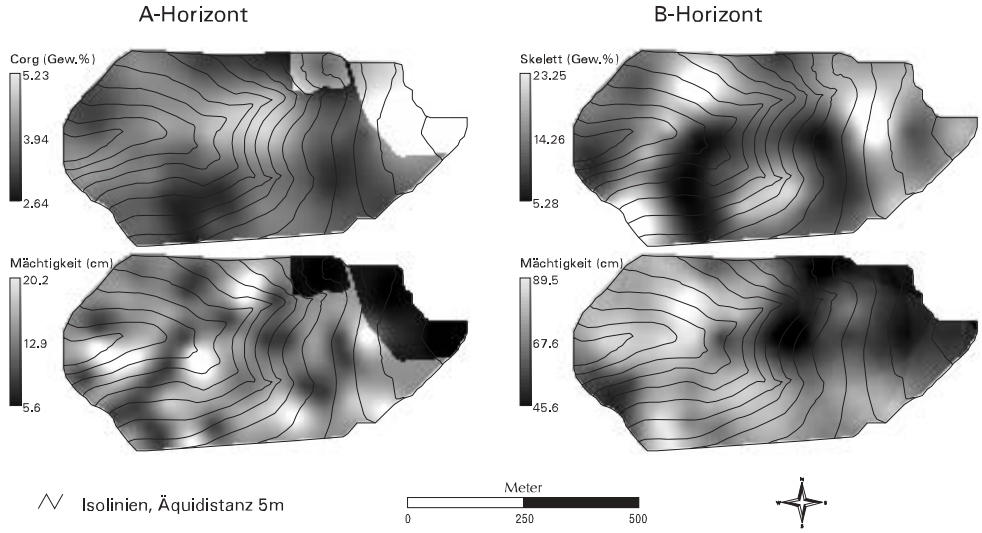


Abbildung 4.10: Räumliche Struktur des C_{org}-Gehalts, des Skelettgehalts und der Mächtigkeiten

Ein weitere Frage ist, wie sich die Berücksichtigung von Reliefparametern als Kovariablen auswirkt. Bei der Betrachtung der Ergebnisse für die Mächtigkeit des B-Horizonts (Abb. 4.10 und 4.11) fällt auf, daß der glättende Effekt des OK (Goovaerts 2000, Deutsch & Journel 1998), der zum Teil durch das Block-Kriging hervorgerufen wird, beim EDK nicht so stark ist. Viel mehr tritt die räumliche Struktur der Kovariablen hervor, wobei das Bild beim EDK insgesamt etwas glatter erscheint als beim Regression Kriging Model C (RKC), was durch die Standardabweichung (s. Tab. 4.13) bestätigt wird.

Beim Vergleich mit dem Punktdatensatz fällt auf, daß der Mittelwert von 70,86 cm bei allen drei geostatistischen Verfahren relativ gut reproduziert wird, was vom theoretischen Standpunkt aus zu erwarten ist. Die Standardabweichung von 18,68 cm wird aber von jedem Verfahren unterschätzt. Und zwar am stärksten beim OK. EDK und RKC weisen in dieser Reihenfolge höhere Standardabweichungen auf. Das geht einher mit der Reproduktion der Extremwerte (s. a. Tab. 4.1 und 4.13).

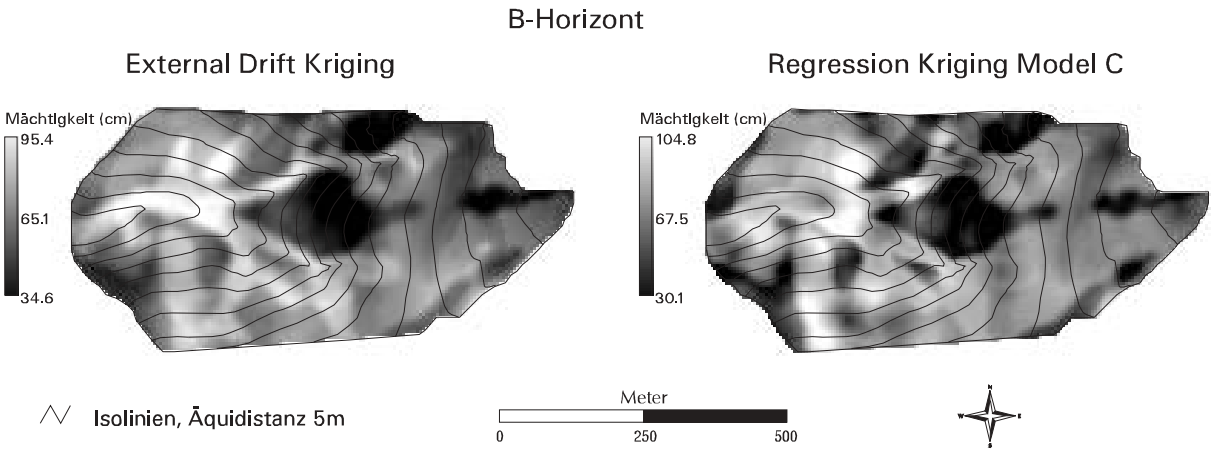


Abbildung 4.11: Räumliche Struktur der Mächtigkeit des B-Horizonts auf Basis von EDK und RKC. Als Kovariable wurden die Formelemente (s. Abb. 4.7) benutzt.

Die Eingangsvariablen Ton, Schluff und Sand für die Pedotransferfunktionen können ebenfalls mit den drei geostatistischen Verfahren regionalisiert werden. Auch hier ist die Reproduktion der statistischen Größen des Punktdatensatzes von Bedeutung. Es tritt ein grundsätzliches Problem bei der Interpolation von prozentualen Werten auf, deren Summe von 100% wieder erzielt werden muß. Durch die Interpolation ist diese Summe nicht mehr gegeben. Eine Lösungsmöglichkeit wäre, eine interpolierte Korngrößenfraktion als Kovariable für das Co-Kriging der anderen beiden Korngrößenfraktionen zu benutzen. Dann wäre allerdings die Verwendung der Reliefparameter als Kovariablen nicht mehr möglich und eine exakte Reproduktion der Bezugssumme ist immer noch nicht gesichert.

Tabelle 4.13: Deskriptive Statistik der regionalisierten Mächtigkeiten (cm), des Skelettgehalts im B-Horizont (Gew.-%) und Corg-Gehalts im A-Horizont (Gew.-%), n=11454 Rasterzellen bei einer Kantenlänge der Blöcke von 5 m, KR=Kriging der Flächenresiduen, OK=Ordinary Kriging, EDK=External Drift Kriging, RKC=Regression Kriging Model C

Variable/Methode	Min	Max	μ	σ	CV [%]
C_{org} A, KR	2,64	5,23	3,57	0,47	13,17
Mächtigkeit A ,KR	5,55	20,15	13,29	2,74	20,62
Skelett B, OK	5,28	23,25	11,91	3,47	29,14
Mächtigkeit B OK	45,61	89,54	68,87	9,40	13,65
Mächtigkeit B EDK	34,75	95,40	68,24	11,29	16,54
Mächtigkeit B RKC	30,10	104,81	68,73	13,56	19,73

Ein anderer Weg wird bei Sinowski et al. (1997) beschritten. Hier werden Pedotransferfunktionen entwickelt, die auf dem aus den einzelnen Kornfraktionen errechneten logarithmischen Median der Korngröße beruhen. Nachteil dieses Verfahren ist die Verschlechterung der Vorhersage durch die Pedotransferfunktionen, weil zwei

Eingangsparameter zu einem zusammengefaßt werden, was zwangsläufig mit einem Verlust von Information behaftet ist. In dieser Arbeit wird eine andere Lösung bevorzugt. Und zwar werden die einzelnen interpolierten Kornfraktionen mit einem Korrekturfaktor so skaliert, daß die Bezugssumme der drei Kornfraktionen reproduziert wird:

$$K_i' = K_i \frac{100}{\sum_{j=1}^{3} K_j} \qquad i=1, 2, 3 \qquad \text{Gl. 4.32}$$

mit dem korrigierten Wert der Kornfraktion K_i' (Gew-%), und dem Wert aus der Interpolation K_i (Gew-%). Nachteil dieses Verfahrens ist, daß ein Trend entstehen kann, der aber durch den Vergleich zwischen Punktdatensatz und Regionalisierungsergebnis überprüft werden kann. Betrachtet man zunächst die Höhe der absoluten Abweichung von der zu erwartenden Summe von 100% wird deutlich, daß die Auswirkungen der Kriging-Verfahren insgesamt gering sind (s. Tab. 4.14).

Tabelle 4.14: Statistik der absoluten Abweichungen von der erwarteten Summe der Kornfraktionen, n=11454

Verfahren/Horizont	Maximum	μ	σ
OK A-Horizont	1,81	0,34	0,32
OK B-Horizont	5,26	1,02	0,87
EDK, A-Horizont	13,22	0,89	1,03
EDK, B-Horizont	7,33	1,39	1,12
RKC, A-Horizont	5,02	1,54	0,99
RKC, B-Horizont	8,72	2,10	1,68

Die flächengemittelten absoluten Abweichungen zur Bezugssumme liegen zwischen 0,34 und 2,1 %, wobei die Verfahren mit Kovariablen die größeren Abweichungen verursachen, was durch die unterschiedlichen räumlichen Strukturen der Kovariablen für die einzelnen Kornfraktionen zu erklären ist. Von den beiden Verfahren mit einer Kovariablen erzeugt EDK in der Summe größere mittlere Abweichungen als das RKC. Diese Abweichungen sind aber vor allem vor dem Hintergrund der Genauigkeit der Laboranalytik als tolerabel zu betrachten, denn hier wird das Experiment wiederholt, wenn bei der Korngrößenbestimmung in der Summe ein Fehler von mehr als 3 % auftritt (Schlichting et al. 1995). Und dabei handelt es sich lediglich um den internen Fehler des Köhn-Verfahrens, der als noch akzeptabel betrachtet wird. Der tatsächliche Fehler für die einzelnen Kornfraktionen kann durchaus größer sein.

Tabelle 4.15: Deskriptive Statistik der regionalisierten Ton-, Schluff- und Sandgehalte (Gew.-%)

Variable/Methode	Min	Max	μ	σ	CV [%]
Ton A,OK	12,80	24,76	19,35	1,51	7,80
Ton A, EDK	12,84	25,22	19,58	1,86	9,50
Ton A, RKC	9,93	25,13	19,50	1,89	9,69
Schluff A, OK	36,01	72,61	56,94	7,44	13,07
Schluff A, EDK	34,73	72,80	56,51	8,57	15,17
Schluff A, RKC	27,39	78,40	56,07	9,66	17,23
Sand A, OK	7,04	46,71	23,71	7,53	31,76
Sand A, EDK	4,37	46,95	23,92	8,58	35,87
Sand A, RKC	3,08	53,45	24,43	9,65	39,50
Ton B,OK	12,45	29,41	19,82	2,86	14,43
Ton B, EDK	12,29	29,13	20,01	3,42	17,09
Ton B, RKC	14,13	27,42	19,71	2,37	12,02
Schluff B, OK	32,59	71,82	54,63	8,59	15,72
Schluff B, EDK	29,75	73,25	54,06	9,77	18,07
Schluff B, RKC	19,34	75,21	53,67	11,02	20,53
Sand B, OK	9,69	46,55	25,55	7,24	28,34
Sand B, EDK	6,62	48,58	25,85	8,35	32,30
Sand B, RKC	8,33	57,95	26,61	9,99	37,54

Die Auswirkungen der Korrektur über die Summe auf die einzelnen Kornfraktionen sind als gering einzustufen (s. Tab. 4.14 und Tab. 4.15). Die Differenzen zwischen dem Mittel des interpolierten Datensatzes und dem jeweiligen Mittelwert des Punktdatensatzes sind niedrig. Für den A-Horizont findet je nach Kriging-Verfahren eine Verschiebung des Mittelwertes zwischen 1 und 2 % in Richtung der Sandgehalte unter Verringerung der Schluffgehalte statt. Im B-Horizont ist die gleiche Verschiebung feststellbar, wobei hier ein maximaler Trend im Mittelwert von 3 % feststellbar ist. Die Mittelwerte der Tongehalte beider Datensätze weichen vernachlässigbar gering von einander ab. Die bereits für die Mächtigkeiten des B-Horizonts festgestellte Tendenz, daß die Koregionalisierungsverfahren die Standardabweichung besser erhalten zeigt sich auch bei den Kornfraktionen. Beim Schluffgehalt von A- und B-Horizont wird die Standardabweichung durch das EDK und RKC nur gering überschätzt. Das RKC reproduziert hier ebenfalls die Standardabweichungen des Punktdatensatzes besser als das EDK. Für die Extremwerte trifft das gleiche zu.

Auf Basis der mit verschiedenen Methoden regionalisierten Ton-, Schluff- und Sandgehalte sowie auf Basis der interpolierten C_{org}-Gehalte wurden die in Kap. 4.2.2 beschriebenen Pedotransferfunktionen angewendet (s. Anhang A1 bis A3). Betrachtet man die Mualem/VanGenuchten-Parameter auf Basis der verschiedenen geostatistischen Verfahren (s. Tab. 4.16), zeigt sich bezüglich der statistischen Kennwerte das gleiche Bild wie bei den Bodeneigenschaften. Die Verfahren mit Kovariablen erzeugen Datensätze mit größeren Spannweiten und Varianzen, während die Mittel annähernd gleich sind.

Die Sättigungswassergehalte und die K_s-Werte des A-Horizonts sind im Mittel auf Grund der niedrigeren Lagerungsdichte und des fehlenden Skelettgehalts höher als im B-Horizont. Die höchsten Variationskoeffizienten sind bei α und K_s zu finden, wobei im A-Horizont immer niedrigere Variabilitäten auftreten als im B-Horizont, lediglich bei den K_s-Werten verhält es sich umgekehrt.

Die Parameter α und K_s sind deutlich schief verteilt und wurden um eine Vergkeichbarkeit der Mittelwerte zu ermöglichen über den dekadischen Logarithmus transformiert.

Tabelle 4.16: Mualem/VanGenuchten-Parameter auf Basis des indirekten Verfahrens, n=11454

Variable/Methode	Min	Max	μ	σ	CV [%]
A-Horizont					
θ_s [Vol./Vol.] OK	0,433	0,475	0,450	0,008	1,78
θ_s[Vol./Vol.] EDK	0,433	0,476	0,449	0,008	1,78
θ_s[Vol./Vol.] RKC	0,430	0,487	0,450	0,009	2,00
θ_r[Vol./Vol.] OK	0,054	0,089	0,075	0,005	6,67
θ_r[Vol./Vol.] EDK	0,054	0,090	0,076	0,006	7,89
θ_r[Vol./Vol.] RKC	0,042	0,091	0,076	0,006	7,89
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) OK	-1,698	-1,094	-1,473	0,115	-7,81
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) EDK	-1,728	-1,085	-1,468	0,131	-8,92
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) RKC	-1,729	-0,932	-1,459	0,150	-10,28
n [-] OK	1,300	1,344	1,321	0,006	0,45
n [-] EDK	1,299	1,344	1,320	0,007	0,53
n [-] RKC	1,299	1,348	1,321	0,007	0,53
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) OK	-0,945	0,296	-0,487	0,232	-47,64
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) EDK	-1,036	0,294	-0,481	0,260	-54,05
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) RKC	-1,306	0,304	-0,789	0,294	-37,26
B-Horizont					
θ_s [Vol./Vol.] OK	0,337	0,400	0,373	0,011	2,95
θ_s[Vol./Vol.] EDK	0,337	0,401	0,372	0,012	3,23
θ_s[Vol./Vol.] RKC	0,342	0,398	0,373	0,011	2,95
θ_r[Vol./Vol.] OK	0,052	0,091	0,072	0,008	11,11
θ_r[Vol./Vol.] EDK	0,050	0,093	0,073	0,009	12,33
θ_r[Vol./Vol.] RKC	0,050	0,095	0,072	0,008	11,11
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) OK	-1,793	-1,235	-1,563	0,105	-6,72
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) EDK	-1,840	-1,191	-1,557	0,127	-8,16
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) RKC	-1,795	-0,950	-1,540	0,159	-10,32
n [-] OK	1,267	1,357	1,319	0,014	1,06
n [-] EDK	1,268	1,361	1,317	0,017	1,29
n [-] RKC	1,278	1,348	1,319	0,012	0,91
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) OK	-1,344	-0,165	-0,834	0,198	-23,74
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) EDK	-1,524	-0,088	-0,828	0,244	-29,47
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) RKC	-1,306	0,304	-0,789	0,294	-37,26

4.2.4.3 Kreuzvalidierung der Regionalisierung von Bodeneigenschaften

Die Kreuzvalidierung (Wackernagel 1995, Deutsch & Journel 1998) ist ein Verfahren zur Quantifizierung der Güte der räumlichen Vorhersage, das breite Anwendung gefunden hat (z.B. McBratney et al. 1991). Dazu wird bei der Interpolation jeweils ein Punkt des Datensatzes ausgelassen und durch das Interpolationsverfahren geschätzt. Nachdem alle Punkte so geschätzt wurden, ist ein Datensatz mit den Abweichungen zwischen Messung und Schätzung entstanden. Kritikpunkt an diesem Verfahren ist, daß sich das Interpolationsverfahren ändert, genauer gesagt das Semivariogramm, wenn ein Punkt im Datensatz wegfällt. Somit würde sich ein anderer Schätzwert ergeben. Wie stark sich das Wegfallen eines Punktes auswirkt, hängt von der Größe des Datensatzes und der Exzentrität des Punktes ab. Es ist anzunehmen, daß die Auswirkungen in dem hier untersuchten Fall äußerst gering sein dürften. Die Möglichkeit, einen unabhängigen Validierungsdatensatz zu benutzen, ist hier allerdings nicht gegeben, da die Anzahl der Punkte dafür zu niedrig ist.
Es werden zwei Fehlermaße verwendet, um Aussagen über den Fehler der räumlichen Vorhersage zu machen: der mittlere absolute Fehler (MAE, mean absolute error) und die Wurzel aus den mittleren Abweichungsquadraten (RMSE, root mean square error):

$$MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|M - S\right|_i$$

$$RMSE = \left(\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(M - S)_i^2\right)^{0,5}$$

Gl. 4.33

mit einer Anzahl n von Meßpunkten M und Schätzungen S. Der RMSE ist durch die Quadrierung das sensiblere Maß gegenüber relativ großen Abweichungen. Bei den Regressionsverfahren ist die Abweichung zwischen Messung und Schätzung gleich dem Residuum.
Wertet man die Kreuzvalidierung aus, so erzielen die geostatistischen Verfahren für die meisten Bodeneigenschaften bessere Vorhersageergebnisse als der regressionsstatistische Ansatz (s. Tab. 4.17). Auf Grund der relativ schwachen Zusammenhänge mit den Kovariablen war das zu erwarten. Bei den geostatistischen Verfahren mit Kovariablen ist das External Drift Kriging insgesamt in der Lage die Ergebnisse des Ordinary Kriging zu verbessern, lediglich Schluff- und Sandgehalt des A-Horizont verschlechtern sich nach MAE geringfügig. Das Regression Kriging Model C ist auf Grund der durch die Regressionen nur gering

erklärten Varianzen teilweise nicht in der Lage, die Resultate des Ordinary Kriging zu verbessern. Betrachtet man den MAE, so wird die Vorhersage gegenüber dem Ordinary Kriging beim Tongehalt des A-Horizonts (um 13,1 %) durch das External Drift Kriging und bei der Mächtigkeit des B-Horizonts durch das Regression Kriging Model C (um 14,2 %) am stärksten verbessert.

Tabelle 4.17: Kreuzvalidierung der regionalisierten Bodeneigenschaften mittels MAE (mean absolute error) und RMSE (root mean square error),REG=Regression, OK=Ordinary Kriging, EDK=External Drift Kriging, RKC=Regression Kriging Model C, T=Ton, U=Schluff, S=Sand, M=Mächtigkeit

	Bodeneigenschaft						
	A-Horizont			B-Horizont			
Methode	T [Gew.-%]	U [Gew.-%]	S [Gew.-%]	T [Gew.-%]	U [Gew.-%]	S [Gew.-%]	M [cm]
MAE							
REG	4,68	5,21	5,42	2,81	6,09	6,42	11,38
OK	1,99	3,49	4,19	2,72	5,35	6,08	14,78
EDK	1,73	3,51	4,26	2,49	5,02	5,82	14,43
RKC	1,89	5,09	5,62	2,77	6,09	6,66	12,69
RMSE							
REG	5.03	6.68	7.09	3.68	8.02	8.14	14.80
OK	2.56	4.84	5.78	3.59	6.73	7.55	18.64
EDK	2.37	4.81	5.67	3.36	6.53	7.31	18.39
RKC	2.38	6.56	7.83	3.59	8.08	8.52	15.99

Berücksichtigt man den notwendigen Schritt der Normierung für die Kornfraktionen um die Summe von 100 % wiederherzustellen und die Probenahmedichte (2,52 - 2,59 Proben/ha), so kann die Regionalisierungsgüte durch die geostatistischen Verfahren mit der Verwendung von Kovariablen insgesamt als gut bewertet werden.

4.2.5 Regionalisierung auf Basis des direkten Verfahrens

Beim direkten Verfahren werden zunächst die Pedotransferfunktionen, wie in Kap. 4.2.2 beschrieben, auf den Punktdatensatz angewendet (s. Abb. 4.12).

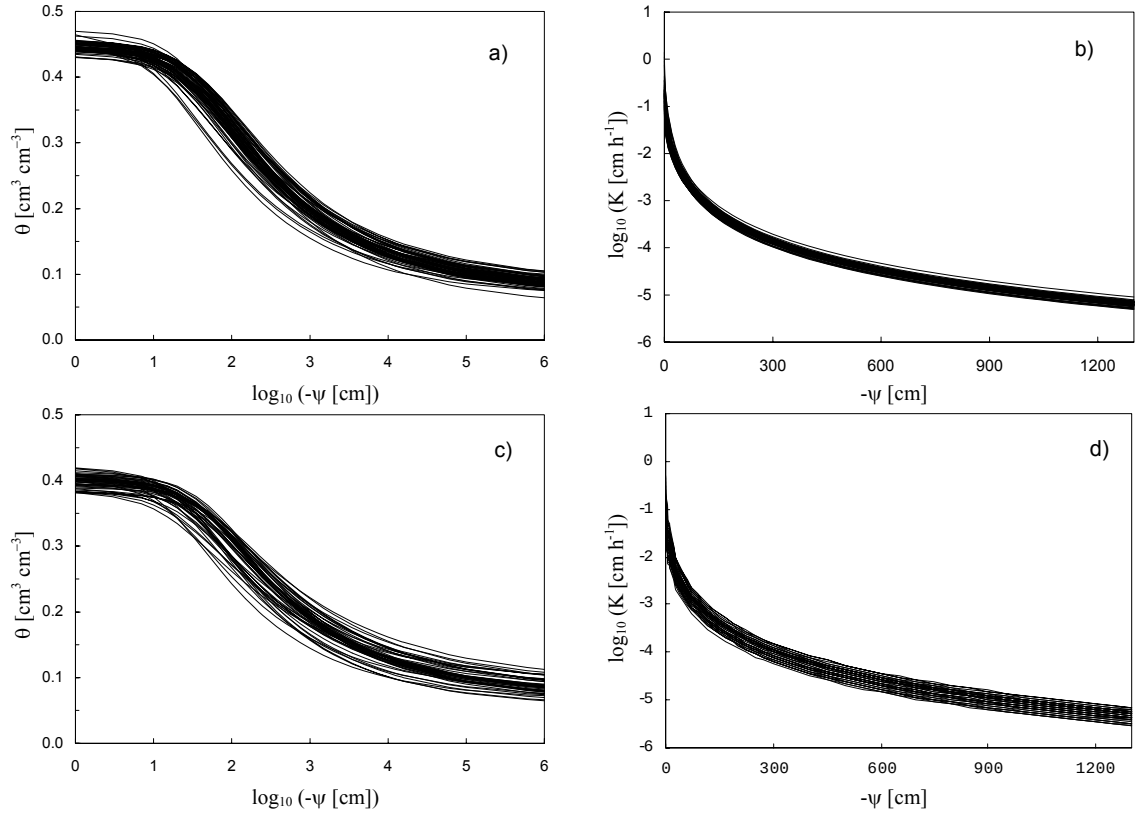


Abbildung 4.12: Retentionsfunktionen und Leitfähigkeitsfunktionen von A-Horizont (a und b) und B-Horizont (c und d), es handelt sich jeweils um 64 bzw. 47 Funktionen für den A- bzw. den B-Horizont

In einem zweiten Schritt werden Zusammenhänge zu geomorphometrischen Strukturen identifiziert und im Rahmen der verschiedenen Regionalisierungsmethoden verwendet, um die räumliche Struktur der bodenphysikalischen Parameter zu erhalten.

4.2.5.1 Zusammenhänge zwischen bodenphysikalischen Eigenschaften und geomorphometrischen Strukturen

Es existiert eine Anzahl von qualitativen Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen Relief und der räumlichen Ausprägung bodenphysikalischer Parameter insbesondere des K_s-Wertes (z.B. Butterworth et al. 2000 oder Buttle & House 1997). Quantitative Analysen auf der hier betrachteten Skale sind bisher nicht verfügbar.

Nach Anwendung der Pedotransferfunktionen auf den Punktdatensatz (s. Abb. 4.12) wurden analog zur Vorgehensweise im vorigen Abschnitt die Korrelationskoeffizienten zu den

Reliefparametern berechnet. Die statistischen Kennwerte der bodenphysikalischen Parameter sind in Tab. 4.18 zusammengefaßt. Die höchsten Variationskoeffizienten weisen α und K_s auf, wobei die K_s-Werte des A-Horizonts eine etwas höhere Variabilität als die des B-Horizonts zeigen. Die Variabilität der errechneten K_s-Werte des A-Horizonts, die über die vom C_{org}-Gehalt abhängige Lagerungsdichte errechnet wurden, ist also etwas höher als die der K_s-Werte des B-Horizonts. Für letztere wurde eine identische Lagerungsdichte angenommen und lediglich durch die Skelettgehalte modifiziert (Brakensiek & Rawls 1994). Im Mittel sind die K_s-Werte des A-Horizonts auf Grund der niedrigeren Lagerungsdichten höher als im B-Horizont, was ebenso auf die Sättigungswassergehalte zutrifft. Die residualen Wassergehalte sind im B-Horizont im Mittel aufgrund der höheren Tongehalte ohne die Berücksichtigung der Skelettgehalte höher als im A-Horizont. Dieser Effekt wird aber durch die Reduzierung der θ_r-Werte auf Basis der Skelettgehalte wieder ausgeglichen, so daß sich im Mittel sehr ähnliche θ_r-Werte für die beiden Horizonte ergeben. Der Variationskoeffizient von θ_r ist im B-Horizont etwas höher, was durch die hohe Variablität der Skelettgehalte (s. Tab. 4.1) zu erklären ist. Generell ist im Vergleich zum A-Horizont die höhere Variablilität der bodenphysikalischen Parameter im B-Horizont zu finden. Ausnahme bilden die K_s-Werte, die im A-Horizont auf Grund der Lagerungsdichten eine höhere Variabiliät aufweisen.

Tabelle 4.18: Deskriptive Statistik der bodenphysikalischen Parameter des Punktdatensatzes

	A-Horizont					B-Horizont				
	θ_r [$m^3\ m^{-3}$]	θ_s [$m^3\ m^{-3}$]	$\log_{10}$ α [cm^{-1}]	n [-]	$\log_{10}$ K_s[cm h^{-1}]	θ_r [$m^3\ m^{-3}$]	θ_s [$m^3\ m^{-3}$]	$\log_{10}$ α [cm^{-1}]	n [-]	$\log_{10}$ K_s [cm h^{-1}]
Mittelw.	0,0746	0,4466	-1,508	1,3212	-0,716	0,0750	0,3994	-1,577	1,3203	-0,998
Median	0,0742	0,4457	-1,516	1,3222	-0,739	0,0743	0,4001	-1,610	1,3224	-1,098
Varianz	0,00005	0,00005	0,016	0,00011	0,065	0,00009	0,00009	0,021	0,00038	0,094
Min.	0,0527	0,4299	-1,712	1,2991	-1,138	0,0564	0,3810	-1,783	1,2734	-1,469
Max.	0,0894	0,4700	-1,087	1,3459	0,149	0,0939	0,4189	-1,223	1,3598	-0,292
CV (%)	9,15	1,65	-8,34	0,78	-35,61	12,67	2,40	-9,19	1,48	-30,70
Anzahl	64	64	64	64	64	47	47	47	47	47

Von den primären Reliefparametern weisen die relative Höhe H_r und die Fließlänge zum Vorfluter F_{lv} schwache bis mittlere Korrelationskoeffizienten zu den errechneten bodenphysikalischen Parametern α und K_s des A-Horizonts sowie zu θ_s, θ_r, α und K_s des B-Horizonts auf (s. Tab. 4.19). Eine inhaltliche Interpretation wird hier dadurch eingeschränkt, daß die bodenphysikalischen Parameter über die PTF aus den Bodeneigenschaften errechnet wurden. Prinzipiell haben sich aber auch für die relative Höhe und die Fließlänge zum Vorfluter bereits schwache bis mittlere Korrelationen vor allem für den Schluff– und den

Sandgehalt ergeben, so daß die Berücksichtigung dieser Bodeneigenschaften durch die PTF zu den entsprechenden Korrelationen mit den bodenphysikalischen Parametern führt.

*Tabelle 4.19: Korrelationskoeffizienten zwischen bodenphysikalischen Parametern und primären Reliefparametern, H_r=relative Höhe, β=Neigung, κ_p= potentielle Einstrahlung, K_h=Horizontalkrümmung, K_v=Vertikalkrümmung, a=spezifisches Einzugsgebiet, F_{lv}=Fließlänge Vorfluter, DKI=Divergenz/Konvergez-Index, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99%-Niveau signifikant, die mit ** versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	A-Horizont					B-Horizont				
	θ_r	θ_s	α	n	K_s	θ_r	θ_s	α	n	K_s
H_r	0,13	-0,04	0,67**	0,19	0,58**	0,46*	-0,42*	0,54**	-0,20	0,45*
β	-0,17	0,16	-0,21	0,09	-0,20	-0,29	0,28	-0,22	0,17	-0,16
κ_p	0,37*	-0,31*	-0,02	-0,40**	-0,01	0,02	-0,02	0,05	-0,06	0,03
K_h	-0,24	0,37*	0,03	0,23	0,04	-0,31	0,31	0,10	0,33	0,14
K_v	-0,09	0,07	0,23	0,17	0,22	-0,01	0,02	0,23	0,11	0,23
ln(a)	0,05	-0,22	-0,11	-0,04	-0,14	0,02	-0,03	-0,19	-0,05	-0,16
F_{lv}	0,13	-0,03	0,70**	0,20	0,60**	0,46*	-0,43*	0,55**	-0,20	0,48*
DKI	-0,17	0,23	0,15	0,21	0,14	-0,09	0,10	0,17	0,16	0,17

Die sekundären Reliefparameter liefern insgesamt relativ schwache Korrelationen zu den bodenphysikalischen Parametern (s. Tab. 4.20). Die stärksten Zusammenhänge sind hier zwischen dem Einstrahlungswinkel φ' und θ_r sowie n des A-Horizonts festzustellen. Hier könnte sich die potentielle Einstrahlung durch häufige Frostwechsel auf die Tonneubildung ausgewirkt haben. Relativ hohe Tongehalte bewirken dann über die PTF hohe θ_r-Werte. Darüber hinaus korreliert das Einzugsgebietsgefälle β(a) schwach mit α und K_s beider Horizonte, was im wesentlichen ebenfalls auf die Berücksichtigung der Schluff- und Sandgehalte durch die PTF zurückzuführen ist.

*Tabelle 4.20: Korrelationskoeffizienten zwischen bodenphysikalischen Parametern und sekundären Reliefparametern, β(a)=Einzugsgebietsgefälle, H_r(a)=Reliefenergie, a=spezifisches Einzugsgebiet, β=Neigung, φ`=Einstrahlungswinkel, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99%-Niveau signifikant, die mit ** versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	A-Horizont					B-Horizont				
	θ_r	θ_s	α	n	K_s	θ_r	θ_s	α	n	K_s
β(a)	-0,10	0,11	-0,44**	-0,07	-0,39*	-0,38*	0,35*	-0,42*	0,18	-0,35*
H_r(a)	0,00	-0,11	-0,27	-0,07	-0,27	-0,16	0,14	-0,28	0,07	-0,23
ln(a/tanβ)	0,10	-0,23	-0,04	-0,07	-0,07	0,12	-0,13	-0,08	-0,11	-0,08
a tanβ	0,16	-0,24	-0,01	-0,13	-0,04	0,11	-0,11	0,02	-0,06	0,01
φ`	-0,30*	0,21	0,06	0,34	0,04	-0,02	0,02	0,05	0,09	0,06

Die tertiären Reliefparameter weisen die stärksten linearen Zusammenhänge zu den bodenphysikalischen Parametern auf. Insbesondere die SARA-Kategorien 1 und 2 zeigen Korrelationen zu θ_r, θ_s und n auf (s. Tab. 4.21). Der Zusammenhang zwischen θ_r und der SARA-Kategorie2 beruht hier darauf, daß in den horizontal konkaven Flächen hohe Tongehalte auftreten. Die mittlere Korrelation zwischen θ_s und der SARA-Kategorie 1 beruht auf der Sortierung der Korngrößen in Hangfallrichtung. Im Scheitelbereich (Oberhang) sind verhältnismäßig hohe Sandgehalte zu finden. Am Hangbereich treten dann höhere Schluffgehalte auf, während im Senkenbereich die Tongehalte relativ hoch sind. Etwas schwächere Korrelationskoeffizienten liegen zwischen dem Parameter α des B-Horizonts und der Verschneidung der beiden Kategorien 1 und 2 sowie zwischen dem K_s-Wert des B-Horizonts und den Formelementen vor.
Insgesamt bieten auch hier die tertiären Reliefparameter das größte Potential für die Erklärung der räumlichen Struktur der bodenphysikalischen Parameter.

*Tabelle 4.21: Korrelationskoeffizienten zwischen bodenphysikalischen Parametern und morphometrischen Einheiten, die mit einem * versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99%-Niveau signifikant, die mit ** versehenen Korrelationen sind mindestens auf dem 99,95%-Niveau signifikant*

	A-Horizont					B-Horizont				
	θ_r	θ_s	α	n	K_s	θ_r	θ_s	α	n	K_s
Verschn. 1 u. 2	-0.04	0.04	0.31*	0.17	0.22	0.33	-0.31	0.43*	-0.13	0.30
Kategorie 1	-0.07	0.05	-0.13	0.07	-0.08	-0.56**	0.54**	-0.25	0.45*	-0.11
Kategorie 2	-0.51**	0.41*	0.05	0.50**	0.08	-0.49**	0.50**	0.12	0.50**	0.20
Formelemente	0.08	-0.19	-0.22	-0.17	-0.19	0.04	-0.07	-0.35*	-0.19	-0.33

Analog zu Kap. 4.2.4.1 werden einzelne Reliefparameter oder eine geeignete Auswahl von Reliefparametern in einem regressionsstatistischen Verfahren genutzt. Die Bestimmtheitsmaße sind insgesamt betrachtet relativ gering, liegen aber in einer für Regressionen mit Bodeneigenschaften typischen Größenordnung (Ryan et al. 2000). Alle Regressionen sind mindestens auf dem 99,5%-Niveau signifikant. Es ergeben sich folgende Regressionsgleichungen:

$$\theta_{ra} = 0{,}257 - 7{,}7478 * 10^{-7} K_2 - 0{,}00016\varphi' \qquad r^2=0{,}28$$

$$\theta_{sa} = 0{,}278 + 0{,}000007 K_2 \qquad r^2=0{,}17$$

$$\alpha_a = -0{,}103 + 0{,}0498\beta(a) + 0{,}00051 H_r \qquad r^2=0{,}46$$

$$n_a = 1{,}056 + 0{,}000011 K_2 + 0{,}00033\varphi' \qquad r^2=0{,}29$$

$$K_{sa} = -1{,}945 + 0{,}34\beta(a) + 0{,}00823 H_r \qquad r^2=0{,}33$$

$$\theta_{rb} = 0{,}263 - 1{,}372 * 10^{-6} K_1 - 9{,}763 * 10^{-6} K_2 + 0{,}000212 H_r \qquad r^2=0{,}55 \qquad \text{Gl. 4.34}$$

$$\theta_{sb} = 0{,}202 + 1{,}357 * 10^{-6} K_{1+} 0{,}00001 K_2 - 0{,}000198 H_r \qquad r^2=0{,}53$$

$$\alpha_b = -0{,}0376 + 0{,}00024 H_r + 0{,}00082 K_{12} - 0{,}045\beta(a) \qquad r^2=0{,}30$$

$$n_b = 0{,}861 + 0{,}000017 K_2 - 3{,}472 * 10^{-6} K_1 \qquad r^2=0{,}35$$

$$K_{sb} = -3{,}019 + 0{,}0019 H_{r\,-} 0{,}544\beta(a) - 0{,}0085 F_e \qquad r^2=0{,}23$$

θ_{ra}	=	Residualer Wassergehalt A-Horizont	K_{sb}	=	Ges. hydr. Leitfähigkeit B Horizont
θ_{sa}	=	Sättigungswassergehalt A-Horizont	K_2	=	Kategorie 2 SARA
α_a	=	Kehrwert Lufteintrittspunkt A-Horizont	K_1	=	Kategorie 1 SARA
n_a	=	Formparameter A-Horizont	K_{12}	=	Verschneidung Kat. 1 und 2
K_{sa}	=	Ges. hydr. Leitfähigkeit A-Horizont	H_r	=	Relative Höhe
θ_{rb}	=	Residualer Wassergehalt B-Horizont	$\beta(a)$	=	Einzugsgebietsgefälle
θ_{Sb}	=	Sättigungswassergehalt B-Horizont	F_e	=	Formelemente
α_b	=	Kehrwert Lufteintrittspunkt B-Horizont	φ'	=	Einstrahlungswinkel
n_b	=	Formparameter B-Horizont			

4.2.5.2 Räumliche Variabilität von bodenphysikalischen Eigenschaften

Für die Zielvariable θ_s des A-Horizonts sind nur relativ niedrige Bestimmtheitsmaße für die Regression mit Reliefparametern zu erreichen. Es wurde versucht, hier ebenfalls den Effekt der Landnutzung über die jeweiligen Flächenresiduen der Wald- und Wiesennutzung (s. voriges Kapitel) zu fassen. Es ergaben sich dadurch jedoch keine stärkeren Zusammenhänge zu den Reliefparametern, und die statistischen Kennwerte der Flächenresiduen differieren nicht so deutlich wie die der C_{org}-Gehalte und der Mächtigkeiten. Das ist darauf zurückzuführen, daß durch die Pedotransferfunktionen neben dem C_{org}-Gehalt auch die Korngrößenfraktionen berücksichtigt werden. Die räumlichen Strukturen werden dadurch vermischt.

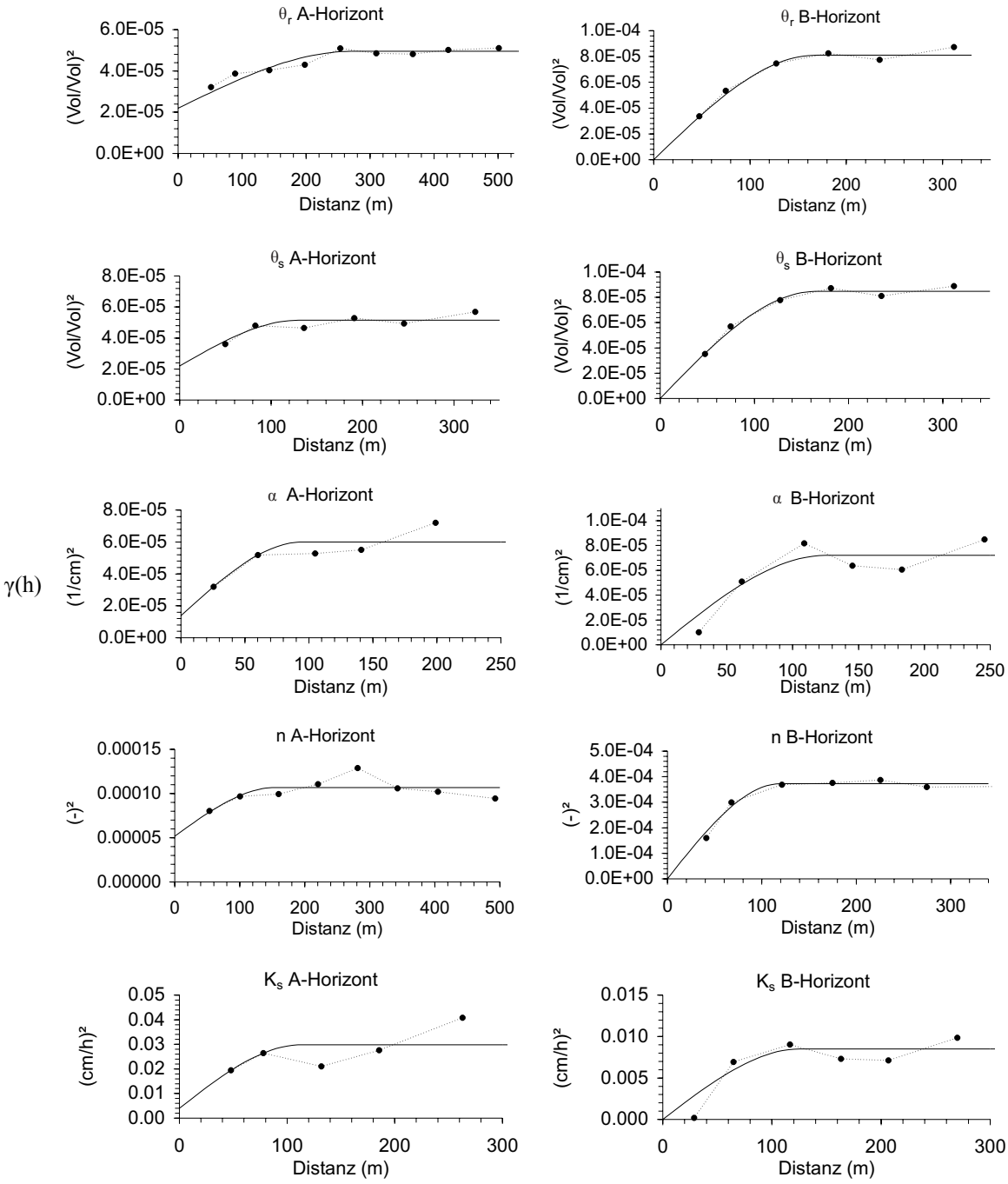


Abbildung 4.13 : Horizontbezogene Variogramme der bodenphysikalischen Parameter

Die Variogramme der bodenphysikalischen Parameter sind in Abb. 4.13 dargestellt. Es wurden wieder sphärische Funktionen an die experimentellen Variogramme angepaßt, deren Parameter in Tab. 4.22 zu finden sind. Zunächst fällt auf, daß alle Variablen des A-Horizonts einen Nugget-Effekt aufweisen, während dies für den B-Horizont nicht zutrifft. Die Ursache hierfür ist wahrscheinlich ebenfalls die Berücksichtigung der Lagerungsdichte über den C_{org}-Gehalt. Im B-Horizont wird eine Korrektur anhand der Skelettgehalte durchgeführt, die Lagerungsdichte aber für alle Punkte identisch angenommen. Die größte räumliche

Variabilität mit der kürzesten Reichweite wird beim Parameter α des A-Horizonts erreicht, während die höchste Autokorrelationslänge bei θ_r des A-Horizonts zu finden ist.
Insgesamt ist der Schwellenwert mit der dazugehörigen Reichweite in den experimentellen Variogrammen sicher zu quantifizieren. Ausnahme bildet der K_s-Wert des A-Horizonts, da bei einer Distanz von etwa 150 m die Semivarianz wieder sinkt, um dann weiter anzusteigen. Dies wird auch als Hole-Effekt bezeichnet (Armstrong 1998) und tritt in abgeschwächter Weise auch für den K_s-Wert des B-Horizonts und α beider Horizonte auf. Sogenannte Hole-Effekte treten auf, wenn die Werte der untersuchten Variablen periodisch im Raum schwanken (Armstrong 1998).
Die Nugget-Effekte der Variablen des A-Horizonts sind teilweise nicht sicher, da für eine sichere Quantifizierung des Nuggeteffekts eine Anzahl von niedrigen Probenahmedistanzen erforderlich wird, was hier nicht gegeben ist.

Tabelle 4.22: Kovariablen und geostatistische Parameter der bodenphysikalischen Parameter, φ' =Einstrahlungwinkel, $\beta(a)$=Einzugsgebietsgefälle, H_r=relative Höhe

Zielvariable	Kovariablen	r^2	Nugget-Effekt c_o	Schwellenwert c_1	Reichweite a [m]	Funktion
A-Horizont						
θ_r	Kategorie 2, φ'	0,28	2,2E-05	2,8E-05	272,22	sphärisch
θ_s	Kategorie 2	0,17	2,2E-05	3,0E-05	130,57	sphärisch
α	$\beta(a)$, H_r	0,46	1,4E-05	4,6E-05	95,03	sphärisch
n	Kategorie 2, φ'	0,29	5,2E-05	5,5E-05	155,16	sphärisch
K_s	$\beta(a)$, H_r	0,33	4,0E-03	2,6E-02	113,36	sphärisch
B-Horizont						
θ_r	Kategorie 1, Kategorie 2, H_r	0,55	0	8,1E-05	168,28	sphärisch
θ_s	Kategorie 1, Kategorie 2, H_r	0,53	0	8,5E-05	164,79	sphärisch
α	H_r, Verschn, Kat 1 und 2, $\beta(a)$	0,30	0	7,2E-05	125,58	sphärisch
n	Kategorie 1, Kategorie 2	0,35	0	3,7E-04	119,50	sphärisch
K_s	Hr, $\beta(a)$, Formelemente	0,23	0	8,5E-03	126,11	sphärisch

Im Vergleich zwischen A- und B-Horizont ist die maximale Semivarianz (c_0+c_1) im B-Horizont immer höher als im A-Horizont, außer beim K_s-Wert, was sich aber schon durch die Varianz andeutet (s. Tab. 4.18). Hier überlagern sich mehrere Effekte der Pedotransferfunktionen. Zunächst ist die Variabilität der Bodeneigenschaften des B-Horizonts höher als die des A-Horizonts (s. Tab. 4.1). Beim K_s-Wert bewirkt die Berücksichtigung der Lagerungsdichte eine höhere Variabilität im A-Horizont. Die Berücksichtigung des Skelettanteils im B-Horizont in Zusammenhang mit der höheren Variabilität der Kornfraktionen bewirkt dagegen für alle anderen bodenphysikalischen Parameter eine höhere Variabilität im B-Horizont. Die Berechnung der K_s-Werte mittels der verwendeten

Pedotransferfunktionen ist hier besonders sensitiv gegenüber der Lagerungsdichte bzw. der Porosität.

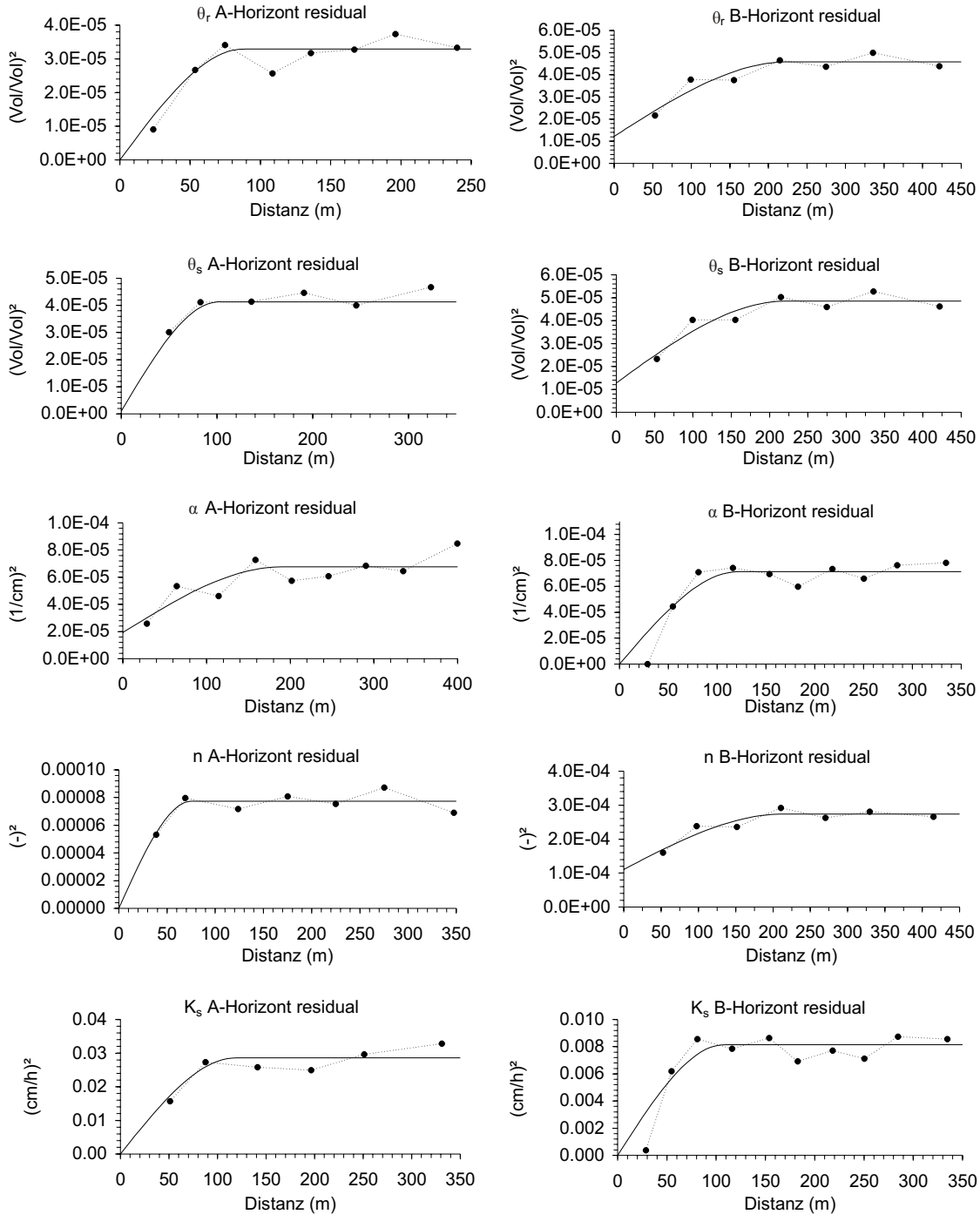


Abbildung 4.14: Horizontbezogene Variogramme der Residuen aus der Regression zwischen bodenphysikalischen Parametern und Reliefparametern

Voraussetzung für das RKC ist die Spezifizierung von theoretischen Variogrammen der Residuen aus der Regression von bodenphysikalischen Parametern und Reliefparametern. Es zeigt sich ein ähnliches Bild wie bei den Bodeneigenschaften (s. Abb. 4.14). Die maximalen

Semivarianzen der Residuen (c_0 + c_1) sind im Vergleich zu denen der Variablen gesunken. Die Reichweiten sind im A-Horizont niedriger, im B-Horizont dagegen z.T. etwas höher als die der Variablen (s. Tab. 4.23).

Tabelle 4.23: Variogrammparameter der Residuen der Bodeneigenschaften, c_0=Nugget, c_1= Schwellenwert, a=Reichweite

	A-Horizont					B-Horizont				
	θ_r	θ_s	α	n	K_s	θ_r	θ_s	α	n	K_s
c_0	0	1,00E-06	1,93E-05	0	0	1,22E-05	1,28E-05	0	1,11E-04	0
c_1	3,29E-05	4,03E-05	4,83E-05	7,74E-05	2,86E-02	3,37E-05	3,57E-05	7,14E-05	1,63E-04	8,14E-03
a [m]	87,9	102,0	189,6	75,2	118,6	226,5	220,6	122,0	214,0	107,8

Der Trend der leicht höheren Variabilität der bodenphysikalischen Parameter im B-Horizont, ausgenommen K_s, ist auch nach der Interpolation festzustellen (s. Tab. 4.24).

Tabelle 4.24: Mualem/VanGenuchten-Parameter auf Basis des direkten Verfahrens

Variable/Methode	Min	Max	μ	σ	CV [%]
A-Horizont					
θ_s [Vol./Vol.] OK	0,437	0,458	0,446	0,003	0,67
θ_s[Vol./Vol.] EDK	0,434	0,464	0,446	0,004	0,90
θ_s[Vol./Vol.] RKC	0,431	0,468	0,446	0,005	1,12
θ_r[Vol./Vol.] OK	0,068	0,083	0,076	0,004	5,26
θ_r[Vol./Vol.] EDK	0,066	0,094	0,076	0,005	6,58
θ_r[Vol./Vol.] RKC	0,053	0,089	0,075	0,005	6,67
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) OK	-1,669	-1,140	-1,474	0,113	-7,67
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) EDK	-1,662	-1,065	-1,454	0,114	-7,84
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) RKC	-1,707	-1,134	-1,480	0,133	-8,99
n [-] OK	1,310	1,332	1,321	0,005	0,38
n [-] EDK	1,295	1,335	1,320	0,007	0,53
n [-] RKC	1,297	1,345	1,319	0,007	0,53
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) OK	-0,913	0,238	-0,480	0,252	-52,50
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) EDK	-0,920	0,244	-0,451	0,297	-65,85
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) RKC	-1,139	0,291	-0,488	0,284	-58,20
B-Horizont					
θ_s [Vol./Vol.] OK	0,381	0,419	0,398	0,009	2,26
θ_s[Vol./Vol.] EDK	0,371	0,419	0,396	0,010	2,52
θ_s[Vol./Vol.] RKC	0,373	0,415	0,396	0,009	2,27
θ_r[Vol./Vol.] OK	0,056	0,094	0,077	0,009	11,69
θ_r[Vol./Vol.] EDK	0,056	0,103	0,078	0,010	12,82
θ_r[Vol./Vol.] RKC	0,059	0,101	0,077	0,009	11,69
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) OK	-1,781	-1,221	-1,543	0,116	-7,52
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) EDK	-1,781	-1,222	-1,535	0,122	-7,95
$\log_{10}$ (α [cm^{-1}]) RKC	-1,813	-1,226	-1,543	0,121	-7,84
n [-] OK	1,275	1,358	1,319	0,014	1,06
n [-] EDK	1,271	1,360	1,315	0,019	1,44
n [-] RKC	1,277	1,347	1,316	0,015	1,14
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) OK	-1,366	-0,140	-0,750	0,234	-31,20
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) EDK	-1,552	-0,138	-0,744	0,243	-31,45
$\log_{10}$ (K_s [cm h^{-1}]) RKC	-1,445	-0,145	-0,721	0,228	-31,62

Die Mittelwerte des Punktdatensatzes (s. Tab. 4.18) werden in allen geostatistischen Verfahren erhalten und liegen eng zusammen, während auch hier die Variationskoeffizienten wie beim indirekten Verfahren Unterschiede aufweisen. Insgesamt werden die Variationskoeffizienten durch die verschiedenen geostatistischen Verfahren unterschätzt, wobei die Verfahren mit Kovariablen (EDK und RKC) immer höhere Werte aufweisen und somit näher an den Variationskoeffizienten des Punktdatensatzes liegen. Ausnahme bilden die K_s-Werte. Im A-Horizont sind die Variationskoeffizienten hier deutlich höher als die des Punktdatensatzes, während die des B-Horizonts nur leicht höher sind. Das ist ein Resultat der Normierung auf den Mittelwert bei der Berechnung des Variationskoeffizienten, denn die Mittelwerte werden hier etwas unterschätzt. Die räumlichen Verteilungen der bodenphysikalischen Paramter auf Basis des direkten Verfahrens sind im Anhang A4 bis A6 zu finden.

4.2.5.3 Kreuzvalidierung der Regionalisierung von bodenphysikalischen Eigenschaften

Nach der Kreuzvalidierung erzielt der multiple Regressionsansatz für θ_r und n des A-Horizonts sowie θ_r ,θ_s und n des B-Horizonts niedrigere Fehlermaße als die geostatistischen Verfahren (s. Tab. 4.25).

Tabelle 4.25: Kreuzvalidierung der regionalisierten bodenphysikalischen Parameter mittels MAE (mean absolute error) und RMSE (root mean square error),REG=Regression, OK=Ordinary Kriging, EDK=External Drift Kriging, RKC=Regression Kriging Model C

	bodenphysikalische Parameter									
	A-Horizont					B-Horizont				
Methode	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm^{-1}]	n [-]	K_s [cm h^{-1}]	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm^{-1}]	n [-]	Ks [cm h^{-1}]
MAE										
REG	0,414	1,125	0,00597	0,0063	0,1184	0,502	0,509	0,0068	0,0120	0,0693
OK	0,476	0,531	0,00438	0,0076	0,0783	0,560	0,582	0,0066	0,0147	0,0676
EDK	0,432	0,538	0,00454	0,0070	0,0899	0,564	0,581	0,0069	0,0154	0,0657
RKC	0,418	0,510	0,00431	0,0066	0,0863	0,526	0,534	0,0065	0,0125	0,0652
RMSE										
REG	0,573	1,296	0,00861	0,0086	0,189	0,631	0,650	0,0089	0,0156	0,0958
OK	0,663	0,731	0,00716	0,0102	0,157	0,721	0,743	0,0086	0,0190	0,0913
EDK	0,618	0,737	0,00717	0,0096	0,168	0,719	0,737	0,0096	0,0186	0,0934
RKC	0,604	0,696	0,00682	0,0090	0,158	0,653	0,665	0,0085	0,0163	0,0926

Die beim OK entstehenden Fehler werden durch die Verwendung einer Kovariablen (EDK und RKC) dann reduziert, wenn die Regression (REG) bereits bessere Fehlermaße als das OK aufweist. In diesem Fall verringert das RKC den Fehler stärker als das EDK, wobei die

Fehlermaße des RKC dann auch sehr nahe an der Güte des Regressionsansatzes liegen. Den gegenüber dem OK niedrigsten Fehler erzielt das RKC für den Parameter n des B-Horizonts, hier wird der MAE um 15 % gesenkt. Für den Parameter n und den Parameter θ_r des A-Horizonts sind mit um 13,3 bzw. 12,3 % niedrigeren MAEs ebenfalls deutliche Verbesserungen zu erzielen. Für den K_s-Wert des A-Horizonts liefert das OK die niedrigsten Fehlermaße.

Die Fehler aus der räumlichen Vorhersage der bodenphysikalischen Parameter aus einem Datensatz von 47 bzw. 64 Punkten sind als relativ gering einzustufen. θ_r und θ_s werden mit einem mittleren absoluten Fehler von ungefähr einem halben Prozent vorhergesagt. Die Fehler bei α und n sind ebenfalls nicht groß. Etwas ungünstiger sind die Ergebnisse für die K_s-Werte. Im Hinblick auf die hier gegebene Variabilität des Parameters sind die Ergebnisse als tolerabel zu betrachten.

4.3 Bewertung und Vergleich der Regionalisierungsverfahren

Bei der Bereitstellung von flächenhaft diskretisierten bodenphysikalischen Parametern existieren generell drei potentielle Fehlerquellen:

1. Bei der Bestimmung von Bodeneigenschaften oder bodenphysikalischen Parametern treten durch die Probenahme, die In-situ Messung oder die Analyse im Labor Fehler auf.
2. Durch die Verwendung von Pedotransferfunktionen auf Basis der Bodeneigenschaften oder das Anpassen der Retentions- bzw. Leitfähigkeitsfunktionen an die gemessenen Stützstellen wird ein Fehler eingebracht.
3. Beim Schritt der Regionalisierung, also dem Hochskalieren (Upscaling) der Punktinformation zu einer flächenhaften Information ensteht ein Fehler durch die räumliche Vorhersage

Im Zuge dieser Arbeit soll vor allem der letzte Punkt untersucht werden. Die Größe der Fehler, die in Punkt Eins gemacht werden sind abhängig von der jeweils gewählten Untersuchungsmethode. Die in Punkt zwei aufgeführten Fehler sind bereits Gegenstand mehrerer Untersuchungen gewesen (Diekkrüger 1992, Tietje & Tapkenhinrichs 1993, Tietje & Hennings 1996), die deutlich aufzeigen, daß hier ein großes Fehlerpotential liegt.

Um die Frage zu beantworten, ob zuerst die Pedotransferfunktion angewendet (das direkte Verfahren) oder zuerst das räumliche Hochskalieren durchgeführt werden sollte (das indirekte Verfahren), wurden beide Verfahren angewendet. Die Ergebnisse der beiden Verfahren sind nicht absolut vergleichbar, da beim direkten Verfahren ein geringerer Stichprobenumfang zur Verfügung stand als für das indirekte Verfahren. Eine Bewertung kann aber bereits anhand der jeweiligen Vorgehensweise vorgenommen werden.

Das indirekte Verfahren hat generell den Vorteil, daß die flächenhaften Daten der Eingangsparameter mittels PTF kombiniert werden können, d.h. die PTF-Eingangsdaten können unterschiedlich dicht beprobt sein, was eine optimale Ausnutzung von bereits vorhandenen Daten ermöglicht. Beim direkten Verfahren müssen alle PTF-Eingangsdaten an einem Punkt vorliegen. Dagegen weist das indirekte Verfahren für die Mehrzahl der verfügbaren PTFs (z.B. Cosby et al. 1984, Rawls & Brakensiek 1985, Vereecken et al. 1989 und 1990, Wösten et al. 1998, Schaap & Leij 2000) den Nachteil der erforderlichen Normierung der einzelnen Kornfraktionen auf. Für die Böden des hier untersuchten Gebiets ergibt sich dadurch zwar nur eine geringe Auswirkung, in anderen, heterogeneren Gebieten könnten sich allerdings deutlich stärkere Auswirkungen einstellen. Ferner liefert das direkte

Verfahren die Krige-Varianz der bodenphysikalischen Parameter und gibt somit Aufschluß über deren räumliche Unsicherheit. Im indirekten Verfahren wird die Krige-Varianz der Bodeneigenschaften errechnet und nicht die der eigentlichen Zielvariablen, so daß hier zusätzlich eine Fehlerfortpflanzung gerechnet werden müßte, um die aus der Interpolation resultierende räumliche Unsicherheit der bodenphysikalischen Parameter zu bestimmen. Das direkte Verfahren scheint das geeignetere.

Die Kreuzvalidierung der verschiedenen Methoden hat hier insbesondere für die bodenphysikalischen Parameter (s. Tab. 4.25) gezeigt, daß ein regressionsstatistischer Ansatz einem geostatistischen Ansatz überlegen sein kann, wenn die durch die Regression erklärte Varianz groß genug ist. Ein genereller Nachteil der Regressionen ist, daß die Werte an den Probenahmepunkten im Gegensatz zum geostatistischen Ansatz nicht reproduziert werden. Ein weiterer Nachteil ist hier die Erklärung der räumlichen Ausprägung einer Bodeneigenschaft oder eines bodenphysikalischen Parameters einzig auf Basis des bodenbildenden Faktors Relief. Hier werden andere Faktoren und die zufällige Komponente nicht beachtet. Beim geostatistischen Ansatz (OK) wird die gesamte Realisierung der räumlichen Struktur als zufällig betrachtet, was auf Grund der nicht faßbaren Komplexität der Bodengenese ein sinnvoller Weg sein kann (Webster 2000). Ist allerdings ein entscheidender Faktor für die Bodenbildung erkannt und über eine flächenhafte Variable erfaßt, bleiben zwei Möglichkeiten. Man benutzt die Kovariablen in einem Regressionsansatz, was die oben aufgeführten Nachteile impliziert, oder man wählt ein geostatistisches Verfahren, daß die Berücksichtigung von Kovariablen ermöglicht. In dieser Arbeit wurden dazu EDK und RKC getestet. Der Vorteil dieser Verfahren ist, daß ein Teil der räumlichen Struktur der Variablen durch eine Kovariable erklärt werden kann, daß aber die zufällige Komponente nicht vernachlässigt wird. Nach der Kreuzvalidierung ist das RKC etwas besser in der Lage die Kovariablen zu nutzen als das EDK. Bei sehr schwachen Zusammenhängen zwischen Ziel- und Kovariablen ist das EDK allerdings überlegen.

EDK und RKC reproduzieren die Varianz des Punktdatensatzes besser als das OK, wobei das RKC in den meisten Fällen näher an der Ausgangsvarianz liegt als das EDK.

Aus den oben aufgeführten Gründen wird für die bodenphysikalischen Parameter das direkte Verfahren bevorzugt, wobei die Methode des RKC favorisiert wird, da diese nach Kreuzvalidierung das beste Ergebnis liefert und auch im zweiten Kriterium der Reproduktion der Varianz überlegen ist. Ferner stimmen die damit erzeugten räumlichen Strukturen gut mit dem bodenkundlichen Verständnis der räumlichen Verteilung von Variablen überein.

Die Verwendung von Reliefparametern für die Regionalisierung der hier betrachteten Zielvariablen muß als sinnvoll erachtet werden. Die Verbesserung der räumlichen Vorhersage von einzelnen Variablen beträgt bezüglich des MAE dadurch bis zu 15 %. Die tertiären Reliefparameter sind in der Lage einen signifikanten Teil der räumlichen Struktur von Bodeneigenschaften zu erklären, mit Abstrichen ist dies auch durch primäre und sekundäre Reliefparameter möglich. Daß hier die tertiären Reliefparameter insgesamt geeigneter sind, liegt daran, daß in ihnen eine ganze Anzahl von Prozessen gebündelt wird, während primäre Reliefparameter eher einzelne Prozesse abbilden.
Die Reliefparameter Einzugsgebietsgefälle und SARA Kategorie 2 werden sowohl für die Eingangsdaten der Pedotransferfunktionen (Bodeneigenschaften) als auch für die errechneten bodenphysikalischen Parameter in Regressionen genutzt.

Das Kriging der Flächenresiduen für die C_{org}-Gehalte und die Mächtigkeiten des A-Horizonts auf Basis der Landnutzung wird ebenso als sinnvoll erachtet. Auch hier entspricht die räumliche Vorhersage der bodengenetischen Vorstellung für die regionalisierten Eigenschaften. Auf eine Kreuzvalidierung wird hier verzichtet, da kein Verfahren alternativ benutzt wird.

Mit Hilfe von Variogrammen kann die räumliche Struktur von Variablen quantifiziert werden. Im Falle der Variogramme für die berechneten bodenphysikalischen Parameter hängt diese von der verwendeten PTF ab, und die Frage stellt sich, ob die tatsächliche räumliche Struktur bodenphysikalischer Parameter mittels einer PTF bestimmt werden kann. Für die verwendeten PTF nach Rawls & Brakensiek (1985) wird von Romano & Santini (1997) eine ausreichende Beschreibung der räumlichen Variabilität bezüglich ihrer Retentionskurven bescheinigt. Die Variogrammparameter der über die PTF ermittelten Werte für ausgewählte Matrixpotentiale gleichen hier denen der Variogramme, die anhand von gemessenen Matrixpotentialen erstellt wurden.

Bei den bodenphysikalischen Parametern treten im Mittel größere Autokorrelationslängen auf als bei den Bodeneigenschaften. Hier werden durch die Pedotransferfunktionen die räumlichen Strukturen der Bodeneigenschaften vermischt, was zu den größeren Reichweiten führt.

Die Variogrammparameter für die einzelnen Bodeneigenschaften sind skalenabhängig. Nach Western & Blöschl (1999) beeinflußt das Skalen-Triplet aus Abstand der Probenahmepunkte (spacing), Größe der betrachteten Fläche (extent) und beprobtem Volumen (support) die skalenabhängige Semivarianz und Autokorrelationslänge jeder Variablen. Ist die betrachtete Fläche im Verhältnis zur tatsächlichen Skale des betrachteten Prozesses klein, so wird die Varianz ebenso wie die Autokorrelationslänge unterschätzt (s. Abb 4.15). Um Aussagen über eine großskalige räumliche Variabilität machen zu können, muß auch eine großskalige Messung durchgeführt werden. Das gleiche gilt für kleine Skalen. Um die kleinskalige Variabilität zu quantifiziern, muß auch kleinskalig beprobt werden.

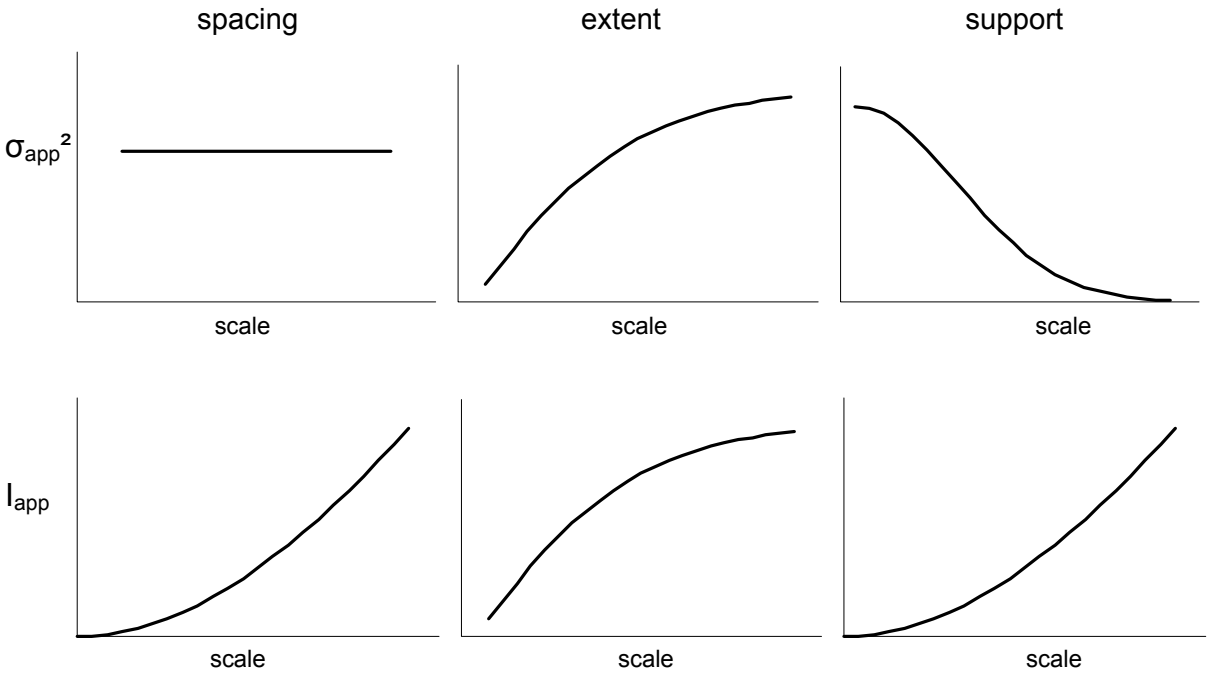


Abbildung 4.15: Skalenabhängigkeit der scheinbaren Varianz σ_{app}^2 und der scheinbaren Autokorrelationslänge I_{app}, nach Western & Blöschl (1999), verändert

4.4 Zusammenfassung der Ergebnisse aus der Regionalisierung

Bei Scheinost et al. (1997) erzielt das indirekte Verfahren um 16 % niedrigere RMSE für einen gemessenen Validierungsdatensatz (θ bei ψ=-300 cm und ψ =-15000 cm) als das direkte Verfahren. Als Ursache dafür wird angenommen, daß durch die Pedotransferfunktionen über Bodeneigenschaften mit unterschiedlichen räumlichen Strukturen integriert wird, obwohl eine PTF verwendet wurde, die bereits auf den logarithmischen Korngrößenmedian als Bodeneigenschaft zurückgreift.

Soll auf bereits vorhandene und in weiten Bereichen anwendbare Pedotransferfunktionen zurückgegriffen werden, ergibt sich ein Nachteil des indirekten Verfahrens, da die Inkonsistenz der Summe der Kornfraktionen nach der Interpolation zwar durch eine Normierung behoben wird, dies aber einen Trend zur Folge haben kann. Ferner wird durch das direkte Verfahren die geostatistische Unsicherheit der räumlichen Vorhersage der bodenphysikalischen Parameter quantifiziert (Krige-Varianz), was eine Analyse der durch die räumliche Vorhersage verursachten Unsicherheit in der hydrologischen Modellierung ermöglicht.

External Drift Kriging, Regression Kriging Model C und das Kriging der Flächenresiduen sind Erweiterungen des Ordinary Kriging, die eine sinnvolle Verwendung der Kovariablen Reliefparameter und Nutzung ermöglichen. Sie verbessern die Vorhersagegüte, erhalten die Varianz des Punktdatensatzes besser und ermöglichen die Umsetzung einer räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften, die dem bodenkundlichen Verständnis entspricht. Das Regression Kriging Model C erzielt in dieser Anwendung etwas bessere Ergebnisse als das External Drift Kriging.

Im Vergleich zu einer Kombination zwischen Regression und Geostatistik hat ein rein regressionsstatistischer Ansatz den Nachteil, daß die Werte an den gemessenen Punkten nicht erhalten werden. Bei einem Block-Kriging ist dies zwar auch der der Fall, aber in weit geringerem Umfang. Ferner wird die räumliche Struktur der Kovariablen für die Zielvariable übernommen, während die tatsächliche räumliche Variabilität des Punktdatensatzes vernachlässigt wird.

5 Modellierung des Wasserhaushalts im Untersuchungsgebiet

Auf Basis der in Kapitel 2 beschriebenen Ansätze wurde für das Einzugsgebiet Berrensiefen für einen Zeitraum von einem Jahr eine hydrologische Modellierung durchgeführt. In diesem Kapitel werden zunächst die Eingangsdaten dokumentiert. Ferner werden Modellergebnisse vorgestellt und in Teilen validiert.

5.1 Datengrundlage

Die für die Berechnung der Evapotranspiration notwendigen meteorologischen Größen Lufttemperatur, relative Luftfeuchte und Globalstrahlung werden bei der 8 km südwestlich gelegenen Wahnbachtalsperre stündlich erfaßt. Die Windgeschwindigkeit wird am ca. 20 km entfernten Flughafen Köln-Wahn für ein drei-Stunden Intervall gemessen und gemittelt. Eine zeitliche Disaggregierung in Stundenwerte wurde mittels linearer Interpolation durchgeführt. Die Niederschläge werden im Einzugsgebiet erfaßt (s. Kap. 3). Aufgrund der Gebietsgröße wird keine räumliche Variabilität des Niederschlags angenommen.
Die bestandesspezifischen Parameter sind der Literatur entnommen (Bormann et al. 1996) und z.T. geringfügig modifiziert bzw. geschätzt, falls für die entsprechende Nutzungsart keine Literaturwerte vorlagen (s. Tab. 5.1).

Tabelle. 5.1: Die bestandesspezifischen Parameter, LAI_{mi}=minimaler Blattflächenindex, LAI_{ma}=maximaler Blattflächenindex, LAI_z=Blattflächenindex zun Erntezeitpunkt, dts=Beginn des Austreibens der Blätter, dtm=Erreichen des maximalen Blattflächenindices, dtz= Beginn Ernte/Laubabwurf, dth=Ende der Ernte/Laubabwurf, r_{smi}= minimaler Bulk-Stomata-Widerstand

Nutzungsklasse	LAI_{mi} [$m^2\ m^{-2}$]	LAI_{ma} [$m^2\ m^{-2}$]	LAI_z [$m^2\ m^{-2}$]	dts [d]	dtm [d]	dtz [d]	dth [d]	Höhe [m]	r_{smi} [$s\ m^{-1}$]
Mischwald	3,5	5,0	5,0	112	140	238	337	20,0	77
Laubwald	1,0	4,0	4,0	112	140	238	337	20,0	80
Nadelwald	6,0	6,0	6,0	1	1	1	1	20,0	75
vereinz. Bäume	1,0	2,5	2,5	112	140	238	337	5,0	77
Weide	1,0	1,0	1,0	98	126	300	309	0,2	50

Um die räumliche Variabilität der Mualem/VanGenuchten-Parameter zu berücksichtigen, wird das Ergebnis des Regression Kriging Model C im direkten Verfahren benutzt, da hier in der lokalen Schätzung die insgesamt geringsten Fehler festgestellt wurden (s. Kap. 4.2.5.3). Dazu wurden dem jeweiligen Knoten der finiten Elemente horizontbezogen der Parametersatz der jeweiligen Rasterzelle zugewiesen.
Im Zuge der Kalibrierung war eine globale Modifikation der K_s-Werte erforderlich, worauf im Kapitel 5.4 näher eingegangen wird. Im Kapitel 4.2.5 sind die statistischen Kennwerte der

zum Teil bereits kalibrierten bodenphysikalischen Parameter zusammengefaßt. Natürlich gelagerte Böden weisen häufig eine Anisotropie für den K_s-Wert auf (Hodgkinson & Armstrong 1996). In horizontaler Richtung wird deshalb eine um eine Größenordnung höhere hydraulische Leitfähigkeit angenommen, um den Effekt der Makroporosität zu berücksichtigen und eine realistische Abschätzung der lateralen Wasserflüsse im Boden zu erzielen.

Die Mächtigkeiten der Horizonte sind für die Modellierung der Bodenwasserflüsse eine bedeutsame Größe, insbesondere wenn laterale Flüsse betrachtet werden, da hier das Volumen definiert wird, auf die die relativen Wassergehalte bezogen werden (Saulnier et al. 1997, Herbst & Diekkrüger 2001). Für die Mächtigkeit des A-Horizonts wurde das Ergebnis aus dem Kriging der Flächenresiduen verwendet. Die Resultate des External Drift Kriging für die Mächtigkeit des B-Horizonts stimmen gut mit der bodenkundlichen Vorstellung über die räumliche Variabilität dieses Parameters überein und die Kreuzvalidierung bestätigt eine ausreichende Güte (s. Kap. 4.2.4.2).

Die Parameter ψ_1 bis ψ_4 (s. Kap. 2.2.1) wurden auf –1, –10, -1000 und -15656 cm gesetzt. In Ermangelung einer weiteren Grundlage wurden diese für alle Nutzungsklassen gleich gesetzt.

5.2 Räumliche Diskretisierung

SWMS_3d (Simunek et al. 1995) benutzt für die Berechnung der Bodenwasserbewegung finite Elemente. Für das Einzugsgebiet des Berrensiefen wurde eine horizontale Auflösung von 10 m bei einer variablen Knotendistanz in der Vertikalen gewählt. In dieser Richtung sind 5 Knoten vorgesehen, jeweils 2 Knoten für den A-Horizont und 3 Knoten für den B-Horizont. Bei 2862 Knoten pro Ebene ergeben sich insgesamt 14310 Knoten mit 21856 prismatischen Elementen. Jedes Prisma wird intern in 3 Tetraeder zerlegt. Es entstehen dabei z.T. stark verzerrte Elemente, da die Höhe der Elemente zwischen 5,6 und 31,8 cm liegt, während die Länge ca. 1000 cm beträgt.

Die Auflösung der räumlichen Diskretisierung hat Auswirkungen auf die Ergebnisse eines 3d-Modells (Paniconi & Wood 1993). Dies ist allerdings keine zentrale Fragestellung dieser Arbeit, so daß auf dahingehende Untersuchungen verzichtet wurde. Dagegen wurde die räumliche Auflösung so gewählt, daß bei ausreichender Genauigkeit für den Simulationszeitraum eine vertretbare Rechenzeit (< 96 h) erzielt wird.

Den seitlichen Rand des Modells bildet die Einzugsgebietsgrenze, Flüsse über diesen seitlichen Rand werden nicht zugelassen. Die Knoten an der Bodenoberfläche sind der Atmosphäre ausgesetzt, d.h. es wird zwischen Dirichlet- und Neumann-Randbedingung

gewechselt. Für den unteren Rand des Modells wird als Randbedingung eine freie Drainage angenommen, da nur Bodenparameter bis zur Untergrenze des B-Horizonts vorhanden sind. Das perkolierte Wasser wird als grundwasserbürtiger Abfluß bilanziert.

5.3 Sensitivität

Bei der Analyse des Sensitivität wird ein Parameter in eine bestimmte Richtung modifiziert. Nach erneuter Modellierung wird die Veränderung der Ergebnisse auf Grund der Modifikationen des Eingangsparameters betrachtet. Das Verhältnis der Änderung in den Eingangsdaten zur Änderung im Modelloutput gibt Aufschluß über die Sensitivität des jeweiligen Parameters. Bei der verwendeten Methode werden die Interaktionen und Abhängigkeiten der Parameter untereinander nicht berücksichtigt, da immer nur ein Parameter modifiziert wird.

Für die berechnete potentielle Evapotranspiration gibt es in diesem Fall mit Ausnahme der Betrachtung der Gebietswasserbilanz keine Möglichkeit zur Validierung. Geht man davon aus, daß Niederschlag und Abfluß korrekt erfaßt wurden und es keinen Zu- oder Abstrom im Grundwasser gibt, bleibt als Restgröße die aktuelle Evapotranspiration. Allerdings ist noch die Änderung des Bodenwasserspeiches zu berücksichtigen, d.h. es kann eigentlich nur festgestellt werden, ob die berechnete Evapotranspiration in der richtigen Größenordnung ist. Daher ist eine Sensitivitätsanalyse sinnvoll, um kritische Parameter und Wertebereiche für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration zu identifizieren.

Die bodenphysikalischen Parameter haben einen relativ großen Einfluß auf die Modellierung der Abflußbildung. Hier gilt es die sensitivsten Parameter zu identifizieren. In verschiedenen Arbeiten (Anderson 1982, Binley at al. 1989b, Paniconi & Wood 1993, Merz 1996, Bormann et al. 1999) wurde immer wieder festgestellt, daß der K_s-Wert der sensitivste Parameter ist. Ob dies auch bei einer dreidimensionalen Modellierung zutrifft und im welchem Umfang, wird ebenfalls untersucht.

5.3.1 Meteorologische und bestandesspezifische Parameter

Um die Sensitivität der Parameter für die Berechnung der potentiellen Evapotranspirationssummen zu bestimmen, wurden alle meteorologischen sowie die wichtigsten bestandesspezifischen Parameter variiert. Dazu wurde der jeweils betrachtete Parameter mittels eines Faktors multipliziert. Auf den Ausgangsfaktor von 0,5 wurde jeweils 0,1 addiert bis zum maximalen Faktor von 1,5. Es wurden also für jeden betrachteten Parameter 11 Modelldurchläufe über den gesamten Simulationszeitraum durchgeführt.

Abb. 5.1 kann entnommen werden, daß die relative Luftfeuchte unter den meteorologischen Parametern eindeutig den größten Einfluß hat, gefolgt von Lufttemperatur, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit. Hier beeinflußt das Sättigungsdefizit der Atmosphäre maßgeblich die Evapotranspiration. Das Abknicken der Sensititvität der relativen Luftfeuchte bei relativen Änderungen größer als 1 beruht darauf, daß relative Feuchten von über 100 % im Modell auf diesen Maximalwert begrenzt werden. Die Windgeschwindigkeit hat die geringsten Auswirkungen auf die Evapotranspirationsmodellierung, allerdings sind die verwendeten Windgeschwindigkeiten relativ niedrig, so daß die Variation hier auch nur geringe absolute Unterschiede erzeugt.

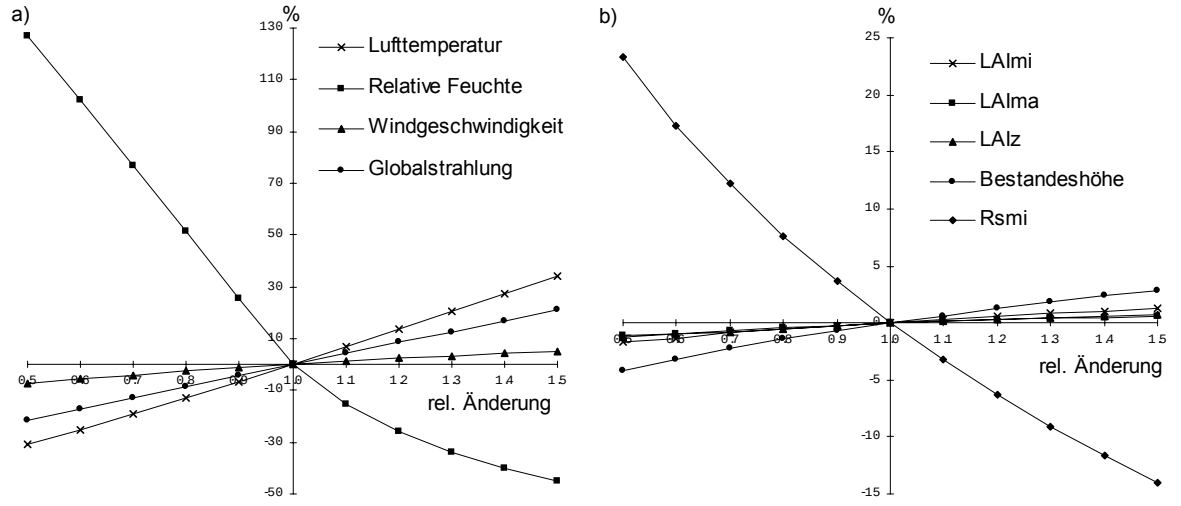


Abbildung 5.1: Sensitivität der meteorologischen (a) und der bestandesspezifischen Parameter (b) für die Modellierung der Evapotranspiration. Auf der X-Achse ist jeweils die relative Änderung des Eingangsparameters abgetragen, während auf der Y-Achse die prozentuale Änderung der Evapotranspirationssumme abgetragen ist.

Von den bestandesspezifischen Parametern zeigt der minimale Bulk-Stomata-Widerstand deutlich die größte Sensitivität. Die übrigen Parameter Bestandeshöhe, minimaler Blattflächenindex, maximaler Blattflächenindex und Blattflächenindex zum Erntezeitpunkt weisen in dieser Reihenfolge eine niedrigere Sensitivität auf. In Kap. 2 wurde aufgezeigt, daß der Blattflächenindex für die Bestimmung einer ganzen Anzahl von Teilgrößen der Penman/Monteith-Gleichung verwendet wird. Trotzdem ergeben sich niedrige Sensitivitäten, da durch die Modellierung der zeitlichen Dynamik des Blattflächenindices immer nur die für den jeweiligen Blattflächenindex relevante Phase modifiziert wurde.

Gesamt betrachtet haben die meteorologischen Parameter eine höhere Sensitivität als die bestandesspezifischen Parameter, was darauf hindeutet, daß Meßfehler bei den

meteorologischen Daten, insbesondere der relativen Luftfeuchte, einen großen Effekt haben können.

5.3.2 Bodenphysikalische Parameter

Um die Sensitivität der bodenphysikalischen Parameter für die schnellen Abflußkomponenten (Oberflächen- und Makroporenabfluß) zu quantifizieren, wurde lediglich für den A-Horizont der jeweilige Parametersatz um 10 % variiert, da dies einen vertretbaren Aufwand an Rechenzeit darstellt. Auch hier wurde der gesamte Simulationszeitraum betrachtet.
Um die Sensitivität abzuschätzen, wird der Sensitivitätsindex I_s (de Roo 1993) benutzt, bei dem die Differenz zwischen dem Modellergebnis nach 10-prozentiger Verringerung X_m und dem Ergebnis nach 10-prozentiger Erhöhung X_p über das Ergebnis des unveränderten Datensatzes X_o normiert wird:

$$I_s = \left| \frac{X_m - X_p}{X_o} \right| \qquad \text{Gl. 5.1}$$

Der Parameter n wird nicht hinsichtlich der Sensititvität betrachtet, da eine Erhöhung bzw. Verringerung um 10 % für einige Böden bereits zu einem unrealistischen Wertebereich führt. Der höchste Sensitivitätsindex ergibt sich mit 0,069 für den Parameter K_s. Dem folgen θ_s und α mit einem Wert von 0,052 und 0,048 respektive. Der niedrigste Sensitivitätsindex ergibt sich für θ_r mit einem Wert von 0,011. Abb. 5.3 ist zu entnehmen, daß eine Verringerung von θ_s und K_s zu einer Erhöhung der schnellen Abflußkomponenten führt, da die Infiltrationskapazität im Verlauf eines Niederschlagsereignisses früher abnimmt bzw. nach Erreichen der Sättigung Infiltration mit einer niedrigeren Rate stattfindet. Dagegen ergibt eine Verringerung von θ_r und von α eine niedrigere Abflußsumme der schnellen Komponenten. Die Verringerung von θ_r schafft ein größeres Speichervolumen, während dies bei α zu einem Absinken der Retention bei höheren Matrixpotentialen führt (s.a. Kap. 2.3.2), d.h. die Sättigung wird im Laufe eines Niederschlagsereignisses später erreicht.
Die Sensitivität der Abflußdynamik gegenüber den bodenphysikalischen Parametern des A-Horizonts ist insgesamt als relativ gering einzustufen. Eine zehn prozentige Verringerung der K_s-Werte bewirkt lediglich eine Erhöhung der Abflußsumme der schnellen Komponenten um 3,8 %. (s. Abb. 5.2).

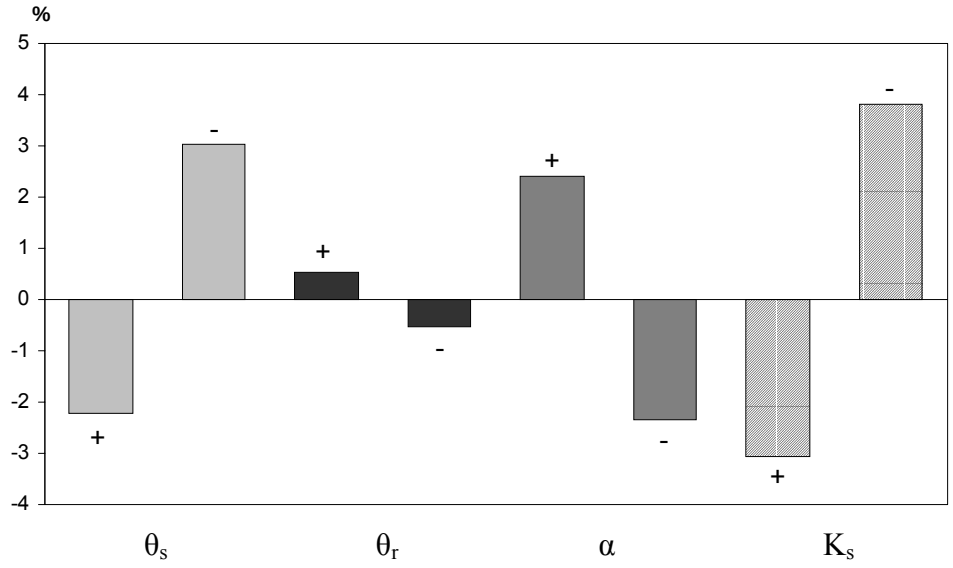


Abbildung 5.2: Prozentuale Veränderung der Oberflächen- und Makroporenabflußsumme nach Veränderung der bodenphysikalischen Parameter des A-Horizonts, die mit einem + versehenen Balken stehen für eine 10-prozentige Erhöhung, das – für eine entsprechende Verringerung

5.4 Kalibrierung, Validierung und Modellergebnisse

Der Modellierungszeitraum beginnt am 1. September 1998 00:00:00 Uhr und endet am 31. August 1999 23:00:00. Bei einer Modellierung auf Basis von Stundenwerten ergeben sich somit 8760 Zeitschritte.

Für den Modellierungszeitraum zeigt sich eine auch für dieses Gebiet relativ hohe Niederschlagssumme (s. Tab. 5.2). Da zu Beginn der Modellierung die Bodenfeuchteverhältnisse deutlich feuchter sind als zum Ende der Modellierung, entsteht eine geringe negative Speicheränderung. Lediglich 32,6 % der Niederschläge verdunsten, während 76,2 % des Niederschlags als Abfluß bilanziert werden.

Der durch die numerische Lösung verursachte Fehler in der Massenbilanz beträgt für den Modellierungszeitraum 0,89 %, und wird als tolerabel betrachtet.

Tabelle 5.2: Modellierte Gebietswasserbilanz, N=Niederschlag, ETA=aktuelle Evapotranspiration, Q_{O+M}=Oberflächen- und Makroporenabfluß, Q_B=Basisabfluß, S=Speicher

	N	ETA	Q_{O+M}	Q_B	S
[mm]	1600,1	522,8	595,6	624,0	-142,3
%	100,0	32,6	37,2	39,0	-8,9

5.4.1 Evapotranspiration

Im Gebietsmittel verdunsten mit 522,8 mm 81 % der potentiellen Evapotranspiration tatsächlich. Der typische Jahresgang der aktuellen Transpiration wird vom Modell wiedergegeben (s. Abb 5.3), wobei die Werte der potentiellen und der aktuellen Transpiration im Winterhalbjahr fast identisch sind. Mit steigender Einstrahlung und Erwärmung im Frühling (≈ ab Zeitschritt 6000) klaffen potentielle und aktuelle Transpiration mehr auseinander, da der Boden zunehmend austrocknet und die Transpiration limitiert.

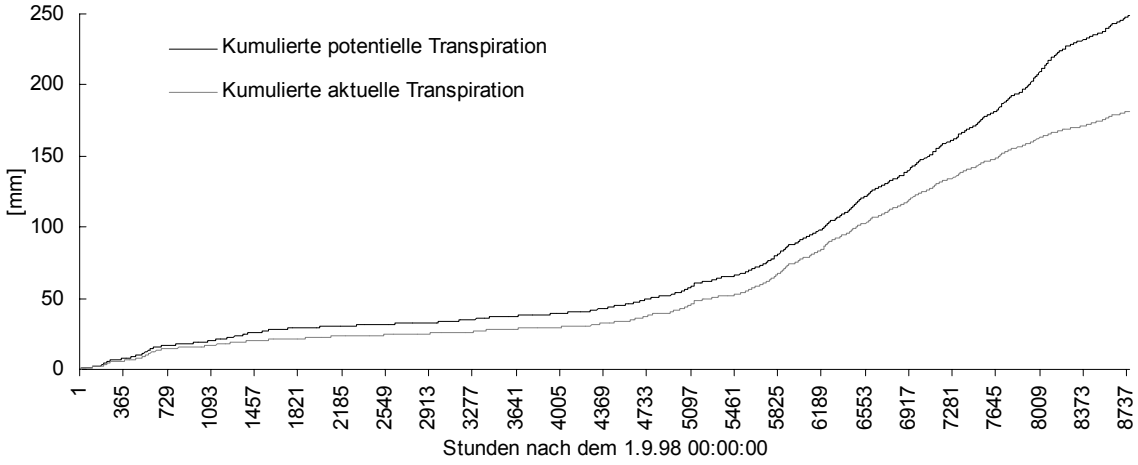


Abbildung 5.3: Modellierte potentielle und aktuelle Transpiration

Die höchsten potentiellen Evapotranspirationssummen werden für den Nadelwald berechnet, die geringsten für die Weidenutzung (s. Tab. 5.3), was im wesentlichen auf den deutlich höheren Blattflächenindex zurückzuführen ist. Der minimale Bulk-Stomata-Widerstand für die Weide wird niedriger als für den Nadelwald angenommen.

Tabelle 5.3: Bestandesspezifische Summen der potentiellen Evapotranspiration (=ETP), der potentiellen Evaporation (=E), der potentiellen Transpiration (=T) und der Interzeption (=I)

	Mischwald	Laubwald	Nadelwald	vereinz. Bäume	Weide	Flächenmittel
I [mm]	116,3	76,8	144,0	59,7	38,4	51,7
T [mm]	587,8	461,4	664,0	351,8	188,4	257,3
E [mm]	114,5	209,8	66,2	284,4	383,1	337,4
ETP [mm]	818,6	748,0	874,2	695,9	609,9	646,5

Die Evaporation hat bei der Weidenutzung einen größeren Anteil an der Summe der potentiellen Evapotranspiration als beim Nadelwald. Hier wird der Effekt des höher angenommenen Bedeckungsgrades (s. Gl. 2.20) beim Nadelwald deutlich, für den der größte Anteil an der Evapotranspiration für die Transpiration ermittelt wird.

Auch die höchsten Jahressummen der Interzeption ergeben sich im Modell für den Nadelwald durch die ganzjährige Belaubung, während die niedrigste Interzeptionssumme für die Weidenutzung modelliert wird. Die Entstehung der Differenzen in den Interzeptionssummen verdeutlicht exemplarisch Abb. 5.4. Zu erkennen ist die Auswirkung des Blattflächenindices, der die maximale Speicherkapazität der jeweiligen Nutzungsart vorgibt. Obwohl die Verdunstung für eine raschere Leerung des Interzeptionsspeichers beim Weideland sorgt, entstehen größere Interzeptionssummen für den Mischwald, da eine deutlich höhere Interzeptionskapazität angenommen wird. Für den dargestellten Ausschnitt ergibt sich bei einer Summe des Freilandniederschlags von insgesamt 37,0 mm für den Mischwald ein Interzeptionsverlust von 7,8 mm und für die Weide ein Interzeptionsverlust von 2,0 mm.

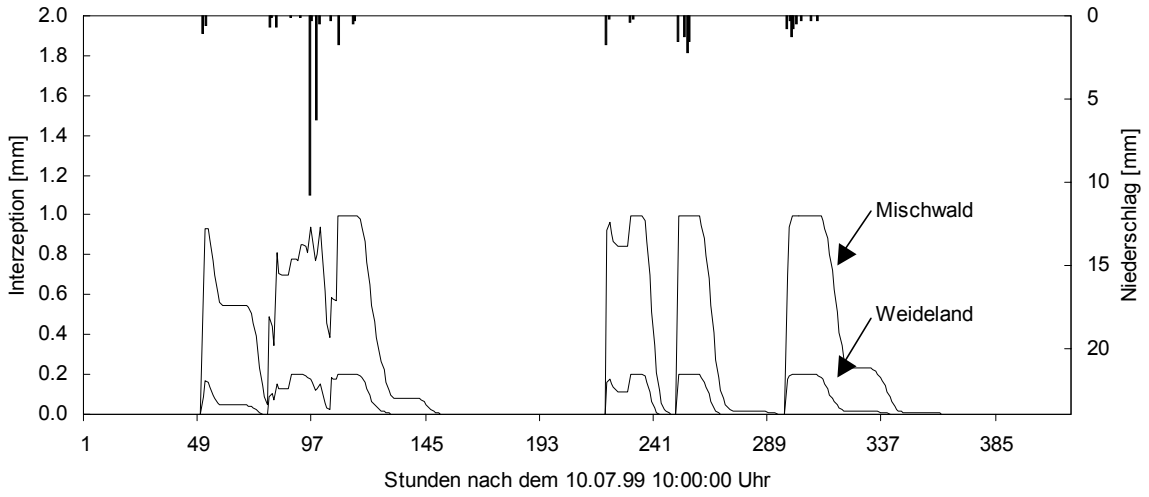


Abbildung 5.4: Zeitlicher Ausschnitt der modellierten Interzeption von Mischwald und Weideland

Für insgesamt drei Phasen des Simulationszeitraumes wird eine Schneedecke vom Modell ermittelt (s. Abb 5.5). In der ersten Phase sinkt die Lufttemperatur knapp unter 0 °C, so daß sich eine Schneedecke mit einem Wasseräquivalent von 17,9 mm bildet. Danach steigen die Lufttemperaturen auf bis zu 6.8 °C an und die Schneedecke schmilzt leicht verzögert in insgesamt 144 Stunden ab.

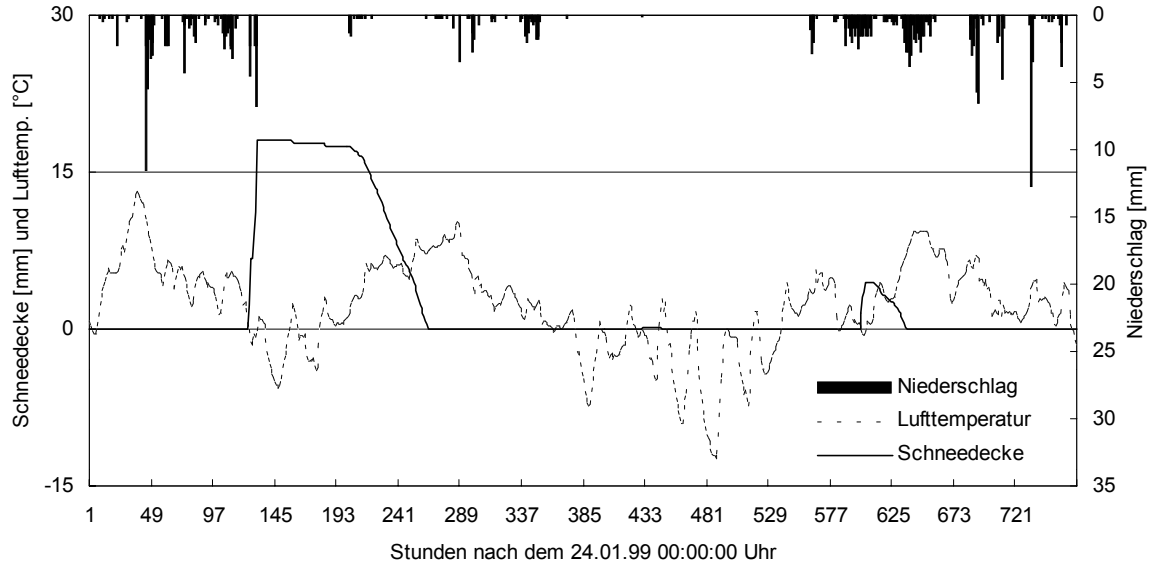


Abbildung 5.5: Modellierung der Schneedecke

5.4.2 Abfluß

Für die Modellierung des Gesamtabflußverhaltens ist eine Validierung möglich. Um dies zu objektivieren werden dimensionslose Gütemaße wie der *Index of Agreement* (IA, Willmott 1981) und der *Coefficient of Model Efficiency* (CME, Nash & Sutcliffe 1970) benutzt:

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (q_o(t) - q_s(t))^2{}_i}{\sum_{i=1}^{n} \left(|q_o(t) - q_{omean}| + |q_s(t) - q_{omean}|\right)^2{}_i}$$

Gl. 5.2

$$CME = \frac{\sum_{i=1}^{n} (q_o(t) - q_{omean})^2{}_i - \sum_{i=1}^{n} (q_o(t) - q_s(t))^2{}_i}{\sum_{i=1}^{n} (q_o(t) - q_{omean})^2{}_i}$$

Wobei q_o die gemessene und q_s die modellierte Abflußrate zum Zeitschritt t ist, q_{omean} ist die über eine Anzahl von n Zeitschritten gemittelte gemessene Abflußrate.

Zunächst wurde für die ersten 2400 Zeitschritte (1.9.98 00:00:00 Uhr bis 9.12.98 23:00:00 Uhr) eine Kalibrierung durchgeführt. Die Systemwiderstände für die Abflußkonzentration Ω_s wurden für den Oberflächenabfluß auf $1{,}36*10^{-8}$ h m^{-1} und für den Makroporenabfluß auf

$3{,}06*10^{-7}$ h m^{-1} festgesetzt. Die maximale Infiltrationskapazität der Makroporen In_{mac} wird mit 18 mm h^{-1} angenommen, da so ein realistischer Anteil des Oberflächenabflusses erzielt wird. Im Zuge der Kalibrierung wurden lediglich die K_s-Werte global angepaßt, um ein realistisches Verhältnis zwischen den Anteilen der grundwasserbürtigen und der schnellen Abflußkomponenten (Oberflächen- und Makroporenabfluß) und eine korrekte Abflußsumme zu erzielen. Schrittweise Modifikationen führten zu einem globalen Skalierungsfaktor von 0,5. Die Erfordernis dieser Kalibrierung beruht auf mehreren Zusammenhängen: Eine zeitliche Aggregierung der Niederschlagsraten, wie hier geschehen, erfordert zwangsläufig eine Verringerung der K_s-Werte, wenn die gleiche Abflußsumme wie vor der Aggregierung erzielt werden soll. Ferner wird, da in dieser Studie wenige Informationen zur Lagerungsdichte vorliegen, durch die Verwendung der Pedotransferfunktionen ein Fehler eingebracht. Ein weiterer Grund liegt darin, daß für die Berechnung der Infiltration im Modell die K_s-Werte der Matrix benötigt werden, während die Pedotransferfunktionen auf Basis von mit Stechzylindern gemessenen K_s-Werten entwickelt wurden. Bei einem derartigen Messverfahren wird jedoch die gesättigte Leitfähigkeit von Matrix und Makroporen ermittelt, und die ist zwangsläufig höher als die der Matrix allein. Abb. 5.6 zeigt die bimodale Verteilung von im Einzugsgebiet Berrensiefen gemessenen K_s-Werten, wobei die große Häufigkeit hoher K_s-Werte auf Makroporen und andere sekundäre Strukturen (Aggregatbildung etc.) zurückzuführen ist.

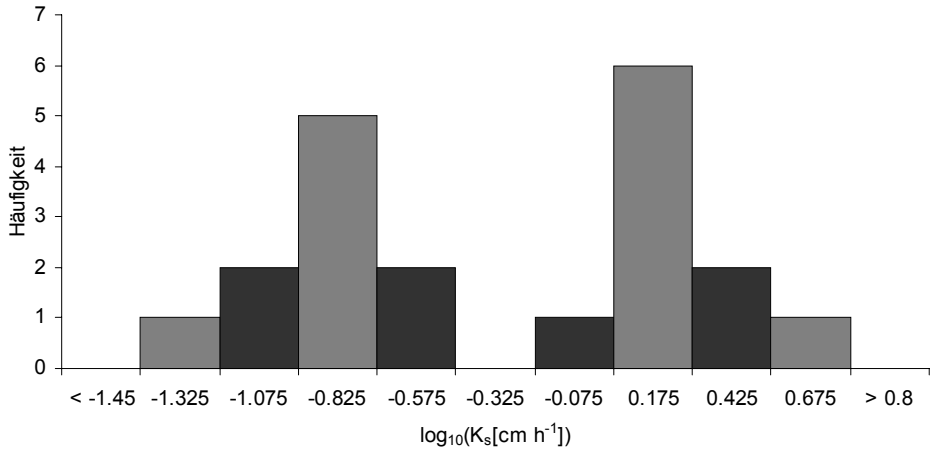


Abbildung 5.6: Häufigkeitsverteilung der anhand von 20 Stechzylindern gemessenen K_s-Werte (Bogena 2001) im Einzugsgebiet Berrensiefen

Um den stauenden Effekt des Cv-Horizonts zu berücksichtigen, wurde der K_s-Wert des unteren Randes auf 65 % des K_s-Werts des B-Horizonts reduziert.

Insgesamt betrachtet ist das hydrologische Modell in der Lage das gemessene Abflußverhalten des Einzugsgebiets abzubilden (s. Abb. 5.7). Der IA (0<IA<1) von 0,90 und der CME von 0,56 bestätigen dies. Der CME kann maximal den Wert 1 erreichen, er kann allerdings auch negative Werte annehmen, was zur Ablehnung des Modells führen sollte. Neben dem zeitlichen Verlauf wird auch die Jahressumme des Abflusses gut getroffen. Einer gemessenen Jahresabflußsumme von 338866 m³ stehen modellierte 349027 m³ gegenüber.
Relativ große Abweichungen zwischen Messung und Simulation treten für das größte Abflußereignis am Anfang des Simulationszeitraums und im Winter in der Phase zwischen den Zeitschritten 4000 bis 4500 (14.2.99 15:00:00 Uhr bis 7.3.99 11:00:00 Uhr) auf. Die Abweichungen für das größte Ereignis sind vermutlich durch die Entstehung von Sättigungsflächenabfluß zu erklären. Dieser Abflußmechanismus wird im Modell nicht explizit berücksichtigt. Die Abflußsumme sowie die Höhe des Scheitels werden gut reproduziert, dagegen erreicht der Abflußscheitel in der Messung deutlich eher den Pegel und fällt dann stärker ab als im Modell. Das Problem ist hier also die Konzentrationszeit. Da der Sättigungsflächenabfluß in den Bereichen nahe des Vorfluters entsteht und somit schnell zum Pegel gelangt, ist der Ansatz für die Modellierung der Abflußkonzentration nicht in der Lage den Verlauf des Ereignisses gut zu reproduzieren. Ferner spielen auch die hohen Niederschläge im Vorlauf des Ereignisses in diesem Fall eine Rolle, da sich vermutlich hohe Grundwasserstände im Bereich des Vorfluters eingestellt haben. Eine Situation die für alle anderen Hochwasserereignisse im Modellierungszeitraum scheinbar nicht zutrifft, da diese gut reproduziert werden.

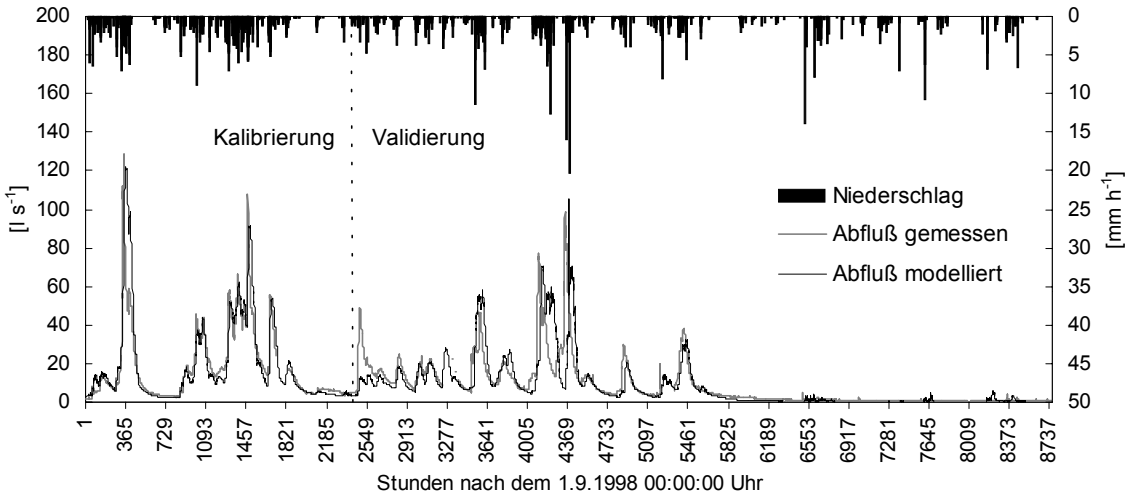


Abbildung 5.7: Niederschlag, gemessener und modellierter Gesamtabfluß

In den Monaten Januar/Februar treten ebenfalls Differenzen zwischen Messung und Modellierung auf, die aber in diesem Fall auf den vereinfachten Ansatz für die Modellierung der Schneedecke und auf Ungenauigkeiten bei der Erfassung der Niederschläge mit einem unbeheizten Sammler zurückzuführen sind.
Ferner werden die Niedrigwasserabflüsse im Sommer durch das Modell leicht unterschätzt, da die sehr langsamen Komponenten des grundwasserbürtigen Abflusses nicht berücksichtigt werden.

5.4.3 Bodenfeuchte

Die Bedeutung der durch laterale Bodenwasserbewegungen und Evapotranspiration erzeugten räumlichen Variabilität der Bodenfeuchte für die Abflußbildung ist bekannt (Wood 1998, Bronstert & Bardossy 1999).
Die Anfangsbodenfeuchte wurde mittels eines Modellvorlaufs erstellt, so daß die Bodenfeuchte zum Zeitschritt Null bereits eine räumliche Struktur aufweist. An der Bodenoberfläche beträgt die Bodenfeuchte im Mittel 18,8 Vol.-%, darunter beträgt sie im Mittel 35,1 Vol.-%.
Zunächst wird die räumlich gemittelte Bodenfeuchte in ihrem zeitlichen Verlauf betrachtet. Im folgenden Abschnitt werden dann modellierte räumliche Strukturen der Bodenfeuchte vorgestellt und für ein Teilgebiet wird der Versuch unternommen, die Strukturen anhand von gemessenen Bodenfeuchtewerten zu validieren.

5.4.3.1 Räumlich gemittelte Bodenfeuchte

Insbesondere die Bodenfeuchte an der Oberfläche ist eine wichtige Anfangsbedingung für eine Modellierung der Abflußbildung. Abb. 5.8 zeigt den Verlauf des Matrixpotentials für die Bodenoberfläche, den durchwurzelten Raum und den unteren Rand des Modells. Zunächst fällt das deutliche Absinken der Bodenfeuchte auf, das mit Beginn der Vegetationsperiode (ca. Zeitschritt 5500, 18.4.99 03:00:00 Uhr) einher geht. Wobei die Bodenoberfläche die stärksten Schwankungen aufweist, da sie direkt den atmosphärischen Bedingungen wie Niederschlag, Evaporation und Transpiration ausgesetzt ist. Die diesbezügliche Reaktion des durchwurzelten Raums ist etwas gedämpfter, während der untere Rand deutlich verzögert und in viel geringerem Umfang reagiert. Die Spitzen im zeitlichen Verlauf der Bodenfeuchte an der Oberfläche sind eine Folge der Niederschläge. In niederschlagsarmen Phasen sinkt die Bodenfeuchte wieder. Im Winterhalbjahr sinkt das Matrixpotential jedoch nur selten unter einen Wert von –100 cm.

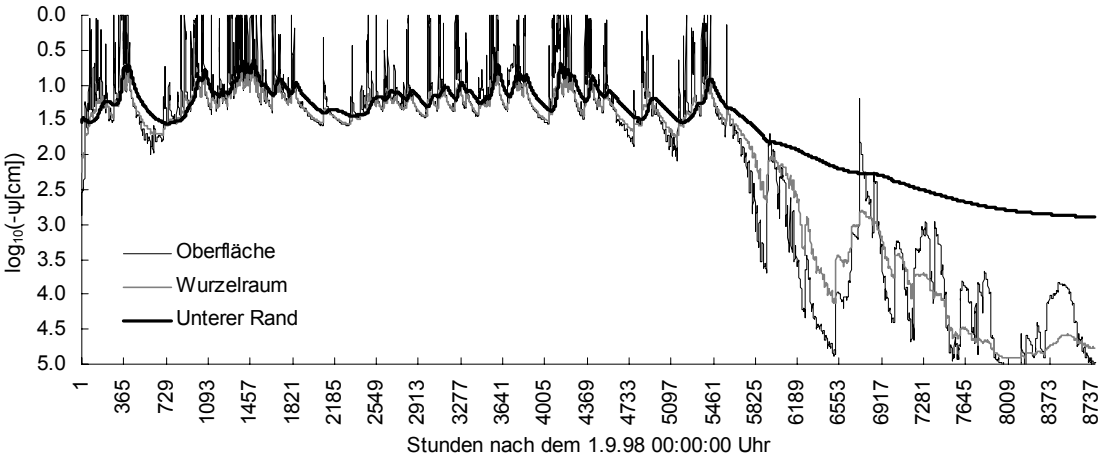


Abbildung 5.8: Mittlere Matrixpotentiale des Einzugsgebiets für die Bodenoberfläche, den durchwurzelten Raum und den unteren Rand

Die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte an der Bodenoberfläche kann durch die Standardabweichung des Matrixpotentials quantifiziert werden (s. Abb. 5.9). Hier kommt es durch die räumlich homogen betrachteten Niederschläge zu einer Glättung des modellierten Matrixpotentials an der Oberfläche und somit zu einer niedrigeren Standardabweichung. In einer niederschlagsfreien Phase steigt die Variabilität der Bodenfeuchte im wesentlichen durch die laterale Bewegung des Bodenwassers bis der nächste Niederschlag wieder einen nivellierenden Effekt hat (s. Anhang B1).

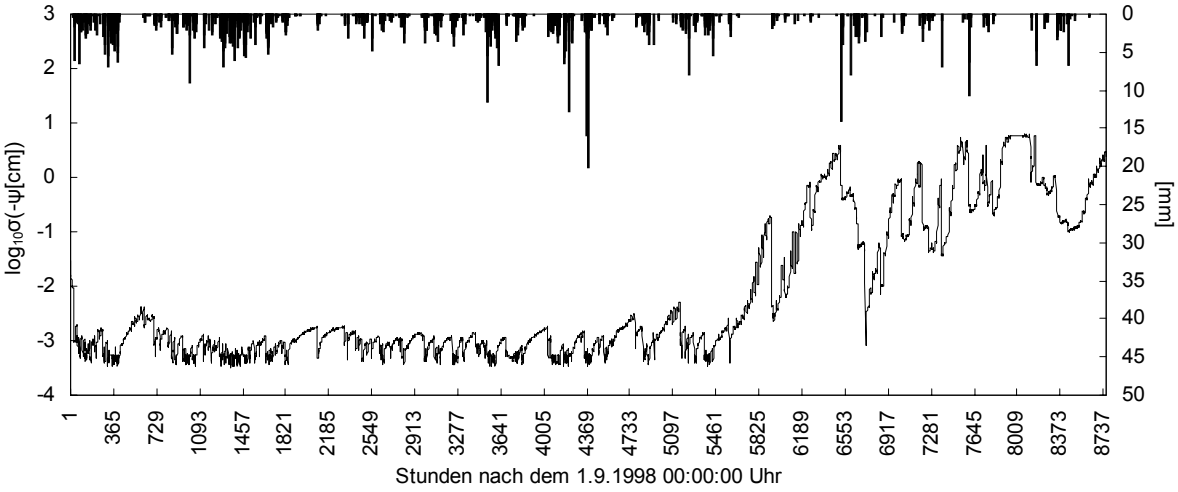


Abbildung 5.9: Niederschlag und logarithmierte Standardabweichung des Matrixpotentials an der Bodenoberfläche

Relativ hohe Standardabweichungen treten in den niederschlagsfreien Phasen im Sommer auf, was auf den zusätzlichen Effekt der Evapotranspiration zurückzuführen ist, wobei die Höhe der potentiellen Evapotranspiration in ihrer räumlichen Differenzierung von der Landnutzung

abhängt. Durch die laterale Bodenwasserbewegung und die Evapotranspiration existieren also deutlich höhere Standardabweichungen für trockene Gebietszustände als für feuchte.

5.4.3.2 Räumliche Struktur der Bodenfeuchte

Die Bodenfeuchte in ihrer räumlichen Struktur steuert unter anderem die Abflußbildung. Gibt es zu Beginn eines Niederschlagsereignisses bereits Bereiche, die nahe der Sättigung sind, reicht schon eine niedrige Niederschlagsrate aus, um dort einen Infiltrationsüberschuß zu erzeugen, wo dann bei Sättigung die K_s-Werte niedriger als die Niederschlagsrate sind.
Abb. 5.10 zeigt die räumliche Struktur eines trockenen und eines feuchten Gebietszustandes. Für den feuchten Gebietszustand zeigt sich, was schon durch die Betrachtung der Standardabweichung im vorigen Kapitel festgestellt wurde. Die räumliche Variabilität des feuchten Gebiets ist niedrig und gleicht der von θ_s. Bei einem im Mittel trockeneren Gebietszustand liegt eine deutlich höhere räumliche Variabilität vor. Die modellierte räumliche Struktur entspricht im wesentlichen der theoretischen Vorstellung davon: In den Tiefenlinien und an den Hangfüßen ist es feuchter als an den oberen Hangbereichen. Horizontal konkave Bereiche am Hang sind feuchter als horizontal konvexe, da die lateralen Bodenwasserflüsse hier konvergieren.

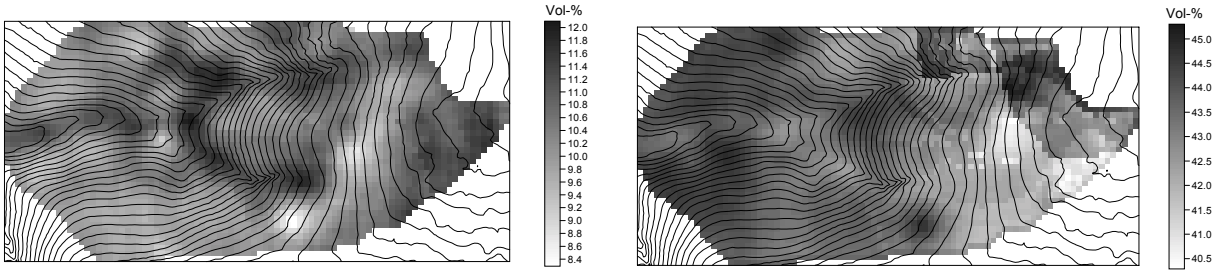


Abbildung 5.10: Räumliche Struktur der Bodenfeuchte an der Oberfläche für einen trockenen (links Zeitschritt 1000, 12.10.98 15:00:00 Uhr) und einen feuchten Gebietszustand (rechts Zeitschritt 8000, 31.7.99 7:00:00 Uhr).

Um zu versuchen, die modellierte räumliche Struktur der Bodenfeuchte in Teilen zu validieren, wurde am 5.7.2000 auf einer südost-exponierten Teilfläche des Einzugsgebiets mit einem TDR-Gerät (Time Domain Reflectometry) die Bodenfeuchte der obersten 20 cm bestimmt. Dazu wurde die Bodenfeuchte an den Punkten der vier östlichen Catenen (s. Abb. 5.11) je drei mal gemessen und dann gemittelt.

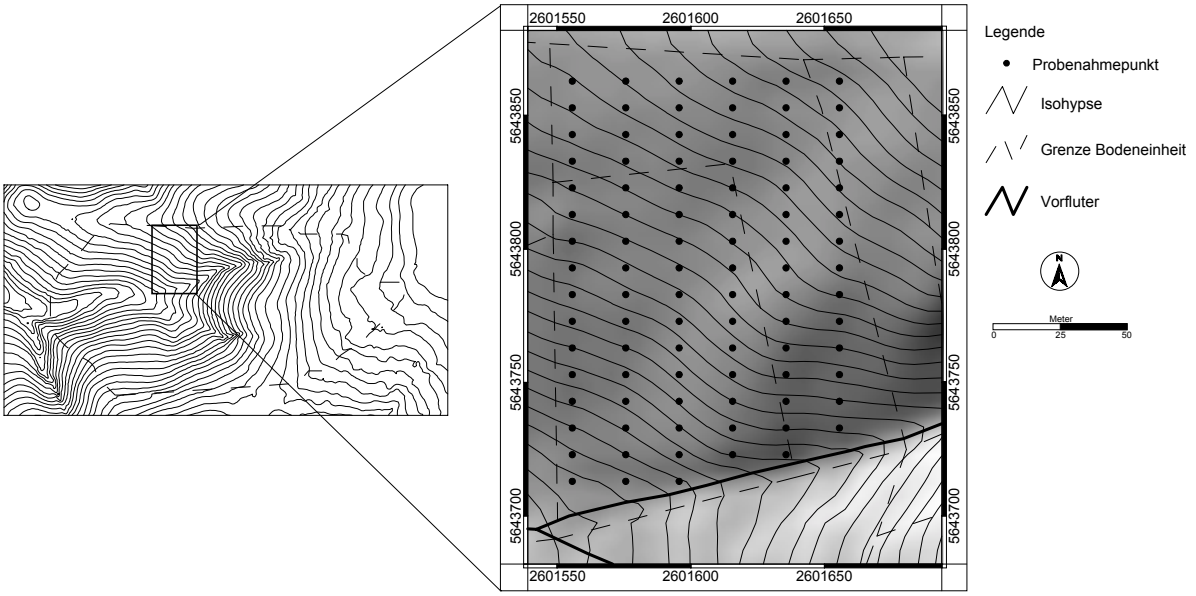


Abbildung 5.11: Topographie und Lage der Teilfläche im Einzugsgebiet für die Bodenfeuchtemessung

Abb. 5.12 zeigt das Ergebnis auf Basis des 20x10m-Rasters. Da die räumliche Struktur der Bodenfeuchte so aber nur schwer erkennbar ist, wurden eine Semivariogrammanalyse (s. Abb. 5.13) und ein Ordinary Block-Kriging durchgeführt.

Da der Probenahmetermin bereits nach dem Modellierungszeitraum liegt, mußte für die Validierung ein Zustand mit einer vergleichbaren Niederschlagsvorgeschichte zu einem ähnlichen Zeitpunkt des Vorjahres ausgewählt werden. Hier wurde der Zeitschritt 7500 (10.7.99 11:00:00 Uhr) gewählt, der diese Kriterien erfüllt, auch wenn die Bodenfeuchte des Messdatensatzes mit 23,4 Vol.-% über der ausgewählten modellierten Bodenfeuchte mit 12,5 Vol.-% liegt. Aus diesem Grund wird auf eine Validierung über ein Gütekriterium verzichtet, sondern der Korrelationskoeffizient benutzt. Um die gemessenen Punktwerte mit der Modellierung zu vergleichen, werden der Punktwert und die jeweilige Rasterzelle, in der sich der Punkt befindet, korreliert. Ein Korrelationskoeffizient von 0,43 mit einem Signifikanzniveau von mindestens 99,95 % belegt zunächst einen schwachen Zusammenhang zwischen der gemessenen und der modellierten räumlichen Struktur der Bodenfeuchte an der Oberfläche.

Beim visuellen Vergleich der modellierten mit der gemessenen bzw. gekrigten räumlichen Struktur der Bodenfeuchte an der Oberfläche sind durchaus Übereinstimmungen festzustellen. Aggregiert man die Blöcke (Kantenlänge 2 m) der gekrigten räumlichen Struktur auf das Modellraster und korreliert diese beiden Ergebnisse ergibt sich ein starker Korrelationskoffizient von 0,85 auf einem Signifikanzniveau von mindestens 99,95 %.

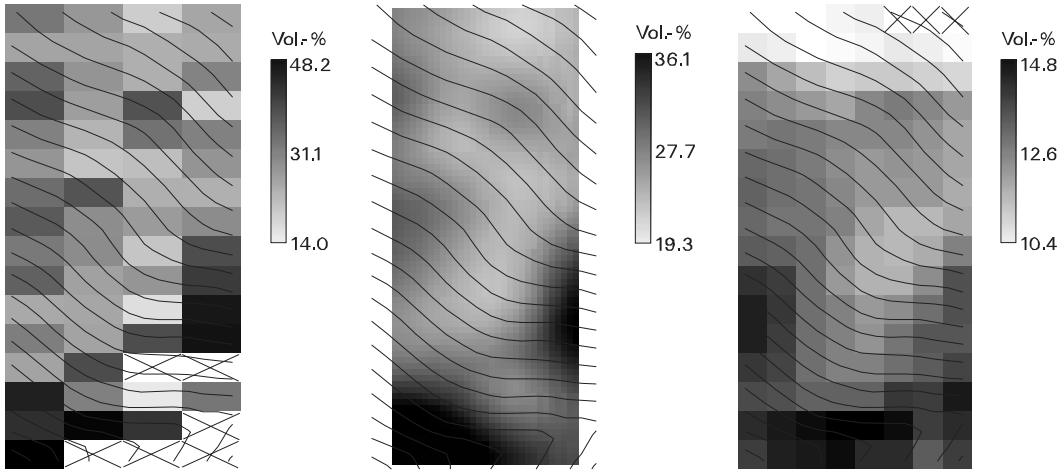


Abbildung 5.12: Von links nach rechts: Meßdaten der Bodenfeuchte als 20x10 m Raster, Ergebnis des Ordinary Block-Kriging der Meßdaten und Modellergebnis, die Äquidistanz der Isohypsen beträgt 1 m

Mittelwert und Varianz der Messung und der Modellierung differieren deutlich und auch der Korrelationskoeffizient deutet auf einen nur schwachen linearen Zusammenhang hin. Dies hat mehrere Ursachen. Zunächst werden unterschiedliche Gebietszustände betrachtet. Ferner ist bei einem Vergleich von Punktdaten mit rasterbasierten Modellergebnissen immer ein Skalenwechsel impliziert. Eine Messung auf der Punktskale ist nur bedingt mit einem Modellergebnis vergleichbar, das einen Mittelwert für eine Fläche von 100 m² darstellt. Darüber hinaus ist die Datengrundlage bezüglich der bodenphysikalischen Parameter nicht gegeben. Die modellierten relativ trockenen Bereiche am Oberhang sind durch die seitliche Randbedingung des Modells zu erklären. Da es sich um die Einzugsgebietsgrenze handelt, werden keine Flüsse über den Rand hinaus zugelassen. Weil in Phasen der Austrocknung in Richtung des Fallens des Hanges und in vertikaler Richtung ein Verlust an Wasser aber keine Nachlieferung über den seitlichen Rand stattfindet, trocknen diese Bereiche zu stark aus. Dieser Effekt wird durch das Modell überschätzt, und ist auf die Randbedingung zurückzuführen.

Die starke Korrelation zwischen dem Ergebnis des Kriging und dem Modellergebnis weist darauf hin, daß das Modell auf der Rasterskale prinzipiell dazu in der Lage ist, die räumliche Struktur der Bodenfeuchte in diesem Teilgebiet abzubilden.

Bei einem Vergleich der Semivariogramme des Meßdatensatzes und des Modellergebnisses (Abb. 5.13) ist festzustellen, daß der Meßdatensatz eine höhere Semivarianz aufweist als das Modellergebnis. Der Nuggeteffekt des Meßdatensatzes ist im Verhältnis zum Schwellenwert relativ hoch, was zu einem Teil auf den Fehler des Meßgerätes aber auch auf die kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte zurückzuführen ist. Die Autokorrelationslänge des

Meßdatensatzes liegt in der gleichen Größenordnung ist aber 30,7 m kürzer als die des Modellergebnisses.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß eine Validierung der räumlichen Struktur der Bodenfeuchte an der Oberfläche nur in Teilen gegeben ist. Die visuelle Übereinstimmung der räumlichen Struktur zwischen Messung und Modell ist durch den Korrelationskoeffizienten nicht zu belegen. Das beruht auf einer generellen Skalenabhängigkeit. Durch die Betrachtung unterschiedlicher Gebietszustände ergeben sich deutlich unterschiedliche Semivarianzen, während sich die Autokorrelationslängen verhältnismäßig ähnlich sind. Vergleicht man das Modellergebnis mit dem Ergebnis des Block-Kriging der Meßdaten (Rasterskale) ist eine gute Übereinstimmung dieser beiden räumlichen Strukturen festzustellen.

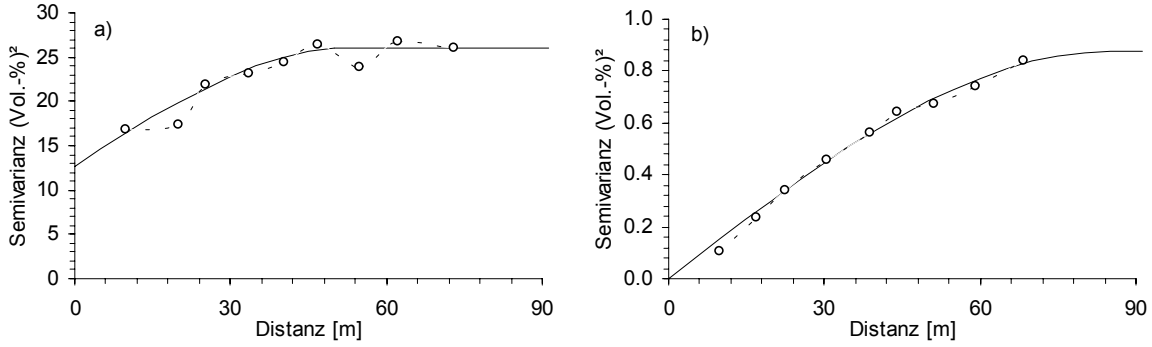


Abbildung 5.13: Semivariogramme der a) gemessenen Bodenfeuchte (c_o=12,7, c_1=13,4, a=53,8) und b) der modellierten Bodenfeuchte (c_o=0, c_1=0,87, a=84,5)

6 Auswirkungen der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Eigenschaften

Im Zuge dieses Kapitels wird der Einfluß der räumlichen Verteilung der bodenphysikalischen Parameter auf die Wasserflüsse im Untersuchungsgebiet quantifiziert. Dazu wird eine Modellstudie durchgeführt, bei der insgesamt sechs räumliche Verteilungen verwendet werden. Die in Kapitel 5 für die hydrologische Modellierung genutzte räumliche Verteilung bodenphysikalischer Eigenschaften wird als die tatsächlich zugrunde liegende „wahre“ Verteilung angenommen. Diese Ausgangsverteilung beruht auf einer lokalen Interpolation unter Optimierung der Schätzvarianz und einer Regression (Regression Kriging Model C im direkten Verfahren, Kap. 4.2.5). Um die Effekte auf die Abfluß- und die Wasserhaushaltsmodellierung abzuschätzen, werden fünf weitere Diskretisierungen erzeugt, die auf der Ausgangsverteilung beruhen: Choroplethen, Homogen, Zufall, unkonditionierte und konditionierte stochastische Simulation.

6.1 Die räumlichen Strukturen

Basierend auf der Ausgangsverteilung werden zwei Aggregierungsansätze angewendet. Zum einen wird eine Bodenkarte erstellt, d.h. den Flächen gleichen Bodentyps (*Choroplethen*) werden flächengemittelt die Mualem/VanGenuchten-Parameter zugewiesen. Zum anderen wird über das gesamte Einzugsgebiet gemittelt. Diese räumliche Verteilung wird als *homogen* betrachtet.

Eine räumlich völlig *zufällige* Verteilung unter Beibehaltung der Häufigkeitsverteilung verdeutlicht den Einfluß den statistischen Variabilität. Ferner kann mittels einer *stochastischen Simulation* der Effekt der geostatistischen Variabilität quantifiziert werden. Bei einer *konditionierten stochastischen Simulation* handelt es sich um eine Mischung aus einer lokalen Schätzung (Ordinary Kriging) und einer stochastischen Simulation. Diese fünf Verteilungen werden im folgenden erläutert:

Choroplethen

Die räumliche Variabilität einer Bodeneigenschaft Z_{ij} am Punkt x_i des Bodentyps j ist folgendermaßen definiert:

$$Z_{ij} = \mu + \alpha_j + \varepsilon_{ij} \qquad \text{Gl. 6.1}$$

wobei μ das arithmetische Mittel von Z ist, α_j ist die Differenz zwischen μ und dem Mittel der Werte innerhalb des Bodentyps j und ε_{ij} ist die Zufallskomponente, deren Mittel gleich Null ist. Der geschätzte Wert Z_{0j}* für den Punkt x_0 ist das arithmetische Mittel der Meßpunkte Z_{ij} mit einer Anzahl von n_j innerhalb des Bodentyps j:

$$Z_{0j}* = \frac{1}{n_j}\sum_{i=1}^{nj} Z_{ij} \qquad \text{Gl. 6.2}$$

Um eine vergleichbare Bodenkarte zu erhalten, wurden die Originaldaten der verfügbaren Bodenkarte 1:5000 vernachlässigt, da die Diskrepanz in den Schluffgehalten zwischen den im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Messungen und der Bodenkarte zu groß sind (s. Kap 4.1). Eine Anwendung der PTF auf die Daten der Bodenkarte würde dann zu Ergebnissen führen die von der Ausgangsverteilung abweichen, so daß eine Vergleichbarkeit nicht gewährleistet ist.

Die Mittelpunkte der Rasterzellen der Ausgangsverteilung wurden als Probenahmepunkte für die bodenphysikalischen Eigenschaften innerhalb der räumlichen Bodeneinheiten betrachtet. Den Flächen der Bodentypen aus der Bodenkarte 1:5000 (s. Abb. 3.3) wurden also jeweils arithmetisch gemittelte bodenphysikalische Parameter der Referenzstruktur zugewiesen. Die Grundvorstellung einer derartigen räumlichen Verteilung ist in Abb. 6.1a dargestellt. Innerhalb der diskreten Flächeneinheiten wird der Mittelwert der jeweiligen Variablen in der Bodeneinheit als räumlich konstant angenommen.

Homogen

Wird jegliche räumliche Variabilität der bodenphysikalischen Parameter innerhalb des gesamten Einzugsgebiets vernachlässigt, so wird jeweils das arithmetische Mittel der bodenphysikalischen Parameter der Ausgangsverteilung von A- und B-Horizont gebildet.

Zufall

Um eine verteilungstreue räumliche Zufallsverteilung zu generieren, wurden die Koordinatenpaare den bodenphysikalischen Datensätzen innerhalb eines Horizontes zufällig zugeordnet. Die Kombination der Mualem/VanGenuchten-Parameter für einen Knoten bleibt also erhalten. Den bodenphysikalischen Parametern wird die räumliche Struktur genommen, so daß die Variable völlig zufällig im Raum variiert (s. Abb 6.1d und 6.3).

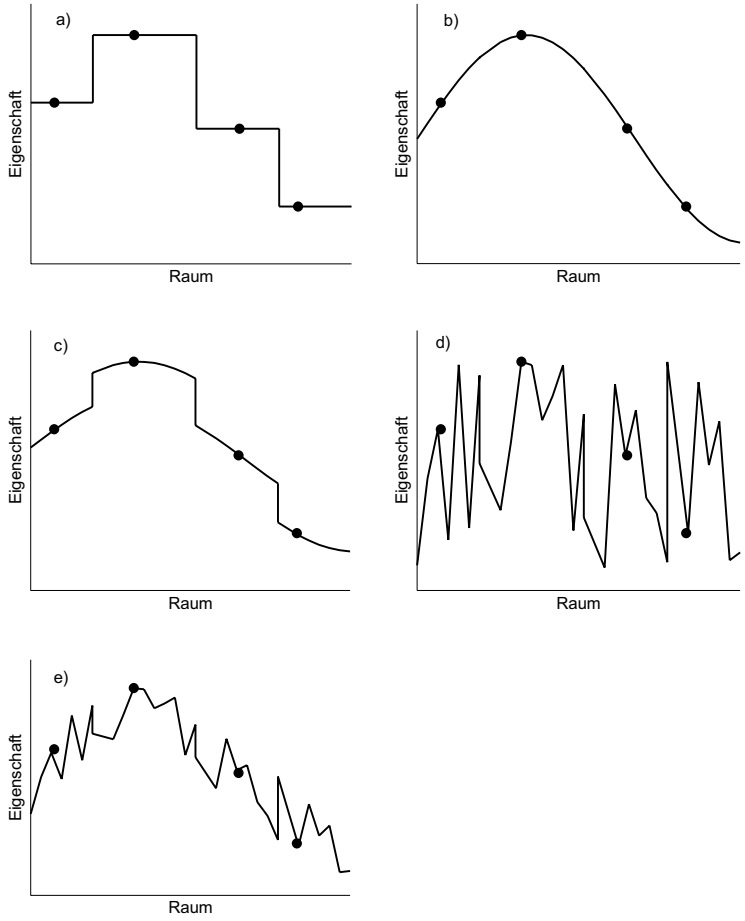


Abbildung 6.1: Modellvorstellungen der räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften, nach Burrough 1993, verändert

Unkonditionierte stochastische Simulation

Im Zuge einer stochastischen Simulation werden gleichwahrscheinliche Zufallsrealisierungen einer Zufallsvariablen Z(x) geschaffen. Diese Zufallsrealisierungen weisen die annähernd gleiche Häufigkeitsverteilung und das annähernd gleiche Semivariogramm auf wie die Ausgangsverteilung. Es existiert eine Bandbreite von verschiedenen Algorithmen zur Erstellung von stochastischen Simulationen (Deutsch & Journel 1998). Die Turning Bands-Methode (TBM, Mantoglou & Wilson 1982) ist ein sehr effektiver Algorithmus, der in einer Fortran-Routine programmiert vorlag (Tietje 1993). Mit diesem Programm können stationäre isotrope normalverteilte stochastische Prozesse generiert werden.

Ein stochastischer Prozeß wird über die Kennwerte einer Normalverteilung $N(\mu(x),\sigma^2(x))$ und die Autokovarianzfunktion (s. Gl. 4.5), für die die Ermittlung der Korrelationslänge erforderlich ist, definiert. Eine gauß`sche Autokovarianzfunktion wurde gewählt, da auch eine gaußsche Semivarianzfunktion zur Ermittlung der Korrelationslänge der Ausgangsverteilung benutzt wurde. Hier konnte nicht auf die Variogramme des Punktdatensatzes der

Ausgangsverteilung zurückgegriffen werden, da ein Regression Kriging angewendet wurde, d.h. für die Ausgangsverteilung wurden die Variogramme für die Residuen aus der jeweiligen Regression mit einem Reliefparameter benutzt. Daher wurden experimentelle Variogramme an die bodenphysikalischen Parameter der Ausgangsverteilung erzeugt, denen Gauß`sche Variogrammfunktionen angepaßt wurden (s. Abb. 6.2 und Tab.6.1).

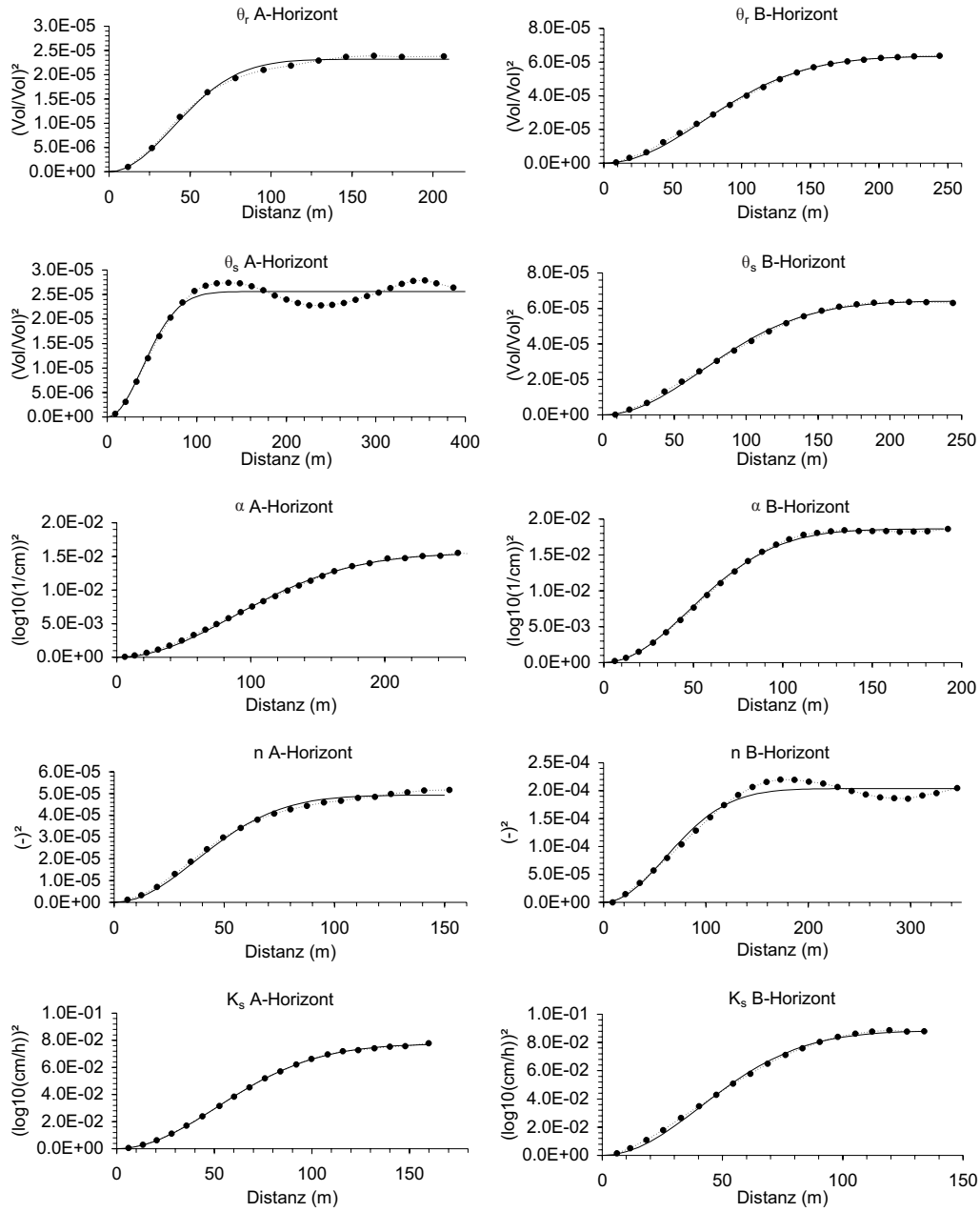


Abbildung 6.2: Horizontbezogene Variogramme der bodenphysikalischen Parameter der Ausgangsverteilung

Hier ist zu beachten, daß die Gauß`schen Variogrammfunktionen bei gleicher Reichweite wie bei einem sphärischen Vaiogramm die maximale Semivarianz bei der dreifachen Distanz

erreichen (s. Abb. 4.4). Da die Parameter α und K_s beider Horizonte schief verteilt sind, wurde über den dekadischen Logarithmus transformiert, um eine angenäherte Normalverteilung zu erzielen. Die Ergebnisse der stochastischen Simulation $Z^{(l)}$ dieser Variablen wurden dann vor der Simulation wieder retransformiert. Die einzelnen Mualem/VanGenuchten-Parameter für einen Knoten werden bei dieser Vorgehensweise innerhalb des Horizonts zufällig miteinander kombiniert.

Tabelle 6.1: Variogrammparameter der bodenphysikalischen Parameter für die stochastische Simulation, c_0=Nugget, c_1= Schwellenwert, a=Reichweite

	A-Horizont					B-Horizont				
	θ_r	θ_s	$\log_{10}\alpha$	n	$\log_{10}K_s$	θ_r	θ_s	$\log_{10}\alpha$	n	$\log_{10}K_s$
c_0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
c_1	2,32E-05	2,56E-05	1,55E-02	4,93E-05	7,74E-02	6,36E-05	6,42E-05	1,86E-02	2,04E-04	8,84E-02
a [m]	55,6	55,6	123,4	52,7	72,2	102,0	98,6	67,5	85,3	58,1

Bei der Betrachtung der experimentellen Variogramme der Ausgangsverteilung fällt insbesondere für θ_s des A-Horizonts und n des B-Horizonts ein Hole-Effekt auf. Hole-Effekte beruhen auf periodischen räumlichen Strukturen (Armstrong 1998), wobei in diesem Fall wahrscheinlich die Berücksichtigung des Reliefs eine Rolle spielt. Das Relief induziert hier insofern eine periodische Struktur, als daß sich die Werte einer Bodeneigenschaft an den gegenüberliegenden Oberhängen jeweils ähnlich sind. Zwischen Oberhang und Vorfluter, der zwischen den beiden Hängen liegt, treten dann bei einer kürzeren räumlichen Distanz etwas größere Differenzen zwischen den Werten der Bodeneigenschaft auf. Vereinfacht existiert hier also die periodische Abfolge Hang-Vorfluter-Hang.

konditionierte stochastische Simulation

Bei unkonditionierten stochastischen Simulationen ist die räumliche Struktur der regionalisierten Variablen zufällig. Diese Simulationen können aber konditioniert werden. Die Bedingung, die dann erfüllt wird, ist, daß die Zufallsrealisierung an den Probenahmepunkten gleich dem Ausgangswert ist. Dies geschieht durch Kombination aus OK und stochastischer Simulation (Deutsch & Journel 1998). Für den Wert $Z_c^{(l)}$ der konditionierten stochastischen Simulation am Punkt x wird das Resultat des OK Z^*, die unkonditionierte stochastische Simulation $Z^{(l)}$ und die Schätzung der mittels TBM generierten Zufallsrealisierung $Z^{*(l)}$ benötigt. Um $Z^{*(l)}$ zu erhalten, wird zunächst auf Basis der Werte der stochastischen Simulation an den Probenahmepunkten mit dem gleichen Semivarianzmodell wie für Z^* ein OK durchgeführt. Die Differenz zwischen $Z^{(l)}(x)$ und $Z^{*(l)}(x)$ stellt also den Fehler in der

unkonditionierten stochastischen Simulation dar. Diese Differenz wird auf das Resultat des OK addiert:

$$Z_c^{(l)}(x) = Z^*(x) + [Z^{(l)}(x) - Z^{*(l)}(x)] \qquad \text{Gl. 6.3}$$

Die räumliche Struktur bei einer konditionierten stochastischen Simulation gleicht also zunächst einem OK (s. Abb. 6.3), wobei die Werte zwischen den Probenahmepunkten jedoch zufällig schwanken. Die Vorstellung dieser räumlichen Verteilung gleicht der von Abb. 6.1 e.

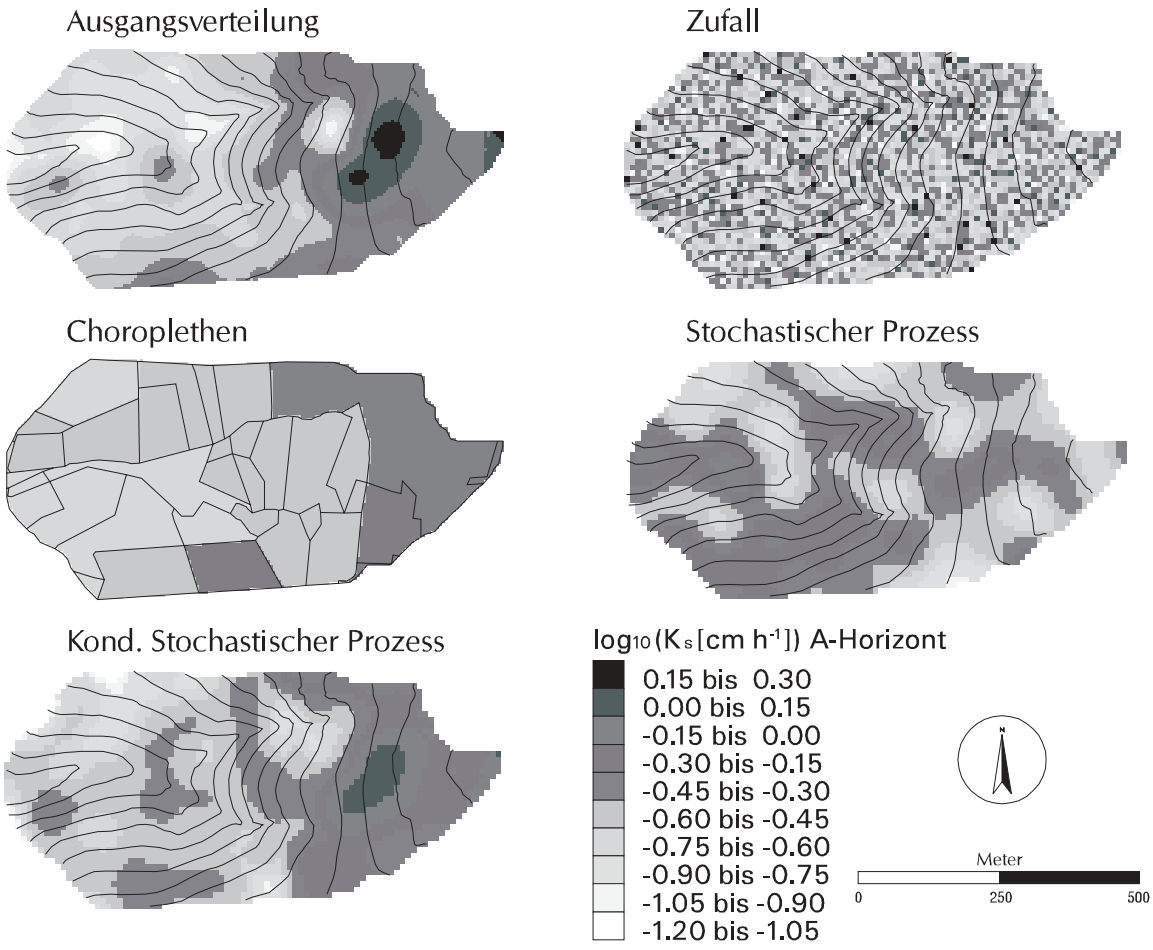


Abbildung 6.3: K_s-Werte des A-Horizonts für die räumlichen Strukturen

Betrachtet man die räumliche Struktur z.B. des K_s-Wertes (s. Abb. 6.3), so fällt auf, daß die stochastischen Verfahren die Häufigkeitsverteilung der Ausgangsverteilung nur angenähert reproduzieren können. Bei K_s beruht dies auf einer schiefen und sehr schwach bimodalen Verteilung. Die Schiefe der Verteilung kann über die logarithmische Transformation kompensiert werden, während die schwache bimodalität nicht berücksichtigt werden kann. Das führt dazu, daß die Häufigkeiten der hohen K_s-Werte leicht unterschätzt werden. (s. Abb. 6.4). Die kumulative relative Gesamthäufigkeit wird hier durch den unkonditionierten

stochastischen Prozeß bei zu niedrigen K_s-Werten erreicht, was für den konditionierten stochastischen Prozeß etwas abgeschwächt ebenso zutrifft.

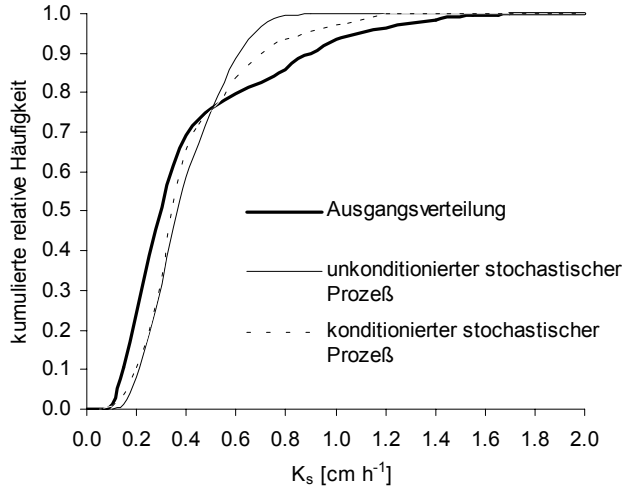


Abbildung 6.4: Kumulierte relative Häufigkeit der K_s-Werte des A-Horizonts

6.2 Quantifizierung der Auswirkungen der räumlichen Struktur bodenphysikalischer Eigenschaften auf den Wasserhaushalt

Um die Auswirkungen der verschiedenen räumlichen Verteilungen der bodenphysikalischen Eigenschaften zu quantifizieren, werden sowohl die Jahressummen von Evapotranspiration und Abfluß als auch deren Abweichungen zur Ausgangssimulation im zeitlichen Verlauf betrachtet.

6.2.1 Auswirkungen auf die Evapotranspiration

Die geringsten Abweichungen zur Modellierung der Summe und des zeitl. Verlaufs der Evapotranspiration ergeben sich für den klassischen Ansatz einer Bodenkarte (s. Tab. 6.2). Etwas größere Abweichungen sind für die konditionierte stochastische Simulation festzustellen.

Tabelle 6.2: Root Mean Square Error (RMSE), Mean Absolute Error (MAE) und prozentuale Differenz in der Transpirationssumme (ΔETA_{sum}) zur Ausgangssimulation

	Choroplethen	Homogen	Zufall	Stoch. Sim.	Kond. Stoch. Sim.
MAE [mm h^{-1}]	0,00021	0,00055	0,00061	0,00060	0,00045
RMSE [mm h^{-1}]	0,00052	0,00141	0,00182	0,00164	0,00118
ΔETA_{sum} [%]	0,91	2,42	2,90	2,69	1,42

Der Fehler der Modellierungen auf Basis einer unkonditionierten stochastischen Simulation, einer homogenen räumlichen Verteilung und einer Zufallsverteilung sind die größten und haben ungefähr die gleiche Größenordnung.
Insgesamt sind die Modellierungsergebnisse bezüglich der Evapotranspiration auf Basis der verschiedenen räumlichen Verteilungen der bodenphysikalischen Eigenschaften sehr ähnlich. Der Faktor Bodenfeuchte hat auf die Modellierung der Evapotranspiration zwar im Sommer eine relativ große Auswirkung, im Verhältnis zu den meteorologischen Faktoren (s. Kap. 5.1) ergibt sich aber keine ausgeprägte Sensitivität gegenüber der räumlichen Stuktur bodenphysikalischer Parameter.

6.2.2 Auswirkungen auf die Abflußbildung

Der Effekt der räumlichen Strukturen bodenphysikalischer Parameter auf die Gesamtsumme des Abflußes ist gering, was durch die Modellstruktur zu erklären ist. Verringert sich der Anteil der schnellen Abflußkomponenten (Makroporen- und Oberflächenabfluß) erhöht sich zwangsläufig der Anteil der grundwasserbürtigen Abflüsse, da entsprechend mehr infiltriert ist und zeitlich verzögert zum Abfluß gelangt. Deshalb ergibt sich bei einer Bilanzierung über ein Jahr in der Gesamtabflußsumme nur ein geringer Unterschied. Was sich allerdings deutlicher verändert, ist das Verhältnis von schnellen zu langsamen Abflußkomponenten. Im folgenden werden also nur die Veränderungen im zeitlichen Verlauf und in den Summen der schnellen Abflußkomponenten untersucht, da sich die Basisabflußkomponente absolut betrachtet um etwa den gleichen Betrag ändert.
Die Jahressumme der schnellen Abflußkomponenten der Ausgangsverteilung wird durch die Modellierung auf Basis der zufälligen räumlichen Verteilung der bodenphysikalischen Parameter nur gering unterschätzt (s. Tab. 6.3). Fast ebenso gering ist die Abweichung der Jahresumme auf Basis einer unkonditionierten stochastischen Simulation. Etwas größer ist die Abweichung einer konditionierten stochastischen Simulation. Deutlich größere Fehler in der Summe treten bei den beiden Ansätzen auf, die eine Aggregierung implizieren, also den Choroplethen und dem homogenen Gebiet. Dabei ist für das homogene Gebiet eine doppelt so hohe Abweichung wie für den Choroplethen-Ansatz festzustellen.

Tabelle 6.3: Root Mean Square Error, Mean Absolute Error und prozentuale Differenz in der Summe von Oberflächen- und Makroporenabfluß zur Ausgangssimulation

	Choroplethen	Homogen	Zufall	Stoch. Sim.	Kond. Stoch. Sim
MAE [mm h^{-1}]	0,39	0,68	0,40	0,53	0,21
RMSE [mm h^{-1}]	0,71	1,30	0,73	0,96	0,45
ΔQ_{sum} [%]	-5,61	-10,20	-0,21	-0,87	-3,85

Betrachtet man die Abweichungen für die einzelnen Zeitschritte (MAE und RMSE, s. Tab. 6.3) zeigt sich ein etwas anderes Bild. Zunächst werden wieder für den homogenen Ansatz die größten Fehler modelliert. Die niedrigsten Fehlersummen werden jedoch für die konditionierte stochastische Simulation ermittelt. Eine ungefähr doppelt so hohe Fehlersumme ergibt sich für den Choroplethen-Ansatz, für die zufällige räumliche Verteilung und die unkonditionierte stochastische Simulation (s. Abb. 6.5). Für die unkonditionierte stochastische Verteilung beruht dieser MAE allerding auf einer einzigen Realisierung. Um hier einen repräsentativen Wert zu erhalten wären mindestens 50 Realisierungen notwendig, was auf Grund des Rechenbedarfs des hydrologischen Modells nicht durchführbar ist.

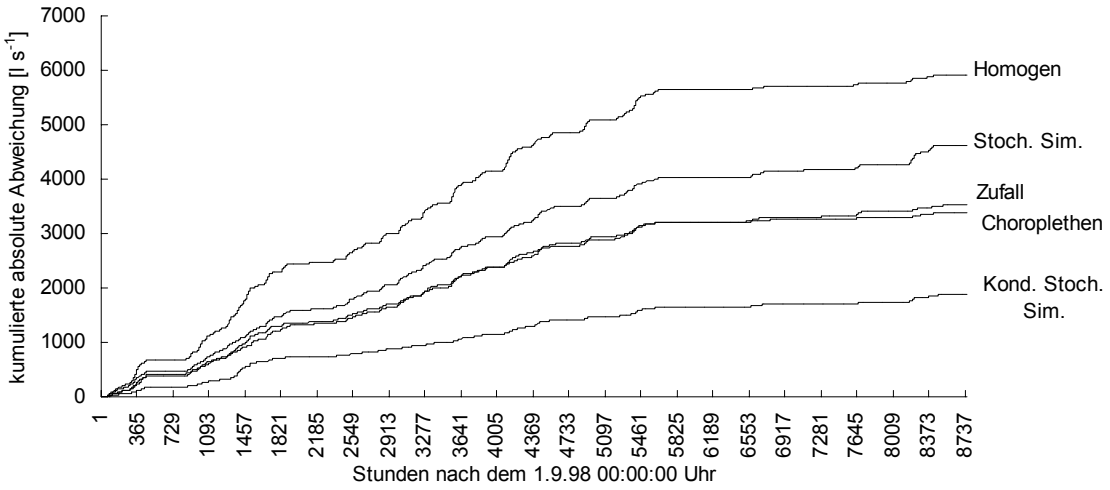


Abbildung 6.5: Kumulierte absolute Abweichung zur Ausgangssimulation

Wie groß die Abweichungen auf Basis der verschiedenen räumlichen Verteilungen in der Ganglinie der schnellen Abflußkomponenten bei einem einzelnen Niederschlagsereignis sind, verdeutlicht Abb. 6.6. Bei der Modellierung auf Basis eines bezüglich der bodenphysikalischen Eigenschaften homogenen Gebiets werden die schnellen Abflüsse stark unterschätzt. Bezüglich der Abflußsumme über das Ereignis treffen die zufällige Verteilung und die unkonditionierte stochastische Simulation am besten die Ausgangsverteilung, wobei die unkonditionierte stochastische Simulation einen deutlich verzögerten und zu hohen Abflußscheitel modelliert.

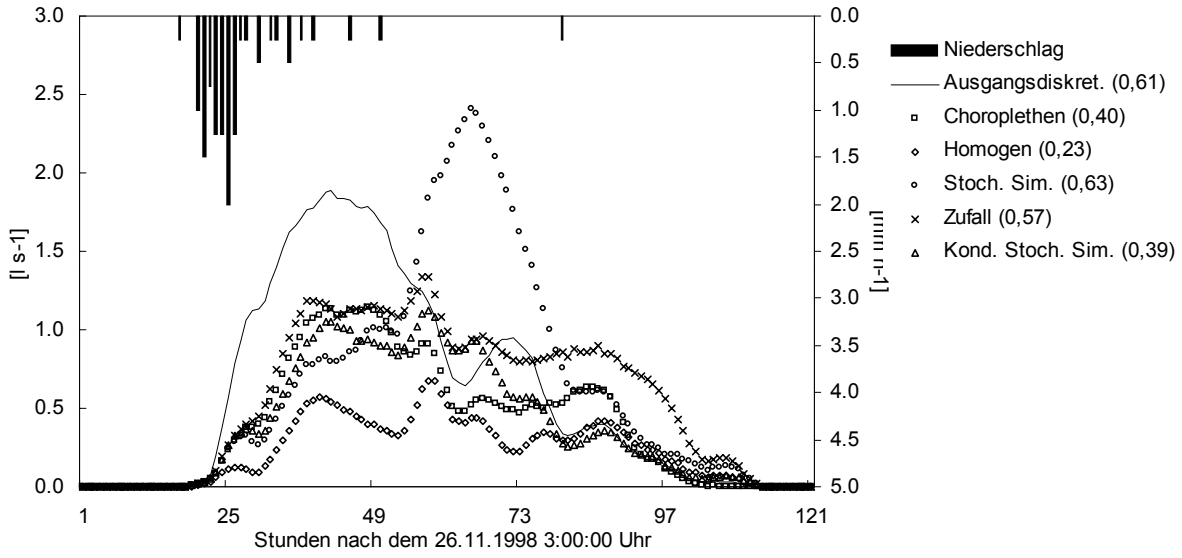


Abbildung 6.6: Summe von Oberflächen- und Makroporenabfluß während eines einzelnen Ereignisses auf Basis der räumlichen Verteilungen, in Klammern ist jeweils der mittlere Abfluß über das Ereignis in l s^{-1} angegeben

Der Choroplethen-Ansatz und die konditionierte stochastische Simulation geben den zeitlichen Verlauf des Abflußereignisses noch am besten wieder, unterschätzen aber die Summe.

7 Diskussion und Ausblick

7.1 Regionalisierung von Bodeneigenschaften

Zusammenhang zwischen Bodeneigenschaften und Reliefinformation

Für die Erklärung der räumlichen Variabilität der Bodeneigenschaften C_{org}-Gehalt und Mächtigkeit des A-Horizonts konnten keine Reliefparameter herangezogen werden, da die räumliche Verteilung dieser Variablen im Untersuchungsgebiet am stärksten durch anthropogene Eingriffe überprägt ist.

Um den bodenbildenen Faktor „Mensch“ zu berücksichtigen, wurde eine Karte der klassifizierten Landnutzung im Rahmen eines geostatistsichen Verfahrens genutzt, so daß eine dem bodenkundlichen Verständnis entsprechende räumliche Verteilung dieser Variablen generiert werden konnte. Das Kriging der Flächenresiduen wird hier als das adäquate geostatistische Verfahren für diese Variablen betrachtet. Für die Ton-, Schluff- und Sandgehalte wurden die Reliefparameter Fließlänge zur Wasserscheide, mittlere Neigung des spezifische Einzugsgebiets, Kategorie 2 des SARA sowie die Gliederung des Reliefs in Formelemente als räumliche Kovariablen identifiziert. Die durch diese Kovariablen erzielten Bestimmtheitsmaße sind relativ niedrig (zwischen 0,19 und 0,36). Zum einen werden Punktmessungen mit Parametern des aktuellen Reliefs, die einen mittleren Wert für eine 25 m² große Fläche darstellen, verglichen. Zum anderen ist ein Anteil der Variabilität auch auf andere Faktoren wie z.B. die Geologie zurückzuführen, was aber aufgrund des zu kleinen Datensatzes nicht berücksichtigt werden kann. Bei einer Teilung des Datensatzes nach den beiden geologischen Einheiten würde einem Datensatz nur noch 14 Probenahmepunkte zugeordnet, so daß eine Semivarianzanalyse aufgrund einer zu geringen Anzahl von Probenahmepunkten nicht mehr möglich ist.

Nach der intrinsischen Hypothese müssen Mittelwert und Varianz der Differenzen der zu regionalisierenden Variablen für das gesamte Untersuchungsgebiet gelten. Für die Interpolation der Bodenartenklassen kann dies nicht im vollen Umfang angenommen werden (s. Kap. 4.1). Die im folgenden aufgeführten Regionalisierungsgüten weisen auf die Robustheit der geostatistischen Interpolationsverfahren hin.

Regionalisierung der Bodeneigenschaften

Nach der Kreuzvalidierung werden die niedrigsten MAE (Mean Absolute Error) für die Kornfraktionen durch das External Drift Kriging erzielt. Der niedrigtste MAE für das External Drift Kriging beträgt 1,73 Gew.-% (Tongehalt A-Horizont), der höchste MAE wird für den Sandgehalt mit 5,82 Gew.-% festgestellt. Vor dem Hintergrund der Genauigkeit des Laborverfahrens und der Probenahmedichte sind diese Ergebnisse der geostatistischen Verfahren als gut zu bewerten. Für die Mächtigkeit des B-Horizonts sind über die Formelemente mittels Regression Kriging Model C um 14,2 % niedrigere MAEs als für ein Ordinary Kriging erzielt worden. Eine Verwendung von Reliefparametern ermöglicht eine zum Teil deutliche Verbesserung in der Vorhersage der räumlichen Verteilung der einzelnen Kornfraktionen und der Mächtigkeit des B-Horizonts.

Regionalisierung der bodenphysikalischen Parameter

In der Literatur gibt es keine Beispiele für eine Verwendung von Reliefparametern als Kovariablen für die räumliche Struktur bodenphysikalischer Parameter. Im Zuge dieser Arbeit wurden die relative Höhe, die mittlere Neigung des spezifischen Einzugsgebiets, der Einstrahlungswinkel, die Kategorien 1 und 2 des SARA (Köthe & Lehmeier 1993) sowie die Formelemente als Kovariablen identifiziert. Eine Nutzung dieser Reliefparameter in multiplen Regressionen erzielt insgesamt höhere Bestimmtheitsmaße als für die Bodeneigenschaften. Dadurch werden in der Kreuzvalidierung auch die niedrigsten Fehlermaße für das Regression Kriging Model C erzielt. Die Regionalisierungsgüte auf Basis dieses Verfahrens ist positiv zu bewerten. Der MAE für den Sättigungswassergehalt des A-Horizonts z.B. beträgt ca. ein halbes Vol.-%. Für die PTF von Rawls & Brakensiek (1985) wird von den Autoren kein Bestimmtheitsmaß für die Regressionen angegeben. Das würde an dieser Stelle einen Vergleich über die Höhe des Fehlers durch die PTF im Gegensatz zu dem anschließenden Schritt der Interpolation ermöglichen. Möglich und sinnvoll wäre hier auch die Verwendung eines gemessenen Validierungsdatensatzes bodenphysikalischer Parameter.

Auswahl von Reliefparametern

Bezüglich der Reliefparameter ist festzustellen, daß insbesondere die tertiären Parameter ein hohes Erklärungspotential für die räumliche Verteilung von Bodeneigenschaften besitzen. Das ist darauf zurückzuführen, daß durch die Reliefeinheiten die Abbildung von mehreren bodengenetischen Prozessen ermöglicht wird (Park et al. 2001), während primäre oder sekundäre Reliefparameter eher einzelne Prozesse beschreiben.

Regression, Ordinary Kriging, External Drift Kriging oder Regression Kriging ModelC ?

Eine zentrale Frage ist die Auswahl einer geeigneten Methode für die Regionalisierung. In einigen wenigen Fällen (z.B. θ_s und θ_r im B-Horizont) liefert ein Regressionsverfahren das nach Kreuzvalidierung beste Regionalisierungsergebnis. Im Mittel aber erzeugen die geostatistischen Verfahren, die eine Kovariable benutzen (External Drift Kriging und Regressoin Kriging Model C) die geringsten Fehler in der Regionalisierung. Im Mittel ist aber auch das Ordinary Kriging den Regressionen überlegen, es liefert allein auf Basis der räumlichen Autokorrelation für alle Variablen konstant gute Regionalisierungsergebnisse. In den Fällen, in denen für die Regression deutlich bessere Ergebnisse als für das OK festgestellt werden, verbessern sich auch die Ergebnisse des EDK oder RKC deutlich. Das RKC ist dann dem EDK vorzuziehen, wenn durch eine Regression ein relativ hoher Anteil der Varianz erklärt wird, wie in diesem Fall bei den bodenphysikalischen Parametern. Liegen eher schwache Zusammenhänge vor, wie in diesem Fall bei den Kornfraktionen, ist das EDK das geeignetere Verfahren.

Durch die Verwendung von Reliefinformationen als Kovariablen mit Hilfe des RKC erzielen Odeh et al. (1994 und 1995) bei Bestimmtheitsmaßen der Regression zwischen 0,41 und 0,47 teilweise fast eine Halbierung des RMSE gegenüber dem OK. Derartig deutliche Verbesserungen sind bei vergleichbaren Bestimmtheitsmaßen in dieser Arbeit nicht erzielt worden. Die deutlichste Verbesserung in dieser Arbeit ist für den bodenphysikalischen Parameter n mit einem gegenüber dem OK 15 % niedrigeren MAE für das RKC erzielt worden.

Neben einer Verbesserung in der Güte der räumlichen Vorhersage sprechen noch andere Gründe für die Kombination aus Regression und Geostatistik. Gegenüber einer Regression alleine besteht der Vorteil, daß die räumliche Struktur der Zielvariablen berücksichtigt wird. Ferner wird die räumliche Variabilität der Zielvariablen nicht durch einen einzigen bodenbildenden Faktor, hier das Relief, beschrieben. Dagegen wird die räumliche Variabilität der nicht durch die Kovariablen erklärbaren Komponente berücksichtigt. Diese Komponente setzt sich aus anderen bodenbildenden Faktoren und einem skalenabhängigen zufälligen Anteil (Webster 2000) zusammen. Ein Verfahren wie RKC oder EDK ermöglicht es also bodenkundliches Prozeßverständnis mit einem mathematisch optimalen Interpolationsverfahren zu kombinieren. Ein reines Interpolationsverfahren wie z.B. OK erzeugt zwar immer gute Regionalisierungsergebnisse und benötigt keinerlei Wissen über die Zielvariable, trägt aber auch in keinster Weise zu einem besseren Verständnis über die räumliche Verteilung von Bodeneigenschaften bei (Sinowski 1995). Ein geostatistisches

Verfahren in Kombination mit einer Regression ermöglicht es, sowohl eine deterministische räumliche Komponente (Wissen) als auch die nicht erklärbare räumliche Komponente (Zufall) zu berücksichtigen.
Die Vorteile der geostatistischen Verfahren mit Kovariablen sind zum einen, daß Ausreißer weniger ins Gewicht fallen (Odeh et al. 1994). Zum anderen erhalten sie die Varianz des Punktdatensatzes besser (s. Kap.4.3). Kriging-Verfahren, die eine lokale Schätzung unter Minimierung der Schätzvarianz darstellen, sind nur eingeschränkt in der Lage die Varianz des Ausgangsdatensatzes zu reproduzieren. Insbesondere trifft dies für das Block-Kriging zu (Sinowski 1995), da hier im Gegensatz zum Punktkriging Mittelwerte für eine Fläche berechnet werden. Eine Möglichkeit diese Schwäche auszumerzen, stellen stochastische Simulationen z.B. mit der Turning Bands Methode dar (Deutsch & Journel 1998, Goovaerts 2000).

Direktes oder indirektes Verfahren ?
Bezüglich der Reihenfolge von PTF und Interpolation bleibt festzustellen, daß sowohl das direkte als auch das indirekte Verfahren durchführbar und sinnvoll sind. Bei der Erprobung beider Herangehensweisen hat sich herausgestellt, daß beide Vor- und Nachteile bergen. In dieser Arbeit werden die Ergebnisse des direken Verfahrens verwendet. Der entscheidende Vorteil ist, daß durch die Interpolation der bodenphysikalischen Parameter deren lokale Unsicherheit in Form der Krige-Varianz gegeben ist. Ein entscheidender Nachteil des indirekten Verfahrens ist die Inkonsistenz der Summen aus den interpolierten Korngrößernfraktionen. Dieses Problem entsteht durch die verwendete PTF (Rawls & Brakensiek 1985), die auf drei Korngrößenklassen basiert, was für fast alle verfügbaren PTF (z.B. Cosby et al. 1984, Rawls & Brakensiek 1985, Vereecken et al. 1989 und 1990, Wösten et al. 1998, Schaap & Leij 2000) zutrifft. Die Umrechnung der drei Korngrößenklassen zu einem logarithmischen Korngrößenmedian umgeht dieses Problem (Scheinost et al .1997), hat aber den Nachteil, daß durch eine Reduktion der Parameteranzahl zwangsläufig ein Informationsverlust entsteht.
Die auf Basis des indirekten und des direkten Verfahrens erzeugten räumlichen Strukturen bodenphysikalischer Parameter unterscheiden sich nicht stark in ihren Mittelwerten und Varianzen. Durch das Block-Kriging findet immer eine leichte Glättung statt, was die Varianz senkt. Hier spielt es anscheinend keine Rolle ob dieser Effekt erst für die Bodeneigenschaften wie die Korngrößenklassen oder den C_{org}-Gehalt oder die bodenphysikalischen Parameter

auftritt. Das hängt letztlich davon ab, wie sensitiv die verwendete PTF gegenüber den einzelnen Bodeneigenschaften reagiert.

Die bodenbildenden Faktoren

Der Ansatz, die räumliche Variabilität einer Bodeneigenschaft durch die räumliche Variabilität der bodenbildenden Faktoren zu erhalten (Sinowski et al. 1997, Richardson & Edmonds 1987, Moore et al. 1993), ist vielversprechend, hat aber seine Grenzen. Zum einen versteckt sich hinter dem bodenbildenden Faktor Zeit die komplette Interaktion der einzelnen Faktoren, die bei der Verwendung der aktuellen räumlichen Verteilung eines bodenbildenden Faktors nicht berücksichtigt werden kann. Während Faktoren wie das Klima auf der hier betrachteten räumlichen Skale ignoriert werden können und das Ausgangssubstrat durch geologische und geomorphologische Karten erfaßt werden kann, sind gerade bei wichtigen Faktoren wie dem Relief und der Vegetation bzw. dem Wirken des Menschen nur die aktuellen Systemzustände meßbar. Auch wenn hier z.B. durch historische Nutzungskarten oder physiaklisch basierte Reliefentwicklungsmodelle (Dietrich et al. 1995) erfolgversprechende Ansätze existieren. Diese Ansätze sollten in jedem Fall dahingehend weiterentwickelt werden, daß die Variabilität von Bodeneigenschaften in Raum und Zeit auf Basis einer physikalisch basierten Herangehensweise und unter Berücksichtigung der Interaktion der bodenbildenden Faktoren erklärt werden kann. Denn ein rein statistisches Vorgehen ist in seinem Erklärungspotential eingeschränkt und nur begrenzt räumlich übertragbar.

7.2 Auswirkungen der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter auf das hydrologische Prozeßgefüge

Sensitivitätsanalysen

Für die Abschätzung der potentiellen Evapotranspiration weist unter den meteorologischen Eingangswerten insbesondere die relative Luftfeuchte eine hohe Sensitivität auf. Vor dem Hintergrund der technisch möglichen Genauigkeit der Messung der relativen Luftfeuchte besteht hier ein relativ geringes Fehlerpotential. Unter den bestandesspezifischen Parametern ist es der minimale Bulk-Stomata-Widerstand, der die höchste Sensitivität aufweist. Dieser Parameter kann oft nur anhand von Literaturwerten für den jeweiligen Bestand geschätzt

werden, so daß hier ein größeres Fehlerpotential besteht. Hier gilt es, eine statistisch gut abgesicherte Datengrundlage zu schaffen.

Bei den bodenphysikalischen Parametern wurde, wie zu erwarten war (Anderson 1982, Paniconi & Wood 1993), der K_s-Wert als der sensitivste Parameter für die Abflußbildung identifiziert. Eine im Vergleich zu K_s verhältnismäßig hohe Sensitivität wurde allerdings auch für θ_s und α festgestellt, was so nicht zu erwarten war. θ_r weist nur eine geringe Sensitivität auf, während der Parameter n nicht untersucht wurde (s. Kap. 5.3.2). Hier kann der Schluß gezogen werden, daß bei einer Betrachtung der räumlichen Variabilität der Mualem/VanGenuchten-Parameter auf jeden Fall K_s, θ_s und α berücksichtigt werden sollten, während die räumliche Variabilität von θ_r noch am ehesten vernachlässigt werden kann.

Modellierung von Evapotranspiration, Interzeption und Schneedecke

Die Modellierung der Evapotranspiration, der Interzeption und der Schneedecke kann in ihrem zeitlichen Verlauf aufgrund mangelnder Meßdaten nicht validiert werden, zeigt aber für alle Teilkomponenten einen plausiblen Verlauf, der dem hydrologischen Prozeßverständnis entspricht. Die gemessene Gebietswasserbilanz belegt, daß die Summe der Evapotranspiration in der richtigen Größenordnung abgeschätzt wird.

Modellierung der Abflußbildung

Bei der Abflußmodellierung werden drei Komponenten berücksichtigt: Oberflächenabfluß nach Horton (1933), Makroporenabfluß (z.B. Beven & Germann 1982 oder Bronstert 1999) und Grundwasserabfluß. Für den zeitlichen Verlauf des Gesamtabflusses wird die Modellierung über den Index of Agreement (Willmott 1981) und den Coefficient of Model Efficiency (Nash & Sutcliffe 1970) validiert. Dazu ist vorher die Kalibrierung der Systemwiderstände von Oberflächen- und Makroporenabfluß, der maximalen Makroporeninfiltrationsrate und der K_s-Werte nötig gewesen. Die Gründe für die Kalibrierung der K_s-Werte wurden bereits in Kapitel 5.4.2 erläutert. Hier spielen die zeitliche Skale sowie die Berücksichtigung eines dualen Porensystems für die Infiltration eine Rolle. Beim Ansatz zur Modellierung des Oberflächen- und Makroporenabflusses handelt es sich um einen sehr vereinfachten Ansatz, der aber durchaus in der Lage ist, das Prozeßgeschehen abzubilden. Sehr einfache Ansätze beinhalten oft Parameter, die aufgrund ihrer Komplexität nicht meßbar sind. Für das Makroporensystem hätte auch ein deutlich komplexerer Ansatz, der z.B. die Interaktion mit der Matrix berücksichtigt (Merz 1996), gewählt werden können. Darauf wurde jedoch bewußt verzichtet, denn dafür ist die Geometrie des Makroporensystems

notwendig, welche ebenso wenig meßbar ist. Die Bestimmung der Geometrie des Makroporensystems ist mit Aufwand auf der Skale von Stechzylindern möglich (Cislerova et al. 1994). Auf der Skale kleiner Einzugsgebiete gibt es bis jetzt keine technische Möglichkeit z.B. mittels Fernerkundung die Makroporengeometrie oder auch nur deren Anteil an der Oberfläche flächenhaft zu erfassen. Hier bleibt zur Zeit nur die durch den zeitlichen Aufwand limitierte Kartierung von Hand (Zehe 1998).

Die räumliche Stuktur der Bodenfeuchte

Da die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte eine bedeutsame Anfangsbedingung für die Abflußbildung darstellt (Bronstert & Bardossy 1999), wurde überprüft inwieweit diese durch das Modell abgebildet wird. Dabei wurden zwei Tatsachen festgestellt: a) Die gemessene Bodenfeuchte an der Oberfläche wird für den Testhang in ihrer räumlichen Verteilung gut erfaßt. Das belegt, daß die Verwendung von dreidimensionalen Ansätzen für die Bodenwasserflüsse in Gebieten mit ausgeprägter Topographie unerläßlich ist. Bei zweidimensionalen Ansätzen wird zwangsläufig die horizontale Konvergenz der Wasserflüsse im Boden vernachlässigt. b) Die Varianz (und entsprechend auch die Semivarianz) der gemessenen Bodenfeuchtewerte ist deutlich höher als im Modell. Dafür ist zum einen ein geostatistisches Verfahren wie das Kriging verantwortlich. Durch den glättenden Effekt (Deutsch & Journel 1998, Goovaerts 2000) werden die Varianzen der bodenphysikalischen Parameter unterschätzt. Zum anderen scheint es, daß die Effekte des Reliefs auf die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte noch unterschätzt werden. Die lateralen Flüsse im Boden sorgen für eine deutliche Differenzierung der Bodenfeuchte am Hang (Wood 1998). Ferner spielt die Variabilität, die unterhalb des Probenahmerasters existiert, eine Rolle. Der Skalensprung von der Punktmessung zu einem Modellergebnis auf einer Rasterzellengröße von 100 m² birgt eine nur bedingte Vergleichbarkeit, da das Modellergebnis auf Basis des Rasters immer einen räumlichen Mittelwert darstellt.

Auswirkungen der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Eigenschaften

Die Sensitivität der Modellierung der aktuellen Evapotranspiration gegenüber der räumlichen Struktur bodenphysikalischer Eigenschaften ist relativ gering. Im Vergleich zur Ausgangsverteilung ergeben sich für alle fünf verwendeten räumlichen Verteilungen geringfügig höhere Evapotranspirationssummen. Das ist eine indirekte Folge der für alle fünf Verteilungen niedrigeren Infiltrationsüberschüsse. Da mehr infiltriert wird das kritische Matrixpotential, ab dem die Evapotranspiration limitiert wird, später erreicht.

Für die Modellierung der Abflußbildung wird eine deutlich höhere Sensitivität gegenüber der verwendeten räumlichen Struktur bodenphysikalischer Parameter ermittelt. Bei der Betrachtung der Jahressummen der schnellen Abflußkomponenten wird deutlich, daß durch eine räumliche Aggregierung der Mualem/VanGenuchten-Parameter erheblich niedrigere Abflußsummen erzeugt werden. Die Verwendung eines einzigen räumlichen Mittelwerts für das gesamte Einzugsgebiet (homogen) führt zu einer rund 10 % niedrigeren Summe der schnellen Abflußkomponenten. Ungefähr halb so groß ist die Verringerung bei einer Modellierung auf Basis der Flächenmittelwerte der Bodentypen der Bodenkarte 1:5000 (Choroplethen). Daraus folgt, daß die Bestimmung von effektiven bodenphysikalischen Parametern über arithmetische Mittelwerte nicht möglich ist (s.a. Binley et al. 1989b). Hier bleibt nur der Weg über inverse Modellierungen (Nieschulz 1997) einen aggregierten Parametersatz zu bestimmen.

Grund für die Verringerung der Abflußsumme der schnellen Komponenten durch eine Aggregierung ist im wesentlichen die nichtlineare Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß. Der sensitivste bodenphysikalische Parameter ist der K_s-Wert. Wird dieser über einen Erwartungswert räumlich aggregiert, entstehen geringere Mengen an Infiltrationsüberschuß. Das folgende synthetische Beispiel (s. Abb. 7.1) beruht auf der Annahme eines für eine gegebene Fläche räumlich homogenen θ_s und räumlich homogenen Niederschlägen. Treten keine lateralen Bodenwasserflüsse auf, gelangt die gesamte Fläche im Verlauf eines starken Niederschlagsereignisses zur Sättigung. Die Infiltrationsrate hängt ab diesem Zeitpunkt vom K_s-Wert ab. Ohne räumliche Aggregierung tritt für den betrachteten Zeitschritt ein Infiltrationsüberschuß in Höhe der Differenz zwischen K_s und Niederschlagsrate dort auf, wo der K_s-Wert unterhalb der Niederschlagsrate liegt (schraffierte Fläche der Häufigkeitsverteilung in Abb. 7.1). Wird nun K_s räumlich aggregiert liegt dessen Erwartungswert (gestrichelte Linie) über der Niederschlagsrate (durchgezogene Linie), d.h. es entsteht kein Infiltrationsüberschuß. Da die Varianz von K_s fehlt wird kein Infiltrationsüberschuß mehr modelliert (Bormann 2001). Dieses Beispiel zeigt auch, daß die Höhe der Niederschlagsrate eine Rolle spielt. Sobald die Niederschlagsrate über dem mittleren K_s liegt, wird Infiltrationsüberschuß modelliert. Je höher die Niederschlagsrate dann über dem räumlichen Mittel von K_s ist, umso geringer die Auswirkung der Aggregierung. Bei sehr geringen Niederschlagsraten entsteht ohne Aggregierung sehr wenig oder gar kein Infiltrationsüberschuß, so daß eine räumliche Aggregierung, bei der ebenfalls kein Infiltrationsüberschuß modelliert wird, eine entsprechend geringe Auswirkung hat. Bei

einzelnen Ereignissen wirkt sich eine räumliche Mittelung von K_s also besonders bei in Relation zu K_s mittleren Niederschlagsraten aus (Merz & Plate 1997).

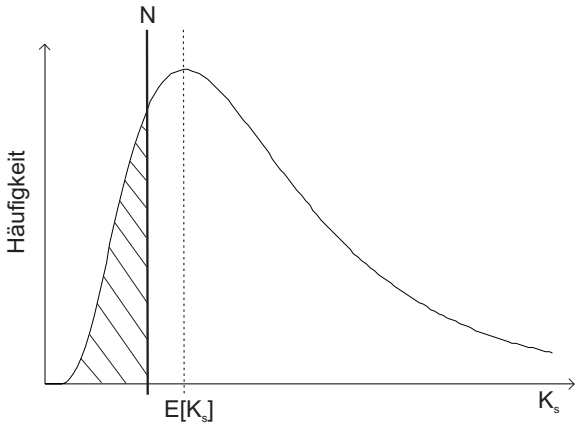


Abbildung 7.1: Synthetisches Beispiel für die Auswirkung der räumlichen Mittelung von K_s für die Berechnung des Infiltrationsüberschusses bei Sättigung, der schraffierte Bereich markiert die K_s-Werte bei denen ein Infiltrationsüberschuß entstehen kann

Wenn neben K_s auch alle anderen bodenphysikalischen Parameter wie z.B. der auch sehr sensitive Parameter θ_s als räumlich variabel betrachtet werden, ist also eine Erhaltung der rein statistischen Variabilität für die Summe des Infiltrationsüberschusses von Bedeutung.
Eine Modellierung auf Basis einer räumlichen Verteilung, die die gleiche Häufigkeitsverteilung wie die räumliche Ausgangsverteilung besitzt und räumlich zufällig ist (Zufall), sollte also in der Summe der schnellen Abflußkomponenten das gleiche Modellergebnis wie die Ausgangsverteilung aufweisen, denn im Modell wird keine Reinfiltration zugelassen. Da für die räumlich zufällige Verteilung (Zufall) die identische Häufigkeitsverteilung genutzt wird, trifft dies auch zu (s. Tab. 6.2). Für die unkonditionierte stochastische Simulation wird eine geringfügig niedrigere Abflußsumme der schnellen Komponenten modelliert als für die räumlich zufällige Verteilung, was darauf beruht, daß die Häufigkeitsverteilung durch die stochastische Simulation nicht exakt reproduziert sondern nur angenähert werden kann. Bei der konditionierten stochastischen Simulation treten noch etwas geringere Summen der schnellen Abflußkomponenten auf. Die Abweichung zur Ausgangssimulation ist in der Summe aber nur halb so groß wie auf Basis des Choroplethen-Ansatzes.

In Kapitel 6.2.2 wird aber auch aufgezeigt, daß der zeitliche Verlauf der Abflußbildung durch die fünf räumlichen Verteilungen unterschiedlich gut reproduziert wird. Dabei weisen die Ansätze, die die räumliche Organisation der Ausgangsverteilung in irgendeiner Form erhalten, also der Choroplethen-Ansatz und die konditionierte stochastische Simulation, die geringsten Abweichungen (MAE sowie RMSE) zur Ausgangsmodellierung auf. Dabei sind die Abweichungen durch die konditionierte stochastische Simulation etwa halb so groß wie

auf Basis der Choroplethen. Dieser Effekt ergibt sich in erster Linie durch den Modellansatz für die Abflußkonzentration der schnellen Abflußkomponenten. In Abhängigkeit von der Distanz zum Vorfluter wird über einen Systemwiderstand eine Konzentrationszeit errechnet. Ein sicherlich vereinfachter aber adäquater Modellansatz.

Die Modellstudie bezüglich der Sensitivität der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter zeigt also:

- Die Häufigkeitsverteilung der bodenphysikalischen Parameter hat einen Einfluß auf die Summe der schnellen Abflußkomponenten
- Die räumliche Struktur der bodenphysikalischen Parameter beeinflußt den zeitlichen Verlauf der Abflußbildung
- Eine konditionierte stochastische Simulation ist noch am besten in der Lage die Ganglinie der schnellen Abflußkomponenten der Ausgangsverteilung zu reproduzieren. Eine unkonditionierte stochastische Simulation erhält zwar die Abflußsumme besser, ist aber nicht in der Lage die Abflußkonzentration wiederzugeben. Der Choroplethen-Ansatz verursacht zwar einen relativ kleinen Fehler bezüglich des zeitlichen Verlaufs der Abflußbildung, unterschätzt aber die Abflußsumme

Merz (1996) unterscheidet zwischen strukturierter (räumlich organisiert) und stochastischer (räumlich zufällig) Variabilität bodenphysikalischer Parameter. Durch eine ereignisbezogene Modellstudie wird die Bedeutung der strukturellen Variabilität für die Abflußsummen betont, was dort durch das verwendete Modell zu erklären ist. Durch die Berücksichtigung einer Reinfiltration von Oberflächenabfluß an hangabwärtsgelegenen Rasterzellen, müssen die K_s-Werte in Richtung Vorfluter abnehmen, da der Infiltrationsüberschuß sonst wieder infiltriert. In der vorliegenden Studie wurde ein Modell verwendet, daß diesen Prozeß der Reinfiltration nicht berücksichtigt, da angenommen wird, daß der Oberflächenabfluß im Einzugsgebiet des Berrensiefen eine sehr untergeorndnete Rolle spielt. Ferner tritt bei Oberflächenabfluß sehr schnell eine räumliche Konzentration auf, die zu linearen Abflußbahnen führt (Moore et al. 1988a), so daß eine Reinfiltration oft vernachlässigt werden kann.

Eine Differenzierung in strukturelle und stochastische Variabilität ist sinnvoll (Merz 1996, Merz & Plate 1997), aber diese beiden Komponenten räumlicher Variabilität schließen sich nicht gegenseitig aus. Vielmehr zeigt das Beispiel konditionierter stochastischer Simulationen, daß hier ein hohes Potential besteht, aus der Kenntnis der Häufigkeitsverteilung

und des Variogramms bodenphysikalischen Parameters aus relativ wenigen Punktdaten das Abflußverhalten der tatsächlich zugrunde liegenden räumlichen Verteilung zu reproduzieren.

Loague & Kyriadikis (1997) verwenden konditionierte stochastische Simulationen für die räumliche Variabilität der Permeabilität, sind aber nur in der Lage, damit die ereignisbezogene Modellierung des Abflusses gegenüber einer Modellierung auf Basis gemittelter Werte der Permeabilität geringfügig zu verbessern. Die Autoren räumen allerdings gleichzeitig ein, daß durch die Verwendung eines sehr vereinfachten Abflußmodells das reale Prozeßgeschehen nur bedingt abgebildet werden kann, so daß möglicherweise die Grenzen der verwendeten Modellstruktur eine Verbesserung der Abflußmodellierung nicht ermöglicht.

Autokorrelation der Mualem/VanGenuchten-Parameter

Im Zuge dieser Arbeit wurde die Autokorrelation der Mualem/VanGenuchten-Parameter (Smith & Diekkrüger (1996), z.B. θ_s und θ_r im A-Horizont korrelieren mit -0,77) bei der stochastischen Simulation bisher nicht berücksichtigt, sondern die Parameter werden zufällig kombiniert. Um diese Autokorrelation zu nutzen, könnte eine Hauptkomponentenanalyse angewendet werden, so daß für die Hauptkomponenten eine stochastische Simulation durchgeführt wird, um diese dann in die Mualem/VanGenuchten-Parameter zurückzurechnen.

Relevanz der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter

Wie stark sich die räumliche Variabilität bodenphysikalischer Parameter auf die Abflußbildung auswirkt, hängt letztlich davon ab, wie hoch die Variabilität angenommen wird. Die verhältnismäßig gering angenommene räumliche Variabilität von Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion der in dieser Studie verwendeten Ausgangsverteilung (s. Abb. 4.12) hat einen deutlichen Effekt auf die Modellierung der Abflußbildung. Wird die statistische oder die räumlich strukturierte Variabilität vernachlässigt, ist das Verhalten der Abflußbildung bezüglich der schnellen Abflußkomponenten nicht zu reproduzieren. Aggregierungsansätze führen zu einer Unterschätzung der Abflußsumme. Wird die statistische Variabilität ohne Berücksichtigung der Topologie erhalten, z.B. durch eine stochastische Simulation, wird die Abflußsumme reproduziert. Der zeitliche Verlauf des Abflußes wird dagegen nicht erhalten. Dies wird durch eine konditionierte stochastische Simulation ermöglicht, weil dieses Verfahren sowohl die statistische als auch die räumlich organisierte Variabilität bewahrt.

8 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird die Sensitivität der Abflußbildung gegenüber der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter untersucht. Dazu wird in einem ersten Schritt aus einem Punktdatensatz von Bodeneigenschaften und unter Berücksichtigung von Reliefinformationen die räumliche Verteilung der bodenphysikalischen Parameter abgeschätzt. Im zweiten Schritt wird eine hydrologische Modellstudie in einem mikroskaligen Einzugsgebiet durchgeführt. Dazu wird u.a. ein dreidimensionaler Ansatz in der ungesättigten Bodenzone verwendet. Basierend auf einer räumlichen Ausgangsverteilung bodenphysikalischer Parameter werden verschiedene räumliche Verteilungen generiert und in ihrer Relevanz für die Modellierung insbesondere der Abflußbildung untersucht.

Zur Regionalisierung der bodenphysikalischen Parameter nach Mualem/VanGenuchten (VanGenuchten 1980) werden multivariate (geo-)statistische Verfahren und die Pedotransferfunktionen von Rawls & Brakensiek (1985) verwendet.
In einem methodischen Test werden folgende Verfahren gegenübergestellt: multiple Regression, Ordinary Kriging, External Drift Kriging und Regression Kriging Model C. Als Kovariablen für Bodeneigenschaften wie z.B. Horizontmächtigkeiten, C_{org}-Gehalt und Textur sowie die bodenphysikalischen Parameter werden Reliefinformationen benutzt. Hier zeigt sich für geomorphometrische Reliefeinheiten ein hohes Erklärungspotential für die räumliche Struktur der Bodeneigenschaften. Insgesamt sind mittels der geostatistischen Verfahren bessere Ergebnisse als mit der multiplen Regression erzielt worden. Geostatistische Verfahren, die eine Kovariable berücksichtigen, sind dem Ordinary Kriging überlegen. Relativ schwache Zusammenhänge zwischen Ziel- und Kovariable werden durch das External Drift Kriging optimal genutzt. Liegen stärkere Zusammenhänge vor, so erzielt das Regression Kriging Model C die niedrigsten Fehlermaße. Gegenüber der Ordinary Kriging ist so eine Verbesserung in der Vorhersagegüte um bis zu 15 % erzielt worden.
Die (geo-)statistischen Methoden werden sowohl in einem direkten Verfahren als auch in einem indirekten Verfahren genutzt. Beim indirekten Verfahren werden zuerst die Bodeneigenschaften in die Fläche gebracht. Danach wird dann die Pedotransferfunktion angewendet. Genau umgekehrt wird beim direkten Verfahren vorgegangen. Hier gelangt zunächst die Pedotransferfunktion für den Punktdatensatz zur Anwendung. Im nächsten Schritt werden dann die (geo-)statistischen Methoden für das räumliche Upscaling der bodenphysikalischen Parameter benutzt. Das indirekte und das direkte Verfahren produzieren

vergleichbare Ergebnisse, wobei das direkte Verfahren in sich konsistenter ist. Ferner wird durch das direkte Verfahren die räumliche Unsicherheit in der Vorhersage der bodenphysikalischen Parameter quantifiziert.

Zur Ermittlung der Sensitivität der Abfluß- und Wasserhaushaltsmodellierung gegenüber der räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter wird für das Einzugsgebiet des Berrensiefen (28,6 ha) eine kontinuierliche hydrologische Modellierung durchgeführt. Eine modifizierte Version des dreidimensionalen bodenhydrologischen Modells SWMS_3d (Simunek et al. 1995) wird dazu mit einem Teilmodul zur Berechnung von potentieller Evapotranspiration und Interzeption gekoppelt.
In einer Modellstudie werden hydrologische Simulationen für fünf räumliche Verteilungen bodenphysikalischer Parameter durchgeführt. Dabei handelt es sich um eine homogene räumliche Verteilung, eine Verteilung, die auf den Choroplethen der Bodenkarte 1:5000 beruht, eine räumlich zufällige Verteilung und eine unkonditionierte sowie eine konditionierte stochastische Simulation. Für den Simulationszeitraum von einem Jahr ergibt sich vor dem Hintergrund einer relativ gering angenommenen räumlichen Variabilität bodenphysikalischer Parameter ein deutlicher Einfluß dieser auf die Modellierung des Oberflächen- und Makroporenabflusses.
Die Modellstudie zeigt, daß die rein statistische Variabilität der bodenphysikalischen Parameter einen Effekt auf die Abflußsummen hat. Werden die bodenphysikalischen Parameter räumlich aggregiert, so werden die Abflußsummen für den homogenen bzw. den Choroplethenansatz um 10 bzw. 5 % unterschätzt. Dieser Effekt beruht u.a. darauf, daß eine Reinfiltration von Oberflächenabfluß, der in diesem Gebiet eine eher untergeornete Bedeutung hat, nicht berücksichtigt wird. Eine räumlich zufällige Verteilung, die die Haufigkeitsverteilung der Ausgangsverteilung besitzt, reproduziert die Abflußsumme, jedoch nicht deren zeitlichen Verlauf. Für eine stochastische Simulation mittels der Turning Bands Methode trifft im wesentlichen das gleiche zu. Konditioniert man die stochastische Simulation so wird auch die räumliche Organisation der Ausgangsverteilung erhalten, was die Reproduktion der Abflußkonzentration ermöglicht.
Es wird also deutlich, daß bei dem verwendeten hydrologischen Modell in dem betrachteten Einzugsgebiet sowohl die statistische als auch die räumlich organisierte Variabilität der bodenphysikalischen Parameter eine Relevanz für die Dynamik von Oberflächen- und Makroporenabfluß aufweisen.

Literatur

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., O`Connel, P.E. & Rasmussen, J. (1986): An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, S. 61-77.

AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl., Hannover, 392 Seiten.

Ahmed, S. & DeMarsily, G. (1987): Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity, *Water Resources Research*, 23, S. 1717-1737.

Ameskamp, M. (1997): Three-dimensional rule-based continous soil modelling, Dissertation, Institut für Informatik und praktische Mathematik Christian-Albrechts-Universität Kiel, Bericht 9701, 208 Seiten.

Anderson, M.G. (1982): Modelling hillslope soil water status during drainage, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 7, S. 337-353.

Anderson, M.G. & Brooks, S.M. (1996): Hillslope processes: Research prospects, in: M.G. Anderson & S.M. Brooks (Hrsg.), Advances in hillslope processes, Volume 1, S. 5-32, Wiley, Chichester.

Armstrong, M. (1998): Basic Linear Geostatistics, Springer, 149 Seiten.

Bailey, W.C. & Davies, J.A. (1980): Bulk stomatal resistance control on evaporation, Mc Master University, Hamilton, Ontario.

Bardossy, A., Bronstert, A. & Merz, B. (1995): 1-, 2- and 3-dimensional modeling of water movement in the unsaturated soil matrix using fuzzy approach, *Advances in Water Resources*, 18(4), S. 237-251.

Bardossy, A. & Lehmann, W. (1998): Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis, *Journal of Hydrology*, 206, S. 1-15.

Benne, I., Heineke, H.-J. & Nettelmann, R. (1990): Die DV-gestützte Auswertung der Bodenschätzung, Erfassungsanweisung und Übersetzungsschlüssel, Technische Berichte zum NIBIS, 125 Seiten.

Beven, K.J. & Kirkby, M. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), S. 43-69.

Beven, K.J. & Germann, P. (1982): Makropores and water flow in soils, *Water Resources Research*, 18(5), S. 1311-1325.

Beven, K.J., Calver, A. & Morris, E.M. (1987): The Institute of Hydrology distributed model, Institute of Hydrology Report, 98.

Beven, K.J. (1989): Changing ideas in Hydrology - The case of physically based models, *Journal of Hydrology*, 105, S. 157-172.

Beven, K. (2001): How far can we go in distributed hydrological modelling?, *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(1), S. 1-12.

Binley, A., Elgy, J. & Beven, K. (1989a): A physically based model of heterogeneous hillslopes. 1. Runoff production, *Water Resources Research*, 25(6), S. 1219-1226.

Binley, A., Beven, K. & Elgy, J. (1989b): A physically based model of heterogeneous hillslopes 2. Effective hydraulic conductivities, *Water Resources Research*, 25(6), S. 1227-1233.

Binley, A. & Beven, K. (1992): Three-dimensional modelling of hillslope hydrology, in: K.J. Beven & I.D. Moore (Hrsg.), Terrain analysis and distributed modelling in Hyrology, Advances in hydrological processes, S. 107-119, Wiley, Chichester.

Bogena, H. (2001): Analyzing and modelling solute and sediment transport at different temporal and spatial scales: a case study of the Wahnbach River, Germany, zur Dissertation eingereicht.

Boll, J., van Rijn, R.P.G., Weiler, K.W., Ewen, J.A., Daliparthy, J., Herbert, S.J. & Steenhuis, T.S. (1995): Using ground-penetrating radar to detect layers in a sandy field soil, *Geoderma*, 70, S. 117-132.

Bormann, H., Conrad, R., Onigkeit, J. & Seppelt, R. (1996): Modellanwendung: Simulation des Gebiets-Wasserhaushalts für das Untersuchungsgebiet Nienwohlde sowie der Stickstoff- und Bestandesdynamik für das Untersuchungsgebiet Neuenkirchen, in: O. Richter, D. Söndgerath & B. Diekkrüger (Hrsg.), Sonderforschungsbereich 179 "Wasser- und Stoffdynamik in Agrarökosystemen" Abschlußbericht Band 1, Landschaftsökologie und Umweltforschung, 24(1), S. 268-277, Braunschweig.

Bormann, H., Diekkrüger, B. & Richter, O. (1999): Effects of spatial data resolution on the calculation of regional water balances, in: Diekkrüger, B., Kirkby, M.J. & Schrüder, U. (Hrsg.), Regionalization in Hydrology, IAHS Publications, 254, S. 193-202.

Bormann, H. (2001): Hochskalieren prozeßorientierter Wassertransportmodelle - Methoden und Grenzen, Dissertation, Herbert Utz Verlag - Wissenschaft, 181 Seiten.

Bouma, J. & VanLanen, J.A.J. (1987): Transfer functions and threshold values: From soil characteristics to land qualities, in: K.J.e.a. Beck (Hrsg.), Quantified land evaluation. Proc. Worksh. ISSS and SSSA, Washington DC, 27 April - 2 May 1986 Int. Inst. Aerospace Surv. Earth Sci. Publ. no. 6 ITC Publ., Enschede.

Bourennane, H., King, D., Chéry, P. & Bruand, A. (1996): Improving the kriging of a soil variable using slope gradient as external drift, *European Journal of Soil Science*, 47, S. 473-483.

Bourennane, H., King, D. & Couturier, A. (2000): Comparison of kriging with external drift and simple linear regression for predicting soil horizon thickness with different sample densities, *Geoderma*, 97, S. 255-271.

Böhner, J., Köthe, R. & Trachinow, C. (1998): Weiterentwicklung der automatischen Reliefanalyse auf der Basis von Digitalen Geländemodellen, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 100, S. 3-21.

Braden, H. (1990): Das Agrarmeteorologische Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption (AMBETI), Abschlußbericht der Forschungsgruppe "Wasser- und Stoffhaushalt landwirtschaftlich genutzter Einzugsgebiete unter bersonderer Berücksichtigung von Substrataufbau, Relief und Nutzungsform", Verlag Chemie.

Brakensiek, D.L. & Rawls, W.J. (1994): Soil containing rock fragments: effects on infiltration, *Catena*, 23, S. 99-110.

Bronstert, A. & Plate, E.J. (1997): Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments, *Journal of Hydrology*, 198, S. 177-195.

Bronstert, A. & Bárdossy, A. (1999): The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale, *Hydrology end Earth System sciences*, 3(4), S. 506-516.

Bronstert, A. (1999): Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling, *Hydrological Processes*, 13, S. 21-48.

Brooks, R.H. & Corey, A.T. (1964): Hydraulic properties of porous media, *Colorado State University Hydrology Paper*, 3.

Brooks, S.M. & Anderson, M.G. (1998): On the status and opportunities for physical process modelling in Geomorphology, in: P.A. Longley, S.M. Brooks, R. McDonnell & B. Macmillan (Hrsg.), Geocomputation: A Primer, S. 193-230, Wiley.

Brubaker, S.C., Jones, A.J., Frank, K. & Lewis, D.T. (1994): Regression models for estimating soil properties by landscape position, *Soil Science Society*, 58, S. 1763-1767.

Burrough, P.A. (1993): Soil variability: a late 20th century view, *Soils and Fertilizers*, 56(5), S. 529-562.

Burt, T.P. & Butcher, D.P. (1986): Development of topographic indices for use in semi-disributed hillslope runoff models, *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 58, S. 1-19.

Butterworth, R., Wilson, C.J., Herron, N.F., Greene, R.S.B. & Cunningham, R.B. (2000): Geomorphic controls on the physical and hydrologic properties of soils in a valley floor, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, S. 1161-1179.

Buttle, J.M. & House, D.A. (1997): Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin, *Journal of Hydrology*, 203, S. 127-142.

Chaplot, V., Walter, C. & Curmi, P. (2000a): Improving soil hydromorphy prediction according to DEM resolution and available pedological data, *Geoderma*, 97, S. 405-422.

Chaplot, V., Walter, C., Curmi, P. & Hollier-Larousse, A. (2000b): The use of auxiliary geophysical data to improve a soil-landscape model, *Soil Science*, 165(12), S. 961-970.

Cislerova, M., Hopmans, J.W. & Vogel, T. (1994): X-ray tomography of soil properties, *SSSA Special Publication*, 36.

Conrad, O. (2001): Digitales Geländemodell - DiGeM, www.geogr.uni-goettingen.de/pg/saga/digem/.

Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. & Ginn, T.R. (1984): A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soil, *Water Resources Research*, 20(6), S. 682-690.

Daniels, R.B. & Hammer, R.D. (1992): Soil Geomorphology, Wiley, 236 Seiten.

de Bruin, S. & Stein, A. (1998): Soil-landscape modelling using fuzzy c-means clustering of attribute data derived from a Digital Elevation Model (DEM), *Geoderma*, 83, S. 17-33.

de Roo, A.P.J. (1993): Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using Geographical Information Systems, Netherlands Geographical Studies, 157, Utrecht.

Delhomme, J.P. (1979): Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: A geostatistical approach, *Water Ressources Research*, 15(2), S. 269-280.

Deutsch, C.V. & Journel, A.G. (1998): GSLIB: Geostatistical software library and user`s guide - second edition, Applied Geostatistics Series, 369 Seiten.

Diekkrüger, B. (1992): Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen, Landschaftsökologie und Umweltforschung, 19, Braunschweig.

Dietrich, W.E., Reiss, R., Hsu, M.-L. & Montgomery, D.R. (1995): A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data, in: J.D. Kalma & M. Sivapalan (Hrsg.), Scale issues in hydrological modelling, Advances in hydrological processes, Wiley, S. 141-158.

Dikau, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Reliefeinheiten, Heidelberger Geographische Bausteine, 5.

Dobos, E., Micheli, E., Baumgardner, M.F., Biehl, L. & Helt, T. (2000): Use of combined digital elevation model and satellite radiometric data for regional soil mapping, *Geoderma*, 97, S. 367-391.

Esteves, M., Faucher, X., Galle, S. & Vauclin, M. (2000): Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values, *Journal of Hydrology*, 228, S. 265-282.

Feddes, R.A., Kowalik, P.J. & Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield, Simulation Monographs, Wageningen, 188 Seiten.

Federer, C. & Lash, A. (1978): BROOK: A hydrologic simulation model for eastern forests, University of New Hampshire, Durham.

Freeman, T.G. (1991): Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid, *Computers and Geoscience*, 17(5), S. 709-717.

Freeze, R.A. (1971): Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, *Water Resources Research*, 7(2), S. 347-366.

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (1983): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 5010 Engelskirchen, Krefeld, 148 Seiten

Goovaerts, P. (2000): Estimation or simulation of soil properties? An optimization problem with conflicting criteria, *Geoderma*, 97, S. 165-186.

Grünewald, U. (1994): Wasserwirtschaft und Ökologie, Taunusstein.

Hall, G.F. & Olson, C.G. (1991): Predicting variability of soils from landscape models, SSSA Special Publication, 28, S. 9-24, Madison.

Herbst, M. & Diekkrüger, B. (2001): Modeling the spatial variability of soil moisture in a micro-scale catchment, *Physics and Chemistry of the Earth*, submitted.

Heuvelink, G.B.M. & Webster, R. (2001): Modelling soil variation: past, present, and future, *Geoderma*, 100, S. 269-301.

Hodgkinson, R.A. & Armstrong, A.C. (1996): Field studies of runoff processes on restored land in South Wales and the design of channels for erosion control, in: M.G. Anderson & S.M. Brooks (Hrsg.), Advances in hillslope processes, S. 613-633, Wiley, Chichester.

Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle, *EOS Trans. AGU*, 14, S. 460-466.

Idso, S.B. & Jackson, R.D. (1969): Thermal radiation from the atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 74, S. 5397-5403.

Jenny, H. (1961): E.W. Hilgard and the birth of modern soil science, Farallo Publications, Berkeley.

Knotters, M., Brus, D.J. & Oude Voshaar, J.H. (1995): A comparison of kriging, co-kriging and kriging combined with regression for spatial interpolation of horizon depth with censored observations, *Geoderma*, 67, S. 227-246.

Köhn, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse: III Ein neuer Pipettapparat, *Zeitschr. Pflanzenernähr. Düngung Bodenk.*, 11, S. 50-54.

Köthe, R. & Lehmeier, F. (1993): SARA - Ein System zur Automatischen Relief-Analyse, *Zeitschrift für Angewandte Geographie*, 7, S. 11-21.

Köthe, R. & Lehmeier, F. (1996): SARA - Ein System zur Automatischen Relief-Analyse, Benutzerhandbuch, Göttingen, unveröffentlicht.

Lark, R.M. & Bolam, H.C. (1997): Uncertainty in prediction and interpretation of spatially variable data on soils, *Geoderma*, 77, S. 263-282.

Lehmann, W. (1995): Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft Universität Karlsruhe (TH), 52, Karlsruhe, 174 Seiten.

Loague, K. & Corwin, D.L. (1996): Uncertainty in regional-scale assessments of non-point source pollutants, in: D.L. Corwin & K. Loague (Hrsg.), Applications of GIS to the modeling of non-point source pollutants in the vadose zone, SSSA Special Publication, 48, S. 131-152, Madison.

Loague, K. & Kyriakidis, P.C. (1997): Spatial and temporal variability in the R-5 infiltration data set: Déjà vu and rainfall-runoff simulations, *Water Resources Research*, 33(12), S. 2883-2895.

Mantoglou, A. & Wilson, J.L. (1982): The turning bands method for simulation of random fields using line generation by a spectral method, *Water Resources Research*, 18(5), S. 1379-1394.

Matheron, G. (1973): The intrinsic random functions and their applications, *Advances in Applied Probability*, 5, S. 439-468.

McBratney, A.B. & Webster, R. (1981): Spatial dependence and classification of the soil along a transect in northeast Scotland, *Geoderma*, 26, S. 63-82.

McBratney, A.B., Hart, G.A. & McGarry, D. (1991): The use of region partitioning to improve the representation of geostatistically mapped soil attributes, *Journal of Soil Science*, 42, S. 513-532.

McBratney, A.B. & Odeh, I.O.A. (1997): Application of fuzzy sets in soil science: fuzzy logic, fuzzy measurements and fuzzy decisions, *Geoderma*, 77, S. 85-113.

McKenzie, N.J. & Ryan, P.J. (1997): Spatial prediction of soil properties using environmental correlation, *Geoderma*, 89, S. 67-94.

Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variablilität, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft Universität Karlsruhe (TH), 56, Karlsruhe, 215 Seiten.

Merz, B. & Plate, E.J. (1997): An analysis of the effects of spatial variability of soil moisture on runoff, *Water Resources Research*, 33(12), S. 2909-2922.

Merz, B. & Bárdossy, A. (1998): Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment, *Journal of Hydrology*, 212-213, S. 304-317.

Minasny, B., McBratney, A.B. & Whelan, B.M. (1999a): Vesper version 1.0, www.usyd.edu.au/su/agric/acpa.

Minasny, B., McBratney, A.B. & Bristow, K.L. (1999b): Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves, *Geoderma*, 93, S. 225-253.

Mitasova, H., Mitas, L., Brown, W.M., Gerdes, D.P., Kosinovsky, I. & Baker, T. (1995): Modelling spatially and temporally distributed phenomena: new methods and tools for GRASS GIS, *International Journal of Geographical Information Systems*, 9(4), S. 433-446.

Monteith, J.L. (1975): Vegetation and the atmosphere, Academic Press, 439 Seiten.

Moore, I.D., Burch, G.J. & Mackenzie, D.H. (1988a): Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies, *American Society of Agricultural Engineers*, 31(4), S. 1098-1107.

Moore, D., O`Loughlin, E.M. & Burch, G.J. (1988b): A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications, *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, S. 305-320.

Moore, I.D., Gessler, P.E., Nielsen, G.A. & Peterson, G.A. (1993): Soil attribute prediction using terrain analysis, *Soil Science Society of America Journal*, 57, S. 443-452.

Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models: Part I - A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, S. 282-290.

Nieschulz, K.P. (1997): Mathematisch-bodenkundliche Regionalisierung des Bodenwasserhaushalts, Landschaftsökologie und Umweltforschung, 27, Braunschweig.

Odeh, I.O.A., McBratney, A.B. & Chittleborough, D.J. (1994): Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from a digital elevation model, *Geoderma*, 63, S. 197-214.

Odeh, I.O.A., McBratney, A.B. & Chittleborough, D.J. (1995): Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotropic cokriging and regression-kriging, *Geoderma*, 67, S. 215-226.

Odeh, I.O.A. & McBratney, A.B. (2000): Using AVHRR images for spatial prediction of clay content in the lower Namoi Valley of eastern Australia, *Geoderma*, 97, S. 237-254.

Paniconi, C. & Wood, E.F. (1993): A detailed model for simulation of catchment scale subsurface hydrologic processes, *Water Resources Research*, 29(6), S. 1601-1620.

Park, S.J., McSweeney, K. & Lowery, B. (2001): Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain characterization, *Geoderma*, 103, S. 249-272.

Rawls, W.J. & Brakensiek, D.L. (1985): Prediction of soil water properties for hydrologic modelling, American Society of Civil Engineers, 293-299.

Richardson, J.L. & Edmonds, W.J. (1987): Linear regression estimations of Jenny`s relative effectiveness of state factors equation, *Soil Science*, 144(3), S. 203-208.

Ritchie, J.T. (1972): A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, *Water Resources Research*, 8(5), S. 1204-1213.

Romano, N. & Santini, A. (1997): Effectiveness of using pedo-transfer functions to quantify the spatial variability of soil water retention characteristics, *Journal of Hydrology*, 202, S. 137-157.

Ruhe, R.V. (1975): Geomorphology, Houghton Mifflin, Boston.

Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C. & Morton, A.J. (1971): A predictive model of rainfall interception in forests 1. Derivation of the model from observations in a plantatation of corcican pine, *Agricultural Meteorology*, 9, S. 367-384.

Ryan, P.J., McKenzie, N.J., O`Connell, D., Loughhead, A.N., Leppert, P.M., Jacquier, D. & Ashton, L. (2000): Intergrating forest soils information across scales: spatial prediction of soil properties under Australian forests, *Forest Ecology and Management*, 138, S. 139-157.

Salvucci, G.D. & Entekhabi, D. (1995): Hillslope and climatic controls on hydraulic fluxes, *Water Resources Research*, 31(7), S. 1725-1739.

Saulnier, G.-M., Beven, K. & Obled, C. (1997): Including spatially varible effective soil dephts in TOPMODEL, *Journal of Hydrology*, 202, S. 158-172.

Schaap, M.G. & Leij, F.J. (2000): Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten Model, *Soil Science Society of America Journal*, 64, S. 843-851.

Scheinost, A.C., Sinowski, W. & Auerswald, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function, *Geoderma*, 78, S. 129-143.

Schlichting, E., Blume, H.-P. & Stahr, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum, Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, Berlin.

Simunek, J., Huang, K. & VanGenuchten, M.T. (1995): The SWMS_3D code for simulating water flow and solute transport in three-dimensional variably-saturated media, Version 1.0, Research Report No. 139, United States Salinity Laboratory Riverside, California.

Sinowski, W. (1995): Die dreidimensionale Variabilität von Bodeneigenschaften, FAM-Bericht, 7, Verlag Shaker, 158 Seiten.

Sinowski, W., Scheinost, A.C. & Auerswald, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, II. Comparison of regionalization procedures using a pedotransfer function, *Geoderma*, 78, S. 145-159.

Smith, R.E. & Diekkrüger, B. (1996): Effective soil water characteristics and ensemble soil water profiles in heterogeneous soils, *Water Resources Research*, 32(7), S. 1993-2002.

Thompson, J.A., Bell, J.C. & Butler, C.A. (2001): Digital elevation model resolution: effects on terain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling, *Geoderma*, 100, S. 67-89.

Tietje, O. & Tapkenhinrichs, M. (1993): Evaluation of pedo-transfer functions, *Soil Science Society*, 57, S. 1088-1095.

Tietje, O. (1993): Räumliche Variabilität bei der Modellierung der Bodenwasserbewegung in der ungesättigten Zone, Landschaftsökologie und Umweltforschung, 21, Braunschweig.

Tietje, O. & Hennings, V. (1996): Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes, *Geoderma*, 69, S. 71-84.

VanGenuchten, M.T. (1980): A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44, S. 892-898.

Vereecken, H., Feyen, J., Maes, J. & P., D. (1989): Estimating the soil moisure retention characteristic from texture, bulk density and carbon content, *Soil Science*, 148, S. 389-403.

Vereecken, H., Maes, J. & Feyen, J. (1990): Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties, *Soil Science*, 149, S. 1-12.

Voltz, M. & Goulard, M. (1994): Spatial Interpolation of soil moisture retention curves, *Geoderma*, 62, S. 109-123.

Wackernagel, H. (1995): Multivariate geostatistics: an introduction with applications, 2nd completely revised edition, Springer, 291 Seiten.

Webster, R. & Oliver, M.A. (1992): Sampling adequatly to estimate variograms of soil properties, *Journal of Soil Science*, 43, S. 177-192.

Webster, R. (2000): Is soil variation random?, *Geoderma*, 97, S. 149-163.

Western, A., Blöschl, G. & Grayson, R.B. (1998): Geostatistical characterisation of soil moisture patterns in the Tarrawarra catchment, *Journal of Hydrology*, 205, S. 20-37.

Western, A.W. & Blöschl, G. (1999): On the spatial scaling of soil moisture, *Journal of Hydrology*, 217, S. 203-224.

Willmott, C.J. (1981): On the validation of models, *Physical Geography*, 2.

Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A. & Sokollek, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt, Hamburg.

Wood, E.F. (1998): The role of lateral flow: Over- or underrated?, in: J.D. Tenhunen & P. Kabat (Hrsg.), Integrating Hydrology, Ecosystem Dynamics, and Biogeochemistry in complex Landscapes, Wiley, Chichester, S. 197-216.

Wösten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A. & Le Bas, C. (1998): Using existing soil dta to derive hydraulic paramters for simulation models in environmental studies and in land use planning, *DLO Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research Report 156*, S. 106.

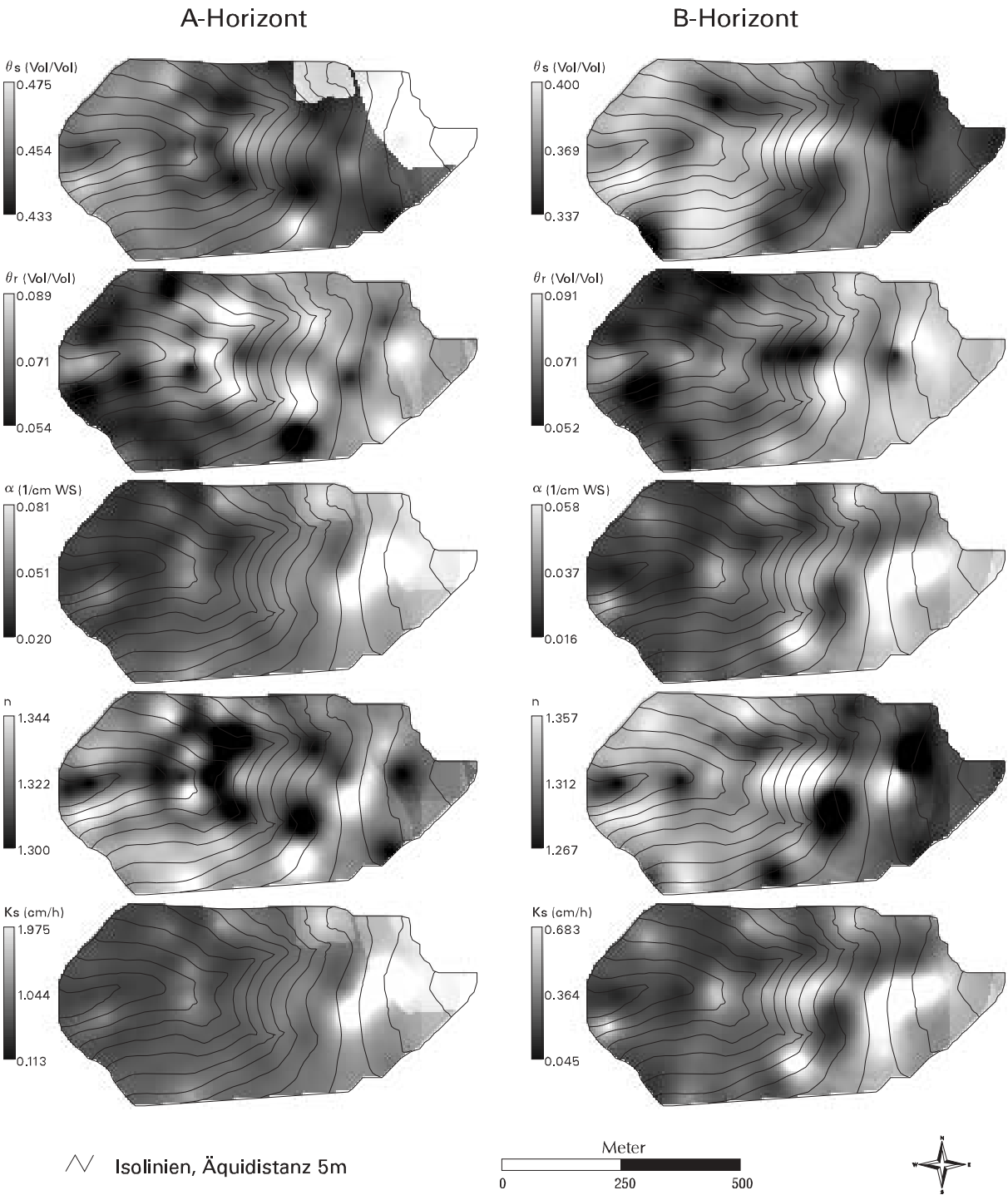
Yao, T. (1999): Nonparametric cross-covariance modeling as exemplified by soil heavy metal concentrations from the Swiss Jura, *Geoderma*, 88, S. 13-38.

Zehe, E. (1998): Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen, *Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft Universität Karlsruhe (TH)*, 64, S. .

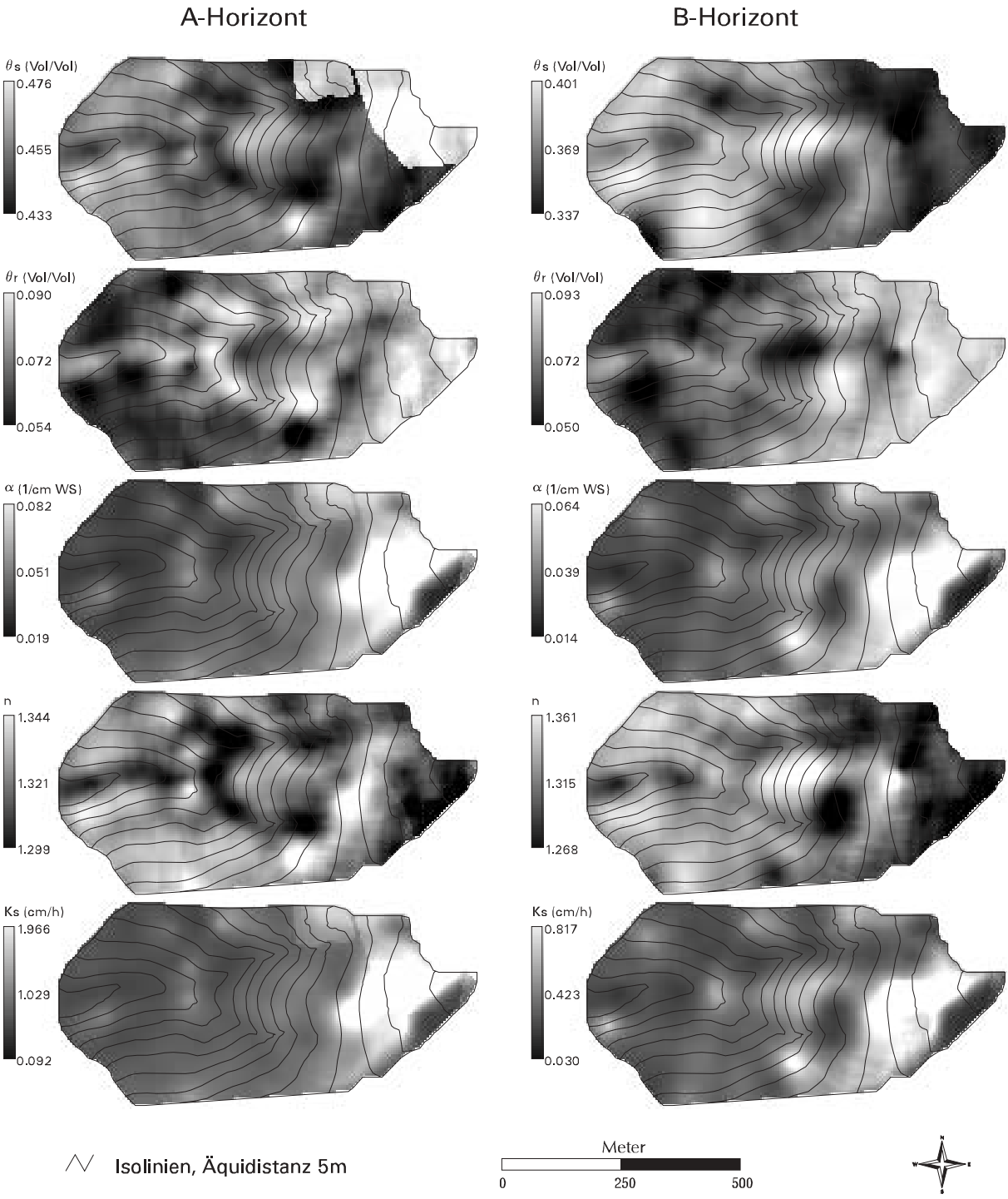
Zevenbergen, L.W. & Thorne, C.R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, S. 47-56.

Anhang **Thorne, C.R. (1987):** Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, S. 47-56.

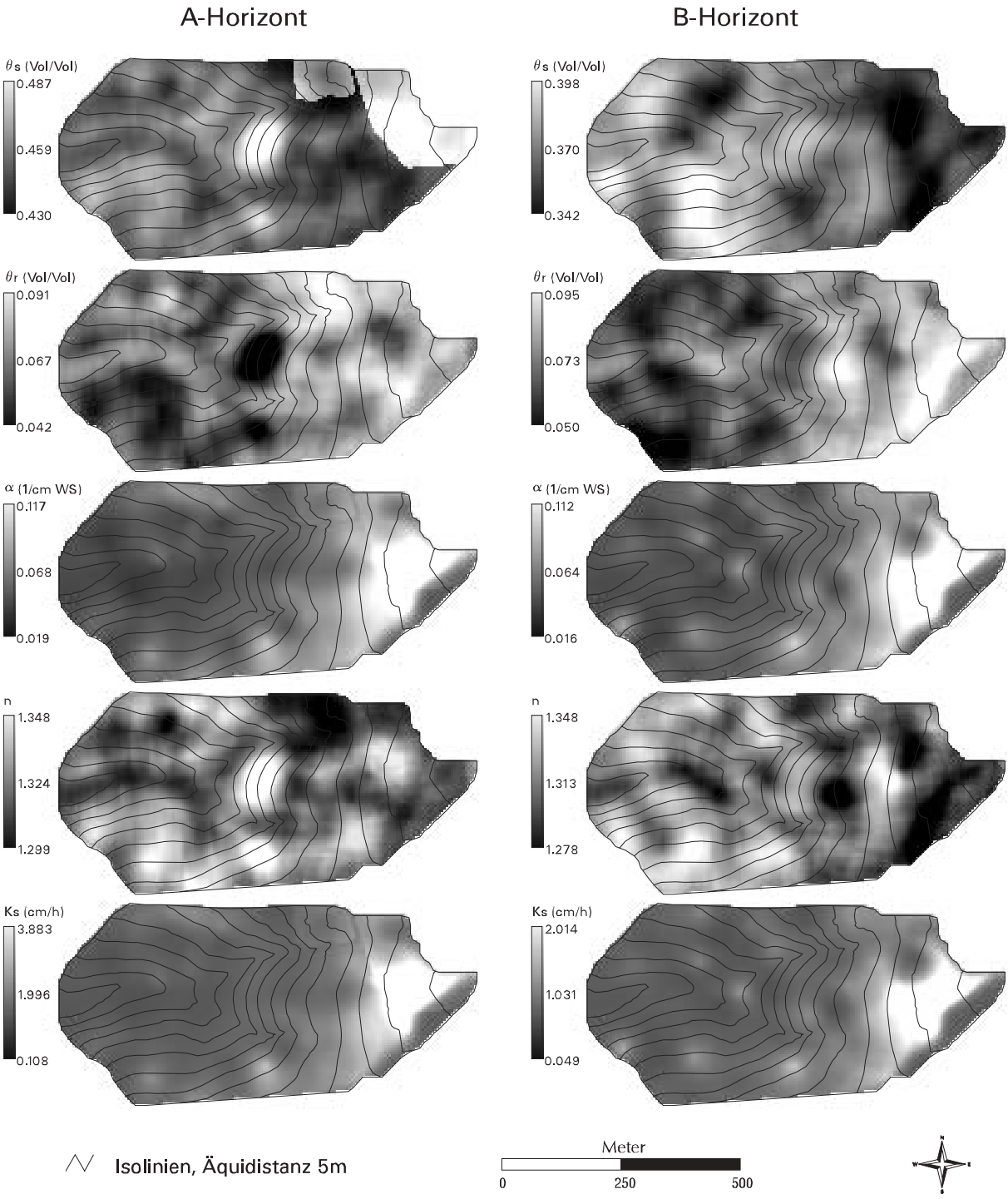
Anhang



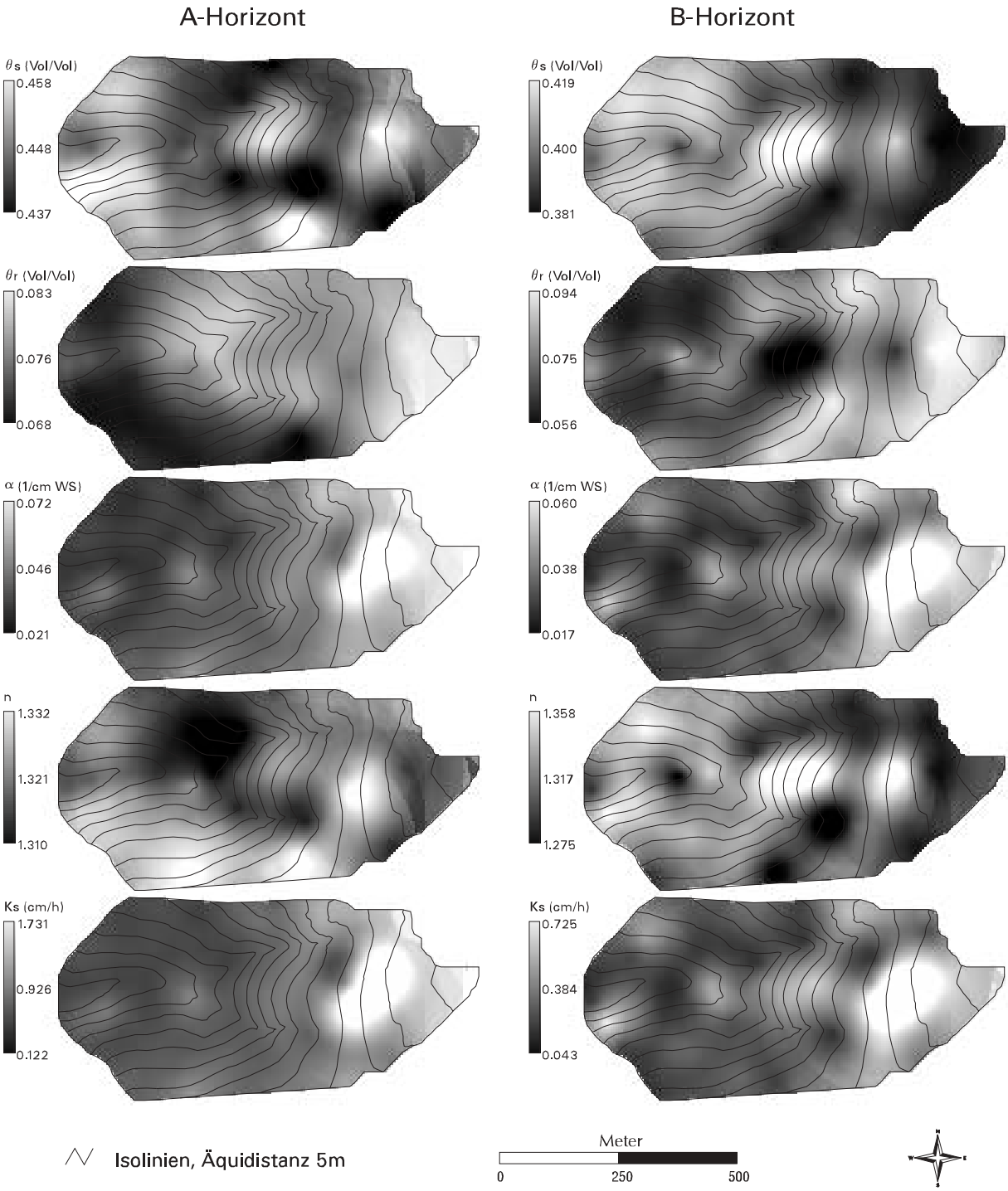
Anhang A1: Mittels Ordinary Kriging im indirekten Verfahren errechnete bodenphysikalische Parameter



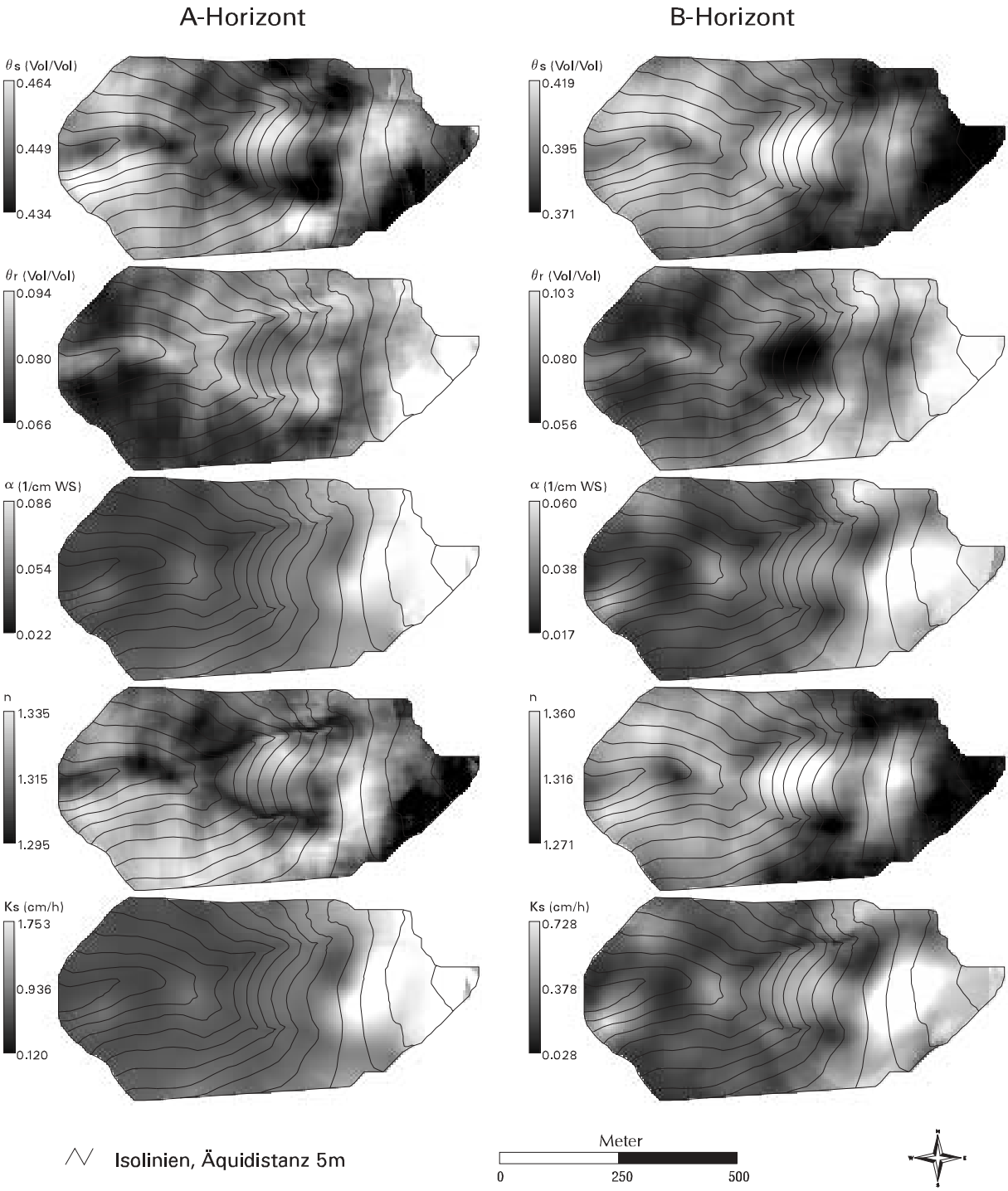
Anhang A2: Mittels External Drift Kriging im indirekten Verfahren errechnete bodenphysikalische Parameter



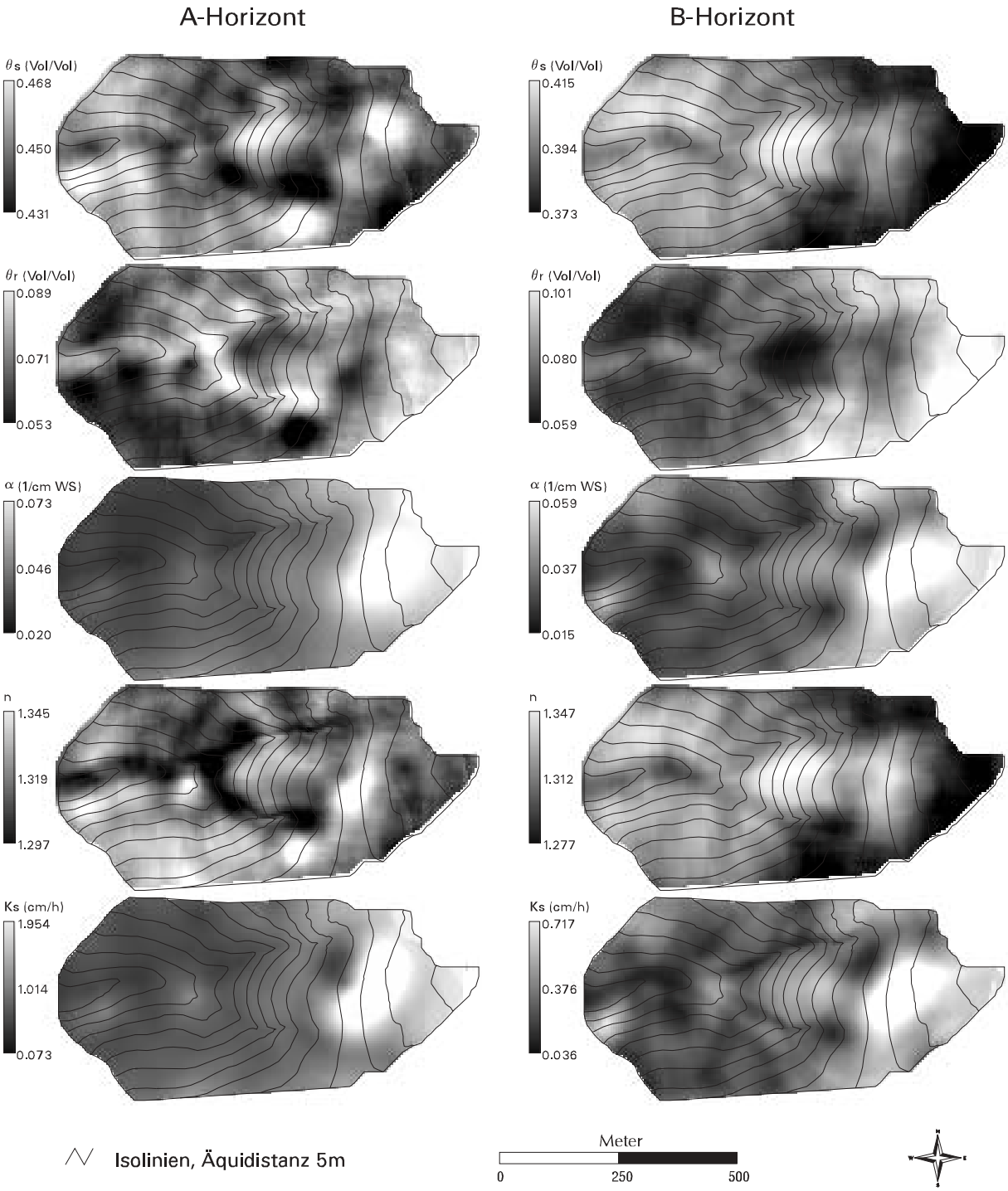
Anhang A3: Mittels Regression Kriginging Model C im indirekten Verfahren errechnete bodenphysikalische Parameter



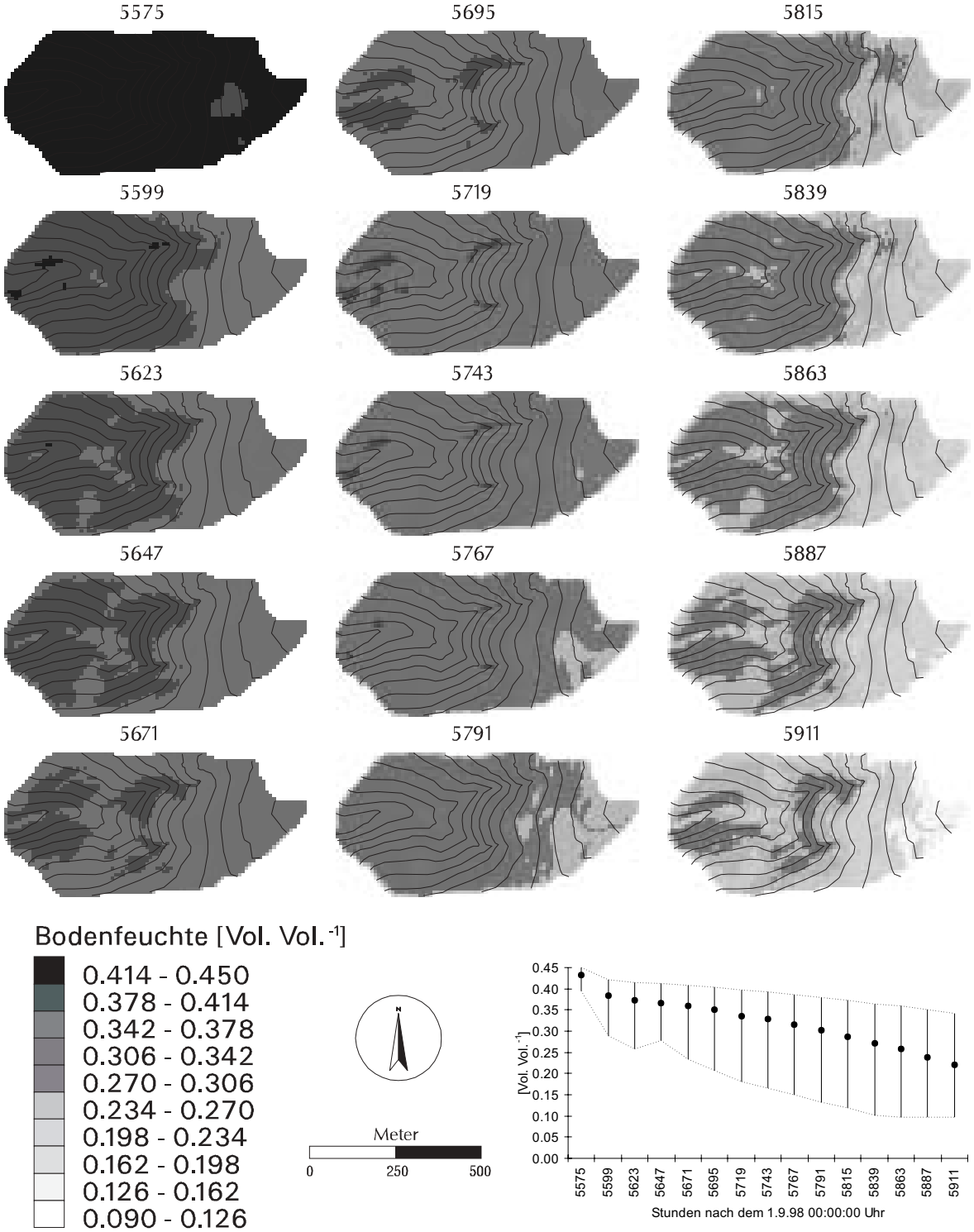
Anhang A4: Mittels Ordinary Kriging im direkten Verfahren errechnete bodenphysikalische Parameter



Anhang A5: Mittels External Drift Kriging im direkten Verfahren errechnete bodenphysikalische Parameter



Anhang A6: Mittels Regression Kriging Model C im direkten Verfahren errechnete bodenphysikalische Parameter



Anhang B1: Räumliche Struktur und Statistik (Minimum, Mittelwert und Maximum) der Bodenfeuchte in 24-Stunden-Schritten zwischen dem 21.4.99 6:00 Uhr und dem 5.5.99 6:00 Uhr