

Räumliche Variabilität von Böden und Bodeneigenschaften auf dem  
Landwirtschaftlichen Versuchsgut Frankenforst im Pleiser Hügelland

**Dissertation**

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Johannes Brinkmann

aus

Lingen/Ems

Bonn, November 2002

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

1. Referent: Prof. Dr. Armin Skowronek

2. Referent: Prof. Dr. Richard Dikau

Tag der Promotion:

## Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	i
Tabellenverzeichnis	iv
Abbildungsverzeichnis	v
Profilverzeichnis	viii
Verwendete Symbole	viii
Verwendete Abkürzungen	ix
Karten im Anhang	xi
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung	1
1.3 Lösungsweg	3
1.4 Landwirtschaftliches Versuchsgut Frankenforst	3
<b>2 Datengrundlage und methodisches Vorgehen</b>	<b>5</b>
2.1 Digitales Höhenmodell	5
2.2 Auswertung von Bodenerhebungen	10
2.3 Bodeninformationssystem Frankenforst (BIS-FF)	11
2.3.1 Geografisches Informationssystem (GIS)	12
2.3.2 Datenbank Frankenforst (DB-FF)	14
2.3.2.1 Aufbau	15
2.3.2.2 Daten	16
2.3.2.3 Ableitung von Bodeneigenschaften höherer Komplexität	17
2.4 Regionalisierung von Bodeneigenschaften	18
2.4.1 Statistik	20
2.4.2 Geostatistik	22

---

<b>3</b>	<b>Zur spätglazial-holozänen Geomorpho- und Pedogense im Untersuchungsgebiet</b>	<b>30</b>
<b>3.1</b>	<b>Reliefentwicklung und Substratgenese</b>	<b>30</b>
3.1.1	Geomorphologische Prozesse seit dem Spätglazial	31
3.1.2	Ergebnisse der digitalen Reliefanalyse	33
<b>3.2</b>	<b>Bodenbildung</b>	<b>42</b>
3.2.1	Pedologische Prozesse seit dem Spätglazial	42
3.2.2	Bodeneigenschaften und bodenbildende Faktoren	45
3.2.2.1	Bodentyp	49
3.2.2.2	Textur	50
3.2.2.3	pH-Wert	51
3.2.2.4	C <sub>org.</sub> -Gehalt	52
3.2.2.5	nFK <sub>We</sub>	54
3.2.2.6	K-Faktor	54
3.2.2.7	Gründigkeit	56
<b>4</b>	<b>Aufbau und Verbreitung der Böden des Versuchsgutes Frankenforst</b>	<b>58</b>
<b>4.1</b>	<b>Aufbau</b>	<b>58</b>
4.1.1	Böden aus Trachyttuff	58
4.1.2	Böden aus Basalt und Andesit	59
4.1.3	Böden aus periglaziären Lagen	59
4.1.4	Böden aus periglaziär verlagertem Löss	67
4.1.5	Böden aus Löss	69
4.1.6	Böden aus Kolluvien und Alluvien	74
4.1.7	Zusammenfassende Bewertung	78
<b>4.2</b>	<b>Verbreitung</b>	<b>80</b>
4.2.1	Substratverbreitung	80
4.2.2	Bodentypenverbreitung	81
4.2.3	Bodenkarten	82
4.2.4	Veränderungen von Solum und Relief durch historische Bodenerosion	90

---

<b>5</b>	<b>Zur räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften</b>	<b>94</b>
<b>5.1</b>	<b>Deskriptive Statistik</b>	<b>94</b>
<b>5.2</b>	<b>Regionalisierung von Bodeneigenschaften</b>	<b>97</b>
5.2.1	Vorgehensweise	98
5.2.2	Ergebnisse	99
5.2.2.1	Textur	99
5.2.2.2	C <sub>org.</sub> -Gehalt	112
5.2.2.3	pH-Wert	115
5.2.2.4	Gründigkeit	120
5.2.2.5	K-Faktor	123
5.2.2.6	nFK <sub>We</sub>	127
5.2.3	Zusammenfassende Bewertung	130
<b>6</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>135</b>
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>141</b>
	<b>Literatur</b>	<b>143</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>157</b>
	<b>Karten</b>	

## Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1	Quellen der ausgewerteten Bodenerhebungen	10
Tab. 2.2	Flächenbasisdaten im GIS	13
Tab. 2.3	Anzahl der laboranalytisch ermittelten Bodenparameter des ersten Horizontes	16
Tab. 3.1	Korrelationsmatrix der 15 untersuchten Reliefparameter	40
Tab. 3.2	Semivariogrammparameter der Reliefattribute	41
Tab. 3.3	Beziehungen zwischen Bodeneigenschaften und Landschaftsparametern (im Untersuchungsgebiet auf der untersuchten Skala)	57
Tab. 4.1	Blätter der DGK5	87
Tab. 5.1	Deskriptive Statistik der analysierten Bodeneigenschaften	97
Tab. 5.2	Kreuzvalidierung des regionalisierten Sandgehaltes im obersten Horizont	102
Tab. 5.3	Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und Reliefparametern	103
Tab. 5.4	Kreuzvalidierung des regionalisierten Schluffgehaltes im obersten Horizont	107
Tab. 5.5	Kreuzvalidierung des regionalisierten Tongehaltes im obersten Horizont	109
Tab. 5.6	Vergleich der Variogrammparameter für den Sand-, Schluff- und Tongehalt im ersten und zweiten Horizont	111
Tab. 5.7	Kreuzvalidierung der regionalisierten Korngrößen im zweiten Horizont	112
Tab. 5.8	Kreuzvalidierung des regionalisierten $C_{org}$ -Gehaltes im ersten Horizont	115
Tab. 5.9	Vergleich der Variogrammparameter für den pH-Wert im ersten und zweiten Horizont. Hor = Horizont	117
Tab. 5.10	Kreuzvalidierung des regionalisierten pH-Wertes im ersten Horizont	119
Tab. 5.11	Kreuzvalidierung des regionalisierten Gründigkeit	123
Tab. 5.12	Vergleich der Variogrammparameter für den K-Faktor für alle Werte (alle), die Mittelwertresiduen (MWR <sub>es</sub> ) der geologische Einheiten und für die Laborwerte (Labor)	124
Tab. 5.13	Kreuzvalidierung des regionalisierten K-Faktors	126
Tab. 5.14	Kreuzvalidierung der regionalisierten $nFK_{We}$	129
Tab. 5.15	Prozentuale Veränderungen von MAE und RMSE in Bezug auf das OK	132

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1	Aktuelle Landnutzung (Stand Erntejahr 2000)	4
Abb. 2.1	Ausschnitt aus der BK50DIG über den aus dem DHM abgeleiteten Formelementen	6
Abb. 2.2	Schematische Darstellung von Formelementen (nach DIKAU 1989)	9
Abb. 2.3	Aufbau des Bodeninformationssystems Frankenforst (BIS-FF) bestehend aus den zwei Komponenten Datenbank (Access 97) und GIS (ArcView 3.0).	12
Abb. 2.4	Lage der Profile	14
Abb. 2.5	Inhaltliche Gliederung der Bodenkundlichen Datenbank Frankenforst	15
Abb. 2.6	Auswertungsmethode nutzbare Feldkapazität für den effektiven Wurzelraum ( $nFK_{We}$ )	18
Abb. 2.7	Theorie der regionalisierten Variablen	22
Abb. 2.8	Beispiel eines sphärischen Variogramm-Modells mit Nuggetvarianz ( $C_0$ ), Schwellenwert ( $C_1$ ) und Reichweite ( $A_1$ )	24
Abb. 3.1	Räumliche Struktur der geomorphometrischen Parameter Höhe ü NN, Neigung, Exposition sowie Grenze des Versuchsgutes Frankenforst	34
Abb. 3.2	Räumliche Struktur der drei Krümmungsparameter Horizontalkrümmung, Vertikalkrümmung und mittlere Krümmung sowie Formelemente (5 x 5 Gauss-Filter) im Untersuchungsgebiet	35
Abb. 3.3	Räumliche Struktur der drei zusammengesetzten Parameter Bodenfeuchte-Index ( $\ln(a/\tan\beta)$ ), Abflussintensität ( $a \cdot \tan\beta$ ) und Erosionspotenzial	36
Abb. 3.4	Die Ableitung der Formelemente aus unterschiedlich stark geglätteten Horizontal- und Vertikalkrümmungseingangsdaten	37
Abb. 3.5	Häufigkeitsverteilung der Ergebnisse der Formelemente	38
Abb. 3.6	Die Struktur des Geosystems Boden	47
Abb. 3.7	Modellvorstellungen der räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften	48
Abb. 4.1	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{org.}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 2	62
Abb. 4.2	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{org.}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 3	64
Abb. 4.3	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{org.}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 4	66
Abb. 4.4	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{org.}$ -Gehalt und pH-Wert von Profil 5	69

Abb. 4.5	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{\text{org.}}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{\text{pot}}$ ) von Profil 6	71
Abb. 4.6	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{\text{org.}}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{\text{pot}}$ ) von Profil 7	73
Abb. 4.7	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{\text{org.}}$ -Gehalt und Kalkgehalt des oben beschriebenen Profils	74
Abb. 4.8	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{\text{org.}}$ -Gehalt und pH-Wert von Profil 8	76
Abb. 4.9	Tiefenfunktionen von Textur, $C_{\text{org.}}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{\text{pot}}$ ) von Profil 9	78
Abb. 4.10	Ausschnitt aus der BK50DIG	84
Abb. 4.11	Häufigkeitsverteilung der Pararendzinen in Abhängigkeit ausgesuchter Reliefattribute	85
Abb. 4.12	Karte der Entstehungsarten aus den Durchschnittsprofilen der DGK5 Bo	88
Abb. 4.13	Entkalkungstiefe der Böden aus Löss bzw. umgelagertem Löss (Kolluvium) ermittelt aus den Durchschnittsprofilen der DGK5 Bo	89
Abb. 4.14	Lage des Hangschnittes	91
Abb. 4.15	Bodenverteilung entlang des Hangschnittes	92
Abb. 4.16	Jungholozäne Hangentwicklung entlang des Hangschnittes	93
Abb. 5.1	Korngrößenverteilung im ersten Horizont (links) und im zweiten Horizont (rechts) dargestellt in einem Korngrößendreieck.	95
Abb. 5.2	Mittelwert (Punkte), Spannweite (Linien) sowie Variationskoeffizient (Balken) der drei Korngrößenklassen Sand, Schluff und Ton	95
Abb. 5.3	Häufigkeitsverteilung des pH-Wertes im ersten und zweiten Horizont	96
Abb. 5.4	Vorgehensweise bei der Regionalisierung der Bodeneigenschaften	98
Abb. 5.5	Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den Sandgehalt im Oberboden für vier geologische Einheiten	100
Abb. 5.6	Semivariogrammverläufe (Sandgehalt im obersten Horizont)	101
Abb. 5.7	Vergleich der Interpolationsergebnisse (Sandgehalt im obersten Horizont)	101
Abb. 5.8	Mittelwerte, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den Schluffgehalt im Oberboden für vier geologische Einheiten	105
Abb. 5.9	Semivariogrammverläufe (Schluffgehalt im obersten Horizont)	105

Abb. 5.10	Vergleich der Interpolationsergebnisse (Schluffgehalt im obersten Horizont)	106
Abb. 5.11	Mittelwerte, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den Tongehalt im Oberboden für vier geologische Einheiten	108
Abb. 5.12	Semivariogrammverläufe (Tongehalt im obersten Horizont)	109
Abb. 5.13	Vergleich der Interpolationsergebnisse (Tongehalt im obersten Horizont)	110
Abb. 5.14	Modellvorstellung der räumlichen Variabilität an Nutzungsgrenzen (nach SINOWSKI 1995)	112
Abb. 5.15	Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den $C_{\text{org}}$ -Gehalt im Oberboden für die drei Landnutzungseinheiten	113
Abb. 5.16	Semivariogrammverläufe ( $C_{\text{org}}$ -Gehalt im obersten Horizont)	114
Abb. 5.17	Vergleich der Interpolationsergebnisse ( $C_{\text{org}}$ -Gehalt im obersten Horizont)	114
Abb. 5.18	Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den pH-Wert im Oberboden für die drei Landnutzungseinheiten	116
Abb. 5.19	Semivariogrammverläufe (pH-Wert im obersten Horizont)	117
Abb. 5.20	Vergleich der Interpolationsergebnisse (pH-Wert im obersten Horizont)	118
Abb. 5.21	Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für die Gründigkeit in Abhängigkeit von der Geologie	120
Abb. 5.22	Semivariogrammverläufe (Gründigkeit)	121
Abb. 5.23	Vergleich der Interpolationsergebnisse (Gründigkeit)	122
Abb. 5.24	Semivariogrammverläufe (K-Faktor im obersten Horizont)	124
Abb. 5.25	Vergleich der Interpolationsergebnisse (K-Faktor im obersten Horizont)	125
Abb. 5.26	Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für die $nFK_{\text{We}}$ in Abhängigkeit von der Geologie	127
Abb. 5.27	Semivariogrammverläufe ( $nFK_{\text{We}}$ )	128
Abb. 5.28	Vergleich der Interpolationsergebnisse ( $nFK_{\text{We}}$ )	129

## Profilverzeichnis

Profil 1	Ranker aus geringmächtiger Hauptlage über Trachyttuff	58
Profil 2	Pseudogley aus Hauptlage über Basislage und nicht plasmatisiertem Trachyttuffsaprolith	61
Profil 3	Braunerde-Pseudogley aus Hauptlage über (nicht plasmatisierter) Basislage	63
Profil 4	pseudovergleyte Braunerde aus Terrassenschotter-reicher Hauptlage über Basislage	65
Profil 5	schwach pseudovergleyte Parabraunerde aus periglaziär verlagertem Löss	68
Profil 6	erodierte Parabraunerde (Braunerde) aus Löss	70
Profil 7	Pararendzina aus Löss	72
Profil 8	Kolluvisol aus Kolluvium über Löss	75
Profil 9	Kolluvisol-Gley aus Kolluvium	77

## Verwendete Symbole

AI	Abflussintensität
BFI	Bodenfeuchte-Index, auch Topografie-Index
$\beta(a)$	Einzugsgebietsgefälle
EP	Erosionspotenzial
$\varphi$	Exposition
$\Psi_F$	Expositionsfaktor
Fl(a)	mittlerer Fließweg im Einzugsgebiet
$\beta$	Hangneigung
H	Höhe ü NN
$\omega$	Horizontalkrümmung
hD <sub>v</sub>	Horizontaldistanz zum Vorfluter
ln(a)	Logarithmus der spezifischen Einzugsgebietsgröße
H $\Delta$ (a)	mittlere Höhendifferenz im Einzugsgebiet (= Reliefenergie)
$\chi$	mittlere Krümmung

a	spezifische Einzugsgebietsgröße
vD <sub>v</sub>	Vertikaldistanz zum Vorfluter
φ	Vertikalkrümmung

## Verwendete Abkürzungen

ABAG	Allgemeine Bodenabtragungsgleichung
AB Tab	Ableitungstabellen
BIS	Bodeninformationssystem
BK5Bot	Bodenkarte im Maßstab 1:5.000 (Botschek)
BK5Drie	Bodenkarte im Maßstab 1:5.000 (Driessen)
BK5Lw	Bodenkarte im Maßstab 1:5.000 zur Landwirtschaftlichen Standorterkundung
BK50	Bodenkarte im Maßstab 1:5.0000
BK50DIG	Digitale Bodenkarte im Maßstab 1:50.000
BIS-FF	Bodeninformationssystem Frankenforst
BLUE	Best linear unbiased estimator
CODE Tab	Codierungstabelle
C <sub>org.</sub> -Gehalt	Gehalt an organischem Kohlenstoff
DB-FF	Datenbank Frankenforst
DBMS	Datenbankmangementsysteme
DGK5	Deutsche Grundkarte im Maßstab 1:5.000
DGK5Bo	Bodenkarte im Maßstab 1:5.000 auf Grundlage der Bodenschätzung
DHM	Digitales Höhenmodell
DiGeM	Digitales Geländemodell
DOB5	Digitales Orthobild im Maßstab 1:5.000
DS	Metadatentabelle
FIS	Fachinformationssystem
FIS Bo	Fachinformationssystem Boden
FK	Feldkapazität

---

GAM	Generalised additive model
GLM	Generalised linear model
GD NRW	Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
GIS	Geografisches Informationssystem
GK25	Geologische Karte im Maßstab 1:25.000
GSLIB	Geostatistical Software Library
HORIZONT	Tabelle mit den Horizontangaben
KA3	Bodenkundliche Kartieranleitung, 3. Auflage
KA4	Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage
KAK <sub>pot</sub>	potenzielle Kationenaustauschkapazität
k <sub>f</sub>	gesättigte Wasserleitfähigkeit
K-Faktor	Bodenerodierbarkeitsfaktor
LISTE PARAM, LISTE METH	Metadatentabelle der Analysemethoden
LUFA	Landwirtschaftliche Untersuchungs- und Forschungsanstalt
LVermA NRW	Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen
MAE	Mean absolute error
MLR	Multiple lineare Regression
MWRes	Mittelwertresiduen
nFK	nutzbare Feldkapazität
nFK <sub>We</sub>	nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum
NIBIS	Niedersächsisches Bodeninformationssystem
NLfB	Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung
OK	Ordinary Kriging
PARAM	Tabelle mit den Ergebnissen der laboranalytisch ermittelten Bodeneigenschaften
PROFIL	Tabelle mit den Profilangaben
PTF	Pedotransferfunktion
RegRes	Regressionsresiduen

---

ResK	Residuen-Kriging
RK	Regression Kriging
RMSE	Root mean square error
SQL	Structured Query Language
TK25	Topografische Karte im Maßstab 1:25.000
USLE	Universal soil loss equation
VBA	Visual Basic for Application
VESPER	Variogramm Estimation and Spatial Error Propagation

### **Karten im Anhang**

Karte 1	Ausschnitt aus der Deutschen Grundkarte 1:5.000
Karte 2	Ausgangssubstrate
Karte 3	Bodentypenkarte
Karte 4	Ausschnitt aus der geologischen Karte 1:25.000
Karte 5	Landnutzung (Stand 2000)

# 1 Einleitung

## 1.1 Problemstellung

Die technische Entwicklung in der Landwirtschaft der letzten Jahrzehnte hat dazu geführt, das Ertragspotenzial der Böden unterschiedlicher Standorte auf ein hohes Niveau zu bringen. Hoher Düngemittel- und Pflanzenschutzmitteleinsatz sowie eine intensive Bodenbearbeitung führten zu einer Nivellierung natürlicher Standortunterschiede. Inzwischen hat jedoch ein Umdenken eingesetzt und an die Stelle der Produktionssteigerung durch intensiven Einsatz exogener Mittel steht ein stärkerer Standortbezug in der Produktion (AUERSWALD et al. 2000, WERNER & SEYFARTH 2000). Technische Entwicklungen auf dem Gebiet der Präzisionslandwirtschaft (*precision agriculture*) tragen diesem neuen Ansatz Rechnung. Man versteht unter diesem Begriff eine teilflächenspezifische Bearbeitung agrarisch genutzter Flächen unter Zuhilfenahme satellitengestützter Ortungssysteme (z.B. WERNER & SEYFARTH 2000). Vor allem in unseren agrarisch intensiv genutzten Gebieten, zu denen auch das Untersuchungsgebiet zählt, kommt der Kenntnis der natürlichen räumlichen Variabilität der Böden im Hinblick auf eine nachhaltige, ressourcenschonende Landnutzung deshalb eine große Bedeutung zu. Methoden zur Quantifizierung der räumlichen Variabilität werden seit etwa 10 Jahren unter dem Begriff *Pedometrics* zusammengefasst (MCBRATNEY et al. 2000).

Um den Belangen einer ressourcenschonenden Landnutzung gerecht zu werden, bedarf es darüber hinaus geeigneter Auswertungsmethoden zur Beurteilung der natürlichen Empfindlichkeit und Belastbarkeit der Böden. Auch auf diesem Gebiet wurden in jüngerer Zeit verstärkt Methoden zur Ableitung komplexer Bodeneigenschaften entwickelt (MCBRATNEY et al. 2002). Die Methodenbank des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB), aus dem auch die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Methoden stammen, z.B. umfasst etwa 80 Methoden zur Kennzeichnung der Böden (U. MÜLLER 1997).

## 1.2 Zielsetzung

Die agrarisch seit langem intensiv genutzten Böden des Landwirtschaftlichen Versuchsgutes Frankenforst im Pleiser Hügelland bei Bonn stehen im Zentrum der Arbeit. Zunächst wird der Aufbau der Böden getrennt nach Ausgangssubstraten beschrieben und die Verbreitung der Böden und Ausgangssubstrate in Kartenform dargestellt. Weiterführend wird die räumliche Variabilität einiger ausgesuchter Bodeneigenschaften untersucht. Bei der Auswahl handelt es sich um einfache Kenngrößen wie die Korngrößenzusammensetzung und um ökologisch rele-

vante Eigenschaften wie den K-Faktor. Vorher werden jene bodenbildenden Faktoren, die für die räumliche Variabilität auf dem Untersuchungsmaßstab verantwortlich sind, identifiziert. Die Entwicklung vom undifferenzierten Ausgangsgestein zum Boden ist abhängig von der vorherrschenden Konstellation der bodenbildenden Faktoren (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992<sup>13</sup>). Diese bedingen bodenbildende Prozesse und diese wiederum führen zu räumlich variablen Merkmalsausprägungen. Vor allem der Schritt der Identifikation der ursächlichen Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und bodenbildenden Faktoren fehlt jedoch in vielen anderen Untersuchungen. Hier werden erst nach der Analyse der Zusammenhänge verschiedene Verfahren zur Regionalisierung getestet und miteinander verglichen.

Als Hilfsvariable, mit der das Ausgangsgestein bei der Regionalisierung berücksichtigt werden kann, kommt die geologische Karte im Maßstab 1:25.000 (GK25) zum Einsatz. Hier muss geklärt werden, in wie weit sich die Karte dafür prinzipiell eignet.

In den letzten Jahren wurden vor allem digitale Höhenmodelle und aus ihnen ableitbare Reliefparameter zur Regionalisierung genutzt (z.B. ODEH et al. 1994, MCBRATNEY et al. 2000). Der Ableitung und Verwendung von Reliefattributen sowie der Beziehung zwischen Boden und Relief kommt auch im Rahmen dieser Arbeit besondere Bedeutung zu.

Bei den untersuchten Eigenschaften handelt es sich einerseits um Bodenbasisparameter wie Texturparameter und  $C_{org}$ -Gehalt, andererseits werden höher aggregierte und ökologisch relevante Bodeneigenschaften untersucht. Diese können mit Hilfe von Pedotransferfunktionen aus Bodenbasisparametern abgeleitet werden (MCBRATNEY et al. 2002). Da die analysierten Daten nur zu einem geringen Anteil im Rahmen dieser Arbeit erhoben wurden, der Großteil aber in zahlreichen vorangegangenen Untersuchungen, liegt ein besonderes Augenmerk auf der Analyse qualitativ heterogener Daten. So werden für die Ableitung der höher aggregierten Bodeneigenschaften sowohl laboranalytische Daten wie auch im Gelände erhobene und folglich ungenauere Daten verwendet. Dies zieht die Frage nach sich, in wie weit es möglich ist, qualitativ heterogene Daten in einer gemeinsamen Analyse zu nutzen.

Über das Untersuchungsgebiet liegen bereits Bodenkarten in verschiedenen Maßstäben vor. Das Potenzial dieser Karten wird hinsichtlich der Aussagekraft zu Boden-Reliefbeziehungen analysiert.

Der entscheidende, sowohl Boden als auch Relief verändernde Prozess im Holozän war und ist die Bodenerosion. Vor allem in lössbedeckten Gebieten hat sie zu markanten Veränderungen der Bodendecke aber auch des Reliefs geführt. Anhand eines Beispiels auf dem Versuchsgut Frankenforst werden die erosiv bedingten Veränderungen der Bodendecke aufgezeigt und die Hang- und damit Reliefentwicklung nachgezeichnet.

### 1.3 Lösungsweg

Bei der klassischen Bodenkartierung wird das Verständnis des Kartierers über die Boden-Landschaftsbeziehungen genutzt, um Bodenformenkarten oder Bodentypenkarten herzustellen (HUDSON 1992). Der große Vorteil dieser Untersuchungsstrategie besteht darin, dass sie mit einem relativ geringen Probeaufwand auskommt. Sie ist jedoch nicht in der Lage kontinuierliche Übergänge abzubilden und liefert keine Aussagen zur räumlichen Variabilität einzelner Bodeneigenschaften. Dagegen sind rein geostatistische Verfahren zur Generierung von Bodeneigenschaftskarten auf sehr viel umfangreichere Datenerhebungen angewiesen. Bodenkundliches Fachwissen wird bei dieser Vorgehensweise jedoch nicht eingebracht. In den letzten Jahren wurden zahlreiche hybride Verfahren (*hybrid techniques*) entwickelt, mit deren Hilfe es möglich ist, bodenkundliches Fachwissen einzubringen und flächenhaft vorliegende Informationen bei der Regionalisierung zu nutzen (z.B. MCBRATNEY et al. 2000, BISHOP & MCBRATNEY 2001). Es ist Strategie dieser Arbeit, auf Basis der Boden-Landschaftsinformationen nach flächenhaft vorliegenden Zusatzinformationen zu suchen und diese bei der Regionalisierung einzusetzen, um Aussagen zur räumlichen Variabilität der Böden zu erhalten.

Die Böden des Versuchsgutes waren in den letzten zwei Jahrzehnten Gegenstand mehrerer bodenkundlicher Untersuchungen. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden zahlreiche Daten gesammelt und gespeichert. Die Speicherung der Daten und die Ableitung höher aggregierter Bodeneigenschaften erfolgt in einer bodenkundlichen Datenbank, die Verschneidung der Punktdaten mit den flächenhaften Daten in einem Geografischen Informationssystem.

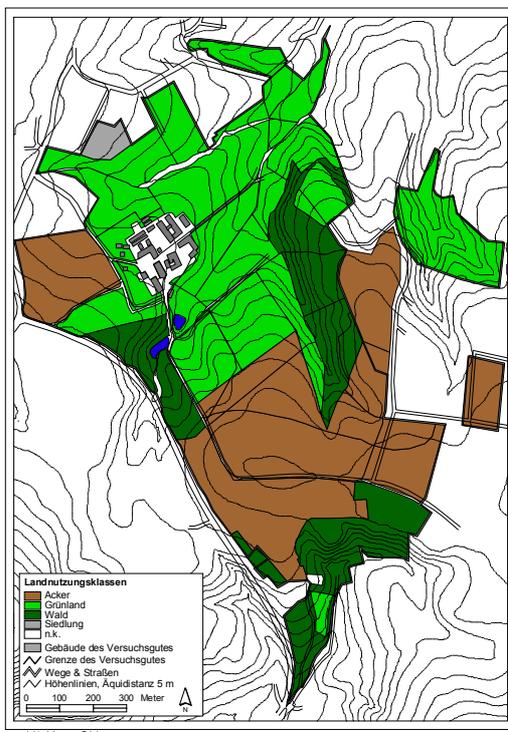
### 1.4 Landwirtschaftliches Versuchsgut Frankenforst

Das Versuchsgut Frankenforst befindet sich etwa 10 km südöstlich von Bonn am Rande der Ortschaft Vinxel im Stadtbereich Königswinter. Es liegt im Übergang zwischen dem vulkanischen Siebengebirge im Süden und dem lössbedeckten Pleiser Hügelland im Norden. An der Meßstation Bockeroth, die etwa 2,3 km nordöstlich des Versuchsgutes auf 155 m ü. NN gelegen ist, sind im Zeitraum zwischen 1975 und 1994 durchschnittlich 773 mm Niederschlag pro Jahr gefallen. An der Station Bonn-Friesdorf auf 62 m ü. NN wurde eine Jahresdurchschnittstemperatur von 7,5 °C ermittelt.

Erstmals wurde das Gut Frankenforst im Jahre 1475 erwähnt. Es war dann in den nächsten Jahrhunderten im Besitz verschiedener Adelsgeschlechter, der Zisterzienserabtei in Heister-

bacherrott und einiger Privatpersonen, bevor es 1928 an den Preussischen Staat fiel. Dieser übergab es im Jahre 1930 an die damalige Landwirtschaftliche Hochschule Bonn-Poppelsdorf, die das Gut noch im selben Jahr zu einem Institut für Tierzucht und Molkereiwesen machte.

Das Versuchsgut Frankenforst dient mit seinem Tierbestand und seinen Versuchseinrichtungen heute der Forschung und Lehre des Instituts für Tierzuchtwissenschaft der Universität Bonn und gehört damit zur Landwirtschaftlichen Fakultät. Die wissenschaftlichen Arbeiten konzentrieren sich auf die Gebiete der Tierzüchtung, der Biotechnik, der Tierhaltung und Verhaltensforschung sowie der Tierernährung und deren praktische Anwendung in der Tierproduktion.



**Abb. 1.1:** Aktuelle Landnutzung (Stand Erntejahr 2000).

Die Flächen des Versuchsgutes umfassen insgesamt 131,4 ha (Stand 2000). Ackerbaulich genutzt werden derzeit 44,0 ha, während 56,5 ha als Grünland dienen. Auf 20,9 ha oder 15,9 % der Versuchsgutfläche steht Wald. Insgesamt sind die Betriebsflächen gut arrondiert (s. Abb. 1.1 und Karte 5 im Anhang). Im Erntejahr 2000 wurde auf 20,3 ha Winterweizen angebaut und auf 9,6 ha Gerste. Silomais nahm eine Fläche von 6,0 ha und Ackerfutter eine Fläche von 3,9 ha ein. Schließlich waren 4,2 ha Stilllegungsflächen. In den letzten 50 Jahren hat der Anteil der Ackerflächen abgenommen, der Anteil des Grünlandes hat zugenommen.

(<http://uf.ilb.uni-bonn.de/versuchsgueter/frankf/default.htm>)

## 2 Datengrundlage und methodisches Vorgehen

### 2.1 Digitales Höhenmodell

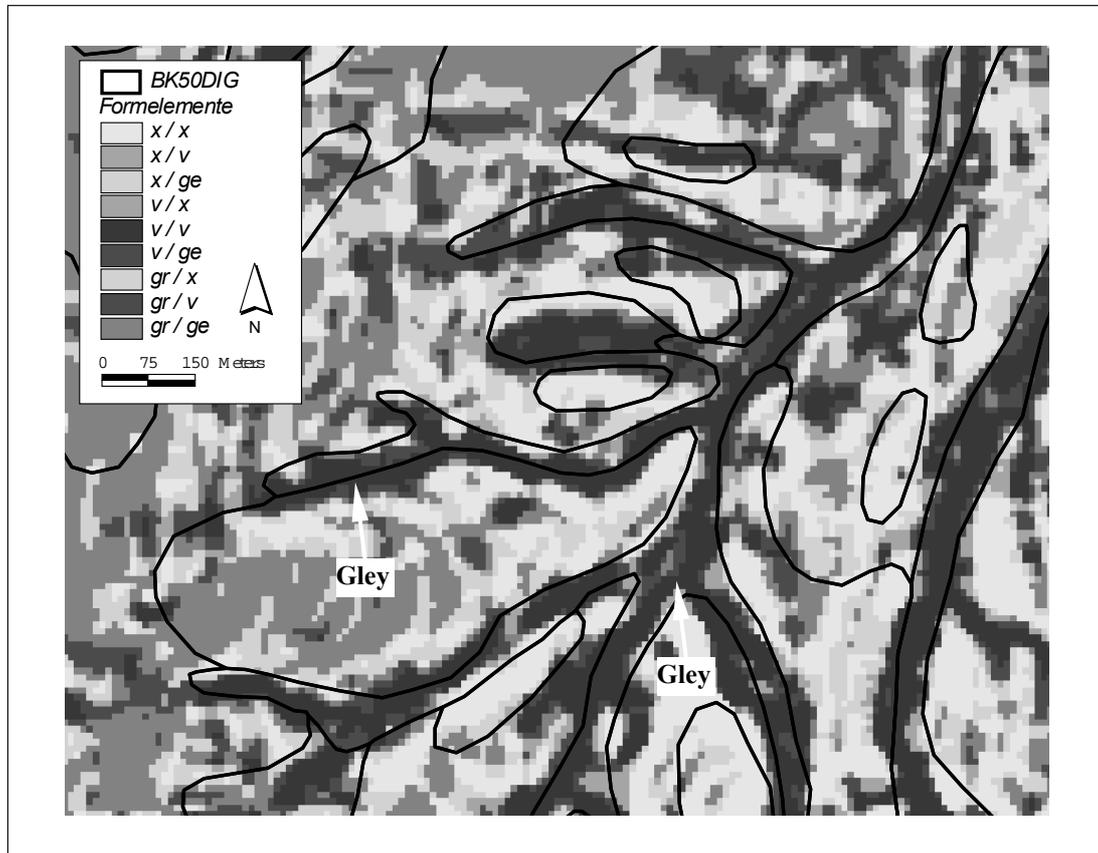
Ausgangspunkt für die digitale Reliefanalyse ist das Digitale Höhenmodell (DHM). Gemäß der Definition von BILL (1996) bezeichnet man als DHM "die Menge der digital gespeicherten Höhenwerte, die als Funktion der Lage der Punkte die Höhenstruktur des Objektes hinreichend repräsentieren". In der Praxis – zumindest in Deutschland – hat sich die regelmäßige Rasterstruktur (engl.: *grid* bzw. *regular grid*) durchgesetzt.

Das verwendete DHM stammt vom Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen. Wie THOMPSON et al. (2001) zeigen, hat die Güte des DHM Auswirkungen auf die Quantifizierung von Boden-Reliefbeziehungen. Das verwendete DHM hat eine Rasterweite von 10 m bei einer Höhengenaugigkeit von  $\pm 0,5$  m und wird aus den Höhenlinien der Deutschen Grundkarte 1:5.000 (DGK5) hergestellt. Für die Analyse der Beziehungen zwischen Bodenverbreitung und Relief ist die relative Lagegenauigkeit, deren Überprüfung im Vergleich mit anderen Karten erfolgt, von größerer Bedeutung als die absolute Höhengenaugigkeit. Aufgrund unterschiedlicher Kartengrundlagen zeigen sich zwischen der digitalen Bodenkarte 1:50.000 (BK50DIG), die auf Grundlage der stärker generalisierenden Topografischen Karte 1:50.000 erstellt wurde und dem DHM Abweichungen von bis zu 50 m (s. Abb. 2.1 auf S. 6).

Bei der Reliefanalyse werden geomorphometrische Parameter und Objekte aus DHM abgeleitet (ZEPP & MÜLLER 1999). Den konzeptionellen Rahmen für die Reliefanalyse stellt die von SCHMIDT & DIKAU (1999) entwickelte Systematik zur Extraktion von Reliefparametern dar. Danach lassen sich die Parameter, die aus DHM abgeleitet werden in einfache, komplexe und zusammengesetzte primäre geomorphometrische Parameter einteilen. In der englischsprachigen Literatur wird dagegen oft zwischen *primary topographic attributes* und *secondary topographic attributes* unterschieden (WILSON & GALLANT 2000). Während unter den Ersteren die einfachen und komplexen Parameter zusammengefasst werden, bezeichnen Letztere die zusammengesetzten Parameter.

Das methodische Vorgehen bei der Ableitung von Reliefparametern ist nicht standardisiert. Vor allem bei den einfachen primären geomorphometrischen Parametern und bei der Fließrichtung, die zur Ableitung der Einzugsgebietsgröße benötigt wird, kommt es in Abhängigkeit von der Methode zu z.T. erheblichen Unterschieden. Untersuchungen zu diesem Themenkomplex sind inzwischen recht zahlreich. Bei GUTH (1995), FLORINSKY (1998) und SCHMIDT et al. (1998) finden sich Untersuchungen zu den primären Parametern. Mit den diversen

Fließrichtungsalgorithmen beschäftigen sich u.a. Untersuchungen von COSTA-CABRAL & BURGESS (1994), DESMET & GOVERS (1996), und jüngst WILSON & GALLANT (2000). Die Ableitung der Parameter erfolgte mit Arc/INFO und DiGeM (O. CONRAD 1998). Es wurden inklusive der Höhe die folgenden 15 Reliefparameter aus dem DHM abgeleitet und analysiert.



**Abb. 2.1:** Ausschnitt aus der BK50DIG über den aus dem DHM abgeleiteten Formelementen. Zur Veranschaulichung der Lageabweichung zwischen DHM und Bodenkarte sind die Grenzen der Bodeneinheiten der BK50DIG und aus dem DHM abgeleitete Formelemente abgebildet.

**Einfache primäre geomorphometrische Parameter** werden mithilfe von so genannten 'moving-window' Operationen in der Regel in einer 3 \* 3 Umgebung abgeleitet. Neigung, Exposition und Krümmung gehören in diese Kategorie. Die Ableitung der Parameter erfolgt nach vorheriger Flächeninterpolation mit einem Polynom zweiter Ordnung (EVANS 1980). Auch lokale Filtertechniken zur Glättung oder Ableitung von Stufen oder Kanten gehören in Kategorie der einfachen primären Parameter.

Die **Neigung** ( $\beta$ ) ist das Maß für die Veränderung der Höhe in Richtung des größten Gefälles und wird hier in Grad angegeben. Sie hat Einfluss auf die oberirdischen und lateralen Wasser- und Stoffflüsse und darüber hinaus z.B. auf das Ausmaß der Bodenerosion.

Die **Exposition** ( $\psi$ ) beschreibt die Ausrichtung der Hangneigung in Grad. In Verbindung mit der Neigung beeinflusst die Exposition den Strahlungsgenuss und damit z.B. die Evapotranspiration. Wie bei HERBST (2001) wird für die Analyse von Relief-Bodenbeziehungen auch in dieser Arbeit der **Expositionsfaktor** ( $\psi_F$ ) verwendet, der die Abweichung von der Nordausrichtung beschreibt. Mit der Exposition ist er wie folgt verknüpft:

$$\psi_F = 0,5 * (1 + \sin(\psi - 90^\circ)) \quad \text{Gl. 2.1}$$

mit:

$\psi$  = Exposition

Die Veränderung der Neigung wird als **Vertikalkrümmung** ( $\varphi$ ) bezeichnet, die Veränderung der Exposition als **Horizontalkrümmung** ( $\omega$ ). Die dritte, im Rahmen dieser Arbeit verwendete Krümmungskomponente (Gl. 2.2) wird als **mittlere Krümmung** ( $\chi$ ) bezeichnet.

$$\chi = (\omega + \varphi / 2) \quad \text{Gl. 2.2}$$

Die Krümmung wird als Kehrwert des Wölbungsradius ( $1/m$ ) angegeben. Per definitionem haben konvexe Hangabschnitte positive Vorzeichen und konkave negative (YOUNG 1972). In vertikal konvexen Hangabschnitten kommt es zu beschleunigten Wasser- und Stoffflüssen, in vertikal konkaven zu verlangsamt. Die Horizontalkrümmung hat Einfluss auf die Konvergenz bzw. Divergenz der Wasser- und Stoffflüsse und damit z.B. auf Erosion und Akkumulation von Solummaterial. Der Vertikal- und Horizontalkrümmung kommt außerdem für die Gliederung der Hänge in schwach reliefierten Gebieten eine erhebliche Bedeutung zu (s.u.).

Für die Berechnung **komplexer primärer geomorphometrischer Parameter** wird die gesamte Höhenmatrix analysiert. Ein wichtiger Parameter ist die **spezifische Einzugsgebietsgröße** ( $a$ ). Sie ist definiert als die Größe der Fläche, über die ein darüber liegendes Einzugsgebiet entwässert. Sie wird in  $m^2/m$  angegeben. Für die oberirdischen und lateralen Wasser- und Stoffflüsse ist der Parameter von großer Bedeutung. Die spezifische Einzugsgebietsgröße wurde mit dem *multiple flow algorithm* nach QUINN et al. (1991) berechnet. Mehrdimensionale Fließalgorithmen eignen sich besser für Hänge, weil sie im Gegensatz zu eindimensionalen Fließalgorithmen auch divergente Flüsse erlauben. Zwei weitere Einzugsgebietsparameter wurden im Rahmen dieser Arbeit abgeleitet: der **mittlere Höhenunterschied im Einzugsgebiet** ( $H\Delta(a)$ ) und das **mittlere Gefälle im Einzugsgebiet** ( $\beta(a)$ ). Sie beschreiben die potenzielle Transportkraft des Wassers ebenso wie die **mittlere Fließweglänge** ( $Fl$ ), mit der die relative Lage innerhalb des Einzugsgebietes charakterisiert wird. Die Reliefattribute **horizontale Entfernung zum Vorfluter** ( $hD_v$ ) und **vertikale Entfernung zum Vorfluter** ( $vD_v$ ) beschreiben den Abstand eines Punktes zu einer definierten Tiefenlinie. Diese muss vorher über

einen Schwellenwert des Einzugsgebietes ( $a$ ) aus dem DHM extrahiert werden. Beide Reliefattribute dienen vor allem zur Beschreibung der relativen Lage im Einzugsgebiet und liefern darüber hinaus Informationen zur potenziellen Transportkraft des Wassers.

**Zusammengesetzte primäre geomorphometrische Parameter** werden aus Kombinationen der obigen Größen berechnet. Da einige dieser Parameter physikalisch basiert sind, ist es möglich, räumliche Muster als Funktion von Prozessen zu beschreiben (WILSON & GALLANT 2000). In diese Gruppe gehört der aus der hydrologischen Modellierung stammende und als **Bodenfeuchte-Index (BFI)** oder **Topografie-Index** bekannte Parameter  $\ln(a/\tan\beta)$  (BEVEN & KIRKBY 1979). Der Ansicht von GRAYSON & WESTERN (2001) zufolge wird der Topografie-Index in der hydrologischen Modellierung häufig falsch angewendet, weil lateraler Fluss nur stattfindet, wenn erstens der Boden fast gesättigt ist, zweitens eine undurchlässige Schicht im nahen Untergrund anstehen muss und drittens der Effekt aller anderen Faktoren sehr gering sein muss. Nach ihrer Ansicht ist das aber eher selten der Fall.

Der LS-Faktor stammt aus der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) und ist der Hangneigungs- und Hanglängenfaktor (SCHWERTMANN et al. 1987). Leicht modifiziert wird er im Rahmen dieser Arbeit als **Erosionspotenzial (EP)** bezeichnet und ist definiert als:

$$EP = \frac{a}{22,13} * \frac{\sin \beta}{0,0896} \quad \text{Gl. 2.3}$$

Dabei ist  $a$  die Größe des oberirdischen Einzugsgebietes und  $\beta$  die Hangneigung.

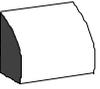
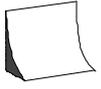
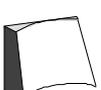
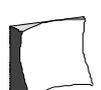
Das Erosionspotenzial findet Verwendung in der räumlichen Erosionsmodellierung und kann, wie MOORE & BURCH (1986a, 1986b) nachweisen, den LS-Faktor der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) ersetzen.

Der dritte in dieser Arbeit verwendete zusammengesetzte Parameter wird als **Abflussintensität (AI)** bezeichnet und ist das Produkt spezifischer Einzugsgebietsgröße ( $a$ ) und Neigung ( $\beta$ ).

$$AI = a * \tan \beta \quad \text{Gl. 2.4}$$

Aus diesen Parametern lassen sich in einem Folgeschritt durch Klassifizierung **geomorphometrische Objekte** ableiten. Es können einzelne oder mehrere Parameter in Klassen eingeteilt werden, wie dies bei den Formelementen (KUGLER 1964, DIKAU 1988) oder dem von PARK et al. (2001) entwickelten Verfahren zur Ableitung prozess-basierter Reliefeinheiten der Fall ist. Wahrscheinlichkeitstheoretische Ansätze bilden eine weitere Möglichkeit der Reliefgliederung. Hierzu zählen kontinuierliche Klassifikationen (MCBRATNEY & DE GRUIJTER 1992) oder der auf Basis einer Häufigkeitsanalyse entwickelte Ansatz von HOFFMANN et al.

(1993). Da aber auch hier Schwellenwerte gesetzt werden müssen, stellen sie letztlich wissenschaftsbasierte Klassifikationen dar.

		Vertikalkrümmung		
		konvex	gerade	konkav
Horizontalkrümmung	konvex			
	gestreckt			
	konkav			

**Abb. 2.2:** Schematische Darstellung von Formelementen (nach Dikau 1989).

Die Klassifikation in **Formelemente** ist ein systematischer und hierarchischer Ansatz, der auf A. PENCK zurückgeht und von RICHTER (1962), KUGLER (1964) und DIKAU (1988) weiterentwickelt wurde. Formelemente sind definiert als Reliefeinheiten homogener Krümmung. Zu ihrer Beschreibung werden in der Regel Vertikal- und Horizontalkrümmung, klassifiziert nach der Krümmungstendenz in konkav – gestreckt bzw. gerade – konvex, herangezogen (s. Abb. 2.2). Dabei muss ein Schwellenwert angegeben werden, mit dem Vertikal- und Horizontalkrümmung klassifiziert werden. DIKAU (1988) schlägt einen Wölbungsradius von 600 m vor, der sich prinzipiell auch für das Untersuchungsgebiet als geeignet erwiesen hat. Durch vorherige Glättung der Krümmungsergebnisse mit einem Gauss-Filter kann erreicht werden, dass Reliefformen untergeordneter Skalen herausgefiltert werden und nur die Reliefformen auf dem untersuchten Maßstab erhalten bleiben. Die Größe des Filters entscheidet dabei darüber, wie stark geglättet wird. Eine vorangestellte Glättung hat außerdem zur Folge, dass etwaige Artefakte, die bei der Erstellung der DHM aus den Isohypsenkarten entstehen, herausgemittelt werden.

Bei automatischen Klassifikationen werden keine Klassengrenzen vorgegeben sondern aufgrund von Merkmalsverteilungen automatisch ermittelt. Beispiele für automatische Klassifikationen sind bei KUNDERT (1988) oder in dem distanz-optimierten Ansatz von FRIEDRICH (1996) zu finden. Auch der geomorphographische Ansatz von SARA (System zur automatischen Reliefanalyse, KÖTHE & LEHMEIER 1993), bei dem das Relief in Hangstreich- und -

fallrichtung sowie nach Hangunstetigkeiten gegliedert wird, stellt ein automatisches Klassifikationssystem dar.

## 2.2 Auswertung von Bodenerhebungen

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Bodendaten wurden in mehr als 20 Jahren im Zuge verschiedener Arbeiten erhoben. Es handelt sich dabei um Geländeerhebungen, die nach den Kriterien der Bodenkundlichen Kartieranleitung der dritten (KA3) bzw. vierten Auflage (KA4) (AG BODEN 1982, 1994) erhoben wurden und um laboranalytisch ermittelte Bodenparameter.

**Tab. 2.1:** *Quellen der ausgewerteten Bodenerhebungen.*

*Die vollständigen Angaben zu den unveröffentlichten Diplomarbeiten befinden sich im Anhang.*

Name	Jahr	Art	Bemerkungen
Binnewerg, B.	2000	Diplom	
Bräuer, F.	1997	Diplom	keine Laboranalysen
Brinkmann, J.	2002	Dissertation	
Brixy, I.	1991	Diplom	Profile aus Aufsatz von S. Stephan und I. Brixy
Brunswinkel, K.	1989	Diplom	einige Profile identisch mit Wellmann
Debour, U.	1998	Diplom	
Driessen, S	1993	Diplom	einige Tiefenbohrungen
Erdmann, K.H.	1996	Dissertation	
Heyder, D.	1993	Dissertation	
Kartierkurse	87-90	Kartierkurs	Daten aus verschiedenen Kartierkursen
Krause, S.	1996	Diplom	
Kruckow, C.	1990	Diplom	
LUFA	1988	LUFA	teilweise auf Grundlage von Weyers (s.u.)
Odinus, B.	1991	Diplom	
Parkner, T.	2000	Diplom	nur Untersuchungen des A-Horizontes
Potratz, K.	1988	Diplom	
Preston, N.	2001	Dissertation	
Raegener, F.	1992	Diplom	einige Daten bei Erdmann eingegangen
Schegiewal, A.	1976	Dissertation	
Schmanke, V.	1999	Dissertation	ein Profil ohne Koordinatenangaben
Wellmann, M.	1989	Diplom	einige Profile mit Brunswinkel identisch
Weyers, H.	1988	Diplom	

In Tab. 2.1 sind die Datengrundlagen zusammengestellt. Es zeigt sich eine äußerst heterogene Datenzusammensetzung, die von verschiedenen studentischen Kursen bis hin zu Datener-

hebungen aus Dissertationen und einem Exkursionsführer reicht. Die Qualität der Daten ist entsprechend sehr unterschiedlich, was die Auswertung erschwert. Es ist deshalb notwendig, neben einer technisch orientierten Datenevaluierung (s. Kap. 2.3.2.2), die inhärenten Fehlerquellen zu identifizieren. Grundsätzlich handelt es sich um zwei Kategorien von Fehlern:

- inhaltlich falsche Angaben und
- falsche Koordinatenangaben.

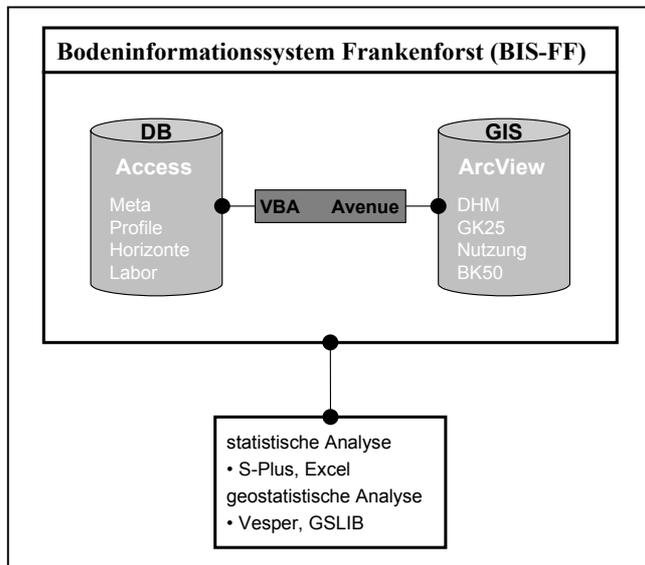
Inhaltliche Fehler bereiten vor allem bei der Ableitung bodenkundlicher Kennwerte höherer Komplexität (s. Kap. 2.3.2.3) größere Probleme. Als größte Fehlerquelle sind jedoch Fehler bei der Lokalisierung der Bohrpunkte anzusehen. Je nach Maßstab, Art und Qualität der Erhebungsgrundlage (TK25 oder DGK5) kommt es hier zu Abweichungen von mehreren Zehnermetern. Dies kann z.B. bei kürzeren Hängen zur Folge haben, dass ein als Pararendzina charakterisierter Boden mit Ah-C-Profil nach der Übertragung ins GIS in der Tiefenlinie lokalisiert ist. Angesichts einer Rasterauflösung des DHM von 10 m, kommt es dann bei der statistischen Analyse der Daten zwangsläufig zu erheblichen Fehlern. Beide Fehlerquellen machen deshalb eine jeder Untersuchung vorangestellte Ausreißeranalyse notwendig.

### **2.3 Bodeninformationssystem Frankenforst (BIS-FF)**

Bodeninformationssysteme (BIS) nehmen in Zeiten verstärkter Datenintegration und steigender Anforderungen des Natur- und Bodenschutzes eine Schlüsselstellung ein. Bei einem Informationssystem handelt es sich laut einer Definition von VINKEN (1992) um ein Kernsystem, in dem Daten (Flächen- und Punktdatenbank) und Methoden (Methodenbank) vorgehalten werden und einem oder mehrerer Fachinformationssysteme (FIS) verschiedener Fachdisziplinen. FIS wiederum lassen sich in einen Daten- und einen Methodenbereich gliedern (HEINEKE et al. 1995). Demzufolge bezeichnet ein BIS ein Informationssystem, das sich mit allen Daten des Bodens beschäftigt (GÜNTHER et al. 1995). Das Fachinformationssystem Boden (FIS Bo) des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS) beispielsweise gliedert sich in eine Flächendatenbank, eine Labordatenbank und eine Methodenbank (OELKERS 1993). Neben Niedersachsen, in dessen Landesamt seit 1985 an einem landesweiten BIS gearbeitet wird, wird auch in anderen Bundesländern derzeit der Aufbau von BIS voran getrieben.

Das Bodeninformationssystem Frankenforst (BIS-FF) setzt sich zusammen aus der Datenbank Frankenforst (DB-FF) in MS-Access 97 (s. Kap. 2.3.2), in der die Punktdaten und Methoden abgelegt sind und dem GIS-Teil, einem ArcView-Projekt (s. Kap. 2.3.1), das die Flächendaten

und die Lage der Punktdaten umfasst. Die Kommunikation zwischen den Komponenten basiert auf *Visual Basic for Application* (VBA) und Avenue-Skripten. Die Verknüpfung wird über ein gemeinsames Feld in Datenbank und GIS gewährleistet. Die Grobstruktur des BIS-FF ist in Abb. 2.3 dargestellt.



**Abb. 2.3:** Aufbau des Bodeninformationssystems Frankenforst (BIS-FF) bestehend aus den zwei Komponenten Datenbank (Access 97) und GIS (ArcView 3.0).

Die Kommunikation zwischen Datenbank und GIS wird durch VBA- bzw. Avenue-Skripte ermöglicht.

Die Vorteile eines BIS gegenüber einer Datenbank liegen in der Möglichkeit der räumlichen Analyse. Eine Vielzahl von Fragen zur absoluten und relativen Lage eines Punktes im Raum, z.B. nach der Entfernung eines Punktes zum nächsten Vorfluter oder zur Verteilung verschiedener Parameter im Raum können mit Datenbankmanagementsystemen (DBMS) allein nicht beantwortet werden. Erst durch Verschneidung der Punkt- mit Flächendaten in Informationssystemen ist es möglich derartige Fragen zu beantworten. Hingegen ist in einem GIS die Möglichkeit zur Speicherung von Methoden grundsätzlich eingeschränkt, und sind Datenbankfunktionalitäten hinsichtlich der Verknüpfung von Tabellen und das Speichern einer Vielzahl von Attributen nur in begrenztem Umfang möglich.

Entwicklungsmöglichkeiten des BIS liegen in der Integration von Modellen in das Informationssystem, wie z.B. bei R. CONRAD (1998) beschrieben.

### 2.3.1 Geografisches Informationssystem (GIS)

Im GIS sind zunächst die flächenhaften Daten gespeichert. Es handelt sich dabei um Bodenkarten (BK) in den Maßstäben 1:5.000 und 1:50.000, die geologische Karte im Maßstab 1:25.000 (GK25), die topografischen Karten im Maßstab 1:25.000 (TK25) und 1:5.000 (DGK5), das Digitale Orthobild im Maßstab 1: 5.000 (DOB5) sowie um das DHM (s. Kap.

2.1). Außerdem sind topografische Daten wie die Gebäude und die Grenze des Versuchsgutes Frankenforst sowie die Wege auf dem Versuchsgut digital erfasst.

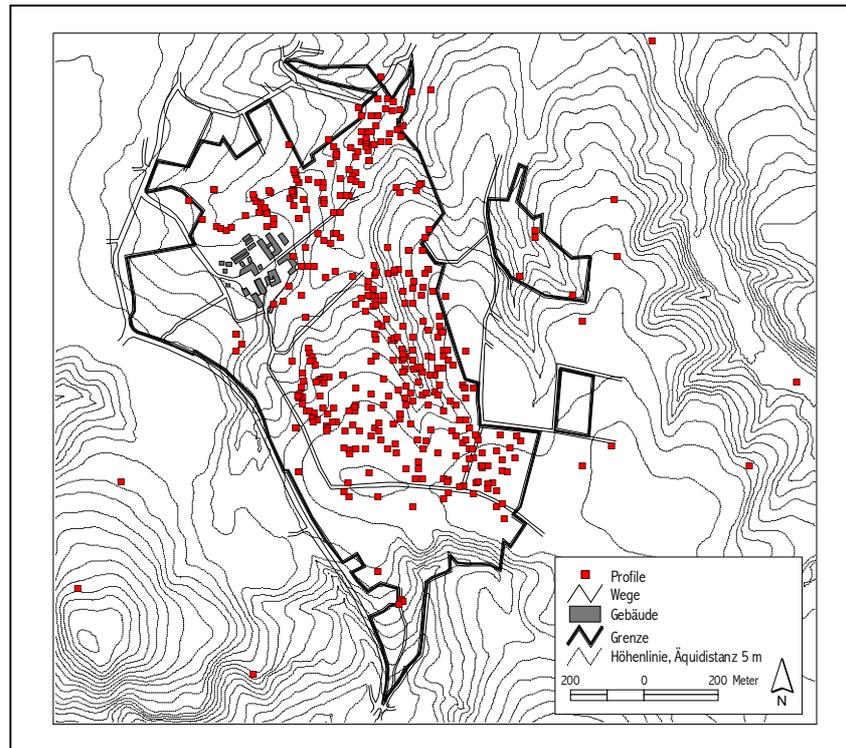
**Tab. 2.2:** Flächenbasisdaten im GIS.

*LVermA = Landesvermessungsamt, NRW = Nordrhein-Westfalen, GD = Geologischer Dienst. Die hier nicht erläuterten Abkürzungen können dem Text entnommen werden.*

Karte	Kürzel, Art	Maßstab	Ausschnitt	Quelle
Bodenkarte	BK50DIG, Polygon	1 : 50.000	Blatt L5308 Bonn	GD NRW, digital
	DGK5Bo, Polygon	1 : 5.000	Blattausschnitte: Vinxel, Oberdollendorf, Oelingho- ven, Heisterbacherrott	LVermA NRW, analog
	BK5Bot, Polygon	1 : 5.000	Versuchsgut	BOTSCHKEK (1999), analog
	BK5Drie, Polygon	1 : 5.000	Blattausschnitte: Vinxel, Oberdollendorf, Oelingho- ven, Heisterbacherrott	DRIESSEN (1993), analog
Geologische Karte	GK25, Polygon	1 : 25.000	Ausschnitte der Blätter 5308, 5208, 5309, 5209	GD NRW, analog
Digitales Orthobild	DOB5, Bild	1 : 5.000	DGK5-Blätter: Vinxel, Ober- dollendorf, Oelinghoven, Heisterbacherrott	LVermA NRW, digital
Topografische Karte	TK25, Bild	1: 25.000	Blatt 5209 Siegburg	LVermA NRW, digital
	DGK5, Bild	1: 5.000	Blattausschnitte: Vinxel, Oberdollendorf, Oelingho- ven, Heisterbacherrott	LVermA NRW, analog
Digitales Höhenmodell	DHM, Raster	10 m Auf- lösung	Blattausschnitte: Vinxel, Oberdollendorf, Oelingho- ven, Heisterbacherrott	LVermA NRW, digital

Die in Tab. 2.2 aufgeführten Daten werden als Basisdaten bezeichnet, weil sich aus ihnen im GIS weitere Daten, die für spätere Analysen benötigt werden, ableiten lassen.

- die Klassifizierung der aktuellen Landnutzung erfolgt auf Grundlage des DOB5,
- die Landnutzung des Bearbeitungsstandes (1954-1963) kann aus den Angaben zur DGK5Bo abgeleitet werden,
- Substratkarten lassen sich aus den Bodenkarten ableiten,
- geomorphometrische Parameter, das Gewässernetz sowie Isohypsen können in der Relieffanalyse aus dem DHM berechnet werden.



**Abb. 2.4:** Lage der Profile.

Darüber hinaus werden die Punktdaten aus der Datenbank im GIS dargestellt. Über ein Verbindungsfeld lässt sich jeder Punkt im GIS dem Datensatz in der Datenbank zuordnen. Abb. 2.4 zeigt die Lage aller derzeit in der Datenbank vorgehaltenen Bohrpunkte. Die Datendichte beträgt etwa 3,5 Bohrpunkte/ha. Dabei muss jedoch die heterogene Datendichte berücksichtigt werden. Untersuchungen zur räumlichen Variabilität (s. Kap. 5) können nur für einen Ausschnitt des Versuchsgutes gemacht werden.

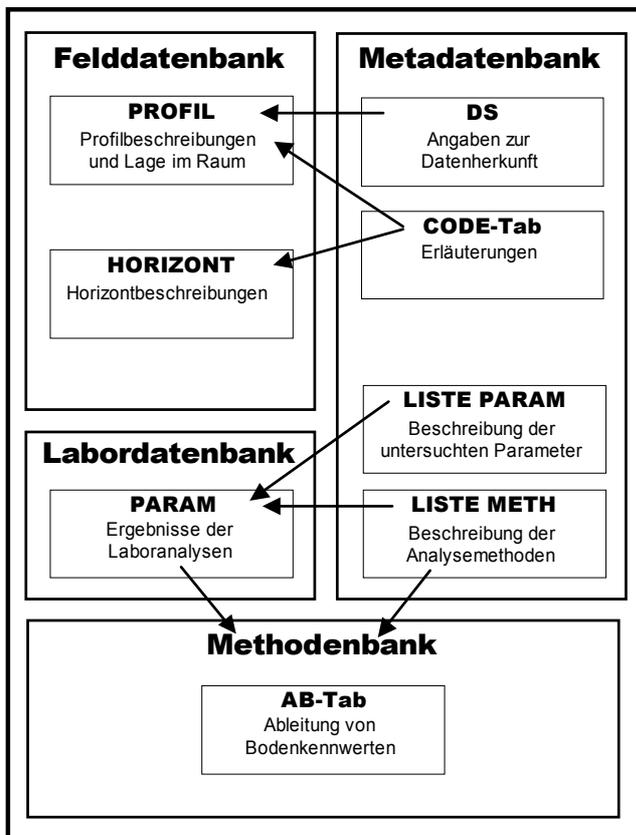
### 2.3.2 Datenbank Frankenforst (DB-FF)

Relationale Datenbankmanagementsysteme sind integrierte Systeme zur Speicherung und Verwaltung größerer, in aller Regel mehrdimensionaler Datenmengen (z.B. SAUER 1998<sup>4</sup>). Die Verwaltungskomponente enthält dabei als wichtigsten Bestandteil eine Datendefinitions- und -manipulationssprache, die strukturierte Abfragesprache (Structured Query Language, SQL) (vgl. z.B. MEIER 1998<sup>3</sup>). Darüber hinaus besteht sie aus Programmteilen zur Darstellung, zum Export und zur Aggregation der Daten sowie zur Kommunikation mit anderen Programmen. Die Speicherkomponente dient dazu Daten und Beziehungen zwischen den Daten in Tabellen abzulegen.

Die Datenbank Frankenforst wurde als relationale Datenbank in MS-Access 97 aufgebaut und im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelt. Informationen zu Struktur der Datenbank finden sich auch bei KIEFER (1997) und BOTSCHKEK (1999).

### 2.3.2.1 Aufbau

Die inhaltliche Gliederung der Datenbank setzt sich aus vier Haupttabellen (DS, PROFIL, HORIZONT, PARAM) zusammen, in denen die Angaben zu den Profilen gespeichert sind. Wie Abb. 2.5 zu entnehmen ist, gliedert sich die Datenbank inhaltlich in vier Hauptbereiche.



**Abb. 2.5:** Inhaltliche Gliederung der Bodenkundlichen Datenbank Frankenforst.

Den vier Hauptbereichen Felddatenbank, Metadatenbank, Labordatenbank und Methodenbank sind die Tabellen der Datenbank zugeordnet (nach Kiefer 1997).

Die Felddatenbank umfasst die beiden Tabellen PROFIL und HORIZONT. In diesen Tabellen sind die codierten Informationen zu den Profilen mit ihren Horizonten gespeichert. Die Metadatenbank umfasst die Tabelle DS mit Angaben zur Datenherkunft, eine Reihe von sogenannten CODE-Tabellen, mit denen die Profil- und Horizontangaben decodiert werden können sowie die beiden Tabellen LISTE PARAM und LISTE METH, in der die Angaben zu den Laboranalysen enthalten sind.

Die Methodenbank schließlich enthält AB-Tabellen (AB-Tab in Abb. 2.5) mit den empirisch ermittelten Eingangsdaten zur Ableitung von Bodenkennwerten höherer Komplexität (s.u.).

Darunter werden solche Bodeneigenschaften verstanden, die aus Aggregation und Berechnung aus Bodenbasisdaten abgeleitet werden (MÜLLER et al. 1993, U. MÜLLER 1997).

### 2.3.2.2 Daten

Derzeit (Stand Januar 2002) sind Angaben zu 410 Bodenprofilen unterschiedlicher Qualität in der Datenbank gespeichert. 173 dieser Bodenbasisdaten stammen aus Kartierkursen, 146 aus Diplomarbeiten, 88 aus Dissertationen sowie 3 aus einem LUFA-Exkursionsführer (s. Kap. 2.2).

**Tab. 2.3:** Anzahl der laboranalytisch ermittelten Bodenparameter des ersten Horizontes.

Parameter	Summe	Parameter	Summe
pH-Wert	256	Basensättigung	28
Textur	162	Ca, Mg, K, Na	28
C <sub>org.</sub> -Gehalt	132	Fe <sub>o</sub> , Fe <sub>d</sub>	27
CaCO <sub>3</sub>	96	Al <sub>o</sub> , Al <sub>d</sub>	25
Lagerungsdichte	86	Mn <sub>o</sub> , Mn <sub>d</sub>	25
KAK	47	kf	25
Porenverteilung	42	Pb, Ni, Cd, Cr, Cu, Hg, Zn	3
Nt	33		

In Tab. 2.3 sind einige der laboranalytisch untersuchten Bodenparameter für den obersten Horizont aufgeführt. Es gibt insgesamt 256 Untersuchungen des pH-Werts, Korngrößenanalysen existieren von 162 und Analysen des C<sub>org.</sub>-Gehaltes von 132 Bodenproben.

Aufgrund der Tatsache, dass trotz unterschiedlicher Herkunft und Qualität der Daten diese miteinander verglichen und gemeinsam analysiert werden, spielt die Evaluierung der Qualität eine erhebliche Rolle. Zu diesem Zweck ist ein 9-stufiges ordinal skaliertes Bewertungssystem entwickelt worden. Grundlage der Bewertung bilden die Datenherkunft (Kartierkurs, Diplomarbeit, Dissertation oder LUFA-Profil), die Aufschlussart (Bohrstock oder Profilgrube) sowie die Erhebungsmethode (Felderhebung oder Laboranalyse). Die Einteilung liefert eine Möglichkeit zur groben Abschätzung der Datenqualität, die beim Vergleich heterogener Daten unerlässlich ist. Eine inhaltliche Überprüfung der Daten kann dieses System nicht ersetzen.

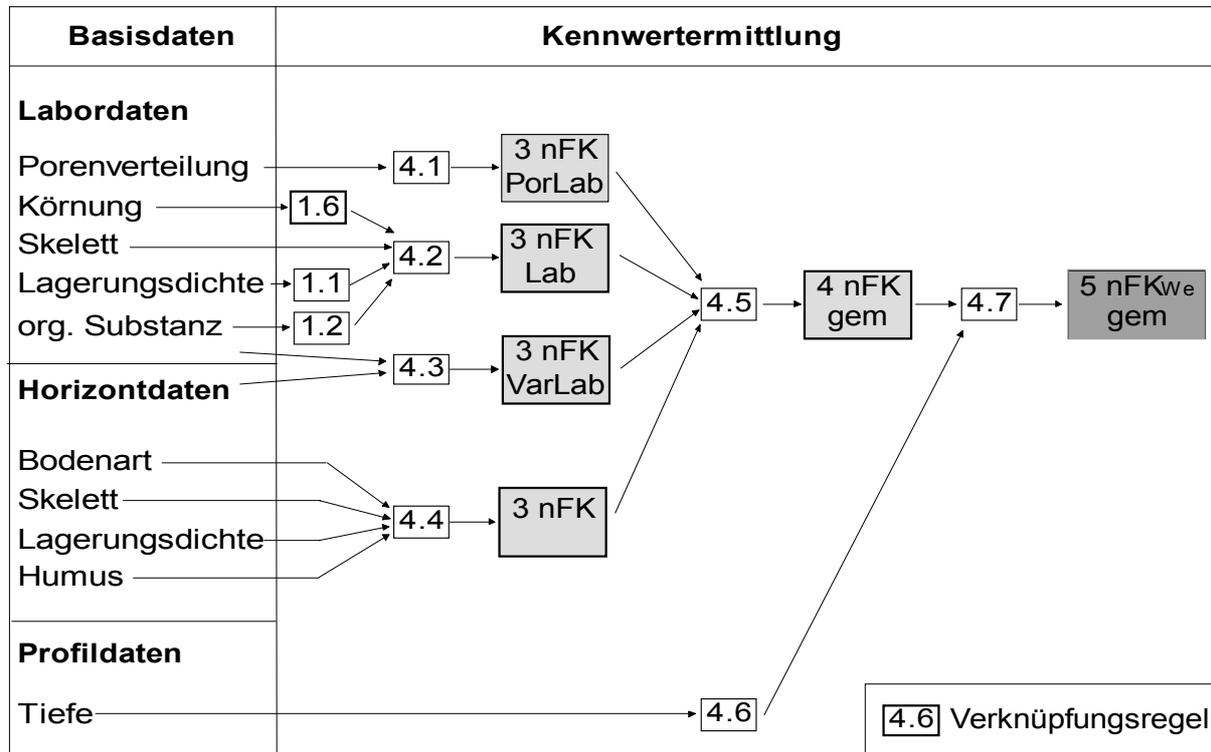
### 2.3.2.3 Ableitung von Bodeneigenschaften höherer Komplexität

Wirksamer Bodenschutz erfordert nicht nur eine geeignete Datenbasis sondern ebenso Möglichkeiten zur Auswertung und weiteren Verwertung der vorliegenden Daten. Neben den in der Datenbank abgelegten Bodenbasisdaten verfügt die DB-FF deshalb über einen Methodenbereich, in dem Methoden und Verfahren zur Ableitung höher aggregierter Bodeneigenschaften, so genannte Pedotransferfunktionen (PTF), abgelegt sind. Die Grundlagen der zur Verfügung stehenden Methoden stammen aus der Methodenbank des NIBIS und sind in U. MÜLLER (1997) und teilweise in der Bodenkundlichen Kartieranleitung der vierten Auflage KA4 (AG BODEN 1994) dokumentiert. PTF kommen nach MCBRATNEY et al. (2002) in der Zukunft eine große Bedeutung zu, da sie Werkzeuge für einen wirksamen Bodenschutz darstellen.

Derzeit sind in der Datenbank drei Methoden zur Ableitung von Bodenkennwerten höherer Komplexität gespeichert: neben der unten beschriebenen nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum ( $nFK_{we}$ ), können der K-Faktor (s. Kap. 3.2.2 auf S. 56) sowie die potenzielle Erosionsgefährdung aus der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) (SCHWERTMANN et al. 1987) und die gesättigte Wasserleitfähigkeit ( $k_f$ -Wert) berechnet werden. Die Ableitung der Parameter erfolgt in Abhängigkeit der Erhebung. Der K-Faktor kann sowohl aus den Ergebnissen der Korngrößen- und anderen Laboranalysen als auch aus den der Fingerproben und Geländeerhebungen ermittelt werden. Der Vorteil dieser Vorgehensweise liegt in der Möglichkeit heterogene Datenbestände vergleichbar zu machen. Statistische Untersuchungen z.B., für die eine Mindestanzahl von Punkten benötigt wird, sind erst auf diese Weise möglich.

Beispielhaft wird die Ableitung der  $nFK_{we}$  in Abb. 2.6 skizziert. Die genaue Beschreibung findet sich in U. MÜLLER (1997). Es gibt verschiedene, unterschiedlich genaue Möglichkeiten zur Ermittlung der  $nFK_{we}$ . Die genaueste Methode ist dabei die Ermittlung des Porenvolumens nach der Druckmethode von RICHARDS. Als  $nFK$  wird die Summe aus Mittelporen und engen Grobporen bezeichnet. Dementsprechend werden die dazu benötigten Parameter aus der Tabelle PARAM gefiltert und aufsummiert. Das Ergebnis dieser Filterung geht als 3  $nFK$  PorLab (s. Abb. 2.6) in die anschließende Zusammenführung ein. Die benötigten Abfragen und Berechnungen werden als Verknüpfungsregeln bezeichnet. Die Ableitung der  $nFK$  kann außerdem aus laboranalytisch erhobenen Horizontdaten (Textur, Lagerungsdichte und Humus) erfolgen. Zu diesem Zweck werden die Laboranalysen der Körnung, der organischen Substanz und der Lagerungsdichte ebenfalls aus der Tabelle PARAM benötigt (3  $nFK$  Lab) und in zwei Schritten zusammengeführt. Falls einige der benötigten Basisdaten fehlen, wer-

den entweder die Daten der Tabelle HORIZONT herangezogen (3 nFK VarLab) oder aber ein mittlerer Wert bei unbekanntenen Größen genommen.



**Abb. 2.6:** Auswertungsmethode nutzbare Feldkapazität für den effektiven Wurzelraum (nFK<sub>We</sub>) (nach Kiefer 1997, verändert).

Schließlich kann die nFK ausschließlich aus Geländedaten der Tabelle HORIZONT ermittelt werden. Hierzu werden die Attribute Bodenart, Skelett, Lagerungsdichte und Humus gefiltert (3 nFK). In einem nächsten Schritt (Verknüpfungsregel 4.5) werden die getrennt berechneten Zwischenergebnisse zusammengeführt und anschließend die bis dato pro Horizont berechneten Daten für den gesamten durchwurzelbaren Raum ermittelt (Verknüpfungsregel 4.6), so dass am Ende mit der Abfrage 5 nFK<sub>We</sub> gem die nutzbare Feldkapazität für den effektiven Wurzelraum für alle Punkte ermittelt werden kann.

## 2.4 Regionalisierung von Bodeneigenschaften

Einerseits können in bodenkundlichen Untersuchungen Bodeneigenschaften in der Regel nur punkthaft erhoben werden, andererseits werden aber meistens flächenhafte Aussagen benötigt. Methoden, mit denen dies erreicht werden kann, nennt man Regionalisierungsmethoden. Unter Regionalisierung versteht man also die Übertragung von Punktinformationen in die Fläche. Prinzipiell kann man zwischen den folgenden Modellansätzen unterscheiden:

Beim klassisch **bodenkundlichen Modell** wird der Raum in diskrete Einheiten (z.B. Bodenformen) eingeteilt. Dem Konzept liegt die Annahme zugrunde, dass die innereinheitliche Variabilität deutlich geringer ist als die Variabilität zwischen den Einheiten. Dass dieses Konzept zumindest einer Überarbeitung bedarf, haben bereits frühe Arbeiten zur räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften gezeigt (BURROUGH 1993). Im weiteren Sinne gehören hierher auch die wissensbasierten Systeme, bei denen mithilfe von flächenhaft vorliegenden Daten Expertenwissen in einem logischen Modell (Wenn ..., dann ...) umgesetzt wird. SKIDMORE et al. (1991) wenden ein Expertensystem in großräumigen Untersuchungsgebieten an, während KLEEFISCH (1993) Vorschläge für den Einsatz bei der großmaßstäbigen Kartierung macht.

Im Gegensatz dazu werden bei **unscharfen Systemen** (*fuzzy systems*) zwar auch Regeln auf Grundlage flächenhaft vorliegender Information verwendet, im Unterschied zu den oben genannten Systemen beruhen die Regeln jedoch auf unscharfen Mengen, den so genannten *fuzzy sets* (AMESKAMP 1997, MCBRATNEY & ODEH 1997, LARK 1999) und tragen auf diese Weise dem Ansatz kontinuierlich variierender Bodeneigenschaften (vgl. Kap. 3) Rechnung.

Bei **regressionsstatistischen Verfahren** werden Korrelationen zwischen einer oder mehreren unabhängigen Variablen und einer Bodeneigenschaft in einfachen oder multiplen Regressionen für die Regionalisierung genutzt (MOORE et al. 1993, BRUBAKER et al. 1994, ODEH et al. 1994). Auch neuere Entwicklungen wie Regressionsbäume (GESSLER et al. 1995, RYAN et al. 2000) oder generalisierte additive Modelle (*generalised additive models*, GAM) und generalisierte lineare Modelle (*generalised linear models* GLM), die als robuster gelten, weil auch komplexe Zusammenhänge modelliert werden können, gehören hierher (GESSLER et al. 1995).

Der **geostatistische Ansatz** basiert auf der Theorie der regionalisierten Variable. Geostatistische Interpolationsverfahren fanden zunächst Anwendung im Bergbau, werden aber seit vielen Jahren auch in der Bodenkunde eingesetzt (z.B. BURGESS & WEBSTER 1980, YOST et al. 1982, 1982a, BURROUGH 1993, GOOVAERTS 1999). Neben dem Ordinary Kriging (ODEH et al. 1994, KNOTTERS et al. 1995) gibt es eine Reihe weiterer Verfahren, die z.T. nicht auf der Stationarität der Zielvariablen beruhen. Beim External Drift Kriging (BOURENNANE et al. 2000) wird wie beim Co-Kriging (KNOTTERS et al. 1995), Regression-Kriging (KNOTTERS et al. 1995) oder Factorial Kriging (GOOVAERTS 1992) der Zusammenhang zwischen einer flächenhaft vorliegenden Variable und der Zielvariable für die Regionalisierung genutzt. Das Indikator Kriging (CARR et al. 1985) erlaubt die Regionalisierung nicht metrisch skaliertter Variablen und beim Disjunktiven Kriging (WEBSTER & OLIVER 1989) kann eine von der Normalvertei-

lung abweichende Verteilung modelliert werden. Bei Stochastischen Simulationen (DEUTSCH & JOURNAL 1998) wird dagegen auch die Häufigkeitsverteilung der Variablen beibehalten.

**Physikalisch basierte Prozessmodelle** finden bisher aufgrund der Komplexität der Bodenbildung kaum Anwendung. Die räumliche Verbreitung von Kolluvien auf Basis der beiden Prozesse Verwitterung des geologischen Ausgangsmaterials und Abtrag durch Diffusion wurde von DIETRICH et al. (1995) beschrieben. Den gleichen Ansatz verwenden MINASNY & MCBRATNEY (1999) in ihrem Modell der Bodenentwicklung. Weitere Ansätze sind in HOOSBECK & BRYANT (1992) und bei HEUVELINK & WEBSTER (2001) diskutiert.

Im Rahmen dieser Arbeit werden für die Regionalisierung von Bodeneigenschaften statistische (Kap. 2.4.1), geostatistische Verfahren (Kap. 2.4.2) sowie kombinierte Methoden (s. Kap. 2.4.2) angewendet. Sie bieten großes Potenzial bei der Analyse der räumlichen Variabilität.

#### 2.4.1 Statistik

In der Analyse der räumlichen Variabilität fanden **einfache** und **multiple lineare Regressionen** Anwendung. Bei der Regression wird ein Zusammenhang zwischen einer Zielvariablen  $z$  und einer oder mehreren voneinander unabhängigen Erklärungsvariablen  $x_i$  angenommen.

$$z = a + \sum_{i=1}^n b_i X_i + \varepsilon \quad \text{Gl. 2.5}$$

mit:

$n$  = Anzahl der Variablen

Dabei bilden  $a$  (Schnittpunkt der  $y$ -Achse) und  $b_i$  (Regressionskoeffizienten) Konstanten und  $\varepsilon$  beschreibt das im Mittel Null betragende Residuum. Die Koeffizienten werden durch Minimierung der Abweichungsquadrate berechnet. Eine einfache lineare Regressionsgleichung hat entsprechend folgende Form:

$$z = a + bX + \varepsilon \quad \text{Gl. 2.6}$$

**Regressionsbäume** stellen eine Weiterentwicklung der multiplen Regression dar (BREIMAN et al. 1984). Dabei werden die Daten sukzessive in Klassen eingeteilt und dabei die Abweichungsquadrate minimiert. Ein weiterer Vorteil gegenüber der Regression besteht darin, dass neben metrisch auch nominal skalierte Erklärungsvariablen verwendet werden können.

Die statistische Güte der Verfahren wurde mit Hilfe des mittleren absoluten Fehlers (*mean absolute error*, MAE) und der Wurzel aus den Abweichungsquadraten (*root mean square error*, RMSE) geschätzt.

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |M - S|_i \quad \text{Gl. 2.7}$$

$$\text{RMSE} = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M - S)_i^2 \right)^{0,5} \quad \text{Gl. 2.8}$$

Dabei bezeichnet  $n$  die Summe der Messpunkte,  $M$  den Wert des Messpunktes und  $S$  das Schätzungsergebnis. Beim RMSE fallen aufgrund der Quadrierung im Vergleich mit dem MAE Ausreißer stärker ins Gewicht.

Für die statistische Analyse der Daten wurde die Statistik-Software S-PLUS verwendet (MATHSOFT 1998).

Mit der **Häufigkeitsanalyse** kann untersucht werden, welchen Einfluss ein Faktor auf die räumliche Verbreitung eines Phänomens besitzt. Bei ausreichend großen Grundgesamtheiten kann der Quotient aus relativer Häufigkeit eines Phänomens und relativer Häufigkeit der Parameterklasse eines Faktors als Wahrscheinlichkeitsverteilung interpretiert werden. Der Ansatz geht auf eine Arbeit von ANIYA (1985) zurück, der mit der Häufigkeitsanalyse die Zusammenhänge zwischen Massenbewegungen und Reliefparametern ausgearbeitet hat. Sie wurde aber auch in anderen Arbeiten zu Boden-Reliefbeziehungen angewendet (HOFFMANN et al. 1993, FRIEDRICH 1996). Für die relative Häufigkeit RF einer Reliefparameterklasse (z.B. Neigung 0,5 bis 2 °) innerhalb einer Bodeneinheit (z.B. Pararendzinen) gilt für die Bodenverbreitung B:

$$\text{RF}_{mn}(B) = \frac{F_{mn}(B)}{F_m(B)} \quad \text{Gl. 2.9}$$

mit:

$F_{mn}$  = Häufigkeit einer Reliefparameterklasse ( $n$ ) innerhalb eines Bodentyps ( $m$ )

$F_m$  = Häufigkeit eines Bodentyps ( $m$ )

Für die Grundgesamtheit BK gilt:

$$RF_{mn}(BK) = \frac{F_{mn}(BK)}{F_m(BK)} \quad \text{Gl. 2.10}$$

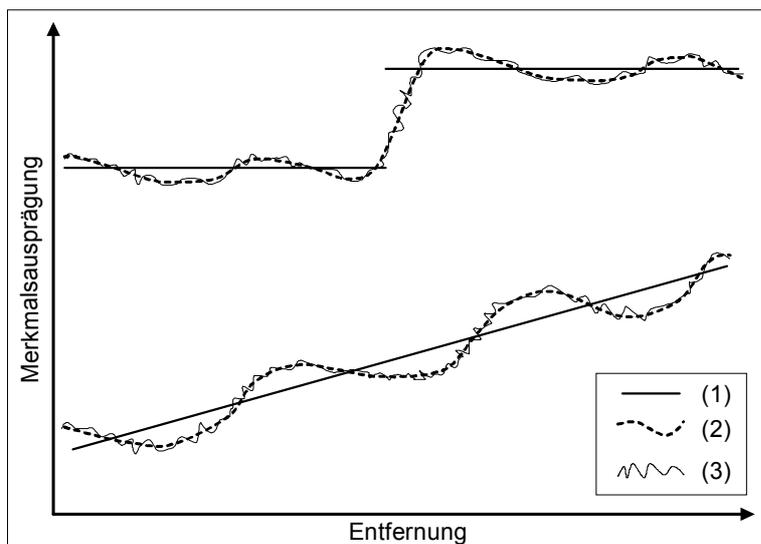
Die Boden-Relief-Häufigkeit BRH ist definiert als Quotient aus der relativen Häufigkeit einer Parameterklasse und der Verbreitung einer Bodeneinheit und errechnet sich wie folgt:

$$BRH_{mn} = \frac{RF_{mn}(B)}{RF_{mn}(BK)} \quad \text{Gl. 2.11}$$

Werte der Boden-Relief-Häufigkeit von größer eins bedeuten dann, dass die Böden in der Parameterklasse häufiger vorkommen und dass der Parameter damit einen Einfluss auf die Bodenverbreitung hat. Zeigt sich in der Boden-Relief-Häufigkeit hingegen kein ausgeprägtes Maximum und die Werte bewegen sich nur wenig um eins, ist die Bodeneinheit in jeder Parameterklasse etwa gleich häufig vertreten. Der Reliefparameter spielt damit für die Bodentypenverbreitung keine entscheidende Rolle.

#### 2.4.2 Geostatistik

Unter geostatistischen Verfahren versteht man Methoden, mit denen es möglich ist, zeitlich oder räumlich variable Phänomene zu untersuchen. Im Gegensatz zu den statistischen Verfahren beruhen geostatistische Verfahren dabei auf der räumlichen Autokorrelation einer Variablen. Es wird angenommen, dass Punkte in der Nähe eines Messpunktes diesem ähnlicher sind als weiter davon entfernte.



**Abb. 2.7:** Theorie der regionalisierten Variablen.

Nach dieser Theorie kann die räumliche Variation in drei Komponenten eingeteilt werden: (1) beschreibt das mittlere Verhalten (z.B. Trend oder Mittel) einer Variablen im Raum, (2) die räumlich korrelierte aber irreguläre (zufällige) Variation und (3) die zufällige, räumlich nicht korrelierte Variation (nach Burrough & McDonnell 1998, verändert).

Die diesem Konzept zugrundeliegende Theorie der **regionalisierten Variablen** wurde von MATHERON (1963) begründet. Die theoretischen Grundlagen der geostatistischen Konzepte sind z.B. in WACKERNAGEL (1998), ARMSTRONG (1998) oder DEUTSCH & JOURNAL (1998) erläutert. Demnach setzt sich die räumliche Verteilung einer Variablen (s. Abb. 2.7) zusammen aus einer deterministischen, durch bekannte Faktoren hervorgerufenen Komponente, einer autokorrelativen Komponente und einer zufälligen, nicht erklärbaren Komponente.

Es sei  $x$  eine Position in ein, zwei oder drei Dimensionen, dann ist der Wert der Zufallsvariablen  $Z$  gegeben durch:

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon'(x) + \varepsilon'' \quad \text{Gl. 2.12}$$

mit  $m(x)$  als deterministischer Anteil von  $Z$  an der Stelle  $x$ ,  $\varepsilon'(x)$  als stochastischer, lokal variierender aber räumlich abhängiger Term und mit  $\varepsilon''$  als residualer, räumlich unabhängiger Komponente (BURROUGH & MCDONNELL 1998, HEUVELINK & WEBSTER 2001).

Ist in den Daten kein Trend vorhanden, entspricht  $m(x)$  dem Mittelwert innerhalb eines Untersuchungsgebiets, und die mittlere bzw. erwartete Abweichung zwischen zwei Punkten  $x$  und  $x + h$  getrennt durch die Entfernung  $h$  ist genau null.

$$E \left[ Z(x) - Z(x + h) \right] = 0 \quad \text{Gl. 2.13}$$

Der Erwartungswert  $E$  einer Variablen ist also nicht vom Ort abhängig sondern entspricht dem Mittelwert der Variablen. Ausserdem wird angenommen, dass eine **Kovarianzfunktion**  $C(h)$  existiert, die nicht vom Ort sondern nur vom Abstand  $h$  abhängig ist:

$$C(h) = E \left[ \left( Z(x + h) - m \right) * \left( Z(x) - m \right) \right] = \text{VAR} \left[ Z(x) \right] \quad \text{Gl. 2.10}$$

Die Erfüllung dieser beiden Bedingungen, die Stationarität des Mittelwertes und der Varianz wird als **Stationarität 2. Ordnung** bezeichnet. Als vollkommen stationär bzw. translationsinvariant wird dagegen eine Variable dann bezeichnet, wenn für die Punkte in einem Untersuchungsgebiet alle vier Momente der Häufigkeitsverteilung gleich sind.

Aus theoretischen und praktischen Erwägungen kann es sinnvoll sein, die Hypothese der Stationarität 2. Ordnung abzuschwächen und nur noch davon auszugehen, dass die Differenzen der Werte zwischen zwei Punkten als stationär betrachtet werden. Das wird als **Intrinsische Hypothese** bezeichnet. Für die als **Semivarianz** bezeichnete Funktion  $\gamma(h)$  gilt dann:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{VAR} \left[ Z(x+h) - Z(x) \right] = \frac{1}{2} \text{E} \left[ Z(x+h) - Z(x) \right]^2 \quad \text{Gl. 2.14}$$

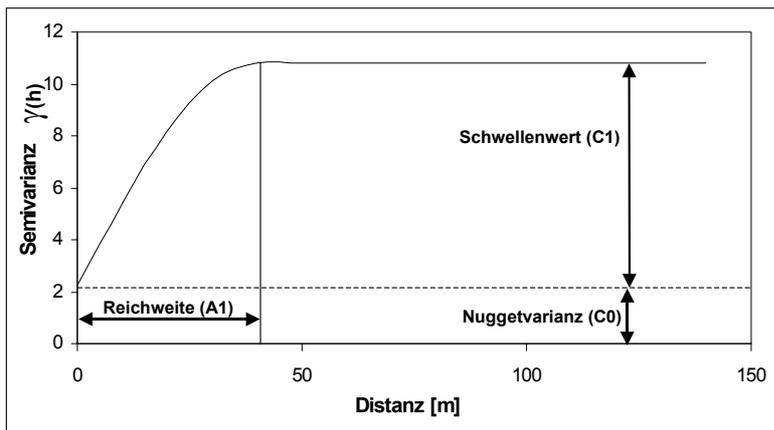
In der Regel ist die intrinsische Hypothese gegeben, wenn kein Trend in den Daten vorliegt. Sie bildet die theoretische Grundlage geostatistischer Auswertungen.

Sind die Bedingungen der intrinsischen Hypothese gegeben, kann mithilfe der Funktion

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \left( Z(x_i) - Z(x_i+h) \right)^2 \quad \text{Gl. 2.15}$$

die Semivarianz eines Punktdatensatzes abgeschätzt werden. Dabei wird die experimentelle Semivarianz  $\gamma$  für die klassifizierte Distanz  $h$  aller Wertepaare  $n$ , also der Differenz der Werte zwischen  $x$  und  $x+h$  berechnet. Da für die Berechnung der Semivarianz eine Mindestanzahl an Wertepaaren notwendig ist, muss die Distanz klassifiziert werden. Das Diagramm  $h$  gegen  $\gamma(h)$  wird als experimentelles Variogramm oder experimentelles Semivariogramm bezeichnet. Für die geostatistische Interpolation mittels Kriging ist es notwendig, dass Werte für beliebige Distanzen berechnet werden können. Aus diesem Grund wird dem experimentellen Variogramm ein mathematisches Modell angepasst. In dieser Arbeit wurden das sphärische und das exponentielle Variogramm verwendet.

Wie in Abb. 2.8 zu sehen ist, lässt sich ein theoretisches Variogramm mithilfe der drei Parameter Nuggetvarianz oder Nuggeteffekt ( $C_0$ ), Schwellenwert ( $C_1$ ) und Reichweite ( $A_1$ ) beschreiben.



**Abb. 2.8:** Beispiel eines sphärischen Variogramm-Modells mit Nuggetvarianz ( $C_0$ ), Schwellenwert ( $C_1$ ) und Reichweite ( $A_1$ ).

Der **Nuggeteffekt ( $C_0$ )** ist der extrapolierte Schnittpunkt des Variogramms mit der Ordinate und ist Folge von Messfehlern und einer als zufällig bezeichneten Komponente, die allerdings durch kleinräumige, nicht mehr fassbare Variabilität zustande kommt. Mit zunehmender Distanz nimmt die Varianz zu. Da die Varianz aber bei ausreichend großem Betrachtungsraum

endlich ist, wird irgendwann ein **Schwellenwert** ( $C_1$ ) erreicht, nach dem die Varianz nicht weiter steigt. Die **Reichweite** ( $A_1$ ) gibt die Entfernung (m) an, bei der ein Schwellenwert erreicht wird. Innerhalb der Reichweite sind  $Z(x)$  und  $Z(x + h)$  voneinander räumlich abhängig.

Das sphärische Modell kann mit folgender Funktion beschrieben werden.

$$\gamma(h) = \begin{cases} C * \left( 1,5 * \frac{h}{a} - 0,5 * \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right) & \text{für } h \leq a \\ C & \text{für } h > a \end{cases} \quad \text{Gl. 2.16}$$

Für das exponentielle Modell gilt:

$$\gamma(h) = C * \left( 1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) \quad \text{Gl. 2.17}$$

mit:

- $\gamma(h)$ : Semivarianz in Abhängigkeit vom Abstand h
- a: Reichweite
- h: Abstand
- C: Schwellenwert

Es gibt neben diesen einfachen Variogramm-Modellen auch Variogramme mit geschachtelten Strukturen, für die jeweils mehrere Schwellenwerte ( $C_2, C_3, \dots$ ) und Reichweiten ( $A_2, A_3, \dots$ ) berechnet werden können. Das Variogramm berechnet sich dann aus der Summe der einzelnen Modelle. Beispielweise beschreibt Gl.2.18 ein doppelt-sphärisches Modell:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 * \text{sphärisch}(A_1) + C_2 * \text{sphärisch}(A_2) \quad \text{Gl. 2.18}$$

Das theoretische Variogramm wird beim **Ordinary Kriging**, einem geostatistischen Interpolationsverfahren verwendet. Die Kriging-Interpolation gleicht einem Inversen Distanzverfahren (*Inverse Distance Weighting*, IDW), mit der Ausnahme, dass die Gewichtungen ( $\lambda_i$ ) zur räumlichen Interpolation nicht über die Distanz ermittelt werden sondern hierfür die Ergebnisse der Semivarianzanalyse herangezogen werden. Um den Wert z am Punkt x (Punkt-Kriging) anhand der Werte der umliegenden Punkte  $x_i$  zu schätzen gilt:

$$Z_{OK}(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i * Z(x_i) \quad \text{Gl. 2.19}$$

Die Summe der Gewichtungen muss dabei  $\sum \lambda_i = 1$  ergeben. Die Gewichte werden dabei so gewählt, dass  $Z(x_0)$  erwartungstreu und die Schätzvarianz  $\sigma_{OK}^2$  minimiert ist. Da der Krige-Schätzer also im Mittel richtig (*unbiased*, erwartungstreu) schätzt, im Mittel den Schätzfehler minimiert (*best*) und als gewichtetes Mittel linear ist, wird er BLUE (*best linear unbiased estimator*) genannt. Die Anzahl der in die Schätzung eingehenden Punkte wird bei der verwendeten Software über einen Suchradius bestimmt (DEUTSCH & JOURNAL 1998).

Unter der Annahme minimierter Schätzvarianz und unter Zuhilfenahme des Lagrange-Multiplikators  $\mu$  ergibt sich folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_j - x_i) + \mu = \gamma(x_j - x) & j = 1, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \quad \text{Gl. 2.20}$$

Die Schätzvarianz oder Krige-Varianz, die u.a. ein Maß für die Dichte des Messnetzes sein kann, errechnet sich anschließend aus folgender Gleichung:

$$\sigma_{OK}^2(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_j - x) + \mu \quad \text{Gl. 2.21}$$

Im Gegensatz zum Punkt-Kriging wird beim **Block-Kriging** nicht ein einzelner Punkt sondern der Repräsentativwert (Mittelwert) einer größeren Fläche zu schätzen versucht. Dadurch erscheint die Oberfläche des durch Block-Kriging erzeugten Interpolationsergebnisses geglättet. Beim Punkt-Kriging führen Nuggetvarianz und Minimum-Varianzkriterium dagegen zu Diskontinuitäten in der Umgebung des Messpunktes. Für die Arbeit wurde auf Blöcke von 10 x 10 m interpoliert, weil das der Auflösung des DHM (s. Kap. 2.1) entspricht.

Für die Berechnung der Krige-Varianz innerhalb eines Blockes  $\gamma(B, B)$  gilt dann:

$$\sigma_{OKB}^2(B) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_j, B) + \mu - \gamma(B, B) \quad \text{Gl. 2.22}$$

Neben dem Ordinary Kriging wurden weitere Kriging-Verfahren in dieser Arbeit angewendet. Gemeinsam ist diesen Verfahren, dass inhaltlich begründete, flächendeckend vorliegende Zusatzinformationen bei der Interpolation berücksichtigt werden. Entsprechend dem Landschaftparadigma (s. Kap. 3) werden hier die bodenbildenden Faktoren Ausgangssubstrat, menschlicher Einfluss und das Relief eingesetzt. MCBRATNEY et al. (2000) sprechen in diesem Zusammenhang von hybriden Techniken (*hybrid techniques*).

Beim *External Drift Kriging* (AHMED & DEMARSILY 1987) wird ein linearer Zusammenhang zwischen einer flächenhaft vorliegenden Kovariablen und der Zielvariablen angenommen, so dass gilt:

$$E\left[Z(\mathbf{x}) \mid Y(\mathbf{x})\right] = a + bY(\mathbf{x}) \quad \text{Gl. 2.23}$$

Um die Schätzvarianz unter Zuhilfenahme der Lagrange-Multiplikatoren  $\mu_1$  und  $\mu_2$  zu minimieren ergibt sich dann folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i) + \mu_1 + \mu_2 Y(\mathbf{x}_j) = \gamma(\mathbf{x}_j - \mathbf{x}) & j = 1, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) = Y(\mathbf{x}) \end{cases} \quad \text{Gl. 2.24}$$

Die Schätzvarianz  $\sigma_{\text{EDK}}^2$  berechnet sich wie folgt:

$$\sigma_{\text{EDK}}^2(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(\mathbf{x}_j - \mathbf{x}) + \mu_1 + \mu_2 Y(\mathbf{x}) \quad \text{Gl. 2.25}$$

Regression Kriging (AHMED & DEMARSILY 1987, AKIN & SIEMES 1988) ist eine Kombination aus Regression und Ordinary Kriging. Beim **Regression Kriging Model C** (ODEH et al. 1995) wird in einem ersten Schritt eine Regression zwischen der Zielvariablen  $Z$  und einer oder mehrerer Kovariablen für eine Vorhersage  $Z_r$  durchgeführt. Die Differenz zwischen Messpunkt und Schätzung wird als Residuum ( $\varepsilon$ ) bezeichnet.

$$\varepsilon(\mathbf{x}) = Z(\mathbf{x}) - Z_r(\mathbf{x}) \quad \text{Gl. 2.26}$$

Mit den Residuen dieser Regression wird eine Semivariogrammanalyse durchgeführt und das Ergebnis geht schließlich in das Ordinary Kriging ein, um eine Abschätzung für die Residuen  $Z_\varepsilon$  zu erhalten. Abschließend werden Regressionsergebnis und Ordinary Kriging miteinander addiert.

$$Z_{\text{RKC}} = Z_r + Z_\varepsilon \quad \text{Gl. 2.27}$$

Die Schätzvarianz ist gleich der Krigevarianz der Regressionresiduen.

Eine weitere Methode externe Information in die Interpolation einzubeziehen ist das *Stratifizierte Kriging*. Darunter verstehen BURROUGH & MCDONNELL (1998) die Einteilung eines Gebietes in mehrere Teilgebiete (z.B. Landnutzungs- oder geologische Einheiten), die dann

jeweils getrennt geostatistisch analysiert werden. Da für die Variogrammberechnung aber eine Mindestanzahl von Messpunkten gegeben sein muss (WEBSTER & OLIVER 1992), kommt dieses Verfahren hier nicht in Frage. Dagegen ist das **Kriging der Flächenresiduen** (WEBSTER & DE LA CUANALO 1975, OLIVER & WEBSTER 1987) auch für kleinere Datensätze geeignet. Bei diesem Verfahren wird der Zusammenhang zwischen einer Kovariablen und der Zielvariablen genutzt, indem zunächst die Mittelwerte der Teilflächen  $m_j$  berechnet werden. Die Flächenresiduen  $\varepsilon_j$  ergeben sich aus der Differenz der Messpunkte vom Flächemittelwert der Teilfläche  $j$  zum Wert  $Z$  am Probenahmepunkt  $x$ .

$$\varepsilon_j(x) = m_j(x) - Z(x) \quad j = 1, \dots, n \quad \text{Gl. 2.28}$$

Mittels Ordinary Kriging der Flächenresiduen wird folglich der Anteil an der räumlichen Variabilität interpoliert, der nicht durch die Kovariable erklärt werden kann. Abschließend werden Flächenmittelwerte und interpolierte Flächenresiduen addiert. Die Schätzvarianz ist gleich der Krigevarianz der Flächenresiduen.

$$Z_{\text{MWK}} = m_j + \varepsilon_j \quad j = 1, \dots, n \quad \text{Gl. 2.29}$$

Dieses Verfahren eignet sich im Gegensatz zum Regression-Kriging vor allem für nominal skalierte Hilfsvariablen, wie z.B. die aktuelle Landnutzung oder die Geologie. Nur bei der Landnutzung handelt es sich dabei um diskrete Grenzen. Bei den Grenzen der GK25 handelt es sich dagegen um graduelle Veränderungen. Es gibt verschiedene Ansätze, dieses Problem zu meistern. BOUCNEAU et al. (1998) z.B. definieren zu dem Zweck so genannte Unsicherheitszonen (*uncertainty zones*), während ROGOWSKI & WOLF (1994) ungewichtetes Mitteln der Vorhersage. HEUVELINK & WEBSTER (2001) beschreiben weitere Verfahren zur Integration von Klassifikationen und Geostatistik. Im Rahmen dieser Arbeit wurde den unterschiedlichen Grenzen Rechnung getragen, indem die Flächenmittelwerte der geologischen Einheiten vor der abschließenden Addition gefiltert wurden.

Für die Quantifizierung der Güte der Regionalisierung wurden Kreuzvalidierungen (DEUTSCH & JOURNAL 1998) durchgeführt. Bei der Kreuzvalidierung handelt es sich um ein Verfahren, bei der die Interpolation unter Weglassen jeweils eines Punktes wiederholt durchgeführt wird. Anschließend werden Messung und Modellergebnis miteinander verglichen. Wesentlicher Kritikpunkt an diesem Verfahren ist, dass sich das Semivariogramm ändern kann und damit Eingangsparemeter für die Kriging-Interpolation jeweils unterschiedlich sind. Da das Ausmaß der Veränderungen von der Größe des Datensatzes abhängig ist, kann im Rahmen dieser Arbeit davon ausgegangen werden, dass die Auswirkungen relativ gering sind. Zur Abschätzung

der Güte der Regionalisierung werden auch hier die beiden Fehlermaße RMSE und MAE verwendet.

Für die Modellierung der Semi-Variogramme wurde VESPER (*Variogramm Estimation and Spatial Error Propagation*) eingesetzt (WHELAN et al. 2001), für Kriging-Interpolationen und Kreuzvalidierung wurden die Routinen von GSLIB (*Geostatistical Software Library*) verwendet (DEUTSCH & JOURNAL 1998).

### **3 Zur spätglazial-holozänen Geomorpho- und Pedogenese im Untersuchungsgebiet**

In ihrer heutigen Ausprägung ist die Bodendecke das Ergebnis eines komplexen Wechsels geomorphologischer und pedogenetischer, natürlicher wie anthropogener Prozesse. Die Kenntnis der Genese und komplexen Wechselwirkungen ist unerlässlich für Aspekte der nachhaltigen Bodennutzung. Die Bodenverbreitung lässt sich nur verstehen, wenn die geomorphologischen Prozesse, die zur Bildung der bodenbildenden Substrate führen und die pedogenetischen Prozesse bekannt sind. Dem Aktivitäts-Stabilitätskonzept von ROHDENBURG zufolge, kommt es nur in geomorphodynamischen Ruhephasen zur Pedogenese. Intensive Bodenbildung kennzeichnet demnach geomorphologisch stabile Zeiten (ROHDENBURG 1971, BORK et al. 1998).

#### **3.1 Reliefentwicklung und Substratgenese**

Das Versuchsgut Frankenforst liegt im Übergangsbereich zwischen Siebengebirge im Süden und Pleiser Hügelland im Norden. MÜLLER-MINY (1958) beschreibt das Pleiser Hügelland als löss- und tuffbedecktes Terrassenriedelland, das vereinzelt von tertiären Vulkaniten durchsetzt ist. Dem gegenüber steht das kuppige Relief des Siebengebirges mit seinen, die Umgebung deutlich überragenden Härtlingen vulkanischen Ursprungs (BURGHARDT 1979).

Die Geomorphogenese des Untersuchungsraumes ist komplex. Den geologischen Untergrund bildet ein devonischer Sockel. Er besteht aus Schluff- und Sandsteinen der Wahnbacher Schichten des Unterdevons (UDLUFT 1977). An die Oberfläche treten diese Schichten westlich des Untersuchungsgebietes am Steilabfall zum Rhein und südlich bis östlich am Übergang zum Westerwald. Im Zuge der seit dem Mitteloligozän verstärkten tektonischen Aktivität lagerte sich darüber im Oberoligozän vor etwa 28 Mio Jahren Trachyttuff als erstes und mengenmäßig bedeutsamstes Produkt des Siebengebirgsvulkanismus ab. Die auf diese Weise entstandene Trachyttuffdecke bedeckte wohl ursprünglich ein Areal von etwa 100 km<sup>2</sup>, das sich von Remagen im Süden bis nach Köln-Wahn im Norden erstreckte und im Zentrum am Ölberg bis zu 240 m mächtig war (WILCKENS zit. in UDLUFT 1977). In der Folgezeit drangen bis ins Miozän vor etwa 15 Mio Jahren in den Trachyttuff saure bis basische Magmen ein. Sie erreichten aber meist nicht die Oberfläche und erkalteten dann unterirdisch zu so genannten Quellkuppen. In der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes finden sich vor allem Basalte (z.B. die Dollendorfer Hardt südwestlich des Untersuchungsraumes) und Latite (z.B.

am Wenzelberg). Auf dem Versuchsgut selber ist in der geologischen Karte 1:25.000 südlich des Gebäudekomplexes des Versuchsgutes eine Latitkuppe auskartiert. Bereits im Tertiär wurde der Trachyttuff vollständig und tiefreichend saprolithisiert. Die Verwitterungsprodukte sind überwiegend smectitisch (BOHNÉ & SKOWRONEK 1993). Durch Abtragung wurden große Teile des Trachyttuffs abgeführt und die vulkanischen Festgesteine als Härtlinge herausmodelliert.

Während des Pleistozäns gehörte das Untersuchungsgebiet zum Periglazialgebiet. Im Alt-Pleistozän vor etwa 600.000 Jahren bildeten Rhein, Maas und die Flüsse des Rheinischen Schiefergebirges zusammenhängende Hauptterrassen aus. Dies führte im Untersuchungsgebiet zur Ablagerung der so genannten Ältesten Diluvial-Schotter (UDLUFT 1977). Im weiteren Verlauf wurden diese solifluidal überprägt, weshalb sie heute in ihrer ursprünglichen Lagerung nicht mehr erhalten sind. Zu finden sind die verlagerten Hauptterrassensedimente im Untersuchungsgebiet vor allem auf der Kasseler Heide (UDLUFT 1977).

Die für die holozäne Bodenbildung und heutige Bodendecke entscheidenden Prozesse fanden seit dem Spätpleistozän statt. Die Prozesse und die bodenbildenden Ausgangssubstrate, die daraus hervorgegangen sind, werden im Folgenden beschrieben.

### *3.1.1 Geomorphologische Prozesse und Substrate seit dem Spätglazial*

Während der trocken-kalten Perioden der letzten Eiszeit konnten äolische Sedimente aus den vegetationsfreien weiten Schotterfluren der Flüsse ausgeweht werden. Abgelagert wurden sie bei vorherrschenden Westwinden auf den höher gelegenen Flussterrassen und Bergländern bei nachlassendem Wind im Lee von Hindernissen (MASON et al. 1999). Bei den äolischen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet handelt es sich fast ausschließlich um würmzeitlichen **Löss**. Dabei wird allgemein eine Dreigliederung der würmzeitlichen Lössse angenommen (E.-H. MÜLLER 1959). Die räumliche Verbreitung der Lössmächtigkeiten ist dabei expositions- und höhenabhängig (JANUS 1988). In dem nach Norden an das Untersuchungsgebiet anschließenden Pleiser Hügelland finden sich Mächtigkeiten von stellenweise über 20 m (ERDBAU-LABORATORIUM AHLENBERG 1994). Bedeutsam für die Bodenbildung ist vor allem der jüngste Löss, seine Mächtigkeit sowie die nachfolgenden Umlagerungsprozesse. Bereits im Spätglazial wurden die Lössse verbreitet fluvial oder solifluidal umgelagert und dabei mit dem Liegenden vermischt. SIEGBURG (1988) wie JANUS (1988) gehen gar davon aus, dass primärer, in situ-Löss an der Oberfläche kaum noch vorkommt. Die mit der Vermischung einhergehende Änderung der Korngrößenzusammensetzung bei diesen allochthonen Lössderivaten hat weit-

reichende Auswirkungen auf Bodeneigenschaften wie die Erosionsanfälligkeit oder die nutzbare Feldkapazität.

Mit abnehmender Lössmächtigkeit nimmt die Durchmischung mit dem unterlagernden Fremdmaterial zu. Es herrschen außerdem solifluidale und solimixtive Umlagerungsprozesse vor. Aus dem transportierten Material bildeten sich auf diese Weise **Solifluktsdecken** bzw. **Fließerden**. Es kann nach dem relativen Alter zwischen Basis-, Mittel-, Haupt- und Oberlage unterschieden werden (AG BODEN 1994). Die Basislage ist weit verbreitet und aus den liegenden und hangaufwärts vorkommenden Gesteinen hervorgegangen. Eine äolische Komponente fehlt ihr. An wenigen erosionsgeschützten Hangpositionen liegt darüber die Mittellage, die über eine äolische Komponente verfügt aber älter ist als die Hauptlage. Diese ist 40 bis 70 cm mächtig und oberflächenbildend außerhalb holozäner Ablagerungen und Akkumulationen sowie bei größeren Lössmächtigkeiten. Bei einer Lössmächtigkeit von mehr als 80 cm kommt es nach Ansicht von STEPHAN & BRIXY (1999) im Pleiser Hügelland nicht mehr zur Bildung von Solifluktsdecken. Die Hauptlage ist vor allem gekennzeichnet durch den Lössanteil, der sich in einem wenn auch nicht sehr ausgeprägten Grobschluffmaximum zeigt. Vielfach konnte in der Hauptlage das Schwermineralspektrum allerödzeitlicher Bimsaschen nachgewiesen werden und damit eine zeitliche Einordnung der Hauptlage in die Jüngere Tundrenzeit erfolgen (AG BODEN 1994). Im Hangenden der Hauptlage können weitere dann als Oberlage bezeichnete Schichten vorkommen. Die Basislage ist vor allem durch das anstehende Gestein geprägt. Den flächenrelevanten Einflussbereich der Solifluktion zu quantifizieren, ist dabei nur mit großen Unsicherheiten möglich (FRIEDRICH 1996).

Nach der Wiederbewaldung herrschte im Altholozän eine Phase geomorphodynamischer Ruhe, in der sich Böden entwickeln konnten (s. Kap. 3.2). Erst mit dem Rohden der Wälder durch den Menschen und dem Beginn des Ackerbaus kam es zu einer erneuten Phase geomorphodynamischer Aktivität (BORK et al. 1998). Fehlende Vegetationsbedeckung führt dann bei Niederschlägen zu Oberflächenabfluss und in der Folge zu erosivem Bodenabtrag. Gemäß der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG, SCHWERTMANN et al. 1987) ist das Ausmaß der **Bodenerosion** abhängig von der Art und Intensität des Niederschlags, den erosionswirksamen Bodeneigenschaften, dem Relief (Hangneigung und Hanglänge), der Bewirtschaftungsweise und den Erosionsschutzmaßnahmen. Grobschluffreiche Böden fördern aufgrund ihrer physikalischen Eigenschaften Bodenerosionsprozesse (AG BODEN 1994, BOTSCHKEK 1999). Erosierte Böden sind deshalb vor allem im Löss zu finden. Die korrelierten Sedimente der Erosion, die Kolluvien sind an vielen Unterhängen und in Hangdellen abgelagert. Durch

Analyse und Datierung der Kolluvien lassen sich Rückschlüsse auf die Erosions- und damit auf die Landnutzungsgeschichte ziehen (LESSMANN-SCHOCH et al. 1991, PRESTON 2001).

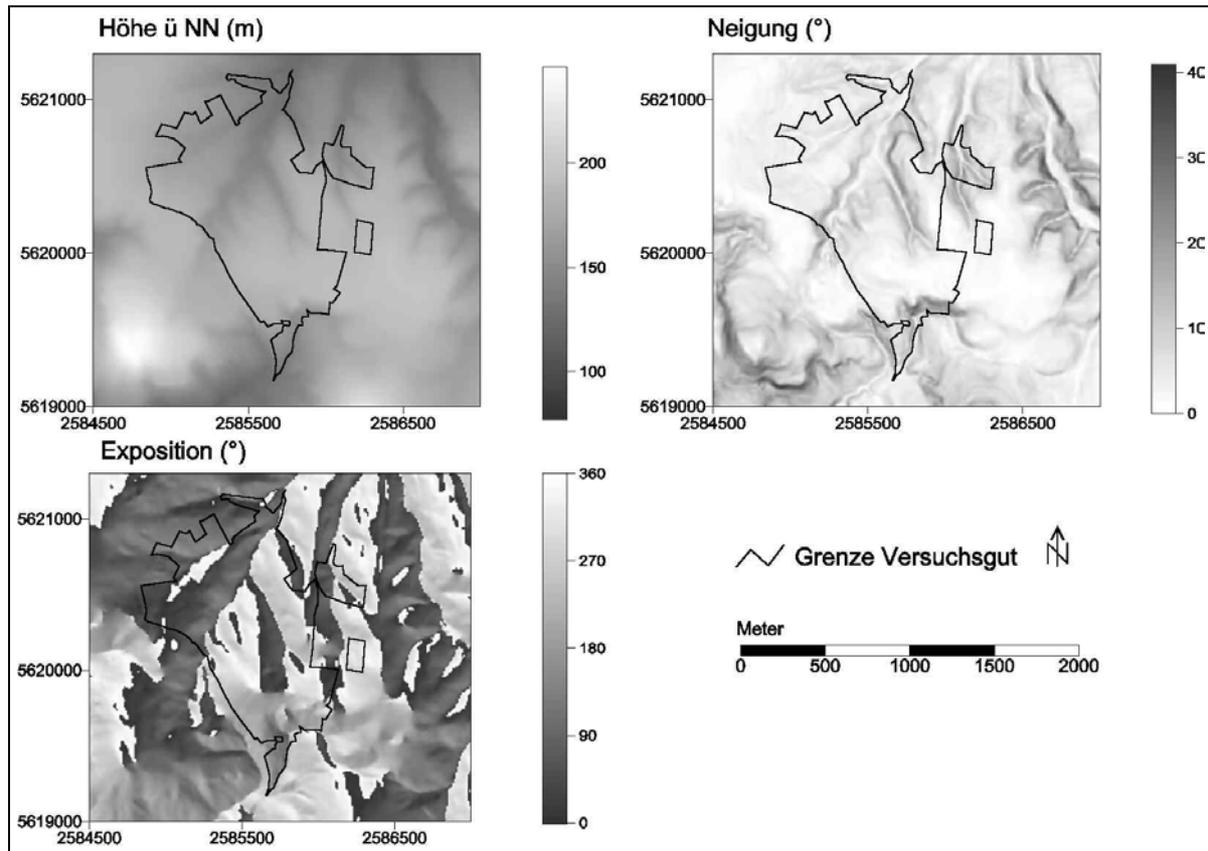
**Hangrutschungen** finden sich häufig in Bereichen, in denen wasserdurchlässige Schichten über wasserstauenden Schichten liegen. Die smectitreichen und damit stark quellfähigen, tertiären Schichten bilden im Untersuchungsgebiet häufig den stauenden Untergrund, auf dem es zur Ausbildung von Hangrutschungen kommt (GRUNERT & SCHMANKE 1997, STEPHAN & BRIXY 1999). Auf dem Versuchsgut Frankenforst ist das Vorkommen deshalb auf die Bereiche mit geringer Lössauflage beschränkt. Das Phänomen der Hangrutschungen ist im Untersuchungsgebiet gut untersucht. Am Türchenbruch, im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes (SCHMANKE 1999) und an der Dollendorfer Hardt südwestlich des Versuchsgutes sind einige komplexe Rutschungen analysiert worden (J. SCHMIDT 2001).

Auf dem Versuchsgut Frankenforst gibt es darüber hinaus weitere rezente geomorphologische Prozesse, die für den Untersuchungsmaßstab allerdings von untergeordnetem Interesse sind. Auf einigen Grünlandhängen kommt es bei Weidenutzung zur Ausbildung von Viehgangeln und in der Folge häufig zu Vegetationszerstörung, die dann Ansatzpunkte für Abspülvorgänge bilden. Viehgangeln sorgen für eine starke Veränderung des Mikroreliefs und kommen im Bereich des Versuchsgutes Frankenforst "Am Türchenbruch" sowie südlich des Eichenbaches am "Klocker" vor.

Wie BOTSCHEK (1999) aufzeigen konnte, kommt der Tunnelerosion auf Grünland eine erhebliche Bedeutung zu. Da es dazu aber bisher keine Untersuchungen auf dem Versuchsgut gibt, können über Ausmaß und Bedeutung der Tunnelerosion keine Angaben gemacht werden.

### *3.1.2 Ergebnisse der digitalen Reliefanalyse*

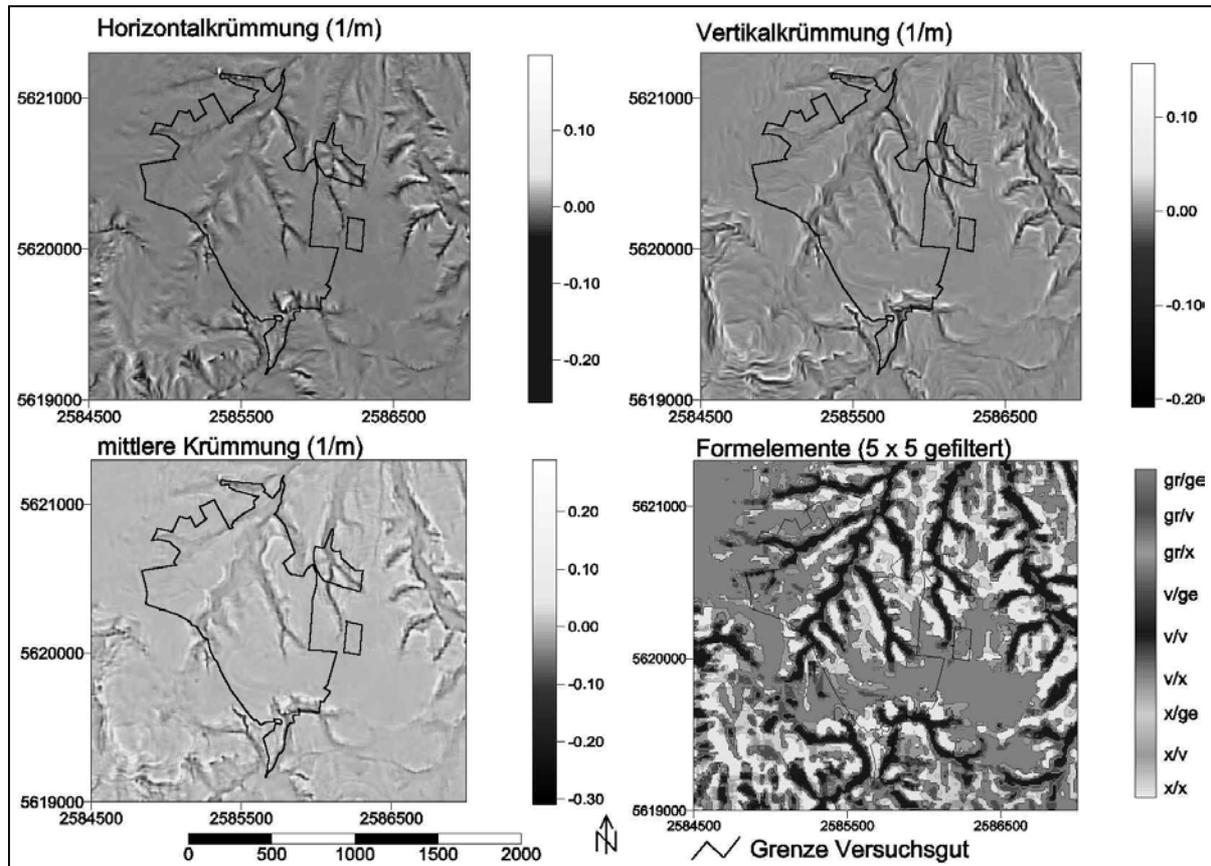
Das hügelige Relief mit Höhen zwischen etwa 110 und 200 m ü. NN hat eine mittlere Hangneigung von  $6,32^\circ$  (Abb. 3.1). Im Süden ragen Basalte des Siebengebirgsvulkanismus bis über 240 m hinaus. Die absolute Höhe hat einen Einfluss auf die Substratverteilung. Grundsätzlich nimmt die Lössmächtigkeit im Untersuchungsgebiet mit der Höhe ab. Die Hänge der Täler sind vertikal oft in einen flachen Oberhang, einen steilen Mittelhang mit Hangneigungen bis zu  $30^\circ$  und einen schwach geneigten Unterhang gegliedert.



**Abb. 3.1:** Räumliche Struktur der geomorphometrischen Parameter Höhe ü NN, Neigung, Exposition sowie der Grenze des Versuchsgutes Frankenforst.

Die vertikale Hanggliederung wird z.T. durch die derzeitige Landnutzung widergespiegelt. Während die flacheren Oberhänge trotz geringer oder fehlender Lössdecke und schwerer Bearbeitbarkeit häufig ackerbaulich genutzt werden, sind viele der steileren lössbedeckten Mittelhänge waldbestanden. Die Auswirkungen der Exposition auf rezente pedogenetische Prozesse sind eher gering, im periglazialen Milieu der letzten Eiszeit spielte die Exposition eine größere Rolle. Sie beeinflusst über die Sonneneinstrahlung Gefrier- und Auftauprozesse, wodurch es im Periglazial im Pleiser Hügelland zur Ausbildung asymmetrischer Täler kam (SIEGBURG 1988a). Expositionsunterschiede spielen ausserdem für die lokale Lössmächtigkeit eine erhebliche Rolle, wie JANUS (1988) bei Untersuchungen in der Niederrheinischen Bucht nachweisen konnte.

Mit den drei untersuchten Krümmungsparametern Vertikal-, Horizontal- und mittlere Krümmung wird die Oberflächenform eines Punktes beschrieben.

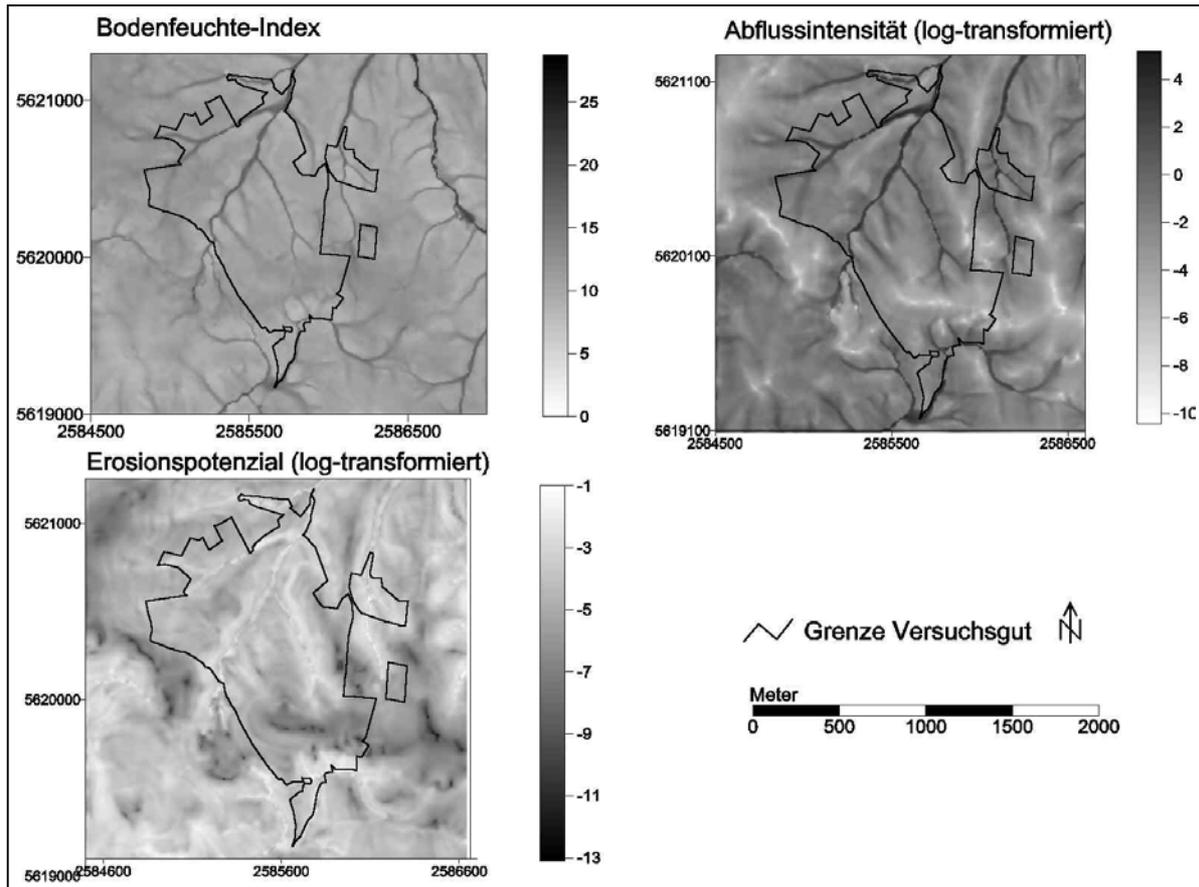


**Abb. 3.2:** Räumliche Struktur der drei Krümmungsparameter Horizontalkrümmung, Vertikalkrümmung und mittlere Krümmung sowie Formelemente (5 x 5 Gauss-Filter) im Untersuchungsgebiet.

Die Verläufe sind bei den drei Krümmungsparametern nicht linear.

Wie in Abb. 3.2 zu sehen ist, zeigen sie ähnliche Strukturen. Die Tiefenlinien der kleineren Seitentäler und die Unterhänge sind konkav gekrümmt. Entlang des Lauterbaches, wo sich ein breiterer Talboden gebildet hat, ist die Tiefenlinie horizontal wie vertikal gestreckt. Vertikal konvexe Hangabschnitte finden sich an den Übergangsbereichen vom flachen und gestreckten Oberhang zum steileren Mittelhang. In Horizontalrichtung können die Hänge weiter untergliedert sein.

Vor allem der Horizontalkrümmung kommt in schwach reliefierten Gebieten für die Wasser- und Stoffflüsse eine große Bedeutung zu. Wie BURT & BUTCHER (1985) gezeigt haben, wird die räumliche Ausprägung des Bodenwasserhaushaltes in hohem Maße von der Horizontalkrümmung gesteuert. Im Untersuchungsgebiet sind viele der größeren Konkavitäten kolluvial gefüllt. FRIEDRICH (1996) hat die Bedeutung von Vertikal- und Querkrümmung für die Verbreitung von Deckschichten untersucht und herausgestellt, dass der Wechsel von Deckschichteneinheiten häufig mit Hangdiskontinuitäten einhergeht.

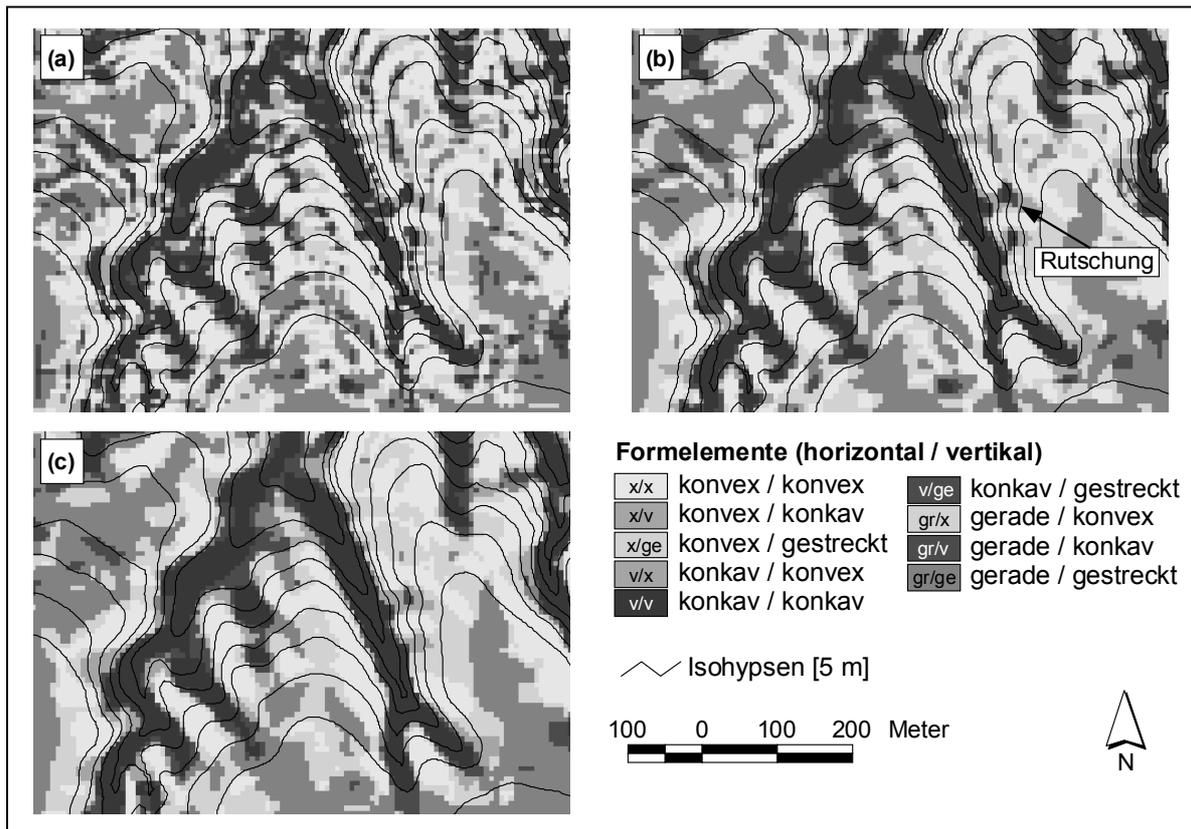


**Abb. 3.3:** Räumliche Struktur der drei zusammengesetzten Parameter Bodenfeuchte-Index ( $\ln(a/\tan\beta)$ ), Abflussintensität ( $a \cdot \tan\beta$ ) und Erosionspotenzial.

Man beachte, dass aus Gründen der Darstellbarkeit die Parameter Erosionspotenzial und Abflussintensität logarithmisch transformiert wurden.

Die drei zusammengesetzten Parameter Erosionspotenzial, Abflussintensität und Bodenfeuchte-Index spielen, wie in Kap. 2 erläutert, eine Rolle für die Wasser- und Stoffflüsse im Boden. Da es sich bei allen Parametern um Kombinationen aus der Hangneigung und der spezifischen Einzugsgebietsgröße handelt, weisen die drei Karten in Abb. 3.3 ähnliche räumliche Strukturen auf. Die höchsten Werte sind entlang der Tiefenlinien in den Auenbereichen der Täler zu finden, da hier in der Regel niedrige Hangneigungen und große Einzugsgebiete zusammenkommen. Hohe Bodenwassergehalte und eine hohe Abflussintensität lassen sich ausserdem in den Dellen entlang der größeren Vorfluter erwarten. Die niedrigsten Werte dagegen auf den kleinen konvexen Riedeln, wo die Wasserflüsse divergieren. Das größte reliefbedingte Erosionspotenzial ist an den steilen Mittelhänge zu finden.

Bei der Gliederung des Reliefs in Formelemente wird das Relief nach Horizontal- und Vertikalkrümmung in konvexe, gestreckte bzw. gerade und konkave Flächen eingeteilt. Daraus ergeben sich – wie in Kap. 2.1 erwähnt – neun Klassen.



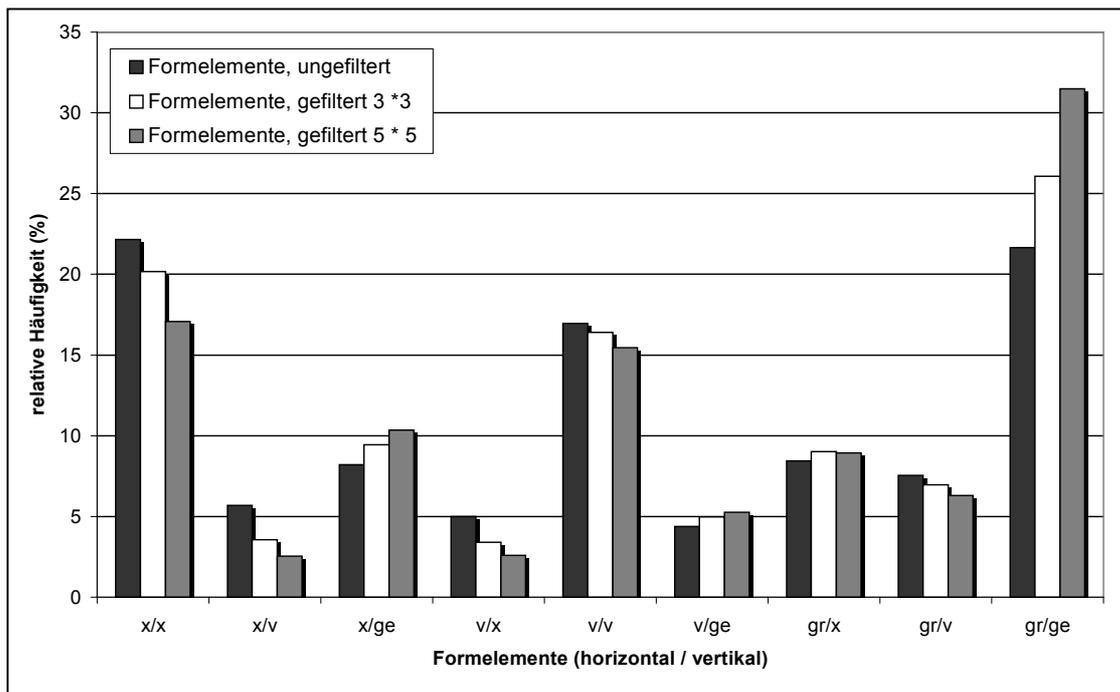
**Abb. 3.4:** Die Ableitung der Formelemente aus unterschiedlich stark geglätteten Horizontal- und Vertikalkrümmungseingangsdaten.

Für die Abbildung oben links (a) wurden nicht geglättete Krümmungsdaten verwendet, für die Abbildung oben rechts (b) wurde ein 3 x 3 Gauss-Filter verwendet, für die Abbildung unten links (c) ein 5 x 5 Gauss-Filter.

Der Ableitung der Formelemente kann eine Glättung der Vertikal- und Horizontalkrümmung mit einem Gauss-Filter variabler Größe vorangestellt werden. Die Größe des Filters hat eine unterschiedlich starke Glättung der Daten zur Folge. Kleinere Reliefformen, wie z.B. die oben erwähnten Viehgangeln werden herausgefiltert, größere Formen werden betont. In Abb. 3.4 ist ein Vergleich der drei Verfahren – ungeglättet (Abb. 3.4 (a)), geglättet mit einem 3 x 3 Gauss-Filter (Abb. 3.4 (b)) und geglättet mit einem 5 x 5 Gauss-Filter (Abb. 3.4 (c)) für einem kleinen Ausschnitt des Untersuchungsgebietes zu sehen.

Das nicht gefilterte Ergebnis erscheint sehr kleinräumig strukturiert. Alle größeren Reliefelemente, wie die dunkelgrau gekennzeichneten und horizontal wie vertikal konkav gekrümmten Täler sind zwar deutlich zu erkennen, die Hänge weisen aber einen kleinräumigen Wechsel von konvex, gestreckten und konkaven Bereichen auf. Bei stärkerer Glättung werden diese kleineren Formen eliminiert und die größeren Reliefformen dominieren das Bild. Die größeren, hangstrukturierenden Formen bleiben jedoch erhalten. Der in der rechten oberen Abbildung gekennzeichnete Bereich markiert das Gebiet einer Hangrutschung. Im Hangverlauf ist

der gesamte Hang horizontal konkav gekrümmt und nur vertikal weiter gegliedert. Der Oberhang ist gestreckt, der Bereich unterhalb der Abrisskante konkav, im Bereich der Ablagerung ist der Hang wiederum gestreckt. Der Talgrund ist konkav gekrümmt. Zwar zeigt sich diese Struktur in allen drei Abbildungen, jedoch tritt sie bei den Formelementen aus gefilterten Krümmungsdaten deutlicher hervor, weil untergeordnete Reliefformen durch vorherige Glättung herausgefiltert wurden.



**Abb. 3.5:** Häufigkeitsverteilung der Ergebnisse der Formelemente.

Auch die Dellen westlich des Nord-Süd verlaufenden Tales treten in den gefilterten Formelementen deutlicher hervor. Diese sind im Zentrum horizontal und vertikal konkav gekrümmt (v/v). Oberhalb davon sind sie typischerweise horizontal konkav und vertikal gestreckt, am Übergang zum Vorfluter sind sie entweder konkav-gestreckt (v/ge) oder gerade-konkav (gr/v). Die dazwischen liegenden Riedel sind im Zentrum konvex-konvex gekrümmt (x/x) und am Rand in der Regel gerade-konvex.

Die statistische Auswertung zeigt, dass durch die Glättung (Abb. 3.5) vor allem die horizontal und vertikal geraden bzw. gestreckten Flächenanteile (gr/ge) zunehmen, während der Flächenanteil fast aller anderen Klassen, vor allem aber der konvex-konvexen Formelemente (x/x) abnimmt. Insgesamt kann eine Filterung der Eingangsdaten mit einem 5 x 5 Gauss-Filter als sinnvoll angesehen werden, da auf diese Weise alle wesentlichen Formen erhalten bleiben. Im Untersuchungsgebiet herrschen in Vertikal- und Horizontalrichtung gerade bzw. gestreck-

te Bereiche (gr/ge) vor. Sie nehmen im Untersuchungsgebiet 31 % der Gesamtfläche ein (Abb. 3.5). Sie sind vor allem auf den flachen Plateaus zu finden. Die Mittelhänge sind häufig konvex-konvex (x/x) oder gerade-konvex (gr/x), die Talbereiche konkav-konkav (v/v) gekrümmt. Charakteristischerweise zeichnen sich dagegen die Talanfangsmulden durch konkav-gestreckte Formelemente (v/ge) aus, seltener sind sie in Horizontalrichtung konkav und in Vertikalrichtung konvex gekrümmt (v/x).

Da die Reliefparameter für regressionsstatistische Verfahren eingesetzt werden, müssen sie unabhängig voneinander sein. Um dies zu überprüfen wurden Korrelationen zwischen den Parametern gerechnet. Wie den Korrelationskoeffizienten in Tab. 3.1 zu entnehmen ist, können die abgeleiteten Reliefattribute bis auf wenige Ausnahmen weitgehend als unabhängig voneinander angesehen werden. Diese wenigen Abhängigkeiten lassen sich oft schon aus der Ableitung der Reliefattribute erklären. Die Höhe korreliert erwartungsgemäß mit den relativen Lageparametern horizontale und vertikale Entfernung zum Vorfluter, die auch untereinander korreliert sind, da vorfluternahe Gebiete in der Regel tiefer liegen als Vorfluter-ferne. Da sich die mittlere Krümmung aus Vertikal- und Horizontalkrümmung zusammensetzt, besteht ein statistischer Zusammenhang zwischen jener und den beiden anderen Krümmungskomponenten. Vertikal- und Horizontalkrümmung korrelieren ebenfalls miteinander. Vertikal konkave Bereiche sind also oft horizontal ebenfalls konkav gekrümmt. Der Logarithmus der spezifischen Einzugsgebietgröße korreliert hoch mit der mittleren Höhendifferenz im Einzugsgebiet. Die größten spezifischen Einzugsgebietsgebiete findet man unten in den Einzugsgebieten. Hier ist auch der Höhenunterschied am größten.

**Tab. 3.1:** Korrelationsmatrix der 15 untersuchten Reliefparameter.

$H$  = Höhe ü. NN,  $\beta$  = Neigung,  $\psi_F$  = Expositionsfaktor,  $\varphi$  = Vertikalkrümmung,  $\omega$  = Horizontalkrümmung,  $\chi$  = mittlere Krümmung,  $\ln(a)$  = Logarithmus des spezifischen oberirdischen Einzugsgebietes,  $H\Delta(a)$  = mittlerer Höhenunterschied im oberirdischen Einzugsgebiet,  $\beta(a)$  = mittleres Gefälle im oberirdischen Einzugsgebiet,  $Fl$  = mittlere Fließweglänge,  $vD_v$  = vertikale Distanz zum Vorfluter,  $hD_v$  = horizontale Distanz zum Vorfluter,  $EP$  = Erosionspotenzial,  $BFI$  = Bodenfeuchte-Index,  $AI$  = Abflussintensität.

	H	$\beta$	$\psi_F$	$\varphi$	$\omega$	$\chi$	$\ln(a)$	$H\Delta(a)$	$\beta(a)$	Fl	$vD_v$	$hD_v$	EP	BFI	
	1,00														
	-0,23	1,00													
	0,00	0,00	1,00												
	0,12	0,00	0,01	1,00											
	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00										
	0,12	-0,01	0,00	0,89	0,00	1,00									
	-0,08	-0,02	0,00	-0,05	0,00	-0,06	1,00								
	-0,39	0,12	-0,06	-0,30	0,00	-0,37	0,26	1,00							
	-0,41	0,81	-0,11	-0,13	0,00	-0,09	0,04	0,29	1,00						
	0,18	0,03	0,01	0,00	0,00	-0,04	-0,18	-0,36	-0,09	1,00					
	0,59	-0,16	0,10	0,18	0,00	0,18	-0,05	-0,40	-0,29	0,12	1,00				
	0,59	-0,41	0,17	0,07	0,00	0,07	-0,04	-0,35	-0,51	0,19	0,76	1,00			
	-0,16	0,24	0,17	-0,19	0,00	-0,22	0,58	0,43	0,24	-0,22	-0,14	-0,17	1,00		
	-0,01	-0,44	-0,03	-0,26	0,00	-0,36	0,28	0,68	-0,33	-0,15	-0,17	0,10	0,25	1,00	
	-0,04	0,00	0,03	-0,06	0,00	-0,05	0,71	0,14	0,02	-0,10	-0,03	-0,02	0,81	0,14	1,00

Die höchsten Werte des mittleren Gefälles im spezifischen Einzugsgebiet sind in den Bereichen großer Neigungen zu finden. Sie korrelieren deshalb hoch mit der Neigung. Weil beide Parameter sich aus Multiplikationen der spezifischen Einzugsgebietsgröße und der Neigung zusammensetzen, korrelieren Erosionspotenzial und Abflussintensität hoch miteinander. Ein hohes Erosionspotenzial lässt eine hohe Abflussintensität erwarten.

**Tab. 3.2:** Semivariogrammparameter der Reliefattribute.

*Md* = Semivariogrammodell, *sph* = sphärisch, *exp* = exponentiell, *dsph* = doppelt-sphärisch,  $C_0$  = Nuggetvarianz,  $C_1$  = Schwellenwert 1,  $C_2$  = Schwellenwert 2,  $A_1$  = Reichweite 1,  $A_2$  = Reichweite 2,  $H$  = Höhe ü. NN,  $\beta$  = Neigung,  $\psi_F$  = Expositionsfaktor,  $\varphi$  = Vertikalkrümmung,  $\omega$  = Horizontalkrümmung,  $\chi$  = mittlere Krümmung,  $\ln(a)$  = Logarithmus des spezifischen oberirdischen Einzugsgebietes,  $H\Delta(a)$  = mittlerer Höhenunterschied im oberirdischen Einzugsgebiet,  $\beta(a)$  = mittleres Gefälle im oberirdischen Einzugsgebiet,  $Fl$  = mittlere Fließweglänge,  $vD_v$  = vertikale Distanz zum Vorfluter,  $hD_v$  = horizontale Distanz zum Vorfluter,  $EP$  = Erosionspotenzial,  $BFI$  = Bodenfeuchte-Index,  $AI$  = Abflussintensität.

	H	$\beta$	$\psi$	$\omega$	$\varphi$	$\chi$	a	$\beta(a)$
$C_0$	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
$C_1$	234,6	7,7	0,1	0	0	4E-04	4,3E+07	0,002
<b><math>A_1</math></b>	<b>629,7</b>	<b>62,4</b>	<b>199,5</b>	<b>25,0</b>	<b>23,6</b>	<b>26,4</b>	<b>19,7</b>	<b>206,7</b>
$C_2$	-	17,1	-	-	-	-	-	-
$A_2$	-	<b>172,2</b>	-	-	-	-	-	-
Md	sph	dsph	sph	exp	exp	exp	exp	sph

	$H\Delta(a)$	Fl	$\ln(a/\tan\beta)$	$a*\tan\beta$	EP	$vD_v$	$hD_v$
$C_0$	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
$C_1$	22,8	2,2	2,6	19,2	0	196,4	27591,0
<b><math>A_1</math></b>	<b>73,0</b>	<b>39,8</b>	<b>62,2</b>	<b>21,8</b>	<b>95,3</b>	<b>420,7</b>	<b>492,1</b>
$C_2$	68,0	3,2	1,1	-	-	134,7	31510,4
<b><math>A_2</math></b>	<b>187,6</b>	<b>103,8</b>	<b>184,2</b>	-	-	<b>654,3</b>	<b>1187,3</b>
Md	dsph	dsph	dsph	exp	exp	dsph	dsph

Bei der Semivarianzanalyse werden – wie in Kap. 2.4.2 erläutert – die geostatistischen Parameter Schwellenwert, Nuggetvarianz und Reichweite ermittelt, die anschließend für der Kriging-Interpolation benötigt werden. Die Reichweite gibt dabei den Abstand an, bei der der Schwellenwert erreicht wird. Die Reichweite der Hangneigung eines Hanges beispielsweise, der sich wie im Untersuchungsgebiet in einen schwach geneigten Oberhang, einen steileren Mittelhang und einen flachen Unterhang gliedert, entspricht dann der halben Hanglänge. Mit der Semivarianzanalyse ist es also möglich, den Einflussbereich eines Parameters zu quantifizieren. Hat das Relief Einfluss auf die räumliche Variabilität der untersuchten Bodeneigen-

schaften (Kap. 3.2.2), sollte sich dieser in ähnlichen Reichweiten bei den Bodeneigenschaften zeigen.

In Tab. 3.2 sind die Variogramm-Parameter der 15 untersuchten Reliefattribute dargestellt. Obwohl aufgrund des unterschiedlichen Kurvenverlaufs ein Vergleich der Variogramm-Parameter bei unterschiedlichen Modellen ( $M_d$ ) nur eingeschränkt möglich ist, zeigen sich doch einige Schwerpunktbereiche. Die Reichweiten der drei Krümmungsparameter ( $\omega$ ,  $\varphi$ ,  $\chi$ ), der spez. Einzugsgebietsgröße ( $a$ ) und der Abflussintensität ( $a \cdot \tan\beta$ ) liegen zwischen 19,7 und 26,4 m. Die maximale Varianz ist damit innerhalb eines Hanges erreicht. Für die Untergliederung der Hänge spielen diese Parameter deshalb eine wichtige Rolle.

Zwischen 62,2 und 73 m erreichen die Parameter Neigung ( $\beta$ ), Höhenunterschied im spezifischen Einzugsgebiet ( $H\Delta(a)$ ) und der Bodenfeuchte-Index ( $\ln(a/\tan\beta)$ ) die erste Reichweite. Der Westhang des Lauterbaches ist in kleinere Riedel und Dellen untergliedert, deren mittlere Hanglänge etwa 130 m und damit das Doppelte dieser Reichweite beträgt. Die Reichweiten der Parameter Exposition ( $\psi$ ), Einzugsgebietsgefälle ( $\beta(a)$ ), Einzugsgebietshöhendifferenz ( $H\Delta(a)$ ) und der Bodenfeuchte-Index ( $\ln(a/\tan\beta)$ ) liegen zwischen 172,2 und 206,7 m.

Die beiden Parameter horizontale und vertikale Entfernung zum Vorfluter ( $vD_V$ ,  $hD_V$ ) erreichen die erste Reichweite bei 420,7 resp. 492,1 m und die zweite bei 654,3 bzw. 1187,3 m.

## 3.2 Bodenbildung

Die Identifikation der für die Bodenverbreitung im Untersuchungsgebiet wesentlichen pedogenetischen Prozesse und deren Abhängigkeit von den bodenbildenden Faktoren ist notwendig, um die räumliche Variabilität von Bodeneigenschaften erklären und modellieren zu können.

### 3.2.1 Pedologische Prozesse seit dem Spätglazial

In der letzten Kaltzeit des Pleistozäns blieb das Untersuchungsgebiet zwar eisfrei, aber der Boden war tief gefroren und taute nur sommers oberflächlich auf. Der Wechsel von Auftau- und Gefriervorgängen hat bei Vorhandensein von Wasser im Boden dazu geführt, dass dieser tiefgreifend verknetet wurde. Dieser Prozess wird als **Kryoturbation** bezeichnet. Durch Volumenzunahme des Eises kam es außerdem zu Pingos genannten Erhebungen, die z.T. Durchmesser von mehreren hundert Metern haben. Nach dem Abschmelzen des Eises bleiben kleinere Vertiefungen zurück. MÜCKENHAUSEN et al. (1976) konnten auf dem Gebiet des Ver-

suchgutes Frankenforst fossile Pingos nachweisen. Die beschriebene Form zeichnet sich durch einen schroffen Korngrößenwechsel aus: ein geringmächtiger schluffiger Lehm (Lu) wird unterlagert von stark sandigem Lehm (Ls4). Da dieser stauend wirkt, hat sich ein Pseudogley entwickelt.

Die **Entkalkung** als initialer Prozess der holozänen Bodenentwicklung auf Löss ist abhängig von perkolierendem CO<sub>2</sub>-haltigem Wasser. Die nachfolgenden Prozesse der Pedogenese der Lössböden setzen eine vollständige Entkalkung voraus (MEYER et al. 1962, SCHEFFER et al. 1966). Die Tiefe der Entkalkung ist entscheidend vom Carbonatgehalt und von der Permeabilität des Lösses abhängig. Darüber hinaus spielen die Niederschlagsmenge und die Menge des darin gelösten CO<sub>2</sub> eine Rolle. Aber auch die Untergrunddrainage und die Korngrößenverteilung des Calcits bei der Sedimentation sind von Bedeutung. Die Entkalkung dürfte aber trotz der höheren Löslichkeit von CO<sub>2</sub> in kaltem Wasser aufgrund geringer CO<sub>2</sub>-Produktion durch Bodenlebewesen und Wurzeln erst im Holozän begonnen haben. Unterschiede in der Entkalkungstiefe im Untersuchungsgebiet aufgrund unterschiedlicher Lössmächtigkeit und der stauenden Eigenschaften der liegenden tertiären Schichten lassen sich nicht quantifizieren. Der aktuelle Kalkgehalt des obersten unverwitterten Lösses liefert keinen Hinweis auf den ursprünglichen Kalkgehalt, da der gelöste Kalk in der Tiefe wieder abgelagert wurde. MEYER et al. (1962) gehen davon aus, dass der heutige Carbonatgehalt der C-Horizonte (in ihrem Untersuchungsgebiet im südlichen Niedersachsen) in entscheidendem Maße durch sekundäre Kalkanreicherung zustande gekommen ist.

Die Entkalkungstiefe ist vor allem für die Beurteilung des Ausmaßes der historischen Bodenerosion von erheblicher Bedeutung (s. Kap. 4.2.4). Für die Quantifizierung des abgetragenen Materials wird beispielsweise die Untergrenze der Bodenbildung herangezogen. In verschiedenen Arbeiten z.B. von MEYER (1960) oder MACHANN & SEMMEL (1970) wird als holozäner Klimaxboden auf Löss eine zwei Meter mächtige Parabraunerde angenommen. Auch die Untersuchungen von UDLUFT (1977) für die geologische Karte Blatt Siegburg deuten auf eine Entkalkungstiefe von etwas mehr als zwei Metern hin. Es gibt aber auch Beispiele für eine mächtigere Parabraunerdeentwicklung. So hat PAAS (1968) bei Untersuchungen in der Nähe des Untersuchungsgebietes in der Niederrheinischen Bucht Entkalkungstiefen von über 2,5 m gefunden. FLEISCHER (1979) fand im Pleiser Hügelland Verwitterungstiefen von bis zu 2,7 m. Auch auf dem Versuchsgut Frankenforst kann – wie eigene Untersuchungen zeigen – mit einer Entkalkungstiefe von etwa 2,5 m gerechnet werden.

Erst nach Ende der Entkalkung bei saurer Bodenreaktion setzte die **Silikatverwitterung** ein. Weil damit in den gemäßigten bis kühlen Klimaten eine Braunfärbung der Böden einhergeht, wird der Prozess auch als **Verbraunung** bezeichnet. Bei der Silikatverwitterung werden die primären Silikate, vor allem Glimmer zu sekundären Tonmineralen und das frei werdende Eisen zu Eisenoxiden umgewandelt (MEYER et al. 1962). Biotite, die bis zu 70 % des silikatisch gebundenen Eisens enthalten, sind am verwitterungsanfälligsten und werden zuerst zu Dreischicht-Tonmineralen, vor allem Illit und Eisenoxiden und hier in erster Linie Goethit und Lepidokrokot umgewandelt. Die Biotit-Verwitterung gilt deshalb als Leitprozess der rezenten Silikatverwitterung (SCHLICHTING & BLUME 1961). Ton wird ausserdem durch mechanische Zerkleinerung infolge von Auftau- und Gefrierprozessen (Kryoklastik) gebildet (SCHEFFER et al. 1966). Die Silikatverwitterung in den periglaziären Lagen ist schwieriger einzuordnen als im Löss, weil neben den pedologischen geologische Ursachen für die texturale Profildifferenzierung in Frage kommen (STEPHAN 2000).

Die Tatsache, dass sich auch in holozänen Auenterrassen (HEUSCH et al. 1996) und jungholozänen Kolluvien (BORK et al. 1998) infolge der Verbraunung Bv-Horizonte gebildet haben, spricht für eine kurze Entwicklungsdauer.

Entkalkung und Silikatverwitterung sind unmittelbare Voraussetzung für die **Lessivierung**, dem profilprägenden Prozess der Parabraunerdeentwicklung. Bei  $\text{pH} > 6,5$  werden die bei der Silikatverwitterung gebildeten Tonminerale durch Ca-Ionen, bei Werten kleiner  $\text{pH} 4,5$  von Al-Ionen geflockt und damit unbeweglich, dazwischen sind sie mobil. Bei der Tonverlagerung werden vor allem Bestandteile der Feintonfraktion ( $< 0,2 \mu\text{m}$ ) aus dem Al-Horizont über die Grob- und Mittelporen in den Bt-Horizont verlagert (FÖLSTER et al. 1963). Intensität und Ausmaß der Tonverlagerung sind folglich in hohem Maße vom Ausgangsubstrat abhängig. Dessen Anfangskalkgehalt, sein Porensystem und seine texturale Zusammensetzung bestimmen die Geschwindigkeit des Prozesses. In entkalkten, bereits verwitterten Kolluvien kann die Lessivierung deshalb innerhalb weniger Jahrhunderte zu einer Profildifferenzierung und Bildung einer Parabraunerde geführt haben (BORK et al. 1998).

Grundwasserbeeinflusste Böden besitzen einen ständig reduktomorphen Horizont (Gr) und einem darüber liegenden (zeitweilig) belüfteten Horizont (Go), in dem vor allem Fe und Mn ausgefällt werden. Unter **Vergleyung** versteht man die Lösung von Stoffen im wassergesättigten Milieu – dabei handelt es sich in erster Linie um die Reduktion von Fe(III) – und die Fällung durch Oxidation in luftgefüllten Bereichen des Bodens. Dieser Prozess bedingt eine charakteristische Färbung der Horizonte: die Go-Horizonte sind durch Anreicherung der Oxi-

de (vor allem Ferrihydrit) in der Regel rostbraun gefärbt, während die reduzierenden Bedingungen im Gr-Horizont eine Graufärbung zur Folge haben.

Wie die Vergleyung ist auch die **Pseudovergleyung** ein redoximorpher Prozess, bei dem Wasserüberschuss zu einer Reduktion und Lösung von Mn- und Fe-Oxiden führt. Diese diffundieren einem Wasserstrom oder Redoxgradienten folgend in das Innere von Aggregaten, wo sie durch Oxidation wieder ausgefällt werden. Voraussetzung für die Pseudovergleyung ist eine stauende Schicht oder ein stauender Horizont, der die Perkolation des Wassers behindert. Im Untersuchungsgebiet sind dies häufig die tertiären Schichten, Sd-Horizonte können sich aber auch aus den tonreichen Bt-Horizonten einer Parabraunerde entwickeln.

Abgestorbene organische Substanz, die nicht mineralisiert wird, wird durch die Prozesse der **Humifizierung** zu Humus umgebaut. Durch bodenwühlende Tiere und wendende Bodenbearbeitung wird die Mächtigkeit des humosen A-Horizontes z.T. deutlich erhöht.

Mit Ausnahme der Humusbildung, die im Untersuchungsgebiet vor allem durch die anthropogene Nutzung der Böden beeinflusst wird, hängt die räumliche Differenzierung der bodenbildenden Prozesse in erster Linie von der stofflichen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials und den Wasser- und Stoffflüssen im Boden ab. Relief und Ausgangssubstrat fungieren also als steuernde Einflussgrößen für deren räumliche Variabilität. Die stoffliche Zusammensetzung der prä-quartären Substrate ist maßgeblich von der Entwicklung im Tertiär und von deren periglaziären Überprägung abhängig (STEPHAN & BRIXY 1991).

### 3.2.2 Bodeneigenschaften und bodenbildende Faktoren

In der Datenbank Frankenforst sind derzeit laboranalytisch erhobene Angaben zu 30 Parametern gespeichert. Darüber hinaus können höher aggregierte Bodenkennwerte abgeleitet werden (vgl. Kap. 2.3.2.2).

Die Auswahl der untersuchten Bodenparameter richtete sich danach, welche die charakteristischen und ökologisch relevanten Bodeneigenschaften im Untersuchungsgebiet sind (LESER & KLINK 1988). Restriktionen in der Datenlage mussten darüber hinaus berücksichtigt werden. So gab es z.B. für den sowohl ökologisch interessanten wie für die Ableitung bodenkundlicher Kennwerte mittels Pedotransferfunktionen wichtigen Parameter Lagerungsdichte für eine Regionalisierung nicht ausreichend viele Untersuchungsergebnisse.

Die folgenden Bodenbasisparameter wurden hinsichtlich ihrer räumlichen Variabilität analysiert:

- Bodentyp
- Texturparameter
  - Tongehalt (T),
  - Schluffgehalt (U),
  - Sandgehalt (S),
- pH-Wert
- Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{\text{org}}$ -Gehalt)

Darüber hinaus wurde die räumliche Variabilität folgender Bodenkennwerte höherer Komplexität untersucht, die sich aus den Bodenbasisdaten in der Datenbank ableiten lassen.

- $nFK_{we}$
- K-Faktor
- Gründigkeit

Die Texturparameter und der pH-Wert wurden dabei sowohl für den ersten als auch für den zweiten Horizont untersucht.

Verantwortlich für die räumliche Variabilität der oben genannten Eigenschaften sind entsprechend der Kausalkette der Pedogenese die bodenbildenden Faktoren. Diese lösen eine Reihe pedogenetischer Prozesse aus (s. Kap. 3.2.1), die mit der Zeit zur Ausbildung von Bodenhorizonten oder allgemeiner gesprochen zu räumlich variablen Merkmalsausprägungen des Bodens führen. Gemäß dem Boden-Landschaftsmodell von JENNY kann die Bodenentwicklung als Funktion der bodenbildenden Faktoren beschrieben werden (zit. z.B. in BIRKELAND 1999<sup>3</sup>, MCBRATNEY et al. 2000). Demnach ist:

$$s = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t}, \dots) \quad \text{Gl. 3.5}$$

mit:

s = Boden

cl = Klima

o = Biotische Faktoren, Mensch

p = Ausgangsgestein

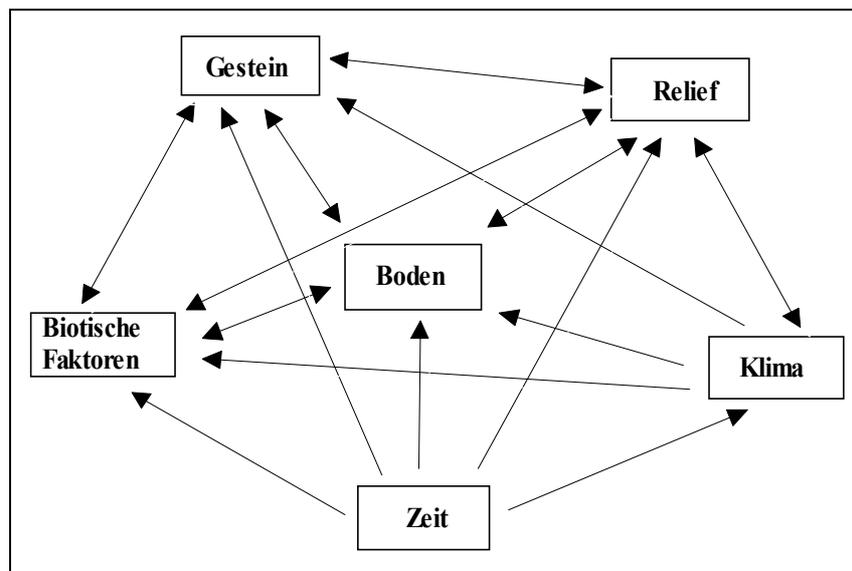
r = Relief

t = Zeit

Die bodenbildenden Faktoren können allerdings nicht als unabhängige Faktoren angesehen werden und beeinflussen sich gegenseitig (Abb. 3.6). So differenzieren z.B. Neigung und Ex-

position (Relief) die Wirkung der Sonneneinstrahlung (Klima), was wiederum zu unterschiedlichen Hangformen führen kann. Gesteinsunterschiede zeitigen einerseits unterschiedliche Reliefformen, andererseits stellt das Relief einen wesentlichen Faktor z.B. für die Akkumulation von Löss oder Kolluvien und damit der Substratbildung dar.

Die einzelnen Faktoren wirken darüber hinaus auf unterschiedlichen Skalen. Für den Untersuchungsmaßstab können beispielsweise die beiden wichtigsten klimatischen Einflussgrößen Niederschlag und Temperatur als räumlich homogene Größe angenommen werden, während vor allem die Faktoren Ausgangssubstrat, Relief und der Mensch die Variabilität von Bodeneigenschaften in hohem Maße beeinflussen. Damit einher geht eine Gewichtung der Faktoren. Die Faktoren spielen für die räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften die größte Rolle, die in einem Untersuchungsgebiet und auf einer bestimmten Untersuchungsskala das größte Maß an Heterogenität aufweisen.

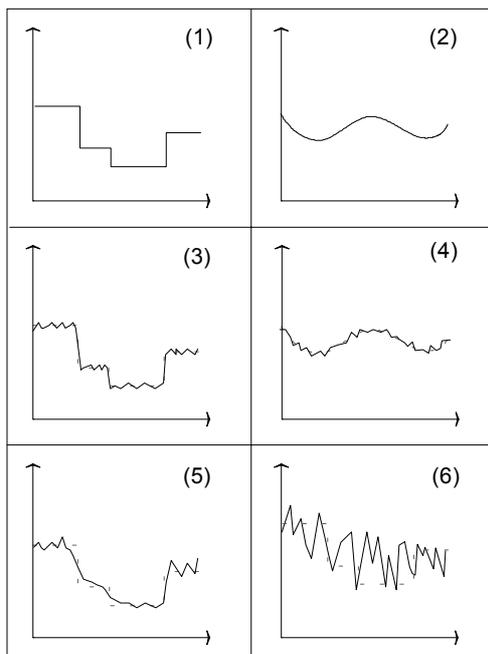


**Abb. 3.6:** Die Struktur des Geosystems Boden.

In bodenkundlichen Untersuchungen wird räumliche Variabilität als Wechsel von einer oder mehrerer Bodeneigenschaften in Abhängigkeit von Zeit und Raum betrachtet (WILDING et al. 1994). Die räumliche Variabilität kann dabei als Folge der bodenbildenden Prozesse angesehen werden. Dies führt zu einer strukturellen, systematischen räumlichen Variabilität, die mit einem deterministischen Modell beschrieben werden kann. Die räumliche Variabilität ist aber aufgrund der Wechselwirkungen zwischen den Faktoren z.T. so komplex, dass die daraus resultierenden Strukturen nur bis zu einem bestimmten Grad deterministisch beschrieben werden können und deshalb als stochastische, quasi zufällige Verteilungen angesehen werden können (WEBSTER 2000, HEUVELINK & WEBSTER 2001).

Unabhängig davon, wie die räumliche Variabilität zustande kommt, existieren grundsätzlich zwei verschiedene Modellvorstellungen (Abb. 3.7). Beim klassischen Choroplethen-Modell (Abb. 3.7 (1)) wird angenommen, dass sich Bodeneigenschaften abrupt ändern und dass die Variabilität innerhalb der Einheiten vernachlässigbar gering ist. Bodenkarten folgen diesem Prinzip der räumlichen Variabilität. Dagegen geht man bei man beim kontinuierlichen Modell (Abb. 3.7 (2)) davon aus, dass sich Bodeneigenschaften graduell ändern. Diesem graduellen Wechsel der Bodeneigenschaften werden herkömmliche Bodenkarten nicht gerecht. Die Veränderungen können z.B. mittels einer mathematischen Oberfläche modelliert werden.

Bei der deterministischen Herangehensweise wird davon ausgegangen, dass es keine Unsicherheit in den erhobenen Daten gibt. Das Ergebnis sind scharfe Grenzen und keine Variabilität innerhalb der Einheiten beim Choroplethen-Modell und eine glatte Oberfläche beim kontinuierlichen Modell (Abb. 3.7 (1) und (2)).



**Abb. 3.7:** Modellvorstellungen der räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften.

(1) Choroplethen-Modell mit diskretem Wechsel von Bodeneigenschaften; (2) Modell glatter kontinuierlich variierender Bodeneigenschaften; (3) Choroplethen-Modell mit geringer Variabilität innerhalb der Einheiten; (4) Modell kontinuierlicher Variabilität mit einem Rauschen; (5) Choroplethen-Modell mit nicht stationärer Variabilität; (6) Modell großer kleinräumiger Variabilität (nach BURROUGHS 1993, verändert).

Der stochastische Ansatz berücksichtigt die Tatsache, dass der Boden ein komplexer Körper ist und seine Eigenschaften deshalb z.T. quasi zufällig variieren (Abb. 3.7 (3), (4), (5), (6)). Wie in Kap. 2.4 erläutert, beruht der geostatistische Ansatz auf der Annahme, dass die Variabilität von Bodeneigenschaften eine stochastische Komponente aufweist. Solche Verfahren, bei denen entsprechend dem Landschaftsparadigma Kovariablen eingesetzt werden, sind deshalb kombinierte Verfahren, weil neben dem stochastischen der deterministische Anteil der Variabilität berücksichtigt wird (vgl. Kap. 2.4).

In den meisten der inzwischen zahlreichen Beispielanwendungen werden Reliefparameter als Kovariablen verwendet. MCBRATNEY et al. (1991) beispielsweise teilen das Untersuchungsgebiet anhand der Topografie in zwei Gebiete, die anschließend getrennt geostatistisch analysiert werden. In anderen Untersuchungen werden statistische und geostatistische Verfahren wie in Kap. 2 beschrieben erweitert (MOORE et al. 1993, ODEH et al. 1994, 1995). Die aktuelle Landnutzung wird beispielsweise in den Arbeiten von SINOWSKI (1995) und HERBST (2001) zur Regionalisierung von Bodenparametern herangezogen, das geologische Ausgangssubstrat berücksichtigen OLIVER & WEBSTER (1987). Auch Ernteerträge oder Bodenzusatzinformationen, wie die scheinbare elektrische Leitfähigkeit können als Kovariable fungieren (BISHOP & MCBRATNEY 2001). In jüngerer Zeit werden außerdem Satellitenbilder (AGPU et al. 1990, BISHOP & MCBRATNEY 2001) als Erklärungsvariable herangezogen.

Für das Untersuchungsgebiet liegen Informationen zu den drei wesentlichen bodenbildenden Faktoren Relief, Ausgangssubstrat und anthropogener Einfluss flächendeckend vor. Mittels der Karte der klassifizierten **aktuellen Landnutzung** kann der Einfluss des Menschen berücksichtigt werden (s. Kap. 1.4). Aus dem **DHM** des Landesvermessungsamtes Nordrhein-Westfalen können wie in Kap. 3.1.2 beschrieben verschiedene Reliefattribute extrahiert werden. Auf diese Weise kann der Einfluss des Reliefs in die Analyse einbezogen werden. Mit Hilfe der **geologischen Karte 1:25.000 (GK25)** schließlich kann der Einfluss des Ausgangssubstrates auf die Bodenverbreitung quantifiziert werden (s. Karte 4 im Anhang). Die Einheiten der GK25 werden dabei in Abhängigkeit von der zu untersuchenden Bodeneigenschaft analysiert und zusammengefasst.

Die im Folgenden für jede Bodeneigenschaft beschriebenen Abhängigkeiten und die damit verbundenen Möglichkeiten zur Regionalisierung sind zusammenfassend in Tabelle 3.3 dargestellt.

### 3.2.2.1 Bodentyp

Bodentypen stehen im Zentrum der deutschen Systematik zur Einteilung der Böden. Die Systematik ist in sechs Kategorien gegliedert: Abteilungen, Klassen, Bodentypen, Subtypen, Varietäten und Subvarietäten. Die Abteilungen sind nach der vorherrschenden Hauptrichtung der Wasser- und Stoffflüsse eingeteilt, die Klassen umfassen Böden mit gleicher oder ähnlicher Horizontabfolge, und die Typen lassen sich nach einer charakteristischen Horizontabfolge und den spezifischen Eigenschaften der Horizonte gliedern. Subtypen stellen qualitative Verände-

rungen der Typen dar, Varietäten sind quantitative Modifikationen der Subtypen, und diese wiederum lassen sich in Subvarietäten unterteilen (MÜCKENHAUSEN 1993<sup>4</sup>).

Im Untersuchungsraum ist die räumliche Verteilung der Bodentypen vor allem durch Art und Schichtung der verschiedenen Ausgangssubstrate, das Relief sowie die jahrhundertelange anthropogene Nutzung beeinflusst. Aus den im Untersuchungsgebiet z.T. mehrere Meter mächtigen Lössablagerungen haben sich im Laufe des Holozäns Parabraunerden entwickelt. Diese sind durch Erosion als Folge menschlicher Ackernutzung zu Braunerden bis hin zu Pararendzinen degradiert. Aus den korrelierten Sedimenten der Erosion, den Kolluvien, haben sich Kolluvisole gebildet. Aus den sekundär durch Oxidation verfestigten und periglazial teilweise verlagerten quartären Terrassenablagerungen haben sich je nach Mächtigkeit der Solifluktsdecken Pseudogleye und Braunerden entwickelt. Pseudogleye finden sich auch in den Bereichen, in denen die tertiären Gesteine und ihre periglaziären Umlagerungsprodukte oberflächennah anstehen. Die Darstellung der räumlichen Verbreitung der Bodentypen erfolgt entsprechend dem Choroplethen-Modell (vgl. Abb. 3.7 (1)).

#### 3.2.2.2 Textur

Die Korngrößenzusammensetzung eines Bodens ist eine wesentliche bodenphysikalische Kenngröße. Die Speicherung von Wasser und Nährstoffen sowie die Bearbeitbarkeit hängen wesentlich von der Korngrößenverteilung ab. Mithilfe der Textur lässt sich die Ertragsfähigkeit von Böden gut charakterisieren. Die Bodenart dient zur Charakterisierung der Bodenform und spielt in vielen Pedotransferfunktionen zur Ableitung komplexer Bodeneigenschaften eine Rolle (vgl. Kap. 2.3.2).

Die Korngrößenverteilung ist primär abhängig vom Ausgangssubstrat und wird im Laufe der Zeit durch Verwitterung und Bodenbildung verändert. Wie in Kap. 3.2.1 beschrieben führen im Untersuchungsgebiet vor allem bodenbildende Prozesse dazu, dass sich die Korngrößenzusammensetzung im Bodenprofil verändert. Der für die Braunerdeentwicklung profilprägende Prozess der Verbraunung führt im Boden zu einer absoluten Anreicherung des Tongehaltes. Auf Lössböden hat der Prozess der Lessivierung eine relative Abreicherung im Al-Horizont bei gleichzeitiger Anreicherung im Bt-Horizont zur Folge.

Da vor allem der Grobschluff- und Feinstsandanteil sehr erosionsanfällig sind, kommt in agrarisch genutzten Gebieten dem Relief für die räumliche Variabilität im Oberboden eine große Bedeutung zu. Vor allem die Reliefparameter Hangneigung und Hanglänge bzw. die spezifische Einzugsgebietsgröße haben Einfluss auf den Bodenabtrag. Der Sandgehalt abzüglich des

Feinstsand ist dagegen eine konservative Größe. Da es sich dabei in erster Linie um schwer verwitterbaren und schlecht erodierbaren Quarz handelt, ist seine Verteilung vor allem vom geologischen Ausgangsgestein abhängig.

Unterhalb des A-Horizontes nimmt der Einfluss der Landnutzung auf die Verbreitung der Texturparameter schnell ab und pedogenetische und geologische Einflussgrößen bestimmen das Ausmaß der räumlichen Variabilität.

### 3.2.2.3 pH-Wert

Der pH-Wert ist eine leicht im Gelände zu erhebende Größe, die mit vielen chemischen Bodeneigenschaften verknüpft ist und als wesentlicher Indikator des gesamten bodenchemischen Milieus fungieren kann. Die Bodenreaktion beeinflusst u.a. Art und Zusammensetzung des Bodenlebens, die Verfügbarkeit von Schadstoffen sowie die Ionenzusammensetzung der Bodenlösung und die Ionenbelegung an den Austauschern (ZEPP & MÜLLER 1999).

Die Bodenreaktion hängt ab von der Produktion von  $H^+$ -Ionen, der Fähigkeit des Bodens diese zu puffern und dem Verlust an basisch wirkenden Kationen. Die Produktion von Protonen wird von klimatischen und anthropogenen Einflussgrößen sowie der Vegetationszusammensetzung gesteuert. Bei der mikrobiellen Oxidation von Biomasse und der Wurzelatmung werden die größten Mengen an Säuren produziert. Wurzeln geben  $H^+$ -Ionen bei der Kationenaufnahme ab, und bei der Oxidation von  $NH_4$  und  $NH_3$  aus Düngern und der Atmosphäre werden ebenfalls Säuren gebildet. In den letzten Jahrzehnten trug darüber hinaus vor allem in Mitteleuropa saurer Niederschlag zu einer erheblichen pH-Wert Absenkung der Böden bei (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992<sup>13</sup>). Von untergeordneter Bedeutung ist dagegen die Protonenbildung bei der Oxidation von Eisensulfiden in grundwassernahen Böden. Der Versauerungswiderstand beschreibt die Fähigkeit eines Bodens Protonen zu puffern und beruht auf einer Reihe von chemischen Reaktionen, bei denen  $H^+$ -Ionen reversibel oder irreversibel in eine undissoziierte Form überführt, also gepuffert werden können. Im Boden wirken in Abhängigkeit vom pH-Wert verschiedene Puffersysteme. Oberhalb von ca. pH 6,2 werden  $H^+$ -Ionen durch Carbonat abgepuffert. Unterhalb von pH 6,2 bis etwa pH 4,2 puffern Silikate und Austauscher, ab pH-Werten kleiner 4,2 beginnt die puffernde Wirkung des Aluminiums.

Die räumliche Variabilität des pH-Wertes (im A-Horizont) ist vor allem von der Landnutzung und der Vegetation abhängig. Durch Kalkungsmaßnahmen auf agrarisch genutzten Flächen wird der pH-Wert Absenkung als Folge des Biomassenentzugs und des Einsatzes sauer reagierender Dünger entgegengewirkt. Der anzustrebende pH-Wert ist dabei in Abhängigkeit von

Textur, Humusgehalt und Nutzung differenziert und liegt zwischen pH 5 und 7,5 (SCHLICHTING et al. 1995). Der pH-Wert in bewaldeten Gebieten kann demgegenüber z.T. deutlich darunter liegen, da einerseits den natürlichen und anthropogen verstärkten Versauerungserscheinungen nicht entgegengewirkt wird, und andererseits der Bestandesabfall, zumal bei im Untersuchungsgebiet nicht natürlichen Nadelbäumen, die Versauerung noch verstärkt. Im Wald treten größere räumliche Unterschiede von 1 bis 2 pH-Einheiten im unmittelbaren Bereich der Rhizosphäre auf (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992<sup>13</sup>). Darüber hinaus werden mit dem Traufwasser der Pflanzen ebenfalls organische Säuren in den Boden eingetragen. Während auf agrarisch genutzten Flächen die anthropogene Einflussnahme zu einer Nivellierung der räumlichen Unterschiede führt, kommt es unter Wald zu einer höheren räumlichen Variabilität. Die Bedeutung der übrigen bodenbildenden Faktoren für die räumliche Variabilität des pH-Wertes im Boden tritt dagegen zurück. Lediglich in Bereichen, in denen der primär kalkhaltige Löss durch Erosion freigelegt oberflächennah ansteht, sind Werte  $> \text{pH } 7$  im A-Horizont zu erwarten.

Unter Ackernutzung nimmt, weil der Oberboden aufgekalkt wird, mit zunehmender Tiefe der pH-Wert ab. Unter Wald verhält es sich infolge der Tatsache, dass die meisten Protonen durch die mikrobielle Zersetzung organischer Biomasse produziert werden umgekehrt.

#### 3.2.2.4 C<sub>org.</sub>-Gehalt

Organische Substanz im Boden, ihr Gehalt und ihre Zusammensetzung, wirkt direkt und indirekt auf zahlreiche Bodenfunktionen. Die Menge pflanzenverfügbarer Nährstoffe, das Wasserangebot sowie der Wärmehaushalt von Böden sind in hohem Maße vom Humusgehalt abhängig. Der Humusgehalt beeinflusst darüber hinaus, zumal bei den tonarmen Böden das Sorptionsvermögen und ist Lebensgrundlage vieler Bodenorganismen, die wiederum die stoffliche Umsetzung im Boden beeinflussen (LESER & KLINK 1988). Dem Humusgehalt kommt außerdem bei der Ableitung von Pedotransferfunktionen eine gewichtige Bedeutung zu.

Humus entsteht bei der Humifizierung durch den Ab- und Umbau organischer Produkte. Diese werden dem Boden als Bestandesabfall, Wurzeln, Ernterückstände, abgestorbenes Edaphon und durch organische Düngung zugeführt. Ausmaß und Geschwindigkeit der Ab- und Umbauprozesse hängen neben der stofflichen Zusammensetzung der organischen Ausgangssubstanz von der Temperatur, dem Wasser-, Sauerstoff- und Nährstoffgehalt sowie dem pH-Wert ab (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992<sup>13</sup>).

Die räumliche Variabilität des Humusgehaltes im Untersuchungsgebiet ist in hohem Maße von der Landnutzung und der Vegetation abhängig. Unter natürlicher Vegetation stellt sich ein Gleichgewicht zwischen Anlieferung und Abbau ein, das durch Ackerbau und dem damit verbundenen Entzug an organischer Substanz gestört wird. Darüber hinaus hat mechanische Bodenbearbeitung eine bessere Durchlüftung sowie die Durchmischung des Oberbodens zur Folge, was wiederum die mikrobiologische Aktivität und damit die Abbauprozesse fördert. Im Gegensatz dazu reichern sich in den sauren, in ihrer biologischen Aktivität gehemmten Waldböden (s. pH-Wert) mäßig zersetzte Vegetationsrückstände in einem Auflagehorizont an.

Im Untersuchungsgebiet nimmt der Humusgehalt auf Grünland eine intermediäre Stellung ein. Zwar kann sich Humus akkumulieren, weil im Vergleich mit dem Ackerland nur wenig Biomasse entzogen wird. Auf der anderen Seite ist die Mineralisierung aufgrund der günstigen pH-Werte nicht gehemmt. Im Mittel nimmt daher der Humusgehalt im Untersuchungsgebiet in der Reihenfolge Wald > Dauergrünland > Acker ab.

Da unter anaeroben Bedingungen der Abbau organischer Substanz eingeschränkt ist, und es damit vor allem in grundwasserbeeinflussten Böden zu erhöhten Humusgehalten kommen kann, spielt das Relief für die Verbreitung eine jedoch untergeordnete Rolle.

Mit der Tiefe nimmt der Humusgehalt in der Regel rasch ab. Ausnahmen können Kolluvisole darstellen, fossile A-Horizonte oder fossile Niedermoore wie z.B. unterhalb der kolluvialen Sedimente am Eichenbach. Die räumliche Variabilität des Humusgehaltes wurde nur für den obersten Horizont untersucht.

#### 3.2.2.5 nFK<sub>We</sub>

Die Fähigkeit eines Bodens in seinem Porensystem Wasser zu speichern ist für die Ertragsfähigkeit von Böden von zentraler Bedeutung. Die pflanzenverfügbare Menge an Wasser im Boden wird als nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (nFK<sub>We</sub>) bezeichnet. Als Feldkapazität (FK) wird die Menge an Wasser definiert, die in einem natürlich gelagerten Boden bei freiem Wasserabzug zwei Tage lang gegen die Schwerkraft gehalten werden kann (MÜCKENHAUSEN 1993<sup>4</sup>). Da Wasser kleiner pF 1,8 frei perkolieren kann, bezeichnet die FK pF-Werte größer 1,8. Unter der nutzbaren Feldkapazität (nFK) wird der pflanzenverfügbare Teil der FK verstanden. Das Wasser ist bei Wasserspannungswerten größer pF 4,2 (Feinporen) in der Regel so stark gebunden, dass es nicht mehr pflanzenverfügbar ist. Damit entspricht die nFK dem Bereich der engen Grob- und Mittelporen. Die Angabe der nFK erfolgt in l/m<sup>3</sup> bzw. mm/dm. Aus pflanzenökologischen Gründen ist es sinnvoll, die nFK für den ef-

effektiven Wurzelraum anzugeben ( $nFK_{We}$ ). Der effektive Wurzelraum reicht dabei von der Geländeoberfläche bis in eine Tiefe, die für die Pflanzen in regenarmen Jahre für die Wasseraufnahme relevant ist (ZEPP & MÜLLER 1999). Sie ist abhängig von der Bodenart, der Lagerungsdichte, einer eventuell vorhandenen Schichtung im Boden und der Tiefe zum Grundwasserspiegel.

Da die  $nFK_{We}$  von der Porengrößenverteilung abhängig ist und diese wiederum von der Textur, dem Humusgehalt und der Lagerungsdichte, hängt die Verbreitung der  $nFK_{We}$  in hohem Maße vom Ausgangsgestein und seiner Schichtung sowie untergeordnet von der menschlichen Nutzung und dem Relief ab. Die höchsten Werte finden sich dort, wo der Löss mehrere Meter mächtig ist, die niedrigsten Werte auf den hochgelegenen, flachgründigen Böden, die sich aus Trachyttuff oder umgelagerten Hauptterrassenschottern gebildet haben.

### 3.2.2.6 K-Faktor

Bodenabtrag ist als Folge der Ackernutzung in vielen ackerbaulich genutzten Gebieten zu einem gravierenden Problem geworden. Als Bodenerodierbarkeit wird die Anfälligkeit eines Bodens gegenüber Bodenerosion durch Wasser bezeichnet. Mit dem K-Faktor der empirischen *Universal Soil Loss Equation* (USLE) (WISCHMEIER & SMITH 1978) bzw. der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) (SCHWERTMANN et al. 1987) besteht die Möglichkeit die Erodierbarkeit eines Bodens zu schätzen. Er lässt sich nach SCHWERTMANN et al. (1987) mithilfe der folgenden sechs Bodenparameter beschreiben:

- Gehalt (%) an Schluff- und Feinstsand (0,002 – 0,1 mm)
- Sandgehalt (%) abzüglich des Feinstsandanteils (0, 1 – 2 mm)
- Gehalt (%) an organischer Substanz
- Aggregatklasse
- Durchlässigkeitsklasse
- Steinbedeckung

Die Pedotransferfunktion zur Berechnung des K-Faktors ohne Steinbedeckung ( $K_0$ ) hat folgende Form:

$$K_0 = 2,77 * 10^{-6} * M^{1,14} * (12 - OS) + 0,043 * (A - 2) + 0,033 * (4 - D) \quad \text{Gl. 3.6}$$

mit:

$M = (\% \text{ Schluff} + \% \text{ Feinstsand}) * (\% \text{ Schluff} + \% \text{ Sand} - \% \text{ Feinstsand})$

OS = % organische Substanz, für OS > 4 % gilt 4%

A = Aggregatklasse

D = Durchlässigkeitsklasse

Bei Steinbedeckung gilt für den K-Faktor K eine Korrektur von  $K_0$  in folgender Form:

$$K = K_0 * \left( 1 - 0,018 * Gb + 0,00009 * Gb^2 \right) \quad \text{Gl. 3.7}$$

mit:

Gb = Gehalt an Grobboden (%)

Für die Ableitung des K-Faktors nach SCHWERTMANN et al. (1987) werden Korngrößenanalysen benötigt. Da dies nur für die laboranalytisch untersuchten Profile in der Datenbank der Fall ist, aber auch die Felderhebungen in die Analyse eingehen sollen, wird im Rahmen dieser Arbeit neben der beschriebenen eine weitere Methode zur Berechnung des K-Faktors umgesetzt. Liegen keine laboranalytisch erhobenen Werte vor, kann der K-Faktor (K) nach HENNING (1994) vereinfacht wie folgt berechnet werden.

$$K = \left( K_b * K_h + K_a + K_d \right) + K_s \quad \text{Gl. 3.8}$$

mit:

$K_b$  = Anteil der Bodenart am K-Faktor

$K_h$  = Anteil des Humusgehaltes am K-Faktor

$K_a$  = Anteil der Aggregatklasse am K-Faktor

$K_d$  = Anteil der Durchlässigkeitsklasse am K-Faktor

$K_s$  = Anteil der Steinbedeckung am K-Faktor

Da Bodenaggregation und die Wasserdurchlässigkeit für die Berechnung des K-Faktors von untergeordneter Bedeutung sind, kann der K-Faktor aus Bodenart, Humus- und Skelettgehalt ermittelt werden.

Entsprechend ist die räumliche Verteilung des K-Faktors in hohem Maße vom Ausgangsgestein abhängig. Vor allem der hohe Schluffanteil der Lössböden sorgt für eine hohe Erodierbarkeit dieser Böden.

### 3.2.2.7 Gründigkeit

Für das ackerbauliche Nutzungspotenzial ist die Gründigkeit eines Bodens von großer Bedeutung. Sowohl die Bearbeitbarkeit als auch das Ertragspotenzial werden in hohem Maße von der Gründigkeit eines Bodens beeinflusst. Gründigkeit ist definiert als die Mächtigkeit des

Lockermaterials über festen Schichten (AG BODEN 1994). Das ist der potenzielle Wurzelraum, aus dem die Pflanzen ihr Wasser- und Nährstoffangebot decken und der die Standfestigkeit der Pflanzen bedingt (ZEPP & MÜLLER 1999). Die Gründigkeit wird von folgenden Faktoren beeinträchtigt (KUNTZE et al. 1988<sup>4</sup>):

- Mechanisch verfestigte Horizonte oder Schichten sowie Horizonte mit einem hohen Bodenskelettanteil verhindern das Eindringen von Pflanzenwurzeln
- In permanent wasserführende Horizonte (Gr-Horizonte) können Pflanzenwurzeln ebenfalls nicht eindringen.
- Ein scharfer Wechsel chemischer oder physikalischer Eigenschaften kann das Pflanzenwurzelswachstum ebenfalls beeinträchtigen.

Die räumliche Variabilität ist folglich abhängig von der Art und Schichtung des Ausgangsgesteins sowie sekundär vom Relief.

Da in den meisten bodenkundlichen Untersuchungen der Bodenaufbau bis in eine Tiefe von zwei Metern untersucht wird, wurden zwei Meter als obere Begrenzung der Gründigkeit angenommen.

**Tab. 3.3:** Beziehungen zwischen Bodeneigenschaften und Landschaftsparametern (im Untersuchungsgebiet auf der untersuchten Skala).

Bodeneigenschaft	Prozesse	Faktor	Regionalisierungsparameter
<b>Bodentyp</b>	div. geologische Prozesse	Ausgangsgestein	GK25
	Erosion	Relief	LS-Faktor (DHM)
		Vegetation/Landnutzung	akt Nutzung
<b>Tongehalt</b>	Verwitterung	Ausgangsgestein	GK25
<b>Schluffgehalt</b>	Lössanwehung	Ausgangsgestein	GK25
	Erosion	Relief	Neigung (DHM)
			Hanglänge (DHM)
			Spez. Einzugsgebiet (DHM)
			Erosionspotenzial (DHM) weitere Reliefparameter (DHM)
		Vegetation/Landnutzung	akt. Nutzung
<b>Sandgehalt</b>	geologische Prozesse	Ausgangsgestein	GK25
<b>pH-Wert</b>	Kalkung, Düngung	Landnutzung	akt. Nutzung
	div. Prozesse: Bodenatmung, bakterielle Nitrifizierung, etc.	Vegetation/Landnutzung	akt. Nutzung
<b>Humusgehalt</b>	Humusbildung – Anlieferung	Landnutzung/Vegetation	akt. Nutzung
	Humusbildung – Abbau	Landnutzung/Vegetation	akt. Nutzung
		Relief	Höhe ü. NN (DHM)
<b>nFK<sub>we</sub></b>	geologische Prozesse	Ausgangsgestein	GK25
<b>K-Faktor</b>	geologische Prozesse	Ausgangsgestein	GK25
<b>Gründigkeit</b>	geologische Prozesse	Ausgangsgestein	GK25
	Grundwasserabstand	Relief	Höhe ü. NN (DHM)

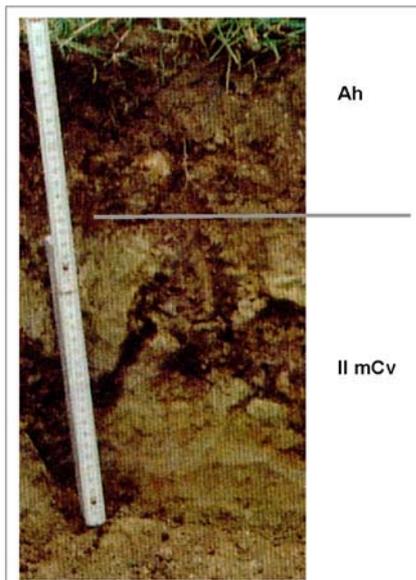
## 4 Aufbau und Verbreitung der Böden des Versuchsgutes Frankenforst

### 4.1 Aufbau

Die Böden des Versuchsgutes Frankenforst sind bedingt durch die diversen Ausgangssubstrate, die komplexe Genese und die lange historische Nutzung sehr heterogen. Da der bodenbildende Faktor Ausgangsgestein für die Pedogenese im Untersuchungsgebiet eine wesentliche Rolle spielt, werden sie im Folgenden getrennt nach dem Ausgangssubstrat beschrieben.

#### 4.1.1 Böden aus Trachyttuff

Der Trachyttuff als mengenmäßig bedeutsamstes Förderprodukt des Siebengebirgsvulkanismus stellt im Untersuchungsgebiet vor allem auf den höher gelegenen Bereichen das Ausgangssubstrat der Bodenbildung dar. Fast überall ist der Trachyttuff von periglaziären Sedimenten überlagert. Im engeren Sinne gibt es deshalb kaum Böden aus Trachyttuff. Fester, saprolithisierter Trachyttuff mit geringmächtiger periglaziärer Auflage von nur wenigen Zentimetern Mächtigkeit ist an stark bis sehr stark geneigte, konvex-konvex gekrümmte Hangschultern gebunden, wo die periglaziäre Überdeckung entweder erodiert oder primär dünn ist. Aus dem massiven Tephraaprolith haben sich Ranker entwickelt.



*Profil 1:*

#### ***Ranker aus geringmächtiger Hauptlage über Trachyttuff***

*Lokalität: Versuchsgut Frankenforst, Klocker*

*Hochwert: 5620775, Rechtswert: 2585710*

*Höhe 155 m ü. NN*

*Neigung: sehr stark geneigt (17 °)*

*Exposition: Nordwest*

*Krümmung: konvex-konvex*

*Nutzung: Weide*

*(Quelle: Stephan & Brixy 1999)*

Ah	0 – 10 cm	sehr dunkel graubrauner (10 YR 3/2), mittel schluffiger Ton (Tu3); sehr stark humos; stark durchwurzelt; pH 6; Subpolyeder- bis Polyedergefüge; sehr geringe Lagerungsdichte; z.T. an-
----	-----------	--

		gewitterte Trachyttuffbrocken eingemischt
II mCv	+10 cm	blaßgelb (5Y 7/3) mit gelbroten (5YR 5/8) Eisenoxidflecken, pH 6,4, massiver Tephrasaprolith, klüftig verwittert, in den Spalten hat sich Ah-Material angereichert

In Profil 1 liegt über dem massiven, saprolithisierten Tephrasaprolith eine geringmächtige, lösshaltige Hauptlage. Bereits im Oberboden zeigt sich eine Smectitdominanz – 50 % der Tonsubstanz ist smectitisch – und damit der Einfluss des Trachyttuffs auf die Ausbildung des A-Horizontes. Der illitische Anteil von 35 % der Tonfraktion lässt andererseits ebenso wie der hohe Schluffanteil von 50,4 % auf eine äolische Komponente schließen. Aufgrund der geringen Durchwurzelungstiefe und der damit einhergehenden schlechten Bearbeitbarkeit eignen sich die Böden trotz guter bodenchemischer Eigenschaften – der Ah-Horizont hat aufgrund des hohen Tongehaltes und des hohen smectitischen Anteils an der Tonsubstanz eine hohe potenzielle Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von 37 cmol<sub>c</sub>/kg Feinboden, der pH-Wert liegt im Ah-Horizont bei pH 6 – nur eingeschränkt für den Ackerbau.

#### 4.1.2 Böden aus Basalt und Andesit

Vereinzelt drangen im späten Oligozän bis ins Miozän Basalt und Andesit oberflächennah in die Trachyttuffdecke ein, die dann später zu einem Großteil abgetragen wurde. Heute nehmen sie als herausmodellerte Härtlinge (s. Kap. 3) relativ kleine Flächen im Untersuchungsgebiet ein. Eine Differenzierung zwischen Andesit und Basalt wurde nicht vorgenommen. Bis auf wenige Stellen sind der Basalt und Andesit von einer lösshaltigen Hauptlage überdeckt, aus denen dann in der Regel Braunerden entstanden sind. Wo die periglaziale Überdeckung fehlt, haben sich Ranker entwickelt. Aufgrund der sehr geringen Gründigkeit und der damit verbundenen schlechten bodenphysikalischen Eigenschaften, beispielweise einer geringen nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum, ist das Nutzungspotenzial dieser Böden stark eingeschränkt.

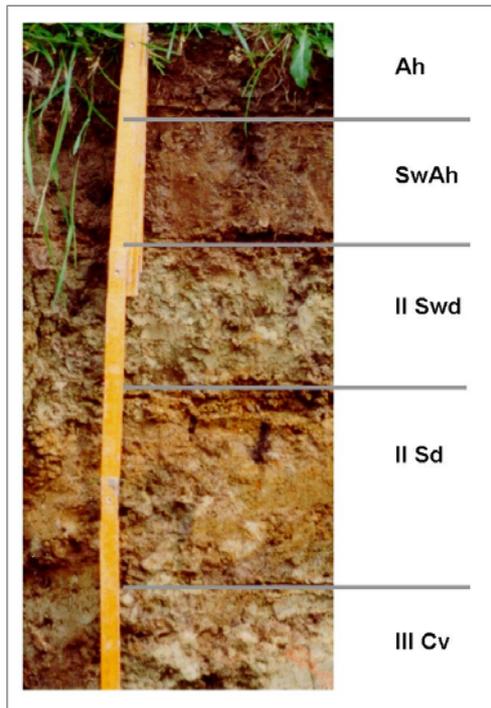
#### 4.1.3 Böden aus periglaziären Lagen

Die zwei prägenden und für die heutige Bodenverbreitung entscheidenden geomorphologischen Prozesse der letzten Eiszeit waren die Anwehung von Löss sowie die solifluidale und solimixtive Verlagerung und Durchmischung des liegenden mit dem angewehten Material.

Durch letztere Prozesse kam es zur Ausbildung von periglaziären Deckschichten (Fließerden). Vor allem Haupt- und Basislage sind flächenhaft verbreitet. Dagegen ist das Vorkommen der Mittellage nur auf wenige Standorte beschränkt. Im Untersuchungsgebiet bilden periglaziäre Deckschichten auf den höher gelegenen und schwach geneigten Bereichen der "Kasseler Heide" sowie östlich des Trockentales zwischen "Am Landgraben" im Süden und "Voet" im Norden das Ausgangsmaterial der Bodenbildung (zu den Flurnamen s. Karte 1 im Anhang). Wo der saprolithisierte Trachyttuff oberflächennah ansteht und von einer Basislage und geringmächtigen lösshaltigen Hauptlage überlagert wird, haben sich vor allem Pseudogleye ausgebildet. Die Horizontierung dieser Böden richtet sich in aller Regel nach der geologischen Schichtung. So fungiert die lösshaltige Hauptlage als wasserleitender Sw-Horizont, die darunter liegende, lössfremde und sehr stark vom Ausgangsgestein geprägte Basislage als wasserstauer Sd-Horizont. Darüber hinaus ist das Gesteinsgefüge des Trachyttuffs oft als Folge von kryoklastischen und kryoturbaten Prozessen zerstört und der Saprolith plastisch geworden (STEPHAN & BRIXY 1999). Als Folge ist der Tongehalt erhöht und damit die stauende Wirkung der Basislage verstärkt.

Profil 2 zeigt einen dreischichtigen Pseudogley aus Hauptlage über Basislage (plasmatisiertem Trachyttuffsaprolith) und nicht plasmatisiertem Trachyttuffsaprolith.

An der Oberfläche liegt hier eine nur 20 cm mächtige lösshaltige Hauptlage. Diese gliedert sich in einen Ah- und einen hydromorph geprägten SwAh-Horizont. Gelbrote Eisenoxidflecken (5 YR 5/8) deuten auf zeitweise Staunässe hin. Darunter folgt bis in 50 cm Tiefe die Basislage. Zwischen 20 und 35 cm unter der Geländeoberfläche liegt der plasmatisierte II Swd-Horizont, zwischen 35 und 50 cm der ebenfalls plasmatisierte II Sd-Horizont. Zwar kann aufgrund des hohen Tongehaltes von 66,5 % davon ausgegangen werden, dass der Horizont stauend wirkt, die helle Farbe (2,5 Y 4/4) des II Swd-Horizont jedoch ist keine Hydromorphiefarbe sondern die charakteristische Färbung des verwitterten Trachyttuffs. Da im Profil keine ausgeprägte Quellungs- und Schrumpfdynamik zu erkennen ist, handelt es sich hier allerdings trotz der hohen Tongehalte nicht um Pelosol-Horizonte. Darunter folgt der III Cv-Horizont aus dem nicht plasmatisierten Tephrasaprolith.



*Profil 2:*

***Pseudogley aus Hauptlage über Basislage und nicht plasmatisiertem Trachyttuffsaprolith***

*Lokalität: Klocker*

*Hochwert: 5620760, Rechtswert: 2585720*

*Höhe 161 m ü. NN*

*Neigung: stark geneigt (10,5 °)*

*Exposition: Nordwest*

*Krümmung: konvex-konvex*

*Nutzung: Weide*

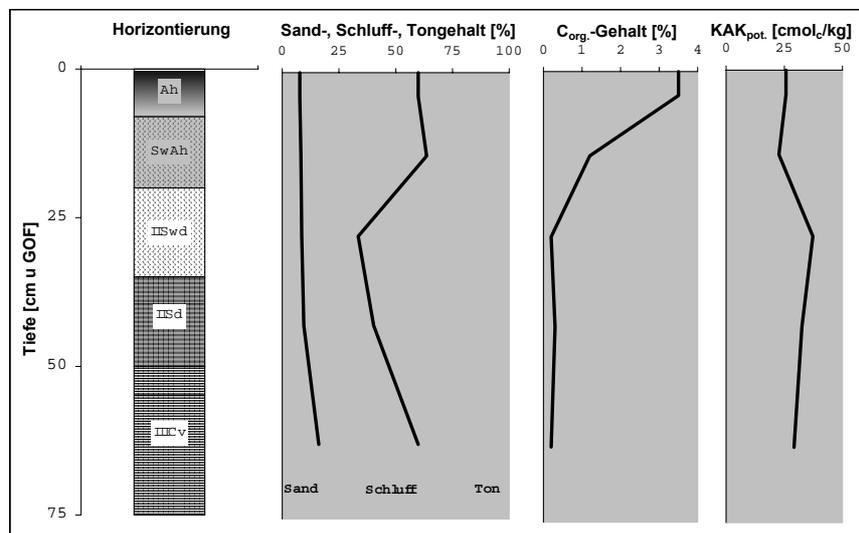
*(Quelle: Weyers 1988)*

Ah	0 – 8 cm	dunkel graubrauner (10 YR 3/3), mittel schluffiger Ton (Tu3); stark humos; mittel durchwurzelt; pH 5,8; Subpolyedergefüge; deutliche horizontale Untergrenze
SwAh	8 – 20 cm	gelblich braun (10 YR 4/6) mit auf Staunässe deutenden gelbroten Eisenoxidflecken (5 YR 5/8); mittel schluffiger Ton (Tu3), mittel humos; mittel durchwurzelt; pH 6,1; Subpolyedergefüge; deutliche horizontale Untergrenze
II Swd	20 – 35 cm	dunkel gelbgrauer (2,5 Y 4/4), reiner Ton (Tt); pH 6,2; Kohärentgefüge; deutliche horizontale Untergrenze
II Sd	35 – 50 cm	gelblich braun (10 YR 5/6) mit gelbgrauen (2,5 Y 6/4) Flecken; schwach schluffiger Ton (Tu2); pH 6,4; Kohärentgefüge; diffuse horizontale Untergrenze
III Cv	+50	gelbgrauer (2,5 Y 6/4), mittel toniger Lehm (Lt3), pH 6,3, Kohärentgefüge

Wie auch in Profil 1 deutet das schwach ausgeprägte Schluffmaximum im Ah- (52,2 %) und SwAh-Horizont (55,4 %) auf eine Lössbeimengung hin (s. Abb. 4.1). Nach unten nimmt der Schluffanteil stark ab. Mit 24,9 % im II Swd- Horizont (Tt) ist er hier am geringsten. Der sich anschließende II Sd-Horizont hat mit 30,8 % ebenfalls einen deutlich geringeren Schluffgehalt (Tu2). Wie oben beschrieben, kann der extrem hohe Tongehalt der Basislage als eine

Folge der Plasmatisierung angesehen werden. Dadurch wiederum ist das Sorptionsvermögen dieser Böden erhöht. Entsprechend sind die höchsten Werte der  $KAK_{pot}$  im II Swd-Horizont zu finden (s. Abb. 4.1). Sie beträgt hier 37,3 cmol<sub>c</sub>/kg Feinboden. Da die Plasmatisierung nicht bis in größere Tiefen reicht, nimmt der Tongehalt nach unten hin wieder ab. Beim III Cv-Horizont handelt es sich um einen mittel tonigen Lehm (Lt3) mit einem Tongehalt von 40 %.

Neben dem Ausgangsgestein sind die Eigenschaften des Pseudogleys vor allem durch die rezente Landnutzung geprägt. Aufgrund der regelmäßigen Kalkungen auf Grünland, liegt der pH-Wert im Oberboden bei pH 5,8 im mittel sauren, die pH-Werte der darunter liegenden Horizonte im schwach sauren Milieu.



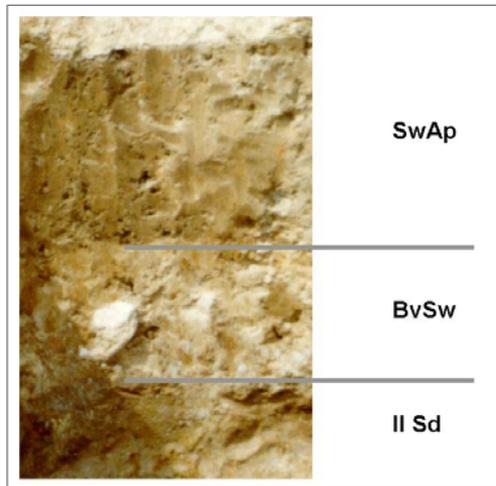
**Abb. 4.1:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 2.

Auch hinsichtlich des Porenraumes und der Lagerungsdichte hat die Grünlandnutzung positive Auswirkungen auf den Boden. Im Oberboden sind mit 55,3 % Gesamtporenvolumen (GPV) ausgesprochen hohe Werte zu finden. In den übrigen Horizonten sind ebenfalls hohe Werte zwischen 48,7 % (II Sd) und 51,4 % (III Cv) zu finden. Allerdings ist der Anteil der für die Wasseraufnahme durch die Pflanzen entscheidenden Mittel- und engen Grobporen durchweg gering. Die niedrigsten Werte weist der II Sd-Horizont auf: hier sind lediglich 0,6 % Mittelporen und 1,8 % enge Grobporen zu finden. Insgesamt neigen die Böden zu starker Staunässe und sind deshalb für Ackernutzung nicht geeignet.

Vor allem dort, wo der Trachyttuff nicht plasmatisiert ist und damit deutlich tonärmer, kommt es seltener zu Staunässe und Hydromorphie. Merkmale treten in den Profilen zurück. Dagegen zeigen sich in den Profilen Verbraunungsmerkmale und – allerdings sehr viel seltener – An-

zeichen einer Tonverlagerung. Bei den hieraus entstandenen Böden handelt es sich dann vor allem um Braunerde-Pseudogleye und um Pseudogley-Braunerden.

Profil 3 zeigt einen Braunerde-Pseudogley aus Hauptlage über nicht plasmatisierter Basislage.



*Profil 3:*

***Braunerde-Pseudogley aus Hauptlage über (nicht plasmatisierter) Basislage***

*Lokalität: Kasseler Heide*

*Hochwert: 5619900, Rechtswert: 2585780*

*Höhe: 189 m ü. NN*

*Neigung: schwach geneigt (2,4 °)*

*Exposition: Nord*

*Krümmung: gerade-konvex*

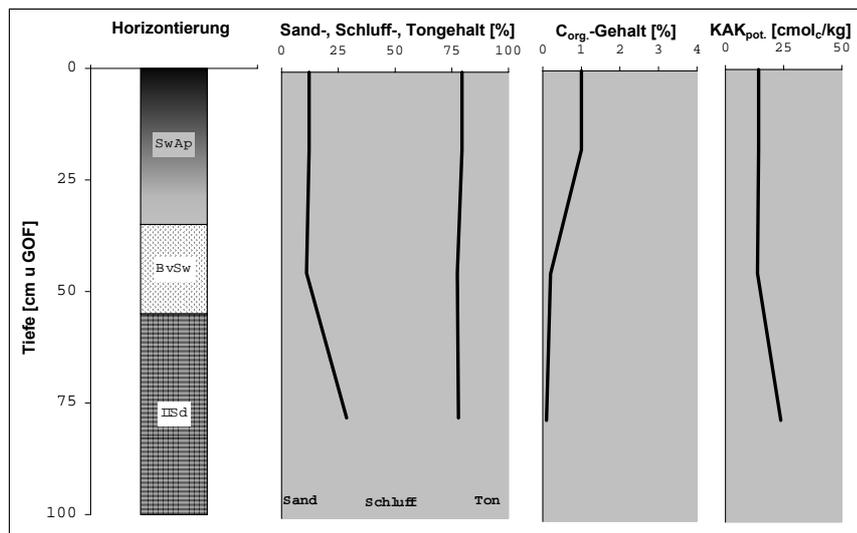
*Nutzung: Acker*

*(Quelle: Kruckow 1990)*

SwAp	0 – 35 cm	hell gelbbrauner (10 YR 6/3) stark toniger Schluff (Ut4); schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; pH 6,1; Subpolyedergefüge; einige ockerfarbene Eisenoxide und kleinere Stücke verwitterten Trachyttuffs; deutliche horizontale Untergrenze
BvSw	35 – 55 cm	sehr hell graubrauner (7,5 YR 8/3) stark toniger Schluff (Ut4); einzelne größere nicht plasmatisierte Trachyttuffbrocken; sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; pH 6,3; Subpolyedergefüge; Eisenoxide und schwarze Eisen-Mangankonkretionen; vereinzelt Toncutane; deutliche horizontale Untergrenze
II Sd	+55 cm	seh hell graubrauner (10 YR 7/3), schwach sandiger Lehm (Ls2); mit starken rostfarbenen Eisen- und schwarzen Mangan-Konkretionen; sehr schwach durchwurzelt; pH 4,6; Kohärentgefüge

Unter der lössfreien Basislage, die von 55 cm bis in 100 cm Tiefe reicht, liegt der Trachyttuff, der im Profilfoto nicht abgebildet ist. Darüber liegt die 55 cm mächtige, lösshaltige Hauptlage. Hieraus haben sich der SwAp- und der BvSw-Horizont gebildet. Wie in Profil 2 zeigen sich bereits im Oberboden Pseudovergleyungsmerkmale, die jedoch deutlich schwächer ausgeprägt sind als dort. Der SwAp-Horizont ist darüber hinaus nur schwach humos und daher hell gelbbraun (10 YR 6/3). Der darunter liegende sehr hell graubraune (7,5 YR 8/3) BvSw-Horizont zeigt neben hydromorphen untergeordnet auch Verbraunungsmerkmale. Aus der

Basislage ist der II Sd-Horizont hervorgegangen. Bei etwa gleichem Tongehalt – der liegt zwischen 20,5 % im SwAp- und 22,5 % BvSw-Horizont – ist dieser Horizont schluffärmer (s. Abb. 4.2). Auch hier spiegelt also die Horizontierung die geologische Schichtung des Profils in Haupt- und Basislage wider. Im Gegensatz zum II Sd-Horizont weisen SwAp- und BvSw-Horizont ein deutliches Schluffmaximum von 67,4 % bzw. 66,4 % auf.



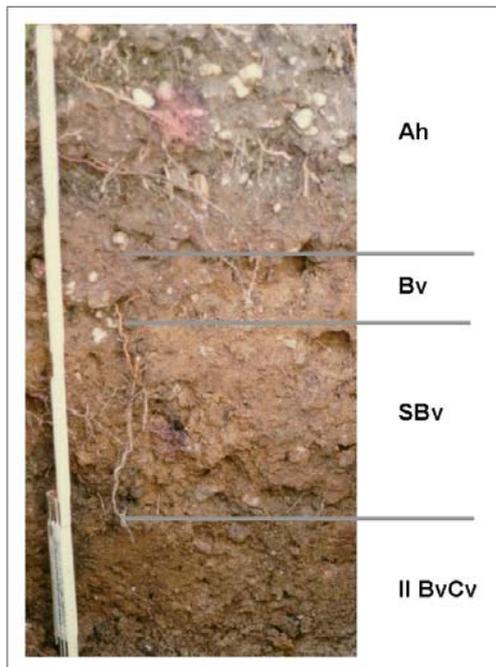
**Abb. 4.2:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org.}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 3.

Der Gehalt an organischer Substanz (1,0 %) im Oberboden ist sehr gering aber charakteristisch für einen Ackerstandort (s. Kap. 4.2.4). Hier kommt es durch die Ernte zu einem regelmäßigen Entzug an organischer Substanz, so dass sich anders als vor allem im Wald kaum Humus akkumulieren kann. Infolge des geringen Humusgehaltes und Tongehaltes ist die  $KAK_{pot}$  deutlich niedriger als im plasmatisierten Trachytuff-Profil (Profil 2). Die Werte liegen zwischen 13,8 cmol<sub>c</sub>/kg Feinboden im SwBv und 23,8 cmol<sub>c</sub>/kg Feinboden im II Sd.

Stellenweise sind in Haupt- und Basislage Kiese und Quarzite eingemischt. Diese stammen von den Terrassensedimenten der Hauptterrasse (s. Kap. 3.1). Es zeigen sich ein Hauptverbreitungsgebiet und drei kleinere Verbreitungsgebiete: Auf der "Kasseler Heide" im Süden des Untersuchungsgebietes sind periglaziäre Lagen mit Terrassenkiesbeimengungen flächenhaft verbreitet. Hier kommen sie durch Verlagerung und Auffrieren sowie durch Abspülung des Feinmaterials verbreitet an der Oberfläche vor. Darüber hinaus sind sie westlich (zwischen "Neun Morgen" und "Siefen") und nördlich (zwischen "Broich" und der "Langen Hecke") der Gebäude des Versuchsgutes Frankenforst zu finden sowie zwischen dem Trockental und "Eichelkamp" im Osten des Untersuchungsgebietes (s. Karte 1 im Anhang). In Abhän-

gigkeit von textueller Zusammensetzung und Schichtung haben sich pseudovergleyte Braunerden, Pseudogley-Braunerden und Braunerde-Pseudogleye entwickelt. Teilweise sind die verlagerten Hauptterrassensedimente durch Oxidation verkittet. In diesen Fällen sind die Pseudovergleyungsmerkmale sehr viel stärker ausgeprägt.

Profil 4 (s.u.) zeigt eine pseudovergleyte Braunerde aus Terrassenschotter-reicher Hauptlage über Basislage.



*Profil 4:*

***pseudovergleyte Braunerde aus Terrassenschotter-reicher Hauptlage über Basislage***

*Lokalität: Schonung*

*Hochwert: 5620270, Rechtswert: 2585870*

*Höhe: 185,9 m ü. NN*

*Neigung: schwach geneigt (4,1 °)*

*Exposition: Ost*

*Krümmung: gerade-konvex*

*Nutzung: Laubwald*

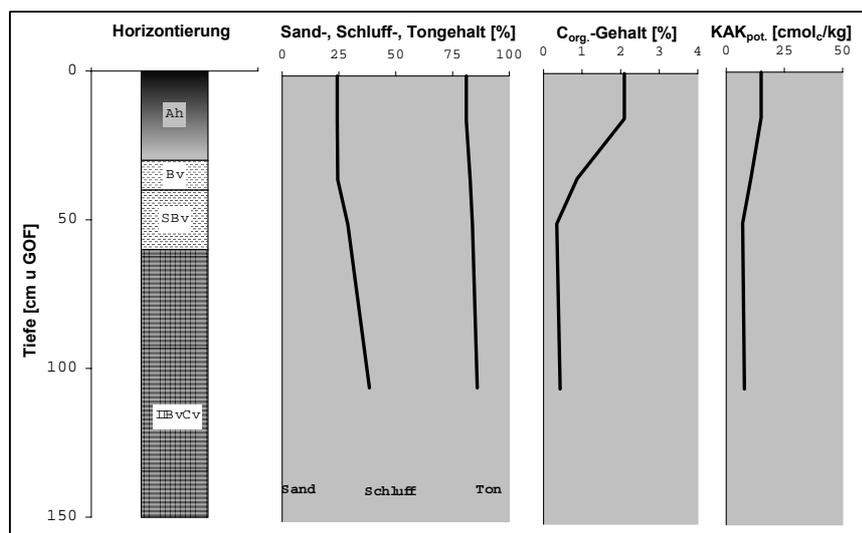
*(Quelle: Wellmann 1989)*

Ah	0 – 30 cm	graubrauner (10 YR 5/3) schluffiger Lehm (Lu); stark kiesig (Terrassenschotter), schwach grusig (Trachyttuff); mittel humos; mittel durchwurzelt; pH 5,8; Krümelgefüge; wenige hellrostfarbene Fe-Konkretionen; diffuse taschenförmige Untergrenze
Bv	30 – 40 cm	hell graubrauner (10 YR 6/4) bis hell gelblich brauner (10 YR 6/6) schluffiger Lehm (Lu); mittel kiesig (Terrassenschotter); schwach humos; schwach durchwurzelt; pH 6,0; Subpolyedergefüge; wenige rostfarbene Fe-Konkretionen; diffuse horizontale Untergrenze
SBv	40 – 60 cm	hell gelblich brauner (10 YR 6/6) sandig-lehmiger Schluff (Uls); mittel kiesig (Terrassenschotter); sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; pH 5,7; Subpolyedergefüge; diffuse horizontale Untergrenze

II BvCv +60 cm dunkel brauner (10 YR 4/6) schluffig-lehmiger Sand (Slu); mittel kiesig (Terrassenschotter); sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; pH 5,7; Kohärentgefüge

Die Basislage wird an dieser Stelle von einer 60 cm mächtigen Hauptlage überlagert. Diese ist stark bis mittel kiesig. Im Oberboden sind neben Terrassenschottern auch grusige Reste des saprolitisierten Trachyttuffs zu finden. Die Basislage ist ebenfalls mittel kiesig. Aus der Hauptlage haben sich ein 30 cm mächtiger Ah-Horizont, ein Bv- sowie ein SBv-Horizont gebildet. Dieser weist Anzeichen einer Pseudovergleyung auf. Aus der Basislage hat sich ein II BvCv-Horizont gebildet. Im Oberboden (Ah- und Bv-Horizont) handelt es sich um einen lehmigen Schluff (Lu), beim SBv-Horizont um einen sandig-lehmigen Schluff und beim II BvCv-Horizont um einen schluffig-lehmigen Sand (Slu).

Das Maximum der Korngrößenverteilung liegt im Schluffbereich. Während der Tongehalt im gesamten Profil nahezu konstant ist, nimmt der Sandgehalt nach unten stark zu (Abb. 4.3). Die im Vergleich zu den vorgenannten Profilen nur schwach ausgebildeten Pseudovergleyungsmerkmale sind erstens auf die geringen Tongehalte in Haupt- und Basislage zurückzuführen, zweitens auf die hier mit 70 cm sehr mächtige Hauptlage sowie drittens auf die Oberhanglage, durch die ein rasches Abfließen des Wassers gewährleistet ist. Es kommt daher an diesem Standort nur selten zu Staunässe.



**Abb. 4.3:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 4.

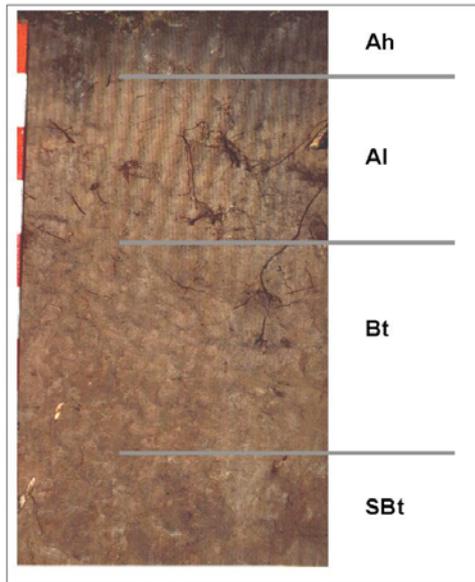
Der 30 cm mächtige Ah-Horizont ist Indiz für eine frühere ackerbauliche Nutzung an diesem Standort. Dies spiegeln auch die für einen Waldstandort recht hohen pH-Werte wider: Im Ah-

Horizont liegt dieser bei pH 5,8, darunter, im Bv-Horizont bei pH 6,0. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff liegt im Ah-Horizont bei 2,1 %. Aufgrund des mit der Tiefe abnehmenden Ton- und Humusgehaltes nimmt auch die  $KAK_{pot}$  nach unten hin ab. Im Ah-Horizont liegt sie bei 14,9  $cmol_c/kg$ , im II BvCv-Horizont nur noch bei 7,8  $cmol_c/kg$ . Auch an diesem Standort liegen die  $KAK_{pot}$ -Werte damit deutlich unter denen der Böden, die aus plasmatisierten Teph-  
rasaprolith hervorgegangen sind.

#### 4.1.4 Böden aus periglaziär verlagertem Löss

Bei Lössmächtigkeiten größer 80 cm haben sich keine Deckschichten gebildet. Der Löss bildet dann das Ausgangsgestein der Bodenbildung. Zum Teil ist auch der Löss periglaziär verlagert. Es handelt sich dann um fluviale, nicht um solifluidale Verlagerungsprozesse. Im Sinne von HAASE (1963) werden diese umgelagerten Sedimente als Schwemmlösse bezeichnet. Nach SIEGBURG (1988) unterscheiden diese sich von den autochthonen Lössen in der Korngrößenverteilung. Außerdem enthalten sie z.T. Grobkomponenten, die im autochthonen Löss nicht vorkommen. Aus diesem Ausgangssubstrat haben sich Parabraunerden entwickelt. Vor allem in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Lössdecke sind diese teilweise pseudo-vergleyt, oder es haben sich Pseudogley-Parabraunerden entwickelt.

Profil 5 liegt am fast 18 ° steilen Unterhang des Trockentales. Die Mächtigkeit des periglaziär verlagerten Lösses beträgt hier 2,5 m. Darunter folgt Trachyttuff. Die 2,5 m mächtige Bodenentwicklung zeigt, dass hier keine Bodenerosion stattgefunden hat. Aufgrund der großen Gefälles war und ist hier kein Ackerbau möglich und es konnte sich eine mächtige Parabraunerde entwickeln. Die Abbildung zeigt den Profilaufbau bis in etwa 100 cm Tiefe. Unter einem sehr stark humosen und 10 cm mächtigen Ah-Horizont liegt ein nur etwa 35 cm mächtiger Al-Horizont. Darunter folgen zwei Tonanreicherungshorizonte, von denen der untere SBt-Horizont leichte Pseudovergleyungsmerkmale aufweist. Zahlreiche Toncutane sind an Hohlraumwandungen zu erkennen. Zwischen Al- und Bt- Horizont besteht eine Tongehaltsdifferenz von 5,5 % (s. Abb. 4.4 auf S. 69). Die schwachen Pseudovergleyungsmerkmale können hier als Folge der Lessivierung angesehen werden, da zum Einen der stauend wirkende Trachyttuff erst in 2,5 m ansteht und zum Anderen der Standort sehr stark geneigt ist.



*Profil 5:*

***schwach pseudovergleyte Parabraunerde aus periglaziär verlagertem Löss***

*Lokalität: Schonung*

*Hochwert: 5620190, Rechtswert: 2585815*

*Höhe: 175,1 m ü. NN*

*Neigung: sehr stark geneigt (17,9 °)*

*Exposition: West*

*Krümmung: konvex-konvex*

*Nutzung: Laubwald*

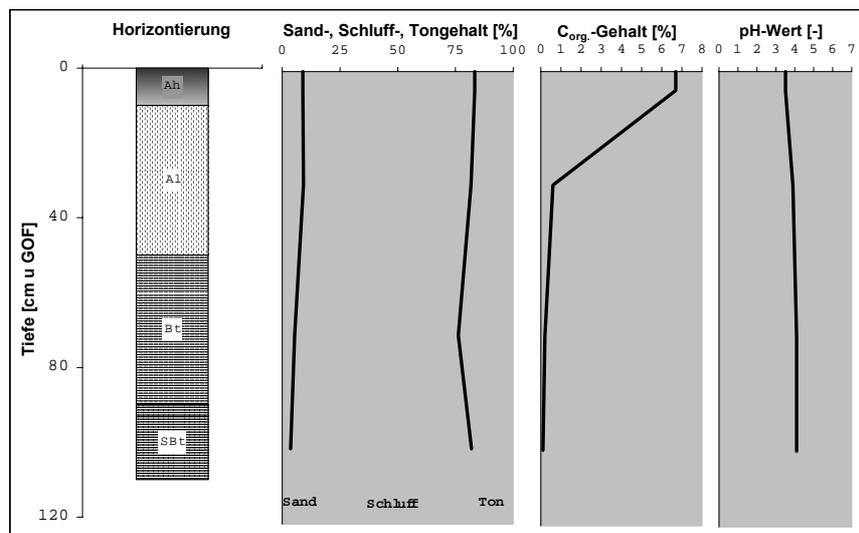
*(Quelle: Brinkmann)*

Ah	0 – 10 cm	sehr dunkel graubrauner (10 YR 2/3) mittel toniger Schluff (Ut3); sehr stark humos; stark durchwurzelt; pH 3,5; Krümelgefüge; diffuse taschenförmige Untergrenze
Al	10 – 45 cm	gelblichbrauner (10 YR 5/8) stark toniger Schluff; einzelner Trachyttuffbrocken; schwach humos; schwach durchwurzelt; pH 3,9; Kohärent- bis Subpolyedergefüge; diffuse horizontale Untergrenze
Bt	45 – 85 cm	hell gelbbrauner (2,5 Y 4/6) stark toniger Schluff; zahlreiche Toncutane; sehr schwach humos; pH 4,1; Subpolyedergefüge; wenige Mn-Flecken; diffuse horizontale Untergrenze
SBt	85 – 110 cm	gelblichbrauner (10 YR 5/6) stark toniger Schluff (Ut4); einige Rostflecken (Fe); pH 4,1; Subpolyeder- bis Polyedergefüge; diffuse horizontale Untergrenze

Das Korngrößenmaximum befindet sich in allen Horizonten im Schluffbereich bei einem Grobschluffanteil von bis zu 52,7 %. Die Tongehalte liegen zwischen 16,7 % und 23,8 % und sind damit insgesamt deutlich höher als bei den beiden folgenden Profilen aus Löss. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff zeigt den für Waldstandorte typischen Profilverlauf. Im Ah-Horizont zeigt sich ein sehr hoher Gehalt, der nach unten schnell stark abnimmt.

Auffällig, aber auch typisch für Waldstandorte (s. Kap. 5.2) ist die sehr stark saure Bodenreaktion im gesamten Profilverlauf. Im Ah-Horizont liegt der pH-Wert nur noch bei pH 3,5, im Al-Horizont bei pH 3,9 und damit in einem Bereich hoher Schwermetallmobilität. Das Belas-

tungspotenzial für andere Ökosysteme ist allein aufgrund dieser Tatsache als sehr groß anzusehen.



**Abb. 4.4:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org}$ -Gehalt und pH-Wert von Profil 5.

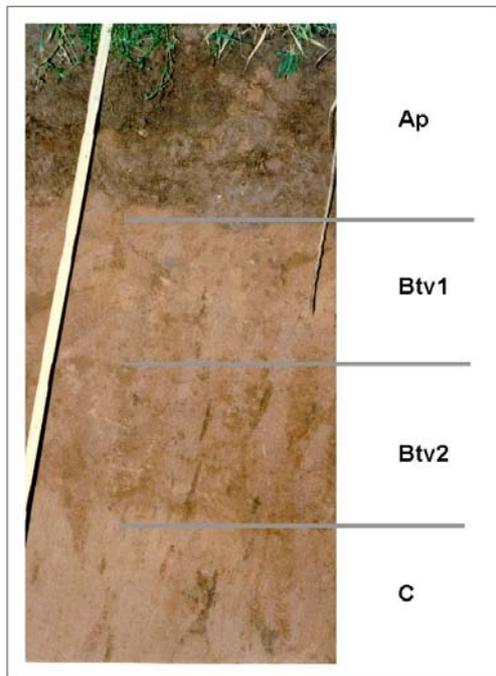
#### 4.1.5 Böden aus Löss

Wie in Kap. 3 dargelegt ist das Vorkommen von periglazial nicht verlagertem Löss auf wenige Bereiche des Versuchsgutes Frankenforst beschränkt. Lediglich auf dem Rücken zwischen Eichen- und Forstbach sowie zwischen Eichenbach und Trockental kommt z.T. autochthoner Löss vor. Der Rohlöss zeichnet sich hier durch ein ausgeprägtes Grobschluffmaximum auf der einen Seite und sehr geringe Sand- und Tongehalte auf der anderen aus. Als holozäner Klimaxboden aus Löss kann im Untersuchungsgebiet eine 2,5 m mächtige Parabraunerde angesehen werden. Durch anthropogen induzierte Bodenerosion ist diese allerdings annähernd überall degradiert. Nur dort, wo ackerbauliche Landnutzung aufgrund des Reliefs nie möglich war, kommen nicht erodierte Parabraunerden vor. Im Untersuchungsgebiet ist dies an dem bis zu 30 ° steilen west-exponierten Hang des Trockentales der Fall (vgl. Kap. 4.1.3). Die Tatsache, dass sich hier nicht erodierte Parabraunerden finden, macht auch deutlich, dass der flächenhafte Abtrag unter Wald vernachlässigbar gering ist und folglich unter der in Mitteleuropa natürlichen Waldvegetation geomorphodynamische Formungsruhe herrscht (vgl. Kap. 3).

An den Standorten, an denen durch Erosion die Böden gekappt wurden, finden sich erodierte Parabraunerden, die gemäß ihrer Profilabfolge als Braunerden oder – bei vollständiger Erosion des Solums – als Pararendzinen zu kennzeichnen sind. Profil 6 zeigt eine erodierte Parabraunerde aus Löss. Die Entkalkungsgrenze, die Untergrenze der Bodenentwicklung, liegt in 80 cm Tiefe. Der Al-Horizont ist komplett, der Tonerreicherungs-horizont teilweise abge-

tragen. Geht man von einer maximalen Entwicklungstiefe von 2,5 m aus, wurden hier etwa 1,7 m Boden erodiert.

Unterhalb des Lösses, der an dieser Stelle etwa neun Meter mächtig ist, schließt sich der Trachyttuff an. Der C-Horizont steht in einer Tiefe von etwa 80 cm an. Die darüber liegenden Horizonte sind pedogenetisch verändert. Verbraunungsprozesse haben im Vergleich zum Ausgangssubstrat zu höheren Tongehalten geführt. Beim C-Horizont handelt es sich um einen schwach tonigen Schluff (Ut2), bei den darüber liegenden Horizonten um mittel tonige Schluffe (Ut3).



*Profil 6:*

***erodierte Parabraunerde (Braunerde) aus Löss***

*Lokalität: Am Forstbach*

*Hochwert: 5620660, Rechtswert: 2585320*

*Höhe: 161,7 m ü. NN*

*Neigung: schwach geneigt (3,4 °)*

*Exposition: Nordost*

*Krümmung: gestreckt-gerade*

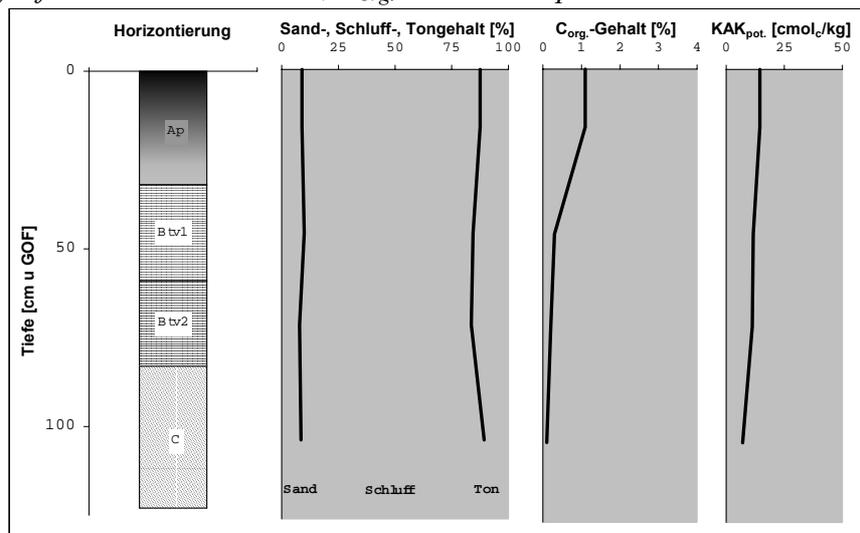
*Nutzung: Grünland*

*(Quelle: Wellmann 1989)*

Ap	0 – 30 cm	dunkel graubrauner (10 YR 4/3) mittel toniger Schluff (Ut3); mittel humos; stark durchwurzelt; carbonatarm; pH 6,9; Krümelgefüge; klare horizontale Untergrenze
Btv1	30 – 57 cm	graubrauner (10 YR 5/4) mittel toniger Schluff (Ut3); sehr schwach humos; schwach durchwurzelt; carbonatarm; pH 7,2; Subpolyedergefüge; diffuse horizontale Untergrenze
Btv2	57 – 80 cm	graubrauner (10 YR 5/4) mittel toniger Schluff (Ut3); sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; carbonatarm; pH 7,5; Subpolyedergefüge; klare horizontale Untergrenze
C	+80 cm	hell graubrauner (10 YR 6/4) schwach toniger Schluff (Ut2); carbonatreich; pH 7,8; Kohärentgefüge

Zwischen Ah- und Btv2-Horizont zeigt sich außerdem ein Tongehaltsunterschied von 4 %. Da darüber hinaus beide Btv-Horizonte Toncutane an den Poreninnenwänden aufweisen, handelt es sich bei diesen um Tonanreicherungshorizonte. Inwieweit der Tongehaltsunterschied zwischen Ah- und Btv-Horizont Folge einer sekundären Lessivierung ist, die zeitgleich mit oder nach der Erosion stattgefunden hat, kann hier nicht geklärt werden. Jedoch ist aufgrund der hohen pH-Werte aktuell nicht mit einer Tonauswaschung aus dem Oberboden zu rechnen.

**Abb. 4.5:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>pot</sub>) von Profil 6.

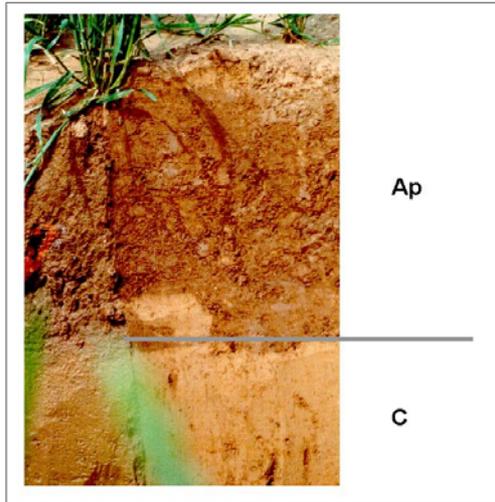


zität (KAK<sub>pot</sub>) von Profil 6.

Der Rohlöss (C-Horizont) hat einen Kalkgehalt von 20,7 %. Sein geringer Tongehalt von nur 10,7 % sowie das absolute Grobschluffmaximum (53,3 %) deuten darauf hin, dass es sich hier um unverlagerten Löss handelt. Der Ap-Horizont ist 30 cm mächtig. Diese für einen Grünlandstandort große Horizontmächtigkeit erklärt sich aus der Tatsache, dass an diesem Standort noch bis vor 15 Jahren Ackerbau betrieben wurde (s. Abb. 4.5). Dies spiegelt auch der geringe Gehalt an organischem Kohlenstoff wider (1,1 % im Ah-Horizont). Die Werte der potenziellen Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>pot</sub>) liegen zwischen 14,5 cmol<sub>c</sub>/kg im Ah-Horizont und 7,1 cmol<sub>c</sub>/kg im C-Horizont und damit vergleichbar hoch wie bei Profil 4.

Aufgrund ihrer ausgezeichneten bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften sind die Böden aus Löss im allgemeinen sehr fruchtbar und eignen sich sehr gut für eine ackerbauliche Nutzung. Auf der anderen Seite sind sie aber auch sehr erosionsanfällig und besitzen in der Folge ein hohes Belastungspotenzial für andere Ökosysteme.

Häufig befinden sich hangabwärts der Braunerden (erodierten Parabraunerden) die stärker bis auf den Rohlöss erodierten Böden (vgl. Kap. 4.2.3 und 4.2.5). Etwa 60 Meter nordwestlich von Profil 6 liegt Profil 7.



*Profil 7:*

***Pararendzina aus Löss***

*Lokalität: Am Forstbach*

*Hochwert: 5620700, Rechtswert: 2585275*

*Höhe: 159,7 m ü. NN*

*Neigung: mittel geneigt (7,4 °)*

*Exposition: Nordost*

*Krümmung: gerade-gestreckt*

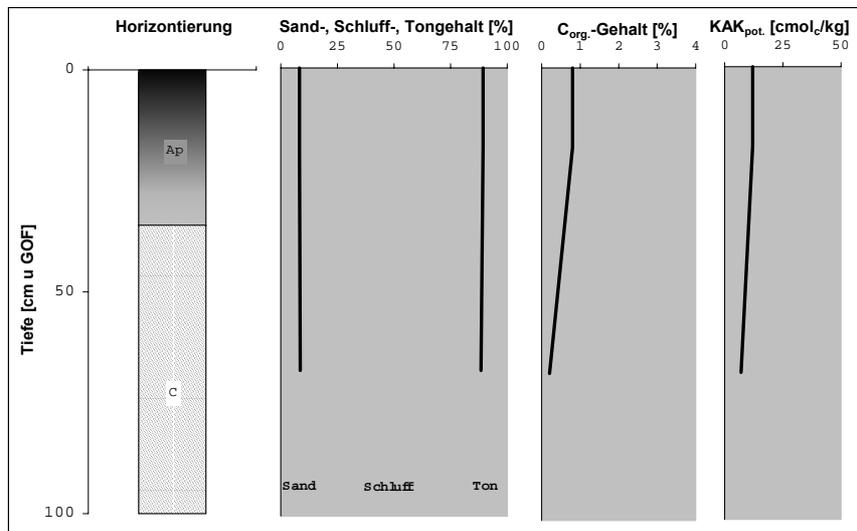
*Nutzung: Grünland*

*(Quelle: Weyers 1988)*

Ap	0 – 35 cm	dunkel graubrauner (10 YR 4/3) schwach toniger Schluff (Ut2); schwach humos; stark durchwurzelt; carbonathaltig; pH 7,5; Krümelgefüge; klare horizontale Untergrenze
C	+35 cm	hell graubrauner (10 YR 6/4) schwach toniger Schluff (Ut2); sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; carbonatreich; pH 7,9; Kohärentgefüge

Das Klimaxstadium der Bodenbildung aus Löss, die Parabraunerde ist vollständig erodiert. Mindestens 2,5 m wurden abgetragen. Bei dem Boden handelt es sich um eine Pararendzina. Sowohl Ap- als auch C-Horizont sind schwach tonige Schluffe (Ut2). Tongehaltsunterschiede zwischen Oberboden und Ausgangsgestein, die auf pedogenetische Prozesse hindeuten, lassen sich nicht erkennen. Wie in Profil 6 deuten die äußerst geringen Tongehalte von 10,7 % im Ap- bzw. 11,6 % im C-Horizont auch hier darauf hin, dass es sich bei dem Ausgangsgestein um autochthonen Löss handelt (s. Abb. 4.6). Das Maximum der Korngrößenverteilung liegt wiederum im Grobschluffbereich mit einem Grobschluffanteil von 54,0 % im Ap-Horizont und 56,5 % im C-Horizont. Der Oberboden hat einen Gehalt an organischem Kohlenstoff von lediglich 0,8 % und ist damit schwach humos.

Die potenzielle Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) liegt bei  $12,0 \text{ cmol}_c/\text{kg}$  im Ap-Horizont und bei  $7,0 \text{ cmol}_c/\text{kg}$  im C-Horizont. Profil 7 weist damit ähnliche Werte auf wie Profil 6. Die



Pararendzina besitzt vergleichbar gute Standorteigenschaften für eine agrarische Nutzung wie die erodierte Parabraunerde aus Löss und ist gleichermaßen erosionsanfällig.

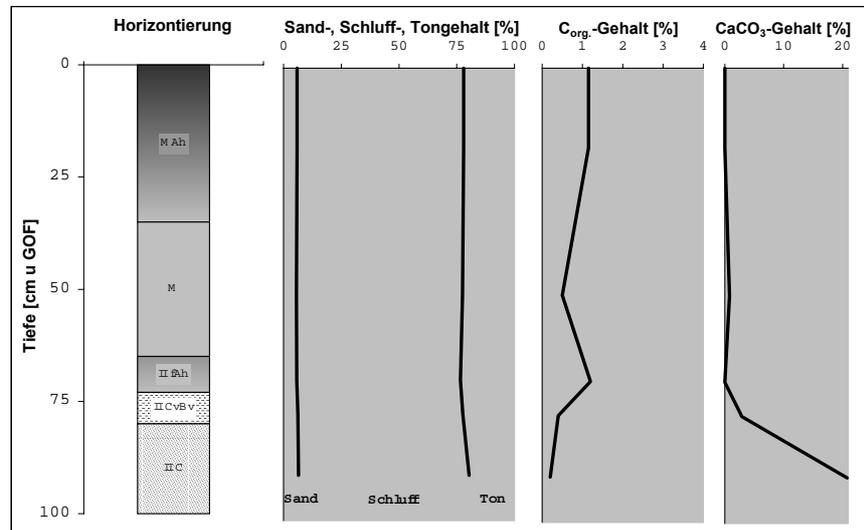
**Abb. 4.6:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org.}$ -Gehalt und potenzieller Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 7.

Teilweise sind im Untersuchungsgebiet geschichtete Profile zu finden, die einerseits Zeugnis darüber abgeben, dass es mehrere Erosionsphasen gegeben hat und andererseits, dass an einem Standort Erosions- und Akkumulationsphasen nacheinander stattfinden konnten. Am Unterhang zwischen dem Trockental und Eichenbach liegt ein junges und z.T. kalkhaltiges Kolluvium über einer Pararendzina. Abb. 4.7 zeigt den Profilaufbau dieses Bodens. Unter einem mittel humosen und 35 cm mächtigen Ah-Horizont liegt ein schwach humoser M-Horizont. In 65 cm Tiefe folgt der begrabene II fAh-Horizont, darunter liegt der IICvBv-Horizont sowie der kalkhaltige, unverwitterte Rohlöss, der in einer Tiefe von 80 cm unter Geländeoberfläche ansteht.

Die Schichtung ist anhand der Textur nicht zu erkennen, weil auch das erodierte Material lössbürtig ist. Die Korngrößen im Profilverlauf variieren deshalb nur geringfügig. Bei allen Horizonten handelt es sich um stark tonige Schluffe (Ut4). Hingegen zeigt sich die Zweiteilung des Profils am  $C_{org.}$ -Gehalt.

Der MAh-Horizont ist mittel humos, nach unten nimmt der Humusgehalt ab. Der M-Horizont weist einen Gehalt an organischem Kohlenstoff von lediglich 0,5 % auf. Erst im fossilen Ah-Horizont steigt der  $C_{org.}$ -Gehalt wieder an. Er liegt mit 1,2 % etwas über dem Wert im Ober-

boden und nimmt dann mit zunehmender Tiefe wieder ab. Der kolluviale M-Horizont ist darüber hinaus im Gegensatz zum Ah- und II fAh-Horizont schwach kalkhaltig. An diesem Standort lässt sich anhand dieser Befunde folgendes Erosionsgeschehen rekonstruieren.



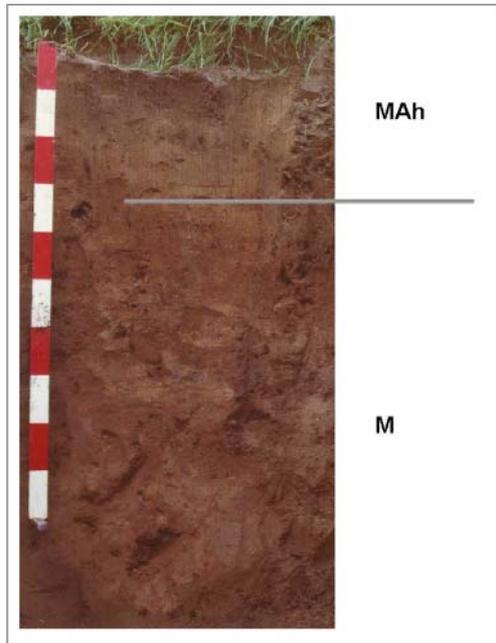
**Abb. 4.7:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org.}$ -Gehalt und Kalkgehalt des oben beschriebenen Profils.

Nachdem die Böden teilweise bis völlig abgetragen wurden und es danach eine Phase geomorphodynamischer Formungsruhe gab, in der sich der fossile A-Horizont bilden konnte, hat die jüngste Phase der Erosion den Rohlöss erfasst und an den Unterhängen abgelagert (s. Kap. 4.2.4). Auch bei anderen Untersuchungen auf dem Versuchsgut Frankenforst wurde festgestellt, dass jüngere Kolluvien häufig kalkhaltig sind (PRESTON 2001).

#### 4.1.6 Böden aus Kolluvien und Alluvien

Das Korrelat der Bodenerosion ist das Kolluvium. Bei nachlassender Schleppkraft des oberirdisch abfließenden Wassers kommt das erodierte Bodenmaterial zur Ablagerung. Aus diesem jungen Ausgangsmaterial entwickeln sich Kolluvisole und bei Grundwassereinfluss Kolluvisol-Gleye oder Gley-Kolluvisole. Verbreitet sind diese Böden vor allem an den flachen und horizontal wie vertikal konkav gekrümmten Unterhängen sowie in Muldenlagen.

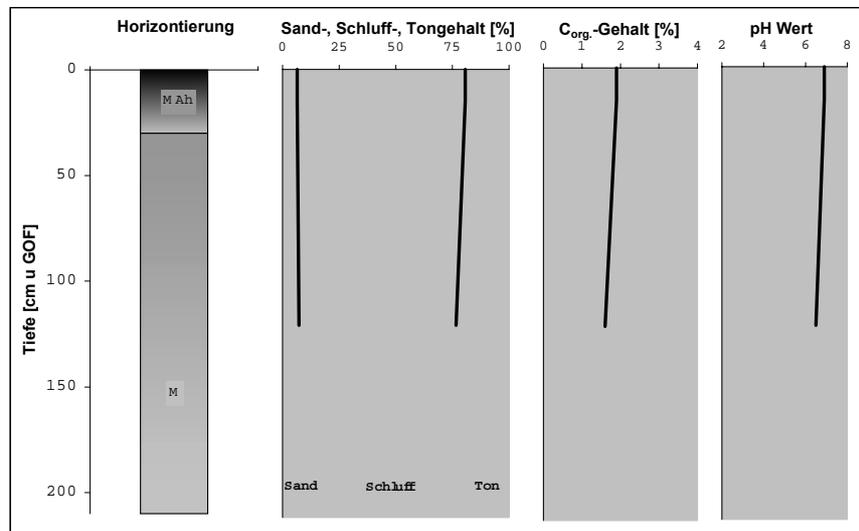
Profil 8 befindet sich in der konkav-konkaven Tiefenlinie des Trockentales. Im Untergrund, in einer Tiefe von größer 2,5 m, steht der Trachyttuff an. Dieser ist von einer 40 cm mächtigen Lössschicht überdeckt, die wiederum von einem 2,1 m mächtigen jungholozänen Kolluvium überlagert wird. Das Foto (Profil 8) zeigt die oberen 1,3 m des Profilaufbaus.

*Profil 8:****Kolluvisol aus Kolluvium über Löss****Lokalität: Trockental (Nord)**Hochwert: 5620440, Rechtswert: 2585670**Höhe: 151,8 m ü. NN**Neigung: sehr schwach geneigt (3,0 °)**Exposition: Nordwest**Krümmung: konkav-konkav**Nutzung: Grünland**(Quelle: Brinkmann)*

MAh	0 – 30 cm	sehr dunkel braungrauer (5 YR 2/3) stark toniger Schluff (Ut4); mittel humos; stark durchwurzelt; pH 6,9; Krümelgefüge; diffuse horizontale Untergrenze
M	30 – 210 cm	hell graubrauner (7,5 YR 6/4) stark toniger Schluff (Ut4); mittel humos; schwach durchwurzelt; pH 6,5; Kohärentgefüge; klare horizontale Untergrenze
II C	210 – 245 cm	hell graubrauner (10 YR 6/4) mittel toniger Schluff (Ut3); carbonatreich; pH 7,8; Kohärentgefüge

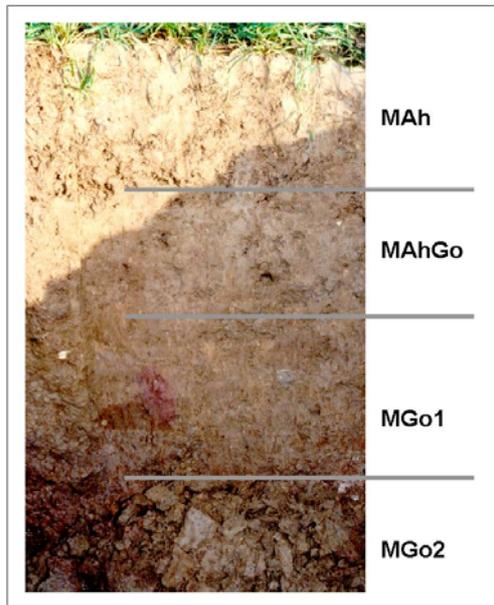
Das Profil ist aufgrund des geringen Alters des Sedimentes pedologisch kaum differenziert. Aus den oberen 30 cm des Kolluviums hat sich ein MAh-Horizont entwickelt, der sich anschließende kolluviale M-Horizont kann nicht weiter unterteilt werden. Auch in größerer Tiefe ist kein Grundwassereinfluss zu erkennen. Beim MAh-Horizont handelt es sich um einen stark tonigen Schluff (Ut4). Der Tongehalt liegt bei 19,3 %, der Sandgehalt bei lediglich 6,5 % (s. Abb. 4.8). Auch der M-Horizont ist ein stark toniger Schluff (Ut4) mit einem 4 % höheren Tongehalt. MAh- und M-Horizont unterscheiden sich in ihrem Gehalt an organischer Substanz nur wenig. Beide Horizonte sind bei einem C<sub>org</sub>-Gehalt von 1,9 % im MAh-Horizont bzw. 1,6 % schwach humos. Der pH-Wert beider Horizonte liegt im sehr schwach sauren Milieu. Im MAh-Horizont beträgt er pH 6,9, im M-Horizont pH 6,5.

Dieses wie auch das nächste Profil zeigen, dass Bodenerosion lokal zu einer Verbesserung des agrarischen Nutzungspotenzials führen kann. Durch Akkumulation eines mächtigen Kolluviums sind ehemals vernässte Standorte aufgehöhht worden.



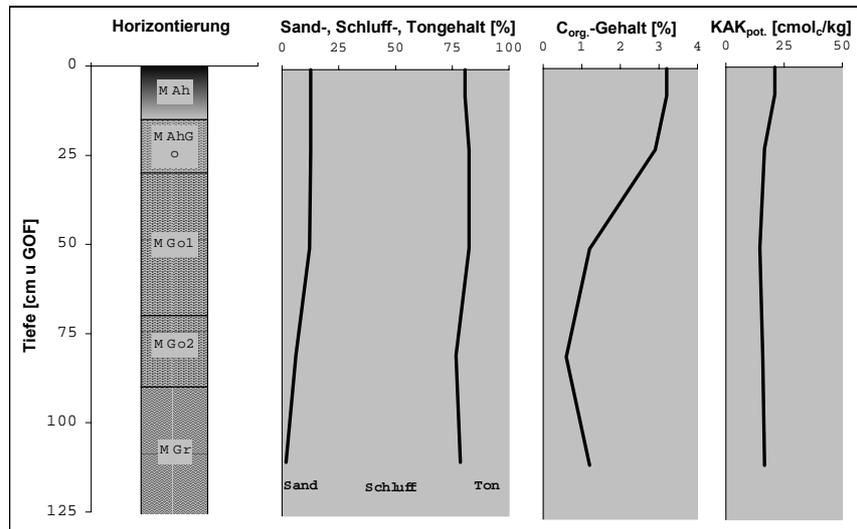
**Abb. 4.8:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org}$ -Gehalt und pH-Wert von Profil 8.

Profil 9 liegt in der Bachniederung des Eichenbaches. Unterhalb des an dieser Stelle etwa 1,3 m mächtigen Kolluviums befindet sich ein Niedermoor. Aus den kolluvialen Sedimente hat sich ein Kolluvisol-Gley entwickelt. Im Foto (Profil 9) ist die Entwicklung bis in eine Tiefe von 90 cm dargestellt. Unter dem 15 cm mächtigen MAh-Horizont folgt der Grundwasserschwankungsbereich. Im MAhGo-Horizont zeigen sich erste Vergleyungsspuren in Form von Eisen-Konkretionen. Darunter folgen zwei jeweils 20 cm mächtige MGo-Horizonte. Sie unterscheiden sich vor allem in der Korngrößenverteilung (s. Abb. 4.9). Der MAhGo- und MGo1-Horizont sind darüber hinaus im Gegensatz zu den darunter liegenden Horizonten schwach kiesig und grusig. Nach unten schließt sich der MGr-Horizont an. Die hier dauernd vorherrschenden reduzierenden Verhältnisse haben zu einem hell gelblich-grauen (2,5 Y 6/2) und nur stellenweise humosen Horizont geführt.

*Profil 9:****Kolluvisol-Gley aus Kolluvium****Lokalität: Eichenbach**Hochwert: 5620630, Rechtswert: 2585520**Höhe: 144,0 m ü. NN**Neigung: schwach geneigt (3,3 °)**Exposition: Ost**Krümmung: konkav-konkav**Nutzung: Grünland**(Quelle: Wellmann 1989)*

MAh	0 – 15 cm	dunkel graubrauner (10 YR 4/3) stark toniger Schluff (Ut4); stark humos; stark durchwurzelt; sehr carbonatarm; pH 6,9; Krümelgefüge; diffuse horizontale Untergrenze
MAhGo	15 – 30 cm	hell graubrauner (10 YR 6/4) bis hell gelblich brauner (10 YR 6/6) stark toniger Schluff (Ut4) mit einigen Fe-Konkretionen; schwach kiesig, schwach grusig; mittel humos; schwach durchwurzelt; carbonatarm; pH 7,2; Subpolyederggefüge; diffuse horizontale Untergrenze
MGo1	30 – 70 cm	hell gelblich brauner (10 YR 6/6) stark toniger Schluff (Ut4) mit vielen Fe-Flecken bzw. Bändern; schwach humos; schwach kiesig, schwach grusig; schwach durchwurzelt; carbonatarm pH 7,5; Subpolyederggefüge; diffuse horizontale Untergrenze
MGo2	70 – 90 cm	hell gelblich brauner (10 YR 6/6) stark toniger Schluff (Ut4) mit sehr vielen Fe- und Mn-Konkretionen; mittel humos; carbonathaltig; pH 7,4; deutliche horizontale Untergrenze
MGr	+90 cm	hell gelblich grauer (2,5 Y 6/2) stark toniger Schluff (Ut4); stellenweise humos; carbonathaltig; pH 7,4; Kohärentgefüge

Bei allen Horizonten handelt es sich um stark tonige Schluffe (Ut4). Die oberen drei Horizonte besitzen dabei eine ähnliche Korngrößenverteilung. Im MGo2-Horizont halbiert sich der Sandanteil auf 6,1 %, im MGr-Horizont beträgt dieser nur noch 1,8 %. Der Gehalt an organischen Kohlenstoff liegt im MAh-Horizont bei 3,2 %. Nach unten nimmt er zunächst bis in den MGo2-Horizont auf 0,6 % ab und steigt im MGr-Horizont auf 1,2 % an.



**Abb. 4.9:** Tiefenfunktionen von Textur,  $C_{org}$ -Gehalt und potenzielle Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) von Profil 9.

In Bezug auf agrarische Nutzung hat die Erosion an diesem Standort positive Auswirkungen. Durch die Sedimentation des Kolluviums wurde dieser Standort angehoben. Dadurch liegt die Geländeoberfläche nicht mehr im Grundwassereinflussbereich.

#### 4.1.7 Zusammenfassende Bewertung

Wie anhand der Beschreibung des Profilaufbaus der Böden gezeigt werden konnte, sind viele Bodeneigenschaften in erster Linie vom Ausgangssubstrat und dessen Schichtung abhängig. Die Korngrößenzusammensetzung und darüber eine Reihe anderer Bodeneigenschaften (s. Kap. 3.2.2) sind vom Ausgangssubstrat abhängig. Darüber hinaus richtet sich die Horizontierung häufig nach der geologischen Schichtung. Während sich die Böden aus Löss in der Regel durch sehr gute bodenphysikalische Eigenschaften auszeichnen, weisen die Böden aus den Verwitterungsprodukten der tertiären Ausgangsgesteine sowie der Böden mit einer geringmächtigen periglaziären Auflage aufgrund des höheren Tongehaltes und der in der Regel geringen Durchwurzelungstiefe sehr viel schlechtere Werte auf. Hinzu kommt hier die Tendenz

zur Pseudovergleyung infolge einer oft nur wenige Dezimeter mächtigen lösshaltigen Hauptlage und einer sich daran anschließenden Stauschicht in geringer Tiefe.

Dagegen zeichnen sich diese Böden hinsichtlich der potenziellen Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) durch sehr hohe Werte aus. Dies liegt an dem hohen Tongehalt und dem hohen smectitischen Anteil. Sie haben aber insgesamt betrachtet ein eher geringes agrarisches Nutzungspotenzial.

Im Vergleich zum Ausgangssubstrat treten die beiden bodenbildenden Faktoren Relief und anthropogene Nutzung dagegen in der Bedeutung zurück. Der Einfluss des Reliefs zeigt sich zunächst in einer höhenabhängigen Verbreitung des Löss. Mit zunehmender Höhe nimmt die Lössmächtigkeit ab. Vor allem die Böden aus Löss sind bedingt durch eine Jahrhunderte währende agrarische Nutzung darüber hinaus häufig degradiert. Im gesamten Untersuchungsgebiet kommen nicht erodierte Parabraunerden nur noch vereinzelt vor und zwar in den Gebieten, die aufgrund sehr starker Hangneigungen nie für den Ackerbau geeignet waren. Der Einfluss der unterschiedlichen Erosionsstadien auf die bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften der Böden ist bei mächtiger Lössauflage insgesamt jedoch eher gering. Aufgrund der hohen Erodierbarkeit weisen die Böden aus Löss ein hohes Belastungspotenzial für andere Ökosysteme auf. Dass das Bodenerosionsgeschehen an einigen Standorten zu einer Verbesserung des agrarischen Nutzungspotenzials führt, liegt daran, dass durch Kolluviation ehemals vernässte Standorte angehoben werden und dadurch eine Bearbeitung möglich ist.

Es konnte auch gezeigt werden, dass die Bodenerosionsgeschichte im Untersuchungsgebiet sehr komplex ist. Vor allem an den Mittelhängen gibt es Standorte, die in verschiedenen Phasen geomorphodynamischer Aktivität sowohl der Abtragung als auch der Akkumulation unterlagen (vgl. Kap. 4.2.4).

Der Einfluss der menschlichen Tätigkeit war vor allem beim pH-Wert und dem Gehalt an organischem Kohlenstoff zu erkennen. Hier zeigte sich unabhängig vom Ausgangssubstrat erwartungsgemäß (s. Kap. 3.2.2) ein starker Zusammenhang mit der Landnutzung. Die Waldstandorte wichen sowohl hinsichtlich des pH-Wertes als auch des  $C_{org}$ -Gehaltes im Oberboden sehr stark von den Acker- und Grünlandstandorten ab. Sehr stark saure pH-Werte kleiner pH 3,5 sind im Oberboden von Waldstandorten keine Seltenheit. Damit stellen die Waldstandorte Gebiete hoher Schwermetallmobilität dar und haben ein hohes Belastungspotenzial. Hinsichtlich des  $C_{org}$ -Gehaltes im Oberboden zeichnen sich die Waldstandorte durch sehr viel höhere Werte aus als die Grünland- und Ackerstandorte.

## 4.2 Verbreitung

### 4.2.1 Substratverbreitung

In der Karte der Substratverbreitung (Karte 2 im Anhang) ist die räumliche Verbreitung des Ausgangssubstrates der Bodenbildung zu sehen. Dieser Übergangsbereich vom lössbedeckten Pleiser Hügelland zum vulkanischen Siebengebirge ist geprägt durch einen z.T. kleinräumigen Wechsel der Ausgangsgesteins. Auf den höher gelegenen Bereichen im Süden des Untersuchungsgebietes bildet periglaziär überdeckter Trachyttuff das Ausgangsgestein der Bodenbildung. Die Mächtigkeit der Deckschichten nimmt dabei prinzipiell mit zunehmender Höhe ab. Nur vereinzelt und dann an stark geneigte, vertikal wie horizontal konvex gekrümmte Bereiche gebunden fehlt die Hauptlage. Die Böden haben sich dann in der Basislage gebildet. Teilweise sind in die Hauptlage Überreste der Hauptterrasse eingemischt. Hauptterrassensedimente in ihrer ursprünglichen Lagerung kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor. Punktuell stoßen Basalkuppen durch den Trachyttuff an die Oberfläche. Westlich von "Scheid" und "Scheidfeld" (s. Karte 1 im Anhang) und am westexponierten Hang des Trockentales bildet Basalt an drei Stellen das Ausgangssubstrat der Bodenbildung.

Löss als Ausgangssubstrat der Bodenbildung findet sich in den tiefer gelegenen Bereichen zwischen Forst- und Eichenbach, zwischen "Scheidfeld" und "Auf dem Scheid" sowie an Unter- und Mittelhang des Trockentales. Meist wurde dieser bereits periglaziär verlagert und es handelt sich um Schwemmlöss. Im Gegensatz zum unverlagerten Löss finden sich hier größere Komponenten. Durch die Verlagerung ist der Schwemmlöss geschichtet und häufig dichter gelagert als der autochthone Löss. Lediglich am Unterhang zwischen Eichenbach und Trockental sowie zwischen Eichen- und Forstbach kommt Löss in seiner ursprünglichen Lagerung und Zusammensetzung vor. Der Rohlöss hat hier einen Kalkgehalt von etwa 20 % und zeichnet sich durch einen sehr hohen Schluffgehalt von etwa 80 % aus. Dabei liegt das absolute Maximum der Korngrößenverteilung im Grobschluffbereich. Infolge der intensiven agrarischen Nutzung, die zur Erosion und Akkumulation geführt hat, überdecken jungholozäne kolluviale Sedimente vor allem die Unterhänge und ziehen sich z.T. bis in die Mittelhänge. Entlang der Tiefenlinie des Trockentales sind diese Sedimente zwischen 2 und 2,5 m mächtig. Auf dem "Scheidfeld" bedeckt ein z.T. kalkhaltiges Kolluvium den darunter liegenden Löss. An Eichen- und Forstbach überdecken etwa 1,5 m mächtige kolluviale Sedimente z.T. ein fossiles Niedermoor.

Ein ebenfalls junges Phänomen stellen Hangrutschungen dar. Eine über 6500 m<sup>2</sup> große Rutschung ist am Osthang des Trockentales zu finden. Anthropogene Substrate herrschen am

östlichen Talanfang des Trockentales vor. Hier wurde vor etwa 25 Jahren Bauschutt abgeladen.

#### 4.2.2 Bodentypenverbreitung

Die Bodentypenkarte (Karte 3 im Anhang) zeigt die räumliche Verbreitung der Bodentypen. Der teilweise kleinräumige Wechsel der bodenbildenden Faktoren hat auf dem Versuchsgut Frankenforst im Verlaufe des Holozäns zur Ausbildung einer heterogenen Bodendecke geführt. Die Bodenverbreitung spiegelt dabei die durch die bodenbildenden Faktoren Relief und menschliche Nutzung differenzierte Substratvielfalt wider. Entsprechend finden sich in den Bereichen größerer Lössmächtigkeiten überwiegend erodierte Parabraunerden (LLe) sowie teilweise Braunerde-Rendzinen (BB-RZ) und Pararendzinen (RZ). Kaum bzw. nicht erodierte Parabraunerden (LL) sind dagegen nur vereinzelt zu finden. Wo unter dem Löss der Trachyttuff in geringer Tiefe ansteht, treten Pseudovergleyungsmerkmale in Erscheinung und es handelt sich dann um Pseudogley-Parabraunerden (SS-LL) oder pseudovergleyte Parabraunerden (ssLL bzw. ssLLe). Vor allen an den Mittel- und Unterhängen sind die Böden z.T. kolluvial überlagert (Kolluvisol-erodierte Parabraunerde (YK-LLe) und Kolluvisol-Pararendzina (YK-RZ)).

Dort, wo die magmatischen Festgesteine durch den Trachyttuff bis an die Oberfläche reichen, haben sich Ranker (RN) sowie teilweise Braunerden (BB) ausgebildet. Wird der Trachyttuff von periglaziären Deckschichten überlagert, zeigen sich in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Hauptlage Staunäseböden mit Übergängen zur Braunerde. Pseudogleye (SS) sind bei geringer Hauptlagemächtigkeit vor allem auf der "Kasseler Heide" zu finden. Bei größerer Mächtigkeit der Hauptlage kommen hangabwärts Braunerde-Pseudogleye (BB-SS), Pseudogley-Braunerden (SS-BB) und pseudovergleyte Braunerden (ssBB) vor.

In den Tiefelinien entlang von Frost- und Eichenbach finden sich Gleye (GG). Diese sind in der Regel vergesellschaftet mit Kolluvisol-Gleyen (YK-GG), Kolluvisolen (YK), die auch entlang der Tiefenlinie des kleineren, nicht permanent durchflossenen Trockentales zu finden sind und Kolluvisol-Pseudogleyen (YK-SS), die an den Unterhängen und Talanfangsmulden ausgebildet sind. Zwischen den beiden Talanfangsmulden des Trockentales, östlich von "Auf dem Scheid" hat sich eine Kolluvisol-Braunerde (YK-BB) gebildet.

### 4.2.3 Bodenkarten

Bodenkarten sind derzeit die wohl wichtigste Informationsquelle für bodenkundliche Daten. Von den zuständigen Behörden der Länder (geologische Landesämter) werden neben kleinmaßstäbigen Übersichtskarten (im Maßstab 1:100.000 oder 1:200.000) und mittelmaßstäbigen Bodenkarten (1:25.000 und 1:50.000) z.T. auch großmaßstäbige (1:10.000 oder größer) angeboten. Mittels Pedotransferfunktionen lassen sich aus den dargestellten Bodenbasisdaten wie Bodenart oder Abstand zum Grundwasser Bodenkennwerte (s. Kap. 2.3.2) ableiten. Ausgewertete Bodenkarten finden dann z.B. in der hydrologischen Modellierung (HERBST 2001), der Bodenerosionsmodellierung (BOTSCHKEK 1999) oder bei landschaftsökologischen Fragestellungen (FINKE 1971, BOTSCHKEK & SKOWRONEK 1992) Anwendung.

Für das Untersuchungsgebiet liegen bodenkundliche Kartenwerke in mehreren Maßstäben vor. Es handelt sich um die Bodenkarte im Maßstab 1:300.000 (BK300), ein Kartenwerk aus dem Jahr 1953, die digitale Bodenkarte im Maßstab 1:50.000 (BK50DIG) vom Geologischen Dienst in Nordrhein-Westfalen sowie um zwei Bodenkarten im Maßstab 1:5.000: zum Einen die Bodenkarte auf Grundlage der Bodenschätzung im Maßstab 1:5.000 (DGK5Bo), zum Anderen die Bodenkarte im Maßstab 1:5.000 zur Landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5Lw).

Da thematische Karten das komprimierte Ergebnis langfristiger Studien sind, eignen sie sich gut für geoökologische Untersuchungen. Bei der Verwendung müssen neben etwaigen Maßstabsunterschieden allerdings drei wesentliche Punkte berücksichtigt werden. Der ursprüngliche Zweck der Karte muss bekannt sein, da er, wie z.B. ein Vergleich von DGK5Bo und BK5Lw zeigt, einen großen Einfluss auf das Ergebnis hat. Das Alter der Karte ist ebenfalls von Bedeutung, weil sich im Laufe der Jahre die bodenkundliche Kartierpraxis z.T. deutlich geändert hat. Die alten Daten müssen mit Schlüsseln, wie z.B. zwischen der KA3 und der KA4 (AG BODEN 1982, 1994) oder mittels Pedotransferfunktionen, z.B. von den Ergebnissen der Bodenschätzung auf den aktuellen Standard übertragen werden. Darüber hinaus ist die Tatsache zu beachten, dass die scharfen Grenzen, wie in Kap. 3.2.2 erläutert in der Regel nicht der Realität entsprechen. Bei BOTSCHKEK (1999) ist ein Vergleich zwischen DGK5 Bo und BK5 Lw in Bezug auf den aus den Bodenarten abgeleiteten K-Faktor zu finden.

Die Auswertung der bestehenden Bodenkarten im Untersuchungsgebiet erfolgt zum Einen hinsichtlich der Fragestellung, welches Interpretationspotenzial diese für die Auswertung von Boden-Reliefbeziehungen bieten und zum Anderen hinsichtlich möglicher Auswertungen in Bezug auf die räumliche Verbreitung und Variabilität der Böden.

### **Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:300.000 (BK300)**

Die Bodenübersichtskarte für das Land Nordrhein-Westfalen wurde im Jahre 1953 von MÜCKENHAUSEN & WORTMANN (1954) angefertigt, ein Erläuterungsbericht mit zahlreichen Spezialkarten wurde 1958 veröffentlicht (MÜCKENHAUSEN & WORTMANN 1958). Für die Herstellung wurden sowohl eigene bodenkundliche Aufnahmen gemacht als auch die vorhandenen Bodenkarten und weitere geologische Spezial- und Übersichtskarten ausgewertet. Im Vordergrund stand die Bodenfruchtbarkeit der nordrhein-westfälischen Böden. Mit unterschiedlichen Farben sind die Bodenarten gekennzeichnet, Raster und Schraffuren kennzeichnen die wichtigsten Standortfaktoren. Durch die farbliche Gestaltung der Karte lassen sich die vier Bodenprovinzen Nordrhein-Westfalens, nämlich das Rheinische Schiefergebirge, das Ostwestfälische Berg- und Hügelland, das Münsterland und die Niederrheinische Bucht klar voneinander abgrenzen (ARENS 1960).

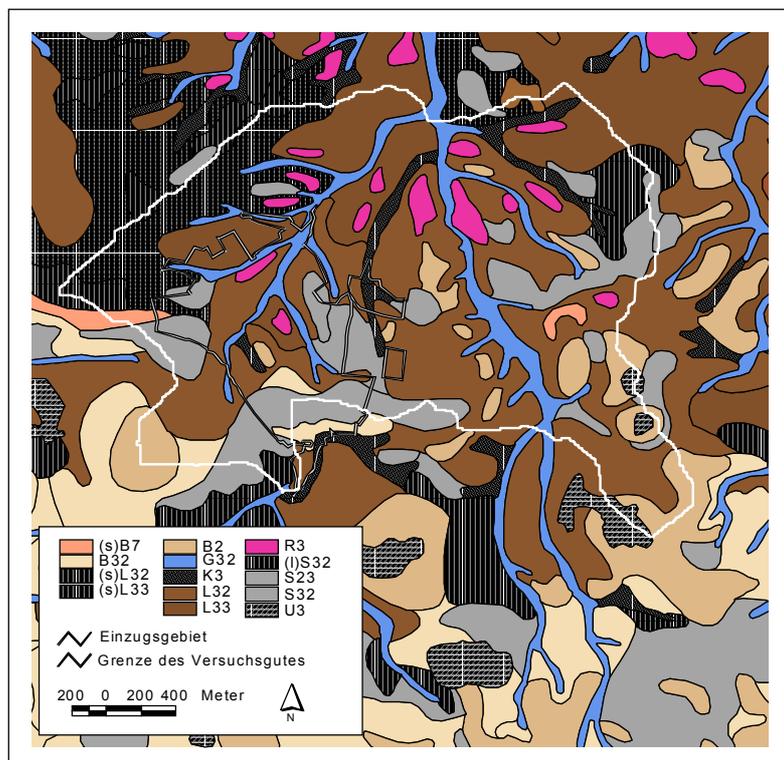
Aus der Übersichtskarte sind Spezialkarten, wie eine Karte der Lössböden, der Staunässeböden oder der Bodenerosionsgefahr durch Wasser abgeleitet. Es lassen sich dem Maßstab entsprechend großräumige Aussagen zur Beziehung zwischen Bodenverbreitung, Substrat und Relief treffen. Das Untersuchungsgebiet weist überwiegend Böden aus Lösslehm auf, wobei diese als Braunerden geringer und mittlerer Basensättigung mit häufiger Staunässe im Untergrund sowie kleinräumig als Braunerden mittlerer und hoher Basensättigung charakterisiert sind. Diese Böden sind mäßig bis stark erosionsgefährdet. Vereinzelt sind lehmige bzw. anlehmige Böden aus fein- und mittelkörnigem Sand sowie flach- bis mittelgründige Böden aus grusigem bis tonigem Lehm kartiert. Aus der Einteilung der Böden zeigt sich, dass in dem Betrachtungsmaßstab das Ausgangsgestein den weitaus wichtigsten bodenbildenden Faktor darstellt. Die übrigen Faktoren stehen deutlich dagegen zurück. Weiterreichende Aussagen zu Boden-Reliefbeziehungen sind deshalb anhand dieser Karte im Untersuchungsmaßstab nicht möglich.

### **Digitale Bodenkarte im Maßstab 1:50.000 (BK50DIG)**

Die Bodenkarte 1:50.000 (BK50) ist ein für das Land Nordrhein-Westfalen inzwischen auch digital landesweit vorliegendes Kartenwerk (SCHREY 1994). In der Bodenkarte ist der Bodenaufbau bis in zwei Meter Tiefe beschrieben. Das Kartenwerk war ursprünglich als Ergänzung zur Bodenkarte im Maßstab 1:25.000 geplant, hat dieses aber inzwischen ersetzt. Neben bodenkundlichen Kartierungen wird bei der BK50 auf vorliegende bodenkundliche Kartierun-

gen, z.B. auf Kartierungen zur land- und forstwirtschaftlichen Standorterkundung (s.u.) zurückgegriffen (MERTENS 1973).

Die Bodeneinheiten werden eingeteilt nach Bodentyp, Bodenart bzw. Bodenartenschichtung, Ausgangssubstrat und nach den Wasserverhältnissen, so dass pro Blatt etwa zwischen 20 und 40 Einheiten ausgegrenzt werden. Das Blatt L5308 Bonn der BK50 wurde 1983 veröffentlicht und enthält 42 bodentypologische Einheiten. Die Kürzel entsprechen den Angaben der KA3 (AG BODEN 1982). In der digitalen Ausfertigung (BK50DIG) sind die Bodeneinheiten weiter untergliedert (EHLHAUS & ROSENBAUM 1991).

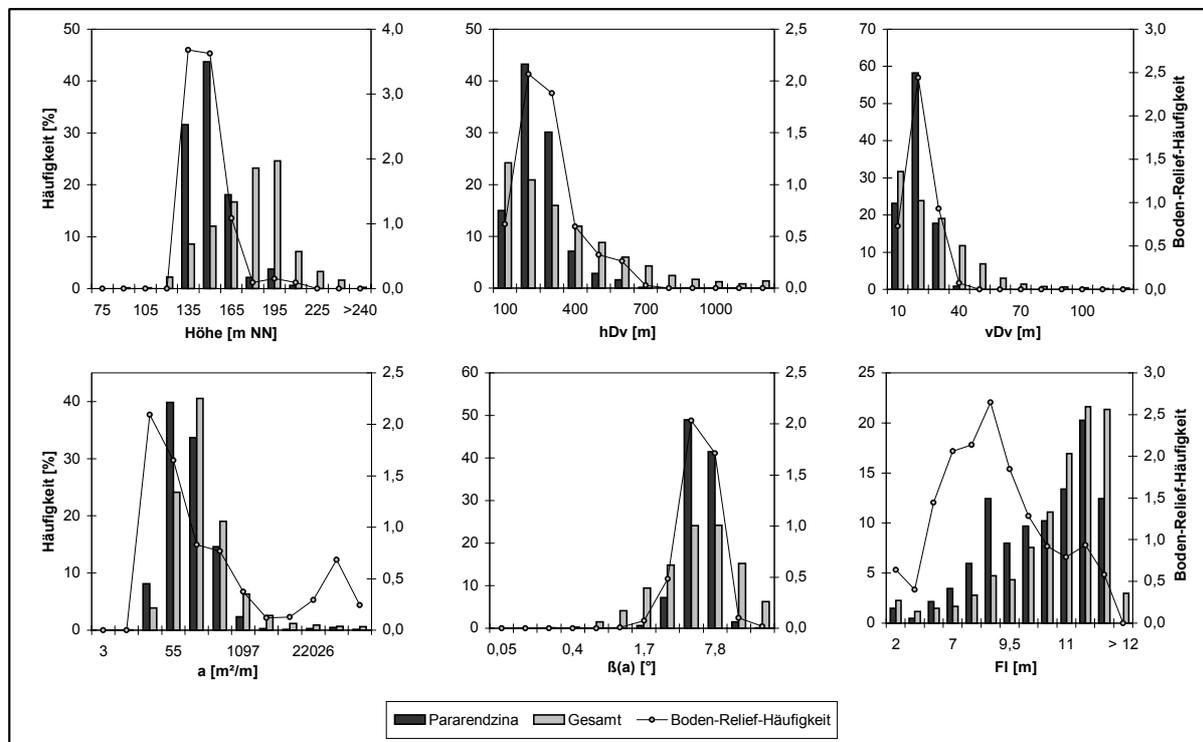


**Abb. 4.10:** Ausschnitt aus der BK50DIG.

Die Abkürzungen für die Bodentypen beruhen auf den Kurzzeichen der KA3 (AG BODEN 1982).

Das Untersuchungsgebiet liegt im östlichen Teil des Blattes. In den Gebieten mächtigerer Lössbedeckung zeigt sich eine regelhafte Verbreitung der Böden (Abb. 4.10): schwach erodierte Parabraunerden (L32, L33), z.T. schwach pseudovergleyt ((s)L32, (s)L33) finden sich auf den Oberhängen und flachen Kuppen, Pararendzinen (R3) bilden die konvex-konvex gekrümmten Mittelhänge, Kolluvien (K3) sowie Gleye (G32) sind in Dellen und entlang der Tiefenlinien ausgebildet. Nach Süden nimmt die Lössmächtigkeit ab. Hier haben sich vor allem Pseudogleye (S23, S32) entwickelt. Wo Basalt-, Sanidintrachyt- oder Andesitkuppen bis an die Oberfläche kommen, finden sich vereinzelt Braunerden (B32, B2).

Da die Pararendzinen bis auf den kalkhaltigen Löss erodierte Parabraunerden sind und man im Untersuchungsgebiet von einer 2 bis 2,5 m mächtigen Parabraunerdebildung ausgehen kann, ist mithilfe der BK50DIG eine Abschätzung des erodierten Materials möglich. Auf dem in Abb. 4.10 dargestellten Teil der BK50DIG wurde die relative und absolute Fläche, die die Pararendzinen einnehmen, bestimmt. Das sind in dem betrachteten Ausschnitt 26,15 ha bzw. 4,29 % der Gesamtfläche, i.e. die Einzugsgebietsgrenze in Abb. 4.10. Geht man von einer holozänen Parabraunerdeentwicklung von 2 m aus, so wurden insgesamt  $522951 \text{ m}^3$  Solummaterial abgetragen. Bei einer angenommenen Dichte von  $1,6 \text{ g/m}^3$  sind das  $836722 \text{ t}$  Bodenabtrag. Geht man hingegen von einem 2,5 m mächtigen Klimax-Parabraunerde aus, errechnen sich daraus  $653689 \text{ m}^3$  bzw.  $1045904 \text{ t}$ .



**Abb. 4.11:** Häufigkeitsverteilung der Pararendzinen in Abhängigkeit ausgesuchter Reliefattribute.

Abgebildet sind Höhe ü NN, horizontale Distanz zum Vorfluter [hDV], vertikale Distanz zum Vorfluter [vDV], spezifische Einzugsgebietsgröße [a], mittleres Gefälle des Einzugsgebietes [ $\beta(a)$ ] und mittlere Fließweglänge [Fl]. Man beachte die logarithmische Skalierung bei den Einzugsgebietsparametern a und  $\beta(a)$ .

Mit Hilfe der Häufigkeitsanalyse kann untersucht werden, welchen Einfluss das Relief auf die Verbreitung von Bodeneinheiten besitzt. Als erschwerend für die statistische Analyse von Relief-Bodenbeziehungen erweist sich der in Kap. 2.1 geschilderte Sachverhalt, dass DHM und BK50DIG auf unterschiedlicher topografischer Grundlage erstellt wurden und es somit zu

Lageunterschieden kommt. Es wurden insgesamt 15 Reliefparameter untersucht. In Abb. 4.11 sind die Ergebnisse von sechs der 15 untersuchten Reliefparameter zusammengestellt.

Pararendzinen finden sich vor allem zwischen 120 und 150 m ü. NN. Die Höhe ü. NN spielt für die Verbreitung der Pararendzinen nur insofern eine übergeordnete Rolle, als dass die Verbreitung des Lösses von der Höhe abhängt (JANUS 1988). Mit zunehmender Höhe nimmt die Lössmächtigkeit ab und es kommt nicht mehr zur Ausbildung von Parabraunerden, die nach ihrer Entwicklung durch Erosion zu Pararendzinen degradiert werden. Von großer Bedeutung für die Verbreitung der Pararendzinen sind die relativen Hangparameter horizontale und vertikale Entfernung zum Vorfluter ( $HD_V$ ,  $VD_V$ ). Mit beiden Parametern wird die Lage innerhalb eines Einzugsgebietes charakterisiert. Pararendzinen finden sich vor allem in einem horizontalen Abstand von 100 bis 300 m und einer Höhendifferenz von 10 bis 20 m zum Vorfluter.

Die Größe des spezifischen Einzugsgebietes ( $a$ ) und das Einzugsgebietsgefälle ( $\beta(a)$ ) sind Einzugsgebietsparameter, mittels derer die Menge und Transportkraft des fließenden Wassers charakterisiert werden kann. Während die Bereiche mit einem Gefälle des oberirdischen Einzugsgebietes zwischen  $2,9$  und  $7,8^\circ$  insgesamt nur etwa 50 % der Gesamtfläche ausmachen, finden sich hier etwa 90 % der Pararendzinen. Außerdem findet man den Bodentyp häufig bei spezifischen Einzugsgebietsgrößen zwischen 20 und 150  $m^2/m$  und bei Fließweglängen zwischen 7 und 9 m. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass sich die Verbreitung der Pararendzinen am besten anhand der relativen Lage im Einzugsgebiet charakterisieren lässt.

### **Bodenkarte auf Grundlage der Bodenschätzung im Maßstab 1:5.000 (DGK5Bo)**

Die Bodenkarte auf Grundlage der Bodenschätzung (DGK5Bo) beruht auf der Grundlage eines Gesetzes aus dem Jahre 1934, das eine einheitliche Bodenwertermittlung gewährleisten sollte. Die Durchführung der Schätzung erfolgt Schlag-spezifisch, d.h. jeweils für einzelne landwirtschaftlich genutzte Parzellen. Die Böden werden dabei bis in einen Meter Tiefe untersucht. Da diese Tiefe für die Beurteilung als Pflanzenstandort nicht ausreicht, werden die Profile anhand von Informationen aus geologischen Karten bis auf zwei Meter Profiltiefe ergänzt (ARENS 1960). Die mit den Maßstabsunterschieden verbundene Unsicherheit – die geologischen Karten sind im Maßstab 1:5.000 kartiert – muss bei der Auswertung ebenso berücksichtigt werden wie die Tatsache, dass sich das Untersuchungsgebiet im Übergangsbereich von vier DGK5-Blättern der TK25 Blatt 5209 Siegburg befindet, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten kartiert wurden (s. Tab. 4.1) und deren Inhalte nicht harmonisiert wurden.

Außerdem werden Grünlandböden anders beurteilt als die Ackerböden (MÜCKENHAUSEN & MERTENS 1988<sup>4</sup>). Während bei diesen zwischen neun Bodenarten und sieben Zustandsstufen unterschieden wird, gibt es bei jenen nur fünf Bodenarten und drei Zustandsstufen.

**Tab. 4.1:** Blätter der DGK5.

*Rechts- und Hochwert der unteren linken Ecke und das Erhebungsjahr der Karten*

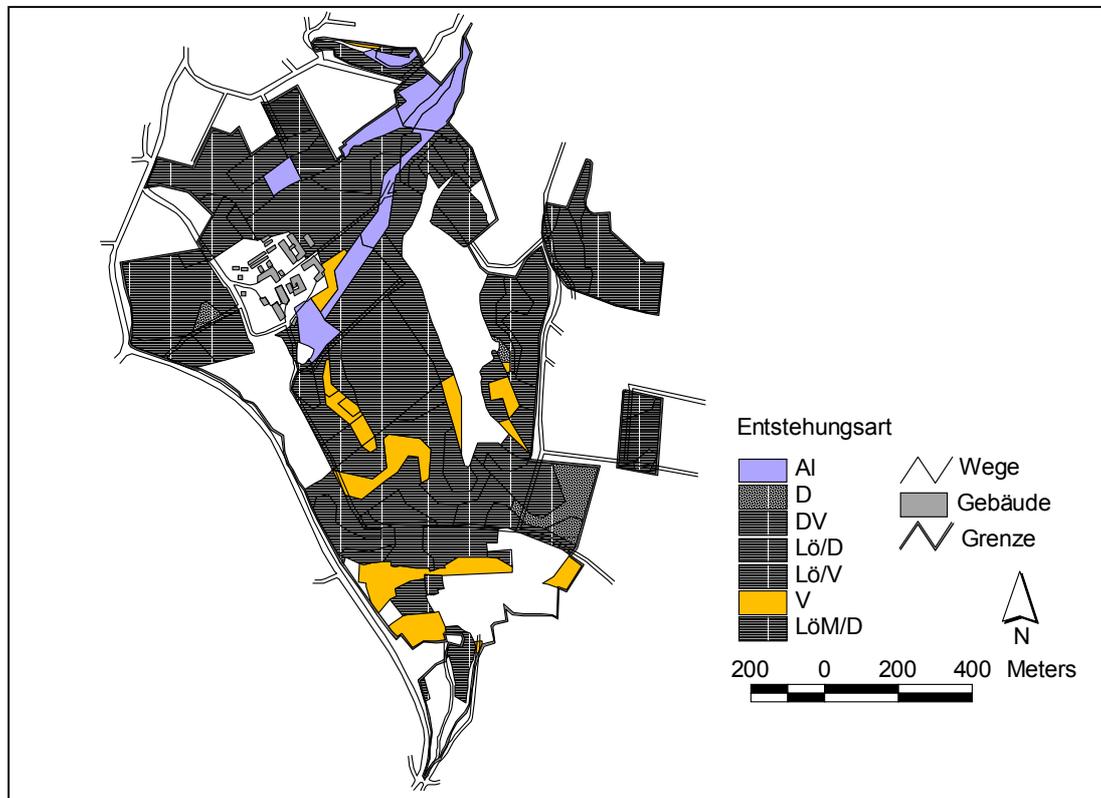
Blattname	Rechtswert, Hochwert	Erhebungsjahr
Heisterbacherrott	<sup>25</sup> 86, <sup>56</sup> 18	1951
Oberdollendorf	<sup>25</sup> 86, <sup>56</sup> 20	1951
Oelinghoven	<sup>25</sup> 84, <sup>56</sup> 18	1954
Vinxel	<sup>25</sup> 84, <sup>56</sup> 20	1963

Mithilfe der DGK5Bo ist die Auswertung verschiedener thematischer Karten möglich. Bodenart, Bodentyp und Ausgangssubstrat sind Informationen, die direkt aus den Durchschnittsprofilen am unteren Blattrand zu entnehmen sind. Bei der Ackerschätzung wird zwischen Böden aus vier Entstehungsarten unterschieden: Lössböden (Lö), Alluvialböden (Al), Diluvialböden (D) und Verwitterungsböden (V). Darüber hinaus werden Schichtungen und Mischböden verschiedener Entstehungsarten gekennzeichnet.

In der aus den Durchschnittsprofilen der DGK5Bo abgeleiteten Substratverbreitungskarte (Abb. 4.12) ist die nach Süden mit der Höhe abnehmende Lössmächtigkeit zu erkennen. Auf der flachen und ebenen Kuppe ("Kasseler Heide") stehen pleistozäne Hauptterrassensedimente und Trachyttuff oberflächennah an. Sie sind hier lediglich von einer dünnen lösshaltigen Fließerde bedeckt. Diese Flächen sind hier als DV gekennzeichnet. Sie zeichnen sich durch Schichtung und Lössbeimengungen im Oberboden aus. Auch Beimengungen von Kies deuten auf das Vorhandensein einer Solifluktsionsdecke hin. In den Talbereichen sind Alluvien (Al) abgelagert, entlang des Ost-exponierten Trockentalhanges hat sich ein Kolluvium gebildet. Die in der GK25 als Latit kartierte gestreckte Kuppe im Westen des Scheidfelds ist hier als Verwitterungsboden ausgewiesen.

Die Entstehungsarten und Durchschnittsprofile erlauben außerdem Rückschlüsse auf die Entkalkungstiefe bei den Lössböden und damit auf das Ausmaß der historischen Bodenerosion. Stark erodierte Parabraunerden mit einer mittleren Entkalkungstiefe von etwa 80 cm sind zwischen Eichenbach und Forstbach im Norden des Versuchsgutes sowie bei der Latitkuppe zu finden (s. Abb. 4.13). Auf einer Fläche ist der Boden hier bis auf den kalkhaltigen Löss abgetragen. Außerdem ist das Kolluvium am Ost-exponierten Hang des Trockentales im Oberbo-

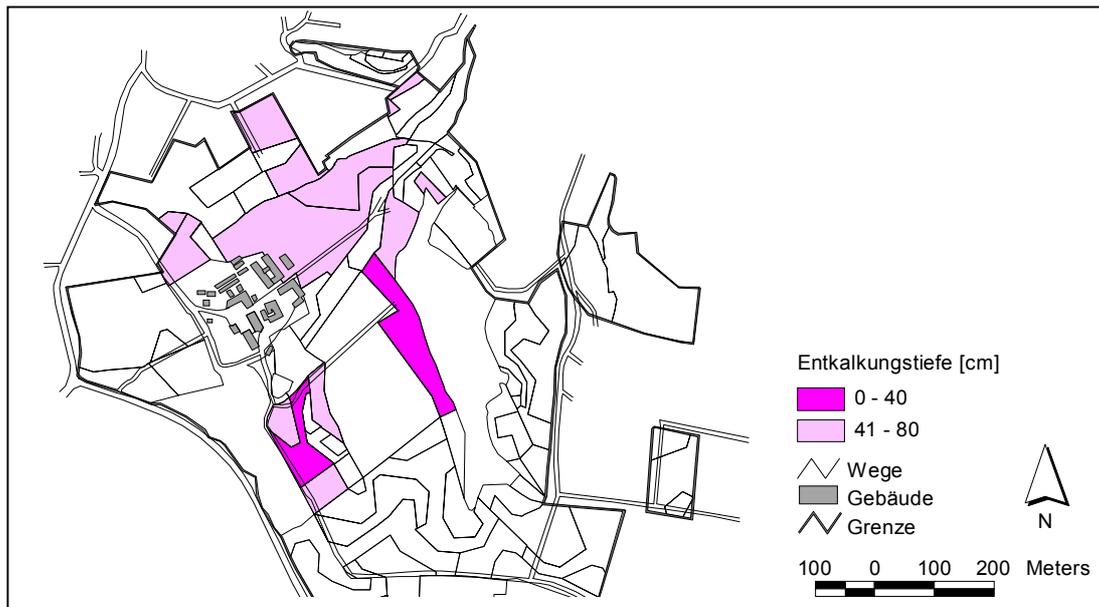
den kalkhaltig. Die Abbildung zeigt aber auch die Grenzen der Auswertbarkeit hinsichtlich der Fragestellung auf. Aufgrund der Schlag-spezifischen Kartierung orientiert sich die Grenzziehung nicht an den natürlichen Grenzen der Bodeneinheiten sondern an den Parzellengrenzen. Dies erschwert eine detaillierte Auswertung der DGK5 Bo.



**Abb. 4.12:** Karte der Entstehungsarten aus den Durchschnittsprofilen der DGK5 Bo.

Die Waldflächen sind nicht kartiert. Für die Abkürzungen der Substrate siehe Text, die Signatur LötM kennzeichnet ein Kolluvium aus Löss. Diese Signatur ist in der DGK5 Bo nicht vorgesehen, kann aber den Angaben zum Durchschnittsprofil entnommen werden.

Da in der Bodenschätzung nur landwirtschaftlich genutzte Böden kartiert wurden und Ackerstandorte anders als Grünlandstandorte lassen sich mit der DGK5 Bo außerdem Aussagen über die Landnutzung zum Erhebungszeitpunkt machen.



**Abb. 4.13:** Entkalkungstiefe der Böden aus Löss bzw. umgelagerten Löss (Kolluvium) ermittelt aus den Durchschnittsprofilen der DGK5 Bo.

#### **Bodenkarte zur landwirtschaftlichen Standorterkundung im Maßstab 1:5.000 (BK5Lw)**

Die Bodenkarten 1:5.000 (BK5 Lw, BK5 Fw) zur landwirtschaftlichen und forstwirtschaftlichen Standorterkundung sind Auftragskartierungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen. Die Karten werden für Flurbereinigungsmaßnahmen, den Siedlungs- oder Straßenbau im Auftrag der Landwirtschaftskammern, der Landesanstalt für Ökologie, Bodenordnung und Forsten (LÖBF/LafAO) oder das Landesumweltministerium erstellt. Eine Übersicht über die land- und forstwirtschaftlich kartierten Flächen kann beim Geologischen Dienst bezogen werden. Bislang sind etwa 70 % der landwirtschaftlichen Nutzflächen und rund 41 % der Waldflächen im Rahmen der land- und forstwirtschaftlichen Standorterkundung bodenkundlich aufgenommen.

Der südliche Teil des Versuchsgutes wurde im Rahmen einer solchen Kartierung bodenkundlich aufgenommen. Die Böden sind anhand der Merkmale Bodentyp, Ausgangsgestein, Bodenart und Bodenartenschichtung zu insgesamt 23 Bodeneinheiten zusammengefasst. Pseudogleye, verbrauchte Pseudogleye und pseudovergleyte Braunerden sind die vorherrschenden Bodentypen auf der Kasseler Heide. Die Mächtigkeit der in der BK5Lw als Hang- und Hochflächenlehme kartierten lösslehmhaltigen Solifluktsdecken schwankt hier auf der flachen Plateaulage zwischen 20 und 80 cm. Stellenweise ist unter der lösslehmhaltigen Hauptlage eine tonreichere Basislage ausgebildet. An den Hängen liegt eine in der Regel geringmächtigere Fließerde über tertiärem Trachyttuff. Im "Langenbergsiefen" im Süden des Untersuchungsgebietes wurde ein mehr als zwei Meter mächtiges Kolluvium abgelagert. An seinen

Hängen finden sich erodierte Parabraunerden aus Löss, deren Entkalkungsgrenze in 1,4 bis 2 m zu finden sind.

### **Zusammenfassende Bewertung**

Das Auswertungspotenzial der untersuchten Karten ist vor allem aufgrund der verschiedenen Erhebungsmaßstäbe sehr unterschiedlich. In Abhängigkeit vom Maßstab spiegelt sich in den Bodenkarten die unterschiedliche Bedeutung der bodenbildenden Faktoren für die Pedogenese wider. Großräumig betrachtet spielt das Ausgangssubstrat für die Bodenbildung eine größere Rolle als das Relief. Dieser Sachverhalt spiegelt sich vor allem in der BK300 wider. Der Einfluss des Reliefs auf die Bodenbildung zeigt sich in den Bodenkarten größeren Maßstabes. Für die genannte Fragestellung kommt deshalb die BK300 nicht in Frage. Die BK50DIG eignet sich bedingt für die statistische Auswertung von Boden-Reliefbeziehungen. Dies liegt vor allem an den unterschiedlichen Erhebungsgrundlagen von DHM und Bodenkarte. Dagegen bergen die Karten im Maßstab 1:5.000 prinzipiell das größte Auswertungspotenzial. Da die Karte zur Landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5Lw) allerdings nur den südlichen Bereich des Landwirtschaftlichen Versuchsgutes abdeckt, kommt sie für diese Auswertung nicht in Frage. Die DGK5Bo eignet sich aufgrund der Schlag-spezifischen Kartierung nicht zur Auswertung von Boden-Reliefbeziehungen. Sie bietet aber Auswertungspotenzial bezüglich der Verbreitung der Ausgangssubstrate. Aus den Angaben aus den Durchschnittsprofilen lässt sich eine relativ genaue Karte der Ausgangssubstrate und deren Schichtung ableiten. Da die DGK5Bo allerdings nur für agrarisch genutzte Gebiete vorliegt, wurde sie im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter verwendet.

#### *4.2.4 Veränderungen von Relief und Solum durch historische Bodenerosion*

Wie bereits in anderen Untersuchungen gezeigt werden konnte, hat historische Bodenerosion maßgeblich zum heutigen Bodenmuster im Untersuchungsgebiet beigetragen (LESSMANN-SCHOCH et al. 1991, BOTSCHKEK 1999, PRESTON 2001). Erosion und Akkumulation haben zu Veränderungen der natürlichen Bodentypenverbreitung geführt. Dabei ist die Verteilung am Hang zwar grundsätzlich regelhaft – nicht bis schwach erodierte Parabraunerden an den Oberhängen und auf den Kuppen, stärker erodierte Parabraunerden sowie z.T. Pararendzinen im Mittelhangbereich und Kolluvien an den Unterhängen – vielfach zeigt sich jedoch ein differenzierteres Bild. Der Prozess der Bodenerosion verändert dabei nicht nur die räumliche Verbreitung der Böden, durch bodenerosive Umlagerungen wird die Geometrie der Hänge

und Einzugsgebiete verändert. Darüber hinaus haben vor allem BORK et al. (1998) darauf hingewiesen, dass Bodenerosion diskontinuierlich abgelaufen ist. Die mit der Erosion verbundenen ökologischen Auswirkungen wurden im Untersuchungsgebiet exemplarisch von BOTSCHKE (1999) aufgezeigt.

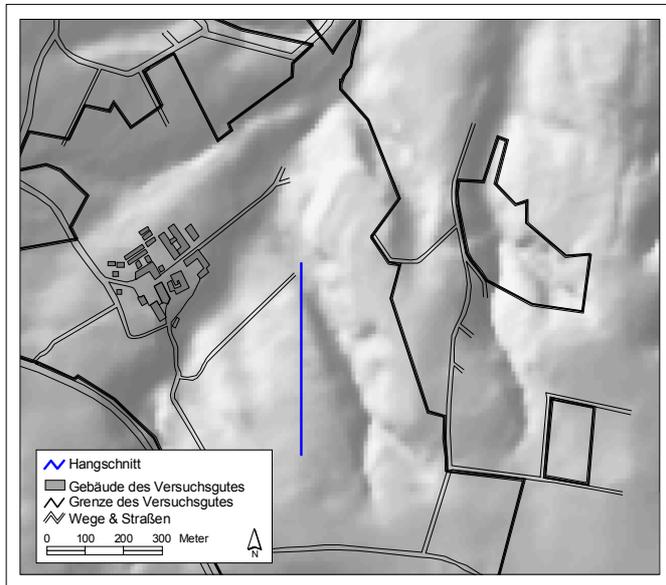
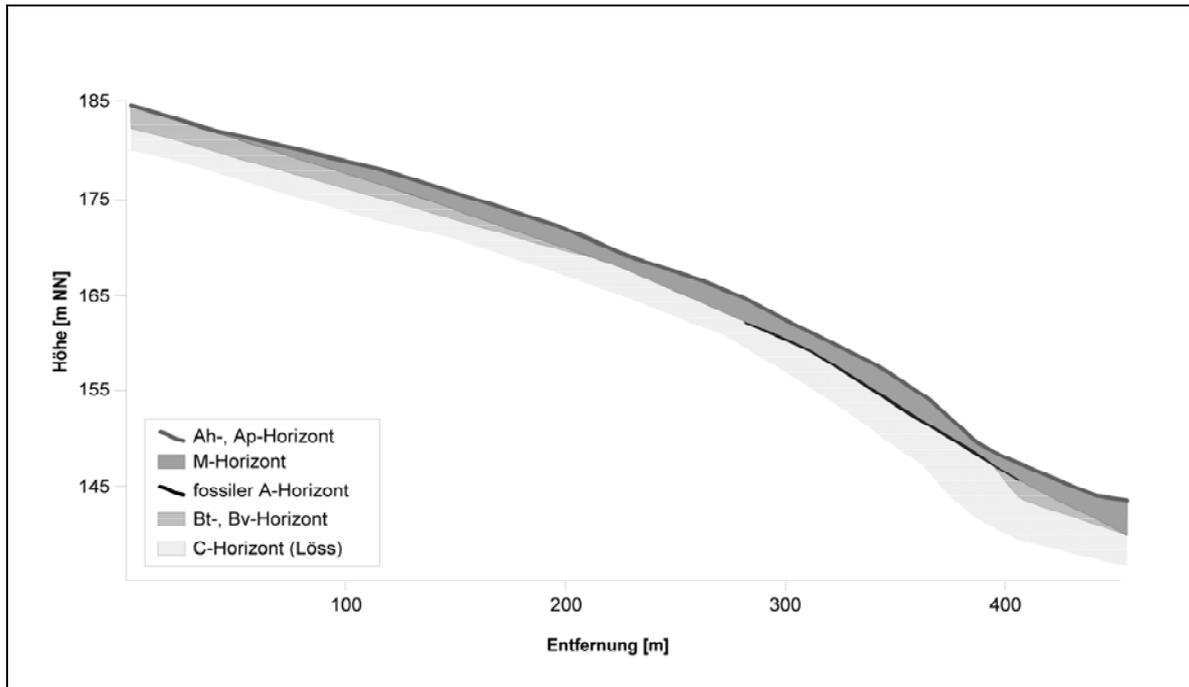


Abb. 4.14: Lage des Hangschnittes.

Anhand eines Hangschnittes werden die Veränderungen exemplarisch aufgezeigt. Abb. 4.14 zeigt die Lage des Hangschnittes. Mit Hilfe von Pürckhauerbohrungen bis in 2 m Tiefe und in einem Abstand von etwa 20 m wurden die Böden und bodenbildende Substrate erfasst. Um das Ausmaß der Erosion zu quantifizieren wurde eine 2,5 m mächtige Parabraunerde als Klimaxboden aus Löss angenommen (vgl. Kap. 3.2 u. 4.1.4).

Mithilfe dieses Horizontes lässt sich die jungholozäne Reliefentwicklung für diesen Hang rekonstruieren (s. Abb. 4.15). Die Oberfläche des unverwitterten, kalkhaltigen Lösses wurde als Basis der Berechnungen genommen. Als ehemalige Geländeoberfläche wurde auf die Obergrenze des kalkhaltigen Lösses 2,5 m addiert. Dies entspricht der beschriebenen Bodenentwicklung aus Löss, der im Untersuchungsgebiet etwa 2,5 m mächtigen Parabraunerde, welche die prä-erosive Oberfläche vor Beginn der ackerbaulichen Nutzung darstellt. Sie lag im oberen Hangabschnitt durchschnittlich ca. 1,3 m, am Mittel- und Unterhang etwa 1 m oberhalb der heutigen Geländeoberfläche. Der Hangverlauf der prä-erosiven Geländeoberfläche war durchgehend konvex, die Neigung hat sich im Vergleich zur Neigung der heutigen Oberfläche am Ober- und Mittelhang kaum verändert. Lediglich der Unterhang ist konkav und schwächer geneigt als vor Beginn der Erosion.



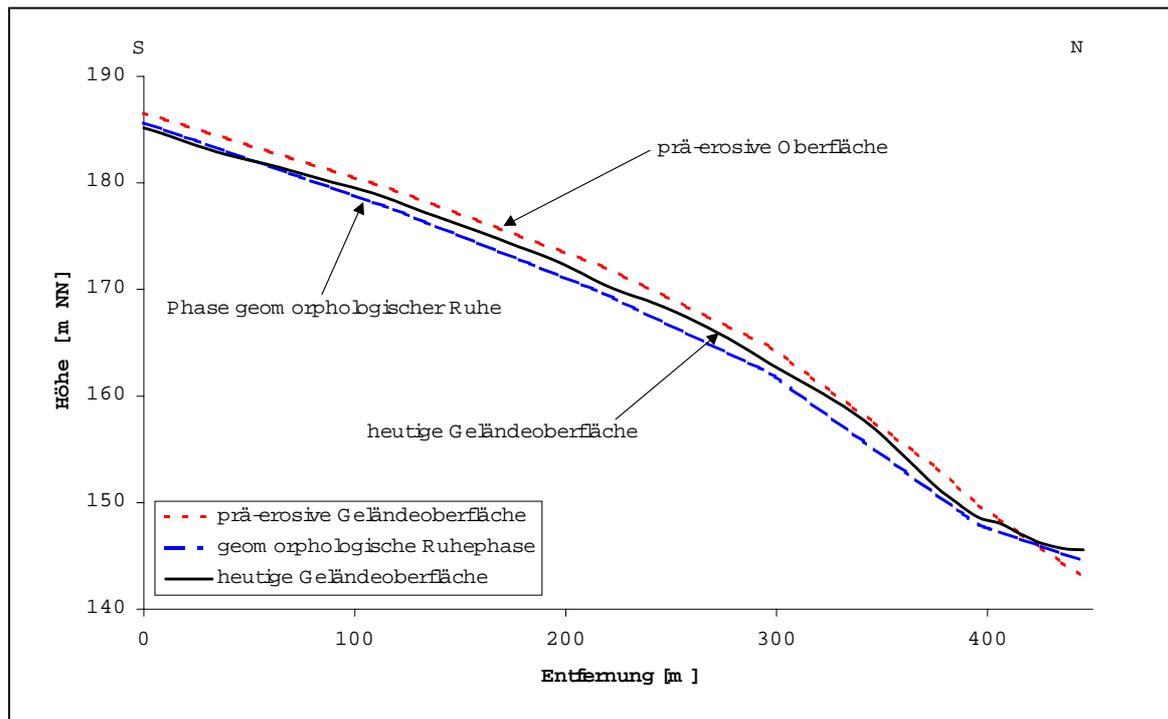
**Abb. 4.15:** Bodenverteilung entlang des Hangschnittes.

Da bei einer Bohrstockerhebung Bt- und Bv-Horizont nicht einwandfrei zu unterscheiden sind, wurden diese beiden Horizonte in einer Signatur dargestellt. Die Überhöhung beträgt 1:9. Die Horizonte wurden 2-fach überhöht dargestellt.

Mit Beginn der agrarischen Nutzung unterlag der Hang der Abtragung. Dies führte vor allem am Mittelhang zu starker Degradation und Erosion bis auf den unverwitterten, kalkhaltigen Löss. Am Unterhang und in der Tiefenlinie lagerte sich ein Kolluvium ab. Am Ende dieser ersten Phase der Erosion und Akkumulation konnte sich an der Oberfläche in einer Phase geomorphodynamischer Stabilität ein A-Horizont bilden, der bis heute am Mittel- und Unterhang teilweise erhalten ist (s. Abb. 4.16).

In einer erneuten Phase der Erosion und Akkumulation wurde der Oberhang weiter erodiert, am Mittel- und Unterhang wurde Material akkumuliert. Da der Hang derzeit als Weide genutzt wird, findet aktuell keine weitere Erosion statt.

Über eine zeitliche Einstufung der Erosionsphasen können damit allerdings keine Aussagen getroffen werden. Die Befunde aus anderen Arbeiten divergieren z.T. sehr. So wurden bei LESSMANN-SCHOCH et al. (1991)  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und Pollenanalysen an einem Kolluvium am Eichenbach vorgenommen. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass spätestens zwischen 1320 und 1440 n. Chr. hier Ackerbau betrieben wurde. PRESTON (2001) kommt dagegen mit Hilfe der optisch stimulierten Lumineszenz auf ein sehr viel höheres Alter der Kolluvien am Forstbach. Danach begann die früheste Kolluviation vor etwa 1300 Jahren.



**Abb. 4.16:** Jungholozäne Hangentwicklung entlang des Hangschnittes.

Die heutige Geländeoberfläche ist schwarz durchgezogen dargestellt, der Verlauf der prä-erosiven Geländeoberfläche ist rot gepunktet, die Geländeoberfläche zur Zeit der geomorphologischen Ruhephase blau gestrichelt.

Die jungholozäne Relief- und Landschaftsentwicklung vollzog sich im Untersuchungsgebiet folglich mindestens in zwei Erosionsphasen, getrennt durch eine Ruhephase, in der es zur Bildung eines A-Horizontes kommen konnte. Dabei hat sich die Geometrie des Hanges ebenfalls verändert. In der ersten erosiven Phase wurde am gesamten Hang abgetragen und die Oberfläche damit erniedrigt. In der zweiten geomorphodynamischen Aktivitätsphase wurde lediglich am Oberhang weiter abgetragen, am Mittel- und Unterhang dagegen akkumuliert, wodurch sich die Geländeoberfläche hier erhöht hat (s. dazu Kap. 4.1.6). Insgesamt führte die Bodenerosion zu einer Verringerung der Höhendifferenz von etwa 4 m und in der Folge zu einer leichten Abnahme der mittleren Neigung von prä-erosiv etwa  $5,6^\circ$  auf etwa  $5,1^\circ$  heute.

## 5 Zur räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften

Wie in Kap. 3 beschrieben, existieren grundsätzlich zwei Modellvorstellungen zur räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften. Einerseits handelt es sich dabei um das vor allem bei der klassischen Bodenkartierung zur Anwendung kommende Konzept, dass sich an einer räumlichen Grenze eine Eigenschaft diskret ändert. Andererseits wird bei geostatistischen Verfahren von kontinuierlichen Übergängen ausgegangen.

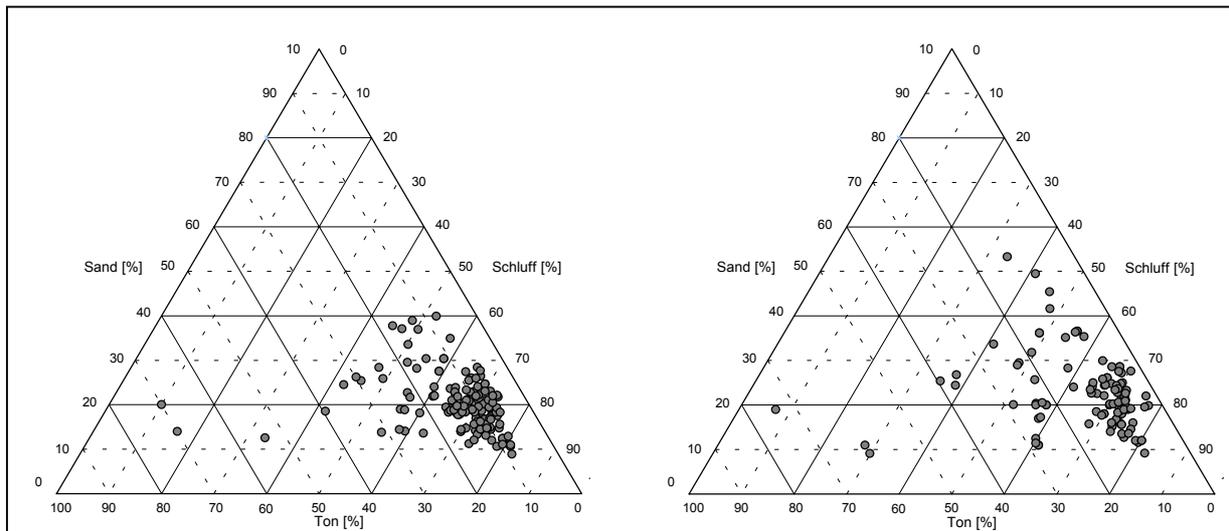
Über die Ursachen der Variabilität ist damit zunächst nichts ausgesagt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb zunächst versucht, die Gründe für die räumliche Variabilität der untersuchten Bodeneigenschaften herauszuarbeiten (Kap. 3). Auf Basis des Boden-Landschafts-paradigmas wurde von der Hypothese ausgegangen, dass die bodenbildenden Faktoren letztlich diejenigen Faktoren steuern, die für die räumliche Differenzierung verantwortlich sind. Darüber lassen sich schlussendlich Modellvorstellungen und Verfahren entwickeln, mit denen die punkthaft gemessenen Bodendaten interpoliert werden können.

### 5.1 Deskriptive Statistik

Die notwendigen statistischen Kenngrößen für die Beschreibung und Analyse der räumlichen Variabilität werden in diesem Kapitel dargestellt. Ein Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Häufigkeitsverteilung der untersuchten Bodenparameter. Diese liefern einen Hinweis auf die Interpretation der Ergebnisse in der geostatistischen Analyse.

Zur deskriptiven Statistik der Korngrößenverteilung dient das Korngrößendreieck. Abb. 5.1 zeigt die Verteilung der Korngrößen im ersten und zweiten Horizont.

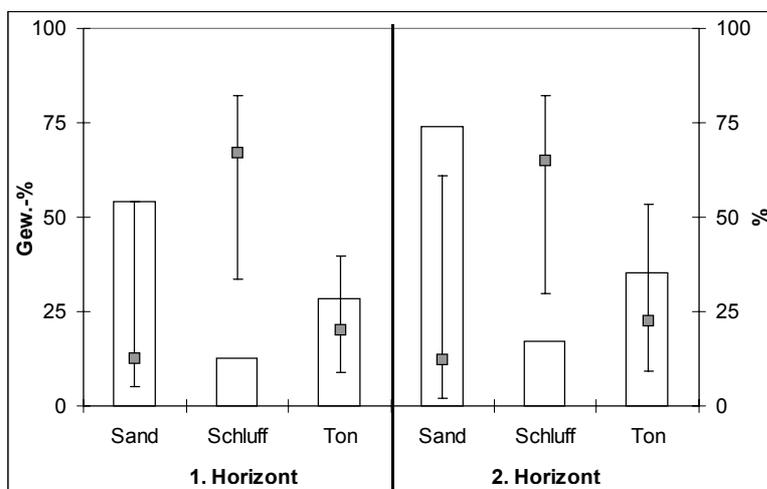
In beiden Diagrammen zeigt sich ein hoher Schluffanteil. Bei den Bodenarten des ersten Horizontes handelt es sich gemäß der KA4 (AG BODEN 1994) zu 66 % um mittel tonige Schluffe (Ut3) bis stark tonige Schluffe (Ut4). Da Löss, lösshaltige Hauptlage oder lössbürtige Kolluvien im Untersuchungsgebiet annähernd flächendeckend an der Oberfläche anstehen, hat sich daher, von wenigen Ausnahmen abgesehen, der oberste Horizonte aus schluffreichen Sedimenten entwickelt.



**Abb. 5.1:** Korngrößenverteilung im ersten Horizont (links) und im zweiten Horizont (rechts) dargestellt in einem Korngrößendreieck.

Der unterschiedliche Stichprobenumfang – im ersten Horizont:  $n = 162$  und im zweiten Horizont:  $n = 112$  – resultiert aus dem heterogenen Datenbestand.

Im zweiten Horizont kommen mittel und stark schluffige Tone (Ut3, Ut4) nur noch zu 54 % vor. Tonreichere Bodenarten sind hingegen häufiger zu finden. Der Unterschied zum ersten Horizont erklärt sich aus der Tatsache, dass die lösshaltigen Sedimente z.T. nur wenige Dezimeter mächtig sind und somit die Variabilität der Ausgangssubstrate mit der Tiefe zunimmt. Hier finden sich neben lössbürtigen Sedimenten, vor allem Horizonte, die sich im Trachyttuff entwickelt haben. Außerdem handelt es sich bei den Werten des zweiten Horizonts genetisch betrachtet nicht um einen Horizont. Unterschiede zwischen den Untersuchungspunkten, die Folge einer unterschiedlichen Pedogenese sind, wurden nicht berücksichtigt.

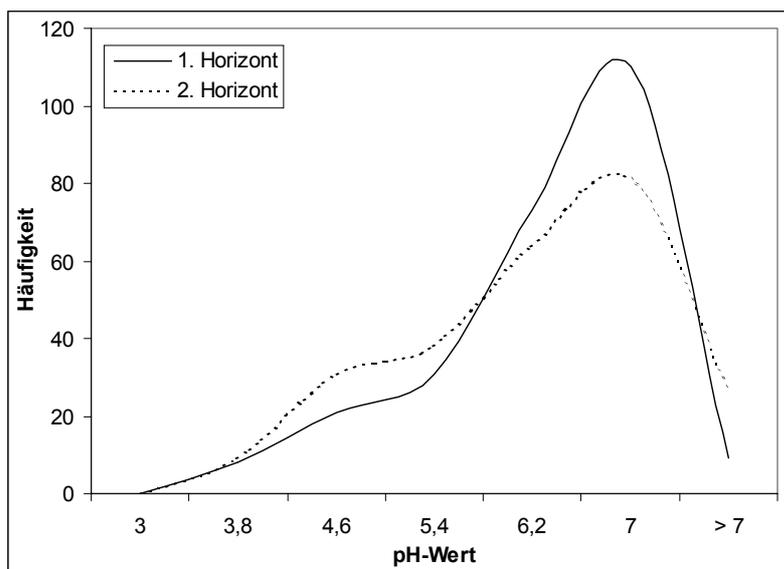


**Abb. 5.2:** Mittelwert (Punkte), Spannweite (Linien) sowie Variationskoeffizient (Balken) der drei Korngrößenklassen Sand, Schluff und Ton.

Wie in Abb. 5.2 zu erkennen, ist die Streuung im zweiten Horizont etwas größer als im ersten Horizont. Das deutet auf eine größere Variabilität an Ausgangssubstraten mit zunehmender

Tiefe. Für beide Horizonte gilt, dass der Variationskoeffizient der Sand- und Tongehalte höher ist als der des Schluffgehaltes. Die Mittelwerte beider Horizonte unterscheiden sich dagegen kaum. Sie sind beide nach der KA4 als stark toniger Schluff (Ut4) einzustufen.

Bezüglich des pH-Werts unterscheiden sich erster und zweiter Horizont kaum (s. Tab. 5.1 auf S. 97). Sowohl Mittelwert und Median als auch die Streuungsparameter Standardabweichung und Variationskoeffizient liegen eng beieinander. Der im Vergleich zum ersten Horizont etwas höhere Variationskoeffizient zeigt sich in der Häufigkeitsverteilung an dem flacheren Kurvenverlauf (s. Abb. 5.3). Beide Verteilungen sind rechtsschief. Ein zweites Maximum bei pH 4,3 als Folge der unterschiedlichen Puffersysteme des Bodens, das SINOWSKI (1995) mit zunehmender Tiefe bei seinen Untersuchungen nachweisen konnte, lässt sich auch hier finden. Im ersten Horizont ist dieses zweite Maximum aufgrund von Meliorationskalkungen im Oberboden nicht so stark ausgeprägt wie im zweiten Horizont.



*Abb. 5.3: Häufigkeitsverteilung des pH-Wertes im ersten und zweiten Horizont.*

Der mittlere  $C_{org}$ -Gehalt liegt bei 2,2 Gew.-%, der Median bei 1,8 Gew.-% (s. Tab. 5.1 auf S. 97). Bei einem Multiplikationsfaktor von 1,72 errechnet sich daraus ein mittlerer Humusgehalt von 3,4 Gew.-% bzw. 3,1 Gew.-%. Wie in Kap. 3 erläutert, kann die Variabilität, der Variationskoeffizient liegt bei 52,2 %, durch die unterschiedlichen Nutzungsformen erklärt werden. Unter Wald stellen sich deutlich höhere  $C_{org}$ -Gehalte als unter Grünland und Acker ein.

Die Wertespanne beim K-Faktor über alle Daten liegt bei einem Mittelwert von 0,46 und einem Median von 0,47 zwischen 0,07 und 0,75. Im Mittel liegen die Böden nach der Einteilung der KA4 im hohen Bereich (Eb4) (AG BODEN 1994). Dies liegt vor allem an dem hohen Schluffanteil im obersten Horizont. Betrachtet man im Vergleich dazu ausschließlich die la-

boranalytisch erhobenen Daten, so zeigen sich nur geringfügige Unterschiede. Mittelwert (0,44) und Median (0,45) liegen bei gleicher Standardabweichung jeweils leicht unter den oben genannten Werten.

Die mittlere Gründigkeit liegt bei 141,1 cm. Sie ist damit entsprechend der Einteilung der KA4 als sehr tief (Wp5) (AG BODEN 1994) zu bezeichnen.

Die nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum ( $nFK_{We}$ ) als der Teil des Wassers im Boden, der für die Pflanzen verfügbar ist, liegt im Mittel bei 191,4 mm. Gemäß der Einstufung der KA4 liegt dieser Wert damit im mittleren Bereich ( $nFK_{We3}$ ). Die Werte schwanken zwischen sehr geringen 21,0 mm ( $nFK_{We1}$ ), die vor allem auf den höher gelegenen Bereichen mit geringer lösshaltiger Hauptlage über Basislage und Trachyttuff zu finden sind und sehr hohen 366,0 mm ( $nFK_{We5}$ ) bei den mächtigeren Lössprofilen. Hier wird die effektive Durchwurzelungstiefe nicht durch verdichtete oder Gr-Horizonte nach unten beeinträchtigt.

**Tab. 5.1:** Deskriptive Statistik der analysierten Bodeneigenschaften.

Stabw = Standardabweichung, Min = Minimum, Max = Maximum, CV = Variationskoeffizient. Beim K-Faktor werden ausschließlich Labordaten (L) mit allen Daten (a) verglichen.

		n	Mittel	Median	Stabw	Min	Max	CV [%]
<b>Sand [Gew.-%]</b>	1.	162	12,6	11,1	6,8	5,0	54,0	53,9
	2.	112	12,3	9,0	9,1	2,0	61,0	73,9
<b>Schluff [Gew.-%]</b>	1.	162	67,2	69,3	8,5	33,4	82,3	12,7
	2.	112	65,2	69,1	11,2	29,9	82,2	69,1
<b>Ton [Gew.-%]</b>	1.	162	20,2	19,6	5,7	8,9	39,8	28,4
	2.	112	22,6	21,0	7,9	9,1	53,3	35,2
<b>pH [-]</b>	1.	256	6,0	6,2	0,9	3,2	7,5	15,4
	2.	253	5,9	6,2	1,1	3,1	8,0	18,1
<b>C<sub>org.</sub> [Gew.-%]</b>	1.	132	2,2	1,8	1,1	0,5	6,4	52,2
<b>K-Faktor [-]</b>	a	403	0,46	0,47	0,12	0,07	0,75	25,8
	L	162	0,44	0,45	0,12	0,07	0,75	27,3
<b>Gründigkeit [cm]</b>		285	140,5	200	67,4	10	200	48,0
<b>nFK<sub>We</sub> [mm]</b>		362	191,4	211,8	63,5	21,0	366,0	33,2

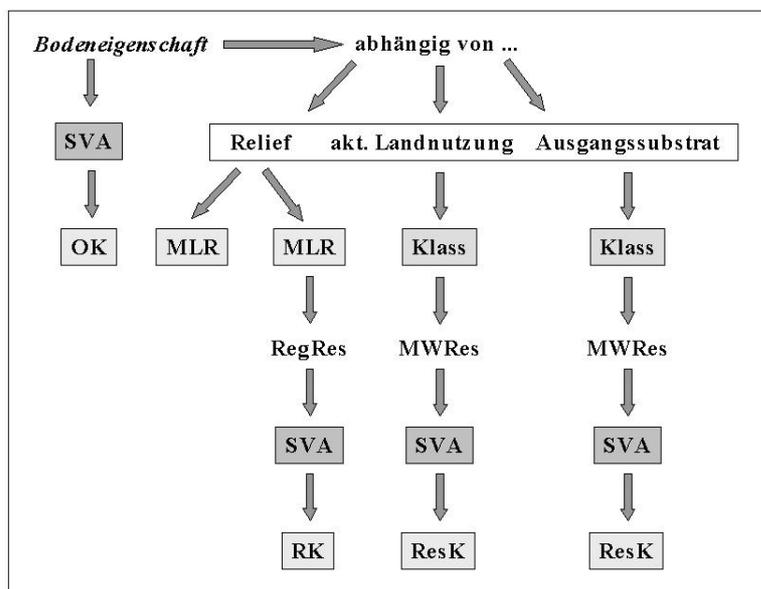
## 5.2 Regionalisierung von Bodeneigenschaften

Als Regionalisierung wird die Interpolation von punktuell erhobenen Daten in die Fläche bezeichnet. Sie kann als Spezialfall des Hochskalierens (engl. *upsaling*) angesehen werden.

Unter Hochskalieren versteht man den Transfer von einer niedrigeren Skala (z.B. eines Hanges) auf eine höhere (z.B. eines Einzugsgebietes).

### 5.2.1 Vorgehensweise

Wie in Abb. 5.4 aufgezeigt, finden verschiedene Möglichkeiten zur Regionalisierung der betrachteten Bodeneigenschaften Anwendung. Mit Hilfe der aus der Semivarianzanalyse (SVA) ermittelten Werte können die punktförmig gemessenen Untersuchungsergebnisse zu Bodeneigenschaftskarten interpoliert werden. Das einfachste Verfahren stellt die direkte Regionalisierung der Bodeneigenschaft mittels Ordinary Kriging (OK) dar. Dabei werden die Daten beim Block-Kriging zu einem 10 x 10 m Raster interpoliert.



**Abb. 5.4:** Vorgehensweise bei der Regionalisierung der Bodeneigenschaften.

SVA = Semivarianzanalyse, MLR = Multiple lineare Regression, Klass = Klassifikation, OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen Kriging, RK = Regression Kriging.

Darüber hinaus können aber auch die in Kap. 3 erläuterten Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und bodenbildenden Faktoren in den Regionalisierungsverfahren berücksichtigt werden, um die Punktmessungen in die Fläche zu bringen. Die einfachste Form der Regionalisierung unter Berücksichtigung einer Hilfsvariable stellen multiple lineare Regressionen (MLR) dar. Der wesentliche Vorteil dieser Verfahren besteht darin, dass bodenkundliches Fachwissen über die Bodenbildung eingesetzt wird, um zu flächenhaften Aussagen zu gelangen. Neben diesem rein statistischen Verfahren gibt es aber auch die gemischten oder hybriden Techniken (MCBRATNEY et al. 2000). Die räumliche Variabilität besteht dem Konzept dieser gemischten Verfahren zufolge dann aus einer deterministischen Komponente (bodenbildender Faktor) und einer quasi stochastischen bzw. sehr komplexen Komponente.

Als die drei wesentlichen bodenbildenden Faktoren im Untersuchungsgebiet auf der untersuchten Skala wurden das **Relief**, das **Ausgangssubstrat** und die **aktuelle Landnutzung** durch den Menschen identifiziert (vgl. Kap. 3.2.2). Das Relief beeinflusst vor allem über die Wasser- und Stoffflüsse im und auf dem Boden dessen Variabilität. Das Ausgangssubstrat beeinflusst in hohem Maße die Korngrößenzusammensetzung, aber auch das Gefüge und den Mineralbestand. Der Mensch verändert vor allem durch Bodenbearbeitung, z.B. durch Pflügen, Düngen und Kalken, im Oberboden die räumliche Variabilität vieler Bodeneigenschaften. Für alle drei bodenbildenden Faktoren liegen im Untersuchungsgebiet flächenhafte Informationen vor, so dass sie als Kovariable bei der Regionalisierung eingesetzt werden können.

Als nominalskalierte Kovariable werden aktuelle Landnutzung und Ausgangssubstrat zunächst klassifiziert (Klass), dann der Mittelwert der jeweiligen Klassen berechnet und dieser anschließend vom gemessenen Wert subtrahiert. Die daraus resultierenden Mittelwert-Residuen (MWRes) gehen anschließend in die geostatistische Analyse ein (ResK). Mit Hilfe von multiplen linearen Regressionen (MLR) können Reliefparameter direkt zur Regionalisierung von Bodeneigenschaften herangezogen werden. Es können aber auch hier die Regressionsresiduen (RegRes) für eine weitere geostatistische Auswertung (Regression Kriging, RK) verwendet werden. Die Ergebnisse werden mit Hilfe der beiden in Kap. 2.4 erläuterten Fehlermaße mittlerer absoluter Fehler (MAE, *mean absolute error*) und Wurzel des mittleren quadrierten Fehlers (RMSE, *root mean square error*) verglichen.

## 5.2.2 Ergebnisse

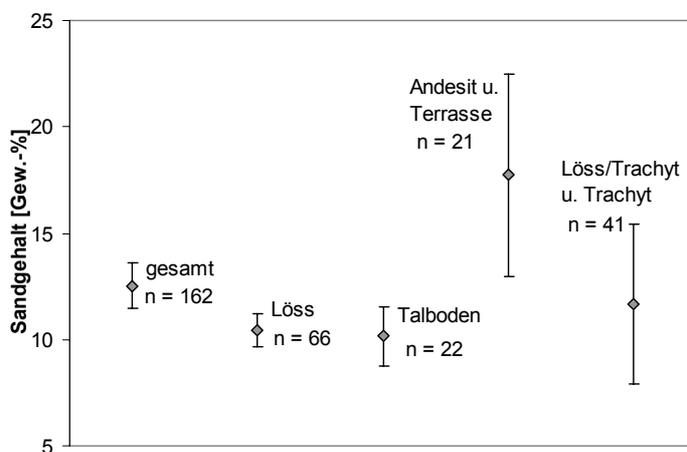
### 5.2.2.1 Textur

Die Variationsbreite der Korngrößen ist zunächst geogen bedingt. Im Untersuchungsgebiet finden sich im Oberboden vor allem lössbürtige Sedimente, die sich durch einen hohen Schluffanteil auszeichnen (s. Tab. 5.1 auf S. 97). Wie in Kap. 3 beschrieben ist der **Sandgehalt** in hohem Maße vom Ausgangssubstrat abhängig. Mit Hilfe einer Varianzanalyse kann ermittelt werden, wie hoch der durch die unterschiedlichen Ausgangssubstrate bedingte Anteil der Varianz an der Gesamtvarianz ist. Sie kann damit als Pendant zur Regressions- bzw. Korrelationsanalyse bei nicht metrisch skalierten Erklärungsvariablen herangezogen werden.

Eine Varianzanalyse über vier geologische Einheiten der GK25 – Löss, Talböden, Andesit u. Terrassensedimente, Lösslehm über Trachyttuff u. Trachyttuff – kann allein 26,5 % und damit über ein Viertel der Gesamtvarianz erklären. In Abb. 5.5 sind die Mittelwerte und 95 %-Kon-

fidenzintervalle der vier Einheiten dargestellt. Bei einem globalen Mittelwert über alle Punktdaten von 12,6 Gew.-% (s. Tab. 5.1 auf S. 97) liegen der mittlere Sandgehalt der Böden aus Löss bei 10,44 Gew.-% und bei den Böden entlang der Täler bei 10,15 Gew.-% und damit unter dem globalen Mittelwert. Die Streuung der Werte ist darüber hinaus eher gering. Auch der Mittelwert der Einheit Lösslehm über Trachyttuff und Trachyttuff liegt mit 11,2 Gew.-% und damit etwas unter dem globalen Mittelwert. Wie jedoch am Konfidenzintervall zu sehen ist, streuen die Werte stärker.

Der Mittelwert der zusammengefassten geologischen Einheit Lösslehm über Trachyttuff und Trachyttuff liegt bei 17,73 Gew.-% und damit deutlich über dem globalen Mittel.

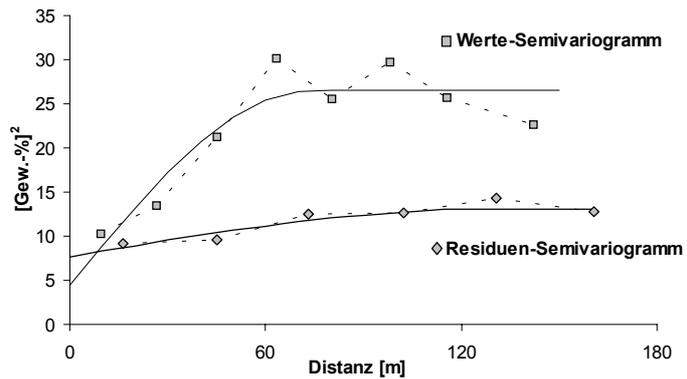


**Abb. 5.5:** Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den Sandgehalt im Oberboden für vier geologische Einheiten.

12 Untersuchungspunkte konnten keiner geologischen Einheit zugeordnet werden.

Da durch die Residuenbildung die Variabilität reduziert wird, sollte dies eine Abnahme der Gesamtvarianz zur Folge haben. Der Einfluss der Residuenbildung auf die Semivarianzanalyse ist in Abb. 5.6 zu erkennen. Das Semivariogramm der Sandgehalte hat gegenüber dem Residuen-Semivariogramm einen deutlich höheren Schwellenwert. Während dieser beim Residuen-Semivariogramm bei 5,39 [(Gew.-%)<sup>2</sup>] liegt, hat das Werte-Semivariogramm einen Schwellenwert von 22,04 [(Gew.-%)<sup>2</sup>]. Bei einer etwa doppelt so großen Nuggetvarianz beim Residuen-Semivariogramm (4,44 resp. 7,70 [(Gew.-%)<sup>2</sup>]) liegt die Reichweite hier bei 129,74 m. Beim Werte-Semivariogramm liegt sie bei 73,25 m.

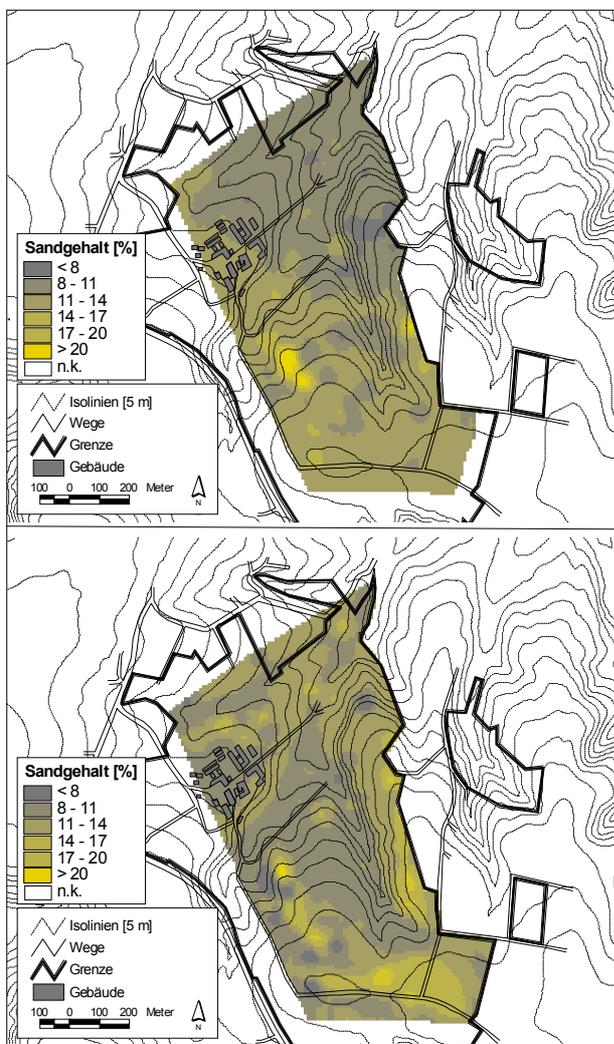
Der Einfluss des Ausgangsgesteins auf die räumliche Variabilität des Sandgehalts im ersten Horizont zeigt sich also deutlich bei den Semivariogrammen. Da durch das Ausgangssubstrat ein Teil der räumlichen Variabilität erklärt werden kann, unterscheiden sich die beiden Semivariogramme voneinander.



**Abb. 5.6:** Semivariogrammverläufe (Sandgehalt im obersten Horizont).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils sich um die Modellanpassung.

Die interpolierten Karten sind in Abb. 5.7 dargestellt. In der oberen Abbildung ist das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK) abgebildet, die untere Abbildung zeigt das Ergebnis des Residuen Kriging (ResK).



**Abb. 5.7:** Vergleich der Interpolationsergebnisse (Sandgehalt im obersten Horizont).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK) mit den Sandgehalten, die untere Abbildung das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Geologieresiduen.

Beim OK zeigt sich prinzipiell eine Zunahme des Sandgehaltes mit zunehmender Höhe. Die geringsten Werte finden sich am Andesitrücken zwischen "Scheid" und "Scheidfeld". Auch südlich der Gebäude des Versuchsguts bis hinauf zur "Kasseler Heide" im Süden des Unter-

suchungsgebietes sind verbreitet Sandgehalte über 11 Gew.-% und teilweise über 14 Gew.-% zu finden. Die geringsten Werte von weniger als 8 Gew.-% zeigen sich dagegen zwischen Eichenbach und Forstbach im Bereich des unverlagerten Lösses (vgl. Karte der Ausgangssubstrate im Anhang). Im Vergleich dazu zeigt sich in der unteren Abbildung ein räumlich differenzierteres Bild. Die höchsten Sandgehalte zeigen sich auch hier im Bereich des Andesitrückens, zwischen "Auf dem Scheid" und der "Kasseler Heide" sowie östlich des Trockentals. Die niedrigsten Werte sind dagegen nicht zwischen Eichen- und Forstbach zu finden sondern westlich des Trockentals zwischen "Scheidfeld" und "Scheid".

Bei der Kreuzvalidierung schneidet das ResK hinsichtlich MAE schlechter ab als das OK (s. Tab. 5.2). Hier zeigt sich ein mittlerer absoluter Fehler von 2,98 Gew.-%. Beim ResK liegt der bei 3,67 Gew.-%. Das ist eine Verschlechterung von 18,9 %. Auch hinsichtlich des RMSE ist das OK dem ResK überlegen. Dies ist u.a. eine Folge der Variabilität der Ausgangsgesteine, die unterhalb des Kartierungsmaßstabes der GK25 liegt und in dieser deshalb nicht mehr erfasst ist. Aufgrund der komplexen Geomorphogenese und der Lage des Untersuchungsgebietes im Übergangsbereich zwischen dem vulkanisch entstandenen Siebengebirge und dem lössbedeckten Pleiser Hügelland kommt es dadurch zu einem sehr kleinräumigen Wechsel der Ausgangsgesteine (s. Kap. 3.1 und Kap. 4.2.1).

**Tab. 5.2:** Kreuzvalidierung des regionalisierten Sandgehaltes im obersten Horizont.

*MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging.*

	OK	ResK
MAE	2,98	3,67
RMSE	3,91	4,44

Erwartungsgemäß zeigt sich keine verwertbare Korrelation mit den untersuchten Reliefparametern. Mit  $r = 0,29$  zeigt sich die höchste Korrelation zur Höhe ü. NN (s. Tab. 5.3 auf S. 103). Wie oben erwähnt ist diese Korrelation Folge einer mit zunehmender Höhe abnehmenden Lössmächtigkeit. In höheren Hangpositionen wurde weniger Löss abgelagert. Hier kam es darüber hinaus zu solifluidalen Verlagerungen und solimixtiven Prozesse und damit zur Durchmischung mit dem darunter liegenden Material.

Es besteht dabei grundsätzlich die Möglichkeit nach der Residuenbildung (MWR<sub>es</sub>) über die Klassifikation (Klass) mit dem Relief einen weiteren bodenbildenden Faktor in die geostatistische Analyse zu integrieren. Dies kann z.B. in Form von Regressionsanalysen über die nach dem Ausgangssubstrat getrennten Teilmengen erfolgen. So teilen MCKENZIE & AUSTIN

(1993) ihr Untersuchungsgebiet (*stratification*) in so genannte *Pedoderms* ein, die anschließend getrennt hinsichtlich Boden-Landschaftsbeziehungen analysiert werden. Auch SINOWSKI (1995) nimmt eine Einteilung in Quartär- und Tertiärraum vor, die er dann getrennt geostatistisch analysiert. Für diese Alternative reicht allerdings der Stichprobenumfang nicht mehr aus. Es besteht darüber hinaus die Möglichkeit der Regressionsanalysen zwischen den MWRES und den Reliefparametern. Diese Analyse ergab jedoch keine verwertbaren Zusammenhänge zwischen Relief und residualem Sandgehalt.

Anders als beim Sandgehalt ist die räumliche Variabilität des **Schluffgehaltes** vom Ausgangsgestein und dem Relief abhängig. In Tab. 5.3 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaft und Reliefparameter für alle untersuchten Bodeneigenschaften dargestellt. Der Schluffgehalt korreliert am höchsten mit der Höhe ü. NN ( $r = -0,41$ ). Mit zunehmender Höhe zeigt sich insgesamt eine Abnahme des Schluffgehaltes. Dies ist wie oben erwähnt eine Folge der Abnahme der Lössmächtigkeit mit der Höhe. Der Schluffgehalt ist ebenfalls negativ korreliert mit der Vertikalkrümmung ( $r = -0,31$ ). Höhere Schluffgehalte finden sich demnach häufiger in vertikal konkaven Hangabschnitten. Dies kann als eine Folge der Bodenerosion angesehen werden. Der äußerst erosionsanfällige Schluff wird an konvexen Hangabschnitten erodiert und mit dem oberirdisch abfließenden Wasser abtransportiert. In Konkavitäten kommt es zu einer Abnahme der Fließgeschwindigkeit und in der Folge zur Ablagerung des erodierten Bodenmaterials.

**Tab. 5.3:** Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und Reliefparametern.

$H$  = Höhe ü. NN,  $\beta$  = Neigung,  $\psi_F$  = Expositionsfaktor,  $\varphi$  = Vertikalkrümmung,  $\omega$  = Horizontalkrümmung,  $\chi$  = mittlere Krümmung,  $\ln(a)$  = Logarithmus des spezifischen oberirdischen Einzugsgebietes,  $H\Delta(a)$  = mittlerer Höhenunterschied im oberirdischen Einzugsgebiet,  $\beta(a)$  = mittleres Gefälle im oberirdischen Einzugsgebiet,  $Fl$  = mittlere Fließweglänge,  $vD_v$  = vertikale Distanz zum Vorfluter,  $hD_v$  = horizontale Distanz zum Vorfluter,  $EP$  = Erosionspotenzial,  $BFI$  = Bodenfeuchte-Index,  $AI$  = Abflussintensität.

	H	$\beta$	$\psi_F$	$\varphi$	$\omega$	$\chi$	$\ln(a)$	$H\Delta(a)$	$\beta(a)$	FI	EP	BFI	AI
<b>Sand</b>	0,29	-0,07	0,03	0,11	0,07	0,10	-0,17	-0,14	-0,10	-0,16	-0,05	-0,11	-0,13
<b>Schluff</b>	-0,41	-0,01	-0,17	-0,31	-0,19	-0,28	0,27	0,25	0,14	0,15	0,15	0,20	0,13
<b>Ton</b>	0,32	0,08	0,10	0,29	0,21	0,28	-0,24	-0,26	-0,11	-0,05	-0,11	-0,20	-0,14
<b>C<sub>org.</sub></b>	0,10	0,32	-0,02	0,19	0,18	0,21	-0,02	0,11	0,36	-0,06	0,14	-0,11	-0,01
<b>pH</b>	-0,40	-0,17	-0,12	-0,13	-0,02	-0,09	0,21	0,22	-0,05	-0,18	0,00	0,22	0,12
<b>Grund</b>	-0,53	0,38	-0,05	-0,15	-0,06	-0,13	0,15	0,23	0,48	0,08	0,40	-0,10	-0,01
<b>K-Fak.</b>	-0,21	0,06	-0,17	-0,15	-0,10	-0,15	0,13	0,16	0,11	0,04	0,13	0,08	0,05
<b>nFK<sub>We</sub></b>	-0,47	0,21	-0,12	-0,14	-0,08	-0,13	0,21	0,27	0,32	-0,04	0,29	0,05	0,08

Insgesamt zeigen sich jedoch relativ geringe Korrelationskoeffizienten zwischen Bodeneigenschaften und Reliefparametern. Am besten korreliert die Höhe ü. NN mit den untersuchten Bodeneigenschaften. Dieser Zusammenhang ist Ausdruck der mit zunehmender Höhe abnehmenden Lössmächtigkeit und zeigt, dass die räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften vor allem vom Ausgangssubstrat abhängt. Alle übrigen Reliefparameter zeigen dagegen nur teilweise verwertbare Korrelationen. Auch die prozess-basierten zusammengesetzten Parameter zeigen insgesamt geringe Korrelationen zu den untersuchten Bodeneigenschaften.

Außerdem sind einige der höheren Korrelationskoeffizienten nicht Folge von geomorphologischer Prozesse, die an das Relief gebunden sind. Zwar korreliert z.B. die Gründigkeit relativ hoch mit der Neigung ( $\beta$ ,  $r = 0,38$ ) und mit dem mittleren Gefälle im oberirdischen Einzugsgebiet ( $\beta(a)$ ,  $r = 0,48$ ), die Korrelation beruht jedoch nicht auf geomorphologischen Prozessen sondern auf der Tatsache, dass in den schwach geneigten Bereichen andere Faktoren die Gründigkeit negativ beeinflussen. Auf den flachen, höher gelegenen Bereichen ist lediglich eine geringmächtige Lössauflage vorhanden. In den flachen Talböden reduzieren Gr-Horizonte die Gründigkeit der Böden.

Nach Auswertung der Korrelationen besteht für den Schluffgehalt prinzipiell die Möglichkeit der Nutzung von Reliefparametern zur Regionalisierung. Die Reliefparameter gingen in eine multiple lineare Regression (MLR) ein. Dabei werden die unabhängigen Variablen schrittweise hinzugefügt. Als Gütekriterium, das zum Abbruch der Regression führte, wurde das Bestimmtheitsmaß herangezogen. Gl. 5.1 zeigt die beste MLR zur Abschätzung des Schluffgehaltes im ersten Horizont ( $U_a$ ).

$$U_a = 91,23 - 0,1869 * H + 0,892 * Fl - 201,93 * \varphi \quad r^2 = 0,28 \quad \text{Gl. 5.1}$$

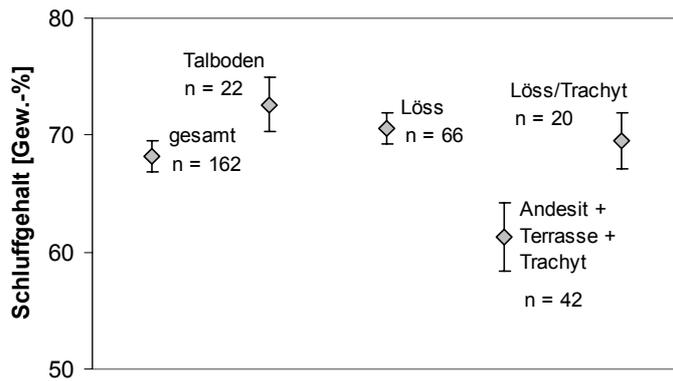
mit:

H = Höhe ü. NN

Fl = mittlere Fließweglänge

$\varphi$  = Vertikalkrümmung

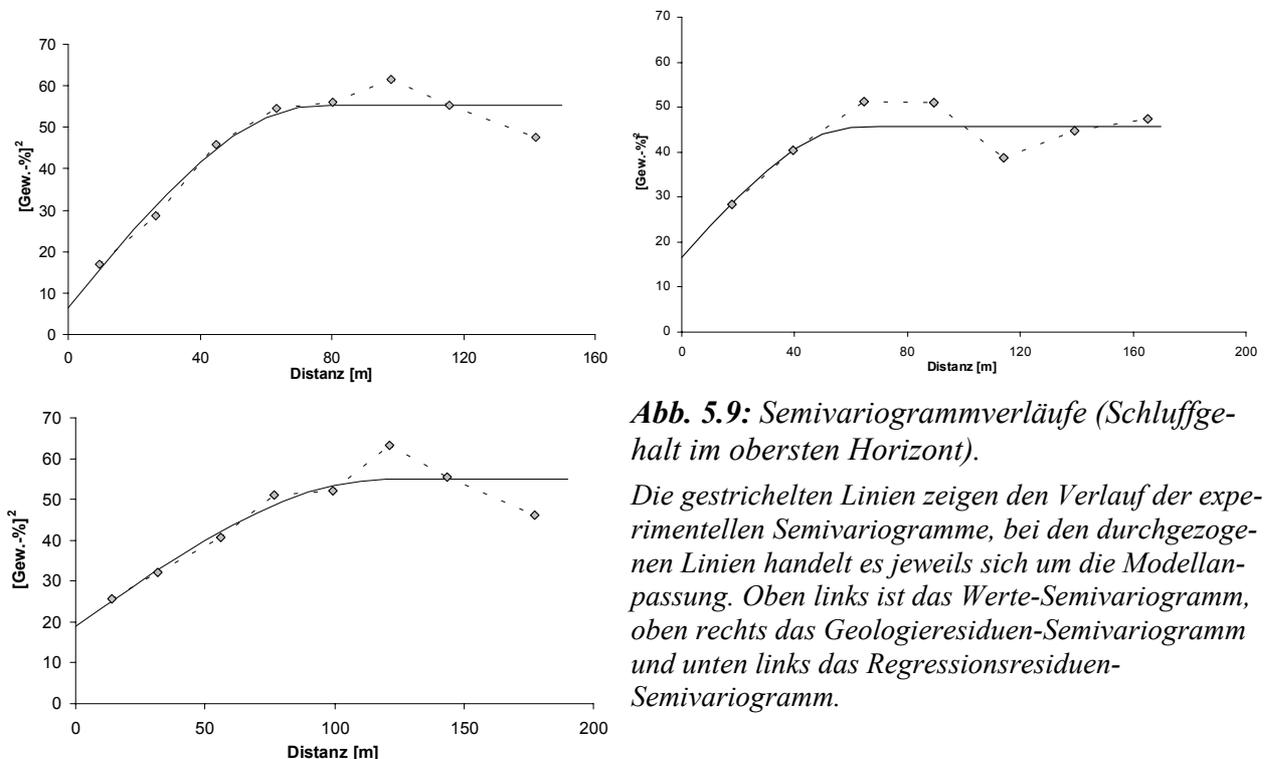
Über ein Viertel der Gesamtvariabilität lässt sich durch die Reliefparameter Höhe ü. NN, mittlere Fließweglänge und die Vertikalkrümmung erklären. Das Bestimmtheitsmaß liegt bei  $r^2 = 0,28$ . Für das Regression Kriging (RK) werden die Regressionsresiduen (RegRes) der MLR genutzt. Analog zu den Mittelwert-Residuen beschreiben die Regressionsresiduen den Teil der Variabilität der nicht durch das Relief erklärt werden kann.



**Abb. 5.8:** Mittelwerte, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den Schluffgehalt im Oberboden für vier geologische Einheiten.

12 Untersuchungspunkte konnten keiner geologischen Einheit zugeordnet werden.

Zur Analyse der Abhängigkeit vom Ausgangsgestein wurde darüber hinaus auch für den Schluffgehalt eine Varianzanalyse durchgeführt. Sie ergab einen durch das Ausgangsgestein erklärten Varianzanteil von 30,8 % der Gesamtvarianz. Die in Abb. 5.8 dargestellten Mittelwerte und 95 %-Konfidenzintervalle zeigen die Unterschiede zwischen den Einheiten. Bei einem globalen Mittelwert von 67,2 Gew.-% liegen die mittleren Schluffgehalte der geologischen Einheiten Löss, Löss über Trachyttuff und Talboden geringfügig über dem globalen Mittel. Die Streuung ist bei allen Einheiten insgesamt deutlich niedriger als beim Sandgehalt (vgl. Abb. 5.2 auf S. 95).

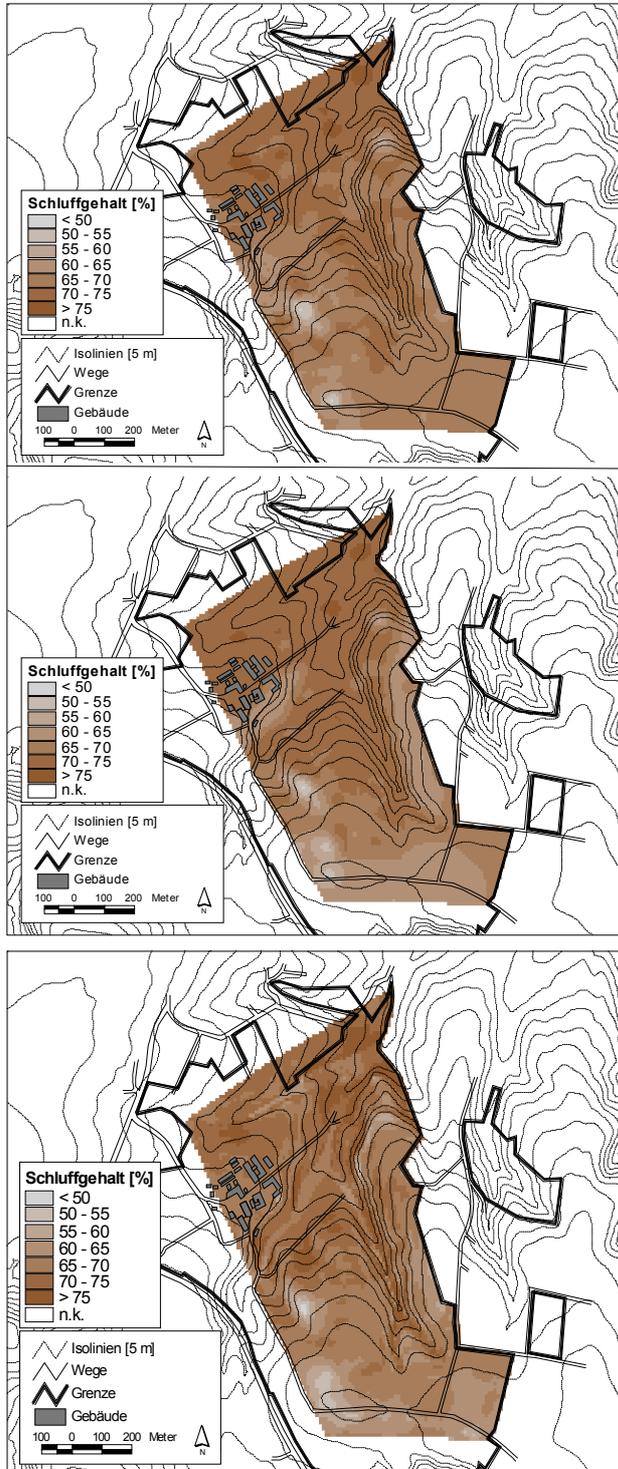


**Abb. 5.9:** Semivariogrammverläufe (Schluffgehalt im obersten Horizont).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils um die Modellanpassung. Oben links ist das Werte-Semivariogramm, oben rechts das Geologieresiduen-Semivariogramm und unten links das Regressionsresiduen-Semivariogramm.

Neben den Werten wurden in der Semivarianzanalyse RegRes und die MWRes untersucht (s. Abb. 5.9). Im Vergleich zum Werte-Semivariogramm (oben links) kann nur beim Residuen-

Semivariogramm der MWRes (oben rechts) die Semivarianz ( $C_0 + C_1$ ) um ca. 15 % auf 45,6 [(Gew.-%)<sup>2</sup>] gesenkt werden. Mit den Regressionsresiduen konnte die Semivarianz dagegen nicht gesenkt werden. Mit 120,08 m hat das Residuen-Semivariogramm der RegRes (unten links) die größte Reichweite.



**Abb. 5.10:** Vergleich der Interpolations-ergebnisse (Schluffgehalt im obersten Horizont).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK) mit den Schluffgehalten, die mittlere Abbildung zeigt das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Geologieresiduen. Die untere Abbildung zeigt das Ergebnis des Regression Kriging.

Die Konsequenzen für die Interpolation sind in Abb. 5.10 dargestellt. Oben ist das Ergebnis des OK, in der Mitte das des ResK und unten das des RK dargestellt. In den oberen Darstellungen ist eine Abnahme des Schluffgehaltes mit zunehmender Höhe zu erkennen. Die geringsten Schluffgehalte von z.T. unter 50 Gew.-% sind dabei bei "Auf dem Scheid" und am Andesitrücken nördlich davon zu finden. Schluffgehalte im ersten Horizont von über 70 Gew.-% sind zwischen Eichen- und Forstbach sowie westlich des Trockentales zu finden.

Größere Unterschiede zwischen den beiden Karten gibt es lediglich östlich des Trockentales und unmittelbar südlich der Gebäude des Versuchsgutes. Hier zeigt das Modellergebnis des ResK deutlich geringere Werte als das OK. In der GK25 sind hier Trachyttuff bzw. Lösslehm über Trachyttuff auskartiert (s. Karte 4 im Anhang). Beides sind Bereiche relativ geringer Dichtedichte. Durch die Integration einer Hilfsvariablen lassen sich hier die realen Verhältnisse besser reproduzieren. Zwar ist auch beim RK (unten) prinzipiell eine Abnahme des Schluffgehaltes mit zunehmender Höhe zu erkennen mit den höchsten Werten zwischen Eichen- und Forstbach. Jedoch zeigt sich reliefabhängig ein differenzierteres Bild.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung zeigt Tab. 5.4. Neben dem RK mit den RegRes wurden auch die Ergebnisse der MLR aufgeführt. Zwischen den Verfahren bestehen insgesamt nur geringfügige Unterschiede. Sowohl hinsichtlich MAE als auch RMSE schneidet das ResK am besten ab, die MLR schneidet am schlechtesten ab. Gegenüber der MLR konnte beim ResK sowohl hinsichtlich MAE als auch RMSE eine Verbesserung von 12,7 % erzielt werden.

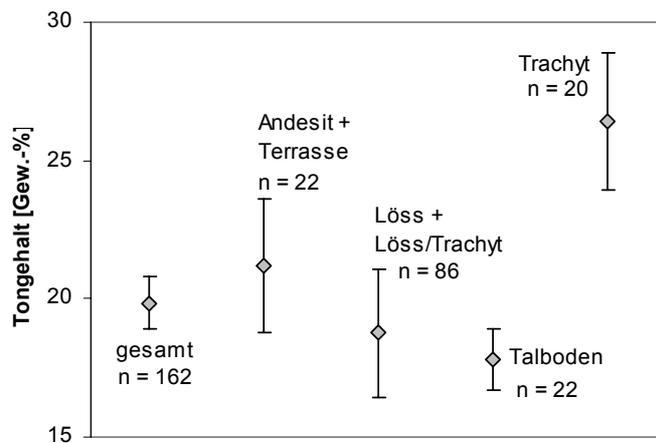
**Tab. 5.4:** Kreuzvalidierung des regionalisierten Schluffgehaltes im obersten Horizont.

*MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging, RK = Regression Kriging, MLR = multiple lineare Regression.*

	OK	ResK	RK	MLR
MAE	4,87	4,69	5,01	5,37
RMSE	6,68	6,29	6,40	7,13

Auch die räumliche Variabilität des **Tongehaltes** im obersten Horizont ist in erster Linie vom Ausgangsgestein abhängig. Die Varianzanalyse über vier Einheiten ergab, dass der Anteil, der durch die unterschiedlichen Ausgangssubstrate erklärt werden kann, 22,4 % beträgt. Dass der Anteil der erklärten Varianz beim Tongehalt im Vergleich zum Sand- und Schluffgehalt am geringsten ist, kann damit zusammenhängen, dass hier pedogenetische Prozesse hinzukommen, welche die Ausgangsgestein basierten Unterschiede verringern.

In Abb. 5.11 sind die Mittelwerte und 95 %-Konfidenzintervalle dieser Einheiten dargestellt. Die MWRes gingen anschließend in die geostatistische Analyse ein.



**Abb. 5.11:** Mittelwerte, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den Tongehalt im Oberboden für vier geologische Einheiten. 12 Untersuchungspunkte konnten keiner geologischen Einheit zugeordnet werden.

Wie in Tab. 5.3 auf S. 103 zu erkennen ist, korreliert der Tongehalt im obersten Horizont einen mit der Höhe ( $r = 0,32$ ). Mit zunehmender Höhe ü. NN finden sich auch höhere Tongehalte. Auch mit der Vertikalkrümmung ( $\varphi$ ,  $r = 0,29$ ) und der mittleren Krümmung ( $\chi$ ,  $r = 0,28$ ) korreliert der Tongehalt im obersten Horizont. Folglich sind in konvexen Hangpositionen tendenziell höhere Tongehalte zu finden. Beide Krümmungsparameter weisen zum Schluffgehalt im obersten Horizont positive Korrelationen auf. In konkaven Hangabschnitten kommt es infolge der Ablagerung schluffreichen erodierten Materials zu einer relativen Verringerung des Tongehaltes im Oberboden.

Auch für den Tongehalt wurde eine MLR gerechnet (Gl.5.2).

$$T_a = 6,819 + 0,098 * H + 135,226 * \varphi - 0,359 * Fl \quad r^2 = 0,18 \quad \text{Gl. 5.2}$$

mit:

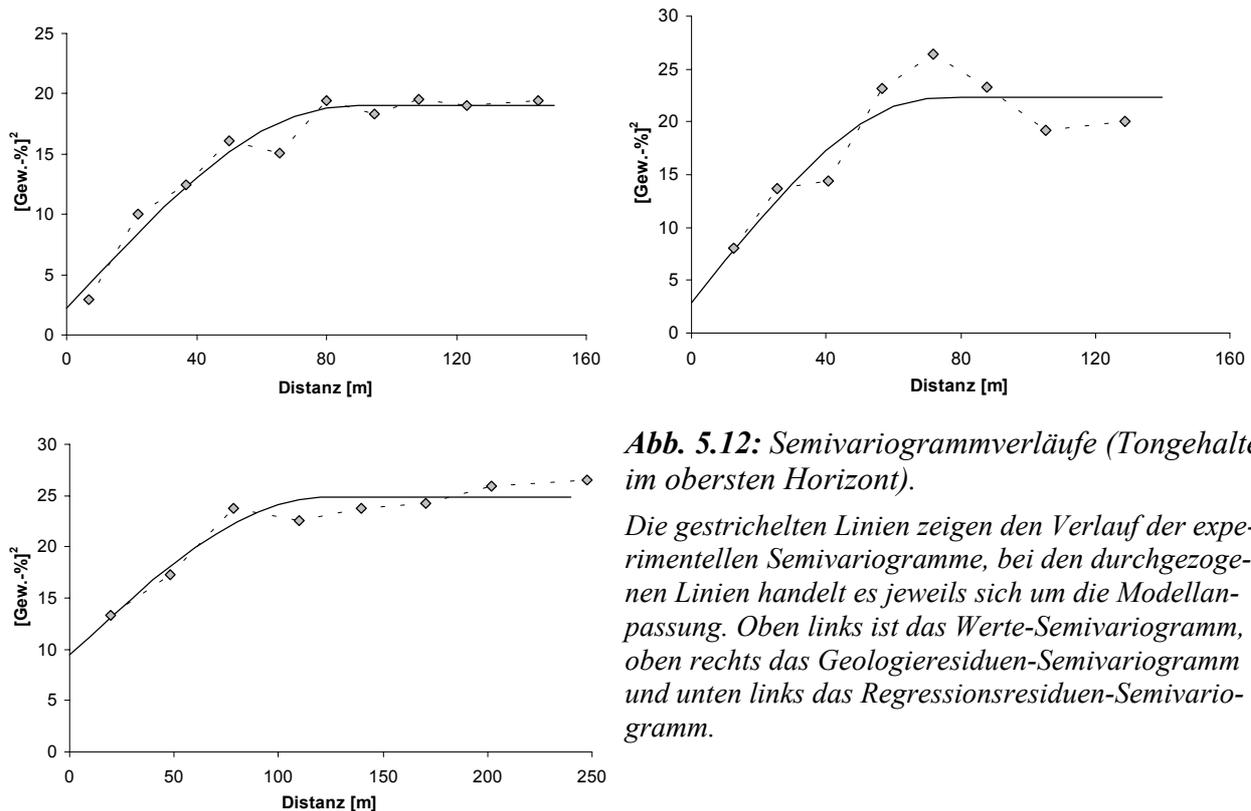
H = Höhe ü. NN

$\varphi$  = Vertikalkrümmung

Fl = mittlere Fließweglänge

Das Bestimmtheitsmaß von  $r^2 = 0,18$  liegt dabei unter dem für den Schluffgehalt.

Die RegRes gingen dann ebenso wie die MWRes und die Tongehalte in die geostatistische Analyse ein. Die Semivarianz kann weder mit den MWRes noch mit RegRes gesenkt werden (s. Abb. 5.12).



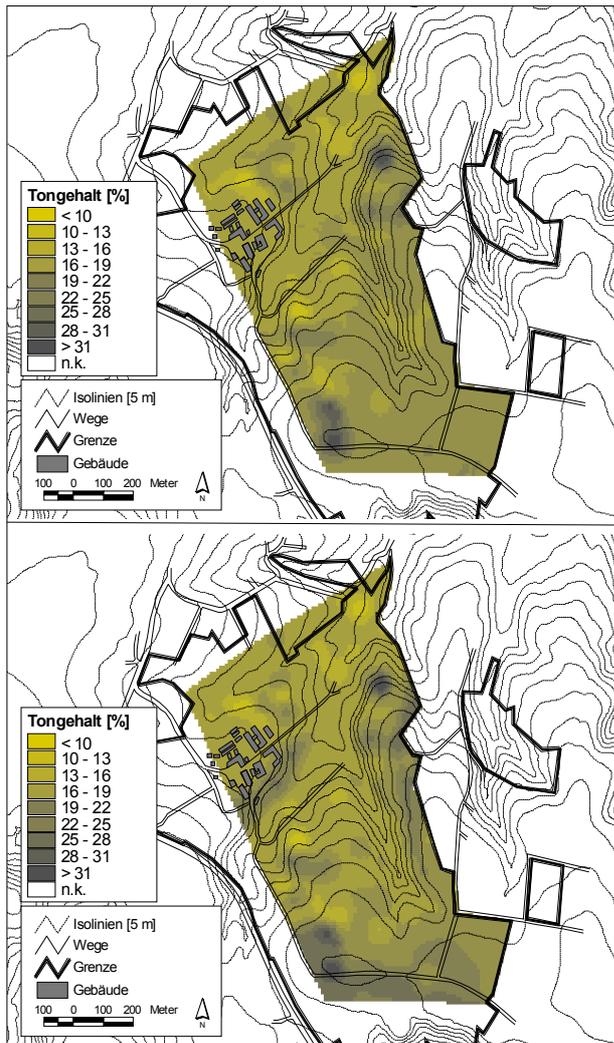
**Abb. 5.12:** Semivariogrammverläufe (Tongehalte im obersten Horizont).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils sich um die Modellanpassung. Oben links ist das Werte-Semivariogramm, oben rechts das Geologiesiduen-Semivariogramm und unten links das Regressionsresiduen-Semivariogramm.

In Abb. 5.13 sind die interpolierten Karten des OK (oben) und des ResK (unten) dargestellt. Analog zum Schluff- und Sandgehalt im obersten Horizont ist sowohl beim OK als auch beim ResK eine Zunahme des Tongehaltes mit zunehmender Höhe zu verzeichnen. Zwischen Eichen- und Forstbach im Norden des Untersuchungsgebietes liegt der Tongehalt im obersten Horizont verbreitet zwischen 13 und 19 Gew.-%. In den Bereichen, in denen Bodenerosion das ganze Solum abgetragen hat und der Rohlöss an der Geländeoberfläche ansteht, finden sich Werte von z.T. 10 Gew.-%. Dagegen sind die höchsten Tongehalte von bis zu 34 Gew.-% "Auf dem Scheid" zu verzeichnen. Punktuell zeigen sich im Nordosten des Trockentales bei "Kaule" ebenfalls Tongehalte von über 31 Gew.-%.

Wie beim Schluffgehalt sind größere Unterschiede zwischen ResK und OK lediglich im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes auf der "Kasseler Heide", östlich des Trockentales und südlich der Gebäude des Versuchsgutes zu finden.

Insgesamt werden die statistischen Werte des Ausgangsdatensatzes bei allen Verfahren gut reproduziert. Der Mittelwert der Punktdaten liegt bei 20,2 Gew.-%, die jeweiligen Werte der Interpolationsverfahren zwischen 19,7 Gew.-% (RK) und 20,1 gew.-% (ResK) und liegen damit nur unwesentlich unter dem Wert der Ausgangsdaten (s. Tab. 5.1 auf S. 97). Wie auch beim Sand- und Schluffgehalt wird die Standardabweichung als eine Folge des glättenden Effektes des Block-Kriging bei allen Karten unterschätzt.



**Abb. 5.13:** Vergleich der Interpolationsergebnisse (Tongehalt im obersten Horizont).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK) mit den Tongehalten, die untere Abbildung das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Geologieresiduen.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung in Tab. 5.5 zeigen, dass das OK hinsichtlich des MAE am besten abschneidet, die MLR am schlechtesten. Beim RMSE, bei dem durch die Quadrierung große Abweichungen stärker ins Gewicht fallen, schneidet das RK am besten ab. Es gibt nach Berücksichtigung der Zusatzinformation bei der Interpolation sowohl beim ResK als auch beim RK weniger große Ausreißer.

**Tab. 5.5:** Kreuzvalidierung des regionalisierten Tongehaltes im obersten Horizont.

MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging, RK = Regression Kriging, MLR = multiple lineare Regression.

	OK	ResK	RK	MLR
MAE	3,39	3,42	3,53	3,72
RMSE	4,95	4,81	4,68	4,84

Durch die Einbeziehung einer Hilfsvariable kann das Interpolationsergebnis des OK hinsichtlich MAE nicht verbessert werden. Beim RMSE schneidet das RK am besten ab. Gegenüber dem OK konnte eine 5,5 %-ige Verbesserung erreicht werden. Die Unterschiede zwischen Verfahren sind jedoch insgesamt gering.

Mit zunehmender Tiefe nimmt die Variabilität der Ausgangssubstrate zu. Während oberflächennah Löss oder lösshaltige Sedimente annähernd flächendeckend verbreitet sind, kommen mit zunehmender Tiefe mehr nicht lössbürtige Ausgangsgesteine vor. Vor allem auf den höher gelegenen Bereichen liegt eine lediglich wenige Dezimeter mächtige lösshaltige Hauptlage der lössfreien Basislage auf. Hinzu kommen im zweiten Horizont differenzierende pedogenetische Prozesse, die ebenfalls zu einer Zunahme der Variabilität führen. Diese höhere Variabilität äußert sich allgemein in einer größeren Semivarianz (Nuggetvarianz + Schwellenwert) im zweiten gegenüber dem ersten Horizont für alle drei Korngrößenklassen (s. Tab. 5.6). Dabei ist der Schwellenwert gegenüber dem ersten Horizont deutlich größer.

**Tab. 5.6:** Vergleich der Variogrammparameter für den Sand-, Schluff- und Tongehalt im ersten und zweiten Horizont.

In Klammern sind die Variogrammparameter der Residuenvariogramme für die Geologieresiduen mit aufgeführt. Hor = Horizont.

	Modellparameter				
	Hor	Nuggetvarianz	Schwellenwert	Reichweite	Modell
<b>Sandgehalt</b>	1.	4,44 (7,70)	22,04 (5,39)	73,25 (129,74)	sphärisch
	2.	0,0 (3,87)	59,60 (51,25)	305,82 (286,31)	sphärisch
<b>Schluffgehalt</b>	1.	6,50 (16,56)	48,79 (29,04)	75,70 (62,62)	sphärisch
	2.	1,98 (9,27)	71,72 (50,46)	220,78 (196,61)	sphärisch
<b>Tongehalt</b>	1.	2,20 (2,86)	16,79 (19,44)	86,52 (72,67)	sphärisch
	2.	8,06 (18,69)	36,64 (10,75)	287,15 (114,60)	sphärisch

Die Reichweiten sind im zweiten Horizont insgesamt deutlich größer. Zwar führt im Oberboden Bodenbearbeitung auf kürzere Distanzen zu einer Homogenisierung des Materials. Auf der anderen Seite führen bodenerosive Umlagerungen an der Oberfläche zu einer Sortierung des Materials. Da vor allem Schluff erosionsanfällig ist wird dieser erodiert und z.T. reliefabhängig wieder abgelagert. Mit zunehmender Tiefe nimmt dagegen die Bedeutung der anthropogenen Nutzung und des Reliefs für die räumliche Variabilität der Korngrößen ab.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung für den zweiten Horizont sind in Tab. 5.7 dargestellt. Beim Schluffgehalt konnte gegenüber dem OK eine 4,3 %-ige Verbesserung erzielt werden, die Ergebnisse des ResK beim Sandehalt liegen dagegen geringfügig über den Werten des

OK. Beim Tongehalt schneidet das ResK hinsichtlich RMSE besser ab als das OK, hinsichtlich MAE zeigt das OK die geringeren Fehler.

Im Vergleich zum ersten Horizont liegen sowohl MAE als auch RMSE über den Werten des ersten Horizontes.

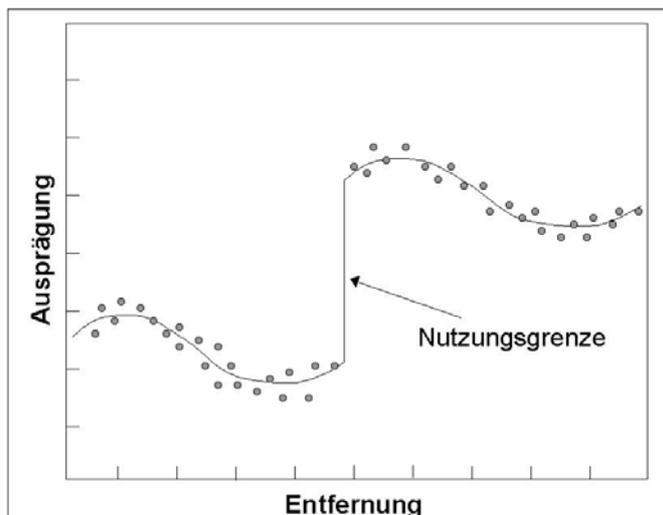
**Tab. 5.7:** Kreuzvalidierung der regionalisierten Korngrößen im zweiten Horizont.

MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging.

	Sand		Schluff		Ton	
	OK	ResK	OK	ResK	OK	ResK
<b>MAE</b>	3,87	4,09	6,32	6,05	4,91	4,93
<b>RMSE</b>	5,68	6,18	8,41	8,07	6,68	6,38

### 5.2.2.2 C<sub>org.</sub>-Gehalt

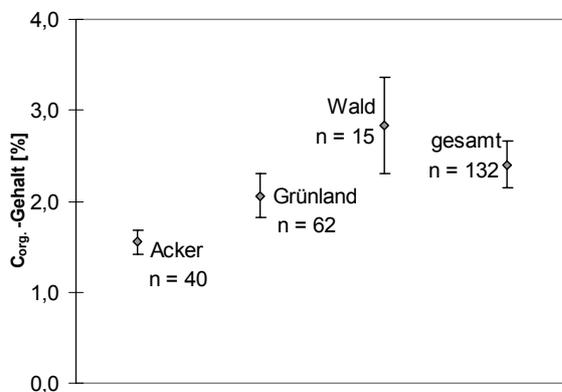
Der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Oberboden wird in hohem Maße von der aktuellen Landnutzung beeinflusst. Innerhalb einer Landnutzungseinheit ist die Variabilität geringer als zwischen den Landnutzungseinheiten. Dies führt zu Mittelwertsunterschieden zwischen den Einheiten und der Mittelwert repräsentiert die mittlere Merkmalsausprägung einer Bodeneigenschaft, die sich als Folge der Bewirtschaftung eingestellt hat. Die verbleibende Variabilität ist zufällig (Nuggetvarianz) bzw. kommt durch andere Einflüsse zustande. Abb. 5.14 zeigt modellhaft die Vorstellung der räumlichen Variabilität bei diskreten Änderungen.



**Abb. 5.14:** Modellvorstellung der räumlichen Variabilität an Nutzungsgrenzen (nach Sinowski 1995).

Der Einfluss aller übrigen bodenbildenden Faktoren tritt dagegen stark zurück. Lediglich das mittlere Gefälle im oberirdischen Einzugsgebiet ( $\beta(a)$ ,  $r = 0,36$ ) und die Neigung ( $\beta$ ,  $r = 0,32$ ) korrelieren mit dem C<sub>org.</sub>-Gehalt (s. Tab. 5.3 auf S. 103).

Mit Hilfe einer Varianzanalyse der  $C_{org}$ -Gehalte über drei Landnutzungseinheiten (Acker, Grünland, Wald) konnte geklärt werden, wie hoch der Anteil an der Gesamtvariabilität ist, der als Folge unterschiedlicher Landnutzung angesehen werden kann. Etwa ein Fünftel der Gesamtvarianz bzw. 19,2 %, lassen sich auf die Nutzungsunterschiede zurückführen. Im Mittel liegt der  $C_{org}$ -Gehalt auf Ackerflächen mit 1,6 % am niedrigsten. Dagegen liegen die  $C_{org}$ -Gehalte bei Grünlandnutzung im Durchschnitt bei 2,1 % und bei Waldstandorten bei 2,8 %. Das globale Mittel über alle Daten beträgt 2,4 % organischen Kohlenstoffs (s. Abb. 5.15). Der nivellierende Einfluss der Bodenbearbeitung zeigt sich hier an der unterschiedlich großen Streuung der Werte. Wie am 95 %-Konfidenzintervall zu erkennen, ist die Streuung auf den Waldstandorten am größten und auf den Ackerstandorten am geringsten.

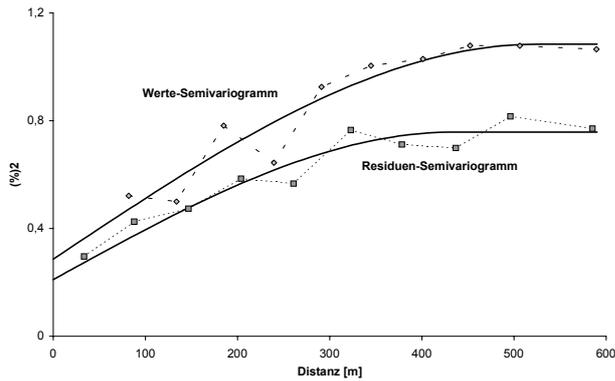


**Abb. 5.15:** Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den  $C_{org}$ -Gehalt im Oberboden für die drei Landnutzungseinheiten.

15 Untersuchungspunkte konnten keiner Landnutzungseinheit zugeordnet werden.

Wie hoch der Erklärungsanteil der Landnutzungsunterschiede an der Gesamtvarianz des  $C_{org}$ -Gehaltes ist, hat Einfluss auf Semivariogrammverlauf und  $\rho$ -parameter. Vor allem der Schwellenwert des Residuen-Semivariogramms, der die maximale Varianz des untersuchten Parameters beziffert sollte unter dem des Werte-Semivariogramms liegen. Auf die Nuggetvarianz hat die Residuenbildung dagegen kaum einen Einfluss. Nur bei dicht nebeneinander liegenden Punkten unterschiedlicher Bewirtschaftungseinheiten ist diese bei den Residuen höher als bei den Werten.

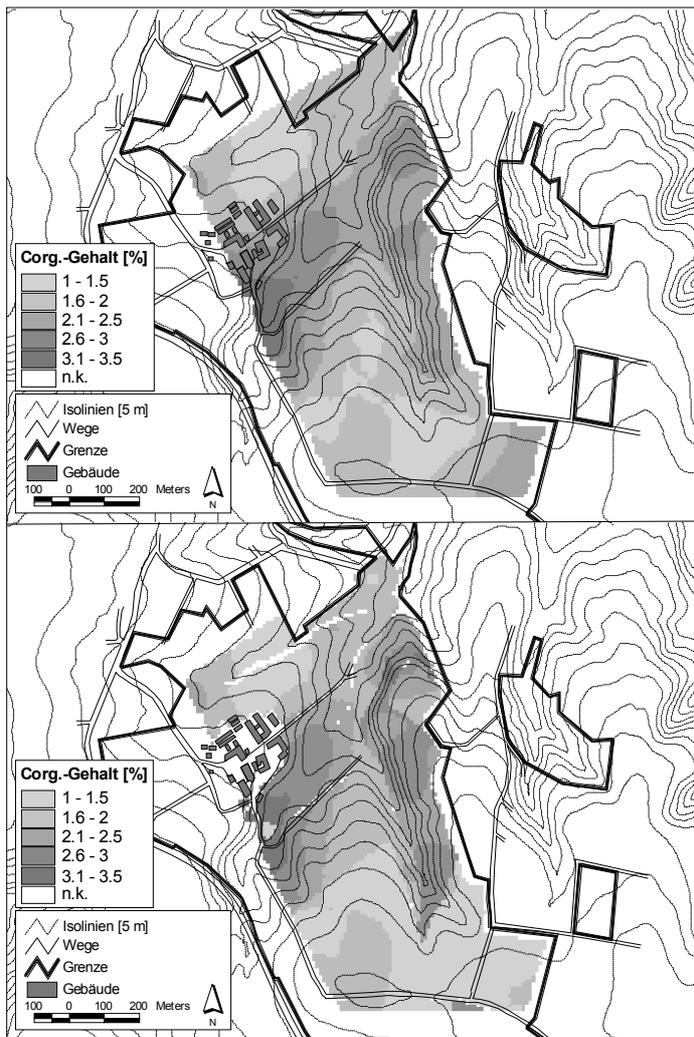
Der Vergleich der Semivarianzanalysen des  $C_{org}$ -Gehaltes und der Mittelwert-Residuen in Abb. 5.16 zeigt, dass durch Einbeziehung der Landnutzung in die geostatistische Analyse der Schwellenwert ( $C_1$ ) von 0,79 [(%)<sup>2</sup>] auf 0,55 [(%)<sup>2</sup>] verringert werden konnte. Das ist eine Veränderung von 31,3 % und entspricht etwa dem Anteil an der Gesamtvarianz, der durch die unterschiedliche Nutzungsformen bei der Varianzanalyse erklärt werden konnte.



**Abb. 5.16:** Semivariogrammverläufe ( $C_{org}$ -Gehalt im obersten Horizont).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils sich um die Modellanpassung.

Die Nuggetvarianz ( $C_0$ ) liegt bei den Residuen leicht unter der der Werte und die Reichweite ( $A_1$ ) des Residuen-Semivariogramms liegt mit 435,6 m ebenfalls unter der des Werte-Semivariogramms (524,3 m). Bei beiden Modellanpassungen handelt es sich um sphärische Modelle.



**Abb. 5.17:** Vergleich der Interpolationsergebnisse ( $C_{org}$ -Gehalt im obersten Horizont).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK) mit den  $C_{org}$ -Gehalten, die untere Abbildung das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Nutzungsresiduen.

Die geostatistische Interpolation erfolgte mittels OK und ResK der Mittelwert-Residuen. In Abb. 5.17 sind die interpolierten Karten zu sehen. Sowohl beim OK als auch beim ResK mit den Nutzungsresiduen zeigen sich zwei Gebiete mit höheren  $C_{org.}$ -Gehalten. Südlich der Gebäude des Versuchsgutes entlang des Eichenbaches und am bewaldeten Hang des Trockentales sind Werte größer 2,5 % zu finden. Zwischen Eichen- und Forstbach sind die Werte am niedrigsten. Größere Gradienten sind allerdings entlang der Nutzungsgrenzen zu erkennen. Beim ResK zeigen sich klarere Unterschiede zwischen den Landnutzungseinheiten. Vor allem zwischen dem Waldgebiet am Osthang des Trockentales und dem als Grünland genutzten Westhang sind große, auf die unterschiedliche Landnutzung zurückzuführende Unterschiede zu erkennen.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung in Tab. 5.8 zeigen, dass sowohl MAE als auch RMSE beim ResK geringfügig kleiner sind. Die Werte liegen um 6,8 % bzw. 10,2 % niedriger als beim OK. Damit entspricht das Ergebnis des ResK nicht nur eher dem bodenkundlichen Verständnis der räumlichen Variabilität des  $C_{org.}$ -Gehaltes, in diesem Fall kann durch Einbeziehung der aktuellen Landnutzung als Hilfsvariable das Interpolationsergebnis etwas verbessert werden. Der Vorteil des ResK, der in der besser reproduzierten Struktur der räumlichen Variabilität besteht, zeigt sich jedoch nicht bei der Kreuzvalidierung.

Der Vergleich mit dem Punktdatensatz zeigt, dass der Mittelwert von 2,2 % in beiden Interpolationsverfahren gut reproduziert werden kann: beim OK liegt er bei 2,0 % beim ResK bei 2,2 %. Die Standardabweichung von 1,1 wird sowohl beim OK wie auch beim ResK unterschätzt. Dies ist eine Folge des Block-Kriging, das auf die Interpolation des Punktdatensatzes einen glättenden und damit die Streuung reduzierenden Effekt hat.

**Tab. 5.8:** Kreuzvalidierung des regionalisierten  $C_{org.}$ -Gehaltes im ersten Horizont.

*MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging.*

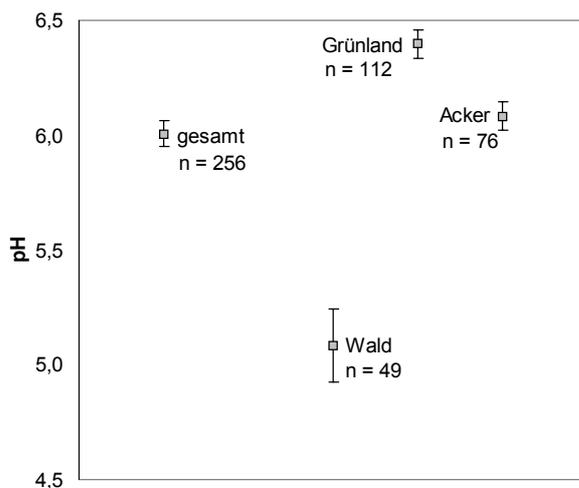
	OK	ResK
MAE	0,75	0,70
RMSE	0,84	0,77

### 5.2.2.3 pH-Wert

Die räumliche Variabilität des pH-Werts ist ebenso wie der  $C_{org.}$ -Gehalt in hohem Maße von der aktuellen anthropogenen Nutzung abhängig. Der Mensch beeinflusst den pH-Wert im Oberboden vor allem durch Kalkungsmaßnahmen. Dadurch kommt es auch beim pH-Wert vor

allem zwischen Acker- und Grünlandstandorten einerseits und Waldstandorten andererseits zu signifikanten Unterschieden. Hinzu kommt, dass vor allem in den letzten Jahrzehnten die für mitteleuropäische Verhältnisse natürliche Versauerung durch saure Niederschläge deutlich verstärkt wurde.

Der Vergleich der Mittelwerte und 95 %-Konfidenzintervalle des Mittelwertes für den pH-Wert im ersten Horizont je Landnutzungseinheit in Abb. 5.18 zeigt die Unterschiede zwischen den Einheiten auf. Bei einem globalen Mittelwert über alle Punkte von pH 6,0 liegt dieser unter Wald bei pH 5,1. Auf Ackerstandorten liegt er im Mittel bei pH 6,1, auf Grünland bei pH 6,4. Eine Varianzanalyse über die Nutzungsklassen erklärte 30,8 % der Gesamtvarianz. Die aktuelle Landnutzung kann folglich etwa ein Drittel der gesamten Variabilität erklären. Die im Mittel um pH 0,3 höheren Werte auf Grünland können mit der besonderen geologischen Situation begründet werden. Vor allem auf den Weidestandorten zwischen Eichen- und Forstbach hat Bodenerosion das Solum bis teilweise auf den Rohlöss abgetragen. Da dieser kalkhaltig ist, lassen sich z.T. pH-Werte größer pH 7 im Oberboden finden.

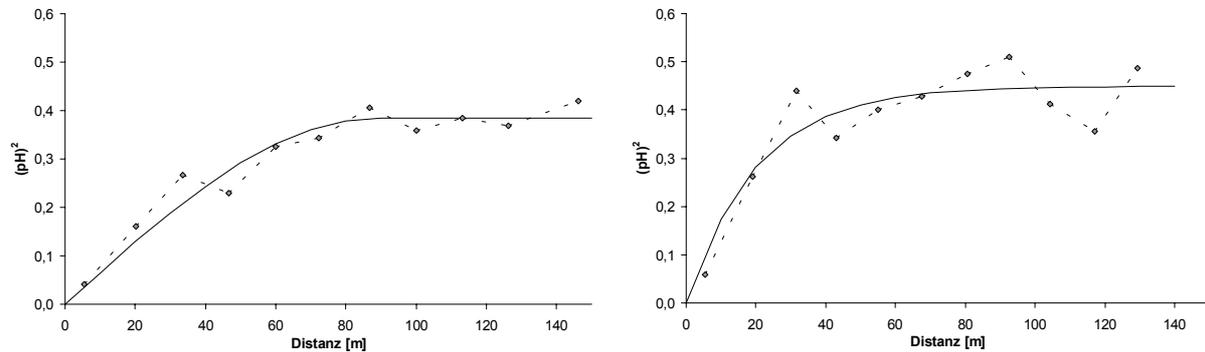


**Abb. 5.18:** Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für den pH-Wert im Oberboden für die drei Landnutzungseinheiten.

19 Untersuchungspunkte konnten keiner Landnutzungseinheit zugeordnet werden.

Abb. 5.19 zeigt einen Vergleich der Semivariogrammverläufe des Werte- und des Residuenvariogramms, in Tab. 5.9 sind die dazugehörigen Variogrammparameter aufgeführt. Es fällt auf, dass sich die Semivariogramme unterscheiden. Das der Nutzungsresiduen (rechts in Abb. 5.19) zeichnet sich durch einen exponentiellen Variogrammverlauf aus, das der Werte (links in Abb. 5.19) durch einen sphärischen Verlauf. Die Reichweiten können deshalb nur eingeschränkt miteinander verglichen werden. Beide Semivariogramme zeigen keine Nuggetvarianz. Der Schwellenwert liegt beim Residuenvariogramm bei 0,45 und damit nur unwesentlich höher als beim Semivariogramm der pH-Werte (0,38). Durch Einbeziehung der Landnutzung als Kovariable können also auch beim pH-Wert die Ergebnisse der Semivarianzanalyse nicht

signifikant verändert werden. Anders bei SINOWSKI (1995), in dessen Untersuchung vor allem die Schwellenwerte z.T. deutlich gesenkt werden können.



**Abb. 5.19:** Semivariogrammverläufe (pH-Wert im obersten Horizont).

Die linke Abbildung zeigt die Semivarianzanalyse der pH-Werts, die rechte Abbildung die der Nutzungsresiduen. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf des experimentellen Semivariogramms, bei der durchgezogenen Linie handelt es sich um die Modellanpassung.

Eine mögliche Erklärung liegt in dem unterschiedlichen räumlichen Verhalten der Landnutzungseinheiten. Landwirtschaftliche Nutzung führt dazu, dass primär vorhandene räumliche Unterschiede durch z.B. Pflügen oder Kalkungen nivelliert werden. Auf der anderen Seite kann unter Wald die kleinräumige Variabilität sehr groß sein (vgl. Kap. 3). Mit Hilfe der Residuenbildung kann allerdings lediglich das mittlere Verhalten einer Bewirtschaftungseinheit quantifiziert und berücksichtigt werden kann.

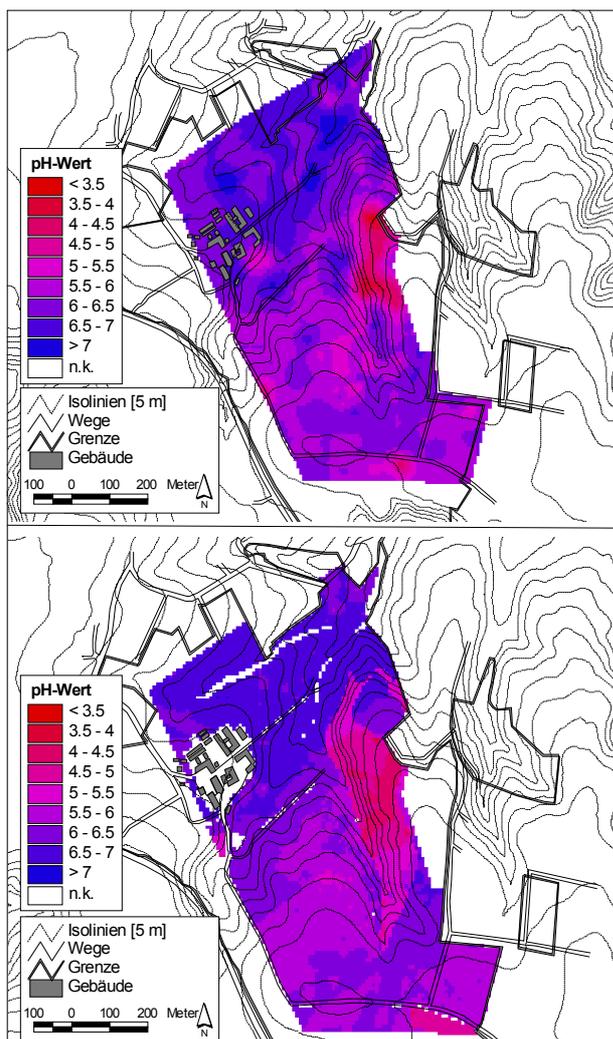
**Tab. 5.9:** Vergleich der Variogrammparameter für den pH-Wert im ersten und zweiten Horizont. Hor = Horizont.

	Hor	Modellparameter			
		Nuggetvarianz	Schwellenwert	Reichweite	Modell
Werte	1.	0,0	0,38	88,1	sphärisch
	2.	0,0	0,57	30,0	exponentiell
Residuen	1.	0,0	0,45	20,3	exponentiell
	2.	0,0	0,50	23,6	exponentiell
ohne Wald	1.	0,0	0,25	22,8	exponentiell
	2.	0,0	0,43	20,9	exponentiell

Eine weitere mögliche Strategie zur Berücksichtigung der unterschiedlichen räumlichen Variabilität, besteht darin, für jede Landnutzungseinheit eine getrennte geostatistische Analyse durchzuführen (vgl. Kap. 2). Dies ist allerdings aufgrund des zu geringen Stichprobenumfanges hier nicht möglich. Da die größten Unterschiede zwischen landwirtschaftlich genutzten Flächen und nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen bestehen, wurden jedoch die Acker-

und Grünlandstandorte unter Weglassen der Waldstandorte geostatistisch untersucht. Diese Analyse zeigt, dass damit die Semivarianz deutlich verringert werden konnte (s. Tab. 5.9). Der Schwellenwert beträgt bei kaum veränderter Reichweite nur noch 0,25.

In Abb. 5.20 sind die mittels OK (obere Abbildung) und ResK (untere Abbildung) interpolierten Karten des pH-Wertes im Oberboden dargestellt. In beiden Karten ist die räumliche Verbreitung des pH-Wertes im Oberboden gut wiedergegeben. Dies zeigt der Vergleich mit der statistischen Verteilung des Punktdatensatzes. Der Mittelwert liegt sowohl beim OK als auch beim ResK bei pH 6,1 und damit nur unwesentlich höher als der Mittelwert der Eingangsdaten, der bei pH 6,0 liegt. Die höchsten Werte von größer pH 7 sind zwischen Eichen- und Forstbach zu finden, wo durch Erosion z.T. der kalkhaltige Rohlöss an der Oberfläche ansteht. Die niedrigsten Werte lassen sich im östlichen Teil des Untersuchungsgebiet unter Wald finden. Wie beim  $C_{\text{org}}$ -Gehalt wird auch hier die Streuung in beiden Verfahren unterschätzt. Die Standardabweichung beträgt beim OK 0,56, beim ResK 0,66 und bei den Eingangsdaten 0,9.



**Abb. 5.20:** Vergleich der Interpolationsergebnisse (pH-Wert im obersten Horizont).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK) mit den pH-Werten, die untere Abbildung das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Nutzungsresiduen.

Mit Hilfe des ResK lassen sich jedoch auch hier die Übergänge zwischen den Landnutzungseinheiten besser darstellen. Vor allem zwischen Wald- und Nicht-Waldstandorten sind annähernd diskrete Übergänge zu erwarten. Mittels OK lassen sich diese nicht abbilden. Zwar sind auch in der oberen Abbildung die unter Wald prinzipiell niedrigeren pH-Werte zu erkennen, jedoch werden die höheren Werte der benachbarten Grünlandstandorte teilweise bis in den Wald hinein interpoliert. Während mittels ResK vor allem die Unterschiede zwischen den Landnutzungseinheiten aufgezeigt werden können, wird beim OK die räumliche Variabilität, die nicht Folge der Landnutzung ist hervorgehoben. Das zeigt sich in allen drei Landnutzungseinheiten. Jeweils ist hier die Wertespanne beim OK größer als beim ResK.

Der Vorteil, der sich aus der Berücksichtigung der Landnutzung bei der Regionalisierung ergibt, zeigt sich in den Ergebnissen der Kreuzvalidierung (s. Tab. 5.10). Vergleicht man diese miteinander, so zeigt sich, dass die Werte des ResK sowohl hinsichtlich des MAE als auch des RMSE im ersten Horizont sogar etwas über denen des OK liegen. Beim OK ohne die Waldstandorte zeigt sich gegenüber den beiden anderen Methoden eine Verbesserung. Der MAE konnte um 11,0 % und der RMSE um 14,8 % gegenüber dem OK verringert werden.

Vor allem in den bewaldeten Bereichen im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegt der aktuelle pH-Wert deutlich unter den für landwirtschaftlich genutzte Flächen anzustrebenden Werten (SCHLICHTING et al. 1995). Auf Ackerland wird bei Humusgehalten von bis zu 4 % und bei tonigen Schluffen bis schluffigen Lehmen ein pH-Wert zwischen pH 6,5 und 7 empfohlen. Auf den ackerbaulich genutzten Schlägen "Scheid", "Auf dem Scheid" und "Kasseler Heide" im südlichen Teil des Versuchsgutes liegen die pH-Werte dagegen größtenteils zwischen pH 5,5 und 6,5 und damit ebenfalls unter dem empfohlenen Wert. Auf Grünland wird bei gleichem Humusgehalt und gleicher Bodenart ein pH-Wert von pH 5,5 empfohlen. Dieser Wert wird überwiegend erreicht bzw. überschritten.

**Tab. 5.10:** Kreuzvalidierung des regionalisierten pH-Wertes im ersten Horizont.

MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging.

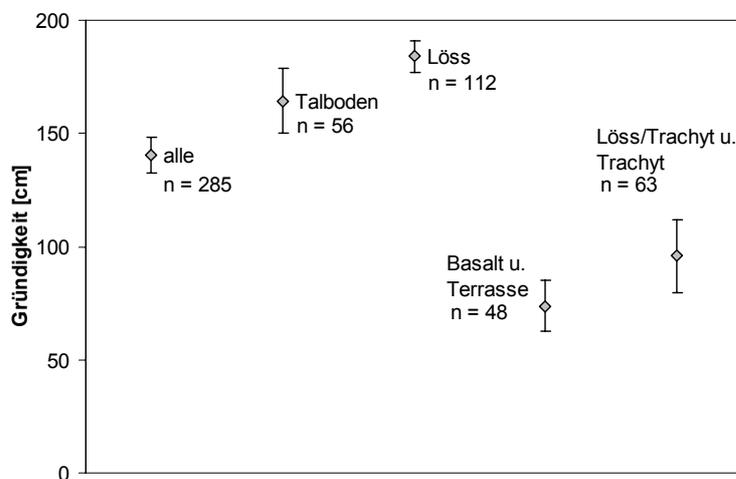
	Hor	OK	ResK	OK (ohne Wald)
<b>MAE</b>	1.	0,48	0,52	0,43
	2.	0,78	0,73	0,68
<b>RMSE</b>	1	0,61	0,64	0,53
	2.	0,84	0,77	0,70

Im zweiten Horizont ist der durch die Nutzungsunterschiede erklärte Anteil an der Gesamtvarianz im Vergleich zum ersten Horizont etwas höher und beträgt 38,5 %. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass der Unterschied zwischen Acker und Grünland im zweiten Horizont größer ist. Der mittlere pH-Wert auf Ackerstandorten beträgt pH 5,7 und ist damit im Vergleich zum ersten Horizont um pH 0,4 niedriger. Auf Grünlandstandorten liegt der Wert dagegen bei pH 6,6 und ist um pH 0,2 höher. Dies ist allerdings nur teilweise Folge der unterschiedlichen Landnutzung. So nimmt auf Ackerstandorten aufgrund der Kalkungsmaßnahmen mit zunehmender Tiefe der pH-Wert ab. Die höheren pH-Werte auf den Grünlandstandorten lassen sich wie oben ausgeführt mit der speziellen geologischen Situation erklären.

Die Variogrammparameter im zweiten Horizont unterscheiden sich nur zum Teil von denen des ersten Horizonts (s. Tab. 5.10). Im Vergleich zum ersten liegen die Schwellenwerte im zweiten Horizont höher. Beim OK um 50,0 %, beim ResK um 11,1 % und beim OK ohne Wald um 72 %. Damit nimmt die Gesamtvarianz im zweiten Horizont deutlich zu. Die Reichweiten sind dagegen kaum verändert. Auch im zweiten Horizont werden die statistischen Werte gut reproduziert. Der Mittelwert des Punktdatensatzes liegt bei pH 5,9. Die Mittelwert beim OK liegt dagegen bei pH 6,1 und beim ResK bei pH 6,0. Auch hier ist die Standardabweichung bei den Interpolationsergebnissen geringer als bei den Ausgangsdaten.

#### 5.2.2.4 Gründigkeit

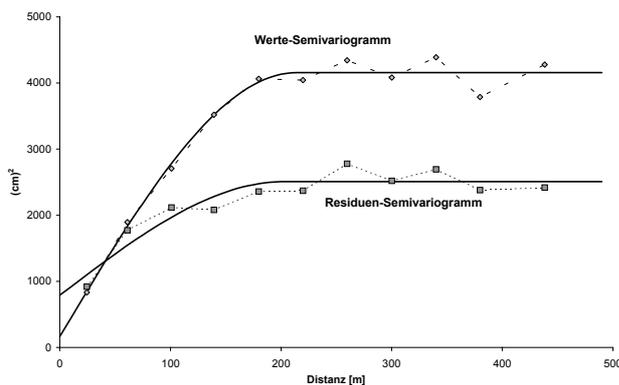
Die Gründigkeit ist ein agrarökologisch interessanter Faktor, der vor allem die Bodenbearbeitbarkeit und das Ertragspotenzial eines Bodens beeinflusst. Die räumliche Variabilität ist in hohem Maße vom Ausgangssubstrat und dessen Schichtung abhängig.



**Abb. 5.21:** Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für die Gründigkeit in Abhängigkeit von der Geologie.

Sechs Untersuchungspunkte konnten keiner Landnutzungseinheit zugeordnet werden.

Wie eine Varianzanalyse über vier geologische Einheiten ergab, lässt sich damit 41,8 % der Gesamtvarianz erklären. Mittelwerte und die 95 %-Konfidenzintervalle der Einheiten sind in Abb. 5.21 dargestellt. Bei einem globalen Mittelwert über alle Datenpunkte von 140,5 cm liegt der Mittelwert der Böden aus Löss bei 184,0 cm sowie der Talböden bei 164,2 cm. Die geologischen Einheiten der GK25 Basalt und Hauptterrassensedimente wurden ebenso wie die beiden Einheiten Lösslehm über Trachyttuff und Trachyttuff zusammengefasst. Die Mittelwerte der beiden Einheiten liegen bei 73,7 cm bzw. bei 95,8 cm und damit unter dem globalen Mittelwert und deutlich unter den Mittelwerten der beiden erstgenannten Einheiten.



**Abb. 5.22:** Semivariogrammverläufe (Gründigkeit).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils sich um die Modellanpassung.

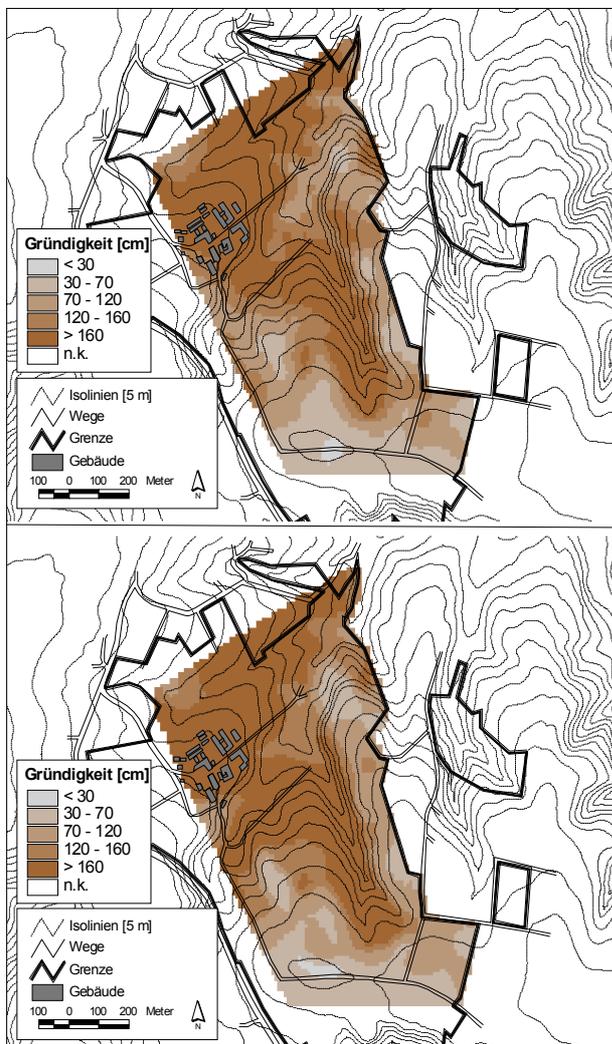
Auf die Semivarianzanalyse hat die Einbeziehung des Ausgangssubstrates folgende Konsequenzen (s. Abb. 5.22). Der Schwellenwert kann im Vergleich zum Werte-Semivariogramm beim Residuen-Semivariogramm deutlich verringert werden. Beim Werte-Semivariogramm beträgt er 3990,3 [(cm)<sup>2</sup>], beim Residuen-Semivariogramm dagegen nur 1716,9 [(cm)<sup>2</sup>]. Die Semivarianz wird damit mehr als halbiert. Die Reichweiten des Werte-Semivariogramms (213,8 m) und des Residuen-Semivariogramms (202,4 m) unterscheiden sich dagegen kaum. Die Nuggetvarianz nimmt zu, bei den Modellanpassungen handelt es sich jeweils um sphärische Modelle.

Die Regionalisierung geschah mittels OK und ResK mit den Flächenresiduen der vier geologischen Einheiten. In Abb. 5.23 sind die Interpolationsergebnisse zu sehen. Insgesamt spiegelt bereits die mittels OK interpolierte Karte (in Abb. 5.22 der obere Variogrammverlauf) die räumliche Verbreitung der Ausgangssubstrate und damit die modellhafte Vorstellung der räumlichen Variabilität dieses Parameters recht gut wider.

Bereiche geringer Gründigkeit von z.T. weniger als 70 cm sind einmal zwischen der "Kasseler Heide" und "Auf dem Scheid" zu finden, wo Trachyttuff und Hauptterrassensedimente das Ausgangsgestein der Bodenbildung bilden. Auch im Bereich des kleinen Andesitrückens auf dem "Scheidfeld" sowie zwischen "Kaule" und "Klocker" und östlich des Trockentals zwi-

schen "Voet" und "Am Landgraben" sind überwiegend Trachyttuff und Terrassensedimente verbreitet und die Gründigkeit dementsprechend gering. Erwartungsgemäß sind die Bereiche mit den höchsten Werte zwischen Eichen- und Forstbach und westlich des Trockentals anzutreffen. Hier stellt Löss das Ausgangssubstrat der Bodenbildung dar.

Die geologischen Strukturen sind beim ResK kaum deutlicher. Zwischen OK und ResK bestehen allgemein nur kleine Unterschiede. Beide Interpolationsergebnisse korrelieren hoch miteinander ( $r = 0,92$ ). Die größten Unterschiede sind in den Bereichen zu verzeichnen, in denen die Punktdichte der Ausgangsdaten eher gering war. Das ist vor allem zwischen dem Andesitrücken und den Gebäuden des Versuchsgutes der Fall. Hier führt die Berücksichtigung einer Hilfsvariablen zu deutlichen Vorteilen gegenüber dem OK.



**Abb. 5.23:** Vergleich der Interpolationsergebnisse (Gründigkeit).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK), die untere Abbildung das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Geologieresiduen.

Darüber hinaus sind auch bei diesem Parameter beim ResK die Gradienten entlang der Grenzen der geologischen Einheiten größer. Auf der anderen Seite kann die kleinräumige Variabilität unterhalb des Untersuchungsmaßstabs der GK25 beim ResK nicht aufgelöst werden. Hier zeigen sich Vorteile beim OK. Was sich bereits an der hohen Korrelation zwischen OK und

ResK erkennen lässt, zeigt sich auch anhand der Kreuzvalidierung. RMSE und MAE können beim ResK nicht verringert werden. Beide Werte liegen beim ResK sogar etwas über den Werten des OK (s. Tab. 5.11). Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung zeigen, dass das angewandte gemischte Verfahren kaum Vorteile gegenüber dem rein statistischen Verfahren bietet. MAE und RMSE können nur geringfügig gesenkt werden.

Hinsichtlich der Abbildung der statistischen Parameter des Ausgangsdatensatzes können beide Verfahren als gut angesehen werden. Die Mittelwerte des OK (135,4 cm) und des ResK (138,3 cm) liegen nur unwesentlich unter dem arithmetischen Mittel des Ausgangsdatensatzes, der bei 140,5 cm liegt. Die Standardabweichung wird nur geringfügig unterschätzt. Bei den Punktdaten lag sie bei 67,4, beim OK bei 53,1 und beim ResK bei 55,9.

**Tab. 5.11:** Kreuzvalidierung der regionalisierten Gründigkeit.

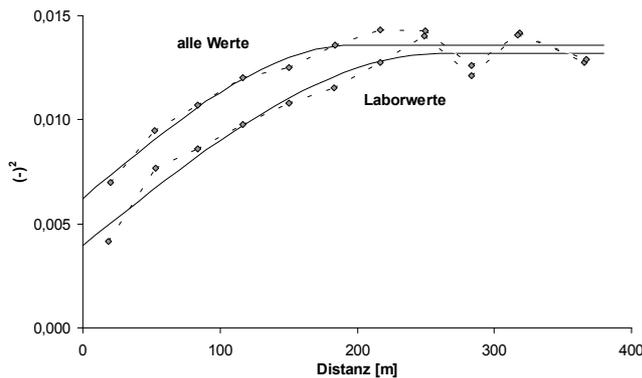
*MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging.*

	OK	ResK
MAE	29,51	31,66
RMSE	45,31	45,71

#### 5.2.2.5 K-Faktor

Der K-Faktor der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung wird sehr häufig über Pedotransferfunktionen (PTF) errechnet, da für seine Bestimmung sehr aufwändige Feldmethoden notwendig sind. Im Rahmen dieser Arbeit finden zur Berechnung des K-Faktors, wie in Kap. 3 beschrieben, zwei PTF Anwendung. Zum Einen die von SCHWERTMANN et al. (1987) an deutsche Böden adaptierte Gleichung von WISHMEYER & SMITH (1978), zum Anderen die alternative Berechnungsmethode von HENNINGS (1994), die nicht auf Laboranalysen angewiesen ist und deshalb auch für im Feld erhobene Daten angewendet werden kann.

Da der K-Faktor und seine räumliche Variabilität im Bereich des Versuchsgutes Frankenforst bereits in anderen Arbeiten analysiert wurde, besteht einerseits die Möglichkeit die Ergebnisse dieser Arbeit mit denen anderer Untersuchungen zu vergleichen. Andererseits besteht die Möglichkeit zu beurteilen, in wie weit es möglich ist, laboranalytisch untersuchte Daten gemeinsam mit im Feld erhobenen zu analysieren. Verglichen werden alle Daten mit ausschließlich im Labor erhobenen Daten. Beide Datensätze werden geostatistisch untersucht und Semi-varianzanalysen und Interpolationsergebnisse gegenübergestellt.



**Abb. 5.24:** Semivariogrammverläufe (K-Faktor im obersten Horizont).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils sich um die Modellanpassung.

In ihrer statistischen Verteilung sind sich beide Datensätze sehr ähnlich. Mittelwert und Standardabweichung unterscheiden sich nur marginal. Das arithmetische Mittel aller Daten liegt bei 0,46, das der Labordaten bei 0,44. Die Standardabweichung liegt jeweils bei 0,12 (s. Tab. 5.1 auf S. 97). Auch die Semivariogrammverläufe unterscheiden sich kaum. In Abb. 5.24 sind beide Semivariogramme zu sehen.

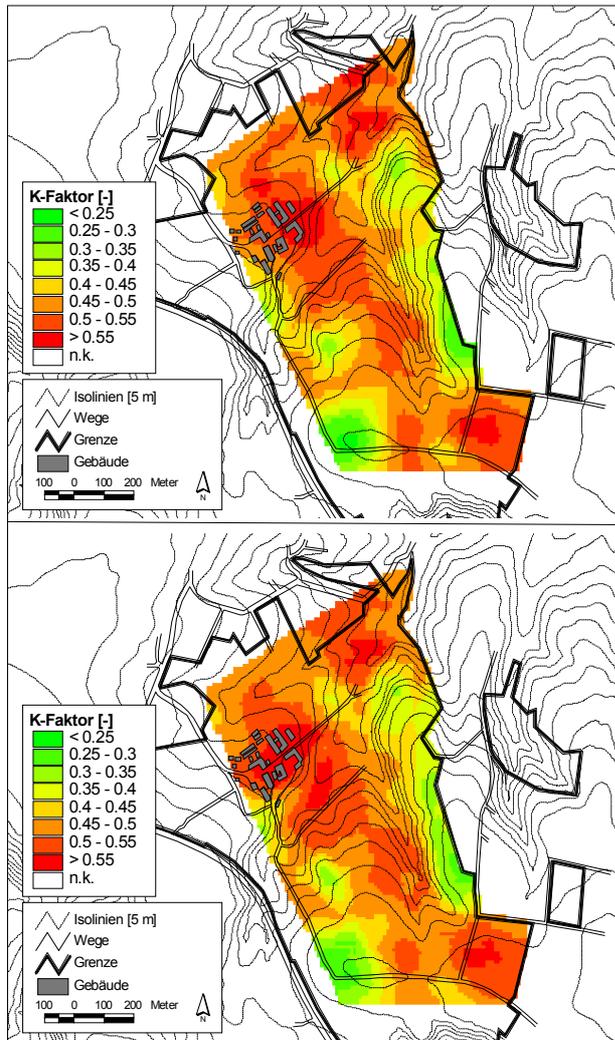
**Tab. 5.12:** Vergleich der Variogrammparameter für den K-Faktor für alle Werte (alle), die Mittelwertresiduen (MWRes) der geologische Einheiten und für die Laborwerte (Labor).

	Modellparameter			
	Nuggetvarianz	Schwellenwert	Reichweite	Modell
<b>alle</b>	0,0062	0,0074	199,63	sphärisch
<b>MWRes</b>	0,0071	0,0051	202,04	sphärisch
<b>Labor</b>	0,0040	0,0092	260,76	sphärisch

Die Semivariogramme zeigen ähnliche Strukturen. Beim Laborwerte-Semivariogramm beträgt die Semivarianz, bestehend aus Nuggetvarianz und Schwellenwert ( $C_0 + C_1$ ), 0,0132. Sie liegt damit nur unwesentlich unter der Semivarianz des Semivariogramms über alle Daten (0,0136). Die Reichweite wird hier etwa 61 m vorher erreicht (s. Tab. 5.12).

Wie in Abb. 5.25 zu erkennen ist, resultieren daraus bei den interpolierten Karten Unterschiede, die zwar an der grundsätzlichen räumlichen Verbreitung nichts ändern, aber im Detail doch zu einigen Differenzen führen. In Bereichen, in denen Löss an der Geländeoberfläche ansteht, finden sich die höchsten Werte. Die niedrigsten K-Faktoren liegen bei "Auf dem Scheid" sowie östlich des Trockentales in Bereichen, in denen Hauptterrassenreste an der Oberfläche liegen. Auch in ihrer statistischen Verteilung unterscheiden sich die Ergebnisse kaum. Der Mittelwert über alle Daten liegt bei 0,47, der Mittelwert der Labordaten etwas dar-

unter bei 0,46. Im Vergleich mit den Ausgangsdaten (s. Tab. 5.1 auf S. 97) wird der Mittelwert im Ergebnis gut reproduziert. Auch die Standardabweichungen unterscheiden sich geringfügig. Über alle Daten liegt die Standardabweichung bei 0,067, betrachtet man ausschließlich die Labordaten liegt sie bei 0,072. Wie bereits bei den allen anderen untersuchten Parametern wird auch hier die Standardabweichung bei der Interpolation unterschätzt.



**Abb. 5.25:** Vergleich der Interpolationsergebnisse (K-Faktor im obersten Horizont).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging mit allen Werten, die untere Abbildung das des Ordinary Kriging mit den Laborwerten. Die Mittelwerte wurden anschließend wieder aufaddiert.

In Tab. 5.13 sind die Ergebnisse der Kreuzvalidierung dargestellt. Das OK mit allen Werten schneidet etwas schlechter ab als das OK nur mit den Laborwerten. Mit der Hinzunahme qualitativ ungenauerer im Feld erhobener Daten wird das Ergebnis der Interpolation also unwesentlich schlechter.

Wie die Pedotransferfunktion zur Berechnung des K-Faktors in Kap. 3 zeigt, ist die räumliche Variabilität des K-Faktors in hohem Maße von Ausgangsgestein abhängig. Auch hier bietet sich deshalb neben der Möglichkeit zur Regionalisierung mittels OK das ResK mit den MWRes der geologischen Einheiten an. Eine Varianzanalyse über sechs Einheiten der GK25 erklärt dabei jedoch lediglich 12,0 % der Gesamtvarianz. In der Folge unterscheiden sich die

Semivariogrammparameter kaum. Bei etwas erhöhter Nuggetvarianz liegt die Semivarianz ( $C_0 + C_1$ ) beim Residuen-Semivariogramm lediglich etwa 11 % unter der Semivarianz des Werte-Semivariogramms (s. Tab. 5.12). Auch die Interpolationsergebnisse gleichen sich. Wie die Kreuzvalidierung zeigt, unterscheiden sich MAE und RMSE kaum (s. Tab. 5.13).

**Tab. 5.13:** Kreuzvalidierung des regionalisierten K-Faktors.

*MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK (alle) = Ordinary Kriging mit allen Daten, OK (Labor) = Ordinary Kriging mit den Labordaten, ResK (alle) = Residuen-Kriging mit allen Werten.*

	OK (alle)	ResK (alle)	OK (Labor)
MAE	0,078	0,079	0,070
RMSE	0,100	0,102	0,090

Der Vergleich der Ergebnisse mit denen aus der Arbeit von BOTSCHKEK (1999) zeigt die Abweichungen zwischen den angewendeten Verfahren. Beim Vergleich der statistischen Verteilungen muss aber grundsätzlich beachtet werden, dass bei der Regionalisierung mittels Kriging-Interpolation alle Flächen, also auch die Waldflächen, berücksichtigt wurden. Insgesamt liegen die Werte des OK deutlich über den aus den Klassenbeschrieben der BK5 Bo abgeleiteten. Der Mittelwert des OK liegt bei 0,47. Nach BOTSCHKEK (1999) liegen 57 % aller Flächen der Klassenbeschriebe zwischen 0,31 und 0,4. Beim OK liegen lediglich 13,5 % der Werte zwischen 0,31 und 0,4. Bei den Durchschnittsprofilen sind die Werte insgesamt etwas höher, ca. 65 % liegen in der Klasse zwischen 0,51 bis 0,6.

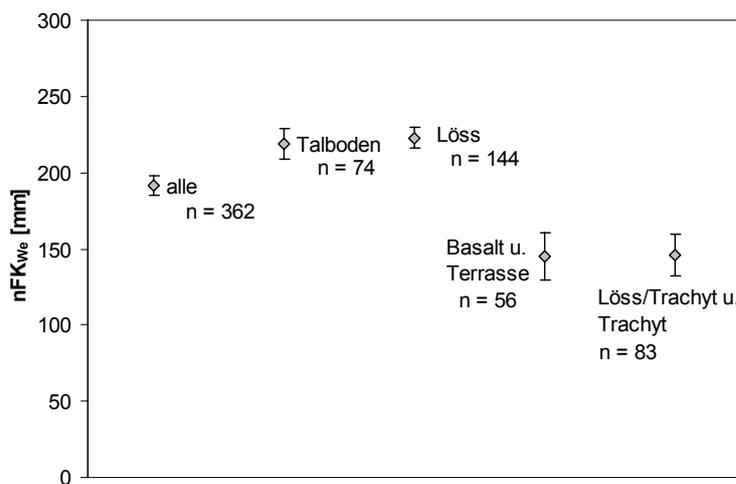
Die angewendeten Regionalisierungsverfahren sind aber den Choroplethen-Modellen vor allem deshalb vorzuziehen, da mit diesen die kleinräumige Variabilität unterhalb der Flächen nicht abgebildet werden kann.

Insgesamt, das zeigen die Ergebnisse beider Regionalisierungsverfahren, sind die Böden des Versuchsgutes sehr erosionsanfällig. Über 80 % der Böden weisen einen Wert auf, der über 0,4 liegt und damit nach der KA4 (AG BODEN 1994) in der Klasse Eb4 (hohe Erodierbarkeit). In Bereichen größerer Lössmächtigkeit sind entsprechend der hohen Erodierbarkeit und der jahrhundertelangen Nutzung nur wenige nicht erodierte Standorte erhalten geblieben. Vor allem die Lössböden zeichnen sich folglich neben dem guten Nutzungspotenzial durch ein hohes Belastungspotenzial aus.

### 5.2.2.6 nFKWe

Wie die Analyse der räumlichen Variabilität des K-Faktors gezeigt hat, ist es durchaus möglich verschieden genau erhobene Ausgangsdaten gemeinsam zu verwenden. Auch für die nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum ( $nFK_{We}$ ) können, wie in Kap. 2 beschrieben, unterschiedlich genaue Eingangsdaten zusammengeführt werden.

Die  $nFK_{We}$  gibt an, wie viel Wasser ein Boden langfristig speichern kann. Sie ist von der Porengrößenverteilung und damit vor allem vom Ausgangssubstrat abhängig. Dies lässt sich anhand der Varianzanalyse aufzeigen.



**Abb. 5.26:** Mittelwert, 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes sowie Anzahl der Untersuchungspunkte für die  $nFK_{We}$  in Abhängigkeit von der Geologie.

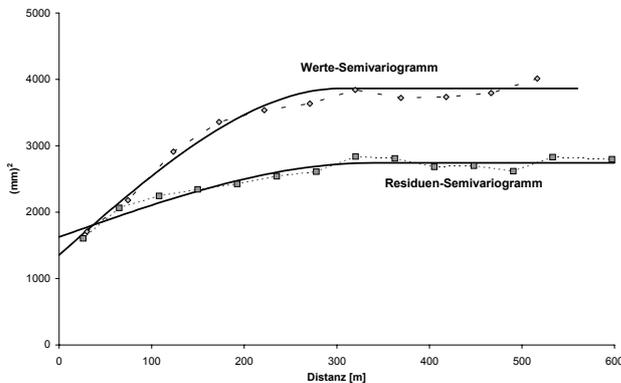
*Fünf Untersuchungspunkte konnten keiner Landnutzungseinheit zugeordnet werden.*

Mit einer Varianzanalyse über vier Einheiten können 34,5 % der Gesamtvarianz erklärt werden. In Abb. 5.26 sind die Mittelwerte und die 95 %-Konfidenzintervalle dargestellt. Der Mittelwert über alle Einheiten liegt bei 191,4 mm (s. Tab. 5.1 auf S. 97). Die mittlere  $nFK_{We}$  der Böden aus Löss liegt bei 222,9 mm und liegt damit im hohen Bereich ( $nFK_{We4}$ , AG BODEN 1994). Der Mittelwert der Talböden liegt unmerklich darunter und beträgt 219,0 mm. Die Mittelwerte der beiden anderen Einheiten weisen dagegen mit 144,7 mm (Basalt und Terrassensedimente) bzw. 145,6 mm (Lösslehm/Trachyttuff und Trachyttuff) deutlich niedrigere Mittelwerte auf. Hier finden sich in geringeren Tiefen häufig stauende Horizonte, welche die  $nFK_{We}$  beeinträchtigen. Insgesamt liegen jedoch alle Mittelwerte im mittleren Bereich ( $nFK_{We3}$ , AG BODEN 1994).

Über ein Drittel der Gesamtvarianz der berechneten  $nFK_{We}$  erklärt sich aus den unterschiedlichen Ausgangssubstraten. Durch Residuenbildung sollte bei der Semivarianzanalyse die Gesamtvarianz deshalb verringert werden können. Der Vergleich der beiden Semivariogramme in Abb. 5.27 zeigt auch eine deutliche Verringerung des Schwellenwertes. Dieser liegt beim

Werte-Semivariogramm bei  $2508,2 \text{ [(mm)}^2]$  während er beim Residuen-Semivariogramm nur  $1117,5 \text{ [(mm)}^2]$  beträgt.

Wie bei der Gründigkeit zeigt sich auch hier, dass die Nuggetvarianz beim Residuen-Semivariogramm etwas höher liegt und dass sich die Reichweiten kaum unterscheiden.



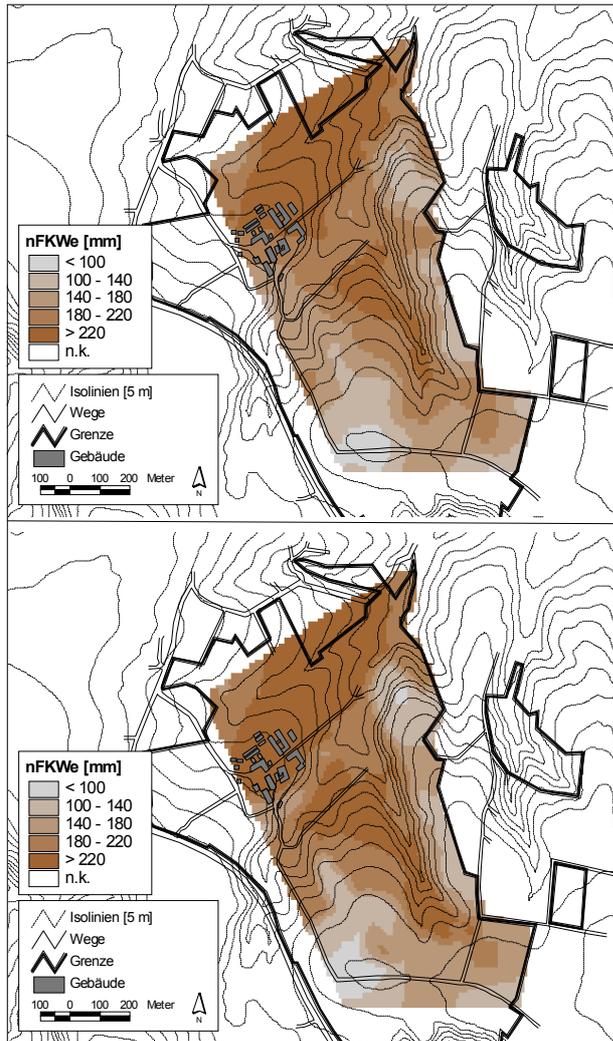
**Abb. 5.27:** Semivariogrammverläufe ( $nFK_{We}$ ).

Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der experimentellen Semivariogramme, bei den durchgezogenen Linien handelt es jeweils sich um die Modellanpassung.

Die Ergebnisse beider Interpolationen sind in Abb. 5.28 dargestellt. Wie bei der Gründigkeit erfolgte die Interpolation mittels OK (in Abb. 5.28 oben) und ResK mit den Geologieresiduen (in Abb. 5.28 unten) und wie bei der Gründigkeit stimmen OK und ResK größtenteils überein.

Beim OK liegt der Wertebereich zwischen  $82,4$  und  $252,4$  mm. Auch hier spiegelt das Ergebnis die Verbreitung der Ausgangssubstrate gut wider. Die höchsten Werte sind auf dem Lössrücken zwischen Eichen- und Forstbach zu finden sowie westlich des Trockentals, wo ebenfalls Löss das Ausgangssubstrat der Bodenbildung ist. Entsprechend kommen die niedrigsten Werte auf den höher gelegenen Bereichen der "Kasseler Heide" sowie zwischen "Kaule" und "Am Landgraben" östlich des Trockentals vor, wo nur noch eine geringmächtige lösshaltige Hauptlage über oft sehr dichten lössfremden Basislagen liegt.

Da bereits das OK die Verbreitung des Ausgangsgesteins gut widerspiegelt, sind die Unterschiede zum ResK mit den Geologieresiduen gering. Das zeigt zum einen der Vergleich der beiden Karten, wird aber zum anderen auch durch die hohe Korrelation ausgedrückt. Der Korrelationskoeffizient beträgt  $r = 0,91$ . Auch die Wertespanne beim ResK ist mit der des OK vergleichbar und liegt zwischen  $88,4$  und  $259,7$  mm. Größere Unterschiede zwischen den Ergebnissen sind auch hier in den Bereichen zu erkennen, wo die Datendichte eher gering ist.



**Abb. 5.28:** Vergleich der Interpolationsergebnisse ( $nFK_{We}$ ).

Die obere Abbildung zeigt das Ergebnis des Ordinary Kriging (OK), die untere Abbildung das des Kriging der Flächenresiduen (ResK) mit den Geologie-residuen.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung sind in Tab. 5.14 dargestellt. Im Vergleich zum OK können beim ResK MAE und RMSE nur geringfügig um 3,86 % bzw. 6,89 % verringert und das Interpolationsergebnis damit verbessert werden.

**Tab. 5.14:** Kreuzvalidierung der regionalisierten  $nFK_{We}$ .

MAE = mean absolute error (mittlerer absoluter Fehler), RMSE = root mean square error (Wurzel des quadrierten mittleren Fehlers), OK = Ordinary Kriging, ResK = Residuen-Kriging.

	OK	ResK
MAE	39,33	37,81
RMSE	53,82	50,11

Hinsichtlich der Reproduktion der statistischen Parameter des Punktdatensatzes können beide Ergebnisse als gut angesehen werden. Die Mittelwerte unterscheiden sich kaum. Beim OK liegt er bei 185,09 mm und damit lediglich um 6,31 mm niedriger als beim Punktdatensatz (s.

Tab. 5.1 auf S. 97), beim ResK liegt der Mittelwert bei 188,21 mm. Die Standardabweichung wird mit beiden Verfahren vor allem als Folge des Block-Kriging unterschätzt und liegt bei den Ausgangsdaten etwa 30 % höher.

### 5.2.3 *Bewertung und Vergleich der Ergebnisse*

Geostatistisch interpolierte Karten lassen sich nur mit einer hohen Datendichte erstellen. Diese ist in der Regel für größere Untersuchungsgebiete nur mit einem immensen Kosten- und Zeitaufwand zu realisieren. Die Entwicklung von Methoden zur Regionalisierung, die weniger Daten benötigen, gelangte deshalb in den letzten Jahren zunehmend in den Blickpunkt der bodenkundlichen Forschung (z.B. SKIDMORE et al. 1991, YOST et al. 1993, ODEH et al. 1994, 1995, THOMAS et al. 1999, UTSET et al. 2000).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden geostatistische (Ordinary Kriging, OK), regressionsstatistische (multiple lineare Regressionen, MLR) sowie gemischte Verfahren (Regression Kriging, RK und Residuen Kriging, ResK) zur Regionalisierung von punktuell erhobenen Bodeneigenschaften angewendet und verglichen. Jüngere Untersuchungen mit gemischten Verfahren zeigen, dass diese wertvolle Methoden der Regionalisierung darstellen können (z.B. SINOWSKI 1995, BISHOP & MCBRATNEY 2001, HERBST 2001). Der wesentliche Vorteil dieser Verfahren gegenüber den rein geostatistischen und statistischen Verfahren ist darin zu sehen, dass bodenkundliches Fachwissen eingesetzt wird und sich die räumliche Variabilität aufteilen lässt in eine deterministische Komponente, die durch einen bodenbildenden Faktor beschrieben werden kann und eine stochastische Komponente (WEBSTER 2000). Dabei spielt die Auswahl der Hilfsvariablen eine große Rolle. Deshalb wurden vor der Regionalisierung die zu untersuchenden Bodeneigenschaften und ihre räumliche Variabilität analysiert und erst anschließend die verschiedenen Interpolationen angewendet.

Auf der untersuchten Maßstabsebene sind die beiden bodenbildenden Faktoren anthropogene Tätigkeit und Ausgangssubstrat die Faktoren, die für die räumliche Variabilität der untersuchten Bodeneigenschaften die größte Bedeutung haben. Eine bereits in vielen Untersuchungen verwendete Möglichkeit zur Regionalisierung stellt das Residuenkriging (ResK) mit Mittelwertresiduen (MWRes) dar. In den meisten Fällen, z.B. bei MCBRATNEY & WEBSTER (1981), SINOWSKI (1995) und HERBST (2001) wie auch in dieser Untersuchung, wurde das Verfahren bisher mit den Residuen von Landnutzungseinheiten angewendet. Bereits OLIVER & WEBSTER (1987) setzten es aber mit numerisch ermittelten geologischen Einheiten ein. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die geologische Karte im Maßstab 1:25.000 (GK25) als nominal-skalierte

Hilfsvariable herangezogen. Dabei ist grundsätzlich der Maßstab der GK25 zu beachten. Wie bereits an der Karte der Ausgangssubstrate (Karte 2 im Anhang) zu erkennen ist, zeigt sich im Untersuchungsgebiet, bedingt durch die komplexe Geomorphogenese ein kleinräumiger Wechsel der Ausgangsgesteine. Dieser liegt unterhalb des Untersuchungs- und Darstellungsmaßstabes der GK25. Dies führt dazu, dass die Nuggetvarianz ( $C_0$ ) beim ResK höher liegt als beim OK. Die Semivarianz ( $C_0 + C_1$ ) kann dagegen in der Regel deutlich gesenkt werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen insgesamt, dass auf dem Untersuchungsmaßstab und im Untersuchungsgebiet die Variabilität der Ausgangsgesteine mit Hilfe GK25 beschrieben werden kann und dass die GK25 deshalb als Kovariable bei der Regionalisierung eingesetzt werden kann.

Das Relief als verantwortlicher bodenbildender Faktor für die räumliche Variabilität tritt gegenüber den beiden anderen genannten Faktoren in der Bedeutung im Untersuchungsgebiet und auf der untersuchten Skala zurück. Anders als in verschiedenen vorangegangenen Untersuchungen, z.B. bei ODEH et al. (1994), GESSLER et al. (1995), THOMAS et al. (1999) und RYAN et al. (2000), ließen sich im Rahmen dieser Arbeit nur für den Schluffgehalt im obersten Horizont und eingeschränkt für den Tongehalt im obersten Horizont verwertbare Korrelationen zum Relief finden. Auch im Vergleich zu MOORE et al. (1993), der bei seinen Untersuchungen zu Boden-Reliefbeziehungen z.T. sehr hohe Bestimmtheitsmaße findet, zeigten sich in dieser Untersuchung insgesamt schwächere Zusammenhänge. Allerdings bezogen sich deren Untersuchungen auf einen nur 5,4 ha großen zwangsläufig geologisch relativ homogenen Hangausschnitt. Bei den Untersuchungen von HERBST (2001) zeigten sich ebenfalls überwiegend stärkere Zusammenhänge zwischen Reliefparametern und Bodeneigenschaften. Auch dessen Untersuchungen waren auf ein geologisch nicht so kleinräumig strukturiertes, etwa 30 ha großes Einzugsgebiet beschränkt.

Darüber hinaus zeigte bereits die Analyse der Abhängigkeiten zwischen Bodeneigenschaft, bodenbildendem Prozess und bodenbildendem Faktor in Kap. 3.2.2, dass von vornherein keine starken Zusammenhänge zu erwarten waren. Infolge des kleinräumigen Wechsels der Ausgangssubstrate (s. Karte 2 im Anhang) sind die Beziehungen zwischen Bodenvariabilität und Relief zweitrangig. Die Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung beispielsweise, die Folge geomorphologischer Prozesse sind, sind deutlich schwächer ausgeprägt als die Unterschiede, die durch die verschiedenen Ausgangssubstrate hervorgerufen werden.

Von den untersuchten Reliefparametern weist die Höhe ü. NN insgesamt die besten Korrelationen zu den untersuchten Bodeneigenschaften auf. Dies liegt an der höhenabhängigen

Verbreitung des Lösses. Alle übrigen Parameter zeigen überwiegend sehr geringe Zusammenhänge.

Durch die Einbeziehung der Zusatzinformation konnten die Interpolationsergebnisse des OK teilweise verbessert werden (s. Tab 5.15).

**Tab. 5.15:** Prozentuale Veränderungen von MAE und RMSE in Bezug auf das OK.

*S = Sand, U = Schluff, T = Ton, pH = pH-Wert, C<sub>org.</sub> = C<sub>org.</sub>-Gehalt, Gr = Gründigkeit, K = K-Faktor, nFK = nFK<sub>We</sub>, 1 = oberster Horizont, 2 = zweiter Horizont. Das OK entspricht 100 %.*

		S1	S2	U1	U2	T1	T2	pH1	pH2	C <sub>org.</sub>	Gr	K	nFK
MAE	ResK	23,1	5,7	-4,7	-5,7	0,9	0,4	8,3	-6,4	-6,6	7,3	1,3	-3,8
	RK	—	—	2,9	—	4,1	—	—	—	—	—	—	—
	MLR	—	—	10,3	—	10,0	—	—	—	—	—	—	—
RMSE	ResK	13,6	8,8	-6,2	-6,0	3,2	2,2	4,9	-8,3	-8,3	0,8	2,0	-6,9
	RK	—	—	-5,2	—	-5,4	—	—	—	—	—	—	—
	MLR	—	—	6,7	—	-2,2	—	—	—	—	—	—	—

Beim ResK mit den Flächenmittelwerten der Landnutzungseinheiten können die Abweichungen beim C<sub>org.</sub>-Gehalt um 6,6 % (MAE) bzw. 8,3 % (RMSE) reduziert und die Interpolation damit verbessert werden. Beim pH-Wert im obersten Horizont ist dies nicht der Fall. Das kann an dem in Kap. 5.2.2.3 beschriebenen Sachverhalt liegen, dass sich die drei Landnutzungseinheiten hinsichtlich der räumlichen Variabilität stark unterscheiden. Bei der nFK<sub>We</sub> kann mit dem ResK eine 3,8 %-ige (MAE) bzw. 6,9 %-ige (RMSE) Verbesserung erzielt werden. Beim RK fällt auf, dass das Interpolationsergebnis lediglich hinsichtlich des RMSE um 5,2 % (Schluffgehalt) bzw. 5,4 % (Tongehalt) verbessert werden konnte, beim MAE kommt es zu einer hier zu einer Verschlechterung um 2,9 % bzw. 4,1 % bei Schluff- und Tongehalt. Beim RK kommen weniger große Ausreißer als beim OK vor.

Darüber hinaus kann mit den gemischten Verfahren eine dem fachlichen Wissen besser angepasste räumliche Struktur erreicht werden. Vor allem Bodeneigenschaften, die in ihrer räumlichen Ausprägung stark von den Nutzungseinheiten abhängig sind, zeigen entlang der Nutzungsgrenzen große Gradienten. Anhand der Beispiele pH-Wert und C<sub>org.</sub>-Gehalt im Oberboden konnte gezeigt werden, dass mit dem ResK diese Struktur der beiden Bodeneigenschaften besser wiedergegeben werden konnte als mit dem OK.

Das OK stellt hinsichtlich des MAE und des RMSE insgesamt das beste Verfahren dar, regressionsstatistische Ansätze schneiden im Untersuchungsgebiet auf der Untersuchungsskala am schlechtesten ab (s. Tab. 5.15). Das vergleichsweise gute Abschneiden des OK könnte darin gründen, dass die Gründe für die Variabilität der Bodeneigenschaften im Unters-

chungsgebiet bedingt durch den kleinräumigen Wechsel der Ausgangssubstrate (s. Karte 2 im Anhang) sehr komplex sind und es dann als sinnvoll erscheint, die räumliche Variabilität als stochastische anzusehen (WEBSTER 2000). Aus diesem Grund sind auch die Zusammenhänge zwischen Erklärungsvariable und Bodeneigenschaft insgesamt relativ gering. BISHOP & MCBRATNEY (2001) konnten in ihrer Untersuchung feststellen, dass der RMSE je kleiner ist, je größer der Korrelationskoeffizient zwischen Bodeneigenschaft und Erklärungsvariable ist. Dabei liegen die Korrelationskoeffizienten jedoch z.T. deutlich über den in dieser Untersuchung ermittelten.

Dass auch bei HERBST (2001) die angewendeten gemischten Verfahren überwiegend besser abschneiden als das OK, kann wiederum auf das hinsichtlich des Ausgangsgesteins relativ homogene Untersuchungsgebiet zurückgeführt werden.

MCBRATNEY et al. (2000) vergleichen verschiedene Techniken der Regionalisierung auf einem 42 ha großen Untersuchungsgebiet in Bezug auf den Tongehalt im Oberboden. Im Vergleich schneidet auch hier das Regression Kriging besser ab als die rein geostatistischen Verfahren. Aber auch bei diesen Untersuchungen sind die Beziehungen zwischen Bodeneigenschaft und Erklärungsvariable größtenteils stärker.

Sollen die Unterschiede, die Folge eines bodenbildenden Faktors auf die räumliche Variabilität eines Parameters sind, hervorgehoben werden, bieten die gemischten Techniken große Vorteile. Vor allem bei diskreten Übergängen kann auf diese Weise ein realistischeres Bild der räumlichen Variabilität erzielt werden. Wie SINOWSKI (1995) aufzeigt, können darüber hinaus beim OK bei kleinräumigem Wechsel einer Bodeneigenschaft die tatsächlichen Verhältnisse sogar umgekehrt werden. Auf der anderen Seite wird mit Hilfe des OK die nicht durch die Hilfsvariable begründete Variabilität hervorgehoben. Vorteile bieten die gemischten Verfahren außerdem in Bereichen mit einer geringeren Datendichte, da hier bodenkundliches Wissen bei der Interpolation eingesetzt und damit das Interpolationsergebnis verbessert werden kann.

Wie am Beispiel des K-Faktors aufgezeigt werden konnte, sind die angewendeten geostatistischen und statistischen Regionalisierungsverfahren den Choroplethen-Modellen vorzuziehen (BOTSCHKEK 1999). Ihr wesentlicher Nachteil liegt darin, dass damit die kleinräumige Variabilität nicht abgebildet werden kann. Vor allem vor dem Hintergrund einer teilflächenspezifischen Bearbeitung (Präzisionslandwirtschaft) kommt der kleinräumigen Variabilität jedoch eine große Bedeutung zu.

Ob es grundsätzlich möglich ist, heterogene Daten, die nicht nur im Rahmen verschiedener Untersuchungen entstanden sind sondern auch in ihrer Qualität variieren, gemeinsam zu nut-

zen, war eine der eingangs formulierten Fragen. So gibt es beispielsweise sowohl sehr genaue, laboranalytisch ermittelte Korngrößenanalysen als auch im Feld mittels Fingerprobe erhobene Daten zur Bodenart. Das Beispiel K-Faktor zeigte, dass es grundsätzlich möglich ist, Labor- und Felddaten gemeinsam zu analysieren. Dabei nimmt zwar verfahrensbedingt die Ungenauigkeit zu, was bei der Kreuzvalidierung zu höheren Fehlern geführt hat. Die Verschlechterung betrug hinsichtlich MAE und RMSE jeweils 11,1 %. Dagegen steht der große Vorteil der einfachen Datenerhebung. Mit der Aufnahme einiger weniger Bodenparameter im Gelände können auf diese Weise zahlreiche Bodeneigenschaften höherer Komplexität berechnet werden.

## 6 Diskussion und Ausblick

### *Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und bodenbildenden Faktoren*

Im Sinne der Kausalkette der Pedogenese ist die Entwicklung vom undifferenzierten Ausgangsgestein zum Boden ist abhängig von der vorherrschenden Konstellation der bodenbildenden Faktoren (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992<sup>13</sup>). Diese lösen bodenbildende Prozesse aus, die zur Ausbildung von Bodenhorizonten und zu räumlich variablen Merkmalsausprägungen führen.

Auf dem Untersuchungsmaßstab konnten die drei bodenbildenden Faktoren Ausgangssubstrat, Relief und anthropogene Tätigkeit als die für die räumliche Variabilität der untersuchten Bodeneigenschaften hauptverantwortlichen Faktoren identifiziert werden (s. Kap. 3.2.2). Sie wurden deshalb als Kovariable bei der Regionalisierung eingesetzt. Die beiden wichtigsten klimatischen Einflussgrößen Niederschlag und Temperatur können dagegen auf dem Untersuchungsmaßstab als räumlich homogene Größe angenommen werden. Die räumlichen Strukturen der untersuchten Bodeneigenschaften unterscheiden sich voneinander, weil sie in unterschiedlichem Maße von den verschiedenen bodenbildenden Faktoren beeinflusst werden.

Boden-Landschaftsbeziehungen für die Analyse der räumlichen Verbreitung von Bodeneigenschaften zu nutzen, wurde inzwischen in zahlreichen Studien erprobt (z.B. BLOSSER & JENNY 1971, RICHARDSON & EDMONDS 1987, MOORE et al. 1993, BRUBAKER et al. 1994). Die hohe Komplexität des Systems aufgrund von Wechselwirkungen zwischen den bodenbildenden Faktoren (s. Kap. 3.2.2) kann allerdings dazu führen, dass die daraus resultierenden Strukturen als stochastische, quasi zufällige Verteilung angesehen werden können (WEBSTER 2000).

Wie mit den Analysen gezeigt werden konnte, ist im Untersuchungsgebiet der Einfluss des Reliefs auf die Bodenverbreitung verglichen mit anderen Studien gering (z.B. MOORE et al. 1993, LARK 1999). Aufgrund des kleinräumigen Wechsels der Ausgangssubstrate spielen reliefbedingte Unterschiede z.B. bei der Korngrößenzusammensetzung eine untergeordnete Rolle. Unterschiede, die durch geomorphologische Prozesse hervorgerufen werden, sind deutlich schwächer als die Unterschiede, die durch die verschiedenen Ausgangssubstrate hervorgerufen werden.

Lediglich für den Schluffgehalt im obersten Horizont ( $r^2 = 0,28$ ) und eingeschränkt für den Tongehalt im obersten Horizont ( $r^2 = 0,18$ ) zeigten sich verwertbare Korrelationen. In geolo-

gisch schwächer strukturierten Gebieten zeigten sich bei den Untersuchungen von MOORE et al. (1993) und HERBST (2001) stärkere Zusammenhänge.

Die Höhe ü. NN korrelierte insgesamt am besten mit den untersuchten Bodeneigenschaften. Dies liegt vor allem an der Abnahme der Lössmächtigkeit mit zunehmender Höhe. Alle übrigen Reliefparameter wiesen eher geringe Korrelationskoeffizienten auf.

Mit Hilfe einer Häufigkeitsanalyse konnte der Einfluss, den das Relief auf die Bodentypenverbreitung besitzt, quantifiziert werden. Zu diesem Zweck wurde die relative Häufigkeit der Pararendzinen in Bezug auf 15 Reliefparameter untersucht. Es konnte gezeigt werden, dass sich die Verbreitung der erodierten Lössböden am besten anhand der relativen Lage im Einzugsgebiet charakterisieren lässt.

Bodeneigenschaften, die stark von der Landnutzung abhängig sind, zeigen diskrete Änderungen entlang von Nutzungsgrenzen. Dies zeigte sich beim  $C_{\text{org.}}$ -Gehalt und beim pH-Wert. Durch Ernte wird den agrarisch genutzten Flächen organische Substanz entzogen. Darüber hinaus wird hier durch mechanische Bodenbearbeitung eine bessere Durchlüftung sowie die Durchmischung des Oberbodens erreicht, was wiederum die mikrobiologische Aktivität und damit die Abbauprozesse fördert. Im Gegensatz dazu reichern sich in den sauren, in ihrer biologischen Aktivität gehemmten Waldböden (s. pH-Wert) mäßig zersetzte Vegetationsrückstände an. Durch Kalkungsmaßnahmen auf landwirtschaftlich genutzten Flächen wird der pH-Wert Absenkung als Folge des Biomassenentzugs und des Einsatzes sauer reagierender Dünger entgegengewirkt. Anhand der Untersuchungen zum pH-Wert im Oberboden konnte darüber hinaus gezeigt werden, dass sich die untersuchten Nutzungsklassen Acker, Grünland und Wald hinsichtlich der Semivariogrammparameter Nuggetvarianz, Schwellenwert und Reichweite stark unterscheiden.

Das Ausgangssubstrat und dessen Schichtung spielt für die räumliche Variabilität der meisten der untersuchten Bodeneigenschaften die weitaus größte Rolle. Vor allem die Korngrößenzusammensetzung wird in hohem Maße vom Ausgangsgestein beeinflusst. Da die Korngrößenzusammensetzung eine wesentliche Eingangsgröße in vielen Pedotransferfunktionen ist, wird darüber eine Reihe höher aggregierter Bodeneigenschaften beeinflusst. Dies zeigte sich an den in dieser Arbeit verwendeten Bodeneigenschaften höherer Komplexität.

### *Aufbau und Verbreitung der Böden*

Auch anhand der Beschreibung des Aufbaus der Böden des Versuchsgutes Frankenforst konnte die Bedeutung des Ausgangssubstrats und dessen Schichtung auf die Ausprägung der Böden herausgestellt werden. Vor allem die Korngrößenzusammensetzung und damit gekoppelt eine Vielzahl anderer und vor allem bodenphysikalischer Bodeneigenschaften ist in erster Linie vom Ausgangsgestein abhängig. Böden aus in situ oder periglaziär verlagertem Löss besitzen dabei aufgrund ihrer ausgezeichneten bodenphysikalischen Eigenschaften ein sehr großes agrarisches Nutzungspotenzial, sind auf der anderen Seite jedoch infolge des hohen Schluffgehaltes extrem erosionsanfällig und größtenteils bereits stark degradiert. Sie besitzen folglich ein großes Belastungspotenzial.

Dagegen zeigen die Böden aus den Verwitterungsprodukten der tertiären Ausgangsgesteine und die Böden mit einer geringmächtigen lösshaltigen Hauptlage höhere Tongehalte und in der Regel geringere Durchwurzelungstiefen und folglich geringere Gründigkeit und nutzbare Feldkapazitäten im effektiven Wurzelraum. Auf die Nährstoffverfügbarkeit wirkt sich der hohe Tongehalt dagegen positiv aus.

Beim pH-Wert und dem  $C_{\text{org}}$ -Gehalt zeigte sich der in Kap. 3.2.2 analysierte und beschriebene Zusammenhang zur menschlichen Tätigkeit. Die Waldstandorte unterscheiden sich bei beiden Parametern stark von den agrarisch genutzten Flächen.

Die Karte der Substratverbreitung zeigt die kleinräumige Strukturierung des Untersuchungsgebietes hinsichtlich Ausgangsgesteins.

### *Ausmaß und Auswirkungen der historischen Bodenerosion auf Solum und Relief*

Historische Bodenerosion hat auf dem Versuchsgut Frankenforst im Bereich größerer Lössmächtigkeiten zu erheblichen Veränderungen des Bodenaufbaus, der Bodenverteilung und des Reliefs geführt (vgl. dazu auch LESSMANN-SCHOCH et al. 1991, BOTSCHKE 1999, PRESTON 2001). An einem Hangschnitt wurde das Erosionsgeschehen nachgezeichnet und die Hangentwicklung rekonstruiert. Wie in Kap. 4.1.4 an einem Beispiel aufgezeigt werden konnte, beträgt die maximale holozäne Entwicklungstiefe einer Parabraunerde aus Löss etwa 2,5 m.

Die jung-holozäne Relief- und Landschaftsentwicklung vollzog sich am untersuchten Hang in mindestens zwei Erosionsphasen, die durch eine Phase geomorphodynamischer Formungsruhe voneinander getrennt sind. In dieser Phase konnte sich ein A-Horizont ausbilden, der heute

als fossiler A-Horizont teilweise erhalten ist und die ältere Erosionsphase von der jüngeren trennt. Vor dieser geomorphodynamischen Ruhephase wurde fast am gesamten Hang der Böden abgetragen, am Mittelhang gar bis auf den kalkhaltigen Rohlöss. Am Unterhang wurde das erodierte Material teilweise abgelagert. Die zweite Phase der Erosion führte zu weiterer Erosion am Oberhang, das Material kam am Mittel- und Unterhang zur Ablagerung.

Damit ist über die Jahrhunderte eine Verringerung des Höhenunterschiedes von etwa 4 m und eine geringe Abnahme der mittleren Neigung verbunden.

Auch die Auswirkungen der Erosion auf die Verbreitung der Böden sind außerordentlich groß. Dieser Sachverhalt wurde auch in Kap. 4.2.3 bei der Analyse der bestehenden Bodenkarten deutlich. Auf die räumliche Variabilität der untersuchten Bodeneigenschaften sind die Konsequenzen dagegen als eher gering anzusehen. Dies liegt daran, dass sich Löss und lössbürtiges Kolluvium in seiner textuellen Zusammensetzung nicht sehr stark voneinander unterscheiden.

#### *Regionalisierung von Bodeneigenschaften*

Von den in Kap. 2.4 aufgeführten Ansätzen zur Regionalisierung von Bodeneigenschaften, fanden in den letzten Jahren vor allem die geostatistischen Methoden große Beachtung (MCBRATNEY et al. 2000). Dabei erfordern geostatistische Interpolationen eine hohe Datendichte, die in der Regel für größere Untersuchungsgebiete nur mit einem immensen Kosten- und Zeitaufwand zu realisieren ist. Auch die Entwicklung von Methoden zur Regionalisierung, die weniger Daten benötigen, gelangte deshalb in den letzten Jahren zunehmend in den Blickpunkt der bodenkundlichen Forschung (z.B. YOST et al. 1993, ODEH et al. 1994, 1995, THOMAS et al. 1999, UTSET et al. 2000). Im Rahmen dieser Arbeit wurde dies erreicht durch die Verwendung von flächenhaft vorliegenden Hilfsvariablen: Reliefparameter wurden aus einem digitalen Höhenmodell (DHM) abgeleitet, mittels einer Karte der aktuellen Landnutzung konnte der Einfluss des Menschen quantifiziert werden und die geologische Karte im Maßstab 1:25.000 (GK25) diente als Erklärungsvariable zur Berücksichtigung des Ausgangssubstrates. Im Rahmen dieser Arbeit wurden neben dem Ordinary Kriging (OK) und multiplen Regressionen (MLR), das Residuen Kriging (ResK) mit den Mittelwertresiduen von Flächeneinheiten und das Regression Kriging (RK) mit den Regressionsresiduen aus den MLR angewendet. Mit Ausnahme der MLR eignen sich die Verfahren grundsätzlich gut für die Modellierung und Darstellung der räumlichen Variabilität der untersuchten Bodeneigenschaften.

Die Möglichkeit, nach der Residuenbildung über die Klassifikation mit dem Relief einen weiteren bodenbildenden Faktor in die geostatistische Analyse zu integrieren scheint grundsätzlich sehr interessant zu sein. Dies kann z.B. in Form von Regressionsanalysen über die nach dem Ausgangssubstrat getrennten Teilmengen erfolgen. Aber auch dann besteht wieder das Problem, dass mehr Daten benötigt werden, um statistisch valide Ergebnisse zu erzielen. Eine in dieser Arbeit angewendete zweite Methode, Regressionsanalysen über die Residuen der Geologie zu rechnen, lieferte insgesamt keine verwertbaren Ergebnisse.

Auch die Entwicklung physikalisch basierter, prozess-orientierter Relief- und Bodenentwicklungsmodelle besitzt großes Potenzial zur Erklärung und Modellierung der räumlichen Variabilität. Bisher sind die Ansätze aufgrund der Komplexität des Systems jedoch noch sehr rudimentär (DIETRICH et al. 1995, MINASNY & MCBRATNEY 1999).

#### *Vergleich der angewendeten Regionalisierungsverfahren*

Eine der zentralen Fragen der Regionalisierung ist die nach der Güte der Regionalisierungsverfahren. Sind die gemischten Verfahren den rein statistischen und geostatistischen Verfahren überlegen? Bei einer geringen Datendichte und nur geringen Zusammenhängen zwischen Erklärungsvariable und Bodeneigenschaft erzielt das OK bezüglich der Fehlermaße MAE und RMSE insgesamt die besten Ergebnisse. Allerdings ist mit dem OK der Nachteil verbunden, dass die dem bodenkundlichen Fachwissen entsprechende räumliche Struktur des Parameters nur bedingt wiedergegeben werden kann. Hier zeigen die gemischten Verfahren große Vorteile vor allem bei Parametern, bei denen sich diskrete Änderungen entlang von Grenzen erwarten lassen.

Bezüglich MAE und RMSE sind die Unterschiede zwischen den Verfahren als insgesamt eher gering zu betrachten. Beim ResK mit den Flächenmittelwerten der Landnutzungseinheiten konnte der Fehler beim  $C_{\text{org}}$ -Gehalt um 6,6 % (MAE) bzw. 8,3 % (RMSE) reduziert werden.

Mit Hilfe der gemischten Verfahren lassen sich die Ergebnisse des OK teilweise verbessern. Das OK stellt jedoch insgesamt das beste Verfahren dar. Ein Grund für das vergleichsweise gute Abschneiden des OK liegt darin, dass die Gründe für die räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften im Untersuchungsgebiet bedingt durch den kleinräumigen Wechsel der Ausgangssubstrate sehr vielschichtig sind und damit die Wechselwirkungen sehr komplex. Im Sinne von WEBSTER (2000) kann die räumliche Variabilität dann als stochastische Verteilung angesehen werden.

### *Nutzung von heterogenen Daten zur Ableitung von Bodeneigenschaften höherer Komplexität*

Die Frage, ob es grundsätzlich möglich ist, heterogene Daten, die im Rahmen verschiedener Untersuchungen entstanden sind und in ihrer Qualität variieren, gemeinsam zu nutzen, war eine der eingangs formulierten Fragen. Anhand des Beispiels K-Faktor konnte gezeigt werden, dass es grundsätzlich möglich ist, Labor- und Felddaten gemeinsam zu analysieren. Dabei nimmt verfahrensbedingt die Ungenauigkeit zu. Dies führt zu etwas schlechteren Ergebnissen bei der Kreuzvalidierung (11,1 % bei MAE und RMSE). Dagegen steht der große Vorteil der einfachen Datenerhebung. Mit der Erhebung einiger weniger Bodenbasisparameter im Gelände können auf diese Weise zahlreiche Bodeneigenschaften höherer Komplexität in einem Bodeninformationssystem abgeleitet werden (U. MÜLLER 1997, MCBRATNEY et al. 2002). Vor allem in Bezug auf eine ressourcenschonende Landwirtschaft stehen damit wertvolle Methoden zur Bodenbeurteilung zur Verfügung.

Bei SINOWSKI (1995) und HERBST (2001) werden zwei Möglichkeiten zur Ableitung höher aggregierter Bodeneigenschaften getestet. So können entweder zuerst die Eingangsparameter regionalisiert und anschließend die PTF gerechnet werden (bei HERBST (2001) als indirektes Verfahren bezeichnet) oder zuerst die PTF berechnet und diese danach interpoliert werden (direktes Verfahren). Das letztgenannte Verfahren wurde im Rahmen dieser Arbeit verwendet. HERBST (2001) erachtet beide Verfahren prinzipiell als sinnvoll an und verwendet in der hydrologischen Modellierung die Resultate des direkten Verfahrens, SINOWSKI (1995) zieht dagegen das indirekte Verfahren vor.

## 7 Zusammenfassung

Im Zentrum dieser Arbeit standen die Böden des 131,5 ha großen Landwirtschaftlichen Versuchsgutes Frankenforst. Ihr Aufbau, ihre Verbreitung und räumliche Variabilität wurden beschrieben und untersucht.

Zunächst wurde der Aufbau der Böden getrennt nach Ausgangssubstraten beschrieben und die Verbreitung der Böden und Ausgangssubstrate in Kartenform dargestellt. Anhand der vorgestellten Profile konnte die Bedeutung des Ausgangssubstrats und dessen Schichtung auf die Ausprägung der Böden herausgestellt werden. Vor allem die Korngrößenzusammensetzung und damit gekoppelt eine Vielzahl anderer und vor allem bodenphysikalischer Bodeneigenschaften ist in erster Linie vom Ausgangsgestein abhängig.

Bodenerosion hat auf dem Versuchsgut Frankenforst im Bereich größerer Lössmächtigkeiten zu erheblichen Boden- und Reliefveränderungen geführt. An einem Hangschnitt wurde das Erosionsgeschehen nachgezeichnet und die Hangentwicklung rekonstruiert. Die jung-holozäne Relief- und Landschaftsentwicklung vollzog sich am untersuchten Hang in mindestens zwei Erosionsphasen, die durch eine Phase geomorphodynamischer Formungsruhe voneinander getrennt sind.

Weiterführend wird die räumliche Variabilität einiger ausgesuchter Bodeneigenschaften untersucht. Bei der Auswahl handelt es sich um einfache Kenngrößen wie die Korngrößenzusammensetzung und um ökologisch relevante Eigenschaften wie den K-Faktor. Vorher wurden jene bodenbildenden Faktoren, die für die räumliche Variabilität auf dem Untersuchungsmaßstab verantwortlich identifiziert. Die Entwicklung vom undifferenzierten Ausgangsgestein zum Boden ist abhängig von der vorherrschenden Konstellation der bodenbildenden Faktoren. Diese führen zu bodenbildenden Prozesse und diese wiederum zu räumlich variablen Merkmalsausprägungen. Erst anschließend wurden verschiedene Verfahren zur Regionalisierung getestet und miteinander verglichen.

Untersuchungen zur räumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften haben in den letzten Jahren sehr an Bedeutung gewonnen. Geostatistische Verfahren zur Analyse räumliche Variabilität wurden entwickelt und im Rahmen von bodenkundlichen Untersuchungen erprobt. Jedoch bleibt das Hauptmanko geostatistischer Analysemethoden, dass dafür eine hohe Datendichte benötigt wird. Da der Erhebungsaufwand dafür sehr hoch ist, muss über mögliche Alternativen nachgedacht werden. Die Entwicklung von Methoden zur Regionalisierung, die weniger Daten benötigen, gelangte deshalb in den letzten Jahren zunehmend in den Blick-

punkt der bodenkundlichen Forschung. Im Rahmen dieser Arbeit wurde dies erreicht durch die Verwendung von flächenhaft vorliegenden Hilfsvariablen: Reliefparameter wurden aus einem digitalen Höhenmodell (DHM) abgeleitet, mittels einer Karte der aktuelle Landnutzung konnte der Einfluss des Menschen quantifiziert werden und die geologische Karte im Maßstab 1:25.000 (GK25) diente als Erklärungsvariable zur Berücksichtigung des Ausgangssubstrates. Getestet und miteinander verglichen wurden neben dem Ordinary Kriging und multiplen Regressionen, das Residuen Kriging mit den Mittelwertresiduen von Flächeneinheiten und das Regression Kriging mit den Regressionsresiduen aus den MLR. Mit Ausnahme der MLR eignen sich die Verfahren grundsätzlich gut für die Modellierung und Darstellung der räumlichen Variabilität der untersuchten Bodeneigenschaften. Insgesamt schnitt das Ordinary Kriging am besten ab. Dies liegt an der komplexen Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes.

Die Nutzung heterogener, qualitativ unterschiedlicher Daten wurde im Rahmen dieser Arbeit an einem Beispiel untersucht. Dabei kam es in der Beispielanwendung zu einer etwas höheren Fehlern bei der Hinzunahme ungenauerer Daten. Auf der anderen Seite sind die Vorteile dieser Vorgehensweise jedoch sehr groß. Mit der Aufnahme einiger weniger Bodenparameter im Gelände können auf diese Weise zahlreiche Bodeneigenschaften höherer Komplexität berechnet werden.

## Literatur

- AG Boden (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. 3. Auflage. Hannover. 330 S.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage. Hannover. 392. S.
- AGPU, P.A., D.J. FEHRENBACH & I.J. JANSEN (1990): Soil property relationships with SPOT satellite digital data in East Central Illinois. – Soil Sci. Soc. Am. J. 54:807-812.
- AHMED, S. & G. DEMARSILY (1987): Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. – Water Resour. Res. 23:1717-1737.
- AKIN, H. & H. SIEMES (1988): Praktische Geostatistik: Eine Einführung für den Bergbau und die Geowissenschaften. Springer Verlag, Berlin (Hochschultext). 304 S.
- AMESKAMP, M. (1997): Three-dimensional rule-based continuous soil modelling. Inst. f. Informatik u. Prakt. Mathematik, Univ. Kiel. 206 S.
- ANIYA, A. (1985): Landslide-susceptibility mapping in the Amahata-River basin, Japan. – Ann. Assoc. Am Geogr. 75:102-114.
- ARENS, H. (1960): Die Bodenkarte 1:5.000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 8, 164 S.
- ARMSTRONG, M. (1998): Basic linear geostatistics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 155 S.
- AUERSWALD, K., H. ALBRECHT, M. KAINZ & J. PFADENHAUER (2000): Principles of sustainable land-use systems developed and evaluated by the Munich Research Alliance on Agro-Ecosystems (FAM). – Peterm. Geogr. Mitteilgn. 144:16-25.
- BEVEN, K.J. & M.J. KIRKBY (1979): A physically-based, variable contributing area model of basin hydrology. – Hydrol. Sci. Bull. 24:43-69.
- BILL, R. (1996): Grundlagen der Geo-Informationssysteme, Band 2. Analysen, Anwendungen und neue Entwicklungen. Heidelberg. 475 S.
- BIRKELAND, P.W. (1999): Soils and geomorphology. 3<sup>rd</sup> edition. Oxford Press, New York, Oxford. 430 S.

- BISHOP, T.F.A. & A.B. MCBRATNEY (2001): A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil properties. – *Geoderma* 103:149-160.
- BLOSSER, D.L. & H. JENNY (1971): Correlations of soil pH and percent base saturation as influenced by soil-forming factors. – *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:1017-1018.
- BOHNÉ, B. & A. SKOWRONEK (1993): Zur Glasverwitterung und Tonmineralneubildung in tertiären Trachyttuffen des Siebengebirges. – *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 72:1281-1284.
- BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.-P. PIORR & T. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Klett-Perthes, Gotha & Stuttgart. 328 S.
- BOTSCHKE, J. (1999): Zum Bodenerosionspotential von Oberflächen- und Zwischenabfluß. – *Bonner Bodenkundl. Abh.* 29, 174 S.
- BOTSCHKE, J. & A. SKOWRONEK (1992): Zur Anwendung von Bodenkarten bei landschaftsökologischen Fragesetzungen. – In: GRUNERT, J. & P. HÖLLERMANN [Hrsg.]: *Geomorphologie und Landschaftsökologie*. (Bonner Geogr. Abh. 85):31-44.
- BOUCNEAU, G., M. VAN MEIRVENNE, O. THAS & G. HOFMAN (1998): Integrating properties of soil map delineations into ordinary kriging. – *Europ. J. Soil Sci.* 49:213-229.
- BOURENNANE, H., D. KING & A. COUTURIER (2000): Comparison of kriging with external drift and simple linear regression for predicting soil horizon thickness with different sample densities. – *Geoderma* 97:255-271.
- BREIMAN, L., J.H. FRIEDMAN, R.A. OLSEN & C.J. STONE (1984): *Classification and regression trees*. Wadsworth and Brooks, Belmont. 358 S.
- BRUBAKER, S.C., A.J. JONES, K. FRANK & D.T. LEWIS (1994): Regression models for estimating soil properties by landscape position. – *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58:1763-1767.
- BURGESS, T.M., & R. WEBSTER (1980): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties – I. The semi-variogram and punctual kriging. – *J. Soil Sci.* 31:315-331.
- BURGHARDT, O. (1979): *Siebengebirge – eine Landschaft im Wandel*. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld. 64 S.
- BURROUGH, P.A. (1993): Soil variability: a late 20<sup>th</sup> century view. – *Soils & Fertilizers* 56:529-562.

- BURROUGH, P.A. & R.A. MCDONNELL (1998): Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press, New York, Oxford. 333 S.
- BURT, T.P. & D.P. BUTCHER (1985): Topographic controls of soil moisture distributions. – J. Soil Sci. 36:469-486.
- CARR, J.R., R.E. BAILEY E.D. DENG (1985): Use of indicator variograms for an enhanced spatial analysis. – Math. Geology 17:797-811.
- CONRAD, O. (1998): Die Ableitung hydrologisch relevanter Reliefparameter aus Digitalen Geländemodellen. (Diplomarb. Inst. f. Geographie, Univ. Göttingen).
- CONRAD, R. (1998): Entwicklung eines Umweltinformationssystems – Methoden und Werkzeuge zur Integration von einem Geographischen Informationssystem, einer Datenbank und dynamischen Prozeßmodellen. – Landschaftsökologie und Umweltforschung 30, 149 S.
- COSTA-CABRAL, M. & S.J. BURGESS (1994): Digital elevation model networks (DEMON). A model of flow over hillslopes for computation of contributing dispersal areas. – Wat. Resour. Res. Vol. 30,6:1681-1692.
- DESMET, P.J.J. & G. GOVERS (1996): Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implications for predicting ephemeral gullies. – Int. J. GIS, 10:311-332.
- DEUTSCH, C.V. & A.G. JOURNAL (1998): GSLIB: geostatistical software library and user's guide. 2. Auflage. Oxford University Press, New York, Oxford. 369 S.
- DIETRICH, W.E., R. REISS, M.-L. HSU & D.R. MONTGOMERY (1995): A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. – Hydrol. Processes 9:383-400.
- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Relief-einheiten. – Heidelberger Geogr. Bausteine 5, 45 S.
- DIKAU, R. (1989): The application of digital relief model to landform analysis in geomorphology. – Raper, J. [Hrsg.]: Three dimensional application in GIS, London, 51-77.
- EHLHAUS, D. & T. ROSENBAUM (1991): Die digitale Bodenkarte im Maßstab 1:50 000 im Bodeninformationssystem des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen. – Geogr. Rundschau 43:646-650.

- ERDBAULABORATORIUM AHLENBERG (1994): Neubaustrecke Köln – Rhein/Main. PA3. Streckenabschnitt km 31 + 300 bis km 45 + 500 – Streckengutachten. Vorabzug. (unveröff.) Herdecke. 44 S.
- EVANS, I. (1980): An integrated system of terrain analysis and slope mapping. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.36:274-295.
- FINKE, L. (1971): Die Verwertbarkeit der Bodenschätzungsergebnisse für die Landschaftsökologie dargestellt am Beispiel der Briloner Hochfläche. – Bochumer Geogr. Arb. 10. 83 S.
- FLEISCHER, M. (1979): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:5.000. Verfahren: Stieldorf (I und II) Rhein-Sieg-Kreis. (unveröff.) Krefeld. 31 S.
- FLORINSKY, I.V. (1998): Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. – Int. J. GIS 12:47-61.
- FÖLSTER, H., B. MEYER & E. KALK (1963): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen. II. Profilbilanz der zweiten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkd. 100:1-12.
- FRIEDRICH, K. (1996): Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. – Frankf. geowiss. Arb., Ser. D 21, 258 S.
- GESSLER, P., I.D. MOORE, N.J. MCKENZIE & P.J. RYAN (1995): Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. – Int J. GIS 4:421-432.
- GOOVAERTS, P. (1992): Factorial kriging: a useful tool for exploring the structure of multivariate spatial soil information. – J. Soil Sci. 43:597-619.
- GOOVAERTS, P. (1999): Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. – Geoderma 89:1-45.
- GRAYSON, R. & A. WESTERN (2001): Terrain and the distribution of soil moisture. – Hydrol. Processes 15:2689-2690.
- GRUNERT, J. & V. SCHMANKE (1997): Hangstabilität im Südwesten Bonns. – Geogr. Rundschau 49(10):584-590.
- GÜNTHER, G., M. GÜNTHER, H.J. HEINEKE, G. KLEINSTÄUBER, W. MARTIN, R. SCHWEIZER & T. VORDERBRÜGGE (1995): IuK-Grundlagen für die Fachinformationssysteme des Bodenin-

formationssysteme – Teil der Geowissenschaftlichen Grundlagen. – Geol. Jb. Reihe F 32, 59 S.

GUTH, P.L. (1995): Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. – Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 101:31-52.

HAASE, G. (1963): Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. – Mitteilgn. d. Geogr. Gesellsch. d. DDR H. 27:97-127.

HEINEKE, H.J., M. FILIPINSKI & I. DUMKE (1995): Vorschlag zum Aufbau des Fachinformationssystems Bodenkunde – Profil-, Flächen- und Labordatenbank – Methodenbank. – Geol. Jb. Reihe F 30, 82 S.

HENNINGS, V. (1994): Methodendokumentation Bodenkunde. Auswertungsmethoden zur Ermittlung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. – Geol. Jb., Reihe F 31, 242 S.

HERBST, M. (2001): Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphometrischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebiets. Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Bonn. 130 S.

HEUSCH, K., J. BOTSCHKEK & A. SKOWRONEK (1996): Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegaue im Hennefer Mäanderbogen. – Eiszeitalter u. Gegenwart 46:18-31.

HEUVELINK, G.B.M. & R. WEBSTER (2001): Modelling soil variation: past, present, and future. – Geoderma 100:269-301.

HEYDER, D. (1993): Nitratverlagerung, Wasserhaushalt und Denitrifikationspotential in mächtigen Lößdecken und einem Tonboden bei unterschiedlicher Bewirtschaftung. – Bonner Bodenkundl. Abh. 10, 171 S.

HOFFMANN, K., W. FLECK, H. GÜNDRA & R. DIKAU (1993): Computergestützte Modellierungen zu Boden-Reliefbeziehungen in Lößgebieten Nord Baden-Württembergs. – Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 72:935-938.

HOOSBECK, M.R. & R.B. BRYANT (1992): Towards the quantitative modeling of pedogenesis – a review. – Geoderma 55:183-210.

HUDSON, B.D. (1992): The soil survey as a paradigm-based science. – Soil Sci. Soc. Am. J. 56:836-841.

JANUS, U. (1988): Löss in der südlichen Niederrheinischen Bucht. *Kölner Geogr. Arb.* 49, 174 S.

KLEEFISCH, B. (1993): Die automatisierte Vorhersage der Bodenverbreitung – eine Anwendung für wissensbasierte Systeme? – *Geol. Jb. Reihe F*, 27:39-57.

KNOTTERS, M, D.J. BRUIS & J.H. OUDE VOSHAAR (1995): A comparison of kriging, co-kriging and kriging combined with regression for spatial interpolation of horizon of depth with censored observations. – *Geoderma* 67: 227-246.

KÖTHE, R. & F. LEHMEIER (1993): SARA – Ein System zur automatischen Reliefanalyse. – Standort – *Z. Angew. Geogr.* 4/93:11-20.

KUGLER, H. (1964): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. – *Wissenschaftl. Veröff. dt. Inst. Länderk., Neue Folge* 21/22:541-655.

KUNDERT, K. (1988): Untersuchungen zur automatischen Klassifikation von räumlichen Einheiten. – *Geo-Processing Reihe* 7, 113 S.

KUNTZE, H., G. ROSCHMANN, G. SCHWERDTFEGER (1988): *Bodenkunde*. Vierte, erweiterte und neubearbeitete Auflage. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 568 S.

LARK, R.M. (1999): Soil-landform relationships at within-field scales: an investigation using continuous classification. – *Geoderma* 92:141-165.

LESER, H. & H.-J. KLINK [Hrsg.] (1988): *Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1:25.000 (KA GÖK 25)*. (Forschungen zur deutschen Landeskunde Bd. 228), Trier. 349 S.

LESSMANN-SCHOCH, U., R. KAHRER & G.W. BRÜMMER (1991): Pollenanalytische und <sup>14</sup>C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand). – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 41:16-25.

MACHANN, R. & A. SEMMEL (1970): Historische Bodenerosion auf Wüstungsfluren deutscher Mittelgebirge. – *Geogr. Zeitschr.* 58:250-267.

MASON, J.A., E.A. NATER, C.W. ZANNER & J.C. BELL (1999): A new model of topographic effects on the distribution of loess. – *Geomorphology* 28:223-236.

MATHERON, G. (1963): Principles of geostatistics. – *Economic Geology* 58:1246-1266.

MATHSOFT (1998): S-PLUS 5 for Unix guide to statistics. Data Analysis Products Division, MathSoft, Seattle. o.S.

MCBRATNEY, A.B., G.A. HART & D. MCGARRY (1991): The use of region partitioning to improve the representation of geostatistically mapped soil attributes. – *J. Soil Sci.* 42:513-532.

MCBRATNEY, A.B. & J.J. DE GRUIJTER (1992): A continuum approach to soil classification by modified fuzzy k-means with extragrades. – *J. Soil Sci.* 43:159-175.

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

MCBRATNEY, A.B., I.O.A. ODEH, T.F.A. BISHOP, M.S. DUNBAR & T.M. SHATAR (2000): An overview of pedometric techniques for use in soil survey. – *Geoderma* 97:293-327.

MCBRATNEY, A.B., B. MINANSNY, S.R. CATTLE & R.W. VERVOORT (2002): From pedotransfer functions to soil inference systems. – *Geoderma* 109:41-73.

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

MCKENZIE, N.J. & M.P. AUSTIN (1993): A quantitative Australian approach to medium and small scale surveys based on soil stratigraphy and environmental data. – *Geoderma* 57:329-355.

MEIER, A. (1998): *Relationale Datenbanken: ein Einführung in die Praxis.* 3. Auflage. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 199 S.

MERTENS, H. (1973): Die Bodenkarte 1:50 000 von Nordrhein-Westfalen. – *Niederrhein. Jb.* Bd. 12, 25:55-61.

MEYER, B. (1960): Zeitmarken in der Entwicklung mitteldeutscher Löß- und Kalksteinböden. – *Trans. 7<sup>th</sup> Intern. Congr. Soil Sci.* Vol. IV:177-183.

MEYER, B., E. KALK & H. FÖLSTER (1962): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Löß in Niedersachsen. I. Profilbilateralität der ersten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Entkalkung, Verbraunung, Mineralverwitterung. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.* 99:37-54.

MINANSNY, B., & A.B. MCBRATNEY (1999). A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development – *Geoderma* 90:3-21.

- MOORE, I.D. & G.J. BURCH (1986a): Modelling erosion and deposition: topographic effects. – *Transact. ASAE*, 29:1624-1640.
- MOORE, I.D. & G.J. BURCH (1986b): Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. – *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50(5):1294-1298.
- MOORE, I., P.E. GESSLER, G.A. NIELSEN & G.A. PETERSON (1993): Soil attribute prediction using terrain analysis. – *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:443-452.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. 4. Auflage. DLG-Verlag, Frankfurt am Main. 579 S.
- MÜCKENHAUSEN, E. & E. MERTENS (1988): Die Bodenkarte auf Grundlage der Bodenschätzung. 4. Auflage überarbeitet und ergänzt von H.J. Dubber. Landesausschuss für landwirtschaftliche Forschung, Erziehung und Wirtschaftsberatung beim Ministerium für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen. Düsseldorf 40 S.
- MÜCKENHAUSEN, E., A.D. SCHEGIEWAL & D. SCHRÖDER (1976): Fossile Pingos und Pingoähnliche Gebilde (Hohlformen). – *Z. Kulturtech. u. Flurber.* 17:207-220.
- MÜCKENHAUSEN, E. & H. WORTMANN (1954): Die Böden Nordrhein-Westfalens. – *Z. Pflanzenähr. Düng. Bodenkunde* 67, 2:97-116.
- MÜCKENHAUSEN, E. & H. WORTMANN (1958): Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld. 144 S.
- MÜLLER, E.-H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4:255-265.
- MÜLLER, U. (1997): Auswertungsmethoden im Bodenschutz – Dokumentationen zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS). 6. Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 322 S.
- MÜLLER-MINY, H. (1958): Das Mittelrheingebiet und seine naturräumliche Gliederung. – *Ber. dt. Landeskunde* 21, 2:193-246.
- MÜLLER, U., W. ECKELMANN & H.J. HEINEKE (1993): Zum Aufbau der Methodenbank im Niedersächsischen Bodeninformationssystem (NIBIS). – *Geol. Jb., Reihe F*, 27:185-196.

- ODEH, I.O.A., A.B. MCBRATNEY & D.J. CHITTLEBOROUGH (1994): Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from a digital elevation model. – *Geoderma* 63:197-214.
- ODEH, I.O.A., A.B. MCBRATNEY & D.J. CHITTLEBOROUGH (1995): Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging. – *Geoderma* 67:215-226.
- OELKERS, K.-H. (1993): Aufbau und Nutzung des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS – Fachinformationssystem Bodenkunde (FIS BODEN). – *Geol. Jb., Reihe F*, 27:5-39.
- OLIVER, M.A. & R. WEBSTER (1987): The elucidation of soil pattern in the Wyre Forest of the West Midlands, England. – *J. Soil Sci.* 38:279-291.
- PAAS, W (1968): Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. – *Decheniana* 121:9-38.
- PARK, S.J., K. MCSWEENEY & B. LOWERY (2001): Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain characterization. – *Geoderma* 103:249-272.
- PRESTON, N.J. (2001): Geomorphic response to environmental change: the imprint of deforestation and agricultural land use on the contemporary landscape of the Pleiser Hügelland, Bonn, Germany. Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Bonn. 129 S.
- QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER & O. PLANCHON (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. – *Hydrol. Processes* 5:59-79.
- RICHARDSON, J.L. & W.J. EDMONDS (1987): Linear regression estimations of Jenny's relative effectiveness of state factor equation. – *Soil Sci.* 144:203-208.
- RICHTER, H. (1962): Eine neue Methode der großmaßstäbigen Kartierung des Reliefs. – *Pe-term. Geogr. Mitteil.* 106:221-238.
- ROGOWSKI, A.S. & J.K. WOLF (1994): Incorporating variability into soil map unit delineations. – *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:163-174.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. Lenz, Gießen. 350 S.

RYAN, P.J., N.J. MCKENZIE, D. O'CONNELL, A.N. LOUGHHEAD, P.M. LEPPERT, D. JACQUIER & L. ASHTON (2000): Integrating forest soils information across scales: spatial prediction of soil properties under Australian forsts. – *Forest Ecol. Manage.* 138:139-157.

SAUER, H. (1998): *Relationale Datenbanken. Theorie und Praxis.* 4. Auflage. Addison-Wesley, Bonn. 316 S.

SCHEFFER, F., B. MEYER & H. GEBHARDT (1966): Pedochemische und kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimenten (Beispiel Löß). – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.* 114:77-89.

SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde.* 13. Auflage. Enke Verlag, Stuttgart. 491 S.

SCHLICHTING, E. & H.-P. BLUME (1961): Art und Ausmaß der Veränderungen des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihrer Horizonte.- *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 95: 227-239.

SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): *Bodenkundliches Praktikum.* 2. Auflage, (Pareys Studentexte 81). Berlin, Wien. 295 S.

SCHMANKE, V. (1999): *Untersuchungen zur Hanggefährdung im Bonner Raum – Eine Bewertung mit Hilfe unterschiedlicher Modellansätze.* Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Bonn. 136 S.

SCHMIDT, J. (2001): *The role of mass movements for slope evolution - conceptual approaches and model applications in the Bonn area.* Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Bonn. 184 S.

SCHMIDT, J., B. MERZ & R. DIKAU (1998): Morphological structure and hydrological process modelling. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 112: 55-66.

SCHMIDT, J. & R. DIKAU (1999): Extractung geomorphometric attributes and objects from digital elevation models – semantics, methods, future needs. – In: SAUER, H. & R. DIKAU [Hrsg.]: *GIS for Earth Surface Systems. Analysis and modelling of the natural environment.* Berlin, Stuttgart:153-174.

SCHREY, H.P. (1994): Die großmaßstäbige Bodenkartierung in Nordrhein-Westfalen als Weg vom Bohrpunkt zur Einzelfläche. 2. Teil: Die quantifizierende Codierung als Grundlage EDV-gestützter Auswertungen. – *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 74:225-228.

- SCHWERTMANN, U., W. VOGL & M. KAINZ (1987): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. 2. Auflage. Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart. 64 S.
- SIEGBURG, W. (1988): Einige Untersuchungen zur Differenzierung der Hangsedimente des Siebengebirges. – *Decheniana* 141:327-338.
- SIEGBURG, W. (1988a): Periglaziale Täler und andere eiszeitliche Formen im Bonner Raum. – *Arb. z. Rhein. Landesg.* 58:181-193.
- SINOWSKI, W. (1995): Die dreidimensionale Variabilität von Bodeneigenschaften – Ausmaß, Ursachen und Interpolation. FAM-Bericht 7. Verlag Shaker, Aachen. 158 S.
- SKIDMORE, A.K., P.J. RYAN, W. DAWES, D. SHORT & E. O'LOUGHLIN (1991): Use of an expert system to map forest soils from a geographical information system. – *Int. J. GIS* 5:33-49.
- STEPHAN, S. (2000): Substrate, Entwicklungspotentiale und mikromorphologische Merkmale von Bv-Horizonten Mitteleuropas. – *Festschrift zum 60. Geburtstag von Dietmar Schröder (Trierer Bodenkundl. Schr., Bd. 1)*:45-51.
- STEPHAN, S. & I. BRIXY (1991): Böden aus Trachyttuff-Verwitterungsprodukten im Pleiser Hügelland bei Bonn.- *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 66, II:863-866.
- STEPHAN, S. & I. BRIXY (1999): Eine von smectitreichem Tephra-Saprolith geprägte Bodengesellschaft im Pleiser Hügelland bei Bonn. – *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 162:677-683.
- THOMAS, A.L., D. KING, E. DAMBRINE, A. COUTURIER & J. ROQUE (1999): Predicting soil classes with parameters derived from relief and geologic materials in a sandstone region of the Vosges mountains (Northeastern France). – *Geoderma* 90:291-305.
- THOMPSON, J.A., J.C. BELL, C.A. BUTLER (2001): Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. – *Geoderma* 100:67-89.
- UDLUFT, H. (1977): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5209 Siegburg. 2. Auflage. Geologisches Landesamt, Krefeld. 76 S.
- UTSET, A., T. LOPEZ & M. DIAZ (2000): A comparison of soil maps, kriging and a combined method for aspatially predicting bulk density and field capacity of ferralsols in the Havana-Matanzas Plain. – *Geoderma* 96:199-213.

- VINKEN, R. (1992): Inhalt und Struktur eines Bodeninformationssystems. – *Z. angewandte Umweltforschung*, Jg. 5, 1:35-45.
- WACKERNAGEL, H. (1998): *Multivariate Geostatistics. An introduction with applications*. 2<sup>nd</sup> completely rev. edition. Springer Verlag, Berlin 291 S.
- WEBSTER, R. (2000): Is soil variation random? – *Geoderma* 97:149-163.
- WEBSTER, R. & C.H.E. DE LA CUANALO (1975): Soil transect correlograms of North Oxfordshire and their interpretation. – *J. Soil Sci.* 26:176-194.
- WEBSTER, R. & M.A. OLIVER (1989): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. VI. Disjunctive kriging and mapping the conditional probability. – *J. Soil Sci.* 40:497-512.
- WEBSTER, R. & M.A. OLIVER (1992): Sampling adequately to estimate variograms of soil properties. – *J. Soil Sci.* 43:177-192.
- WERNER, A. & W. SEYFARTH (2000): Zur Integration ökologischer Ziele in die agrarische Landschaftsnutzung. – *Peterm. Geogr. Mitteilgn.* 144:6-13.
- WHELAN, B.M., A.B. MCBRATNEY & B. MINASNY (2001): Vesper – Spatial Prediction Software for Precision Agriculture. – Grenier, G. & S. Blackmore [Hrsg.]: *ECPA 2001, Proc. 3<sup>rd</sup> Europ. Conf. on Precision Agriculture*, France, agro-Montpellier, Montpellier, France, 139-144.
- WILDING, L.P., J. BOUMA & D.W. GOSS (1994): Impact of spatial variability on interpretive modeling. – Baldwin, R.B. [Hrsg.]: *Quantitative modeling of soil forming processes*. SSSA Special Publication, 39, Madison, Wisconsin:61-75.
- WILSON, J.P. & J.C. GALLANT [Hrsg.] (2000): *Terrain analysis: principles and applications*. Wiley. S. 512.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH (1978): *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*. USDA, Agric. Handbook No. 537.
- YOST, R.S., G. UEHARA & R.L. FOX (1982): Geostatistical analysis of soil chemical properties of large land areas. I. Semi-variograms. – *Soil Sci. Am. J.*, Vol. 46:1028-1032.
- YOST, R.S., G. UEHARA & R.L. FOX (1982a): Geostatistical analysis of soil chemical properties of large land areas. II. Kriging. – *Soil Sci. Am. J.*, Vol. 46:1028-1032.

YOST, R.S., K. LOAGUE & R. GREEN (1993): Reducing variance in soil organic carbon estimates: soil classification and geostatistical approaches. – *Geoderma* 57:247-262.

YOUNG, A. (1972): Slopes. *Geomorphology texts*, 3<sup>rd</sup> edition. Longman, London. 295 S.

ZEPP, H. & M.J. MÜLLER [Hrsg.] (1999): *Landschaftsökologische Erfassungsstandards. Ein Methodenbuch.* (Forschungen zur deutschen Landeskunde Bd. 244), Flensburg. S. 535.

### **unveröffentlichte Diplomarbeiten:**

BINNEWERG, B. (2000): Stofftransport durch Oberflächenabfluss und Bodenerosion - Simulation mit dem Modell EROSION 2D und Ableitung von Pflanzenschutzmittel- und Nährstoffausträgen am Beispiel eines kleinen Wassereinzugsgebietes. (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

BRÄUER, F. (1997): Historisch-geographische Untersuchungen zum Landschaftswandel am Nordabfall des Siebengebirges. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Köln)

BRIXY, I. (1991): Der Tonmineralbestand von Böden aus Löß und Trachyttuff im Pleiser Hügelland (Versuchsgut Frankenforst) als Indikator für prozesse der Landschaftsentwicklung. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Bonn)

BRUNSWINKEL, K. (1989): Bodenverteilung und ausgewählte Bodenstandorte im Bereich des Versuchsgutes Frankenforst (Pleiser Hügelland). (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

DEBOUR, U. (1998): Historische und aktuelle Reliefbildung im Einzugsgebiet des Forstbaches, Landwirtschaftliches Versuchsgut Frankenforst/Pleiser Hügelland. (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

DRIESSEN, S. (1993): Landschaftsgeschichte des Pleiser Ländchens unter besonderer Berücksichtigung der anthropogenen Formung am Beispiel des Versuchsgutes Frankenforst. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Köln)

KIEFER, S. (1997): Entwicklung einer bodenkundlichen Datenbank für das landwirtschaftliche Versuchsgut Frankenforst – mit einem auswertungsbeispiel zur potentiellen Bodenerosionsgefährdung. Unveröff. Diplomarb., Universität Bonn 73 S.

KRAUSE, S. (1996): Untersuchungen zur Niederschlagsstruktur und Regenerosivität im Pleiser Hügelland (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

KRUCKOW, C. (1990): Aufbau und Eigenschaften von Böden aus tonreichen Substraten im Gebiet des Versuchsgutes Frankenforst (Pleiser Hügelland). (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

ODINIUS, B. (1991): Untersuchungen zur Bodenerosion mittels künstlicher Beregnung auf Löß-Standorten des Versuchsgutes Frankenforst bei Bonn. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Bonn)

PARKNER, T. (2000): Modelling of middle-term soil erosion at Gut Frankenforst near Bonn. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Bonn)

POTRATZ, K. (1988): Mikromorphologische Untersuchung der Tonverlagerung in Poren und Rissen an sechs Böden des Bonner Raumes (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

RAEGENER, F. (1992): Bodengeographische Untersuchung im südlichen Pleiser Hügelland am Beispiel der Gemeinde Thomasberg. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Bonn)

WELLMANN, M. (1989): Verbreitung bodenbildener Substrate sowie rezente Geomorphodynamik in Form von Bodenerosion und Hangrutschungen im Bereich des Versuchsgutes Frankenforst. (Diplomarb. Geogr. Inst., Univ. Bonn)

WEYERS, H. (1988): Entstehung und Eigenschaften von Böden des nördlichen Teil des Versuchsgutes Frankenforst (Vinxel). (Diplomarb. Inst. f. Bodenkunde, Univ. Bonn)

## Danksagung

Die vorliegende Forschungsarbeit entstand im Rahmen des Graduiertenkollegs 437 gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft.

Herrn Prof. Dr. A. Skowronek danke ich für die Möglichkeit zur Promotion, seine Unterstützung und die Freiheit, die er mir bei der Ausgestaltung der Arbeit ließ.

Herrn Prof. Dr. R. Dikau, dem Sprecher des Graduiertenkollegs danke ich für die Übernahme des Koreferats sowie für die stete Förderung seit der Diplomarbeit.

Vor allem die freundschaftliche und anregende Atmosphäre in diesem Graduiertenkolleg haben zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen. Meinen Doktorandenkollegen der ersten Phase des Graduiertenkollegs Tilo Keller, Matthias Welpmann, Stefan Rasemann, Bianca Hörsch, Jörg Siebeck und Marc Hannappel möchte ich deshalb danken. Ein besonderer Dank gebührt Michael Herbst, der mir in allen Phasen der Arbeit sehr geholfen hat.

Für das Korrekturlesen der Arbeit sei außerdem Ulla Corzelius und Erik Hof gedankt.

Was wäre das Studieren ohne ein anständiges Mittagessen inklusive gepflegter Unterhaltung? Danke dafür: Klaus Stephan, Johannes Krause, Heye Bogena, Michael Herbst, Helge Bormann, Simone Giertz und Matthias Welpmann.

Herrn Dr. Griese möchte ich dafür danken, dass ich auf dem Landwirtschaftlichen Versuchsgut Frankenforst arbeiten konnte.

Für die Überlassung der digitalen Bodenkarte im Maßstab 1:50.000 danke ich dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen, namentlich Herrn Elhaus.

Meinen Eltern danke ich, weil Sie mir durch Ihre Unterstützung Studium und Promotion ermöglicht haben.

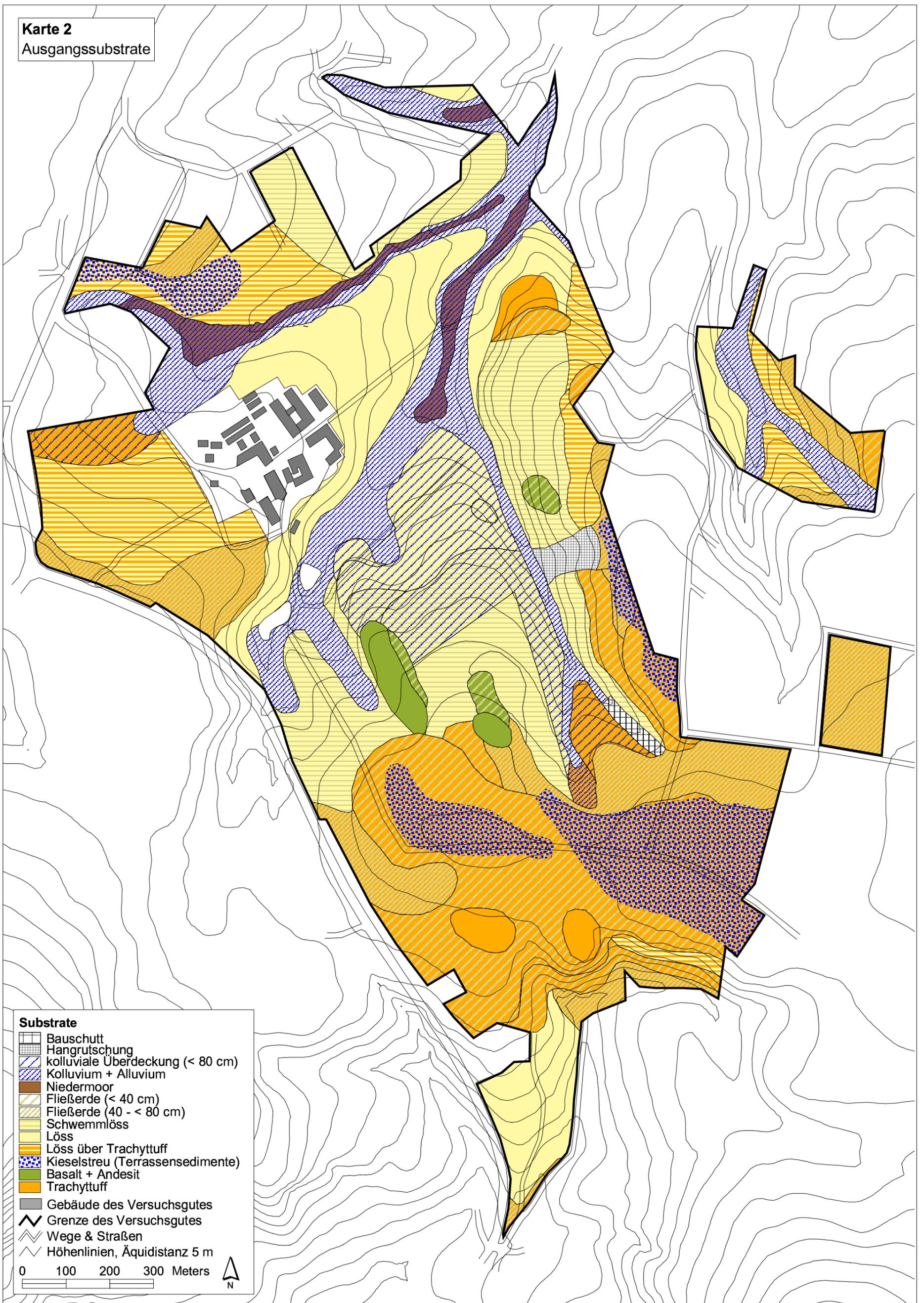
Schließlich sei an dieser Stelle Frau Anslinger gedankt.

Bonn, im November 2002

Johannes Brinkmann



**Karte 2**  
Ausgangssubstrate

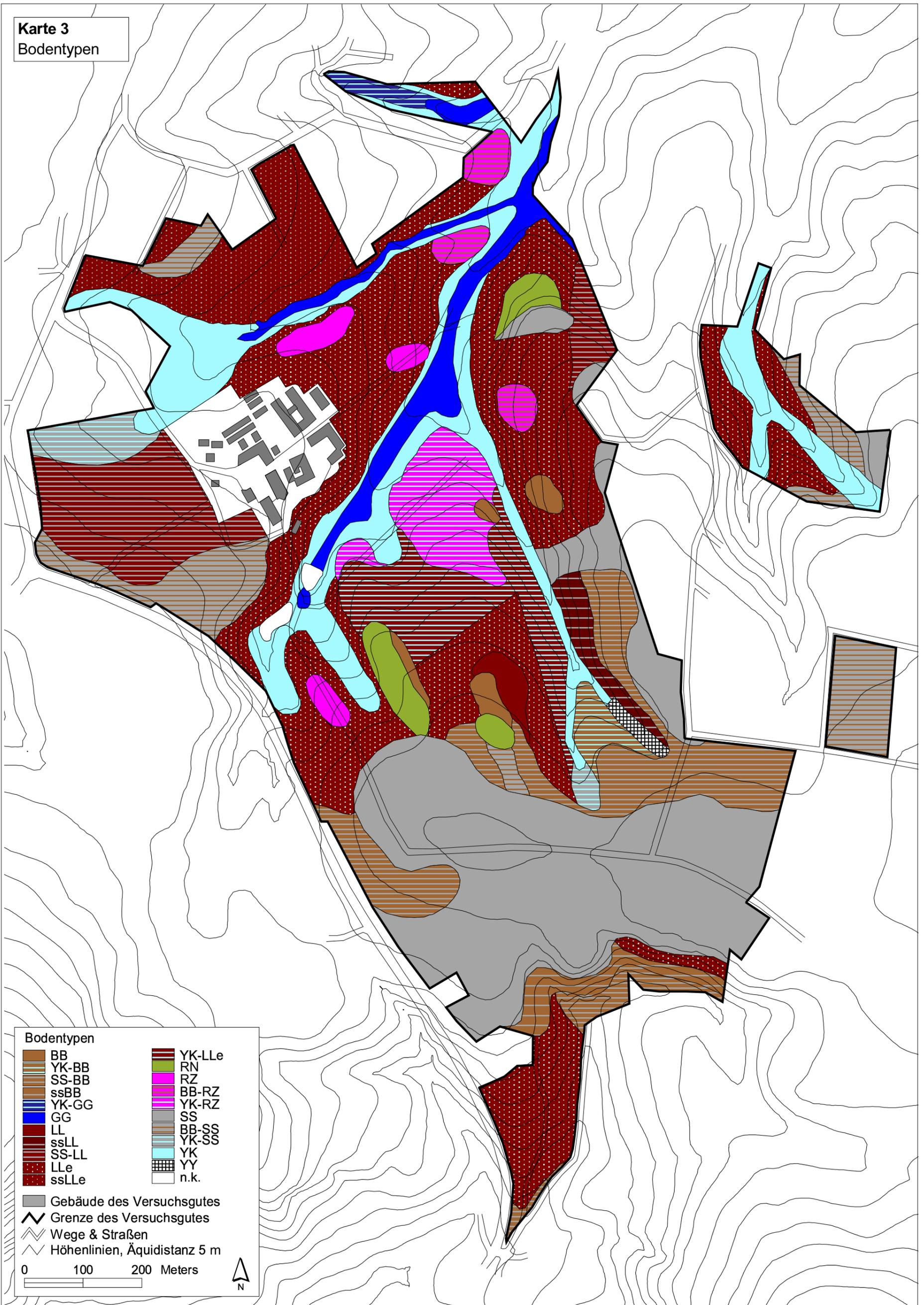


**Substrate**

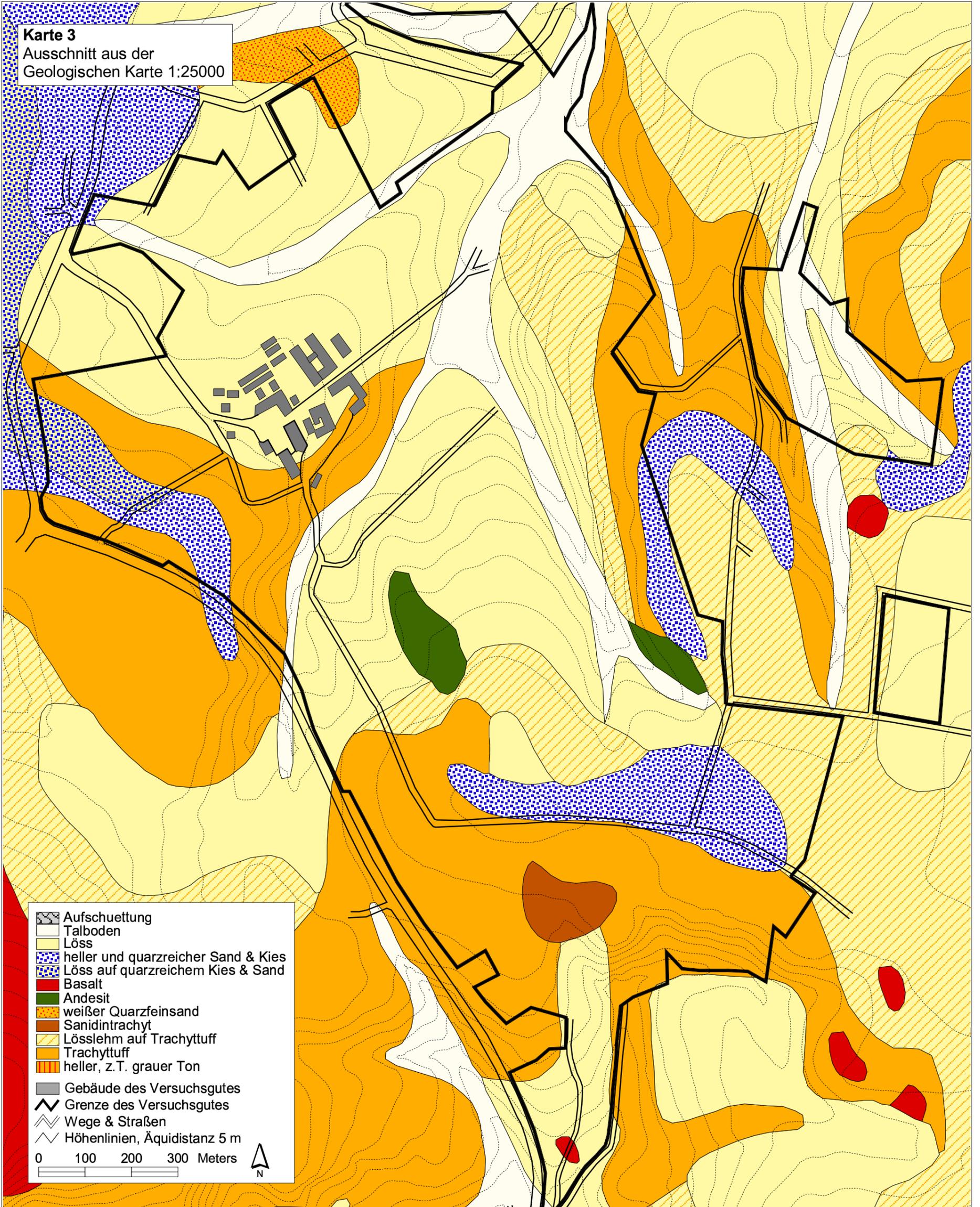
- Bauschutt
- Hangrutschung
- kolluviale Überdeckung (< 80 cm)
- Kolluvium + Alluvium
- Niedermoor
- Fließerde (< 40 cm)
- Fließerde (40 - < 80 cm)
- Schwemmlöss
- Löss
- Löss über Trachyttuff
- Kieselstreu (Terrassensedimente)
- Basalt + Andesit
- Trachyttuff
- Gebäude des Versuchsgutes
- Grenze des Versuchsgutes
- Wege & Straßen
- Höhenlinien, Äquidistanz 5 m

0 100 200 300 Meters

**Karte 3**  
Bodentypen

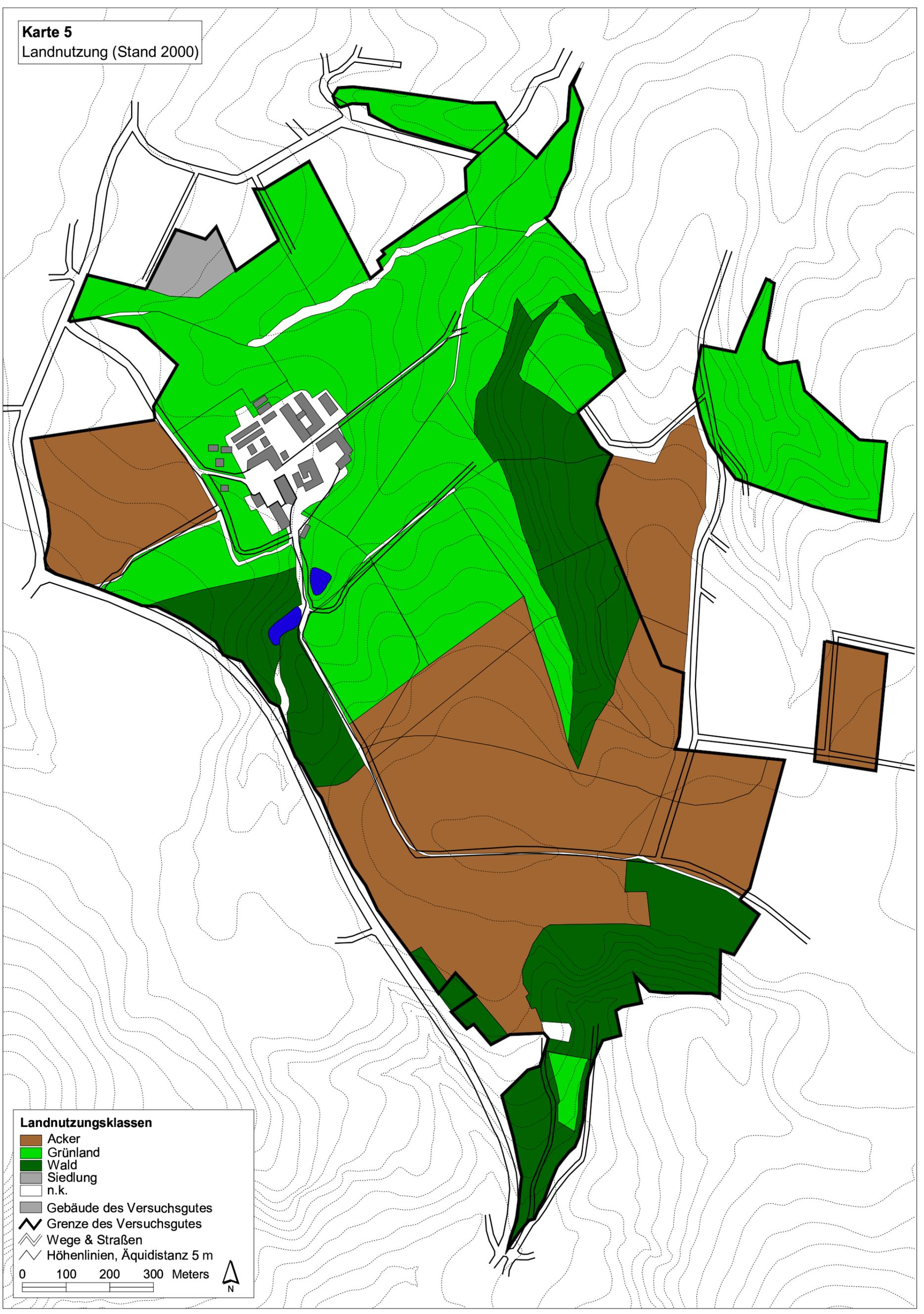


**Karte 3**  
Ausschnitt aus der  
Geologischen Karte 1:25000



-  Aufschuettung
  -  Talboden
  -  Löss
  -  heller und quarzreicher Sand & Kies
  -  Löss auf quarzreichem Kies & Sand
  -  Basalt
  -  Andesit
  -  weißer Quarzfeinsand
  -  Sanidintrachyt
  -  Lösslehm auf Trachyttuff
  -  Trachyttuff
  -  heller, z.T. grauer Ton
  -  Gebäude des Versuchsgutes
  -  Grenze des Versuchsgutes
  -  Wege & Straßen
  -  Höhenlinien, Äquidistanz 5 m
- 0 100 200 300 Meters 

**Karte 5**  
Landnutzung (Stand 2000)



**Landnutzungsklassen**

- Acker
- Grünland
- Wald
- Siedlung
- n.k.
- Gebäude des Versuchsgutes
- Grenze des Versuchsgutes
- Wege & Straßen
- Höhenlinien, Äquidistanz 5 m

0 100 200 300 Meters N