

Holozäne Sedimentdynamik im Umfeld der Varusschlacht



Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

des Fachbereichs Kultur- und Geowissenschaften

der Universität Osnabrück

vorgelegt von

Jens Bußmann

aus Osnabrück

Osnabrück im Jahr 2014

Vorgelegt von:

Dipl.-Geogr. Jens Bußmann

Ernst-Sievers-Str. 11

49078 Osnabrück

jens.bussmann@uos.de

1. Referent (Betreuer):

Prof. Dr. Joachim W. Härtling

Institut für Geographie

Universität Osnabrück

2. Referent:

Prof. Dr. Christoph Zielhofer

Institut für Geographie

Universität Leipzig

Vorwort

Die Idee zu dieser Arbeit entstand im Jahr 2009, als im Rahmen eines gemeinsam mit dem Institut für Geographie der TU Dresden organisierten Geländepraktikums am Kalkrieser Berg die ersten bodenkundlich-geomorphologischen Überblickskartierungen durchgeführt wurden. Hier zeigte sich bereits, dass massive Sedimentumlagerungen stattgefunden haben mussten, die sich daraus ergebende Frage nach der zeitlichen Stellung dieser Umlagerungen ließ sich jedoch nicht direkt beantworten. Durch die Unterstützung des Instituts für Geographie sowie durch die interdisziplinäre Kooperation mit dem Historischen Seminar der Universität Osnabrück konnte ein Forschungsvorhaben skizziert werden. Die im Rahmen dieses Forschungsprojektes durchgeführten bodenkundlichen Kartierungen wurden insbesondere durch die finanzielle Unterstützung aus den Mitteln von Herrn Prof. Dr. Günter Moosbauer ermöglicht. Der Varus-Gesellschaft zur Förderung der vor- und frühgeschichtlichen Ausgrabungen im Osnabrücker Land e. V. danke ich für die Drittmittelfinanzierung über einen Zeitraum von drei Monaten.

Meinen Betreuern Prof. Dr. J. W. Härtling und Prof. Dr. C. Zielhofer möchte ich für die jederzeit kooperative und unkomplizierte Betreuung der Arbeit danken, ebenso für die Unterstützung bei der Vorbereitung von Publikationen und Tagungsbeiträgen. Frau Dr. Margret C. Fuchs (TU Bergakademie Freiberg) danke ich für die Durchführung und Interpretation der OSL-Datierungen – diese stellen einen wesentlichen Aspekt dieser Arbeit dar. Dem Archäologie-Team der Varusschlacht um Susanne Wilbers-Rost und Achim Rost danke ich für viele hilfreiche Gespräche, insbesondere die Interpretation der zeitlichen Stellung der Umlagerungen betreffend.

Die Landwirte, Grundbesitzer und Pächter der Flächen am Kalkrieser Berg ermöglichten durch ihr Interesse und ihre Kooperation die Erfassung der Daten. Ich bedanke mich für die Genehmigungen, Bohrungen und Gruben anlegen zu dürfen sowie für zahlreiche Gespräche, die zum Verständnis des Landschaftsraumes beitrugen.

Bei den Geländearbeiten wurde ich durch die engagierten studentischen Hilfskräften aus dem Institut für Geographie unterstützt. Eine besondere Würdigung gilt meinem Kollegen Andreas Stele, denn unsere gemeinsam geführten Diskussionen während der Geländearbeiten und der Interpretation der Daten trugen entscheidend zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	VI
Zusammenfassung	VII
Abstract	IX
1 Einleitung	1
1.1 Aufbau der Arbeit	1
1.2 Stand der Forschung	3
1.2.1 Bodenerosion, Kolluvien und das theoretische Konzept der Sedimentkaskaden	3
1.2.2 Kolluvien als Sedimentarchiv in der geomorphologischen und geoarchäologischen Forschung	8
1.2.3 Massenbilanzierung von Kolluvien – Probleme und Herausforderungen	10
1.2.4 Vergleichbare aktuellere Studien in Deutschland und den angrenzenden Gebieten	12
1.2.5 Archäologische Befundlage in Kalkriese	14
1.3 Problemstellung und Zielsetzung	15
2 Untersuchungsgebiet Kalkrieser Berg	19
2.1 Geologie, Böden und Relief	21
2.1.1 Entwicklung des Osnabrücker Berglands allgemein - Schwerpunkt Quartär	21
2.1.2 Geologie im Untersuchungsgebiet Venne-Kalkriese	24
2.1.3 Böden im Untersuchungsgebiet Venne-Kalkriese	27
2.1.4 Relief und rezente Landnutzung am Kalkrieser Berg	31
2.2 Klima und Hydrologie	33
2.3 Vegetationsentwicklung	34
2.4 Ur- und Frühgeschichte, historische Landnutzung und Archäologie	38
3 Methoden	44
3.1 Geländemethoden	44
3.2 Labor	47
3.3 OSL-Datierungen	48
3.4 Sedimentbilanzierung mit dem Soilscape-Model	50
3.5 Datenverarbeitung, Regionalisierung und Massenbilanzierung	54

4	Bodenprofile und Sedimenteigenschaften.....	56
4.1	Hanglängs- und Hangquerprofile	59
4.2	Typische Profile	64
4.2.1	Referenzprofile.....	64
4.2.2	Typische Profile für Erosionsstandorte	66
4.2.3	Typische Profile für Akkumulationsstandorte.....	67
4.3	Magnetische Suszeptibilität der Bodenhorizonte.....	74
5	Ergebnisse und Diskussion	75
5.1	Interpolation der Punktdaten und Sedimentbilanzierung.....	75
5.1.1	Gesamtes Arbeitsgebiet	75
5.1.2	Teileinzugsgebiet.....	78
5.2	Altersstellung der Sedimente.....	84
5.2.1	Vergleich der Befunde mit regionalen Umweltarchiven.....	90
5.2.2	Vergleich mit Sedimentarchiven in Deutschland und Mitteleuropa	95
5.3	Synthese: Modell der Landschaftsentwicklung	98
6	Fazit und Perspektiven	100
7	Literatur	104
8	Anhang.....	113

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Das Modell der Sedimentkaskaden am Hang im Zeitverlauf (verändert nach LANG & HÖNSCHEIDT 1999) verdeutlicht den räumlichen und zeitlichen Aspekt der Kolluvienbildung seit dem Frühneolithikum. Sedimentfallen am Hang speichern die losgelösten Sedimente, bis sie erneut mobilisiert werden. Sink 1 entspricht dabei anthropogenen Gruben und Vertiefungen am Oberhang, sink 2 natürlichen Depressionen im Hangverlauf. Sink 3 stellt das Kolluvium am Unterhang dar.....	7
Abbildung 2: Untersuchungsgebiete mit datierten Sedimentsequenzen anthropogen ausgelöster Bodenerosion in Deutschland (verändert nach DREIBRODT et al. 2010). Im Nordwesten Deutschlands wurden bisher keine Untersuchungen durchgeführt.	13
Abbildung 3: Ziele, zentrale Fragen und Methoden dieser Arbeit.....	18
Abbildung 4: Das Arbeitsgebiet Kalkrieser Berg am Nordrand des Wiehengebirges. Der Kalkrieser Berg ragt spornartig in die vorgelagerte Norddeutsche Tiefebene. Das historische Schlachtfeld der Varusschlacht (9 n.Chr.) mit dem dazu gehörenden Museum und Park Kalkriese liegt im Norden dieses natürlichen Engpasses zwischen den steilen Bergflanken und dem vorgelagerten Venner Moor.	20
Abbildung 5: Geologische Karte des Kalkrieser Berges und der angrenzenden Gebiete (verändert nach: LBEG 2012; HINZE 1982, HINZE 1979, MENGELING 1994, MENGELING 1986). In dieser Karte wird die jeweils oberste Schicht der geologischen Ansprache – unabhängig von ihrer Mächtigkeit – dargestellt. Die zugrundeliegende geologische Kartierung gibt grundsätzlich die Verbreitung der Schichten in den obersten 2 m an, aus Darstellungsgründen wurde in dieser Darstellung allerdings nicht weiter differenziert.....	26
Abbildung 6: Bodenkarte (nach LBEG 2009 BK 25, verändert) des Kalkrieser Berges und der angrenzenden Gebiete. Weil die Kartierung der Plaggenesche (insbesondere in den Hangbereichen) offenbar fehlerhaft ist, wurde bei Erstellung dieser Karte der Fokus daher auf die den Plaggenesch unterlagernden Böden gesetzt.	30
Abbildung 7: Hangneigung des Kalkrieser Berges (Hangneigungsstufen gemäß AG BODEN 2005, berechnet aus DGM 5).....	32
Abbildung 8: Archäologische Funde im Bereich des Kalkrieser Berges (nach MÖLLERS 2004a, verändert)	41
Abbildung 9: Zeittafel (verändert nach MÖLLERS 2004b, S. 11). Diese Untersuchung der Sedimentdynamik konzentriert sich auf die Umlagerungen im Holozän.....	43
Abbildung 10: Lage der Bodenprofile und Aufschlussart. Der Großteil der Profile wurde mit einem verlängerbaren Edelmann-Bohrer erschlossen.....	45
Abbildung 11: Repräsentative Bodenprofile zur Veranschaulichung des Soilscape-Modells: ein Referenzprofil ohne Erosion oder Akkumulation; ein durch Erosion verkürztes Profil und ein Profil mit Akkumulation eines Kolluviums.....	53
Abbildung 12: Prozessmodell der Datenverarbeitung im GIS.....	55

Abbildung 13: Profile und Korngrößen der nativen Bodenhorizonte mit Karte der Hangneigungsstufen. Sehr deutlich erkennbar ist, dass der Sandanteil in den Unterhangbereichen und den Talsohlen verhältnismäßig hoch ist, während die Oberhang- und Plateaubereiche in der Regel mit reinem Schluff bedeckt sind.....	57
Abbildung 14: Übersichtskarte mit allen Bodenprofilen, den detailliert vorgestellten Bodenprofilen und den Hanglängs- und Querprofilen (A und B; C, D und E).	58
Abbildung 15: Hanglängsprofile A und B (5,5fach überhöht). Deutlich zu erkennen ist die starke Kappung der Profile in den oberen und steileren Hangbereichen. Dadurch sind die Ober- und Mittelhänge stellenweise nahezu frei von der Lössauflage. Die mächtigen Kolluvien am Unterhang speichern die Sedimente.	61
Abbildung 16: Die Hangquerprofile C , D und E (2fach überhöht) bilden die Situationen am Oberhang, am Mittelhang und am Unterhang ab.	63
Abbildung 17: Referenzprofile 53, 54 und 202 vom Gipfelplateau des Kalkrieser Berges. Für das Soilscape-Modell wurde – ausgehend von 11 Referenzprofilen – eine Obergrenze des Bt-Horizontes in 0,62 m Tiefe ermittelt. Die gezeigten Profile liegen sehr nah am Referenzwert.	64
Abbildung 18: Referenzprofile 203, 205 und 206. Bei diesen Profilen liegt die Obergrenze des Bt-Horizontes etwas tiefer als der Referenzwert von 0,62 m.	65
Abbildung 19: Erodierte Profile 148, 108 und 127. Durch die Kappung der oberen Horizonte liegen die Bt-Horizonte dieser Profile deutlich näher an der Oberfläche als der Referenzwert. Bei Profil 127 ist der Lösslehm bereits vollständig erodiert.	66
Abbildung 20: Profil 73. Die Überdeckung des ursprünglichen Profils mit einem Kolluvium führt dazu, dass der Bt-Horizont in größerer Tiefe liegt als der Referenzwert.	67
Abbildung 21: Profil 282. Hier überdeckt ein mächtiges Kolluvium den ursprünglichen Boden.	68
Abbildung 22: Profil 194 im Unterhangbereich in der archäologischen Grabung aus dem Jahr 2011. Mehrgliedrige kolluviale Sedimente überdecken das ursprüngliche Bodenprofil am Unterhang. Archäologische Befunde aus der vorrömischen Eisenzeit geben einen Hinweis auf die Altersstellung der Sedimente.	70
Abbildung 23: Profil 87 befindet sich am Unterhang auf einem Maisacker. Das mächtige Kolluvium lässt sich nicht nur farblich, sondern auch anhand seiner Korngrößenverteilung in unterschiedliche Abschnitte untergliedern.	71
Abbildung 24: Profil KALKR A. Die kolluvialen Sedimente lassen sich anhand ihrer Korngrößenverteilung deutlich untergliedern.	72
Abbildung 25: Profil KALKR B. Auch hier unterscheiden sich die kolluvialen Sedimente anhand ihrer Korngrößenverteilung von der ursprünglichen Parabraunerde.	73
Abbildung 26: Die Boxplots zeigen die Werte der magnetischen Suszeptibilität (κ) für die verschiedenen Bodenhorizonte.	74

Abbildung 27: Statistiken der Rohdaten und das Semivariogramm der Kriging-Interpolation für das gesamte Arbeitsgebiet.....	75
Abbildung 28: Ergebnis der Kriging-Interpolation für Bodenerosion und -auftrag für das gesamte Arbeitsgebiet, bestehend aus den 5 Teileinzugsgebieten. Um die Qualität der Interpolation zu erhöhen, wurden die Ergebnisse der Interpolation auf ein Varianzlimit von $< 0,18$ beschnitten.	77
Abbildung 29: Statistiken der Rohdaten und das Semivariogramm der Kriging-Interpolation für das größte Teileinzugsgebiet (Nr. 4).	79
Abbildung 30: Ergebnis der Kriging-Interpolation für Bodenerosion und -auftrag für das Teileinzugsgebiet Nr. 4. Das Varianzlimit von $< 0,18$ wurde im gesamten Einzugsgebiet eingehalten.	80
Abbildung 31: Profil KALKR A mit OSL-Altern, Korngrößenverteilung und Glühverlust (LOI). Die hohen Glühverluste im Bt-Horizont lassen sich durch Kristallwasser in den Tonmineralen erklären.	86
Abbildung 32: Profil KALKR B mit OSL-Daten. In diesem Profil lassen die OSL-Datierungen keine Alter-Tiefe-Korrelation erkennen. Dies ist wahrscheinlich auf eine unzureichende Bleichung der kolluvialen Sedimente während des Transportes zurückzuführen.	87
Abbildung 33: Profil 194 aus der archäologischen Grabung Venne 2011. Die ehemalige Oberfläche ist durch eine Häufung archäologischer Befunde von ca. 2 ka BP zu erkennen. Die überlagernden Kolluvien weisen aufgrund der permanenten Durchmischung durch das Pflügen eine homogene Korngrößenverteilung auf. Zur Oberfläche hin steigen die LOI-Werte deutlich an.	89
Abbildung 34: Pollendiagramm mit ausgewählten Pollenarten und den Bohlenwegen aus dem Profil Campemoor (BAUEROCHSE 2003, verändert).	92
Abbildung 35: Zusammenstellung verschiedener Umwelt- und Kulturarchive im Umfeld der Varusschlacht.....	94
Abbildung 36: Die Datierungsbefunde der Kolluvien vom Kalkrieser Berg im Vergleich mit den Datierungen kolluvialer Archive von Standorten aus Deutschland (verändert nach DREIBRODT et al. 2010). Sehr deutlich zu erkennen ist der zeitlich versetzte Beginn der Bodenerosion in Norddeutschland.....	97
Abbildung 37: Modell der Landschaftsentwicklung am Kalkrieser Berg.	99

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Referenzprofile und ermittelte Tiefe der Bt-Obergrenze für das Soilscape-Modell am Kalkrieser Berg.	52
Tabelle 2: Ergebnisse der Sedimentbilanzierung mit verschiedenen Interpolationsverfahren. Die Gesamtfläche unterscheidet sich aufgrund der Maskierung und/oder methodischer Gründe. Bei jeder Interpolation übersteigt das Volumen des akkumulierten Materials das der Erosion.	78
Tabelle 3: Ergebnisse der Sedimentbilanzierung mit verschiedenen Interpolationsverfahren. Bei jeder Interpolation übersteigt das Volumen des akkumulierten Materials das der Erosion, wenngleich das Missverhältnis geringer ist als bei der Interpolation aller Einzugsgebiete.	81
Tabelle 4: Schätzungen der Dosisraten-Berechnung für die Profile KALKR A und KALKR B. Bezeichnung der Bodenhorizonte nach AG BODEN (2005).	84
Tabelle 5: Ergebnisse der OSL-Messungen und die daraus ableitbaren Sedimentationsalter für die Profile KALKR A und KALKR B (sd: Standardabweichung; vDR: Koeffizient der Varianz in Dosis-Recovery-Tests; (OSL-Alter in Klammern): vermutete ungenügende Bleichung).	85

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung am Kalkrieser Berg im Osnabrücker Land. Geomorphologische Studien mit ähnlicher Zielsetzung gibt es in einer Vielzahl von Regionen in Deutschland und Mitteleuropa. Im Nordwesten Deutschlands sind bislang jedoch noch keine Untersuchungen durchgeführt worden.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Übergangsraum zwischen Mittelgebirge und der vorgelagerten Norddeutschen Tiefebene. Dieser Raum ist aus archäologischer Sicht besonders interessant, da er siedlungsgeschichtlich einen Grenzraum darstellt. Darüber hinaus finden sich im Untersuchungsgebiet die Überreste der Varusschlacht (9 n. Chr.), welche archäologisch intensiv untersucht werden. Da sowohl die bislang vorhandenen archäologischen Befunde der älteren Zeiträume als auch die Informationen aus den bekannten Paläoumweltarchiven sehr spärlich sind, versucht diese geoarchäologische Arbeit, das vorhandene Wissen mit Informationen aus kolluvialen Sedimentarchiven zu ergänzen.

Dazu wird ein Einzugsgebiet im Nordosten des lössbedeckten Kalkrieser Berges bodenkundlich kartiert. Ein Soilscape-Model ermöglicht dabei die Differenzierung der Sedimentumlagerungen: gekappte Bodenprofile an den Hängen weisen erodierte Bereiche aus, die korrelierten Sedimente überdecken am Unterhang als Kolluvien die ursprünglichen Böden. Durch eine Sedimentbilanzierung wird versucht, die umgelagerten Volumina miteinander zu vergleichen und den Sedimentaustrag aus dem Einzugsgebiet zu quantifizieren. Um die Umlagerungen zeitlich einzugrenzen, werden unabhängige chronologische Befunde in Form von OSL-Datierungen herangezogen.

Die Kartierung der Sedimentumlagerungen zeigt, dass die Ober- und Mittelhänge weitestgehend stark von Erosion betroffen sind, während die Unterhänge von mächtigen Kolluvien überdeckt sind. In der Sedimentbilanzierung zeigt sich ein erheblicher Sedimentüberschuss, der sich größtenteils durch methodische Grenzen bei der Berechnung der Erosion erklären lässt. Aber auch ein Sedimenteintrag aus Plaggenesch sowie durch äolische Verlagerung aus dem Vorland muss in Betracht gezogen werden. Die Altersbestimmungen an Profilen unter Waldbedeckung am Mittelhang zeigen, dass die frühesten Umlagerungen am Kalkrieser Berg bereits am ausgehenden Mesolithikum begannen und damit zeitlich mit Bohlenwegen im nahegelegenen Campemoor korrelieren. Die sedimentologischen Befunde deuten jedoch eher darauf hin, dass es sich um ein sehr lokales Phänomen handelt und nicht um die Folgen einer ackerbaulichen Tätigkeit. Weitere Datierungen belegen Umlagerungen während der frühen und der späten Bronzezeit. Die sedimentologischen Befunde belegen hier einen Sedimenttransport über

weitere Distanzen, wie er als Folge einer ackerbaulichen Nutzung vorstellbar ist. Der Großteil der Sedimente am Unterhang ist erheblich jünger als 2.000 Jahre, wie die Altersabschätzung anhand einer archäologischen Fundstelle auf einer landwirtschaftlichen Nutzfläche ergab.

Damit decken sich die Ergebnisse dieser Studie größtenteils mit Befunden aus einer ganzen Reihe ähnlich angelegter Studien in anderen Regionen Deutschlands und Mitteleuropas. Darüber hinaus können sie regional einen Beitrag zum besseren Verständnis der Prozesse liefern, welche die Landschaft am Kalkrieser Berg im Verlauf des Holozäns geprägt haben.

Abstract

The following study deals with the reconstruction of landscape history at mount Kalkriese near Osnabrück. Similar studies have been conducted in many regions throughout Germany and Central Europe, but none have been carried out for Northwestern Germany.

The area under investigation is located in the transition zone between the Central German Uplands and the Northwestern Lowlands. Archaeologically, this region is of special interest due to its function as a borderland settlement history. Furthermore, the remains of the Varus Battle (9 AD) are preserved in the area of investigation and subject to intensive research. However, since existing archaeological findings from the older time periods and paleoecological information are sparse, this geoarchaeological study aims to complement existing knowledge with information provided by colluvial archives.

For this purpose, a catchment area located in the northwest of the loess-covered Mount Kalkriese is mapped pedologically. A soilscape model thus allows the distinction of sediment relocation: truncated soil profiles indicate erosion areas, whereas their correlate sediments cover native soils in lower slopes as colluvia. A sediment budget aims to compare volumes of erosion and accumulation in order to quantify sediment loss out of the catchment area. The chronological determination of the sediment relocations is carried out using OSL dating techniques.

Mapping of sediment relocation shows that the upper and middle slopes are affected by soil erosion to a large extend, while the lower slopes are covered by thick colluvial deposits. Surprisingly, the sediment budget results in a considerable excess of sediment, which can best be explained by methodological constraints in modeling erosion. Also, sediment inflow in form of plaggen soils and aeolian transport from the foreland have to be taken into account. Age determinations of profiles covered by forest at the middle slope could show that the earliest relocations at Mount Kalkriese started during the End-Mesolithic and correlate with log paved paths in the nearby Campemoor. The sedimentological findings, however, suggest that these relocations are very local phenomena and not the result of any kind of agriculture. The younger OSL-datings indicate sediment relocation phases during the Early and Late Bronze Ages. Here, the sedimentological findings indicate a sediment transport over larger distances. It appears possible that these long-distance sediment transports are a result of increased agricultural land use. The largest amount of sediment at the lower slopes is dated to be much younger than 2,000 years, as an archaeological excavation within an agricultural area revealed.

Hence, the results of this study correlate well with findings of a series of similar studies in other regions of Germany and Central Europe. In addition, these results provide a regional contribution towards a better understanding of processes, which have formed the landscape in the surroundings of Mount Kalkriese during the Holocene.

1 Einleitung

Innerhalb der letzten Jahrzehnte hat sich die Untersuchung kolluvialer Archive zu einem bedeutenden Zweig innerhalb der Geomorphologie und Geoarchäologie entwickelt. Da holozäne Kolluvien insbesondere in Mitteleuropa den menschlichen Einfluss auf die Landschaft durch Bodennutzung und Bodendegradation widerspiegeln, bieten sie insbesondere in Hinblick auf die regionale Landschaftsentwicklung und die historische Siedlungsforschung vielfältige Möglichkeiten, bestehende punktuelle archäologische und paläoökologische Archive mit flächenhaften Befunden der Böden und ihrer Sedimente zu ergänzen.

1.1 Aufbau der Arbeit

Zu Beginn dieser Arbeit werden in der Aufbereitung des aktuellen Forschungsstandes die zentralen Definitionen und theoretischen Konzepte zur Erosions- und Kolluvienforschung vorgestellt.

Es werden einige zentrale Arbeiten zur Nutzung kolluvialer Sedimentarchive in der geomorphologischen und geoarchäologischen Forschung vorgestellt, der Fokus liegt dabei auf Arbeiten in den mitteleuropäischen Lössgebieten. Dabei soll auch auf die Herausforderungen und Probleme der bisherigen Forschungen eingegangen werden. Ein kurzer Einblick in die Archäologie des Kalkrieser Raumes lenkt den Blick dann auf die Problemstellung und die Zielsetzung dieser Arbeit, in der die zentralen Fragen formuliert werden.

In der geographischen Einordnung werden mit den Themen Geologie, Bodenkunde, Relief, Klima und Vegetationsentwicklung die Umweltfaktoren erläutert. Abgeschlossen wird dieses Kapitel mit einem Abriss der Menschheitsgeschichte im Untersuchungsraum.

Die Darstellung der Methoden beginnt mit den Methoden der Geländeaufnahme. Hier wird die Auswahl der Beprobungslokalitäten erläutert, ebenso die notierten Parameter der bodenkundlichen Ansprache. Das Spektrum der Labormethoden beinhaltet in erster Linie Standard-Methoden der physischen Geographie. Im Abschnitt zu den Lumineszenzdatierungen werden zuerst einige Aspekte der Altersbestimmung von Hangsedimenten erläutert, dann folgen die Details der durch Frau M. C. Fuchs (TU Bergakademie Freiberg) durchgeführten OSL-Datierungen. Das angewandte Verfahren zur Massenbilanzierung wird vorgestellt und mit weiteren verbreiteten Verfahren verglichen. Abschließend erfolgt die Erläute-

rung der geostatistischen Berechnungen, der Interpolationen und der abschließenden Massenbilanzierung.

Das vierte Kapitel zeigt einen Überblick über die räumliche Lage der durchgeführten Profilbohrungen. Dabei wird auf die Sedimenteigenschaften und ihre räumliche Verteilung eingegangen. Es werden exemplarisch einige Bodenprofile gezeigt, wie sie für verschiedene geomorphologische Settings typisch sind. Ergänzt und veranschaulicht wird dieser Abschnitt dann durch ausgewählte Hanglängs- und Hangquerprofile. Der Abschnitt zur magnetischen Suszeptibilität der Bodenhorizonte zeigt anhand einer hohen Fallzahl, wie sich die einzelnen Horizonte und Schichten auch anhand ihrer magnetischen Eigenschaften unterscheiden lassen.

Der Ergebnis- und Diskussionsteil beginnt mit den Ergebnissen der Regionalisierung der Profilbohrungen. Hier werden basierend auf den Ergebnissen der Profilkartierung verschiedene Interpolationsverfahren vorgestellt und ihre Ergebnisse miteinander verglichen. Dieser Vergleich erfolgt zuerst für das gesamte Arbeitsgebiet mit einer im Durchschnitt etwas geringeren Probendichte. Danach folgen die gleichen Berechnungen innerhalb eines dichter beprobten Teileinzugsgebietes. Kombiniert mit Reliefinformationen aus einem Digitalen Geländemodell lässt sich das Paläorelief vor Beginn der holozänen Bodenerosion herleiten. Durch den GIS-gestützten Vergleich des rezenten Reliefs mit dem berechneten Paläorelief lassen sich im Anschluss die Volumina des Bodenabtrags und Bodenauftrags berechnen. Ein Vergleich dieser Werte ergibt eine einfache Sedimentbilanzierung. Die Ergebnisse dieser Sedimentbilanzierungen und ihre Aussagekraft werden kritisch diskutiert. Die Altersstellung der Sedimentumlagerungen im Bereich des Ober- bis Mittelhanges wird anhand zweier Bodenprofile mithilfe von OSL-Datierungen geklärt. Da eine OSL-Datierung der Sedimente im Unterhangbereich des Kalkrieser Berges problematisch ist, wird ein Bodenprofil im Bereich einer archäologischen Grabung vorgestellt und mitsamt den überlagernden Sedimenten diskutiert. Die Ergebnisse der Arbeit werden daraufhin mit Befunden aus lokalen und regionalen Umweltarchiven verglichen. Abschließend erfolgt ein Vergleich mit den Befunden ähnlicher Studien in Deutschland und Mitteleuropa. In einer Synthese wird, ausgehend von den eigenen Befunden und ergänzt um weitere Daten aus lokalen und regionalen Umweltarchiven, ein Modell der Landschaftsentwicklung am Kalkrieser Berg erstellt, in dem die Befunde dieser Arbeit zusammenhängend dargestellt und erläutert werden.

Die Arbeit endet mit einer Zusammenfassung, in der zuerst auf die anfangs formulierten Fragen eingegangen wird. Im Ausblick werden weitere Perspektiven und sich aus dieser Arbeit ergebende Fragen erörtert.

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Bodenprofile befinden sich als Profildatenbank im Anhang auf dem beiliegenden Datenträger, gleiches gilt für die Laborbefunde der bodenkundlichen Kennwerte und der OSL-Datierungen.

1.2 Stand der Forschung

1.2.1 Bodenerosion, Kolluvien und das theoretische Konzept der Sedimentkaskaden

Unter Bodenerosion wird die »Ablösung sowie der Transport von Bodenteilchen (Primärteilchen oder Aggregate) entlang der Bodenoberfläche« (SCHEFFER 2002: 416) verstanden. Die Offenhaltung der Böden durch die landwirtschaftliche Nutzung begünstigt Erosionsprozesse. Der dominante Transportprozess ist die Wassererosion, doch auch die Verlagerung des Bodens während der Bearbeitung (*tillage erosion*) spielt auf intensiv genutzten Flächen eine Rolle. Die Erodierbarkeit von Böden hängt einerseits vom Substrat und andererseits von der Erosivität der Niederschläge ab. Feinsand- und schluffreiche Böden sind aufgrund ihrer geringen Strukturstabilität und der leichten Transportierbarkeit der Einzelteilchen besonders anfällig für Erosion durch Wasser. Bei zunehmender Intensität der Regenfälle wird Oberflächenabfluss begünstigt, darüber hinaus steigert sich auch die ablösende Wirkung durch die einzelnen Regentropfen aufgrund der zunehmenden Tropfengröße. Während der Abfluss von Wasser eher linienhafte Erosionsformen (Rillen-, Rinnen-, Gully-Erosion) schafft, wird durch die Wassertropfen eine flächenhafte Verlagerung der Bodenpartikel hangabwärts erreicht. Die Zunahme der Erosivität entwickelt sich dabei in etwa quadratisch zur Intensität. Das Maximum der erosiven Niederschläge liegt aufgrund der häufigen Gewitter im Sommer. Ein durch Bewirtschaftungsmethode und Feldfrüchte schlecht geschützter Boden ist während dieser Periode kaum vor Erosion geschützt. Insbesondere Mais fördert den Abtrag durch die späte Saat und den breiten Reihenabstand, da der Großteil der erosiven Regen in Mai und Juni auf eine nahezu ungeschützte Oberfläche fällt (SCHEFFER 2002).

Die kolluvialen Ablagerungen sind die korrelativen Sedimente dieser anthropogen ausgelösten Bodenerosion. Sie befinden sich folglich immer dort, wo in näherer Umgebung Rodung, Waldweide oder Ackerbau betrieben wurde und dadurch Bodenerosion auslöste. Während im deutschen Sprachraum unter *kolluvialen Sedimenten* bzw. *Kolluvien* das Resultat anthropogen ausgelöster Bodenerosion durch fließendes Wasser verstanden wird, steht der Begriff *Colluvium* im angloamerikanischen Sprachraum für alle Arten von Hangsedimenten (*Hillslope Deposits*), womit diese auch eiszeitlichen Ursprungs sein können. Ein im Holozän unter dem Einfluss des Menschen entstandenes Kolluvium wird daher auch als *Holocene Colluvium* bezeichnet (LEOPOLD & VÖLKELE 2007a).

Das zentrale theoretische Konzept in der Erosionsforschung stellt das System der Sedimentkaskaden dar. Demnach gibt es auf dem Weg der Sedimente von der Bergkuppe bis ins Meer eine ganze Reihe von Zwischenspeichern, in denen die Sedimente auf ihrem Weg zum Vorfluter aufgehalten werden können. Zusätzlich zum ohnehin schon komplexen fluvialen System unterscheiden sich die Zwischenspeicher voneinander in ihrer Reaktionszeit und in ihrem Speichervermögen. Dadurch erhöht sich die Komplexität des Gesamtsystems abermals. Als Zwischenspeicher dienen (in Reihenfolge der Fließrichtung) Kolluvien am Hang, Schwemmfächer im Übergang vom Hang zur Aue, die Auen als solche und letztlich auch die Deltabildungen im Bereich der Flussmündungen. Die Pufferung der Sedimente im Zwischenspeicher bewirkt, dass nicht jedes Erosionsereignis zwangsläufig und zeitgleich ein Signal im nachfolgenden Speicher hinterlässt. So begann die Ablagerung der Auenlehme beispielsweise deutlich später als die Ablagerung der Hangsedimente. Umgekehrt besteht allerdings auch die Möglichkeit, dass ein verhältnismäßig kleines Ereignis die komplette Entleerung eines Zwischenspeichers auslöst. Heute nachweisbare Signale in den jeweiligen Zwischenspeichern müssen also nicht zwangsläufig mit der Ursache zusammenhängen. Die Aussagekraft der jeweiligen Sedimentspeicher sollte bei Studien also wohl bedacht werden, wie FUCHS & ZÖLLER (2006) erinnern.

Dieses allgemeine Konzept der Sedimentkaskaden mit zwischengeschalteten Sedimentspeichern lässt sich auch auf die Hänge als einzeln betrachteten Abschnitt übertragen, wie LANG & HÖNSCHEIDT (1999) in Untersuchungen zur räumlich-zeitlichen Abfolge der Kolluvienbildung zeigen konnten. Dazu wurden kolluviale Sedimente im Umfeld einer archäologischen Grabung in Vaihingen/Enz im Neckarbecken mit verschiedenen naturwissenschaftlichen Methoden vergleichend datiert. Die Ergebnisse dieser Datierungen erlaubten es, Rückschlüsse auf die Umlagerungsdynamik zu ziehen. Anhand des höchsten ¹⁴C-Alters konnte

zwar der Beginn der Umlagerungen festgestellt werden, allerdings ließen sich durch die ^{14}C -Datierungen in den erstellten Profilen keine Alter-Tiefe-Korrelationen erkennen. Vielmehr waren die ^{14}C -Alter und die Artefakte chaotisch im Profil verteilt. Diese auf den ersten Blick verwirrende Beobachtung lässt sich allerdings damit erklären, dass sich die Sedimente in mehreren Zwischenspeichern sammelten, bevor sie durch eine neue Erosionsphase remobilisiert und dann endgültig im Bereich des Hangfußes abgelagert wurden. Zusätzlich durchgeführte Altersbestimmungen der Sedimente durch Lumineszenzdatierungen ermöglichten die Bestimmung des letztmaligen Umlagerungszeitpunktes. Ausgehend von diesen Datierungen ließ sich indes sehr wohl eine deutliche Alter-Tiefe-Korrelation belegen. Der Vergleich der beiden Datierungsmethoden innerhalb eines Profils zeigt, dass die organische Substanz in der Regel höhere Alter aufweist als die letztmalige Umlagerung. Diese Diskrepanz ist mit der Zwischenspeicherung der Sedimente am Hang nach ihrer erstmaligen Mobilisierung und einer späteren (Wieder)Aufarbeitung der Sedimente zu erklären. Als potentielle Zwischenspeicher dienen dabei anthropogene Gruben und Vertiefungen im Gelände, im Falle der Studie handelte es sich um Gräben und Gruben einer bandkeramischen Besiedlung. Ebenso spielen natürliche Vertiefungen wie Dellen im Hang als Folge periglazialer Prozesse eine Rolle als Sedimentspeicher. Aus den Erkenntnissen ihrer Studie haben LANG & HÖNSCHEIDT (1999) ein konzeptionelles Modell abgeleitet, auf welchem bis heute das maßgebliche Verständnis der Umlagerungsdynamik an Hängen basiert. Das Modell unterliegt einigen Vereinfachungen. So liegt der Blick nur auf Kolluvien am Hang, ein Abfluss von Sedimenten in Richtung Vorfluter wird nicht beachtet und eine Erosion des Kolluviums am Hangfuß wird ebenso wenig in Betracht gezogen. Ein Pflughorizont fließt nicht mit in das Modell ein, obwohl die Sedimente dort kontinuierlich durchmischt und langsam hangabwärts transportiert werden (*tillage erosion*). Eine Durchmischung von jüngerem und älterem Material während des Transportes wird ebenfalls außer Acht gelassen. Der Übersicht halber ist das Modell auf eine möglichst geringe Anzahl von Sedimentfallen und Transportvorgängen reduziert. In Abbildung 1 ist das Modell von LANG & HÖNSCHEIDT (1999) vorgestellt, welches sie aus ihren Erkenntnissen der Untersuchung von Hangsedimenten in Vaihingen/Enz ableiten konnten. Die erste Erosionsphase fand bereits während des Neolithikums (ca. 7 ka) statt, dabei wurden erste anthropogene Vertiefungen aufgefüllt. Die fortschreitende Bodenerosion im späten Neolithikum hatte zur Folge, dass weitere anthropogene und auch natürliche Vertiefungen mit Sedimenten aufgefüllt wurden. Während der Eisen/Römerzeit wurden die natürlichen Vertiefungen im Oberhangbereich weiter aufgefüllt, doch erste Sedimente wurden bereits bis zum Unterhang transportiert. Im

frühen Mittelalter begann die Erosion im Bereich der Kuppen und Oberhänge, wobei auch die Kolluvien in den Sedimentspeichern aufgearbeitet und hangabwärts transportiert wurden. Dieser Prozess setzte sich im weiteren zeitlichen Verlauf fort, so dass seit der Neuzeit bis heute letztlich alle vormaligen Sedimentspeicher abgetragen wurden und nun als mächtige Kolluvien im Bereich des Hangfußes liegen.

Dieses Konzept wird in einer Vielzahl anderer Studien aufgegriffen, wie FUCHS & LANG (2009) in einem Review-Artikel darstellen. Klimatische Einflüsse spielen in Bezug auf die Umlagedynamik nur eine untergeordnete Rolle. In einer archivübergreifenden Studie (Küste, Seen, Auen, Kolluvien und Moore an verschiedenen Standorten in Deutschland) konnten ZOLITSCHKA et al. (2003) beispielhaft belegen, dass der anthropogene Einfluss auf Erosion und Landschaftswandel eine bedeutend größere Rolle spielt als klimatische Variationen.

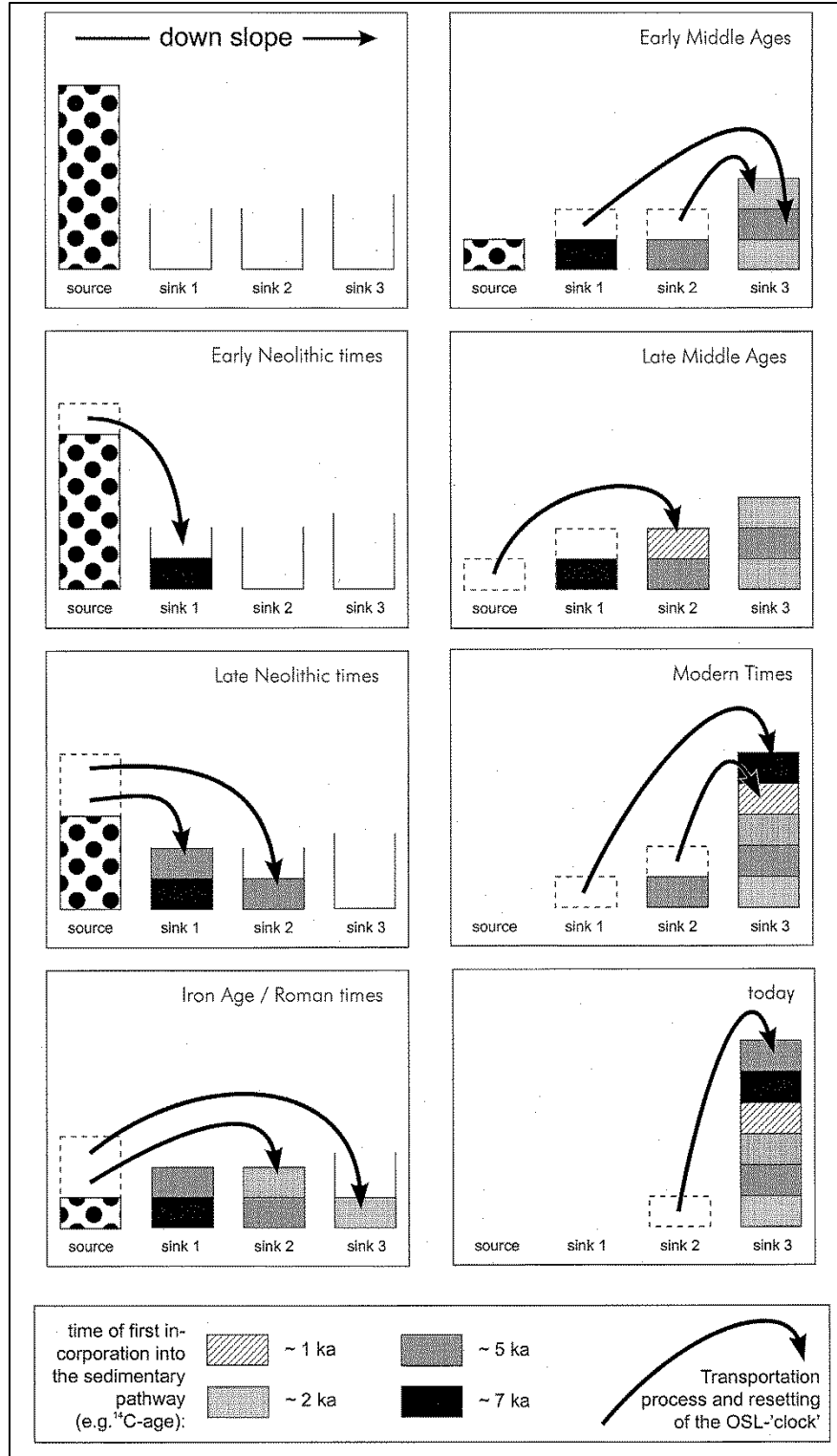


Abbildung 1: Das Modell der Sedimentkaskaden am Hang im Zeitverlauf (verändert nach LANG & HÖNSCHEIDT 1999) verdeutlicht den räumlichen und zeitlichen Aspekt der Kolluvienbildung seit dem Frühneolithikum. Sedimentfallen am Hang speichern die losgelösten Sedimente, bis sie erneut mobilisiert werden. Sink 1 entspricht dabei anthropogenen Gruben und Vertiefungen am Oberhang, sink 2 natürlichen Depressionen im Hangverlauf. Sink 3 stellt das Kolluvium am Unterhang dar.

Das Modell der Sedimentkaskaden am Hang vermag auch zu erklären, warum es sich heutzutage als so schwierig darstellt, alte Kolluvien zu finden. Die ältesten Kolluvien wurden bis zu ihrer Ablagerung im ersten Zwischenspeicher in der Regel nur über eine kurze Distanz transportiert. Im weiteren zeitlichen Verlauf wurde Material über diese Zwischenspeicher hinweg transportiert, bis dann in der jüngeren und jüngsten Vergangenheit eine verstärkte Erosionstätigkeit zur Abtragung der Zwischenspeicher führte. Der Großteil der seit Beginn der Kolluvienbildung umgelagerten Sedimente findet sich somit heute - teils geschichtet, teils durch die Transportprozesse durchmischt - im Bereich der Unterhänge.

1.2.2 Kolluvien als Sedimentarchiv in der geomorphologischen und geoarchäologischen Forschung

Bodenerosion an Hängen ist im feuchteren Mitteleuropa ist grundsätzlich sehr stark an eine intensive Landnutzung gekoppelt (u. a. HOWARD et al. 2003; LANG & BORK 2006). Wie mehrere Überblicksartikel (u. a. DOTTERWEICH 2013, DOTTERWEICH 2008; DREIBRODT et al. 2010; DOTTERWEICH & DREIBRODT 2011; NOTEBAERT & VERSTRAETEN 2010) zeigen, befassen sich eine ganze Reihe von Studien (wie z. B. BORK et al. 1998; LANG & BORK 2006; HOFFMANN et al. 2007) mit der Kombination von Hangerosion, Gully-Erosion und der Entwicklung von Auen als Speicher der erodierten Sedimente. Zentrale Erkenntnis dieser Studien ist, dass die Variabilität der Bodenerosion insbesondere in kleinen Einzugsgebieten direkt Veränderungen von Siedlungsdruck und landwirtschaftlicher Nutzung widerspiegelt.

Kolluviale Ablagerungen sind die korrelierten Sedimente zu anthropogen ausgelösten Erosionsprozessen. In diesen Sedimentarchiven können daher wertvolle Informationen zur Intensität und zeitlichen Stellung der Erosionsereignisse gespeichert sein. Da die Ursachen der Erosion im feuchten Mitteleuropa primär in der ackerbaulichen Nutzung der Böden begründet liegen, lassen sich über die Intensität der Erosion auch Rückschlüsse auf die menschliche Siedlungsintensität ziehen. Dies macht kolluviale Archive zu häufig genutzten Archiven in der geomorphologischen und geoarchäologischen Forschung, wie in einer ganzen Reihe von Review-Artikeln (z. B. DOTTERWEICH 2008; DOTTERWEICH 2013; DREIBRODT et al. 2010) dargestellt wird.

Die grundsätzliche Stärke kolluvialer Sedimentarchive ist ihr unmittelbarer räumlicher Bezug zum Erosionsgebiet. Durch diese enge räumliche Kopplung unterliegen sie allerdings einer starken räumlichen Variabilität, wodurch ihre Aussagekraft räumlich begrenzt wird (FUCHS & ZÖLLER 2006). Um genaue Aussagen über die Phasen und die möglichen Ursachen der

Erosionsereignisse treffen zu können, sollte der Fokus einer Studie also eher auf kleineren Einzugsgebieten liegen. Die besondere Bedeutung kleiner Einzugsgebiete (*»small, zero or first order catchment [1-10 km²]«*) für die Bilanzierung von Sedimentströmen heben BROWN et al. (2009: 35) hervor. Mehrgliedrige Kolluvien können als Indizien einer chronologischen Abfolge der Landnutzung gewertet werden (u. a. BORK et al. 1998; KADEREIT et al. 2002). Da die ältesten Sedimente jedoch infolge der mehrfachen Sedimentumlagerungen im Hangverlauf häufig remobilisiert worden sind, sind kolluviale Sedimente der frühesten Umlagerungen heute selten zu finden (vgl. LANG & HÖNSCHEIDT 1999).

Bisherige Studien konnten zeigen, dass der Einfluss des Menschen auf die Landschaft Mitteleuropas schon im Mesolithikum begann, als sesshafte Jäger- und Sammlergruppen kleinräumig Flächen durch Brandrodung entwaldeten und so eine zwar lokal begrenzte, aber dennoch mitunter intensive Erosionsdynamik auslösten, wie DOTTERWEICH et al. (2013) in einer Studie im Schwarzwald zeigen konnten. Die zunehmende Intensität der Bodenerosion im weiteren Verlauf der Geschichte ist auf die intensivierete ackerbauliche Nutzung zurückzuführen; die ersten Höhepunkte werden zu Beginn und während des Neolithikums (ca. 5.500-2.200 v. Chr.) in Süd- und Mitteldeutschland erreicht. Weitere Maxima am Ende der Bronzezeit (ca. 1.000 v. Chr.) und am Ende der Römerzeit (ca. 200/300 n. Chr.) korrespondieren jeweils deutlich mit einer intensiven Landnutzung und einer verhältnismäßig hohen Bevölkerungszahl. Tiefstände der Siedlungsdichte wie beispielsweise zu Beginn der Bronzezeit (ca. 2.000-1.600 v. Chr.), während der Völkerwanderungszeit (um 400/500-700 n. Chr.) und im Frühmittelalter (ca. 700-1.000 n. Chr.) zeigen sich in den Sedimentarchiven als Phasen mit geringer Erosion (BORK et al. 1998; LANG & BORK 2006; HOFFMANN et al. 2007; DOTTERWEICH 2008; DREIBRODT et al. 2010).

Jedoch können auch kurzfristige klimatische Variationen (*centennial-scale*) die Erosionsregime in beträchtlichem Maße beeinflussen. In der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts führten häufige Starkregenereignisse in Verbindung mit einer sehr intensiven Landnutzung zu extremen Erosionsleistungen. Eine besondere Rolle spielten hierbei die Niederschläge im Juni 1342, die auch in einer Vielzahl historischer Archive dokumentiert sind (u. a. GLASER 2001). Eine weitere Hochphase der Bodenerosion konnte für die Zeit zwischen Mitte des 18. und Beginn des 19. Jahrhunderts identifiziert werden (BORK et al. 1998). Auch HARD (1970) beschrieb bereits relativ früh die Spuren der exzessiven Bodenerosion in Südwestdeutschland um 1800.

Wenn also im Holozän Sedimente mobilisiert wurden, ist der anthropogene Einfluss durch Ackerbau die Hauptursache gewesen. Da verstärkte Sedimentumlagerungen sind auf eine intensivere Landnutzung zurückgeführt werden können, deuten sie auf eine erhöhte Siedlungsdichte im Untersuchungsraum hin. Somit lassen sich aus den in kolluvialen Archiven gespeicherten Informationen auch Rückschlüsse auf die Siedlungsdichte ziehen. Die hohe Bedeutung und die Notwendigkeit der Erforschung von Hangsedimenten und ihrer Böden innerhalb der Geoarchäologie heben auch KLEBER & VÖLKEL (2007) hervor.

1.2.3 Massenbilanzierung von Kolluvien – Probleme und Herausforderungen

Weitere Hinweise auf die Entwicklung der Sedimentdynamik und den Verbleib der mobilisierten Sedimente kann eine Quantifizierung der umgelagerten Massen geben. Um aus Sedimentarchiven zu einer Berechnung von Sedimentströmen im Sinne einer Sedimentbudgetierung zu gelangen, gibt es mehrere Möglichkeiten. BROWN et al. (2009) stellen die drei bedeutendsten Methoden kurz vor. Eine Möglichkeit ist dabei die Quantifizierung der gespeicherten Sedimente und die Bestimmung ihrer Ablagerungsalter. Hierbei liegt der Schwerpunkt auf der Massenberechnung der abgelagerten und nachweisbaren Kolluvien. Problematisch ist hier die zuverlässige Erfassung der Kolluvien, die räumlich sehr heterogen verteilt sein können. Außerdem werden keine Sedimente erfasst, die das Einzugsgebiet (z. B. als Suspensionsfracht) verlassen haben. Eine zweite Möglichkeit ist es, den Abfluss der Sedimente von einem Teileinzugsgebiet in das nächst größere zu quantifizieren. Dazu müssen Erosion und Akkumulation bereits auf der Ebene der Teileinzugsgebiete genau bestimmt werden. Die sich daraus ergebende Differenz wird auch als *sediment delivery ratio (SDR)* bezeichnet und beschreibt das Verhältnis zwischen abfließendem und erodiertem Sediment. Eine besondere Schwierigkeit stellt auch hierbei die genaue Erfassung der heterogen verteilten Kolluvien dar. Besonders hohe *SDR* sind in Einzugsgebieten mit Sedimenten, die in als Suspensionsfracht transportiert werden können, zu erwarten. Für die dritte Methode werden pedologische Eigenschaften und Verkürzungen von Bodenprofilen als Grundlage einer Sedimentbilanzierung verwendet, hier wird also eher die Erosion quantifiziert. Grundannahme dieser Methode ist, dass sich unter ähnlichen bodenbildenden Faktoren (z.B. Ausgangsmaterial, Relief, Klima, Vegetationsbedeckung) während des Holozäns Böden mit vergleichbaren Profileigenschaften bildeten, die von SEMMEL (1977) als *soilscape* bezeichnet werden. Da sich die Bodenhorizonte in der Regel parallel zur Bodenoberfläche entwickeln, eignen sie sich sehr gut als Indikatoren geomorphologischer Prozesse. Die besondere Eignung der europäischen Lößgebiete mit ihren gut entwickelten

Parabraunerden als Archiv und Indikator vergangener Umlagerungsprozesse hebt u. a. HOUBEN (2008) hervor. Dieses *Soilscape Model* wird in der angloamerikanischen Literatur bisweilen auch als *Pristine Soil Model* bezeichnet (z.B. bei TRIMBLE 1983; auch bei HOUBEN 2008; 2012). Die Quantifizierung der Erosion anhand gekappter bzw. verkürzter Bodenprofile ist ein weit verbreiteter Ansatz in der geomorphologischen Forschung. Als problematisch erweist sich hierbei allerdings die Tatsache, dass sich bei extrem oder vollständig erodierten Bodenprofilen nur noch Minimalwerte der Bodenerosion ermitteln lassen. Um diese Unsicherheit zumindest kontrollieren zu können, bietet sich ein Abgleich mit den im Unterhang lagernden Massen an, wie es beispielsweise u. a. LEOPOLD & VÖLKE (2007b) vorschlagen. Eine Sedimentbilanzierung kann somit also auch eine Qualitätskontrolle für die Erosionsmodellierung darstellen.

In einer Vielzahl von Studien konnte gezeigt werden, dass der Großteil der mobilisierten Sedimente (u. a. ROMMENS et al. 2005; HOUBEN 2012) grundsätzlich in den Sedimentspeichern am Hang verbleibt und das Einzugsgebiet somit nicht in Richtung Vorfluter verlässt. Die Größe des beobachteten Gebietes scheint dabei keine besondere Rolle zu spielen. So zeigen HOUBEN et al. (2006) am Beispiel des Rheines, dass selbst große Einzugsgebiete ein ähnliches Verhalten aufweisen wie die deutlich kleineren Einzugsgebiete der anderen Studien. Allerdings können extreme Niederschlagsereignisse dazu führen, dass die erodierten Bodenpartikel über die Sedimentspeicher am Hang hinweg transportiert werden und das Einzugsgebiet in Richtung der Flussauen verlassen (BORK et al 1998; HOFFMANN et al. 2008; STOLZ 2011). Demnach kann ein hohes Ungleichgewicht als ein Indiz dafür gewertet werden, dass zusätzlich zu der Erosion durch Ackerbau auch klimatische Extremereignisse eine Rolle für die Sedimentdynamik spielen.

Dazu kann die Bilanzierung von Sedimenten auch dazu dienen, die genaueren topographischen Erosions- und Ablagerungsorte der Sedimente zu erkennen. ROMMENS et al. (2005) beispielsweise zeigen, dass die Erosion in den steileren Hangbereichen (> 8% Hangneigung) am stärksten war und dass der Großteil der Sedimente im Bereich der Talwege abgelagert wurde. Knapp 20% haben das Einzugsgebiet verlassen. HOUBEN (2012) unterscheidet zwischen verschiedenen Geländeformen und zeigt, dass etwa 59% der Sedimente noch im Bereich der Hänge lagern, während die Talböden nur 9% der umgelagerten Sedimente speichern. 29% wurden aus dem Einzugsgebiet hinaus transportiert. Grundlage für solche Modellierungen ist allerdings ein hochaufgelöstes Geländemodell, welches eine Abgrenzung auch kleinräumiger Geländeanomalien erlaubt.

1.2.4 Vergleichbare aktuellere Studien in Deutschland und den angrenzenden Gebieten

Eine besondere Eignung für die Rekonstruktion historischer und prähistorischer Bodenerosion weisen die mitteleuropäischen Lössgebiete auf. Ihre hohe Fruchtbarkeit bei gleichzeitig guter Bearbeitbarkeit machten sie bereits früh zu den bevorzugten Standorten von Besiedlung und ackerbaulicher Nutzung. Durch die geringe Bindigkeit des Lösses allerdings sind diese Böden überaus anfällig für Erosion. Die Spuren dieser prähistorischen und historischen Erosion lassen sich heute noch detailliert in kolluvialen Archiven nachweisen.

Innerhalb Mitteleuropas liegt ein Untersuchungsschwerpunkt im Bereich des Belgischen Lössgürtels (ROMMENS et al. 2005; ROMMENS et al. 2006; ROMMENS et al. 2007, VERSTRAETEN et al. 2009). NOTEBAERT et al. (2007) haben diese Studien um eine Betrachtung der Auensedimente erweitert, um so zu einer umfassenden Sedimentbilanzierung zu gelangen.

Die Schwerpunkte der geomorphologisch-geoarchäologischen Studien in Deutschland liegen ebenfalls größtenteils in Bereichen mit Lösssedimenten. Einen umfassenden Überblick über die Arbeitsgebiete geben DREIBRODT et al. (2010), die Karte ist in Abbildung 2 dargestellt. Deutlich zu erkennen sind Arbeitsschwerpunkte in Hessen (u. a. WUNDERLICH 2000, HOUBEN 2008), im Raum Heidelberg (u. a. DOTTERWEICH 2003; LANG 2003; LANG & HÖNSCHEIDT 1999, KADEREIT et al. 2002), im Raum Regensburg (u. a. NILLER 1998, VÖLKELE et al. 2002; LEOPOLD & VÖLKELE 2007b), Nordbayern (FUCHS et al. 2011) sowie in Mitteldeutschland (BORK et al. 1998) und in Schleswig-Holstein (REIß et al. 2009).

Der Zusammenhang zwischen anthropogener Erosion an Hängen und dem Stoffeintrag in unterschiedliche Sedimentarchive wurde von ZOLITSCHKA et al. (1998) für Holzmaar in der Eifel dargestellt. Ebenso konnten DREIBRODT & BORK (2005) durch den Vergleich von Kolluvien mit Seesedimenten in einem Einzugsgebiet in Schleswig-Holstein zeigen, dass erhöhter Sedimenteintrag in den See mit den jeweiligen Bodenerosionsphasen korreliert.

Im nordwestdeutschen Raum und speziell im Bereich des nordwestdeutschen Mittelgebirgsrandes wurden bis heute noch keine Untersuchungen durchgeführt, wie die Überblickstudie von DREIBRODT et al. (2010) veranschaulicht. In Niedersachsen beschränken sich die bisherigen Untersuchungen auf die Studien von BORK (1985) im Raum Göttingen. Nachgewiesen wurde hier eine massive Erosionsaktivität seit dem Mittelalter, chronologische Befunde früherer Umlagerungen liegen allerdings nicht vor. Darüber hinaus sind im Raum Uelzen Untersuchungen mit ähnlichen Ergebnissen durchgeführt worden (BORK et al. 1998).

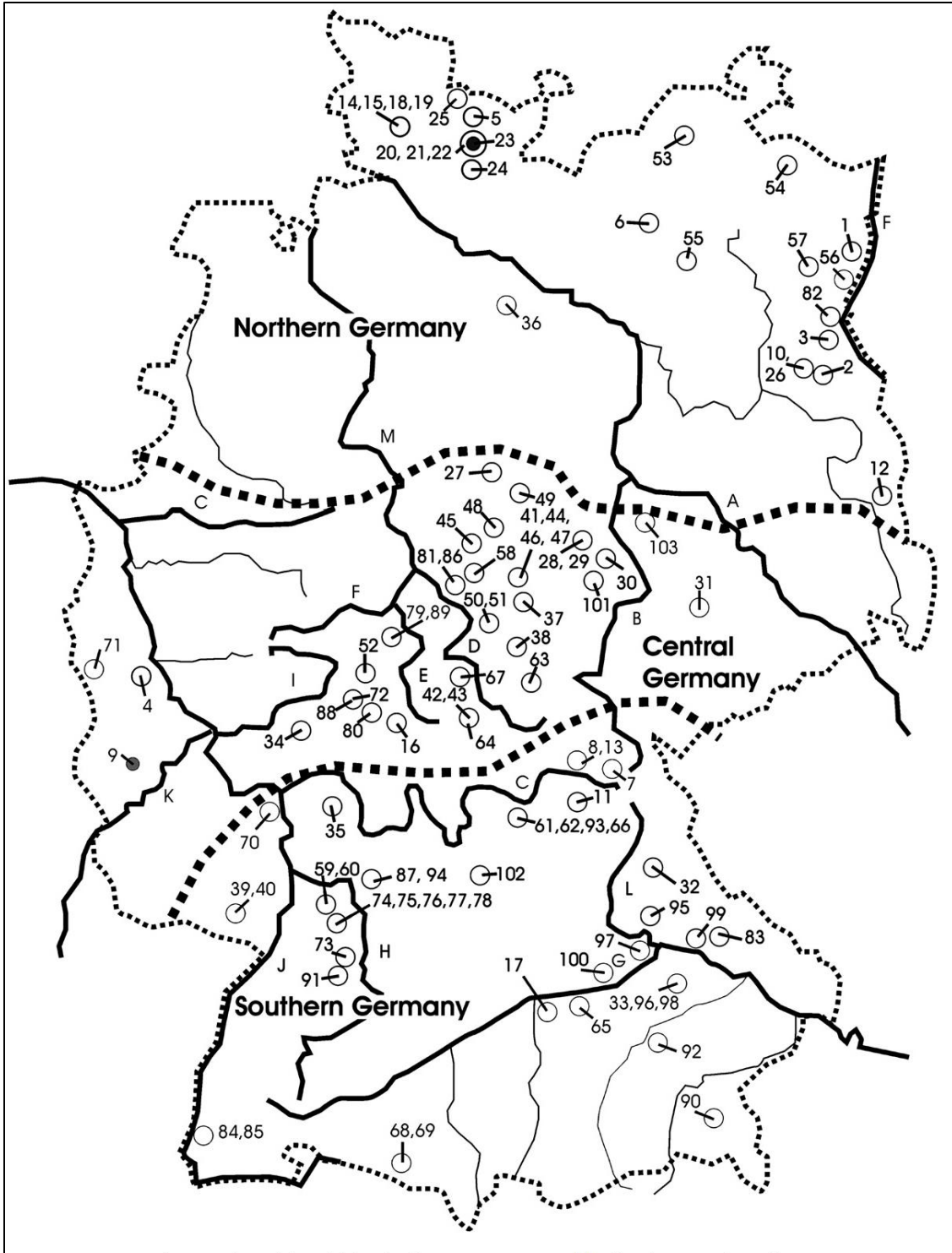


Abbildung 2: Untersuchungsgebiete mit datierten Sedimentsequenzen anthropogen ausgelöster Bodenerosion in Deutschland (verändert nach DREIBRODT et al. 2010). Im Nordwesten Deutschlands wurden bisher keine Untersuchungen durchgeführt.

1.2.5 Archäologische Befundlage in Kalkriese

Im Untersuchungsgebiet sind die Überreste der Varusschlacht (9. n. Chr.) zwischen einem römischen Heer unter Führung des Quintilis Varus und germanischen Truppen unter Führung des Arminius in den vergangenen 20 Jahren archäologisch sehr intensiv erforscht und dokumentiert worden. Das Wissen über die germanische Siedlungstätigkeit in dieser *Conflict Landscape* hingegen ist jedoch verhältnismäßig begrenzt, da archäologische Funde außerhalb der römischen Zeitscheibe seltener sind und der Erhaltungszustand der Siedlungsreste im Allgemeinen schlecht ist (MOOSBAUER 2009; WILBERS-ROST 2007, HARNECKER & TOLKSDORF-LIENEMANN 2004). Zwar gibt es einige Belege für germanische Siedlungen für den Zeitraum der Varusschlacht, beispielsweise bei Schwagsdorf und bei Venne (ROST & WILBERS-ROST 2011). Diese lassen darauf schließen, dass der Untersuchungsraum während der römischen Kaiserzeit besiedelt war. Für frühere Epochen stellt sich die Befundlage jedoch deutlich unsicherer dar. Siedlungsreste im unmittelbaren Umfeld des Kalkrieser Berges sind so beispielsweise erst ab der vorrömischen Eisenzeit belegt, für die älteren prähistorischen Epochen sind allerdings nur Einzelfunde und Grabanlagen dokumentiert. Eine frühe und kontinuierliche Besiedlung der Übergangsregion zwischen Wiehengebirge und dem vorgelagerten Tiefland gilt trotzdem als gesichert, wobei der Übergang von einer Jäger- und Sammlerkultur zu einer Ackerbau betreibenden Gesellschaft erst relativ spät erfolgte (MÖLLERS 2004a).

1.3 Problemstellung und Zielsetzung

Die Frage nach der Siedlungsdichte und der davon abhängigen Landnutzungsintensität lässt sich aufgrund der unsicheren Quellenlage mit archäologischen Methoden allein nicht beantworten, da archäologische Untersuchungen die Landschaft erstens nur punktuell und zweitens in der Regel nur im Bereich von Siedlungen betrachten. Darüber hinaus können diese Quellen für viele Zeiträume keine oder nur wenige Informationen bereitstellen. Die Verfügbarkeit palynologischer Archive beschränkt sich im Untersuchungsgebiet auf die nördlich vorgelagerten Moore, und auch hier sind nicht alle Zeiträume abgedeckt. Durch die Interpretation von kolluvialen Sedimentarchiven kann diese geoarchäologische Studie die Perspektiven der Forschung um die naturräumliche Komponente der Böden und ihrer Hangsedimente erweitern. Dazu konzentriert sich diese Arbeit auf drei zentrale Fragen (siehe dazu auch Abbildung 3):

1. Wo wurde Sediment verlagert und wo lassen sich möglicherweise noch nicht erodierte oder von Kolluvien überdeckte Siedlungsreste finden?

Unterstellt man für den Kalkrieser Berg eine ähnliche Umlagerungsdynamik seit dem Neolithikum, wie sie in einer Vielzahl anderer Studien mit geomorphologisch-geoarchäologischer Ausrichtung belegt ist, so würde dies mit einer nahezu vollständigen Zerstörung der archäologischen Befunde in den Ober- und Mittelhangbereichen einhergehen. Prähistorische in-situ-Befunde wären folglich nur noch im Bereich lokaler Sedimentfallen oder in einigen vor Erosion geschützten Bereichen erhalten.

Im Unterhangbereich jedoch können die kolluvialen Sedimente mögliche Siedlungsspuren überdecken und damit vor der zerstörenden Wirkung der Pflugwirtschaft schützen. Am Beispiel der archäologisch intensiv untersuchten Fundstelle »Oberesch« wird deutlich, dass die unterlagernden Befunde durch eine aufgetragene Bodenschicht (in diesem Falle Plaggenesch) vor der Umlagerung und Zerstörung beim Pflügen geschützt werden (HARNECKER & TOLKSDORF-LIENEMANN 2004; WILBERS-ROST 2007). Letztlich kann jede Art von Sedimentauftrag eine Schutzwirkung auf archäologische Befunde im Boden haben.

Durch die Kartierung der Erosions- und Sedimentationsräume können die Zonen an den Ober- und Mittelhängen identifiziert werden, in denen möglicherweise noch archäologische Befunde im Boden überdauert haben. Darüber hinaus werden durch die Kartierung die von

Kolluvien überdeckten Bereiche am Unterhang erstmals räumlich eingegrenzt. Damit kann die systematische Suche nach archäologischen Fundstellen erleichtert werden.

2. Wieviel Material ist umgelagert worden, wie exzessiv ist die Erosion gewesen, wie viel Material hat das Einzugsgebiet in Richtung Vorfluter verlassen?

Da die Erosion von Böden im feuchten Mitteleuropa in direkter Beziehung zur Landnutzung steht, resultiert eine intensivere landwirtschaftliche Nutzung demnach auch in einer erhöhten Mobilisierung von Sedimentpartikeln.

Diese verbleiben dann zumeist als Kolluvium im Bereich der Hänge, ein Teil kann die Hänge aber auch verlassen und weiter in Richtung Vorfluter transportiert werden. In nahezu allen Studien konnte gezeigt werden, dass der Großteil der mobilisierten Sedimente (z.B. 81 % bei ROMMENS et al. 2005; 80% bei BORK & LANG 2003; 71% bei HOUBEN 2012) grundsätzlich in den Einzugsgebieten verbleibt. Er verlässt das Einzugsgebiet somit nicht in Richtung Vorfluter.

Klimatische Extremereignisse hingegen können dazu führen, dass die Sedimentspeicher am Hang übergangen werden und die Sedimente direkt in die Auen weiter transportiert werden. Demnach kann ein hohes Ungleichgewicht in der Sedimentbilanz ein Indiz dafür sein, dass solche Extremereignisse (wie z. B. Starkniederschläge) eine Rolle für die Sedimentverlagerungen spielen (BORK et al 1998; HOFFMANN et al. 2008; STOLZ 2011). Da diese Arbeit für die Quantifizierung der Erosion auf gekappte Bodenprofile zurückgreift, ist auch hier mit den bekannten methodischen Einschränkungen zu rechnen. Das bedeutet, dass die Volumina an extrem erodierten Standorten deutlich unterschätzt werden. Ein Vergleich des Volumens der erodierten Böden mit dem Volumen der Kolluvien erlaubt eine methodische Kontrolle der berechneten Erosion an den Ober- und Mittelhängen. Darüber hinaus lässt sich durch die Bilanzierung der erodierten Volumina und der Volumina der Kolluvien zeigen, wie viel Material das Einzugsgebiet in Richtung Vorfluter verlassen hat. So sollen durch die Sedimentströme sichtbar gemacht werden. Möglicherweise lassen sich daraus auch extreme Niederschlagsereignisse dokumentieren.

3. Wann begannen die Umlagerungen und was waren ihre Ursachen? Zeigen sich in den kolluvialen Archiven Phasen einer erhöhten Sedimentdynamik?

Unabhängige chronologische Befunde der Sedimentverlagerungen an Hängen fehlen für den Übergangsraum der Mittelgebirge zur vorgelagerten Norddeutschen Tiefebene gänzlich, wie DREIBRODT et al. (2010) in ihrer Untersuchung deutlich machen. Zeitlich lässt sich der seit dem Neolithikum ansteigende menschliche Einfluss auf die Landschaft im

Untersuchungsgebiet bislang nur anhand archäologischer oder palynologischer Quellen eingrenzen. Dabei sind die archäologischen Befunde sehr lückenhaft, so fehlen beispielsweise Siedlungsfunde für ganze Epochen der Siedlungsgeschichte. Die zur Verfügung stehenden palynologischen Archive befinden sich entweder nicht direkt am Kalkrieser Berg oder sie enthalten nur Daten für einen relativ kurzen Zeitraum. Daher gibt es keinen genauen Kenntnisstand, wann die ackerbauliche Nutzung im Raum Venne-Kalkrieser begann. Pollenarchive (BAUEROCHSE 2003; DIECKMANN 1998) aus dem nördlich angrenzenden Campemoor belegen zwar den Anbau von Getreide, dieser wurde allerdings zuerst im Bereich der heute von Mooren bedeckten Niederung betrieben. Wann die Entwaldung der lössbedeckten Hänge des Kalkrieser Berges begann, ist in den bisher zugänglichen Paläoumweltarchiven nicht dokumentiert. Ein Pollenprofil aus einer Kalktuffquelle am Kalkrieser Berg (DIECKMANN 1998) liefert erst ab dem Mittelalter Daten. Somit kann aus den bislang vorliegenden Archiven keine lückenlose Landschaftsentwicklung für den Raum des Kalkrieser Berges dokumentiert werden.

Da in kolluvialen Sedimentarchiven auch Informationen für Zeiträume gespeichert sein können, für die andere Quellen bisher nur wenige oder keine Informationen bereitstellen, sind sie ein wichtiger Baustein in der Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung. Die wohl bedeutendste Rolle bei der Interpretation dieser kolluvialen Sedimentarchive spielt daher ihre Altersstellung, denn erst die unabhängige naturwissenschaftliche Datierung der Umlagerungen ermöglicht die Identifizierung von Phasen intensiverer Landnutzung. In Verbindung mit der Sedimentbilanzierung und den Profilbeschreibungen lassen sich dann möglicherweise Phasen einer erhöhten Sedimentdynamik erkennen. Ein Vergleich mit anderen Studien wird zeigen, in welchem Ausmaß die Landnutzung am Kalkrieser Berg mit der in anderen Gebieten Mitteleuropas korrespondiert.

FAZIT: In dieser Studie werden erstmals für den nordwestlichen Mittelgebirgsrand anhand kolluvialer Sedimentarchive der Beginn und das Ausmaß der anthropogenen Landnutzung und ihr Einfluss auf historische Bodenerosion analysiert. Die großräumige Kartierung von Bodenabtrag und Bodenauftrag inklusive der Berechnung der umgelagerten Volumina werden dazu mit absoluten und relativen Datierungen verknüpft. Ziel ist dabei, Phasen einer intensiveren Landnutzung auch für Zeiträume nachzuweisen, für die archäologische Quellen bisher nur wenige oder keine Informationen bereitstellen. In Verbindung mit Paläoumweltinformationen aus benachbarten Umweltarchiven kann so eine Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte in dieser archäologisch wertvollen Region erfolgen.

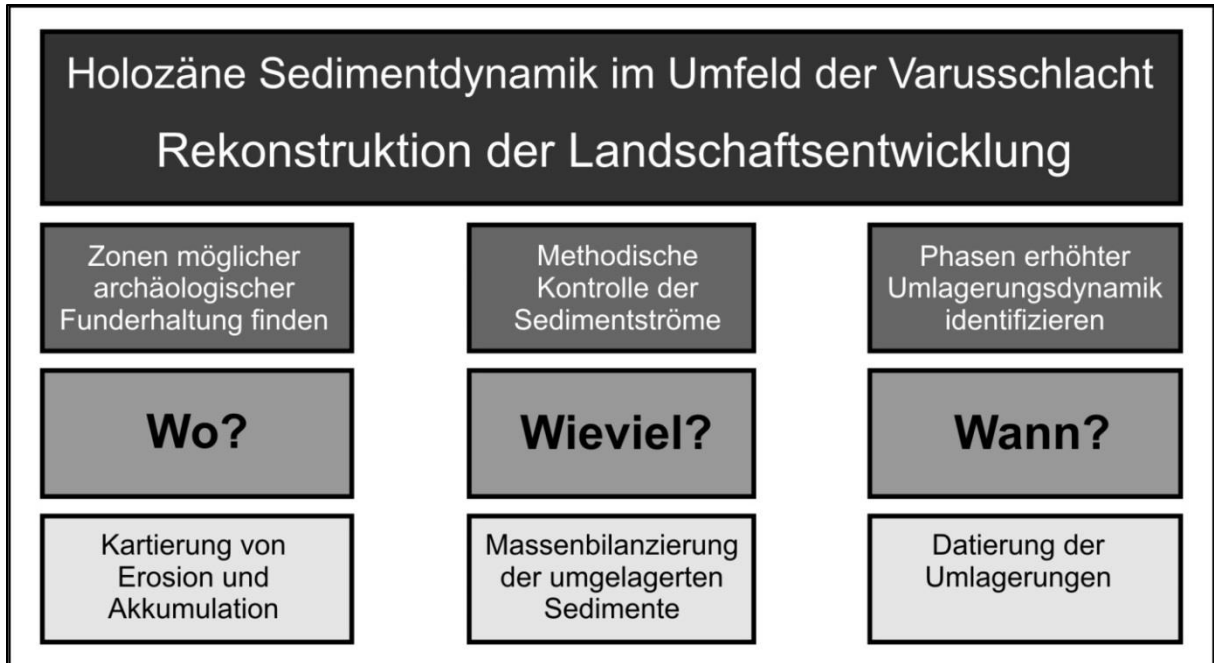


Abbildung 3: Ziele, zentrale Fragen und Methoden dieser Arbeit

2 Untersuchungsgebiet Kalkrieser Berg

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Nordwesten Deutschlands, etwa 15 km nördlich von Osnabrück nahe der Ortschaft Venne (Abbildung 4). Das Wiehengebirge als nördlichstes deutsches Mittelgebirge streicht hier in WNW-OSO-Richtung und ist nach Norden hin durch die Norddeutsche Tiefebene begrenzt. Das Wiehengebirge besteht größtenteils aus jurassischen Sand- und Tonsteinen in bankiger Lagerung mit wechselnden Kalkgehalten (KLASSEN 1984).

Der Kalkrieser Berg ragt spornartig etwa 4 km nach Norden in die Norddeutsche Tiefebene hinein, seine Gesamtfläche beträgt etwa 15 km². Das Gipfelplateau liegt auf 150 m NN, während die vorgelagerte Tiefebene auf einer Höhe von nur 50-55 m NN liegt. In dieser Tiefebene liegt das Venner Moor, welches heute zum überwiegenden Teil entwässert und abgetorft ist. Auch der 1915 in Betrieb genommene Mittellandkanal verläuft in dieser Senke. Der Körper des Kalkrieser Berges ist fächerartig und teilweise sehr tief von steilen Tälern eingeschnitten, während die ackerbaulich intensiv genutzten Hänge relativ flach geneigt sind.

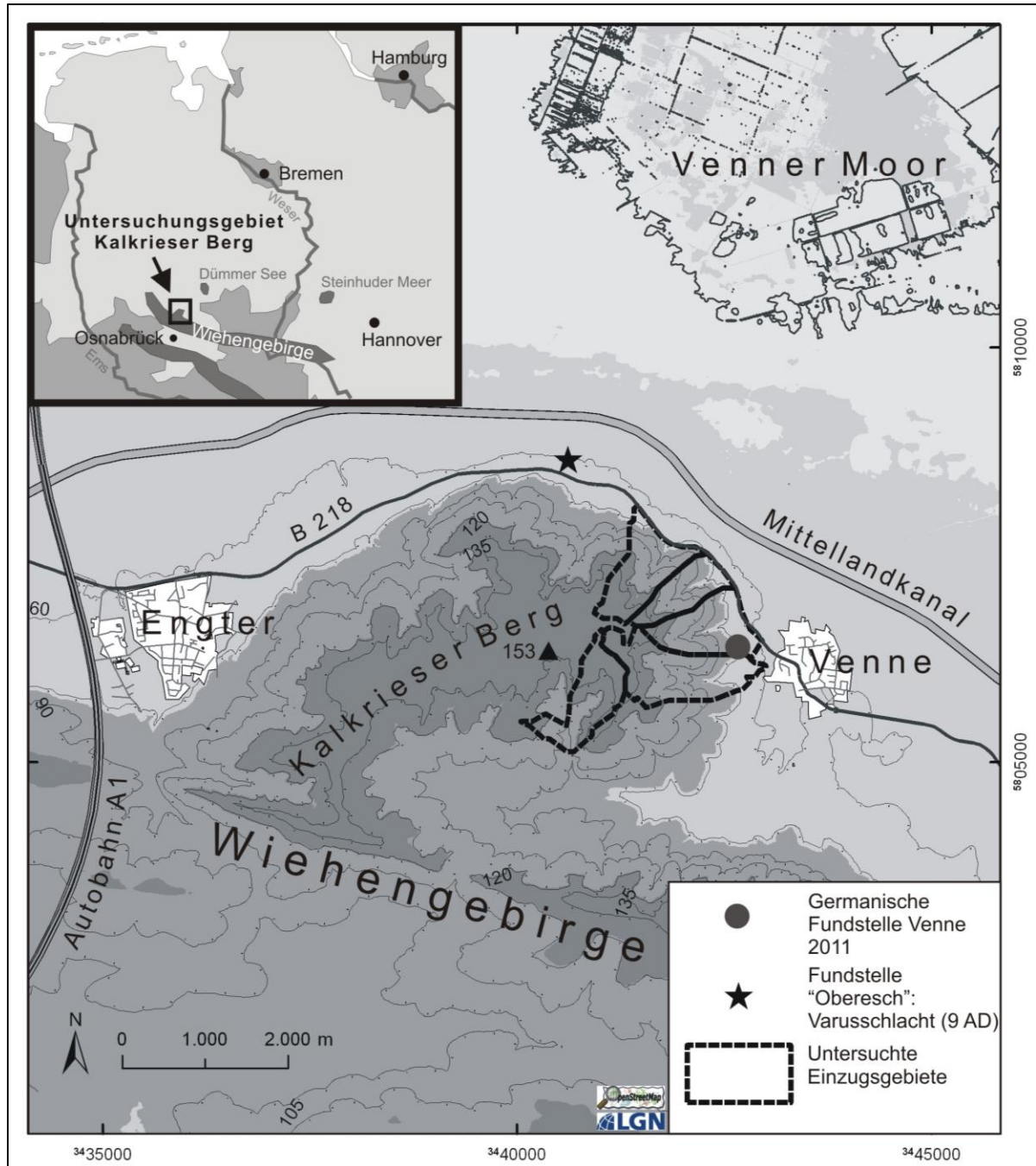


Abbildung 4: Das Arbeitsgebiet Kalkrieser Berg am Nordrand des Wiehengebirges. Der Kalkrieser Berg ragt spornartig in die vorgelagerte Norddeutsche Tiefebene. Das historische Schlachtfeld der Varusschlacht (9 n.Chr.) mit dem dazu gehörenden Museum und Park Kalkriese liegt im Norden dieses natürlichen Engpasses zwischen den steilen Bergflanken und dem vorgelagerten Venner Moor.

2.1 Geologie, Böden und Relief

2.1.1 Entwicklung des Osnabrücker Berglands allgemein - Schwerpunkt Quartär

Das Osnabrücker Bergland im Raum Ibbenbüren-Osnabrück-Melle bildet die nördliche Mittelgebirgsschwelle vor dem Übergang in die Norddeutsche Tiefebene. Dominiert wird diese teilweise nur 25 km breite Hügellandschaft von triassischen Sedimentgesteinen, während am Schafberg bei Ibbenbüren, am Hüggel bei Hasbergen und am Piesberg bei Osnabrück sogar Gesteine aus dem Zechstein- und Oberkarbon an der Oberfläche anstehen. Die südliche Begrenzung bilden die beiden Höhenzüge des Teutoburger Waldes, die aus Sandsteinen der unteren Kreide sowie den Kalksteinen der Oberkreide bestehen. Das Wiehengebirge bildet den nördlichen Abschluss dieser Region; hier bilden die über den überwiegend tonigen Ablagerungen des Lias und Dogger liegenden Sand- und Kalksteine des Malm eine markante Schichtstufe (KLASSEN 2003). Nördlich vorgelagert beginnt die Norddeutsche Tiefebene, deren Oberfläche durch quartäre Sedimenten gekennzeichnet ist.

Während des Pleistozäns wurde das Osnabrücker Bergland mehrfach von skandinavischen Gletschern überfahren, in der direkten Umgebung Osnabrücks lassen sich jedoch nur noch Belege aus den jüngsten Abschnitten des Quartärs nachweisen. Vorhandene elsterkaltzeitliche Ablagerungen wurden während der nachfolgenden Vergletscherungen aufgearbeitet. In der Saale-Kaltzeit konnte der Eisvorstoß des Drenthe-Stadiums das Gebiet von Osnabrück letztmalig überfahren und bis an die nördlichen Ränder des rheinischen Schiefergebirges vordringen. Im Zuge der Saale-Kaltzeit wurden die mächtigen Mittelterrassenkörper der Weserschotter aufgeschüttet, als der nach Norden entwässernde Flusslauf der Weser von der vorrückenden Eisfront nach Westen abgedrängt wurde. In dem schmalen Raum zwischen dem Eisrand im Norden und den Höhenzügen des Wiehengebirges im Süden wurden dann die Schotter abgelagert (vgl. ROHDE 1994). Heute erstrecken sich diese im Untergrund des Wiehengebirgs-Vorlandes auf einer Linie von Porta Westfalica über Preußisch Oldendorf und Vörden bis ins Emsland. Die enorme Mächtigkeit der Mittelterrassenkiese ist auch auf die Lage innerhalb einer Subrosionssenke nördlich des Wiehengebirges zurückzuführen, die durch die unterirdische Ablaugung löslicher Gesteine (Gips und Steinsalz) im obersten Malm zustande kommt. Der Einbruch einzelner Dolinen und die flächenhafte Absenkung führten zur Entstehung eines Beckens, welches dann durch große Mengen Weserkies verfüllt werden konnte. Heute ist dieser Mittelterrassenkies für die Wassergewinnung von erheblicher Bedeutung. Während der sommerlichen Auftauperiode

schmolz das Eis am Eisrand. Das freigesetzte Gesteinsmaterial wurde mit den Schmelzwässern abgespült und die gröberen Körngrößen (Sand und Kies) lagerten sich als glazifluviale Schwemmfächer (Vorschüttsande) ab. Feinere Körngrößen (Schluff und Ton) wurden über weitere Entfernungen transportiert und lagerten sich als Beckenschluffe ab (HINZE & MEYER 1984).

Auf ihrem Weg von Skandinavien Richtung Süden nahmen die Eismassen Material vom Untergrund auf und transportierten es als Grundmoräne. Nachdem der Gletschervorstoß zum Erliegen kam, blieb die Eismasse als sogenannte Toteismasse über dem Osnabrücker Land liegen. Diese taute langsam ab, dabei wurde das im Gletschereis gebundene Gesteinsmaterial freigesetzt und als Geschiebelehm/Geschiebemergel abgelagert. Dieser ist als unsortiertes Gemenge von Ton, Schluff, Sanden bis hin zu Kiesen und großen Steinen (sogenannten Findlingen) charakterisiert. Ursprünglich waren diese glazigenen Ablagerungen sehr viel weiter verbreitet als heute, jedoch wurde ein Großteil der drenthezeitlichen Ablagerungen während der nachfolgenden Warm- und Kaltzeiten erodiert. Heute erreicht der Geschiebemergel die größte Mächtigkeit auf der Südseite des Wiehengebirges, wo er bis zu 25 m dick ist. Die Hauptgemenge dort sind Sand und toniger Schluff (HINZE & MEYER 1984). Eine weitere Ausprägung der Moränensedimente sind die Geschiebedecksande, die als ungeschichtete, lehmig- bis anlehmige Sandschicht kaum noch Merkmale der ursprünglichen Moräne aufweist (GRIMMEL 1973). Das Geschiebespektrum ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil nordischer Geschiebe (65%), einheimische mesozoische Geschiebe steuern ca. 10% bei. Der Anteil einheimischer paläozoischer Geschiebe liegt zumeist unter 20% (MENGELING 1986).

Während der Weichsel-Kaltzeit war der Osnabrücker Raum nicht vergletschert, sondern unterlag periglazialen Klimabedingungen. Ein tiefgründig gefrorener Permafrostboden bildete sich aus. Eiskeile in den Jura-Tongruben am Wiehengebirge sind heute Zeugen dieses Klimas. Diese konnten sich in den Klüften der mesozoischen Gesteine bilden, als durch die Sammelkristallisation von Eis bestehenden Spalten keilförmig erweitert und dann beim Abtauen des Eises von oben mit Lockermaterial verfüllt wurden. In den kurzen Sommern taute der Boden oberflächlich auf, während der tiefgründig gefrorene Untergrund eine Versickerung des Tauwassers verhinderte. Der wassergesättigte Oberboden nahm eine breiartige Konsistenz an, die auch an nur schwach geneigten Hängen ins Gleiten geraten konnte und als Fließerde hangabwärts floss. Da das periglaziale Klima keine geschlossene Pflanzendecke erlaubte, waren die weit verbreiteten Lockersedimentdecken der Windero-

sion schutzlos ausgeliefert. Die feineren Korngrößen wie Feinsand und Schluff wurden ausgeblasen und führten zu einer Überdeckung des ursprünglichen Reliefs mit äolischen Sedimenten. Flugsande bestehen überwiegend aus Feinsand mit geringen Mittelsand- und einzelnen Grobsandkörnern. Feinere Bestandteile wurden als Löss (kalkhaltig) bzw. Lösslehm (kalkfrei) abgelagert. Flugsand dominiert den Bereich im Norden des Osnabrücker Berglandes bei Westerkappeln und Rulle, während Lössse bzw. Lösslehme eher im südlichen und südöstlichen Bereich vom Schafberg bis über Bielefeld und Bad Oeynhausen hinaus häufig sind. Eine feinschichtige Wechsellagerung von Feinsand und Löss bezeichnet man als Sandstreifenlöss; eine sandige Ausprägung als Sandlöss. Diese beiden Fazies prägen den Übergang vom Verbreitungsgebiet des Flugsandes zu dem des Lösslehms. Sie treten in einer Zone auf, die in Nordost-Südwest-Richtung vom Osthang des Kalkrieser Berges über Rulle bis in Richtung Schafberg und von dort aus weiter bis zum Hangfuß des Osning-Sandsteinzuges bei Tecklenburg zieht (HINZE & MEYER 1984).

Auch die äolischen Sedimente waren als Folge der periglazialen Klimabedingungen nach ihrer Ablagerung weiteren kleinräumigen Umlagerungsprozessen unterworfen. Durch das periodische Auftauen und Gefrieren des Permafrostbodens sind die älteren Flugsande heute kaum noch in ihrer ursprünglichen Lagerung zu finden. Insbesondere an Hängen ist eine Feinschichtung häufig, die auf eine aquatische Verlagerung in Form flächenhafter Spülprozesse schließen lässt. Diese umgelagerten Sedimente bezeichnet man daher als Hangsande. Häufig finden sich in diesen Sedimenten auch zwischengeschaltete Lagen eckigen Gesteinschuttetes in unterschiedlichen Größen, welche von den oberen Hangpartien ungerundet hinabtransportiert wurden. Diese Hangsande gehen im Vorland des Wiehengebirges in der Regel in Niederungssande über. Häufig werden diese auch als Talsande angesprochen. Es handelt sich dabei um fluviatile Aufschüttungen der Weichsel-Kaltzeit, die entlang der größeren Flüsse mit der Niederterrasse verzahnt sind (HINZE & MEYER 1984). Sie bedecken heute weitestgehend das Gebiet zwischen den Dammer Bergen und dem Wiehengebirge. Die Lössse wurden, insbesondere in Hanglagen, ebenfalls flächenhaft umgelagert. Diese Sekundärlössse werden heute als Schwemmlössse bezeichnet. Eine Wechselschichtung von Feinsand und Schluff wird geologisch als Sandstreifenlöss angesprochen (SKUPIN 2003).

2.1.2 Geologie im Untersuchungsgebiet Venne-Kalkriese

Der geologische Untergrund des Kalkrieser Berges besteht zum Großteil aus bankig gelagerten Sand- und Tonsteinen des oberen Malm. Dabei überwiegen die Kimmeridge-Schichten, Ablagerungen der älteren Oxford-Schichten kommen untergeordnet vor. Das Oxford stellt die tiefste Stufe des oberen Jura dar, es besteht aus grauen Sandsteinen, in die ebenfalls graue, sandige Ton- und Mergelsteine eingeschaltet sind. Die überlagernden Kimmeridge-Schichtenfolge besteht aus Tonmergel- und Kalkmergelstein, nach oben hin in Tonstein und schließlich tonigen Sandstein übergeht (FRISCH 1986). Dieser mesozoische Untergrund ist im westlichen Teil größtenteils von Flugsanden und deren Derivaten überdeckt, während der östliche Teil des Berges überwiegend mit teilweise feinsandigen Lösslehmen bedeckt ist (Abbildung 5). Die nordöstlichen Hänge des Wiehengebirges stellen typische Lokalitäten für spätpleistozäne und frühholozäne Lössablagerung dar, weil das Wiehengebirge eine topographische Barriere für den Weitertransport der in den Permafrost-Ebenen ausgeblasen Feinsubstrate darstellt. Die Hauptphase der Lössakkumulation lag SKUPIN (2003) zufolge während des Höchststandes der Weichsel-Vergletscherung im Brandenburg-Frankfurt-Stadium (25.000 bis 13.000 BP). Durch Verwitterungsprozesse wurde der ursprünglich kalkhaltige Sandlöss tiefgründig entkalkt und zum heutigen sandigem Lösslehm.

Nach ihrer Ablagerung wurden die äolischen Substrate in Form von Fließerden periglazial verlagert. Dies führt einerseits dazu, dass die Schwemmlöse insbesondere in den Unterhangbereichen als Sandstreifenlöse ausgeprägt sind. Andererseits sind in den sandigen Auflagen Bruchstücke lokaler Gesteine aus den oberen Hangpartien eingeschaltet, die teilweise dachziegelartig eingeregelt sind (HINZE 1979). Im südlichen Bereich des Kalkrieser Berges sind Ablagerungen aus Geschiebedecksand sehr häufig, wie sie auch auf der Südabdachung des Wiehengebirgs-Hauptkammes vorkommen. In der nördlich vorgelagerten Niederung am Fuße des Kalkrieser Berges dominieren ungegliederte weichselkaltzeitliche Ablagerungen. Dabei handelt es sich in erster Linie um sandige Substrate, die als Schwemmmassen abgelagert wurden. Sie verzahnen sich im Unterhangbereich und werden geologisch als Hang- und Tal- bzw. Niederungssande angesprochen. Nördlich des Mittellandkanals liegen auf diesen Schwemmsanden vielfach spätweichselzeitliche Flugsanddecken auf, nördlich daran schließen in der Niederung Nieder- und Hochmoore an. In der geologischen Kartierung (LBEG 2012) sind in den Niederungen südöstlich der Ortschaft Venne Auftragsböden (Plaggenesche) kartiert, ebenso finden sich diese vielfach nördlich des Mittellandkanals. Entlang des Mittellandkanals finden sich eine Reihe von Aufschüttungen

und Halden, ebenso wird der jurassische Tonstein des Kalkrieser Berges vielfach in Steinbrüchen und Tongruben abgebaut, welche nach der Nutzung mit Bauschutt verfüllt werden. Die gemäßigt einfallenden nordöstlichen Flanken des Kalkrieser Berges sind fächerartig durch steile Täler eingeschnitten, in denen sich stellenweise noch die periglazial verlagerten Reste der saalekaltzeitlichen Grundmoräne finden. Die Rücken zwischen den Tälern sind von Lösslehmen in unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt.

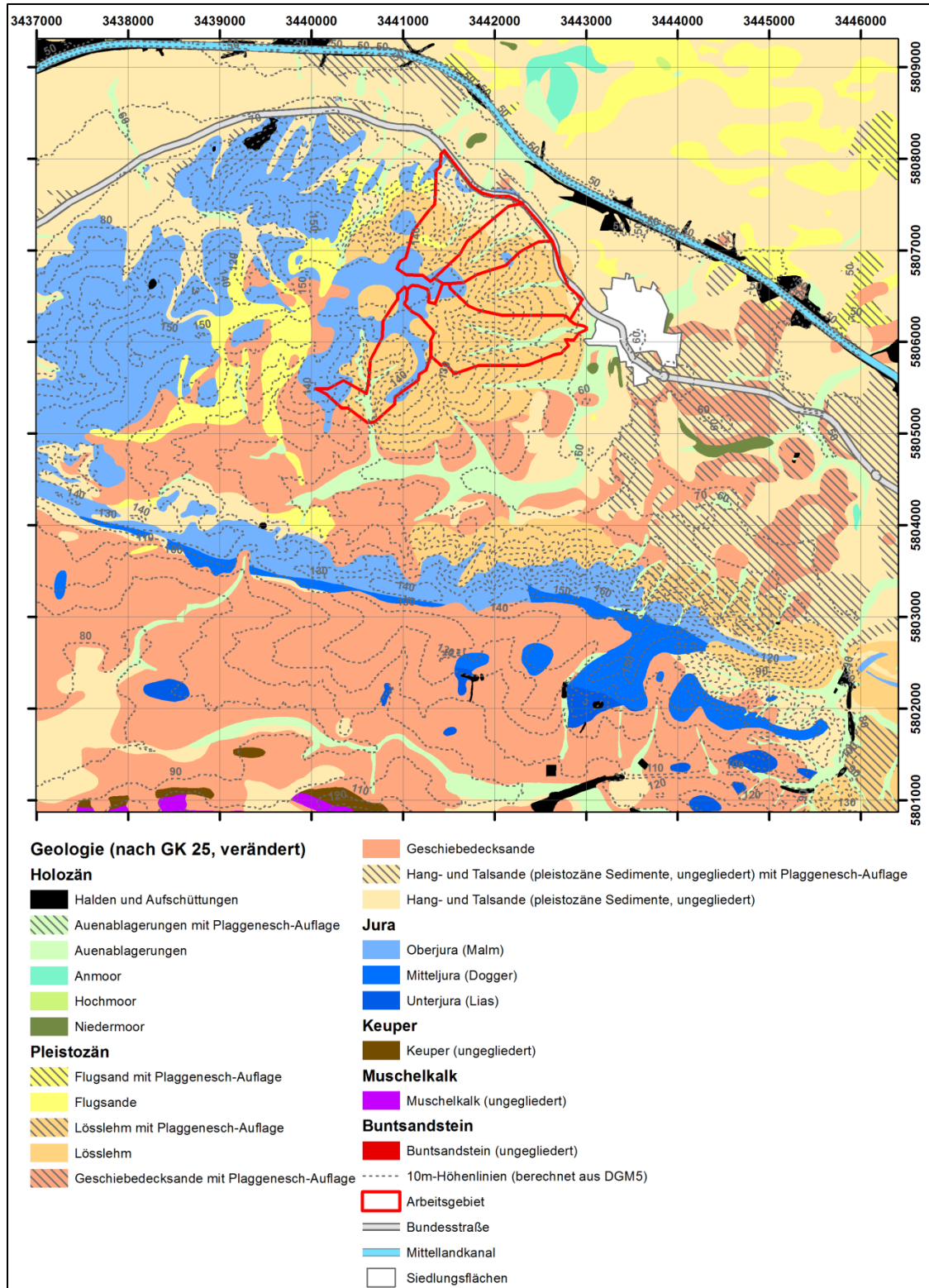


Abbildung 5: Geologische Karte des Kalkrieser Berges und der angrenzenden Gebiete (verändert nach: LBEG 2012; HINZE 1982, HINZE 1979, MENGELING 1994, MENGELING 1986). In dieser Karte wird die jeweils oberste Schicht der geologischen Ansprache – unabhängig von ihrer Mächtigkeit – dargestellt. Die zugrundeliegende geologische Kartierung gibt grundsätzlich die Verbreitung der Schichten in den obersten 2 m an, aus Darstellungsgründen wurde in dieser Darstellung allerdings nicht weiter differenziert.

2.1.3 Böden im Untersuchungsgebiet Venne-Kalkriese

Der Großteil des Kalkrieser Berges ist laut der BK 25 (LBEG 2009; siehe Abbildung 6) im Oberhang von Braunerden bedeckt, die insbesondere den Oberhangbereich und den westlichen Teil mit den eher sandigen Substraten dominieren. In den östlichen Teilen sind auf den Lösslehm-Substraten Parabraunerden ausgeprägt. Im Mittelhangbereich finden sich der BK 25 zufolge stellenweise Ranker; diese sind als Folge der ausgeprägten Bodenerosion auf den landwirtschaftlich intensiv genutzten Anbauflächen zu sehen. Die Unterhangbereiche des Kalkrieser Berges sind laut der LBEG-Kartierung durch Braunerde-Variationen gekennzeichnet. Ein Großteil des Kalkrieser Berges ist gemäß der bodenkundlichen Kartierung des LBEG im Unterhangbereich von einer Plaggeneschauflage bedeckt; diese Beobachtung ist auch von ECKELMANN 1980 beschrieben. Bei Plaggeneschen handelt es sich um anthropogene Auftragsböden, die vor allem in den sandigen Ebenen Nordwesteuropas (Dänemark, NW-Deutschland, Belgien, Niederlande) zu finden sind. Um die Bodenfruchtbarkeit zu erhöhen oder zu erhalten, wurden organikreiche Bodenhorizonte aus Wald- und Heidelandschaften abgetragen («Plaggen stechen») und als Einstreu in die Viehställe gebracht. Dort wurde es mit Dung angereichert und dann als nährstoffreiches Substrat auf die Felder ausgebracht. Als Form der Düngung lässt sich das Auftragen von Plaggen bis in die Bronzezeit zurückverfolgen (BLUME & LEINWEBER 2004), wobei BEHRE (1976) den Beginn einer regelrechten Plaggenwirtschaft in Nordwestdeutschland (anhand von Pollenbefunden in Ostfriesland) auf etwa 1.000 n. Chr. setzt. Diese Wirtschaftsform wurde teilweise bis ins 19. Jh. praktiziert, erst die künstliche Düngerherstellung mithilfe des Haber-Bosch-Verfahrens machte diese Wirtschaftsweise überflüssig. In der FAO-Klassifikation werden Plaggeneschböden als sog. »Plaggic Anthrosols« geführt (FAO 1989). Diese Ausdehnung der (laut LBEG 2009) mit Plaggenesch überdeckten Flächen ist jedoch schon allein aufgrund der Flächenverhältnisse zwischen überdeckter und nicht überdeckter Fläche grundsätzlich in Frage zu stellen. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind bei der bodenkundlichen Kartierung organikreiche und dunkle Horizonte im Unterhangbereich gemäß der Kartieranleitung (AG BODEN 2005) als Plaggenesche angesprochen worden. Die eigenen Kartierungsarbeiten im Rahmen dieser Arbeit zeigen jedoch, dass es sich bei den als Plaggenesch angesprochenen Böden in den Hanggebieten in der Regel um Kolluvisole handelt. Interessanterweise unterscheiden sich die BK 25 und die GK 25 hinsichtlich der Ansprache von Plaggenesch-Auflagen im Bereich des Kalkrieser Berges erheblich voneinander. In den sandigen Gebieten nördlich des Mittellandkanals und südöstlich der Ortschaft Venne hingegen sind Plaggenböden tatsächlich häufig. Auch bei HARNECKER & TOLKSDORF-LIENEMANN (2004) sind Podsole unter

Plaggenesch im Bereich archäologischer Fundstellen entlang der Bundesstraße beschrieben, die auch in der geologischen Kartierung (GK 25) als solche angesprochen sind.

Auf den Flugsandrücken nördlich des Mittellandkanals finden sich Podsole, die Niederungen sind durch Gleye (beide häufig mit Plaggenauflage) weit verbreitet. Weiter nördlich schließen sich Erd-Nieder- und Erd-Hochmoore an, die teilweise durch Tiefumbruch landwirtschaftlich nutzbar gemacht wurden.

Abweichend von der Kartierung der BK 25 handelt es sich beim Großteil der Bodentypen im Untersuchungsgebiet (im Bereich der untersuchten Hänge) um Luvisole (FAO 1989), also Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden. Diese Lessivées weisen jedoch - zumindest lokal - einen nach AG BODEN (2005) recht geringen Grad an Tonverlagerung auf. Dies ist wahrscheinlich auf die relativ sandige Ausprägung des Lösslehms zurückzuführen, bei dem weniger Ton durch Verwitterung bereitgestellt werden kann. Insbesondere im Bereich der Unterhänge sind die ursprünglichen Substrate zum einen sandiger und zum anderen durch Kolluvisole überlagert.

Im Übergangsbereich zwischen den Hängen und der grundwasserbeeinflussten Kalkrieser-Niewedder Senke sind vielerorts reliktsche Wölbäcker belegt, die unter Plaggeneschen begraben sind (HARNECKER & TOLKSDORF-LIENEMANN 2004). Ihre Entstehung ist auf die damalige Pflugtechnik zurückzuführen, als der Pflug die Ackerkrume nur in eine Richtung wenden konnte. Um möglichst effizient zu arbeiten, begann das Pflügen der langen, streifenförmigen Felder in der Mitte. Die Scholle wurde immer in Richtung der Ackermittle gepflügt. Dadurch akkumulierte sich im Laufe der Jahrzehnte das Oberbodenmaterial in der Mitte der Äcker, während sich die Ränder des Ackers eintiefen. Mehrere dieser Wölbäcker nebeneinander führten zur Entwicklung einer sogenannten Wölbäckerflur (KÜSTER 2010). Im direkten Arbeitsgebiet sind jedoch keine reliktschen Wölbäckerstrukturen bekannt oder angetroffen worden.

Die Ackerzahlen im Untersuchungsgebiet liegen im Bereich zwischen 20 auf den sandigen Böden im Vorland und an der Westseite des Kalkrieser Berges und ca. 50 auf den Kolluvisolen der östlichen Hänge. Spitzenwerte von bis zu 60 erreichen nur die lössreichen Substrate auf dem Plateau des Kalkrieser Berges (NIBIS® KARTENSERVEN 2013).

Die Böden an den Hängen des Kalkrieser Berges sind, abhängig von der Steilheit des Geländes, größtenteils als hoch bis sehr hoch durch Wassererosion gefährdet (NIBIS®

KARTENSERVER 2014a). Die Erosionsgefahr durch Wind ist an den Hängen allenfalls gering, in der vorgelagerten Niederung jedoch stellenweise sehr hoch (NIBIS® KARTENSERVER 2014b).

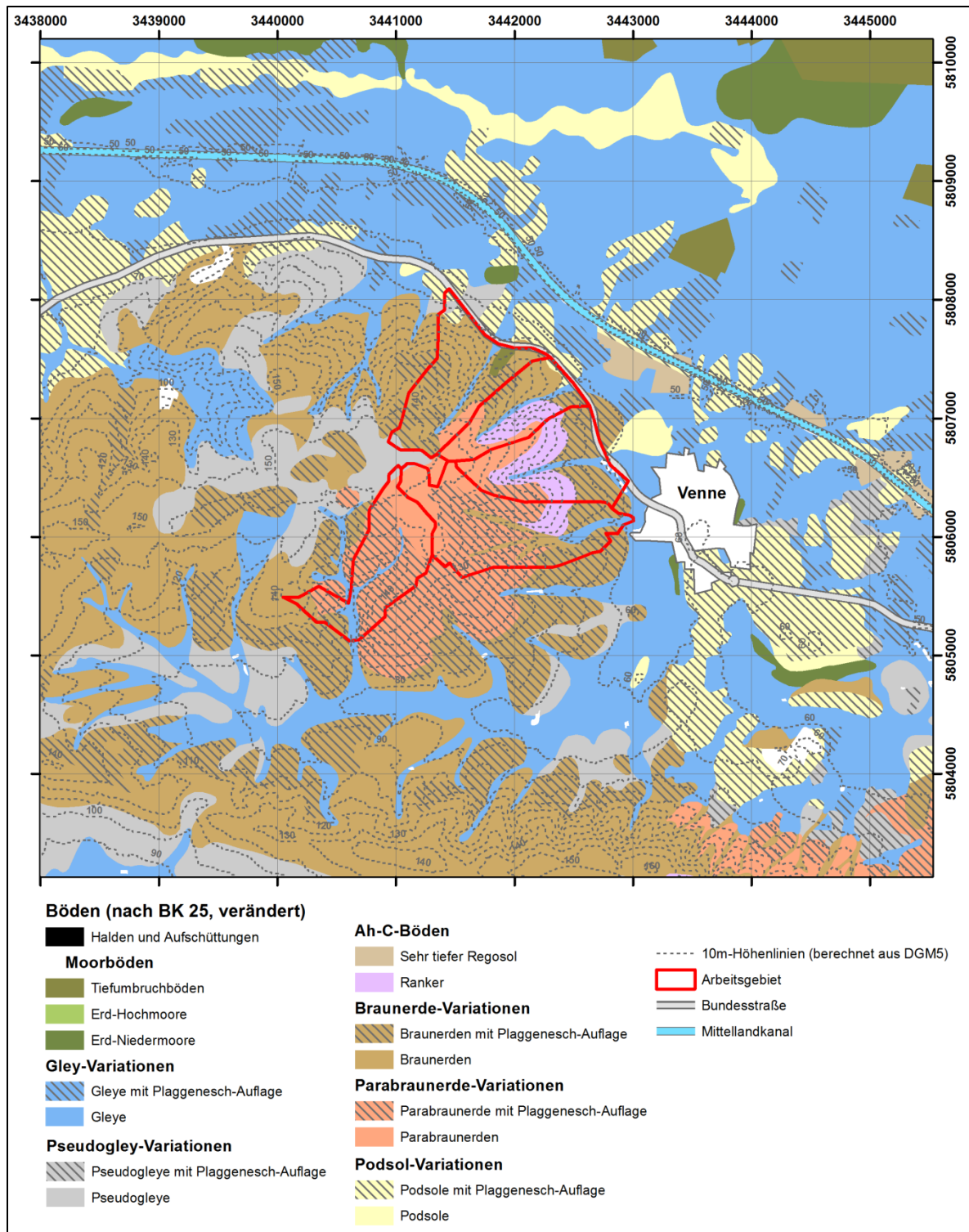


Abbildung 6: Bodenkarte (nach LBEG 2009 BK 25, verändert) des Kalkrieser Berges und der angrenzenden Gebiete. Weil die Kartierung der Plaggenesche (insbesondere in den Hangbereichen) offenbar fehlerhaft ist, wurde bei Erstellung dieser Karte der Fokus daher auf die den Plaggenesch unterlagernden Böden gesetzt.

2.1.4 Relief und rezente Landnutzung am Kalkrieser Berg

Das Relief des Kalkrieser Berges ist durch einen Wechsel von mäßig flach einfallenden Rücken und tief eingeschnittenen Tälern gekennzeichnet, welche die nordöstliche Abdachung fächerartig zerschneiden (Abbildung 7).

Am Ausfluss der Täler sind aus den vorliegenden Reliefdaten des Digitalen Geländemodells (DGM 5) keine Schwemmfächer am Ausgang der Täler in Richtung Vorland erkennbar. Dies bestätigen auch die Geländebegehungen. Das deutet darauf hin, dass mobilisiertes Material von den Hängen offenbar kaum bis zu den Bächen gelangt und somit auch nicht von den Bächen aus dem untersuchten Einzugsgebiet transportiert wird.

Während der Geländearbeiten konnten eine ganze Reihe von historischen Ackerkanten gefunden werden, die heute unter Wald liegen. Ebenso gibt es im Untersuchungsgebiet im Bereich des Pastorenweges einen Hohlweg, der mehrere Meter in den Schwemmlöss eingeschnitten ist. Leider lassen sich diese Gelände-anomalien im vorliegenden DGM 5 nicht erkennen, weil die unzureichende Auflösung zu einer Generalisierung des Geländemodells führt.

Die flach einfallenden Rücken sind landwirtschaftlich intensiv genutzt (Getreide, Mais, früher auch z. T. Kartoffeln), während die steil einfallenden Täler nur eine forstwirtschaftliche Nutzung erlauben. Überwiegend handelt es sich dabei um Mischwälder, in denen Buchen und Eichen dominieren. Lokal finden sich auch Fichtenforste.

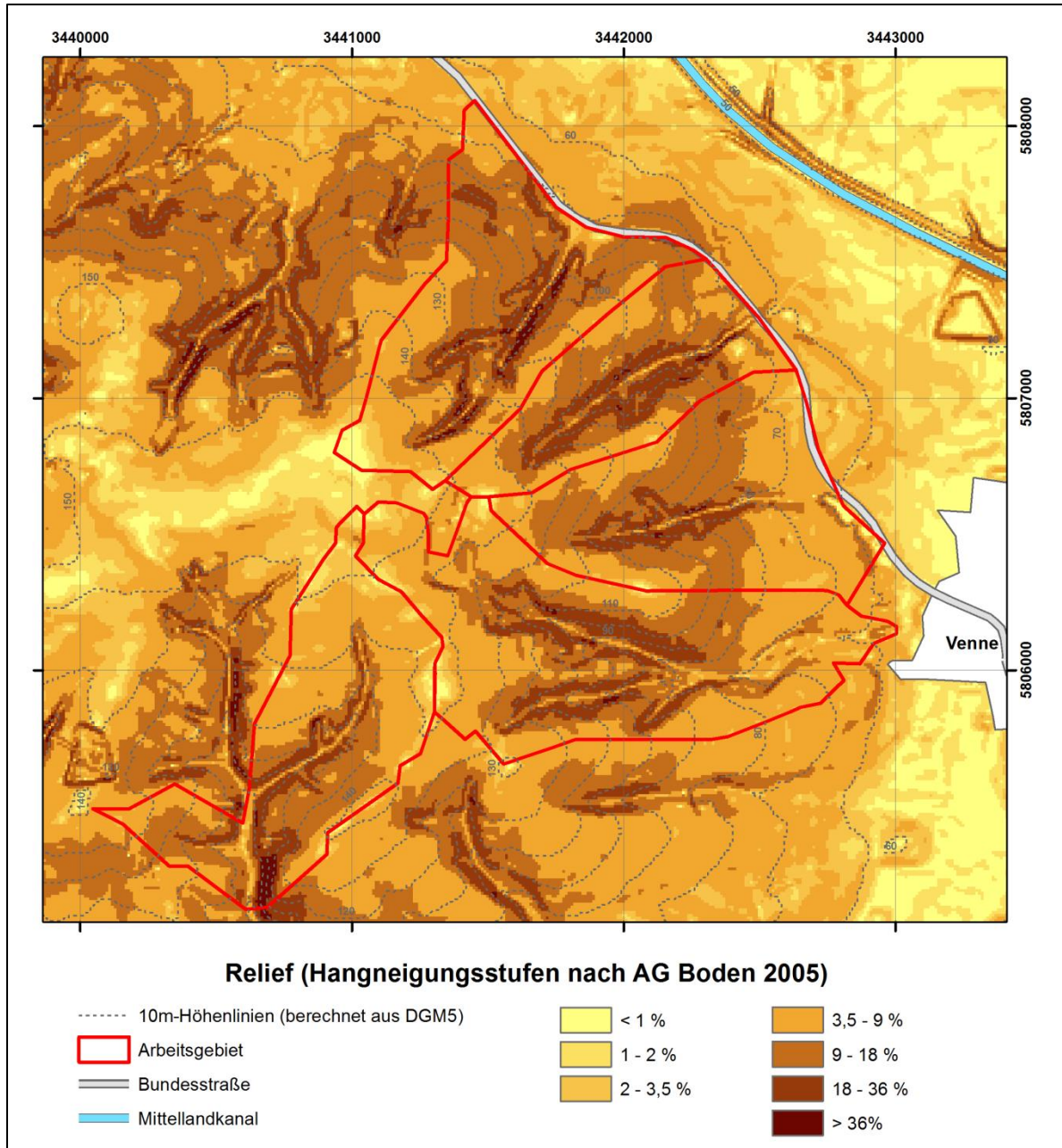


Abbildung 7: Hangneigung des Kalkrieser Berges (Hangneigungsstufen gemäß AG BODEN 2005, berechnet aus DGM 5)

2.2 Klima und Hydrologie

Die Region Osnabrück liegt innerhalb des atlantisch beeinflussten Klimabereiches und ist durch relativ milde Temperaturen und gleichmäßig über das Jahr verteilte Niederschläge gekennzeichnet. Die Sommer sind mäßig warm, während die Winter verhältnismäßig mild sind. Die Niederschlagsmengen sind im Jahresverlauf recht gleichmäßig verteilt, die Wasserbilanz ist positiv. In Verlaufsrichtung des Wiehengebirges Richtung Osten steigt der kontinentale Einfluss, die Sommertemperaturen sind also im Osten etwas höher und die Wintertemperaturen geringfügig niedriger als im Westen. Die Jahresdurchschnittstemperatur im Wiehengebirge liegt etwa 1 °C niedriger als im umgebenden Tiefland, wobei die winterlichen Abweichungen deutlicher ausfallen. Die Höhenzüge erhalten höhere Niederschlagsmengen als das Umland, wobei Luv- und Lee-Effekte eine gewichtige Rolle spielen. Die vorherrschende Windrichtung aus Südwest bringt regelmäßige Niederschläge vom Atlantik, die an der südwestlichen Luvseite abregnen. Dadurch summieren sich die Jahresniederschläge im Wiehengebirge auf durchschnittlich 750 bis 850 mm, während im nördlichen Leegebiet des Lübbecker Landes und auch (eingeschränkt) des Osnabrücker Landes nur 550 mm pro Jahr erreicht werden (DOMMERMUTH & TRAMPF 1990). Die mittlere Jahressumme der Globalstrahlung in liegt bei 951-1.000 kWh m⁻² für die Jahre 1981-1994 (WEISCHET & ENDLICHER 2000).

Die Jahresdurchschnittstemperatur am Kalkrieser Berg liegt bei 9 °C. Auf der Westseite des Berges liegen die Niederschlagssummen im Jahresdurchschnitt bei gut 850 mm. Auf der östlichen Seite sind die Niederschlagssummen entsprechend der vorherrschenden Windrichtung etwas geringer. So werden beispielsweise in Venne am Fuße des Kalkrieser Berges maximal 760 mm erreicht. Die Verdunstung liegt zwischen 550 und 600 mm (BÖHNER 2004).

Im Bereich des Kalkrieser Berges entspringen mehrere Quellen. Während der Venner Mühlenbach das Plateau zuerst in südlicher Richtung entwässert, um dann Richtung Nordosten zu fließen, entwässert der Venner Graben ein östliches Teileinzugsgebiet direkt in Richtung Venne. Dieser mündet nördlich der Ortschaft in den Venner Mühlenbach. Dieser unterquert dann den Mittellandkanal (Inbetriebnahme 1915) und fließt als Elze weiter Richtung Norden, wo er dann bei Hunteburg in die Hunte mündet. Weitere Quellen der nördlicheren Teileinzugsgebiete entwässern durch die großen Täler zwischen den Lössrücken in Richtung Norden und Osten. Ab dem Mittellandkanal fließen sie dann über die Moorentwässerung in der Ebene Richtung Nordosten dem Venner Mühlenbach zu. Eine

hydrologische Besonderheit stellt eine Kalktuffquelle im nordwestlichen Bereich des Kalkrieser Berges dar, die von DIECKMANN (1998) palynologisch untersucht worden ist.

2.3 Vegetationsentwicklung

Potentielle natürliche Vegetation

Die überwiegend mit glazigenen Sanden bedeckten Niederungen im Untersuchungsraum sind typische Standorte für Birken-Eichenmischwald, während die Höhenzüge des Wiehengebirges mit ihren aus basenarmen Sand- und Tonstein entstandenen Böden von Hainsimsen-Buchenwald bedeckt wären. Die mit Lösslehm bedeckte nördliche Abdachung des Wiehengebirges wäre durch Flattergras-Buchenwaldgesellschaften besiedelt (BUNDESAMT FÜR NATURSCHUTZ 2010; TRAUTMANN 1972).

Die spätglaziale Vegetationsentwicklung beginnt etwa mit dem Ende der Weichselkaltzeit und dem Abschmelzen der nordischen Festlandeismassen etwa 17.000 Jahre vor heute. Wie im übrigen Nordwestdeutschland herrschten im Untersuchungsgebiet während dieser Zeit periglaziale Bedingungen. Die Vegetation während dieser Zeit entsprach einer arktisch-kaltkontinentalen Steppentundra, in der Zwergbirken, Sanddorn und Wacholder die vorherrschenden Arten waren. Die früheste Bewaldung setzte im Bölling-Interstadial (11.720 bis 11.590 v. Chr.) ein und bestand aus Moorbirken und Zitterpappeln. Infolge der Temperaturabsenkung verschwanden diese Wälder wieder und die Strauchtundra kehrte zurück (BEHRE 2008). Im Alleröd (11.400 bis 10.700) drangen dann auch Kiefern und Baumbirken nach Norddeutschland vor und bildeten schließlich dichte Wälder. Dabei dominierten in den nährstoffarmen Geestlandschaften des norddeutschen Küstenraumes Birkenwälder, während die nährstoffreicheren Lösslandschaften der Hügelländer von kiefernreichen Birkenwäldern bewachsen waren (KÜSTER 2010). Da das Wiehengebirge und die vorgelagerte Tiefebene einen Grenz- und Übergangsraum zwischen diesen naturräumlichen Großeinheiten darstellen, sind hier kleinräumig sehr differenzierte Waldökosystemen wahrscheinlich (DIECKMANN 1998). Die Abkühlung des Klimas während der Jüngeren Dryas (jüngeren Tundrenzeit) führte wiederum zu einer nahezu vollständigen Entwaldung.

Um 9.640 v. Chr. erfolgt die endgültige klimatische Wende vom Spätglazial zur Nacheiszeit. Die rasche Erwärmung während des Präboreal ermöglichte die Ausbildung großflächiger Waldökosysteme aus regional unterschiedlich differenzierten Birken-Kiefernwäldern. Im Boreal (ab 8.000 v. Chr.) folgte dann eine weitergehende Differenzierung der mitteleuropäi-

schen Waldvegetation zur Ausbildung von Kiefernwäldern mit untergeordneten Anteilen von Hasel (BEHRE 2008). Diese haselreichen Kiefernwälder sind auch für die nährstoff- und basenreicheren Böden des Wiehengebirges belegt, wie beispielsweise WIERMANN & SCHULZE (1986) anhand eines Pollenprofils aus dem großen Torfmoor bei Nettelstedt sowie BURRICHTER et al. (1993) sowie FREUND (1994) für Profile aus dem Hiller Moor (beides Kreis Minden-Lübbecke) zeigen konnten. Gegen Ende des Boreals wanderten in Norddeutschland auch die wärmeliebenden Bäume wie Ulme, Eiche, Linde, Esche und Ahorn ein und begannen, die vorher dominanten Birken und Kiefern auf ungünstige Standorte zu verdrängen (BEHRE 2008).

Weiter ansteigende Temperaturen leiten in die Klimaphase des Atlantikums (ab 6.800 v. Chr.) über. Zu dieser Zeit bildeten die in den norddeutschen Raum eingewanderten Laubgehölze wie Eiche, Esche, Ulme, Ahorn und Linde auf den trockeneren Mineralböden Eichenmischwälder (BEHRE 2008). In Abhängigkeit von den topographischen Gegebenheiten variierte die Artenzusammensetzung dieser Mischwälder. Die submontane Stufe der zentraleuropäischen Lösslandschaften war dabei durch lindenreiche Eichenmischwälder mit geringen Buchenanteilen bewachsen, wie verschiedene Studien pollenanalytisch belegen (POTT 1993; FREUND 1994; BURRICHTER et al. 1993). Palynologische Untersuchungen eines Pollenprofils aus dem vorgelagerten Campemoor (DIECKMANN 1998) nördlich des Kalkrieser Berges datieren die Basistorfe auf 4.590 ± 130 v. Chr. (5.740 ± 40 BP unkalibriert) und damit ins Atlantikum, wenngleich in diesem Profil nicht der gesamte Zeitabschnitt des Atlantikums erfasst ist. Der Beginn der Moorbildung korrespondiert mit einer Etablierung der ersten Bauernkulturen im weiteren Umfeld des Kalkrieser Berges. Ein an der Moorbasis gelegener Bohlenweg (PR 32; Alter: 4.680 ± 40 v. Chr., METZLER 2003) belegt, dass die Neolithiker bereits im Frühstadium der Moorbildung in den Landschaftsraum eingriffen. Zu Beginn der Moorbildung hatte die Ausbreitung von *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus* und *Acer* bei geringen Anteilen von Hasel bereits eingesetzt. Die dominante Baumart während dieser Warmzeit war dem Pollendiagramm Campemoor zufolge die Eiche, die sowohl auf den silikatischen Verwitterungsböden des Kalkrieser Berges als auch auf den vorgelagerten pleistozänen Sandböden wuchs. Für die basenreicheren und nährstoffreicheren Standorte des Kalkrieser Berges sind linden- und ulmenreiche Eichenmischwälder wahrscheinlich (DIECKMANN 1998). Diese Art des atlantischen Laubmischwaldes mit *Quercus*, *Tilia* und *Ulmus* sind laut POTT (1993) typisch für die lössreichen Standorte der kollinen Hügel- und submontanen Mittelgebirgslandschaften. Die Befunde von DIECKMANN (1998) für den Kalkrieser Berg

lassen sich diesbezüglich mit palynologischen Befunden von FREUND (1994) aus dem Weserbergland verknüpfen. Zusammen ergibt sich ein ähnliches Bild der Waldzusammensetzung während des Atlantikums für den Übergangsraum vom Wiehengebirge zum Tiefland. Die vormals dominante Kiefer wurde im Verlauf des Atlantikums durch die gestiegene Konkurrenz der Laubbäume auf Sonderstandorte zurückgedrängt, zu denen beispielsweise die pleistozänen Sanderflächen Nordwestdeutschlands zählen. Erlenwälder konnten sich an feuchten Standorten wie Senken und Mulden sowie in Talauen in Fließgewässernähe durchsetzen (vgl. POTT 1992).

Ab dem 4. Jahrtausend v. Chr. änderten sich die Vegetationsverhältnisse erneut. So lassen sich zwischen dem 4. und 3. Jahrtausend v. Chr. in den Pollenprofilen Campemoor und Feldungelsee erstmals Buchenpollen nachweisen, die aber lange Zeit auf niedrigem Niveau verbleiben. Zeitgleich nachgewiesene Lindenpollen lassen auf eine Koexistenz dieser beiden Arten schließen, ebenso sind untergeordnet noch Eiche und Hasel nachgewiesen. Erste Getreidepollenfunde an der Basis des Profils Campemoor I belegen eine frühe ackerbauliche Tätigkeit zum Zeitraum des 4.680 ± 40 v. Chr. angelegten Bohlenweges 32 PR (DIECKMANN 1998). Für das weiter östliche gelegene Hücker Moor kann FREUND (1994) den Beginn einer geschlossenen *Cerealia*-Kurve ab ca. 4.500 v. Chr. nachweisen. Im Pollendiagramm Campemoor I und im Feldungelsee lassen parallele Pollennachweise für *Artemisia*, *Rumex*, *Pteridium* und *Plantago lanceolata* auf die Entstehung von Ruderalfluren und Weidesystemen während des Neolithikums schließen. Im Profil Campemoor I (DIECKMANN 1998) verringert sich mit dem Beginn des Subboreals die Anzahl der Ulmen- und Lindennachweise zugunsten von Eichenpollen. Wahrscheinlich bewachsen dann erstmals großflächige Eichen-Buchenwäldern die mit Lösslehm bedeckten Hänge des Kalkrieser Berges, während die sandigen Standorte weiterhin von Eichen-Birkenwäldern dominiert wurden. Einen nicht unbeträchtlichen Anteil an der hohen Anzahl der Eichenpollen ist damit erklärbar, dass die Eiche als Mast- und Schneitelbaum seit dem Neolithikum vom Menschen gefördert wurde, um die Flächen als Hudewald zu nutzen (DIECKMANN 1998: 57, 64). Ein weiteres Pollenprofil von FREUND (1994) aus dem etwas südlich gelegenen Belmer Bruch zeigt, dass die Rotbuche (*Fagus sylvatica*) dort seit 1.755 v. Chr. nachweisbar ist. Vermutlich aufgrund der überwiegend silikatitischen Böden verblieben die Bestände auch hier lange auf niedrigem Niveau. Eine massenhafte Ausbreitung der Buche ist für diesen Standort erst seit der siedlungintensiven Eisenzeit belegt. Grundsätzlich gilt hier, dass sowohl die glazial überprägten Täler mit saalekaltzeitlichen Grundmoränensubstraten als auch die niedrigen Höhen des Berglan-

des gute Standorte für buchenreiche Mischwaldbestände boten (FREUND 1994). Diese eisenzeitliche Verdrängung der Eichen durch die Buchen und durch *Carpinus* ist auch bei MOHR (1990) belegt, der einen jüngeren Abschnitt des Campemoores (ab 860 v. Chr.) palynologisch untersucht hat. Seit dem 9. Jahrhundert v. Chr. ist *Fagus sylvatica* in der Baumschicht als dominante Baumart vertreten. Leider fehlen für dieses Profil weitere absolute chronologische Befunde, daher sind die nacheisenzeitlichen Phasen anhand pollenfloristischer Merkmale unterteilt. Die weitere Entwicklung der Buchenwälder lässt sich dennoch mit kulturhistorischen Epochen in der Region parallelisieren. Für die römische Kaiserzeit beispielsweise ist eine stärkere Beanspruchung der Buchenwälder nachweisbar, da das Frequenzspektrum der Buche in diesem Zeitraum deutlich absinkt. Gleichzeitig ansteigende Kurvenverläufe von Eiche, Hainbuche, Hasel sowie von Brennessel und Adlerfarn könnten auf frühe germanische Eichen-Hainbuchen-Niederwaldsysteme hindeuten, in denen Waldweidewirtschaft betrieben wurde (MOHR 1990). Bei der Grabung einer germanischen Siedlung aus der vorrömischen Eisenzeit (1. Hälfte des 1. Jh. v. Chr.) am Nordhang des Kalkrieser Berges gefundene fossile Pflanzenreste von Gerste und Einkorn belegen, dass bereits in vorrömischer Zeit Ackerbau betrieben wurde (DIECKMANN 1998). Der nachlassende Nutzungsdruck in der nachfolgenden Völkerwanderungszeit ermöglichte eine erneute Ausdehnung der Buchen- und Buchen-Eichenwälder (MOHR 1990).

Die pollenanalytische Auswertung einer Kalktuffquelle am Kalkrieser Berg belegt die Existenz einer bäuerlichen Niederwaldwirtschaft während des Mittelalters (1.280 ± 100 n. Chr.). Durch die intensivierete Siedlungs- und Landnutzungsdynamik wurden die Buchenwälder von den Hang- und Niederungsbereichen verdrängt, so dass nur noch eine Bewaldung der Kuppen wahrscheinlich erscheint. Die Hänge dieser Kulturlandschaft waren seit dem Hochmittelalter von Eichen-Birken oder Eichen-Hainbuchenwäldern bewachsen (DIECKMANN 1998). Einen mittelalterlichen Anstieg der Siedlungszeiger konnte auch FREUND (1994) für den etwas südlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Belmer Bruch datieren (815 ± 70 n. Chr.); dieser Beleg korrespondiert mit weiteren Pollenprofilen der Arbeit von FREUND (1994) aus dem westlichen Weserbergland.

2.4 Ur- und Frühgeschichte, historische Landnutzung und Archäologie

Aus archäologischer Sichtweise bietet das Untersuchungsgebiet im Übergang zwischen Mittelgebirge und Norddeutscher Tiefebene eine verhältnismäßig lange und kontinuierliche Siedlungsgeschichte.

Bei den ältesten Artefakten im Bereich des Kalkrieser Berges handelt es sich um mehrere Einzelfunde der Federmesser-Kultur. Wenngleich es sich bei den gefundenen Federmessern aus Feuerstein nur um Einzelfunde handelt, so belegen sie doch die Anwesenheit spätpaläolithischer Gruppen im Untersuchungsgebiet (ROST & WILBERS-ROST 1992). Spätmesolithische Siedlungen und Bohlenwege sind für das Campemoor (METZLER 2003) belegt, darüber hinaus gibt es nach MÖLLERS (2004a) auch im Bereich des Kalkrieser Berges eine Reihe von Flintabschlagplätzen, die möglicherweise mesolithisch sind. Allerdings sind die mesolithischen Fundplätze in Niedersachsen allgemein eher schlecht untersucht, wodurch nur kleine Ausschnitte aus dem Leben der Mesolithiker bekannt sind. Vergleichbar kritisch stellt sich die Situation für neolithische Befunde in Norddeutschland dar, da bislang keine Wohn/Siedlungsplätze gefunden wurden. Grundsätzlich ist die Neolithisierung auch nicht unbedingt als eine bloße Abfolge von einer mesolithischen hin zu einer neolithischen Lebensweise zu begreifen. Die archäologischen Befunde deuten vielmehr darauf hin, dass in den Niederungen des Tieflandes weiterhin eine mesolithische Wirtschaftsweise vorherrschte. Eine mögliche Erklärung dafür liegt in der schlichten Praktikabilität einer »Mischkultur«, wie sie für die (wahrscheinlich nur saisonal genutzte) Jagdstation Hüde I am Dümmer See (Grabung 1956 von A. Gendrich, Grabung 1961-1967 von J. Deichmüller) belegt ist. Eine nahezu kontinuierliche Nutzung dieser Siedlung ist für die Jahre 5.000 bis 3.200 v. Chr. belegt (Neukalibration MÖLLERS 2004a; Originaldatum unkorrigiert 4.100 bis 2.500 v. Chr. KAMPFFMEYER 1991). Neolithische Merkmale wie die Anfertigung von Keramik und neolithische Steingeräte existierten dort parallel zu einer auf Fischfang und Jagd basierenden Ernährungsweise. Die Sesshaftigkeit stellte in der feuchten und vermoorten Niederung möglicherweise keine bessere Lebensweise dar. Dadurch hatte die Niederung eine »Pufferwirkung« für die Ausbreitung des Neolithisierungsprozesses in Richtung Norden (vgl. MÖLLERS 2004a). Eine Nutzung der heute vermoorten Flächen bereits während des Neolithikums ist allerdings durch eine ganze Reihe von Bohlenwegen belegt, der älteste Bohlenweg datiert um 4.800 v. Chr. (METZLER 2003). Die archäologische Interpretation dieser künstlich angelegten Wegenetze unterstreicht die eher traditionell orientierte Wirtschaftsweise der

Neolithiker in der Norddeutschen Tiefebene, wobei von ackerbaulicher Tätigkeit auf den Sandinseln im entstehenden Moor ausgegangen wird.

Im Bereich des Kalkrieser Berges finden sich keine Hinweise auf Lager oder Siedlungen dieser Mischkulturen. Insgesamt fehlen im Raum Kalkriese Einzelfunde aus dem Frühneolithikum, erst für das mittlere Neolithikum, insbesondere ab der Trichterbecherkultur, verbessert sich die Befundlage. Eine ganze Reihe von erhaltenen Megalithgräbern (z. B. in Kalkriese, Schwagsdorf und Venne) belegen die dichte Besiedlung des Gebietes. Alle Megalithgräber liegen im oberen Bereich der so genannten *Hangsandzone*; diese bezeichnet den Bereich der glazialen Aufschüttungsflächen mit sandigen bis lehmigen Substraten. Zahlreiche Einzelfunde von Steingeräten (Flachbeile, Flint-Rechteckbeile, Fels-Rechteckbeile etc.) aus der Trichterbecherzeit werden als Indiz für eine mehr oder weniger kontinuierliche Besiedlung der Region gewertet. Allerdings fehlen auch für diesen Raum eindeutige Siedlungsfunde aus dieser Zeit (MÖLLERS 2004b). Grundsätzlich ist daher wohl von einer geringeren Siedlungsdichte auszugehen als in den Altsiedellandschaften (MÖLLERS 2004a).

Die Endneolithische Einzelgrabkultur ist mit mehreren Fundstellen vertreten, wobei auch hier nur Einzelfunde von Artefakten (z.B. aus Flint oder Stein gefertigte Äxte, Beile und Pfeilspitzen) auffällig sind. Im Rahmen archäologischer Grabungen zufällig entdeckte Grabstätten (Engter Esch) brachten darüber hinaus auch Becher aus Keramik zutage. Siedlungsfunde fehlen auch hier (MÖLLERS 2004b).

Auch für die Bronzezeit sind im Untersuchungsgebiet nur Grabbefunde und einige wenige Einzelfunde belegt. Dabei sind nur wenige Befunde bekannt, die der älteren Bronzezeit zugeordnet werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass nahezu alle Hügelgräber - größtenteils unbemerkt - im Zuge von Landschaftsveränderungen wie Baumaßnahmen und vor allem durch die landwirtschaftliche Erschließung eingeebnet wurden. Erhaltene Grabhügel lassen sich in den bis heute durchgängig bewaldeten Gebieten finden, wenngleich diese häufig Opfer von Plünderungen geworden sind. Zu den Einzelfunden zählen in erster Linie Bronzebeile verschiedener Ausprägungen. Auch für die Bronzezeit fehlen bislang Siedlungsfunde; dies gilt allerdings für weite Teile Niedersachsens. Ein Erklärungsansatz ist die schwer von ältereisenzeitlichen Formen abzugrenzende Typisierung der bronzezeitlichen Keramik. Dadurch ist die Datierung von Plätzen ohne Metallfunde schwierig (MÖLLERS 2004b). Laut einer mündlichen Mitteilung von Frau Dr. S. Wilbers-Rost (Archäologie im Museum und Park Kalkriese) wurden bei einer konventionellen Geländeprospektion im Winter 2013/2014 auf dem Gipfelplateau des Kalkrieser Berges flächenhaft eine große Menge Flintartefakte

entdeckt, die zum Teil bronzezeitlich, teilweise aber auch älter eingeschätzt werden. So handelt es sich bei einem Fundstück um eine spätmesolithisch-frühneolithische Pfeilspitze der Swifterband-Kultur (mdl. Mitteilung Dr. A. Rost, Universität Osnabrück).

Der Übergang zur Vorrömischen Eisenzeit ist im Untersuchungsgebiet mit einem Fund in Venne dokumentiert, der im Zuge von Suchgrabungen erschlossen wurde. Dabei wurde Keramik und ein Stück Golddraht gefunden. Darüber hinaus gibt es eine ganze Reihe von Grabfunden, wie sie aus Grabhügelgruppen und Urnengräberfeldern bekannt sind. Die meisten dieser Gräberstätten sind jedoch mittlerweile durch die intensive Landnutzung zerstört. Bei Schwagstorf ist ein Urnenfriedhof belegt, bei Engter ist eine Nekropole der jüngeren Bronze- und frühen Eisenzeit ergraben worden. Auch die Urnenfundplätze liegen innerhalb der sogenannten »Hangsandzone«, mit der die Niederungssande am Fuße der Höhenzüge beschrieben werden. Im weiteren Verlauf der vorrömischen Eisenzeit und speziell am Übergang zur frühen Kaiserzeit verändert sich die Fundlage. Ab diesem Zeitraum dominieren die Siedlungsfunde, Einzelfunde sind selten. Die meisten Fundstellen liegen im oberen Bereich der Hangsandzone, dabei in direkter Nähe zu Bachläufen oder Quellhorizonten. Für keinen der Plätze ist eine ununterbrochene Siedlung dokumentiert, allerdings liegt an allen Fundstellen Material der vorrömischen Kaiserzeit und der frühen bis älteren Kaiserzeit vor. Eine weitergehende Besiedlung bis ins frühe Mittelalter lässt sich nur für den Fundplatz »Engter Esch« nachweisen. Vollständige Hausgrundrisse fanden sich bei Grabungen in Engter und beim »Hof Dröge« in Kalkriese. Auf dem Fundort »Oberesch« wurden zwei Fibeln aus Bronze aus der jüngeren vorrömischen Eisenzeit (MÖLLERS 2004b). Systematische Prospektionen im Bereich der eisenzeitlichen Befestigungsanlage »Schnippenburg« bei Ostercappeln brachten zahlreiche Funde, die auf eine befestigte Siedlung mit zentralörtlicher Funktion hindeuten. Dabei wurde diese Ringwallanlage vermutlich als Kultplatz genutzt. Zahlreiche Eisen- und Schlackefunde deuten jedoch auch auf eine Eisenverhüttung hin (MÖLLERS 2009).

Einen Überblick über die Verteilung der archäologischen Funde gibt die Übersichtskarte in Abbildung 8, während Abbildung 9 einen Überblick über die Kulturepochen im Untersuchungsgebiet gibt.

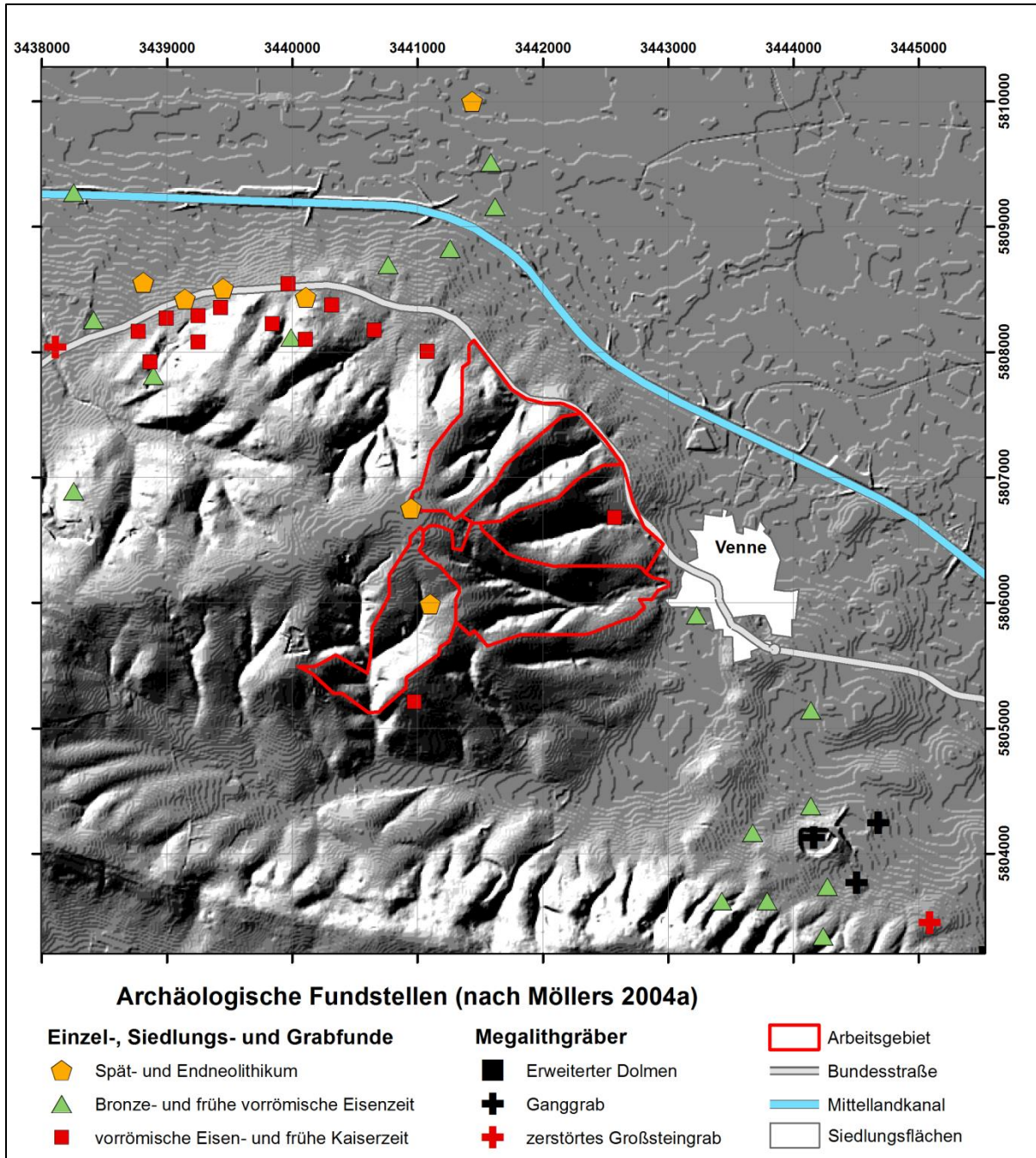


Abbildung 8: Archäologische Funde im Bereich des Kalkrieser Berges (nach MÖLLERS 2004a, verändert)

Das wohl bekannteste historische Ereignis im Untersuchungsgebiet ist die so genannte Varusschlacht im Jahre 9 n. Chr., in deren Verlauf drei römische Legionen in einen Hinterhalt der Germanen unter Führung des Arminius gerieten und vernichtend geschlagen wurden. Diese Schlacht führte letztlich zur Aufgabe der römischen Expansionspläne östlich des

Rheines und ging als die Schlacht am Teutoburger Wald in die Geschichte ein. Aufgrund der historischen Bedeutung dieses antiken Schlachtfeldes ist die Kalkrieser-Niewedder Senke am Fuße des Kalkrieser Berges archäologisch intensiv untersucht worden (HARNECKER & TOLKSDORF-LIENEMANN 2004; MOOSBAUER 2009; WILBERS-ROST 2007). Der Bereich der endgültigen Niederlage des römischen Heeres ist auch deshalb so gut dokumentiert, weil die Überdeckung mit jüngeren Sedimenten (wie Kolluvien und Plaggenesch) die archäologischen Fundschichten vor Zerstörung durch Ackerbau schützen. Da bislang relativ wenig gesichertes Wissen zur Siedlungsdichte der Germanen im Bereich der Varusschlacht vorliegt, konzentrieren sich die jüngeren archäologischen Grabungen auf germanische Siedlungen. Dazu wurde im Jahr 2011 eine großflächige Grabung bei Venne am Hangfuß des Kalkrieser Berges durchgeführt (ROST & WILBERS-ROST 2011).

Für die nachfolgenden Epochen ist die Quellenlage wieder erheblich schlechter. Der einzig bekannte Siedlungsplatz ist der »Engter Esch«. Selbst an dieser Fundstelle ist der Fundniederschlag für die jüngere Kaiserzeit, die Völkerwanderungszeit und das Frühmittelalter deutlich geringer. Es ist folglich von einer Abnahme der Siedlungsaktivität im Untersuchungsraum auszugehen. Eine lockere Besiedlung gilt jedoch als wahrscheinlich (MÖLLERS 2004b).

Die Quellenlage verbessert sich erst wieder mit den urkundlichen Erwähnungen der Bauern- und Ortschaften im Hoch- und Spätmittelalter. Diese prägen das Siedlungsbild im Untersuchungsraum bis heute (MÖLLERS 2004b). So wurde die Ortschaft Venne (Gemeinde Ostercappeln) im Jahr 1074/1087 erstmals urkundlich erwähnt. Der Ortsname verweist dabei auf das Wort »fenn« und damit auf Sumpf, Moor oder feuchtes Grasland. Im Mittelalter bildeten dann die drei Bauerschaften Broxten, Niewedde und Vorwalde die Vogtei Venne. Ab dem Jahr 1273 bildete Venne dann das Zentrum eines Kirchspiels (SCHÖNROCK 2004).

		Zeitstufe		Klima Vegetation
		Kulturepochen am Nordhang des Wiehengebirges im Landkreis Osnabrück		
2000	↑AD	Neuzeit	Neuzeit (1500 - heute)	Subatlantikum: (1300 BC - heute)
		Mittelalter	Mittelalter (720 - 1500)	
1000	↓BC	jüngere Eisenzeit	Merowingerzeit (480 - 720)	Klimaverschlechterung feuchter und kühler (heutiges Klima)
			Völkerwanderungszeit (375 - 480)	
			römische Kaiserzeit (1 - 375)	
1000		ältere Eisenzeit	vorrömische Eisenzeit (500 - 1)	Buchenreiche Eichenmischwälder
			frühe vorröm. Eisenzeit (750 - 500)	
2000		Bronzezeit	jüngere Bronzezeit (1200 - 750)	Subboreal: (3200 - 1300) Trockenes Klima mit Sommer- und Winterextremen. Laubwald mit Buche, Hainbuche und Erle. "Ulmenfall" um 3000
			frühe/ältere Bronzezeit (2050 - 1200)	
3000		Neolithikum	Endneolithikum (2800 - 2050)	Atlantikum: (6500 - 3200)
			Jungneolithikum (4200 - 2800)	
5000		Mesolithikum	Endmesolithikum/Frühneolithikum (5500 - 4200)	Feucht-warmes Meeresklima mit gemäßigten Wintern
			Jungmesolithikum (7000 - 5500)	
6000				Eichenmischwald, Esche, Ulme, Ahorn, Linde. Rückgang von Kiefer, Birke und Hasel
8000				Boreal: (7800 - 6500) Warmes, trockenes Kontinentalklima. Haselreicher Kiefernwald
9000			Altmesolithikum (9500 - 7000)	Präboreal: (9300 - 7800) Birke, Hasel, Eiche, Ulme, Linde
10000				Kälteeinbruch der jüngeren Dryaszeit ca. 10300 - 9300
11000		Paläolithikum	Endpaläolithikum (12500 - 9500)	Alleröd: (11300 - 9300) arktische Steppentundra
12000				Wechsel von Warm- und Kaltzeiten
13000				Ältere Dryaszeit (kalt)
14000				Bölling-Interstadial (warm)
15000			Jungpaläolithikum (35000 - 12500)	Älteste Dryaszeit (Temperaturanstieg)
				Ende der Weichseleiszeit, Abschmelzen der nordischen Festlandeismassen ab Mitte des 15. Jtsd. BC

Abbildung 9: Zeittafel (verändert nach MÖLLERS 2004b, S. 11). Diese Untersuchung der Sedimentdynamik konzentriert sich auf die Umlagerungen im Holozän.

3 Methoden

Die Kartierung der Böden im Gelände durch Handbohrungen und Schurfe dient der Identifikation von Standorten mit gekappten Bodenprofilen und der Kartierung der Ablagerungsorte. Diese Kartierung bildet die Datenbasis für eine Regionalisierung / Interpolation mittels geostatistischer Methoden, deren Ergebnis die flächenhafte Darstellung von Erosions- und Akkumulationsflächen ist. Dazu wird die Sedimentbilanz für jeden Bohrpunkt durch den Vergleich mit einem standardisierten Parabraunerden-Profil (sog. *Soilscape-Model*) ermittelt. In Verbindung mit einem digitalen Geländemodell (DGM) wird versucht, die umgelagerten Volumina in Form einer Sedimentbilanzierung miteinander zu vergleichen. Die chronologische Einordnung der Umlagerungsprozesse erfolgte durch OSL-Datierungen und durch stratigraphische Korrelationen mit archäologisch datierten Horizonten. Darüber hinaus wurden die Geländebefunde mit klassischen Labormethoden sowie mit geophysikalischen Untersuchungen überprüft.

3.1 Geländemethoden

Für die Ermittlung der Massenbilanz im Untersuchungsgebiet wurden im GIS mittels eines Digitalen Geländemodells (DGM 5, welches dankenswerterweise vom LGN Niedersachsen zur Verfügung gestellt wurde; die horizontale Auflösung beträgt 10 m) fünf Teileinzugsgebiete festgelegt. Diese Untersuchungen bilden die Basis zur Erstellung der Massenbilanz und zur Ermittlung des Beginns anthropogener Landnutzung.

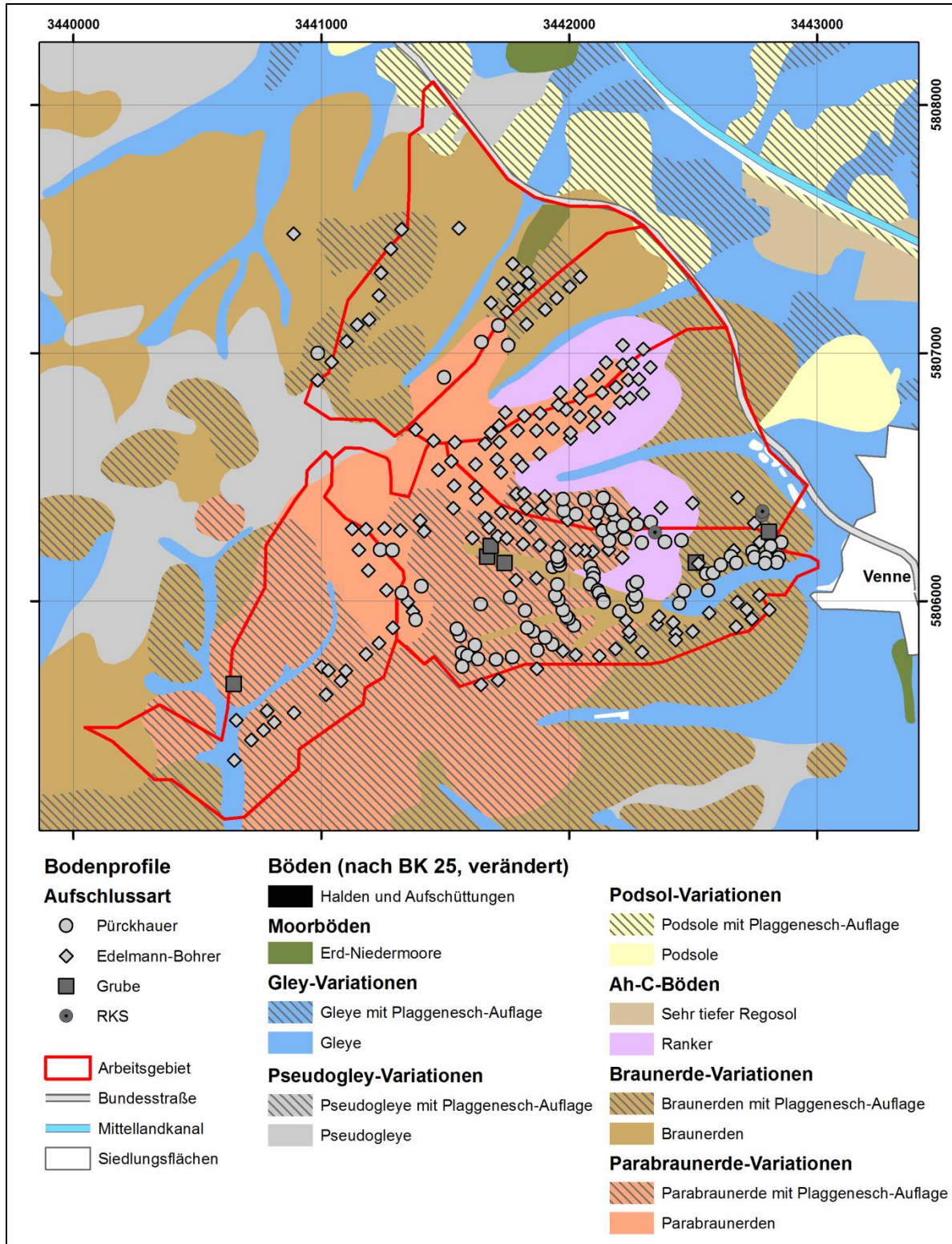


Abbildung 10: Lage der Bodenprofile und Aufschlussart. Der Großteil der Profile wurde mit einem verlängerbaren Edelmann-Bohrer erschlossen.

Handbohrungen, Gruben und Rammkernsondagen

Für die Kartierung wurden insgesamt fast 300 Handbohrungen durchgeführt. Der Großteil der Profile wurde mit dem verlängerbaren Edelman-Bohrer erbohrt, bei einem kleineren Teil der Bohrungen wurde mit dem Pürckhauer-Bohrstock gearbeitet. Im Allgemeinen liegt der Abstand zwischen einzelnen Bohrpunkten zwischen 30 und 90 m, wobei die Auswahl der Bohrstellen nach geomorphologischen Kriterien erfolgte: in Bereichen mit hoher topographischer Variabilität wurden die Bohrpunkte enger gesetzt, während beispielsweise auf den sanft einfallenden Unterhängen mit verhältnismäßig homogenen Verhältnissen die Distanz größer gewählt wurde (Abbildung 10). Die Vorgehensweise entspricht damit den Kartiervorgaben des Geologischen Dienstes NRW für eine bodenkundliche Kartierung im Maßstab 1 : 5.000. Die Koordinaten wurden mithilfe eines Garmin eTrexH-GPS-Gerätes bestimmt und zusätzlich in einer Handkarte eingezeichnet. Die Tiefe der Bohrungen liegt zwischen 0,2 m an extrem erodierten Oberhangstandorten und reicht bis zu über 3 m im Bereich des Hangfußes, wo sich mächtige Kolluvien abgelagert haben. Gruben und größere Profile wurden mit dem Spaten gegraben. Sie befinden sich überwiegend an den Unterhängen, wo höhere Sedimentmächtigkeiten vorherrschen. Im Bereich der Unterhänge wurden zusätzlich Rammkernsondierungen mit Elektrohammer und Schlitzsonde (Länge 1 m, verlängerbar, 50 mm Durchmesser) durchgeführt. Die Ansprache der Sedimente erfolgte analog zur Probenentnahme mit den Handbohrern.

Ansprache der Bodenprofile

Während der Geländearbeiten erfolgte die Ansprache der Bodenprofile nach den Grundsätzen der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 2005), wobei ein verkürztes Formblatt zum Einsatz kam. Das Hauptaugenmerk der bodenkundlichen Ansprache lag auf den Ober- und Untergrenzen der Bodenhorizonte, der Bodenart und dem Skelettanteil, der Munsell-Farbe und hydromorphen Merkmalen. Zusätzlich erfolgte die Dokumentation spezieller Merkmale wie Holzkohlenfragmenten, Steinen, Keramikstücken oder größeren organischen Bestandteilen. Sofern möglich, wurden diese zwecks eingehender Untersuchung mitgenommen. Zur Qualitätskontrolle der Feldebodenaufnahme wurden von einigen Profilen wurden Sedimentproben entnommen, um sie weiteren Analysen im Labor zu unterziehen.

An 73 Bodenprofilen erfolgte im Gelände zusätzlich noch die Messung der magnetischen Volumenssuszeptibilität (Kappa) mit einem Bartington MS3-Gerät, ausgestattet mit einem MS2K Sensor (nach DEARING 1999). Dazu wurde ein Filmdöschen mit Material aus einem

Bodenhorizont gefüllt und jeweils doppelt gemessen. Der Durchschnitt der beiden Messungen wurde dann verwendet, um die magnetische Suszeptibilität einzelner Horizonte zu beschreiben.

3.2 Labor

Zur Überprüfung /Kontrolle der Befunde bei den Geländearbeiten wurden zusätzlich auch mehrere Gruben angelegt, bei denen Material für weitere Analysen im Labor entnommen wurde.

Korngrößen und Glühverlust

Die Ermittlung der Korngrößenverteilungen erfolgte im physisch-geographischen Labor des Instituts für Geographie der Universität Osnabrück. Dazu kam ein kombiniertes Sieb-Pipettier-Verfahren zum Einsatz (SCHLICHTING et al. 1995). Replikate Messungen gewährleisteten die Qualität der Messungen. Der Anteil an organischer Substanz wurde gravimetrisch durch trockene Veraschung (*Loss on Ignition, LOI*) bestimmt, indem die getrocknete Probe für 4 Stunden bei 550 °C im Muffelofen erhitzt wurde (BLUME et al. 2011). Die Qualitätssicherung erfolgte über doppelte und teilweise dreifache Messungen. Proben mit Abweichungen von +/- 10% wurden aussortiert. Da die Sedimente am Kalkrieser Berg tiefgründig durch Verwitterungsprozesse entkalkt sind, kann ein Gewichtsverlust durch Verglühen der Carbonate ausgeschlossen werden. Für die Tonanreicherungshorizonte hingegen müssen höhere Ungenauigkeiten durch freiwerdendes Kristallwasser berücksichtigt werden (vgl. BLUME et al. 2011).

In der Darstellung der Bodenprofile wird die Grobsandkomponente mangels Relevanz nicht dargestellt, sondern als Summe zusammen mit dem Mittelsandanteil dargestellt. Teilweise wurden alle drei Sandkomponenten zusammengefasst.

3.3 OSL-Datierungen

Aufgrund möglicherweise mehrfach umgelagerter Sedimente (Prinzip der Sedimentkaskaden nach LANG & HÖNSCHEIDT 1999) sind Radiocarbonatierungen bei kolluvialen Sedimenten sehr unsicher und daher eher ungeeignet. Bei der Aufarbeitung von älteren Sedimenten werden diese mitsamt dem datierfähigen Material mit erheblich jüngeren Ablagerungen vermischt. Eine zuverlässige Datierung der im Sediment enthaltenen organischen Substanz stellt sich daher als extrem schwierig und unsicher dar.

Im Gegensatz dazu wird bei der Lumineszenzdatierung das Hangsediment direkt datiert. In einem Übersichtsartikel stellen FUCHS & LANG (2009) die Voraussetzungen und Einschränkungen der Lumineszenzdatierung kolluvialer Sedimente vor. Durch dieses Datierungsverfahren lässt sich die letztmalige Belichtung von Quarz- und Feldspatmineralen feststellen. Da dieser Zeitpunkt mit der (letztmaligen) Ablagerung des Sediments gleichzusetzen ist, stellt diese Methode heute das bevorzugte Datierungsverfahren für Hangsedimente dar. Grundvoraussetzung für eine zuverlässige Altersbestimmung ist die ausreichende Belichtung der Sedimente während der Umlagerung, denn nur dann wird das Lumineszenzsignal erfolgreich zurückgesetzt. Während diese Belichtung bei einer äolischen Umlagerung in der Regel in ausreichendem Maße gegeben ist, könnte eine möglicherweise unzureichende Belichtung bei gravitativen Transportvorgängen (Bodenerosion durch Pflügen, Decken- und Rillenerosion; Massenbewegungen wie Hangrutschungen; Solifluktion) zu einer Überschätzung der Alter führen. So könnte das Material als Block verlagert werden, von dem nur die Außenseiten belichtet werden. Im Falle eines Transportes durch Wasser könnte die hohe Suspensionsfracht eine ausreichende Belichtung verhindern. Eine bedeutende Rolle nehmen dabei auch die Sedimenteigenschaften (insbes. Korngrößenverteilung, Mineralzusammensetzung, Anteil organischer Substanz) ein. Wird das Sediment als Einzelkorn transportiert, sind die Chancen auf eine ausreichende Belichtung deutlich höher als bei bindigen Sedimenten. Die Morphometrie des Einzugsgebietes und der Erosionsprozess bedingen den Transportpfad des Sediments, seine Transportweite und seine Ablagerung. Zwar lässt die in der Regel überschaubare Größe der Einzugsgebiete kolluvialer Sedimentarchive einen deutlichen Zusammenhang zwischen Erosion und Akkumulation erkennen, die kurzen Transportwege führen jedoch häufig zu einer nur unzureichenden Bleichung der Sedimente während der Umlagerung. Jüngere technische Entwicklungen jedoch ermöglichen auch bei nur kurzen Belichtungszeiten eine erfolgreiche Datierung, indem das Maß der unvollständigen Bleichung ermittelt und über statistische Parameter korrigiert wird. So gibt es trotz aller

methodischen Grenzen eine Vielzahl von Studien, bei denen die Alter von Kolluvien erfolgreich mittels der Lumineszenzdatierung ermittelt werden konnten.

Für die chronologische Einordnung der Umlagerungsprozesse wurden an zwei Profilen (KALKR A und KALKR B) Proben für OSL-Messungen entnommen. Wie bereits in BUSSMANN et al. (2014) vorgestellt, wurde dazu jeder Horizont bzw. jede Sedimentschicht beprobt. Um eine ungewollte Belichtung der Proben zu verhindern, erfolgte die Entnahme der Proben bei Nacht. Die Proben wurden dann in lichtundurchlässigen Plastikbeuteln gelagert. Zusätzlich wurde Material für die Bestimmung der Radionuklide entnommen, aus dem dann Gesamt-Dosisrate - ausgehend von der spezifischen Aktivität der Nuklide innerhalb der Zerfallskette ^{238}U , ^{232}Th und ^{40}K - bestimmt wurde. Diese Werte wurden durch eine Low-Level-Gammaspektrometrie im Felsenkeller-Labor der VKTA Rossendorf in Dresden ermittelt. Der Beitrag kosmischer Strahlung zur Gesamt-Dosisleistung wurde durch die geographische Lage der Profile, die Höhe über NN und die Sedimentüberdeckung bestimmt. Für die Korrektur der Äquivalentdosisleistung wurden die Mineraleichte der Dosimeter Quarz, die Lagerungsdichte des umgebenden Sedimentes und der Paläowassergehalt einbezogen. Dieser wurde durch die Feldkapazität von Löss bestimmt und erlaubte eine Schwankung innerhalb von 20%.

Die OSL-Proben wurden im Lumineszenzlabor der TU Bergakademie Freiberg aufbereitet und gemessen. Die Aufbereitung für die Single-Aliquot-OSL-Messungen am Quarz-Grobkorn umfasste: Siebung auf 100-200 μm , Entfernung der Carbonate (HCl 10%) und der organischen Substanz (H_2O_2 30%), Feldspat-Flotation (HF 0,2%, H_2SO_4 , Dodecylamin, HCl 5%), Dichtentrennung (Natriumpolywolframat, 2,62 und 2,67 g/cm^3), Ätzung (HF 40% für 45 min., HCl 35%) und eine abschließende Siebung auf 90-160 μm . Medium Aliquots (200-500 Körner) des separierten Quarzes wurden dann mit einem Rysø DA 20 OSL/TL Leser mit einer Sr-90 beta-Strahlungsquelle (5,6 Gy/min) gemessen. Die OSL-Emission wurde durch blaue LEDs (470 nm, 90%) für 50 s bei 125 °C stimuliert und durch einen optischen Hoya U 340-Filter detektiert.

Die Äquivalentdosis der einzelnen Aliquote wurde gemäß dem *single-aliquot regenerative dose* (SAR)-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000) bestimmt. Damit inbegriffen sind auch die Messung von *Rekuperation*, *recycling ratio* und *sensitivity changes*. Die Verlässlichkeit der angewandten Messprozedur und der Materialeigenschaften wurde in *dose recovery tests* nachgewiesen (MURRAY & WINTLE 2003). Aus der statistischen Verteilung der Äquivalentdosis lässt sich der Grad der Bleichung ableiten: Proben mit symmetrischer Dosis-

Verteilung und geringer Standardabweichung erlauben die Berechnung der Paläodosen auf Basis des arithmetischen Mittels. Asymmetrische Dosis-Verteilungen mit hohen Standardabweichungen hingegen deuten auf Residual-Signale hin, wie sie bei einer ungenügenden Bleichung während des Sedimenttransportes zurückbleiben. Um diese Residual-Komponente im OSL-Signal zu erkennen und auszuschließen, wurden statistische Verfahren eingesetzt, um die Residual-Signal-Komponenten zu erkennen und auszuschließen (vgl. MURRAY et al. 1995; OLLEY et al. 1998; MURRAY & OLLEY 2002; FUCHS & LANG 2001; BAILEY & ARNOLD 2006; RODNIGHT et al. 2006; DULLER et al. 2008). Bei zu geringer Größe des Datensatzes und/oder bei Proben mit homogen ungenügender Bleichung war ein Ausschluss der Proben nach statistischen Maßstäben nicht möglich. Folglich konnten für diese Proben nur Maximalalter auf Basis des arithmetischen Mittels abgeleitet werden.

Wenngleich sich die OSL-Methode grundsätzlich auch zur Altersbestimmung jüngerer Sedimente eignet (vgl. MADSEN & MURRAY 2009), so wäre die Lumineszenzdatierung der Kolluvien am Unterhang des Kalkrieser Berges als problematisch anzusehen. Durch die Pflugwirtschaft bestehen die Ablagerungen nicht (beziehungsweise nicht mehr) aus einzelnen Schichten, die Rückschlüsse auf einen Umlagerungszeitpunkt erlauben. Vielmehr sind die Kolluvien durch die kontinuierliche Bearbeitung angewachsenen. Dabei wurden die oberen Dezimeter des Sedimentes (der Pflughorizont) regelmäßig belichtet, bevor sie durch den weiteren Sedimenteintrag aus der Zone der aktiven Bearbeitung gelangten. Eine Lumineszenzdatierung dieser reliktschen Pflughorizonte würde dementsprechend zu junge Alter produzieren. Weitere Erklärungen und Belege für diese Hypothese finden sich in Kapitel 4 dieser Arbeit.

3.4 Sedimentbilanzierung mit dem Soilscape-Model

Die grundlegenden Ansätze zur Quantifizierung von Sedimentströmen sind bereits im ersten Kapitel dargestellt worden. In den europäischen Parabraunerdegebieten lassen sich der Bodenabtrag und die damit zusammenhängenden Volumina der kolluvialen Ablagerungen mit mehreren unterschiedlichen Verfahren berechnen: zum einen bieten gekappte Bodenprofile die Möglichkeit, das Erosionsvolumen zu bestimmen. Dies kann aber, insbesondere an Standorten mit extremem Abtrag, zu einer Unterschätzung der erodierten Massen führen. Daher eignet sich diese Methode vor allem dazu, Mindestwerte der Erosion zu bestimmen. Eine zweite Möglichkeit ist die Mengenermittlung der abgelagerten Kolluvien.

Diese Daten sind grundsätzlich präziser, allerdings fehlen bei dieser Massenbestimmung die Sedimente, die das Einzugsgebiet verlassen haben (LEOPOLD & VÖLKELE 2007b).

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden die umgelagerten Sedimentvolumina mithilfe des Soilscape-Model-Ansatzes bestimmt. Diese Methode nutzt sowohl gekappte Bodenprofile als auch die Mächtigkeit der Kolluvien und ist ein vielfach eingesetztes und erprobtes Verfahren im Rahmen der Sedimentbilanzierung (vgl. HOUBEN 2008, HOUBEN 2012; BORK 1983; BORK & LANG 2003). ROMMENS et al. (2005; 2006) führten mit dieser Methode eine Reihe vergleichender Arbeiten im Belgischen Lössgürtel durch. Ihr Modell basiert auf drei Grundannahmen als Arbeitshypothese, welche für die Arbeiten am Kalkrieser Berg leicht angepasst wurden:

1.) ROMMENS et al. (2005) nehmen an, dass die Bodenentwicklung unter nicht-erosiven Bedingungen unabhängig von Hangneigung und -Ausrichtung abläuft. Demnach ist der originäre holozäne und nicht der Erosion unterworfen Boden topographieunabhängig als homogen anzusehen, es sollten also sowohl auf den Plateaus als auch am Hang identische Bodenprofile vorzufinden sein. Diese Hypothese lässt sich unverändert auf das Untersuchungsgebiet übertragen.

2.) Die Entkalkungsgrenze im Belgischen Lössgürtel liegt ROMMENS et al. (2005) in 2,3 m Tiefe. Diese Grenze stellt einen wertvollen Marker zur Erosionsmessung an stark erodierten Standorten dar. Da in den Lössen im Untersuchungsgebiet am Kalkrieser Berg keine kalkhaltigen ICv-Horizonte nachgewiesen werden konnten, kann in dieser Studie nicht auf diesen Parameter zurückgegriffen werden.

3.) Die Obergrenze des Bt-Horizontes wurde bei ROMMENS (2005) anhand von 14 Referenzprofilen in flachen topographischen Lagen auf 0,4 m geschätzt, seine Untergrenze auf 1,5 m. Mit geringen Modifikationen lässt sich diese Hypothese auch auf das Untersuchungsgebiet am Kalkrieser Berg übertragen: Profile in flachen topographischen Lagen lassen auf eine durchschnittliche Obergrenze des Bt-Horizontes von 0,6 m schließen. Diese Abweichung zu den Befunden aus dem Belgischen Lössgürtel lassen sich durch die gröbere Körnung des Sand-Lösses am Kalkrieser Berg erklären, welche für eine schnellere Verwitterung und Verlagerung der Tonpartikel im Zuge der Bodenbildung sorgt.

Um das Soilscape Model für das Untersuchungsgebiet am Kalkrieser Berg zu kalibrieren, wurden 13 Referenzprofile in flachen Bereichen (<3% Hangneigung) im Bereich des Lösspla-

teaus ausgewählt (siehe Abbildung 14). Dabei ergab sich eine durchschnittliche Obergrenze des Bt-Horizontes von 0,62 m (siehe Tabelle 1).

Tabelle 1: Referenzprofile und ermittelte Tiefe der Bt-Obergrenze für das Soilscape-Modell am Kalkrieser Berg.

Profil ID	Oberkante Bt-Horizont [m]
203	0,74
205	0,70
206	0,63
53	0,60
54	0,60
202	0,65
23	0,60
24	0,60
64	0,60
137	0,62
153	0,60
181	0,61
263	0,57
Durchschnitt	0,62

Diese Tiefe konnte auch von den unter kolluvialen Sedimenten begrabenen Parabraunerde-Profilen am Unterhang belegt werden. Sie entspricht damit in etwa der Mächtigkeit der periglazialen Hauptlage (u. a AG BODEN 2005; FÖRSTER & WUNDERLICH 2009).

Abbildung 13 zeigt exemplarisch drei repräsentative Bodenprofile, um den Ansatz des Soilscape-Modells zu veranschaulichen: Bohrung 202 ist eines der Referenzprofile mit einer Bt-Horizont-Obergrenze in 0,62 m Tiefe. Bohrung 117 zeigt ein verkürztes Bodenprofil mit einer Bt-Obergrenze in 0,40 m, dies entspricht also 0,22 m Erosion. Bei Profil 133 überdeckt ein Kolluvium die Parabraunerde, der Bt-Horizont liegt hier in 0,86 m Tiefe. An dieser Stelle sind also 0,24 m Sediment aufgetragen worden.

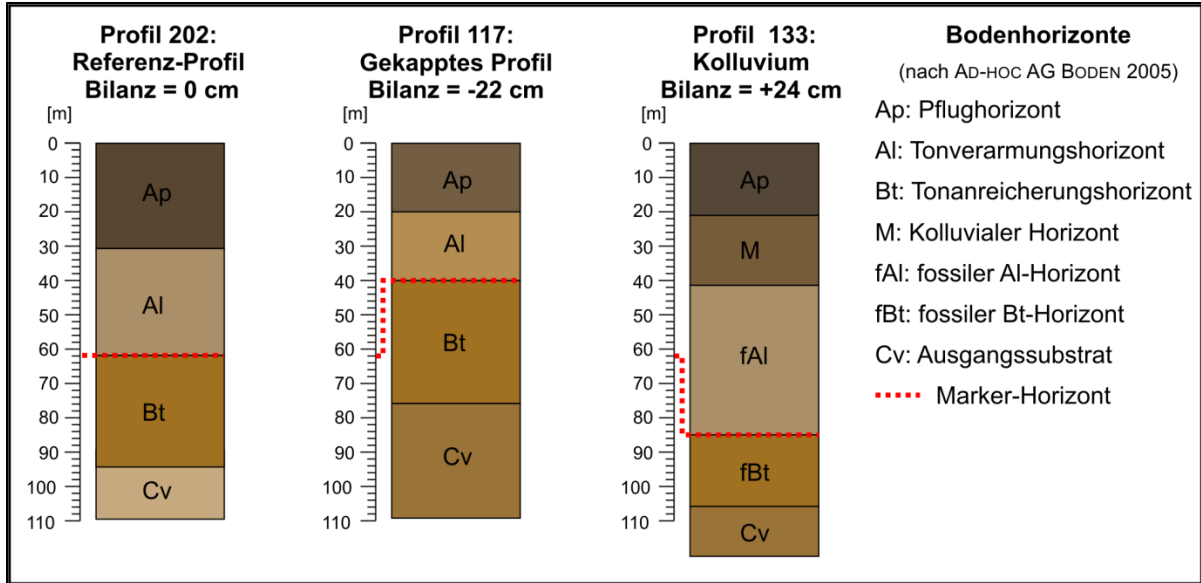


Abbildung 11: Repräsentative Bodenprofile zur Veranschaulichung des Soilscape-Modells: ein Referenzprofil ohne Erosion oder Akkumulation; ein durch Erosion verkürztes Profil und ein Profil mit Akkumulation eines Kolluviums.

Ein generelles Problem bei Anwendung des Soilscape-Model-Ansatzes zur Berechnung der Bodenerosion ist die Unterschätzung der Massen an extrem erodierten Standorten: wenn die Erosion bis in den Bt-Horizont oder sogar darüber hinaus reicht, lässt sich nur noch ein Mindestmaß ableiten (u. a. LEOPOLD & VÖLKELE 2007b). Zusätzlich kann das Pflügen an erodierten Standorten dazu führen, dass Al- und Bt-Material vermischt werden. Theoretisch bietet sich auch die Untergrenze des Bt-Horizontes an, wie es unter anderem HOUBEN 2012 vorschlägt. Die Kartierungen am Kalkrieser Berg jedoch zeigen, dass die Untergrenzen der Bt-Horizonte nicht immer eindeutig abgrenzbar sind. Darüber hinaus schwankt die Mächtigkeit der Bt-Horizonte im Bereich mehrerer Dezimeter. Diese Variation lässt sich durch die Bodenbildung aus Schwemmlössen erklären, welche im Hangverlauf einer differenzierten Korngrößenverteilung folgen.

3.5 Datenverarbeitung, Regionalisierung und Massenbilanzierung

Profildatenbank

Alle im Gelände erhobenen Profile wurden mit den zugehörigen bodenkundlichen Kennwerten (Ober- und Untergrenzen der jeweiligen Horizonte, Korngrößen, Munsell-Farbe, Skellettanteil, magnetischer Suszeptibilität, sonstiger Auffälligkeiten) in eine Excel-Datenbank eingetragen.

DGM-Prozessierung

Die Abgrenzung der Einzugsgebiete erfolgte durch die Nutzung der Höhendaten eines Digitalen Geländemodells (DGM) und der Einzugsgebiete (*Basin*)-Funktion im *Spatial Analyst* in ArcGIS 10.

Regionalisierung

Die Geländebefunde machen deutlich, dass selbst die steilen Talflanken weniger Erosion aufweisen als die verhältnismäßig flach geneigten Hänge, auf denen intensiv Ackerbau betrieben wird. Damit bestätigt sich auch für das Untersuchungsgebiet am Kalkrieser Berg die These von BORK (1983), nach der das Relief nur eine untergeordnete Rolle für Erosion und Sedimentmächtigkeit spielt. Erheblich größeren Auswirkungen auf die Umlagerungsdynamik haben demnach die historische und die rezente Landnutzung. Für die geostatistischen Berechnungen und die Interpolation bedeutet dies, dass ein statistisch relevanter räumlicher Zusammenhang zwischen zwei beliebigen Punkten bestehen kann, der keinem topographischen Einfluss unterliegt.

Die Punktdaten der Bodenerosion und –akkumulation (Bohrungen, Gruben) wurden ausgehend vom kalibrierten Soilscape-Modell mithilfe des *Ordinary Kriging* interpoliert und somit auf eine flächendeckende räumliche Ausdehnung gebracht. Die Interpolation durch Kriging nutzt die Theorie der räumlichen Variablen (AKIN & SIEMES 1988) Um dieses Ergebnis zu vergleichen, wurden alternativ noch verschiedene IDW (*Inverse Distance Weighting* mit Gewichtungsfaktoren 1,0; 1,5; 2,0) angewandt. Für die Interpolationen wurden ausschließlich eindeutige Parabraunerden-Profile mit konsistenten Daten genutzt.

Die geostatistischen Modelle für die Kriging-Interpolationen wurden mit der *VarioWin*-Software ermittelt. Wie in den Semivariogrammen deutlich wird, erzielte ein sphärisches Modell die höchste Passung (*fit*). Die Ergebnisse dieser geostatistischen Modelle dienten dann als Input für das Ordinary Kriging in der ESRI ArcGIS 10 Software, die Berechnungen

erfolgten mit den Standard-Einstellungen der Software: also variabler Suchradius und eine Interpolation innerhalb der sechs nächsten Punkte. Die Größe der Ausgabezellen wurde entsprechen der Größe der DGM-Zellen auf 10 m eingestellt. Die Vorhersagegenauigkeit der Interpolation wurde durch die Ausgabe von Semivariogrammen dargestellt. Teile der Rasterverarbeitung erfolgten in GRASS GIS. Dabei wurden Gebiete mit hohem anthropogenem Einfluss wie moderne Straßen und Siedlungsgebiete mittels *Map Algebra* aus dem weiteren Verarbeitungsprozess ausgeschlossen. Des Weiteren wurden die Daten der Interpolation auf die Grenzen der Einzugsgebiete beschnitten. Dieselben Arbeitsschritte wurden auch für die IDW-Interpolationen angewandt.

Die Ergebnisse dieser maskierten Interpolation wurden dann genutzt, um die Oberfläche des Geländes vor dem Einsetzen der Erosionsprozesse zu rekonstruieren. Dazu wurden die Werte von Erosion bzw. Akkumulation mittels *Map Algebra* von der rezenten DGM-Oberfläche subtrahiert. Dadurch führen beispielsweise 0,5 m nachgewiesener Erosion an einem beliebigen Punkt am Oberhang zu einem um 0,5 m höherem Paläo-Relief an diesem Punkt, während die Subtraktion der Kolluvien am Unterhang zu niedrigeren Höhen im Paläo-DGM führt. Mittels der Cut-and-Fill-Funktion in ArcGIS 10 konnten dann die Flächen und entsprechenden Volumina für Erosion und Akkumulation ermittelt werden. Das Prozessmodell in Abbildung 12 veranschaulicht die Datenverarbeitung im GIS.

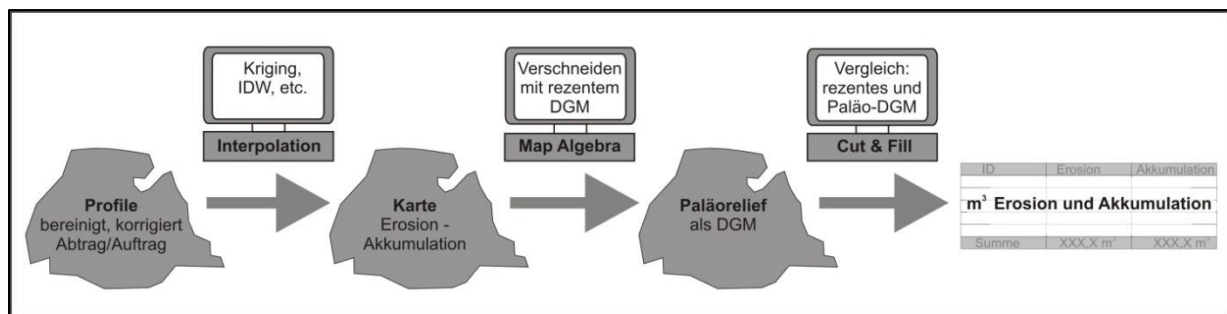


Abbildung 12: Prozessmodell der Datenverarbeitung im GIS

4 Bodenprofile und Sedimenteigenschaften

In der in der geologischen Karte wurde bereits vorgestellt, dass sich in den Unterhangbereichen des Kalkrieser Berges im Übergang zu den Niederungen Hang- und Niederungssande finden lassen, während die oberen Hangbereiche von (schwach sandigem) Lösslehm bedeckt sind. Grundsätzlich ist also zu beobachten, dass die Sedimente vom Unterhangbereich zum Gipfelplateau immer feiner werden. Da der Fokus der geologischen Karte jedoch auf dem tieferen Untergrund liegt, lassen sich daraus nicht für alle Standorte Informationen auf das Ausgangssubstrat der Bodenbildung entnehmen. Da die kolluvialen Sedimente vom Ort ihrer Abtragung bis zu ihrem Ablagerungsort über gewisse Distanzen transportiert werden, können auch Unterschiede in der Korngrößenverteilung als Erkennungsmerkmal zwischen dem ursprünglichen Boden eines Profils und dem aufliegenden Kolluvium dienen.

Die eingangs beschriebene Sortierung der Korngrößen im Hangverlauf lässt sich in Abbildung 13 deutlich erkennen. Dazu wurden die Korngrößen (nach AG BODEN 2005) der Unterbodenhorizonte der untersuchten Profile in einer Karte dargestellt. In den Unterhangbereichen finden sich deutlich höhere Sandanteile als in den Oberhang- und Plateaubereichen des Kalkrieser Berges. Die Abstufungen innerhalb der bodenkundlichen Kartieranleitung geben leider recht grobe Klassen vor, danach sind auch Proben mit bis 20% Sandanteil noch als reiner Schluff anzusprechen. Die Geländebefunde zeigen aber, dass es auch innerhalb der Reinschluff-Klasse der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 2005) noch feinere Unterteilungen geben könnte müsste. Damit ließe sich die Tendenz der geringeren Sandanteile auf den Hochflächen dann noch deutlicher aufzeigen. Die Steilheit des Geländes scheint relativ wenig Einfluss auf die Korngrößen zu haben. Reine Schluffe finden sich sowohl auf den flach geneigten Rücken als auch auf den steilen Flanken der Täler. Sandige Sedimente hingegen finden sich vorwiegend am Unterhang und im Bereich der Talsohlen zwischen den Bergrücken.

Abbildung 14 gibt einen Überblick über das Untersuchungsgebiet und zeigt die Lage aller relevanten Bodenprofile sowie der detailliert vorgestellten Beispielp Profile, die Lage der beiden datierten OSL-Profile und der Langlängs- und Hangquerprofile. Deutlich zu erkennen ist, dass der Großteil der untersuchten Profile im Bereich landwirtschaftlich genutzter Flächen liegt.

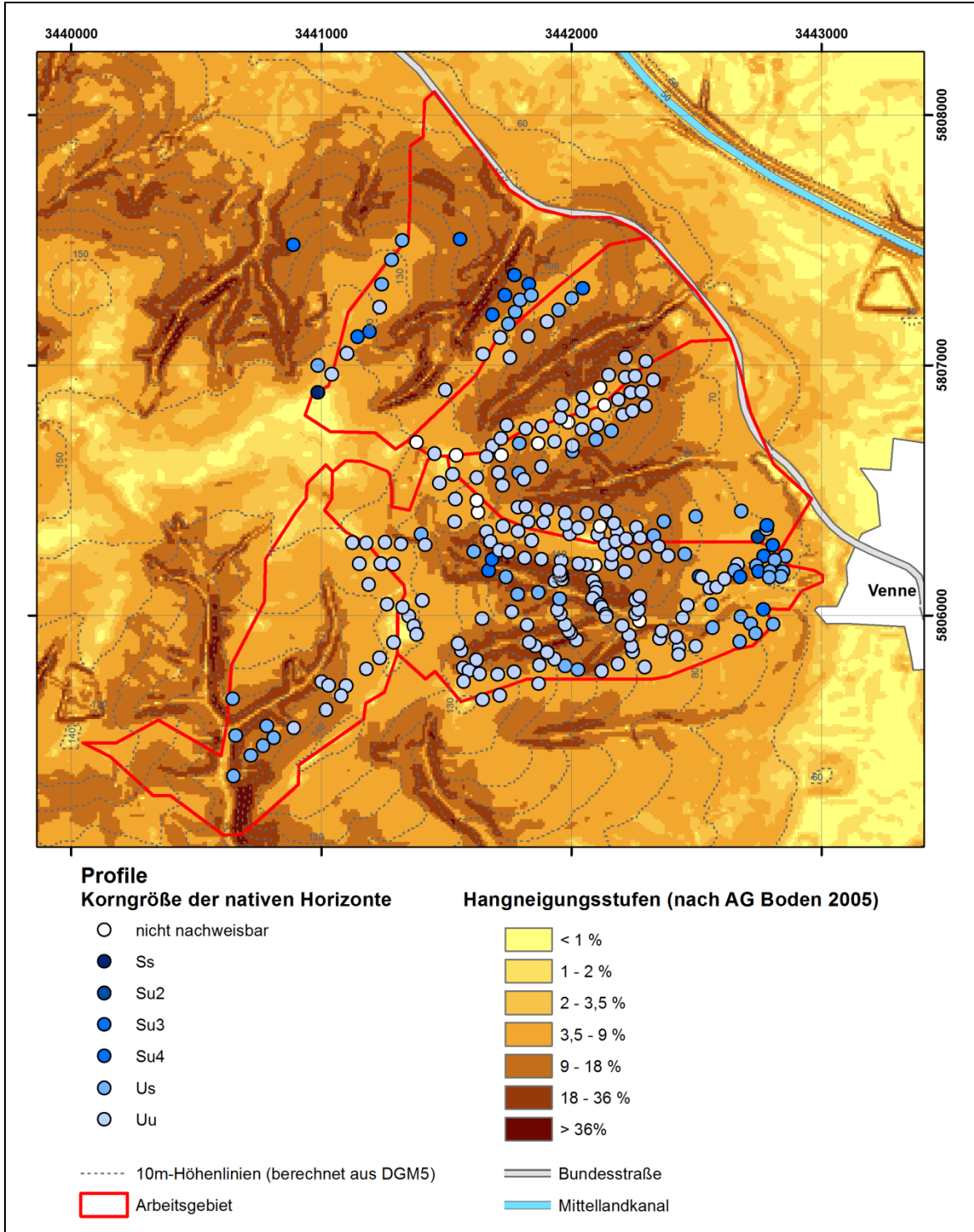


Abbildung 13: Profile und Korngrößen der nativen Bodenhorizonte mit Karte der Hangneigungsstufen. Sehr deutlich erkennbar ist, dass der Sandanteil in den Unterhangbereichen und den Talsohlen verhältnismäßig hoch ist, während die Oberhang- und Plateaubereiche in der Regel mit reinem Schluff bedeckt sind.

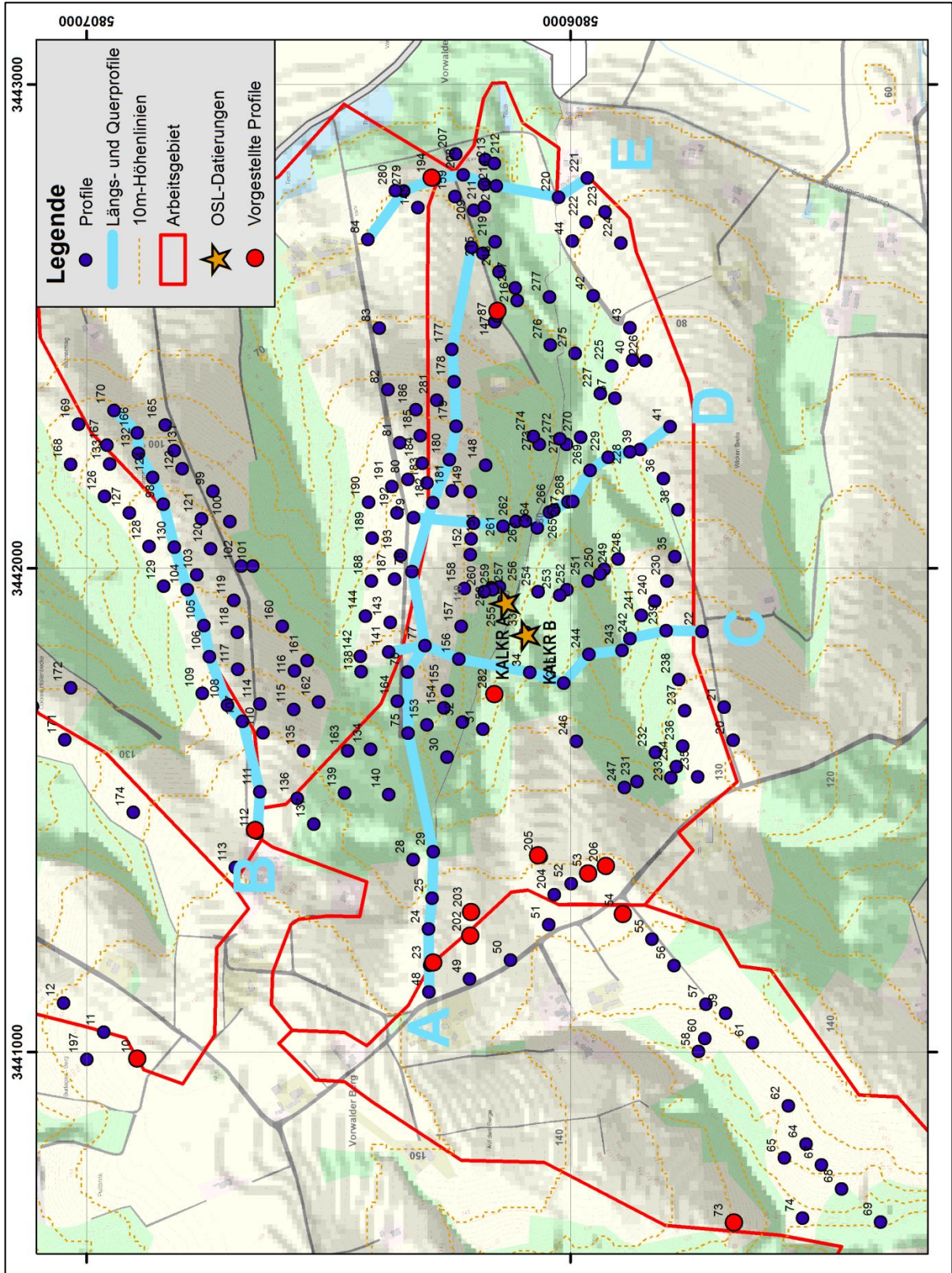


Abbildung 14: Übersichtskarte mit allen Bodenprofilen, den detailliert vorgestellten Bodenprofilen und den Hanglängs- und Querprofilen (A und B; C, D und E).

4.1 Hanglängs- und Hangquerprofile

Die grafische Darstellung von Hanglängs- und Hangquerprofilen im Sinne einer Catena ist eine Möglichkeit, die räumliche Verteilung der Bodenprofile und ihrer Umlagerungen entlang des Hangverlaufes zu beschreiben. Dabei basieren die Oberflächen der dargestellten Profile auf den Daten des DGM 5, in die die auf der Profillinie liegenden Bodenprofile eingezeichnet wurden. Zur Veranschaulichung wurden die jeweiligen Bodenhorizonte durch eine einfache lineare Verbindung miteinander verbunden.

Die Hanglängsprofile A und B in Abbildung 15 verdeutlichen die enormen Sedimentumlagerungen auf den flach geneigten Flächen, die ackerbaulich intensiv genutzt werden. Aus Darstellungsgründen sind die Profile etwa 5,5-fach überhöht abgebildet.

Die ersten 300 m im Hanglängsprofil A zeigen gut erhaltene Parabraunerden mit mehr oder weniger vollständig erhaltenen Al-Horizonten. Daran wird deutlich, dass die Umlagerungsdynamik im Bereich des Gipfelplateaus relativ gering ist. Dies ist möglicherweise auf die nachhaltige Wirtschaftsweise des Bio-Bauernhofes zurückzuführen, der auf den Flächen keinen Mais anbaut. Ab Profil 75 (600 m im Längsprofil) sind enorme Sedimentumlagerungen deutlich erkennbar. Dies führt dazu, dass die ursprünglich anstehenden Parabraunerden an den Ober- und Mittelhängen teilweise komplett abgetragen, in den meisten Fällen aber zumindest deutlich gekappt sind. Al-Horizonte sind im weiteren Profilverlauf nur sporadisch (Profil 77) erhalten, ansonsten stehen unter den Pflughorizonten direkt die Bt-Horizonte bzw. der Lösslehm an. Ab der Abflachung bei 900 m bedecken kolluviale Sedimente gekappte Parabraunerden, von denen heute kein oder nur noch ein geringmächtiger Al-Horizont erhalten ist (Profile 182, 180, 179, 178 und 177). Diese Bodenprofile müssen folglich bereits vor der Ablagerung der Kolluvien gekappt worden sein. An den Unterhängen überlagern mächtige Kolluvien die gut erhaltenen Parabraunerden mit vollständig erhaltenen Al-Horizonten (Profile 146 und 159). Diese kolluvialen Sedimente lassen sich hangabwärts (ab Profil 179) in mehrere stratigrafische Einheiten untergliedern, die sich im Gelände in Farbe und Struktur klar erkennen lassen. Dies unterstützt die Beobachtung, dass sich die Sedimentdynamik am Kalkrieser Berg in mehrere Phasen einteilen lässt.

Im kürzeren Längsprofil B in Abbildung 15 ist sehr deutlich erkennbar, dass an den Oberhängen (Profile 111, 107, 108, 106) erosionsbedingt kein Al-Horizont mehr vorhanden ist. Die Profile 105 und 104 sind nur sehr wenig gekappt, über diese Standorte wurde das

oberhalb mobilisierte Material offenbar hinweg transportiert. Profil 130 hat einen gekappten Al-Horizont, der aber mit einem Kolluvium überdeckt ist. Hier wurde zuerst Material erodiert, später dann Material als Kolluvium aufgetragen. Profil 98 liegt im Bereich einer Verebnung des Hanges und ist extrem gekappt Aufgrund der mittlerweile fehlenden Lössauflage wird dieser Standort als Grünland genutzt. Bei Profil 124 ist der Al-Horizont sehr stark abgetragen worden, bevor ein wieder Sedimente von oberhalb aufgetragen wurden. Die Profile 132, 166 und 170 sind von Kolluvien bedeckt.

Aus der beschriebenen Verteilung der Sedimente lässt sich schließen, dass es mehrere Umlagerungsphasen gegeben haben muss. In der Vergangenheit waren die Felder kleiner, so dass die mobilisierten Sedimente nicht besonders weit transportiert wurden. Erst mit der zunehmenden Industrialisierung der Landwirtschaft im 20 Jahrhundert und der Einführung erosionsfördernder Feldfrüchte und Anbauweisen (z. B. Mais) beschleunigte sich die Umlagerungsdynamik. Erst dadurch wurde es möglich, dass Sedimente vom oberen Teil des Hanges bis an die Unterhänge transportiert wurden und dabei bereits gekappte Bodenprofile mit Kolluvien überdeckten, wie es bei den Profilen 182, 180, 179, 178 und 177 im Hanglängsprofil A sowie bei den Bodenprofilen 130 und 124 im Hanglängsprofil B der Fall ist. Die zunehmende Beschleunigung der Sedimentdynamik und auch die entsprechende Vergrößerung der Transportweiten im Verlauf der Industrialisierung der Landwirtschaft lassen sich in einer Vielzahl von Studien nachweisen, wie beispielsweise DOTTERWEICH (2013) in einer Übersicht darstellt.

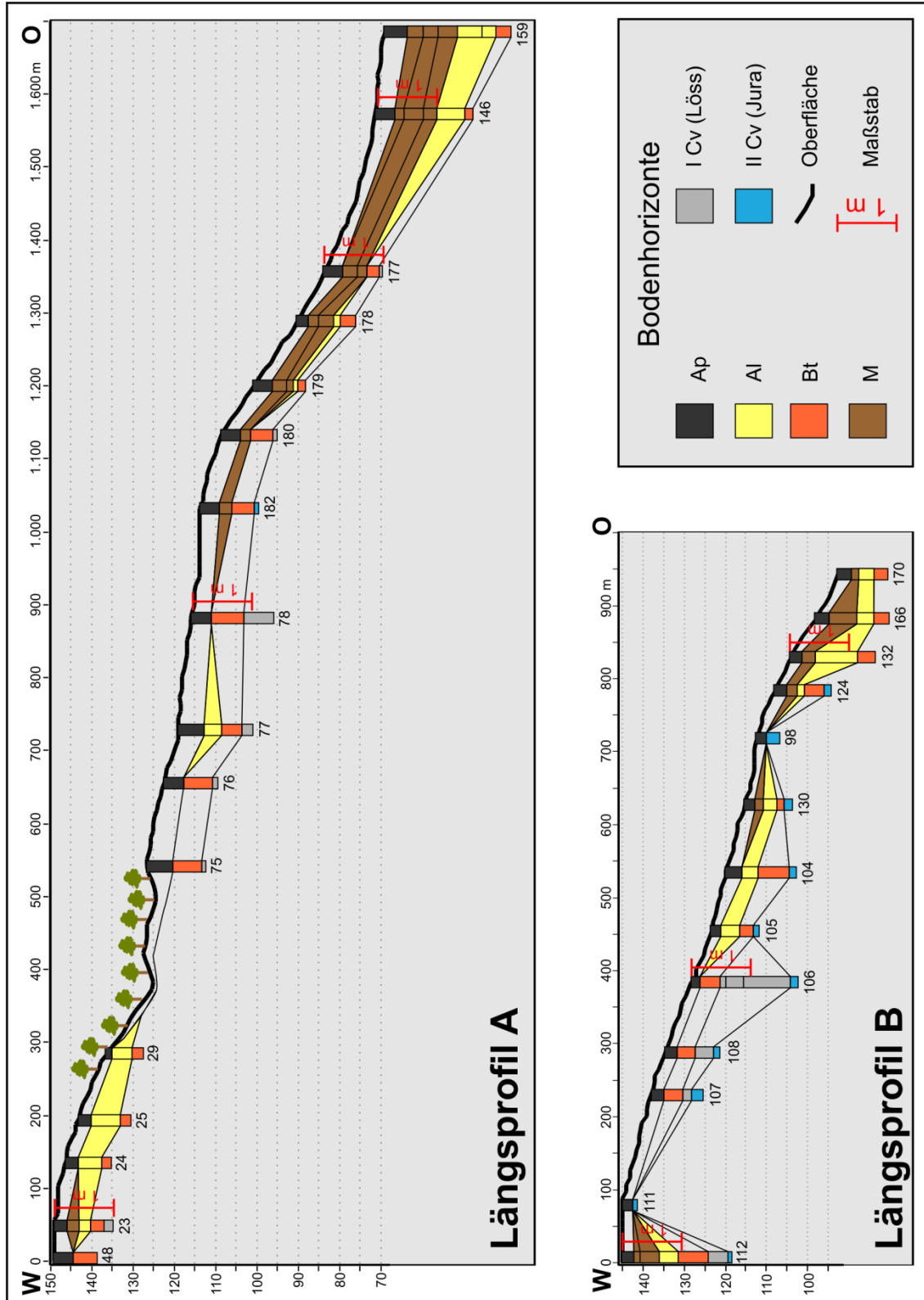


Abbildung 15: Hanglängsprofile A und B (5,5fach überhöht). Deutlich zu erkennen ist die starke Kappung der Profile in den oberen und steileren Hangbereichen. Dadurch sind die Ober- und Mittelhänge stellenweise nahezu frei von der Lössauflage. Die mächtigen Kolluvien am Unterhang speichern die Sedimente.

In Abbildung 16 sind drei Hangquerprofile (2-fach überhöht) dargestellt. Im Gegensatz zu den vorher präsentierten Längsprofilen folgen die Sedimentströme hier nicht zwangsläufig dem in der Abbildung erkennbaren Gefälle, sondern verlaufen der Gravitation folgend quer zur Blickrichtung. Damit sind die sichtbaren Kolluvien nicht die direkten korrelativen Sedimente der erkennbaren Erosionsphänomene. Wie in Abbildung 14 erkennbar, bilden die drei Hangquerprofile C, D und E verschiedene Situationen (Oberhang, Mittelhang und Unterhang) ab.

In Hangquerprofil C ist deutlich zu erkennen, dass die Al-Horizonte an vielen Stellen des Oberhanges noch erhalten sind. Insbesondere im nördlichen Bereich sind die Parabraunerden unter Wald (Profile 34, 254, 244) kaum erodiert. Im südlichen Abschnitt (Profile 242, 239, 22) dieses Querprofils überdecken Kolluvien die Reste der ansonsten deutlich verkürzten Parabraunerdenprofile. Die Sedimente stammen von weiter hangaufwärts. Dieser Sedimenteintrag setzt sich dabei bis in (heute) bewaldete Bereiche fort.

Im Profil D zeigt sich, dass der Bodenabtrag an den steilen Flanken der Täler grundsätzlich recht gering ist. Ebenso sind unter Wald im Abschnitt 150-400 m nur sporadisch Kolluvien zu finden. Im Gegensatz dazu sind die flacher geneigten Ackerflächen hier bereits flächendeckend mit von hangaufwärts stammenden Kolluvien bedeckt (Profile 79, 39 und 41). Wie bereits im Profil C finden sich auch hier im südlichen Teil des Querprofils (Profile 269, 229 und 228) Kolluvien unter Wald, deren Sedimente von den benachbarten Ackerflächen eingetragen wurden.

Das Querprofil E stellt beispielhaft die Situation am Unterhang dar. Aufgrund der insgesamt geringeren Hangneigung und der größeren Sedimentmächtigkeit ist diesem Bereich ein größerer Anteil landwirtschaftlich genutzt. Mächtige Kolluvien überdecken hier größtenteils vollständig erhaltene Parabraunerden-Profile (84, 279, 194, 220 und 221). Die ursprünglichen Böden der Waldflächen (214 und 211) sind ebenfalls von Kolluvien überdeckt, die lateral und von oberhalb eingetragen worden sind. Die bereits in den Hanglängsprofilen beschriebene Mehrgliedrigkeit der Kolluvien am Unterhang lässt sich auch im Hangquerprofil E erkennen.

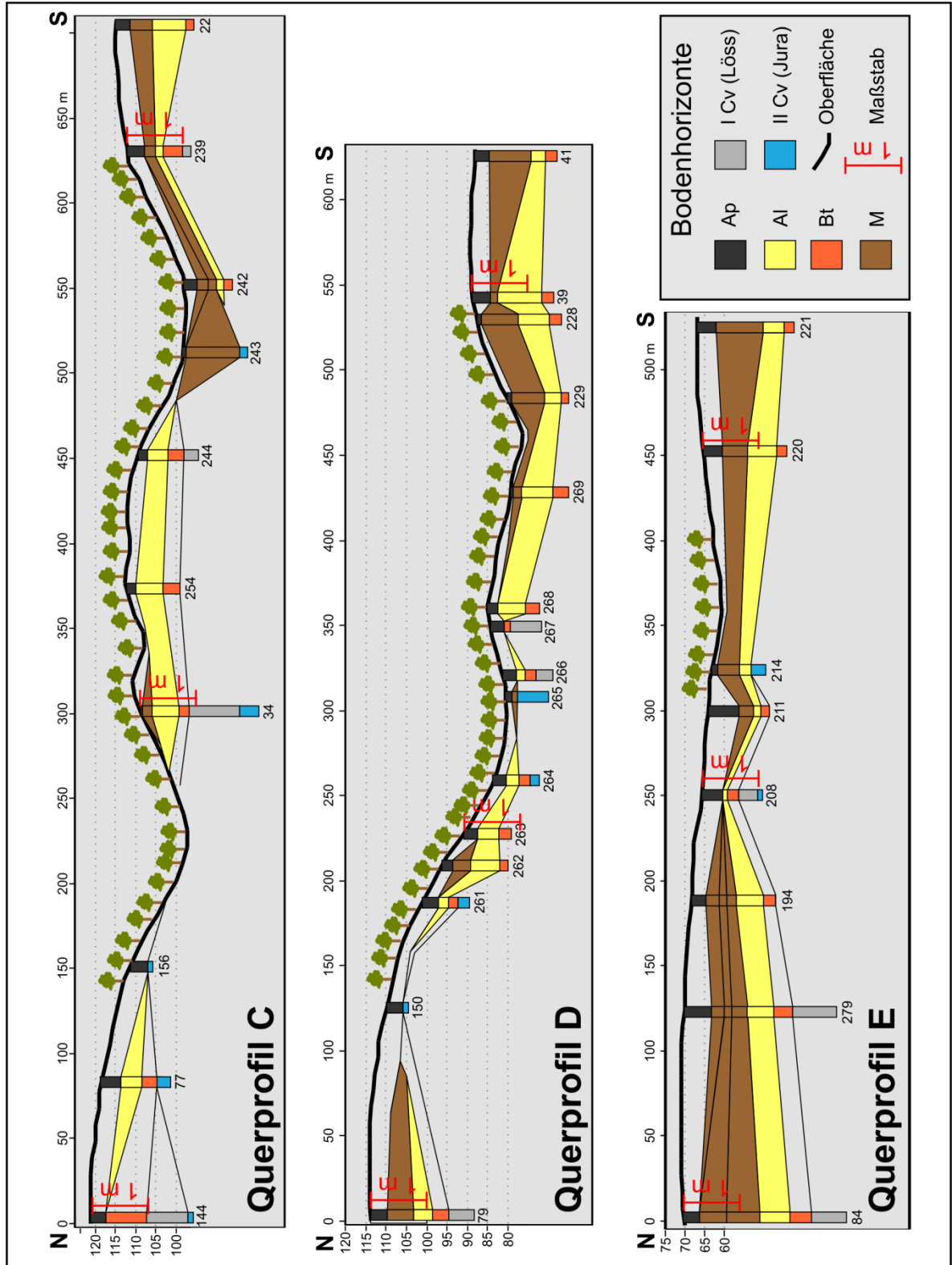


Abbildung 16: Die Hangquerprofile C, D und E (2fach überhöht) bilden die Situationen am Oberhang, am Mittelhang und am Unterhang ab.

4.2 Typische Profile

In diesem Abschnitt werden Profile vorgestellt, wie sie für unterschiedliche Settings (Referenzprofile, Erosion, Kolluvien) typisch sind. Die genaue Lage der Profile ist Abbildung 14 zu entnehmen.

4.2.1 Referenzprofile

Die Referenzprofile für das Soilscape-Modell am Kalkrieser Berg liegen größtenteils im Bereich des Gipfelplateaus, wie bereits in Abbildung 14 dargestellt ist. Durch die nur geringe Hangneigung in diesem Bereich ist davon auszugehen, dass die Profile hier nur in geringem Maße von Erosion betroffen sind. Abbildung 17 zeigt beispielhaft drei dieser Profile. Sehr deutlich ist die konstante Tiefe der Grenze zwischen Al- und Bt-Horizont erkennbar, die jeweils in etwa tiefer als 60 cm liegt.

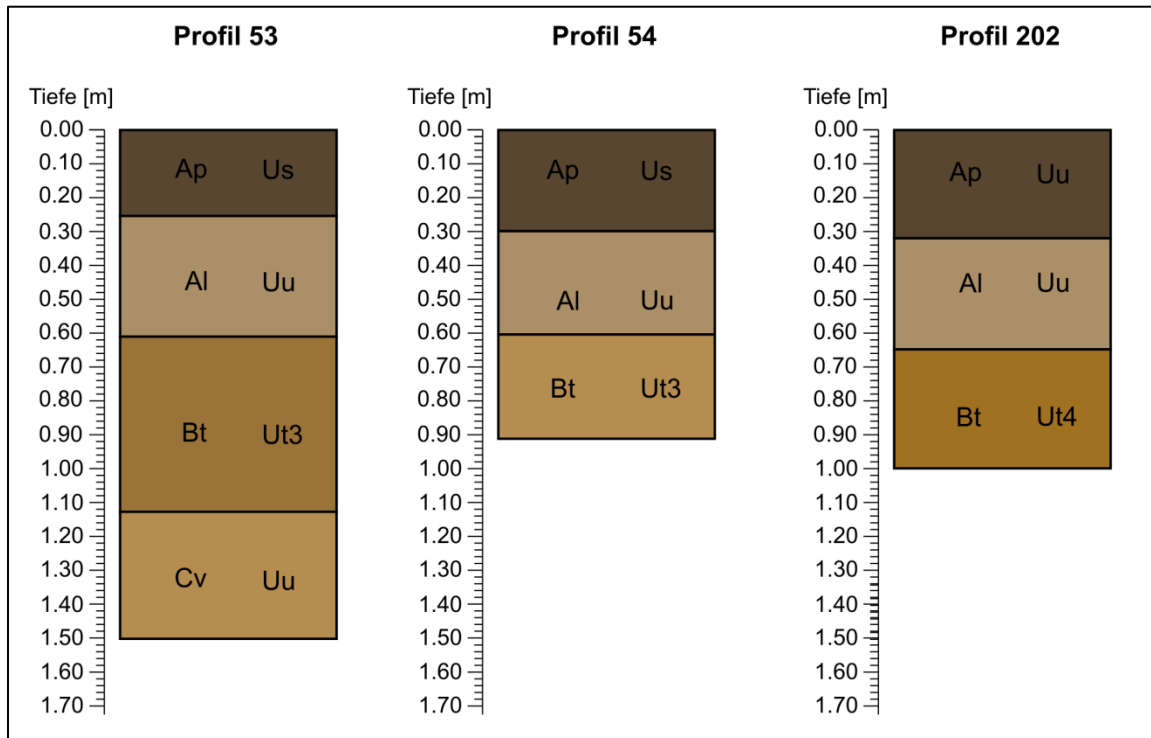


Abbildung 17: Referenzprofile 53, 54 und 202 vom Gipfelplateau des Kalkrieser Berges. Für das Soilscape-Modell wurde – ausgehend von 11 Referenzprofilen – eine Obergrenze des Bt-Horizontes in 0,62 m Tiefe ermittelt. Die gezeigten Profile liegen sehr nah am Referenzwert.

In Abbildung 18 sind weitere Profile aus dem Bereich des Gipfelplateaus dargestellt, wie sie für die Referenzprofile typisch sind. Hier liegt die Grenze zwischen dem Al- und dem Bt-Horizont jeweils etwas tiefer als in den bereits vorgestellten Profilen. Profil 206 weist bereits ein geringmächtiges Kolluvium unter dem rezenten Pflughorizont auf, wenngleich es von der Sedimentbilanz her neutral ist. Dies deutet darauf hin, dass erst etwas Material erodiert wurde, welches dann durch einen Zufluss von Sediment wieder ausgeglichen wurde.

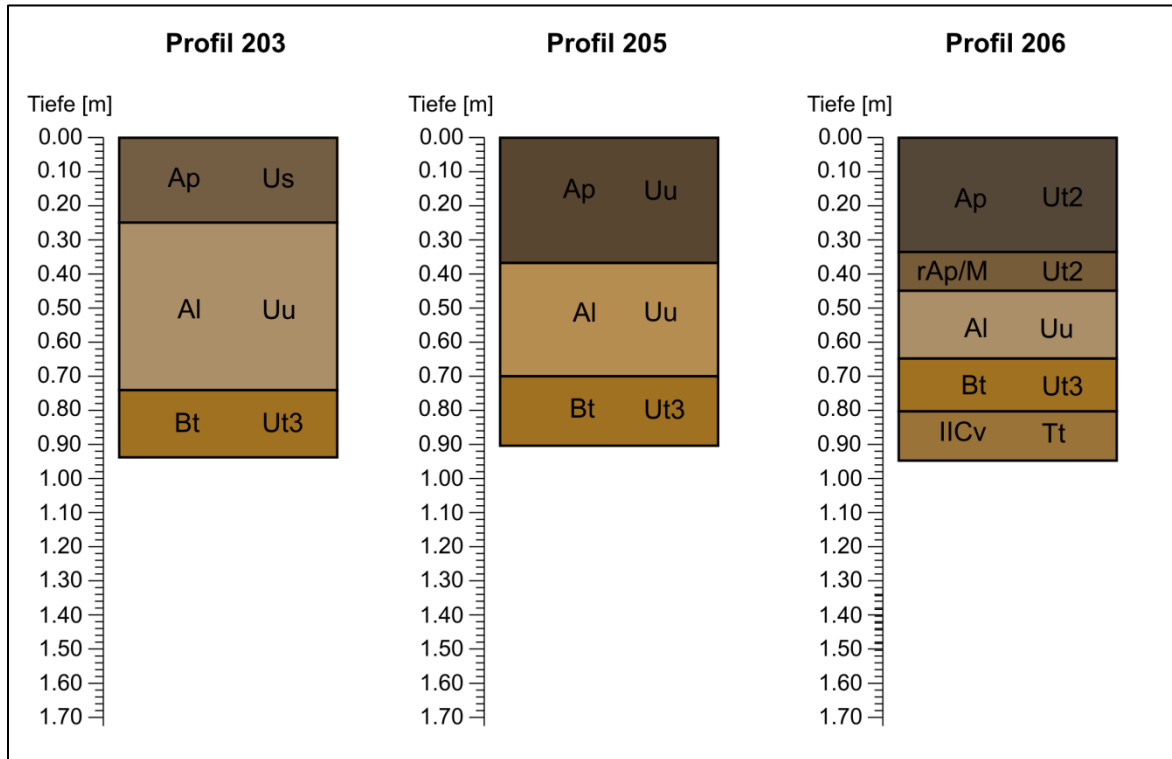


Abbildung 18: Referenzprofile 203, 205 und 206. Bei diesen Profilen liegt die Obergrenze des Bt-Horizontes etwas tiefer als der Referenzwert von 0,62 m.

4.2.2 Typische Profile für Erosionsstandorte

In Abbildung 19 sind typische Profile für Erosionsstandorte dargestellt.

In Profil 148 ist ein moderat erodiertes Profil dargestellt. Unter dem Pflughorizont ist noch ein dünner Streifen des ehemals mächtigeren Al-Horizontes erhalten. Dieses Bodenprofil erlaubt eine genaue Bestimmung der Erosion mit dem Soilscape-Model, da die Obergrenze des Bt-Horizontes eindeutig identifizierbar ist.

Bei Profil 108 ist kein Al-Horizont mehr erkennbar. Da der Pflughorizont aufgrund der Erosion zumindest teilweise bereits innerhalb des Bt-Horizontes liegt, lässt sich auch kein Korngrößenunterschied mehr zwischen den beiden Horizonten ausmachen. Hier ist die genaue Ableitung der Erosion mit dem Soilscape-Model bereits schwierig, da die rezente Obergrenze des Bt-Horizontes nur ein Mindestmaß der tatsächlichen Erosion abbildet. Unter dem Bt-Horizont ist ein deutlich erkennbarer Horizont aus Schwemmlöss erkennbar, welcher auf der geologischen Unterlage jurassischer Tonsteine aufliegt.

Profil 127 ist ein Beispiel für ein extrem erodiertes Bodenprofil. Der Löss an dieser Lokalität ist vollständig erodiert und vom ursprünglichen Boden sind keine Reste mehr erhalten. Vielmehr liegt der Pflughorizont bereits im Bereich des anstehenden jurassischen Tonsteins. Damit ist dieses Profil ein gutes Beispiel dafür, dass sich die Erosion mit dem Soilscape-Model an sehr stark erodierten Profilen nur unzureichend rekonstruieren lässt.

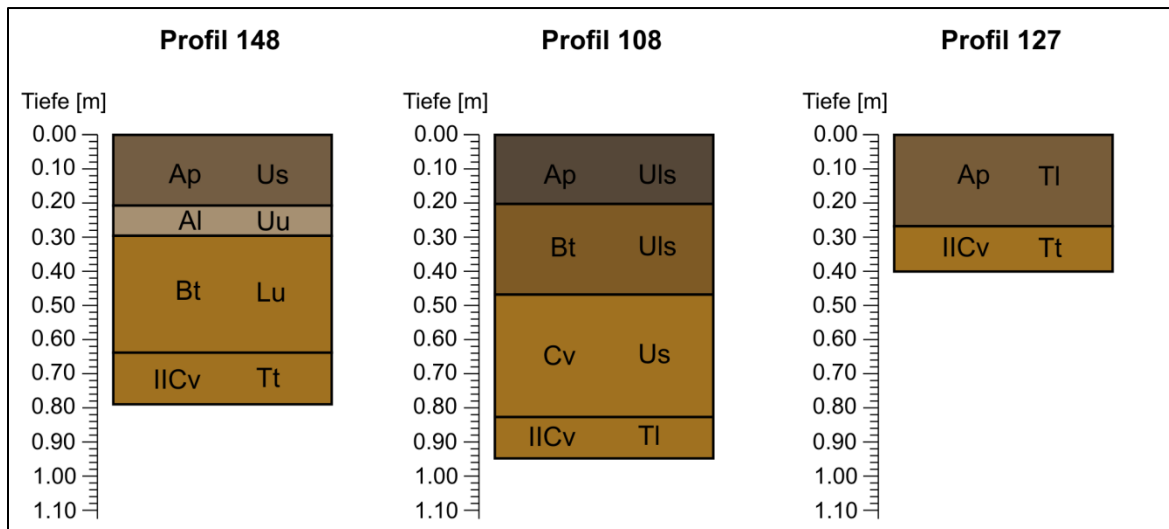


Abbildung 19: Erodierete Profile 148, 108 und 127. Durch die Kappung der oberen Horizonte liegen die Bt-Horizonte dieser Profile deutlich näher an der Oberfläche als der Referenzwert. Bei Profil 127 ist der Lösslehm bereits vollständig erodiert.

4.2.3 Typische Profile für Akkumulationsstandorte

Profil 73

Das Profil 73 (Abbildung 20) liegt auf einer leichten Spornlage im Unterhangbereich in einem Buchenwald. Die unteren Horizonte (Cv, Bt, Al) zeigen Sandgehalte von maximal 20 %. Die Tonverlagerung vom Al in den Bt-Horizont ist deutlich erkennbar. Die Schwankungen der Korngrößen innerhalb der untersten Horizonte lassen sich auf die periglaziale Ablagerung des Schwemmlösses hindeuten, wie sie bereits auch im Kapitel zur Geologie beschrieben ist. Ein Indiz für diese sedimentär hervorgerufenen Korngrößenunterschiede ist der hohe Mittelsandanteil im untersten Horizont (Cv). Die oberen Horizonte Aeh und M weisen eine völlig andere Korngrößenverteilung auf als die unteren Horizonte: sie sind nahezu sandfrei und bestehen überwiegend aus Grob- und Mittelschluff. Da Sedimente mit dieser Korngrößencharakteristik eher in den höheren Lagen des Kalkrieser Berges vorkommen, muss dieses Material über eine gewisse Distanz transportiert und als verhältnismäßig geringmächtiges Kolluvium über den sandigeren Sedimenten abgelagert worden sein. Deutlich erhöhte Gehalte an organischem Material sowie ein markanter Farbunterschied zu den unterlagernden Horizonten belegen, dass diese beiden Horizonte aus verlagertem Material bestehen.

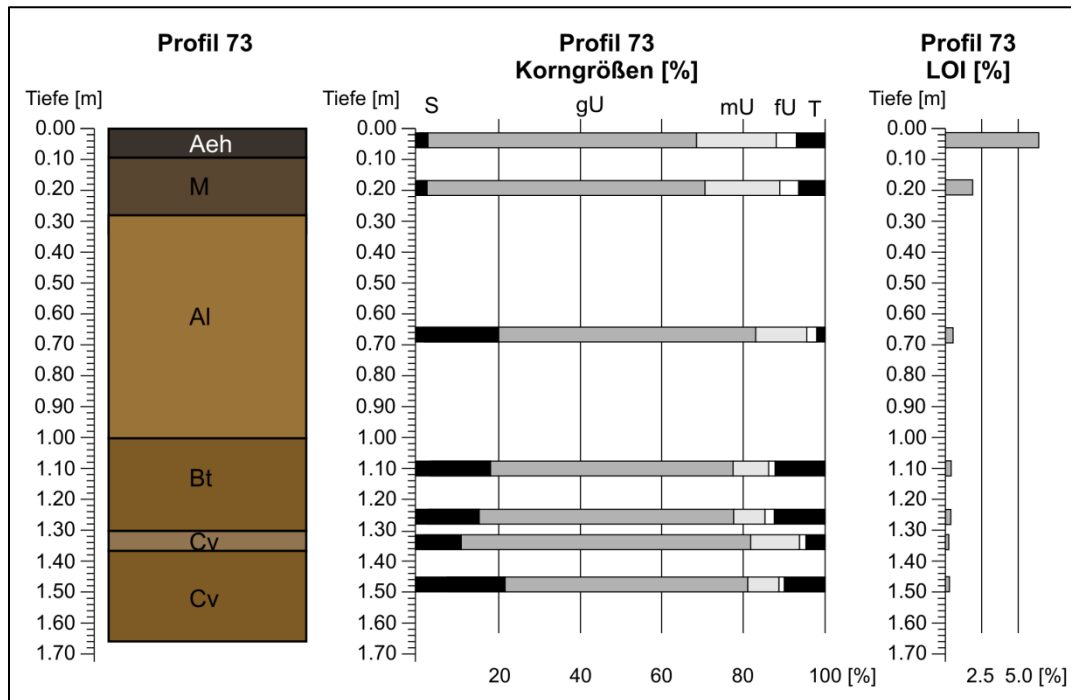


Abbildung 20: Profil 73. Die Überdeckung des ursprünglichen Profils mit einem Kolluvium führt dazu, dass der Bt-Horizont in größerer Tiefe liegt als der Referenzwert.

Profil 282

Das Profil 282 (Abbildung 21) liegt im oberen Hangbereich im Wald in der Nähe des Pastorenweges. Auch hier ist anhand der Korngrößenverteilung ein deutlicher Schichtwechsel zwischen den ursprünglichen Bodenhorizonten (Al) und dem überlagernden Kolluvium (M) erkennbar. Das Kolluvium enthält erheblich geringere Sandanteile als der aus sandigem Schluff entstandene eigentliche Boden. Die bereits in Abbildung 13 dargestellte räumliche Verteilung der Ausgangssubstrate zeigt, dass das im Umfeld dieses Profils sandige Schluffe typisch sind. Reine Schluffe, aus denen das Kolluvium (M) besteht, kommen nur in gewisser Entfernung in den höher gelegenen Hangbereichen vor. Das schluffige Kolluvium muss also über eine gewisse Distanz transportiert worden sein.

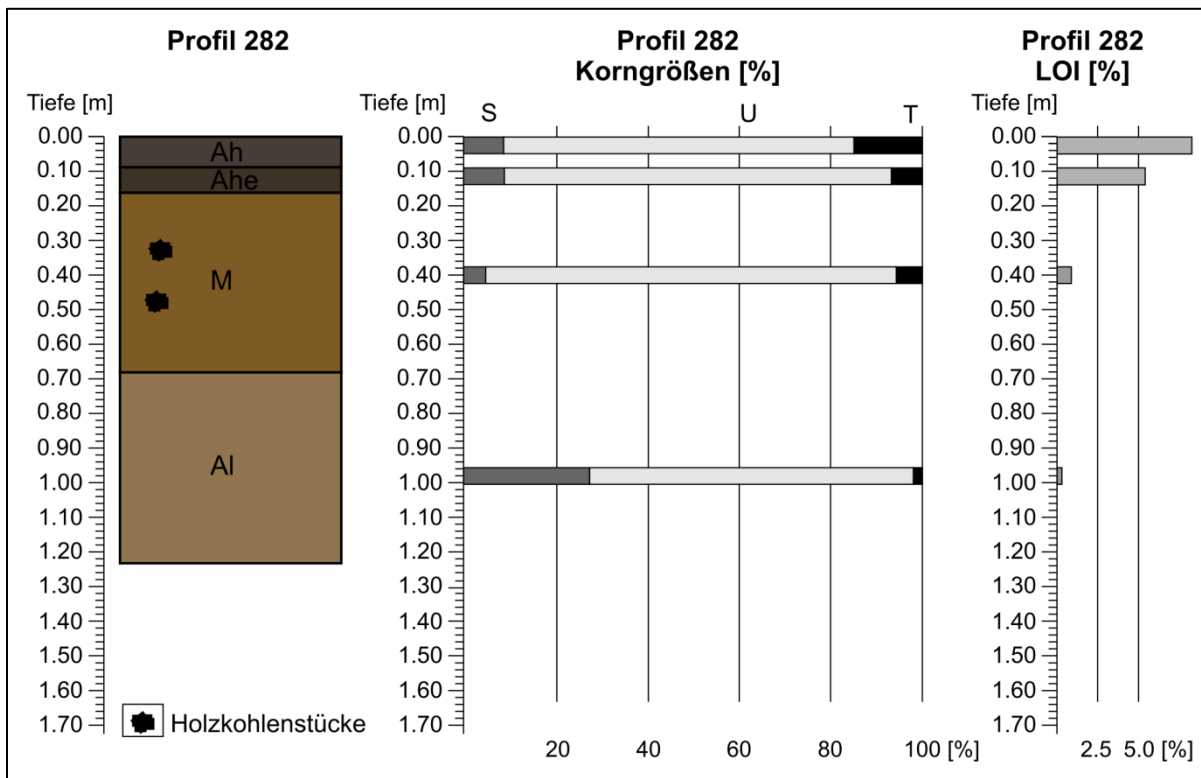


Abbildung 21: Profil 282. Hier überdeckt ein mächtiges Kolluvium den ursprünglichen Boden.

Profil 194 (archäologische Grabung Vorwalde 2011)

Das Profil 194 (Abbildung 22) liegt im Bereich des Hangfußes auf ebener Fläche. Der Standort unterliegt ebenfalls einer intensiven landwirtschaftlichen Nutzung, zumeist wird Mais als Kulturpflanze angebaut.

Im Rahmen einer archäologischen Grabung im Jahr 2011 (ROST & WILBERS-ROST 2011) wurde hier ein großer Grabungsschnitt geöffnet. Das Profil liegt an der westlichen Profilwand. Deutlich sichtbar ist hier der zwar schwankende, aber dennoch hohe Sandanteil (über 40%) im Ausgangssubstrat.

Die kolluvialen Horizonte (IIM, M, Ap) zeigen eine insgesamt sehr ähnliche Korngrößenverteilung. Diese lässt auf eine permanente Homogenisierung der abgelagerten Sedimente mit den unterlagernden Schichten schließen, wie sie durch eine intensive landwirtschaftliche Nutzung mit Pflug und Grubber typisch ist. Diese Kolluvien können daher allesamt auch als reliktsche Pflughorizonte angesehen werden, die durch einen mehr oder weniger kontinuierlichen Materialauftrag sukzessive aus der aktiven Durchmischung herausgewachsen sind. Die kontinuierlich nach oben ansteigenden LOI-Werte sind ebenfalls auf diesen Prozess zurückzuführen. Aufgrund dieser periodischen Durchmischung der jeweils oberen 30 cm gestaltet sich eine Datierung mit naturwissenschaftlichen Methoden schwierig. Beim Pflügen wird dieser oberste Horizont belichtet, dadurch werden OSL-Datierungen nur ein erheblich zu junges Alter anzeigen. Der permanente Eintrag von organischer Substanz beim Pflügen (Mist, Reste von Hausbrand etc.) würde zwar theoretisch eine Radiocarbonatierung ermöglichen, aber auch hier verursacht die kontinuierliche Durchmischung der Ablagerungen größte Ungenauigkeiten, weil kein Sediment mehr in situ lagert.

Den einzigen belastbaren Anhaltspunkt für die Altersstellung der Kolluvien bietet somit die Grenze zwischen dem Al- und dem IIM-Horizont. In diesem Bereich des Profiles befinden sich die Reste einer Siedlung der vorrömischen Eisenzeit (ROST & WILBERS-ROST 2011). Die überlagernden Kolluvien müssen also jünger als 2.000 Jahre sein. Eine weitergehende Diskussion der Altersstellung dieses Profils findet sich in Kapitel 5.2.

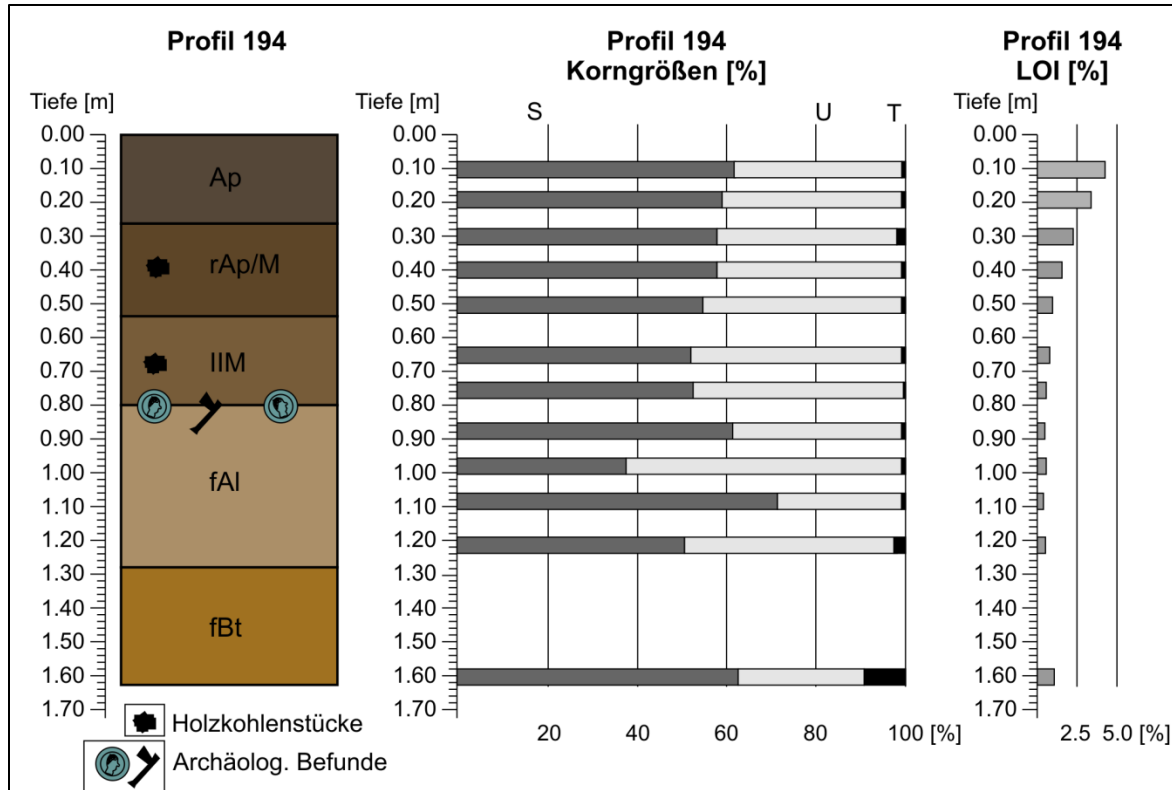


Abbildung 22: Profil 194 im Unterhangbereich in der archäologischen Grabung aus dem Jahr 2011. Mehrgliedrige kolluviale Sedimente überdecken das ursprüngliche Bodenprofil am Unterhang. Archäologische Befunde aus der vorrömischen Eisenzeit geben einen Hinweis auf die Altersstellung der Sedimente.

Profil 87 (Grube am Unterhang im Maisacker)

Das Profil (Abbildung 23) ist im Unterhangbereich gelegen, das Gefälle ist sehr schwach in Richtung Osten geneigt. Der Standort wird landwirtschaftlich intensiv und vornehmlich als Maisacker genutzt. Ausgangsmaterial der Bodenbildung ist hier ein schluffiger Sand mit ca. 50 % Sandanteil. Eine Tonverlagerung vom Al- in den Bt-Horizont ist erkennbar, wobei der Bt-Horizont auch erheblich geringere Sandanteile aufweist. Dies ist ein Merkmal der Schwemmlösse, welches insbesondere im Unterhangbereich sehr häufig auftritt. Das älteste Kolluvium IIM weist zwar leicht erhöhte Anteile an organischem Material auf und hebt sich farblich sehr deutlich von den unteren Horizonten ab. In seiner Korngrößenverteilung gleicht es jedoch den unterlagernden Horizonten. Diese KorngröÙeneigenschaften lassen darauf schließen, dass dieses Kolluvium nur über eine kurze Distanz verlagert worden ist.

Die darüber lagernden Kolluvien unterscheiden sich völlig von den unteren Schichten und Horizonten: sie sind beinahe sandfrei und reicher an organischem Material. Material mit

dieser Korngrößenverteilung findet sich im Arbeitsgebiet nur in den Oberhangbereichen. Dieses Material muss also verhältnismäßig weit transportiert worden sein.

Der oberste Horizont Ap+gE stellt sich als 50 cm mächtiger Pflughorizont dar, der keine Schichtung erkennen lässt. Seine Korngrößenverteilung ähnelt dem Ausgangsmaterial der Bodenbildung in den Unterhangbereichen. Hier ist also offenbar wieder mit einem Sedimenttransport über kurze Distanzen zu rechnen. Da das Profil am Rande eines Feldes angelegt ist, könnte auch das Pflügen der Ackerränder die Ursache für den Sedimenttransport sein. Ähnliche Beobachtungen sind auch beim vorher vorgestellten Profil gemacht worden. Gleichwohl ist auch ein Auftrag von Plaggenesch nicht auszuschließen. Dabei stellt sich allerdings die Sinnfrage danach, warum man ein rein schluffiges Substrat aus Löss mit sandigerem Material, dazu noch in dieser Mächtigkeit, überdecken sollte.

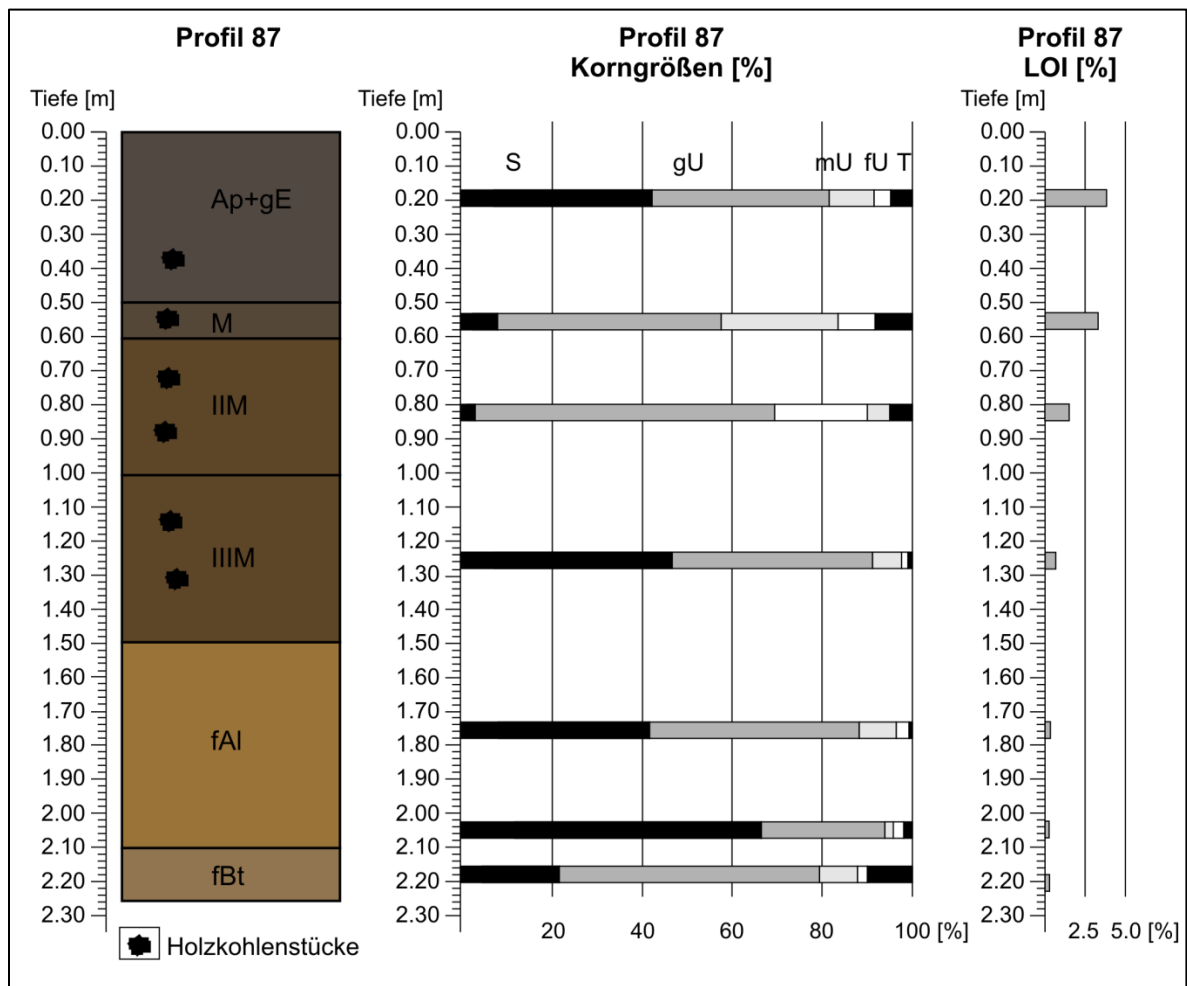


Abbildung 23: Profil 87 befindet sich am Unterhang auf einem Maisacker. Das mächtige Kolluvium lässt sich nicht nur farblich, sondern auch anhand seiner Korngrößenverteilung in unterschiedliche Abschnitte untergliedern.

Profil mit OSL-Datierungen KALKR A

Das Profil KALKR A (Abbildung 24) liegt an der westlichen Flanke eines Tales im oberen Bereich des Kalkrieser Berges auf einer Höhe von ca. 105 m NN. Deutlich erkennbar heben sich zwei Kolluvien von den gewachsenen Bodenhorizonten ab. Das untere Kolluvium IIM ähnelt dabei von seiner Korngrößenverteilung dem Ausgangsmaterial, wobei es etwas höhere Tongehalte und eine geringfügig kleineren Sandanteil aufweist. Das überlagernde Kolluvium IM hingegen ist deutlich schluffreicher. Da diese Sedimente nur in den oberen Hangbereichen vorkommen, kann für dieses Kolluvium von einem Transport über eine größere Distanz ausgegangen werden.

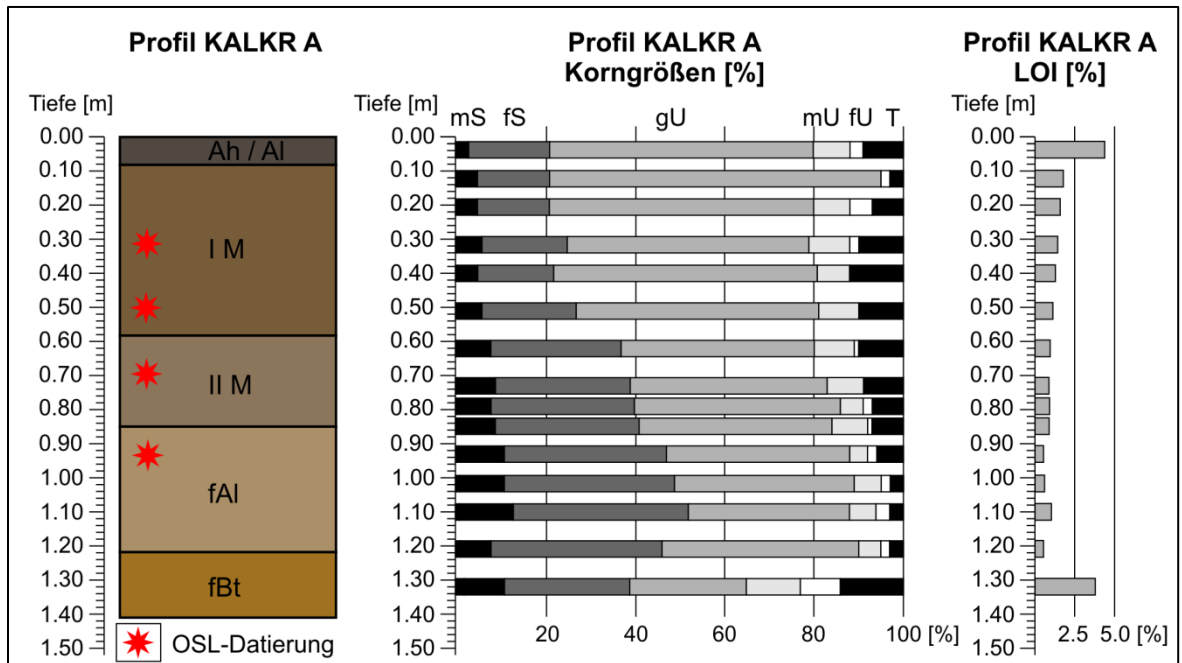


Abbildung 24: Profil KALKR A. Die kolluvialen Sedimente lassen sich anhand ihrer Korngrößenverteilung deutlich untergliedern.

Profil mit OSL-Datierungen KALKR B

Das Profil KALKR B (Abbildung 25) liegt im Wald auf einem kleinen Rücken in der Nähe von Profil KALKR A in etwa 120 m Höhe NN. Es zeigt eine Parabraunerde aus überwiegend schluffigem Schwemmlöss, deren Al-Horizont zum größten Teil durch Erosion gekappt wurde. Das überlagernde Kolluvium unterscheidet sich von den unterliegenden Horizonten durch einen leicht höheren Sandanteil.

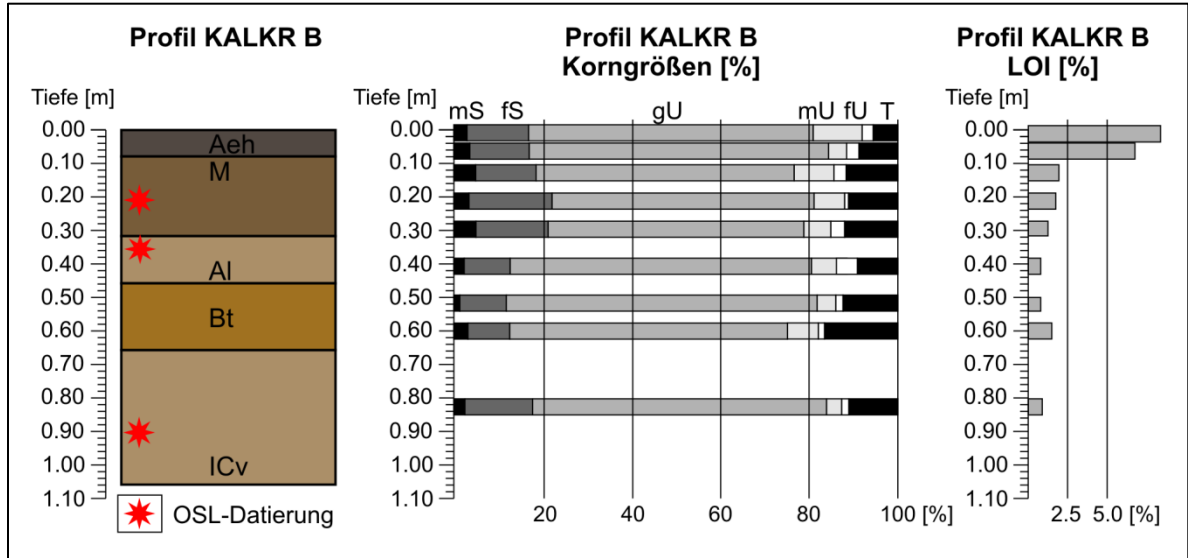


Abbildung 25: Profil KALKR B. Auch hier unterscheiden sich die kolluvialen Sedimente anhand ihrer Korngrößenverteilung von der ursprünglichen Parabraunerde.

4.3 Magnetische Suszeptibilität der Bodenhorizonte

Die pedologische Ansprache der Bodenhorizonte im Gelände lässt sich durch die Messung der magnetischen Volumenssuszeptibilität (κ) bestätigen, wie die Boxplots in Abbildung 26 veranschaulichen. Allgemein gilt, dass die magnetische Suszeptibilität eine gute Unterscheidung zwischen den einzelnen Bodenhorizonten eines Profils erlaubt:

Sehr hohe Werte wurden in den oberen Ap-Horizonten gemessen, was wahrscheinlich auf eine Magnetitit-Anreicherung durch pedogene und bakterielle Prozesse zurückzuführen ist (FASSBINDER et al. 1990). Die geringsten Werte wurden in den Al-Horizonten gemessen, aber auch die kolluvialen Schichten (M) zeigen geringe Durchschnittswerte. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Kolluvien zum großen Teil aus umgelagertem Al-Material bestehen. Die Varianz (Streuung) der Messwerte bei den Kolluvien ist erwartungsgemäß extrem hoch, weil natürlich auch alle anderen Bodenhorizonte erodiert und als Kolluvium abgelagert werden können. Die Bt-Horizonte zeigen vergleichsweise hohe Werte, die denen der Cv-Horizonte aus Lössmaterial ähneln. Dies wird als Zeichen für eine in-situ-Bodenbildung gedeutet. Das verwitterte II-Cv-Material des jurassischen Untergrundgesteins ist aufgrund seiner Bankung von Ton- und Sandsteinen räumlich sehr heterogen. Dieses zeigt sich auch in der extrem hohen Varianz der magnetischen Suszeptibilität bei den Horizonten aus diesem Material.

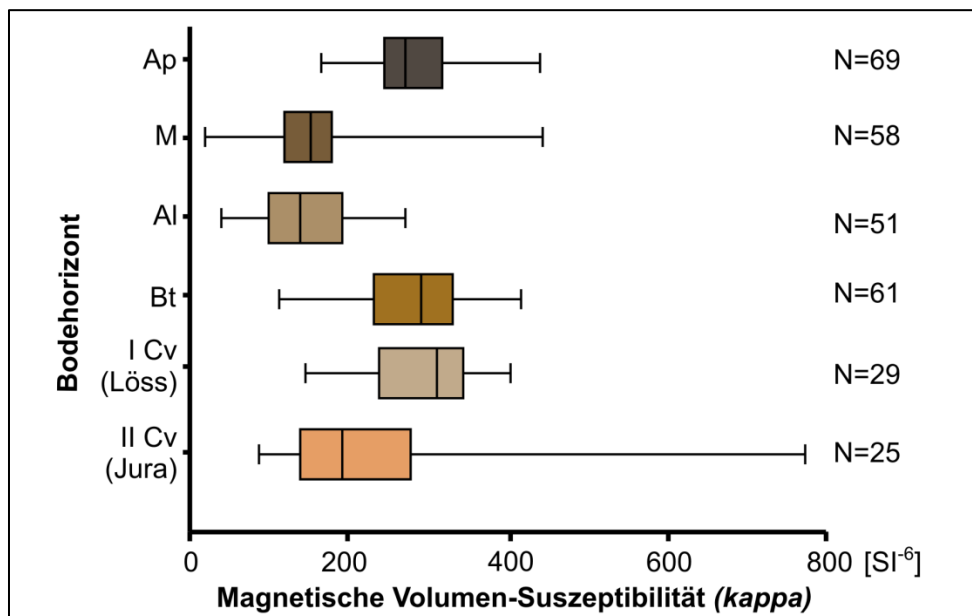


Abbildung 26: Die Boxplots zeigen die Werte der magnetischen Suszeptibilität (κ) für die verschiedenen Bodenhorizonte.

5 Ergebnisse und Diskussion

5.1 Interpolation der Punktdaten und Sedimentbilanzierung

5.1.1 Gesamtes Arbeitsgebiet

Die Profildokumentation von insgesamt 266 Profilen floss in die Erstellung des geostatistischen Modells (Abbildung 27) ein. Für die Kriging-Interpolation zeigte ein sphärisches Modell die beste Passung. Das Semivariogramm zeigt eine moderate Kontinuität der Daten, die auf die großen Abweichungen benachbarter Paare von Bohrpunkten und einer daraus resultierenden hohen räumlichen Variabilität der Sedimentbilanz zurückzuführen ist. Der Grenzwert des angewandten sphärischen Modells wurde bei einer Entfernung von 670 m erreicht. Werte, die diese Distanz überschreiten, können durch das Modell nicht vorhergesagt werden, da ihr räumlicher Zusammenhang unsicher ist (vgl. AKIN & SIEMES 1988).

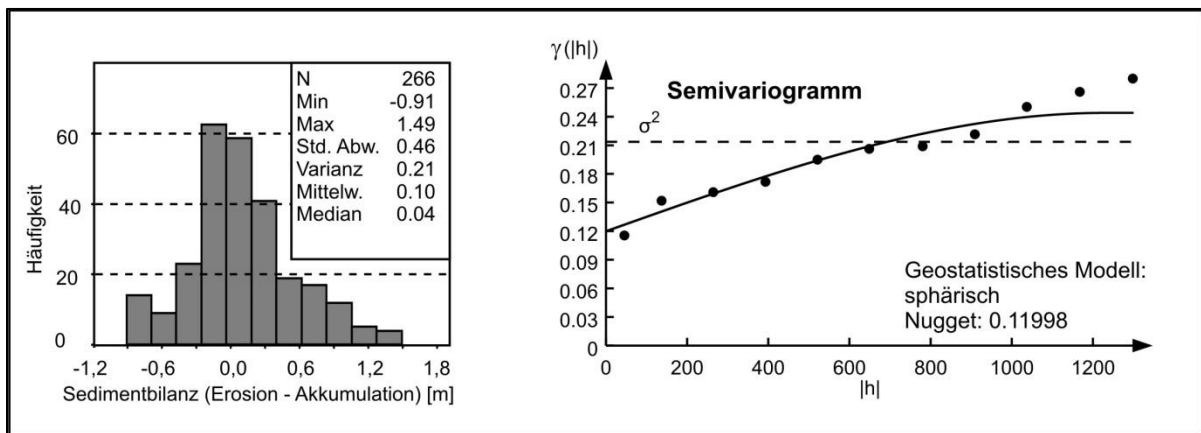


Abbildung 27: Statistiken der Rohdaten und das Semivariogramm der Kriging-Interpolation für das gesamte Arbeitsgebiet.

Grundsätzlich konnte die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes ($3,383 \text{ km}^2$) für die Interpolation genutzt werden, aber aufgrund der relativ geringen Dichte der Bohrpunkte und der hohen Varianz im Unterhangbereich wurde die Kriging-Interpolation auf die Bereiche mit einer Varianz von unterhalb 0,18 eingegrenzt. Diese recht zurückhaltende Begrenzung wurde aufgrund der Erfahrungen im Gelände in Bezug auf die räumliche Verteilung der Kolluvien gewählt.

Nach den bereits im Abschnitt Methodik beschriebenen Maskierungen konnte letztlich eine Fläche von 2,59 km² für die Berechnung von Bodenabtrags- und Bodenauftragswerten berechnet werden. Eine Glättung der Rohwerte ist eine Folge der Interpolation, sodass die ursprünglichen Extremwerte in den Darstellungen etwas niedriger ausfallen. Für die Darstellung in Abbildung 28 wurden die Kriging-Ergebnisse manuell in 7 Klassen eingeteilt. Aus der Abbildung wird deutlich erkennbar, dass die Oberhänge generell stark erodiert sind, während an den Unterhängen mächtige Kolluvien liegen. Die stärksten Sedimentverlagerungen lassen sich in der Regel in Bereichen erkennen, die ackerbaulich genutzt werden. Dies deckt sich mit nahezu allen anderen Studien (vgl. DOTTERWEICH 2008). Die Mächtigkeit der Kolluvien unter Wald ist deutlich geringer, wie es bereits auch schon in den Hangquerprofilen deutlich wurde. Insbesondere die Sohlen der Bachtäler sind nicht besonders stark von Sedimentverlagerungen betroffen.

Darüber hinaus fällt auf, dass die Erosionsflächen eine deutlich geringe Ausdehnung besitzen als die Flächen mit Sedimentauftrag. Dieses Phänomen muss grundsätzlich kein Problem sein, da die Erosionstiefe die Mächtigkeit der Kolluvien deutlich überschreiten kann.

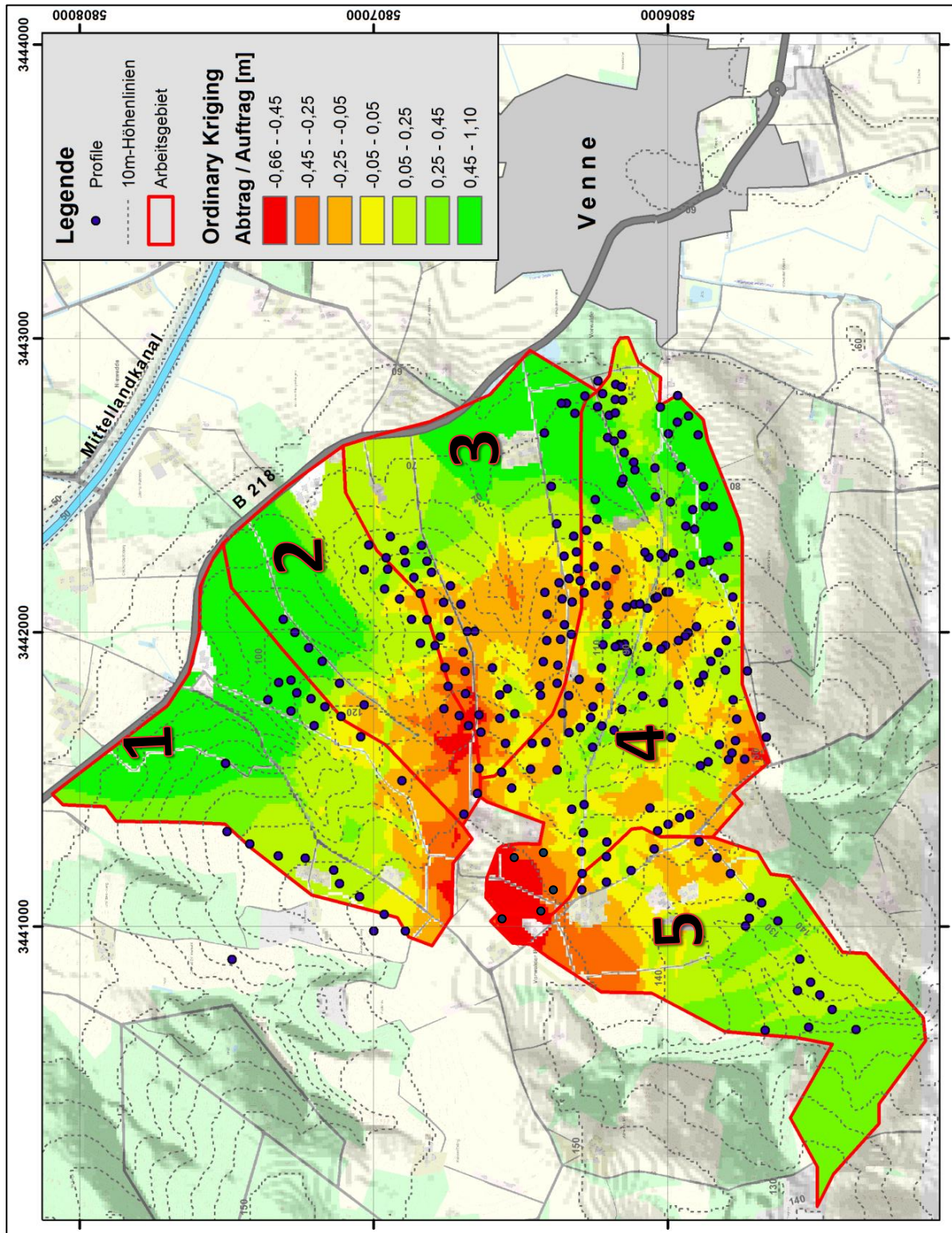


Abbildung 28: Ergebnis der Kriging-Interpolation für Bodenerosion und -auftrag für das gesamte Arbeitsgebiet, bestehend aus den 5 Teileinzugsgebieten. Um die Qualität der Interpolation zu erhöhen, wurden die Ergebnisse der Interpolation auf ein Varianzlimit von $< 0,18$ beschnitten.

Für die Kalkulation der erodierten und akkumulierten Massen wurden die interpolierten Werte des Bodenabtrages und Bodenauftrags vom rezenten DGM abgezogen. Die kumulierten Werte der durch die Cut and Fill-Funktion berechneten Bereiche werden gegeneinander aufgerechnet, um zu einer Sedimentbilanzierung zu kommen (Tabelle 1). Dieses Verfahren wurde zur Vergleichszwecken für verschiedene Interpolationsverfahren angewandt. Grundsätzlich und von der Interpolationsmethode unabhängig fällt auf, dass die berechneten Volumina der Kolluvien jeweils um ein mehrfaches größer sind als die Volumina der Erosion. So überschreiten die modellierten Volumina der Kolluvien diejenigen des erodierten Materials je nach Interpolationsmethode um den Faktor 3,2 bis 4,8. Der Vergleich des Kriging mit verschiedenen IDW-Gewichtungen zeigt, übereinstimmend mit anderen Studien (ROMMENS et al. 2005; HÄRTLING 2000), eine verhältnismäßig gute Übereinstimmung zwischen Kriging und IDW 2,0 (Tabelle 2).

Tabelle 2: Ergebnisse der Sedimentbilanzierung mit verschiedenen Interpolationsverfahren. Die Gesamtfläche unterscheidet sich aufgrund der Maskierung und/oder methodischer Gründe. Bei jeder Interpolation übersteigt das Volumen des akkumulierten Materials das der Erosion.

Interpolationsmethode	Fläche gesamt [km ²]	Volumen Erosion [m ³]	Volumen Akkumulation [m ³]	Verhältnis Akkumulation/Erosion
Ord. Kriging	3,37	166.424	800.872	4,8
Ord. Kriging, Var <0,18	2,59	151.877	487.282	3,2
IDW 1,0	3,00	175.495	632.218	3,6
IDW 1,5	3,00	189.949	651.014	3,4
IDW 2,0	3,00	205.256	670.662	3,3

5.1.2 Teileinzugsgebiet

Da die Ergebnisse der Massenbilanzierung für das Gesamtgebiet nicht zufriedenstellend waren, wurde die Prozedur für das größte Teileinzugsgebiet (Nr. 4 in Abbildung 28) wiederholt, weil die Daten in diesem Bereich in höherer Auflösung vorliegen. Insgesamt konnten hier 142 Bodenprofile für die gleichen Interpolationsverfahren genutzt werden. Für dieses Teileinzugsgebiet weist das Semivariogramm (Abbildung 29) wiederum eine moderate Kontinuität der Daten auf, ebenso wird auch mit einem sphärischen Modell die beste Passung auf. Der Grenzwert der Vorhersage wird bei 640 m erreicht. Werte, die jenseits dieser Grenze liegen, haben keine statistische räumliche Korrelation (vgl. AKIN & SIEMES 1988).

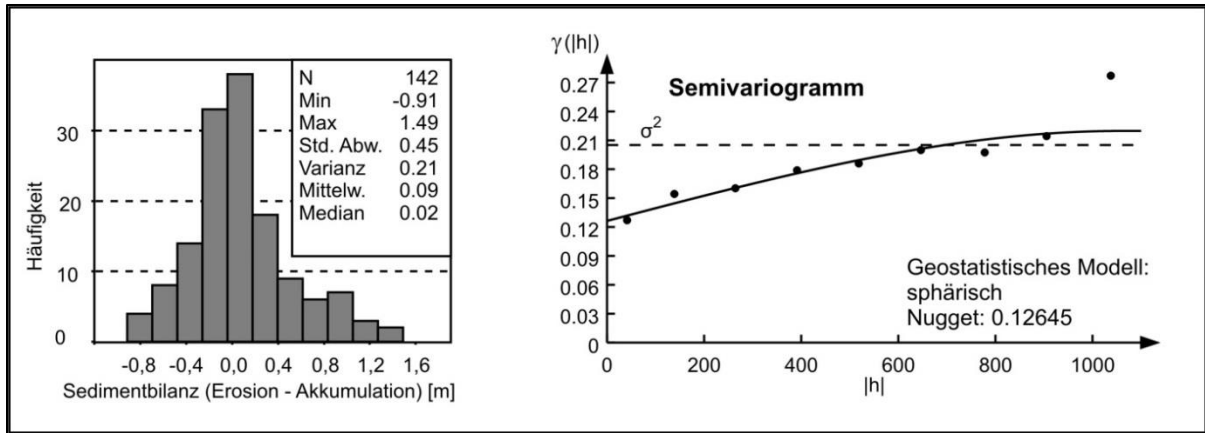


Abbildung 29: Statistiken der Rohdaten und das Semivariogramm der Kriging-Interpolation für das größte Teileinzugsgebiet (Nr. 4).

Für das Einzugsgebiet Nr. 4 kann eine Fläche von $0,94 \text{ km}^2$ interpoliert werden. Das bereits vorgestellte Varianzlimit von $0,18$ begrenzt die Kriging-Ergebnisse in diesem Falle nicht (Abbildung 30). Die Extremwerte sind durch die Interpolation wieder geglättet worden. Erneut erfolgte eine manuelle Einteilung der Ergebnisse in 7 Klassen.

In Abbildung 30 wird sichtbar, dass die höchsten Werte der Erosion und Akkumulation im Bereich der sanft abfallenden Hügel liegen, die landwirtschaftlich genutzt werden. Diese Beobachtungen decken sich mit den Erkenntnissen aus anderen Studien in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten (vgl. BORK & LANG 2003; ROMMENS et al. 2005; HOUBEN 2012; LEOPOLD & VÖLKELE 2007b). Im Gegensatz dazu sind auf den relativ steilen Talflanken nur relativ geringe Sedimentumlagerungen zu erkennen. Am Unterhang ist die Mächtigkeit der Ablagerungen im Verlauf des kleinen Baches vergleichsweise gering. Dieser liegt unter Wald und ist daher weniger stark von den Umlagerungsprozessen betroffen. Dies konnte bereits in den Darstellungen der Hanglängs- und Hangquerprofile in Kapitel 4 dieser Arbeit gezeigt werden.

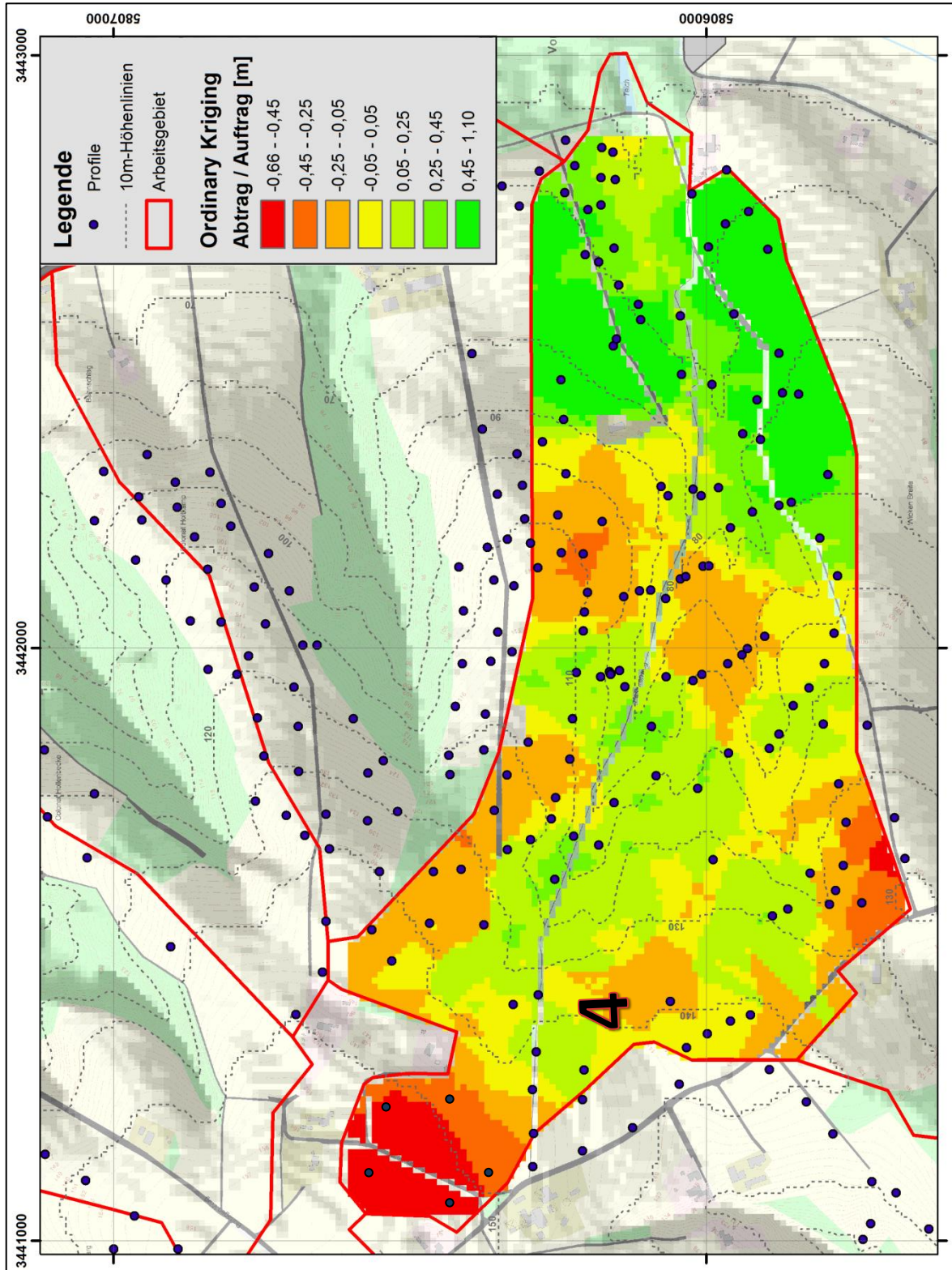


Abbildung 30: Ergebnis der Kriging-Interpolation für Bodenerosion und -auftrag für das Teileinzugsgebiet Nr. 4. Das Varianzlimit von $< 0,18$ wurde im gesamten Einzugsgebiet eingehalten.

Durch den Einsatz der Cut-and-Fill-Funktion in ArcGIS 10 konnte die Sedimentbilanz berechnet werden. Wie bereits oben erläutert, werden die Ergebnisse mit verschiedenen IDW-Interpolationen verglichen. Die Ergebnisse der Massenbilanzierungen sind in Tabelle 3 dargestellt. Jedoch besteht auch bei Betrachtung des Teileinzugsgebietes wieder eine unlogische Diskrepanz zwischen dem Volumen des erodierten Materials und den Kolluvien: das Volumen der Kolluvien überschreitet -abhängig vom Interpolationsverfahren- das Volumen der nachweisbaren Erosion um den Faktor 2 bis 2,5.

Tabelle 3: Ergebnisse der Sedimentbilanzierung mit verschiedenen Interpolationsverfahren. Bei jeder Interpolation übersteigt das Volumen des akkumulierten Materials das der Erosion, wenngleich das Missverhältnis geringer ist als bei der Interpolation aller Einzugsgebiete.

Interpolationsmethode	Fläche gesamt [km ²]	Volumen Erosion [m ³]	Volumen Akkumulation [m ³]	Verhältnis Akkumulation/Erosion
Ordinary Kriging	0,94	58.743	146.774	2,5
IDW 1,0	0,94	63.667	149.548	2,3
IDW 1,5	0,94	70.449	152.396	2,2
IDW 2,0	0,94	77.323	156.172	2,0

Offensichtlich ist bei der Interpolation des einzelnen Teileinzugsgebietes die Diskrepanz zwischen den Volumina der Akkumulation und der Erosion erheblich kleiner als bei der Berechnung für das gesamte Arbeitsgebiet. Dies ist durch die höhere Dichte der Datenpunkte zu erklären. Allerdings verbleibt auch in diesem Fall noch eine erhebliche Lücke zwischen den beiden berechneten Volumina, zumal ja auch von einem Sedimentabfluss aus dem Einzugsgebiet hinaus ausgegangen werden muss. Damit stehen die Befunde der Sedimentbilanzierung am Kalkrieser Berg in deutlichem Widerspruch zu den Ergebnissen aus den anderen Studien, die zumeist einen Sedimentaustrag von etwa 20% belegen (u. a. ROMMENS et al 2005; HOUBEN 2012).

Das hohe Missverhältnis zwischen den nachgewiesenen Kolluvien und den geringeren Erosionsvolumina bei den durchgeführten Interpolationen – sowohl für das gesamte als auch für das Teileinzugsgebiet - lässt sich durch folgende Vermutungen erklären:

1.) Das Ausmaß der Bodenerosion kann nicht vollständig dokumentiert werden und wird insbesondere bei stark erodierten Standorten erheblich unterschätzt (LEOPOLD & VÖLKELE 2007b). Folglich kann mit der eingesetzten Methode nur ein Minimalwert des Bodenabtrags dokumentiert werden. Um diese methodische Schwäche bei stark gekappten Profilen auszugleichen, nahmen ROMMENS et al. (2005; 2006) bei ihren Studien im Belgischen Lössgürtel die Tiefe der Entkalkungsfront im Löss als zusätzlichen Marker zu Hilfe. Da die

Lösssedimente am Kalkrieser Berg jedoch durchgängig entkalkt sind, lässt sich dieses Verfahren am Kalkrieser Berg leider nicht einsetzen, um die Genauigkeit der Erosionsmodellierung zu erhöhen. HOUBEN (2012) nimmt als zusätzlichen Marker die Untergrenze des Bt-Horizontes an, dies funktioniert aus den bereits im Abschnitt Methoden diskutierten Gründen im Untersuchungsgebiet nicht. Darüber hinaus ist mit einer etwas geringeren Lagerungsdichte der Kolluvien zu rechnen, die in einer Volumenzunahme (vgl. FÖRSTER 2012) resultiert.

2.) Auf dem Plateau des Kalkrieser Berges sind die heutigen Parabraunerden stellenweise nur sehr schwach entwickelt. Interpretiert man dies als einen Indikator für eine verhältnismäßig junge Bodenentwicklung, dann muss der ursprüngliche holozäne Boden an diesen Stellen – durch eine frühe landwirtschaftliche Nutzung – erodiert worden sein. In anderen Bereichen des Plateaus sind die Parabraunerden hingegen gut erhalten und dienen als Referenzprofile dieser Studie. Hier belegen weit verbreitete Flintartefakte, dass der Abtrag vom Plateau nicht flächenhaft gewesen sein kann.

3.) Das zum Einsatz gekommene DGM hat eine horizontale Auflösung von 10 m. Der daraus resultierende Treppeneffekt hat möglicherweise einen störenden Einfluss auf die Sedimentbilanzierung. Kleinräumige Sedimentspeicher wie Ackerkanten etc. können durch die Auflösung des Geländemodells nicht genau erfasst werden, das Geländemodell ist dadurch sehr ungenau.

4.) Die Berechnung der Volumina beinhaltet Ungenauigkeiten, die sich nur schwer quantifizieren lassen. Bereits bei der Interpolation von Punkt- zu Flächendaten kommt es zu Ungenauigkeiten, die sich bei der Berechnung der Volumina fortsetzen. Bereits ROMMENS et al. (2005) verweisen auf diese Problematik.

5.) einen weiteren möglichen Einfluss auf die Sedimentbilanz kann auch der anthropogene Eintrag von Sedimenten in Form einer Plaggenesch-Landwirtschaft (ECKELMANN 1980; LBEG 2009) im Unterhangbereich haben. BETZER (1989) beschreibt Plaggenesche aus Löß, die als tiefgründig humose Oberböden erscheinen. Die Lößplaggen wurden hier vorwiegend zur Aufbereitung des Mists auf dem Feld oder der Miststätte genutzt. Zusätzlich ist auch ein äolischer Eintrag von Feinsanden aus den in der Niederung vorgelagerten Dünengebieten nicht auszuschließen, diese Gebiete sind teilweise als durch Winderosion hoch gefährdet eingestuft (NIBIS KARTENSER 2014b). Die extreme Homogenisierung der Sedimente am

Unterhang infolge der ackerbaulichen Nutzung führt jedoch zur Vermischung möglicher Eintragsphasen, die sich daher nicht mehr voneinander abgrenzen lassen.

6.) es gibt keine Hinweise für einen besonders hohen Austrag von Sedimenten in Richtung der Vorfluter. Die Sedimente im Untersuchungsgebiet sind vorwiegend feinsandig bis schluffig, damit werden sie nicht als Suspensionsfracht aus dem Einzugsgebiet abgeführt. Falls es einen Transport in Richtung Vorfluter gibt, sollten die Sedimente als Schwemmfächer am Ausgang der Tälchen erkennbar sein. Allerdings gibt es bereits in der Analyse des DGM keine Hinweise auf ausgeprägte Sedimentfächer. Auch die Untersuchungen von Profilen in der Nähe der Bachläufe zeigten kaum Sedimente, die ursprünglich den Hängen zuzuordnen sind. Es deutet hierbei also alles darauf hin, dass der Großteil der Sedimente noch an den Unterhängen liegt. Damit decken sich die Ergebnisse dieser Studie mit den Erkenntnissen der gängigen Studien zu Sedimentbilanzierungen in kleineren Einzugsgebieten in den Lösslandschaften Mitteleuropas (vgl. DOTTERWEICH 2008).

5.2 Altersstellung der Sedimente

OSL-datierte Profile KALKR A und KALKR B

Die Ergebnisse der Gammaskpektrometrie belegen relativ ähnliche spezifische Aktivitäten zwischen den untersuchten Schichten der beiden Profile (vgl. Tabelle 4), wobei die Konzentration der Radionuklide im Profil KALKR B geringfügig höher ist. In der ^{238}U -Zerfallskette sind keine Ungleichgewichte erkennbar.

Tabelle 4: Schätzungen der Dosisraten-Berechnung für die Profile KALKR A und KALKR B. Bezeichnung der Bodenhorizonte nach AG BODEN (2005).

KALKR A	Bodenhorizont	Sedimentüberdeckung (cm)	Cosmic Dosisrate (mGy/ka)	^{238}U (Bq/kg)	^{232}Th (Bq/kg)	^{40}K (Bq/kg)	^{137}Cs (Bq/kg)
Kalk-A-OSL1	M	30	204	21,7 ± 0,8	20,0 ± 0,7	407 ± 21	< 0,29
Kalk-A-OSL2	M	50	198	25,5 ± 2,7	20,6 ± 0,7	412 ± 21	< 0,34
Kalk-A-OSL3	M	70	193	22,4 ± 2,5	19,1 ± 0,7	358 ± 19	< 0,56
Kalk-A-OSL4	AI	95	186	19,1 ± 1,7	18,9 ± 0,6	349 ± 18	< 0,25
KALKR B							
Kalk-B-OSL1	M	20	207	24,0 ± 2,2	26,0 ± 0,9	453 ± 24	< 0,58
Kalk-B-OSL2	AI I	35	202	23,4 ± 1,1	22,0 ± 0,8	458 ± 16	< 0,45
Kalk-B-OSL3	AI II	90	187	26,3 ± 1,2	25,6 ± 0,8	478 ± 25	< 0,54

Alle OSL-Proben zeigen gute Lumineszenz-Eigenschaften mit hellen und schnell abklingenden Signalen. Geringe Unsicherheiten der Dosis-Signal-Ration lassen sich anhand niedriger Abweichungen (<10%) von der Exponential-Kurve, gleichförmiger Regeneration, niedrigen Empfindlichkeitsveränderungen und damit geringen Fehler der geschätzten Äquivalentdosis erkennen. Eine gute Reproduzierbarkeit während der *dose-recovery-tests* deutet auf eine niedrige probenspezifische Variation (vDR) im Bereich von 4-8% (maximal 14,2%, siehe Tabelle 5) hin. Die Verteilung der Äquivalentdosen sind symmetrisch und weisen eine niedrige Standardabweichung (sd, siehe Tabelle 5) auf. Im Vergleich zu den *dose-recovery-tests* jedoch übersteigt die sd den vDR um 3-5%. Dies ist möglicherweise auf mikrodosimetrische Variationen im Sediment und weitere *post-depositional* Effekte zurückzuführen. Demzufolge kann eine nichthomogene Bleichung nicht belegt werden. Eine Ausnahme bildet die Probe KALKR B OSL 3, bei der eine hohe sd auf das Vorhandensein eines Residualsignals hindeutet. Die OSL-Alter zwischen 12 und 13 ka im Profil KALKR B weisen keinerlei Alter-Tiefe-Zusammenhang auf, obwohl die bodenkundliche Ansprache hier deutlich

unterscheidbare Horizonte bzw. Schichten ausweist. Wenngleich eine inhomogene Bleichung der Sedimente in den oberen Schichten (KALK B OSL 1 und KALKR B OSL 2) nicht belegt werden kann, muss hier also von einer sogenannten *verdeckten ungenügenden Bleichung* ausgegangen werden, die durch eine zu schwache Belichtung während der Umlagerung erklärt werden kann. Eine Folge dieser ungenügenden Belichtung wäre folglich eine Überschätzung der Sedimentalter. Aufgrund der fehlenden Informationen in Bezug auf die ungenügende Bleichung können die ermittelten Alter vom Profil KALKR B ausschließlich als Maximalalter interpretiert werden. Im Gegensatz dazu weisen die OSL-Alter aus dem Profil KALKR A keinerlei Anzeichen einer ungenügenden Bleichung auf und zeigen einen schlüssigen Zusammenhang von zunehmender Tiefe und Sedimentalter.

Tabelle 5: Ergebnisse der OSL-Messungen und die daraus ableitbaren Sedimentationsalter für die Profile KALKR A und KALKR B (sd: Standardabweichung; vDR: Koeffizient der Varianz in Dosis-Recovery-Tests; (OSL-Alter in Klammern): vermutete ungenügende Bleichung).

KALKR A	Dosisrate (Gy/ka)	Paläodosis (Gy)	sd (%)	v_{DR} (%)	Alter (ka)
Kalk-A-OSL1	1,8	5,4 ± 0,1	19,2	14,2	3,0 ± 0,3
Kalk-A-OSL2	1,9	8,2 ± 0,2	10,1	7,2	4,4 ± 0,5
Kalk-A-OSL3	1,7	12,2 ± 0,3	9,8	5,4	7,4 ± 0,9
Kalk-A-OSL4	1,6	20,1 ± 0,5	11,2	8,1	12,8 ± 1,4
KALKR B					
Kalk-B-OSL1	2,0	24,9 ± 0,5	5,0	4,2	(12,4 ± 1,4)
Kalk-B-OSL2	2,0	25,8 ± 0,6	4,8	4,2	(13,2 ± 1,4)
Kalk-B-OSL3	2,1	27,4 ± 0,8	12,9	5,2	(13,1 ± 1,4)

Profil KALKR A

Das Profil KALKR A (Abbildung 31) befindet sich im Bereich eines Talbodens im oberen Bereich des Kalkrieser Berges auf einer Höhe von etwa 105 m NN. Die granulometrischen Parameter sind bereits in Kapitel 4 dieser Arbeit vorgestellt worden; die Interpretation der Alter im landschaftshistorischen Kontext erfolgt in Kapitel 5.2.

Die OSL-Datierungen des Tonverarmungshorizontes (AI) ergaben ein Alter von ca. $12,8 \pm 1,4$ ka. Dieses Alter weicht zwar deutlich von den weichsel-hochglazialen Ablagerungsaltern der Löss ab, wie sie bislang für den Raum (SKUPIN 2003) beschrieben wurden, allerdings sind die Löss bekanntermaßen als Schwemmlöss periglazial verlagert worden. Die Alterstellung dieses nativen Bodenhorizontes deutet auf eine letztmalige Umlagerung des Schwemmlösses infolge kleinräumiger solifluidaler Umlagerungsprozesse im frühen Alleröd-Interstadial oder während der Jüngeren Dryas hin und entspricht damit den Sedimenten der Hauptlage. Für das untere Kolluvium II M wurde ein Alter von $7,3 \pm 0,9$ ka ermittelt, damit legt es klimatisch im Atlantikum. Die OSL-Datierungen des überlagernden I M-Kolluviums belegen Umlagerungen um $4,4 \pm 0,5$ ka und um $3,0 \pm 0,3$ ka. Sie wurden also während des Subboreals bzw. während des Subatlantikums abgelagert. Während dieser Zeit kann bereits ein bedeutsamer anthropogener Einfluss auf den Landschaftshaushalt als gesichert gelten.

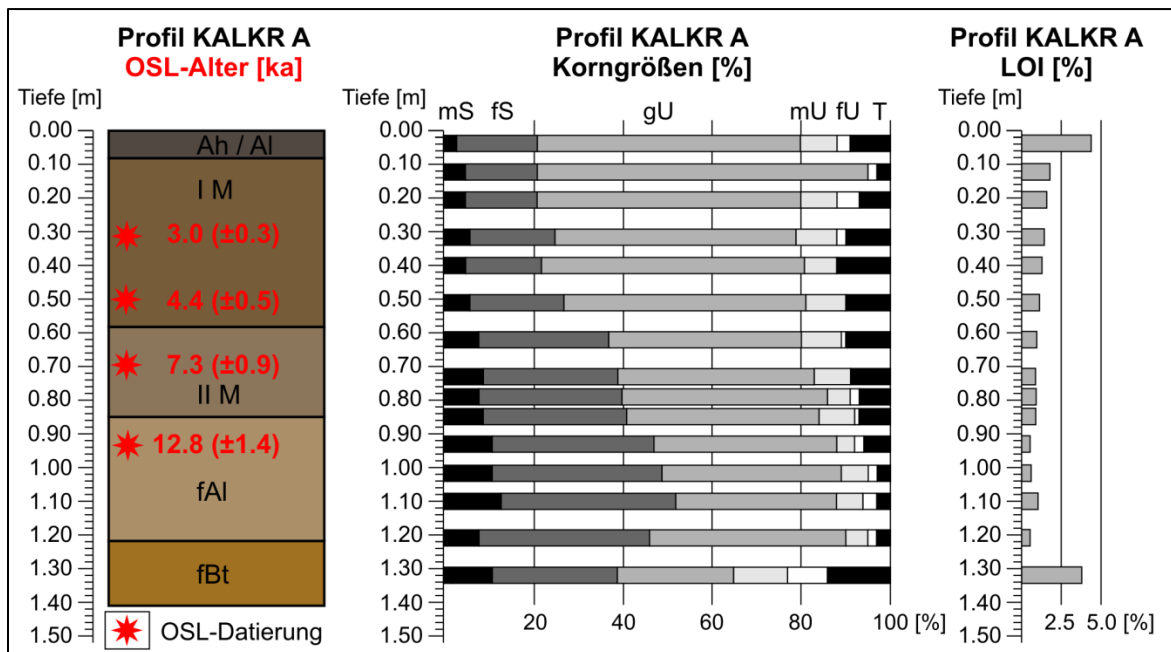


Abbildung 31: Profil KALKR A mit OSL-Altern, Korngrößenverteilung und Glühverlust (LOI). Die hohen Glühverluste im Bt-Horizont lassen sich durch Kristallwasser in den Tonmineralen erklären.

Profil KALKR B

Das Profil KALKR B liegt auf einem kleinen Sporn im Ober/Mittelhangbereich auf einer Höhe von etwa 120 m NN. Die pedologische Ansprache zeigt auch hier kolluviale Sedimente, die sich auch granulometrisch von den nativen Bodenhorizonten abgrenzen. Wie in Abbildung 32 erkennbar ist, ergaben die OSL-Datierungen an diesem Profil für alle Horizonte relativ ähnliche Ergebnisse. Die Alter der unteren Bodenhorizonte Cv und Al entsprechen mit 13,1 ka bzw. 13,3 ka ungefähr dem Al-Horizont im Profil KALKR A und bestätigen damit die Altersbestimmung der frühholozänen Umlagerung im Alleröd oder während der Jüngerer Dryaszeit, bevor sich die holozänen Parabraunerden bildeten. Das Alter des kolluvialen Horizontes M jedoch weicht mit 12,4 ka kaum von diesen Altern ab und ist damit offensichtlich zu hoch, was sich auf eine möglicherweise unzureichende Belichtung der kolluvialen Sedimente während der Umlagerung zurückzuführen lässt. Da die OSL-Messwerte jedoch keinen Hinweis auf eine unzureichende Bleichung der Sedimente geben, muss hier – wie bereits erläutert – von einer verdeckten unzureichenden Belichtung ausgegangen werden.

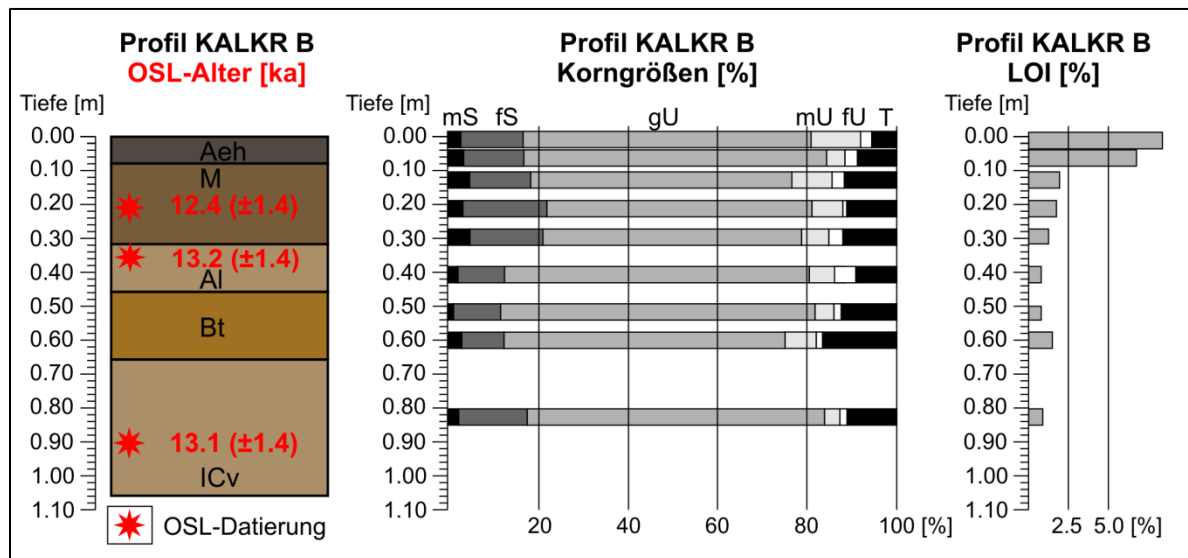


Abbildung 32: Profil KALKR B mit OSL-Daten. In diesem Profil lassen die OSL-Datierungen keine Alter-Tiefe-Korrelation erkennen. Dies ist wahrscheinlich auf eine unzureichende Bleichung der kolluvialen Sedimente während des Transportes zurückzuführen.

Alterstellung der undatierten Profile

Für die jüngeren Kolluvien lassen sich nur Maximalalter ermitteln, die im Rahmen einer archäologischen Grabung im Hangfußbereich bei Venne (ROST & WILBERS-ROST 2011) bestimmt wurden. Bei der Grabung in Venne-Vorwalde im Jahr 2011 (Abbildung 33) ist im beispielhaften Profil 194 eine holozäne Parabraunerde im lössigen Ausgangssubstrat entwickelt. Darüber liegt ein mehrgliedriges Kolluvium von 0,8 m Mächtigkeit. Wiederholte in-situ Messungen der magnetischen Volumenssuszeptibilität in jedem Horizont/ jeder Schicht lassen vor allem in diesem Grenzhorizont zwischen alter Oberfläche und dem Kolluvium sehr hohe Varianzen erkennen, die mit einem anthropogenen Einfluss auf die damals oberflächennahen Sedimente zu erklären sind. Das Kolluvium selbst ist durch eine vergleichsweise homogene Korngrößenverteilung und einen zur Oberfläche ansteigenden LOI gekennzeichnet, was auf eine kontinuierliche Ablagerung mit einer starken Durchmischung und Homogenisierung hindeutet, wie sie für eine pflügende Landwirtschaftsweise industrieller Prägung typisch ist. Im Grenzbereich zwischen der Parabraunerde und dem überlagernden Kolluvium finden sich in der archäologischen Grabung flächenhaft Befunde, die in die späte (vorrömische) Eisenzeit und die römische Kaiserzeit eingeordnet werden. Die in-Situ-Befunde in dem Grenzhorizont lassen auf ein maximales Alter des Kolluviums von 2 ka schließen. Eine genauere naturwissenschaftliche Altersbestimmung dieser Sedimente wäre wünschenswert, ist jedoch – wie bereits erläutert – aufgrund der Sedimenteigenschaften als schwierig zu beurteilen. Das verhältnismäßig junge Ablagerungsalter dieser gewaltigen Sedimente ist auf mehrfach umgelagerte Kolluvien gemäß dem Sedimentkaskadenprinzip nach LANG & HÖNSCHEIDT (1999) zurückzuführen, bei dem ältere Kolluvien vom Ober- und Mittelhang in den jüngsten Epochen ein weiteres Mal mobilisiert und bis an die Unterhänge transportiert wurden. Diese Erkenntnis wird durch viele weitere Studien bestätigt (u. a. BORK 1998; LANG & BORK 2006)

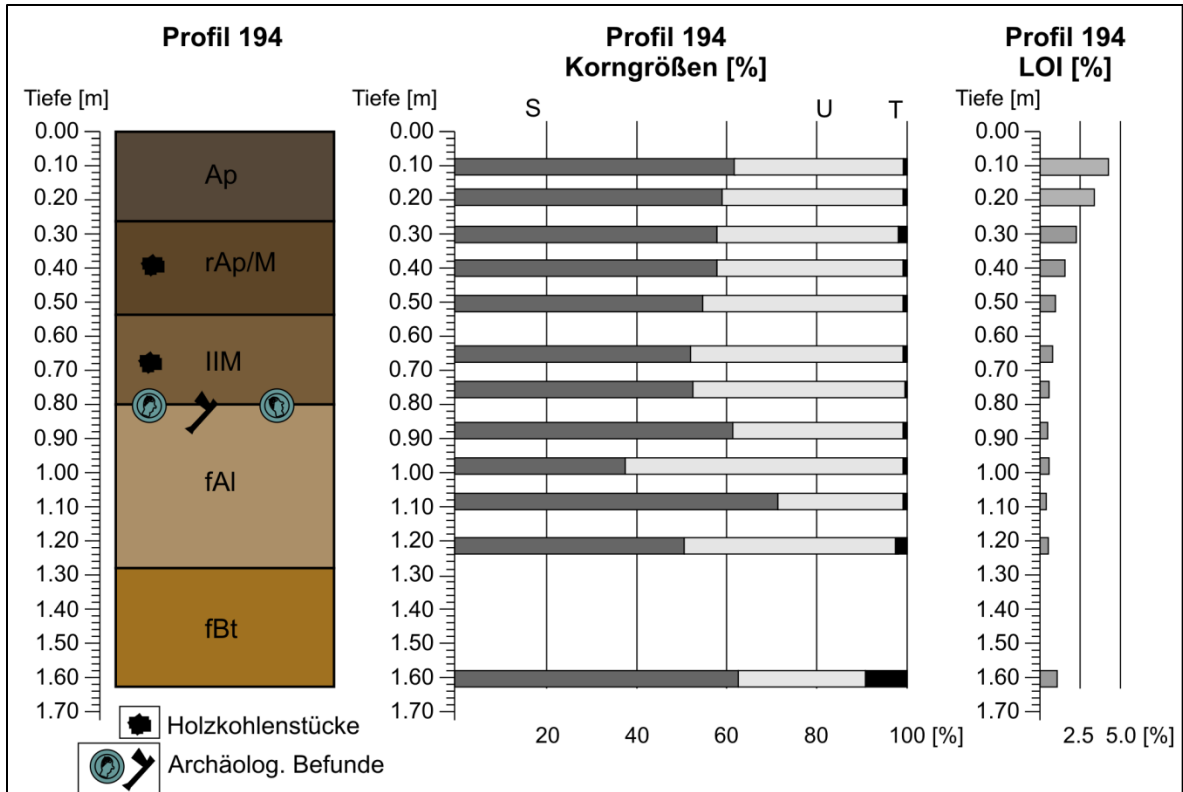


Abbildung 33: Profil 194 aus der archäologischen Grabung Venne 2011. Die ehemalige Oberfläche ist durch eine Häufung archäologischer Befunde von ca. 2 ka BP zu erkennen. Die überlagernden Kolluvien weisen aufgrund der permanenten Durchmischung durch das Pflügen eine homogene Korngrößenverteilung auf. Zur Oberfläche hin steigen die LOI-Werte deutlich an.

5.2.1 Vergleich der Befunde mit regionalen Umweltarchiven

Das älteste Kolluvium im Profil KALKR A (0,7 m Tiefe) wird auf ein Alter von $7,3 \pm 0,9$ ka datiert, dieses entspricht in etwa der spätmesolitischen bis frühneolithischen Kulturstufe im Untersuchungsraum. Die ältesten Bohlenwege aus dem nahegelegenen Campemoor (PR 31, um 4.800 v. Chr., vgl. METZLER 2003) liegen innerhalb des Streuungsintervalls dieses Datierungsbefundes und belegen immerhin menschliche Aktivität, die zu Veränderungen in der Landschaft führte. Eine Umlagerung dieses Kolluviums durch Ackerbau ist aufgrund der Befunde aus anderen Umweltarchiven zu bezweifeln. Zwar konnte DIECKMANN (1998) die erste Getreidepollen im Campemoor bereits an der Basis des ältesten Bohlenweges (4.680 ± 40 v. Chr.) nachweisen, doch erst deutlich später, nämlich für 3.000 ± 100 bzw. 2.980 ± 40 v. Chr. ist in diesem Profil eine durchgängige Kurve belegt. Auch BAUEROCHSE (2003) kann eine durchgehende Pollenkurve für Siedlungszeiger seit dem Bau der ältesten Bohlenwege bis zum Beginn der Hochmoorphase um 2.900 v. Chr. im Campemoor nachweisen. FREUND (1994) konnte *Cerealia*-Pollen im etwa 30 km östlich gelegenen Hücker Moor nachweisen, die auf ein Alter von 4.500 v. Chr. datiert wurden. Aus archäologischer Sicht liegen allerdings keine Befunde vor, die auf eine frühneolithische Besiedlung am Kalkrieser Berg hindeuten. Damit ist auch unwahrscheinlich, dass eine Ackerbaukultur zur Umlagerung dieser Sedimente geführt haben könnte. Gleichwohl belegt dieses Kolluvium, dass es bereits am Übergang vom Meso- zum Frühneolithikum zu ersten Umlagerungsprozessen am Kalkrieser Berg kam. Ausgelöst wurden sie wahrscheinlich durch eine intensivierete Abholzung der Wälder und eine –wie auch immer geartete – intensivierete Landnutzung. Die OSL-Datierung eines Kolluviums mit dieser Zeitstellung stellt trotzdem ein Novum für Norddeutschland dar (vgl. REIB et al. 2009, DREIBRODT et al. 2010). Allen Zweifeln zum Trotz deutet dieses Kolluvium an, dass die ersten Umlagerungsprozesse am Kalkrieser Berg bereits während des späten Mesolithikums einsetzten. Ausgelöst wurden sie wahrscheinlich durch die frühe Abholzung und eine intensivierete Landnutzung. Wenngleich für diese Epoche im Untersuchungsgebiet keinerlei Siedlungsbefunde dokumentiert sind, ist eine lokal begrenzte Erosion als Folge der Abholzung durchaus denkbar, wie auch DOTTERWEICH et al. (2013) für ein Einzugsgebiet im Schwarzwald zeigen konnten.

Das darüber lagernde Kolluvium (0,5 m Tiefe) wird auf ein Alter von 4,4 ka datiert. Dieses Alter liegt kulturgeschichtlich am Übergang zwischen dem Neolithikum und der frühen Bronzezeit. Die Moore in der Umgebung des Kalkrieser Berges verzeichnen in diesem Zeitraum ein dezidiertes Torfwachstum, welches auf feuchtere klimatische Bedingungen

zurückzuführen ist (LEUSCHNER et al. 2007; ECKSTEIN et al. 2010; ECKSTEIN et al. 2011). Durch den steigenden Grundwasserstand wurden bisherige Ackerflächen unzugänglich. Der intensivierte Bau von Bohlenwegen innerhalb der Moore ist ein Zeugnis dieser zunehmenden Vermoorung der Landschaft (BAUEROCHSE & METZLER 2001). Der jüngste der bislang gefundenen Bohlenwege im Campemoor (PR 32) ist auf etwa 2.900 v. Chr. datiert (METZLER 2003). In den Pollendiagrammen aus dem Campemoor (BAUEROCHSE 2003, siehe Abbildung 34) zeigt sich ein deutlicher Wandel der Umwelt seit 2.900 v. Chr., der sich mit einem Wechsel vom Nieder- zum Hochmoor manifestiert. Während die Pollenkurven der Siedlungszeiger ab diesem Zeitpunkt deutlich zurückgehen, dominieren Torfmoose (*Sphagnum*) und Heidegewächse. DIECKMANN (1998) konnte im Profil Campemoor I weiterhin Getreidepollen und Offenlandzeiger auch seit 3.000 v. Chr. nachweisen. Bronzezeitliche Hügelgräber bei Engter (MÖLLERS 2004a) belegen darüber hinaus die Anwesenheit von Menschen. Unter dem Druck der sich verändernden Umwelt wandelte sich offenbar die Lebensweise der Siedler. Eine Folge der schwindenden Ackerflächen in den Niederungen könnte ein höherer Nutzungsdruck auf die trockenen Hangbereiche am Kalkrieser Berg sein. Die intensivere Nutzung dieser Bereiche resultierte dann in einer erhöhten Umlagerungsdynamik, die heute als Kolluvium erhalten ist. Ein direkter klimatischer Einfluss auf die Sedimentverlagerungen in Form erhöhter Niederschlagsmengen und daraus resultierender Umlagerungen ist ebenfalls denkbar.

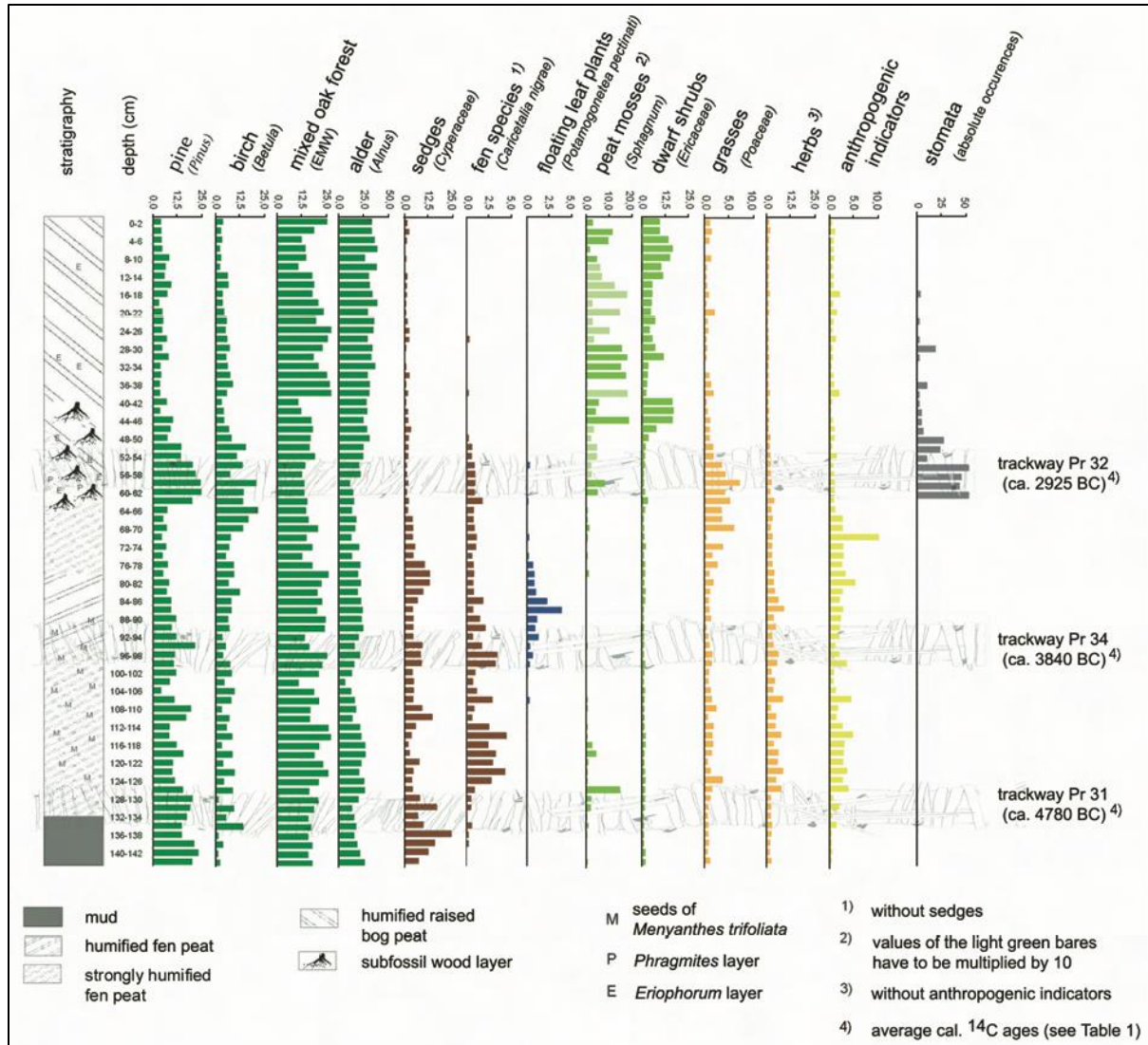


Abbildung 34: Pollendiagramm mit ausgewählten Pollenarten und den Bohlenwegen aus dem Profil Campemoor (BAUEROCHSE 2003, verändert).

Die jüngste kolluviale Ablagerung (0,3 m Tiefe) im Profil KALKR A wird auf 3,0 ka datiert. Damit entspricht sie kulturgeschichtlich dem Übergang von der späten Bronzezeit zur frühen Eisenzeit. Im Profil Campemoor II sind auch für diese Zeit palynologische Belege für Offenlandzeiger wie *Poacea* nachgewiesen. Weiterhin erlaubt dieses Pollenarchiv den Nachweis von Ackerbau bis 860 ± 60 v. Chr. (DIECKMANN 1998). Archäologische Befunde wie die Hügelgräber bei Engter (MÖLLERS 2004a) bestätigen auch für diese Zeit eine Nutzung der Landschaft durch den Menschen.

Für die jüngeren Kolluvien lassen sich nur Maximalalter ermitteln, die im Rahmen einer archäologischen Grabung im Hangfußbereich bei Venne (ROST & WILBERS-ROST 2011) bestimmt wurden. Bei der Grabung in Venne-Vorwalde im Jahr 2011 (Abbildung 33) ist im beispielhaften Profil 194 eine holozäne Parabraunerde im lössigen Ausgangssubstrat entwickelt. Darüber liegt ein mehrgliedriges Kolluvium von 0,8 m Mächtigkeit. Im Grenzbereich zwischen der Parabraunerde und dem überlagernden Kolluvium finden sich in der archäologischen Grabung flächenhaft Befunde, die in die Späte (Vorrömische) Eisenzeit und die Römische Kaiserzeit eingeordnet werden. Die in-Situ-Befunde in dem Grenzhorizont lassen auf ein maximales Alter des Kolluviums von 2 ka schließen. Eine genauere naturwissenschaftliche Altersbestimmung dieser Sedimente wäre wünschenswert, ist jedoch – wie bereits erläutert – aufgrund der Sedimenteigenschaften als schwierig zu beurteilen. Aus paläobotanischer Sicht belegen verkohlte Pflanzenreste aus einer prähistorischen Siedlung am Oberesch in Kalkriese sowie die Pflanzenfunde aus einer römischen Bronzehülse vom Oberesch die ackerbauliche Nutzung der Landschaft während der Vorrömischen Eisenzeit und um die Zeitenwende. Eine Landnutzung durch bäuerliche Niederwaldwirtschaft während des Mittelalters belegt das Pollenarchiv der Kalktuffquelle am Kalkrieser Berg (DIECKMANN 1998). Möglicherweise finden sich in historischen Archiven Hinweise auf die unter anderem von GLASER (2001) und BORK (2006) beschriebenen Starkniederschläge im Mittelalter und ihre Auswirkungen im Osnabrücker Land. Hinweise auf einen historischen Höchststand der Weser im Sommer des Jahres 1342 finden sich bei SCHMIDT (2000; 2002).

In Abbildung 35 sind die Befunde dieser Untersuchung in Verbindung mit einigen anderen lokalen und regionalen Umwelt- und Kulturarchiven dargestellt. Die chronologischen Befunde der Kolluvien am Kalkrieser Berg bestätigen die Hypothese einer frühen Landnutzung und die damit zusammenhängende Erosion und Kolluvienbildung im Untersuchungsraum.

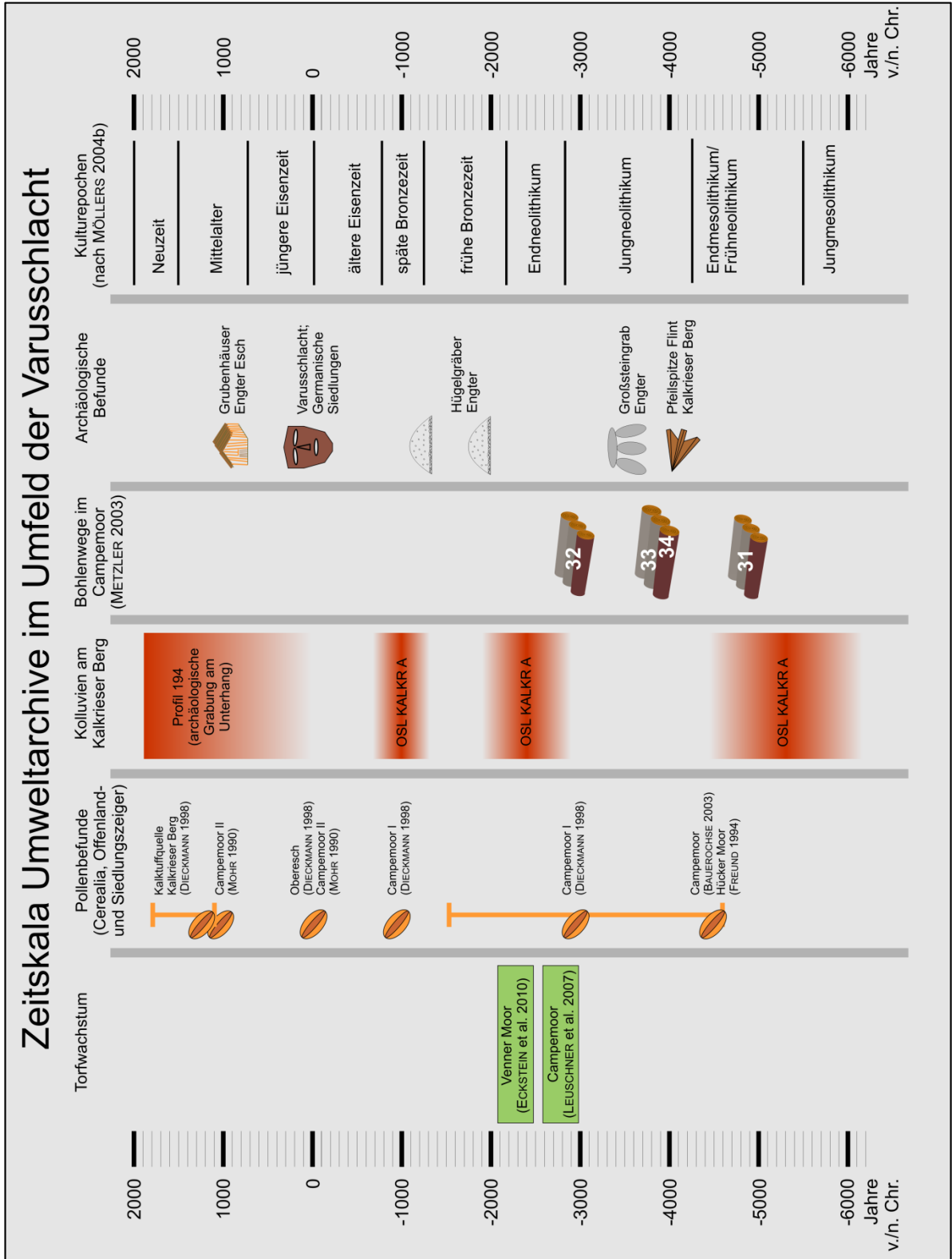


Abbildung 35: Zusammenstellung verschiedener Umwelt- und Kulturarchive im Umfeld der Varusschlacht.

5.2.2 Vergleich mit Sedimentarchiven in Deutschland und Mitteleuropa

Das älteste Kolluvium im Profil KALKR A (0,7 m Tiefe) wird auf ein Alter von 7,3 ka datiert, dieses entspricht der spätmesolithisch-frühneolithischen Kulturstufe. Damit stimmt dieses Alter sehr gut mit Studien aus Süd- und Mitteldeutschland überein, wo die frühneolithische Bodenerosion auf den frühen Ackerbau der Bandkeramiker zurückzuführen ist (DOTTERWEICH & DREIBRODT 2011; LANG 2003; SEMMEL 1995; LANG & HÖNSCHEIDT 1999; LANG & WAGNER 1996; WUNDERLICH 2000). Für Norddeutschland hingegen stellt eine Datierung innerhalb dieses Zeitabschnitts ein Novum dar (vgl. REIß et al. 2009, DREIBRODT et al. 2010), zumal es im Untersuchungsgebiet keinerlei Hinweise auf eine bandkeramische Besiedlung gibt. Trotzdem deutet dieses Kolluvium an, dass die ersten Umlagerungsprozesse am Kalkrieser Berg bereits während des späten Mesolithikums bzw. des Frühneolithikums einsetzten. Ausgelöst wurden sie wahrscheinlich durch die frühe Abholzung und eine intensivierete Landnutzung. Auch wenn für diese Epoche im Untersuchungsgebiet keinerlei Siedlungsbefunde dokumentiert sind, sind lokal begrenzte Erosionsphänomene als Folge einer kleinräumigen Abholzung durchaus denkbar. Ähnliches konnten auch DOTTERWEICH et al. (2013) für ein Einzugsgebiet im Schwarzwald zeigen. Eine Klimaveränderung im Sinne kurzfristiger Klimaabkühlungen (*Rapid Climate Change*-Events) als Ursache dieser Umlagerungen ist vorstellbar, da die Datierung mit ihrem Fehlerintervall noch den Bereich des *RCC*-Ereignisses von 9-8 ka cal BP (MAYEWSKY et al. 2004) erreicht.

Das darüber lagernde Kolluvium (0,5 m Tiefe) wird auf ein Alter von 4,4 ka datiert. Dieses Alter markiert den Übergang zwischen dem Neolithikum und der Frühen Bronzezeit. Die jüngste kolluviale Ablagerung (0,3 m Tiefe) im Profil KALKR A wird auf 3,0 ka datiert, damit entspricht sie der Frühen Eisenzeit. Verstärkte Erosionsprozesse während der späten Bronze- und frühen Eisenzeit sind in kolluvialen Archiven in Lösslandschaften quer durch Europa dokumentiert (ZOLITSCHKA et al. 2003; DOTTERWEICH 2008; LANG 2003; LANG et al. 1999; ROMMENS et al. 2007). In den süddeutschen Sedimentarchiven wird die verstärkte Umlagerungsdynamik als eine Folge des zweiten Maximums der Landnutzungsintensität interpretiert (LANG 2003). In norddeutschen Sedimentarchiven zeigt sich zu dieser Zeit ein erstes Maximum der Bodenerosion als Folge intensiverer Landnutzung durch den Menschen (REIß et al. 2009; DREIBRODT et al. 2010).

Die Ablagerungen am Unterhang sind aller Wahrscheinlichkeit nach erheblich jünger als das Maximalalter von ca. 2.000 Jahren, welches durch die archäologischen Funde ermittelt werden konnte. Für Völkerwanderungszeit ist auch am Kalkrieser Berg von einer deutlich

reduzierten Umlagerungsdynamik auszugehen, da Pollenarchive überall in Nordwestdeutschland einen Trend zur Wiederbewaldung belegen. So weisen ANDERSEN & BERGLUND (1994) in ihren Kartensätzen einen sinkenden Nichtbaumpollenanteil in Nordwestdeutschland für den Zeitraum von der Zeitenwende bis zur Völkerwanderungszeit nach. Es ist also von einer Wiederbewaldung als Folge einer weniger intensiven Landnutzung auszugehen. Weiterhin muss bedacht werden, dass die mit Abstand höchsten Erosions- und Akkumulationsraten in Deutschland im späten Mittelalter erreicht wurden (BORK et al. 1998; DOTTERWEICH 2008; LANG 2003; FUCHS et al. 2011). Demnach ist zu erwarten, dass die Kolluvien am Fuße des Kalkrieser Berges ebenfalls deutlich jünger sind, als die Maximalalter vermuten lassen. In ihrer Übersichtsarbeit über mehrere Standorte in Deutschland konnten BORK & LANG (2003) zeigen, dass die durchschnittliche Bodenerosion am Ober- und Mittelhang seit dem Frühen Mittelalter beinahe 2,3 m betrug. Von diesen Sedimenten wurden 80% als Kolluvien an den Unterhängen abgelagert; nur ein kleiner Teil hat die Einzugsgebiete verlassen. Die Erkenntnisse aus anderen Studien stützen die These, dass der Großteil der Sedimente am Unterhang erheblich jünger als 2.000 Jahre ist.

In Abbildung 36 werden die Datierungsbefunde vom Kalkrieser Berg mit den bei DREIBRODT et al. (2010) zusammengetragenen Befunden aus Nord-, Mittel- und Süddeutschland verglichen. Deutlich zu erkennen ist hier, dass die die Bodenerosion in Süd- und Mitteldeutschland früher einsetzte als im Norden. Dieses hat siedlungshistorische Gründe, die bereits zu Beginn dieser Arbeit erläutert wurden. Ein Vergleich der Datierungsbefunde vom Kalkrieser Berg (in der Grafik rot markiert) mit den Archiven aus Mittel- und Süddeutschland ist daher schwierig. An den absoluten Fallzahlen lässt sich ablesen, dass der Großteil der bisher durchgeführten Untersuchungen an kolluvialen Sedimentarchiven im Süden und im zentralen Deutschland durchgeführt wurde. Die Abbildung macht deutlich, dass es für das Spätmesolithische bis Frühneolithische Kolluvium am Kalkrieser Berg in Norddeutschland keine vergleichbaren Befunde gibt. Das Frühbronzezeitliche Kolluvium hingegen datiert aus einer Zeit, zu der es auch in den Sedimentarchiven aus Nord- und Mitteldeutschland vergleichsweise viele Befunde gibt. Das Spätbronzezeitliche Kolluvium vom Kalkrieser Berg korrespondiert ebenfalls mit einer Phase intensiver Umlagerungen in Norddeutschland. Die jüngsten Umlagerungen vom Unterhang sind jünger als 2.000 Jahre und mit großer Wahrscheinlichkeit ab dem Mittelalter umgelagert worden. Diese Umlagerungen sind in vielen Sedimentarchiven in ganz Deutschland belegt.

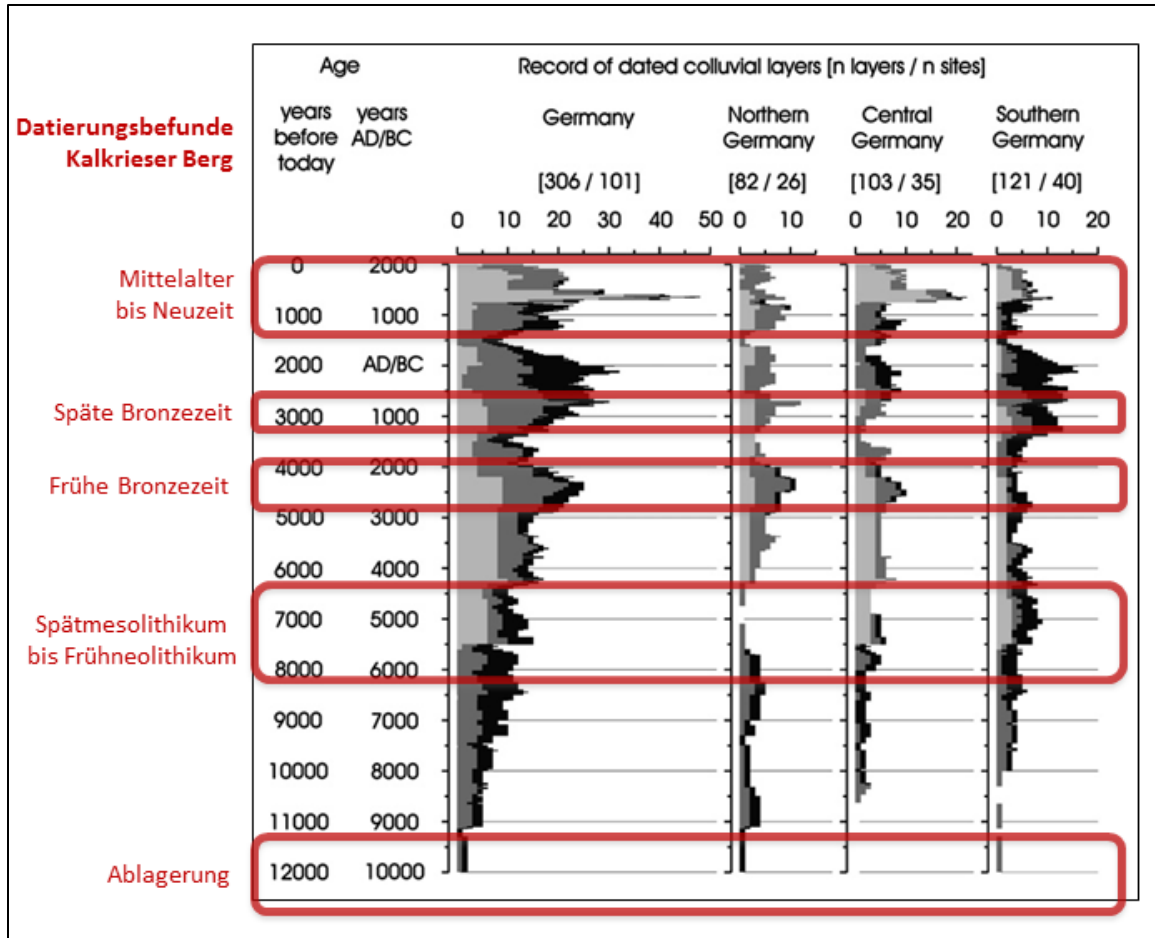


Abbildung 36: Die Datierungsbefunde der Kolluvien vom Kalkrieser Berg im Vergleich mit den Datierungen kolluvialer Archive von Standorten aus Deutschland (verändert nach DREIBRODT et al. 2010). Sehr deutlich zu erkennen ist der zeitlich versetzte Beginn der Bodenerosion in Norddeutschland.

5.3 Synthese: Modell der Landschaftsentwicklung

Aus den Ergebnissen der vorliegenden Untersuchung lässt sich ein vorläufiges Modell der Landschaftsentwicklung am Kalkrieser Berg unter dem Einfluss des Menschen entwickeln, welches in Abbildung 37 dargestellt ist.

A) während des frühen und mittleren Weichsel-Glazials wurde das Material der saalezeitlichen Grundmoräne durch (geli)solifluidale Prozesse erodiert und in den Tälern und am Hangfuß abgelagert.

B) Während des LGM wurde Lössmaterial auf den Hängen des Kalkrieser Berges abgelagert. Anschließend wurde das Material über kurze Distanzen verlagert, die OSL-Datierungen belegen eine Umlagerung während des Alleröd.

C) Aus diesem Lösslehm entwickelten sich während des Holozäns Parabraunerden, deren Tonanreicherungshorizont in durchschnittlich etwa 0,6 m Tiefe entstand. Bis zu diesem Zeitpunkt gibt es keine Belege für Bodenerosion, daher wird von einer geschlossenen Vegetationsdecke ausgegangen.

D) Um 5.300 v. Chr. (Spätmesolithikum) führte anthropogener Einfluss zur lokalen Umlagerung von Bodenpartikeln. Diese wurden jedoch nur über kurze Distanzen transportiert.

E) Die zunehmende Besiedlung und ackerbauliche Tätigkeit während der Metallzeiten führte zur Auflichtung der Wälder und zur Mobilisierung von Bodenmaterial. Das erodierte Material wurde in Sedimentfallen am Mittelhang gespeichert. Eine menschliche Besiedlung im Bereich der Unterhänge gilt als gesichert.

F) Seit der Zeitenwende sind die Hänge einer zunehmenden Umlagerungsdynamik ausgesetzt, die insbesondere durch die zunehmend intensivere Landwirtschaft seit dem Mittelalter verstärkt wurde. Dabei wurden die älteren Kolluvien am Mittelhang aufgearbeitet und hangabwärts verlagert. Heute bedecken sie die archäologischen Fundstellen der späten Eisen- und der Römerzeit. Stellenweise ist die Lössdecke am Hang vollständig erodiert.

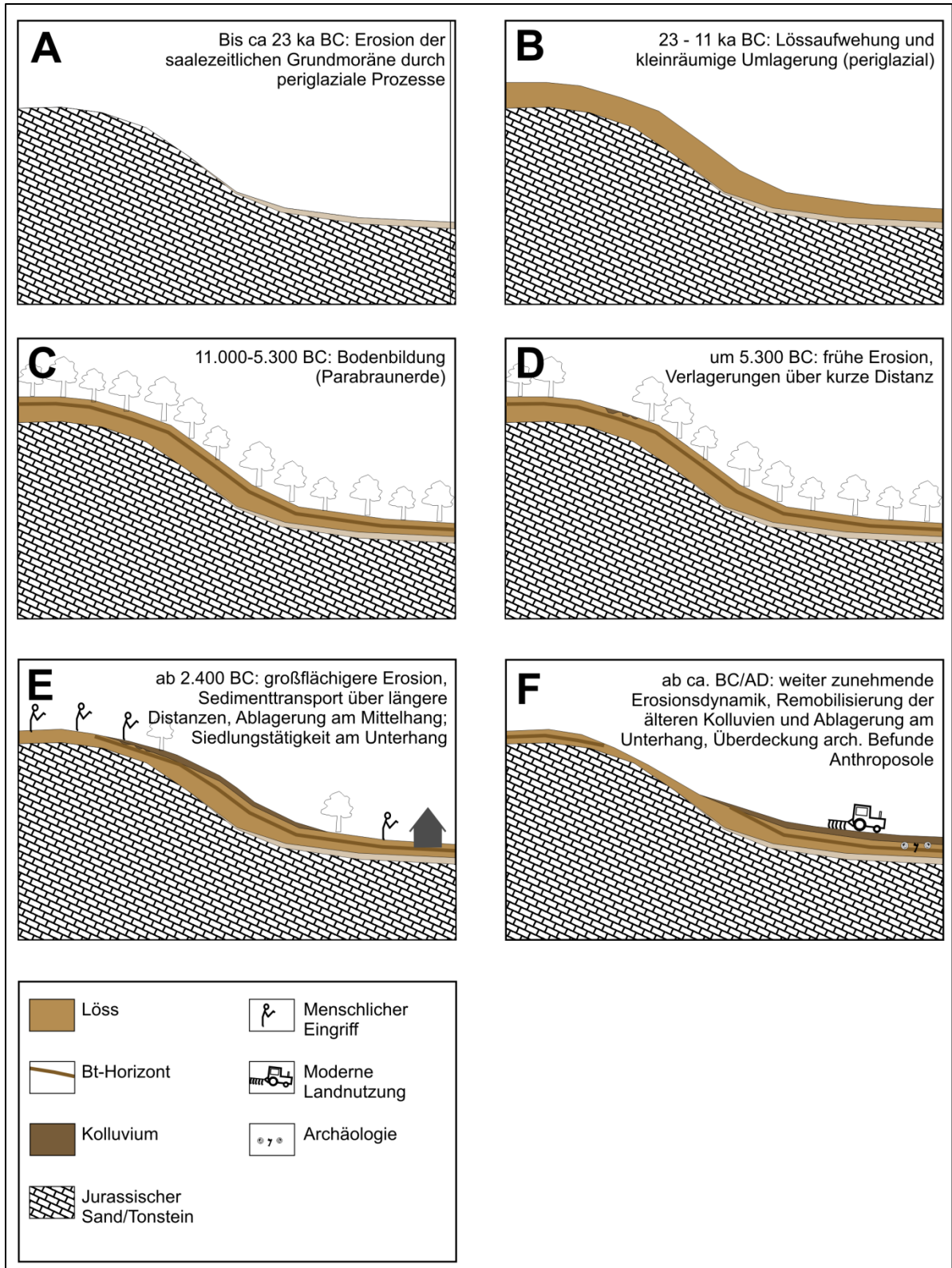


Abbildung 37: Modell der Landschaftsentwicklung am Kalkrieser Berg.

6 Fazit und Perspektiven

Zu Beginn dieser Arbeit wurden die bestehenden Probleme der geomorphologisch-geoarchäologischen Forschung am Kalkrieser Berg erörtert. Aus diesem Forschungsbedarf ergaben sich die drei zentralen Fragen der vorliegenden Arbeit (siehe auch Abbildung 3).

Wo wurde umgelagert?

Grundsätzlich sind die Sedimente am Kalkrieser Berg schon aufgrund ihrer Korngrößenverteilung sehr anfällig für Erosion. Zusätzlich dazu begünstigt die teilweise unangepasste Landnutzung (Maisanbau auf den geneigten Flächen, Bewirtschaftungsrichtung nicht quer zum Hang) die Verlagerung von Sedimenten. Die langjährige und intensive Landnutzung führt dazu, dass es fast überall zu nachweisbaren Sedimentumlagerungen gekommen ist. Verhältnismäßig niedrige Umlagerungsraten sind im Bereich des Gipfelplateaus belegt, die bodenkundlichen Befunde lassen sich hier auch anhand von archäologischen Funden (Häufung von Flint-Artefakten) bestätigen. Darüber hinaus bieten die relativ steil einfallenden und bewaldeten Flanken der Täler noch nahezu unbeeinflusste Böden, die somit auch noch archäologische in-situ-Befunde liefern könnten. Allerdings sind diese steilen Hänge nicht gerade prädestiniert für eine Besiedlung in prähistorischer Zeit. Frühe Kolluvien sind relativ selten und nur lokal unter Wald erhalten. Im Bereich der ackerbaulich genutzten Flächen lassen sich mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit keine alten Kolluvien mehr finden, weil sie dort in der jüngeren Vergangenheit bereits aufgearbeitet und zum Unterhang transportiert wurden (gemäß dem Prinzip der Sedimentkaskaden von LANG & HÖNSCHIEDT 1999). Die flächenhaft auftretenden Kolluvien an den Unterhängen des Kalkrieser Berges bieten einen reichhaltigen Schutz für die archäologischen Befunde. Die Befunde dieser Untersuchung zeigen, dass diese mächtige Sedimentüberdeckung in der Regel jünger als 2.000 Jahre ist. Sie schützt damit die archäologischen Befunde, die im Fokus der Varus-schlacht-Forschung stehen. Allerdings erschwert diese Sedimentauflage gleichzeitig die Erkennung von Funden.

Wie viel wurde umgelagert?

Die exakte Quantifizierung der Umlagerungen gestaltet sich schwierig, da sich das Ausmaß der Erosion aufgrund methodischer Grenzen nicht für alle Profile zuverlässig bestimmen lässt. Ein möglicher Abfluss von Sedimenten aus den Einzugsgebieten in Richtung der Vorfluter scheint sehr gering zu sein. So lassen sich im Bereich der Bäche kaum verlagerte

Hangesediment finden, auch Schwemmfächer sind weder im DGM noch im Gelände erkennbar. Der Großteil der verlagerten Sedimente befindet sich also noch im Einzugsgebiet, ist also an den Hängen gelagert. Dementsprechend auffällig und naturgemäß sicherer zu dokumentieren sind die mächtigen Kolluvien am Unterhang. Das vorliegende DGM bietet mit einer horizontalen Auflösung von 10 m jedoch eine zu schlechte Auflösung, um Feinheiten im Relief zu detektieren.

Die versuchte Sedimentbilanzierung überrascht mit einem Sedimentüberschuss, der sich zu Teilen mit der nicht seriös erfassbaren Erosionsmenge erklären lässt. Darüber hinaus deuten die pedologischen Befunde einiger Profile aber auch auf einen allochthonen Sedimenteintrag hin. Möglicherweise wurde stellenweise eine Plaggeneschwirtschaft betrieben, deren Sedimente sich mit den Kolluvien vermischt haben. Ein weiterer Sedimenteintrag durch die Einwehung von Sedimenten aus der vorgelagerten Ebene ist ebenfalls nicht auszuschließen, da diese Flächen mit ihren feinsandigen Substraten sehr stark durch Winderosion gefährdet sind.

Wann wurde umgelagert?

Die Ergebnisse dieser Studie am Kalkrieser Berg zeigen, dass der Beginn und das Ausmaß der menschlichen Landnutzung am nördlichen Wiehengebirge sehr gut mit den Befunden aus einer Vielzahl von Studien in Deutschland und Mitteleuropa übereinstimmen. Die Bodenerosion am Nordrand des Wiehengebirges begann bereits am Übergang vom späten Mesolithikum zum Frühneolithikum. Bislang gibt es allerdings keine archäologischen Belege für eine frühneolithische Besiedlung im Bereich des Kalkrieser Berges, daher sollte die Aussagekraft dieses frühen Kolluviums nicht überschätzt werden. Den bodenkundlichen Untersuchungen zufolge handelt es sich hier um eine sehr lokale Sedimentumlagerung, die nicht auf landwirtschaftliche Nutzung zurückzuführen ist.

Insbesondere für die jüngeren Alter (Frühe Bronzezeit, Späte Bronzezeit) zeigen die Sedimentarchive des Kalkrieser Berges sich aber gute Übereinstimmungen mit den Daten aus anderen Studien in Norddeutschland. Die Bodenprofile dokumentieren in diesem Falle auch einen längeren Transportweg der Sedimente, wie er für größere und dauerhaft entwaldete Flächen vorstellbar ist. Zwar fehlen archäologische Belege in Form von Siedlungsfunden für diese Epoche, es muss jedoch beachtet werden, dass die spärlichen Überreste einer möglichen Besiedlung wohl durch die jüngeren und intensiven Erosionsphasen zerstört worden wären. Fest steht, dass während dieser Zeit die ehemaligen Siedlungs-

plätze in der vorgelagerten Ebene durch die voranschreitende Vermooring unbrauchbar wurden.

Für die jüngsten Sedimente am Unterhang liegen keine genauen und unabhängigen Altersbestimmungen vor. Archäologische Befunde unter diesen mächtigen Kolluvien belegen aber immerhin, dass die Ablagerungen ein maximales Alter von etwa 2.000 Jahren haben. Die Ergebnisse aus vielen anderen Studien erlauben den Analogieschluss, dass der Großteil dieser Sedimente allerdings noch deutlich jünger ist. So führten technologischer Fortschritt einerseits und steigender Siedlungsdruck andererseits zu einer immer höheren Umlagerungsdynamik, die ihr Maximum erst nach dem Mittelalter erreichte.

Perspektiven

Da die Plateaubereiche des Kalkrieser Berges stellenweise als kaum von Erosion betroffen sind, könnte eine genauere archäologische Erforschung dieser Bereiche möglicherweise Überreste von Siedlungen aus prähistorischer Zeit erbringen. Eine konventionelle Feldbegehung der Varus-Archäologen im Winter 2013/2014 hat auf dem Plateau eine enorme Dichte teilweise auch Neolithischer bis Bronzezeitlicher Flintartefakte ergeben. Möglicherweise bergen auch die steileren Hänge unter Wald noch nicht erodierte Fundstellen, wenngleich ihre Eignung als Siedlungsplatz gering ist.

Die mächtigen Kolluvien an den Unterhängen schützen zwar die archäologischen Befunde, gleichzeitig behindern sie aber auch die Erfassung dieser Funde. Geophysikalische Methoden (insbes. Magnetik) scheinen hier allerdings durchaus verwertbare Befunde zu bringen, wie eine Magnetometerprospektion im Vorfeld der Grabung 2011 zeigte.

Die Sedimentbilanzierung könnte durch ein höher aufgelöstes digitales Geländemodell (z. B. 1 m) erheblich verfeinert werden. Damit ließen sich auch die einzelnen Sedimentspeicher und -quellen (Ackerkanten, Hohlwege etc.) feiner aufschlüsseln.

Ein weiteres Problem stellt die Altersbestimmung der mächtigen Kolluvien auf den Ackerflächen dar. Die unterlagernden archäologischen Befunde erlauben nur die Ermittlung eines Maximalalters, erfahrungsgemäß wird der Großteil dieser Sedimente jedoch erheblich jünger sein. Die Altersbestimmung dieser regelmäßig durchmischten Sedimente wird jedoch auch moderne Methoden wie Lumineszenzdatierungen vor große Probleme stellen, da durch die Belichtung des Sedimentes beim Pflügen zu geringe Sedimentalter berechnet werden.

Äußerst interessant wäre eine Untersuchung historischer Archive, ob die vielfach beschriebenen Starkniederschläge im 14. Jahrhundert (u. a. von BORK 2006; GLASER 2001) auch in der Region Osnabrück belegt sind. So gibt es immerhin Hinweise auf einen historischen Höchststand der Weser im Sommer des Jahres 1342 (SCHMIDT 2000, 2002). Diese extremen Niederschlagsereignisse ließen sich bisher in vielen Sedimentarchiven nachweisen und belegen eindrücklich die Auswirkungen von klimatischen Extremereignissen auf eine landwirtschaftlich intensiv genutzte Landschaft.

7 Literatur

- AG BODEN (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 5., verb. und erw. Aufl. – Schweizerbart, Stuttgart, 438 pp.
- AKIN, H.; SIEMES, H. (1988): *Praktische Geostatistik. Eine Einführung für den Bergbau und die Geowissenschaften*. – Springer, Berlin, 304 pp.
- ANDERSEN, S.T.; BERGLUND, B.E. (1994): Maps für terrestrial non-tree-pollen (NAP) percentages in north and central Europe 1800 and 1450 yr B.P. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Evaluation of land surfaces cleared from forests in the Roman Iron Age and the time of migrating Germanic tribes based on regional pollen diagrams*. Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 7. Fischer, Mainz, 134 pp.
- BAILEY, R.; ARNOLD, L. (2006): Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. – *Quaternary Science Reviews* 25: 19-20.
- BAUEROCHSE, A. (2003): Environmental change and its influence on trackway construction and settlement in the south-western Dümmer area. – In: BAUEROCHSE, A.; HASSMANN, A. (Hrsg.): *Peatlands, archaeological sites - archives of nature - nature conservation - wise use*. Proceedings of the Peatland Conference 2002 in Hannover, Germany. Leisdorf, Rahden/Westfalen: 68-78.
- BAUEROCHSE, A.; METZLER, A. (2001): Landschaftswandel und Moorwegebau im Neolithikum in der südwestlichen Dümmer-Region. – *Telma* 31: 105-133.
- BEHRE, K.-E. (2008): *Landschaftsgeschichte Norddeutschlands – Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart*. – Wacholtz Verlag, Neumünster, 307 pp.
- BEHRE, K.-E. (1976): Beginn und Form der Plaggenwirtschaft in Nordwestdeutschland nach pollenanalytischen Untersuchungen in Ostfriesland. – In: *Neue Ausgr. u. Forsch. Niedersachsen* 10: 197-224.
- BETZER, H.J. (1989): Zur Frage der Plaggenesche aus Löß im Nordostwestfälischen Hügelland. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 59/II: 843-846.
- BUNDESAMT FÜR NATURSCHUTZ (2010): *Karte der potentiellen natürlichen Vegetation Deutschlands*. – Bundesamt für Naturschutz, Bonn-Bad Godesberg.
- BLUME, H.-P.; LEINWEBER, P. (2004): Plaggen Soils: landscape history, properties, and classification. – *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 167: 319-327.
- BLUME, H.-P.; STAHR, K.; LEINWEBER, P. (2011): *Bodenkundliches Praktikum*. 3. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 255 pp.
- BÖHNER, J. (2004): *Regionalisierung bodenrelevanter Klimaparameter für das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLFb) und die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)*. – Arbeitshefte Boden 2004/4; Hannover (LBEG).

- BORK, H.-R. (2006): Landschaften der Erde unter dem Einfluss des Menschen. Primus-Verlag, Darmstadt: 207 pp.
- BORK, H.-R. (1985): Mittelalterliche und neuzeitliche lineare Bodenerosion in Südniedersachsen. – *Hercynia N.F.* 22: 259-279.
- BORK, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten. – *Catena Supplement.* 3: 1-93.
- BORK, H.-R.; LANG, A. (2003): Quantification of past soil erosion and land use / land cover changes in Germany. – In: LANG, A.; HENNRICH, K AND DIKAU, R. (Hrsg.): Long-Term Hillslope and Fluvial System Modelling: 231-239.
- BORK, H.-R.; BORK, H.; DALCHOW, C.; FAUST, B.; PIORR, H.-P.; SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: Wirkungen des Menschen auf Landschaften. – Klett-Perthes, Gotha, 328 pp.
- BROWN, A.G.; CAREY, C.; ERKENS, G.; FUCHS, M.; HOFFMANN, T.; MACAIRE, J.J.; MOLDENHAUER, K.-M.; WALLING, D.E. (2009): From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. – *Geomorphology* 108: 35-47.
- BUNDESAMT FÜR NATURSCHUTZ (2010): Karte der potentiellen natürlichen Vegetation Deutschlands. – Bonn-Bad Godesberg.
- BURRICHTER, E., FREUND, H., HÜPPE, J., POTT, R. (1993): Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung und deren Verlandungssukzession in Auenlandschaften nordwestdeutscher Lössbörden. – In: *Dissertationes botanicae* 196. Cramer in der Gebr.-Borntraeger-Verl.-Buchh. Berlin: 399-413.
- BUSSMANN, J., STELE, A., HÄRTLING, J.W., ZIELHOFER, C., FUCHS, M.C. (2014): Holocene Sediment Dynamics in the Vicinity of a Roman Battlefield near Osnabrueck (NW-Germany). – *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 58 (1): 97-117.
- DEARING, J.A. (1999): Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System. Second Edition. – Chi Publishing, Kenilworth.
- DIECKMANN, U. (1998): Paläoökologische Untersuchungen zur Entwicklung von Natur- und Kulturlandschaft am Nordrand des Wiehengebirges. – In: HENDRICKS, A. [Hrsg.]: *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 60. Jahrgang, Heft 4, Münster.
- DOMMERMUTH, H., TRAMPF, W. (1990): Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951-1980. – Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.: 10 pp.
- DOTTERWEICH, M.; KÜHN, P.; TOLKSDORF, J.F.; MÜLLER, S.; NELLE, O. (2013): Late Pleistocene to Early Holocene natural and human influenced sediment dynamics and soil formation in a 0-order catchment in SW-Germany (Palinate Forest). – *Quaternary International* 360: 42-59.
- DOTTERWEICH, M.; DREIBRODT, S. (2011): Past land use and soil erosion processes in central Europe. – *PAGES news* 19 (2): 49-51.

- DOTTERWEICH, M. (2013): The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation - A global synopsis. – *Geomorphology* 201: 1-34.
- DOTTERWEICH, M. (2008): The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment - a review. – *Geomorphology* 101 (1-2): 192-208.
- DOTTERWEICH, M. (2003): Land use and Soil Erosion in northern Bavaria during the last 5000 years. – In: LANG, A.; HENNRICH, K AND DIKAU, R. (Eds.): *Long-Term Hillslope and Fluvial System Modelling*. Springer, Heidelberg: 201-229.
- DREIBRODT, S.; LUBOS, C.; TERHORST, B.; DAMM, B.; BORK, H.-R. (2010): Historical soil erosion by water in Germany: scales and archives, chronology, research perspectives. – *Quaternary International* 222 (1-2): 80-95
- DREIBRODT, S.; BORK, H.-R. (2005): Historical soil erosion and landscape development at Lake Belau (North Germany) - a comparison of colluvial deposits and lake sediments. – *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band 139*: 101-128.
- DULLER, G. (2008): Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. – *Boreas* 37: 589-612.
- ECKELMANN, W. (1980): Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. – *Geologisches Jahrbuch F 10*: 3-93.
- ECKSTEIN, J.; LEUSCHNER, H.H.; BAUEROCHSE, A. (2011): Mid-Holocene pine Woodland phases and mire development – significance of dendroecological data from subfossil trees from northwest Germany. – *Journal of Vegetation Science* 22: 781-794.
- ECKSTEIN, J.; LEUSCHNER, H.H.; GIESECKE, T.; SHUMILOVSKIKH, L.; BAUEROCHSE, A. (2010): Dendroecological investigations at Venner Moor (northwest Germany) document climate-driven woodland dynamics and mire development in the period 2450-2050 BC. – *The Holocene* 20 (2): 231-244.
- FASSBINDER, J.W.E.; STANJEK, H.; VALI, H. (1990): Occurrence of magnetic bacteria in soil. – *Nature* 343: 161-163.
- FAO (1989): *Soil Map of the World*. FAO-UNESCO TP 22. – ISRIC, Wageningen, 138 pp.
- FÖRSTER, H. (2012): *Sedimentbilanzierung in Mittelgebirgen: Historische Bodenerosion mesoskaliger Einzugsgebiete am Beispiel des Speyerbachs, Pfälzerwald*. Universitätsbibliothek Frankfurt am Main, 213 S.
- FÖRSTER, H.; WUNDERLICH, J. (2009): Holocene sediment budgets for upland catchments: The problem of soilscape model and data variability. – *Catena* 77(2): 143-149.
- FREUND, H. (1994): *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im westlichen Weserbergland*. – *Abhandlungen des Westfälischen Museums für Naturkunde Band 56, Heft 1*. Münster, 103 S.

- FRISCH, U. (1986): Jura. – In: MENGELING, H: Erläuterungen zu Blatt Nr. 3514 Vörden. Geologische Karte 1 : 25.000. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- FUCHS, M.; WILL, M.; KUNERT, E.; KREUTZER, S.; FISCHER, M.; REVERMANN, R. (2011): The temporal and spatial quantification of Holocene sediment dynamics in a meso-scale catchment in northern Bavaria, Germany. – *The Holocene* 21(7): 1093-1104.
- FUCHS, M.; LANG, A. (2009): Luminescence dating of hillslope deposits - A review. – *Geomorphology* 109: 17-26.
- FUCHS, M.; LANG, A. (2001): OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece. – *Radiation Measurements* 20: 783-787.
- FUCHS, M.; ZÖLLER, L. (2006): Geoarchäologie aus geomorphologischer Sicht - eine konzeptionelle Betrachtung. – *Erdkunde* Band 60: 139-146.
- GLASER, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas: 1.000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt: 227 pp.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 23/24: 16-25.
- HARD, G. (1970): Exzessive Bodenerosion um und nach 1800. – *Erdkunde* 24: 291-308.
- HARNECKER, J. & TOLKSDORF-LIENEMANN, E. (2004): Kalkriese 2. Sondierungen in der Kalkrieser-Niewedder Senke: Archäologie und Bodenkunde. – *Römisch-Germanische Forschungen* 62. Von Zabern, Mainz, 135 pp.
- HÄRTLING, J.W. (2000): Interpretation geoökologischer Punktdaten mit den Methoden der explorativen räumlichen Datenanalyse und der Regionalisierung. – In: BLOTEVOGEL, H., OSSENBRÜGGE, J, WOOD, G. (Hrsg.): *Lokal verankert - weltweit vernetzt*. Franz Steiner: Stuttgart: 591-599.
- HINZE, C. (1982): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3615 Bohmte. Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. – Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, Hannover.
- HINZE, C. (1979): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3614 Wallenhorst. Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. – Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, Hannover.
- HINZE, C.; MEYER, K.D. (1984): Quartär. In: KLASSEN, H. (Hrsg.): *Die Geologie des Osnabrücker Berglandes*. – Naturwissenschaftliches Museum Osnabrück, Bramsche.
- HOFFMANN, T.; LANG, A.; DIKAU, R. (2008): Holocene river activity: analysing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. – *Quaternary Science Reviews* 27: 2031-2040.
- HOFFMANN, T.; ERKENS, G.; COHEN, K.M.; HOUBEN, P.; SEIDEL, J.; DIKAU, R. (2007): Holocene floodplain sediment storage and hillslope erosion within the Rhine catchment. – *The Holocene* 17 (1): 105-118.
- HOUBEN, P.; HOFFMANN, T.; ZIMMERMANN, A.; DIKAU, R. (2006): Land use and climatic impacts on the Rhine system during the period of agriculture. – *Catena* 66: 42-52.

- HOUBEN, P. (2008): Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: anthropogeomorphic sediment flux on agricultural loess watersheds of southern Germany. – *Geomorphology* 101: 172-191.
- HOUBEN, P. (2012): Sediment budget for five millennia of tillage in the Rockenberg catchment (Wetterau loess basin, Germany). – *Quaternary Science Reviews* 52: 12-23.
- HOWARD, A.I.; MACKLIN, M.G.; PASSMORE, D.G (Hrsg.) (2003): *Alluvial Archaeology in Europe*. – Swets & Zeitlinger, Lisse, NL. 328pp.
- KADEREIT, A., LANG, A., HÖNSCHEIDT, S., MÜTH, J., WAGNER, A. (2002): IR-OSL-dated colluvial archives as evidence for the Holocene landscape history. Case studies from SW-Germany. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 128: 191-207.
- KAMPFFMEYER, U. (1983): Der neolithische Siedlungsplatz Hüde I am Dümmer. – *Staatliches Museum für Naturkunde und Vorgeschichte Oldenburg (Hrsg.). Frühe Bauernkulturen in Niedersachsen. AMaN. Beiheft 1. Oldenburg: 119-134.*
- KLASSEN, H. (2003): Zur Entwicklungsgeschichte des nördlichen Osnabrücker Berglandes. – *Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen* 29: 13-43.
- KLASSEN, H. (1984): *Die Geologie des Osnabrücker Berglandes*. – Naturwissenschaftliches Museum, Osnabrück, 672 pp.
- KLEBER, A.; VÖLKE, J. (2007): Hangsedimente und ihre Böden. – In: *Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie (Hrsg.): Die Erdoberfläche - Lebens- und Gestaltungsraum des Menschen*. Borntraeger, Berlin, 149pp.
- KÜSTER, H. (2010): *Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa: von der Eiszeit bis zur Gegenwart*. – 4. Auflage. München, C. H. Beck, 447 pp.
- LANG, A. (2003): Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. – *Catena* 51: 209-221.
- LANG, A.; BORK, H.R. (2006): Past soil erosion in Europe. – In: BOARDMAN, J.; POESEN, J. (Hrsg.): *Soil erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Chichester, UK: 465-476.
- LANG, A.; HÖNSCHEIDT, S. (1999): Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. – *Catena* 38: 89-107.
- LANG, A.; KADEREIT, A.; BEHREND, R.H.; WAGNER, G.A. (1999): Optical dating of anthropogenic sediments at the archaeological excavation site at Herrenbrunnenbuckel, Bretten-Bauerbach, Germany. – *Archaeometry* 41/2: 397-411.
- LANG, A.; WAGNER, G.A. (1996): Infrared stimulated luminescence dating of archaeosediments. – *Archeometry* 38: 129-141.
- LBEG (2012): *Digitale geologische Karte 1:25.000*. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- LBEG (2009): *Digitale bodenkundliche Karte 1:25.000*. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.

- LEOPOLD, M.; VÖLKE, J. (2007a): Colluvium: definition, differentiation and their possible suitability to reconstruct Holocene climate data. – *Quaternary International* 162-163: 133-140.
- LEOPOLD, M.; VÖLKE, J. (2007b): Quantifying Prehistoric Soil Erosion – A Review of Soil Loss Methods and Their Application to a Celtic Square Enclosure (Viereckschanze) in Southern Germany. – *Geoarchaeology* 22 (8): 873-889.
- LEUSCHNER, H.H.; BAUEROCHSE, A.; METZLER, A. (2007): Environmental change, bog history and human impact around 2900 B.C. in NW Germany - preliminary results from a dendroecological study of a sub-fossil pine woodland at Campemoor, Dümmer Basin. – *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 183-195.
- MADSEN, A.T.; MURRAY, A.S. (2009): Optically stimulated luminescence dating of young sediments: a review. – *Geomorphology* 109: 3-16.
- MAYEWSKI, P.A.; ROHLING, E.E.; STAGER, J.C.; KARLÉN, W.; MAASCH, K.A.; MEEKER, L.D.; MEYERSON, E.A.; GASSE, F.; VAN KREVELD, S.; HOLMGREN, K.; LEE-THORP, J.; ROSQUIST, G.; RACK, F.; STAUBWASSER, M.; SCHNEIDER, R.R.; STEIG, E.J. (2004): Holocene climate variability. – *Quaternary Research* 62(3): 243-255.
- MENGELING, H. (1994): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3515 Hunteburg. Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. – Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, Hannover.
- MENGELING, H. (1986): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3514 Vörden. Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. – Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, Hannover.
- METZLER, A. (2003): Early Neolithic peatland sites around lake Dümmer. – In: BAUEROCHSE, A.; HASSMANN, A. (Hrsg.): Peatlands, archaeological sites - archives of nature - nature conservation - wise use. Proceedings of the Peatland Conference 2002 in Hannover, Germany. Leisdorf, Rahden/Westfalen: 62-67.
- MÖLLERS, S. (2009): Die Schnippenburg bei Ostercappeln, Landkreis Osnabrück, in ihren regionalen und chronologischen Bezügen. – *Internationale Archäologie* 113, Dissertation, Universität Münster, 235 pp.
- MÖLLERS, S. (2004a): Kalkriese. Die Vorbesiedlung im Umfeld des kaiserzeitlichen Fundplatzes. – *Bibliopolis, Möhnensee*, 175 pp.
- MÖLLERS, S. (2004b): Die Siedlungsgeschichte. – In: Harnecker, J. und Tolksdorf-Lienemann, E. (Hrsg.): Kalkriese 2, Sondierungen in der Kalkrieser-Niewedder Senke, Archäologie und Bodenkunde. Römisch-Germanische Forschungen Band 62. Von Zabern, Mainz, 10-17.
- MOHR, R. (1990): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Vegetations- und Moorentwicklung im nordwestlichen Niedersachsen. – In: JORDAN, E, SEELE, E, & H.-W. WINDHORST (Hrsg.): Vechtaer Arbeiten zur Geographie und Regionalwissenschaft 21(1), Vechta, 144 pp.
- MOOSBAUER, G. (2009): Die Varusschlacht. – Beck, München, 126 pp.

-
- MURRAY, A.; OLLEY, J. (2002): Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review. – *Geochronometria* 21: 1-16.
- MURRAY, A.; WINTLE, A. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements* 32: 57-73.
- MURRAY, A.; WINTLE, A. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. – *Radiation Measurements* 37: 377-381.
- MURRAY, A.; OLLEY, J.; CAITCHEON, G. (1995): Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. – *Quaternary Science Reviews* 14: 365-371.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet um Regensburg - Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – *Regensburger Geographische Schriften* 31, 429 pp.
- NIBIS® KARTENSERVEN (2013): Bodenschätzungskarte 1 : 5.000. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- NIBIS® KARTENSERVEN (2014a): Abschätzung der potenziellen Erosionsgefährdung durch Wasser gemäß Anlage 1 der Direktzahlungen-Verpflichtungsverordnung (Cross-Compliance) - Basisraster. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- NIBIS® KARTENSERVEN (2014b): Abschätzung der potenziellen Erosionsgefährdung durch Wind gemäß Anlage 2 der Direktzahlungen-Verpflichtungsverordnung (Cross-Compliance) - Basisraster. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover.
- NOTEBAERT, B.; VERSTRAETEN, G. (2010): Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: a review. – *Earth-Science Reviews* 103 (3-4): 163-182.
- NOTEBAERT, B.; VERSTRAETEN, G.; ROMMENS, T.; VANMONTFORT, B.; GOVERS, G.; POESEN, J. (2007): Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. – *Catena* 77 (2): 150-163.
- OLLEY, J.; CAITCHEON, G.; MURRAY, A. (1998): The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments. – *Quaternary Geochronology* 17: 1033-1040.
- POTT, R. (1997): Von der Urlandschaft zur Kulturlandschaft – Entwicklung und Gestaltung mitteleuropäischer Kulturlandschaften durch den Menschen. – *Verh. D. Ges. f. Ökologie* 27: 5-26.
- POTT, R. (1993): *Farbatlas Waldlandschaften*. – Ulmer Verlag, 224 S. Stuttgart.
- POTT, R. (1992): Entwicklung der Kulturlandschaft Nordwestdeutschlands unter dem Einfluss des Menschen. – *Z. Univ. Hannover, Mitteilungsblatt Hannoversche Hochschulgemeinschaft* 19(1): 3-48.

- REIß, S.; DREIBRODT, S.; LUBOS, C.; BORK, H.-R. (2009): Land use history and historical soil erosion at Albersdorf (northern Germany) - ceased agricultural land use after the pre-historical period. – *Catena* 77: 107-118.
- RODNIGHT, H.; DULLER, G.; WINTLE, A.; TOOTH, S. (2006): Assessing the reproducibility and accuracy of optical dating of fluvial deposits. – *Quaternary Geochronology* 1: 109-120.
- ROHDE, P. (1994): Weser- und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 44: 106-113.
- ROMMENS, T.; VERSTRAETEN, G.; PEETERS, I.; POESEN, J.; GOVERS, G.; VAN ROMPAEY, A.; MAUZ, B.; PACKMAN, S.; LANG, A. (2007): Reconstruction of late-Holocene slope and dry valley sediment dynamics in a Belgian loess environment. – *Holocene* 17: 777-788.
- ROMMENS, T.; VERSTRAETEN, G.; BOGMAN, P.; PEETERS, I.; POESEN, J.; GOVERS, G.; VAN ROMPAEY, A.; LANG, A. (2006): Holocene alluvial sediment storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium. – *Geomorphology* 77: 187-201.
- ROMMENS, T.; VERSTRAETEN, G.; POESEN, J.; GOVERS, G.; VAN ROMPAEY, A.; PEETERS, I.; LANG, A. (2005): Soil erosion and sediment deposition in the Belgian loess belt during the Holocene: establishing a sediment budget for a small agricultural catchment. – *The Holocene* 15 (7): 1032-1043.
- ROST, A.; WILBERS-ROST, S. (2011): Conflict landscape. Ausgrabungen in einer germanischen Siedlung bei Venne. – *Varus-Kurier* 13: 8-9.
- ROST, A.; WILBERS-ROST, S. (1992): Die vorgeschichtliche Besiedlung am Kalkrieser Berg zwischen Engter und Schwagsdorf. In: SCHLÜTER, W. (Hrsg.): *Archäologische Zeugnisse zur Varusschlacht? Die Untersuchungen in der Kalkrieser-Niewedder Senke bei Osnabrück*. – *Germania* Band 70, 2. Halbband. Von Zabern, Mainz, 344-349.
- SCHEFFER, F. (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde / Scheffer/Schachtschabel*. – 15. Aufl., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 593 pp.
- SCHLICHTING, E.; BLUME, H.-P.; STAHR, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler*. – Blackwell, Berlin, 295 pp.
- SCHMIDT, M. (2002): Historische Hochwasser im deutschen Rheingebiet. – *Wasserwirtschaft* 92: 48-52.
- SCHMIDT, M. (2000): *Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850*. – Oldenbourg, München, 330 pp.
- SCHÖNROCK, H. (2004): Ostercappeln. In: DE LANGE, N.; STONJEK, D. (Hrsg.): *Osnabrück und das Osnabrücker Land. Landkreis, Städte und Gemeinden*. – Schriftenreihe Kulturregion Osnabrück herausgegeben vom Landschaftsverband Osnabrücker Land e.V. Band 22. Rasch, Bramsche, 265 S.

- SEMMELE, A. (1995): Development of gullies under forest cover in the Taunus and Crystalline Odenwald Mountains, Germany. – *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 100*: 115-127.
- SEMMELE, A. (1977): *Grundzüge der Bodengeographie*. – Teubner, Stuttgart, 119 pp.
- SKUPIN, K. (2003): Quartär. In: Geologischer Dienst NRW (Hrsg): *Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland*. – Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 219 pp.
- STOLZ, C. (2011): Budgeting soil erosion from floodplain sediments of the central Rhenish Slate Mountains (Westerwald), Germany. – *The Holocene 21*: 499-510.
- TRAUTMANN, W. (1972): *Vegetation (potentielle natürliche Vegetation)* – Deutscher Planungsatlas Bd. 1 Nordrhein-Westfalen. – Hrsg.: Akademie für Raumforschung u. Landesplanung in Zusammenarbeit m. d. Ministerpräsid. NW, (Lfg.3), 29 S., Hannover.
- TRIMBLE, S.W. (1983): A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless area, Wisconsin, 1953-1975. – *American Journal of Science 283*: 454-474.
- VERSTRAETEN, G.; ROMMENS, T.; PEETERS, I.; POESEN, J.; GOVERS, G.; LANG, A. (2009): A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). – *Geomorphology 108*: 24-34.
- VÖLKELE, J., LEOPOLD, M., WEBER, B. (2002): Neue Befunde zur Landschaftsentwicklung im niederbayerischen Donaauraum während der Zeitenwende (keltisches Oppidum von Manching / Viereckschanze von Poign bei Bad Abbach). – *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 128*: 47-66.
- WEISCHET, W., ENDLICHER, W. (2000): *Regionale Klimatologie Teil 2. Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien*. – Teubner, Stuttgart, 625 S.
- WIERMANN, R.; SCHULZE, D. (1986): Pollenanalytische Untersuchungen im Großen Torfmoor bei Nettelstedt (Kr. Minden-Lübbecke). *Abh. Westf. Mus. F. Naturk. Münster 48(2/3)*: 481-495.
- WILBERS-ROST, S. (2007): *Kalkriese 3. Interdisziplinäre Untersuchungen auf dem Oberesch in Kalkriese: archäologische Befunde und naturwissenschaftliche Begleituntersuchungen*. – Von Zabern, Mainz, 190 pp.
- WUNDERLICH, J. (2000): Prähistorische und historische Bodenerosion im Amöneburger Becken-Abgeleitet aus einer Sequenz datierter Kolluvien. – *Berichte der Kommission für Archäologische Landesforschung in Hessen 5*: 9-15.
- ZOLITSCHKA, B.; BEHRE, K.-E.; SCHNEIDER, J. (2003): Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives – examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. – *Quaternary Science Reviews 22*: 81-100.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): A 14.000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. – *Geomorphology 22*: 1-17.

8 Anhang

Auf dem beigelegten Datenträger befinden sich:

- Profilbeschreibungen aus der Profildatenbank
- Daten der Laboranalytik
- die vorliegende Arbeit als pdf-Datei