

Zur mittel- und jungquartären Relief- und Bodenentwicklung
der nordwestlichen Kölner Bucht

- Detailuntersuchungen der lössbedeckten
Mittelterrassenlandschaft -

In a u g u r a l - D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Peter Fischer

aus Arnsberg

Köln, 2010

Berichterstatter: Prof. Dr. E. Brunotte
Prof. Dr. A. Vött

Tag der mündlichen Prüfung: 25. Juni 2009

Vorwort

Schon während meines Studiums wurde durch die Tätigkeit als studentische Hilfskraft in der Abteilung für Angewandte Geomorphologie und Landschaftsforschung mein Interesse an geomorphologischen Fragestellungen geweckt. Durch die Einbindung in die Arbeitsgruppe unter Leitung von Prof. Dr. E. Brunotte und die Möglichkeit, an verschiedenen Geländekampagnen teilzunehmen, wurde mir ein Bild verschiedener Landschaften vermittelt, die meine Auffassung stark geprägt haben. Dabei war die Fähigkeit von Prof. Dr. Ernst Brunotte, interessierte Studenten und Mitarbeiter zu begeistern und zu inspirieren, ein sehr ausschlaggebender Punkt, dem ich einen Vorbildcharakter auch für die eigenen Lehrveranstaltungen im Rahmen meiner Anstellung als wissenschaftlicher Mitarbeiter zugeschrieben habe. Dafür sowie für die Anregung zu dieser Arbeit und die sehr persönliche Art der Betreuung auch in schwierigen Abschnitten der Promotionszeit gilt Ernst Brunotte mein besonderer Dank.

Bezugnehmend auf die Fragestellung dieser Arbeit wurden mehrere Diplom- und Staatsexamensarbeiten ausgegeben, die von Prof. Brunotte und im Gelände sowie im Labor maßgeblich von mir betreut wurden. Von diesen Arbeiten finden ein Teil der Gelände- und Analyserohdaten der Diplomarbeit von Herrn Michel Stollmann Eingang in diese Untersuchungen. Ihm möchte ich für die fleißige Arbeit und viele anregende Diskussionen und Fragen danken. Dank der freundlichen Unterstützung von Herrn Prof. Dr. U. Radtke war es mir möglich, die Lumineszenzdatierungen im geochronologischen Labor des Geographischen Instituts in Köln durchzuführen. Für die Einarbeitung in die Methodik und zahlreiche Hilfestellungen während der Messungen und Datenauswertung gilt mein Dank Dr. Alexandra Hilgers, Dr. Johanna Lomax, Dr. Nicole Klasen sowie Dipl.-Geogr. Daniela Hülle.

Für die Zusammenarbeit mit der Archäologie und den regen gegenseitigen Wissensaustausch bedanke ich mich bei Thomas Ibeling und seiner gesamten Grabungsmannschaft. Familie Nesseler in Stommeln (Gut Vinkenpütz) war mir während der Geländearbeiten eine große Hilfe. So war es mir möglich, den Bohrwagen vor Ort unterzubringen, in dringenden Fällen die betriebseigene Werkstatt zu nutzen und jederzeit auf ein Zugfahrzeug zurückzugreifen. Dafür sei hier nochmals herzlich gedankt. Für die Kritische Durchsicht von Auszügen des Manuskriptes und anregende Diskussionen bedanke ich mich bei Dr. Johanna Lomax, Dr. Oliver Bödeker, Dr. Alexandra Hilgers, Prof. Dr. Renate Gerlach, Dr. Wilfried Schulz und Dr. Holger Kels.

Meinen Eltern verdanke ich eine fortwährende finanzielle Unterstützung und ein ganz besonderer Dank gilt meiner Frau und unseren Kindern für die ständige Motivation und die Geduld, die sie bewiesen haben.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis.....	II
Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis.....	VII
Legende zu den verwendeten Signaturen in Text und Anhang.....	VIII
1. Einleitung.....	1
2. Das Untersuchungsgebiet	4
2.1 Lage, Morphographie und Morphogenese	4
2.2 Geologisch-tektonische Entwicklung	10
2.2.1 Der präquartäre Untergrund.....	12
2.2.2 Verbreitung und Stratigraphie der Rheinterrassen.....	14
2.2.3 Die Deckschichten	20
2.3 Böden und aktuelle Landnutzung.....	23
3. Methodik.....	27
3.1 Geländearbeiten.....	27
3.2 Laborarbeit und -methodik.....	29
3.2.1 Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung	29
3.2.2 Bestimmung des Karbonatgehaltes	30
3.2.3 Messung des pH-Wertes	31
3.2.4 Bestimmung des organischen Kohlenstoffs (Corg)	32
3.3 Lumineszenzdatierungen.....	33
3.3.1 Einführung	33
3.3.2 Lumineszenzdatierung an Lösssedimenten.....	35
3.3.3 Probenahme und Probenaufbereitung	37
3.3.4 Bestimmung der Dosisleistung (D ₀)	39

3.3.5	Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e).....	41
3.3.6	Korrektur des athermischen Signalverlustes (<i>anomalous fading</i>)	46
4.	Forschungsstand.....	47
4.1	Genese und Stratigraphie der niederrheinischen Lössse im überregionalen Vergleich.....	47
4.2	Der holozäne Landschaftswandel lössbedeckter Gebiete	58
4.2.1	Die spät- und postglaziale Bodenentwicklung.....	58
4.2.2	Der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft – Kolluvien als Archive der Landschaftsgeschichte	62
5.	Untersuchungsergebnisse.....	68
5.1	Relief- und Bodengenese im Vinkenpützer Grund	69
5.1.1	Profil 1.....	70
5.1.2	Ergebnisse und Interpretation der Lumineszenzdatierungen in Profil 1	77
5.1.3	Profil 2.....	80
5.1.4	Profil 3.....	83
5.1.5	Profil 4.....	89
5.1.6	Profil 5.....	91
5.2	Relief- und Bodengenese im Schelental	93
5.2.1	Profil 6.....	94
5.2.2	Profil 7.....	97
5.2.3	Profil 8.....	100
5.2.4	Profil 9.....	101
5.3	Relief- und Bodengenese im Butzheimer Hohlweg.....	104
5.3.1	Sedimentologisch-pedologische Verhältnisse.....	104
5.3.2	Ergebnisse und Interpretation der Lumineszenzdatierungen	109
5.4	Rekonstruktion der holozänen Landschaftsgeschichte in einem Teileinzugsgebiet des Gillbaches	117
6.	Synopsis der mittel- und jungquartären Relief- und Bodenentwicklung.....	135

7. Zusammenfassung	144
8. Summary	146
9. Literaturverzeichnis	148
Anhang	166

Abbildungsverzeichnis

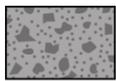
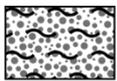
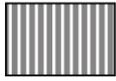
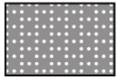
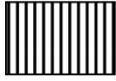
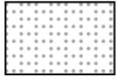
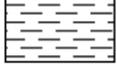
Abb. 1: Lage und Höenschichten des Untersuchungsgebietes.....	5
Abb. 2: Geländeoberfläche des Untersuchungsgebietes	7
Abb. 3: Das Untersuchungsgebiet in der Kartenaufnahme von Tranchot & v. Müffling	9
Abb. 4: Verlauf des Westeuropäischen Riftsystems und Maximalstände der nordischen und alpinen Vereisung	11
Abb. 5: Tektonische Übersicht des Niederrheingebietes	12
Abb. 6: Paläogeographie des deutschen Niederrheins im Tertiär	13
Abb. 7: Schnitt durch die Mittelterrassenfolge nördlich von Köln.....	15
Abb. 8: Generalisierter Schnitt durch die Terrassentreppe in der südlichen Niederrheinischen Bucht in der Umgebung von Köln.....	16
Abb. 9: Verbreitung der Terrassen im Untersuchungsgebiet	17
Abb. 10: Mächtigkeiten der Lössdeckschichten im Bereich der Mittelterrassenfolge	21
Abb. 11: Bodenkarte des Untersuchungsgebietes	24
Abb. 12: Referenzprofil Rommerskirchen-Eckum	26
Abb. 13: Aufbau und Rückstellung des Lumineszenzsignals in Mineralen.	34
Abb. 14: Aufbau des Single-Aliquot-Protokolls mit regenerierter Dosis (SAR).....	36
Abb. 15: Abschwächung der kosmischen Dosisleistung mit der Eindringtiefe.....	40
Abb. 16: Vorheizplateau-Test für Probe HWB2-1 (SAR-OSL).	42
Abb. 17: Vorheizplateau-Test für Probe GBA-4 (SAR-IRSL)	42
Abb. 18: Gewichtete Histogramme der Probe HWB2-8	45
Abb. 19: Löss-Paläobodenfolge im Niederrhein-Maas-Gebiet	50
Abb. 20: Idealisierte Profile einer Schwarzerde (Tschernosem, Chernozem) und einer Schwarzerde-Parabraunerde (Phaeozem).....	61
Abb. 21: Normalisierte kumulative Wahrscheinlichkeitsdichte von ¹⁴ C-Daten aus Auensedimenten und kolluvialen Sedimenten.....	65
Abb. 22: Kulturstufen, Pollenzonen und kolluviale Einheiten in der Kölner Bucht.....	66
Abb. 23: Lage der Bohrpunkte im Vinkenpützer Grund	69
Abb. 24: Korngrößenverteilung und Lage der Lumineszenzproben in Bohrung 1/4 (SB2)	72
Abb. 25: Ergebnisse der Karbonat-, Kohlenstoff- und pH-Bestimmung in Bohrung 1/4.....	73
Abb. 26: Korngrößenverteilung der Sedimente in Bohrung 3/11.	85
Abb. 27: Korngrößenverteilung der Kolluvien in Bohrung 3/5	86
Abb. 28: Korngrößenverteilung der Bodenhorizonte und der Fließerde in Bohrung 3/5.	87

Abb. 29: Karbonatgehalt, pH-Werte und organische Kohlenstoffgehalte in Bohrung 3/5	88
Abb. 30: Lage der Bohrpunkte im Schelental	93
Abb. 31: Korngrößenverteilung der Bodenhorizonte in Bohrung 6/9.	95
Abb. 32: Korngrößenverteilung des fBv-Horizontes, der Rinnenfüllung (RF) sowie der Kolluvien in Bohrung 6/4.	96
Abb. 33: Korngrößenverteilung der Parabraunerde in Bohrung 7/9	98
Abb. 34: Korngrößenverteilung der fossilen Bodenhorizonte und der basalen Kolluvien in Bohrung 7/4.....	99
Abb. 35: Korngrößenverteilung der Kolluvien M ₃ und M ₄ in Bohrung 7/4	99
Abb. 36: Lage der Profile HWB und HWB 2 im Untersuchungsgebiet	105
Abb. 37: Sedimentologisch-pedologischer Aufbau der Profile HWB und HWB 2.....	106
Abb. 38: Korngrößenverteilung im Profil HWB.....	108
Abb. 39: Korngrößenverteilung im Profil HWB 2.....	108
Abb. 40: Ergebnisse der Lumineszenzdatierungen in den Profilen HWB und HWB 2.....	112
Abb. 41: Lage der Grabungsflächen und Profile südlich Rommerskirchen-Gill.	118
Abb. 42: Profil GB 1 der Grabungsfläche 1	121
Abb. 43: Kolluvial überdeckter Bht-Horizont und flächig freigelegter Bht-Horizont nach Abtrag der kolluvialen Überdeckung	122
Abb. 44: Korngrößenverteilung des Bht-Horizontes sowie der Kolluvien im Profil GB 1 ...	123
Abb. 45: Stark erodierte Parabraunerde im Übergang zur Hochfläche.....	124
Abb. 46: Schwach erodierte Parabraunerde in Hochflächenposition.....	125
Abb. 47: Bodenentwicklung innerhalb der Grabungsfläche 2	126
Abb. 48: Bht-Horizonte in Planumsansicht und im Profilschnitt.....	128
Abb. 49: Pedogenese „dunkler Böden“ in der Niederrheinischen Bucht	128
Abb. 50: Planausschnitt der Grabungsfläche 3	129
Abb. 51: Ausschnittsfoto eines mittelneolithischen Grubenkomplexes.....	130
Abb. 52: Kolluviale Einheiten im Untersuchungsgebiet im Vergleich zur westlichen Niederrheinischen Bucht	132
Abb. 53: Längsprofil der nördlichen Oberhangbereiche des Vinkenpützer Grundes und Übergang zu den Niederterrassen	137
Abb. 54: Längsprofil der Tiefenlinie des Vinkenpützer Grundes.....	141

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Durchschnittliche recycling-ratio, recuperation und dose recovery ratio an ausgewählten Proben	43
Tab. 2: Messparameter der Äquivalenzdosisbestimmung	44
Tab. 3: Radionuklidgehalte der Proben aus Bohrung 1/4 (SB2)	78
Tab. 4: Entnahmetiefen, Wassergehalte und Dosisraten der Proben aus Bohrung SB 2	78
Tab. 5: Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und berechnete Modellalter in Bohrung 1/4 (SB 2).....	78
Tab. 6: Radionuklidgehalte der Proben aus den Profilen HWB und HWB 2	110
Tab. 7: Entnahmetiefen, Wassergehalte und Dosisraten der Proben aus den Profilen HWB und HWB 2	110
Tab. 8: Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und berechnete Modellalter der Proben aus den Profilen HWB und HWB 2	111
Tab. 9: Radionuklidgehalte der Probenserie GBA	119
Tab. 10: Entnahmetiefen, Wassergehalte und Dosisraten der Probenserie GBA	119
Tab. 11: Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und berechnete Modellalter der Probenserie GBA.....	119

Legende zu den verwendeten Signaturen in Text und Anhang

	Pflughorizont (Ap)		Fließerde (FL)
	Al-Horizont		gefleckter Nassboden (Ng)
	Bt-Horizont, stellenweise Bbt-Horizont		gebleichter (grauer) Nassboden (Nr)
	Bht-Horizont		Humuszone
	Bv-Horizont, stellenweise Bv+Bbt-Horizont		Mittelterrassen, undifferenziert (MT)
	Verwitterungshorizont (Lol)		ältere Niederterrasse
	Go-Horizont		tertiäre Sande (Kölner Schichten) (T)
	Gr-Horizont		Mudden
	Weichsel-Löss, undifferenziert (Lo)		Hochflutsediment (Lhf)
	Präweichsel-Löss, undifferenziert (Lo)		karbonathaltiges Kolluvium (M ₃)
	Schwemmlöss (Lou)		karbonatfreies Kolluvium, stellenweise stark tonig (M ₂)
	Wechselagerung von Schwemmlössen, Fließerden und Spülsedimenten		pseudovergleytes Kolluvium (M ₁ -Sw)

1. Einleitung

Die Geomorphologie ist nach BRUNOTTE (2002) als die Lehre von den Formen der festen Erdoberfläche und den Faktoren und Prozessen ihrer Entstehung und Weiterbildung definiert. Damit stellt die Reliefbetrachtung den Kern geomorphologischer Forschungen dar. Sie erfolgt durch die Beschreibung von Reliefformen mit qualitativen und quantitativen Methoden (Morphographie und Morphometrie) und durch die Erklärung ihrer Entstehung unter Berücksichtigung der beteiligten Medien und der sich daraus ergebenden Prozesse (Morphogenese und Morphodynamik). Die Einbeziehung von Datierungen der Reliefformen resultiert letztlich in einer zeitlichen Einordnung in bestehende Vorstellungen erdgeschichtlicher Abläufe (Morphochronologie).

Diese Betrachtungsweisen werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit in einen Gesamtlandschaftskontext gestellt, wobei neben der pleistozänen Landschaftsgenese auch die postglaziale Entwicklung unter zunehmender Einflussnahme des Menschen bis hin zur aktuellen Situation berücksichtigt wird. Das Relief unterliegt in diesem Zusammenhang einer mehrphasigen und polygenetischen Formung, die formbildenden Prozesse erschließen sich aus der Reliefform selbst unter Einbeziehung des lithostratigraphischen und pedologischen Aufbaus des oberflächennahen Untergrundes. Gegenstand der Untersuchung sind damit die landschafts-genetischen Archive, in denen sich dieser Formungswandel widerspiegelt. Die erfasste Zeitscheibe steht dabei in Abhängigkeit zum stratigraphischen Aufbau der betrachteten Archive.

Die Mittelterrassenlandschaft nordwestlich von Köln eignet sich im Hinblick auf eine ganzheitliche Betrachtung der Landschaftsgenese in besonderem Maße. Das gewählte Untersuchungsgebiet ist durch den Übergang von den Niederterrassen zu den lössbedeckten Mittelterrassen des Rheins gekennzeichnet und wird somit von Terrassenrändern durchzogen, die seit jeher Gunstlagen menschlicher Besiedlung darstellen. Gleichzeitig wird es durch Täler segmentiert, die von der Niederterrasse ausgehend in die lössbedeckten Mittelterrassen eingreifen. Die Stratigraphie und Verbreitung der Mittelterrassen in der Kölner Bucht ist seit langer Zeit Gegenstand der Quartärforschung und wird bis in jüngste Zeit kontrovers diskutiert. Auch die Gliederung der Lössdeckschichten als Archive des pleistozänen Landschafts- und Klimawandels unterliegt besonders im Hinblick auf den letzten Glazial-Interglazial-Zyklus einer ständigen Erweiterung bzw. Verfeinerung.

Im Untersuchungsgebiet stellen die Übergänge von der jeweils älteren zur jüngeren Terrasse, mit Ausnahme des Übergangs zur Niederterrasse, Sedimentfallen im Zuge der

Lössakkumulation dar. Durch die morphogenetische Wirksamkeit der Lössen werden die Terrassenstufen einerseits verschleiert, andererseits simuliert und eine Kartierung dieser damit erschwert. Die in der Literatur bestehende Kartierung der fluvialen Terrassen und Lössmächtigkeiten ergibt sich im Wesentlichen aus der stratigraphischen Interpretation von Aufschlüssen aus der näheren Umgebung, während das Untersuchungsgebiet selber durch einen Mangel an solchen Aufschlüssen gekennzeichnet ist. Damit ist die Verbreitung und Stratigraphie der Mittelterrassen sowie die Mächtigkeit ihrer Deckschichten in gewähltem Gebiet nicht belegt. Ein Ziel der vorliegenden Arbeit ist somit die Herausstellung des Zusammenhangs zwischen prälösszeitlichem Relief und der Mächtigkeit der Deckschichten unter Einbeziehung ihres reliefgestaltenden Charakters. Dies geschieht durch die Auswertung von Bohrungen, in denen sowohl die Terrassenbasis als auch die Lössbasis erfasst wird.

Über die Ausdehnung, Faziesdifferenzierung und pedologische Überprägung der Lösssedimente werden morphodynamisch aktive und stabile Phasen erfasst, die sich unmittelbar auf die Hang- und Talformung in betrachtetem Gebiet auswirken und sich mit den regionalen und überregionalen Vorstellungen der pleistozänen Relief- und Bodenentwicklung vergleichen lassen. Für das Untersuchungsgebiet, das durch eine vergleichsweise hohe Reliefenergie gekennzeichnet ist, liegen diesbezüglich bisher nur wenige Daten vor.

Die Erfassung der pleistozänen Hangformung und die Bedeutung des Reliefs für eine stratigraphische Gliederung der Lössdeckschichten stellt ein weiteres Ziel dieser Arbeit dar.

Im Zuge des spät- und postglazialen Klimawandels erfährt das pleistozän angelegte Relief eine weitgehende Stabilisierung, die durch zunehmende Vegetationsentwicklung und Bodenbildung gekennzeichnet ist. Diese Phase großflächiger Formungsruhe wird ab dem Neolithikum durch den verstärkten Eingriff des Menschen in die Naturlandschaft durch eine Phase erneuter morphodynamischer Aktivität abgelöst. Letztere findet Ausdruck in der Ablagerung von Kolluvien in Unterhangpositionen und in den Tiefenlinien der Täler und trägt maßgeblich zur heutigen Gestalt des Reliefs bei. In diesem Zusammenhang ist es letztlich ein weiteres Ziel der Arbeit, den Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft in betrachtetem Gebiet auf der Basis der untersuchten Archive zu erfassen. Die aus den Geländeaufnahmen gewonnene Vorstellung zur Relief- und Bodenentwicklung wird durch die Anwendung von sedimentologischen Analysen und Lumineszenzdatierungen an Lösssedimenten und Kolluvien ergänzt. Die Lumineszenzdatierungen werden seit ihrer Entwicklung in zunehmendem Maße im Rahmen quartärgeologischer und landschaftsgenetischer Forschungen berücksichtigt und stellen ein wichtiges Hilfsmittel zur Erstellung verlässlicher Chronostratigraphien dar.

Insgesamt wird angestrebt, basierend auf einer Verschneidung der Einzelbefunde und deren Abgleich mit bestehenden Vorstellungen und Stratigraphien, ein umfassendes Bild der mittel- und jungpleistozänen Relief- und Bodenentwicklung vor dem Hintergrund einer gesamtlandschaftlichen Betrachtung zu erzeugen. Damit wird in gewisser Weise der von BRUNOTTE et al. (1994) verfolgte Ansatz in einem räumlich begrenzteren Gebiet auf detaillierte Weise fortgeführt.

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1 Lage, Morphographie und Morphogenese

Das Untersuchungsgebiet liegt nordwestlich von Köln zwischen Pulheim-Stommeln und Rommerskirchen und ist durch den Übergang von der Niederterrassen- zur Mittelterrassenfolge gekennzeichnet. Die Terrassenstufe ist hier besonders markant ausgeprägt (Abb. 1 und Abb. 2) und bedingt hier eine relativ hohe Reliefenergie. Von der Niederterrasse ausgehend werden die Mittelterrassen durch zahlreiche Dellen und Trockentäler stark zergliedert. Im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets verläuft der Gillbach von Süden nach Nordnordosten als perennierendes, weitgehend begradigtes Gerinne. Das höchste Niveau der Landoberfläche befindet sich in einer Höhenlage von 80-90 m NN im südwestlichen und westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.

Mit Annäherung an die lokalen Erosionsbasen, die Niederterrasse im Osten und den Gillbach im Westen, hat eine zunehmende Tieferschaltung der Oberfläche stattgefunden.

Dabei befinden sich die höheren Niveaus, die besonders in östlicher und nordöstlicher Richtung riedelförmig in Resten erhalten sind, im Bereich der Wasserscheiden der größeren Talsysteme.

Das Untersuchungsgebiet ist in drei Teilgebiete gegliedert, die genauere Untersuchungen erfahren haben. Es sind dies die Trockentäler des Vinkenpützer Grundes und des nördlich davon gelegenen Schelentals sowie ein Abschnitt der Gillbachaue mit den westlich wie östlich anschließenden Hängen und Hochflächenbereichen (Abb. 1, Karte 1).

Der Vinkenpützer Grund ist als verzweigtes Trockental entwickelt und erstreckt sich bei einer Länge von etwa 3 km von seinem Talanfang im Bereich der Mittelterrassen bis an den Rand der Niederterrassenfläche, auf der sich ein deutlich erkennbarer Schwemmfächer entwickelt hat. Das Gesamteinzugsgebiet umfasst etwa 4,5 qkm. Es wird begrenzt durch die Lage der Wasserscheiden, die im Süden das Einzugsgebiet des Kirchtals, im Norden des Schelentales und im Nordwesten das Einzugsgebiet des Gillbaches markieren.

Das Tal verläuft von seinem Anfang im Bereich der Bundesstrasse 59 zunächst in nordnordöstlicher Orientierung. Der Talanfang ist durch das fingerartige Eingreifen des 80 m-Niveaus gekennzeichnet. Im Mittellauf vollzieht sich eine Richtungsänderung nach Nordosten.

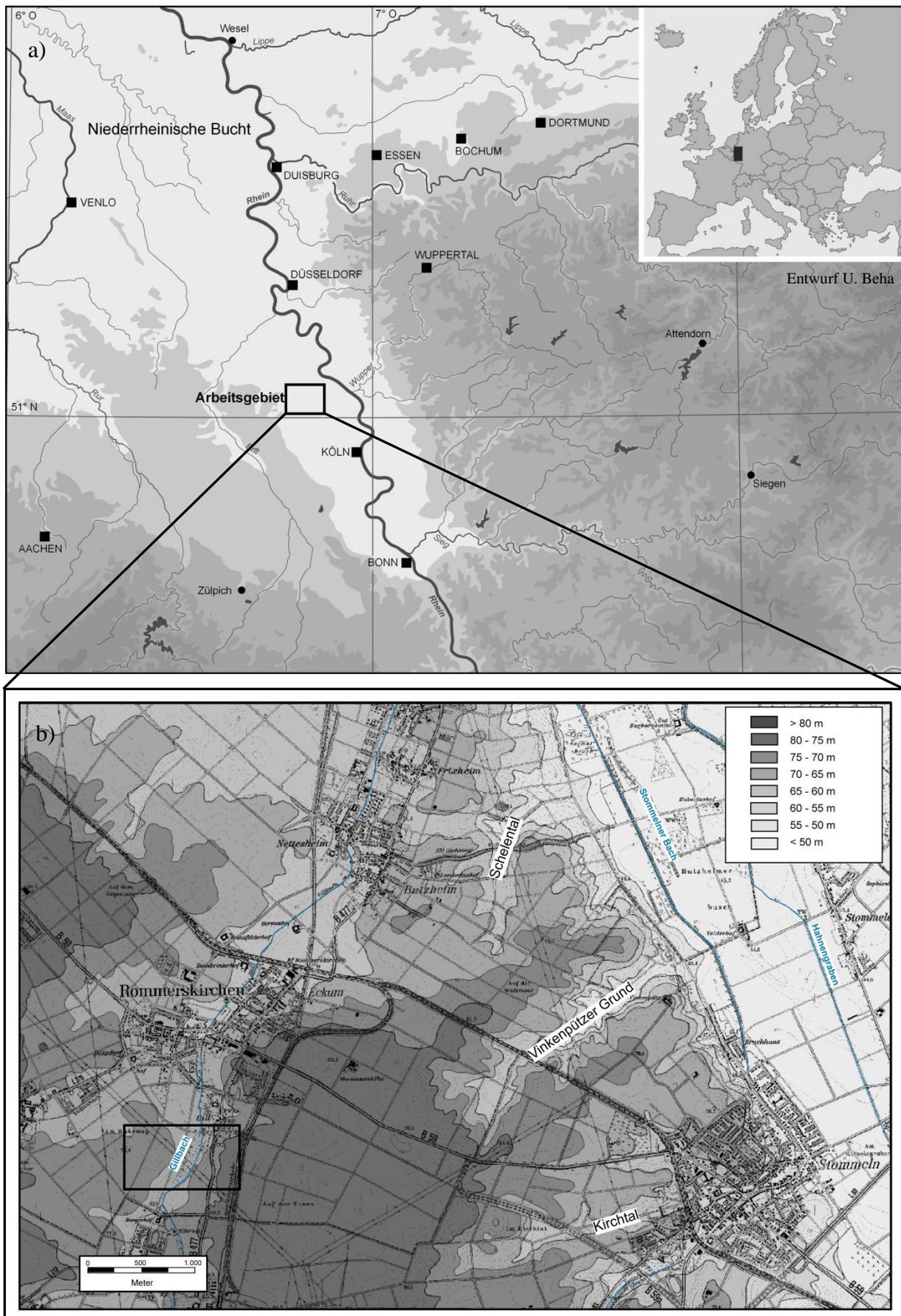


Abbildung 1: a) Lage des Untersuchungsgebietes in der Niederrheinischen Bucht. b) Höhengschichten im Untersuchungsgebiet. Die Umrahmung bezieht sich auf das Teiluntersuchungsgebiet am Gillbach (Kartengrundlage TK 25, Blatt 4906 Pulheim, TK 25, Blatt 4905 Grevenbroich).

Der Talquerschnitt ist regelhaft asymmetrisch entwickelt. In den Profilen 1, 3 und 4 (vgl. Karte 1) sind die steilen Hangpartien mit Neigungen von teilweise mehr als 25° NW-exponiert, die deutlich schwächer geneigten Bereiche sind entsprechend SE-exponiert und erreichen nur selten Hangneigungen > 7°. Im Profil 2 sind die Unterhangbereiche annähernd symmetrisch ausgebildet, insgesamt ist hier jedoch der SE-exponierte Hang stärker geneigt als der NW-exponierte Hang. Nach POSER & MÜLLER (1951: 22) wird die Art der Asymmetrie nach der Auslage der Steilhänge benannt. In den Profilen 1-3 handelt es sich damit um NW-Asymmetrie, im Profil 2 um SE-Asymmetrie.

Zur Entstehung asymmetrischer Täler werden unterschiedliche Erklärungsansätze herangezogen. BÜDEL (1944: 504ff, 1981: 230ff) schließt im Gegensatz zu den Meinungen anderer Autoren (POSER & MÜLLER 1951, KARRASCH 1970) die Beteiligung der Sonneneinstrahlung bei der Entstehung der Asymmetrie weitgehend aus. Seiner Meinung nach war der eiszeitliche Schneewind, der in Europa ein W- bis NW-Wind war, die Hauptursache der Talasymmetrie. Diese Windtheorie besagt, dass sich die Wäuchten immer an der Leeseite eines Hindernisses ablagern. Am Beispiel einer Delle mit ausgeprägter W-Asymmetrie lagerten sich die Wäuchten somit auf dem E-exponierten Hang ab. Dort blieb der angehäuften Schnee lange liegen und erzeugte im Frühjahr und Sommer die stärkste Durchfeuchtung und demzufolge die stärkste Solifluktion und Hangabflachung (BÜDEL 1981: 231). Hangabspülung und Solifluktion führten im weiteren Verlauf zu einer ostwärtigen Abdrängung des Gerinnes im Talgrund, wodurch der W-exponierte Hang eine Versteilung erfahren hat. Der Windtheorie nach BÜDEL steht die Insolationstheorie nach POSER gegenüber. Diese erklärt das Phänomen der Asymmetrie als periglaziale Form in Mitteleuropa mit Hilfe der Strahlungsunterschiede der gegenüberliegenden Hänge und den damit verbundenen Temperaturunterschieden. Die S- bis W-exponierten Hänge tauten in frühjährlichen Schmelzperioden früher und tiefgründiger auf als die Schattenhänge. Die Solifluktion und Hangabspülung wirkte sich somit in unterschiedlicher Weise aus und führte zu einer Verflachung der sonnenseitigen Hänge. Damit entsteht eine N- bis NE-Asymmetrie. POSER & MÜLLER (1951) bezeichnen diese Form der Asymmetrie als primäre Asymmetrie und sehen diese als räumlich begrenzt an. Bei Erhöhung der Schmelzwasserabfuhr im Talverlauf wird diese primäre Asymmetrie durch die zunehmend lateral wirkende Erosion des im Talgrund verlaufenden Gerinnes, die eine Hangunterschneidung der S- bis SW-exponierten Hänge verursacht, in die sekundäre Asymmetrie umgewandelt.

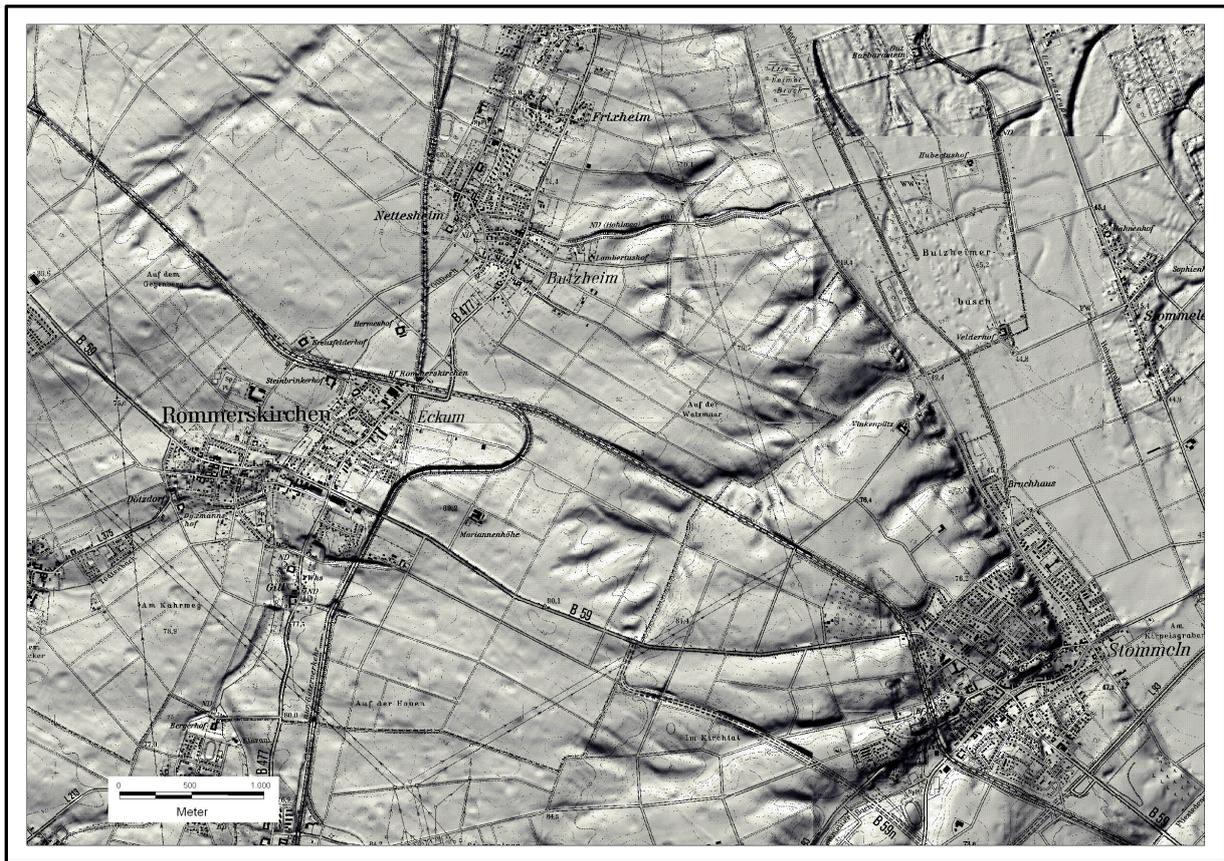


Abbildung 2: Geländeoberfläche des Untersuchungsgebietes (Datengrundlage: Digitales Geländemodell im Maßstab 1:5000).

Dabei unterliegen die stärker durchfeuchteten Hänge aufgrund der geringeren Härte im Vergleich zu den schattenseitigen Hängen der stärksten Versteilung. Voraussetzung für diese Entstehung der Asymmetrie ist das Vorhandensein fließenden Wassers.

Um Aussagen über die Entstehung der Asymmetrie im Untersuchungsgebiet treffen zu können, erfolgt über Bohrungen entlang von Querprofilen eine Betrachtung der Talgenese unter Einbeziehung des lithologischen Aufbaus der Hänge und Hochflächen. Dabei stellen die Hangsedimente und der Bezug zum Liegenden wichtige Kenngrößen dar, die bei den geschilderten Theorien weitgehend ausgenommen bleiben. Bereits in den eigenen Vorarbeiten (FISCHER 2003) konnte belegt werden, dass das Tal des Vinkenpützer Grundes eine präglaziale Anlage im Zuge fluvialer Formung erfahren hat. Maßgeblich durch die periglazial-solifluidale und -ablative Hangformung wird der asymmetrische Talquerschnitt geschaffen. Dies äußert sich in der Ablagerung von bis zu 10 m mächtigen Hangsedimenten auf den SE-exponierten, flacheren Hängen und spricht für eine stärkere Wirkung der Morphodynamik in Abhängigkeit von der Sonnenexposition (vgl. u.a. Profil 4, Tafel 4).

Das Einzugsgebiet des Schelentals schließt sich nördlich an das des Vinkenpützer Grundes an und wird in nordwestliche und westliche Richtung durch die Wasserscheide, die das Einzugsgebiet des Gillbaches markiert, begrenzt. Wie auch der Vinkenpützer Grund ist das

Schelental als Trockental ausgebildet. Bei einer Länge von etwa 1,7 km von seinem Talanfang bis zur Mündung im Bereich der Niederterrassen umfasst das Einzugsgebiet etwa 2,7 qkm. Von seinem fingerartig gefächerten Talanfang im Bereich des 75 m-Niveaus verläuft es zunächst über eine Länge von 1 km in nördlicher Orientierung und schwenkt in eine nordöstliche Richtung um. Auf der Niederterrasse ist auch hier ein etwa 0,5 qkm großer Schwemmfächer in einer Höhenlage von 45 m NN entwickelt. Die Talanfänge sind im Vinkenpützer Grund wie auch im Schelental durch flach entwickelte Dellen gekennzeichnet, die bei zunehmender Hangneigung in die muldenförmigen Haupttäler überleiten. Im Gegensatz zum Vinkenpützer Grund ist die Asymmetrie im Schelental nicht deutlich entwickelt. Maßgeblich für das Erscheinungsbild der Talsysteme ist die starke Zerlappung der Hänge durch flache Dellen und Nebentälchen, die auf die jeweiligen Tiefenlinien eingestellt sind.

Das Schelental wird von West nach Ost von einem Hohlweg gequert, der durch steile Böschungen, die vornehmlich in den Lösssedimenten entwickelt sind, gekennzeichnet ist. Durch diesen Einschnitt des Hohlweges ist hier die Möglichkeit gegeben, den Aufbau der Deckschichten in Aufschlüssen zu untersuchen (vgl. Kap. 5.3).

Das dritte Teilgebiet befindet sich südlich von Rommerskirchen-Gill (Abb. 1) und ist durch das aktuelle Gerinne des Gillbaches, die schmale Aue sowie die westlich und östlich anschließenden Hänge im Übergang zu den Hochflächen gekennzeichnet. Die Profilaufnahmen in diesem Bereich waren an bauvorgreifende archäologische Grabungsflächen gebunden. Durch die geplante Erweiterung der Umgehungsstrasse B 59n wurde eine detaillierte Betrachtung des Sediment- und Bodenaufbaus in Baggerschürfen und Planumsflächen möglich (vgl. Kap. 5.4).

Wie bereits dargelegt wird der heutige Landschaftscharakter im gesamten Gebiet bestimmt durch das Eingreifen der Täler ausgehend von der Niederterrasse und die damit verbundene starke Gliederung des Reliefs. Im Südwesten schließen sich weniger segmentierte Hochflächen an, die die höchsten Niveaus der Landoberfläche einnehmen. Besonders auffallend sind die zahlreichen abflusslosen Hohlformen in Hochflächenposition, die auch als Lösskaven bezeichnet werden (GARLEFF 1968). BRUNOTTE & SCHLIMM (1994) und BRUNOTTE et al. (1994: 59ff) ziehen sowohl natürliche geomorphologische Prozesse im Periglazial (Entstehung von Pingos) als auch anthropogene Eingriffe im Sinne von Materialentnahmegruben für eine Erklärung der Genese solcher Hohlformen in Betracht. Wie die eigenen Aufnahmen zahlreicher dieser Hohlformen im Rahmen von verschiedenen Grabungsmaßnahmen in den niederrheinischen Lösslandschaften gezeigt haben, sind sie in der Regel auf anthropogene Eingriffe zurückzuführen. Einerseits wurden die stark tonigen Bt-

Horizonte der Parabraunerden zur Ziegelherstellung abgebaut, andererseits wurden auch die karbonathaltigen Lössse zur Düngung der Ackerflächen gewonnen. Dies beschreiben auch BAUMEWERD-SCHMIDT & GERLACH (2002) mit dem Begriff der „ausgezielten Landschaft“. Das gesamte Gebiet ist heute intensiv ackerbaulich genutzt (vgl. Kap. 2.3) und weist flächenhaft keine Baum- und Strauchvegetation auf. Der so geschilderte Charakter der Landschaft wird auch in den Kartenaufnahmen von Tranchot & v. Müffling (1803-1820) (Abb. 3) besonders deutlich. Zudem wird ersichtlich, dass der Gillbach als Siedlungsleitlinie fungiert. Neben diesen fließgewässerbezogenen Siedlungslagen werden auch Quellaustritte an Terrassenstufen (Vanikum und Sinsteden, Abb. 3) als Siedlungsplätze genutzt. Diese Positionen waren auch in vorgeschichtlicher Zeit von besonderer Bedeutung (vgl. Kap. 4.2.2). Insgesamt betrachtet stellt das gewählte Untersuchungsgebiet einen Ausschnitt der nordwestlichen Kölner Bucht und damit einen Teil der Niederrheinischen Bucht dar. Hinführend auf das Ziel einer ganzheitlichen landschaftsgenetischen Betrachtung werden im Folgenden die paläogeographische und geologisch-tektonische Entwicklung des Gebietes und seiner Umrahmung sowie die bodengeographische Situation dargestellt.

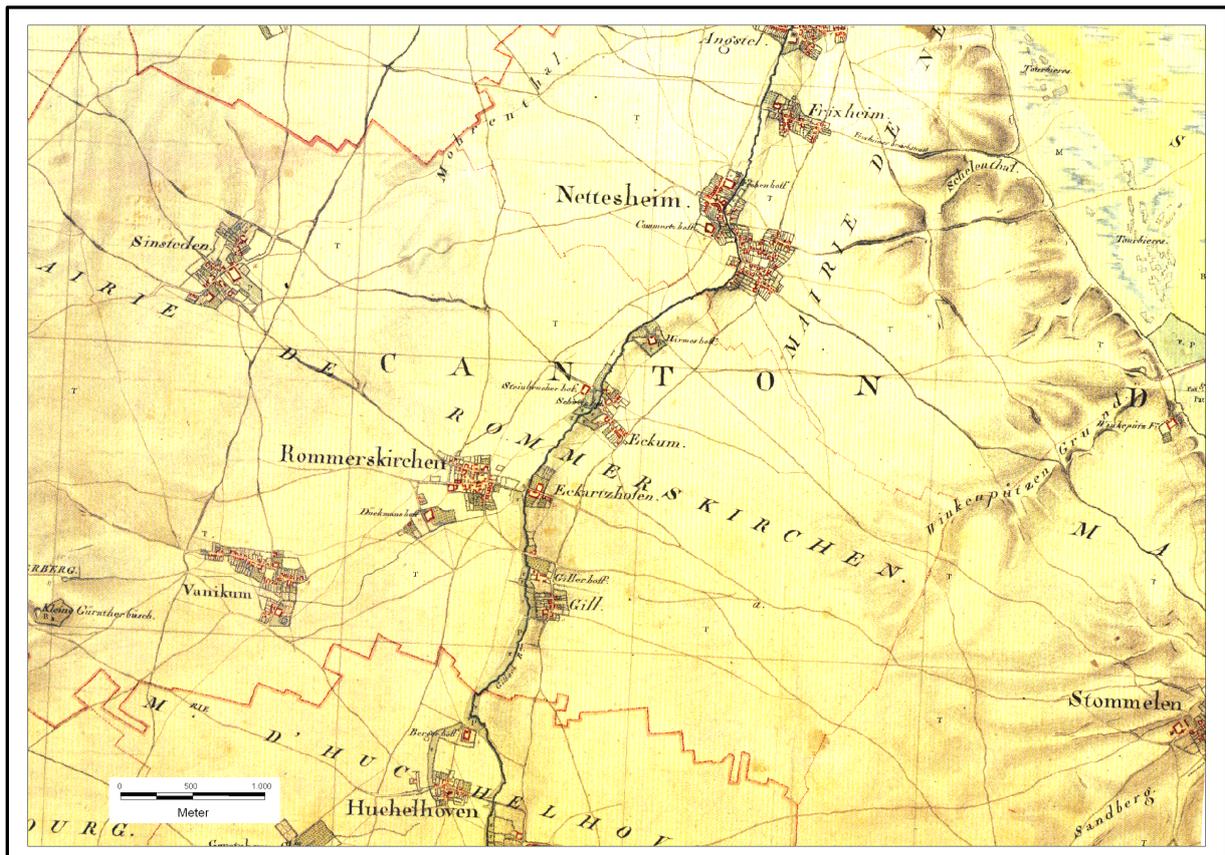


Abbildung 3: Das Untersuchungsgebiet in der Kartenaufnahme von Tranchot & v. Müffling 1803-1820 (Blatt 60 Rommerskirchen).

2.2 Geologisch-tektonische Entwicklung

Die Niederrheinische Bucht ist Teil des Westeuropäischen Riftsystems, das über den Rhonegraben, den Oberrheingraben, das Rheinische Schiefergebirge, den Niederrheingraben und den Holländischen Zentralgraben in den Nordseegraben zieht (SCHIRMER 1990a; SCHIRMER 2003a) (Abb. 4). In der savischen Bruchbildungsperiode, nach AHORNER (1962) im Mittel-Oligozän bis Unter-Miozän, beginnen der Einbruch der Niederrheinischen Bucht und gleichzeitig die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges, verbunden mit der Hauptphase des Siebengebirgsvulkanismus. Mit dieser Absenkung der Niederrheinischen Bucht erfolgt eine Transgression der Nordsee, die ihre größte Ausdehnung im Ober-Oligozän bis in das Gebiet von Bonn erreicht (SCHIRMER 2003a) (Abb. 6). Durch die vorherrschende Dehnungstektonik entstehen NW-SE-verlaufende Störungssysteme, deren Entwicklung in der kanäozoischen Hauptbruchbildungsperiode nach AHORNER (1962) verstärkt wird. Diese Periode vollzieht sich an der Wende vom Pliozän zum Pleistozän, die tektonischen Bewegungen halten bis heute an. Durch die Hauptbruchbildungsperiode erfolgt eine Schrägstellung des Schollenmosaiks in NW-Richtung verbunden mit teilweiser antithetischer Verkipfung einzelner Schollen nach NE. Die tektonischen Hauptstrukturen sind in Abbildung 5 dargestellt. Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Kölner Scholle, die im Vergleich zu den westlich anschließenden Bruchschollen die geringste Absenkung erfahren hat. Die Ville als Teil der Kölner Scholle ist ein langgestreckter Höhenzug, der von Süden nach Norden von etwa 160 m NN auf 100 m NN abdacht, westlich von Bonn an der Voreifel ansetzt und sich von Südosten in nordwestlicher Richtung etwa 50 km weit in die Niederrheinische Bucht erstreckt (BRUNOTTE et al. 1994: 1).

In engem Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung steht die flussgeschichtliche Entwicklung des Rheins und seiner Nebenflüsse. Dabei ist der Verlauf des Rheins in seiner heutigen Gestalt maßgeblich an das Westeuropäische Riftsystem gebunden.

Eingehende Untersuchungen zur flussgeschichtlichen Entwicklung des Rheins im Ältest- und Altpleistozän wurden vor allem durch BOENIGK (1978a; 1978b; 1991) vorgelegt. Das Ältestpleistozän ist demnach zunächst durch die Ablagerungen von Rhein- und Maas gekennzeichnet, die sich zu einem Rhein-Maas-Mischsediment verzahnen.

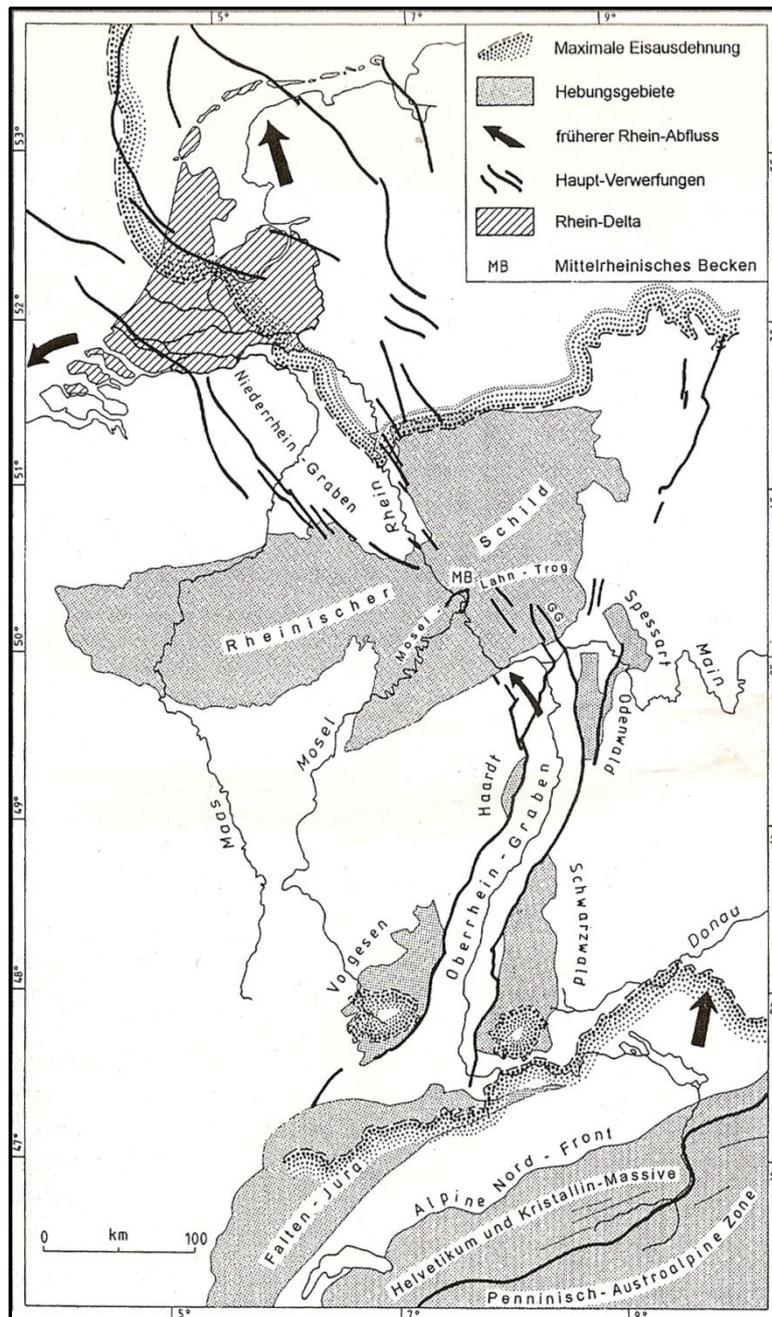


Abbildung 4: Verlauf des Westeuropäischen Riftsystems und Maximalstände der nordischen und alpinen Vereisung (SCHIRMER 2003a: 25).

Die Maas drängte zu dieser Zeit den Rhein weit nach Osten ab. Bedingt durch tektonische Hebungen im Raum Heerlen wird die „Ostmaas“ weit nach Westen zurückgedrängt und die Hauptterrassenfolge des Rheins nimmt weite Teile der Niederrheinischen Bucht ein. Diese ist großflächig als Terrassenstapel ausgebildet. Durch die tektonisch induzierte Herauspräparierung der Ville erfährt der Rhein eine Verlagerung nach Osten, was seit dem Mittelpleistozän zur Ablagerung

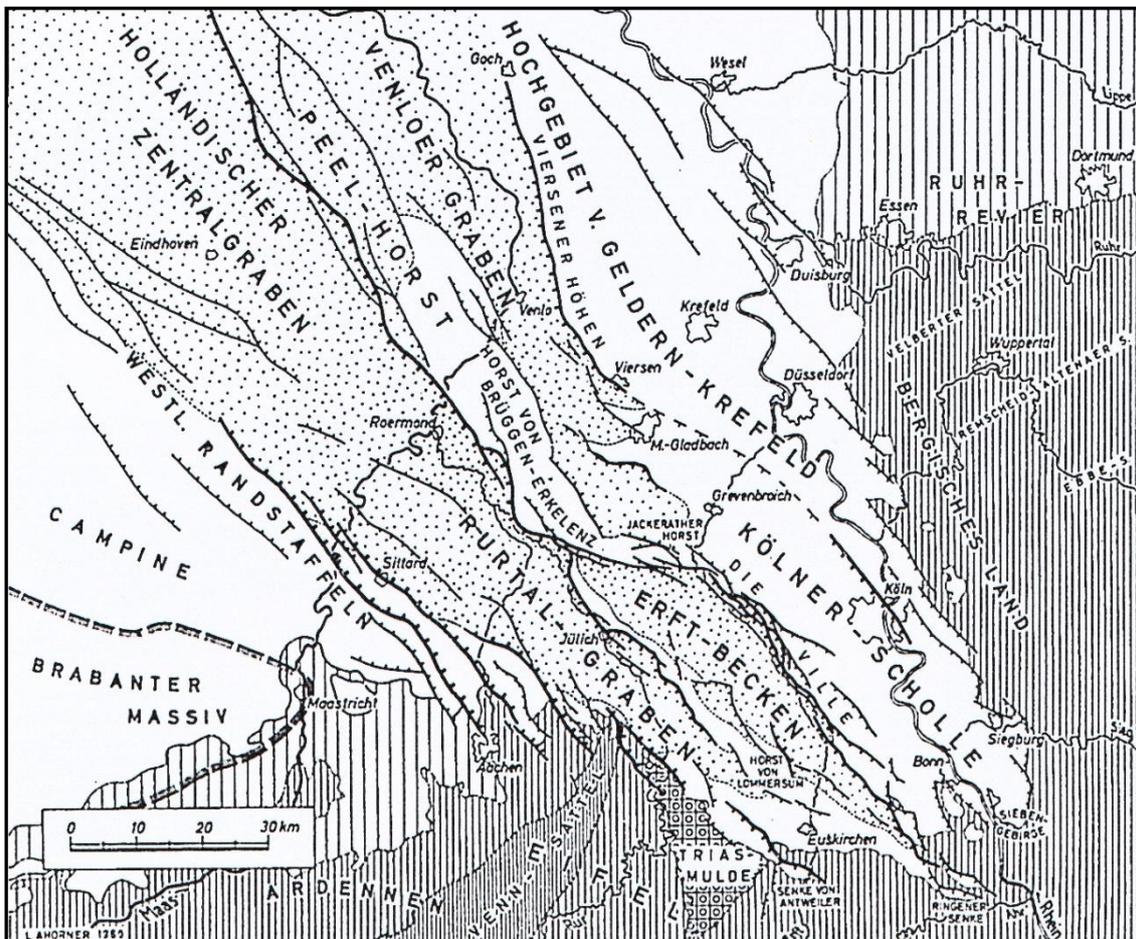


Abbildung 5: Tektonische Übersicht des Niederrheingebietes (Eng schraffiert: Paläozoikum, weit schraffiert: Oberkreide, weiß: Tertiär und Quartär, kanäozoische Hauptsenkungsgebiete punktiert, AHORNER (1962: 28).

der Mittelterrassenfolge und im Jungpleistozän zur Ablagerung der Niederterrassen führt (vgl. Kap. 2.2.2). Dabei konnte der Rhein nach seinem Austritt aus dem Engtal des Unteren Mittelrheins die sich hebende westliche Talschulter nicht mehr in das Erft-Becken überwinden (SCHIRMER 2003a: 58). In Verbindung mit den tektonischen Bewegungen und dem Wechsel von fluvialen Akkumulations- und Erosionsphasen des Mittel- und Jungpleistozäns entsteht östlich der Ville die markante Terrassentreppe.

2.2.1 Der präquartäre Untergrund

Die Quartärbasis bilden im Untersuchungsgebiet gut sortierte, hellgraue, teilweise violette oder leicht hellbräunliche Fein- und Mittelsande, die stellenweise von dünnen (1-2 cm mächtigen) humosen Bändern durchzogen werden.

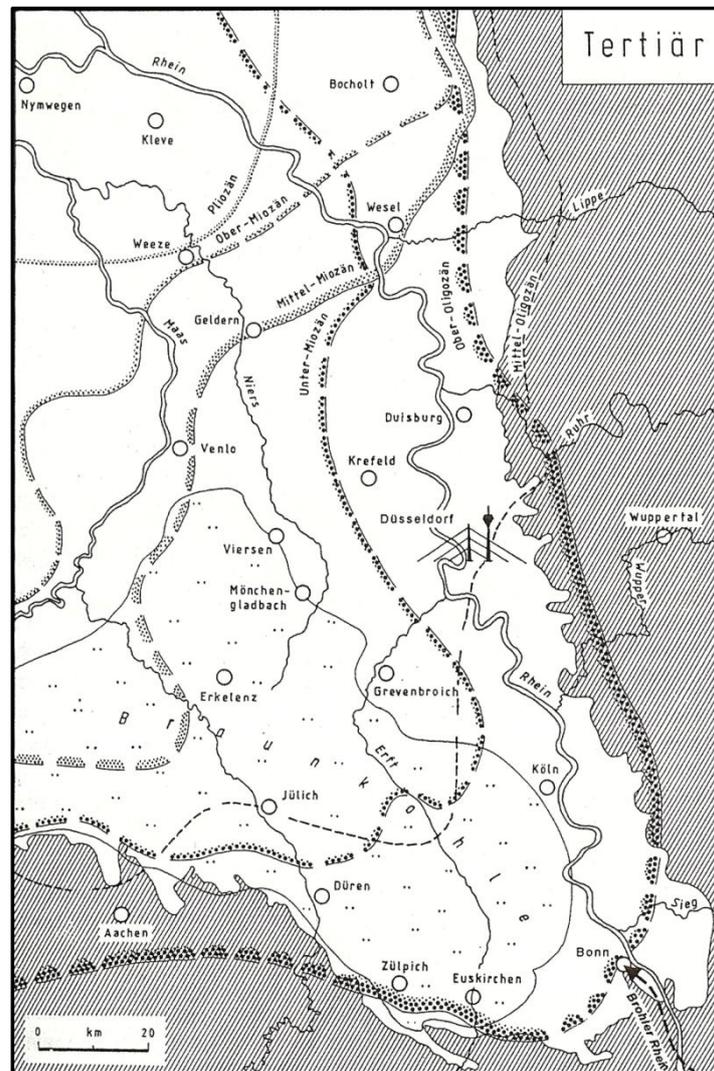


Abbildung 6: Paläogeographie des deutschen Niederrheins im Tertiär (SCHIRMER 2003a: 35).

In Bohrung 1/8 (vgl. Abb. 23, Tafel 1) sind diesen Sanden Tonlagen mit weißlich-violetter Farbe eingeschaltet. Nach GLIESE (1971: 51) wird die sandige Fazies im Südosten als Braunkohlensand, die tonig-schluffige Fazies im Nordwesten als Unterflöz-Serie bezeichnet, die sich miteinander verzahnen und die so genannten Kölner Schichten bilden. Stratigraphisch sind die im Untersuchungsgebiet angetroffenen tertiären Sedimente in das Ober-Oligozän zu stellen (Schichttyp 5A nach GLIESE 1971: 13) und mit dem weitesten Meeresvorstoß in die Niederrheinische Bucht zu verknüpfen (Abb. 6). Als Lockersedimente sind die oligozänen Sande von der fluvialen Abtragung einerseits und von kombinierten Abtragungsprozessen des Periglazials andererseits leicht auszuräumen, sofern letztere bis in diese Sedimente durchgreifen.

2.2.2 Verbreitung und Stratigraphie der Rheinterrassen

Bei den im Untersuchungsgebiet verbreiteten Terrassen (Abb. 9) handelt es sich um Akkumulations- oder Schotterterrassen, die durch die fluviale Sedimentation des pleistozänen Rheins gebildet wurden. Durch den Wechsel von Akkumulations- und Erosionsphasen bei gleichzeitiger Tieferlegung der Erosionsbasis ist eine markante Terrassentreppe entstanden. Dabei kann der Wechsel von Phasen der Akkumulation zu erneuter Einschneidung durch tektonische Prozesse, Klimaänderungen oder Anzapfungsvorgänge hervorgerufen werden, wobei sich diese Faktoren auch überlagern können. Im geographischen Sinne wird unter dem Begriff der Terrasse jede stufenartige Geländeform verstanden, die eine ausgedehnte, ebene oder schwach geneigte Fläche aufweist (Terrassenfläche), die durch die Terrassenböschung oder die Terrassenkante begrenzt wird (BRUNOTTE et al. 2002).

In der Geologie hingegen ist eine Akkumulationsterrasse als ein Sedimentkörper mit einer Unter- und Oberkante definiert. Das Verständnis der Terrassen in diesem Sinne ist für eine stratigraphische Zuordnung von entscheidender Bedeutung. So ist eine Zuordnung nur über die Oberfläche des Schotterkörpers sehr kritisch anzusehen. Gerade im periglazialen Milieu der pleistozänen Kaltzeiten ist die Oberfläche derjenigen Terrasse, die vor erneuter Erosion und anschließender Akkumulation eines neuen Terrassenkörpers abgelagert wurde, den Prozessen der periglazialen Abtragung und Umlagerung ausgesetzt. Im gewählten Untersuchungsgebiet ist eine stratigraphische Gliederung der Terrassen anhand des aktuellen Reliefs ohnehin nur begrenzt möglich, da eventuell vorhandene Terrassenstufen von mächtigen Lössdeckschichten überlagert oder durch diese vorgetäuscht werden. So belegt WINTER (1970), dass das Vorhandensein der jüngsten Mittelterrasse in der südlichen Niederrheinischen Bucht durch leeseitigen Anbau mächtiger Lösssedimente vorgetäuscht wird (vgl. dazu auch BRUNOTTE et al. 1994: 59).

Während die Hauptterrassen 1-3 des Rheins (HT 1-3 in Abb. 7 bzw. UT 1-3 in Abb. 8) als Terrassenstapel in der westlichen Niederrheinischen Bucht ausgebildet und noch in Resten auf der Ville erhalten sind, leitet die Hauptterrasse 4 (HT 4) zu den Terrassentreppen der Mittel- und Niederterrassenfolge über (SCHNÜTGEN et al. 1975, BRUNNACKER et al. 1978, BOENIGK & FRECHEN 2006).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde mit den durchgeführten Bohrungen versucht, die Quartärbasis zu erreichen, um eindeutige Aussagen zur Verbreitung und zur Stratigraphie der Mittelterrassen treffen zu können.

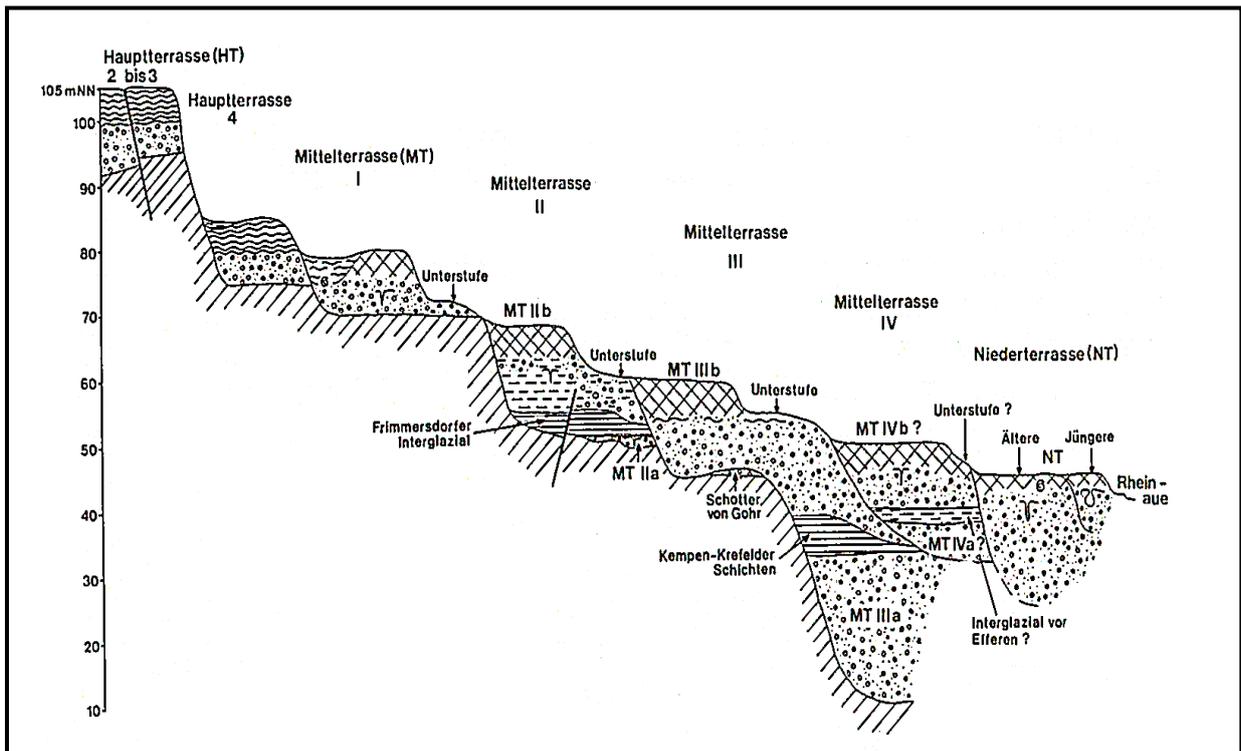


Abbildung 7: Schnitt durch die Mittelterrassenfolge nördlich von Köln (generalisiert) (BRUNNACKER et al. 1978: 289).

Zur stratigraphischen Einstufung der pleistozänen Rheinterrassen bieten sich neben morphologischen Kriterien (Terrassenober- und Untergrenze) vor allem petrographische und schwermineralogische Untersuchungen an. Auf diesen basierend gliedern BRUNNACKER et al. (1978) für das Gebiet zwischen Köln und Mönchengladbach vier eigenständige Mittelterrassen (MT I – IV) aus.

Wie Abbildung 9 zeigt, sind im Untersuchungsgebiet die MT I und ihre Unterstufe, die MT II und die MT III sowie die Niederterrasse kartiert. Das Fehlen der MT IV wird durch die markant entwickelte Terrassenstufe im Übergang zur Niederterrassenfolge deutlich.

BRUNNACKER et al. (1978: 320) unterscheiden im System der fluvialen Akkumulation und Erosion die Terrassenkörper nach dem sogenannten Kaltzeittyp und dem Eiszeittyp. Während in den Sedimenten des Kaltzeittyps noch keine Hinweise auf besonders kalte Klimabedingungen gefunden werden, ändert sich dies mit den Ablagerungen der Mittelterrassen grundlegend.

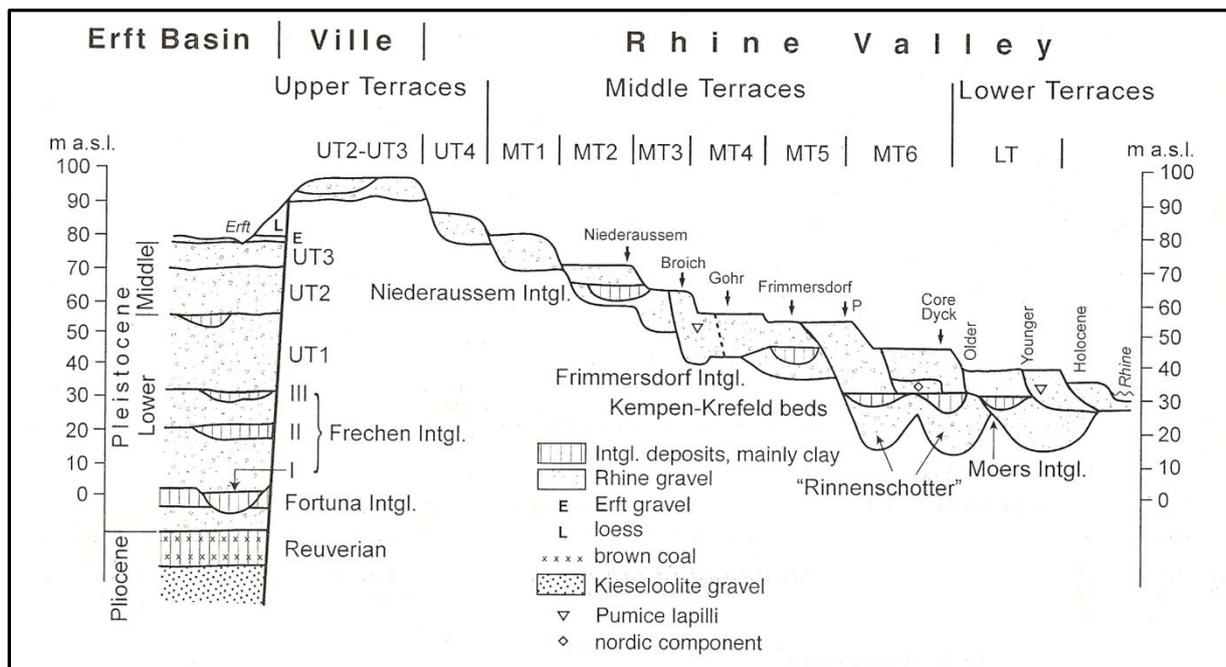


Abbildung 8: Generalisierter Schnitt durch die Terrassentreppe in der südlichen Niederrheinischen Bucht in der Umgebung von Köln (Upper Terraces (UT)= Hauptterrassen, Middle Terraces (MT)= Mittelterrassen, Lower Terraces (LT)= Niederterrassen) (BOENIGK & FRECHEN 2006: 564).

Ab der MT I sind gehäufte Vorkommen von Eiskeilpseudomorphosen, Kryoturbationen und einer periglazialen Molluskenfauna als Zeugen für ein kälteres Klima anzusehen (BRUNNACKER et al. 1978: 293).

In die Terrassenschotter sind interglaziale Sedimente eingeschaltet, so dass die Schotterkörper einem kalt-warm-kalt-Rhythmus zugestellt werden (BOENIGK 1995: 75).

So stellen BRUNNACKER et al. (1978: 319) die MT I und die MT IIa (zusammen als MT I bezeichnet) in das Ende des Cromer-Komplexes (vgl. Abb. 7). Die Obergrenze der MT I erreicht bei Rommerskirchen 80 m NN, ihre Basis liegt bei 70-65 m NN. Erschwert wird eine stratigraphische Zuordnung der Terrassen durch die in ihnen entwickelten Unterstufen. Diese stellen ein tiefgeschaltetes Niveau der Terrassenoberfläche bei gleicher Lage der Basis dar und werden als mögliche fluviale Denudationsflächen angesehen, die in Verbindung mit dem Ausgang der Akkumulation der jeweils nächst jüngeren Terrassen gebracht werden. Im Hangenden der MT IIa folgt, getrennt durch interglaziale Ablagerungen, die MT IIb. Nach BRUNNACKER et al. (1978) werden die warmzeitlichen Ablagerungen dem Frimmersdorf Interglazial zugeordnet. BOENIGK (1995: 75ff) belegt jedoch aufgrund der Höhenlage der Terrassen, dass das Frimmersdorf Interglazial die MT IIIa von der MT IIIb trennt. Die zwischen MT IIa und MT IIb eingeschalteten warmzeitlichen Sedimente werden als Niederaußem Interglazial bezeichnet. Die Mittelterrassen IIb und IIIa (MT II) werden nach BRUNNACKER et al. (1978) der Elster-Kaltzeit zugeordnet.

Die Basis der MT II liegt bei 50 m NN, ihre Obergrenze wird mit 70 m NN angegeben.

Die MT IIIb und MT IV wird nach BRUNNACKER et al. (1978:215) in die Saale-Kaltzeit gestellt. Ihre Obergrenze liegt bei 60 m NN, ihre Untergrenze bei 10-45 m NN. Die MT IIIb wird als Hauptakkumulation der Saale-Kaltzeit gedeutet.

In jüngster Zeit hat diese Gliederung von BRUNNACKER et al. (1978) durch BOENIGK & FRECHEN (2006) wesentliche Modifizierungen erfahren (vgl. Abb. 8), die neben morphologischen Kriterien auf paläomagnetischen und petrographischen Befunden sowie auf

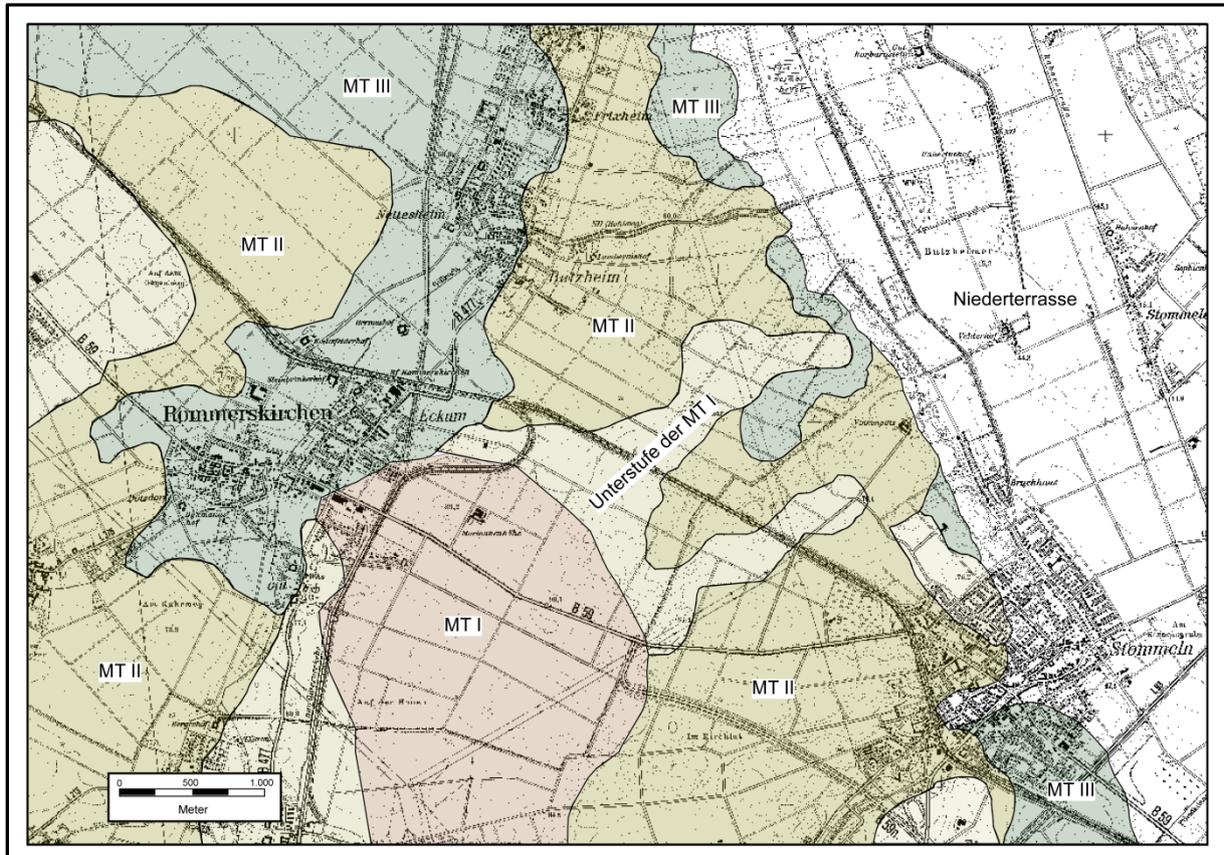


Abbildung 9: Verbreitung der Terrassen im Untersuchungsgebiet (verändert nach BRUNNACKER et al. (1978: Taf. 1)).

Lumineszenzdatierungen der Deckschichten und Korrelationen mit dem Mittelrheingebiet basieren. Die gegebene Definition einer Terrasse umfasst dabei sowohl die geomorphologische Form sowie den fluvialen Sedimentkörper („the term river terrace used in this paper encompasses both river landform and river sediments“, BOENIGK & FRECHEN 2006: 551).

Die Grundgliederung in eine Terrassentreppe bleibt dabei bestehen, jedoch werden die Unterteilungen in „a“ und „b“ innerhalb der Terrassen aufgehoben. Dies wird damit begründet, dass beispielsweise die MT IIa nach BRUNNACKER et al. (1978) kein eigenständiger

Terrassenkörper, definiert über eine eigenständige Basis und eine eigenständige Oberfläche ist, sondern, wie oben bereits beschrieben, im Liegenden der MT IIb vorkommt. Die chronostratigraphische Stellung (hier als Teil der MT I) wird als nicht gesichert angesehen. Dies gilt insbesondere für die Untereinheiten der MT III und MT IV (BOENIGK & FRECHEN 2006: 562), deren Stellung bereits bei BRUNNACKER et al. (1978: 319) fraglich ist. Dieser Ansatz führt zu der Ausweisung von insgesamt sechs Mittelterrassen (MT 1-MT 6), bezogen auf das linksrheinische Gebiet zwischen Köln und Grevenbroich und damit auch auf den in dieser Arbeit untersuchten Abschnitt, die sich wie folgt skizzieren lassen.

Die MT 1 stellt die älteste und vom Niveau her höchste Terrasse in der südlichen Niederrheinischen Bucht dar. Diese kann im Untersuchungsgebiet mit der von BRUNNACKER et al. (1978) kartierten MT I korreliert werden. Die MT II nach BRUNNACKER et al. (1978) wird aufgrund der Einschaltung interglazialer Sedimente als zweigeteilt beschrieben, ein höheres Niveau (MT 2), und ein tieferes Niveau (MT 3). Das eingeschaltete Interglazial wird, wie bereits bei BOENIGK (1995), als Niederaußem Interglazial bezeichnet (Abb. 8). Die Basis der MT 2 liegt bei Niederaußem (etwa 6 km westlich des Untersuchungsgebietes) bei 50 m, ihre Oberfläche bei 70 m. Die Basis der MT 3 befindet sich bei Broich (etwa 3,5 km nördlich des Untersuchungsgebietes) bei 40 m NN, ihre Oberfläche bei 64 m NN. Die Oberfläche der MT 3 greift aufgrund lateraler Erosion über ältere Terrassenschotter hinweg (BOENIGK & FRECHEN 2006: 564). Die MT III nach BRUNNACKER et al. (1978) wird in die MT 4 in einem Höhengniveau von 58m NN und die MT 5 in einem Höhengniveau von 53 m NN gegliedert. Im Liegenden der MT 5 treten die Sedimente des Frimmersdorf Interglazials auf. Ähnlich wie die MT 3 greift auch die Terrassenfläche der MT 4 über ältere Schotter hinweg (Abb. 8). Die MT 6 (MT IV nach BRUNNACKER et al. 1978) bildet den Abschluss der mittelpleistozänen Terrassenfolge. Sie stellt ein deutlich fassbares, tieferes Niveau dar. In der Weichselkaltzeit werden die Ältere und die Jüngere Niederterrasse akkumuliert. Im Gegensatz zu den Mittelterrassen weisen die Niederterrassen keine Lössbedeckung auf.

Die Bildung der Älteren Niederterrasse, die sich im Osten des Untersuchungsgebietes an die Mittelterrassen anschließt, wird dem Weichsel-Hochglazial zugeschrieben. Vor Ende des Alleröd-Interstadials hat sich eine Eintiefung um etwa 10 m vollzogen, die nach BRUNNACKER (1978a; 1978b) durch die Aufschotterung der Jüngeren Niederterrasse bis zur Jüngeren Dryas wieder ausgeglichen wurde. Als markanten stratigraphischen Leithorizont führt die Jüngere Niederterrasse Tephra des Laacher-See-Ausbruches. Im Gegensatz zu dieser Zweiteilung der Niederterrassen gliedert SCHIRMER (1990b) im Raum Düsseldorf drei Niederterrassen (NT 1- NT 3) aus. Seiner Auffassung nach ist die NT 1 dem Weichsel-Hochglazial zuzustellen. Diese Terrasse wird auch als Maxiwürm-Terrasse (vgl. SCHIRMER

1995: 39) bezeichnet. Die NT 2, auch Schönbrunn-Terrasse genannt, wird mit der sukzessiven Erwärmung im Anschluss an das Weichsel-Hochglazial in Verbindung gebracht. Daraus wird ein Zusammenhang mit der Entstehung der Eben-Zone im oberweichselzeitlichen Löss abgeleitet (vgl. Kap. 4.1). „Abtrag an der Eben-Diskordanz unter Lieferung großer Siltmengen, folgende Erwärmung zur Zeit des Elfgener und Belmener Bodens sollten Konzentration des hochkaltzeitlichen Breitflussbettes zum schmalen Mäandrieren und Eintiefen angeregt haben...“ (SCHIRMER 2000: 40). Im Anschluss an diese kurze Wärmephase soll dann unter erneut periglazialen Bedingungen in derselben Terrassenbildungsphase, verbunden mit der Bildung der spät-oberweichselzeitlichen Brabant-Lösse (vgl. Kap. 4.1), das verwilderte Flussbett über annähernd den gesamten Talboden hinweg gegriffen haben, jedoch eine deutliche Stufe zur NT 1 geschaffen haben. Begründet wird diese stratigraphische Vorstellung unter anderem mit dem Bau der Schotterkörper, die sich in laterale, durch mäandrierende Flusssysteme (L-Schotter) und vertikale, durch verwilderte (periglaziale) Flusssysteme (V-Schotter), differenzieren lassen (vgl. SCHIRMER 1995: 33ff). Dieser Vorstellung halten BOENIGK & FRECHEN (2006) entgegen, dass die NT 1 nach SCHIRMER (1990b) sich in vergleichbarer Höhenlage der MT 6 befindet und somit im Relief nicht von der dieser zu trennen ist. Den Abschluss der pleistozänen fluvialen Sedimente bildet die Ebing-Terrasse, deren Hauptakkumulation in die Jüngere Dryas gestellt wird (SCHIRMER 1995: 40). Neben den vorgestellten Terrassenstratigraphien hat auch KLOSTERMANN (z.B. 1992) eine detaillierte Gliederung der Mittelterrassen beschrieben. Zu dieser ist jedoch anzumerken, dass sie in Teilen von BOENIGK (1995) und BOENIGK & FRECHEN (2006) stark angezweifelt wird. So gliedert KLOSTERMANN (1992: 69) die Oberen Mittelterrassen (MT I nach BRUNNACKER et al. 1978 bzw. MT 1 nach BOENIGK & FRECHEN 2006) in drei verschiedene Terrassenkörper, basierend auf der Korrelation des Niederaußem Interglazials mit dem Frimmersdorf Interglazial. Da Letzteres jedoch im Liegenden der MT 5 (vgl. Abb. 8) auftritt, ist die Unterteilung in drei verschiedene Terrassenkörper nicht zulässig. Auch wird die von KLOSTERMANN (1992) vorgenommene Unterteilung der Unteren Mittelterrassen in fünf Unterstufen stark angezweifelt, da die dabei herangezogenen Kriterien, insbesondere die Schwermineralspektren aus den Terrassensedimenten und Pollenanalysen der eingeschalteten interglazialen Schichten, nach BOENIGK & FRECHEN (2006: 565ff) keine zuverlässige Stratifizierung erlauben.

Für das Untersuchungsgebiet muss festgehalten werden, dass das Fehlen mindestens eines Terrassenniveaus mit kräftigen Ausräumungsphasen bei Tieferschaltung der lokalen Erosionsbasis in Verbindung gebracht werden muss. Dies führt zu einer erhöhten Reliefenergie, die sich wiederum in intensiver Abtragung auf höheren Niveaus und einer

starken Auflösung dieser äußern sollte. Zusätzlich wird eine Ausweisung von unterschiedlichen Terrassenstufen durch stark variierende Mächtigkeiten der Lössdeckschichten im Hangenden der Mittelterrassen erschwert, besonders wenn keine Aufschlüsse vorhanden sind. Damit stellt die Erfassung der Quartär- bzw. der Terrassenbasis sowie der Deckschichtenmächtigkeiten und die Gliederung dieser im Gelände ein wesentliches Kriterium im Hinblick auf eine landschaftsgenetische Betrachtung dar.

2.2.3 Die Deckschichten

Nach BRUNNACKER et al. (1978) bestehen die Feinsedimentdecken, die die verschiedenen Terrassenschotter überlagern, aus schluffigen Hochflutsedimenten, die wiederum mit Lösssedimenten bedeckt sind. Diese Feinsedimente sind besonders anfällig für Vorgänge der periglazialen Solifluktion und Abspülung und bedingen damit eine Zerstörung der liegenden Terrassen durch starke Abtragung in reichverzweigten Talsystemen (BRUNNACKER et al. 1978: 285). Aufgrund der wechselnden Mächtigkeiten der Deckschichten, die im Untersuchungsgebiet mehr als 20 m erreichen (FISCHER 2003), verlaufen Geländeoberfläche und die Oberfläche der Terrassenkörper nicht parallel.

Im Untersuchungsgebiet ist zudem eine Abnahme der Lössmächtigkeiten mit Annäherung an die Niederterrasse zu erwarten, wobei Letztere generell lössfrei ist (THOSTE 1974). So zeigt sich, dass im Bereich des Terrassenhanges, der zur Niederterrasse überleitet, die Mittelterrassen in räumlich begrenzten Arealen an der Geländeoberfläche anstehen.

Die in Abbildung 10 dargestellten Mächtigkeiten der Lössdeckschichten basieren in erster Linie auf einer Verbindung der Kartierung der Oberfläche mit den gewonnenen Vorstellungen zum Verlauf der Terrassenoberfläche. Diese ist im Untersuchungsgebiet jedoch an keiner Stelle nachgewiesen.

Sowohl in Anbetracht der vorangehend beschriebenen (Kap. 2.2.2) und in Abbildung 9 dargestellten Kartierung der Terrassen als auch der ausgewiesenen Lössmächtigkeiten nach BRUNNACKER et al. (1978) wird deutlich, dass davon ausgegangen wird, dass die äolische Akkumulation und die syn- und postgenetische Verspülung dieser Sedimente zu einer Verhüllung des präexistenten Reliefs in Anlehnung an die bestehende Morphologie der Terrassenoberfläche führt.

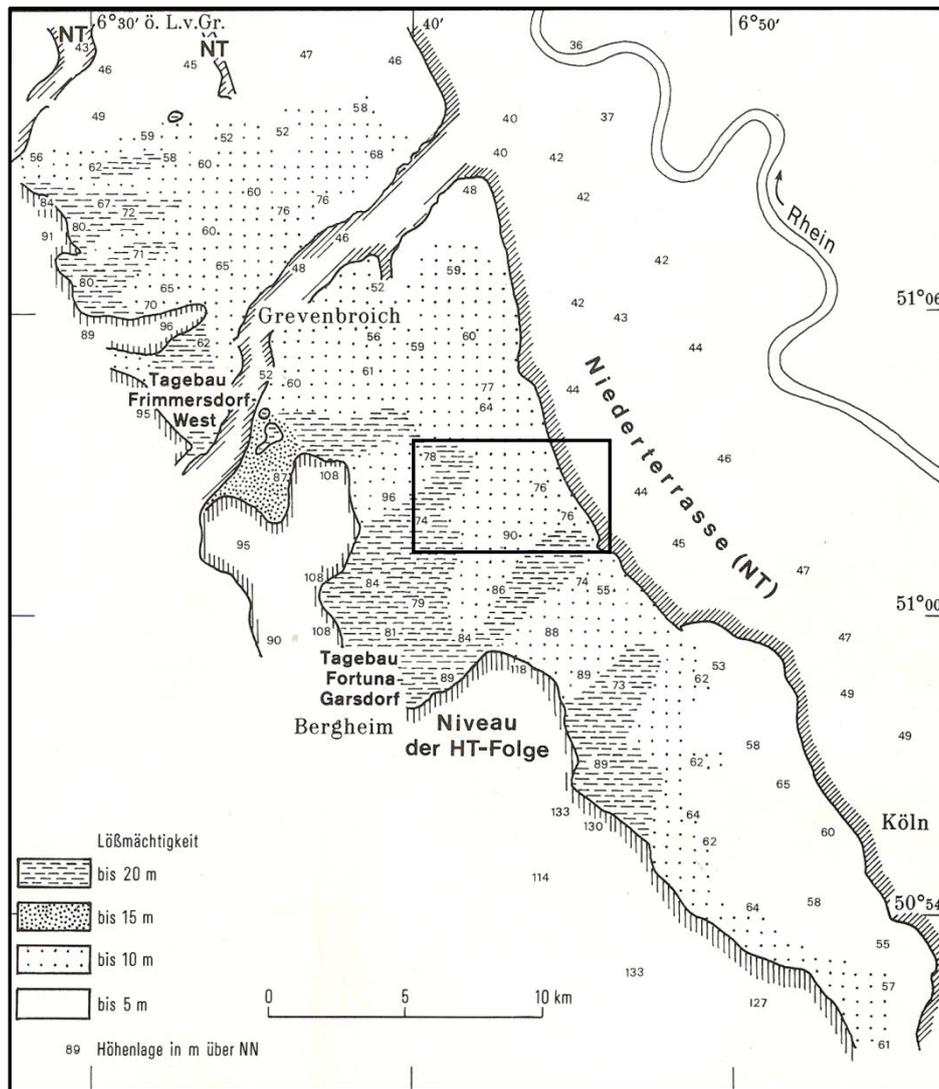


Abbildung 10: Mächtigkeiten der Lössdeckschichten im Bereich der Mittelterrassenfolge, generalisierte Darstellung (Höhenangaben beziehen sich auf die heutige Landoberfläche) (BRUNNACKER et al. 1978: 285). Untersuchungsgebiet schwarz umrahmt.

Basierend auf der Gliederung der Lössdeckschichten nach PAAS (1961) und BRUNNACKER (1967) wird eine Absicherung der zeitlichen Stellung der entsprechenden Hauptakkumulationsphasen der Terrassen für möglich gehalten (BRUNNACKER et al. 1978: 290). Demnach liegt auf der MT IV ein Lössglied, auf der MT III mindestens zwei Löss, die durch einen Interglazialboden getrennt sind. Auf der MT II sollen mindestens drei eigenständige Löss erhalten sein, die durch zwei Interglazialböden untergliedert werden.

Es wird jedoch darauf hingewiesen, dass eine hohe Lössmächtigkeit nicht unbedingt mit einem zunehmenden Alter der liegenden Terrassen verbunden sein muss. Es ist denkbar, dass in der Terrassenlandschaft Reliefgegebenheiten bestanden, die als Sedimentfallen gewirkt haben. So können sich bei leeseitiger Ablagerung der Löss an Terrassenstufen oder in Rinnensystemen höhere Mächtigkeiten der Deckschichten ergeben (BRUNNACKER et al. 1978: 286). SCHULZ (1999) beschreibt im Hangenden der Mittelterrassen aus dem Bereich der

nördlichen Wasserscheide des Vinkenpützer Grundes einen Deckschichtenaufbau, der durch zwei interglaziale Bt-Horizonte gegliedert wird. Ihr Vorkommen ist auf die leeseitigen Positionen im Übergang der MT I (ohne Unterstufe) zur MT II nach BRUNNACKER et al. (1978), mit denen SCHULZ (1999) die angetroffenen Terrassen korreliert, beschränkt. Die Zuordnung der Terrassen basiert jedoch nur auf den erfassten Oberflächen der fluvialen Schotterkörper, die Basis wurde nicht mit einbezogen. Die so vorgenommene Gliederung muss hier widerlegt werden (vgl. Kap. 6). Auch die Korrelation der Bt-Horizonte mit dem Wegberg-Boden bzw. dem Erkelenz-Boden nach PAAS (1961) ist kritisch zu hinterfragen (vgl. Kap. 4.1).

2.3 Böden und aktuelle Landnutzung

Betrachtet man vor dem Hintergrund der bodenbildenden Faktoren (Klima, Ausgangsgestein, Relief, Wasser, Fauna, Flora, Mensch und Zeit) die Bodenentwicklung und -verbreitung im Untersuchungsgebiet (Abb. 11), so sind drei Arten von Bodenstandorten zu differenzieren, die sich grundlegend voneinander unterscheiden. Dies sind einerseits die Bodenstandorte der lössbedeckten, ebenen und flach geneigten Hochflächen und der Hänge, andererseits die Bodenstandorte der Talböden. Den dritten Bodenstandort bilden die Niederterrassenbereiche. Auf den Hochflächen dominieren Parabraunerden (L33) aus pleistozänen Lösssedimenten, die stellenweise im Zuge fortschreitender Tonverlagerung eine leichte Pseudovergleyung aufweisen können (Abb. 11). Die Standorte der Hänge sind gekennzeichnet durch stark erodierte Parabraunerden mit verkürztem Bodenprofil. Die Abtragung kann in Abhängigkeit zur Reliefposition so starke Ausmaße erreichen, dass der Al- und Bt-Horizont der Parabraunerden gänzlich erodiert ist, so dass folglich eine Braunerde vorliegt. Greift die Erosion bereits in das Ausgangssubstrat, so liegen Pararendzinen (R3) aus Löss, ebenfalls als Anzeichen für die starke Abtragung, vor.

Im Bereich der Talböden bilden die Kolluvien, die korrelaten Sedimente der Abtragung, das Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Hier entwickeln sich somit Kolluvisole, die stellenweise Merkmale der Pseudovergleyung, bei hohem Grundwasserstand auch Vergleyungsmerkmale aufweisen können.

Mit Annäherung an die Terrassenstufe, die von den Mittelterrassen zu den Niederterrassen überleitet, dünnt die Mächtigkeit der Lössdeckschichten stark aus und fehlt stellenweise ganz. Hier bilden die Terrassenschotter das Ausgangssubstrat der Bodenbildung, so dass sich in diesen Bereichen basenarme Braunerden entwickeln, die nach der Kartierung von PAAS & ROTH (1996) vereinzelt Merkmale einer Podsolierung oder Pseudovergleyung aufweisen können.

Im Bereich der Niederterrasse sind, bedingt durch hohe Grundwasserstände, semiterrestrische und zum Teil auch organogene Böden weit verbreitet (Abb. 11).

Die so skizzierte Verbreitung der Böden im Untersuchungsgebiet spiegelt sich in der aktuellen Landnutzung wieder. So stellen die Parabraunerden und die stark erodierten Parabraunerden Gunststandorte dar, die intensiv ackerbaulich genutzt werden. Diese Böden sind meist tiefgründig entwickelt, ausreichend belüftet und nährstoffreich und besitzen eine hohe nutzbare Wasserkapazität (nFk), wodurch selbst in Trockenjahren hohe Ernteerträge erzielt werden. Bedingt durch den großen Anteil an Mittel- und Feinporen und die dadurch

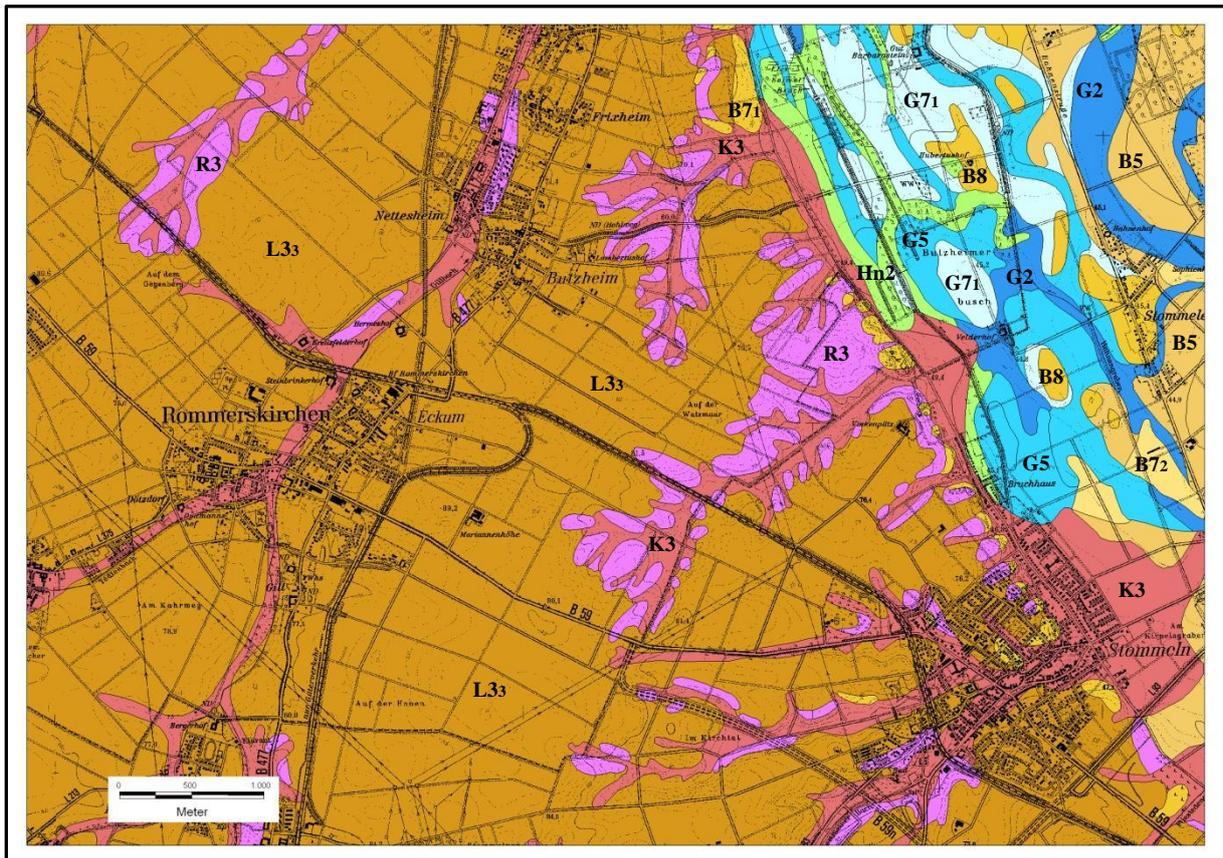


Abbildung 11: Bodenkarte des Untersuchungsgebietes (Kartengrundlage Bodenkarte von NRW, Blatt L4906 Neuss).

Bodeneinheiten in Abbildung 8 nach PAAS, W. & ROTH, R. 1996):

L33: Parabraunerde, vereinzelt Pseudogley-Parabraunerde (aus Löss, Pleistozän)

R3: Pararendzina und stark erodierte Parabraunerde (aus Löss, Pleistozän)

B5: Braunerde, - stellenweise Gley-Braunerde und Kolluvisol (aus Hochflutsand und Hochflutlehm, Pleistozän, Holozän)

B71: Braunerde, vereinzelt Podsol-Braunerde und Pseudogley-Braunerde (aus Sand und Kies der Mittelterrasse mit lückenhaftem Lössschleier, Pleistozän)

B72: Braunerde, - stellenweise Pseudogley-Braunerde (aus Sand und Kies der Mittelterrasse mit lückenhaftem Lössschleier, Pleistozän)

B8: Braunerde, auf der Niederterrasse stellenweise Gley-Braunerde (aus Flugsand oder Hochflutsand, stellenweise über Hochflutlehm, Pleistozän)

K3: Kolluvisol, vereinzelt Gley-Kolluvisol

G2: Gley, stellenweise Pseudogley-Gley und Gley-Pseudogley (aus Hochflutlehm über Sand und Kies der Niederterrasse)

G5: Gley, stellenweise Braunerde-Gley, vereinzelt Pseudogley-Gley und Gley-Pseudogley (aus stark sandigem Hochflutlehm, vereinzelt über stark tonigem Hochflutlehm (Pleistozän, Holozän))

G71: Gley, stellenweise Braunerde-Gley, vereinzelt Pseudogley-Gley (aus lehmigem Hochflutsand (Pleistozän, Holozän))

Hn2: Niedermoor (aus Bach- und Flussablagerungen (Holozän))

eingeschränkte Wasserleitfähigkeit sind diese Böden, besonders in Hanglage, jedoch stark erosionsgefährdet.

Ähnlich gute Eigenschaften weisen die Kolluvisole der Hangfüsse und Talböden auf, die ebenfalls einer intensiven ackerbaulichen Nutzung unterliegen. Greift die Abtragung am Hang bereits in den karbonathaltigen Löss, so sind auch die entsprechenden Kolluvien durch geringe Karbonatgehalte gekennzeichnet (vgl. Kap. 5).

Im Gegensatz zu diesen intensiv genutzten Standorten sind die Standorte der basenarmen Braunerden (B7₁), die hier auf den Bereich der Terrassenstufe beschränkt sind, weitaus weniger günstig für eine intensive Nutzung geeignet, so dass hier meist Grünland vorherrscht. Die Gründe sind einerseits in der Reliefposition zu sehen (Verbreitung an Hängen mit starker Neigung) und gleichzeitig in den ungünstigeren bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften (geringere Nährstoffgehalte, geringere nutzbare Wasserkapazität bei gleichzeitiger Neigung zur Austrocknung durch den hohen Grobporenanteil).

Die Bodenstandorte der Niederterrasse werden durch Gleye und ihre Subtypen dominiert. Die hohen Grundwasserstände bedingen eine wesentlich schlechtere Durchlüftung, so dass diese Standorte insgesamt weniger intensiv genutzt werden können. Im Vergleich zu den lössbedeckten Mittelterrassen nimmt hier der Grünland- und Waldanteil deutlich zu.

Im Rahmen einer Rekonstruktion der holozänen Landschaftsgenese stellen die Parabraunerden neben den kolluvialen Sequenzen wichtige Archive im Untersuchungsgebiet dar. Um Aussagen über den Grad der Bodenerosion treffen zu können, ist ein möglichst vollständiges Profil einer Parabraunerden von zentraler Bedeutung. Im Zuge einer Grabungsmaßnahme in Rommerskirchen-Eckum konnte ein solches Profil im Untersuchungsgebiet dokumentiert werden (Abb. 12). Unterhalb des Pflughorizontes ist ein 60 cm mächtiger, stauwasserführender Al-Horizont entwickelt, der neben einem subpolyedrischen Gefüge durch einen Tongehalt von 15,4 % gekennzeichnet ist. Dieser greift taschenförmig in den liegenden Bt-Sd-Horizont ein. Letzterer weist eine typisch rot-braune Färbung und ein deutliches Polyedergefüge bei einem Tongehalt von 25 % auf. Der Bt-Sd-Horizont geht mit unscharfer Grenze in einen schwach gebänderten, schwach gefleckten Bbt-Horizont über. Der anschließende Bv+Bbt-Horizont ist durch schwache Toninfiltration, die an Sekundärporen gebunden ist, gekennzeichnet. Der Cv-Horizont unterscheidet sich durch eine schwächere Gefügebildung vom Hangenden Bv+Bbt-Horizont. Die Entkalkungsgrenze liegt bei 2,3 m unter der aktuellen Oberfläche. Im Zuge der Karbonatabfuhr haben sich in den anstehenden Lössen Sekundärcarbonate in Form von Konkretionen angereichert. Die Tongehalte nehmen von 20,7 % im Bbt-Horizont über 18,4 % im Bv+Bbt-Horizont auf 15,9 % im Cv-Horizont bzw. 12,9 % im anstehenden Löss ab. Letzterer ist durch eine

typische Farbe und ein deutliches Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich gekennzeichnet.

Das so skizzierte Profil stellt im gesamten Untersuchungsgebiet die Parabraunerde dar, die am vollständigsten entwickelt ist und wird im Folgenden als Referenzprofil herangezogen.

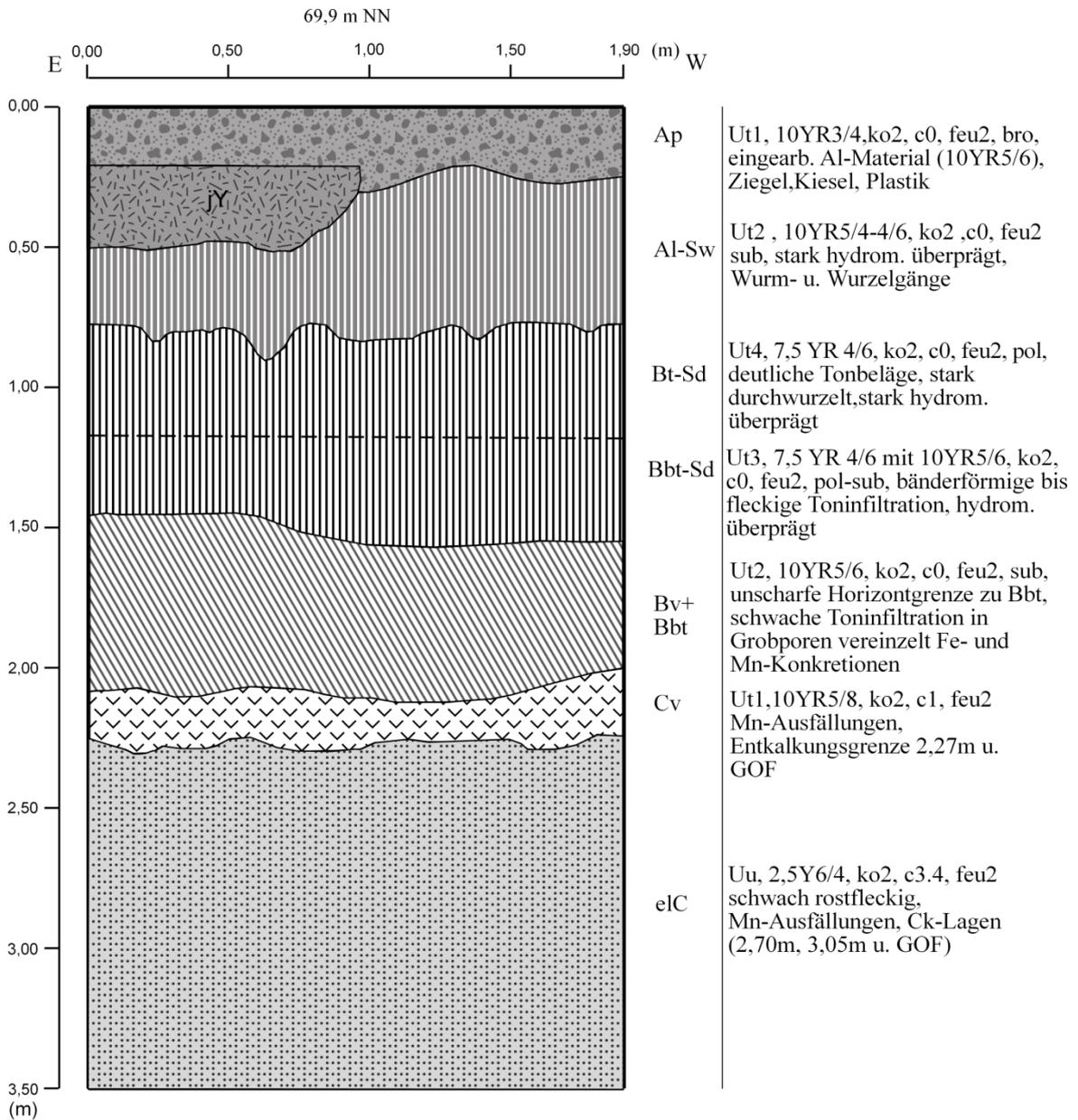


Abbildung 12: Referenzprofil Rommerskirchen-Eckum (RRE) (Lage des Profils siehe Karte 1).

3. Methodik

3.1 Geländearbeiten

Im Hinblick auf die gegebene Fragestellung dieser Arbeit und aufgrund der schlechten Aufschlusslage im Untersuchungsgebiet bestand der wesentliche Teil der Geländearbeit aus dem Abteufen von Rammkernsondierungen. Die Bohrungen wurden mit dem Rammsondiergerät RS 0/2.3 auf Raupen-Fahrwerk der Firma Nordmeyer durchgeführt, das der Abteilung für Angewandte Geomorphologie und Landschaftsforschung des Geographischen Instituts der Universität zu Köln zur Verfügung steht.

Die Rammkernsondierungen wurden mit 1 m-Sonden (Durchmesser 60 mm) und 2 m-Sonden (Durchmesser 50 mm) durchgeführt. In allen Bohrungen wurde versucht, die Lössbasis und wenn möglich, die Quartärbasis, zu erreichen. Zwecks Gewinnung von unbelichteten Lumineszenzproben wurde Bohrung SB 2 mit geschlossener 1 m-Sonde und innenliegenden PVC-Rohren (Durchmesser 50 mm) durchgeführt (vgl. Kap. 3.3.3).

Die Ansprache der Sedimente im Gelände erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994; 2005) und wurde auf einem selbst erstellten Formblatt zur Aufnahme der Bohrungen festgehalten. Dabei wurden die Bodenart, Farbe, Konsistenz und Feuchte, der Karbonatgehalt und die hydromorphen Merkmale bestimmt. Die Farbbestimmung im feuchten Zustand geschah bei homogenem Substrat nach den MUNSELL-Soil Color Charts, bei inhomogenem Substrat wurden, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten, die Farbbezeichnungen und die entsprechenden Kurzzeichen gemäß der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994; 2005) verwendet.

Die Vermessung der Bohransatzpunkte nach Lage und Höhe wurde mit einem elektronischen Tachymeter der Firma Leica durchgeführt. Zu diesem Zweck wurden vom Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen fünf trigonometrische Punkte im Bereich des Arbeitsgebietes zur Verfügung gestellt.

Schwierigkeiten bei der Ansprache der in Rammkernsonden gewonnenen Sedimentkerne bereiten die Stauchungsbeträge, die besonders in den oberweichselzeitlichen Lössen teilweise sehr große Ausmaße angenommen haben. Dadurch wird eine feinstratigraphische Interpretation dieser Sedimentkerne stark eingeschränkt. Mit zunehmender pedogener Überprägung der Lösssedimente, oftmals in Verbindung mit höheren Wassergehalten, reduzieren sich diese Stauchungsbeträge jedoch deutlich, so dass eine detaillierte Aufnahme und anschließende stratigraphische Interpretation der Kerne durchführbar ist.

Eine weitere Problematik ergibt sich bezüglich der Nomenklatur der im Gelände erfassten Bodenhorizonte. Bis heute ist keine einheitliche Richtlinie im Hinblick auf die Ansprache von Paläoböden in die Kartieranleitung (AG Boden 2005) eingegangen. Dies wird besonders in der Literatur zu Löss-Paläoboden-Sequenzen deutlich, in der die jeweiligen Verfasser sehr unterschiedliche Herangehensweisen verfolgen. Das vorgestellte „f“, dass in der Kartieranleitung für fossil oder begraben steht, bezieht sich streng genommen nur auf jüngst begrabene Böden und ist damit beispielsweise für einen Bt-Horizont, der im Liegenden einer Mächtigen Lössdeckschicht auftritt, nicht zu verwenden. Das vorgestellte „f“ wird in dieser Arbeit nur für die kolluvial überdeckten Horizonte verwendet. Besonders in reich gegliederten Lössprofilen (vgl. z.B. Bohrung 1/4 in Kap. 5.1.1), in denen mehrere Löss- und eingeschaltete Böden auftreten, ergeben sich somit zahlreiche Schwierigkeiten bezüglich der nomenklatorischen Vorgehensweise. Die Horizontbezeichnungen der Kartieranleitung beziehen sich mit wenigen Ausnahmen auf eine Klassifikation, die die aktuellen, holozän gebildeten Merkmale erfasst und daraus die entsprechenden Horizonte und Bodentypen ableitet. Ein Abzählen von Bodenhorizonten (z. B. „1. Bt“, „2. Bt“, „3. Bt“, wie u.a. von BRUNNACKER (1966) in Rheindahlen praktiziert) erscheint in Anbetracht von eingreifenden Diskordanzen, die weitere Bodenbildungen verbergen können, ebenfalls wenig sinnvoll. Diese Horizonte werden hier, trotz ihrer unterschiedlichen Lage im Profil, nach ihren Merkmalen mit den gängigen Bezeichnungen belegt. Bezüglich einer Nomenklatur von Nassböden sind in der Kartieranleitung keine entsprechenden Bodentypen ausgewiesen, da sie Bildungen unter periglazialen Klimabedingungen darstellen. Hier wird der von SCHIRMER (z.B. 2000) vorgeschlagenen Horizontbezeichnung gefolgt, wobei jedoch nur zwischen Nassböden des Haftnässepseudogley-Typs (Ng) und solchen des Gley-Typs (Nr) unterschieden wird. Die Lösssedimente selber, in denen die Böden entwickelt sind, werden jeweils als C-Horizont angesprochen. Auch hier ist ein Abzählen durch das Vorhandensein limitierender Diskordanzen nicht sinnvoll. Umlagerungszonen, die oftmals in Lössprofilen auftreten, werden hier als Fließerden bezeichnet (FL). SCHIRMER (z.B. 2002a) verwendet dafür das „M“ der Kartieranleitung. Dieses ist jedoch klar in Bezug zu holozän entstandenen bzw. verlagerten Sedimenten definiert (vgl. AG Boden 2005: 106). Im Rahmen dieser Arbeit findet es nur Anwendung zur Ansprache der kolluvialen Einheiten.

3.2 Laborarbeit und -methodik

An ausgewählten Bohrprofilen und Aufschlussproben wurden Laboranalysen durchgeführt, mit dem Ziel, die im Gelände erhaltenen Befunde zu stützen. Die Bestimmung der Korngrößenverteilung und der Karbonatgehalte sowie die Messung der pH-Werte und Kohlenstoffgehalte wurden im physisch-geographischen Labor, die Lumineszenzdatierungen im geochronologischen Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln ausgeführt.

3.2.1 Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung

Die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens (< 2 mm) lässt einerseits Rückschlüsse auf das Transport- und Sedimentationsgeschehen, andererseits Aussagen über pedogene Veränderungen des Substrats zu. Gerade bei der Ansprache und Interpretation von Löss-Paläoboden-Sequenzen ist die Bestimmung der Korngrößenverteilung und ihre Darstellung besonders hilfreich und aussagekräftig. Nach PÉCSI & RICHTER (1996: 117) wird eine der Korngrößenzusammensetzung entsprechende Klassifizierung am häufigsten angewandt, die eine Trennung des typischen Lösses von lössartigen Sedimenten ermöglicht (vgl. auch KOCH & NEUMEISTER 2005). Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung des Feinbodens (< 2 mm) wurde die kombinierte Sieb-Schlämmanalyse nach KÖHN & KÖTTGEN angewandt (DIN 19683, Bl. 2).

Die Grundlage der Sedimentationsanalyse bildet die Tatsache, dass die Sinkgeschwindigkeit eines kugelförmigen Körpers von dessen Durchmesser und dessen Dichte sowie von der Dichte und der Viskosität der Flüssigkeit abhängig ist, in der er sich befindet (KNOTHE 2000: 297). Dieser Sachverhalt wird durch das Stokes'sche Gesetz beschrieben:

$$V = \frac{2}{9} * g \frac{D_1 - D_2}{\eta} * r^2$$

Mit:

- V = Teilchengeschwindigkeit [cm * s⁻¹]
- g = Schwerebeschleunigung = [981 cm * s⁻²]
- D₁ = Dichte der fallenden Kugel [g * cm⁻³]
- D₂ = Dichte der Sedimentationsflüssigkeit oder des Gases [g * cm⁻³]
- η = Viskosität der Flüssigkeit [g * cm⁻¹ * s⁻¹] oder des Gases
- r = Kugelradius [cm]

(MÜLLER 1964)

Nach KNOTHE (2000) ist die Konstante $2/9$ eine empirische Größe, mit der die Reibung kleinster Teilchen berücksichtigt wird.

Die hier beschriebene Formel geht von einer Kugelform der Teilchen aus. Da es sich bei Bodenpartikeln in der Regel jedoch nicht um kugelförmige Teilchen handelt, ergibt sich eine mögliche Fehlerquelle. Nach HARTKE & HORN (1989) kann dieser Fehler ignoriert werden.

Die hier vorgenommenen Analysen wurden an 20g Probenmaterial bei einer Umgebungstemperatur von 22° C durchgeführt.

Zur schnelleren Auswertung wurde eine von BUBENZER (1999) erstellte EXCEL-Tabelle verwendet, die die jeweiligen Taragewichte und einzelne Rechenoperationen enthält. So erfolgte eine Berechnung der Kornfraktionen aus den Tara- und Probenwerten sowie eine Summenberechnung für die Kornfraktionen Sand (S), Schluff (U) und Ton (T) mit einer integrierten Fehlerkorrektur auf 100 %. Die berechneten Werte wurden in Tabellen zusammengefasst und dem Anhang beigelegt.

3.2.2 Bestimmung des Karbonatgehaltes

Der Karbonatgehalt ist eine der wichtigsten Eigenschaften des Lösses. Man unterscheidet den primären Karbonatgehalt von dem sekundären Karbonatgehalt. Der primäre Karbonatgehalt wird nach PÉCSI & RICHTER (1996: 61) in Form kristalliner Calcite oder Dolomite, zum Teil auch als amorpher Staub gleichzeitig mit dem äolisch transportierten Löss abgelagert. Nach ROHDENBURG & MEYER (1966: 45) entspricht die Verteilung der Calcit-Korngrößen in wenig umgewandeltem Lössmaterial annähernd dem Verteilungsdiagramm der übrigen, nicht-karbonatischen Mineralspezies, deren Verteilungs-Maximum in der Grobschlufffraktion liegt. Sekundäre Karbonatgehalte kommen in verschiedenen Formen und in unregelmäßiger Verteilung vor. Wird ein Löss an der Oberfläche pedogenen Veränderungen unterworfen, so ist unter Beteiligung von CO₂ in der Bodenlösung die Mobilisierung der Karbonatkomponente einer der ersten Verwitterungsprozesse. Dabei erfolgt nach ROHDENBURG & MEYER (1966: 46) zunächst eine An- und Auflösung des primären Karbonats verbunden mit einer Ausfällung von sekundärem Karbonat. Nach PÉCSI & RICHTER (1996: 61) tritt das sekundär entstandene Karbonat in Form grobkörniger Fenokristalle, feiner Aggregate, mikrokristalliner Minerale sowie in Form von Karbonatrosen, schalenartigen Belegungen, Pseudomycelien, porösen Ausscheidungen und Konkretionen auf.

Die hier angewendete gasvolumetrische Bestimmung der Karbonate nach Scheibler entspricht nach ELLERBROCK (2000) im Wesentlichen der DIN ISO 10693. Die Methode beruht auf der

Zerstörung der im Boden enthaltenen Karbonate durch Zugabe von 10 %iger Salzsäure gemäß der folgenden Reaktionsgleichung:



Aus dem freigesetzten Kohlendioxid, das in der Scheibler-Apparatur gasvolumetrisch bestimmt wird, kann anschließend der Karbonatgehalt nach folgender Gleichung errechnet werden:

$$\text{CaCO}_3 (\%) = \frac{a * p * 0,1605}{(273 + t)} * E \quad (\text{BECK et al. 1995})$$

mit:

a = CO₂ (cm³)

p = gemessener Luftdruck (hPa)

t = gemessene Temperatur

E = Einwaage der Probe (g)

Die im Labor ermittelten Werte wurden zur schnelleren Auswertung in eine EXCEL-Datenbank eingegeben, in der die Gleichung zur Bestimmung der Karbonatgehalte integriert ist.

3.2.3 Messung des pH-Wertes

Nach BECK et al. (1995) dient der pH-Wert als Maß der Bodenacidität und ist somit eine Größe für den Gehalt an dissoziationsfähigem Wasserstoff (genauer an Hydronium-Ionen, H₃O⁺) und an austauschbaren Al³⁺-Ionen, die zusammen die saure Eigenschaft (pH < 7) der Bodenlösung verursachen.

Bei der hier durchgeführten pH-Wert-Bestimmung wurden 10g Feinboden jeder Probe mit 25 ml 0,01 M CaCl₂-Lösung in die suspendierte Form überführt (ELLERBROCK 2000: 325ff).

3.2.4 Bestimmung des organischen Kohlenstoffs (Corg)

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff wurden mit einem Element-Analysator (Elementar Vario EL) durchgeführt. Die Proben wurden zunächst entkarbonatisiert und nach Einwaage von 20-50 mg in einem Verbrennungsrohr unter punktueller Zufuhr von Sauerstoff aufgeschlossen. Die Oxide (CO_2 , NO, NO_2 , SO_2 und SO_3) und überschüssiger Sauerstoff werden anschließend in einem nachgeschalteten kupfergefüllten Reduktionsrohr bei 850°C reduziert. Nach Zwischenspeicherung auf Absorber-Trennsäulen werden die Elemente N, C und S durch Wärmeleitfähigkeitsdetektion bestimmt (THÖNNESSEN 2002: 27).

Sämtliche Messungen wurden als Doppelmessungen durchgeführt und anschließend der Mittelwert berechnet. Die Messergebnisse sind in den Tabellen B2 im Anhang einzusehen.

3.3 Lumineszenzdatierungen

3.3.1 Einführung

Im Hinblick auf die Fragestellung und methodologische Ausrichtung dieser Arbeit wird im Folgenden nur eine kurze Einführung in das Prinzip der Lumineszenzdatierung gegeben. Detaillierte Beschreibungen zur forschungsgeschichtlichen Entwicklung und zu den physikalischen Grundlagen dieser Methode finden sich z.B. bei WAGNER (1995), AITKEN (1998), STOKES (1999), BØTTER-JENSEN et al. (2003), LIAN & ROBERTS (2006) und PREUSSER et al. (2008).

Das Hauptaugenmerk wird auf die hier an Lössen und Lössderivaten angewandte Optisch Stimulierte Lumineszenzdatierung (OSL) gerichtet.

Im Rahmen quartärmorphologischer und landschaftsgenetischer Untersuchungen sind durch die Entwicklung neuer Techniken und Methoden besonders im Hinblick auf die Datierung von Sedimenten in den letzten Jahrzehnten viel versprechende analytische Potenziale entstanden. Die Lumineszenzdatierung zählt zu diesen Methoden und nimmt in der Geomorphogenetik eine immer größere Rolle ein.

Die Lumineszenzdatierung zählt zu den dosimetrischen Datierungsverfahren, die auf einer zeitabhängigen Akkumulation von Energie in Mineralen basiert. Dabei kann die Lumineszenz als eine Leuchterscheinung beschrieben werden, die bei vielen Mineralen, wie z.B. Quarz und Feldspäten, die hauptsächlich zur Sedimentdatierung genutzt werden, infolge von Stimulation durch Wärme (Thermolumineszenz, TL) oder Licht (Optisch Stimulierte Lumineszenz, OSL) beobachtet werden kann. Sie ist verbunden mit der Fähigkeit vieler Minerale, Energie, deren Ursprung die in Sedimenten natürlich auftretende ionisierende Strahlung ist, in ihrem Kristallgitter über geologische Zeiträume zu speichern. Die ionisierende Strahlung (α -, β - und γ -Strahlung) resultiert aus dem Zerfall von radioaktiven Elementen bzw. Isotopen im Sediment (Isotope der ^{235}U -, ^{238}U - und ^{232}Th -Zerfallsreihen sowie ^{40}K und in geringem Maße ^{87}Rb) (AITKEN 1998). In Abhängigkeit zur gespeicherten Energie stellt die Intensität des Lumineszenzsignals ein Maß für die natürliche Strahlendosis in einem Mineral dar. Sie wird als Paläodosis bezeichnet und in Gray (Gy) angegeben. Da es sich bei der tatsächlich ermittelten Strahlendosis um eine Labordosis handelt, die ein zur natürlichen Strahlendosis (Paläodosis) äquivalentes Signal erzeugt, wird sie als Äquivalenzdosis (D_e) bezeichnet (AITKEN 1998).

Neben der im Labor bestimmten Äquivalenzdosis erfordert die Berechnung eines Lumineszenzalters zudem die Bestimmung der Strahlendosis, die pro Zeiteinheit auf das

Mineral eingewirkt hat. Diese wird als Dosisleistung (D_0) in Gy/ka oder $\mu\text{Gy/a}$ angegeben. Das Lumineszenzalter oder Modellalter (in ka) ergibt sich aus der Division der Äquivalenzdosis (Gy) durch die Dosisleistung (Gy/ka) und gibt den Zeitpunkt an, zu dem der Aufbau eines latenten Lumineszenzsignals zuletzt einsetzte.

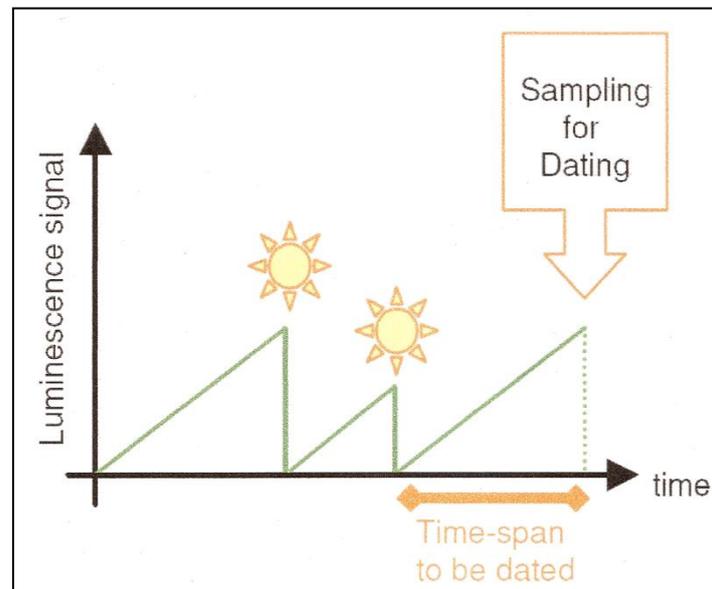


Abbildung 13: Das Lumineszenzsignal baut sich mit der Zeit durch Speicherung von Energie im Mineral auf. Mit Sonnenlichtexposition während des Sedimenttransportes erfolgt die Rückstellung des Signals, hier dargestellt am Beispiel mehrerer Sedimentationszyklen. Die Lumineszenzdatierung bestimmt den Zeitpunkt der letzten Rückstellung des Signals (verändert nach HILGERS 2007: 20).

Im Fall der hier datierten Löss-Paläoboden-Sequenzen und Kolluvien wird damit der Zeitpunkt der Sedimentation bzw. der letzten Umlagerung des Sedimentes bestimmt, die mit einer Bleichung (Nullstellung) des Signals durch Tageslichtexposition und dessen Wiederaufbau unter Lichtabschluss nach Ablagerung und Überdeckung einhergehen.

Ein großer Vorteil der Optisch Stimulierten Lumineszenz ist die hohe Lichtempfindlichkeit des Signals, die auch eine Datierung von Sedimenten ermöglicht, die nur über kurze Distanzen transportiert wurden und somit nur eine kurze Belichtungszeit erfahren haben (WAGNER 1995; LANG 1996; LIAN & ROBERTS 2006). Dies trifft hier im Besonderen auf die kolluvialen Sedimente zu.

3.3.2 Lumineszenzdatierung an Lösssedimenten

Lösse zählen zu den ersten Sedimenten, die systematisch mit Methoden der Lumineszenz datiert wurden (WINTLE 1981; 1990 in PREUSSER et al. 2008). Diese frühen Datierungsstudien basierten im Wesentlichen auf der Anwendung der Thermolumineszenz (TL) unter Verwendung von Multiple-Aliquot Protokollen (SINGHVI et al. 2001). Bei diesen Protokollen werden die Wachstumskurven, also die Funktion der Intensität des Lumineszenzsignals im Verhältnis zur applizierten Labordosis, aus mehreren Aliquots generiert. Dabei wird jedoch vorausgesetzt, dass alle Teilproben ähnliche Lumineszenzeigenschaften aufweisen. Sensitivitätsunterschiede, die sich in einer Streuung der Lumineszenzsignale einer Dosisgruppe äußern, können zwar über Normalisierungsverfahren (AITKEN 1998) reduziert werden, lassen sich jedoch nicht vollständig beseitigen (HILGERS et al. 2001). Dies führt zu großen Unsicherheiten in der Konstruktion der Wachstumskurven, die schließlich in großen Fehlern in der Berechnung der Äquivalenzdosis bzw. des Alters resultieren. Mit der Weiterentwicklung der Methode ging man zunehmend dazu über, die zur Bestimmung der Äquivalenzdosis erforderlichen Messungen an nur einem Aliquot durchzuführen (DULLER 1991, MURRAY & ROBERTS 1998) So basiert heute ein Großteil der Lumineszenzstudien an Quarz-Präparaten auf der Anwendung des Single-Aliquot *Regenerative-Dose* Protokolls (SAR-OSL) nach MURRAY & WINTLE (2000; 2003). Die Anwendbarkeit auf Messungen der Infrarot-Stimulierten Lumineszenz (IRSL) an Feldspäten konnte von WALLINGA et al. (2000) belegt werden. Da das Lumineszenzsignal in polymineralischen Feinkornpräparaten bei Infrarot-Stimulation durch die Feldspatsignale dominiert wird (WINTLE 1997, KRBETSCHKEK et al. 1997) werden diese häufig mit dem modifizierten SAR-IRSL-Protokoll gemessen. Neben dem geringeren Bedarf an Probenmaterial und dem reduzierten Zeitaufwand liegt der große Vorteil der Single-Aliquot Messungen in einer Verbesserung der Präzision der Äquivalenzdosisbestimmung (DULLER 2004). Die Single-Aliquot-Protokolle bestehen aus mehreren Messzyklen, ein Überblick ist in Abbildung 14 gegeben. Durch die Applikation einer konstanten Testdosis nach jeder Messung des natürlichen bzw. durch Laborbestrahlung künstlich induzierten Signals besteht die Möglichkeit, Sensitivitätsänderungen während der Messung zu dokumentieren. Zur Bestimmung des sensitivitäts-korrigierten Signals werden die natürlichen und regenerierten Signale (L_x) durch das Signal der Testdosis (T_x) dividiert. In der Regel werden für jede Probe immer mehrere D_e -Werte mittels des SAR-Protokolls bestimmt.

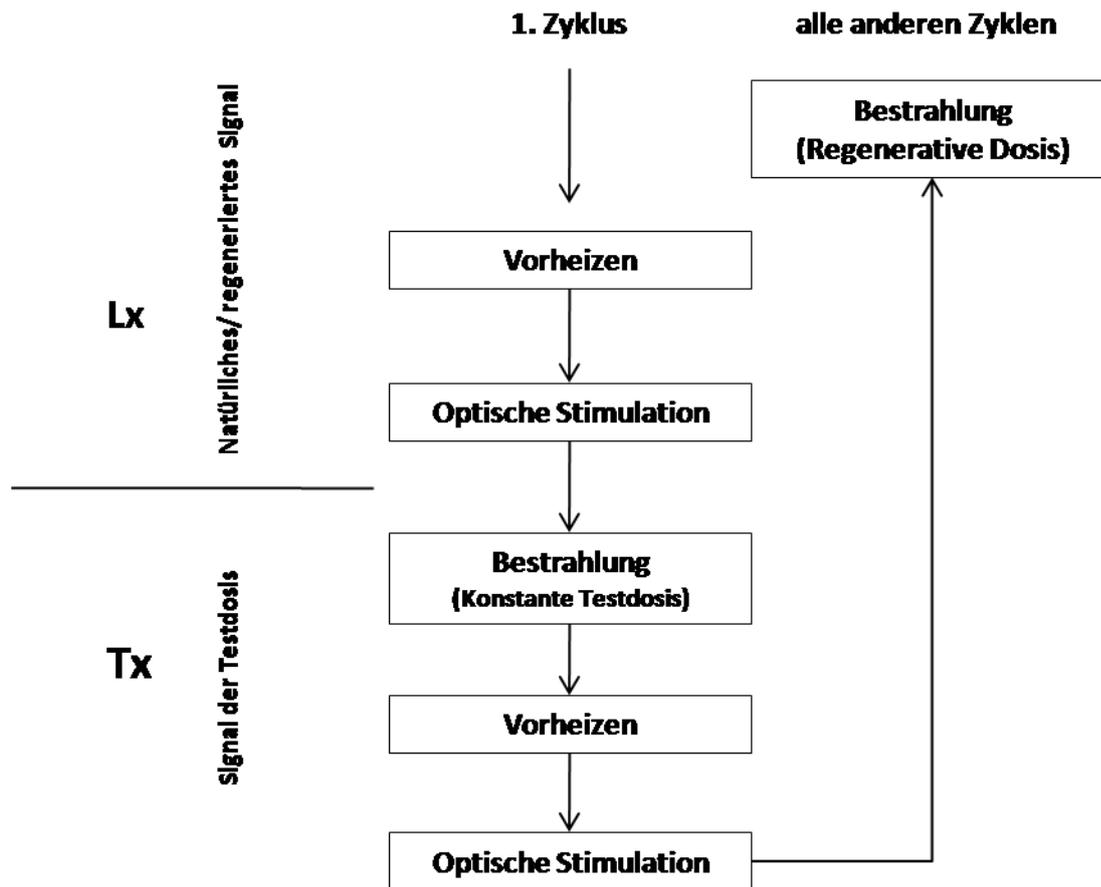


Abbildung 14: Aufbau des Single-Aliquot-Protokolls mit regenerierter Dosis (SAR) (MURRAY & WINTLE 2000). *Lx* ist das Lumineszenzsignal der natürlichen Probe bzw. der regenerierten Dosispunkte. *Tx* ist das Lumineszenzsignal, das aus der Bestrahlung mit konstanter Testdosis erzeugt wird. Dieses Signal wird nach der natürlichen Lumineszenz und nach jedem regenerierten Dosispunkt gemessen (verändert nach PREUSSER et al. 2008).

Die Verteilung der D_e -Werte kann wertvolle Informationen über den Belichtungsgrad einer Probe oder post-sedimentäre Umlagerungen liefern, ein weiterer Vorteil des Single-Aliquot-Verfahrens. Über Mittelwertbildungen oder bestimmte statistische Modelle (vgl. GALBRAITH et al. 1999) wird aus dieser Vielzahl an D_e -Werten pro Probe eine mittlere D_e ermittelt, die zur Altersberechnung verwendet wird.

Für die Löss- und Lössderivate in der Niederrheinischen Bucht sind vergleichsweise wenige Lumineszenzdaten vorhanden. Zudem basiert ein Großteil der publizierten Daten aus Lössprofilen auf Thermolumineszenzdatierungen und IRSL-Datierungen unter Verwendung von Multiple-Aliquot-Protokollen (z.B. JANOTTA 1991, FRECHEN et al. 1992, ZÖLLER et al. 1988, ZÖLLER 1989), die auf wenige Typuslokalitäten beschränkt sind.

Für die holozänen Kolluvien sind ebenfalls sehr wenige Vergleichsdaten aus dem Niederrheingebiet vorhanden (BOENIGK & FRECHEN 1995, SCHULZ 2007). Hier liegen jedoch Arbeiten aus dem süddeutschen Raum vor, die über IRSL-basierte Kolluvienstratigraphien

gute Vergleichsmöglichkeiten bieten (z.B. LANG 1996, LANG 2003, KADEREIT 2002). Es ist nicht das Ziel dieser Arbeit, eine systematische Datierung an Lössen und Kolluvien der Niederrheinischen Bucht vorzulegen, vielmehr soll auf Basis des aktuellen Forschungsstandes die Anwendbarkeit zweier verschiedener Protokolle, des SAR-OSL-Protokolls an Quarzproben (MURRAY & WINTLE 2000; 2003) und des SAR-IRSL-Protokolls an polymineralischen Feinkornproben (WALLINGA et al. 2000) aus den hier angesprochenen und beprobten Profilen dargelegt und diskutiert werden. Die erzielten Ergebnisse werden vor dem Hintergrund einer ganzheitlichen landschaftsgenetischen Betrachtung des Untersuchungsgebietes in Zusammenhang mit den Geländebefunden interpretiert und diskutiert.

3.3.3 Probenahme und Probenaufbereitung

Die Probenahme im Gelände erfolgte mit zwei unterschiedlichen Verfahren. Die Probenserien HWB und HWB2 wurden an Profilwänden entnommen, die durch einen Hohlweg angeschnitten sind. Hier wurden die Profilwände mit dem Spaten freigelegt, geputzt und anschließend beprobt. Die Proben der Serie GBA wurden im Rahmen einer archäologischen Grabungsmaßnahme genommen (Grabung OV 2005-1024, vgl. Kap. 5.4). Hier bestand die Möglichkeit, Proben an Baggerschürfen zu ziehen (vgl. Abb. 42). Die Probenahme erfolgte jeweils mit lichtdichten Stahlzylindern, die mit dem Hammer in die Profile geschlagen, anschließend ausgegraben und mit ebenfalls lichtdichten Kappen versehen wurden. Vor der Aufbereitung wurden im Labor jeweils die ersten und letzten 5cm der Probe verworfen.

Die Probenahmesituation im Bereich des reich gegliederten Lössprofils SB2 (vgl. Abb. 24) war demgegenüber deutlich ungünstiger. Da im Untersuchungsgebiet ein derart gegliedertes Profil nicht in einem Aufschluss zugänglich war, wurden die Datierungsproben über Rammkernsondierungen mit geschlossenen Sonden und innenliegenden PVC-Rohren (Durchmesser 50 mm) gewonnen. Da dabei jedoch die Stauchungsbeträge und damit auch die genaue Schichten- und Horizontabfolge von den durchgeführten Rammkernsondierungen mit geschlitzten Sonden abweicht, wurde parallel nochmals eine Kernbohrung mit Inlinern durchgeführt, die unter Tageslicht geöffnet und angesprochen wurde, um die genaue tiefenspezifische Beprobung für die Datierung im geochronologischen Labor unter Rotlicht zu gewährleisten.

Zur Bestimmung der Dosisleistung wurden etwa 2 kg Sediment in den Profilwänden aus der direkten Umgebung der jeweiligen Stechzylinder entnommen (vgl. Kap. 3.3.4).

Alle Sedimentproben zur Bestimmung der Äquivalenzdosis wurden unter gedämpftem Rotlicht aufbereitet. Basierend auf den Korngrößenanalysen der beprobten Sequenzen (vgl. Kap. 5) wurden mehrheitlich Feinkornpräparate (4-11 μm) hergestellt, da die Grobkornfraktion in den hier untersuchten Lössen und Lössderivaten nur einen geringen Anteil am Gesamtspektrum ausmacht. Zudem muss bedacht werden, dass die gröbere Fraktion nicht in gleichem Maße über längere Distanzen transportiert werden kann, wie die den Löss dominierenden Schlufffraktionen (SINGHVI et al. 2001), so dass neben genetischen Differenzen sich auch die Lumineszenzeigenschaften der untersuchten Fraktionen unterscheiden können. Um dennoch Vergleichsalter an Quarzen aus der Grobkornfraktion erzeugen zu können, wurde deren Korngrößenspektrum von in Lumineszenzstudien üblicherweise verwendeten 100-200 μm auf die Fraktionen von 63-250 μm erweitert.

Etwa 100-200 g des Probenmaterials wurden zunächst bei 50°C getrocknet. Über die Gewichtsunterschiede wurde nach Trocknung der tatsächliche Wassergehalt bestimmt. Anschließend wurden die entsprechenden Fraktionen durch eine Trockensiebung abgetrennt. Zur Lösung der Karbonate erfolgte eine Behandlung mit 10 %iger Salzsäure, organische Bestandteile wurden mit 10 %igem Wasserstoffperoxid zerstört. Um die Tonaggregate zu dispergieren, wurden die Proben mit 0,01 %igem Natrium-Oxalat versetzt. Zwischen den einzelnen Aufbereitungsschritten wurde das Probenmaterial mit entmineralisiertem Wasser gewaschen.

Zur Herstellung der Quarz-Grobkornpräparate für die SAR-OSL Messungen erfolgten zwei Schwerentrennungen, bei der zunächst die Alkalifeldspäte von den Quarzen und Schwermineralen mit einer Natriumpolywolframat-Lösung der Dichte 2,62 g/cm^3 abgetrennt wurden. In einer zweiten Schwertrennung mit einer Natriumpolywolframat-Lösung der Dichte 2,68 g/cm^3 wurden die Quarze von den Schwermineralen getrennt. Durch anschließendes Ätzen in 40 %iger Fluorwasserstoffsäure wurden die Plagioklase (2,62-2,76 g/cm^3) zerstört und die durch α -Strahlung beeinflusste äußere Rinde der Quarze entfernt. Eventuell in der Probe vorhandene Fluoride wurden durch eine abschließende Behandlung mit Salzsäure (10 %) und durch den Ätzzvorgang entstandene Mineralbruchstücke durch ein erneutes Trockensieben (< 100 μm) entfernt.

Zur Herstellung der Aliquots wurde der zentrale Teil (1 mm und 2 mm \varnothing) von Stahlplättchen mit einem Gesamtdurchmesser von 9 mm mit Silikon spray besprüht und die Quarzkörner aufgeklebt. Durch die Verwendung dieser recht kleinen Aliquotgrößen ist eine relativ gute Erfassung der D_e -Verteilung innerhalb einer Probe gewährleistet (OLLEY et al. 1998, DULLER 2008). Zur Herstellung der Feinkornpräparate wurde das vorbehandelte Probenmaterial geschlämmt und die Fraktion von 4-11 μm angereichert (AITKEN 1998). Pro Aliquot wurden

etwa 3 mg des Probenmaterials in einer Acetonsuspension auf Aluminiumplättchen pipettiert. Die Bestimmung der Äquivalenzdosis erfolgt hier an polymineralischem Material (vgl. Kap. 3.3.5).

3.3.4 Bestimmung der Dosisleistung (D_0)

Mit der Dosisleistung (D_0) wird die Energie pro Masseneinheit und Zeiteinheit, die aufgrund der in der Natur allgegenwärtigen ionisierenden Strahlung auf die Probe einwirkt, beschrieben. Diese ionisierende Strahlung gliedert sich in drei Strahlungsarten, die bei dem Zerfall der Radionuklide emittiert werden: die α -, β - und γ - Strahlung. Die Dosisleistung bildet den Quotienten in der Altersgleichung. Dabei setzt sich die Gesamtdosisleistung aus drei Komponenten zusammen. Die erste Komponente bildet die externe Dosisleistung, hervorgerufen durch den natürlichen Zerfall von Radionukliden im umgebenden Sediment. Die zweite Komponente bildet die interne Dosisleistung, die auf der Eigenradioaktivität in einem Mineralkorn basiert. Während diese für die zur Datierung verwendeten Quarze vernachlässigt werden kann, muss sie bei den verwendeten polymineralischen Feinkornproben aufgrund des gemessenen Feldspatsignals berücksichtigt werden (PREUSSER et al. 2008: 100). Sie basiert in Orthoklasen auf dem Gehalt an ^{40}K Kalium und der davon ausgehenden β - und γ - Strahlung. Die dritte Komponente stellt die kosmische Dosisleistung dar, die aus der kosmischen Strahlung resultiert. Diese besteht zu unterschiedlichen Anteilen aus Neutronen, Myonen, Elektronen und Photonen, die ständig auf die Erdoberfläche einwirken. Die Einwirkung der kosmischen Strahlung nimmt polwärts und mit steigender Höhe zu (AITKEN 1998; PREUSSER et al. 2008). Die aus ihr resultierende kosmische Dosisrate hingegen nimmt mit zunehmender Eindringtiefe in das Sediment ab (Abb. 15). Neben der Sedimentmächtigkeit wird die Gesamtdosisleistung zudem durch steigende Porenwassergehalte abgeschwächt, da Wasser im Porenraum ionisierende Strahlung stärker abschwächt als Luft. Eine detaillierte Erläuterung der beschriebenen Komponenten und kritische Betrachtung der Dosisleistungsbestimmung im Rahmen von Lumineszenzdatierungen findet sich bei HILGERS (2007). Für die Proben aus den Profilwänden wurden die Radionuklidgehalte mittels Gamma-Spektrometrie bestimmt (Reinstgermanium-Detektor, Fa. Canberra, Messzeit 20h). Hierfür wurden ca. 1,8 kg Probenmaterial bei 105°C getrocknet, homogenisiert und in Marinellibecher überführt. Vor der Messung wurden die Proben etwa 4 Wochen lang gelagert, um Radon-Ungleichgewichte, die bei der Probenaufbereitung entstehen können, auszugleichen. Zur Bestimmung der

Dosisleistung aus den Bohrkernen stand wesentlich weniger Material zur Verfügung. An diesen Proben wurden die Radionuklidgehalte am Geologischen Institut der Universität zu Köln mittels ICP-MS (Dr. H.-U. Kasper) bestimmt (PREUSSER & KASPER 2001).

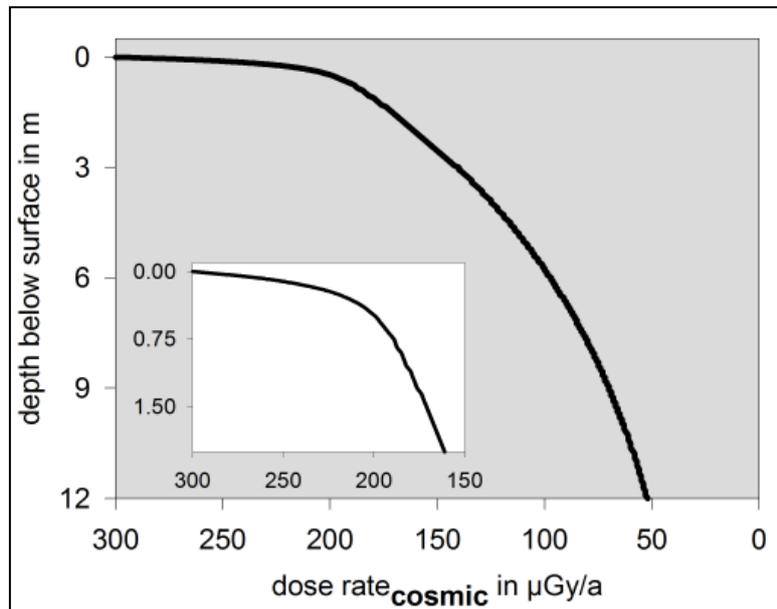


Abbildung 15: Abschwächung der kosmischen Dosisleistung mit der Eindringtiefe (HILGERS 2007: 45).

Die Berechnung der Dosisleistung wurde mit dem Programm „Age Calculation“ von R. Grün, Version 1999, durchgeführt. Dieses beruht auf Konversionsfaktoren nach ADAMIEC & AITKEN (1998).

Auf Grundlage der im Zuge der Probenaufbereitung bestimmten tatsächlichen Wassergehalte der Proben, der Geländesituation, Profilbeobachtung und der ermittelten Granulometrie der beprobten Sedimente wurde ein realistischer Schwankungsbereich für den Porenwassergehalt abgeschätzt. Die Berechnung der Gesamtdosisleistung erfolgte anschließend für diesen Schwankungsbereich und geht als Unsicherheit in die Altersberechnung mit ein (vgl. Tab. 4, 7, 10). Da ein hoher Wassergehalt die externe und kosmische Dosisleistung stark abschwächt, sind gerade bei Löss-Paläobodensequenzen mit der Modellierung der Wassergehalte über lange Zeiträume große Unsicherheiten verbunden.

So ist beispielsweise davon auszugehen, dass ein deutlich hydromorph überprägtes Sediment einem gänzlich anderen Wasserhaushalt unterlag als etwa ein nur schwach überprägter Löss. Dieser Unsicherheitsfaktor nimmt zudem mit der Länge des zu modellierenden Zeitraumes zu. Daher ist ein großer Teil des Fehlers der Dosisleistung und auch des Lumineszenzalters von dieser Unsicherheit bestimmt (AITKEN 1998).

3.3.5 Bestimmung der Äquivalenzdosis (D_e)

Alle Lumineszenzmessungen wurden auf automatisierten Risø TL/OSL Readern (TL-DA 12 oder 15, BØTTER-JENSEN et al. 2003) durchgeführt, die für die Bestrahlung der einzelnen Aliquots mit $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ - β -Quellen ausgestattet sind. Die optische Stimulation der Feldspäte bzw. polymineralischen Präparate erfolgt über Infrarot-LEDs (880 ± 80 nm), die der Quarz-Präparate über blaue LEDs (470 ± 30 nm). Zur Detektion des Lumineszenzsignals werden Photomultiplier (EMI 9235) genutzt, denen bei der Detektion des IRSL-Signals eine Filterkombination mit einem Transmissionsbereich von 400-480 nm im blau-violetten Wellenlängenbereich vorgeschaltet ist (Schott BG 39, Schott GG 400, Corning 7-59). Die Detektion der OSL-Signale von Quarz im ultravioletten Transmissionsbereich wird durch den vorgeschalteten U 340 Filter gewährleistet (7,5 mm, Transmission zwischen 290-370 nm) (BØTTER-JENSEN et al. 1999).

Die Messparameter wurden für die Quarz-Proben basierend auf dem Single-Aliquot-*Regenerative-Dose* (SAR) Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000, 2003), diejenigen für Feldspat- bzw. polymineralische Proben (Feinkornproben) basierend auf dem modifizierten SAR-Protokoll nach WALLINGA et al. (2000) bestimmt.

Dazu wurden für jedes Profil an mindestens einer Probe zunächst Vorheizplateau-Tests (*preheat plateau tests*) und anschließend Dosis-Reproduzierbarkeit-Tests (*dose recovery tests*) gemessen (Tab 1). Die Messparameter sind in Tabelle 2 dargestellt. In Abbildung 16 und Abbildung 17 sind exemplarisch für zwei Proben die Ergebnisse der Vorheizplateau-Tests dargestellt. In diesen Vorheizplateau-Tests wird untersucht, ob eine Abhängigkeit der Äquivalenzdosis von der gewählten Vorheiztemperatur besteht. Idealerweise wird die Vorheiztemperatur für die nachfolgenden Standardmessungen aus dem Bereich eines D_e -Plateaus so gewählt, in dem keine Abhängigkeit von Temperatur und der D_e besteht. Je drei Aliquots pro Probe und Vorheiztemperatur wurden mit dem SAR-Protokoll gemessen. Die in Abbildung 16 und Abbildung 17 dargestellten D_e -Werte stellen das arithmetische Mittel dieser drei Messungen dar. Die Fehlerbalken geben die Standardabweichung der drei ermittelten Werte an.

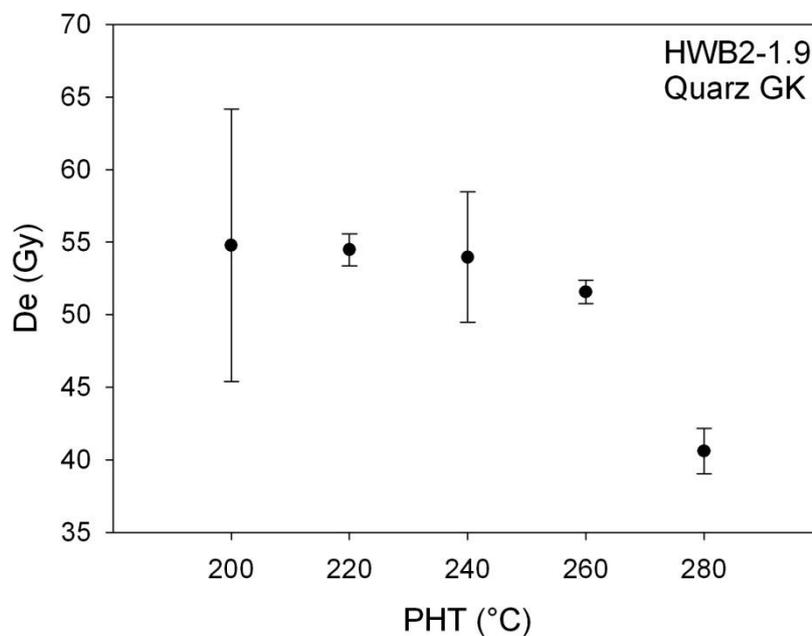


Abbildung 16: Vorheizplateau-Test für Probe HWB2-1 (SAR-OSL). Das Vorheizplateau befindet sich zwischen 200 und 240°C. Für die Probenserie HWB2 (Quarz-GK) wurde daher eine Vorheiztemperatur von 220°C gewählt.

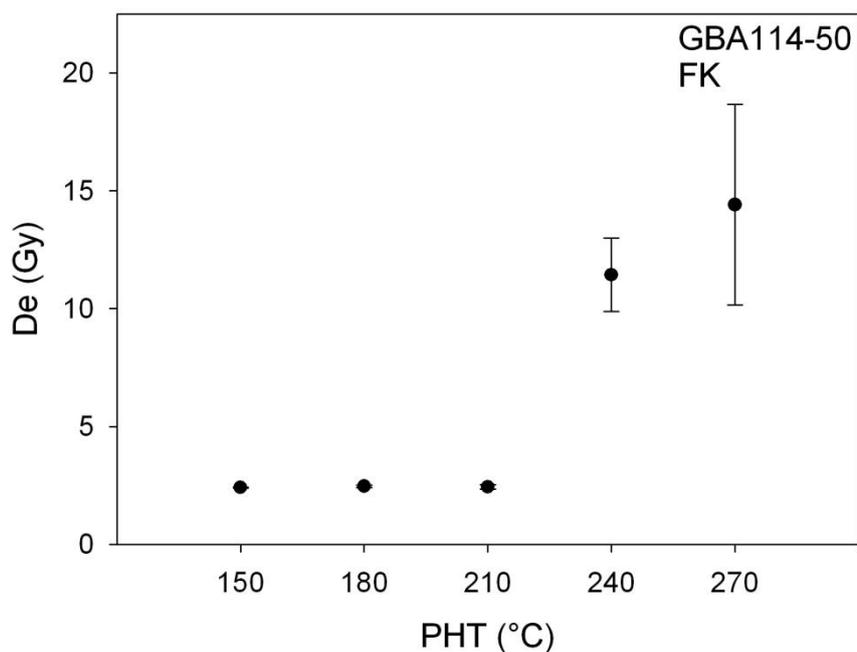


Abbildung 17: Vorheizplateau-Test für Probe GBA-4 (SAR-IRSL). Das Vorheizplateau befindet sich zwischen 150 und 210°C. Für die Probenserie GBA (polyminerale, FK) wurde daher eine Vorheiztemperatur von 180°C gewählt.

Zusätzlich zu den Vorheizplateau-Tests wurden die Temperaturen anschließend nochmals über *dose recovery tests* validiert. Dabei werden mehrere Aliquots einer Probe im Messgerät zunächst gebleicht (Nullstellung des natürlichen Signals) und anschließend eine bekannte Labordosis appliziert, die im Bereich der erwarteten Äquivalenzdosis liegt. Es zeigte sich eine

gute Reproduzierbarkeit der applizierten Dosen (vgl. Tab. 1) und die verwendeten SAR-Protokolle wurden somit als zuverlässig eingestuft. Dies bestätigt sich auch über die sogenannte *recycling ratio*, die angibt, ob Sensitivitätsänderungen erfolgreich korrigiert wurden. Die *recycling ratio* berechnet sich über den Quotienten aus dem sensitivitäts-korrigierten Lumineszenzsignal der ersten Regenerierungsdosis und einer Wiederholungsmessung mit derselben Dosis, die am Ende des SAR Protokolls aufgezeichnet wird. Bei erfolgreicher Korrektur der Sensitivitätsänderungen liegt die *recycling ratio* zwischen 0.9 und 1.1 (MURRAY & WINTLE 2000). Alle untersuchten Proben erfüllten dieses Kriterium. Zusätzlich ist in Tabelle 1 die sogenannte *recuperation* angegeben. Diese drückt aus, ob es zu einer Zwischenspeicherung von Elektronen in optisch nicht-sensitiven Fallen während der Stimulation kommt, die bei nachfolgenden Vorheiz-Prozeduren in optisch sensitive Fallen verlagert werden (AITKEN 1998). Der Anteil der *recuperation* am natürlichen Lumineszenzsignal beträgt bei den untersuchten Proben < 3 %, und ist somit als ausreichend gering einzustufen um eine zuverlässige D_e -Bestimmung zu gewährleisten (MURRAY & WINTLE 2000).

Probe	recycling ratio	recuperation	dose recovery ratio
HWB 10	0.99 ± 0.03	2.8	0.97
HWB10 (Q)	1.09 ± 0.07	1.2	1.05
HWB2-1	1.00 ± 0.01	2.9	1.08
HWB2-1 (Q)	1.02 ± 0.04	0.8	1.00
SB2-3	1.02 ± 0.04	1.5	0.97
GBA-4	1.01 ± 0.02	2.7	1.05

Tabelle 1: Durchschnittliche *recycling-ratio*, *recuperation* und *dose recovery ratio* an ausgewählten Proben (SAR-IRSL, SAR-OSL).

Die Auswertung der Messungen erfolgte mit dem „Risø Analyst“, Version 3.22b (DULLER 2005). In dieser Software wird für jede Einzelprobe eine Wachstumskurve erstellt, wobei das sensitivitäts-korrigierte Signal gegen die Regenerationsdosen aufgetragen wird. Die Berechnung der Äquivalenzdosis und der Modellalter basiert auf dem *Central Age Model* und *Common Age Model* nach GALBRAITH et al. (1999). Das *Central Age Model* wurde angewendet, wenn die Daten eine *overdispersion* aufwiesen.

Die *overdispersion* beschreibt die Streuung des D_e -Datensatzes, die über die durch Messungenauigkeiten und interne Lumineszenzeigenschaften bedingte Streuung hinausgeht.

Profil	Protokoll	Vorheizen (Lx)	Vorheizen (Tx)	Stimulation-Quelle	Stimulation
HWB 1	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
	SAR-OSL	220°C/ 10s	160° cutheat	blaue LEDs	50s/125°C
HWB 2	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB 3	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
	SAR-OSL	220°C/ 10s	160° cutheat	blaue LEDs	50s/125°C
HWB 4	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB 6	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
	SAR-OSL	220°C/ 10s	160° cutheat	blaue LEDs	50s/125°C
HWB 10	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB2-1	SAR-OSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
	SAR-OSL	220°C/ 10s	160° cutheat	blaue LEDs	50s/125°C
HWB2-2	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB2-3	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
	SAR-OSL	220°C/ 10s	160° cutheat	blaue LEDs	50s/125°C
HWB2-4	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB2-5	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB2-6	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
	SAR-OSL	220°C/ 10s	160° cutheat	blaue LEDs	50s/125°C
HWB2-7	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
HWB2-8	SAR-IRSL	210°C/ 10s	210°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
SB2-1	SAR-IRSL	250°C/ 60s	250°C/ 60s	IR-LED	350s/50°
SB2-2	SAR-IRSL	250°C/ 60s	250°C/ 60s	IR-LED	350s/50°
SB2-3	SAR-IRSL	250°C/ 60s	250°C/ 60s	IR-LED	350s/50°
SB2-4	SAR-IRSL	250°C/ 60s	250°C/ 60s	IR-LED	350s/50°
SB2-5	SAR-IRSL	250°C/ 60s	250°C/ 60s	IR-LED	350s/50°
SB2-6	SAR-IRSL	250°C/ 60s	250°C/ 60s	IR-LED	350s/50°
GBA-1	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
GBA-2	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
GBA-3	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
GBA-4	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
GBA-5	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
GBA-6	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C
GBA-7	SAR-IRSL	180°C/ 10s	180°C/ 10s	IR-LED	300s/50°C

Tabelle 2: Messparameter der Äquivalenzdosisbestimmung (SAR-IRSL, WALLINGA et al. (2000); SAR-OSL, MURRAY & WINTLE (2000; 2003)).

Sie wird durch externe Faktoren, wie z.B. eine mikrodosimetrische Heterogenität verursacht (vgl. KALCHGRUBER et al. 2003). Die Datensätze, die keine *overdispersion* aufweisen, werden nach GALBRAITH (2003) als homogen bezeichnet. In diesem Fall reduziert sich das *Central Age Model* zum *Common Age Model*. Die Feinkorn-Datensätze wiesen im Allgemeinen keine signifikante, die Grobkorn-Datensätze eine leichte *overdispersion* < 15 % auf. Lediglich in einer sehr jungen Probe (HWB1 Q) wurde eine höhere *overdispersion* von 21 % detektiert.

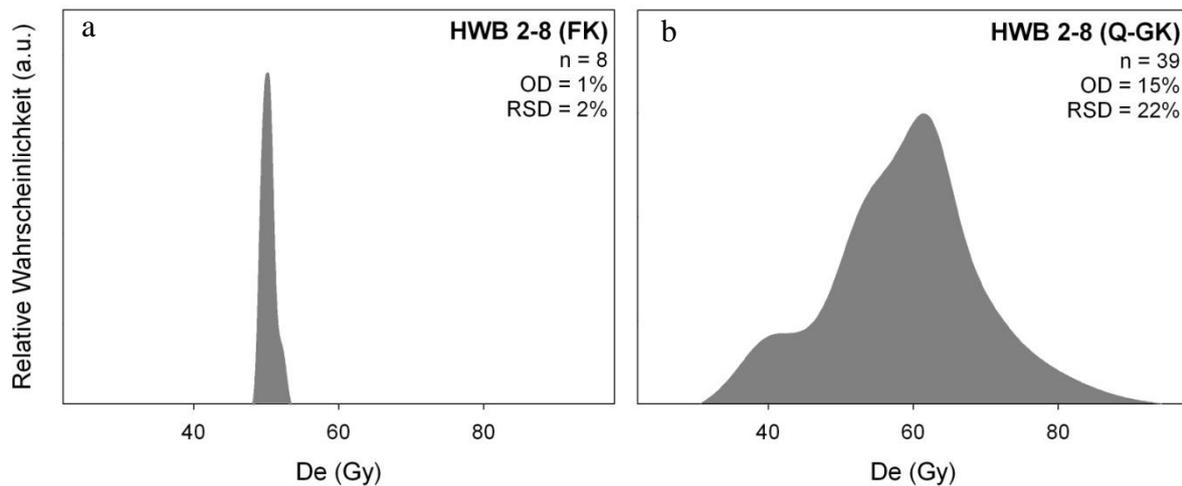


Abbildung 18: Gewichtete Histogramme der Probe HWB2-8, a) polymineralische Feinkornprobe, b) Quarz-Grobkornprobe. Die Feinkornprobe weist eine geringe *overdispersion* (OD) und geringe relative Standardabweichung (RSD) auf, während die Quarz-Grobkornprobe insgesamt breiter verteilt ist. Für beide Teilproben erfolgte die D_e -Mittelwertberechnung über das *central age model* nach GALBRAITH *et al.* (1999).

Die breitere Streuung in den Grobkorndatensätzen der Quarzmessungen beruht im Wesentlichen auf der Tatsache, dass hier pro Aliquot sehr viel weniger Körner gemessen werden (bei 1 mm Aliquots wenige Zehner bis hundert Körner).

So fällt eine mikrodosimetrische Heterogenität im Sediment, die auf einer ungleichen Verteilung von Radionukliden basiert, stärker ins Gewicht als bei Feinkorn-Aliquots, die aus mehreren tausend Körnern bestehen. Dass auch sedimentologisch homogene Löss eine relativ starke mikrodosimetrische Heterogenität aufweisen können, wurde von KALCHGRUBER *et al.* (2003) gezeigt, die eine *overdispersion* von 18 % in Lössproben auf diese Ursache zurückführen.

Eine schlechte bzw. unvollständige Bleichung der Proben kann aufgrund der Analyse der D_e -Verteilungen ausgeschlossen werden. Die *overdispersion* der Proben liegt unterhalb von 18 %, die KALCHGRUBER *et al.* (2003) mikrodosimetrischer Heterogenität zuschreiben. Auch weisen die untersuchten Quarzproben eine leicht positiv schiefe bis symmetrische Verteilung auf (Abb. 18), voraus sich ein weiteres Indiz für eine vollständige Bleichung ergibt.

BAILEY & ARNOLD (2006) geben Schwellenwerte von D_e -Verteilungen zur Einschätzung der Bleichungsgrade von Proben an, die auf der *overdispersion* sowie der Schiefe und Kurtosis eines D_e -Datensatzes basieren. Nach diesen Schwellenwerten sind alle hier untersuchten Quarz-Grobkornproben als gut gebleicht einzuschätzen. In Abbildung 18 sind die gewichteten Histogramme einer Feinkorn- und der entsprechenden Quarz-Grobkornprobe dargestellt. Ein gewichtetes Histogramm wird generiert, in dem jeder D_e -Wert eines Datensatzes als Gauß-Kurve dargestellt und anschließend die Summe aller Kurven gebildet wird. Der Fehler der

einzelnen D_e -Werte bildet jeweils die Standard-Abweichung der Kurve, so dass präzise D_e -Werte durch eine schmale, hohe Gauß-Kurve, ungenaue Werte durch eine breite flache Kurve dargestellt werden. Zwar ist in Abbildung 18 deutlich erkennbar, dass der Feinkorndatensatz (Abb. 18a) eine geringere Streuung als der Grobkorndatensatz aufweist (Abb. 18b), dennoch ist die Streuung als verhältnismäßig gering einzuschätzen. So wurden für diese Messungen kleine Aliquots verwendet (1 oder 2 mm Aliquots). Die Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und die errechneten Modellalter sind in Kapitel 5 dargestellt.

3.3.6 Korrektur des athermischen Signalverlustes (*anomalous fading*)

Bei den in dieser Arbeit datierten Proben sind die berechneten Äquivalenzdosen und somit auch die bestimmten Modellalter aus den polymineralischen Feinkornpräparaten im Vergleich zu den Quarzaltern deutlich unterbestimmt (vgl. Kap. 5). Eine mögliche Erklärung für die gravierenden Altersdifferenzen ist in einem Phänomen zu sehen, dass als *anomalous fading* bezeichnet und häufig bei der IRSL-Datierung von Feldspäten und polymineralischen Feinkornproben beobachtet wird. Es beschreibt einen Signalverlust mit der Zeit, verursacht durch einen Verlust von Elektronen aus thermisch stabilen Fallen, die in benachbarte Rekombinationszentren umgeleitet werden (HUNTLEY & LAMOTHE 2001). Dieses Phänomen wurde erstmals von WINTLE (1973, in PREUSSER et al. 2008) bei der TL-Datierung an Sanidin beschrieben.

In der Lumineszenzforschung bestehen verschiedene Ansätze, die *fading*-Rate zu bestimmen und die Alter entsprechend zu korrigieren. In dieser Arbeit wurden *fading*-Tests nach AUCLAIR et al. (2003) und die Alterskorrektur nach HUNTLEY & LAMOTHE (2001) durchgeführt. Dieses Korrekturverfahren wurde für IRSL-Alter mit Äquivalenzdosen im quasilinearen Bereich der Wachstumskurven entwickelt. Hier ist anzumerken, dass die D_e -Werte einiger in dieser Arbeit datierter Proben im Bereich des exponentiellen Signalwachstums liegen (vgl. Kap. 5). Diese Modellalter sind auch nach der *fading*-Korrektur entsprechend kritisch zu betrachten. Nach HUOT (2006) können sie das wahre Alter einer Probe immer noch unterschätzen.

4. Forschungsstand

4.1 Genese und Stratigraphie der niederrheinischen Löss im überregionalen Vergleich

Im folgenden Kapitel soll der Stand der Lössforschung im Hinblick auf die Morphogenese und Stratigraphie der Löss am Niederrhein vorgestellt und diskutiert werden. Die Lösssedimente besitzen im Untersuchungsgebiet einen wesentlichen landschaftsgestaltenden Charakter. Zudem ergeben sich durch die eigenen, lokal begrenzten Aufnahmen Befunde, die in Bezug zu regionalen Vorstellungen gestellt werden. Daher erfolgt eine ausführliche Darstellung des Forschungsstandes, in dem neben der Stratigraphie auch auf die landschaftsgenetischen Implikationen, die sich aus Lössprofilen ableiten lassen, eingegangen wird. Im Hinblick auf die Anfänge und die Geschichte der fast zwei Jahrhunderte andauernden Lössforschung sind in jüngerer Zeit umfassende Darstellungen erschienen, auf die hier verwiesen sein soll (z.B. PÉCSI & RICHTER 1996; SMALLEY et al. 2001; ZÖLLER & SEMMEL 2001).

Wie auch in anderen Gebieten steht mit dem Beginn der Lössforschung am Niederrhein die Diskussion über Herkunft und Zusammensetzung der Löss im Mittelpunkt. Dabei findet bereits KEILHACK (1899) deutliche Argumente für eine äolische Ablagerung der Löss in terrestrischem Milieu, abgeleitet aus dem Mangel an Schichtung, der Haarröhrchenstruktur, dem Vorkommen von Steppenfaunen und der Verzahnung von Lössen und Flugsanden.

In der folgenden Zeit setzt sich trotz anhaltender kontroverser Diskussionen zur Lössgenese (vgl. HENZE 1998: 16) zunehmend die Auffassung der äolischen Herkunft durch. Auch der Bezug zu den fluvialen Terrassen als Liefergebiete sowie eine bevorzugte leeseitige Ablagerung wird früh erkannt (KURZ 1911; WUNSTORF 1913; BREDDIN 1926). Eine erste chronologische Gliederung in einen „älteren“ und einen „jüngeren“ Löss am Niederrhein wird von STEINMANN (1907) vorgenommen. Sie wird auch von anderen Bearbeitern erkannt und diskutiert (FLIEGEL 1910; LINSTOW 1910; WUNSTORF 1913). Wesentliche Impulse erhält die Lössforschung ab Mitte des letzten Jahrhunderts mit der Weiterentwicklung der Quartärstratigraphie im Allgemeinen und der verfeinerten Stratigraphie der fluvialen Terrassen des Rheins.

Die feinstratigraphische Gliederung der Haupt-, Mittel- und Niederterrassen durch QUITZOW (1956), QUITZOW & ZONNEVELD (1956) sowie KAISER & SCHÜTRUMPF (1960) wurde beispielsweise von SCHNÜTGEN (1974) und BRUNNACKER et al. (1978) aufgegriffen und durch

die Einführung der Schotter- und Schwermineralanalyse weiter vervollständigt (vgl. Kap. 2.2.2). Im Bezug zur Gliederung der Deckschichten wurde aus der Entwicklung einer detaillierten Terrassenstratigraphie abgeleitet, dass auch die Deckschichten mit zunehmendem Alter des Liegenden mehrgliedrig aufgebaut sein müssen. Die in der Folgezeit entwickelten Gliederungen der Löss profitierten zudem von der Einführung paläopedologischer Methoden in die Lössstratigraphie (vgl. z.B. FREISING 1949; SCHÖNHALS 1951; MÜCKENHAUSEN 1954; FINK 1954). Dabei basieren grundlegende Arbeiten am Niederrhein (z.B. REMY 1960; PAAS 1961; BRUNNACKER 1967) auf dem Bezug zu den liegenden Terrassenkörpern und der Abzählung der Bodenbildungen von oben nach unten. Eingreifende Diskordanzen, die weitere Löss und Böden verbergen, werden jedoch nicht erkannt bzw. berücksichtigt (SCHIRMER 2003b). Eine ausführliche Diskussion der Weichsel-Lössstratigraphien nach BRUNNACKER und PAAS erfolgt bei HENZE (1998: 21-27).

Auch wenn diese grundlegenden Arbeiten mittlerweile als überholt angesehen werden müssen (HENZE 1998: 127; KELS 2007: 32), bilden sie ein wichtiges Grundgerüst für die weitere Verfeinerung, besonders bezüglich der Stratigraphie der weichselzeitlichen Löss mit der eemzeitlichen Bodenbildung im Liegenden. So ist seit diesen Arbeiten und weiteren Studien aus benachbarten Gebieten (z.B. SCHÖNHALS et al. 1964; ROHDENBURG & MEYER 1966; SEMMEL 1968) die Gliederung des letzten Glazials in drei Abschnitte (Alt-, Mittel- und Jungwürm bzw. Unter-, Mittel- und Oberwürm) akzeptiert und bis heute gültig. Eine einheitliche Terminologie ist bis heute jedoch nicht vorhanden. Dies erklärt sich auch aus den unterschiedlichen Lokalitäten, die bearbeitet wurden und werden und den lokalen Eigenheiten innerhalb des Profilaufbaus.

Die derzeit umfangreichste Gliederung der niederrheinischen Löss wurde von SCHIRMER (z.B. 1999; 2000; 2002a; 2002b; 2003b) (vgl. Abb. 19) vorgelegt. Sie findet auch Eingang in die Arbeiten von KELS (z.B. 2006; 2007). Eine wesentliche Erkenntnis, die zu einer neuen Sichtweise der den Löss untergliedernden Bodenbildungen führte, ist der Nachweis von Bodenkomplexen (SCHIRMER 2002b: 17) und die Bedeutung von Diskordanzen in den Lössprofilen.

Die Löss werden dabei in zwei Grundtypen unterschieden, die als euglaziale und breviglaziale Löss bezeichnet werden (SCHIRMER 2002a). Dabei werden euglaziale Löss als Bildungen ausgedehnter Kaltzeiten verstanden, breviglaziale Löss werden kurzen Kaltphasen innerhalb eines Interglazial-Komplexes zugeschrieben. Aus geomorphologischer Sicht muss den lang andauernden Kaltzeiten (Euglazialen) eine größere Bedeutung hinsichtlich der Landschaftsveränderungen zugesprochen werden, als dies für kürzer andauernde kaltzeitliche

Abschnitte anzunehmen ist, die als Breviglaziale bezeichnet werden. In beiden Fällen wirken sowohl Akkumulations- als auch Abtragungsphasen reliefgestaltend.

Die Parabraunerde mit unterschiedlichen Graden der hydromorphen Überprägung (i.d.R. Parabraunerde-Pseudogley) kann als dominierender Bodentyp der Interglazialzeiten in den Lössen der Niederrheinischen Bucht und darüber hinaus in Mitteleuropa angesehen werden. Jedoch sind nicht die vollständigen Böden, sondern nur einzelne Horizonte erhalten, so dass hier beispielsweise nicht von der eemzeitlichen Parabraunerde sondern von dem pseudovergleyten Tonanreicherungshorizont (Bt-Sd-Horizont) der eemzeitlichen Bodenbildung gesprochen werden sollte.

Diese Bt-Horizonte und ihre Subtypen und Übergangsformen treten häufig mit Humuszonen vergesellschaftet und, getrennt durch breviglaziale Lössen, auf und werden als Solkomplexe bezeichnet (SCHIRMER 2002a).

Die euglazialen Lössen sind regelhaft durch Nassböden verschiedener Typen gegliedert. SCHIRMER (z.B. 2000: 30) unterscheidet zwischen gefleckten Nassböden des Haftenpseudogley-Typs (Ng) und grauen Nassböden des Gley-Typs (Nr). Eine erste Beschreibung von Nassböden erfolgte durch FREISING (1949) an süddeutschem Löss. Sie werden als Ausdruck für ein kaltes und feuchtes Klima angesehen.

MEYER & ROHDENBURG (1982) sind der Auffassung, dass es sich bei den Nassböden des Gley-Typs nicht um eine Bodenbildung im eigentlichen Sinne handelt, sondern lediglich um eine Reduktionbleichung innerhalb der Auftauschicht über Permafrost. Dies bedeutet, dass Nassböden dieses Typs nicht zwingend Hinweise auf eine längere Stabilisierung der Landoberfläche liefern, ihre Bildung unter kaltzeitlichen Verhältnissen und somit in morphodynamischen Aktivitätszeiten möglich ist. Im Gegensatz dazu ist für die Bildung von Verbraunungshorizonten eine längere Stabilität der Oberfläche nötig, die ein Einsetzen von Vegetationsbildung und Entkalkung, gefolgt von Oxidationsverwitterung, möglich macht.

Diese Braunerden (bei sekundärer Karbonatanreicherung als Kalkbraunerden mit Bcv-Horizont entwickelt) werden mit interstadialen Phasen in Verbindung gebracht, die in den niederrheinischen Lössen verhältnismäßig selten zu beobachten sind (KELS 2007: 35).

Die in Abbildung 19 dargestellte Lössstratigraphie nach SCHIRMER basiert auf der Aufnahme zahlreicher Lokalitäten am Mittel- und Niederrhein und stellt eine Idealgliederung dar, die an keinem einzelnen Standort vollständig nachweisbar ist (KELS 2007: 33). Dabei ist zu berücksichtigen, dass Schichtlücken weitere stratigraphische Einheiten verbergen können und diese Gliederung künftig noch Ergänzungen erfahren wird (SCHIRMER 2002a).

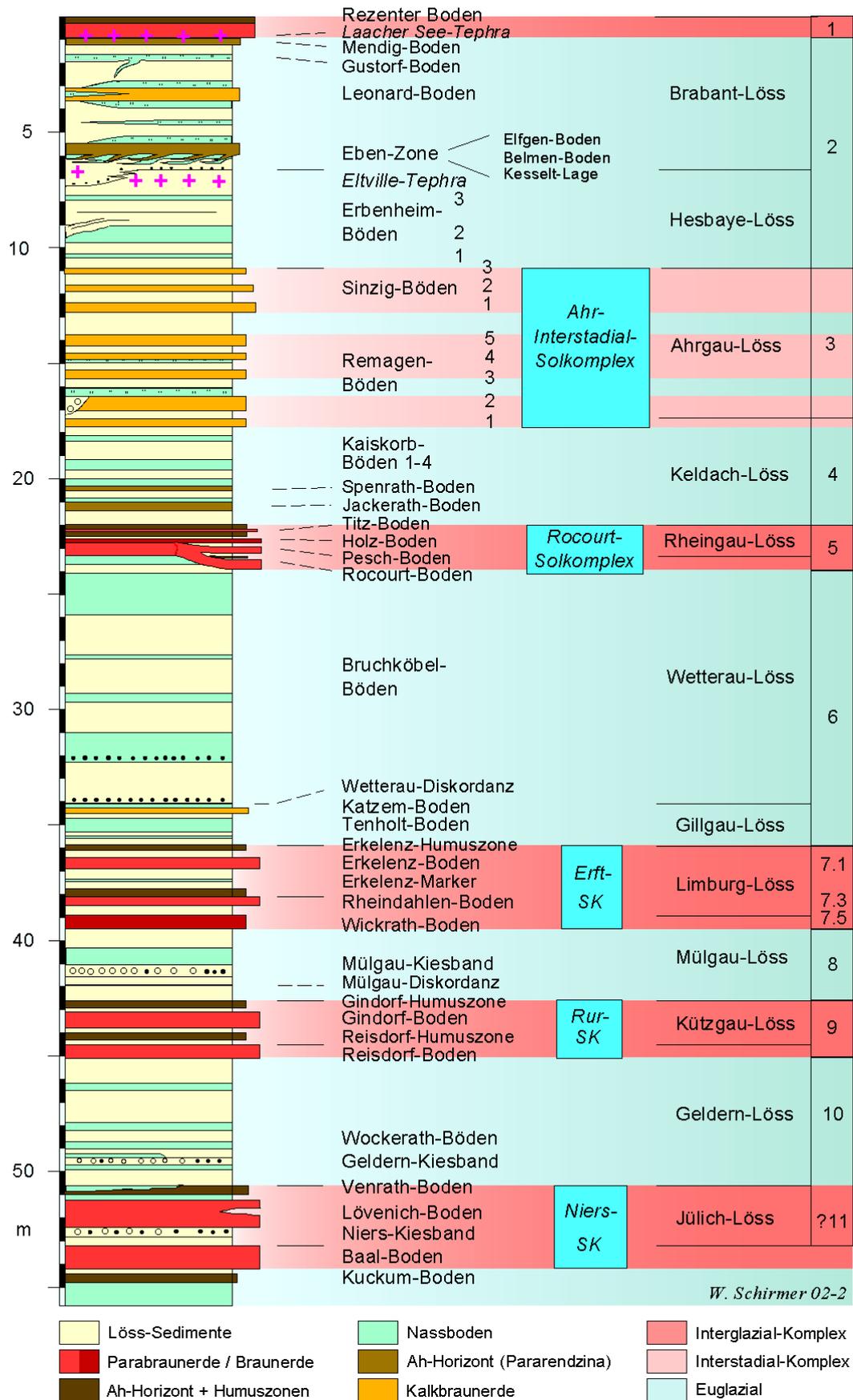


Abbildung 19: Löss-Paläobodenfolge im Niederrhein-Maas-Gebiet. In der rechten Spalte sind die Marinen Isotopen Stadien (MIS) dargestellt (KELS 2007: 34 nach SCHIRMER 2002c: 50).

Für die Bezeichnung der Löss- und Böden werden Lokalnamen verwendet, ihre chronologische Einordnung erfolgt über einen Vergleich mit Paläoklimakurven aus Tiefseebohrkernen und grönländischen Eisbohrkernen. Daraus ergibt sich die in Abbildung 1 dargestellte Einstufung in die Marinen Isotopen-Stadien (MIS) (vgl. SCHIRMER 2000).

Im Folgenden soll der aktuelle Stand der Lössstratigraphie am Niederrhein anhand der Beschreibungen von SCHIRMER (z.B. 2000; 2002a; 2002b; 2002c) und KELS (2007) kurz skizziert werden. Die Gliederung des letzten Glazial-Interglazial-Zyklus wird mit bestehenden Vorstellungen angrenzender Gebiete verglichen.

Basierend auf den eigenen Befunden (Kap. 5) wird sich die Darstellung auf den Zeitraum vom MIS 8 bis zum Ende des MIS 2 beschränken. Die Lösssedimente des MIS 8 werden als Mülgau-Löss bezeichnet. Die Mülgau-Diskordanz wird durch das Mülgau-Kiesband begleitet. Die zum Hangenden folgende Braunerde (Wickrath-Boden) liegt innerhalb dieses Lösspaketes und bildet die Basis des Erft-Solkomplexes. Der Erft-Solkomplex wird dem MIS 7 zugestellt und enthält neben dem Wickrath-Boden den Bt-Horizont des Rheindahlen-Bodens mit hangender Humuszone sowie den Bt-Horizont des Erkelenz-Bodens mit anschließender Erkelenz-Humuszone. Die Humuszone ist typischerweise vom Erkelenz-Boden durch einen hellen Sw-Horizont abgesetzt (SCHIRMER 2002b: 9). Diese Einheiten werden getrennt durch den sogenannten Erkelenz-Marker, dem als dünnes Nassbodenband der Charakter eines Leithorizontes zugeschrieben wird (KELS 2007: 35). Die (breviglazialen) Löss- innerhalb des Erft-Solkomplexes werden als Limburg-Löss bezeichnet, der durch die eingeschalteten Bodenhorizonte in Unteren-, Mittleren- und Oberen Limburg-Löss gegliedert wird (SCHIRMER 2002b: 9).

Oberhalb des Erft-Solkomplexes folgt der Gillgau-Löss, der aus Lössen und Lössfließerden besteht, die an ihrer Basis durch die Kalkbraunerde des Katzem-Bodens und gefleckte und graue Nassböden (Tenholt-Boden) gegliedert werden (SCHIRMER 2002a: 15). Die Wetterau-Diskordanz im Hangenden wird zusammen mit der Mülgau- und der Ebdiskordanz (s.u.) als bedeutendste Zäsur im Löss der Niederrheinischen Bucht angesehen (KELS 2007: 36).

Nach SCHIRMER (2000: 30ff) ist an der Basis des Weichsellösses in der Regel der Bt-Horizont einer Parabraunerde mit hangendem Bleichhorizont und darüber liegender schwach gedoppelter Humuszone erhalten. Das Ausgangssubstrat dieser Bodenbildung stellt der erstmals von SCHIRMER (1999: 91) erwähnte Wetterau-Löss (MIS 6) dar. Er besteht vorwiegend aus Lössfließerden, die durch kräftige, graue Nassböden, die Bruchköbel-Böden, eine Gliederung erfahren (Bruchköbeler Böden nach BIBUS 1974: 168).

Nach BRUNNACKER (1966) und PAAS (1961) ist der Eem-Boden (MIS 5e) durch eine stark pseudovergleyte Parabraunerde vertreten, die Letzterer als Erkelenzer Bodenbildung

bezeichnet. Der Erkelenzer Boden nach PAAS wird jedoch von SCHIRMER (1999; 2002b), wie bereits beschrieben, in das MIS 7 gestellt. Diese Einordnung wird durch schwermineralogische Untersuchungen gestützt, die zu erkennen geben, dass das Schwermineralspektrum der Löss über dem Erkelenzer Boden dem vorletzten Glazial zuzuordnen ist (HENZE 1998, LOHAN 1999).

Für den Limburg-Löss sowie den hangenden Wetterau-Löss liegen Thermolumineszenzdaten aus dem Profil von Rheindahlen (vgl. SCHIRMER 2002b: 23) nach ZÖLLER et al. (1988), ZÖLLER (1989) und FRECHEN et al. (1992) vor. Letztere geben für den Unteren Limburg-Löss ein Mindestalter von 194 bzw. 172 ka v.h. an. ZÖLLER et al. (1988) datieren diese Sedimente auf 239 ka v.h., den Oberen und Mittleren Limburg-Löss auf 167 ka v.h. und das Substrat des Sw-Horizontes zwischen dem Erkelenz-Boden und der Erkelenz-Humuszzone auf 137 ka v.h.. FRECHEN et al. (1992) geben für den Oberen und Mittleren Limburg-Löss wiederum Mindestalter von 142 bzw. 176 und 172 ka v.h. an. Der Wetterau-Löss wird nach FRECHEN et al. (1992) auf 99 bzw. 103 ka v.h., nach ZÖLLER (1989) auf 120 ka v.h. datiert. Die Interpretation der Datierungen basiert jedoch auf der stratigraphischen Vorstellung, dass der Wetterau-Löss in das Weichsel-Glazial und der Erkelenz-Boden in das Eem-Interglazial zu stellen sei. Die aus dieser Sichtweise zu hohen Alter werden mit Umlagerungen älterer Sedimente in Verbindung gebracht und eine tatsächliche Einstufung als präeemzeitlich wird nicht erwogen (SCHIRMER 2002b: 23).

Die eemzeitliche Parabraunerde gehört nach SCHIRMER (z.B. 2002a) dem so genannten Rocourt-Solkomplex an und wird als Rocourt-Boden bezeichnet. Der Solkomplex umfasst die eemzeitliche Bodenbildung und das Unterwürm, und kann in morphologischen Hohlformen stark gespreizt auftreten. Die Namensgebung basiert auf Untersuchungen von GULLENTOPS (1954) aus dem belgisch-limburgischen Raum.

Er entspricht damit zum Teil dem Bilshäuser Bodenkomplex nach ROHDENBURG & MEYER (1966), der neben dem interglazialen B-Horizont einen altwürmzeitlichen Pseudogley enthält. In der Gliederung der hessischen Löss werden die überlieferten Bodenhorizonte des letzten Interglazials zum einen einer kräftig entwickelten Parabraunerde ohne Pseudovergleyung, dem sogenannten Erbacher Boden, zum anderen einer Pseudogley-Parabraunerde, dem sogenannten Homburger Boden, zugestellt (SEMMELE 1968: 55).

Der Altwürm-Abschnitt der hessischen Gliederung ist durch die Mosbacher Humuszonen gekennzeichnet, die besonders in jüngerer Zeit eingehende Untersuchungen erfahren haben (BIBUS et al. 1996, 2002). Nach SEMMELE (1968) treten maximal drei selbständige, jeweils durch Löss getrennte Humuszonen in hessischen Würmlössprofilen auf. Die Humuszonen werden mit den frühglazialen Interstadialen Amersfoort, Brørup und Odderade korreliert.

Über dem Rocourt-Boden der niederrheinischen Gliederung treten zum Teil drei weitere Bt-Horizonte auf, die nach oben an Intensität abnehmen und stellenweise Humuszonen tragen. So wird der Rocourt-Boden nach SCHIRMER (2000) im Tagebau Garzweiler stellenweise von einer Humuszone begleitet, der Rocourt-Humuszone. Über dem Bt-Horizont des Rocourt-Bodens treten zwei durch Löss getrennte, schwache Bt-Horizonte auf, die als Pescher und Holzer Boden bezeichnet werden (Abb. 19). Letzterer wird im Hangenden von der Holzer Humuszone begleitet. Den Abschluss des Rocourt-Solkomplexes und damit des Unterwürms bildet der schwache Verbraunungshorizont des Titzer Bodens mit begleitender Titzer Humuszone.

Nach der Gliederung von ROHDENBURG & MEYER (1966) findet das Altwurm seinen Abschluss im Niedervellmarer Bodenkomplex. Der Bilshäuser Bodenkomplex wird dem Amersfoort-Interstadial, der Niedervellmarer Bodenkomplex dem Brørup-Interstadial zugeschrieben. SCHIRMER (2000) stuft den Pescher Boden in das Brørup-Interstadial (MIS 5c) und den Holzer Boden in das Odderade-Interstadial (MIS 5a). Der Titz-Boden mit begleitender Humuszone wird noch dem ausgehenden Unterwürm (MIS 5a) zugestellt.

Das Mittelwürm der hessischen und südniedersächsischen Gliederung zeigt deutliche Parallelen auf. So beschreiben ROHDENBURG & MEYER (1966) den Mittelwürmabschnitt insgesamt als Phase starker Abtragung, in der vor allem Solifluktion und Abspülung wirksam waren, so dass eine Feinstratigraphie sehr erschwert wird. Das Mittelwürm enthält als autochthone Bodenbildung den Kirchberger Boden, der dem Gräselberger Boden im Rhein-Main-Gebiet entspricht. Er kann als kaltklimatische Bildung angesehen werden, da neben Verbraunung und Verlehmung kryoklastische Mineralverwitterung nachweisbar ist (ROHDENBURG & MEYER 1966: 121). Den Abschluss des Mittelwürms bildet der Lohner Boden, dem im Rhein-Main-Gebiet der Hahnstätter (Hainerberger) Boden äquivalent ist (vgl. SCHÖNHALS et al. 1964: 201).

Auch SEMMEL (1968: 56) beschreibt für das Mittelwürm eine Phase starker Abtragung und Bodenverlagerung, die in einigen Profilen den Gräselberger Boden, stellenweise sogar den Altwurmabschnitt sowie Teile der eemzeitlichen Bodenbildung ausgeräumt hat. Wesentlich differenzierter stellt sich die Gliederung des Mittelwürms nach SCHIRMER (z.B. 2000; 2002a) dar. Im Hangenden des Rocourt-Solkomplexes ist als kennzeichnendes Sediment des MIS 4 der Keldach-Löss entwickelt, der an seiner Basis solifluidal aufgearbeitetes Material aus dem Liegenden enthält, das SCHIRMER (2002a: 19) in Anlehnung an SEMMEL (1968) als Niedereschbach-Zone bezeichnet. Die begleitende Diskordanz wird als Keldach-Diskordanz bezeichnet. Eine weitere Untergliederung erfährt der Keldach-Löss durch den Jackerath- und

den Spenrath-Böden, die als schwach entwickelte Pararendzinen angesehen werden sowie eine Gruppe von Nassböden, den Kaiskorb-Böden 1-4 (vgl. Abb. 19) (KELS 2007: 60ff).

Der Ahr-Interstadial-Komplex des MIS 3 beinhaltet den Ahrgau-Löss und die diesen untergliedernden Remagen-Böden 1-5 sowie im oberen Teil die Sinzig-Böden 1-3. Diese Böden sind als Kalkbraunerden entwickelt und im Profil des Schwalbenbergs bei Remagen identifiziert worden (vgl. SCHIRMER 2000: 35).

Eine Korrelation dieser zahlreichen Böden mit Abfolgen des Mittelwürms (Mittelweichsels) angrenzender Gebiete erscheint sehr schwierig. Durch den Abgleich mit Paläoklimakurven sieht SCHIRMER (2000: 36) seine vorgenommene Korrelation als gesichert an. Zusätzlich werden Thermolumineszenzdaten, die jedoch nicht näher erläutert werden, und ¹⁴C-Daten von Mollusken zur Absicherung herangezogen. Im Vergleich zu den Beschreibungen des Mittelwürms aus dem Rhein-Main-Gebiet sowie aus Südniedersachsen und Nordhessen ergibt sich damit ein bedeutender Unterschied. Wird dieser Abschnitt in den genannten Gebieten als Phase mit stellenweise intensiver Abtragung angesehen, so beschreibt SCHIRMER (2000: 45) das frühe Mittelwurm (MIS 4) neben dem Hochglazial im MIS 2 als Phase der kräftigsten Lössbildung im Niederrhein-Maas-Gebiet, die durch Phasen der Bodenbildung unterbrochen werden.

Der Oberwürm-Löss der hessischen Stratigraphie ist durch schwache Bodenbildungen gekennzeichnet, die als Nassböden bezeichnet werden. Diese werden nach SEMMEL (1968) als Erbenheimer Böden (E1-E4) bezeichnet. ROHDENBURG & MEYER (1966) unterteilen den Jungwürmlöss in vier Bereiche (jw1-4), die ebenfalls durch schwache Bodenbildungen voneinander getrennt sind.

Für das Niederrheingebiet sind die Oberwürmlöss (MIS 2) in jüngerer Zeit durch HENZE (1998), LOHAN (1999) und SCHIRMER (z.B. 2000) näher untersucht worden. HENZE (1998: 48ff) beschreibt eine Zweiteilung des Oberwürmlösses am Niederrhein in eine Schwemmlössfazies und einen äolischen Deckenlöss. Die Schwemmlössfazies wird dem frühen Oberwürm (Oberweichsel) zugestellt und ist stellenweise durch Nassböden gegliedert. Der Deckenlöss des späten Oberwürms enthält als stratigraphische Leithorizonte zwei Bodenkomplexe (BK I und BK II), die Verbraunungszonen enthalten. Eine ähnliche Zweiteilung des Oberwürms beschreibt auch SCHIRMER (2000). Dabei repräsentiert der Hesbaye-Löss das frühe Oberwürm und der Brabant-Löss das späte Oberwürm. Der Hesbaye-Löss erfährt eine Unterteilung durch die Erbenheim-Böden 1-3, die als kräftige Nassböden entwickelt sind. Die Verbreitung des Hesbaye-Lösses (und oftmals auch Teile der liegenden Sedimente und Böden) wird durch die Eben-Diskordanz stark limitiert. Diese schneidet das

Liegende unabhängig vom Substrat geradlinig ab und ebnet das Relief weitgehend ein (KELS 2007: 37).

Das in diese Umlagerungsphase einbezogene Material bezeichnet SCHIRMER (z.B. 2000: 38) als Kesselt-Lage. In Abhängigkeit zum Aufbau des Liegenden tritt sie in verschiedener Ausprägung auf. Stratigraphisch umfasst die Kesselt-Lage den Übergang vom Hesbaye-Löss zum Brabant-Löss und wird nach SCHIRMER (2000: 38; 2003b: 351) mit dem Hochglazial der letzten Eiszeit (LGM) korreliert. Der Brabant-Löss wird durch den Belmen-Boden, einen schwachen Nassboden, den Elfgen-Boden vom Typ der Pararendzina und den Leonard-Boden, einer Kalkbraunerde sowie den Gustorf-Boden, einem Nassboden, unterteilt. Letzterer ist in der Regel von der holozänen Bodenbildung überprägt (KELS 2007: 38; 63).

Kesselt-Lage, Belmen-Boden und Elfgen-Boden werden zusammengefasst zur Eben-Zone (Abb. 1) (vgl. SCHIRMER 2003b). Der Leonard-Boden wird im Hangenden und Liegenden von zwei Nassböden begleitet. Der Belmen-Boden ist nach HENZE (1998) Teil des BK I und der Leonard-Boden Teil des BK II.

Im Rahmen der chronostratigraphischen Einstufung der oberweichselzeitlichen Sedimente nimmt die Eltville-Tephra (Kärlicher Tuff nach SCHÖNHALS et al. 1964; Eltville Tuff nach SEMMEL 1967) eine bedeutende Rolle ein. Sie liegt knapp unter bis im Bereich der Kesselt-Lage (SCHIRMER 2000; 2003b). Auch HENZE (1998: 112) identifiziert diese Tephra schwermineralanalytisch an seiner Faziesgrenze zwischen Schwemmlöss und Deckenlöss. In Lössprofilen aus Südhessen (SEMMEL 1967; ZÖLLER & SEMMEL 2001) liegt sie zwischen den Erbenheimer Nassböden 3 und 4. Die Altersangaben für diese Tephra-Lage schwanken zwischen 16,2 ka v.h. (JUVINGNÉ & WINTLE 1989) und $24,0 \pm 3,0$ ka v.h. (ZÖLLER 1989). FRECHEN & PREUSSER (1996) geben Altersmittelwerte von 19,5 bis 20,6 ka v.h. an. Sämtliche Alter basieren nicht auf einer Datierung der Tephra selbst, sondern im Wesentlichen auf Thermolumineszenz- (TL) und Infrarot-Stimulierten Lumineszenz- (IRSL) Datierungen der umgebenden Lössen sowie auf ^{14}C -Datierungen (vgl. dazu auch die Diskussion bei HENZE, 1998: 30; KELS 2007: 36).

Ihr stratigraphischer Wert muss damit kritisch hinterfragt werden. Die Identifizierung der Eltville-Tephra veranlassten MEIJS et al. (1983) zu einer Neubewertung der bestehenden Stratigraphie in Belgien und den Niederlanden. Hier wurde der Kesselt-Paläoboden (Nagelbeek-Horizont, Kesselt-Lage nach SCHIRMER) mit dem Ende des Mittelwürms korreliert. Die Lage der Eltville-Tephra knapp unterhalb dieses Horizontes führte zu der Korrelation mit dem E4-Nassboden nach SEMMEL (1967). SCHIRMER (2000: 38ff) korreliert die Kesselt-Lage mit dem letztglazialen Maximum im Sinne einer großregionalen Permafrostauftauanlage, die von der Warmphase, die zur Bildung des Elfgen-Bodens führt,

abgelöst wird. Letztere wird in Verbindung mit dem beginnenden Eisrückzug gesehen. Die stratigraphische Position der Abtragungsphase, die zur Bildung der Eben-Diskordanz geführt hat, sollte damit vor das eigentliche Hochglazial zu stellen sein.

Gerade bezüglich einer landschaftsgenetischen Interpretation von Lössprofilen erlangen neben den Sedimenten und eingeschalteten Böden auch Abtragungs- und Umlagerungsphasen eine große Bedeutung. Insgesamt werden für die vorgestellten Gebiete drei kräftige weichselzeitliche Abtragungsphasen nachgewiesen. Die älteste Abtragungsphase wird in das Unterwürm, eine zweite Phase intensiver Zerschneidung in das Mittelwürm und die dritte in das frühe Oberwürm gestellt (vgl. BRUNOTTE 1978; ROHDENBURG & MEYER 1966; SEMMEL 1996; ZÖLLER & SEMMEL 2001). Nach HENZE (1998: 112) lassen sich für das Niederrheingebiet diese drei Abtragungsphasen nicht eindeutig nachweisen. In jüngeren Arbeiten sind hingegen mehrere Erosionsphasen innerhalb des Keldach-Lösses und auch die basale Keldach-Diskordanz beschrieben (KELS 2007: 60; SCHIRMER & KELS 2006). Der oberwürmzeitlichen Abtragungsphase wird jedoch allgemein die größte Bedeutung zugesprochen, die stellenweise tief in das Liegende eingreift und vorhandene früh-oberwürmzeitliche, mittelwürm- und unterwürmzeitliche sowie in Teilen letztinterglaziale Bildungen ausräumt. Damit ergibt sich oftmals eine große Schichtlücke zwischen den jüngsten Lösssedimenten und dem Liegenden.

Es ist zu erwarten, dass die so geschilderte Gliederung der Weichsellössse mit dem Boden des letzten Interglazials im Liegenden in den seltensten Fällen vollständig erhalten ist. So wirken sich besonders die Reliefposition und die damit verbundene Lage zur lokalen Erosionsbasis auf Entwicklung und Erhalt der Deckschichten und ihrer Böden aus. Abhängig von der Gesamtkonfiguration des Reliefs werden sich zudem gerade in den Übergangsphasen vom Früh- zum Hochglazial und vom Hoch- zum Spät- bzw. Postglazial, hier verbunden mit einer Auflösung des Permafrostes, die morphologisch wirksamen Prozesse in unterschiedlicher Weise ausdrücken. Der Erhalt reich gegliederter Lössprofile ist daher an Reliefpositionen gebunden, die zumindest zeitweise nicht der Abtragung unterlagen.

Eine stratigraphische Zuordnung von Hangsedimenten, die im Zuge periglazialer Morphodynamik gebildet werden, ist mit zusätzlichen Schwierigkeiten verbunden (vgl. Kap. 6). Diese Hangsedimente stellen eine Akkumulation von Sedimenten und Bodenmaterial dar, in denen das Ausmaß der Abtragung und die Intensität der Einbeziehung liegenden Materials nur schwer abzuschätzen ist. Zudem erfahren sie eine Steuerung durch die Lage der Wasserscheiden und der Erosionsbasis in den jeweiligen Abtragungsphasen, die nicht eindeutig zu fassen sind.

Abschließend sei hier bemerkt, dass in der vorliegenden Arbeit, die einen Ausschnitt der Niederrheinischen Bucht behandelt, die Begriffe Unter- Mittel- und Oberweichsel der norddeutschen Glazialgliederung herangezogen werden.

In den folgenden Ausführungen wird der von KOCH & NEUMEISTER (2005) gegebenen Lössdefinition gefolgt. Demnach ist Löss ein äolisch transportiertes, kalkhaltiges, schluffiges Sediment mit einem Korngrößenmaximum in der Grobschlufffraktion, das unter ariden Klimabedingungen ausgeweht, in Gebieten mit Steppenvegetation abgelagert und im Zuge der Lössifizierung autochthon diagenetisch verfestigt wurde. Der in dieser Arbeit verwendete Begriff der Lösssedimente wird als Oberbegriff für Löss und Lössderivate verwendet. Letztere stellen Sedimente dar, die granulometrisch den typischen Lössen entsprechen, jedoch syn- und postsedimentär verändert wurden (KOCH & NEUMEISTER 2005: 185).

4.2 Der holozäne Landschaftswandel lössbedeckter Gebiete

4.2.1 Die spät- und postglaziale Bodenentwicklung

Mit dem Ende des Pleistozäns und dem Übergang zum Holozän erfolgt in Mitteleuropa eine weitgehende Stabilisierung des Reliefs. Ausgenommen sind aktive Wände und ihre Sturzhaldenbereiche, Hangbereiche starker Grundwasserdurchfeuchtung sowie Flussbetten, die in ihrer Gesamtheit isolierte Aktivitätsbereiche darstellen (ROHDENBURG 1971).

Im Gegensatz zu den Aktivitätszeiten des Pleistozäns, die im Wesentlichen natürlichen Ursprungs mit dem dominierenden Einfluss klimatischer Oszillationen sind, basieren die Aktivitätszeiten des Holozäns in großem Maße auf den anthropogenen Eingriffen in die Landschaft, von MORTENSEN (1954/55) als „quasinatürliche Formung“ bezeichnet.

Um unter der gegebenen Fragestellung einen forschungsgeschichtlichen Hintergrund für den holozänen Landschaftswandel zu geben, erscheint es sinnvoll, zunächst die Genese der Böden, deren Entwicklung bei weitgehender Formungsruhe und damit stabilen Reliefverhältnissen einsetzt, genauer darzulegen. Dabei wird sich auf die Bodentypen beschränkt, die die Lösslandschaften dominieren. Neben den profildifferenzierenden Prozessen und den daraus resultierenden Merkmalen selbst werden auch Vorstellungen zur Datierung bzw. zum Beginn der Pedogenese aufgezeigt.

Das Einsetzen der Bodenerosion im Sinne eines quasinatürlichen Formungsprozesses führt letztlich zu gravierenden Veränderungen des Erscheinungsbildes der Oberfläche und stellt einen zentralen Themenbereich holozäner Umweltrekonstruktionen und geoarchäologischer Forschungen dar.

Wie bereits dargelegt geht die spät- und postglaziale Stabilisierung des Reliefs mit einer starken Ausbreitung der (Wald-)Vegetation sowie einsetzender und zunehmend intensivierter Bodenbildung einher (ROHDENBURG & MEYER 1968). Für eine landschaftsgenetische Betrachtung lössbedeckter Gebiete in Mitteleuropa stellt der Beginn der Bodenentwicklung einen nicht unerheblichen Themenkomplex dar. Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass die Pedogenese mit dem Abklingen der periglazialen Morphodynamik einsetzt. Dieser Sachverhalt beinhaltet gleichzeitig die Stabilisierung des Reliefs im Sinne von ROHDENBURG (1971). Damit ist der Beginn der Pedogenese in betrachteten Gebieten an das Ende der Lössbildung gebunden, die kurz vor dem Alleröd-Interstadial abgeschlossen gewesen sein soll (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1968: 132ff; HENZE 1998: 126). Die Möglichkeit regionaler Differenzierungen muss jedoch in Betracht gezogen werden. So zeigen HILGERS et al. (2001) basierend auf Lumineszenzdatierungen, dass Phasen der Lössbildung im Bereich der

nördlichen Lössgrenze bis in die Jüngere Dryas angehalten haben. Auch KADEREIT (2002) hält eine Lössbildung bis in die Jüngere Dryas, basierend auf Lumineszenzdatierungen aus dem Kraichgau, für möglich. Eine Einschränkung erfährt diese Hypothese jedoch dadurch, dass die vorgestellten Alter auf der Datierung polymineralischer Feinkornpräparate basieren, deren häufig beobachteter Signalverlust (*anomalous fading*, vgl. Kap. 3.3.6) nicht untersucht wurde (KADEREIT 2002: 159).

Die dominierenden Bodentypen der Lösslandschaften Mitteleuropas sind Schwarzerden (Tschernoseme), Parabraunerden, ihre Übergangsformen und Subtypen.

Die Frage zum Beginn der Parabraunerde-Genese wird erstmals von BRUNNACKER (1959) gestellt. Er beschreibt die Parabraunerde als kennzeichnenden Boden des Postglazials auf wärmzeitlichen Lössen in Bayern. Aus dem Vergleich von diesen tiefgründig entwickelten Parabraunerden und Böden auf jüngeren, im weitesten Sinne in das Spätglazial datierten Schwemmlössen, die nur schwach entwickelte Braunerden und Pararendzinen tragen, schließt er auf einen Beginn der Parabraunerde-Genese bereits im frühen Spätglazial (Bölling und Alleröd). Dabei wird der Prozess der Entkalkung als erste Hauptphase der Pedogenese angesehen. Der unterschiedliche Entwicklungsgrad wird in Zusammenhang mit der zeitlich differenten Genese der Sedimente gebracht (ebd.: 571). Das Einsetzen verstärkter Tonverlagerung wird von BRUNNACKER (1959) als zweite Hauptphase der Bodenbildung erachtet und in das jüngere Spätglazial und frühe Postglazial gestellt. Dies impliziert die Vorstellung einer vollständigen Entkalkung noch im Pleistozän.

ROHDENBURG & MEYER (1968) befassen sich ebenfalls intensiv mit der Frage nach dem Beginn der Bodenbildung. In Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit sind besonders ihre Aussagen zur Datierung der Parabraunerden mit Schwarzerdevergangenheit (Abb. 20) und der Parabraunerden ohne Schwarzerdevergangenheit von Bedeutung. Auch hier wird die Entkalkung klar als „Schrittmacher für die holozäne Bodenentwicklung auf Löß“ (ebd.: 160) herausgestellt, jedoch im Gegensatz zu BRUNNACKER (1959) als vorwiegend holozäner Prozess angesehen. Diese Annahme gründet auf Befunden aus dem Verbreitungsgebiet der Laacher-See-Tephra (LST), in deren Liegendem nur unvollständig entkalkte Pararendzinen beobachtet werden konnten. Zu entsprechenden Ergebnissen gelangt auch IKINGER (1996) anhand vergleichbarer Profile aus dem Mittelrheingebiet.

Mit fortschreitender Entkalkung werden weitere profildifferenzierende Prozesse eingeleitet. So bildet sich zwischen dem humosen A-Horizont und der Entkalkungsgrenze zunächst durch Verbraunung im Zuge der Eisenfreisetzung der Bv-Horizont. Dieser entwickelt sich durch Tonmineralbildung und deren Verlagerung, begleitet durch die Bildung eines polyedrisch-prismatischem Absonderungsgefüges zum Bt-Horizont (Tonanreicherungshorizont). Bei

Böden der Schwarzerde-Parabraunerde-Reihe sind die Al-Horizonte durch eine Vergrisierung (Griserde nach B. Meyer) im Zuge der Abfuhr von Ton-Humus-Komplexen gekennzeichnet, die sich in einer Aufhellung zu hellgrauen bis schmutziggrauen Farbtönen äußert. Die Schwarzerdevergangenheit findet ihren Ausdruck in den dunkelbraun bis schwarz gefärbten Tonüberzügen des Bt-Horizontes, von SCHALICH (1981) als schwarze Filtrationsverlagerung bezeichnet.

Anhand neolithisch datierter Befunde kommen ROHDENBURG & MEYER (1968) zu dem Schluss, dass im Neolithikum noch Schwarzerden als Oberflächenböden vorgelegen haben, die Lessivierung (und damit auch tiefgründigere Entkalkung) somit postneolithisch einsetzt.

Eingeschränkt wird diese Aussage jedoch dadurch, dass die geschilderten Prozesse maßgeblich von der Entkarbonatisierung gesteuert werden. An Standorten, an denen diese wesentlich früher größere Tiefen erreicht hat, wird die Entwicklung von Parabraunerden begünstigt. Auch für die Parabraunerden ohne Schwarzerdevergangenheit wird die Hauptphase der Bodenbildung analog zu den Schwarzerde-Parabraunerden in das Holozän gestellt, grundsätzliche Unterschiede in der Datierung der Pedogenese werden nicht beschrieben (ROHDENBURG & MEYER 1968: 170).

SCHALICH (1981) belegt anhand datierter archäologischer Befunde für die westliche Niederrheinische Bucht die Entstehung von Schwarzerden aus dem jüngsten Weichsel-Löss unter Wald- und Steppenvegetation, die bis zum Beginn des Atlantikums angehalten hat. Im Zuge feuchterer Klimabedingungen, verbunden mit der Transgression der Nordsee im Atlantikum, setzt zunehmend eine Degradierung der Schwarzerden zu Schwarzerde-Parabraunerden ein. In ähnlicher Weise werden Schwarzerde-Relikte aus dem Kraichgau von KADEREIT (2002) interpretiert. Basierend auf Lumineszenzdaten, die für die Bht-Horizonte altneolithische Alter (des Ausgangssubstrats) ergeben, wird auf ein Ende der Schwarzerdegenese im Atlantikum geschlossen (vgl. dazu auch Kap. 5.4). Die geschilderten Vorstellungen führen zu einer klimagenetisch geprägte Sichtweise von Schwarzerderelikten. Insgesamt wird jedoch ein deutlicher Zusammenhang zwischen archäologisch datierten Befunden und dem Vorkommen von Schwarzerden offenkundig. Nach SCHALICH (1981: 510) sind Relikte dieser Böden nur unter kolluvialer Bedeckung und in den neolithischen Kulturschichten und Kolluvien erhalten.

In jüngerer Zeit wird die Entwicklung der Schwarzerden als Vorstufe der niederrheinischen Parabraunerden heftig diskutiert. So zeigen GERLACH et al. (2006), ECKMEIER et al. (2007) und ECKMEIER et al. (2008) Befunde auf, die für eine anthropogen induzierte Entstehung der Schwarzerden sprechen. Die schwarzfärbende organische Substanz besteht demnach zu mindestens einem Drittel (19-46 %) (GERLACH et al. 2006: 45) aus verbrannter organischer

Substanz, sogenanntem Black Carbon, so dass bei der Schwarzerdegenese der Faktor der Vegetationsfeuer im Zuge von Brandwirtschaftsweisen einbezogen werden muss. Ein Bezug zu einer solchen Form der Brandrodung würde auch das inselhafte Auftreten der „Schwarzerdebefunde“ erklären, wie sie in den Untersuchungen dieser Arbeit beobachtet wurden (vgl. Kap. 5.4). Die Ansprache der Bht-Horizonte erfolgt im Sinne von GERLACH et al. (2006), ECKMEIER (2007) und ECKMEIER et al. (2008) zunächst nur nach ihren Merkmalen, insbesondere der Anreicherung dunkel gefärbter, humoser Tonsubstanz und ist damit entkoppelt von den klimagenetischen Vorstellungen der Schwarzerdegenese und ihrer Degradation zu Schwarzerde-Parabraunerden. Im Hinblick auf eine Bodenklassifikation wird vorgeschlagen, diese dunklen Bht-Horizonte nicht den Schwarzerde-Parabraunerden (*Luvic Phaeozems*) im Sinne einer Degradationsform frühholozäner Schwarzerden zuzustellen, sondern sie als Parabraunerden mit fossilen anthropogenen Merkmalen zu bezeichnen (*Luvisol with anthric properties*) (ECKMEIER 2007, vgl. Abb. 49). Die Vorläufer dieser Böden stellen damit schwarzerdeähnliche, anthropogene Böden (*Anthrosols*) dar. Für die westliche Niederrheinische Bucht beschreibt SCHULZ (2007: 67) im Liegenden der kolluvialen

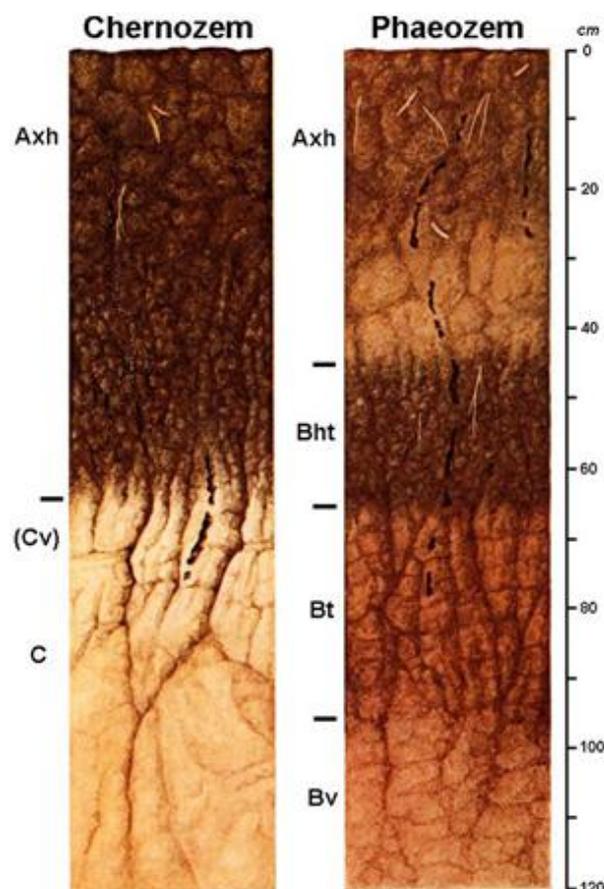


Abbildung 20: Idealisierte Profile einer Schwarzerde (Tschernosem, Chernozem) und einer Schwarzerde-Parabraunerde (Phaeozem), verändert nach MÜCKENHAUSEN 1985 aus ECKMEIER (2007).

Einheiten aus untersuchten Dellentälchen regelhaft auftretende Bht-Horizonte und definiert diese als diagnostische Horizonte der niederrheinischen Schwarzerde-Parabraunerde. Diese werden jedoch als reliefabhängige Bildungen in Zusammenhang mit der größeren Bodenfeuchte in den Tiefenbereichen der Dellen angesehen.

Fordert man eine klimaabhängige Entwicklung, so sollte zu erwarten sein, dass, basierend auf geringen regionalklimatischen Differenzierungen, hier bezogen auf die Niederrheinische Bucht, grundsätzlich die Möglichkeit der Schwarzerdegenese im Frühholozän bestanden hat. Deren Degradationsformen sollten sich dann auch in den weit verbreiteten (typischen) Parabraunerden der Lösslandschaften wiederfinden. Dies lässt sich anhand der eigenen Anschauungen über das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit hinaus jedoch nicht belegen. Vielmehr scheinen solche Formen der Degradation und damit auch die ursprüngliche Genese dieser Bodenhorizonte an anthropogene Eingriffe in die Landschaft und bestimmte Reliefpositionen gebunden zu sein (vgl. Kap. 5 und Kap. 6).

Es wird deutlich, dass eine Unterscheidung zwischen frühholozänen Bodengesellschaften unter weitgehendem Ausschluss menschlicher Eingriffe in die Naturlandschaft und den Bodengesellschaften, deren Entwicklung unter verstärkten anthropogenen Veränderungen einsetzen, getroffen werden muss. So führt die quasinatürliche Formung, hier in erster Linie die Bodenerosion als ein solcher Formungsprozess, zur Erzeugung neuer Oberflächen durch Abtrag und Akkumulation, von denen ausgehend die Pedogenese erfolgt.

4.2.2 Der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft – Kolluvien als Archive der Landschaftsgeschichte

Durch den zunehmenden Eingriff des Menschen in das Ökosystem kommt es zu gravierenden Umgestaltungen der Landschaft. Die neolithische Revolution führte nach NILLER (2001) durch die Umstellung von mesolithischen Jagd- und Sammelsystemen auf den Ackerbau zu aktiven Eingriffen des Menschen in die Landschaft.

Durch die Rodung von geschlossenen Waldgebieten entsteht zunehmend eine offene Kulturlandschaft. In den nun fast vegetationsfreien Bereichen finden Bodenerosionsprozesse statt, die die Phase der morphodynamischen Stabilität beenden. Die steigende Erosionstätigkeit an den Hängen führt zu mächtigen kolluvialen Ablagerungen in den Tälern und Hangfußzonen (SCHALICH 1981; SCHNEIDER et al. 1999). Nach BORK (1983: 3) versteht man unter dem Begriff der Bodenerosion die durch Eingriffe des Menschen ermöglichten und durch erosive Niederschläge unmittelbar verursachten Bodenumlagerungsprozesse. Ein

Kolluvium stellt damit das Material dar, dessen Abtragung, Verlagerung und Akkumulation durch Waldrodung und Ackerbau ermöglicht und durch erosive Starkregen unmittelbar verursacht wird (BORK 1983: 22).

Die Bildung von Kolluvien führt zu einer Verminderung der Reliefenergie, da pleistozäne Formen wie Dellen und asymmetrische Täler verfüllt werden (NILLER 2001). Nach BORK et al. (1998) wird damit die Tendenz der pleistozänen Reliefformung, der ebenfalls eine nivellierende Wirkung zugesprochen wird, weitergeführt. So beschreibt auch BRUNOTTE (1978) eine reliefausgleichende Wirkung von Kolluvien. Für die pleistozäne Reliefformung wird jedoch stellenweise eine Akzentuierung des Reliefs in Abhängigkeit zum präexistennten Untergrund belegt, die sich auch in dem hier betrachteten Gebiet beobachten lässt (Kap. 6).

Kolluviale Archive bieten aus geomorphologisch-pedologischer Sicht ebenso wie Auenlehme und Böden die Möglichkeit zur Rekonstruktion des holozänen Landschaftswandels (vgl. z.B. HEUSCH et al. 1996; NILLER 2001; HEINE et al. 2005). Besonders die Lössregionen Deutschlands bilden den Gegenstand intensiver Untersuchungen (z.B. VOGT 1958; HARD 1963; BIBUS 1985; 1989; BORK 1982; 1985; 1988; SEMMEL 1995; BLEICH & PAPENFUSS 1996; BORK et al. 1998; VÖLKELE et al. 1998; MÄCKEL & FRIEDMANN 1999; WUNDERLICH 2000; NILLER 2001; LEOPOLD 2002).

Für die Niederrheinische Bucht liegen beispielweise Arbeiten von LESSMAN-SCHOCH et al. (1991), BRUNOTTE & KÜLZER (1995) und SCHULZ (2007) vor.

Die Lumineszenzdatierung gewinnt zunehmend an Bedeutung und wird vermehrt für die absolute Datierung (vgl. Kap. 3.3) kolluvialer Archive herangezogen (BOENIGK & FRECHEN 1994; LANG 1996; KADEREIT 2002; LANG 2003; RAAB & VÖLKELE 2005).

Zur Erfassung regionaler und überregionaler Zusammenhänge im Hinblick auf landschaftsgenetische Fragestellungen sowie Rekonstruktionen der Besiedlungs- und Nutzungsgeschichte eines Gebietes werden interdisziplinäre Ansätze verfolgt (vgl. u.a. NILLER 2001: 34; WUNDERLICH 2000). Dabei nimmt neben der Archäologie auch die Archäobotanik eine bedeutende Rolle ein. So beschreiben KALIS & MEURERS-BALKE (1994) für die Zeit um 5300 v. Chr. (Linienbandkeramik) mit der Ankunft der ersten Bauern im Rheinland eine abrupte Änderung im Pollenniederschlag der Gehölze (vgl. Abb. 22) und das Auftreten der Weizenarten Einkorn und Emmer sowie von Hülsenfrüchten.

Es wird davon ausgegangen, dass sich die früh- bis mittelneolithischen Siedler an den fruchtbaren Böden der Lössböden orientieren, so dass die Bodenausstattung einen wichtigen Standortfaktor dieser Zeit darstellt. Die Siedlungsplätze im Rheinland lagen vorwiegend an den Hängen von Trockentälern und auf den Hochflächen in der Nähe von Bachläufen und Quellaustritten (MEURERS-BALKE et al. 1999: 24 ff). Durch die Rodung kleiner Areale in

Verbindung mit Brandwirtschaftsweisen kam es zu einer allmählichen Auflichtung der Waldareale. Dies führte nach BORK et al. (1998) bereits zu lokal begrenzten, flächenhaften Bodenerosionsprozessen, die auch von LANG (1996) über Lumineszenzdatierungen aus dem Kraichgau belegt werden. Nach SCHULZ (2007: 83) äußern sich die nachhaltigen anthropogenen Eingriffe in die Landschaft der westlichen Kölner Bucht erst ab 4000 a v.h. (im Übergang von der frühen zur älteren Bronzezeit) mit der Ablagerung des Kolluviums A (vgl. Abb. 22), jedoch werden geringfügige neolithische Bodenumlagerungen nicht ausgeschlossen. In den gleichen Zeitraum der älteren Bronzezeit fallen Datierungen der basalen kolluvialen Einheit nach BOENIGK & FRECHEN (1994) aus dem Elsbachtal (Tagebau Garzweiler). Nach WUNDERLICH (2000) beginnt die Kolluviation im untersuchten Gebiet östlich von Marburg im Endneolithikum und verläuft auch während der Bronzezeit auf relativ niedrigem Niveau. In der späten Eisenzeit und in der römischen Kaiserzeit nimmt ihre Intensität zu. Diese Beobachtung deckt sich mit den Ergebnissen u.a. von BORK et al. (1998), KADEREIT (2002), LANG (2003) und NILLER (2001). Diese Phase der Bodenerosion findet in der westlichen Kölner Bucht Ausdruck in der Ablagerung des Kolluviums B nach SCHULZ (2007). In der poströmischen Völkerwanderungszeit kommt es in weiten Gebieten Mitteleuropas zu einer morphodynamischen Stabilitätsphase verbunden mit einsetzender Wiederbewaldung und Bodenbildung, die bei feuchtem und niederschlagsreichem Klima zu einer starken Tiefenentwicklung der Böden führt (BORK et al. 1998, DREIBRODT & BORK 2005). SCHULZ (2007: 70) beschreibt für diese Phase die Entwicklung einer Braunerde mit kräftiger Humusanreicherung im Oberboden und Gefügebildung im Unterboden, ausgehend von der Oberfläche des Kolluviums B (vgl. Abb. 22).

Der Beginn der nächsten Erosionsphase wird in das Frühmittelalter gestellt. MEURERS-BALKE et al. (1999) belegen für diese Phase eine Zunahme der Ackerbauzeiger auf Kosten der Grünlandpflanzen im Pollenspektrum. Diese wird in Verbindung mit umfangreichen Rodungs- und Kultivierungsmaßnahmen der Karolinger gesehen. Dennoch kommt es nur zu geringfügigen Bodenabträgen (BORK et al. 1998), die erst im Hoch- und Spätmittelalter wieder deutlich zunehmen. Das Kolluvium C nach SCHULZ (2007) entspricht dem Früh- und Hochmittelalter, das Kolluvium D umfasst das Spätmittelalter und die frühe Neuzeit. Für das Spätmittelalter, insbesondere die erste Hälfte des 14. Jahrhunderts, lässt sich ein erhöhtes Aufkommen extremer Witterungsereignisse nachweisen (MEURERS-BALKE et al. 1999: 57). Diese äußern sich in verstärkter linienhafter Abtragung, die zur Bildung von tiefen Erosionsrinnen führen (vgl. BORK et al. 1998). SCHULZ (2007: 72) schreibt seine Rinnengeneration 1 dieser Phase zu und belegt über eine mehrfach gradierte Schichtung der Rinnenfüllung, die wiederum von kleineren Rinnen zerschnitten ist, dass sowohl die

Einschneidung als auch die Wiederverfüllung der Rinnen auf lineare, fluviale Prozesse zurückzuführen sind. Eine zweite Rinnengeneration wird in das mittlere 18. bis frühe 19. Jahrhundert gestellt. Den Abschluss der kolluvialen Sequenzen bildet regelhaft ein Kolluvium, das dem Industriezeitalter zugeschrieben wird. Oftmals erfasst die jüngste Phase der Bodenerosion in Lössgebieten flächenhaft den primär karbonathaltigen C-Horizont, so dass die jüngsten Kolluvien durch geringe Karbonatgehalte gekennzeichnet sind (Kap. 5) (vgl. auch FISCHER 2003).

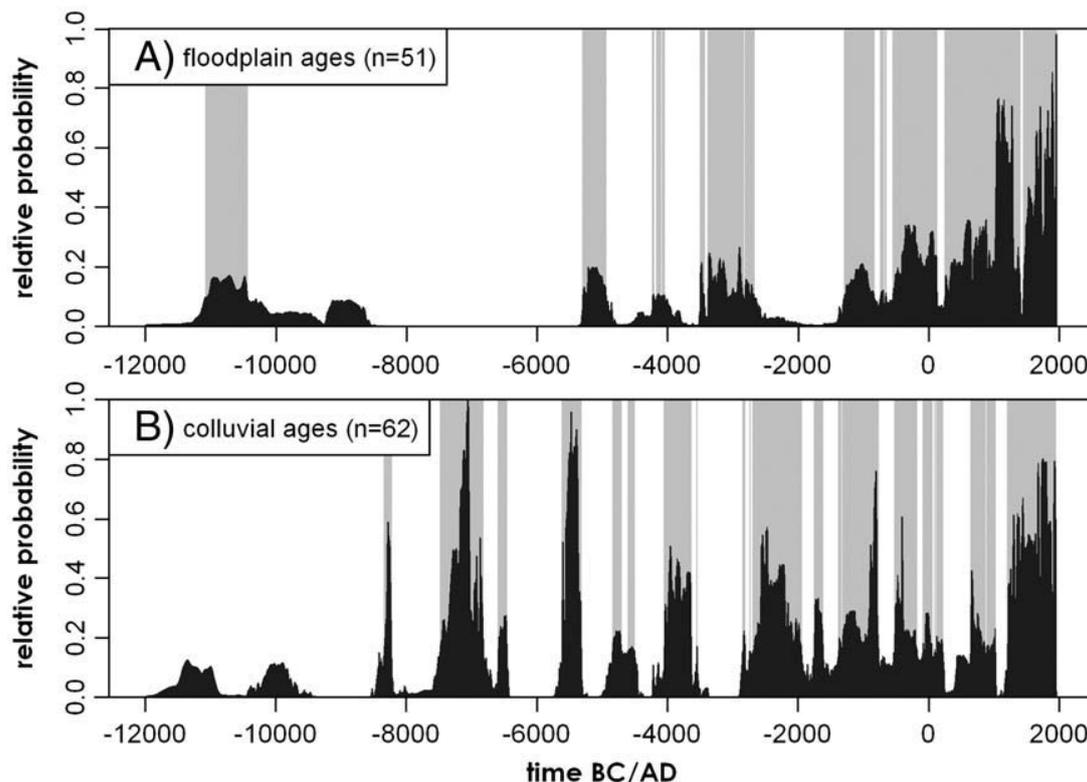


Abbildung 21: Normalisierte kumulative Wahrscheinlichkeitsdichte von A) 51 ^{14}C -Daten aus Auensedimenten und B) 62 ^{14}C -Daten aus kolluvialen Sedimenten. Es zeigt sich ein früheres Einsetzen der Akkumulation von Kolluvien im Vergleich zur Akkumulation von Auensedimenten (Hoffmann et al. 2008).

Insgesamt lässt sich damit festhalten, dass mit den Anfängen der ackerbaulichen Nutzung im Neolithikum auch mit dem Einsetzen lokaler Bodenumlagerungen zu rechnen ist. Der Beginn flächenhaft wirksamer Bodenerosion und die Ablagerung korrelater Sedimente in Form von mächtigeren Kolluvien sind ab der Bronzezeit zu fassen, die über die Eisenzeit und auch die römische Kaiserzeit an Umfang und Intensität gewinnen. Einer kurzen Phase der Reliefstabilisierung im Frühmittelalter, verbunden mit Bodenbildung und relativ geringfügiger Kolluviation, folgt mit dem Hoch- und Spätmittelalter eine weitere Phase

Jahre v/n Chr.	Kulturstufen nach KNÖRZER et al. 1999	Kolluviation in der westlichen Kölner Bucht nach SCHULZ 2007	Zonen ähnlicher Pollenzusammensetzung nach KALIS & MEURERS-BALKE in BRUNOTTE et al. 1994	Pollenzonen nach KALIS & MEURERS-BALKE in BRUNOTTE et al. 1994	Jahre BP	
1500 1300 900 460 0 50 250 700 1200 1900 2200 2800 3500 4400 4700 5000 5300	Neuzeit		E		2000 2650 5870 8140 10160 11420 12740 13240 13930 14430	
	Mittelalter	Spät-	RG 2	D		
		Hoch-	RG 1			Secale - Quercus
		Früh-		C		Fagus - Quercus
	römische Zeit		B			Quercus - Pinus
	Eisenzeit	jüngere				
		ältere				
	Bronzezeit	jüngere	A			Quercus-Tilia
		ältere				
		frühe	geringfügige Kolluviation kann nicht ausgeschlossen werden			Quercus - Corylus
	Neolithikum	End-				
		Spät-				
		Jung-				Ulmus - Tilia
		Mittel-				Fraxinus -Ulmus
	Mesolithikum	Alt-		keine Kolluviation		
			Ulmus - Corylus			
			Corylus - Pinus			
			Betula - Pinus			
			Pinus - Betula			
			Salix - Pinus			
Paläolithikum				Jüngere Dryas		
				Alleröd		
				Ältere Dryas		
				Bölling		
				Älteste Dryas		

Abbildung 22: Kulturstufen, Pollenzonen und kolluviale Einheiten in der Kölner Bucht (verändert nach SCHULZ 2007).

intensiven Bodenabtrags. Neben flächenhaft wirksamer Erosion tritt mit erhöhtem Aufkommen extremer Wetterereignisse phasenweise linienhafte Zerschneidung hinzu.

Das pleistozäne und im Frühholozän konservierte Ausgangsrelief steuert maßgeblich den Verlauf der Kolluviation im Sinne eines Kaskadensystems (vgl. NILLER 2001; HEINE et al. 2005). So werden zunächst morphologische Senken im Ausgangsrelief, wie Dellen und asymmetrische Täler, mit kolluvialem Material verfüllt. Erst im Anschluss an die Verfüllung dieser primären Senken wird ein Durchtransport in die lokalen Vorfluter und letztlich die Ablagerung von Auenlehmen möglich. Die sich daraus ergebende zeitliche Differenz zwischen der Ablagerung von Kolluvien an den Hangfüßen und Talböden im Vergleich zu den Auensedimenten fluvialer Systeme zeigt sich auch in einer Analyse der kumulierten Wahrscheinlichkeitsdichten von zugehörigen ^{14}C -Altern (Hoffmann et al. 2008, Abb. 21). Jedoch ist hier nicht klar ersichtlich, welche Art von ^{14}C -Daten (konventionelle oder AMS- ^{14}C -Daten) in die Berechnungen eingeflossen ist. Auch die Spitzen der kumulierten Wahrscheinlichkeitsdichten im Spätglazial und Frühholozän deuten darauf hin, dass hier nicht nur Daten aus kolluvialen Sedimenten im Sinne einer quasinatürlichen Genese eingegangen sind, sondern auch Hangsedimente, deren Ablagerung sich ohne menschlichen Einfluss vollzieht.

Eine raum-zeitliche Differenzierung bezüglich der Bildung von Kolluvien kann auch innerhalb von Dellen- und Talsystemen auftreten, bedingt durch ein Nebeneinander morphodynamisch aktiver und stabiler Hangbereiche (vgl. NILLER 2001: 32).

Der Begriff der Kolluviation wird in dieser Arbeit in Anlehnung an SCHULZ (2007: 83) verwendet und umfasst mit der Erosion, dem Transport und der Akkumulation alle Prozesse, die an der Bildung von Kolluvien beteiligt sind.

5. Untersuchungsergebnisse

Im folgenden Abschnitt werden die Geländebefunde vorgestellt und unter Einbeziehung der Labor- und Datierungsergebnisse interpretiert und diskutiert. Die Profile in den Trockentälern des Vinkenpützer Grundes (Karte 1, Tafel 1-5) und des Schelentals (Karte 1, Tafel 6-9) wurden quer zum Talverlauf angelegt, um die pleistozäne wie holozäne Hang- und Talbodenentwicklung zu erfassen. Gleichzeitig soll der Zusammenhang zwischen prälösszeitlichem Relief und der Mächtigkeit und Stratigraphie der Deckschichten unter Einbeziehung ihres reliefgestaltenden Charakters herausgestellt werden. Über die in den Bohrungen und Aufschlüssen erfassten Sedimente und Bodenbildungen werden Aussagen zur Morphogenese und Morphodynamik abgeleitet, die an ausgewählten Profilen über sedimentologische und geochronologische Untersuchungen ergänzt werden.

Den Beschreibungen der Einzelprofile ist in Ergänzung zur Karte 1 des Beilagenteils nochmals eine Detailansicht vorangestellt, auf der die genaue Lage der Bohrpunkte dargestellt ist (Abb. 23 und Abb. 30).

5.1 Relief- und Bodengense im Vinkenpützer Grund

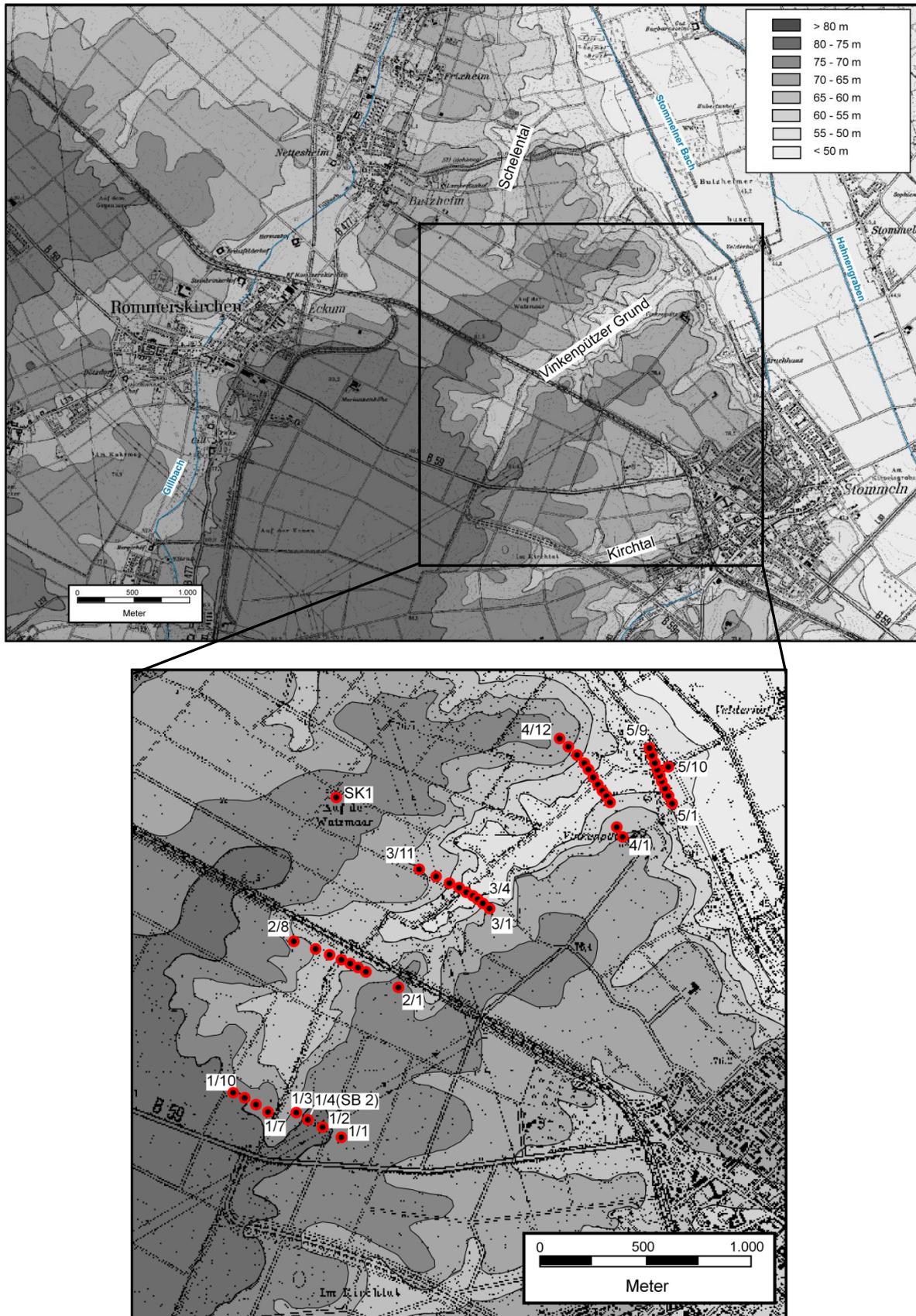


Abbildung 23: Lage der Bohrpunkte im Vinkenpützer Grund (die Bohrungen sind, sofern nicht beschriftet, fortlaufend nummeriert).

5.1.1 Profil 1

Das Profil 1 (Tafel 1, Abb. 23) erstreckt sich im Bereich des Talanfangs des Vinkenpützer Grundes von Südosten nach Nordwesten auf einer Länge von 750 m. Es ist durch eine NW-Asymmetrie gekennzeichnet. Der Talboden weist eine Breite von etwa 100 m auf. Der NW-exponierte und der SE-exponierte Hang sowie die anschließenden Hochflächenbereiche zeichnen sich durch einen sehr unterschiedlichen Sediment- und Bodenaufbau aus. So wurde in den Bohrungen 1/1, 1/2 und 1/4 bzw. SB2 eine reich gegliederte Deckschichtenfolge erbohrt, die eine Mächtigkeit von etwa 16 m erreicht und deren Liegendes von fluvialen Hochflutablagerungen gebildet wird. Bohrung 1/3 liegt in Mittelhangposition und erfasst nur noch den tieferen Teil dieser reich gegliederten Sequenz. Parallel zur Bohrung 1/4 wurde zwecks Gewinnung von unbelichteten Proben zur Lumineszenzdatierung (vgl. Kap. 3.3.3) die Bohrung SB2 durchgeführt. Diese Bohrungen liegen im Bereich der Wasserscheide, die das Einzugsgebiet des Vinkenpützer Grundes von dem südöstlich anschließenden Einzugsgebiet des Kirchtales trennt (vgl. Abb. 23, Karte 1).

Die Hochflutsedimente sind durch eine deutlich erkennbare Diskordanz von den hangenden Lössen abgesetzt. Die Grenze wird durch ein sandig-feinkiesiges Band gebildet, das sich über alle Bohrungen verfolgen lässt. Die Hochflutsedimente erreichen Mächtigkeiten > 11 m und sind neben einer Schluffdominanz und einem hohen Tongehalt im Korngrößenspektrum durch einen höheren Sandgehalt im Vergleich zu den hangenden Lössen sowie eine durchgängige Hydromorphie in Form von intensiver Bleichung gekennzeichnet. Die Terrassen- bzw. Quartärbasis wurde in diesem Profilbereich trotz einer maximalen Endteufe von 25 m (Bohrung 1/4) nicht erreicht. Die Hochflutsedimente werden den Mittelterrassen zugeordnet (vgl. Kap. 6).

Die Oberfläche der mittelterrassenzeitlichen Sedimente ist mit etwa $1,5^\circ$ nach Südosten geneigt. Sie liegt in Bohrung 1/1 bei 64,18 m NN und steigt zu den Bohrungen 1/2 und 1/4 auf 65,5 m NN an. Diese Neigung paust sich bis zur Wasserscheide an die rezente Oberfläche durch und lässt sich ebenfalls in der erfassten Deckschichtenfolge beobachten. Die Hochflutsedimente sind durch intensive Hydromorphie gekennzeichnet, die in südöstlicher Richtung deutlich zunimmt. Während in Bohrung 1/2 und 1/4 neben grau gebleichten Bereichen leuchtend rostrote Oxidation vorherrscht, zeigt in Bohrung 1/1 eine vermehrt grünliche Färbung neben grauen und rostgefleckten Bereichen diese zunehmende hydromorphe Überprägung an.

Das Hangende der Terrassensedimente wird durch ein Lösspaket gebildet, das eine Mächtigkeit von 2,2 m erreicht und schwach pseudovergleyt ist. Dieser Löss (Probe 22) ist durch einen sehr geringen Karbonatgehalt (0,8 %) gekennzeichnet und weist neben einem

deutlichen Korngrößenmaximum in der Grobschlufffraktion (57,9 %) einen Feinsandgehalt von 4 % auf (Abb. 24; Abb. 25).

In diesem Löss hat sich ein kräftiger Parabraunerde-Pseudogley entwickelt, dessen Oberbodenhorizonte erodiert sind. Der Bt-Sd-Horizont ist neben der leuchtend roten Färbung im Zuge der Pseudovergleyung durch einen hohen Tongehalt (35,7 %, Probe 20) und ein prismatisches Gefüge gekennzeichnet. Zum Liegenden geht er bei abnehmendem Tongehalt (24,0 %, Probe 21) in den Btv-Sd- Horizont über, während er zum Hangenden scharf abgegrenzt ist. Diese Grenze wird in Bohrung 1/1 von einem geringmächtigen Sandband begleitet, dessen Bildung im Zusammenhang mit der Abtragung der ursprünglichen Oberbodenhorizonte wahrscheinlich ist.

Der Bleichhorizont, hier als Sw-Horizont (Probe 19) angesprochen, ist hellgrau gefärbt (10YR 6/3) und mit 17,7 % deutlich tonverarmt im Bezug zum liegenden Bt-Sd-Horizont. Die relativ hohen Sandgehalte, besonders der Grobsandfraktion, sprechen für eine Beteiligung spülaquatischer oder solifluidaler Prozesse bei seiner Ablagerung, so dass er genetisch von den liegenden Horizonten zu trennen ist. Die hangende Humuszone (Ah-Horizont, Probe 18) zeigt in Form dünner, hellbraun-gelblich gefärbter Feinsandbänder ebenfalls Anzeichen einer postgenetischen Beanspruchung. Neben der kräftig dunkelbraunen Farbe und einem Tongehalt von 23,9 % weist dieser Bereich mit 0,34 %, abgesehen vom Pflughorizont, die höchsten Gehalte an organischem Kohlenstoff auf. Die so skizzierte Horizontabfolge Humuszone (Ah), Bleichhorizont (Sw), pseudovergleyter Tonanreicherungshorizont (Bt-Sd) und pseudovergleyter Verbraunungshorizont (Btv-Sd) lässt sich über die Bohrungen 1/1 – 1/4 (SB2) in konstanter Mächtigkeit und Ausprägung verfolgen.

Über der Humuszone wird eine Umlagerungsphase durch eine Fließerde repräsentiert (Probe 17), deren hoher Tongehalt (30,2 %) sowie 0,14 % an organischem Kohlenstoff darauf hindeuten, dass Bodenmaterial aus dem Liegenden in die Umlagerung mit einbezogen wurde. Der Karbonatgehalt in der Fließerde ist mit 1,12 % sehr gering und stellt vermutlich Sekundärkarbonat aus dem Hangenden dar. Über der Fließerde ist ein schwach rostfleckiger Löss erschlossen, der ein Wiedereinsetzen der äolischen Akkumulation bei anschließender hydromorpher Überprägung andeutet.

Dieser Löss (Probe 16, SB2-1) wird durch einen homogen grauen Nassboden (Probe 15) unterteilt. In den Korngrößenanalysen tritt der Nassboden im Vergleich zu den umgebenden Lössen durch geringfügig höhere Tongehalte (17,8 % gegenüber 15,0 % und 16,5 %) auf Kosten der Grobschluff-Gehalte und einen Karbonatgehalt von 13,9 % hervor. Die schwach rostfleckigen Lössen und der Nassboden sind durchgängig mit Kalk-Pseudomycelien durchsetzt.

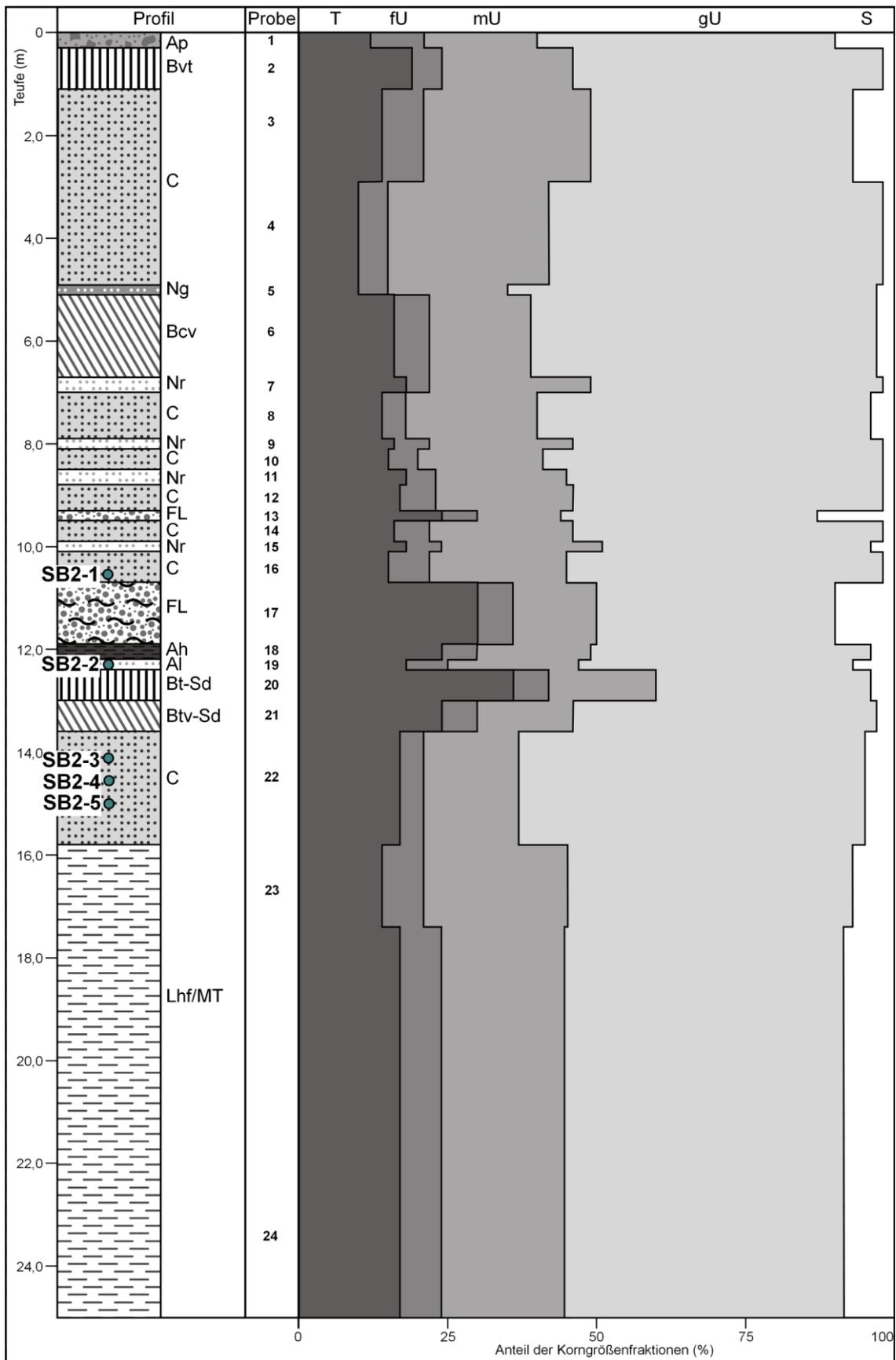


Abbildung 24: Korngrößenverteilung und Lage der Lumineszenzproben in Bohrung 1/4 (SB2).

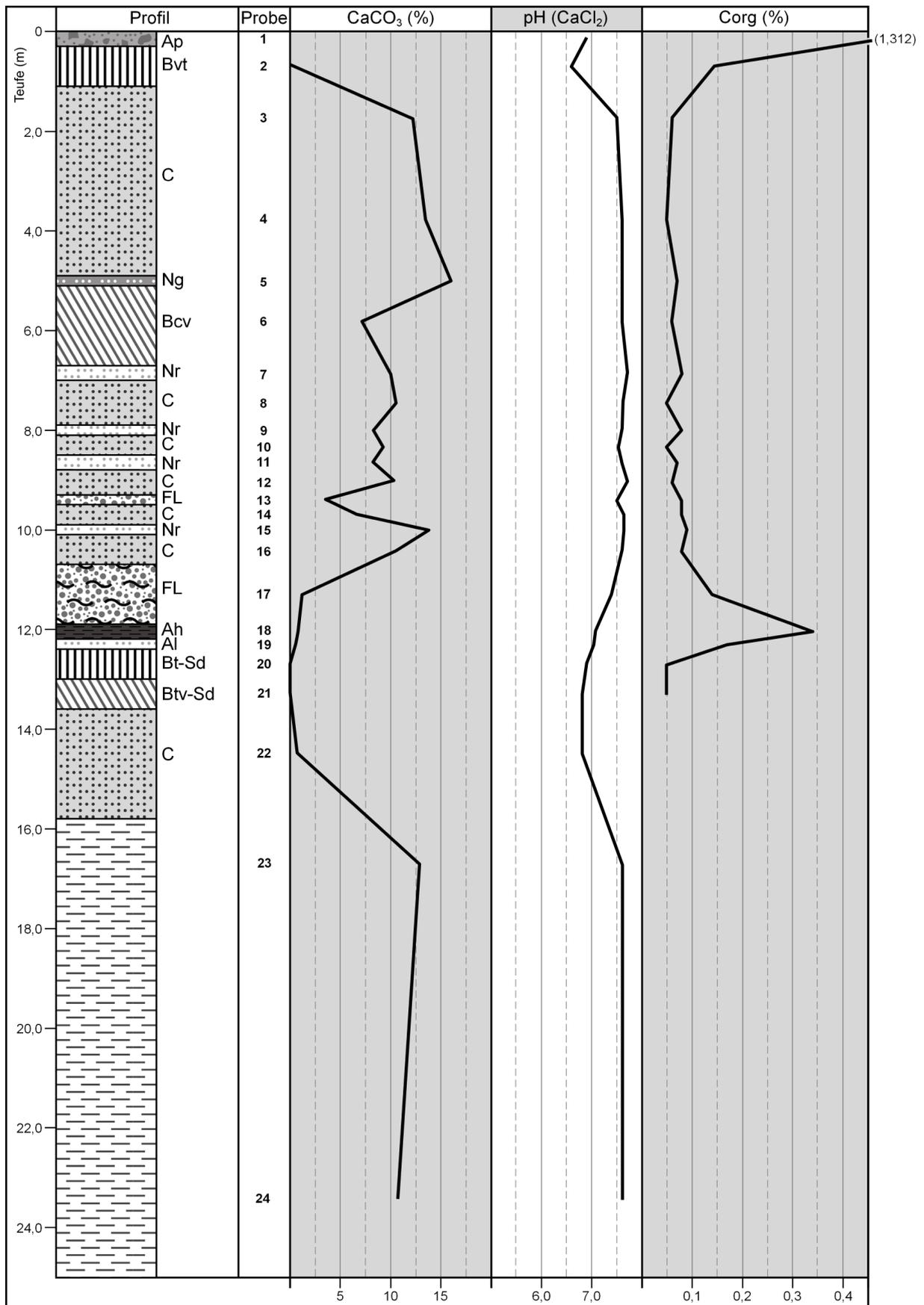


Abbildung 25: Ergebnisse der Karbonat-, Kohlenstoff- und pH-Wert-Bestimmung in Bohrung 1/4 (SB2).

Die anschließende, etwa 20 cm mächtige Umlagerungszone (FL, Probe 13) ist neben einer kräftig braunen Farbe (10 YR 5/4-5/6) durch einen relativ hohen Ton- und Sandgehalt (23,9 bzw. 14,2 %) gekennzeichnet. Die Lössen und der sie gliedernde Nassboden (Probe 14-16) keilen zur Bohrung 1/1 hin aus. Hier verzahnen sich die Fließerden und erscheinen in der Sonde nicht eindeutig differenzierbar. Am Top dieser solifluidalen Bildungen ist in Bohrung 1/1 ein deutlich abgegrenztes, schluffreies, feinkiesiges Band entwickelt, das auf spülaquatische Prozesse unter Einbeziehung von Terrassenmaterial hindeutet. Die Basis dieses Bandes könnte der Keldach-Diskordanz entsprechen, wobei die Abtragung häufig den liegenden Rocourt-Solkomplex erfasst (vgl. Kap. 4.1, 5.1.2).

Im Hangenden der Fließerden sind wiederum mehrere Lössen erschlossen, die durch drei homogen graue Nassböden gegliedert sind und am Top (Probe 6) einen bis zu 1,6 m mächtigen braunen Boden enthalten. Die Lössen (Probe 8, 10 und 12) sind stark karbonathaltig und durch ein deutliches Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich gekennzeichnet. Die sie untergliedernden Nassböden (Probe 7, 9 und 11) sind durchgehend grau gebleicht, ebenfalls stark karbonathaltig und weisen geringfügig höhere Tongehalte auf Kosten der Grobschluff-Gehalte sowie geringfügig erhöhte Kohlenstoffgehalte auf (Abb. 24, Abb. 25).

Der Bcv-Horizont ist durch eine deutliche Anreicherung von Sekundärkarbonat und durch einen leicht erhöhten Tongehalt (16,0 %) im Vergleich zum Hangenden gekennzeichnet, besitzt jedoch mit 57,6 % sein Korngrößenmaximum ebenfalls in der Grobschlufffraktion. Der liegende Nassboden (Probe 7) ist neben dünnen Kalk-Pseudomycelien mit feinkies-großen Lösskindeln durchsetzt. Diese Karbonatanreicherung unterhalb des Verbraunungshorizontes ist auf dessen primäre Entkalkung während der Pedogenese zurückzuführen.

Diesem relativ mächtigen Bcv-Horizont liegt unmittelbar ein Nassboden (Probe 5) auf, der durch eine diffuse Verteilung der hydromorphen Merkmale hervortritt und hier nach der von SCHIRMER (2000) vorgeschlagenen Terminologie (vgl. Kap. 4.1) als Nassboden des Haftnässepseudogley-Typs (Ng-Horizont) bezeichnet wird. Dieser Horizont ist ebenfalls mit Kalk-Pseudomycelien durchsetzt und weist mit 15,9 % den höchsten Karbonatgehalt im gesamten Profil auf. Die deutliche Ausprägung des Verbraunungshorizontes spricht für eine morphodynamisch stabile Phase, in der die Bodenbildung über die Entkalkung hinaus bis hin zur Eisenfreisetzung im Zuge der Oxidationsverwitterung angehalten hat. Die Nassböden hingegen stellen nur kurze Auftauphasen in morphodynamisch aktiven Phasen dar, die in einer Bleichung in der wassergesättigten Zone oberhalb des Permafrostes resultieren. Möglicherweise ist der so geschilderte Aufbau (Nr-Bcv-Ng) mit den (hier gestauchten) Böden der Eben-Zone korrelierbar, so dass an der Basis die Eben-Diskordanz zu vermuten wäre (vgl. Kap. 4.1).

Das Hangende wird von einem Löss (Probe 3 und 4) gebildet, der neben einer charakteristischen Farbe (10 YR 6/4-2,5 Y 6/4) durch einen hohen Karbonatgehalt sowie eine charakteristische Korngrößenverteilung gekennzeichnet ist. Eine feinere Untergliederung dieser Lössen in den Rammkernsonden konnte aufgrund der hohen Stauchungsbeträge nicht vorgenommen werden (vgl. Kap. 3.1). Aus dem Gesamtprofilaufbau ist jedoch eine allgemein oberweichselzeitliche Stellung anzunehmen. Ist im Liegenden die Eben-Zone erfasst, so wäre das Hangende dem spät-oberweichselzeitlichen Brabant-Löss zuzustellen.

Die hier vorgenommene Analytik des organischen Kohlenstoffs offenbart nur sehr geringe Schwankungen im gesamten Profil (max. 0,02 %). Ausnahmen bilden die Humuszone und die hangende Fließerde oberhalb des interglazialen Bt-Sd-Horizontes.

Insgesamt werden aus dem geschilderten Deckschichtenaufbau die Bedeutung von Diskordanzen, die durch Abtragungsphasen hervorgerufen werden, und die mit ihnen verbundenen Schwierigkeiten einer stratigraphischen Einordnung deutlich. Dabei ist die lokale Reliefkonfiguration (v.a. Hangneigung und -exposition, Basisdistanz) von zentraler Bedeutung hinsichtlich der Interpretation von Einzelprofilen.

Verglichen mit dem vorangehend beschriebenen Profilabschnitt der Bohrungen 1/1-1/4 weisen die Sedimente im Bereich der Bohrungen 1/7-1/10 einen gänzlich anderen Aufbau auf. Die Terrassenoberfläche liegt in Bohrung 1/10 bei 78,1 m NN und nimmt über 76,69 m NN in Bohrung 1/9 auf 72,21 m NN in Bohrung 1/8 ab. In der Tiefenlinie (Bohrung 1/7) liegt ihre Oberkante bei 64,99 m NN. Die Basis wurde nur in Bohrung 1/7 (61,69 m NN) und Bohrung 1/8 (65,01 m NN) erreicht. In Bohrung 1/7 besteht sie aus hellgrauen Mittel-Feinsanden, in Bohrung 1/8 sind diesen Sanden hellgraue bis violette Tone zwischengeschaltet. Diese Sedimente entsprechen den in Kapitel 2.2.1 beschriebenen Kölner Schichten aus dem Oberoligozän.

Durch die unterschiedliche Höhenlage der Terrassenoberfläche außerhalb der Tiefenlinie wird deutlich, dass die fingerartig in das Untersuchungsgebiet eingreifenden, höheren Niveaus mit einer absoluten Höhe von über 80 m NN einerseits durch Terrassenstufen hervorgerufen werden, andererseits aber auch in ihrer Gesamtheit aus Lössen, Lössderivaten und zwischengeschalteten Bodenbildungen unterschiedlicher Mächtigkeit aufgebaut sein können. Daraus wird deutlich, dass eine stratigraphische Zuordnung der Terrassen aufgrund der Reliefsituation nicht verlässlich ist. Der Terrassenhang ist in Bohrung 1/8 von einem schwach tonigen, schwach feinsandigen Schluff bedeckt, der karbonatfrei und stark pseudovergleyt ist. Dieses Sediment wird hier als pleistozänes Hochflutsediment angesprochen, da es in den liegenden Schotterkörper mit gradiertem Schichtung übergeht. Die Ablagerung muss also in Verbindung mit der Terrassenakkumulation gebracht werden. Ob es sich bei diesen

Sedimenten um ein zeitliches Äquivalent der Hochflutsedimente im südöstlichen Profilbereich handelt, muss hier offen bleiben. Es wird jedoch deutlich, dass eine Tiefschaltung der Terrassenbasis und der Terrassenoberfläche in südöstlicher Richtung stattgefunden hat. Die Terrassenoberfläche und der Terrassenhang sind von einer Fließerde bedeckt, deren Mächtigkeit in der Tiefenlinie auf 2,9 m zunimmt. Sie besteht aus einem sandigen Schluff brauner Färbung, in den Kiese eingearbeitet sind. Die hier wirksamen Prozesse periglazialer Abtragung haben neben Terrassenmaterial einschließlich der Hochflutsedimente vermutlich auch Löss und Bodenmaterial unterschiedlicher Zeitstellung in die Umlagerung mit einbezogen. Im Hangenden der Fließerde ist in diesem Profilabschnitt nur der letztglaziale Löss erhalten, der sich durch seine typische Farbe (10 YR 6/4-2,5 Y 6/4) und einen hohen Karbonatgehalt auszeichnet. In den Bohrungen 1/8, 1/9 und 1/10 wird er durch eine schwache Bodenbildung unterteilt, die an ihrer Basis einen Karbonatkonkretionshorizont enthält. Diese Bodenbildung ist durch eine diffuse Verteilung der hydromorphen Merkmale gekennzeichnet, die sich in einem Nebeneinander grau gebleichter und rötlich oxidiertes Bereiche äußert.

Diese Horizonte entsprechen dem gefleckten Nassbodentyp (Ng) nach SCHIRMER (u.a. 2000). Der Löss ist durchgängig mit Kalk-Pseudomycelien durchsetzt und weist eine leichte Rostfleckung auf. In Bohrung 1/10 ist er 3,4 m mächtig. Aus der intensiven Anreicherung von Sekundärcarbonat und dem Vergleich zum Profilaufbau des SE-exponierten Hanges und den anschließenden Hochflächenbereichen kann geschlossen werden, dass im Hangenden des Nassbodens eine kräftigere Bodenbildung stattgefunden hat, die entsprechenden Bodenhorizonte jedoch erodiert sind.

In der Tiefenlinie (Bohrung 1/7) geht er in einen Lösslehm über, der entkalkt und leicht pseudovergleyt ist. Der Lösslehm erreicht hier noch eine Mächtigkeit von 1,6 m.

Die jüngsten Lössen stellen das Ausgangssubstrat der spät- bzw. postglazialen Bodenbildung dar. In den Bohrungen 1/1, 1/4 und 1/10 ist die Parabraunerde durch die Abtragung derart stark gekappt, dass hier der Pflughorizont unmittelbar dem Bt (bzw. Bvt)-Horizont aufliegt. Lediglich in Bohrung 1/2 wurde ein geringmächtiger Bv-Horizont aufgenommen, der deutliche Hinweise auf Toninfiltration in Form von dünnen Bändern (Bv + Bbt-Horizont) aufweist.

Der Boden der Hochfläche ist auch in Bohrung 1/10 eine erosiv gekappte Parabraunerde, an deren Bt-Horizont sich bei abnehmendem Tongehalt der Bv+Bbt-Horizont anschließt. Im Hangbereich (Bohrung 1/8 und 1/9) sind die B-Horizonte gänzlich erodiert, so dass hier bodentypologisch eine Pararendzina mit Ap/elC-Profil vorliegt.

Dass die Abtragung bereits den karbonathaltigen Löss erreicht hat, spiegelt sich in den korrelierten Sedimenten der Abtragung in der Tiefenlinie wider. Die als Kolluvien abgelagerten Sedimente sind gegliedert in ein oberes, karbonathaltiges Kolluvium, das den Ap-Horizont trägt. Dieses besteht aus schwach tonigem Schluff brauner bis hellbrauner Färbung.

Im Liegenden schließt sich ein deutlich pseudovergleytes Kolluvium an, das einem Bht-Horizont aufliegt. Dieser Horizont stellt ein Relikt des Bodens dar, der vor Beginn der Kolluviation in den Tiefenlinien entwickelt war. Er ist durch einen hohen Tongehalt und ein polyedrisches Gefüge gekennzeichnet. Die Tonbeläge in den Grobporen besitzen eine kräftig dunkelbraune Färbung, die für eine Verlagerung von humoser Tonsubstanz sprechen. Dieses Phänomen wurde auch in den übrigen Querprofilen in den Tiefenlinien regelhaft beobachtet. Für die westliche Niederrheinische Bucht beschreibt SCHULZ (2007) ebenfalls Bht-Horizonte in den Tiefenlinien der untersuchten Trockentäler und ordnet sie einer Schwarzerde-Parabraunerde zu. Die erhöhten humosen Anteile in der verlagerten Tonsubstanz werden in Zusammenhang mit der Reliefposition der Tiefenlinien im Sinne einer Feuchtbodengenese (Humusbildung unter zeitweise anmoorigen Bedingungen) gesehen. Die Bht-Horizonte stellen somit keine klimagenetisch bedingten Horizonte dar. Wie in Kapitel 4.2 und 5.4 dargestellt, sollte eine anthropogene Beeinflussung auch für die Tiefenlinien nicht ausgeschlossen werden.

5.1.2 Ergebnisse und Interpretation der Lumineszenzdatierungen in Profil 1

Wie vorangehend dargestellt, wurden die von ihrer stratigraphischen Position her ältesten Löss im Hangenden der mittelterrassenzeitlichen Hochflutsedimente mit einer maximalen Mächtigkeit von 2,2 m aufgenommen. In den eigenen Vorarbeiten (FISCHER 2003) wurde die Hypothese aufgestellt, dass es sich bei den Lössen im Liegenden des kräftig entwickelten Parabraunerde-Pseudogleys um die jungsaalezeitlichen Wetterau-Löss des MIS 6 im Sinne SCHIRMERS (u.a. 2000, 2002a, 2002b) handelt. Die hangende Bodenbildung folglich in das Eem-Interglazial, der Bleichhorizont und die Humuszone in das Früh- bzw. Unterweichsel zu stellen sei, korreliert mit dem, hier nur unvollständig erhaltenen, Rocourt-Solkomplex nach SCHIRMER (MIS 5). Die Umlagerungszone, repräsentiert durch die Fließerde, sollte demnach mindestens in das späte Unterweichsel gestellt werden, analog zu schon früher vorgenommenen Beschreibungen aus anderen Lokalitäten (u.a. BRUNOTTE 1978, ROHDENBURG & MEYER 1966, SEMMEL 1968), der Löss im Hangenden der Umlagerungszone folglich mindestens in das frühe Mittelwürm (MIS 4).

Zur genaueren chronostratigraphischen Eingrenzung liegen nun die Ergebnisse der Lumineszenzdatierungen der Proben SB2-1 bis SB2-5 (Abb. 24; Tab. 5) vor. Die zugrunde liegenden Radionuklidgehalte sind in Tabelle 3, die ermittelten Dosisraten in Tabelle 4 dargestellt.

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
SB2-1 (FK)	10.8	2.94 ± 0.12	9.86 ± 0.97	1.32 ± 0.09
SB2-2 (FK)	11.8	3.02 ± 0.11	11.37 ± 1.01	1.31 ± 0.09
SB2-3 (FK)	14.1	2.84 ± 0.11	11.10 ± 1.00	1.56 ± 0.12
SB2-4 (FK)	14.4	2.94 ± 0.12	11.32 ± 1.01	1.37 ± 0.11
SB2-5 (FK)	14.7	3.11 ± 0.12	10.70 ± 0.96	1.30 ± 0.10

Tabelle 3: Radionuklidgehalte der Proben aus Bohrung 1/4 (SB2). Angegeben ist jeweils der 1-sigma Fehler.

Probe	Tiefe (m)	Wassergehalt gemessen (%)	Wassergehalt modelliert (%)	Dosisrate (Gy/ka)
SB2-1	10.8	11.5	15 ± 5	3.58 ± 0.50
SB2-2	11.8	13.4	15 ± 5	3.77 ± 0.54
SB2-3	14.1	14.4	15 ± 5	3.89 ± 0.54
SB2-4	14.4	14.3	15 ± 5	3.78 ± 0.52
SB2-5	14.7	11.1	15 ± 5	3.71 ± 0.53

Tabelle 4: Entnahmetiefen, Wassergehalte und Dosisraten der Proben aus Bohrung 1/4 (SB 2).

Probe	n	D _e (Gy)	overd. (%)	RSD (%)	Alter (ka)	fading corr.
SB2-1 (FK)	8	421.4 ± 25.6	0	3.4	117.6 ± 18.0	
SB2-2 (FK)	9	482.8 ± 29.6	0	6.6	128.0 ± 20.0	
SB2-3 (FK)	9	493.0 ± 32.3	0	7	126.8 ± 19.4	161.1 ± 30.4
SB2-4 (FK)	8	592.8 ± 48.2	11	14.9	156.9 ± 25.7	183.7 ± 35.1
SB2-5 (FK)	8	671.8 ± 52.5	13	17.6	181.0 ± 29.5	

Tabelle 5: Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und berechnete Modellalter in Bohrung 1/4 (SB 2)(FK: SAR-IRSL an polymineralischen Feinkornpräparaten).

Die Probenahme orientierte sich an der geschilderten Hypothese und sollte die vorgenommene Einstufung verifizieren. Die *fading*-korrigierten Alter (vgl. Kap. 3.3.6) der Proben SB2-3 und SB2-4 aus den Lösssedimenten im Liegenden der Bodenbildung ergeben ein Mindestalter von 161 ± 30 bzw. 184 ± 35 ka. Probe SB2-5, ebenfalls aus diesen Sedimenten, datiert auf 181 ± 29 ka, ist jedoch nicht *fading*-korrigiert, so dass hier ein entsprechend höheres Alter zu erwarten ist. Die bestimmten *fading*-Raten liegen in Probe SB2-3 bei 27,1 % (D_e ~ 490 Gy) und in Probe SB2-4 bei 20,0 % (D_e ~ 590 Gy).

Die Probe SB2-2 wurde aus dem gebleichten Horizont im Liegenden der Humuszone genommen und datiert *fading*-unkorrigiert auf 128 ± 20 ka, Probe SB2-1 aus dem Lösspaket im Hangenden der Umlagerungszone datiert *fading*-unkorrigiert auf 118 ± 18 ka. Dies bedeutet, dass basierend auf den geschilderten methodischen Grundlagen der angewandten Lumineszenzdatierung (Kap. 3.3) eine Korrelation der Abfolge mit Teilen des Rocourt-Solkomplex und der an seinem Aufbau beteiligten Sedimente eher unwahrscheinlich ist. In der Annahme, dass die berechneten Alter auch bei Anwendung der *fading*-Korrektur unterbestimmt sind, wird eine Zuordnung zu Teilen des von SCHIRMER erstmals 1999 beschriebenen Erft-Solkomplex (MIS 7) wahrscheinlicher. Datierungen an polymineralischen Feinkornproben aus dem Tagebau Inden, die im Rahmen einer großflächig angelegten Grabung (WW 124) einer mittelpaläolithischen Freilandstation (WW 2005/91) aus dem Bereich des Rocourt-Solkomplexes entnommen wurden, zeigen ebenfalls eine deutliche Altersunterbestimmung (mündliche Mitteilung Dr. A. Hilgers, Dr. H. Kels). Zentrales Anliegen der Datierungen war die Eingrenzung des Ablagerungszeitraumes der Fundschicht, die als gebleichte Umlagerungszone dem SdBt-Horizont des MIS 5e aufliegt. Vergleichend wurden hier mittels Isothermischer-Thermolumineszenz (ITL) Quarze datiert, die die vorgenommene Interpretation stützen und deutlich zuverlässigere Alter im Vergleich zu den IRSL-Altern liefern. Während das ITL-Alter unmittelbar unterhalb der Fundschicht auf 115 ± 14 ka datiert, liefert die IRSL-Datierung hier ein Alter von 52 ± 8 ka. Eine Probe im Hangenden der Fundschicht oberhalb der unterweichselzeitlichen Humuszonen datiert mittels ITL in Analogie zur stratigraphischen Aufnahme in das beginnende MIS 4 (70 ± 9 ka), wohingegen auch hier das IRSL-Alter eine deutliche Unterbestimmung aufzeigt (41 ± 7 ka) (HILGERS et al. in Vorb.).

Dieser Vergleich stützt nochmals die Annahme, dass die im Rahmen dieser Arbeit datierten Sedimente der beschriebenen Abfolge als präeemzeitlich einzustufen sind und die Datierungen oberhalb der kräftigen, interglazialen Bodenbildung eine frühweichselzeitliche Genese dieser Sedimente sehr unwahrscheinlich erscheinen lassen. Diese Ergebnisse zeigen zudem die Schwierigkeiten auf, die durch eingreifende Diskordanzen in den Profilen hervorgerufen werden. Eine Identifikation dieser ist an langen Aufschlußwänden, wie sie in den Tagebauen bestehen, wesentlich besser möglich (vgl. KELS 2007), als dies in Bohrungen der Fall ist.

Mit den Schwierigkeiten einer stratigraphischen Korrelation des IRSL-datierten Abschnittes ist zwangsläufig auch eine große Unsicherheit mit der stratigraphischen Interpretation der hangenden Sedimente und Böden verbunden (vgl. Kap. 5.1.1), so dass eine durchgängige Datierung, die im Rahmen dieser Arbeit nicht geleistet werden konnte, hilfreich wäre.

Abschließende sei hier bemerkt, dass durch die signifikanten Unterschiede innerhalb der *fading*-Raten selbst bei nicht zu großen Differenzen in den De-Werten in der vorliegenden Arbeit Abstand von einem Übertrag auf benachbarte Proben innerhalb der Profile genommen wird.

5.1.3 Profil 2

Im Gegensatz zu den Profilen 1, 3 und 4 ist das Profil 2 (Tafel 2, Abb. 23) durch einen schwächer geneigten NW-exponierten und einen stärker geneigten SE-exponierten Hang gekennzeichnet (SE- Asymmetrie). Das Profil erstreckt sich auf einer Länge von 650 m von Südosten nach Nordwesten. Der Talboden weist hier eine Breite von etwa 80 m auf.

Mit Ausnahme von Bohrung 2/4 konnten alle Bohrungen bis auf die Quartärbasis niedergebracht werden, die hier durchgängig von gut sortierten, hellgrauen Mittel- Feinsanden der Kölner Schichten gebildet wird.

Betrachtet man zunächst den Verlauf der Terrassenbasis, so fällt eine schwache Neigung der Basis nach SE auf, wie sie auch im tieferen Niveau der Terrassenoberfläche im Profil 1 festzustellen ist.

So liegt die Terrassenbasis in Bohrung 2/8 bei 64,84 m NN, in Bohrung 2/2 bei 63,49 m NN und in Bohrung 2/1 bei 62,61 m NN und entspricht damit der Basis der in Profil 1 (Bohrungen 1/7-1/9) erfassten Terrassensedimente. Der Verlauf der Terrassenoberfläche weist im Gegensatz zum Verlauf der Basis eine deutliche Neigung zur Tiefenlinie auf, und ist somit durch die Talbildung nach Akkumulation der Schotter überprägt worden. Im Gegensatz zu Profil 1 sind die Terrassensedimente in der Tiefenlinie erodiert. Die Quartärbasis hat hier eine Tiefschaltung von 5 m auf einer Distanz von etwa 1 km zwischen den Profilen 1 und 2 erfahren (61,69 m NN in Bohrung 1/7 zu 56,69 m NN in Bohrung 2/6). Damit kommt die Möglichkeit in Betracht, dass es sich bei den erfassten Niveaus der Terrassenoberflächen um Abtragungsflächen ein und derselben Terrasse handelt, einhergehend mit einer Erniedrigung der lokalen Erosionsbasis (vgl. Kap. 6). Dies entspricht teilweise der Vorstellung von BRUNNACKER et al. (1978), die für das Höhenniveau oberhalb von 70 m NN, bezogen auf die aktuelle Oberfläche, in diesem Bereich die Unterstufe der MT I vermuten. Das Eingreifen der MT II im Bereich der Mittel- und Unterhänge sowie in der Tiefenlinie kann jedoch nicht belegt werden (vgl. Abb. 9). Im Sinne von BOENIGK & FRECHEN (2006) sind die erfassten Terrassenschotter der MT 2 zuzuordnen, die lateral über ältere Schotter hinweg greift (vgl. Abb. 8).

In Bohrung 2/1 und 2/8 wurden an der Lössbasis Sedimente erbohrt, die als pleistozänes Hochflutsediment angesprochen werden. Diese schwach sandigen, schwach tonigen Schluffe leiten mit gradiertem Schichtung zu den Terrassenschottern über. Sie sind karbonatfrei und stark pseudovergleyt. PAAS (1961: 165) beschreibt ähnliche Bildungen auf den Haupt- und Mittelterrassen und deutet sie als autochthone Bodenbildungen. Demnach sind die Sande und Kiese im Verlauf mehrerer Interglaziale vor der Bedeckung durch den Löss durch intensive Bodenbildung zu braunlehmartigen, gelblichroten Interglazialböden verwittert. Die völlige Abstinenz von Fraktionen des Grobboden, der hohe Schluffanteil und die beobachtete gradierte Schichtung zum Liegenden hin lassen jedoch auf eine fluviatile Bildung bei abnehmender Fließgeschwindigkeit schließen. Eine postsedimentäre pedogene Überprägung ist damit nicht ausgeschlossen. Mit Ausnahme einer großflächigen Verbreitung, wie sie im Profil 1 beobachtet wurde, scheinen die Hochflutsedimente an Rinnenpositionen innerhalb der Schotterkörper gebunden zu sein. Das Hangende der Terrassensedimente bildet in Bohrung 2/1 und 2/2 ein geschichteter Schluff mit hoher Feinsandkomponente und hohem Karbonatgehalt, der als Schwemmlöss angesprochen wird. Zwischen diesem Schwemmlöss und den Terrassenschottern ist in Bohrung 2/3 und 2/4 eine braun gefärbte (10 YR 5/6) Fließerde eingelagert, die neben einem hohen Sandanteil Kiese enthält. Diese Fließerde lässt sich über die Bohrungen 2/5 und 2/6 weiter verfolgen und liegt hier unmittelbar den tertiären Sanden der Kölner Schichten auf. Die Terrassensedimente sind also vor Ablagerung der Fließerde und der hangenden Schwemmlösse gänzlich ausgeräumt, teilweise auch in die solifluidale Umlagerung mit einbezogen worden. In Bohrung 2/7 tritt im Liegenden des Schwemmlösses eine feingliedrige Wechselfolge von schluff-dominierten Schwemmlössen und Spülbändern in Form gut sortierter, Mittel- bis Grobsandlagen auf. Diese gut sortierten Sandlagen deuten auf ein hohes Ausmaß der Verspülung von Terrassensedimenten hin. Auf eine Ausräumungsphase, in der die Terrassenschotter zunächst abgetragen wurden, folgte ein zyklischer Wechsel von Schwemmlösssedimentation und Spülsedimenten, denen eine reliefausgleichende Wirkung zukommt. Anschließend wurde auch in diesem Bereich ein Schwemmlöss abgelagert, der dem des gegenüberliegenden Hanges entspricht. Die Oberflächenböden sind wiederum in dem Löss des letzten Hochglazials entwickelt, der hier Mächtigkeiten bis zu sechs Metern erreicht. Dieser Löss ist in Bohrung 2/1, 2/7 und 2/8 durch einen schwach entwickelten Nassboden (Ng) von etwa 20 cm Mächtigkeit gegliedert. In Bohrung 2/2 tritt Anstelle des gefleckten Nassbodens ein homogener grau gebleichter Nassboden (Nr) auf. Wie sich schon im Profil 1 gezeigt hat, ist auch in allen anderen Profilen eine Feinstratigraphie des jüngsten Lösses nur eingeschränkt durchführbar. Besonders in diesen, insgesamt sehr homogenen Lössen, treten sehr hohe Stauchungsbeträge in der

Rammkernsonde auf, so dass Mächtigkeitsangaben und Angaben über Ausmaß und Zahl der Bodenbildungen nur schwer zu treffen sind. Der eingeschränkte stratigraphische Wert von Nassbodenbildungen wurde bereits in Kapitel 4.1 dargelegt. Die Sedimente der Tiefenlinie zeigen einen ähnlichen Aufbau wie bereits im Profil 1. Der Ap-Horizont ist in einem karbonathaltigen Kolluvium entwickelt, das eine Mächtigkeit von 1,8 m erreicht. Im Liegenden folgt ein stark pseudovergleytes Kolluvium, wobei der unterlagernde Rest des ursprünglichen Bodens (Sd-Bht) als Staukörper wirkt. In dem karbonathaltigen Kolluvium wurde neben Holzkohle- und Brandlehmflittern auch Ziegelbruch dokumentiert.

Der gekappte Boden im Liegenden der Kolluvien lässt eine genauere Differenzierung als im Profil 1 zu. An der Basis des pseudovergleyten Kolluviums ist zunächst ein sehr stark toniger, dunkelbraun gefärbter Horizont entwickelt, der als Sd-Bht-Horizont bezeichnet wird. An diesen schließt sich ein stark toniger, brauner Horizont (Bt) an, der zum Liegenden in einen schwach tonigen Verbraunungshorizont mit gebänderter Struktur übergeht (Bv+Bbt). Die landschaftsgenetische Bedeutung dieses Profilaufbaus mit einem humosen Bt-Horizont über einem humusfreien Bt-Horizont wird in Kapitel 5.4 ausführlich aufgegriffen.

Das Ausgangssubstrat der Bodenbildung stellt ein sandstreifiger Schwemmlöss dar, der eine Mächtigkeit von 2,9 m erreicht. Die Bänderung im Bv+Bbt-Horizont wird hier verstärkt durch die Korngrößenunterschiede im Ausgangssubstrat.

Die Böden der Hänge und Hochflächen sind wiederum stark erosiv gekappt. In Bohrung 2/4 und 2/7 hat die Abtragung die B-Horizonte vollständig erodiert, so dass hier der Pflughorizont im karbonathaltigen Löss angelegt ist (kurz anhaltendes Brausen unter HCL-Zugabe) und hier somit eine unvollständig entkalkte Pararendzina vorliegt. In den Oberhangbereichen sind die Bt-Horizonte der Parabraunerden abgetragen, die Verbraunungshorizonte im Liegenden des Pflughorizontes zeigen eine deutliche Bänderung und werden als Bv+Bbt-Horizonte angesprochen. Lediglich in Bohrung 2/1 ist der Bt-Horizont der gekappten Parabraunerde noch in einer Mächtigkeit von 60 cm erhalten.

Im Bereich der Bohrungen 2/2 - 2/4 ist der Hang durch eine deutliche Treppe gekennzeichnet. Diese kann, im Zuge intensiver ackerbaulicher Nutzung, als anthropogen verursacht angesehen werden. So wird nach ROHDENBURG (1971: 262) auf deutlich geneigten Böschungen die Bildung von Hochrainen oder Ackerterrassenstufen durch das An- und Überpflügen von Bodenmaterial hervorgerufen. Durch das „Unterpflügen“ von Hängen kann gleichzeitig eine Aufwärtsverschiebung des Steilhanges verursacht werden. Somit wird hier eine anthropogen induzierte Veränderung des Talquerschnittes wahrscheinlich.

5.1.4 Profil 3

Das Profil 3 erstreckt sich über eine Länge von 400 m in SE-NW-Richtung. Die Asymmetrie ist in diesem Profil deutlich ausgebildet (Tafel 3). Der NW-exponierte Hang ist mit 20° im Mittel wesentlich stärker geneigt als der SE-exponierte Hang mit einer mittleren Neigung von 9° (NW-Asymmetrie).

Im Gegensatz zu den Profilen 1, 2 und 4 wird der NW-exponierte Hang nicht aus Lösssedimenten sondern aus Terrassensedimenten aufgebaut. Im Hangenden der Terrasse ist in Bohrung 3/1 lediglich eine 20 cm mächtige Fließerde rötlich-brauner Färbung erhalten. Der hohe Sandgehalt sowie die Geröllführung deuten auf intensive Einarbeitung der liegenden Schotter hin, der schwache Karbonatgehalt auf sekundäre Karbonatanreicherung aus dem Hangenden. Der Oberflächenboden ist hier nur 50 cm mächtig und weist unterhalb des Pflughorizontes einen schwach entwickelten (20 cm mächtigen) Bv-Horizont auf. Das Ausgangssubstrat stellt ein nur 50 cm mächtiger Schwemmlöss dar, der stark sandführend und stark karbonathaltig ist.

Mit Ausnahme der Bohrungen 3/7 und 3/8 wurden alle Bohrungen auf die Quartärbasis niedergebracht. Die Basis besteht auch hier aus gut sortierten Mittel- und Feinsanden grau-violetter Färbung. In Bohrung 3/1 befindet sich die Quartärbasis in einer Höhe von 58,42 m NN und nimmt über Bohrung 3/4 (57,12 m NN) auf 49,4 m NN in Bohrung 3/5 und 3/6 ab. In Bohrung 3/9 steigt sie auf 51,55 m NN an. Hier sind die Terrassensedimente gänzlich erodiert, so dass eine Fließerde unmittelbar den tertiären Sanden aufliegt. In den Bohrungen 3/10 und 3/11 ist die Quartärbasis wiederum identisch mit der Terrassenbasis und erreicht ein Niveau von 56,02 m NN (3/10) bzw. 56,89 m NN (3/11) und liegt damit etwa 1,5 m tiefer als in Bohrung 3/1. Der Aufbau des Terrassenkörpers deutet jedoch darauf hin, dass es sich, trotz der tieferen Basis im Bereich des nördlichen Hanges, um eine zeitlich äquivalente Akkumulationsphase handelt.

In Bohrung 3/1 stehen im Liegenden der Fließerde zunächst schwach kiesige Grob- und Mittelsande an. Diese liegen diskordant einem 30 cm mächtigem Tonhorizont auf, der mit gradiertem Schichtung wiederum in einen schwach kiesigen Grob- und Mittelsandbereich übergeht. Von der Quartärbasis bis zur Obergrenze des Tonhorizontes wird eine Mächtigkeit von 3,4 m erreicht. Der Schotterkörper im Hangenden des Tones erreicht eine Mächtigkeit von 2,4 m. Die beschriebene Schichtenfolge belegt eine mehrphasige Akkumulation des erfassten Terrassenkörpers.

In Bohrung 3/11 steht im Hangenden der tertiären Sande zunächst ein 1,8 m mächtiger Schotterkörper an, der ebenfalls mit gradiertem Schichtung in einen 20 cm mächtigen Tonhorizont überleitet, der nach seinen textuellen Eigenschaften dem Tonhorizont in

Bohrung 3/1 entspricht. Über diesem Ton folgt in Bohrung 3/11 unmittelbar eine Fließerde. Hinweise auf die Abtragung des dem Ton ursprünglich auflagernden Schotterkörpers liefern die Sedimente, die in den Bohrungen 3/6, 3/7 und 3/9 über einer basalen Fließerde erschlossen sind. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge von Schwemmlössen, Fließerden und Spülsedimenten, die eine Mächtigkeit von knapp sechs Metern erreichen. Die Schwemmlösse sind gelblich-hellbraun gefärbt, stark karbonathaltig und zeichnen sich durch einen hohen Feinsandgehalt aus. Die eingeschalteten Fließerden und Spülsedimente weisen wesentlich höhere Sand- und Kiesgehalte auf, die den anstehenden Terrassensedimenten zugeordnet werden können.

Nach Ablagerung der Terrassenschotter und vor Akkumulation der Schwemmlösse und Fließerden muss eine Ausräumungsphase erfolgt sein, die auf einer Breite von etwa 150m einen asymmetrischen Talquerschnitt mit breitem Talboden geschaffen hat. Lediglich in den Bohrungen 3/5, 3/6 und 3/7 wurden zwischen der basalen Fließerde und den tertiären Sanden etwa 40 cm mächtige Schotter erbohrt, die als umgelagertes Terrassenmaterial angesehen werden. Es lässt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Reliefkonfiguration und der Veränderung der lokalen Erosionsbasis herstellen. So wird die Terrassenbasis in Bohrung 3/1 im Vergleich zu Profil 2 um etwa 6 m tiefer gelegt, in Bohrung 3/10 und 3/11 um etwa 8 m, so dass hier ein eigenständiger Terrassenkörper ausgewiesen werden kann. Im Bereich der Tiefenlinie erfährt die Quartärbasis zwischen den Bohrungen 2/6 und 3/6 eine Tieferschaltung von 7 m. Verbunden damit ist ein Umschwenken des Talverlaufes aus nordnordöstlicher Richtung zwischen den Profilen 1 und 2 in nordöstliche bis östliche Richtung zwischen Profil 3 und der Niederterrasse. Dadurch wird offensichtlich, dass die Reliefentwicklung in den Talsystemen in starkem Maße an die Erzeugung neuer Erosionsniveaus in Verbindung mit der Entwicklung neuer (jüngerer) Terrassenflächen verbunden ist.

Den Abschluss der Wechselfolge aus Schwemmlössen und Fließerden als Beleg für die intensive Abtragung an den Hängen bildet ein durchgängig grau gebleichter Bereich, der sich über die Bohrungen 3/7, 3/8 und 3/9 verfolgen lässt und zunächst als Nassboden des Gley-Typs (Nr) angesprochen wurde. Jedoch zeigte sich in allen Profilen, dass die jüngsten, relativ homogenen Löss im Übergangsbereich zu Schichten anderer Korngrößenzusammensetzung stets Vernässungserscheinungen aufweisen, die mit einer Bleichung bei Wasserstau einhergehen. So wirken einerseits die Schichten mit höheren Tongehalten aufgrund des größeren Feinporenanteils wasserstauend, andererseits zeigt sich aber auch am Übergang der Löss zu grobporenen Sedimenten, wie den Terrassenschottern, eine starke Vernässung. Diese ist dadurch begründet, dass das Sickerwasser in den Poren der Löss zunächst mit relativ hohen Wasserspannungen gebunden ist. Erst bei vollständig wassergefülltem

Porenraum sinkt die Saugspannung so weit herab, dass das Wasser in den Schotterkörper infiltrieren kann. Damit bleibt die Frage offen, ob es sich bei dem beschriebenen gebleichten Bereich um einen Nassboden im eigentlichen Sinne handelt.

Im Hangenden der Terrassensedimente (Bohrung 3/10 und 3/11) schließen sich die oberweichselzeitlichen Löss an, die durch ihre Farbe (10 YR 6/4-2,5 Y 6/4) und ihren Karbonatreichtum gekennzeichnet sind. Besonders in den höheren Bereichen sind gelegentlich dünne, maximal 1-2 cm mächtige Sandbänder eingeschaltet, die für phasenweise auftretende Verspülung sprechen. Abbildung 26 zeigt anhand der Bohrung 3/11 die Kornsummenkurven des Tonhorizontes, der hangenden Fließerde und des Lösses.

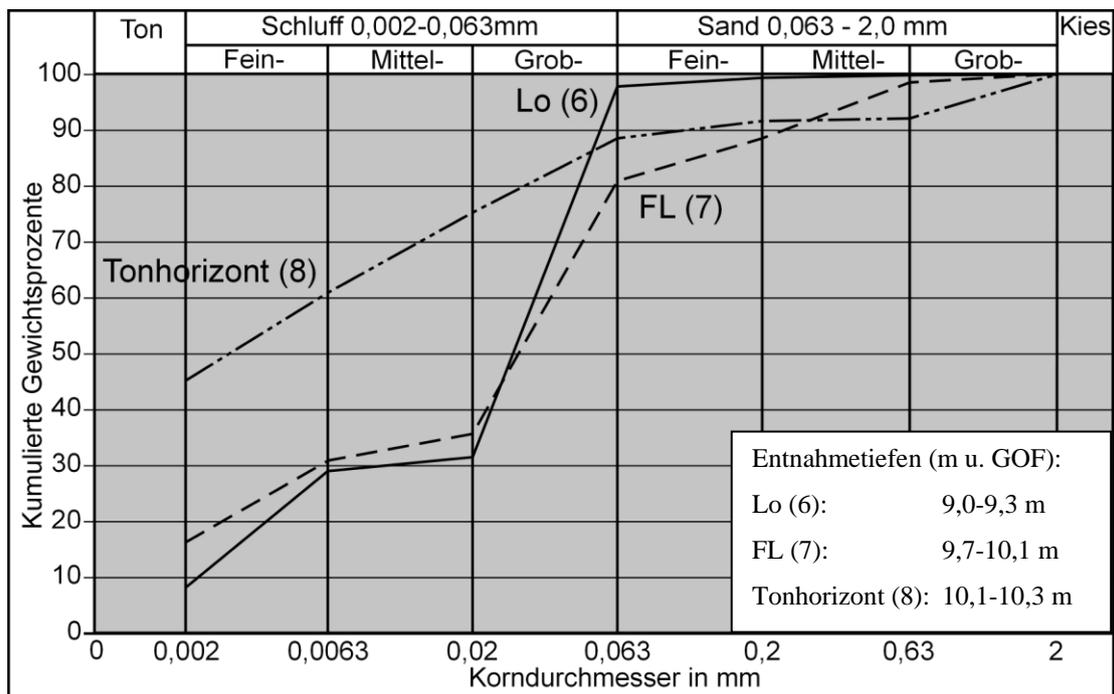


Abbildung 26: Korngrößenverteilung der Proben 6 , 7 und 8 aus Bohrung 3/11.

Die Löss zeigen die typische Sortierung mit einem deutlichen Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich (65,0 %). Der Karbonatgehalt liegt bei 12 %. In den Bohrungen 3/7, 3/8 und 3/9 treten die Löss im tieferen Bereich fein geschichtet in Erscheinung, so dass sie hier als Schwemmlöss angeprochen wurden. Die Fließerde weist zwar mit 45,4 % ebenfalls ein Maximum im Grobschluffbereich auf, ist jedoch durch einen hohen Sandanteil (19 %) gekennzeichnet. Der Karbonatgehalt geht in der Fließerde auf 3,5 % zurück. Die Befunde belegen, dass eine Phase mit reliefausgleichender Wirkung, repräsentiert durch die Fließerdebildung und die Schwemmlöss von einer reliefakzentuierenden Phase gefolgt wird. Letztere findet Ausdruck in der Ablagerung der mächtigen Löss, die maßgeblich das heutige Relief prägen und das Ausgangssubstrat der Bodenbildung an der Oberfläche darstellen.

Zudem lässt sich zeigen, dass syn- und postgenetische Verspülung in abgeschwächter Intensität zum Hangenden hin im gesamten Zeitraum der Lössablagerung auftritt. Neben dem überregionalen Klimageschehen wird schon hier die Bedeutung der Reliefkonfiguration für den Aufbau der Deckschichten deutlich.

Der Oberflächenboden in Bohrung 3/10 und 3/11 ist eine gekappte Parabraunerde mit Ap/Bt-Bv+Bbt/Cv/elC-Profil. Der Bt-Horizont in dem analysierten Profil (3/11) erreicht eine Mächtigkeit von 80 cm, der Bv-Horizont 50 cm und weist stellenweise eine schwache Bänderung auf (Bv+Bbt). Der Cv-Horizont ist mit 1,28 % Karbonat fast vollständig entkalkt und erreicht eine Mächtigkeit von 10 cm. Der Tongehalt liegt im Bt-Horizont bei 31,6 % und im Bv+Bbt-Horizont bei 27,3 %. Die Lössen unterhalb dieser gekappten Parabraunerde weisen in Form von Karbonatkonkretionen und Kalkpseudomycelien eine deutliche Anreicherung von Sekundärkarbonat auf.

Neben Bohrung 3/11 aus dem Bereich der Hochfläche wurde aus diesem Profil die Bohrung 3/5 in Tiefenlinienposition näher analysiert (Abb. 27, 28, 29).

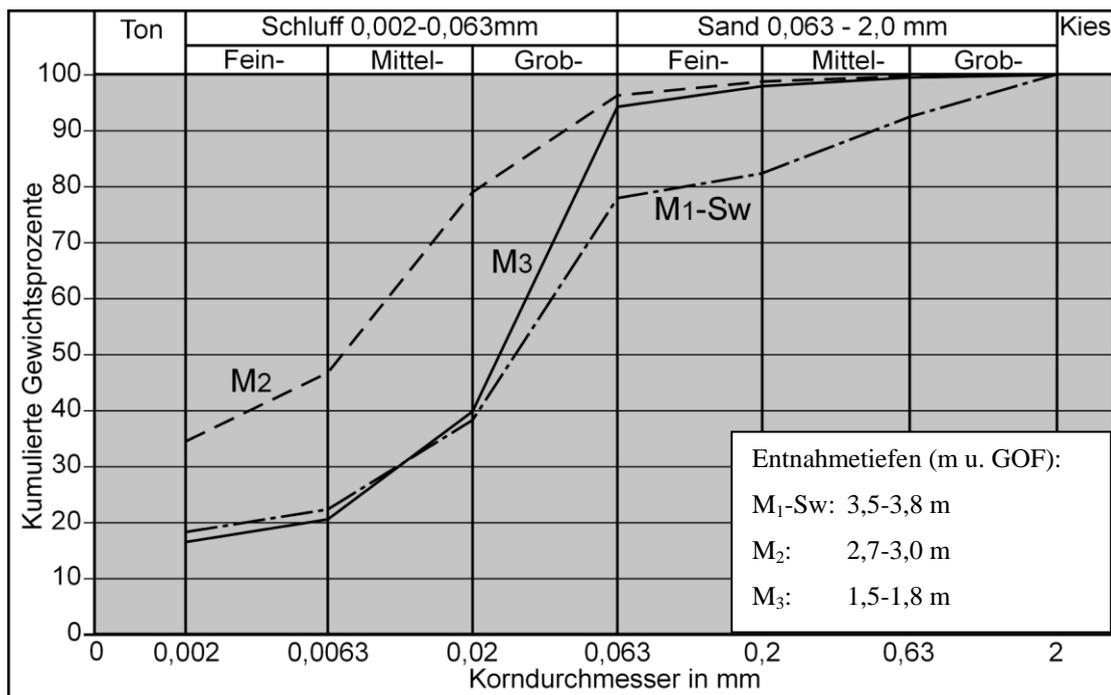


Abbildung 27: Korngrößenverteilung der Kolluvien in Bohrung 3/5.

Der Pflughorizont ist in einem karbonathaltigen Kolluvium (M₃) angelegt. Er ist entkalkt, besitzt einen Kohlenstoffgehalt von 1,12 % und der pH-Wert liegt mit 7,5 im schwach alkalischen Bereich. Das Kolluvium führt bei einem Karbonatgehalt von 0,6 % wenig Holzkohle und Ziegelbruch. Der Kohlenstoffgehalt liegt bei 0,16 %. Betrachtet man die

Korngrößenverteilung (Abb. 27), so fällt die Lössbürtigkeit dieses Sediments mit deutlichem Grobschluffmaximum auf.

Das liegende Kolluvium hingegen ist durch ein Maximum in der Tonfraktion (34,4 %) und einen hohen Mittelschluffgehalt (31,4 %) gekennzeichnet. Vom Hangenden (M_3) zum Liegenden (M_2) vollzieht sich ein leichter Farbwechsel von 10 YR 5/6 zu 10 YR 4/6, der Kohlenstoffgehalt nimmt um fast das Doppelte auf 0,32 % zu und der Karbonatgehalt beträgt, vermutlich durch sekundäre Zuführung, noch 0,33 % (Abb. 29).

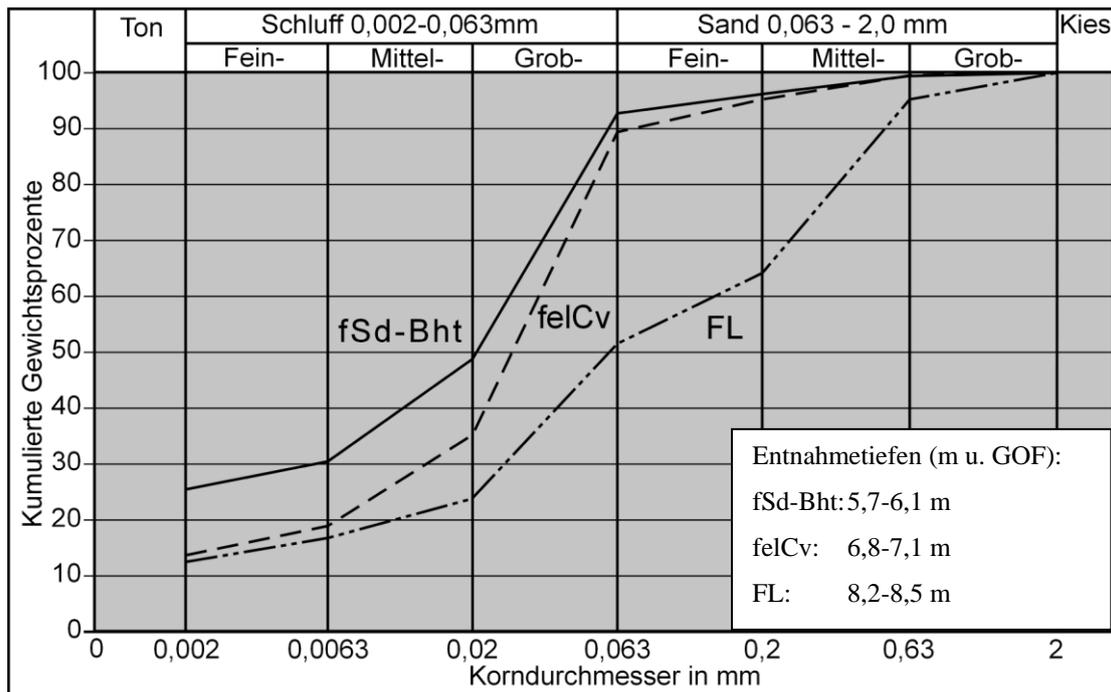


Abbildung 28: Korngrößenverteilung der Bodenhorizonte und der Fließerde in Bohrung 3/5.

Das basale Kolluvium (M_1 -Sw) erreicht eine Mächtigkeit von 2,3 m, ist entkalkt und hat eine starke Pseudovergleyung erfahren. Neben grau gebleichten Bereichen treten besonders dunkelbraun gefärbte Bereiche hervor, die stark manganführend sind.

Der nach unten anschließende Horizont ist ebenfalls hydromorph überprägt. Bei der Geländeansprache zeigten sich in diesem Horizont ein intensiv entwickeltes Polyedergefüge und ein erhöhter Tongehalt gegenüber dem hangenden Kolluvium, so dass dieser Horizont als fSd-Bht-Horizont angesprochen wurde. Dies wurde durch die Laboranalysen gestützt, die für den fSd-Bht einen Tongehalt von 25,4 % und für das Kolluvium einen Tongehalt von 14,9 % ergaben. Die dunklen Tonüberzüge sprechen auch hier für eine Verlagerung humoser Tonsubstanz, so dass die Ansprache des Bht-Horizontes an die bereits dargelegten genetischen Vorstellungen einer reliefbedingten Bildung geknüpft ist (Kap. 5.1.1).

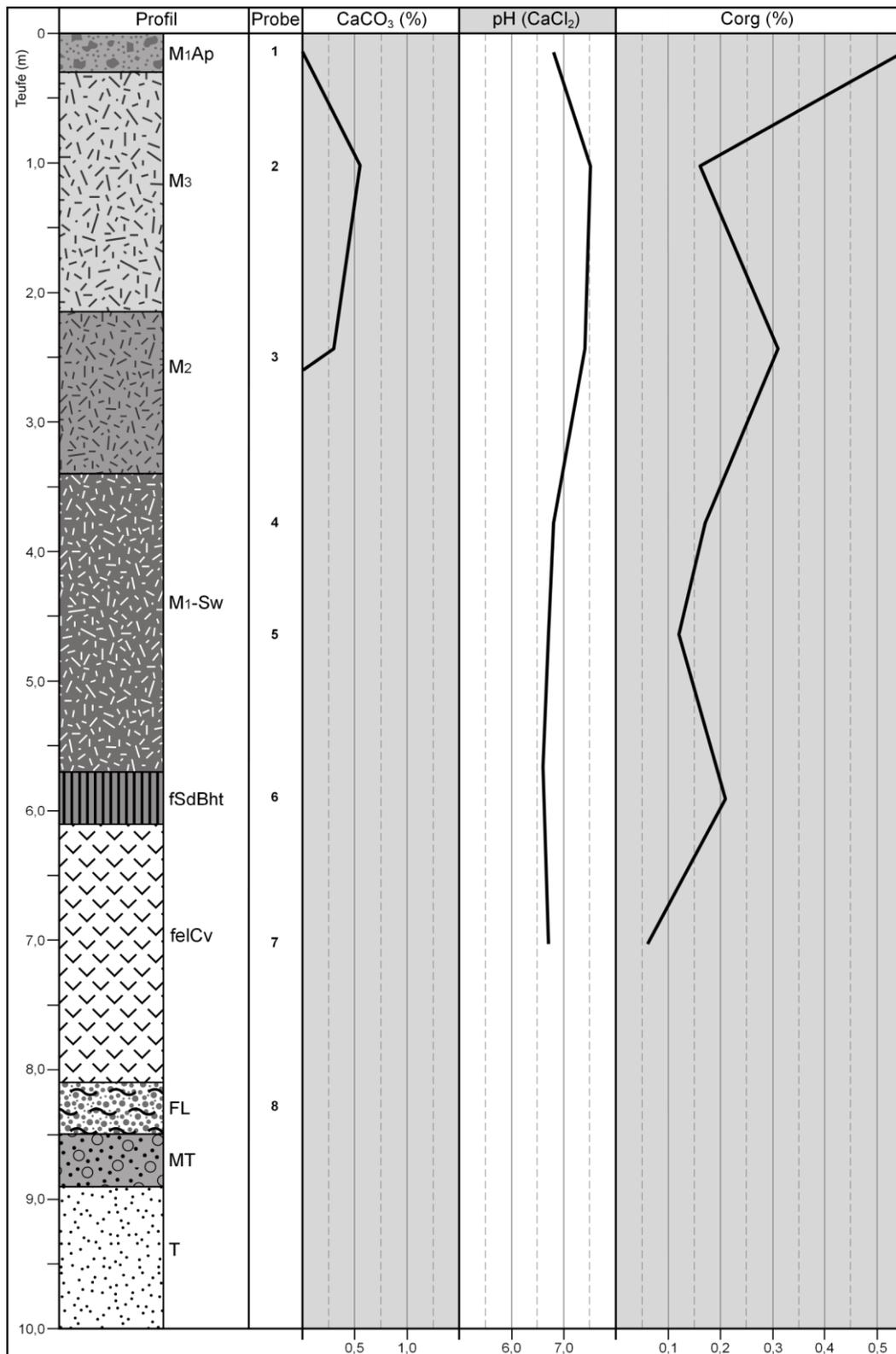


Abbildung 29: Karbonatgehalt, pH-Werte und organische Kohlenstoffgehalte in Bohrung 3/5.

Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung stellt ein schwach sandstreifiger Löss dar, der in der Tiefenlinie (Bohrung 3/5 und 3/6) zu einem entkalkten Lösslehm verwittert ist. In Bohrung 3/5 schließt sich eine geringmächtig entwickelte Fließerde und ein ebenfalls geringmächtiger Terrassenschotter an. Eine besondere Stellung nimmt in diesem Profil der M₂-Horizont ein,

der bereits von SCHULZ (1999) in einer Bohrung erfasst wurde. Die Tongehalte sind im Vergleich zu den Tongehalten der Bt-Horizonte der erodierten Parabraunerden deutlich erhöht. Während die Korngrößenzusammensetzung im basalen Kolluvium (M₁-Sw) möglicherweise in Verbindung mit der Abtragung der Oberbodenhorizonte (Ah- und Al-Horizont) gesehen werden kann, sollte das Kolluvium, das im Zuge der Abtragung der Bt-Horizonte gebildet wird, den Tongehalt dieser nicht überschreiten (vgl. KADEREIT 2002, SCHULZ 2007). Hinweise auf eine Tonmineralneubildung und damit eine Phase der Bodenbildung bei stabiler Oberfläche konnten in den Bohrungen nicht belegt werden, sind aber nicht auszuschließen. Eine weitere Möglichkeit wird in der Tonanreicherung bei sukzessiver „Verlandung“, wie sie in stehenden Gewässern zu beobachten ist, gesehen. Auch die erhöhten Gehalte an organischem Kohlenstoff bilden dabei keinen Widerspruch. Zudem kann in diesem Talabschnitt eine deutliche Weitung des Talbodens beobachtet werden, so dass eine Funktion als lokaler Zwischenspeicher in instabilen bzw. aktiven Phasen möglich erscheint.

5.1.5 Profil 4

Das Profil 4 (Abb. 23, Taf. 4) erstreckt sich von Südwesten nach Nordosten auf einer Länge von 600 m und ist durch eine deutliche Nordost-Asymmetrie gekennzeichnet. Der steile, mit bis zu 25° geneigte nordostexponierte Hang ist durch einen Grasstreifen befestigt und steht nicht unter ackerbaulicher Nutzung.

Die Quartärbasis wurde in den Bohrungen 4/3- 4/10 und in Bohrung 4/12 erreicht. Der Verlauf der Basis zeigt bereits einen deutlich asymmetrischen Querschnitt. In Bohrung 4/3 befindet sich die Unterkante des Schotterkörpers in einem Niveau 49,32 m NN und nimmt zur Bohrung 4/10 auf 39,20 m NN ab und stellt damit das tiefste Niveau in diesem Profil dar. Die Schotter in diesem Bereich sind nur in geringer Mächtigkeit von 80 cm erhalten. Sie weisen in den Bohrungen 4/5 bis 4/10 keine erkennbare Schichtung auf und enthalten eingearbeitetes Material aus dem Liegenden. Dies spricht für eine Umlagerung der Terrassensedimente im Bereich der Tiefenlinie. In den Bohrungen 4/1, 4/2, 4/11 konnten die vornehmlich stark kiesig und sandig ausgebildeten Terrassensedimente nicht durchteuft werden, so dass der genaue Verlauf der Basis nicht bekannt ist. Die Terrassenoberfläche liegt hier bei etwa 65 m NN. Bohrung 4/12 wurde bis auf die Quartär- bzw. Terrassenbasis niedergebracht. Diese liegt hier bei 51,40 m NN und damit in etwa in einem Höhenniveau mit der in Bohrung 4/3 erfassten Quartärbasis.

Damit hat zwischen den Profilen 3 und 4 eine weitere Tieferschaltung der Basis um 8-10 m stattgefunden. Die Terrassenoberfläche liegt jedoch in einem vergleichbaren Höhenniveau. Der Gliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) folgend ist eine Korrelation mit der MT 3 wahrscheinlich, deren Oberflächenniveau durch laterale Erosion über ältere Schotter im Liegenden hinweg greift. Nach BRUNNACKER et al. (1978) entsprechen die erfassten Sedimente, bezugnehmend auf die Basis und die Oberfläche der MT II und ihrer Unterstufe (vgl. Abb. 7, Kap. 2.2.2).

Die Sedimente im Hangenden der Terrasse sind durch einen Aufbau gekennzeichnet, der teilweise mit der Situation im Profil 3 vergleichbar ist. Durch eine kräftige, fluviale Ausräumungsphase sind die Terrassensedimente auf einer Breite von etwa 250 m weitgehend ausgeräumt worden. Die dadurch erzeugte Tiefenlinie lag etwa 100 m weiter nordöstlich als die aktuelle Tiefenlinie. Die Quartärbasis hat in ihren tiefsten Bereichen zwischen den Profilen 3 und 4 eine Tieferschaltung von etwas mehr als 10 m erfahren (49,45 m NN in Bohrung 3/6 auf 39,20 m NN in Bohrung 4/10). Diese erhöhte Basisdistanz muss sich zwangsläufig in verstärkter Abtragung widerspiegeln, die einerseits die Gesamtreliefkonfiguration des Talsystems von Südwesten nach Nordosten, aber auch die unmittelbar auf die Tiefenlinie eingestellte Entwicklung der Hänge erfasst, die in den Querprofilen dokumentiert ist.

Im Hangenden der Terrassensedimente ist in Bohrung 4/3 zunächst eine 1 m mächtige Fließerde erschlossen, die Material aus dem Liegenden in die Umlagerung mit einbezogen hat. Diese Fließerde lässt sich durch die aktuelle Tiefenlinie verfolgen und keilt zwischen Bohrung 4/6 und 4/7 aus. In Bohrung 4/3 ist in ihrem Hangenden ein 90 cm mächtiger, stark pseudovergleyter Horizont ausgebildet. Darüber ist eine feingliedrige Abfolge aus Schwemmlössen und Fließerden erschlossen, die den Terrassenhang bekleiden. In den Bohrungen 4/7 - 4/10 liegen diese Sedimente unmittelbar den Terrassensedimenten auf. Den Schwemmlössen und Fließerden sind gut sortierte Sand- und Kiesbänder zwischengeschaltet (vgl. Profil 3), die eine intensive Abspülung belegen. Durch den Wechsel von Fließerdebildung durch periglaziale Solifluktion, Lössbildung und Abspülung wird eine Akkumulationsphase belegt, die die präexistente Talform im Bereich des nordöstlichen Hanges verflachte, den südwestlichen Hang hingegen versteilte. Verbunden mit dieser Phase der Akkumulation erfolgt eine Tieferlegung der Terrassenoberfläche. Der so entstandene Talquerschnitt wurde durch die Ablagerung der hangenden Lössen, die sich neben der typischen Farbe (10 YR 6/4-2,5 Y 6/4) durch ihren Karbonatreichtum auszeichnen, konserviert. Der Unterhangbereich (Bohrung 4/7) erfuhr zudem eine Versteilung, die Tiefenlinie wurde deutlich nach Südwesten verlagert.

Die Böden der Hochflächen und Hänge stellen auch hier Parabraunerden dar, deren Profile durch die Bodenerosion stark verkürzt sind. So erreichen die Böden bis zur Entkalkungsgrenze eine maximale Entwicklungstiefe von 1,7 m (Bohrung 4/10). Der Bt-Horizont ist hier 50 cm, der Bv-Horizont 80 cm mächtig. In Bohrung 4/3 und 4/8 sind die B-Horizonte gänzlich erodiert, so dass Pararendzinen mit Ap/elC-Profil vorliegen. In der Tiefenlinie folgt im Hangenden der Fließerde als Relikt der autochthonen Bodenbildung ein 20 cm mächtiger, humoser Tonanreicherungshorizont (Sd-Bht). Die kolluviale Abfolge setzt über dem Sd-Bht-Horizont mit einem stark pseudovergleyten Kolluvium (M₁-Sw) mit einer Mächtigkeit von 1,1 m ein. Darüber folgt ein Kolluvium (M₂), das vermehrt Holzkohle und Brandlehmflitter führt und durch höhere Tongehalte bei einer Mächtigkeit von 1,8 m gekennzeichnet ist. Das hangende, schwach karbonathaltige Kolluvium (M₃), das die jüngste Abtragsphase repräsentiert, enthält neben zahlreichen Holzkohleflittern auch vermehrt Ziegelbruch. Aus den Bohrungen konnten aus diesem Kolluvium 40 cm unterhalb des Pflughorizontes mehrere Keramikscherben geborgen werden, die eindeutig neuzeitlich datieren. Es erreicht ebenfalls eine Mächtigkeit von 1,8 m und keilt zum südostexponierten Unterhang hin aus. Die Kolluvien, die im Vinkenpützer Grund erfasst wurden, lassen sich in den Rammkernsonden anhand ihrer sedimentologisch-pedologischen Merkmale deutlich in die vorgestellten Einheiten gliedern. Ihrer Ablagerung geht die Erosion der ursprünglichen Oberbodenhorizonte in der Tiefenlinie voraus. Der Beginn der Kolluviation lässt sich anhand der Bohrungen jedoch nicht näher fassen. Der Bodenerosion einerseits und der Ablagerung der Kolluvien andererseits kommt eine reliefausgleichende Wirkung zu, die die reliefakzentuierende Phase der Lössbildung ablöst. Zwischen diesen Phasen morphodynamischer Aktivität findet eine Stabilisierung der Oberfläche statt, die durch die Bildung der Parabraunerden auf den Hochflächen und in den Talböden gekennzeichnet ist. Die Bht-Horizonte sind deutlich an die Reliefpositionen der Tiefenlinien gebunden.

5.1.6 Profil 5

Das Profil 5 (Abb. 23, Tafel 5) erstreckt sich über eine Länge von 300 m in Nord-Süd-Richtung und erfasst neben dem kolluvialen Schwemmfächer, der sich etwa 250 m auf die ältere Niederterrasse erstreckt, die Bereiche, die dem Mittelterrassenhang unmittelbar vorgelagert sind. Der Verlauf der Quartärbasis, die mit Ausnahme der Bohrungen 5/2 und 5/4 in den übrigen Bohrungen erreicht wurde, weist eine deutliche Reliefierung mit seinem tiefsten Niveau im Bereich des Talausganges auf. Die Höhenlage der Quartärbasis ist hier

identisch mit dem in Profil 4 (Bohrung 4/10) erfassten Niveau und belegt eine Einschneidungsphase vor Akkumulation der Niederterrassensedimente.

Diese bestehen aus vorwiegend hellbraun bis rötlich-braun gefärbten Sanden und Kiesen, denen meist grau gefärbte Schlufflinsen eingeschaltet sind. In Bohrung 5/4 ist im Hangenden der Niederterrasse ein dunkelgrauer Tonhorizont erschlossen, der stark humos ausgebildet ist und als Mudde angesprochen wurde. Die Oberfläche der Niederterrasse war im Spätglazial und Frühholozän durch weit verzweigte Rinnensysteme gekennzeichnet (SCHIRMER 1995; BRUNOTTE et al. 1994), die im Relief der östlich anschließenden Bereiche noch deutlich erkennbar sind (Abb. 2). Am Übergang von der Mittel- zur Niederterrasse entstanden Nahtrinnen, in denen sich im Zuge der Verlandung unter Grundwassereinfluss im frühen Holozän Torfe ausbildeten (dies findet auch Ausdruck in dem Namen „Bruchhaus“ der südlich gelegenen Siedlung, Abb. 1).

Im Hangenden dieser stark humosen Rinnenfüllung lagerte sich ein weiterer Tonhorizont ab, in dem sich durch den Grundwassereinfluss ein Gley entwickelte. Der Reduktionshorizont ist deutlich vom Oxidationshorizont zu unterscheiden. Im sauerstoffarmen, ständig wassergefüllten Gr-Horizont herrschen permanent reduzierende Bedingungen. Durch den Sauerstoffmangel werden Eisen- und Manganverbindungen gelöst, die mit dem Grundwasser kapillar aufsteigen und unter Kontakt mit Sauerstoff im Go-Horizont zu Oxiden ausgefällt werden. Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998) verbleibt ein Teil des reduzierten Eisens und Mangans im Gr-Horizont und ruft die typische fahlgraue bis graugrüne oder auch blauschwarze Färbung hervor. Der Go-Horizont ist hier durch eine starke Rostfleckung und zahlreiche Mangankonkretionen gekennzeichnet.

Die Terrassensedimente und der Gley werden von Fließerden überlagert, die ausgehend von den Terrassenhängen der Mittelterrassen auf das Niederterrassenniveau ziehen. In Bohrung 5/3 und 5/4 fehlen diese Fließerden. Ihre Bildung ist in das Holozän zu stellen, da sie neben Terrassenmaterial der Hänge sowie umgelagertem Löss auch Ziegelbruch und Holzkohle führen. Im Gegensatz zu den Profilen 1-4 sind sie damit nicht unter periglazialen Bedingungen entstanden. Den Abschluss der Schichtenfolge bildet ein karbonathaltiges Kolluvium, das ebenfalls Ziegelbruch und Holzkohle enthält. Es erreicht die größte Mächtigkeit mit 3,7 m in Bohrung 5/4. Zu den Hängen der Mittelterrassen sind zunehmend Sande und Kiese in dem Kolluvium enthalten. Bodentypologisch sind die Oberflächenböden hier als Kolluvisole mit Ap/M/IIC-Profil anzusprechen.

5.2 Relief- und Bodengense im Schelental

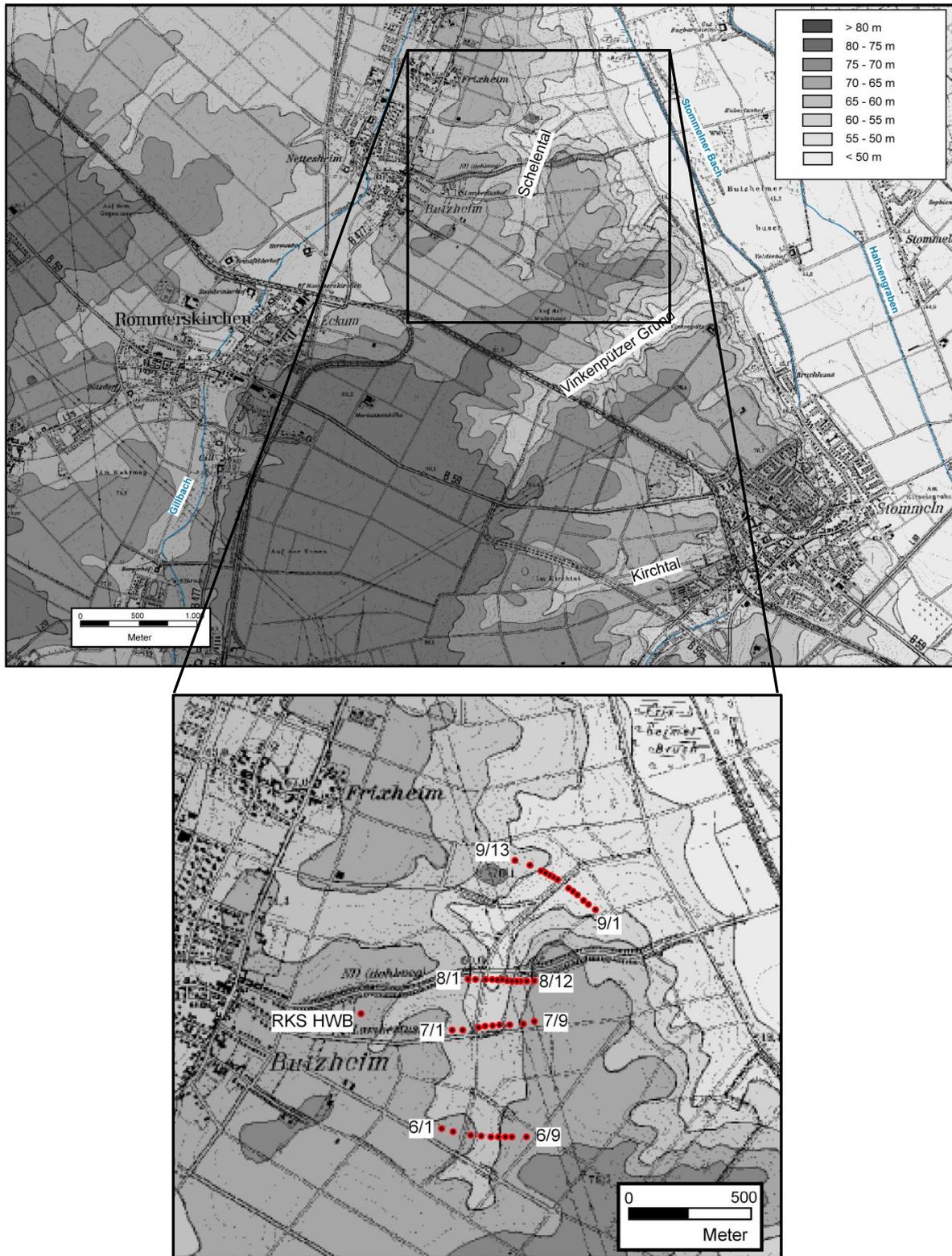


Abbildung 30: Lage der Bohrpunkte im Schelental (Bohrungen sind fortlaufend nummeriert).

5.2.1 Profil 6

Das Profil 6 erstreckt sich über 380 m von West nach Ost und erfasst den Oberlauf des Schelentals (Karte 1, Tafel 6, Abb. 30), der durch eine W-Asymmetrie gekennzeichnet ist. Die Quartärbasis wurde in diesem Profil nicht erreicht. Die Oberfläche der Terrassensedimente zeigt bereits einen deutlich asymmetrischen Verlauf, der sich in der Morphologie der aktuellen Oberfläche widerspiegelt. Ihr Niveau bei etwa 64 m NN in den Bohrungen 6/8 und 6/9 korrespondiert mit der Höhenlage der Oberflächen, wie sie in den Profilen 2, 3 und 4 im Vinkenpützer Grund erfasst wurde. Im Hangenden der fluvialen Sedimente wurde, wie auch im Vinkenpützer Grund, an der Lössbasis eine Fließerde aufgenommen, die eine maximale Mächtigkeit von 40 cm in Bohrung 6/9 erreicht und eine Abtragungs- bzw. Umlagerungsphase unter Einbeziehung des Liegenden repräsentiert.

Im Bereich des ostexponierten Hanges sind die basalen Löss schwach gebleicht und feingeschichtet und werden als Schwemmlöss angesprochen. Der darüber folgende Löss ist homogen ausgebildet und durchgängig durch eine schwache Rostfleckung und Kalkpseudomycelien gekennzeichnet. Die typische Färbung (10 YR 6/4) und der durchgängig hohe Karbonatgehalt sprechen für eine allgemein oberweichselzeitliche Genese.

Lediglich in Bohrung 6/2 konnte ein Nassboden des Gley-Typs (Nr) eindeutig abgegrenzt werden, der an seiner Basis von feinkies-großen Karbonatkonkretionen begleitet wird. Die Schwemmlöss erreichen eine maximale Mächtigkeit von etwa 1 m (Bohrung 6/1), der hangende Löss eine maximale Mächtigkeit von 6,8 m (Bohrung 6/1).

Die sehr steile Böschung zwischen den Bohrungen 6/5 und 6/6 ist gänzlich im Löss entwickelt. Insgesamt sind die Löss des westexponierten Hanges sehr homogen entwickelt und in den Rammkernsonden nicht genauer differenzierbar in Erscheinung getreten. Basale Schwemmlöss wurden hier nicht aufgenommen. Die maximale Lössmächtigkeit liegt bei 7,30 m in Bohrung 1/9.

In diesem Profil wird wiederum die Reliefwirksamkeit der oberweichselzeitlichen Löss deutlich. Das prälösszeitliche Relief erfährt durch die äolische Akkumulation eine wesentliche Akzentuierung, die an die ursprüngliche Konfiguration der Hänge angelehnt ist.

Die Oberflächenböden sind durch die Bodenerosion stark gekappt, so dass auch hier eine typische Erosionscatena dokumentiert ist. Die Parabraunerden gehen bei zunehmender Profilverkürzung in Braunerden über. Zur Tiefenlinie hin sind die B-Horizonte gänzlich erodiert. Im Gegensatz zu den Profilen des Vinkenpützer Grundes sind hier jedoch in Unterhangposition sowie oberhalb der steilen Böschung bereits geringmächtige Kolluvien entwickelt. Lediglich in Bohrung 6/9 konnte ein 15 cm mächtiger Al-Horizont aufgenommen werden, der durch eine Tongehaltsdifferenz von 6,7 % zum liegenden Bt-Horizont

gekennzeichnet ist. Der Bt-Horizont weist ein deutlich polyedrisches Gefüge bei typisch rot-bräunlicher Färbung auf. Zum Bv-Horizont nimmt der Tongehalt von 25,9 % (Bt-Horizont) auf 16,3 % ab (Abb. 31), einhergehend mit einem Wechsel vom Polyeder- zum Subpolyedergefüge. Die Entkalkungsgrenze liegt bei 1,8m unter GOF.

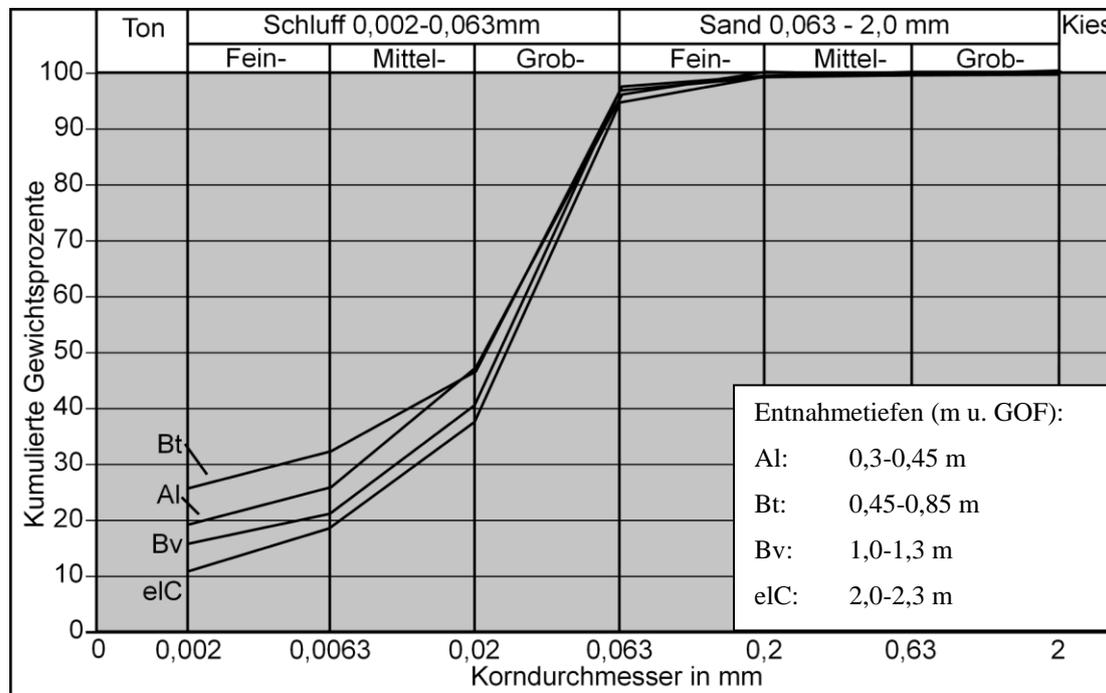


Abbildung 31: Korngrößenverteilung der Bodenhorizonte in Bohrung 6/9.

In der Tiefenlinie sind die Lössе gänzlich pedogen überprägt. Im Hangenden der Fließerde ist ein Bv-Horizont aus Löss entwickelt, dessen Korngrößenzusammensetzung mit dem Bv-Horizont der Oberhang- und Hochflächenpositionen vergleichbar ist (Abb. 32). Im Gegensatz zu allen anderen Profilen ist in der Tiefenlinie kein Bt-Horizont (bzw. Bht-Horizont) entwickelt.

Die erste fassbare kolluviale Akkumulation wird hier durch das Kolluvium M₁-Sw repräsentiert. Dieses ist durch einen schwach tonigen Schluff grau-brauner Färbung und eine schwache Pseudovergleyung gekennzeichnet. Im Hangenden schließt sich das deutlich karbonathaltige Kolluvium M₃ an, das in westliche Richtung großflächig auch den Unterhang bekleidet. Der Karbonatgehalt spricht für die Einbeziehung der anstehenden Lössе in die Abtragung. Die Kolluvien M₁-Sw und M₃ sind vergleichbar mit den entsprechenden kolluvialen Einheiten des Vinkenpützer Grundes (vgl. Abb. 27). Ein stärker toniges Kolluvium wurde hier nur in Bohrung 6/4 in rinnenartiger Position angetroffen. Die Anlage der Rinne im gänzlich karbonathaltigen Kolluvium M₃ spricht für eine junge Zeitstellung dieser. Der Tongehalt nimmt hier im Vergleich zum Hangenden und Liegenden deutlich zu

(Abb. 32). Hinweise auf eine phasenhafte Verfüllung oder eine Materialsortierung innerhalb der Rinne, wie sie beispielweise von SCHULZ (2007) (vgl. Kap. 4.2.2) beschrieben werden, wurden nicht festgestellt.

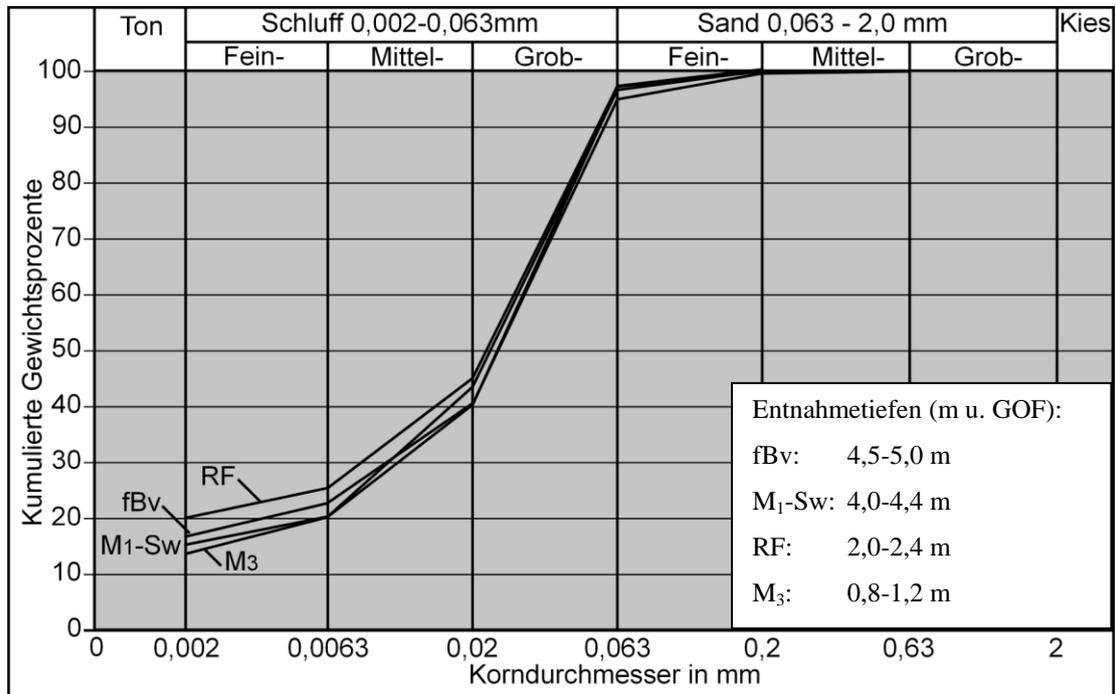


Abbildung 32: Korngrößenverteilung des fBv-Horizontes, der Rinnenfüllung (RF) sowie der Kolluvien in Bohrung 6/4.

5.2.2 Profil 7

Das Profil 7 erstreckt sich von West nach Ost auf einer Länge von 260 m im Mittelauf des Schelentals. Es ist durch eine West-Asymmetrie gekennzeichnet. Die Quartärbasis wurde in den Bohrungen 7/2-7/4 und in Bohrung 7/6 erfasst. Sie zeigt einen schwach welligen Verlauf und liegt im Mittel bei etwa 52 m. Damit lässt sich die Basis mit dem in Profil 4 (Kap. 5.1.5) dokumentierten Höhenniveau korrelieren, so dass es sich hier stratigraphisch um einen identischen Terrassenkörper handeln sollte.

Die Terrassenoberfläche erfährt vom Profil 6 zum Profil 7 in der Tiefenlinie eine Tiefschaltung um etwa 4 m (58,4 m in Bohrung 6/4 zu 54,6 m in Bohrung 7/5). Während sie im Bereich der Tiefenlinie leicht nach Westen geneigt ist, zeigt sie zwischen den Bohrungen 7/8 und 7/9 eine entgegengesetzte Neigung in östliche Richtung. Eine ähnliche Situation wurde auch im Profil 8 (vgl. Kap. 5.2.3) aufgenommen. Die unterschiedlichen Abdachungsrichtungen sind an Abtragungsphasen und die bestehenden Wasserscheiden im Terrassenrelief vor Einsetzen der Lössakkumulation gebunden.

Letztere setzt zwischen den Bohrungen 7/1 bis 7/3 mit einem schwach gebleichten, geschichteten Schwemmlöss ein. Im Hangenden sind wiederum sehr homogen entwickelte Lössе zur Ablagerung gekommen, die hier, wie im gesamten Arbeitsgebiet, die größten Mächtigkeiten erreichen (Bohrung 7/1: 7,40 m, Bohrung 7/9: 7,70 m) und in den Rammkernsonden nicht genauer differenzierbar in Erscheinung getreten sind. Lediglich eine schwache Bleichung im Zuge hydromorpher Überprägung kann an der Lössbasis im Übergang zu den Terrassensedimenten regelhaft beobachtet werden.

Auf die Gliederung der Lössе, die in zwei Aufschlüssen im Einzugsgebiet des Schelentals vorgenommen werden konnte, wird an späterer Stelle eingegangen (vgl. Kap. 5.3).

Die Oberflächenböden sowie die Sedimente und Böden der Tiefenlinie zeigen wiederum ein Bild, das sich als regelhaft erweist und mit den übrigen Profilen vergleichbar ist. In Oberhangposition (Bohrung 7/9) steht eine erosiv gekappte Parabraunerde an, deren Korngrößenverteilung in Abbildung 33 dargestellt ist.

Die relativ hohen Tongehalte im Pflughorizont (22,7 %) sprechen dafür, dass bereits der gesamte Al-Horizont und Teile des Bt-Horizontes im Ap-Horizont aufgegangen sind. Der Bt-Horizont ist neben einem Tongehalt von 29,7 % durch ein polyedrisches Gefüge und eine kräftig rot-braune Farbe (7,5 YR 4/6) gekennzeichnet. Er erreicht hier noch eine Mächtigkeit von 30 cm, im Liegenden folgt der Bv-Horizont, der homogen entwickelt ist.

Die Lössе als Ausgangssubstrat der Bodenbildung zeigen die typische Korngrößenverteilung mit einem deutlich ausgeprägten Grobschluffmaximum (60,7 %).

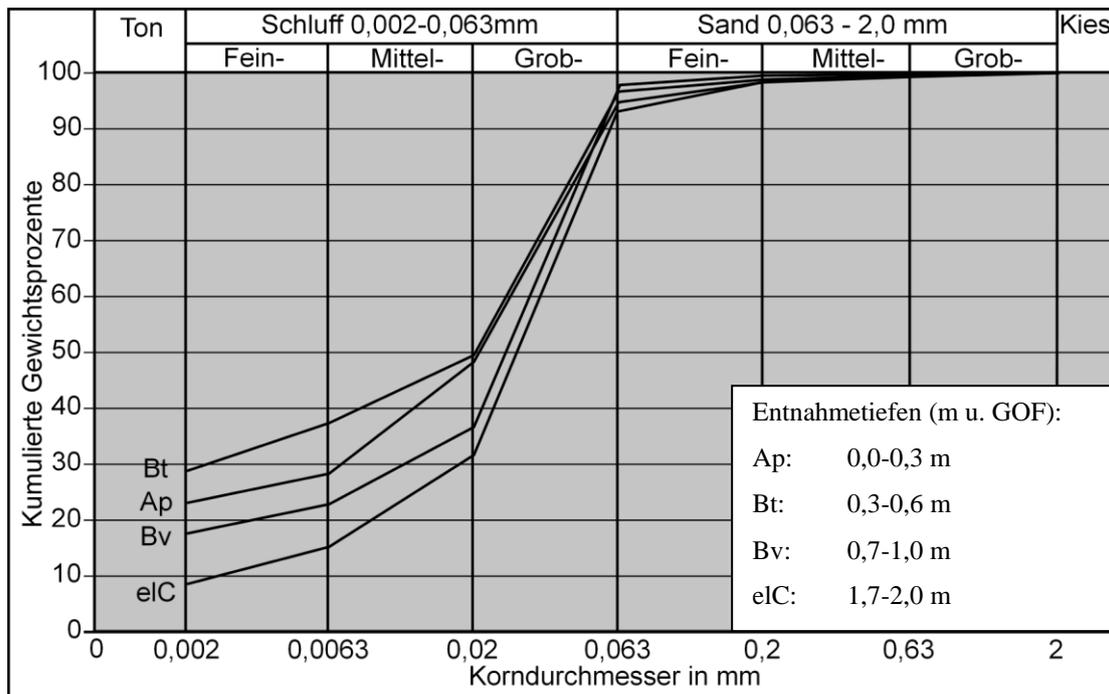


Abbildung 33: Korngrößenverteilung der Parabraunerde in Bohrung 7/9.

In der Tiefenlinie ist in dem basalen Schwemmlöss ein Bv-Horizont entstanden, der sich über die Bohrungen 7/5 bis 7/2 aus den tiefsten Bereichen bis in ostexponierte Unterhangposition verfolgen lässt.

Der hangende Sd-Bht-Horizont ist schwach pseudovergleyt und durch eine kräftig dunkelbraune Farbe im Zuge humoser Toninfiltration gekennzeichnet. Die Kolluvien erreichen eine Gesamtmächtigkeit von 4,90 m und zeigen zunächst eine regelhafte Abfolge von einer basalen, stark pseudovergleyten Einheit (M₁-Sw), die von dem weniger tonigen, karbonatfreien Kolluvium (M₂) überlagert wird (Abb. 34).

Die Schwankungen in den Tongehalten der im Untersuchungsgebiet erfassten basalen kolluvialen Einheiten (M₁-Sw, M₂) zeigen, dass nicht davon ausgegangen werden kann, dass sie regelhaft eine inverse Lagerung der erodierten Bodenhorizonte widerspiegeln, wie von SCHULZ (2007) für die untersuchten Dellen der westlichen Kölner Bucht beschrieben. Vielmehr muss davon ausgegangen werden, dass gerade in größeren Talsystemen in einer Abtragungsphase in Abhängigkeit zur Verlagerung der Wasserscheiden sowohl Ober- als auch Unterbodenhorizonte von der Bodenerosion erfasst werden können.

Das hangende Kolluvium M₃ gliedert sich in diesem Profil in zwei Abschnitte (M_{3a} und M_{3b}), die in Zusammenhang mit der Reliefentwicklung zu sehen sind. So ist der untere Abschnitt (M_{3a}) durch einen sehr hohen Sandgehalt (21,5 %) gekennzeichnet, der zum hangenden

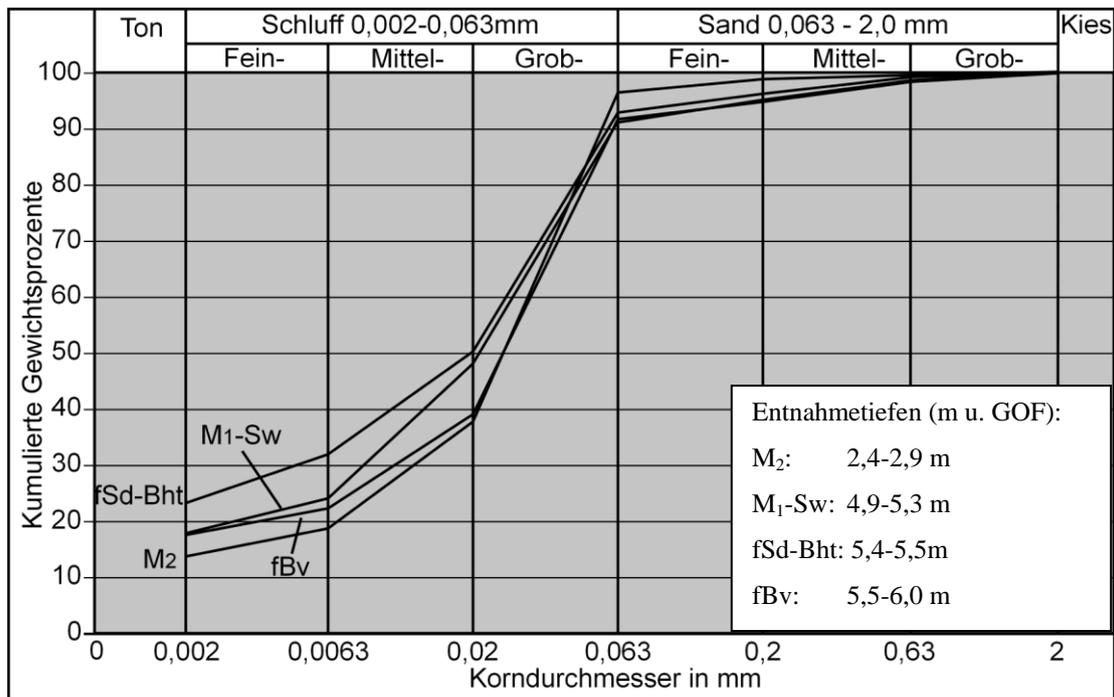


Abbildung 34: Korngrößenverteilung der fossilen Bodenhorizonte und der basalen Kolluvien in Bohrung 7/4.

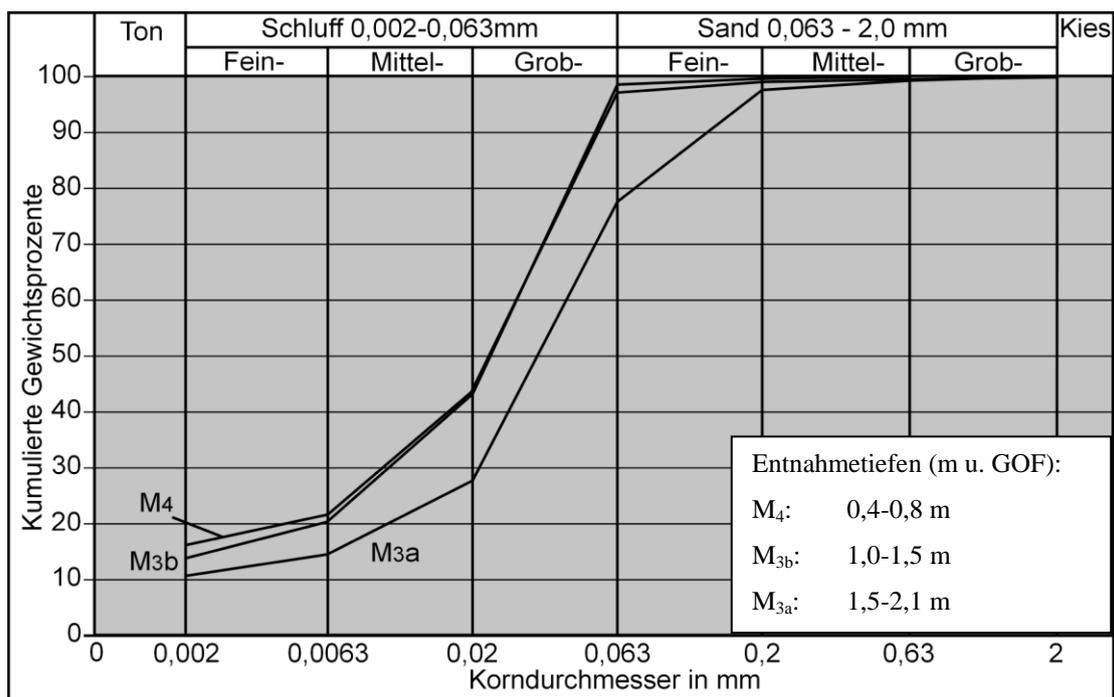


Abbildung 35: Korngrößenverteilung der Kolluvien M₃ und M₄ in Bohrung 7/4.

Abschnitt (M_{3b}) zu Gunsten einer deutlichen Schluffdominanz abnimmt (Abb. 35). Dies spricht dafür, dass neben der Abtragung von lössbürtigem Material Terrassensedimente aus dem zu dieser Zeit bestehenden Unterhang in die Verlagerung einbezogen wurden. In der Folgezeit greift die Abtragung auf den Mittelhang über und erodiert dort gänzlich die

anstehenden karbonathaltigen Lössen, so dass hier (zwischen den Bohrungen 7/6 und 7/7) aktuell ein Standort finaler Bodenerosion im Sinne von STEPHAN (2006) vorliegt. Dies äußert sich in diesem Bereich durch einen hohen Kies- und Sandgehalt im Pflughorizont. Das Kolluvium M₄ ist gegenüber dem Kolluvium M₃ durch einen höheren Tongehalt und eine vollständige Entkalkung gekennzeichnet. Es greift lokal begrenzt vom ostexponierten Unterhang auf die westliche Tiefenlinie über und steht vermutlich in Zusammenhang mit der Abtragung des in Unterhangposition erfassten Bv-Horizontes (Bohrung 7/2).

5.2.3 Profil 8

Das Profil 8 (Tafel 8) erstreckt sich von Westen nach Osten über eine Länge von 240 m und erfasst im Wesentlichen die Tiefenlinie und den östlich anschließenden Unterhang. Dieser ist zwischen den Bohrungen 8/6 und 8/12 im Mittel um 5° nach Westen geneigt. Im Profilbereich erfährt die Tiefenlinie eine deutliche Verbreiterung, die mit der Mündung eines westlich gelegenen Nebentälchens in das Haupttal verbunden ist (Karte 1).

Insgesamt wurden 12 Bohrungen durchgeführt, von denen fünf bis auf die Quartärbasis niedergebracht werden konnten (Abb. 30).

Der Verlauf der Quartär- bzw. Terrassenbasis bei etwa 50 m NN (50,7 m NN in Bohrung 8/1, 49,6 m NN in Bohrung 8/3, 50,3 m NN in Bohrung 8/7) stützt eine stratigraphische Korrelation mit dem in den Profilen 4 und 7 dokumentierten Terrassenkörper.

Die Terrassenoberfläche weist eine deutliche Reliefierung auf, die die aktuelle Oberfläche nicht widerspiegelt. Im Bereich der Tiefenlinie sind die Terrassensedimente bis auf eine maximale Restmächtigkeit von 2,45 m in Bohrung 8/3 nahezu ausgeräumt. Im Hangenden der Terrasse ist zunächst eine geringmächtige Fließerde entwickelt, die in Bohrung 8/2 von einem feingeschichteten Schwemmlöss überlagert wird, der gleichzeitig das Ausgangssubstrat der Bodenbildung im Bereich des Talbodens darstellt. Der westexponierte Terrassenhang ist mit einer Wechsellagerung von Schwemmlössen und Spülsedimenten bekleidet, wie sie im Mittel- und Unterlauf des Vinkenpützer Grundes (Profil 3 und 4) beschrieben wurde.

Unter der kolluvialen Bedeckung ist eine vergleichsweise mächtige, z.T. nur schwach erodierte Parabraunerde erhalten. So ist in den Bohrungen 8/1, 8/2 und 8/8 der Lessivierungshorizont (fSw-Al) erhalten, der sich durch eine Tongehaltsdifferenz von 6,6 % vom fSd-Bt-Horizont absetzt. Insgesamt erreichen die erhaltenen Horizonte der fossilen Parabraunerde eine maximale Mächtigkeit von 1,7 m. Stärkere Kappung haben die Bereiche zwischen den Bohrungen 8/3 bis 8/7 erfahren. Hier sind die fAl-Horizonte und Teile des fSd-Bt-Horizontes erodiert. Zusammen mit dem flach-welligen Verlauf der Obergrenze des fSd-

Bt-Horizontes wird damit eine erste Erosionsphase belegt, die auch in der Tiefenlinie die Oberflächenböden kappt.

Die im Hangenden abgelagerten Kolluvien erreichen eine maximale Mächtigkeit von 5,70 m und sind in 3 Einheiten gliederbar (M_1 -Sw, M_2 , M_3). Dabei nimmt der Tongehalt vom Hangenden zum Liegenden deutlich zu. Das Kolluvium M_1 -Sw ist durch seine Position oberhalb des fSd-Bt-Horizontes intensiv pseudovergleyt und ist auf die tieferen Niveaus innerhalb der Tiefenlinie beschränkt. Das Kolluvium M_2 füllt großflächig den Talboden aus, ist karbonatfrei und weist Tongehalte zwischen 19,8 und 21,4 % auf. Dies spricht für ein Übergreifen der Bodenerosion auf die B-Horizonte der umrahmenden Hänge.

In das Kolluvium M_2 sind zwischen den Bohrungen 8/3-8/6 zwei Rinnen eingeschaltet, die neben einem geringen Karbonatgehalt von 0,8 % durch einen relativ hohen Tongehalt von 20,4 % gekennzeichnet sind. Ihr genauer Verlauf ist aus den Bohrungen nicht zu rekonstruieren, dennoch spricht die Verfüllung für ein kräftiges, lineares Erosionsereignis, bei dem neben den Ober- und Unterbodenhorizonten auch der anstehende, karbonathaltige Löss angeschnitten wurde. Die größte Mächtigkeit erreicht das durchgängig karbonathaltige Kolluvium M_3 , das sich in östliche Richtung weit auf den Unterhang erstreckt. In Bohrung 8/12 liegt es unmittelbar den stark karbonathaltigen oberweichselzeitlichen Lössen auf. Diese kolluviale Einheit, die die jüngste Abtragsphase repräsentiert, ist durch ein Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich und geringe Tongehalte gekennzeichnet und damit den oberweichselzeitlichen Lössen sehr ähnlich.

5.2.4 Profil 9

Das Profil 9 (Tafel 9) erstreckt sich über eine Länge von 400 m von Südosten nach Nordwesten und erfasst den Übergang von den Mittel- zu den Niederterrassen. Dieser gesamte Bereich ist im Untersuchungsgebiet durch eine starke Zerlappung in Form rückschreitend in die Mittelterrassenflächen eingreifender tieferer Niveaus gekennzeichnet. Außerhalb der Trockental- und Dellensysteme werden im Mittel Hangneigungen von 7-15°, in Extremfällen auch Hangneigungen > 25° erreicht. Die starke Zergliederung der Mittelterrassenkante im Übergang zu den Niederterrassen äußert sich auch in dem hier angelegten Profil.

Die Quartärbasis liegt in Analogie zu den Profilen 4, 7 und 8 in einem Niveau von etwa 50 m NN. Zwischen den Bohrungen 9/2 bis 9/5 ist die Terrasse bis auf die Quartärbasis vollständig ausgeräumt, dabei greift die Einschneidung jedoch nicht über das Niveau der Terrassenbasis hinweg. In der Morphologie der aktuellen Oberfläche äußert sich diese Rinne

im Terrassenkörper in Form einer schwach entwickelten Muldenstruktur, deren Längsgefälle in Annäherung an die Niederterrasse zunimmt. Im Bereich des aktuellen Talbodens im Unterlauf des Scheletals hat die Quartärbasis im Bezug zu ihren südöstlich und nordwestlich dokumentierten Niveaus eine Tieferschaltung um 5 m erfahren, die Terrassensedimente sind auch hier vollständig erodiert. Derselbe Tieferschaltungsbetrag von 5 m ist auch zwischen den Profilen 8 und dem hier beschriebenen Profil im Bereich der Tiefenlinie zu ermitteln. Zwischen diesen beiden Profilen vollzieht sich zudem ein Umschwenken des Talverlaufs aus nordnordöstlicher in nordöstliche Richtung, das in Zusammenhang mit der Veränderung der Lage und Höhe der lokalen Erosionsbasis gesehen wird. Im Hangenden der tertiären Kölner Schichten sind sowohl im Bereich des Talbodens als auch in der Rinnenstruktur zunächst Fließerden entwickelt, die neben einer deutlichen Schluffkomponente Terrassensedimente enthalten. Diese werden auch hier als erster Beleg für eine periglazial-solifluidale Umlagerung unter Einbeziehung der Terrassensedimente angesehen. Diese Fließerden besitzen im gesamten Untersuchungsgebiet nur eine geringe Reliefwirksamkeit, die sich in einer mäßigen Abtragung an den Hängen und einer ebenso geringfügigen Aufhöhung der Talböden widerspiegelt.

An der Rinnenbasis ist die Fließerde stark karbonathaltig, was für eine starke Einbeziehung von Lössen in die Umlagerung spricht. Letztere sind auf dem nordwestexponierten Hang gänzlich erodiert, so dass hier die Terrassensedimente unterhalb des Pflughorizontes anstehen. In Rinnenposition sind hingegen bis zu 4,10 m mächtige, karbonathaltige und feinsandstreifige Schwemmlösse erhalten. Sie stellen hier das Ausgangssubstrat der Bodenbildung dar. Am südostexponierten Hang erreichen die Schwemmlösse eine Mächtigkeit von 7,5 m (Bohrung 9/12) und werden von relativ homogenen, in den Bohrungen nicht genauer differenzierbaren, stark karbonathaltigen Lössen mit einer Mächtigkeit von 7,6 m überlagert. Basierend auf den im folgenden Abschnitt (Kap. 5.3) dargestellten Lumineszenzdatierungen können die Schwemmlösse und Lössen im weitesten Sinne dem Oberweichsel zugestellt werden.

Im Rinnentiefsten (Bohrung 9/3) hat sich in erosionsgeschützter Lage eine schwach erodierte Parabraunerde erhalten, deren Al-Horizont noch 20 cm mächtig ist. Der liegende Bt-Horizont besitzt eine Mächtigkeit von 60 cm und geht in einen homogen entwickelten, 1,2 m umfassenden Bv-Horizont über. Die Entkalkungsgrenze greift hier 4,4 m tief in die liegenden Schwemmlösse ein. Dies lässt sich in Verbindung mit der Reliefposition und einem vermehrten Sickerwasseraufkommen erklären. So liegt die Entkalkungsgrenze außerhalb des Rinnentiefsten (Bohrung 9/4, 9/5) unmittelbar an der Basis des Bv-Horizontes in einer Tiefe von 1,5 bzw. 1,4 m unter der Geländeoberfläche. In den Bohrungen 9/1 und 9/6 sind die

Lösse und Bodenhorizonte gänzlich erodiert, so dass hier Regosole aus silikatreichem Lockergestein vorliegen. Auf dem Gegenhang ist die erodierte Parabraunerde in einer Mächtigkeit von 1,0 m erhalten. Der Al- Horizont und Teile des Bt-Horizontes sind bereits erosiv gekappt. In der Tiefenlinie sind an der südöstlichen Flanke (Bohrung 9/7) der Bht-Horizont und der Bv-Horizont des ursprünglichen Bodens erhalten. Ausgangssubstrat dieses Bodens stellen auch hier karbonathaltige Schwemmlösse dar. An der nordwestlichen Flanke (Bohrung 9/11) ist lediglich ein geringmächtiger Bv-Horizont über karbonathaltigem Löss entwickelt. Die Kolluvien in der Tiefenlinie erreichen zwischen den Bohrungen 9/8 bis 9/10 eine maximale Mächtigkeit von 6,50 m. An ihrer Basis ist ein stark toniger, gleyartiger Horizont entwickelt, der intensiv grau gebleicht in Erscheinung tritt. Im Hangenden folgt das Kolluvium M₁-Sw, das eine Mächtigkeit von etwa 1,30 m erreicht. Es ist neben der intensiven Hydromorphie durch die Beimengung vereinzelter Holzkohle- und Brandlehmflitter gekennzeichnet. Die größte Mächtigkeit weist das Kolluvium M₂ mit 3,30 m auf, das durch eine Wechsellagerung toniger und weniger stark toniger Bereiche in Erscheinung tritt. Es ist wahrscheinlich, dass in dieser Einheit mehrere Abtragsphasen repräsentiert werden, ein Phänomen, das letztlich für alle erfassten kolluvialen Einheiten nicht ausgeschlossen werden kann.

Das Kolluvium M₃ erreicht eine maximale Mächtigkeit von 1,60 m, ist durchgängig karbonathaltig und keilt zu südostexponierter Mittelhangposition hin aus. Es repräsentiert als Korrelat der jüngsten Abtragsphase flächenhaft die Erosion der anstehenden Lösssedimente. Insgesamt sind die Kolluvien vom Hangenden zum Liegenden durch eine Abnahme der Karbonatgehalte und eine zunehmende Gefügebildung sowie zunehmende Hydromorphie gekennzeichnet.

In diesem Profil ist in der Tiefenlinie eine erste Erosionsphase repräsentiert, die im zentralen Talboden zur Abtragung der Schwemmlösse und der in ihnen entwickelten Bodenhorizonte führt. Darauf folgt bei einem Übergreifen der Bodenerosion auf die Hänge, die letztlich auch den karbonathaltigen Löss erfasst, die Ablagerung der dokumentierten Kolluvialen Einheiten M₁-Sw, M₂ und M₃. Gleichzeitig zeigt sich ein Ausdünnen der Lössdeckschichten mit Annäherung an die Niederterrassen.

5.3 Relief- und Bodengeneese im Butzheimer Hohlweg

5.3.1 Sedimentologisch-pedologische Verhältnisse

Die Profile HWB und HWB2 (Abb. 36) wurden in einem Hohlweg aufgenommen, der von der Niederterrasse ausgehend in annähernder Ost-West-Richtung nach Butzheim verläuft und im Rahmen dieser Arbeit als Butzheimer Hohlweg bezeichnet wird. Er setzt im Osten in einem Höhengniveau von etwa 55 m NN am Übergangsbereich der Niederterrassen zu den Mittelterrassen an und schneidet zunächst das 65 m-Niveau, anschließend das 70 m-Niveau. Er quert das Schelental in einem Niveau von 60 m NN. In westlicher Richtung setzen die steilen Böschungen des Hohlweges in 65 m NN wieder ein und laufen auf dem 70 m-Niveau am Ortsrand von Butzheim aus. Durch den Einschnitt dieses Hohlweges in die lössbedeckten Mittelterrassen ist die Möglichkeit gegeben, den Aufbau der Deckschichten in diesem Bereich an Aufschlüssen zu untersuchen. Der Aufschluss HWB wurde in nordostexponierter Lage in einem Höhengniveau von 67,7 m NN angelegt. Er befindet sich etwa 400 m westlich der Grenze der Mittelterrassen zu den Niederterrassen. Aufschluss HWB2 liegt etwa 1 km westlich vom Aufschluss HWB in südexponierter Lage (Abb. 36). Die Geländeoberfläche befindet sich hier in einem Niveau von 73,6 m NN. Der sedimentologisch-pedologische Aufbau der Profile ist in Abbildung 37 dargestellt. Die Korngrößenverteilung der Proben, auf die im Folgenden Bezug genommen wird, ist in den Abbildungen 38 und 39 dargestellt.

Im Profil HWB sind im Liegenden der Lösssedimente fluviale Schotter der Mittelterrasse (Probe HWB 11) mit einem Oberflächenniveau von 62,5 m NN aufgeschlossen. Ihre Basis wurde nicht erreicht. Die Akkumulation der Lösssedimente setzt mit einem grau gebleichten, stark feinsandhaltigen Schwemmlöss (Probe HWB 10) ein. Die Feinsandgehalte erreichen 32,1 %, der Karbonatgehalt liegt bei 10,2 %. Zum Hangenden (Probe HWB 6) gehen die Feinsandgehalte auf 4,2 % zurück. Dieser homogen entwickelte Löss ist durch ein deutlich ausgeprägtes Grobschluffmaximum (68,4 %) sowie durch eine typische Farbe (10 YR 6/4- 2,5 YR 6/4) und einen Karbonatgehalt von 9,25 % gekennzeichnet. Er ist durchgängig schwach rostfleckig und mit Kalkpseudomycelien durchsetzt, die an der Basis des fBv-Horizontes (Probe HWB 4) in größerer Konzentration beobachtet wurden.

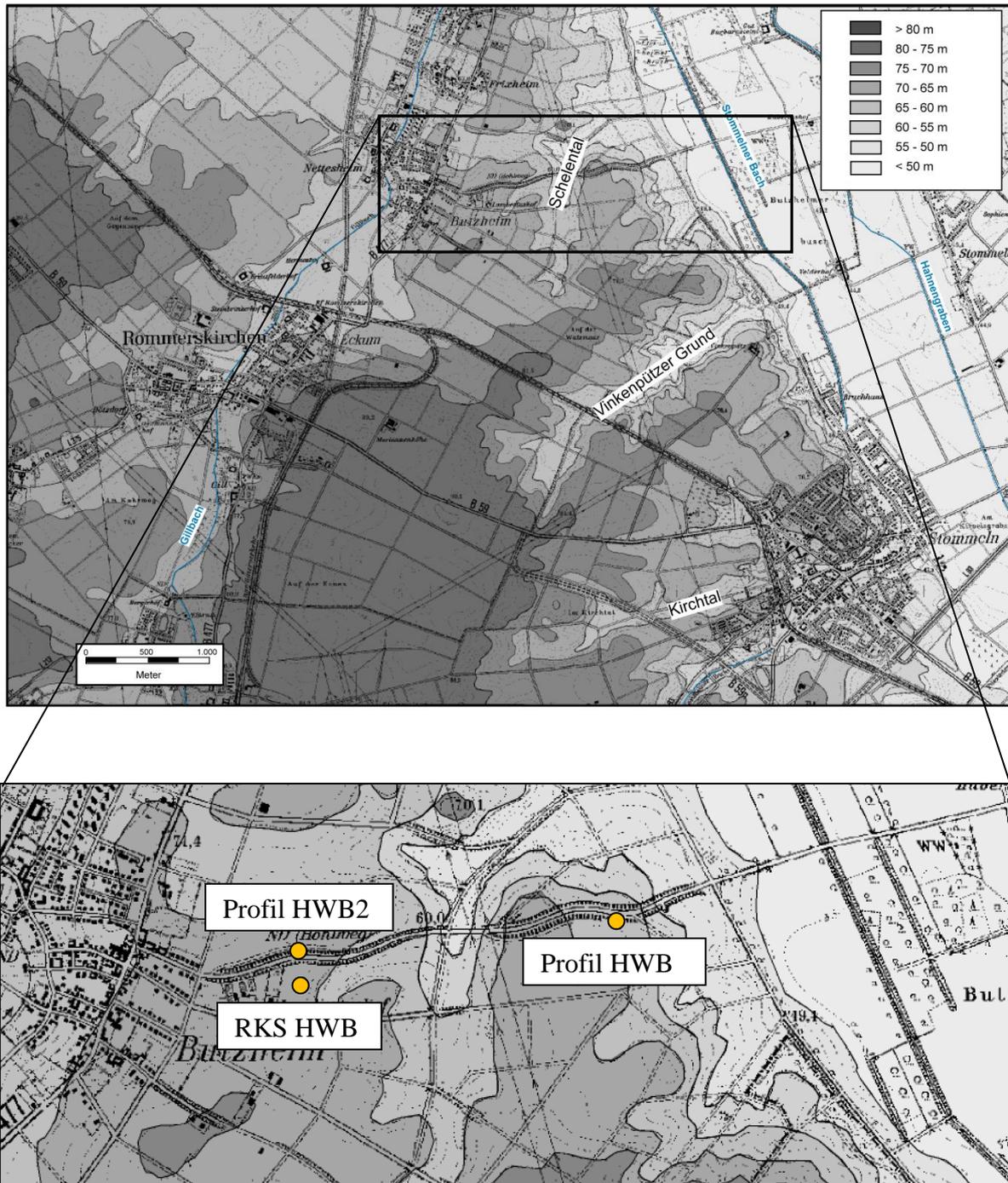


Abbildung 36: Lage der Profile HWB und HWB 2 im Untersuchungsgebiet (Kartengrundlage: TK 25, Blatt 4906 Pulheim).

Der fBv-Horizont und der hangende fBbt-Horizont sind karbonatfrei und stellen den Rest der erodierten holozänen Parabraunerde dar. Der fBbt-Horizont (Probe HWB 3) ist neben einem Tongehalt von 21 % durch ein deutlich entwickeltes Polyedergefüge, eine kräftig rot-braune Farbe und eine leichte Bänderung gekennzeichnet.

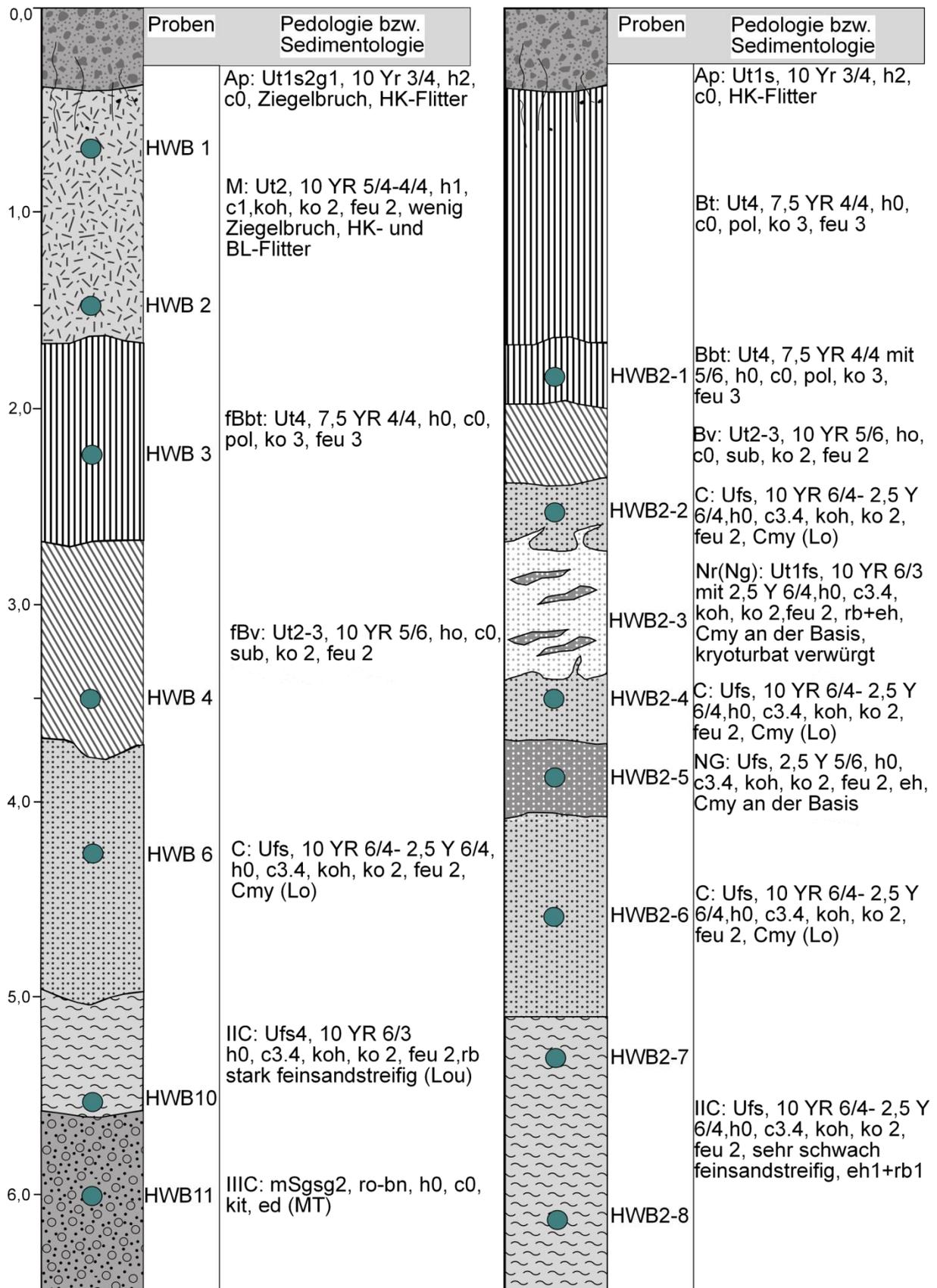


Abbildung 37: Sedimentologisch-pedologischer Aufbau der Profile HWB und HWB 2.

Auffallend ist die bis 3,7 m tief eingreifende Entkalkung in diesem Profil. Insgesamt erreichen der fBbt- und der fBv- Horizont somit eine Mächtigkeit von etwa 2,0 m. Oberhalb des gekappten fBbt-Horizontes ist ein 1,35 m mächtiges Kolluvium aufgeschlossen, in dem der Pflughorizont der aktuellen Oberfläche angelegt ist. Das Kolluvium (Proben HWB 1, HWB 2) besteht aus einem grau-braunen (10 YR 5/4-4/4), schwach tonigen, sehr schwach karbonathaltigen (0,03 bzw. 0,34 %) Schluff, dem vereinzelt Ziegelbruchstücke sowie Holzkohle- und Brandlehmflitter beigemengt sind. Die Position unmittelbar am Ackerrand an der Grenze zum Hohlweg lässt vermuten, dass dieses Substrat nicht zwangsläufig mit den Kolluvien der größeren Talsysteme zu korrelieren ist, sondern vielmehr in direktem Zusammenhang zur lokalen Nutzung der Äcker und des Hohlweges zu sehen ist. Die stark bewachsene Schulter des Hohlweges fungiert hier zudem als eine Art Sedimentfang bei stärkeren Oberflächenabflüssen.

Im Gegensatz zu dem Profil HWB ist im Profil HWB 2 die Lössbasis nicht aufgeschlossen. Das Profil reicht bis in eine Tiefe von 6,5 m unter Geländeoberfläche. Ausgehend von der Profilbasis bis in eine Tiefe von 5,1 m sind sehr schwach feinsandige, schwach geschichtete Schwemmlösse (Proben HWB2-7, HWB2-8) aufgeschlossen, die durchgängig schwach gebleicht und schwach rostgefleckt sind. Sie sind durch ein deutliches Maximum in der Grobschlufffraktion und einen Karbonatgehalt von 14,4 bzw. 12,7 % gekennzeichnet (vgl. Tab. B2). 100 m südlich des Aufschlusses wurde in einem Höhengniveau von 72,6 m NN eine Bohrung (RKS HWB, Abb. 30) zur Erfassung der Gesamtlössmächtigkeit durchgeführt. Die Lössbasis bzw. die Terrassenoberfläche befinden sich in einem Niveau von 62,7 m NN und korrelieren mit der im Profil HWB erfassten Oberfläche der Terrasse. An der Basis sind die Schwemmlösse deutlich gebleicht und stark rostfleckig. Die Gesamtlössmächtigkeit beträgt von der Entkalkungsgrenze (1,6 m u. GOF) bis zur Terrassenoberfläche 8,35 m. Damit sind im Profil HWB 2 (Entkalkungsgrenze 2,4 m u. GOF) unterhalb der Aufschlussbasis, bei Annahme eines gleichen Höhengniveaus der Terrassenoberfläche, noch etwa 2 m mächtige Schwemmlösse zu erwarten. Dieser Sachverhalt ist für eine Interpretation der Lumineszenzalter nicht unerheblich (vgl. Kap. 5.3.2).

Im Hangenden der Schwemmlösse ist ein karbonathaltiger, homogen entwickelter Löss typischer Färbung aufgeschlossen, der durch einen schwachen Nassboden des Haftnässepseudogley-Typs (Ng) (Probe HWB2-5) und einen stark kryoturbat verwürgten Abschnitt (Probe HWB2-3) gegliedert wird.

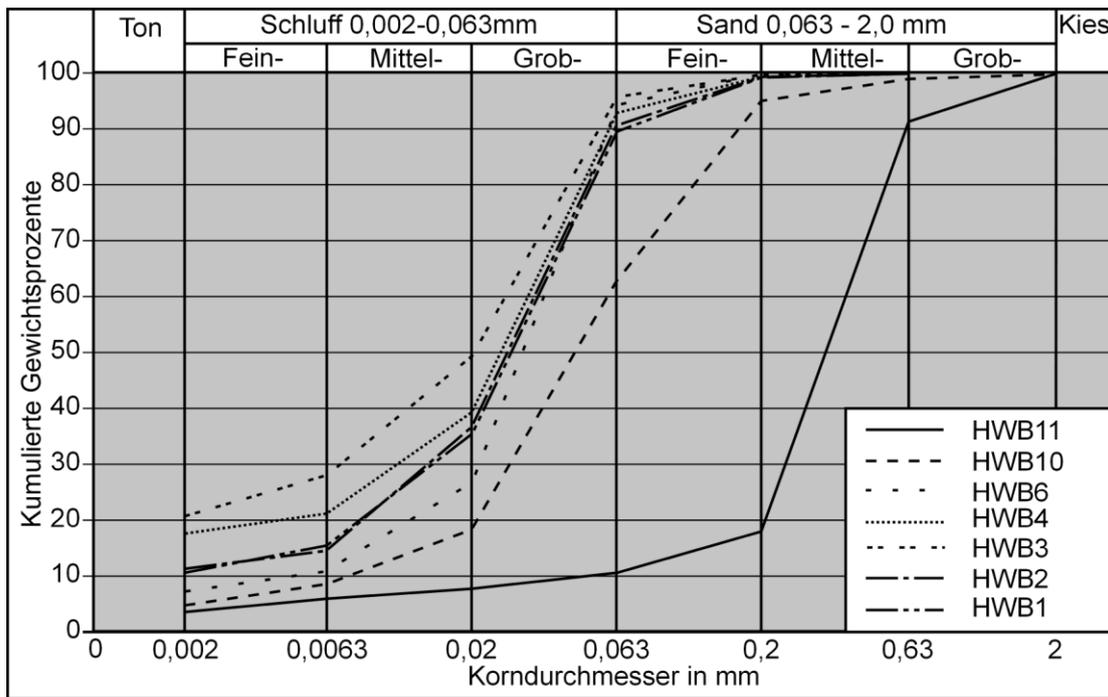


Abbildung 38: Korngrößenverteilung im Profil HWB.

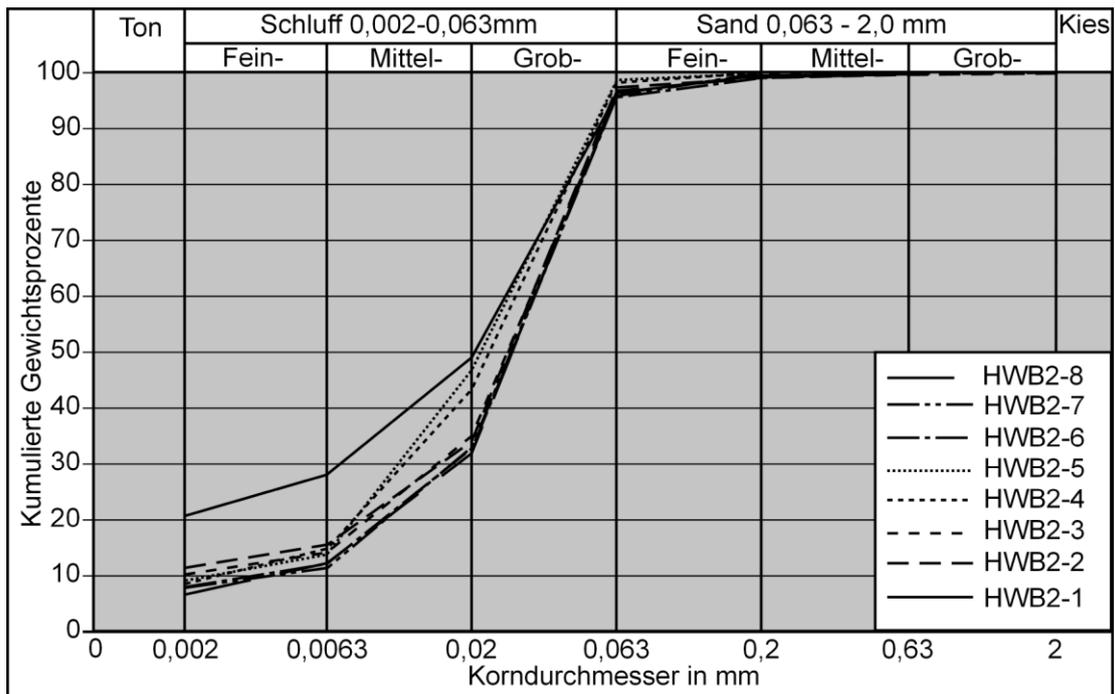


Abbildung 39: Korngrößenverteilung im Profil HWB 2.

Diese Frostbodenstrukturen haben einen Nassboden des Gley-Typs (Nr) erfasst und setzen sich dadurch deutlich vom Hangenden und Liegenden ab. Zusätzlich tritt in vereinzelt Fetzen stark rostfleckiges Material auf, dass dem des Nassbodens des Ng-Typs vergleichbar ist.

Die Korngrößenanalysen (Abb. 39) offenbaren in dem gesamten Profil, abgesehen von Probe HWB2-1, die aus dem Bbt-Horizont des aktuellen Oberflächenbodens genommen wurde, nur sehr geringe Differenzierungen. Lediglich in den schwach pedogen überprägten Bereichen der Nassböden (Proben HWB2-3, HWB2-5) geht der Grobschluffgehalt zugunsten erhöhter Mittelschluffgehalte leicht zurück. Die Karbonatgehalte erreichen im Liegenden des Nassbodens (Ng) in Probe HWB2-6 ihr Maximum mit 15,4 %, was hier auch Ausdruck in einer höheren Konzentration der sekundären Karbonatanreicherung findet. Unterhalb der Entkalkungsgrenze (Probe HWB2-2) erreichen sie mit 9,21 % den geringsten Wert (vgl. Tab. B2 im Anhang). Neben der vorangehend geschilderten sedimentologisch-pedologischen Profilsprache wurden Proben zur Lumineszenzdatierung genommen, die im Folgenden dargestellt werden.

5.3.2 Ergebnisse und Interpretation der Lumineszenzdatierungen

In den Profilen HWB und HWB 2 wurden neben Datierungen an polymineralischen Feinkornpräparaten (SAR-IRSL) an ausgewählten Proben vergleichende Datierungen an Quarz-Grobkornpräparaten (SAR-OSL) durchgeführt. Die zugrundeliegenden Radionuklidgehalte, Dosisraten und Äquivalenzdosen sind in den Tabellen 6, 7 und 8 dargestellt. In Abbildung 40 sind die errechneten Modellalter nochmals dem Profilaufbau gegenübergestellt.

Im Profil HWB hat die Datierung der Basis der Schwemmlösse und damit der Beginn ihrer Akkumulation ein Quarz-Alter (SAR-OSL) von $19,2 \pm 2,0$ ka v.h. ergeben. Das Alter der polymineralischen Feinkornpräparate (SAR-IRSL) derselben Probe ist im Vergleich dazu deutlich unterbestimmt und wurde auf $14,6 \pm 1,9$ ka v.h. datiert. Eine Korrektur der *fading*-Rate (vgl. Kap. 3.3.6) wurde in diesem Profil nicht durchgeführt. Die hangenden Löss (Probe HWB 6) wurden mittels SAR-OSL auf $17,3 \pm 2,0$ ka v.h. datiert, mittels SAR-IRSL auf nur $13,8 \pm 1,9$ ka v.h.. An den Proben HWB 3 (fBbt) und HWB 4 (fBv) wurden Datierungen nur mittels SAR-IRSL durchgeführt, die eine Altersinversion offenbaren, innerhalb der Fehlerbereiche jedoch konsistent sind.

Datiert wird dabei nicht die Bodenbildung selber, sondern deren Ausgangssubstrat, das für den fBv-Horizont $10,7 \pm 1,5$ ka v.h., für den fBbt-Horizont $11,7 \pm 1,6$ ka v.h. ergibt.

In Probe HWB 1 zeigen das Quarz- und das Feinkornalter mit 550 ± 100 bzw. 460 ± 100 a v.h. eine wesentlich bessere Übereinstimmung, als dies in den oberweichselzeitlichen

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
HWB 1 (FK)	0.70	2.68 ± 0.12	8.57 ± 0.51	1.33 ± 0.03
HWB 1 (Q)	0.70	2.68 ± 0.12	8.57 ± 0.51	1.33 ± 0.03
HWB 2 (FK)	1.50	2.69 ± 0.12	8.57 ± 0.51	1.33 ± 0.03
HWB 3 (FK)	2.30	2.72 ± 0.10	9.17 ± 0.48	1.48 ± 0.03
HWB 4 (FK)	3.50	3.05 ± 0.13	9.63 ± 0.54	1.41 ± 0.03
HWB 6 (FK)	4.30	2.64 ± 0.10	8.48 ± 0.43	1.24 ± 0.03
HWB 6 (Q)	4.30	2.64 ± 0.10	8.48 ± 0.43	1.24 ± 0.03
HWB 10 (FK)	5.60	1.89 ± 0.08	4.78 ± 0.35	1.25 ± 0.03
HWB 10 (Q)	5.60	1.89 ± 0.08	4.78 ± 0.35	1.25 ± 0.03
HWB2-1 (FK)	1.90	2.82 ± 0.12	9.37 ± 0.58	1.47 ± 0.03
HWB2-1 (Q)	1.90	2.82 ± 0.12	9.37 ± 0.58	1.47 ± 0.03
HWB2-2 (FK)	2.50	2.70 ± 0.10	8.76 ± 0.44	1.31 ± 0.03
HWB2-3 (FK)	3.10	2.57 ± 0.09	8.00 ± 0.41	1.21 ± 0.03
HWB2-4 (FK)	3.60	2.48 ± 0.09	7.76 ± 0.40	1.28 ± 0.03
HWB2-4 (Q)	3.60	2.48 ± 0.09	7.76 ± 0.40	1.28 ± 0.03
HWB2-5 (FK)	3.90	2.96 ± 0.11	9.78 ± 0.68	1.51 ± 0.03
HWB2-6 (FK)	4.60	2.54 ± 0.12	7.48 ± 0.37	1.14 ± 0.03
HWB2-6 (Q)	4.60	2.54 ± 0.12	7.48 ± 0.37	1.14 ± 0.03
HWB2-7 (FK)	5.30	2.53 ± 0.11	7.64 ± 0.42	1.12 ± 0.03
HWB2-8 (FK)	6.10	2.66 ± 0.11	8.00 ± 0.39	1.15 ± 0.03
HWB2-8 (Q)	6.10	2.66 ± 0.11	8.00 ± 0.39	1.15 ± 0.03

Tabelle 6: Radionuklidgehalte der Proben aus den Profilen HWB und HWB 2. Angegeben ist jeweils der 1-sigma Fehler.

Probe	Tiefe (m)	Wassergehalt gemessen (%)	Wassergehalt modelliert (%)	Dosisrate (Gy/ka)
HWB 1 (FK)	0.7	14.1	15 ± 5	3.47 ± 0.44
HWB 1 (Q)	0.7	14.1	15 ± 5	2.51 ± 0.22
HWB 2 (FK)	1.5	15.5	15 ± 5	3.45 ± 0.43
HWB 3 (FK)	2.3	16.1	15 ± 5	3.66 ± 0.48
HWB 4 (FK)	3.5	12.2	15 ± 5	3.76 ± 0.49
HWB 6 (FK)	4.3	10.5	15 ± 5	3.29 ± 0.43
HWB 6 (Q)	4.3	10.5	15 ± 5	2.34 ± 0.21
HWB 10 (FK)	5.6	11.5	15 ± 5	2.56 ± 0.30
HWB 10 (Q)	5.6	11.5	15 ± 5	1.92 ± 0.17
HWB2-1 (FK)	1.9	2.8	10 ± 5	3.72 ± 0.47
HWB2-1 (Q)	1.9	2.8	10 ± 5	2.66 ± 0.21
HWB2-2 (FK)	2.5	1.9	10 ± 5	3.44 ± 0.44
HWB2-3 (FK)	3.1	1.8	10 ± 5	3.20 ± 0.41
HWB2-4 (FK)	3.6	3.1	10 ± 5	3.19 ± 0.40
HWB2-4 (Q)	3.6	3.1	10 ± 5	2.29 ± 0.20
HWB2-5 (FK)	3.9	4.9	10 ± 5	3.82 ± 0.49
HWB2-6 (FK)	4.6	4.8	10 ± 5	3.04 ± 0.39
HWB2-6 (Q)	4.6	4.8	10 ± 5	2.16 ± 0.19
HWB2-7 (FK)	5.3	4.2	10 ± 5	3.03 ± 0.40
HWB2-8 (FK)	6.1	4.6	10 ± 5	3.14 ± 0.41
HWB2-8 (Q)	6.1	4.6	10 ± 5	2.21 ± 0.20

Tabelle 7: Entnahmetiefen, Wassergehalte und Dosisraten der Proben aus den Profilen HWB und HWB 2. (FK: polyminerale Feinkornfraktion, Q: Quarz-Grobkornfraktion, 63-250 µm).

Probe	n	D _e (Gy)	overd. (%)	RSD (%)	Alter (ka)	fading corr.
HWB 1 (FK)	8	1.6 ± 0.1	0	2.2	0.46 ± 0.06	
HWB 1 (Q)	9	1.4 ± 0.1	21	25.8	0.55 ± 0.07	
HWB 2 (FK)	10	2.5 ± 0.1	4	5.5	0.73 ± 0.10	
HWB 3 (FK)	12	42.8 ± 2.2	2	2.1	11.7 ± 1.6	
HWB 4 (FK)	18	40.1 ± 2.0	0	1.7	10.7 ± 1.5	
HWB 6 (FK)	10	45.3 ± 2.3	0	1	13.8 ± 1.9	
HWB 6 (Q)	9	40.4 ± 2.9	13	16.5	17.3 ± 2.0	
HWB 10 (FK)	12	37.2 ± 1.9	0	3.1	14.6 ± 1.9	
HWB 10 (Q)	9	36.9 ± 2.2	0	12.5	19.2 ± 2.0	
HWB2-1 (FK)	11	43.8 ± 2.2	3	2.8	11.8 ± 1.6	14.7 ± 2.4
HWB2-1 (Q)	36	54.2 ± 2.9	10	13.2	20.4 ± 2.0	
HWB2-2 (FK)	8	42.5 ± 2.2	3	3.2	12.4 ± 1.7	
HWB2-3 (FK)	8	44.8 ± 2.3	2	2.7	14.0 ± 1.9	16.8 ± 2.8
HWB2-4 (FK)	8	52.1 ± 2.8	5	1.6	16.3 ± 2.2	
HWB2-4 (Q)	31	53.5 ± 3.0	11	15	23.4 ± 2.4	
HWB2-5 (FK)	8	49.1 ± 2.6	5	6.4	12.9 ± 1.8	
HWB2-6 (FK)	8	47.4 ± 2.4	3	3.4	15.6 ± 2.2	
HWB2-6 (Q)	38	53.9 ± 2.9	9	15.5	25.0 ± 2.6	
HWB2-7 (FK)	8	49.2 ± 2.5	2	2.5	16.2 ± 2.3	
HWB2-8 (FK)	8	50.3 ± 2.5	1	1.7	16.0 ± 2.3	21.2 ± 4.8
HWB2-8 (Q)	39	59.7 ± 3.5	15	22.4	27.0 ± 2.9	

Tabelle 8: Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und berechnete Modellalter der Proben aus den Profilen HWB und HWB 2 (FK: SAR-IRSL an polymineralischen Feinkornpräparaten, Q: SAR-OSL an Quarz-Grobkornpräparaten).

Sedimenten der Fall ist und deuten auf eine spätmittelalterliche bis frühneuzeitliche Umlagerung hin. Für die Basis dieses Kolluviums (Probe HWB 2) konnte im Vergleich dazu ein IRSL-Alter von 730 ± 100 a v.h. bestimmt werden, dass einen Beginn der Akkumulation bzw. eine letzte Umlagerung im Späten Mittelalter belegt.

Im Profil HWB 2 ergibt die Datierung der Quarze aus den Schwemmlössen an der Profilbasis (Probe HWB2-8) ein früh-oberweichselzeitliches Sedimentationsalter von $27,0 \pm 2,9$ ka v.h. Die Datierung der Feinkornpräparate zeigt im Vergleich dazu mit $16,0 \pm 2,3$ bzw. *fading*-korrigiert $21,2 \pm 4,8$ ka v.h. deutlich jüngere Alter. Zwar zeigt sich durch die vorgenommene Bestimmung der *fading*-Rate eine Annäherung, jedoch bleiben die Feinkornalter immer noch um etwa 21 % hinter den Quarzaltern zurück. Für Probe HWB2-7 wurde ein nicht korrigiertes Feinkornalter von $16,2 \pm 2,3$ ka v.h. bestimmt. Der homogen entwickelte Löss unterhalb des Nassbodens wurde wiederum vergleichend datiert (Probe HWB2-6). Auch hier sind die Feinkornalter mit $15,6 \pm 2,2$ ka v.h. im Vergleich zu den Quarzaltern mit $25,0 \pm 2,6$ deutlich jünger.

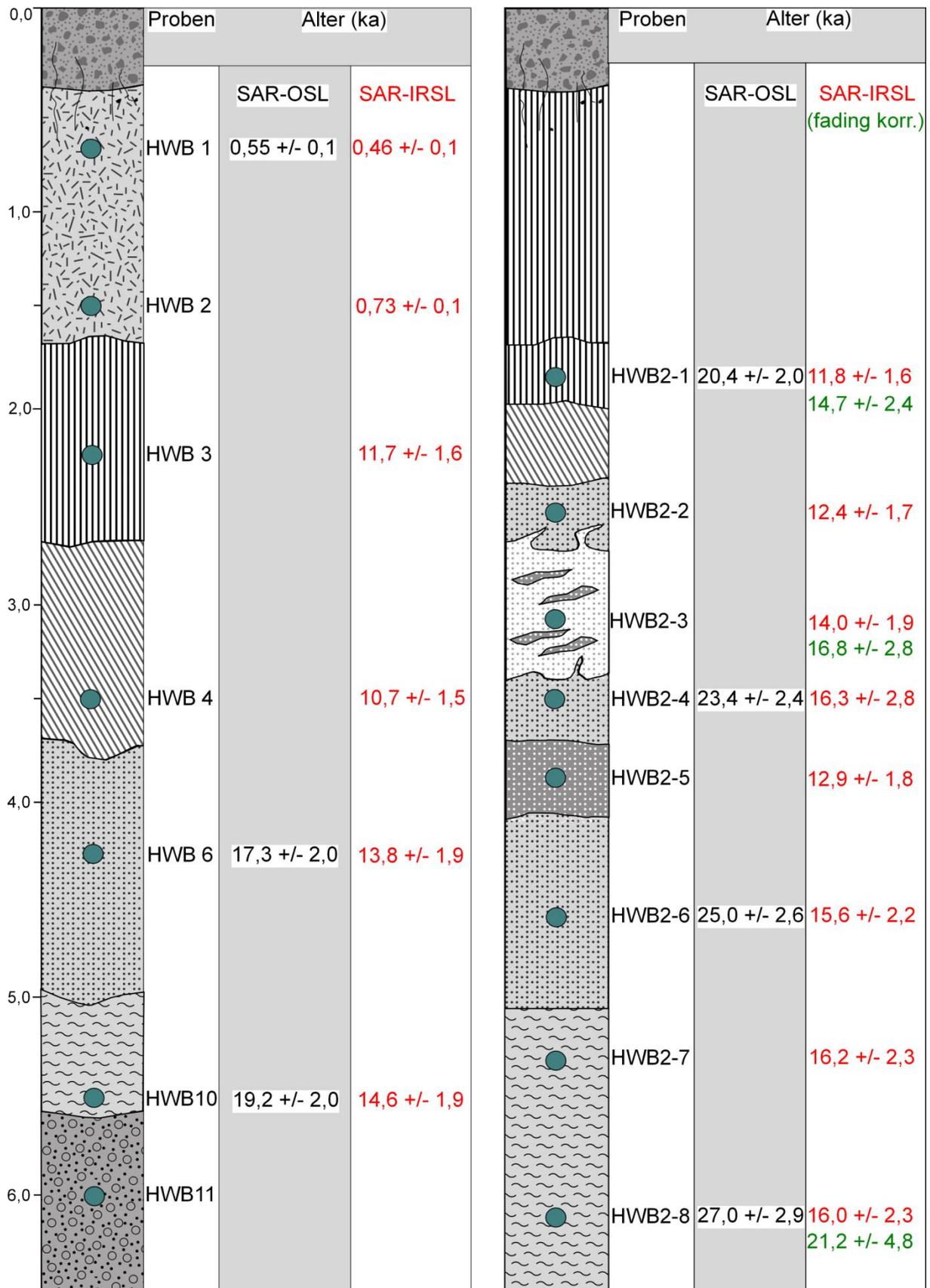


Abbildung 40: Ergebnisse der Lumineszenzdatierungen in den Profilen HWB und HWB 2.

Das Sediment, in dem sich der Nassboden entwickelt hat, datiert auf $12,9 \pm 1,8$ ka v.h. und stellt einen Ausreißer in den ansonsten konsistenten Altern des Profils HWB 2 dar.

Über die vergleichende Datierung der Proben HWB2-4 und HWB2-1 kann die Entstehung des im vorherigen Kapitel beschriebenen Umlagerungsbereiches näher eingegrenzt werden.

Die Quarzalter der Proben HWB2-4 unterhalb und HWB2-1 oberhalb dieses Abschnittes grenzen die Entstehung der kryoturbaten Frostbodenstrukturen auf einen Zeitraum zwischen $23,4 \pm 2,4$ und $20,4 \pm 2,0$ ka v.h. ein.

Das *fading*-korrigierte Feinkornalter der Probe HWB2-3, die direkt aus diesem Material genommen wurde, hat ein Alter von $16,8 \pm 2,8$ ka v.h. ergeben und ist, wie alle IRSL-Alter der polymineralischen Feinkornpräparate, deutlich jünger (Abb. 40, Tab. 8). Hinweise auf eine Überschätzung der OSL-Alter, z.B. durch Indizien auf unzureichende Bleichung (vgl. Kap. 3.3.5), konnten nicht beobachtet werden. Vergleichbare Ergebnisse werden auch von KOSTER (2005) in einem Überblick über die Lumineszenzdatierung an äolischen Sanden und Lössen beschrieben, demzufolge WALLINGA et al. (2001) mit Ausnahme junger (holozäner) Proben eine signifikante Unterbestimmung von IRSL-Altern belegen und Quarz als Dosimeter für die Datierung jungquartärer Sedimente empfehlen. Eine ähnliche Einschätzung wird auch von ROBERTS (2008: 490) in einer umfassenden Darstellung zum Forschungsstand der Lumineszenzdatierungen an Lössen vorgelegt.

Vergleicht man nun zunächst nur die berechneten Quarzalter aus den vorgestellten Profilen, so zeigt sich, dass der Beginn der Sedimentation im Profil HWB im Hangenden der Mittelterrasse mit $19,2 \pm 2,0$ ka v.h. einem Alter entspricht, dass im Profil HWB 2 für das Ausgangssubstrat im Bbt-Horizont ($20,4 \pm 2,0$ ka v.h.) ermittelt wurde, und hier die jüngste erfasste Probe repräsentiert. Nimmt man die aktuell pedogen überprägten Lössen mit hinzu, so deutet sich in unmittelbarer Niederterrassennähe ein längeres Anhalten der Akkumulation bei deutlich späterem Beginn an. Eine Erklärung über die Reliefposition erscheint durchaus möglich. So wird die Lage der Profile durch den Verlauf der Wasserscheide bestimmt, die in westliche Richtung das Einzugsgebiet des Schelentals von den östlich gelegenen Bereichen, die unmittelbar in Richtung der Niederterrassen entwässern, abtrennt. Während es im frühen Stadium des Oberweichsels in den westlichen Bereichen zu einer belegbaren äolischen Akkumulation bei syngenetischer Verspülung kommt (Profil HWB 2), ist diese Phase in Nähe zu den Niederterrassen (Profil HWB) nicht greifbar, was für eine stärker wirksame Abtragung in enger Anbindung an die lokale Erosionsbasis spricht. Folgt man dem in Kapitel 2.2.2 dargelegten Vorstellungen zur Terrassengenese (hier bezogen auf die Ältere Niederterrasse), so ist die Frühphase des Glazials zunächst durch Tiefschaltung der Erosionsbasis im Zuge

der Einschneidung gekennzeichnet, die Hauptakkumulation wird den hochglazialen Phasen zugestellt. Letztere muss zwangsläufig eine Verminderung der Basisdistanz in Verbindung mit zunehmender Akkumulation bedeuten, die sich im Profil HWB mit dem Einsetzen der äolischen Akkumulation im Hochglazial bei Abschwächung der Verspülungsintensität äußert. Gleichzeitig muss von aktiver Morphodynamik an den Hängen in den Talsystemen ausgegangen werden, die sich im Profil HWB 2 in einer Einbeziehung der auf den Hochflächen akkumulierten Lössen in diese Hangformung äußert und damit hier für höhere Alter in Annäherung an die Oberfläche sorgt, als dies in unmittelbarer Niederterrassennähe der Fall ist. Folgt man den Ergebnissen der Quarzdatierung, die als verlässlich angesehen werden können (vgl. Kap. 3.3.5), so ergibt sich eine Zuordnung der Lösssedimente im Profil HWB 2 im Liegenden der Kryoturbationslage zum Hesbaye-Löss des frühen Oberweichsels, die durch einen Erbenheim-Boden gegliedert werden. Die Kryoturbationslage selber könnte somit einen Teil der Kesselt-Lage repräsentieren, die Lössen im Hangenden wären demnach dem Brabant-Löss zuzustellen (vgl. Kap. 4.1, Abb.19). Im Profil HWB könnte folglich die Eben-Diskordanz an der Basis der Schwemmlössen liegen, wurde aber nachträglich durch diese leicht ausgeräumt. Die Lössen im Hangenden entsprechen dann den Brabant-Lössen des späten Oberweichsels.

Eine andere Möglichkeit der Interpretation offerieren die vorgenommenen IRSL-Datierungen im Vergleich der beiden Profile. Auch hier ist in Bezug auf die jeweilige Profilbasis eine zeitliche Differenz in den Sedimentationsaltern vorhanden, die jedoch einen geringeren Zeitraum umfasst (Abb. 40). Zwar wurde bereits in Kapitel 5.1.2 herausgestellt, dass ein Übertrag der *fading*-Rate auf andere Proben nicht uneingeschränkt zulässig ist, dennoch soll hier davon ausgegangen werden, dass sie sich in einem vergleichbaren Bereich in den beiden Profilen bewegen. Dies würde bedeuten, dass die Sedimentation der Schwemmlössen im Profil HWB 2 dem Weichselhochglazial zuzuordnen ist und im Übergangsbereich zur Niederterrasse erst im späten Oberweichsel unmittelbar nach dem Hochglazial einsetzt. In beiden Profilen ist eine Annäherung an das Ende der Lössakkumulation mit dem Ende des Pleniglazials wahrscheinlich ($14,7 \pm 2,4$ ka v.h. in Probe HWB2-1, identisches unkorrigiertes Alter von $11,8$ bzw. $11,7 \pm 1,6$ ka v.h. in den Proben HWB2-1 bzw. HWB3). In der Gesamtheit belegen die Datierungen ein rasches Aufwachsen der Sedimente ohne Erfassung größerer Diskordanzen. Zudem stützen sie eine Zuordnung der in den Talquerprofilen dokumentierten, vergleichbar ausgeprägten Lössen und Schwemmlössen als allgemein oberweichselzeitlich.

In Fortführung dieser Diskussion sei hier die Arbeit von HENZE (1998) erwähnt, in der auch Lössprofile der direkten Umgebung beschrieben sind.

Die Profile Anstel 1 und Anstel 2 (HENZE 1998: 49-53) liegen etwa 1 km nordwestlich der hier aufgenommen Profile HWB und HWB 2. Sie sind durch eine ähnliche Reliefposition gekennzeichnet. So befindet sich das Profil Anstel 1 in größerer Entfernung zur Niederterrasse im Einzugsgebiet des Gillbaches, wohingegen Profil Anstel 2 unmittelbar im Übergangsbereich der Mittel- zu den Niederterrassen liegt. Beiden Profile weisen eine Gliederung in einen basalen Schwemmlöss, der als Terrassenhangfazies bezeichnet wird, und einen hangenden äolischen Löss, der als Deckenlöss bezeichnet wird, auf (HENZE 1998: 49). In Analogie zu den eigenen Profilen erreicht der homogen entwickelte Löss größere Mächtigkeiten mit Entfernung vom Terrassenhang. Stratigraphisch ordnet HENZE (1998: 51) den Deckenlöss dem späten Oberweichsel (späten Oberwürm) zu und identifiziert in diesem den Bodenkomplex II (Leonard-Boden nach SCHIRMER, vgl. Abb. 19), der neben dem Bodenkomplex I als Leithorizont des späten Oberweichsels (späten Oberwürms) angesehen wird (vgl. Kap. 4.1). Er ist durch einen zentralen braunen Boden, begleitet durch je einen Nassboden im Hangenden und Liegenden gekennzeichnet und ist in Gänze kryoturbat durchbewegt. Im Profil HWB 2 konnte in dem Kryoturbationshorizont jedoch kein verbrauchtes Material identifiziert werden, so dass eine Korrelation dieses Bereiches mit dem Bodenkomplex II nach HENZE nicht sehr wahrscheinlich ist. Von einer eindeutigen Zuordnung zum späten Oberweichsel, wie von HENZE (1998) vorgeschlagen, wird damit, auch basierend auf den hier erzielten Lumineszenzaltern (s.o.), Abstand genommen.

Es muss zudem davon ausgegangen werden, dass nicht grundsätzlich eine Phase der Schwemmlössbildung von einer darauffolgenden Phase rein äolischer Lössbildung abzugrenzen ist, da in Abhängigkeit zur Reliefposition eine syn- und postgenetische Verspülung äolisch akkumulierten Materials wahrscheinlich ist. In diesem Sinne wird die Terrassenhangfazies als rein morphologisch bedingte Sekundärfazies betrachtet, die an lössbedeckte Terrassenhänge gebunden ist, die zur nächsten, tiefer gelegenen Terrasse überleiten (HENZE 1998: 49). Die Bedeutung der Talsysteme, die die Terrassenoberflächen gliedern, wird jedoch weitgehend außer Acht gelassen. Ihnen kommt im oben bereits erwähnten Profil Anstel 1, das in ostexponierter Hangposition in Abdachung zum Gillbachtal liegt, sicherlich große Bedeutung zu, da auch hier von intensiver Hangformung unter Einbeziehung des äolisch akkumulierten Materials auszugehen ist. So belegen auch die Querprofile aus dem Vinkenpützer Grund, dass eine Verspülung der äolisch akkumulierten Sedimente in Abhängigkeit zur Reliefposition über den gesamten Zeitraum ihrer Bildung auftritt.

Die von HENZE (1998: 75f.) zur stratigraphischen Interpretation der oberweichselzeitlichen Lössen herangezogenen Lumineszenzalter basieren auf IRSL-Messungen unter Verwendung

von Multiple-Aliquot-Protokollen (vgl. Kap. 3.3). Eine Korrektur der *fading*-Rate wurde nicht vorgenommen. Die eigenen Befunde zeigen deutlich, dass die IRSL-Alter, selbst bei durchgeführter *fading*-Korrektur, kritisch zu betrachten sind und wahrscheinlich die tatsächlichen Sedimentationsalter immer noch unterschätzen. Der Vergleich zu den Quarzaltern offenbart großen Forschungsbedarf hinsichtlich einer verlässlichen Chronostratigraphie des gesamten Oberweichsels. Selbst in Profilen, in denen die *Eltville-Tephra* als vermeintlicher stratigraphischer Marker auftritt, ist eine darauf basierende chronostratigraphische Einordnung kritisch zu hinterfragen (vgl. Kap. 4.1).

Ohne eine zuverlässige und unabhängige Alterskontrolle bleibt eine „absolute“ Datierung unter Anwendung verschiedener OSL-Verfahren mit großen Unsicherheiten behaftet.

Zudem offenbaren die Profilaufnahmen aus den Deckschichten im Hangenden der Mittelterrassen deutliche Unterschiede im Vergleich zu dem beschriebenen Aufbau der oberweichselzeitlichen Lösssedimente und eingeschalteten Bodenbildungen aus den Deckschichten im Hangenden der Hauptterrassen des Rheins (HENZE 1998; KELS 2007; SCHIRMER z.B. 2002a, Kap. 4.1). Diese Beobachtung unterstreicht nochmals die Bedeutung der lokalen Reliefkonfiguration für den faziellen wie stratigraphischen Aufbau der Deckschichtenprofile.

5.4 Rekonstruktion der holozänen Landschaftsgeschichte in einem Teileinzugsgebiet des Gillbaches

Im Folgenden sollen einige Befunde vorgestellt und diskutiert werden, die während der geomorphologisch-bodenkundlichen Betreuung zweier Grabungsmaßnahmen südlich des Ortsteils Gill der Gemeinde Rommerskirchen aufgenommen wurden. Diese vorgestellten Befunde sind im Rahmen der Betrachtung der holozänen Landschaftsgenese im Untersuchungsgebiet von großer Bedeutung. Die Gemeinde Rommerskirchen hat ab dem Jahr 2006 zur Entlastung der durch den Ortskern verlaufenden Bundesstrasse 59 den Bau einer südlich um den Ort führenden Umgehungsstrasse geplant, Teile dieser Umgehung (B59n) sind gegenwärtig bereits fertiggestellt.

Näher betrachtet werden hier drei der insgesamt vier archäologisch begleiteten Trassenabschnitte, die seitens der Rheinischen Bodendenkmalpflege unter den Aktivitätsnummern OV 2005/1024 (im Folgenden Grabungsfläche 1), OV 2005/1023 (im Folgenden Grabungsfläche 2) und OV 2005/1022 (im Folgenden Grabungsfläche 3, vgl. Abb. 41) definiert wurden.

Die Grabungsfläche 1 liegt westlich des Gillbaches und erstreckt sich ausgehend von dem heutigen Gerinnebett in nordwestlicher Orientierung über eine Gesamtlänge von ca. 440 m. Von einem Höhenniveau in etwa 68 m NN im Bereich der Gillbachaue wird der Übergang zu einem Höhenniveau von etwa 75 m NN im Nordwesten erfasst.

Aus diesem Bereich werden die Profile GB 1-3 (Abb. 42; Abb. 45; Abb. 46) vorgestellt. Diese wurden im Rahmen der Begutachtung der geomorphologisch-bodenkundlichen Situation als Geosondagen angelegt und aufgenommen.

Die Grabungsfläche 2 erstreckt sich vom aktuellen Ufer des Gillbaches über etwa 440 m in südöstlicher Richtung über die Bundesstrasse 477 hinweg bis an die Bahnlinie der RWE (Abb. 41). Dabei wird ein Höhenunterschied von etwa 75 m NN am Gillbach über 78 m NN im Bereich der B 477 auf etwa 80 m NN westlich der Bahnlinie überwunden. Die Grabungsfläche 3 erstreckt sich östlich der Bahnlinie in südöstlicher Orientierung über etwa 200 m bis zum ersten querenden Feldweg. Sie erfasst die Hochflächenbereiche in einem Höhenniveau zwischen 81 m NN an der Bahnlinie und etwa 83 m NN an ihrer südöstlichen Begrenzung. In Ergänzung zu den eigenen Profilaufnahmen wird ein Planausschnitt des Grabungsareals einbezogen, basierend auf der Darstellung von HUSMANN & IBELING (2006) (Abb. 50).

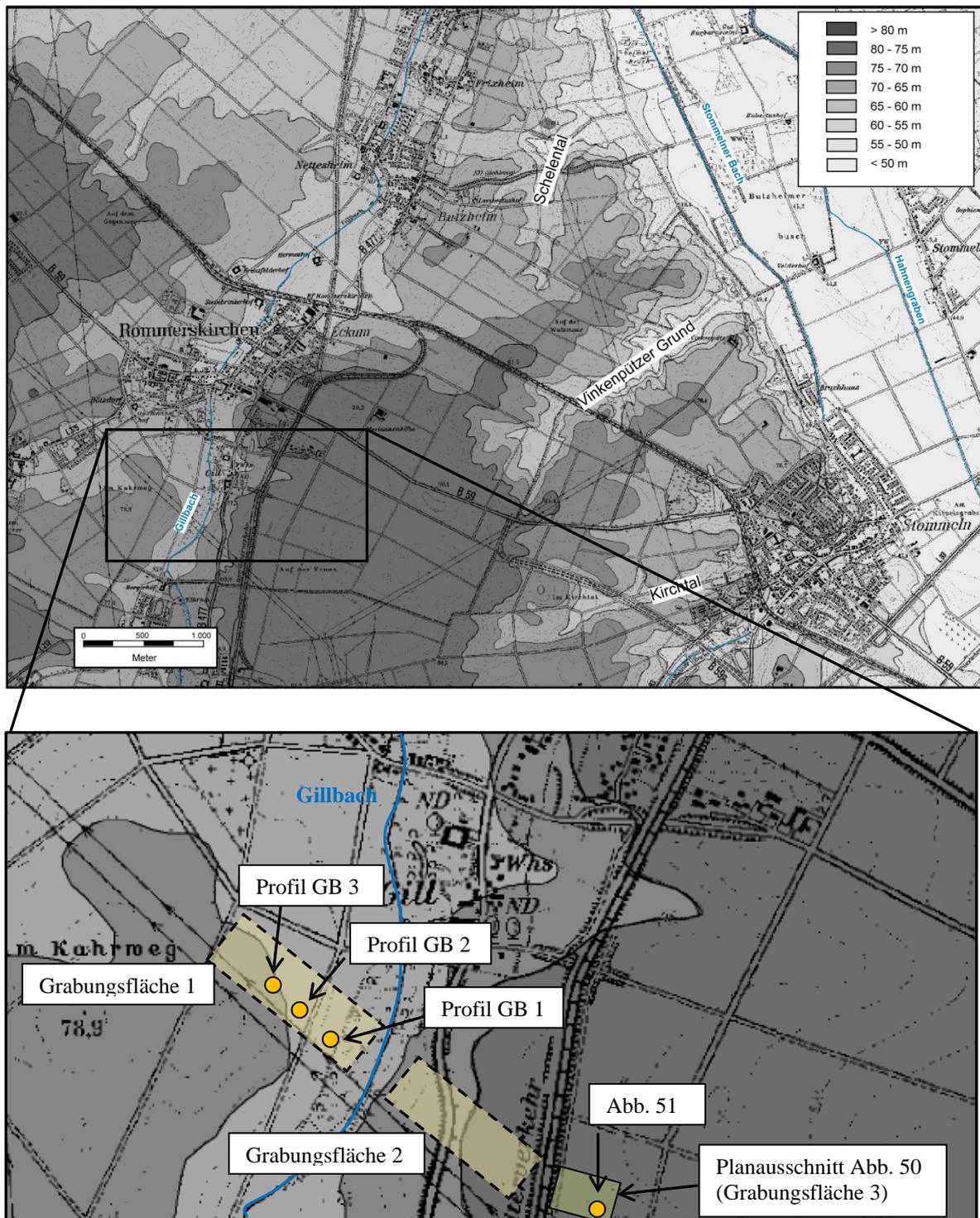


Abbildung 41: Lage der Grabungsflächen und Profile südlich Rommerskirchen-Gill. Grabungsfläche 1: OV 2005/1024, Grabungsfläche 2: OV 2005/1023, Grabungsfläche 3: OV 2005/1022 (Aktivitätsnummern der Rheinischen Bodendenkmalpflege).

Aus dem Profil GB 1 der Grabungsfläche 1 wurden neben Proben zur sedimentologischen Analyse Proben zur OSL-Datierung genommen. In Ergänzung dazu wurden weitere OSL- und Sedimentproben aus direktem Befundzusammenhang entnommen, die mit dem in den Profilen dokumentierten Sediment- und Bodenaufbau korreliert wurden. Sämtliche Lumineszenzalalter, die im Folgenden vorgestellt werden, basieren auf Single-Aliquot Datierungen

polymineralischer Feinkornpräparate (SAR-IRSL-Datierungen, vgl. Kap. 3.3.5). Die zugrundeliegenden Radionuklidgehalte, Dosisraten und ermittelten Äquivalenzdosen sind in den Tabellen 9, 10 und 11 dargestellt.

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
GBA-1	1.20	2.88 ± 0.10	9.06 ± 0.42	1.53 ± 0.03
GBA-2	1.60	2.66 ± 0.21	9.02 ± 0.44	1.49 ± 0.01
GBA-3	2.10	2.86 ± 0.10	9.61 ± 0.45	1.67 ± 0.04
GBA-4	0.60	2.58 ± 0.23	8.95 ± 0.44	1.46 ± 0.03
GBA-5	0.75	2.62 ± 0.29	8.67 ± 0.62	1.48 ± 0.03
GBA-6	0.75	2.71 ± 0.10	8.79 ± 0.44	1.35 ± 0.03
GBA-7	1.40	2.71 ± 0.11	8.82 ± 0.46	1.37 ± 0.03

Tabelle 9: Radionuklidgehalte der Probenserie GBA. Angegeben ist jeweils der 1-sigma Fehler.

Probe	Tiefe (m)	Wassergehalt gemessen (%)	Wassergehalt modelliert (%)	Dosisrate (Gy/ka)
GBA-1	1.2	13.9	10 ± 5	3.66 ± 0.34
GBA-2	1.6	10.6	10 ± 5	3.64 ± 0.46
GBA-3	2.1	12.8	10 ± 5	3.95 ± 0.54
GBA-4	0.6	8.9	10 ± 5	3.60 ± 0.45
GBA-5	0.75	12	10 ± 5	3.59 ± 0.46
GBA-6	0.75	9.5	10 ± 5	3.52 ± 0.44
GBA-7	1.4	7.9	10 ± 5	3.53 ± 0.44

Tabelle 10: Entnahmetiefen, Wassergehalte und Dosisraten der Probenserie GBA.

Probe	n	D _e (Gy)	overd. (%)	RSD (%)	Alter (ka)	fading corr.
GBA-1	8	3.7 ± 0.2	4	6.4	1.0 ± 0.1	
GBA-2	8	11.0 ± 0.6	0	3.5	3.0 ± 0.4	3.4 ± 0.5
GBA-3	8	25.3 ± 1.3	0	2.3	6.4 ± 0.9	
GBA-4	8	2.2 ± 0.1	5	6.6	0.6 ± 0.08	
GBA-5	14	9.0 ± 0.5	0	2.9	2.5 ± 0.4	
GBA-6	8	1.2 ± 0.1	0	7.2	0.34 ± 0.05	
GBA-7	15	9.0 ± 0.5	0	2.9	2.6 ± 0.4	

Tabelle 11: Ergebnisse der Äquivalenzdosisbestimmung und berechnete Modellalter der Probenserie GBA.

Das Profil GB 1 (Stelle 91 in der Grabungsdokumentation, Abb. 42) befindet sich ca. 125 m nordwestlich des Gillbaches in einer Höhenlage von 72,7 m NN. An der Profilbasis ist in einer Mächtigkeit von 55 cm ein stark toniger, dunkelbraun gefärbter, deutlich hydromorph überprägter, humoser Horizont mit polyedrischem Gefüge aufgeschlossen, der als fBht-Sd-Horizont angesprochen wurde. Er unterscheidet sich mit einem Tongehalt von 21,6 % von den hangenden kolluvialen Einheiten (Abb. 44). Der Gehalt an organischem Kohlenstoff liegt bei 0,39 %. Seine Unterkante wurde in dieser Sondage nicht erreicht. Jedoch zeigte sich in einem wenige Meter nördlich gelegenen Profilschnitt, dass dieser fBht-Sd-Horizont einem

humusfreien Bt-Sd-Horizont (vgl. Abb. 43) aufliegt, der durch höhere Tongehalte (25,6 %) gekennzeichnet ist. In dem Bht-Horizont sind deutliche Schrumpfungsrisse entwickelt, die mit schwach tonigem, grau gefärbtem Substrat gefüllt sind, das durch ein deutliches Subpolyeder-Polyedergefüge und intensive hydromorphe Überprägung gekennzeichnet ist (Abb. 43). Dieses wurde als M/Al(-Sw) angesprochen und wird deutlich vom hangenden Kolluvium M1(Sw) gekappt (vgl. Abb. 42; Abb. 43). Im Zuge der Aufnahme der Sondageschnitte zeigte sich, dass der fBht-Horizont auf rinnenartige Reliefpositionen unter kolluvialer Bedeckung beschränkt ist, die deutlich in den liegenden Bt-Sd-Horizont eingreifen. In höheren Oberflächenniveaus im Übergang zur Hochfläche (vgl. Profil GB 2 und GB 3; Abb. 45; Abb. 46) wurde er nicht mehr angetroffen.

Die Datierung hat für das Ausgangssubstrat dieses Horizontes ein Alter von 6400 ± 900 a v.h. ergeben. Es datiert damit in den Übergang vom Mittel- zum Jungneolithikum, unter Berücksichtigung des Fehlerbereiches wird ein Ablagerungszeitraum vom Altneolithikum bis zum Beginn des Spätneolithikums wahrscheinlich. Durch die vorgenommene *fading*-Korrektur in Probe GBA-2 lässt sich das Ausmaß der Altersunterbestimmung ungefähr einschätzen, so dass selbst unter Annahme eines athermischen Signalverlustes in den polymineralischen Feinkornproben kein pleistozänes Alter zu erwarten ist. Damit ergeben sich drei Argumente für eine Entwicklung des Bht-Horizontes in einem holozänen Sediment. Die Reliefposition, die Unterschiede in den Korngrößenverteilungen im Vergleich zum Hangenden und Liegenden sowie das Lumineszenzalter. Dies würde bedeuten, dass es bereits im Neolithikum zu lokal begrenzten Umlagerungen gekommen ist und der Bht-Horizont, der hier auf rinnenartige Positionen im Relief beschränkt ist, von den Bt-Horizonten, die in pleistozänen Sedimenten entwickelt sind, zu trennen ist. So ergeben die Lumineszenzalter aus den Bbt-Horizonten der Profile HWB und HWB2 (Kap. 5.3.2) eindeutig pleistozäne Alter für das Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Eine geringfügige neolithische Kolluviation ist damit nicht auszuschließen und wird auch im süddeutschen Raum beobachtet (vgl. NILLER 2001; LANG 1996). Das Kolluvium M₁(SW) zeigt eine schwache Pseudovergleyung bei abnehmenden Ton- und Kohlenstoffgehalten (15,2 % bzw. 0,25 %) und eine schwächere Gefügebildung als die liegenden Horizonte. Dieses Kolluvium wurde im Untersuchungsbereich mehrfach beprobt (Proben GBA 5, 7, 9), wobei seine Verbreitung auf die hier erfassten, tieferen Reliefpositionen im Bereich der heutigen Böschung zwischen Gillbachau und angrenzender Hochfläche begrenzt war.

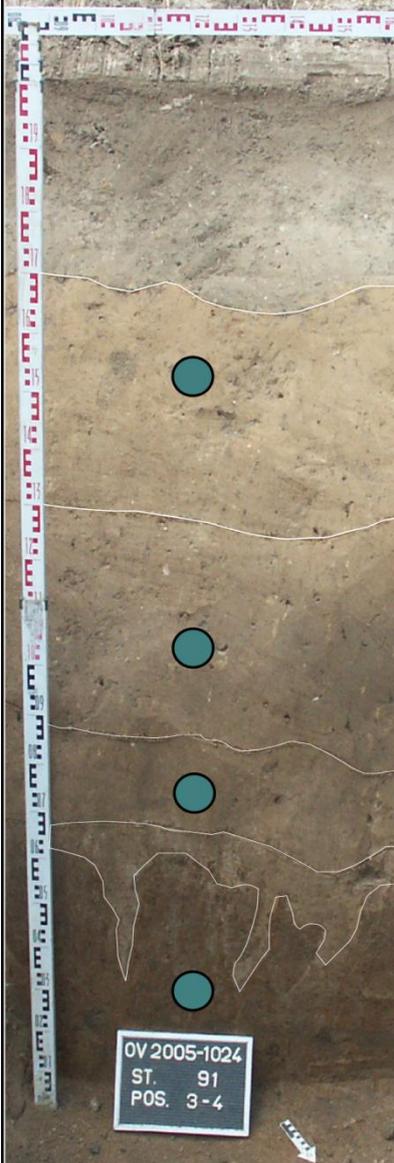
Profil GB 1 (72,66 m NN)	Beschreibung	IRSL-Alter (a) (fading-korrigiert)
	<p>MAp: Ut1, bn-gr, 10 YR 4/3, h2, c0, wenig Ziegelbruch, Holzkohle und Brandlehmflitter, Keramik</p>	
	<p>M3: Ut1-2, hn-gr, 10 YR 5/6, h1, c0, humusfleckig, Ziegelbruch, Holzkohleflitter (Probe GBA-0)</p>	<p>340 +/- 50 a</p>
	<p>M2: Ut2, dbn-gr, 10 YR 4/4, h2, c0, gU-Absonderung in Sekundärporen, Holzkohleflitter (Probe GBA-1)</p>	<p>600 +/- 80 a</p>
	<p>M1(Sw): Ut2, dbn-gr-gefleckt, 10 YR 4/4 mit 7/2 und 5/8, h2, c0, eh1+rb1 (Probe GBA-2)</p>	<p>1000 +/- 100 a</p>
	<p>M/Al(Sw): Ut2-3, gr, 10 YR 6/3, h0-h1, sub, eh1+rb1</p> <p>fBht-Sd: Ut4, dbn-gr-ro-gefleckt, 7,5 YR 4/4 mit 8/3 und 10 YR 3/3, h2, c0, es2+rb1 (Probe GBA-3)</p>	<p>3000 +/- 400 a (3400 +/- 500 a)</p> <p>6400 +/- 900 a</p>

Abbildung 42 : Profil GB 1 der Grabungsfläche 1 (OV 2005/1024, Stelle 91, Profilmfoto: T. Ibeling 2006). Die Altersangaben für die Kolluviale Einheit M₃ resultieren aus der Korrelation mit den Proben GBA-6 am Top und GBA-4 an der Basis dieses Kolluviums (vgl. Text), Probe GBA-0 wurde nur sedimentologisch untersucht (Abb. 44).

Es erreicht eine maximale Mächtigkeit von 25 cm. Archäologisch datierbare Funde konnten aus dieser kolluvialen Einheit nicht geborgen werden, so dass hier zunächst nur die Lumineszenzdatierungen herangezogen werden können.

Die Probe GBA 9 wurde unmittelbar an der Basis des Kolluviums entnommen und konnte auf 3000 ± 400 a v.h. datiert werden.

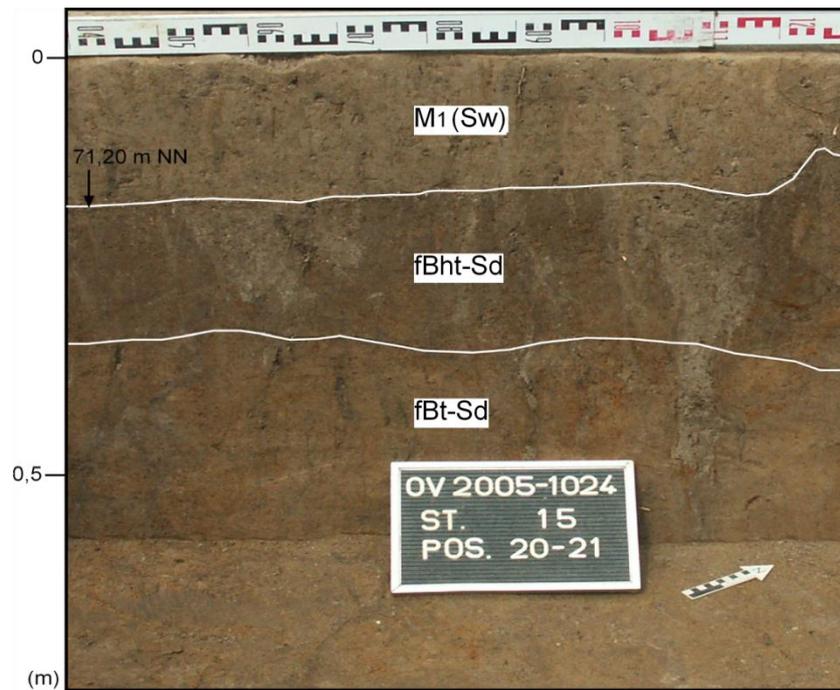


Abbildung 43: Kolluvial überdeckter Bht-Horizont (oben), flächig freigelegter Bht-Horizont nach Abtrag der kolluvialen Überdeckung (unten). Deutlich erkennbar ist das polygonal angeordnete Muster der Schrumpfungsrisse (Fotos: T. Ibeling 2006).

Die an dieser Probe durchgeführte *fading*-Korrektur ergab ein Alter von 3400 ± 500 a v.h.. Die Proben GBA 5 und 7 wurden aus Sondageschnitten innerhalb des Grabungsareals an seinem Top entnommen und datieren auf 2500 ± 400 bzw. 2600 ± 400 a v.h. Damit ergibt sich ein Sedimentationszeitraum für diese kolluviale Einheit von der älteren Bronzezeit bis in die ältere Eisenzeit. Berücksichtigt man den athermischen Signalverlust (*fading*), der auch für die Proben GBA 5 und GBA 7 anzunehmen ist, so ist eine Ablagerung von der älteren bis in die jüngere Bronzezeit und eine Korrelation mit dem Kolluvium A nach SCHULZ (2007)

(vgl. Abb. 52) wahrscheinlich. Ein vergleichbares Alter erzielen auch BOENIGK & FRECHEN (1994) aus dem basalen Kolluvium im Elsbachtal.

Das hangende Kolluvium M₂ weist mit 15,4 % einen Tongehalt auf, der dem liegenden Kolluvium vergleichbar ist. Es ist jedoch weniger humos (0,18 % C_{org}) und durch geringere Gefügebildung gekennzeichnet. Bis auf nicht näher bestimmbare Metallfunde und kleinere römische Ziegelfragmente konnten auch aus diesem Kolluvium keine Funde geborgen werden, die eine eindeutige Datierung zuließen. Die Lumineszenzdatierungen haben mit 1000 ± 100 a v.h. ein hochmittelalterliches Sedimentationsalter ergeben und ermöglichen eine Korrelation mit dem Kolluvium C nach SCHULZ (2007) (Abb. 52).

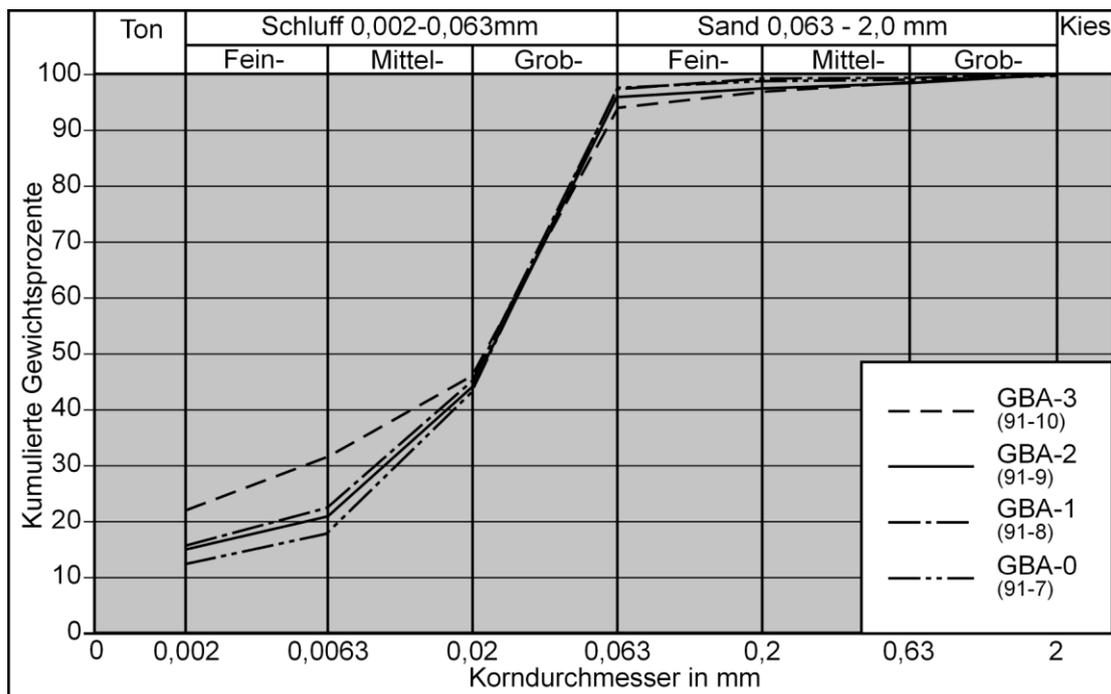


Abbildung 44: Korngrößenverteilung des Bht-Horizontes sowie der Kolluvien im Profil GB 1.

Die flächenmäßig größte Ausdehnung im Bereich der Grabungsfläche erlangt das Kolluvium M₃. Es ist durch eine sehr homogene Struktur und geringe Ton- und Kohlenstoffgehalte (11,9 bzw. 0,13 %) gekennzeichnet. Zudem vollzieht sich im Vergleich zum liegenden Kolluvium ein Farbwechsel von grau-braun (10 YR 4/4) zu braun (10 YR 5/6). Anhand eines an der Basis geborgenen Wellenfußfragmentes ließ sich dieses Kolluvium von archäologischer Seite als spätmittelalterlich oder jünger datieren.

Diese Einordnung wird durch die Lumineszenzalter gestützt, die für die Basis mit 600 ± 80 a v.h. (Probe GBA-4) eine spätmittelalterliche, für das Top mit 340 ± 50 a v.h. (Probe GBA-6) eine frühneuzeitliche Sedimentation anzeigen. Damit erscheint eine Korrelation mit dem Kolluvium D nach SCHULZ (2007, Abb. 52) wahrscheinlich.

Eine weitere Absicherung der erzielten Lumineszenzdaten ergibt sich aus der Anbindung der Kolluvienstratigraphie an ein Grubenhaus (Stelle 118 in der Grabungsdokumentation), das anhand des eingelagerten Fundmaterials eindeutig in das Frühmittelalter datiert (vgl. HUSMANN & IBEILING 2006). Dieses ist deutlich in das Kolluvium M₁(Sw) eingeschnitten und wird vom Kolluvium M₃ überlagert. Das Kolluvium M₂ ist in dieser Position nicht dokumentiert.

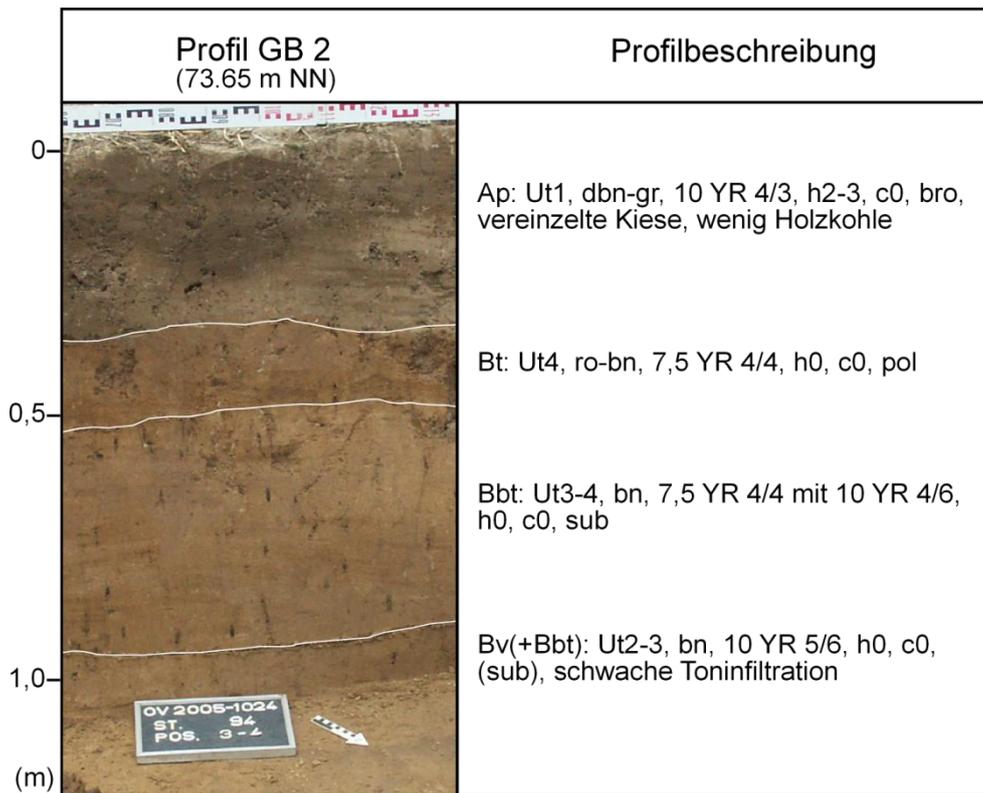


Abbildung 45: Stark erodierte Parabraunerde im Übergang zur Hochfläche (Stelle 94 in der Grabungsdokumentation, Profelfoto: T. Ibeling 2006).

Die Profile GB 2 und GB 3 (Abb. 45; Abb. 46) erfassen den Übergang zu der angrenzenden Hochfläche.

Zwischen Profil GB 1 und Profil GB 2 keilen die Kolluvien sowie der Bht-Horizont auf einer Strecke von etwa 71 m aus. Verbundenen mit der zunehmenden Höhenlage im Relief ist zudem eine deutliche Abnahme der Pseudogleymerkmale in den erfassten Horizonten. Das Profil GB 2 zeigt eine stark erodierte Parabraunerde, deren Bt-Horizont hier noch eine Mächtigkeit von 20 cm erreicht. Dieser geht in einen 45 cm mächtigen Bbt-Horizont über. Die Basis des liegenden Bv-Horizontes ist nicht aufgeschlossen.

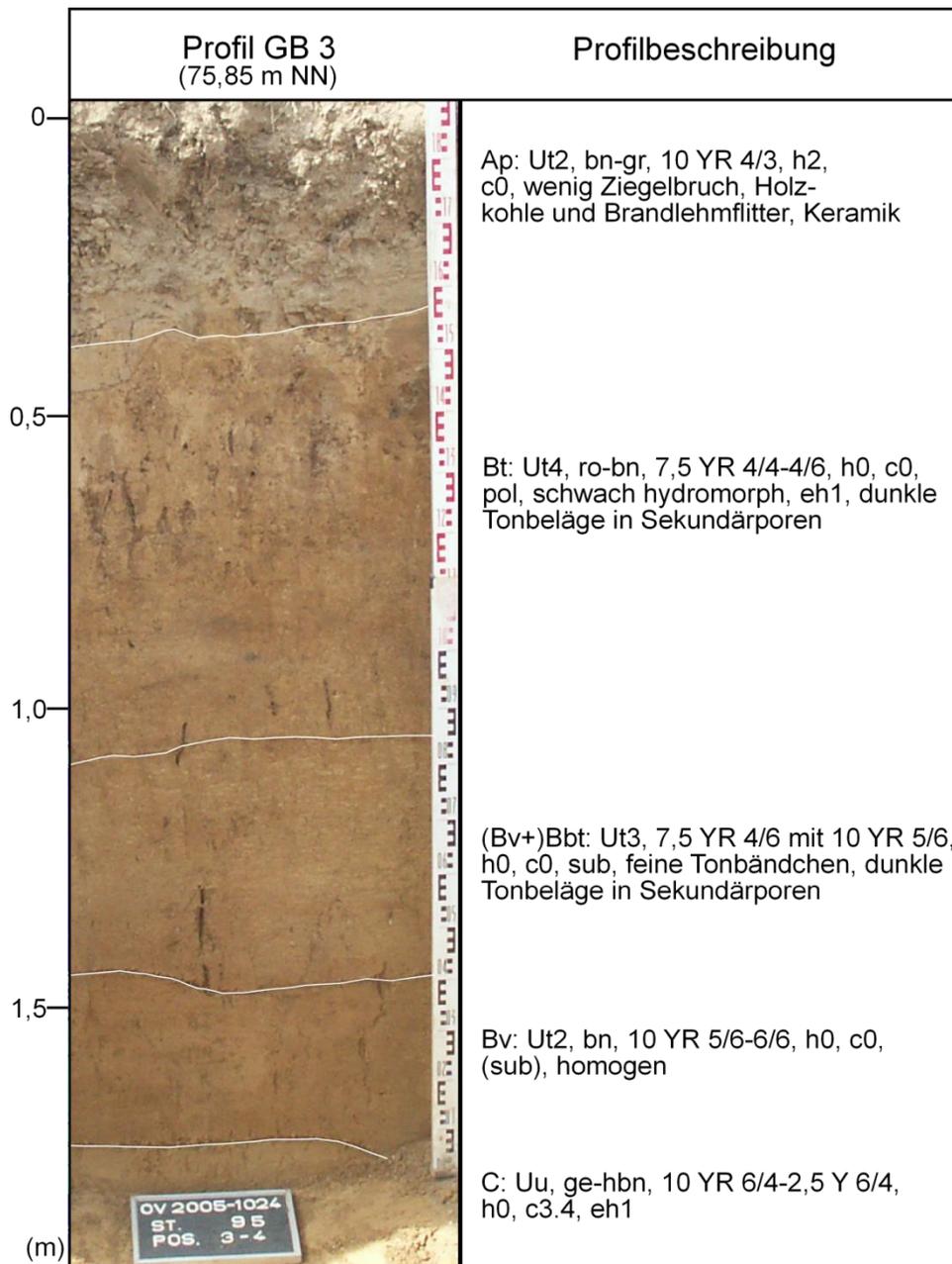


Abbildung 46: Schwach erodierte Parabraunerde in Hochflächenposition (Stelle 95 in der Grabungsdokumentation, Profelfoto: T. Ibeling 2006).

Im Profil GB 3, das auf dem höchsten Niveau der Grabungsfläche angelegt wurde, ist der Bt-Horizont in einer Mächtigkeit von 65 cm aufgeschlossen. Der A1-Horizont ist im Pflughorizont aufgegangen. Der (Bv+) Bbt-Horizont ist in seiner Ausprägung und Mächtigkeit mit dem Bbt-Horizont im Profil GB 2 vergleichbar. Der homogen entwickelte Bv-Horizont ist etwa 30 cm mächtig, die Entkalkungsgrenze liegt bei 1,75 m unter der Geländeoberfläche. Im Vergleich zu dem in Kapitel 2.3 beschriebenen Referenzprofil der annähernd vollständig entwickelten Parabraunerde mit einer Entkalkungstiefe von 2,3 m unter Geländeoberfläche ergibt sich somit eine erosive Verkürzung von etwa 55 cm im Profil GB 3

und ein deutlich zunehmender Erosionsgrad im Profil GB 2 verbunden mit einer Profilverkürzung von etwa 1 m.

Dieser zunehmende Grad der Bodenerosion von der Hochfläche zu den Ober- und Mittelhangpositionen äußert sich in der Ablagerung der Kolluvien in Unterhangposition, die im Profil GB 1 dokumentiert wurden.

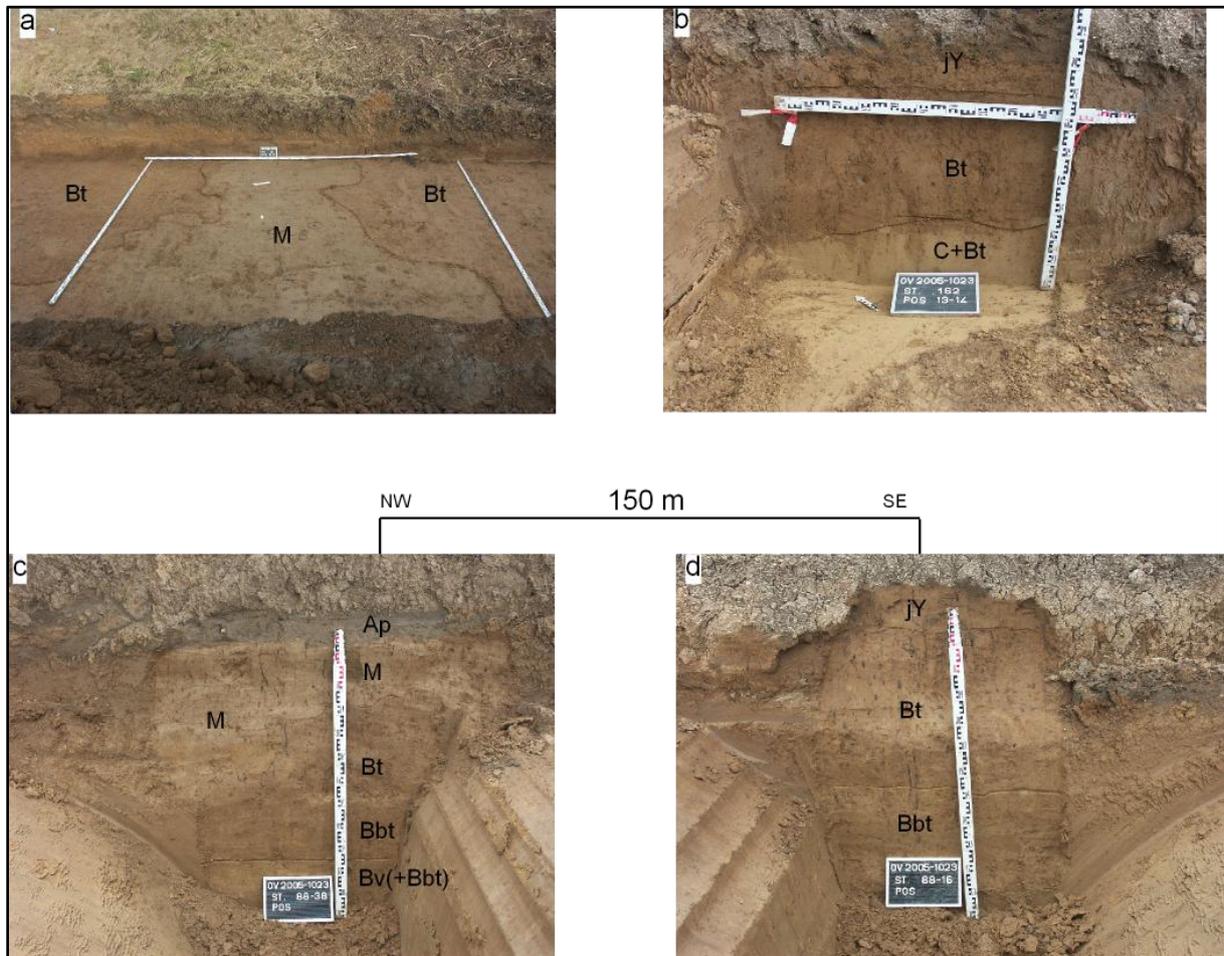


Abbildung 47: Bodenentwicklung innerhalb der Grabungsfläche 2: Einschnitt eines Kolluviums in den Bt-Horizont (a, c), Toninfiltration in den karbonathaltigen C-Horizont bei starker erosiver Profilverkürzung (b), mäßig erodierte Parabraunerde (d). Die mit jY bezeichneten Horizonte stellen Abraum dar (Fotos: T. Ibeling 2006).

In der östlich des Gillbaches gelegenen Grabungsfläche 2 (Abb. 41) zeigte sich eine archäologische wie geomorphologisch-bodenkundliche Befundlage, die im Folgenden kurz skizziert werden soll. Die Oberflächenböden sind auch in diesem Bereich Parabraunerden, deren erosive Verkürzung und der Grad ihrer hydromorphen Überprägung im Sinne einer Pseudovergleyung von der Hochfläche in nordwestliche Richtung mit Annäherung an den Gillbach zunimmt. Die Al-Horizonte sind in der gesamten Untersuchungsfläche erodiert, so dass bei fehlender kolluvialer Überdeckung regelhaft der Bt-Horizont unterhalb des

Pflughorizontes ansteht. Auf den kompakt entwickelten Bt-Horizont, der durch eine kräftig rot-braune Farbe (7,5 YR 4/4-4/6) und ein polyedrisches Gefüge gekennzeichnet ist und damit den Bt-Horizonten der Profile GB 1 und 2 der Grabungsfläche 1 entspricht, folgt auch hier ein deutlich gebänderter, z.T. gefleckter Bbt-Horizont (Abb. 47d). Der liegende Bv-Horizont ist homogen entwickelt und durch eine hellbraune bis braune Färbung (10 YR 5/6) im Zuge der Eisenfreisetzung nach Entkalkung gekennzeichnet. Mächtigere kolluviale Überdeckung wurde lediglich in flachen Geländedepressionen und Rinnen beobachtet, die sanft zum Gillbach hin abdachen (Abb. 47a; 47c). Gelegentlich wurde an Standorten intensiver Bodenerosion, verbunden mit einer starken Profilverkürzung, eine Toninfiltration in die anstehenden karbonathaltigen Lössе beobachtet (C+Bt-Horizont in Abb. 47b), die auch von SCHULZ (2007:33) beschrieben wird.

Im Bereich der Hochfläche wurden mehrere grubenartige Befunde dokumentiert, die in die Bt-Horizonte der umgebenden Parabraunerde eingetieft sind und sich von diesen durch eine dunkelbraune Färbung deutlich absetzen (Abb. 48). Sie werden als Bht-Horizonte im Sinne von ECKMEIER (2007), ECKMEIER et al. (2008) und GERLACH et al. (2006) angesprochen und lassen sich eindeutig mit den beschriebenen Vorstellungen zur Genese in Verbindung bringen (Abb. 49).

Die Ansprache der Bht-Horizonte erfolgt zunächst nur nach ihren Merkmalen, der Anreicherung dunkel gefärbter, humoser Tonsubstanz und ist damit entkoppelt von den klimagenetischen Vorstellungen der Schwarzerdegenese und ihrer Degradation zu Schwarzerde-Parabraunerden (vgl. 4.2.2).

Aus dem in Abbildung 48 dargestellten Grubenkomplex und seiner Umrahmung wurden je zwei Proben aus dem umgebenden Bt-Horizont (Probe 155-1, 155-2) und aus dem Bht-Horizont nahe der Grubenbasis (Probe 155-3, 155-4) entnommen, deren Korngrößenzusammensetzung sowie Gehalte an organischem Kohlenstoff bestimmt wurden. Der Bht-Horizont weist mit 29,7 bzw. 28,4 % geringfügig höhere Tongehalte auf als der Bt-Horizont mit 26,6 bzw. 27,4 %. Die organischen Kohlenstoffgehalte sind mit 0,39 bzw. 0,43 % annähernd doppelt so hoch wie die der Bt-Horizonte mit 0,19 bzw. 0,21 %. Diese Ergebnisse sind vergleichbar mit den von GERLACH et al. (2006: 43) vorgestellten Daten, die für die Bht-Horizonte einen mittleren organischen Kohlenstoffgehalt von 0,44 % und für die umgebenden Horizonte 0,35 % angeben, wobei etwa ein Drittel (19-46 %) des organischen Kohlenstoffs von verbrannter organischer Substanz, sogenanntem Black Carbon, gebildet wird.

Die Genese dieser Horizonte wird mit prähistorischen Brandwirtschaftsweisen in Verbindung gebracht (vgl. Kap. 4.2.2). Im Hinblick auf eine Bodenklassifikation wird vorgeschlagen, diese dunklen Bht-Horizonte nicht den Schwarzerde-Parabraunerden (*Luvic Phaeozems*) im

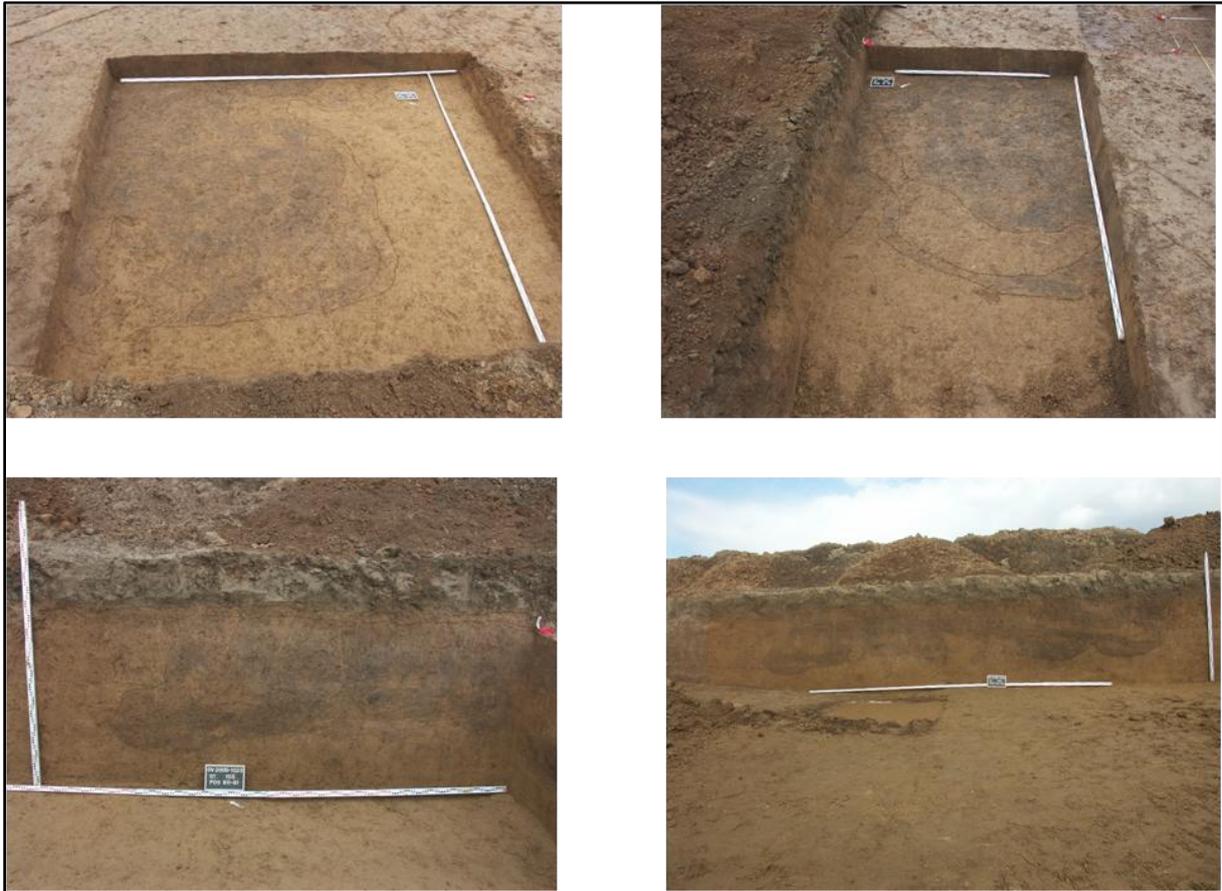


Abbildung 48: Bht-Horizonte in Planumsansicht (oben) und im Profilschnitt (unten). (OV 2006/1023, St. 155, Fotos: T. Ibeling 2006).

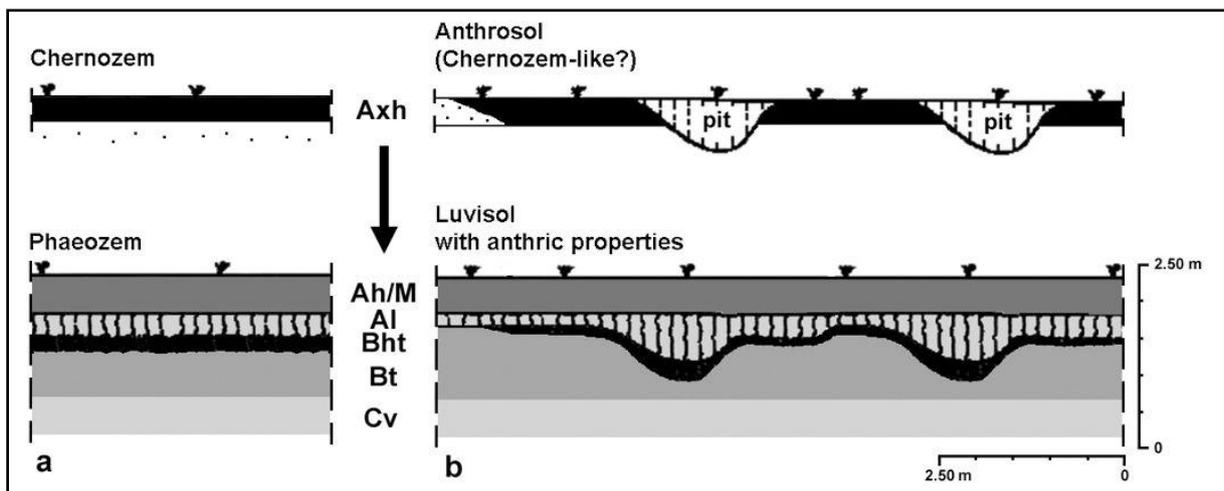


Abbildung 49: Vorgeschlagene Pedogenese „dunkler Böden“ in der Niederrheinischen Bucht. a: Modell der Schwarzerde (Chernozem)-Degradation zur Schwarzerde-Parabraunerde (Phaeozem). b: Bodenbildungsbedingungen nach Beobachtungen von GERLACH et al. (2006). Ton-Humuskomplexe werden aus dem Oberboden (ursprüngliche Axh-Horizonte und Grubenfüllungen) in den Unterboden verlagert (Bht-Horizont) und zeichnen die ursprünglichen Grubenstrukturen nach (verändert nach ECKMEIER 2007: 18).

Sinne einer Degradationsform frühholozäner Schwarzerden zuzustellen, sondern sie als Parabraunerden mit fossilen anthropogenen Merkmalen zu bezeichnen (*Luvisol with anthric properties*) (ECKMEIER 2007, vgl. Abb. 49).

Die Vorläufer dieser Böden stellen damit schwarzerdeähnliche, anthropogene Böden (*Anthrosols*) dar. Die eigenen Beobachtungen stützen diese These, da die umgebenden Bt-Horizonte der großflächig im gesamten Arbeitsgebiet erfassten Parabraunerden keinerlei Hinweise auf eine mögliche Schwarzerdevergangenheit offenbaren.

Daraus muss geschlossen werden, dass neben den natürlichen Faktoren der Pedogenese, in erster Linie Relief, Klima und Vegetation, dem Faktor Mensch hier eine bedeutende Stellung durch die Einführung von Brandwirtschaftsweisen zukommt (GERLACH et al. 2006).

Im Hinblick auf eine archäologische Datierung erwies sich die Vielzahl der aufgenommenen Bht-Horizonte und Grubenstrukturen als artefaktfrei. Sie werden in diesem Zusammenhang als Strukturen gedeutet, die außerhalb der eigentlichen Siedlungsplätze auftreten (*off-site-Befunde*, vgl. GERLACH et al. 2006: 42). Radiokarbondatierungen an Holzkohlen und verbrannter organischer Substanz (Black Carbon) deuten darauf hin, dass Brandwirtschaftsweisen vom Mesolithikum bis in das Mittelalter nachgewiesen werden können, mit einem deutlichen Schwerpunkt im Spät- und Endneolithikum (GERLACH et al. 2006, ECKMEIER 2007).

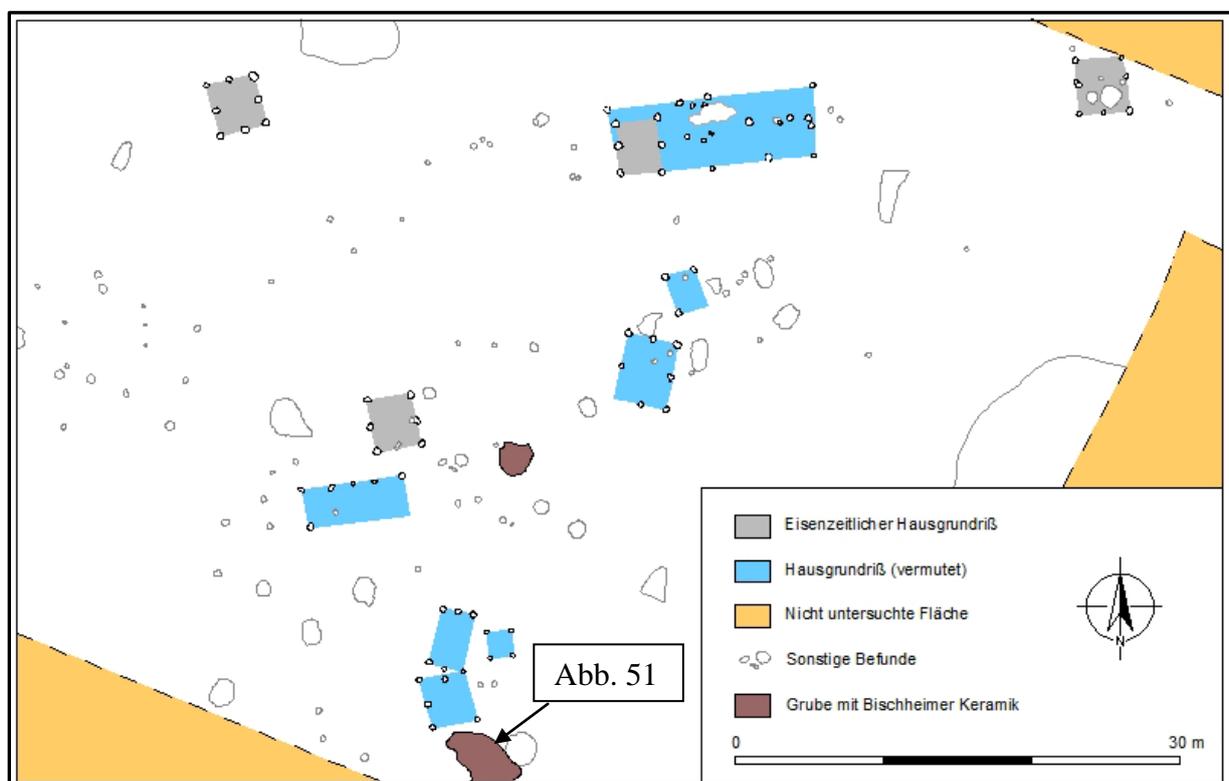


Abbildung 50: Planausschnitt der Grabungsfläche 3 (HUSMANN & IBELING 2006).



Abbildung 51: Ausschnittsfoto des in Abbildung 50 skizzierten mittelneolithischen Grubenkomplexes (Foto: T. Ibeling 2006).

Im Gegensatz zu den beschriebenen *off-site*-Befunden wurden wiederholt Siedlungsreste (*on-site*-Befunde) dokumentiert, die einen Einblick in die Besiedlungsgeschichte ab dem Neolithikum und den damit verbundenen Wandel von der Kultur- zur Naturlandschaft geben. Nimmt man die archäologischen Befunde der Grabungsfläche 1 hinzu, so zeigen sich Hinweise auf eine Besiedlung vom Neolithikum bis in das Frühmittelalter.

Die ältesten Siedlungsreste ließen sich aufgrund von Keramikfragmenten der Bischheimer Gruppe des späten Mittelneolithikums zuordnen (4600-4300 v. Chr.) (HUSMANN & IBELING 2006: 73). Abbildung 51 zeigt einen Teilbereich dieser mittelneolithischen Grubenkomplexe. Diese sind mit einem Material verfüllt, das den beschriebenen Bht-Horizonten der südöstlichen Hochflächenbereiche, abgesehen von dem Artefaktgehalt, vergleichbar ist. Es ist durch eine dunkelbraune Färbung und ein intensiv entwickeltes polyedrisch-prismatisches Gefüge gekennzeichnet. Neben diesen Befunden konnte in Hochflächenposition ein Teil einer Kleingehöftsiedlung der mittleren Eisenzeit durch Reste von Pfostengruben und Gruben belegt werden, die mehrere Gebäudestandorte andeuten (HUSMANN & IBELING 2006) (Abb. 50). Die im Wesentlichen aus den Gruben geborgene Keramik wurde in den Übergang vom 7./6. Jahrhundert bis zum 5. Jahrhundert v. Chr. datiert (Hallstatt C/D bis Hallstatt D/Frühlatène) (ebd.). Die Pfostengruben sind durch hellgrau gefärbte, schwach tonige Schluffe, die an der Basis (im Hangenden des Bt-Horizontes) starke Pseudovergleyungserscheinungen aufwiesen, gekennzeichnet. Neben dem deutlichen

Farbwechsel ließ sich auch regelhaft eine schwächere Gefügebildung in Form von subpolyedrischer Absonderung beobachten.

Die Besiedlung der römischen Zeit ist durch die Umfassungsgräben zweier Landgüter, die einander gegenüberliegend am westlichen und östlichen Gillbachufer angesiedelt waren, belegt. Über mehrere Bestattungsfunde gliedern HUSMANN & IBELING (2006) drei Siedlungsphasen aus, die vom 1. Jahrhundert bis in das 2./3. Jahrhundert n. Chr. reichen.

Die jüngsten archäologischen Siedlungsreste stehen in Zusammenhang mit dem bereits erwähnten frühmittelalterlichen Grubenhaus. Dieses wird, neben anderen Befunden dieser Zeitstellung, in das 5. Jahrhundert n. Chr. gestellt (ebd.: 75).

Vergleicht man die so skizzierte archäologische Befundsituation mit den geomorphologisch-bodenkundlich untersuchten Profilen, so zeigt sich, dass sich ein archäologischer Hinweis auf die erste Besiedlungsphase anhand der Bischheimer Gruben des mittleren Neolithikums ergibt. Neben den Siedlungsbefunden weisen auch die Bht-Horizonte und die mit diesem Material verfüllten Gruben der Hochflächen auf eine neolithische Landnutzung hin. Für den Bereich unmittelbar westlich des Gillbaches (vgl. Profil GB 1) zeigen sich durch die ermittelten Lumineszenzalter für das Ausgangssubstrat des humosen Tonanreicherungshorizontes (Bht-Horizont in Rinnenposition) erste Anzeichen kleinräumiger Bodenumlagerungen im Neolithikum. Bisher wurden die Bht-Horizonte in den Tiefenlinien der Dellentälchen sowie ihr reliktsches Vorkommen in Hochflächenlagen der Niederrheinischen Bucht intuitiv den klimagenetisch bedingten, frühholozänen Bodengesellschaften im Sinne einer Schwarzerde-Parabraunerde-Entwicklungsreihe aus pleistozänen Sedimenten zugestellt (vgl. SCHALICH 1981, BOENIGK & FRECHEN 1994), oder sie wurden als reliefabhängige Bildungen im Sinne von Feuchtbodenhorizonten angesehen (SCHULZ 2007, vgl. Kap. 4.2).

Die Bht-Horizonte selber wurden aus diesen Gründen nicht genauer untersucht bzw. datiert. Die hier vorgestellten Ergebnisse räumen die Möglichkeit ein, dass ihre Genese nicht klimagenetisch bedingt ist, sondern dass die bodenbildenden Faktoren Relief und Mensch gegenüber dem Faktor Klima überwiegen und sind mit den Vorstellungen von GERLACH et al. (2006) und ECKMEIER et al. (2008) vergleichbar. Zusätzlich muss eine Genese dieser Horizonte in holozänen Sedimenten in Betracht gezogen werden. Dies gilt auch für die Tiefenlinien der Dellen- bzw. Trockentalsysteme, in denen stellenweise die humosen Bt-Horizonte im Hangenden der „typischen“, humusfreien Bt-Horizonte entwickelt sind (vgl. z.B. Profil 2 im Vinkenpützer Grund).

Jahre v/n Chr.	Kulturstufen nach KNÖRZER et al. 1999	Kolluviation in der westlichen Kölner Bucht nach SCHULZ 2007	Kolluviation im Einzugsgebiet des Gillbaches (diese Arbeit)	Pollenzonen nach KALIS & MEURERS-BALKE in BRUNOTTE et al. 1994	Jahre BP
1500 1300 900 460 0 50 250 700 1200 1900 2200 2800 3500 4400 5000 5300	Neuzeit		E		Sub atlantikum
	Mittelalter	Spät-Hoch-	D	M ₃	
		Früh-	C	M ₂	
		römische Zeit		B	
	Eisenzeit	jüngere			
		ältere			
	Bronzezeit	jüngere	A	M ₁	
		ältere			
		frühe			
	Neolithikum	End-	geringfügige Kolluviation kann nicht ausgeschlossen	(M)Bht	
Spät-					
Jung-					
Mittel-Alt-					
Mesolithikum	keine Kolluviation				
Paläolithikum	keine Kolluviation				

Abbildung 52: Kolluviale Einheiten im Untersuchungsgebiet im Vergleich zur westlichen Niederrheinischen Bucht (verändert nach SCHULZ (2007)).

Eine andere Sichtweise vertritt KADEREIT (2002), die ebenfalls SAR-IRSL-Datierungen an polymineralischen Feinkornproben aus Bht-Horizonten und hangenden kolluvialen Einheiten im Kraichgau durchgeführt hat. Für die Bht-Horizonte (bezeichnet als Tschernosemrelikt, bzw. Bt/Bv-Relikt mit humoser Zone, KADEREIT 2002: 157ff) werden aus zwei Profilen annähernd identische, altneolithische (bandkeramische) Alter vorgestellt. Eine anthropogen verursachte Umlagerung wird jedoch ausgeschlossen. Die Lumineszenzdaten werden dahingehend interpretiert, dass sie das Ende der Schwarzerdebildung im Altneolithikum anzeigen. Die Rückstellung des Lumineszenzsignals wird auf pedogene Vorgänge im Sinne intensiver Bioturbation unter lichten Eichenmischwäldern zurückgeführt. Wenn diese Horizonte damit klimagenetisch bedingte Relikte einer frühholozänen Schwarzerde darstellen, so sollten gerade bei polymineralischen Feinkornpräparaten, bei denen die Äquivalenzdosis an mehreren tausend Körnern pro Aliquot bestimmt wird (vgl. Kap. 3.3.5), höhere Alter zu erwarten sein, die sich dem pleistozänen Ausgangssubstrat der Bodenbildung, in dem Fall dem jungpleistozänen Löss, annähern. Eine fast vollständige und homogene Bleichung innerhalb der Bht-Horizonte durch Bioturbation erscheint doch eher unwahrscheinlich. Zudem ist hier wiederum das Argument der Reliefposition entgegenzuhalten. So wird in den vorgestellten Profilen der Übergang zu den angrenzenden Hochflächen nicht genauer erläutert, in dem sich die Schwarzerdevergangenheit der Parabraunerden ebenfalls äußern müsste.

Die Ablagerung der erfassten kolluvialen Einheit M_1 (Sw) in der älteren bis jüngeren Bronzezeit, eventuell auch bis in die frühe Eisenzeit, lässt hier darauf schließen, dass die Bildung des liegenden Bht-Horizontes bis zur frühen Bronzezeit abgeschlossen war. Die erste Phase der Kolluviation ist in den untersuchten Abschnitten archäologisch nicht zu fassen, jedoch weist sie auf eine bronzzeitliche Landnutzung in betrachtetem Einzugsgebiet hin. Die entsprechenden Siedlungsflächen sind außerhalb des Grabungsareals zu vermuten. Demgegenüber ist der Zeitraum der mittleren Eisenzeit bis zum Frühmittelalter über archäologische Siedlungspuren belegt, findet jedoch keinen Ausdruck in der Ablagerung von Kolluvien. Auch dies ist nicht verwunderlich, da die Nutzungsflächen außerhalb der Siedlungsflächen gelegen haben. Die nächste Phase der Kolluviation (M_2) ist basierend auf den Lumineszenzaltern dem Hochmittelalter, eine hier erfasste letzte Phase (M_3) dem Späten Mittelalter und der frühen Neuzeit zuzuordnen.

Bezüglich des Ausgangsreliefs vor Beginn der neolithischen Besiedlung kann über die dokumentierten Profile ein wesentlich akzentuierteres Relief rekonstruiert werden, dass im Zuge des Wandels von der Natur-zur Kulturlandschaft und der damit verbundenen Bodenerosion im Sinne einer quasinatürlichen Formung eine Verminderung der Reliefenergie

erfährt. Vollständige holozäne Archive sind in den Talbodenbereichen bzw. Tiefenlinien der Täler zu erwarten.

6. Synopsis der mittel- und jungquartären Relief- und Bodenentwicklung

Im Folgenden wird, basierend auf den in Kapitel 5 geschilderten Detailbefunden, die mittel- und jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung im Untersuchungsgebiet in gesamtheitlichem Landschaftskontext geschildert.

Die Quartärbasis wird in betrachtetem Gebiet durch marine Ablagerungen des Ober-Oligozäns gebildet, denen diskordant die fluvialen Sedimente der Mittelterrassen des Rheins aufliegen. Diese sind als Terrassentreppe entwickelt und zeugen von einer ersten landschaftsprägenden Phase der Reliefbildung durch den Wechsel fluvialer Erosion und Akkumulation im Rahmen der Interaktion tektonischer Prozesse und klimatischer Oszillationen des Mittelpleistozäns. Die ältesten im Untersuchungsgebiet erfassten Ablagerungen des frühen Mittelpleistozäns sind im südwestlichen Arbeitsgebiet (Kap. 5.1.1) durch fluviale Sedimente belegt, die mit der MT 1 nach BOENIGK & FRECHEN (2006) korreliert werden. Sie repräsentiert damit gleichzeitig die MT I nach BRUNNACKER et al. (1978), jedoch ohne die ihr zugestellte MT IIa (vgl. Kap. 2.2.2). Die Oberfläche dieser Terrasse liegt bei 75 m NN, die Basis bei 65 m NN. Ihre Bildung wird dem späten Cromer-Komplex zugeordnet. Der Ablagerung der MT 1 folgt eine Einschneidungsphase und erneute Akkumulation fluvialer Sedimente. Dieser Wechsel von Erosion und Akkumulation führt zu der Bildung eines zweiten Terrassenniveaus. In Profil 1 (Kap. 5.1.1) ist diese Phase durch mächtige Hochflutablagerungen belegt. Durch die Tieferschaltung der Erosionsbasis werden die älteren Terrassen im Zuge lateraler Abtragung stark aufgezehrt, so dass die MT 1 stellenweise nur noch in sehr geringer Mächtigkeit bei gleichem Niveau der Basis vorhanden ist (vgl. Profil 2, Kapitel 5.1.3). Dies entspricht der Vorstellung von BRUNNACKER et al. (1978), die dieses Abtragungsniveau als Unterstufe der MT I bezeichnen. Nach BOENIGK & FRECHEN (2006) werden diese Unterstufen mit der Oberfläche der nächst jüngeren Terrasse korreliert, hier mit der MT 2 (vgl. Kap. 2.2.2). In nordöstliche bis östliche Richtung lässt sich im Vinkenpützer Grund eine zweiphasige Tieferschaltung der Terrassenbasis um jeweils 8-10 m belegen, die sich jedoch nicht im Relief der Terrassenoberflächen wiederfindet. Letztere befinden sich sowohl im Vinkenpützer Grund wie auch im Schelental in einem vergleichbaren Höhenniveau zwischen 60 und 65 m NN. Den Vorstellungen von BOENIGK & FRECHEN (2006) folgend, wird dieses Niveau mit der MT 3 des Elster-Glazials korreliert. Interglaziale Sedimente, die die Terrassenkörper gliedern, können nicht belegt werden. Zwischen den großräumig reliefprägenden fluvialen Abtragungs- und Akkumulationsphasen, der Genese der Deckschichten und der Entwicklung der Dellen- und Trockentalsysteme, die

das heutige Erscheinungsbild der Landschaft im Untersuchungsgebiet maßgeblich bestimmen, besteht ein enges Wirkungsgefüge. Die Erzeugung einer neuen Erosionsbasis im Zuge der Einschneidung wirkt sich in Form verstärkter Abtragung auf die verlassenen Talböden aus. Gleichzeitig fungieren diese als ein Liefergebiet für die äolischen Sedimente (vgl. JANUS 1988; BRUNOTTE et al. 1994). Die Verbreitung der ältesten hier erfassten Lösssedimente und die in ihnen entwickelte interglaziale Bodenbildung (Bt-Sd- und Btv-Sd Horizont eines Parabraunerde-Pseudogleys) ist auf leeseitige Positionen im Übergang von der MT 1 zur MT 2 beschränkt (Abb. 53).

Die stratigraphische Zuordnung auf Basis der Lumineszenzdatierungen an polymineralischen Feinkornproben (SAR-IRSL) ist nicht eindeutig möglich. Jedoch ergibt sich vor dem methodischen Hintergrund der Datierungen (Kap. 3.3) und dem Profilaufbau (Kap. 5.1.1) eine wahrscheinliche Zuordnung zum oberen Teil des Erft-Solkomplexes des MIS 7 nach SCHIRMER (u.a. 2002a; 2002b). Der Akkumulation der ältesten Lössdeckschichten kommt keine reliefgestaltende Wirkung bezüglich des heutigen Erscheinungsbildes des Reliefs zu und über ihre ursprüngliche Verbreitung lassen sich anhand der aufgenommenen Befunde keine Aussagen treffen. Auch der Übergang vom Mittel- zum Jungpleistozän ist in den erfassten Archiven nicht eindeutig über entsprechende Sedimente und Bodenbildungen zu belegen. Damit überwiegt im Untersuchungsgebiet das Ausmaß der Abtragung gegenüber der Akkumulation seit Ablagerung der elsterzeitlichen MT 3 bis in das Weichsel-Glazial hinein und stellt so eine zweite wesentliche Phase der Reliefbildung dar. In dieser findet auch die primäre Anlage der Täler statt. Diese Talanlage ist an fluviale Ausräumung bei einem mehrphasigen Absinken der Erosionsbasis gebunden, die in einer zunehmenden Tieferlegung der Talböden resultiert und mit Annäherung an den Rand der Niederterrassen zur vollständigen Abtragung der Sedimente der Mittelterrassen in den Tiefenlinien der Täler führt (vgl. z.B. Profil 9, Kap. 5.2.4). Diese primären Täler wiesen bereits eine deutliche Asymmetrie auf. Aus dem Aufbau der Deckschichten auf den Hängen und Hochflächen ergibt sich, dass ältere, prä- und frühweichselzeitliche Sedimente im Zuge der Abtragung bis in den lokalen Vorfluter gelangt sind und somit aus den Talsystemen entfernt wurden. Die ersten fassbaren Ablagerungen stellen die regelhaft im Hangenden der Mittelterrassen und in den Tiefenlinien verbreiteten Fließerden dar. Sie werden als Resultat periglazial-solifluidaler Prozesse angesehen, die sowohl liegendes Terrassenmaterial als auch ältere Deckschichten in die Umlagerung einbeziehen. Ihr Erhalt in den Tiefenlinien bezeugt, dass zur Zeit ihrer Bildung die Ausräumung der Täler weitgehend abgeschlossen war. Die zeitliche Stellung dieser Umlagerungsphase lässt sich aus dem Gesamtreiefbezug nur sehr ungenau eingrenzen. So zeigen die vielgliedrigen Lössprofile, die nur an der Leeseite der ältesten Terrassenstufe

im Untersuchungsgebiet erhalten sind, dass mit mindestens zwei tiefgreifenden weichselzeitlichen Abtragungs- und Umlagerungsphasen zu rechnen ist. Es sind dies die frühmittelweichselzeitliche Keldach-Diskordanz und die oberweichselzeitliche Eben-Diskordanz (vgl. Kap. 4.1, Kap. 5.1.1). Dies deckt sich mit Befunden über das Niederrheingebiet hinaus, in denen bis zu drei kräftige weichselzeitliche Abtragungsphasen nachgewiesen sind (z.B. ROHDENBURG & MEYER 1966; SEMMEL 1996; SCHIRMER & KELS 2006) (vgl. Kap. 4.1). Die so vorgenommene Korrelation deutet darauf hin, dass Lössе des Mittelweichsels und sie gliedernde Böden ebenfalls auf einen schmalen Saum entlang der Terrassenstufe von der MT 1 zur MT 2 beschränkt sind (Abb. 53).

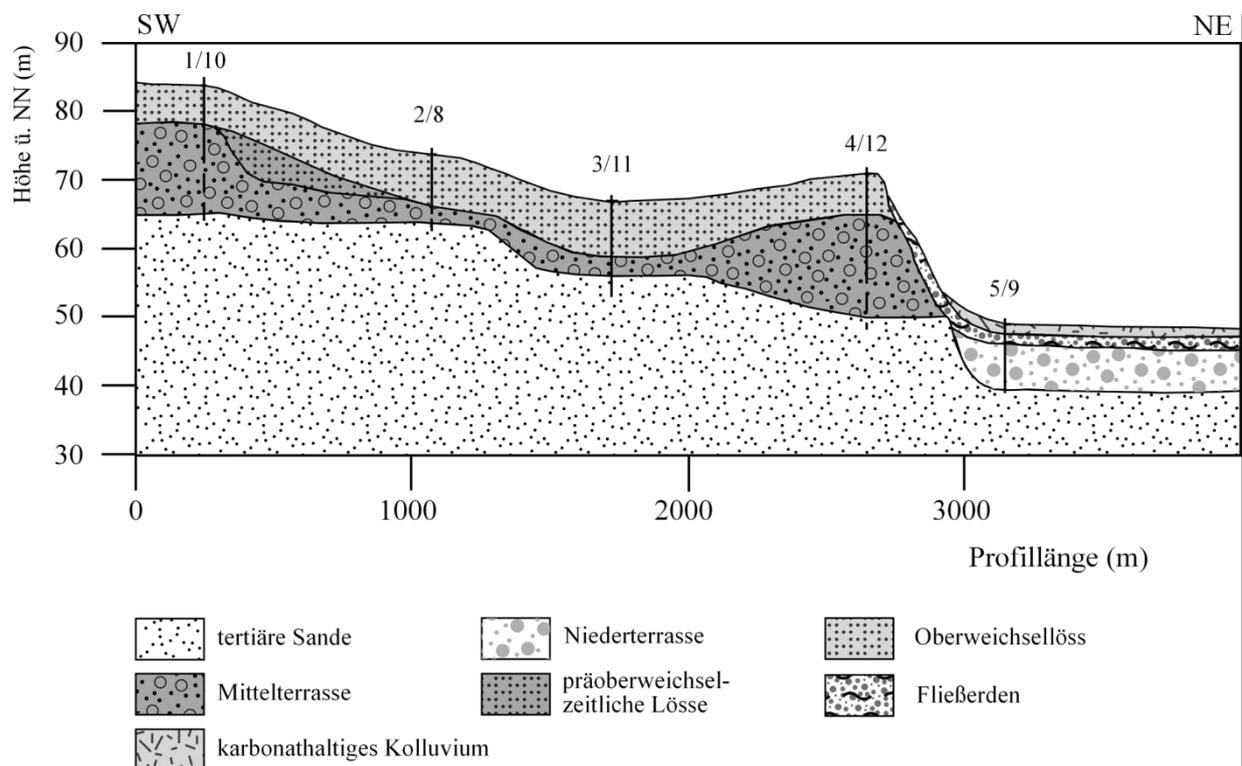


Abbildung 53: Längsprofil der nördlichen Oberhangbereiche des Vinkenpützer Grundes und Übergang zu den Niederterrassen (25-fach überhöht). Die Kartierung der präoberweichselzeitlichen Lössе basiert auf Analogieschlüssen zu den Ergebnissen dieser Arbeit (vgl. Kap. 5.1.1) und auf Ergebnissen von SCHULZ (1999).

Mit zunehmender Entfernung von der Terrassenstufe zeugt die aufgenommene Wechsellagerung von Schwemmlössen und spülaquatischen Bildungen im Hangenden der Fließерden (vgl. z.B. Profil 3 und 4) von einsetzender äolischer Akkumulation bei phasenweiser intensiver Verspülung. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich in diesen Hangbildungen weitere Erosionsdiskordanzen verbergen, die nicht durch entsprechende Sedimente überliefert sind. Ihnen kommt, zusammen mit den Fließерden im Liegenden, eine reliefausgleichende Wirkung zu, die sich in einer Abflachung der Hänge und

Erhöhung der Talböden ausdrückt. Periglaziale Solifluktion und intensive Abspülung sind nach ROHDENBURG (1979: 228) Kennzeichen des Übergangs von morphodynamischer Stabilität zu morphodynamischer Aktivität. Die Aussage von ZÖLLER & NEHRING (2002: 126), dass in jedem Interglazial-Stadial- und Interstadial-Stadial-Übergang mit einer Aktivitätsphase der Hangformung zu rechnen ist, unterstreicht besonders vor dem Hintergrund der pleistozänen Klimaoszillationen nochmals die Schwierigkeit einer stratigraphischen Einbindung der Hangsedimente. Im Gegensatz dazu lassen sich die Schwemmlösse und Löss im Hangenden, denen in ihrer Gesamtheit im Untersuchungsgebiet eine reliefakzentuierende Wirkung zukommt, durch die Einbeziehung von Lumineszenzdaten zeitlich wesentlich besser fassen. Ihre Bildung wird von kurzen Phasen der Nassbodenentwicklung unterbrochen. Die vorgenommenen SAR-OSL-Datierungen an Quarzen deuten darauf hin, dass bereits im frühen Oberweichsel in großer Mächtigkeit Lösssedimente abgelagert wurden. In ihnen drückt sich über den Wechsel von basalen Schwemmlössen zu zunehmend homogen entwickelten Lössen eine Abnahme der Verspülungsintensität mit Annäherung an die kalt-aride Phase des Weichsel-Hochglazials aus. Innerhalb des Oberweichsels kommt es zu einer Abtragsphase, die in den Lössen des Niederrheingebietes zur Erzeugung der Eben-Diskordanz mit der Eben-Zone im Hangenden (SCHIRMER 2003b, vgl. Kap. 4.1) führt. Sie trennt den früh-oberweichselzeitlichen Hesbayer-Löss von dem hoch- und spät- oberweichselzeitlichen Brabant-Löss und ist im Arbeitsgebiet vermutlich in den Aufschlüssen des Hohlweges (vgl. Kap. 5.3) vorhanden. Die Hangformung in der Zeit des Oberweichsels steht zunächst in enger Verbindung zu der fluvialen Erosionsphase, die die Basis der Niederterrassen erzeugt. Die Vergrößerung der Basisdistanz führt zu einem verstärkten Erosionsimpuls, der sich auf den Bereich der Hänge und Hochflächen auswirkt und zu einer Einbeziehung des dort akkumulierten Materials in die Hangformung führt. Dies betrifft sowohl die Talsysteme innerhalb der Mittelterrassen mit der jeweiligen Tiefenlinie als lokale Erosionsbasis als auch die Hangbereiche, die unmittelbar auf die Niederterrasse eingestellt sind. In Letzteren findet eine starke Auflösung des Mittelterrassenhangs am Rand zu den Niederterrassen statt (vgl. Karte 1, Profil 9). Früh-Oberweichselzeitliche Löss unterliegen in diesen Positionen ebenfalls der Abtragung. Mit der Akkumulation der älteren Niederterrasse im Hochglazial wird diese Tendenz zur Abtragung durch die Verminderung der Reliefenergie umgekehrt. Das gleichzeitige Einsetzen der Ablagerung der jüngsten Löss (Brabant-Löss) wirkt sich in hohem Maße reliefbildend aus. So führt die teilweise sehr mächtige äolische Akkumulation zu einer Akzentuierung des präexistenten Reliefs. Dies wird daraus ersichtlich, dass auf den Talböden nur geringmächtige

Lösse dieser Akkumulationsphase vorhanden sind, während sie sich im Bereich der Wasserscheiden in großen Mächtigkeiten aufbauen.

Mit Ende der Lössakkumulation setzt großräumig die Stabilisierung des pleistozän angelegten Reliefs ein. Durch zunehmende Erwärmung, verbunden mit Entwicklung einer geschlossenen Vegetationsdecke beginnt die Pedogenese. Humusbildung und Entkalkung folgt die Verbraunung im Zuge der Oxidationsverwitterung. Mit fortschreitender Bodenbildung werden primäre und hydrolytisch gebildete Tonminerale aus dem Oberboden- in den Unterboden verlagert und führen zur Entwicklung der Parabraunerden, die auch heute den dominierenden Bodentyp der Lösslandschaften in der Kölner Bucht darstellen. Vollständig entwickelte Parabraunerden erreichen im Untersuchungsgebiet, ausgehend von der aktuellen Oberfläche, eine Entwicklungstiefe von etwas mehr als 2 m (vgl. Kap. 2.3). In den Tiefenlinien der Dellen und der Trockentäler entstehen Schwarzerde-Parabraunerden als reliefabhängige Böden mit diagnostischen Bht-Horizonten, die sich unter feuchten, teilweise anmoorigen Bedingungen bilden.

Zusammenfassend kann das pleistozän angelegte Relief nach der spät- und postglazialen Stabilisierung und vor Einsetzen der quasinatürlichen bzw. anthropogen induzierten Aktivitätsphase im Untersuchungsgebiet wie folgt skizziert werden.

Ausgehend von der markant entwickelten Stufe greifen am Rand der Niederterrasse asymmetrische Täler in die lössbedeckten Mittelterrassen ein, die stellenweise Vertikaldistanzen von den Wasserscheiden bis zu den Talböden von mehr als 20 m aufweisen (vgl. z.B. Profil 4, Profil 9). Die Talanfänge werden durch flache Dellen im Übergang zu den Hochflächen gebildet. Die Niederterrassenflächen werden von Rinnensystemen durchzogen, in denen sich im Zuge der Verlandung bei hohem Grundwasserstand Niedermoore und Mudden bilden (vgl. Abb. 11 und Profil 5, Abb. 54). Das Untersuchungsgebiet und seine Umrahmung sind von Terrassenrändern durchzogen, an die Quellaustritte gebunden sind. Diese so skizzierte naturräumliche Ausstattung steuert maßgeblich die beginnende Besiedlung im Neolithikum. Die Hänge und anschließenden Hochflächen der Trockentäler und Gerinnebetten stellen in Verbindung mit den fruchtbaren Parabraunerden Gunstlagen der Besiedlung dar (vgl. Kap. 4.2.2).

Aus der Verknüpfung holozäner landschaftsgenetischer Archive und archäologischer Befunde lässt sich unter Hinzunahme der IRSL-Datierungen der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft beschreiben (Kap. 5.4). Erste Spuren neolithischer Besiedlung stellen Grubenkomplexe dar, die der Bischheimer Gruppe des Mittelneolithikums zugeordnet werden. Diese werden durch die Lage innerhalb der Siedlungsareale als *on-site* Befunde (vgl. GERLACH et al. 2006) bezeichnet. Im Gegensatz dazu finden sich auf kleine Areale

beschränkte Bht-Horizonte und mit gleichem Material verfüllte, artefaktfreie Grubenkomplexe in Hochflächenposition, die als *off-site*-Befunde außerhalb der eigentlichen Siedlungsareale liegen. Die Genese dieser Bht-Horizonte wird in Verbindung mit Vegetationsfeuern durch Brandwirtschaftsweisen gebracht (z.B. GERLACH et al.2006; ECKMEIER 2007) und steht damit im Gegensatz zu den Auffassungen einer klimabedingten Schwarzerdegenese und anschließender, postneolithischer Degradation zu Schwarzerde-Parabraunerden (z.B. SCHALICH 1981). Aus Unterhangposition im Gillbachtal ergeben sich Hinweise auf eine Bildung von Bht-Horizonten in holozänen Sedimenten, deren Ablagerung mittels SAR-IRSL Datierung in das frühe bis mittlere Neolithikum gestellt werden kann. Zusätzlich zu den Daten der Lumineszenzdatierung ergeben sich über die Korngrößenanalysen und die Bindung dieser Horizonte an rinnenartige Reliefpositionen, die in die typisch entwickelten Bt-Horizonte eingreifen, weitere Argumente für eine solche Interpretation (vgl. Kap. 5.4). Damit wäre eine erste Bodenumlagerung im Neolithikum anzunehmen. Die erste erfasste kolluviale Einheit datiert in die ältere bis jüngere Bronzezeit. Sie wird mit dem von SCHULZ (2007) beschriebenen Kolluvium A aus der westlichen Kölner Bucht korreliert. Die Eisenzeit, die römische Zeit und das Frühmittelalter sind durch Siedlungsbefunde auf den Hängen und Hochflächen belegt. Eine weitere kolluviale Einheit datiert in das Hochmittelalter, eine letzte hier erfasste Einheit in das Spätmittelalter und die frühe Neuzeit. Sie werden mit dem oberen Teil des Kolluviums C bzw. mit dem Kolluvium D nach SCHULZ (2007) korreliert. Damit lässt sich in Zusammenhang mit den archäologischen Befunden eine Siedlungskontinuität vom Mittelneolithikum bis in die Neuzeit belegen.

In den untersuchten Tälern äußert sich die anthropogen induzierte morphodynamische Aktivität durch die Ablagerung mächtiger Kolluvien (max. erfasste Mächtigkeit von 6,50 m in Profil 9), die sich in den Bohrungen als regelhaft gliederbar erwiesen. Im Vergleich zu den Kolluvien am Gillbach, die mittels SAR-IRSL datiert wurden, liegen aus den Bohrkernen keine Lumineszenzdaten vor. Die Untergliederung basiert auf sedimentologischen und pedogenen Eigenschaften der Substrate. Daraus wurde eine Gliederung in ein basales, schwach humoses und pseudovergleytes Kolluvium (M₁-Sw), ein sehr schwach humoses, karbonatfreies Kolluvium (M₂) und ein karbonathaltiges, in der Regel stark lössbürtiges Kolluvium (M₃) entwickelt. Durch die vergleichbaren Eigenschaften wurden die Kolluvien im Einzugsgebiet des Gillbaches mit den gleichen Bezeichnungen belegt. Jedoch ist davon auszugehen, dass in den Tiefenlinien der Täler eine vollständigere Chronostratigraphie in den kolluvialen Archiven vorhanden ist.

Die einzelnen kolluvialen Einheiten der Talbodenbereiche weisen interne granulometrische Unterschiede auf. So ist beispielsweise das basale Kolluvium in den Oberläufen der Täler

oftmals deutlich tonärmer als das Hangende Kolluvium M₂. Schulz (2007) schließt aus vergleichbaren Befunden, dass die Kolluvien in gewisser Weise eine inverse Lagerung der erodierten Horizonte der Parabraunerden darstellen. In größeren Einzugsgebieten und bei einer starken Zerlappung des Haupttales durch eingreifende Nebentäler, so im Vinkenpützer Grund und im Schelental, lässt sich dieser Sachverhalt nicht durchgängig belegen. Vielmehr muss davon ausgegangen werden, dass in einer Abtragungsphase ein Nebeneinander von instabilen, durch Nutzung gekennzeichneten, und stabilen, durch Vegetationsbedeckung gekennzeichneten Hängen besteht. Werden somit an einem Standort schon die Unterbodenhorizonte von der Bodenerosion erfasst, sind andere Bereiche erst mit geringer zeitlicher Verzögerung von der Abtragung betroffen. Dies äußert sich dann zwangsläufig in heterogen aufgebauten Einheiten, die in stratigraphisch vergleichbaren Positionen auftreten. Gleichzeitig steuert das Relief die Abtragung im Sinne eines Kaskadensystems (vgl. NILLER 2001, Lang et al. 2003).

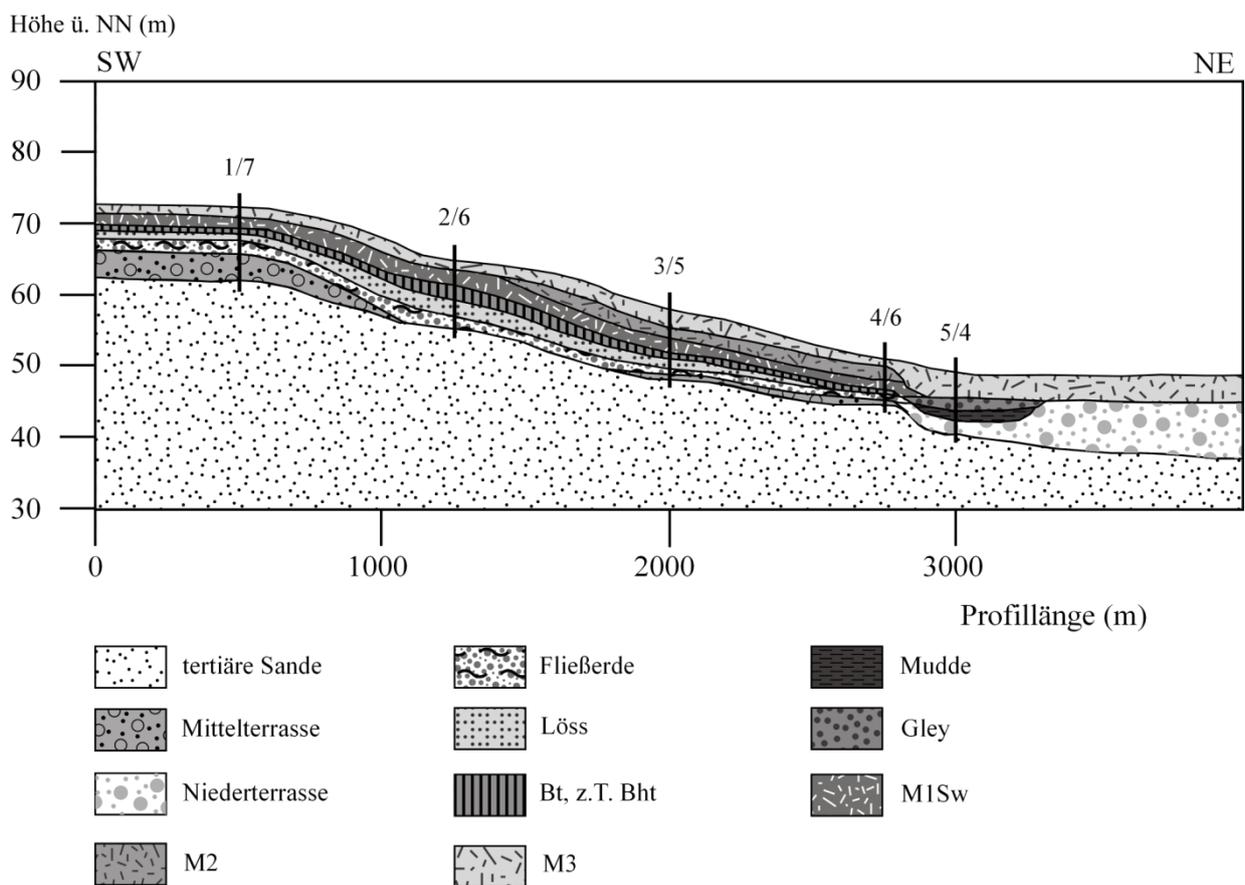


Abbildung 54: Längsprofil der Tiefenlinie des Vinkenpützer Grundes (25-fach überhöht).

Wie die Befunde gezeigt haben, trifft dies nicht nur für die holozäne sondern auch für die pleistozäne Hang- und Talformung zu. Die ältesten Bildungen füllen zunächst Senken und Talböden auf, bevor ein Durchtransport in Richtung der lokalen Vorfluter einsetzt. Besonders deutlich wird dies an den holozänen Schwemmfächern, die den Talausgängen vorgelagert sind.

Im Vinkenpützer Grund ist hier nur die jüngste kolluviale Einheit abgelagert worden, während die Kolluvien im Talboden eine deutliche Gliederung aufweisen (Abb. 54). Neben den großflächig auf den Talböden abgelagerten Kolluvien lassen sich durch die engständig angelegten Bohrungen im Schelental kolluvial verfüllte Rinnen nachweisen, die auf extreme Niederschlagsereignisse und daraus resultierende lineare Zerschneidung hindeuten. Ihre zeitliche Stellung lässt sich jedoch nicht genauer fassen. In der Gesamtreliefkonfiguration von den Talböden über die Hänge bis zu den anschließenden Hochflächen lassen sich regelhaft auftretende Bodenerosionscatenen beschreiben. Der Erhalt von autochthonen A1-Horizonten der Parabraunerde ist an Gunstlagen gebunden, die vor der Bodenerosion weitgehend geschützt sind (vgl. z.B. Profil 9, Kap. 5.2.4). Selbst auf den nur schwach geneigten Hochflächen und in Wasserscheidenposition sind sie regelhaft erodiert. Der Grad der erosiven Profilverkürzung nimmt über die Oberhang- zu den Mittelhangpositionen deutlich zu. In Letzteren sind in weiter Verbreitung sämtliche A- und B-Horizonte der ursprünglichen Böden erodiert, so dass stellenweise unvollständig entkalkte Pararendzinen vorliegen. An Stellen, an denen auch die Lössе gänzlich abgetragen sind, bilden nun die liegenden Terrassensedimente das Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Solche Standorte sind im Sinne von STEPHAN (1996) als Standorte finaler Bodenerosion zu beschreiben. Sie treten in größerem Ausmaß besonders im Unterlauf des Schelentals und im Übergangsbereich zu den Niederterrassen auf.

Die Bodenerosion in Mittel- und Oberhangpositionen sowie auf den schwach geneigten Hochflächen führt zur Akkumulation der Kolluvien als korrelierte Sedimente der Abtragung in Unterhangpositionen und auf den Talböden. Insgesamt führt die anthropogen induzierte Aktivitätsphase damit zu einem Reliefausgleich einhergehend mit einer Verminderung der Reliefenergie.

Aus den geschilderten Befunden und ihrer synthetischen Betrachtung ergeben sich im Hinblick auf weiterführende Forschungen mehrere Anknüpfungspunkte.

Durch den herausgestellten Zusammenhang zwischen Verbreitung und Stratigraphie fluvialer Terrassen und Aufbau und Mächtigkeit der Deckschichten ist eine verlässliche Kartierung und Korrelation dieser Sedimente nur über die Erfassung ihrer Basis und Oberfläche möglich. In Gebieten, die durch einen Mangel an Aufschlüssen gekennzeichnet sind, stellen Bohrungen

ein probates Mittel dar. Gleichzeitig lassen sich aus den Sedimentkernen der Aufbau und die Mächtigkeit der Deckschichten rekonstruieren.

Die vergleichende Datierung von polymineralischen Feinkornpräparaten und Quarzen der Grobkornfraktion offenbart großen Forschungsbedarf hinsichtlich einer systematischen Datierung jungquartärer Sequenzen und der Erstellung einer verlässlichen Chronostratigraphie in den niederrheinischen Lösslandschaften unter Verwendung der SAR-OSL Datierung an Quarz. In Zuge der methodischen Weiterentwicklung der Lumineszenzverfahren stellt die Ausweitung der Datierungsobergrenze einen wesentlichen Forschungsschwerpunkt dar. So zeigen Publikationen der letzten Zeit neue Ansätze auf, die eine Datierung an Quarzen über das bisherige Limit hinaus ermöglichen (vgl. ROBERTS 2008: 502ff).

Wie die Proben des Profils SB2 zeigen (Kap. 5.1.2), bieten Datierungen an Feldspäten trotz des Signalverlustes den großen Vorteil, Zeiträume zu erfassen, in denen das OSL-Signal der Quarze bereits in Sättigung ist. Jedoch muss festgehalten werden, dass die unkorrigierten IRSL-Alter an den pleistozänen Lösssedimenten nur ein Mindestalter darstellen. Ein jüngst vorgestelltes Korrekturverfahren des Signalverlustes an Proben, deren Wachstumskurven im exponentiellen Bereich liegen (KARS et al. 2008), offenbart auch hinsichtlich der Feldspatdatierung vielversprechende methodische Ansätze für zukünftige Datierungsstudien an früh- und präweichselzeitlichen Sedimenten.

Zusätzlich bieten zahlreiche, litho- und pedostratigraphisch detailliert beschriebene Profile in der Niederrheinischen Bucht gute Zugangsbedingungen für solche Studien.

Ein probates Mittel zur Darstellung landschaftsgenetischer Phasen und auch zur Detektion vielversprechender Archive, nicht nur im Hinblick auf rein stratigraphische Fragestellungen, sondern auch bezüglich der Erforschung von Mensch-Umwelt-Interaktionen, stellen Reliefmodellierungen mit Geographischen-Informationen-Systemen (GIS) dar. Diese wiederum benötigen eine breite Datenbasis. Lokale Studien, wie die hier vorgelegte Arbeit, können dazu einen wertvollen Beitrag leisten.

Vielversprechende Ansätze ergeben sich auch aus der geomorphologisch-pedologischen und geochronologischen Interpretation holozäner Archive in Verbindung mit archäologischen Untersuchungen. Hier zeigen interdisziplinäre Ansätze ein großes Potential, das besonders in den zunehmenden Publikationen geoarchäologisch ausgerichteter Studien deutlich wird.

7. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird die mittel- und jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung der nordwestlichen Kölner Bucht am Beispiel eines Ausschnitts der lössbedeckten Mittelterrassenlandschaft untersucht. Dabei wird die geomorphologische Betrachtung des Reliefs in einen Gesamtlandschaftskontext gestellt, wobei neben der pleistozänen Landschaftsentwicklung auch die postglaziale Genese unter zunehmender Einflussnahme des Menschen und damit der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft berücksichtigt wird.

Das gewählte Untersuchungsgebiet ist durch den Übergang von den lössbedeckten Mittelterrassen zu den Niederterrassen des Rheins gekennzeichnet und wird somit von verschiedenen Terrassenrändern durchzogen. Gleichzeitig wird es von Dellen- und Trockentalsystemen gegliedert, die von der Niederterrasse ausgehend in die lössbedeckte Mittelterrassenlandschaft eingreifen. Die Reliefformen bilden unter Einbeziehung des lithostratigraphischen und pedologischen Aufbaus des oberflächennahen Untergrundes die Basis der Untersuchungen. In diesem Verständnis spiegelt sich in den Reliefformen eine mehrphasige und polygenetische Formung wider und sie stellen somit Archive der Landschaftsgenese dar. Ihr Aufbau wird durch Bohrungen und Aufschlussaufnahmen erfasst und unter Verwendung geomorphologisch-pedologischer Arbeitsweisen interpretiert. Ergänzung erfahren die Geländebefunde durch die Anbindung an archäologische Grabungen sowie durch sedimentologische Analysen. An ausgewählten Proben pleistozäner Lösssedimente und holozäner Kolluvien wurden Lumineszenzdatierungen durchgeführt. Dabei wurden sowohl polymineralische Feinkornpräparate (SAR-IRSL) als auch Quarze der Grobkornfraktion (SAR-OSL) datiert. Im Vergleich der Datierungen offenbart sich eine deutliche Altersunterbestimmung der SAR-IRSL-Alter gegenüber den SAR-OSL-Altern, die eine exakte chronostratigraphische Einordnung erschweren und zu einer kritischen Sichtweise auf bestehende, IRSL-basierte Chronologien Niederrheinischer Lössprofile führen.

Auch zeigt sich am hier behandelten Beispiel, dass besonders in den landschaftsgenetischen Archiven des Pleistozäns große Schichtlücken auftreten, die eine Einbindung in die hochauflösende Stratigraphie des Quartärs nur in begrenztem Umfang erlauben. Es wird aufgezeigt, dass die Oberfläche der mittelterrassenzeitlichen Schotterkörper und die aktuelle Geländeoberfläche, bedingt durch wechselnde Lössmächtigkeiten, nicht parallel verlaufen und das aktuelle Relief nicht als Kriterium einer stratigraphischen Gliederung der Mittelterrassen herangezogen werden kann.

Zudem steuert die lokale Reliefkonfiguration maßgeblich die Abtragung im Sinne eines Kaskadensystems und limitiert damit auch den Erhalt umfassender mittel- und

jungpleistozäner Sequenzen. Mächtige Lössdeckschichten sind damit nicht gleichzeitig mit einem höheren Alter des Liegenden verbunden und beinhalten somit auch nicht zwangsläufig eine höhere Auflösung bezüglich ihres feinstratigraphischen Aufbaus. Die ältesten hier erfassten Lösssedimente und die in ihnen entwickelte interglaziale Bodenbildung sind an leeseitige Positionen im Übergang von der ältesten Mittelterrasse (MT 1) zur nächst jüngeren Mittelterrasse (MT 2) gebunden. Basierend auf den Geländebefunden unter Einbeziehung der Lumineszenzdatierungen an polymineralischen Feinkornpräparaten ist eine Einstufung in das Marine Isotopenstadium (MIS) 7 wahrscheinlich.

Den größten Anteil am Aufbau der Deckschichten erlangen die Lösssedimente des Oberweichsels. Ihre Ablagerung führt in Anlehnung an die präexistente Oberfläche zu einer deutlichen Akzentuierung des Reliefs. Basierend auf den Lumineszenzdatierungen an Quarzen deutet sich bereits im frühen Oberweichsel eine kräftige Phase der Lössbildung bei intensiver syn- und postgenetischer Verspülung an. Darauf folgt eine weitere, kräftige Lössakkumulation, die bis zum Ende des Pleniglazials anhält und in der die spülaquatischen Prozesse an Intensität verlieren. Gleichzeitig deutet sich ein längeres Anhalte der Abtragung mit Annäherung an den Rand der Niederterrassen an, an dem sich nur die letzte Phase der Lössbildung belegen lässt.

Das Postglazial ist zunächst durch eine morphodynamisch stabile Phase gekennzeichnet, in der intensive Vegetationsentwicklung und Bodenbildung stattfindet und das pleistozäne Ausgangsrelief konserviert wird. Der dominierende Bodentyp auf den lössbedeckten Mittelterrassen ist die Parabraunerde, ihre Übergangsformen und Subtypen. Zu den Tiefenlinien der Täler gehen sie stellenweise in Parabraunerden mit humosen Tonanreicherungshorizonten über, die nicht als Relikte einer klimagenetisch bedingten Schwarzerde, sondern als rein reliefbedingte Bildungen angesehen werden. Mit zunehmendem Eingriff des Menschen in die Naturlandschaft wird eine weitere morphodynamisch aktive Phase induziert und es vollzieht sich letztlich der Wandel in das heutige Erscheinungsbild der Kulturlandschaft. Das pleistozän angelegte Relief erfährt eine zunehmende Nivellierung, die sich in der erosiven Verkürzung der Bodenprofile in Hangpositionen und auf den Hochflächen und in der Ablagerung von Kolluvien als korrelierte Sedimente der Abtragung an den Unterhängen und auf den Talböden widerspiegelt. Über die Verbindung der geomorphologisch-pedologisch untersuchten Archive des holozänen Landschaftswandels in Verbindung mit archäologischen Befunden lässt sich eine weitgehende Siedlungskontinuität vom Mittel-Neolithikum bis in die Neuzeit belegen.

8. Summary

The present study is concerned with the Mid- and Late Quaternary landscape evolution and soil formation of the central Lower Rhine Embayment northwest of Cologne (Kölner Bucht) through the detailed investigation of a defined area of the loess covered Middle Terraces. Major aspects are the Pleistocene landscape formation as well as the post-glacial environmental history. The latter period is characterized by increased human impact on landforms, resulting in a change from natural to cultural landscape. The study area is located in the transitional zone of the loess covered Middle Terraces to the Lower Terrace of the river Rhine and therefore comprises several terrace margins. Attuned to the Lower Terrace, numerous valleys exist, dissecting the area of the Middle Terraces. Landforms in a 3-dimensional view, comprising their lithostratigraphic and pedological structure form the base of the investigations. In this context, the landscape serves as palaeoenvironmental archive, recording multiple and polygenetic phases of landscape evolution. Detailed logging and drilling of the surface near substrates was carried out, and stratigraphy was established using geomorphological and pedological approaches. The reconstruction is further supported by sedimentological analyses and the connection with archaeological excavations.

Selected Pleistocene loess and Holocene colluvial samples were dated using optically stimulated luminescence of both polymineral fine grains (SAR-IRSL) and coarse grains of quartz (SAR-OSL). Unfortunately, inconsistent quartz and fine grain ages and the closeness to the upper age limit of the method in some samples hampered the establishment of a sound chronostratigraphy. The results imply that Pleistocene loess units exhibit large unconformities, further hindering their integration into the high resolution Quaternary stratigraphy. In addition it is shown that the surface of the Middle Terrace can not be parallelised with the actual landscape surface, due to differing loess thicknesses. Therefore, the present landscape can not be used for a stratigraphical classification of the Middle Terraces. Furthermore, erosion processes are largely controlled by locally different landscape configurations, acting in the sense of a cascade system. The susceptibility of loess to erosion limits the preservation of Mid- and Young Pleistocene records. As a consequence, the thickness of loess deposits are not necessarily indicative of its antiquity, and also do not imply a finer stratigraphical resolution. The oldest loess deposits and interglacial palaeosol units were found leewards of the transition from the Upper Middle Terrace 1 (UMT1) to the Upper Middle Terrace 2(UMT2). According to the results from the logging and luminescence dating, these oldest palaeosols can probably be correlated with Marine Isotope Stage (MIS) 7.

Loess deposits from the Upper Weichselian make up the largest proportion of the cover sediments. Their deposition resulted in a marked accentuation of the pre-existing landscape.

According to the quartz luminescence ages, enhanced loess accumulation already occurred during the early Upper Weichselian, with simultaneous or post-genetic hill wash processes. This phase was followed by a further period of enhanced loess accumulation which persisted to the end of the Pleniglacial. Surface run-off however was not as pronounced as in the early Upper Weichselian loess accumulation phase. In areas located near the Lower Terrace, only the last (Pleniglacial) phase of loess accumulation is preserved.

The beginning of the post-glacial period is characterised by morphodynamical surface stability, coincident with dense vegetation cover and soil formation processes resulting in a preservation of the Pleistocene landforms. Luvisols and their subtypes are the dominant soil of the loess covered Middle Terraces. In the valleys, dark brown (Bht) horizons accumulating clay and humus occur. These horizons are interpreted as not being the result of climate conditions in terms of a degradation of Chernozems to Luvic Phaeozems, but depending on their position in the valley bottom.

The increasing human impact on the environment induced a renewed phase of morphodynamic activity, resulting in the modification into the present day cultural landscape.

The landscape formed during the Pleistocene is affected by an increasing leveling due to soil erosion on the slopes and accumulation of colluvial sediments in the valley bottoms. Based on the combination of Holocene archives of landscape change and archaeological findings a continuous settlement beginning in the Mid-Neolithic up to modern age can be reconstructed.

9. Literaturverzeichnis

- ADAMIEC, G. & AITKEN, M. J. (1998): Dose-rate conversion factors: new data. - *Ancient TL*, **16**: 37-50.
- AITKEN, M.J. (1998): *An Introduction to Optical Dating - The Dating of Quaternary Sediments by the use of Photon-stimulated Luminescence*. - Oxford.
- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **13**: 24-105.
- AUCLAIR, M., LAMOTHE, M. & HUOT, S. (2003): Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. - *Radiation Measurements*, **37**: 487-492.
- AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser. - In: RICHTER, G. [Hrsg.]: *Bodenerosion. - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*. Darmstadt: 33-42.
- BAILEY, R.M. & ARNOLD, L.J. (2006): Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. - *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2475-2502.
- BAUMEWERD-SCHMIDT, H. & GERLACH, R. (2002): Die ausgezielte Landschaft. Ausmaß, Folgen, Konsequenzen. - *Archäologie im Rheinland*, **2001**: 149 - 152.
- BECK, R., BURGER, D. & PFEFFER, K.- H. (1995): *Laborskript – Ein Handbuch für die Benutzer der Laboratorien der Physischen Geographie der Universität Tübingen*. - Kleinere Arb. Geogr. Inst. Tübingen, **11**, Tübingen.
- BECKER-HAUMANN, R. (1999): Ein klimagesteuertes Modell der glazifluviatilen Akkumulation und Erosion. – In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: *Terrestrische Quartärgeologie*. Köln: 195-208.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Risslöß. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 166-182.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - *Frankfurter Geow. Arb.*, **D 1**, Frankfurt a. M..
- BIBUS, E. (1985): Zur jungen Relief- und Bodenentwicklung in der Umgebung von Tübingen. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.* **56**: 109-124.
- BIBUS, E. (1989): Die Auswirkungen quartärer Formungsdynamik auf Relief und Standort in der lössbedeckten Gäulandschaft des Neckar-Enz-Gebietes.- In: BÄR, W.- F., FUCHS, F. &

- NAGEL, G. [Hrsg.]: Beiträge zum Thema Relief, Boden und Gestein. - Frankfurter Geowiss. Arb., Serie D, **10**: 69-83.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rissabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. - Frankfurter Geowiss. Arb., Serie D, **20**: 21-52.
- BIBUS, E., RÄHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau. - Eiszeitalter und Gegenwart, **51**: 1-14.
- BLEICH, K. & PAPENFUSS, K.-H. (1996): Ein altes Kolluvium und die spätpleistozän-frühholozäne Bodenentwicklung in der Lößlandschaft des Kraichgaus (SW-Deutschland). - In: Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein - Abteilung Geologie/Boden [Hrsg.]: Beiträge zum Thema Relief, Boden und Gestein.- Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, **10**: 63-83.
- BOENIGK, W. (1978a): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **28**: 135-212.
- BOENIGK, W. (1978b): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär. - Eiszeitalter und Gegenwart, **28**: 1-9.
- BOENIGK, W. (1982): Der Einfluss des Rheingraben-Systems auf die Flussgeschichte des Rheins. - Z. Geomorph. N. F., Suppl.- Bd., **42**: 167-175.
- BOENIGK, W. (1991): Terrassenakkumulation und Erosion am Mittel- und Niederrhein. - Sonderveröffentl. Geol. Inst. Univ. Köln, **82**: 69-81.
- BOENIGK, W. (1995): Terrassenstratigraphie des Mittelpleistozän am Niederrhein und Mittelrhein. - Meded. Rijks Geol. Dienst, **52**: 71-81.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1994): Lumineszenz-Datierungen an kolluvialen Sedimenten des Elsbachtales. - Erste Ergebnisse. - Archäologie im Rheinland **1993**: 177- 179.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1995): Lumineszenz-Datierungen an kolluvialen Sedimenten des Elsbachtales.- Bonner Jahrbücher, **195**: 299-312.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1999): Klimaschwankungen im Frühweichsel der Lößabfolgen des Mittelrheingebiets. - Eiszeitalter und Gegenwart, **49**: 124-131.

- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. - *Quaternary Science Reviews*, **25**: 550-574.
- BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003): *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. - Amsterdam.
- BORK, H.- R. (1982): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung im Untereichsfeld und im südwestlichen Harzvorland. Diss. Technische Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig. - Braunschweig.
- BORK, H.- R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten. - Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen. - In: BORK, H.- R. & RICKEN, W. [Hrsg.]: *Bodenerosion, Holozäne und Pleistozäne Bodenentwicklung*. - *Catena, Suppl.-Bd.*, **3**: 1-93.
- BORK, H.-R. (1985): Mittelalterliche und neuzeitliche lineare Bodenerosion in Südniedersachsen. - *Hercynia N. F.*, Bd. **22** (3): 259-279.
- BORK, H.-R. (1988): *Bodenerosion und Umwelt. Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion. Bodenerosionsprozesse, Modelle und Simulationen*. - *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*. **13**, Braunschweig.
- BORK, H.- R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*.- Gotha.
- BREDDIN, H. (1926): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. - *Jahrbuch der Preuss. Geolog. Landesanstalt*, **46**: 635-662.
- BRÜCKNER, H. & SCHELLMANN, G. (2006): Potenziale neuer Datierungsmethoden für die geomorphologische Forschung. - In: Arbeitskreis für Geomorphologie [Hrsg.]: *Die Erdoberfläche - Lebens- und Gestaltungsraum des Menschen. Forschungsstrategische und programmatische Leitlinien geomorphologischer Forschung und Lehre*. Bonn: 103-110.
- BRÜMMER, G.W., PÄTZOLD, S. & WELP, G. (2001): *Anleitung zur Durchführung von Bodenanalysen*. - *Bodenkundl. Inst. Bonn.- Bonn*.
- BRUNNACKER, K. (1959): Bemerkung zur Parabraunerde. - *Geologisches Jahrbuch* **76**: 561-576.
- BRUNNACKER, K. (1966): Das Profil „Westwand“ der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen. - *Bonner Jb.*, **166**: 344-356.

- BRUNNACKER, K. (1967): Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. - Eiszeitalter und Gegenwart, **18**: 142-151.
- BRUNNACKER, K. (1978a): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 111-122.
- BRUNNACKER, K. (1978b): Gliederung und Stratigraphie der Quartärterrassen am Niederrhein. - In: BREMER, H. & PFEFFER, K.-H. [Hrsg.]: Zur Landschaftsentwicklung der Eifel - Kölner Geogr. Arb., **36**: 37-58, Köln.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., DOLEZALEK, B., KEMPF, E.-K., KOČI, A., MENTZEN, H., RAZI RAD, M. & WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 227- 324.
- BRUNOTTE, E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Fußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung (Leine- Weser- Bergland). - Göttinger Geogr. Abh., **72**, Göttingen.
- BRUNOTTE, E. (2002): Geomorphologie. - In: BRUNOTTE, E., GEBHARDT, H. & MEURER, M. [Hrsg.]: Lexikon der Geographie. Heidelberg/Berlin.
- BRUNOTTE, E., IMMENDORF, R. & SCHLIMM, R. (1994): Die Naturlandschaft und ihre Umgestaltung durch den Menschen. - Kölner Geogr. Arb., **63**, Köln.
- BRUNOTTE, E. & KÜLZER, A. (1995): Die Talverfüllung zwischen Frechen und Köln – Lindenthal seit der Jungsteinzeit. – Archäologie im Rheinland **1994**: 142-143.
- BRUNOTTE, E. & SCHLIMM, R. (1994): Abflußlose Hohlformen im Lößrelief. - Archäologie im Rheinland **1993**: 180-182.
- BUBENZER, O. (1999): Sedimentfallen als Zeugen der spät- und postglazialen Hang- und Talbodenentwicklung im Einzugsgebiet der Schwülme (Süd-niedersachsen). - Kölner Geogr. Arb., **72**: 132 S, Köln.
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - In: TROLL, C. [Hrsg.]: Diluvial-Geologie und Klima. Klimaheft der Geograph. Rundschau, **34**: 482 – 519.
- BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie.- Berlin, Stuttgart.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe [Hrsg.] (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage - Hannover.

- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe [Hrsg.] (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 5. Auflage - Hannover.
- 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.- In: Z. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Vol. **139**: 101-128.
- DULLER, G.A.T. (2004): Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. - Journal of Quaternary Science, **19**(2): 183-192.
- ECKMEIER, E. (2007): Detecting Prehistoric Fire-based Farming using Biogeochemical Markers. - Diss. Univ. Zürich.
- ECKMEIER, E., GERLACH, R., GEHRT, E. & SCHMIDT, M.W.I. (2007): Pedogenesis of Chernozems in Central Europe - a review. - Geoderma, **139**: 288-299.
- ECKMEIER, E., GERLACH, R., TEGTMEIER, U. & SCHMIDT, M. W. I. (2008): Charred organic matter and phosphorus in black soils in the Lower Rhine Basin (Northwest Germany) indicate prehistoric agriculture burning. - British Archaeological Reports. - Oxford.
- ELLERBROCK, R.H. (2000): Chemische Untersuchungen. - In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. [Hrsg.]: Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie, Stuttgart: 322-328.
- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im Österreichischen Löß. - Quartär, **6**: 85-107.
- FISCHER, P. (2003): Pleistozäne und holozäne Relief- und Bodenentwicklung in der mittleren Niederrheinischen Bucht am Beispiel des Vinkenpützer Grundes nordwestlich von Köln. - unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Köln.
- FLIEGEL, G. (1910): Das Diluvium. - In: FLIEGEL, G. & WUNSTORF, W.[Hrsg.]: Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. - Abh. Preuß. geol. Landesanst., NF, **67**: 112ff.
- FRÄNZLE, O. (1969): Geomorphologie in der Umgebung von Bonn. - Arb. z. rhein. Landesk., **29**, Bonn.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 53-66.
- FRECHEN, M., BRÜCKNER, H. & RADTKE, U. (1992): A comparison of different TL-techniques on loess samples from Rheindahlen. (F.R.G.). - Quaternary Science Reviews, **11**: 109-113.

- FREISING, H. (1949): Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. - Diss. TH Stuttgart.
- GALBRAITH, R.F. (2003): A simple homogeneity test for estimates of dose obtained using OSL. - *Ancient TL*, **21**(2): 75-77.
- GALBRAITH, R.F., ROBERTS, R.G., LASLETT, G.M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J.M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part 1, Experimental design and statistical models. - *Archaeometry*, **41**(2): 339-364.
- GARLEFF, K. (1968): Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen ('Kaven') des Niedersächsischen Tieflandes.- *Göttinger Geogr. Abh.*, **44**, Göttingen.
- GEHRT, E., MEYER, B., BECKMANN, T. & SCHWONKE, F. (1995): Schwarzerden, Grauerden und Pararendzinen - Die Frühholozäne Bodengesellschaft der Börden. - *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **76**: 1037-1040.
- GERLACH, R., BAUMEWERD-SCHMIDT, H., VAN DEN BORG, K., ECKMEIER, E. & SCHMIDT, M. W. (2006): Prehistoric alteration of soil in the Lower Rhine Basin, Northwest Germany - archaeological, ¹⁴C and geochemical evidence. – *Geoderma*, **136**: 38-50.
- GLIESE, J. (1971): Fazies und Genese der Kölner Schichten (Tertiär) in der südl. Niederrheinischen Bucht. - *Sonderveröffentl. Geol. Inst. Köln*, **19**, Köln.
- GULLENTOPS, F. (1954): Contributions à la chronologie du pleistocene et des formes du relief en Belgique. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, **18**, 125-252.
- HARD, G. (1963): Das Bodenprofil als Landschaftsgeschichtliches Archiv. Über eine pedologische Hilfe bei der Bestimmung von Flurwüstungen, - *Erdkunde*, Bd. **17**: 232-235.
- HARD, G. (1970): Exzessive Bodenerosion um und nach 1800. - *Erdkunde*, Bd. **24**, 290-308.
- HARTKE, K.H. & HORN, R. (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. - Stuttgart.
- HARTKE, K.H. & HORN, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik. - Stuttgart.
- HEINE, K., NILLER, H. P., NUBER, T. & SCHEIBE, R. (2005): Slope and valley sediments as evidence of deforestation and land-use in prehistoric and historic Eastern Bavaria. - In: *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Vol.* **139**: 147-171.
- HENZE, N. (1998): Kennzeichnung des Oberwürmlösses der Niederrheinischen Bucht. - *Kölner Forum Geol. Paläont.*, **1**: 1-212.

- HERGET, J. (2000): Klimaänderungen in Mitteleuropa seit dem Tertiär. - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **144**: 56-65.
- HEUSCH, K., BOTSCHKEK, J. & SKOWRONEK, A. (1996): Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegaue im Hennefer Mäanderbogen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **46**: 18-31.
- HILGERS, A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. - *Diss. Univ. Köln*.
- HILGERS, A., KELS, H., LEHMKUHL, F., PROTZE, J., TEGTMEIER, U. & THISSEN, J. (in Vorb.): Ergebnisse der naturwissenschaftlichen Untersuchungen zum mittelpaläolithischen Camp von Inden-Altdorf. - *Archäologie im Rheinland*.
- HILGERS, A., GEHRT, E., JANOTTA, A. & RADTKE, U. (2001): A Contribution to the Dating of the Northern Boundary of the Weichselian Loess Belt in Northern Germany by Luminescence Dating and Pedological Analysis. - *Quaternary International*, **76/77**: 191-200.
- 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.
- HUNTLEY, D.J. & LAMOTHE, M. (2001): Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. - *Canadian Journal of Earth Sciences*, **38**: 1093-1106.
- HUOT, S. (2006): A recipe book for fading. - Unveröffentl. Anleitung, Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Aarhus University.
- HUSMANN, H. & IBELING, T. (2007): Vom Neolithikum ins Frühmittelalter - eine archäologische Stippvisite auf der B 59n. - *Archäologie im Rheinland* **2006**: 73-76.
- IKINGER, A. (1996): Bodentypen unter Laacher-See-Tephra im Mittelrheinischen Becken und ihre Deutung. - *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilung* **25**: 223-284.
- JANOTTA, A. (1991): Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. - *Düss. Geogr. Schr.*, **30**, Düsseldorf.
- JANUS, U. (1988): Löss der südlichen Niederrheinischen Bucht. - *Kölner Geogr. Arb.*, **49**, Köln.

- JUVINGNÉ, E. & WINTLE, A. G. (1989): A new chronostratigraphy of the Late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **38**: 94-105.
- KADEREIT, A. (2002): IR-OSL-datierte Kolluvien als Archive zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Landschaftsveränderungen. Das Fallbeispiel Bretten-Bauerbach/Kraichgau. - Diss. Univ. Heidelberg.
- KAISER, K. (1958): Die Talasymmetrien des Erftbeckens (Rheinland) als Zeugen des jungpleistozänen Periglazialklimas. - *Decheniana*, **111**: 33-48.
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **11**: 166-185.
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen.- In: KAYSER, K. & KRAUS, T. [Hrsg.]: Köln und die Rheinlande. Wiesbaden: 236-279.
- KALCHGRUBER, R., FUCHS, M., MURRAY, A.S. & WAGNER, G.A. (2003): Evaluating dose rate distributions in natural sediments using α -Al₂O₃:C grains. - *Radiation Measurements*, **37**(4-5): 293-297.
- KALIS, A.J. & MEUERS-BALKE, J. (1994): Die Vegetationsgeschichte.- In: BRUNOTTE, E., IMMENDORF, R. & SCHLIMM, R.: Die Naturlandschaft und ihre Umgestaltung durch den Menschen. Erläuterungen zur Hochschulexkursionskarte Köln und Umgebung. - *Kölner Geogr. Arb.*, Köln, **63**: 14-22.
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. - *Gött. Geogr. Abh.*, **56**, Göttingen.
- KARS, R. H., WALLINGA, J. & COHEN, K. M. (2008): A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating - tests on samples in field saturation. - *Radiation Measurements*, **43**: 786-790.
- KELS, H. (2007): Bau und Bilanzierung der Lössdecke am westlichen Niederrhein. - Diss. Univ. Düsseldorf.
- KIRCHHEIMER, F. (1969): Heidelberg und der Löß. - *Ruperto Carola*, **46**: 3-7.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär.- In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: *Geologie am Niederrhein*: 40-62.

- KLOSTERMANN, J., REHAGEN, H.-W. & WEFELS, U. (1988): Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **38**: 115-127.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht.- Krefeld.
- KNOTHE, D. (2000): Physikalische Untersuchungen. - In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. [Hrsg.]: *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. - Gotha: 328 - 332.
- KNÖRZER, K.-H., GERLACH, R., MEURERS-BALKE, J., KALIS, A. J., TEGTMEIER, U., BECKER, W. D. & JÜRGENS, A. (1999): Pflanzenspuren. Archäobotanik im Rheinland: Agrarlandschaft und Nutzpflanzen im Wandel der Zeiten.- *Materialien zur Bodendenkmalpflege im Rheinland*, **10**, Köln.
- KOCH, R. & NEUMEISTER, H. (2005): Zur Klassifikation der Lösssedimente nach genetischen Kriterien. – *Z. f. Geomorph.*, **49/2**: 183-203.
- KOSTER, E. A. (2005): Recent Advances in Luminescence Dating of Late Pleistocene (Cold-Climate) Aeolian Sand and Loess Deposits in Western Europe. - *Permafrost and Periglacial Processes*, **16**: 131-143.
- KÜHN, P. (2001): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. - *Greifswalder Geogr. Arb.*, **23**: 133-143.
- KURTZ, E. (1911): *Geologische Ausflüge in die Umgebung von Düren*. - Beiträge zum Gymnasialprogramm: 30 S.
- KRAUSE, P.G. (1935): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern*. Nr. **2842**, Blatt Stommeln, Berlin.
- LANG, A. (1996): *Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate*. - Diss. Universität Heidelberg.
- 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., MÄCKEL, R., PRESTON, N., WUNDERLICH, J. & DIKAU, R. (2003): Changes in sediment flux and storage within a fluvial system: some examples from the Rhine catchment. - *Hydrological Processes*, **17**: 3321-3334.

- LEOPOLD, M. (2002): Multivariate Analysen von Geoarchiven zur Rekonstruktion eisenzeitlicher Landnutzung im Umfeld der spätlatènezeitlichen Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg. - Diss. Univ. Regensburg.
- LESSMANN-SCHOCH, U., KAHRER, R. & BRÜMMER, G.W. (1991): Pollenanalytische und ¹⁴C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand). - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **41**: 16-25.
- LIAN, O.B. & ROBERTS, R.G. (2006): Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. - *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2449-2468.
- LIEBEROTH, I. (1963): Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. – *Geologie*, **12**: 150-187.
- LINSTOW, O.V. (1910): Das Alter der Löss am Niederrhein und von Köthen-Magdeburg. - *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **31**: 315-321.
- LOHAN, N. (1999): Referenzwerte von Schwermineralassoziationen als stratigraphisches Hilfsmittel für Löss des Niederrheins. - In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: *Terrestrische Quartärgeologie*. Köln: 39-67.
- LOMAX, J., HILGERS, A., WOPFNER, H., GRÜN, R., TWIDALE, C. R. & RADTKE, U. (2003): The onset of dune formation in the Strzelecki Desert, South Australia. - *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1067-1076.
- MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. (1999): Holozäner Landschaftswandel im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **49**: 1-20.
- MEIJS, E. P. M. (2002): Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51**: 114-130.
- MEIJS, E. P. M., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **33**: 59-78.
- MEURERS-BALKE, J., KALIS, A. J., GERLACH, R. & JÜRGENS, A. (1999): Landschafts- und Siedlungsgeschichte des Rheinlandes. - In: KOSCHIK, H. [Hrsg.]: *Pflanzenspuren. Archäobotanik im Rheinland: Agrarlandschaften und Nutzpflanzen im Wandel der Zeiten.- Materialien zur Bodendenkmalpflege im Rheinland*, **10**: 11-66.

- MORTENSEN, H. (1954/55): Die ‚quasinatürliche‘ Oberflächenformung als Forschungsproblem. - Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-Naturwiss. Reihe **4**: 625-628.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1954): Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkde., **65**: 81-103.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden in der Bundesrepublik Deutschland.- Frankfurt a. M..
- MÜCKENHAUSEN, E. (1985): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen.- Frankfurt a. M..
- MÜLLER, E.-H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 255-265.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie. Methoden der Sediment-Untersuchung. Teil 1, Stuttgart.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. - Radiation Measurements, **32**: 57-73.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. - Radiation Measurements, **37**: 377-381.
- NILLER, H.- P. (2001): Wandel prähistorischer Landschaften - Kolluvien, Auenlehme und Böden: Archive zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher anthropogener Landschaftsveränderungen im Lößgebiet bei Regensburg. - Erdkunde, **55**: 32-48.
- OLLEY, J.M., CAITCHEON, G.G. & MURRAY, A.S. (1998): The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. - Quaternary Science Reviews, **17**: 1033- 1040.
- PAAS, W. (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter und Gegenwart, **12**: 165-230.
- PAAS, W. (1982): Fossile Böden auf den Rheinterrassen und deren Deckschichten. - Geol. Jb., **F 14**: 228-239.
- PÄTZOLD, S., WELP, G. & BRÜMMER, G. W. (2005): Anleitung zur Durchführung von Bodenanalysen.- Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn (unveröffentl.). - Bonn.

- PÉCSI, M. (1991): Die Bedeutung von Lößprofilen für die Gliederung des letzten Glazials. - Sonderveröffentl. Geol. Inst. Univ. Köln, **82**: 175-187.
- PÉCSI, M. & RICHTER, G. (1996): Löss – Herkunft, Gliederung, Landschaften. - Z. f. Geomorph. N. F., Suppl.- Bd. **98**, Berlin. Stuttgart.
- PAAS, W. & ROTH, R. (1996): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1: 50000. - Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen - Landesbetrieb. - Neuss.
- POSER, H. & MÜLLER, T. (1951): Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. - Nachr. der Akademie der Wissensch. in Göttingen - Math.-Phys. Klasse, **1**, Göttingen.
- PREUSSER, F. (2008): Characterisation and evolution of the River Rhine system. - Netherlands Journal of Geosciences, **87**: 7-19.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KRBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, J.O.G. (2008): Luminescence dating: basics, methods and applications. - Eiszeitalter und Gegenwart, **57** (1-2): 95-149.
- PREUSSER, F. & KASPER, H.U. (2001): Comparison of dose rate determination using highresolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma - mass spectrometry. - Ancient TL, **19**(1): 19-23.
- QUITZOW, H.-W. (1956): Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tieflande. - Geol. en Mijnb., N.S., **18**: 357-373.
- QUITZOW, H.-W. & ZONNEVELD, J.I.S. (1956): Vorläufiges Ergebnis der Terrassenuntersuchungen im Maas- und Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb., N. S., **18**, Gravenhage.
- RAAB, T. & VÖLKEL, J. (2005): Soil geomorphological studies on the Prehistoric to Historic landscape change in the former mining area at the Vils River (Bavaria, Germany). - Z. f. Geomorph., N. F., Suppl. - Vol. **139**: 129-145.
- RADTKE, U., JANOTTA, A., HILGERS, A. & MURRAY, A. S. (2001): The potential of OSL and TL for dating Lateglacial and Holocene dune sands tested with independent age control of the Laacher-See tephra (12,880 a) at the section Mainz-Gonsenheim.- Quaternary Science Reviews, **20**: 719-724.
- RADTKE, U., JANOTTA, A. & SEMMEL, A. (1998): Lumineszenzdatierungen des Lößprofils „Am Bingert“ (bei Wiesbaden). - In: RADTKE, U. [Hrsg.]: Lumineszenzdatierung äolischer

Sedimente - Beiträge zur Genese und Altersstellung jungquartärer Dünen und Löss in Deutschland. - Kölner Georg. Arb., **70**, Köln.

REMY, H. (1960): Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. - Eiszeitalter und Gegenwart, **11**: 107-120.

RICHTER, G. (1998): Bodenerosion und Kulturlandschaft. - In: RICHTER, G. [Hrsg.]: Bodenerosion. - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems.- Darmstadt.

ROBERTS, H. M. (2008): The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present, future. - Boreas, **37**: 483-507.

ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. -Gött. bodenkdl. Ber., **6**: 3-107.

ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. - Eiszeitalter und Gegenwart, **21**: 81-96.

ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. - Giessen.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lössprofilen. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft, **5**: 1-137.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? - Gött. bodenkdl. Ber., **6**: 127-212.

SCHÄDEL, K. (1997): Löß am Kaiserstuhl - Ablagerungen und Landschaftsformen. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **79**: 183-202.

SCHALICH, J. (1981): Boden- und Landschaftsgeschichte in der westlichen Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 505-518.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde.- Stuttgart.

SCHIRMER, W. (1990a): Der kanäozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - Deuqua- Führer **1**, Hannover.

SCHIRMER, W. (1990b): Flussgeschichte um Düsseldorf. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - Deuqua- Führer **1**, Hannover.

SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late quaternary. - Z. Geomorph., NF, Suppl.-Bd., **100**: 27-51.

SCHIRMER, W. (1999): Kaltzeiten und Warmzeiten im Löß. - In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: Terrestrische Quartärgeologie. Köln: 81-100.

SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. - Eizeitaler und Gegenwart, **50**: 25-49.

SCHIRMER, W. (2002a): Compendium of the Rhein loess sequence. - In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area. - Terra Nostra, **02** (1): 8-12.

SCHIRMER, W. [Hrsg.] (2002b): Löss und Böden in Rheindahlen. - GeoArcheoRhein, **5**, Münster.

SCHIRMER, W. (2002c): Löss und Interglazial-Komplexe an Rhein und Maas. - GMIT, **9**: 49-51.

SCHIRMER, W. (2003a): Stadien der Rheingeschichte. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. Münster: 21-80.

SCHIRMER, W. (2003b): Die Eben-Zone im Oberwürmlöss zwischen Maas und Rhein. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. Münster: 351-416.

SCHIRMER, W. & KELS, H. (2006): Prähistorische Funde fein platziert im Klimakalender. - In: UELSBERG, G. [Hrsg.]: Roots//Wurzeln der Menschheit. Bonn: 289-296.

SCHMITTHENNER, H. (1925/26): Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. - Z. f. Geomorph., **1**: 3-28.

SCHNEIDER, R., FRIEDMANN, A. & MÄCKEL, R. (1999): Hangsedimente und Kolluvien in den Lößgebieten Südbadens. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **88/89**: 1-16.

SCHNÜTGEN, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. - Forschungsber. NRW, **2399**, Opladen.

SCHNÜTGEN, A., BOENIGK, W., BRUNNACKER, M., KOČI, A. & BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. - Decheniana, **128**: 67-86.

SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile im nichtvereisten Gebiet. - Eizeitaler und Gegenwart, **1**: 109-130.

SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß - Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter und Gegenwart, **15**: 199- 206.

SCHOTTMÜLLER, H. (1961): Der Löß als gestaltender Faktor in der Kulturlandschaft des Kraichgaus.- Forschungen zur deutschen Landeskunde, **130**: 1- 96.

SCHULZ, W. (1999): Die Lößdeckschichten am Übergang von der Mittel- zur Niederterrassenlandschaft nordwestlich von Köln und ihre Bedeutung für die jungpleistozäne und holozäne Reliefentwicklung. - unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Köln.

SCHULZ, W. (2007): Die Kolluvien der westlichen Kölner Bucht - Gliederung, Entstehungszeit und geomorphologische Bedeutung. - Diss. Univ. Köln.

SEMMEL, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. - Rhein-Main.-Forsch., **50**: 135-140.

SEMMEL, A. (1967): Über Prä-Würmlöße in Hessen. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 239-241.

SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geogr. Hft., **45**, Frankfurt a. M..

SEMMEL, A.(1995): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8 000 B.P. im Rhein-Main-Gebiet.- Archäol. Korrespondenzbl., **25**: 157-163.

SEMMEL, A. (1996): Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht der Forschungsergebnisse. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 11-20.

SEMMEL, A. (1998): Zur paläopedologischen Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa. - Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft, **88**: 449-452.

SEMMEL, A. & STÄBLEIN, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. - Eiszeitalter und Gegenwart, **22**: 23-34.

SIEBERTZ, H. (1990): Die Abgrenzung von äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit Hilfe der Korngruppenkombination. - Decheniana, **143**: 476-485.

SIEGBURG, W. (1988): Periglaziale Täler und andere eiszeitliche Formen im Bonner Raum. - Arb. z. Rhein. Landeskunde, **58**: 181-193.

- SINGHVI, A. K., BLUSZCZ, A., BATEMAN, M. D. & SOMESHWAR RAO, M. (2001): Luminescence dating of loess - palaeosol sequences and coversands: methodological aspects and palaeoclimatic implications. - *Earth-Science Reviews*, **54**: 193-211.
- SMALLEY, I. J., JEFFERSON, I. F., DIJKSTRA, T. A. & DERBYSHIRE, E. (2000): Some major events in the development of the scientific study of loess. - *Earth Science Reviews*, **54**: 5-18.
- STEPHAN, S. (1996): Substratschichtung und finale Bodenerosion in Westdeutschland.- In: Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein - Abteilung Geologie/Boden [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung. - Kiel: 29-36.
- STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**: 95-106.
- STOKES, S. (1999): Luminescence dating applications in geomorphological research. - *Geomorphology*, **29**: 153-171.
- STREMMER, H. E. (1986): Die Korrelation quartärer Paläoböden in Nordwest-Deutschland. - *Z. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **61**: 89-100.
- THÖNNESSEN, M. (2002): Elementdynamik in fassadenbegrünendem Wilden Wein (*Parthenocissus tricuspidata*). Nährelemente, Anorganische Schadstoffe, Platin-Gruppen-Elemente, Filterleistung, Immissionshistorische Aspekte, Methodische Neu- & Weiterentwicklungen. - In: *Kölner Geogr. Arb.*, **78**, Köln.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. - *Diss. Univ. Köln*.
- TILLMANN, W. & BRUNNACKER, K. (1987): The lithology and origin of loess in Western Central Europe. – *Catena, Suppl.-Bd.* **9**: 47-54.
- URBAN, B. (1980): Zur Stratigraphie des Frimmersdorf-Interglazials und Krefelder-Interglazials in der Niederrheinischen Bucht. - *Decheniana*, **133**: 224-228.
- VANDENBERGHE, J. (1990): Morphological effects of Pleistocene faulting in unconsolidated sediments (Central Graben, Netherlands). - *Z. Geomorph. N. F., Bd.* **34**: 113-124.
- VANDENBERGHE, J. & NUGTEREN, G. (2001): Rapid climatic changes recorded in loess successions. - *Global and Planetary Change*, **28**: 1-9.
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 127-170.

- VÖLKELE, J., RAAB, A., RAAB, T., LEOPOLD, M. & SIMM, H. (1998): Methoden zur Bilanzierung spätlatènezeitlicher Bodenerosion am Beispiel der Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg. - In: KÜSTER, H., LANG, A. & SCHAUER, P. [Hrsg.]: Archäologische Forschung in urgeschichtlichen Siedlungslandschaften. - Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, **5**: 541-558.
- VOGT, J. (1958): Zur historischen Bodenerosion in Mitteldeutschland. - Petermanns Geographische Mitteilungen, **102**: 199 - 203.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. - Stuttgart.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2000): The single-aliquot regenerative dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. - Radiation Measurements, **32**: 529-533.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S., DULLER, G.A.T. & TORNQVIST, T.E. (2001): Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. - Earth and Planetary Science Letters, **193**: 617-630.
- WINTER, K.- P.(1968): Die Untere Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. Geol. Inst. Köln, **15**, Bonn.
- WINTER, K.- P. (1970): Untere Mittelterrasse und Krefelder Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter und Gegenwart, **21**: 161-172.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart.
- 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.
- WUNSTORF, W. (1913): Über Löss und Schotterlehm im Niederrheinischen Tiefland. - Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinld. u. Westf., **69** (1912): 293-340.
- ZÖLLER, L. (1989): Geomorphologische und geologische Interpretation von Thermolumineszenz-Daten. - Bayreuther geowiss. Arb., **14**: 103-112.
- ZÖLLER, L. & NEHRING, F. (2002): Solifunktions-, Löss-, und Bodenbildungszyklen seit dem letzten Interglazial im Niederwesterwald. - Ber. z. dt. Landeskunde, **76** (2/3): 115-130.
- ZÖLLER, L. & SEMMEL, A. (2001): 175 years of loess research in Germany – long records and“unconformities“. - Earth-Sciences Reviews, **54**: 19-28.

ZÖLLER, L., STREMME, H. E. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. - *Chemical Geology*, **73**: 39-62.

ZONNEVELD, J. I. S. (1956): Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. - *Geol. en Mijnb., N.S.*: 395-401.

Anhang

A. Ergebnisse der Geländearbeiten

Tabelle A1: Vermessung der Bohrpunkte mittels elektronischem Tachymeter.

Vermessung der Bohrpunkte mittels elektronischem Tachymeter der Firma Leica			
Profil 1			
Bohrung	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü. NN
1/1	2551195	5654578	79,088
1/2	2551151	5654595	80,789
1/3	2551106	5654614	81,452
1/4	2551058	5654634	81,273
1/5	2550990	5654662	80,358
1/6	2550940	5654682	73,896
1/7	2550893	5654639	72,592
1/8	2550786	5654700	77,210
1/9	2550748	5654723	81,587
1/10	2550715	5654743	83,596
Profil 2			
2/1	2551497	5655254	75,306
2/2	2551251	5655359	70,922
2/3	2551234	5655369	69,678
2/4	2551217	5655378	66,919
2/5	2551197	5655390	64,677
2/6	2551151	5655417	64,795
2/7	2551116	5655437	69,470
2/8	2551027	5655490	73,438
Profil 3			
3/1	2551889	5655674	65,316
3/2	2551880	5655679	64,399
3/3	2551871	5655685	61,816
3/4	2551857	5655694	58,722
3/5	2551840	5655704	58,325
3/6	2551822	5655715	58,347
3/7	2551798	5655728	58,717
3/8	2551766	5655744	60,839
3/9	2551734	5655758	63,348
3/10	2551682	5655780	66,822
3/11	2551643	5655800	68,996

Profil 4			
4/1	2552542	5655999	69,447
4/2	2552526	5656013	69,036
4/3	2552477	5656176	61,622
4/4	2552456	5656199	52,584
4/5	2552449	5656208	52,128
4/6	2552440	5656218	51,947
4/7	2552414	5656247	53,607
4/8	2552401	5656261	54,756
4/9	2552388	5656276	56,758
4/10	2552375	5656290	58,897
4/11	2552296	5656376	68,852
4/12	2552265	5656412	71,196
Profil 5			
5/1	2552754	5656221	49,033
5/2	2552742	5656249	49,218
5/3	2552730	5656275	49,418
5/4	2552715	5656305	49,509
5/5	2552703	5656334	49,279
5/6	2552701	5656340	49,461
5/7	2552690	5656367	49,190
5/8	2552683	5656386	49,219
5/9	2552676	5656400	49,175
5/10 (41)	2552748	5656355	48,514
Profil 6			
6/1	2550921	5656740	71,235
6/2	2550948	5656739	67,390
6/3	2551034	5656745	64,155
6/4	2551062	5656729	63,535
6/5	2551092	5656731	64,375
6/6	2551177	5656735	69,180
6/7	2551136	5656729	69,980
6/8	2551154	5656725	71,280
6/9	2551205	5656717	73,480
Profil 7			
7/1	2551007	5657158	63,859
7/2	2551031	5657162	62,589
7/3	2551067	5657172	60,114
7/4	2551099	5657173	60,769
7/5	2551108	5657177	61,304
7/6	2551125	5657177	62,674
7/7	2551151	5657186	63,139
7/8	2551179	5657182	67,554
7/9	2551287	5657191	71,934
7/10	2550661	5657159	68,095

Profil 8			
8/1	2551041	5657391	59,899
8/2	2551063	5657391	59,584
8/3	2551098	5657393	59,514
8/4	2551108	5657395	59,569
8/5	2551121	5657385	59,644
8/6	2551120	5657384	59,909
8/7	2551159	5657381	61,034
8/8	2551181	5657389	62,069
8/9	2551189	5657391	62,569
8/10	2551050	5657389	62,804
8/11	2551230	5657385	63,419
8/12	2551285	5657389	65,429
Profil 9			
9/1	2551510	5657627	60,505
9/2	2551471	5657647	59,545
9/3	2551454	5657663	58,385
9/4	2551397	5657703	59,450
9/5	2551383	5657725	59,065
9/6	2551373	5657729	57,940
9/7	2551308	5657735	53,580
9/8	2551304	5657750	53,650
9/9	2551273	5657749	53,665
9/10	2551291	5657751	53,720
9/11	2551269	5657720	55,269
9/12	2551241	5657782	58,940
9/13	2551248	5657802	63,865
9/14	2551462	5657720	55,269
9/15	2551452	5657695	56,435

Tabelle A2: Verzeichnis der Bohrdaten

Bohrung 1/1		Terrassenoberfläche: 64,19 m NN	
Höhe ü. NN: 79,088 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 3/4, Ko2, feu2, c0	Ap	
- 1,5	Ut3, 10YR 5/6, Ko2, feu2, c0, wenig Tonbeläge	Bt	
- 5,4	U, 2,5 Y 6/4, Ko1, feu1, c3.4, eh1, Cmy	C	Lo
- 5,7	U, 2,5 Y 5/4, Ko1, feu1, c3.4, rb1+eh1, hydromorphe Merkmale diffus verteilt, Cmy	Ng	
- 7,3	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, eh4	Bcv	
- 7,6	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Ck	Nr	
- 8,5	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy	C	Lo
- 8,8	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Cmy	Nr	
- 9,25	U, 2,5 Y 5/4, Ko1-2, feu2, c3.4, eh1	C	Lo
- 9,45	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4	Nr	
- 9,75	U, 2,5 Y 5/4, Ko2, feu2, c3.4, oxidierte Beläge in Grobporen	C	Lo
- 9,76	fGs, ro-bn, feu1, c2, scharf abgegrenztes Kiesband		KB
- 9,9	Ut3s4, 10YR 5/4-5/6, Ko3, feu3, c2, diffus verteilte gebleichte Flecken		FL
- 10,9	Lts, 10 YR 5/6-5/8, Ko2, feu2, c0, eh + es		FL
- 11,05	Ut4, dbn, Ko3, feu3, c0	Ah	HZ
- 11,4	Ut2, 10 YR 6/3, Ko3, feu3, c0, eh1	Sw	
- 12,1	Tu4, ro-bn, Ko3, feu3, c0, eh + es, starke Pseudovergleyung	Bt-Sd	
- 12,7	Ut3, ro-bn, Ko2, feu2, c0, pseudovergleyt, deutliche Tonabnahme	Btv-Sd	
- 14,9	U, ro-hbn, Ko2, feu2, c0, eh3	C	
- 15,1	mSfs,g2, ro-bn, feu2, c0, Sandband,		KB
- 17,1	Us, hbn, Ko2, feu2, c0, eh2 + es2		MT
- 22,0	Us, gr-hbn, Ko2, feu2, c3.3, eh, stark sandstreifig		MT

Bohrung 1/2		Terrassenoberfläche: 65,38 m NN	
Höhe ü. NN: 80,78 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10 YR 4/4, Ko3, feu3 , c0	Ap	
- 1,1	Ut4, 7,5 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, deutlich erkennbare Tonbeläge	Bt	
- 1,4	Ut2, 10 YR 5/6-5/8, Ko3, feu3, c0, bebänderte Struktur, helle gU und fS-Flecken	Bv+Bbt	
- 1,7	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, fahnenartige Toneinspülung	C	Lo
- 5,4	U, 2,5 Y6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmь	C	Lo
- 5,9	U, 2,5 Y 5/4, Ko1, feu1, c3.4, rh1 + es1, hydromorphe Merkmale diffus verteilt, Cmь	Ng	
- 7,4	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, eh4	fBv	
- 7,7	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Ck	Nr	
- 8,6	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmь	C	Lo
- 8,9	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Cmь	NB	
- 9,5	U, 2,5 Y 5/4, Ko1-2, feu2, c3.4, eh1	C	Lo
- 9,7	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4	Nr	
- 9,9	Ut3s3, 10YR 5/4-5/6, Ko3, feu3, c2, diffus verteilte gebleichte Flecken		FL
- 10,3	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, eh2, Cmь	C	Lo
- 10,45	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Cmь	Nr	
- 11,9	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, Cmь	C	Lo
- 12,65	Lts, 10 YR 5/6-5/8, Ko2, feu2, c0, eh + es		FL
- 12,8	Ut4, 10 YR 3/4-4/4, Ko3, feu3, c0	Ah	HZ
- 13,05	Ut2, 10 YR 6/3, Ko3, feu3, c0, eh1	Sw	
- 13,6	Tu4, ro-bn, Ko3, feu3, c0, eh + es, starke Pseudovergleyung	Bt-Sd	
- 14,1	Ut3, ro-bn, Ko2, feu2, c0, pseudovergleyt, deutliche Tonabnahme	Bv-Sd	
- 15,5	U, ro-hbn, Ko2, feu2, c0, eh3	C	Lou
- 22.0	Us, gr-hbn, Ko2, feu2, c3.3, eh2, stark sandstreifig		MT

Bohrung 1/4		Terrassenoberfläche: 65,47 m NN	
Höhe ü. NN: 81,27 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3 [1]	Ut3, 10 YR 4/4, Ko3, feu3 , c0	Ap	
- 1,1 [2]	Ut4, 7,5 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, deutlich erkennbare Tonbeläge	Bvt	
- 4,9 [3;4]	U, 2,5 Y6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmy	eIC	Lo
- 5,2 [5]	U, 2,5 Y 5/4, Ko1, feu1, c3.4, rh1 + es1, hydromorphe Merkmale diffus verteilt, Cmy	Ng	
- 6,7 [6]	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, eh4	fBv	
- 7,0 [7]	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Ck	Nr	
- 7,9 [8]	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy	C	Lo
- 8,1 [9]	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Cmy	Nr	
- 8,5 [10]	U, 2,5 Y 5/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1	C	Lo
- 8,8 [11]	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4	Nr	
- 9,3 [12]	U, 2,5 Y 5/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1	C	Lo
- 9,5 [13]	Ut3, 10YR 5/4-5/6, Ko3, feu3, c2, diffus verteilte gebleichte Flecken		FL
- 9,9 [14]	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, eh2, Cmy	C	Lo
- 10,1 [15]	U, 2,5 Y 6/3, Ko2, feu2, c3.4, rb4, Cmy	Nr	
- 10,7 [16]	U, 2,5 Y 5/6, Ko2, feu2, c3.4, Cmy	C	
- 11,9 [17]	Lts, 10 YR 5/6-5/8, Ko2, feu2, c0, eh + es		FL
- 12,2 [18]	Ut4, 10 YR 3/4-4/4, Ko3, feu3, c0	Ah	HZ
- 12,4 [19]	Ut2, 10 YR 6/3, Ko3, feu3, c0, eh1	Sw	
- 13,0 [20]	Tu4, ro-bn, Ko3, feu3, c0, eh + es, starke Pseudovergleyung	Bt-Sd	
- 13,6 [21]	Ut3, ro-bn, Ko2, feu2, c0, pseudovergleyt, deutliche Tonabnahme	Btv-Sd	
- 15,8 [22]	U, ro-hbn, Ko2, feu2, c0, eh3 + rb2	fC-Sw	Lou
- 18,0 [23]	Us, gr-hbn, Ko2, feu2, c3.3, eh2 + rb2, stark sandstreifig		MT
- 25,0 [24]	Us, 10 YR 6/3, Ko2, feu2, c3.2, eh2 + rb2, sandstreifig		MT

Bohrung 1/7		Terrassenoberfläche: 64,99 m NN	
Höhe ü. NN: 72,59 m		Terrassenbasis: 61,69 m NN	
		Quartärbasis: 61,69 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 4/4, Ko4, feu4, c0	MAp	
- 1,1	Ut2, 10 YR 5/6, Ko4, feu4, c2	M₃	
- 2,8	Ut3, 10 YR 6/4 mit 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c0, es3 + rb3	M₁Sw	
- 3,1	Ut4-5, 7,5 YR 4/4, Ko2, feu2, c0	fB(h)t	
- 4,7	Ut2-3, gr-bn, Ko3, feu3, c0, es + rb	Cv	Lol
- 7,6	Uls, g2, 10 YR 6/6-6/8, Ko3, feu3, c0		FL
- 10,9	gSms, g3, roli-bn, ld3, feu2, c0		MT
- 12,0	mSfs, hgr, ld3, feu2, c0		T

Bohrung 1/8		Terrassenoberfläche: 72,21 m NN	
Höhe ü. NN: 77,21 m		Terrassenbasis: 65,01 m NN	
		Quartärbasis: 65,01 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 4/4, Ko4, feu4, c0	Ap	
- 2,4	U, 2,5 Y 6/4, Ko3, feu3, c3.4,	eIC	Lo
- 2,9	Ut2, 2,5 Y 6/3, Ko3, feu3, c3.4, Ck an Basis, eh2 + rb2, hydromorphe Merkmale diffus verteilt	Ng	
- 3,7	Uls, fg1, geli-dbn, Ko3, feu3, c0, stark sandstreifig		FL
- 7,6	Ut2,fs2, 10 YR 6/8, Ko3, feu3, c0, es2 +rb2, pseudovergleyt		Lhf
- 12,2	mSgs, g2, roli-bn, ld4, feu3, c0, starke Vernässung an Basis		MT
- 13,0	Ts4, gr-vi, Ko2, feu2, Wechsellagerung gr-vi Tone mit hellen fs-ms- Streifen		T

Bohrung 1/9		Terrassenoberfläche: 76,69 m NN	
Höhe ü. NN: 81,59 m		Terrassenbasis: > 74,69 m NN	
		Quartärbasis: > 74,69 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10 YR4/4, Ko3, feu3, c3.2	Ap	Lo
- 1,7	U, 2,5 Y 6/4, Ko3, feu3, c3.4, eh1	eIC	
- 2,2	Ut2, 2,5 Y 6/3, Ko3, feu3, c3.4, Ck an Basis, eh2 + rb2, hydromorphe Merkmale diffus verteilt	Ng	
- 4,3	U, 2,5 Y 6/4, Ko3, feu3, c3.4, Cmy	C	FL MT
- 4,9	Uls, g2, 10 YR 6/6, Ko3, feu3, c2		
- 6,9	gSms, g4, roli-bn, ld4, feu3, c0, kb f bei 6,9		

Bohrung 1/10		Terrassenoberfläche: 78,1 m NN	
Höhe ü. NN: 83,60 m		Terrassenbasis: > 75,10 m NN	
		Quartärbasis: > 75,10 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10 YR 4/4 mit 7,5 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Ap	Lo
- 0,9	Ut4, 7,5 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, Tonbeläge	Bt	
- 1,1	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, gebänderte Struktur	Bv+Bbt	
- 2,0	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh2, Cmy	eIC	Lo FL MT
- 2,5	Ut2, 2,5 Y 6/3, Ko3, feu3, c3.4, Cmy, eh2 + rb2, hydromorphe Merkmale diffus verteilt	Ng	
- 4,5	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmy	C	
- 5,5	Ufs, fg2, bn, Ko3, feu3, c2		
- 8,5	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0, kb f bei 8,5		

Bohrung 2/1		Terrassenoberfläche: 68,01 m NN	
Höhe ü. NN: 75,31 m		Terrassenbasis: 62,61 m NN	
		Quartärbasis: 62,61 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut3, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,9	Ut4, 7,5 YR 5/6, Ko2-3, feu3, c0	Bt	
- 1,3	Ut2, 10 YR 5/6, Ko2-3, feu2-3, c0, bebänderte Struktur	Bv+Bbt	
- 3,5	U, 2,5 Y6/4, Ko3, feu3, c3.4, Cmy, eh1	C	Lo
- 3,9	Ut2, 2,5 Y 6/3, Ko3, feu3, c3.4, eh4 + rb2, leicht streifige Struktur	Ng	
- 6,8	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1	C	Lo
- 7,3	Ufs, 2,5 Y 6/6, Ko3, feu3, c3.4, fS in Streifen		Lou
- 8,6	Ut2, s2, 10 YR 6/8, Ko3, feu3, c0, eh3 + es2, rb2		Lhf
- 12,7	gSms, g4, roli-bn, ld 3, feu2, c0		MT
- 13,0	mSfs, gr-vi, ld4, feu3, es2		T

Bohrung 2/2		Terrassenoberfläche: 65,19 m NN	
Höhe ü. NN: 70,99 m		Terrassenbasis: 63,49 m NN	
		Quartärbasis: 63,49 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 1,2	Ut3, 10 YR 5/6, Ko2-3, feu3, c0, gebänderte Struktur	Bv	
- 1,9	U, 2,5 Y 6/4, Ko3, feu3, c3.4, Cmy, eh1	eIC	Lo
- 2,1	U, 2,5 Y 6/3, Ko3, feu3, c3.4, rb4	Nr	
- 4,8	U, 2,5 Y 6/4, Ko2-3, feu3, c3.4		Lo
- 5,8	Ufs, 2,5 Y 6/6, Ko2-3, feu3, c3.4, leicht sandstreifig		Lou
- 7,5	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu2, c0		MT
- 9,0	mSfs, gr-hbn, ld3, feu2, c0, eh1		T

Bohrung 2/3		Terrassenoberfläche: 63,28 m NN	
Höhe ü. NN: 69,68 m		Terrassenbasis: 62,38 m NN	
		Quartärbasis: 62,38 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 1,7	Ut2, 10 YR 5/6, Ko2-3, feu3, c0, gebänderte Struktur	Bv	
- 4,6	U, 2,5 Y 6/4, Ko3, feu3, c3.4, Cmy, eh1	eIC	Lo
- 5,7	Ufs, 2,5 Y 6/6, Ko2-3, feu3, c3.4, leicht sandstreifig		Lou
- 6,4	Lts, g2, bn, Ko3, feu3, c0		FL
- 7,3	mSgs, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		MT
- 8,0	mSfs, hgr, ld3, feu2, c0, dünnes Braunkohleband bei 7,6		T

Bohrung 2/4		Terrassenoberfläche: 63,12 m NN	
Höhe ü. NN: 66,92 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut1, 10 YR 5/4, Ko3, feu3, c2	Ap	
- 2,1	U, 2,5 Y 6/4, Ko3, feu3, c3.4, Cmy, eh1	eIC	Lo
- 3,4	Ufs, fg1, 2,5 Y 5/4, Ko2-3, feu3, c3.4, leicht sandstreifig		Lou
- 3,8	Lts, g2, bn, Ko3, feu3, c0		FL
- 4,4	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0, kb bei 4,4		MT

Bohrung 2/5		Terrassenoberfläche: 61,68 m NN	
Höhe ü. NN: 64,68 m		Terrassenbasis: 61,28 m NN	
		Quartärbasis: 61,28 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c2	MAp	
- 1,2	Ut2, fg2, 10 YR 5/6, Ko2-3, feu2, c3.2	M₃	
- 3,0	Ut3-4, g1, bn-gr, Ko4, feu4,c0, es2 + rb2	M₁-Sw	
- 3,2	Lts, g2, dbn, Ko3, feu3, c0		FL
- 3,4	mSgs, fg2, ld3, feu2, c0		MT
- 4,0	mSfs, hgr, ld3, feu2, c0, eh1		T

Bohrung 2/6		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 64,79 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 56,69 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 4/4, Ko2, feu2	MAp	
- 1,8	Ut2-3, 10 YR 5/6, Ko2-3, feu2, c3.2, wenig Ziegelbruch	M₃	
- 3,1	Ut3, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, es2+rb2, c0, wenig Ziegelbruch und Holzkohle	M₁Sw	
- 3,4	Ut4, 7,5 YR 4/4-4/6, Ko3-4, feu3, c0,schwache Tonbeläge	fB(h)t	
- 3,9	Ut3, 7,5 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	fBt	
- 4,7	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, gebänderte Struktur	fBv+Bbt	
- 7,6	Ufs, 10 YR 6/4, Ko2-3, feu2, c3.4, sandstreifig	eIC	Lou
- 8,1	Lts, g2, bn, Ko4, feu4, c0		FL
- 10,0	mSfs, hgr-vi, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 2/7 Höhe ü. NN: 69,47 m		Terrassenoberfläche: / Terrassenbasis: / Quartärbasis: 62,57 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 5/4, Ko3, feu3, c2	Ap	
- 1,2	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmy, eh2	eC	Lo
- 1,4	Ut2, 2,5 Y 6/3 mit 10 YR 5/6, eh3 + rb2, hydromorphe Merkmale diffus verteilt	Ng	
- 3,9	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmy, eh2	C	Lo
- 4,6	Ufs, 2,5 Y 5/4, Ko3-4, feu3, c3.4		Lou
- 4,75	mSfs, u2, ge-hbn, ld3, feu3, c0		Lou + FL
- 5,3	Ufs4, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, eh2		(-6,9)
- 5,4	gS, roli-bn, ld3, feu2, c0		
- 5,8	Ufs, geli-gr, Ko3, feu3, c3.4, eh2 + rb1		
- 5,9	mS, roli-hbn, ld 3, feu2, eh4		
- 6,25	Ufs, geli-hbn, Ko3, feu3, c3.4, eh2 + rb1		
- 6,4	mS, roli-hbn, ld 3, feu2, eh4		
- 6,9	Ufs, geli-hbn, Ko3, feu3, c3.4, eh2 + rb1		
- 8,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 2/8		Terrassenoberfläche: 65,74 m NN	
Höhe ü. NN: 73,44 m		Terrassenbasis: 64,84 m NN	
		Quartärbasis: 64,84 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut3, 10 YR 4/4-3/4, Ko4, feu4, c0	Ap	
- 0,5	Ut3, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Bv	
- 1,9	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmy, eh1	eIC	Lo
- 2,1	Ut2, 2,5 Y 6/3 mit 10 YR 5/6, Ko3, feu3, eh3 + rb2, hydromorphe Merkmale diffus verteilt	Ng	
- 5,9	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, Cmy, eh1	C	Lo
- 7,7	Us, roli-gr-bn, Ko2, feu2, c0, eh4 + rb2, es2, stark pseudovergleyt, sandstreifig		Lhf
- 8,6	gSms, g4, ld3, feu3, c0,		MT
- 9,0	mSfs, hgr-hbn, ld3, feu2, c0		T

Bohrung 3/1		Terrassenoberfläche: 64,22 m NN	
Höhe ü. NN: 65,32 m		Terrassenbasis: 58,42 m NN	
		Quartärbasis: 58,42 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut2, fs2, fg1, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,5	Ut3, fs2, 10 YR 4/6, Ko2-3, feu2, c0	Bv	
- 1,0	Us, fg2, 10 YR 6/4, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig	eIC	Lou
- 1,1	U, ms4, fs4, g2, roli-bn, Ko3, feu3, c2		FL
- 3,5	gSms, g2, roli-bn, ld4, c0		MT
- 3,8	Tu, fs2, roli-bn-gr, Ko2, feu2, c0, scharfe Grenze zum Hangenden, zum Liegenden gradierte Schichtung		MT
- 6,9	mSgs, g2, roli-bn, ld4, c0,		MT
- 8,0	mSfs, gr-vi, ld3, feu2-3, c0, eh in Bändern		T

Bohrung 3/4		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 58,72 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 57,12 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fs2, 10 YR 3/4, Ko2, feu2, c0	Ap	
- 1,6	U, ms4, fs4, g2, roli-bn, Ko3, feu3, c2	eIC	FL
- 4,0	mSfs, gr-vi, ld3, feu2-3, c0, eh in Bändern, Braunkohleband bei 2,5 und 3,0		T

Bohrung 3/5		Terrassenoberfläche: 49,83 m NN	
Höhe ü. NN: 58,33 m		Terrassenbasis: 49,43 m NN	
		Quartärbasis: 49,43 m NN	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3 [1]	Ut2, gs1, fg1, 10 YR 3/4, ko4, feu4, c0	MAp	
- 2,4 [2]	Ut2, fs4, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle und Ziegelbruch, schwach sandstreifig	M₃	
- 3,4 [3]	Ut4, fs1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, deutliche Tonbeläge	M₂	
- 5,7 [4,5]	Ut2, fs1, fg1, 7,5 YR 4/4, Ko3, feu3, c0, es4+rb2	M₁-Sw	
- 6,1 [6]	Ut3, 7,5 YR 4/4, Ko2, feu2, c0, es4+rb2	fBt-Sw	
- 8,2 [7]	Ut2, fs2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, schwach sandstreifig,	Cv	Lol
- 8,5 [8]	Us, ms2, g2, roli-bn, Ko3, feu3, c0		FL
- 8,9	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		MT
- 10,0	mSfs, gr-vi, ld2, feu2, c0		T

Bohrung 3/6		Terrassenoberfläche: 49,85m NN	
Höhe ü. NN: 58,35 m		Terrassenbasis: 49,45 m NN	
		Quartärbasis: 49,45 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c0	MAp	
- 2,2	Ut2, fs4, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle	M₃	
- 2,6	Ut3, fs1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, deutliche Tonbeläge	M₂	
- 3,1	Ut2, fs1, fg1, 7,5 YR 4/4, Ko3, feu3, c0, es4 + rb2	M₁-Sw	
- 3,5	Ut3, 7,5 YR 4/4, Ko2, feu2, c0, es4 + rb2	fBt-Sw	
- 7,6	Ut2, fs2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, schwach sandstreifig,	Cv	Lol
- 8,2	U, fsms, hbn-geli, Ko3, feu3, c3.4, sandstreifig		Lou + FL
- 8,5	Us, ms2, g2, roli-bn, Ko3, feu3, c2		FL
- 8,9	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		MT
- 10,0	mSfs, gr-vi, ld2, feu2, c0		T

Bohrung 3/7		Terrassenoberfläche: 48,92 m NN	
Höhe ü. NN: 58,72 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c0	MAp	
- 2,2	Ut2, fs2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle	M₃	
- 1,8	Ut3, fs1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, deutliche Tonbeläge, wenig Holzkohle	M₂	
- 3,8	U, fs1, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4		Lo
- 4,1	Ut1, 2,5 Y 5/3, Ko3, feu3, c3.4, rb4	Nr	
- 9,7	U, fsms, g1, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig, gelegentlich Schotter eingearbeitet		Lou + FL
- 9,8	Us, g2, bn, Ko3, feu3, c2		FL
- 10,0	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu2, c0, kbf bei 10,0m		MT

Bohrung 3/8		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 60,84m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut3, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c0	Ap	Lo
- 0,5	Ut2, 10 YR 5/6-4/6, Ko3, feu3, c2	Cv	
- 5,7	U, fs1, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4		
- 6,0	Ut1, 2,5 Y 5/3, Ko3, feu3, c3.4, rb4	Nr	
Bohrung musste wegen Hagelschauer abgebrochen werden			

Bohrung 3/9		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 63,35 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 51,55 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut3, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c0	Ap	Lo
- 1,1	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Bv	
- 1,2	Ut2, 10 YR 5/6-4/6, Ko3, feu3, c2	Cv	
- 8,4	Ufs1, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh2	eIC	
- 8,7	Ut1, 2,5 Y 5/3, Ko3, feu3, c3.4, rb4	Nr	Lou + FL
- 11,3	U, fsms, g1, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig, gelegentlich Schotter eingearbeitet		
- 11,8	Us, g2, bn, Ko3, feu3, c2		
- 13,0	mSfs, gr-vi, ld2, feu2, c0		FL
			T

Bohrung 3/10 Höhe ü. NN: 66,82 m		Terrassenoberfläche: 58,12 m NN Terrassenbasis: 56,02 m NN Quartärbasis: 56,02 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10 YR 4/3, Ko4, feu4, c0, wenig Ziegelbruch	Ap	
- 1,1	Ut4, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c0, deutliche Tonbeläge	Bt	
- 1,7	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, unscharfe Grenze zum Hangenden	Bv	
- 8,7	Ufs2, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh2, unterhalb Bv-Horizont Ck, durchgängig Cmy, dünne Flugsandbänder	eIC	Lo
- 10,8	mSgs, g2, ro-bn, ld3, feu3, c0		MT
- 12,0	mSfs, hgr-vi, ld2, feu2, c0		T

Bohrung 3/11 Höhe ü. NN: 68,99 m		Terrassenoberfläche: 58,89 m NN Terrassenbasis: 56,89 m NN Quartärbasis: 56,89 m NN	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4 [1]	Ut3, fg2, 10 YR 4/3, Ko4, feu4, c0, wenig Ziegelbruch	Ap	
- 1,2 [2]	Ut4, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c0, deutliche Tonbeläge, Krotowine	Bt	
- 1,7 [3]	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, leicht gebänderte Struktur	B(b)v	
- 1,8 [4]	Ut2, 10 YR 6/6, Ko3, feu3, c2	Cv	
- 9,7 [5]	Ufs2, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh2, durchgängig Cmy, dünne Flugsandbänder, an Basis Ck, deutlich vernässt	eIC	Lo
- 10,1 [7]	Us, g2, 10 YR 6/6, Ko3, feu3, c2, unregelmäßig eingearbeitete Kiese und Sande		FL
- 10,3 [8]	Tu4, g2, ro-bn, Ko3, feu3, c0, eh3		MT
- 12,1	mSgs, g2, ro-bn, ld3, feu3, c0		MT
- 14,0	mSfs, hgr-vi, ld2, feu2, c0		T

Bohrung 4/1		Terrassenoberfläche: 64,74 m NN	
Höhe ü. NN: 69,44 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1,h; 10 YR 3/4; Ko3; feu3; c0	Ap	
- 0,8	Ut3; 10 YR 4/6; Ko4, feu4, c0; schwache Tonüberzüge in Hohlräumen	Btv	
- 1,4	Ut2, 10 YR 5/6; Ko4, feu4, c0	Bv	
- 4,7	Ufs2, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, starke Vernässung an Basis	eIC	Lo
- 6,0	mSgs,g, roli-bn, ld3, feu2, c0		MT

Bohrung 4/2		Terrassenoberfläche: 64,53 m NN	
Höhe ü. NN: 69,03 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1,h, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,7	Ut3, 10 YR 4/6, ko3, feu3, c0, schwache Tonüberzüge in Hohlräumen	Btv	
- 1,4	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Bv	
- 4,5	U, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1	C	Lo
- 6,0	mSgs,g, roli-hbn, ld2, feu2, c0		MT

Bohrung 4/3		Terrassenoberfläche: 52,12 m NN	
Höhe ü. NN: 61,62 m		Terrassenbasis: 49,32 m NN	
		Quartärbasis: 49,32 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1,fg1,h, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	Ap	Lou
- 0,5	Ut1, 10 YR 5/6, ko3, feu3, c2,	Cv	
- 7,6	Ufs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, durch fS- und mS-Streifen gegliedert (Schwemmlöß)	eIC	
- 8,5	Ut3, gr-bn, ko3, feu3, c0, es3+rb2, Fe- und Mn-Konkretionen, scharfe Begrenzung zum Hangenden und Liegenden	Sw	
- 9,5	Ut2,ms2,g4, dbn, Ko3, feu3, c0		
- 12,3	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		
- 14,0	fSms, hgr, ld2, feu2, c0		FL
			MT
			T

Bohrung 4/4		Terrassenoberfläche: 50,08 m NN	
Höhe ü. NN: 52,58 m		Terrassenbasis: 49,88 m NN	
		Quartärbasis: 49,88 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, h, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c2	MAp	Fl
- 1,3	Ut2, fs1, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2	M1	
- 2,5	Ut1, fs,ms,fg1, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, e1+r1,sandstreifig		
- 2,7	gS,g4, t2, dbn-roli, ld3, feu3, c0		
- 4,0	fSms, hgr, ld3, feu2, an Quartärbasis eh1		
			MT
			T

Bohrung 4/5 Höhe ü. NN: 52,58 m		Terrassenoberfläche: 50,08 m NN Terrassenbasis: 49,88 m NN Quartärbasis: 49,88 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut2, h, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c2	MAp	
- 1,0	Ut2, fs1, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2	M₃	
- 2,8	Ut2-3, fs1, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c0	M₂	
- 3,9	Ut3, fs, gr-dbn, Ko3, feu3, c0, es2+rb4	M₁-Sw	
- 4,1	Ut4, dbn, Ko3, feu3, c0, es2+rb1		
- 4,6	Ut1, fs,ms,fg1, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, e1+r1,sandstreifig		Fl
- 5,5	gS,g4, t2, dbn-rol, ld3, feu3, c0		MT
- 7,0	fSms, hgr, ld3, feu2, an Quartärbasis eh1		T

Bohrung 4/6 Höhe ü. NN: 51,95 m		Terrassenoberfläche: 46,05 m NN Terrassenbasis: 45,75 m NN Quartärbasis: 45,75 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, fs2, 10 YR 3/4, Ko4, feu4, c2	MAp	
- 1,1	Ut2, fs1, fg1, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2	M₃	
- 2,9	Ut2-3, fs1, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c0	M₂	
- 4,8	Ut3, fs, gr-dbn, Ko3, feu3, c0, es2+rb4	M₁-Sw	
- 5,0	Ut4, dbn, Ko3, feu3, c0, es2+rb1	fBt-Sw	
- 5,9	Us, g2, gr-bn, Ko3, feu3, c0	C	FL
- 6,2	gS, g4, roli-bn, ld4, feu3, c0		MT
- 7,5	mSfs, hgr, ld3, feu3, eh2, c0		T

Bohrung 4/7		Terrassenoberfläche: 45,71 m NN	
Höhe ü. NN: 53,61 m		Terrassenbasis: 43,41 m NN	
		Quartärbasis: 43,41 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,7	Ut2, fg1, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0, wenig Ziegelbruch	MAp	
- 1,2	Ut2, fs1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c0	M₂Bv	
- 6,1	U, fs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy		Lo
- 7,9	U, fsms, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig, stellenweise durch Kiesbänder gegliedert		Lou + FL
- 10,2	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		MT
- 12,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, eh2, c0		MT

Bohrung 4/8		Terrassenoberfläche: 44,36 m NN	
Höhe ü. NN: 54,76 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, fg1, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 6,1	U, fs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy	eIC	Lo
- 10,4	U, fsms, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig, stellenweise durch Kiesbänder gegliedert		Lou + FL
- 11,0	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 4/9		Terrassenoberfläche: 41,26 m NN	
Höhe ü. NN: 56,76 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,4	Ut3-4, 10 YR 4/6, Ko4, feu4, c0, schwache Tonbeläge	Bt	
- 1,2	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Bv	
- 6,2	U, fs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy	eIC	Lo
- 15,5	U, fsms, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig, stellenweise durch Kiesbänder gegliedert		Lou + FL
- 16,5	gSms, g4, roli-bn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 4/10		Terrassenoberfläche: 40,00 m NN	
Höhe ü. NN: 58,90 m		Terrassenbasis: 39,20 m NN	
		Quartärbasis: 39,20 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,9	Ut4, 7,5 YR 4/6, Ko2, feu2, c0, starke Tonbeläge	Bt	
- 1,7	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0, eh1	Bv	
- 6,7	U, fs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy	eIC	Lo
- 18,9	U, fsms, g2, geli-bn, Ko2, feu2, c3.4, stark sandstreifig, stellenweise durch Kies- und Sandbänder gegliedert		Lou + FL
- 19,7	gS, g4, roli-bn, ld4, feu3, c0		MT
- 20,0	mSfs, hgr, ld3, feu2, c0, eh1		T

Bohrung 4/11		Terrassenoberfläche: 62,95 m NN	
Höhe ü. NN: 68,85 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0, wenig Ziegelbruch	Ap	
- 0,9	Ut4, 7,5 YR 4/6, Ko2, feu2, c0, starke Tonbeläge	Bt	
- 1,2	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Bv	
- 5,9	U, fs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Ck unterhalb Bv, Vernässung an Basis	eIC	Lo
- 12,2	gS, g4, roli-bn, ld4, feu3, c0, kb bei 12,2m		MT

Bohrung 4/12		Terrassenoberfläche: 64,80 m NN	
Höhe ü. NN: 71,20 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, g2, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0, wenig Ziegelbruch und Schotter	Ap	
- 0,7	Ut3, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c0, deutliche Tonbeläge	Bt	
- 1,2	Ut2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c0	Bv	
- 6,4	U, fs, 2,5 Y 6/4, Ko2, feu2, c3.4, eh1, Cmy, Vernässung an Basis	eIC	Lo
- 13,9	gS, g4, roli-bn, ld4, feu3, c0, kb bei 13,9m		MT

Bohrung 5/1		Terrassenoberfläche:45,23 m NN	
Höhe ü. NN: 49,03 m		Terrassenbasis: 44,83 m NN	
		Quartärbasis: 44,83 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, fg2, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 1,7	Ut1, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2	M₁	
- 3,4	Ut3, ms2, g2, 7,5 YR 4/6, Ko4, feu4, c1, eingearbeitete Schotter, wenig Holzkohle		FL
- 3,8	Ut5, fs2, gr, Ko3, feu3, c0, es2+rb2	fGro	
- 4,2	mSfs, g2, u2, gr-bn, ld3, feu3, c0		NT
- 6,0	mSfs, hgr, ld3, feu2, c0		T

Bohrung 5/2		Terrassenoberfläche:44,71 m NN	
Höhe ü. NN: 49,21 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 2,8	Ut2, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2	M₁	
- 3,8	Ut3, ms2, g2, dgr-bn, Ko3, feu3, c1, wenig eingearbeitete Schotter		FL
- 4,1	Ut4, gr-bn, Ko3, feu3, c0, es2+rb2	fGro	
- 4,5	Ut5, s2, gr-bn, Ko3, feu3, c0, es4+rb4, schwach humos	Gr	
- 6,0	gSms, u2, g2, roli-hbn, ld3, feu2, c0		NT

Bohrung 5/3		Terrassenoberfläche: 44,42 m NN	
Höhe ü. NN: 49,42 m		Terrassenbasis: 41,62 m NN	
		Quartärbasis: 41,62 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, 10 YR 3/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 3,6	Ut2, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, wenig eingearbeitete Schotter, wenig Ziegelbruch	M₁	
- 4,6	Ut3, g1, dgr-bn, Ko3, feu3, c2, es2+rb2	fGro	
- 5,0	Ut4, gr-bn, Ko3, feu3, c0, es2+rb4	Gr	
- 7,8	mSgs, g2, u2, roli-hbn, Schluffbereiche grau gefärbt, ld3, feu3, c0		NT
- 8,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 5/4		Terrassenoberfläche: 42,71 m NN	
Höhe ü. NN: 49,51 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 3,7	Ut2, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, wenig eingearbeitete Schotter, wenig Ziegelbruch und Holzkohle	M₁	
- 4,2	Ut3, g1, dgr-bn, Ko3, feu3, c2, es2+rb2	fGro	
- 5,4	Ut4, gr-bn, Ko3, feu3, c0, es2+rb4	Gr	
- 6,8	Tu4, s2, dgr, Ko4, feu4, c0, Holzreste, stark humos		RF
- 8,0	mSgs, g2, u2, roli-hbn, Schluffbereiche grau gefärbt, ld3, feu3, c0		NT

Bohrung 5/5		Terrassenoberfläche: 45,08 m NN	
Höhe ü. NN: 49,28 m		Terrassenbasis: 40,88 m NN	
		Quartärbasis: 40,88 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 2,3	Ut2, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, wenig Ziegelbruch und Holzkohle	M₁	
- 3,4	Ut3, s2, g2, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c1, wenig Ziegelbruch		FL
- 4,2	Ut3, g1, dgr-bn, Ko3, feu3, c2, es2+rb2	fGro	
- 8,4	mSgs, g2, u2, roli-hbn, Schluffbereiche grau gefärbt, ld3, feu3, c0		NT
- 10,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 5/6		Terrassenoberfläche: 45,36 m NN	
Höhe ü. NN: 49,46 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 2,2	Ut2, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle	M₁	
- 3,3	Ut3, s2, g2, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c1, wenig Ziegelbruch		FL
- 4,1	Ut2, g1, dgr-bn, Ko3, feu3, c2, es2+rb2	fGro	
- 5,7	mSgs, g2, u2, t2, roli-hbn, Schluffbereiche hbn-gr gefärbt, ld3, feu3, c0, kbf bei 5,7		NT

Bohrung 5/7		Terrassenoberfläche: 46,39 m NN	
Höhe ü. NN: 49,19 m		Terrassenbasis: 44,39 m NN	
		Quartärbasis: 44,39 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 1,0	Ut2, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle und Ziegelbruch	M₁	
- 2,8	Ut3, s2, g2, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c1, wenig Ziegelbruch		FL
- 4,8	mSgs, g2, u2, t2, roli-hbn, Schluffbereiche hbn-gr gefärbt, ld3, feu3, c0		NT
- 6,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, c0, eh2		T

Bohrung 5/8		Terrassenoberfläche: 46,82 m NN	
Höhe ü. NN: 49,22 m		Terrassenbasis: 43,72 m NN	
		Quartärbasis: 43,72 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 0,9	Ut2, fg1, 10 YR 4/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle und Ziegelbruch	M₁	
- 2,4	Ut3, s2, g2, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c1, wenig Ziegelbruch		FL
- 5,5	mSgs, g2, u2, t2, roli-hbn, Schluffbereiche hbn-gr gefärbt, ld3, feu3, c0		NT
- 6,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, c0, eh2		T

Bohrung 5/9		Terrassenoberfläche: 47,08 m NN	
Höhe ü. NN: 49,18 m		Terrassenbasis: 43,48 m NN	
		Quartärbasis: 43,48 m NN	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut1, fg1, 10 YR 4/4, Ko3, feu3, c0	MAp	
- 1,2	Ut2, fg1,s2, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c2, wenig Holzkohle und Ziegelbruch	M₁	
- 2,1	Ut3, s2, g2, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c1, wenig Ziegelbruch		FL
- 5,7	mSgs, g2, u2, t2, roli-hbn, Schluffbereiche hbn-gr gefärbt, ld3, feu3, c0		NT
- 10,0	mSfs, hgr, ld3, feu3, c0, eh2		T

Bohrung 6/1		Terrassenoberfläche: 61,59 m	
Höhe ü. NN: 71,24m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut3, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1, Holzkohle, Ziegelbruch	Ap	
- 0,5	Ut4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutl. Polyedergefüge, Toncutane, vereinzelt Mn-Konkretionen	Bt	
- 1,5	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, Subpolyedergefüge, vereinzelt Mn-Konkretionen	Bv	
- 1,7	Ut1, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, Lö-Bänderung	Cv	Lol
- 9,5	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, leichte Fe-Fleckung, ab 8,5 m verspült	eIC	Lo
- 9,65	mS, gs4, u2, robn, ld3, feu3, c0		Lou
- 10,0	mS, gs4, fg4, robn, ld3, feu3, c0, an Basis fs4		FL
			MT

Bohrung 6/2 Höhe ü. NN: 67,39m		Terrassenoberfläche: 59,20 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko2-3, feu2-3, c2, Holzkohle, Ziegelbruch	Ap	
- 0,8	Ut1, 10YR 5/8, ko2, feu2, c3.4, Holzkohleflitter	M₃	
- 8,0	Ut1, fs1, 10YR 7/6, ko2, feu2, c4, bei 4,20 m: Lösskindellage, ab 7,2 m verspült	eIC	Lo Lou
- 8,2	Ut1, gs1, mg4, dgr, ko3, feu3, c3.4		FL
- 10,0	mS, gs1, mg1, robn, ld3, feu2, c0		MT

Bohrung 6/3 Höhe ü. NN: 64,16m		Terrassenoberfläche: 58,26 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1	Ap	
- 1,3	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c1, Ziegelbruch	M₃	
- 2,2	Ut3-4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, leicht hydromorph überprägt	M₂	
- 3,1	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, deutliches Subpolyedergefüge, leicht hydromorph überprägt	fBv	
- 5,7	Ut1, fs1, 10YR 5/6 - 6/6, ko2, feu2, c4, ab 5,2 m verspült	eIC	Lo/Lou
- 5,9	Ut1, fg2, ms2, mg2, robn, ko3, feu3, c0	IIC	FL
- 6,0	mS, gs2, mg3, robn, ld3, feu3, c0	IIC	MT

Bohrung 6/4		Terrassenoberfläche: 58,44 m	
Höhe ü. NN: 63,54m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1	Ap	
- 1,8 [1]	Ut2, 10YR 4/6, ko2-3, feu2-3, c1, Ziegelbruch, Mollusken	M₃	
- 2,5 [2]	Ut2, 10YR 4/6, ko2, feu2, c0, Holzkohle M2		RF
- 3,2	Ut3, 10YR 5/4, ko2-3, feu2-3, c2, Mollusken, vereinzelt Mn-Konkretionen	M₃	
- 4,5 [3]	Ut3-4, 10YR 4/6, ko4, feu4, c0, leicht hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 5,0 [4]	Ut2, 10YR 5/6, ko3-4, feu3-4, c0, leicht hydromorph überprägt	fBv	
- 5,1	Ut2, ms1, fg4, robn, ko3, feu3, c0 IIC FL	IIC	FL
- 6,0	mS, gs2, fg2, robn, ld3, feu3, c0	IIC	MT

Bohrung 6/5		Terrassenoberfläche: 62,68 m	
Höhe ü. NN: 64,38m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1-2, Ziegelbruch	Ap	
- 0,6	Ut2, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c1-2	M	
- 1,7	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, deutliche Fe- Konkretionen	eIC	Lo
- 2,0	mS, gs4, fg1, robn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 6/6		Terrassenoberfläche: 63,08 m	
Höhe ü. NN: 69,18m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1	Ap	
- 0,6	Ut2, 10YR 7/6, ko2, feu2, c3.4	M₁	
- 0,6	Ut1, fs1, 10YR 7/3 - 7/4, ko2, feu2, c4, leichte Fe-Fleckung, Cm _y	eIC	Lo
- 6,1	mS, u1, mg4, robn, ko3, feu3, c0		FL
- 6,9	Ut4, ms2, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, stark Fe-oxidiert		MT
- 8	mS, gs4, mg2, robn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 6/7		Terrassenoberfläche: 63,68 m	
Höhe ü. NN: 69,98m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/6, ko2, feu2, c1, Holzkohle, Ziegelbruch	Ap	
- 0,55	Ut2, 10YR 5/4, ko2, feu2, c0, Holzkohleflitter	M₄	
- 0,65	Ut1, 10YR 7/6, ko2, feu2, c3.4, Holzkohleflitter	M₃	
- 6,2	Ut1, fs1, 10YR 7/3 - 7/4, ko2, feu2, c3.4, leichte Fe-Fleckung, Cm _y	eIC	Lo
- 6,3	Ut1, ms1, mg4, robn, ko3, feu3, c0		FL
- 8,2	Ut4, ms3, g2, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, stark Fe-oxidiert		MT
- 8,0	mS, gs4, mg2, robn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 6/8		Terrassenoberfläche: 63,38 m	
Höhe ü. NN: 71,28m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,35	Ut3, 10YR 4/4, ko2, feu2, c0	Ap	
- 0,55	Ut4, 7,5YR 5/6, ko2, feu2, c0, deutl. Polyedergefüge, Toncutane,	Bt	
- 0,75	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, Subpolyedergefüge	Bv	
- 7,8	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, Cmy	eIC	Lo
- 7,9	Ut1, ms3, fg2, grbn, ko3, feu3, c0		FL
- 8,2	Ut4, ms3, g2, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, stark Fe-oxidiert		MT
- 9,0	mS, gs2, fg2, robn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 6/9		Terrassenoberfläche: 64,00 m	
Höhe ü. NN: 73,48 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
[Probe]			
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1, Holzkohle	Ap	
- 0,45 [1]	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, Subpolyedergefüge	Al	
- 0,85 [2]	Ut4, 7,5YR 5/6, ko2, feu2, c0, deutl. Polyedergefüge, Toncutane, Mn-Konkretionen	Bt	
- 1,8 [3]	Ut2, 10YR 6/6, ko2, feu2, c0, Subpolyedergefüge	Bv	
- 9,1 [4]	Ut1, fs1, 10YR6/4, ko2, feu2, c4, deutliche Cmy	eIC	Lo
- 9,5	Ut1, ms3, fg2, grbn, ko3, feu3, c0		FL
- 9,7	Ut4, ms3, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, stark Fe-oxidiert		MT
- 10,0	mS, gs2, fg2, robn, Id3, feu3, c0		MT

Bohrung 7/1		Terrassenoberfläche: 54,00 m	
Höhe ü. NN: 63,86 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2	Ap	
- 8,9	Ut1, fs1, 10YR 7/6, ko2-3, feu2-3, c4, 7,70 m - 7,75 m fS, ms, fg - Lage, an Basis stark Fe-oxidiert	eIC	Lo
- 9,0	Ut1, fg1, ko4, feu4, c3.4, stark Fe-oxidiert		FL
- 10,0	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 7/2		Terrassenoberfläche: 54,84 m	
Höhe ü. NN: 62,59 m		Terrassenbasis: 52,84 m	
		Quartärbasis: 52,84 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1, Ziegelbruch, Schlacke	Ap	
- 1,0	Ut2, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c0, Subpolyedergefüge, Mn-Konkretionen, Tongehalt zur Basis abnehmend	Bv	MT
- 7,5	Ut1-2, fs1, 10YR 6/4, ko1-2, feu1-2, c4, Cmy, an Basis leicht hydromorph überprägt	eIC	Lö
- 7,75	gS, u2, ms4, fg4, robn, ld3, feu2, c0		FL
- 9,5	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0, an Top und Basis mg4		MT

Bohrung 7/3 Höhe ü. NN: 60,11 m		Terrassenoberfläche: 54,00 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: 51,52 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,5	Ut2, 10 YR 3/4, Ko2, feu2, c2, Holzkohle	Ap	
- 1,0	Ut3, 7,5 YR 4/6, Ko3, feu3, c0	M₃	
- 2,2	Ut1, 10 YR 5/6, Ko3, feu3, c3,	M₂	
- 4,4	Ut2, 7,5YR 4/4, ko3-4, feu3-4, c0, Holzkohleflitter	M₁	
- 4,8	Ut4, 7,5YR 5/4, ko2, feu2, c0, Mn-Konkretionen, deutl. Polyedergefüge	fBt	
- 5,3	Ut2, 10YR 5/6, ko3, feu3, c0, Mn-Konkretionen, deutl. Subpolyedergefüge	fBv	
- 6,2	Ut1, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, Ton zur Basis abnehmend	Cv	Lol
- 8,6	mS, mg2, robn, ld3, feu 3, c0		MT
- 10,0	mS, fs2, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 7/4		Terrassenoberfläche: 54,62 m	
Höhe ü. NN: 60,770 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 52,52 m	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut3, 10YR 3/4, ko2, feu2, c1, Holzkohle, Schlacke	Ap	
- 0,85 [1]	Ut2, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, Holzkohle, Ziegelbruch	M₄	
- 1,5 [2]	Ut1, 10YR 5/6, ko2, feu2, c3, ein Holzkohlefund auf 2,00 m	M_{3b}	
- 2,1 [3]	Ut1, fs3, 10YR 5/4, ko2, feu2, c2	M_{3a}	
- 4,8 [4]	Ut2, 10YR 4/6, ko3, feu3, c2, Holzkohleflitter	M₂	
- 5,35 [5]	Ut3, 10YR 5/3, ko3, feu3, c0, stark hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 5,5 [6]	Ut4, 7,5YR4/4 mit 3/4, ko2, feu2, c0, h2, stark hydromorph überprägt	fSd-Bht	
- 6,0 [7]	Ut2, 7,5YR5/4, ko3, feu 3, c0, leicht hydromorph überprägt	fBv	
- 6,15	Ut1, ms4, gs2, fg1, mg1, robn ko2, feu2,c0	IIC	FL
- 8,25	mS, fg2, robn, ld2, feu2, c0		MT
- 9,5	mS, fs2, hgr, ld2, feu2, c0		T

Bohrung 7/5		Terrassenoberfläche: 54,56 m	
Höhe ü. NN: 61,30 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: > 52,81 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut1, gs1, fg1, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1, Holzkohle, Ziegelbruch	Ap	
- 2,7	Ut2, 10YR 5/4, ko3, feu3, c3, Holzkohle, Ziegelbruch, zur Basis zunehmend hydromorph überprägt, Tongehalt zur Basis abnehmend	M₃	
- 4,9	Ut1, ms3, fg2, 10YR 5/4, ko2, feu2, c0, Holzkohleflitter, Ziegelbruch, stark hydromorph überprägt, Hangendes und Liegendes durch fg-Lage abgegrenzt	M₂	
- 5,1	Ut3, 10YR 4/6 - 5/4, ko2, feu2, c0, Holzkohle, Basis stark hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 5,75	Ut3, 7,5YR 3/4, ko2, feu2, c0, stark hydromorph überprägt	fBht-Sd	
- 6,5	Ut3, 10YR 6/4, ko3, feu3, c0, starke Nassbleichung	fBv	
- 6,75	Ut1, ms1, ms2, robn, ko1, feu1, c0		
- 8,5	mS, g2, robn, ld3, feu 3, c0, kein Bohrfortschritt		FL MT

Bohrung 7/6		Terrassenoberfläche: 61,00 m	
Höhe ü. NN: 62,67 m		Terrassenbasis: 53,40 m	
		Quartärbasis: 5,40 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut1, 10YR 3/4, ko2, feu2, c2, Holzkohle	Ap	
- 1,7	Ut1, ms1, fg1 10YR 5/6, ko3, feu3, c3.4. Terrassenmaterial eingemischt, Holzkohle, Ziegelbruch	M₃	
- 9,3	mS, mg2, robn, ld3, feu 3, c0, ab 3,00 m reiner mS	IIC	MT
- 10,4	mS, fs2, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 7/7		Terrassenoberfläche: 62,64 m	
Höhe ü. NN: 63,14 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c3.4	Ap	
- 0,5	Ut1, fs1, 10YR 6/6, ko2-3, feu2-3, c4 eIC	eIC	Lo
- 2,0	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0		MT

Bohrung 7/8		Terrassenoberfläche: 63,99 m	
Höhe ü. NN: 67,55 m		Terrassenbasis: 53,56 m	
		Quartärbasis:	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut1, 10YR 5/4, ko2, feu2, c2, Löss eingearbeitet, Mn-Konkretionen	Ap	
- 3,6	Ut1, fs1, 10YR 6/4 - 6/6, ko2-3, feu2-3, c4, Cmy, an Basis schwach hydromorph überprägter Lou	eIC	Lo
- 3,9	Ut1, ms3, gs1, fg1 10YR 5/6, ko3, feu3, c3.4.		FL
- 14,0	mS, g2, robn, ld3, feu3, c0.		MT

Bohrung 7/9		Terrassenoberfläche: 62,64 m	
Höhe ü. NN: 71,93 m		Terrassenbasis:	
		Quartärbasis:	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1	Ap	
- 0,6	Ut5, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, deutl. Polyedergefüge, Toncutane	Bt	
- 1,6	Ut2, 10YR 5/6, ko3, feu3, c0, Subpolyedergefüge	Bv	
- 9,3	Ut1, fs1, 10YR 7/6 - 6/6, ko2, feu2, c4, an Basis starke Mn-Konkretionen	eIC	Lo
-10,0	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0, an Top 10 cm mg4		MT

Bohrung 8/1 Höhe ü. NN: 59,90m		Terrassenoberfläche: 51,90 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: 50,70 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2	Ap	
- 1,0	Ut2, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c2, Holzkohle	M₃	
- 1,9	Ut2, 10YR 6/6, ko3, feu3, c3.4, h1	M₃	
- 2,2	Ut4, 10YR 5/6, ko3-4, feu3-4, c0	M₂	
- 3,2	Ut3, 10YR 5/6, ko3-4, feu3-4, c1, h1		
- 4,6	Ut2, 10YR 5/6, ko4, feu4, c0, Holzkohle	M₂	RF
- 4,8	Ut1-2, 10YR 5/6, ko4, feu4, c0, deutliches	fAl-Sw	
- 5,9	Subpolyedergefüge, leicht hydromorph überprägt		
- 6,1	Ut4, 7,5YR 5/6, ko3-4, feu3-4, c0, deutliches	fBt-Sd	
	Polyedergefüge, Toncutane, stark hydromorph überprägt	fBv	
- 7,0	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, deutliches Subpolyedergefüge	IIC	
- 8,0	Ut3, ms2, fg2, 10YR 5/6, ko3, feu3, c0, zur Basis fein geschichtet		FL
- 9,2	gS, ms2, mg4, rogr, ld3, feu3, c0,		MT
- 10,0	mS, fs4, mg4, rogr/hgr, ld3, feu3, c0, stark kiesig		T

Bohrung 8/2 Höhe ü. NN: 59,58 m		Terrassenoberfläche: 51,84 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut1, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2	Ap	
- 2,5	Ut1-2, 10YR 5/6, ko3, feu3, c3, Holzkohle,	M₃	
- 4,2	Ut3, 10YR 5/6, ko4, feu4, c1	M₂	
- 4,4	Ut2, 10YR 5/6, ko3, feu3, c0, deutliches Subpolyedergefüge, leicht hydromorph überprägt	fAl-Sw	
- 5,0	Ut4, 7,5YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, stark hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 5,9	Ut1, 10YR 6/6, ko2-3, feu2-3, c0, schwaches Subpolyedergefüge	fBv	
- 7,10	Ut1, 10YR 7/6, ko4, feu4, c4	eIC	Lou
- 7,75	Ut1, ms4, fg2, rogr, ko4, feu4, c3.4, zur Basis abnehmender Sandgehalt	IIC	FL
- 8,0	mS, gs4, fg2, robn, ld4, feu4, c0		MT

Bohrung 8/3		Terrassenoberfläche: 52,02 m	
Höhe ü. NN: 59,51 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 49,57 m	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 3/4, ko2, feu2, c1, Holzkohle	Ap	
- 2,9 [1]	Ut1, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c2, Ziegelbruch	M₃	
- 3,4 [2]	Ut3, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, schwache Gefügebildung	M₂	
- 4,3 [3]	Ut3, 10YR 5/6, ko3, feu3, c2, vereinzelt Mn-Konkretionen		RF
- 4,95	Ut3, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c0, schwach hydromorph überprägt	M₂	
- 6,0 [4]	Ut3, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, stark hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 6,3 [5]	Ut4, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, stark hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 7,15 [6]	Ut1, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c0	fBv	
- 7,25	Ut1, fs2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, geringmächtige Feinsandlagen	fCv	Lol
- 7,5	mS, u4, gs4, fg1, robn, ld2, feu2, c0		FL
- 9,95	mS, mg2, robn, ld2, feu2, c0		MT
- 10,0	mS, fs4, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 8/4 Höhe ü. NN: 59,57 m		Terrassenoberfläche: / Terrassenbasis: / Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, 10YR 3/4, ko2, feu2, c1	Ap	RF
- 3,25	Ut2, 10YR 5/4, ko4, feu4, c2, Holzkohleflitter, Molluskengehäusebruch	M₃	
- 4,2	Ut3, 10YR 5/4, ko4, feu4, c3.4, 1 Holzkohlestück auf 1,70m	M₂	
- 4,95	Ut3-4, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1, leicht hydromorph überprägt		
- 5,2	Ut3-4, 10YR 4/6, ko4, feu4, c0, 4,95 m - 5,20 m viel Holzkohleflitter, stark hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 6,6	Ut4, 7,5YR 4/4, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, stark hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 7,75	Ut2, 10YR 5/4, ko3, feu3, c0, deutliches Subpolyedergefüge, leicht hydromorph überprägt	fBv-Sd	
- 8,0	mS, u4, fg2, robn, ld3, feu3, c0		

Bohrung 8/5 Höhe ü. NN: 59,57 m		Terrassenoberfläche: 51,15 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: 50,15 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 3/4, ko3, feu3, c2, Ziegelbruch	Ap	
- 3,10	Ut2, 10YR 5/6, ko3-4, feu3-4, c2, Ziegelbruch, Molluskenbruch	M₃	
- 4,9	Ut3-4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, Holzkohle, Tongehalt zur Basis zunehmend	M₂	
- 6,1	Ut4, 10YR 4/6, ko3-4, feu3-4, c0, bei 5,15 m viel Holzkohle, leicht hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 7,0	Ut4, 7,5YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, stark hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 8,1	Ut2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c0, deutliches Subpolyedergefüge, stark hydromorph überprägt	fBv	
- 8,5	mS, u4, fg4, dbn, ld4, feu2, c0		FL
- 9,5	mS, fg2, robn, ld2, feu2, c0		MT
- 10,0	mS, fs4, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 8/6		Terrassenoberfläche: 52,46 m	
Höhe ü. NN: 59,90 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m) [Probe]	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut1, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1	Ap	
- 3,75 [1]	Ut1, 10YR 5/6, ko3-4, feu3-4, c3.4, Holzkohle, vereinzelt Feinkiese	M₃	
- 4,0 [2]	Ut3- 4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0	M₂	
- 5,2 [3]	Ut3- 4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c1, vereinzelt Holzkohlefitter		RF
- 6,0 [4]	Ut3, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, Holzkohlefitter	M₂	
- 6,2 [5]	Ut3, 10YR 4/6, ko2, feu2, c0, leicht hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 6,6	Ut4, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, Toncutane, stark hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 7,3	Ut1, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, zur Basis heller (10YR 5/8)	fBv	
- 7,45	mS, u4, fg4, robn, ld3, feu3, c0, stark Fe-oxidiert		FL
- 9,8	mS, fs2, dbn, ld3, feu3, c0, deutliche Schichtung		MT

Bohrung 8/7		Terrassenoberfläche: 53,28 m	
Höhe ü. NN: 61,03 m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 50,28 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1	Ap	
- 3,15	Ut3, 10YR 5/6, ko3, feu3, c1, Holzkohle	M₃	
- 4,2	Ut3, 10YR 4/4, ko4, feu4, c0	M₂	
- 4,75	Ut3-4, 10YR 5/6, ko4, feu4, c0, leicht hydromorph überprägt	M₁-Sw	
- 5,4	Ut4, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, leicht hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 6,4	Ut2, 10YR 5/6, ko4, feu4, c0	fBv	
- 7,75	Ut1, 10YR 5/6, ko4, feu4, c0, ab 6,80 m stark sandstreifig	Cv	Lou
- 10,75	mS, fg1, robn, ld2, feu2, c0		MT
- 11,6	mS, fs2, gg4, hgr, ld3, feu3, c0, rote Sandsteine, Quarze		T

Bohrung 8/8		Terrassenoberfläche: 56,70 m	
Höhe ü. NN: 62,07m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2	Ap	
- 1,7	Ut2, 10YR 6/6, ko2-3, feu2-3, c2	M₃	
- 1,95	Ut2, 10YR 5/6, ko3, feu3, c1, 1 Holzkohlestück auf 1,85 m	M₂	
- 2,0	Ut3, 7,5YR 5/6, ko3, feu3, c0	M₁	
- 2,2	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, deutliches Subpolyedergefüge, leicht hydromorph überprägt	fAl-Sw	
- 3,4	Ut4, 7,5YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, Toncutane, stark hydromorph überprägt	fBt-Sd	
- 5,0	Ut2-3, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c0, deutliches Subpolyedergefüge	fBv	
- 5,2	Ut1, fs3, 10YR 5/6, ko4, feu4, c3.4, stark sandstreifig	eIC	Lö
- 5,4	Ut3, ms4, mg2, robn, ko3, feu3, c2	IIC	FL
- 6,0	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0	IIC	MT

Bohrung 8/9		Terrassenoberfläche: 60,97 m	
Höhe ü. NN: 62,57m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 51,17 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2, Ziegelbruch	Ap	
- 1,2	Ut1-2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c3.4, Holzkohle	M₃	
- 1,6	Ut2, 10YR 6/4, ko3, feu3, c3.4	M₃	
- 11,4	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0, signifikanter Schichtwechsel bei 9,00 m: fs4	IIC	MT
- 12,0	mS, gs4, mg4, hrobn, hgr, ld3, feu3, c0, ab 11,70 m: fS, ms2, Grenze zum Hangenden undeutlich	IIC	T

Bohrung 8/10		Terrassenoberfläche: 62,13 m	
Höhe ü. NN: 62,80m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,35	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2	Ap	
- 0,5	Ut1-2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c3.4	M	
- 2,0	mS, gs4, robn, ld3, feu3, c0	IIC	

Bohrung 8/11		Terrassenoberfläche: 62,37 m	
Höhe ü. NN: 63,42m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c2	Ap	
- 1,0	Ut1-2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c3.4, vereinzelt Mn- Konkretionen	M	
- 1,05	Ut1, mg2, 10YR 5/6 ko2, feu2, c3.4	IIC	FL
- 2,0	mS, gs4, robn, ld3, feu3, c0		

Bohrung 8/12		Terrassenoberfläche: 60,03 m	
Höhe ü. NN: 65,43m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu2, c1	Ap	
- 0,7	Ut2, 10YR 5/6, ko2-3, feu2-3, c2, Holzkohle, Ziegelbruch	M₃	
- 0,75	Ut2, 10YR 6/6, ko2-3, feu2-3, c0	M₂	
- 5,4	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4	eIC	Lo
- 6,0	mS, gs4, fg2, robn, ld3, feu3, c0 IIC MT		MT

Bohrung 9/1		Terrassenoberfläche: 60,01 m	
Höhe ü. NN: 60,51m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 49,41 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, fs1 10YR 4/4, ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,5	Ut2, ms2, mg1 10YR 5/6, ko3, feu3, c0	M	
- 11,1	mS, gs2, mg2, robn, ld3, feu 3, c0, Top schwach verbraunt	IIC	MT
- 11,5	mS, gf4, mg2, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 9/2		Terrassenoberfläche: 58,55 m	
Höhe ü. NN: 59,55m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c1	Ap	
- 0,5	Ut3, 7,5YR 4/6, ko3, feu3, c0, vermischt mit Ap-Material	fBt	
- 1,0	Ut2, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, schwaches Subpolyedergefüge, Tongehalt zur Basis abnehmend	fBv	
- 2,0	mS, gs2, robn, ld3, feu2, c0, an Top leicht verbraunt		MT

Bohrung 9/3		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 58,39m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 51,49 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,5	Ut2, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, vereinzelt Mn-Konkretionen	M	
- 0;7	Ut1, 10YR 6/6, ko2, feu2, c0, deutliches Subpolyedergefüge, vereinzelt Mn-Konkretionen	fAl	
- 1,3	Ut4, 7,5YR 4/4, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, Toncutane, vereinzelt Mn-Konkretionen	fBt	
- 2,5	Ut2, 10YR 4/6, ko3-4, feu3-4, c0, deutliches Subpolyedergefüge, zur Basis abnehmender Tongehalt, Basis sandstreifig	fBv	
- 4,4	Ut1, fs1, ms2, ko3, feu3, c0, stark sandstreifig	fCv	Lol
- 6,0	Ut1, fs4, 10YR 5/6, ko4, feu4, c4, stark sandstreifig, stellenweise stark Feoxidiert	eIC	Lo
- 6,9	Ut1, ms4, fg4, grbn, ko4, feu4, c3.4		FL
- 8,0	fS, ms2, gr, ld4, feu4, c0		T

Bohrung 9/4		Terrassenoberfläche: 54,45 m	
Höhe ü. NN: 59,05m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10YR 4/4, ko3-4, feu3-4, c0	Ap	
- 0,7	Ut4, 7,5YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutl. Polyedergefüge, Toncutane	Bt	
- 1,5	Ut2, 7,5YR 5/6 - 10YR 6/6, ko2-3, feu2-3, c0, Subpolyedergefüge, leichte Bänderung	Bbv	
- 5,6	Ut1, fs4, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, einzelne mg eingelagert, ab 3,70 m deutl. Mn-Konkretionen	eIC	Lo
- 5,65	mS, gs4, u2, robn, ld3, feu3, c0		FL
- 6,0	mS, gs4, fg4, robn, ld3, feu3, c0 IIC MT		T

Bohrung 9/5		Terrassenoberfläche: 55,70 m	
Höhe ü. NN: 59,07m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,4	Ut3, 10YR 4/4, ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,6	Ut4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutl. Polyedergefüge, vereinzelt Mn-Konkretionen	Bt	
- 1,6	Ut2, 10YR 5/8, ko3, feu3, c0, Subpolyedergefüge, deutliche Bänderung, vereinzelt Mn-Konkretionen	Bv+Bbt	
- 3,4	Ut1, fs2, 10YR 6/4, ko3-4, feu3-4, c4	eIC	Lo
- 4,0	mS, gs1, mg2, robn, ld3, feu3, c0, am Top höherer Kiesgehalt		MT

Bohrung 9/6		Terrassenoberfläche: 57,64 m	
Höhe ü. NN: 57,94m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: /	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimentologie
0 - 0,3	Ut2, ms4, 10YR 4/4, ko3, feu3, c0	Ap	
- 2,0	mS, gs2, robn, ld3, feu3, c0 IIC MT		MT

Bohrung 9/7		Terrassenoberfläche: 49,63 m	
Höhe ü. NN: 53,58m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 49,48 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, fg2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c0	Ap	
- 1,0	Ut2, ms2, fg1, mg2, 10YR 6/4, ko3-4, feu3-4, c1	M₃	
- 1,5	Ut1, gs1, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, Holzkohle	M₂	
- 2,4	Ut4, 7,5YR 4/6 - 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, deutliches Polyedergefüge, Toncutane, zur Basis abnehmender Tongehalt	fB(h)t	
- 3,0	Ut2-3, 10YR 5/6, ko3, feu3, c0, deutliches Subpolyedergefüge, vereinzelt Mn-Konkretionen	fBv	
- 3,95	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, Kalkmycelen	eIC	Lo
- 4,1	mG, gs2, fg2, robn, ld3, feu3, c0		MT
- 6,0	mS, fs4, hgr, ld4, feu3, c0		T

Bohrung 9/8		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 53,65m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 47,05 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, fs1, mg1, 10YR 4/4, ko4, feu4, c2	Ap	
- 1,5	Ut3, fs1, 10YR 6/4, ko2-3, feu2-3, c2, Holzkohle	M₃	
- 4,7	Ut3, 10YR 4/6, ko2-3, feu2-3, c0, schwaches Subpolyedergefüge, an Top Mn-Konkretionen, an Basis leicht hydromorph überprägt	M₂	
- 5,6	mS, fs2, u2, 10YR 4/6, ld3, feu3, c0, Sandlage Ut2-3, 10YR 5/8, ko4, feu4, c0, stark hydromorph überprägt, Fe-Fleckung	M₁-Sw	
- 6,4	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko3, feu3, c4	eIC	Lo
- 6,6	U, ms4, mg2, robn, ko4, feu4, c0		FL
- 8,0	mS, fs2, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 9/9 Höhe ü. NN: 53,67m		Terrassenoberfläche: / Terrassenbasis: / Quartärbasis: 46,07 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut3, 10YR 4/4, ko4, feu4, c2	Ap	
- 1,9	Ut2, fg1, 10YR 5/6, ko3, feu3, c2, vereinzelt Holzkohleflitter	M₃	
- 5,2	Ut4, fg1 10YR 4/6-5/6, ko4, feu4, c0, leicht hydromorph überprägt, zur Basis zunehmende Mn-Konkretionen u. Fe- Fleckung	M₂	
- 5,6	Ut4, 10YR 5/8, ko4, feu4, c0, an Top 1 Grobkies, starke Fe- Fleckung	M₁-Sw	
- 6,0	Ut2, 10YR 6/3, ko4, feu4, c0, stark hydromorph überprägt, stark nassgebleicht	M₁-Sd	
- 6,5	Ut5, 10YR 6/3, ko3, feu3, c0, stark hydromorph überprägt, stark nassgebleicht	Bt-Gr	
- 7,6	mS, u4, t4, mg2, robn, ld3, feu3, c0, stark hydromorph überprägt		FL
- 8,0	mS, fs2, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 9/10		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 53,72m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 45,82 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko2, feu, c2	Ap	
- 1,85	Ut2, fs1, mg1, 10YR 5/6, ko2, feu2, c3.4, Holzkohle, Ziegelbruch, vereinzelt Mn-Konkretionen	M₃	
- 4,8	Ut4, 10YR 4/6, ko3, feu3, c0, vereinzelt Holzkohleflitter Ut2-3, 10YR 4/6, ko4, feu4, c0	M₂	
- 5,9	Ut3, 10YR 5/6, ko3, feu3, c0, stark hydromorph überprägt, starke Fe-Fleckung. Mn-Konkretionen	M₁-Sw	
- 6,8	Ut3, 10YR 6/3, ko3-4, feu3-4, c0, stark hydromorph überprägt, stark nassgebleicht, an Basis Fe-Fleckung	Gr	
- 7,9	Ut2, ms4, mg4, robn, ko3, feu3, c0		FL
- 8,0	mS, fs1, hgr, ld3, feu3, c0		T

Bohrung 9/11		Terrassenoberfläche: /	
Höhe ü. NN: 54,85m		Terrassenbasis: /	
		Quartärbasis: 45,00 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut1-2, 10YR 4/4, ko3, feu3, c2	Ap	
- 1,8	Ut1-2, 10YR 6/6, ko2-3, feu2-3, c3.4, an Basis vereinzelt Holzkohleflitter	M₃	
- 2,0	Ut2, 10YR 5/6, ko2, feu2, c0, vereinzelt Holzkohleflitter	M₂	
- 2,5	Ut1, 10YR 5/8, ko2, feu2, c0, deutliches Subpolyedergefüge	fBv	
- 8,2	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, stellenweise sandstreifig verbunden mit Fe-Oxidation	eIC	Lo
- 9,85	mS, u1, fg4, mg4, bn, ld4, feu3, c0, Lehmenteile carbonathaltig		FL
- 10,0	mS, fs4, hgr, ld4, feu3, c0		T

Bohrung 9/12 Höhe ü. NN: 58,94m		Terrassenoberfläche: / Terrassenbasis: / Quartärbasis: 45,24 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,4	Ut2, 10YR 4/4, ko3-4, feu3-4, c1	Ap	
- 1,2	Ut1, 10YR 5/8, ko2, feu2, c0, Holzkohleflitter, Ziegelbruch	M₃	
- 1,4	Ut1, 10YR 5/4-5/6, ko2, feu2, c3.4, Holzkohleflitter	M₂	
- 5,4	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, stellenweise sandstreifig verbunden mit Fe-Oxidation, an Basis Lösskindel	eIC	Lo
- 12,9	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4, stellenweise sandstreifig		Lou
- 13,7	Ut1, fg4, mg4, bn, ko3, feu3, c2, Lehmanten carbonathaltig		FL
- 14,0	mS, fs4, hgr, ld4, feu3, c0		T

Bohrung 9/13 Höhe ü. NN: 63,87m		Terrassenoberfläche: 54,37 m Terrassenbasis: / Quartärbasis: 50,87 m	
Teufe (m)	Schichtbeschreibung	Pedologie	Sedimento- logie
0 - 0,3	Ut3, 10YR 4/4, ko3, feu3, c0	Ap	
- 0,5	Ut4, 7,5YR 5/6, ko2, feu2, c0, deutliches Polyedergefüge	Bt	
- 1,0	Ut2, 10YR 4/6, ko2, feu2, c0, deutliches Subpolyedergefüge	Bv	
- 8,6	Ut1, fs3, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4		Lou
- 8,9	Ut1, fs1, 10YR 6/4, ko2, feu2, c4	eIC	Lo
- 9,5	Ut1, ms4, fg4, robn, ko3, feu3, c0		FL
- 13,0	mS, fg4, robn, ld3, feu3, c0		MT
- 13,7	mS, fs2, hgr, ld3, feu3, c0 IV		T

B. Ergebnisse der Laboranalysen

Tabellen B1: Ergebnisse der Korngrößenanalysen.

Bohrung 1/4							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
1	12,6	9,0	18,5	50,2	2,7	3,4	3,6
2	19,4	4,6	21,3	52,9	1,3	0,3	0,1
3	13,8	6,7	28,0	49,3	1,8	0,1	0,1
4	9,7	5,0	26,7	56,1	2,2	0,2	0,1
5	10,2	4,5	20,0	62,5	2,5	0,2	0,1
6	16,0	5,8	17,1	57,6	2,7	0,5	0,3
7	18,9	3,5	27,1	48,5	1,4	0,5	0,1
8	13,8	5,4	22,3	56,0	2,0	0,2	0,4
9	15,5	5,6	23,7	52,3	2,5	0,3	0,1
10	14,9	5,4	20,5	57,0	1,9	0,1	0,1
11	17,8	5,1	21,8	53,0	2,0	0,1	0,1
12	17,1	6,2	22,5	50,7	3,0	0,4	0,1
13	23,9	5,1	13,5	43,3	5,6	4,4	4,2
14	16,5	6,3	23,5	52,6	1,1	0,0	0,0
15	17,8	6,4	26,6	45,4	2,1	0,5	1,2
16	15,0	6,6	23,3	53,3	1,4	0,2	0,2
17	30,2	5,5	13,8	40,8	4,5	3,1	2,2
18	23,9	6,4	19,0	46,5	2,6	1,0	0,7
19	17,7	7,3	21,7	46,6	2,4	0,8	3,5
20	35,7	5,8	18,2	36,4	2,1	0,9	0,9
21	24,0	5,5	16,1	51,1	2,8	0,4	0,1
22	16,9	3,8	15,9	57,9	4,0	1,3	0,1
23	14,4	6,9	25,2	49,9	2,3	0,9	0,5
24	15,6	6,7	24,6	50,7	1,5	0,7	0,3

Bohrung 3/5							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
1	13,4	5,6	19,3	52,2	2,8	2,2	4,5
2	16,1	4,8	19,1	54,8	3,4	1,5	0,2
3	34,4	13,2	31,4	18,3	0,8	1,7	0,2
4	18,2	4,6	16,0	40,0	3,7	10,6	6,8
5	14,9	4,4	14,5	33,0	7,6	22,6	3,0
6	25,4	4,9	17,8	45,3	3,3	2,8	0,6
7	14,6	4,2	16,7	54,4	5,5	4,4	0,2
8	13,0	3,2	7,8	28,0	12,3	31,6	4,1

Bohrung 3/11							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
1	12,4	9,2	18,7	50,0	2,7	3,4	3,6
2	31,6	6,5	10,9	49,5	1,2	0,2	0,1
3	27,3	3,7	28,1	38,3	2,0	0,4	0,2
4	11,0	7,9	13,5	65,1	2,3	0,1	0,1
5	10,5	6,2	21,9	59,0	2,2	0,1	0,2
6	8,6	20,8	3,1	65,0	2,3	0,1	0,1
7	16,6	15,2	3,8	45,4	7,5	9,8	1,6
8	45,1	16,2	14,4	13,1	2,8	0,4	8,1

Bohrung 6/4							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
6/4.1	17,8	2,6	20,0	55,8	2,4	1,0	0,5
6/4.2	16,7	5,3	20,1	54,8	2,3	0,9	0,2
6/4.3	16,2	6,3	18,6	55,7	2,3	0,3	0,1
6/4.4	20,0	5,6	20,7	50,7	2,0	0,8	0,2
6/4.5	14,1	7,2	19,0	56,8	2,2	0,5	0,2
6/4.6	16,1	4,4	23,0	53,3	2,1	0,9	0,2
6/4.7	18,2	7,5	17,3	52,2	2,2	1,1	1,5
6/4.8	17,9	5,5	18,4	53,4	3,5	0,7	0,6

Bohrung 6/9							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
6/9.1	17,8	3,4	24,4	51,1	2,7	0,9	0,5
6/9.2	19,2	6,6	21,1	50,5	4,1	0,8	0,3
6/9.3	25,9	6,4	14,2	51,5	1,3	0,4	0,2
6/9.4	16,3	5,1	19,3	56,9	2,3	0,1	0,0
6/9.5	11,8	6,6	19,4	58,5	3,3	0,3	0,1

Bohrung 7/4							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
7/4.1	19,6	7,5	17,5	49,4	1,5	2,6	1,9
7/4.2	16,9	4,4	22,2	54,4	1,3	0,5	0,3
7/4.3	13,9	6,4	23,1	54,8	1,6	0,1	0,0
7/4.4	10,8	3,9	13,1	21,0	19,0	0,9	1,4
7/4.5	13,5	5,7	18,1	59,2	2,4	0,9	0,3
7/4.6	16,4	5,9	22,3	52,6	1,4	1,2	0,2
7/4.7	19,8	5,4	21,8	51,1	1,1	0,7	0,1
7/4.8	18,0	6,2	24,9	47,9	1,5	1,4	0,1
7/4.9	18,7	7,5	22,0	47,2	1,9	2,0	0,7
7/4.10	17,6	7,2	23,5	43,2	3,5	3,4	1,6
7/4.11	23,3	8,8	18,1	43,5	2,9	2,3	1,1
7/4.12	17,6	4,4	17,8	52,2	2,8	3,0	2,3

Bohrung 7/5							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
7/5.1	19,2	2,3	20,3	49,9	3,9	4,1	1,2
7/5.2	16,7	3,6	20,4	53,5	2,7	2,3	0,8
7/5.3	14,9	5,6	15,0	55,5	3,5	4,2	1,3
7/5.4	12,6	3,5	13,5	56,3	4,6	6,8	2,6
7/5.5	6,4	3,7	5,3	22,5	6,5	44,0	11,5
7/5.7	14,5	5,9	14,2	48,1	4,1	9,6	3,5
7/5.8	18,8	5,2	20,0	47,8	3,1	4,3	0,8
7/5.9	19,8	7,6	15,9	37,0	6,1	10,8	2,9
7/5.10	19,1	5,1	16,0	40,1	6,6	12,0	1,1
7/5.11	19,0	7,9	18,6	43,5	3,5	6,2	1,3
7/5.12	19,5	5,4	17,9	39,3	4,3	7,9	5,8

Bohrung 7/9							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
7/9.1	22,7	5,7	19,8	46,7	2,9	1,9	0,4
7/9.2	29,7	7,0	13,1	47,0	2,0	1,0	0,1
7/9.3	18,1	4,2	14,6	61,2	1,7	0,1	0,0
7/9.4	9,1	5,9	16,9	60,7	6,3	0,9	0,4
7/9.5	12,9	6,1	20,2	56,1	4,2	0,4	0,1

Bohrung 8/2							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
8/2.1	13,8	7,5	28,8	46,1	2,0	1,3	0,7
8/2.2	14,7	5,6	25,5	52,7	1,0	0,3	0,1
8/2.3	12,8	8,7	20,2	55,4	2,0	0,8	0,1
8/2.4	19,2	7,6	21,4	49,4	4,1	0,5	0,1
8/2.5	20,8	9,1	20,0	47,9	1,7	0,5	0,1
8/2.6	20,0	6,3	21,4	49,9	1,9	0,4	0,1
8/2.7	22,7	5,6	51,8	50,3	1,2	0,3	0,1
8/2.8	16,7	5,1	19,7	56,1	1,5	0,7	0,2
8/2.9	23,3	5,2	20,6	48,6	1,4	0,6	0,4
8/2.10	12,9	4,0	16,2	65,4	1,4	0,1	0,0
8/2.11	11,7	4,6	20,5	60,6	2,2	0,2	0,2
8/2.12	7,8	3,1	9,3	33,8	6,4	25,2	14,4

Bohrung 8/3							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
8/3.1	17,7	7,0	24,1	44,4	4,7	1,3	0,8
8/3.2	15,2	4,1	24,5	53,9	1,2	0,3	0,1
8/3.7	19,8	5,3	25,4	48,2	1,0	0,2	0,1
8/3.8	20,1	4,8	21,5	51,3	1,5	0,6	0,1
8/3.10	20,2	4,2	19,7	53,6	1,5	0,3	0,4
8/3.13	24,8	0,8	20,3	51,6	1,7	0,6	0,3
8/3.14	14,5	3,3	15,8	63,7	2,2	0,4	0,0

Bohrung 8/6							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
8/6.3	12,4	3,5	16,1	62,1	4,1	1,3	0,5
8/6.5	19,1	7,1	21,1	48,9	1,7	1,4	0,7
8/6.6	22,5	6,5	19,5	47,0	2,4	1,9	0,2
8/6.8	16,6	3,7	17,4	53,4	3,8	2,1	0,2
8/6.9	19,0	5,0	19,8	51,8	3,0	1,2	0,2

HWB1							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
HWB1-1	10,3	7,2	18,7	53,3	7,8	2,0	0,7
HWB1-2	10,7	4,5	22,2	54,2	5,8	2,4	0,3
HWB1-3	21,0	6,8	22,0	47,1	2,1	0,7	0,2
HWB1-4	17,5	5,4	16,8	54,0	5,8	0,8	0,1
HWB1-6	7,6	3,5	15,8	68,4	4,2	0,4	0,1
HWB1-10	5,0	3,5	10,0	44,6	32,1	4,4	0,4
HWB1-11	3,9	0,7	1,5	4,9	6,7	74,5	7,8

HWB2							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
HWB2-1	21,3	6,4	21,9	47,3	2,5	0,4	0,1
HWB2-2	11,3	3,6	19,6	63,2	1,3	0,2	0,3
HWB2-3	10,1	4,1	22,7	60,3	2,4	0,3	0,1
HWB2-4	8,1	6,7	28,2	55,0	1,9	0,1	0,0
HWB2-5	9,7	4,8	32,8	50,9	1,7	0,0	0,1
HWB2-6	8,7	3,3	21,8	62,7	3,1	0,2	0,2
HWB2-7	7,7	3,9	20,3	60,0	7,8	0,1	0,1
HWB2-8	7,4	4,9	20,4	64,2	2,9	0,1	0,0

Referenzprofil Rommerskirchen- Eckum (RRE)							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
BP2	18,5	5,8	22,8	51,3	1,3	0,4	0,2
BP3	17,5	5,9	22,2	51,1	2,2	0,8	0,3
BP4	15,4	5,7	22,2	53,7	1,8	0,7	0,4
BP 5	25,1	3,9	19,2	47,7	2,4	1,6	0,1
BP 6	23,4	5,1	14,5	55,6	1,0	0,2	0,1
BP 7	20,4	4,2	17,4	57,0	0,8	0,1	0,1
BP 8	21,0	4,2	17,6	54,3	1,5	0,2	1,1
BP 9	19,2	4,7	20,2	54,3	1,2	0,3	0,1
BP 10	18,7	5,2	22,1	52,6	1,1	0,2	0,1
BP 11	19,0	6,4	24,4	47,3	2,2	0,4	0,2
BP 12	16,7	5,4	21,5	54,4	1,6	0,3	0,1
BP 13	15,9	5,4	21,6	55,1	1,7	0,1	0,1
BP 15	12,8	5,1	20,5	56,1	5,2	0,2	0,1

Profil GBA 1							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
GBA 0	11,9	6,8	25,1	53,2	0,5	0,5	1,5
GBA 1	15,4	7,1	23,5	51,0	0,7	0,7	1,6
GBA 2	15,2	5,6	24,1	51,2	1,1	1,1	1,7
GBA 3	21,6	10,2	15,9	46,9	1,5	1,5	2,9

Einzelproben Rommerskirchen-Gill							
Korngrößenfraktionen (%)							
Probe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
GBA 4	15,2	5,6	24,1	51,2	1,2	1,1	1,7
GBA 5	17,6	6,1	22,3	51,3	0,4	0,7	1,7
GBA 6	9,6	3,3	17,4	64,4	0,4	1,4	3,4
GBA 7	12,4	6,8	25,1	53,2	2,6	0,5	1,5
155-1	26,6	5,8	13,7	51,4	2,1	0,3	0,1
155-2	27,4	6,1	14,8	50,8	1,1	0,1	0,1
155-3	29,7	6,5	10,8	49,2	1,9	0,7	0,2
155-4	28,4	7,9	11,0	49,9	1,6	0,4	0,2

Tabellen B2: Ergebnisse der Karbonat-, Kohlenstoff- und pH-Werte-Bestimmung.

Bohrung 1/4			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
1	0,0	1,312	6,92
2	0,0	0,1455	6,69
3	12,12	0,0608	7,54
4	13,45	0,0511	7,63
5	15,93	0,0743	7,65
6	7,27	0,0626	7,61
7	9,99	0,0879	7,68
8	10,43	0,0589	7,66
9	8,78	0,0831	7,62
10	9,38	0,0532	7,59
11	8,21	0,07193	7,62
12	10,25	0,0668	7,68
13	3,45	0,08446	7,55
14	7,01	0,0806	7,63
15	13,90	0,0999	7,62
16	10,48	0,0865	7,66
17	1,12	0,1425	7,49
18	0,81	0,34	7,05
19	0,78	0,1787	7,07
20	0,0	0,0562	6,96
21	0,0	0,0551	6,86
22	0,76	–	6,88
23	12,78	–	7,59
24	10,62	–	7,62

Bohrung 3/11			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
1	0,0	–	7,04
2	0,0	–	6,96
3	0,0	–	6,97
4	1,29	–	7,44
5	12,07	–	7,50
6	12,88	–	7,43
7	3,52	–	6,38
8	0,26	–	5,56

Bohrung 3/5			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
1	0,0	1,122	7,50
2	0,548	0,1613	7,43
3	0,332	0,3141	6,81
4	–	0,1704	6,72
5	–	0,1217	6,67
6	–	0,2083	6,74
7	–	0,0568	–
8	–	–	–

Bohrung 7/4			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
7/4.3	4,96	–	–
7/4.4	1,96	–	–
7/4.5	1,93	–	–

Bohrung 8/3			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
8/3.1a	0,66	1,434	–
8/3.1b	–	1,437	–
8/3.2a	1,50	0,897	–
8/3.2b	–	0,882	–
8/3.3a	5,85	1,712	–
8/3.3b	–	0,707	–
8/3.4a	3,26	1,664	–
8/3.4b	–	1,652	–
8/3.5a	1,93	0,953	–
8/3.5b	–	0,947	–
8/3.6a	–	0,740	–
8/3.6b	–	0,778	–
8/3.7a	–	0,430	–
8/3.7b	–	0,416	–
8/3.8a	0,81	0,596	–
8/3.8b	–	0,603	–
8/3.9a	0,85	0,557	–
8/3.9b	–	0,557	–
8/3.10a	–	0,282	–
8/3.10b	–	0,273	–
8/3.11a	–	0,225	–
8/3.11b	–	0,260	–
8/3.12a	–	0,158	–
8/3.12b	–	0,157	–
8/3.13a	–	0,168	–
8/3.13b	–	0,167	–
8/3.14a	–	0,059	–
8/3.14b	–	0,061	–
8/3.15a	–	0,057	–
8/3.15b	–	0,056	–

Bohrung 8/2			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
8/2.6	0,42	–	–

Bohrung 9/8			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
9/8.3	1,55	–	–

Bohrung 9/9			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
9/9.3	0,80	–	–

Profil HWB			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
HWB 1	0,03	–	–
HWB 2	0,34	–	–
HWB 3	0,0	–	–
HWB 4	0,0	–	–
HWB 6	9,25	–	–
HWB 10	10,20	–	–
HWB 11	0,0	–	–

Profil HWB2			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
HWB2-1	0,0	–	–
HWB2-2	9,21	–	–
HWB2-3	14,25	–	–
HWB2-4	13,69	–	–
HWB2-5	13,55	–	–
HWB2-6	15,37	–	–
HWB2-7	14,37	–	–
HWB2-8	12,67	–	–

Profil RRE			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
RRE	12,20	–	–

GBA 1 Rommerskirchen-Gill			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
GBA 0	–	0,13	–
GBA 1	–	0,18	–
GBA 2	–	0,25	–
GBA 3	–	0,39	–

Einzelproben Rommerskirchen-Gill			
Probe	CaCo3 (%)	Corg (%)	pH
155-1	–	0,19	–
155-2	–	0,21	–
155-3	–	0,39	–
155-4	–	0,43	–

C. Beilagenteil

Karte 1: Das Untersuchungsgebiet mit Lage der Profilestrecken und Lage der Teilgebiete

Tafel 1: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 1

Tafel 2: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 2

Tafel 3: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 3

Tafel 4: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 4

Tafel 5: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 5

Tafel 6: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 6

Tafel 7: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 7

Tafel 8: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 8

Tafel 9: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 9

Erklärung gem. § 3, Abs. 1, Punkt 10 der Promotionsordnung

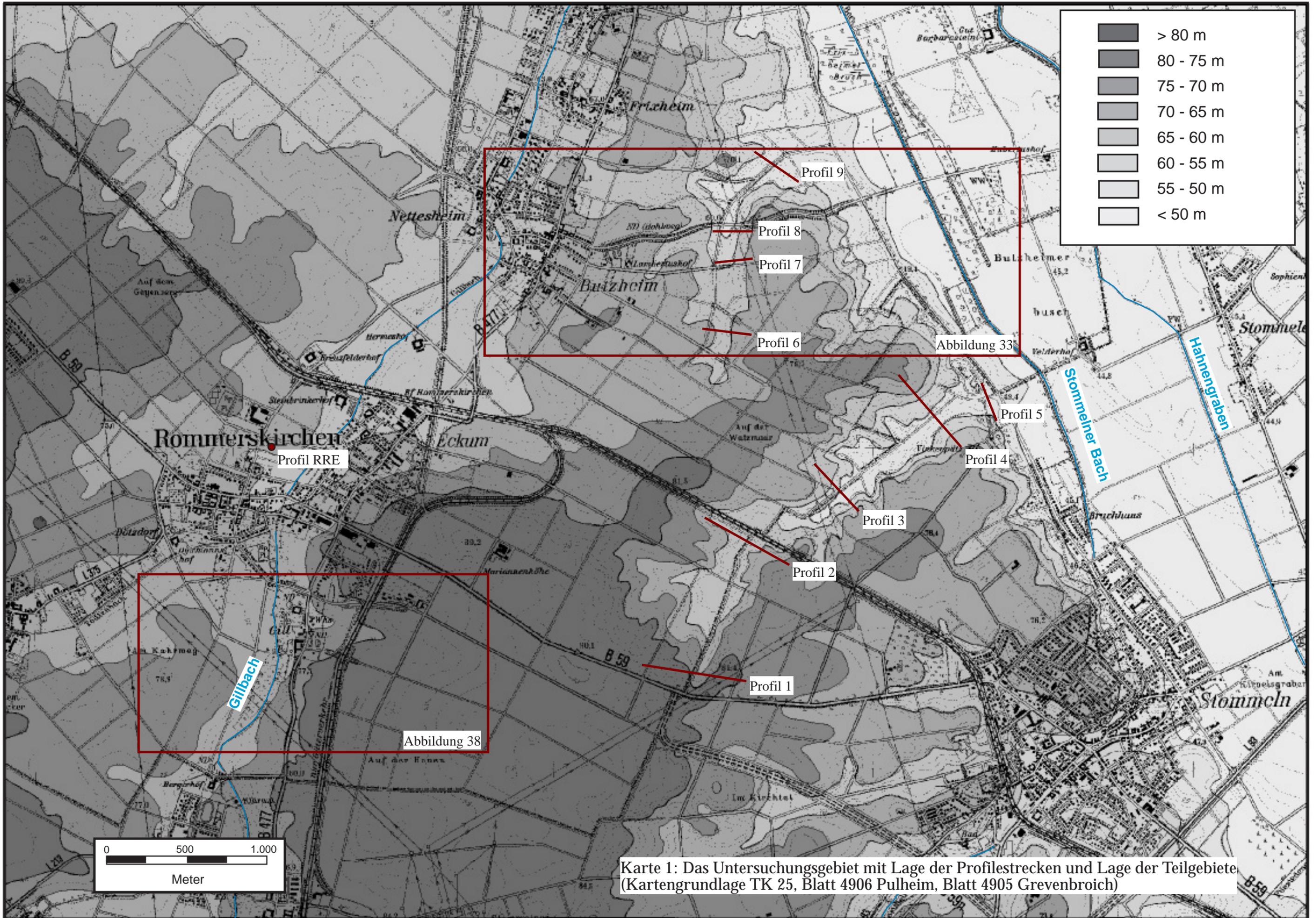
"Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. Ernst Brunotte betreut worden."

Peter Fischer

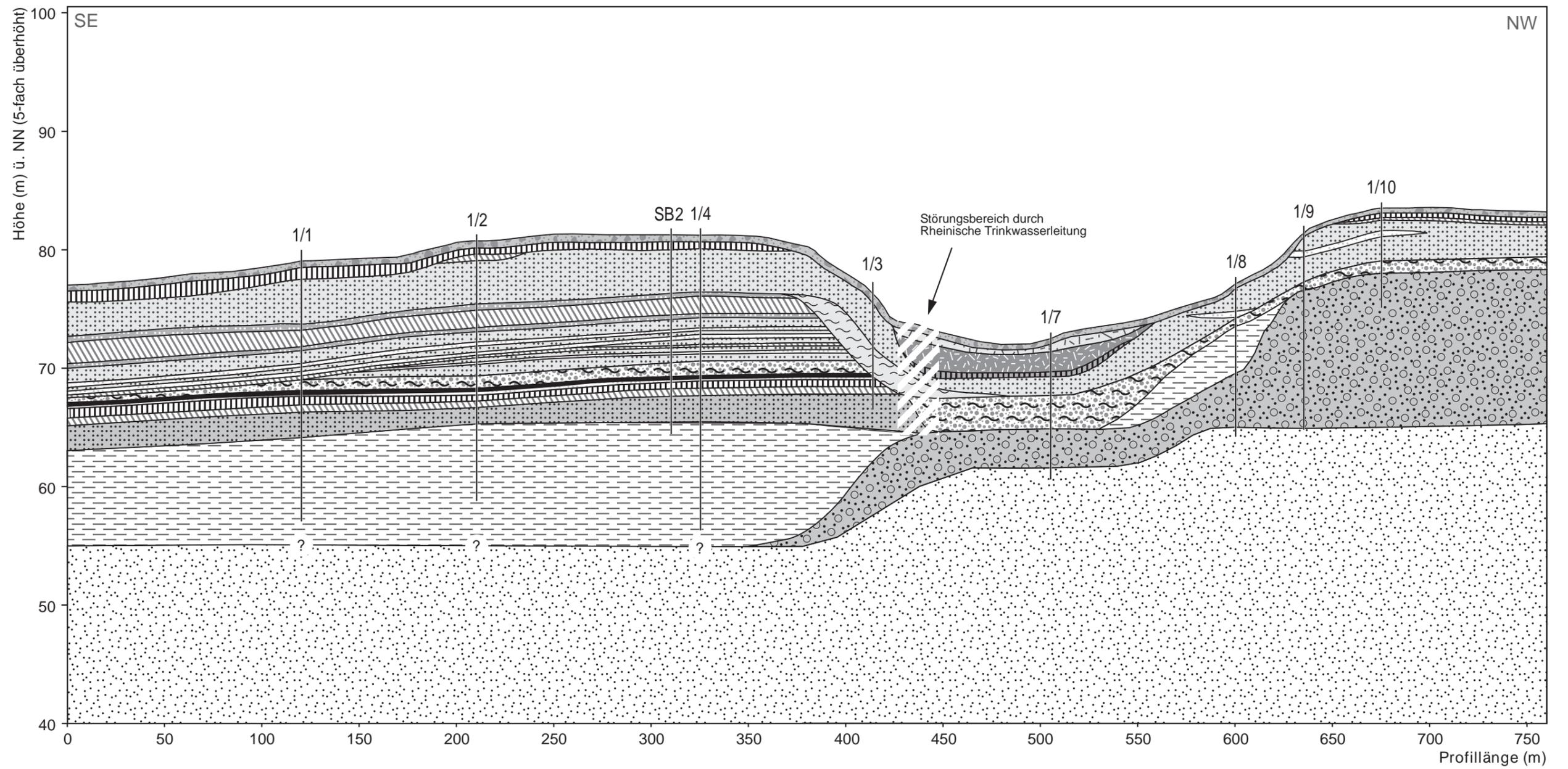
Erklärung gem. § 3, Abs. 1, Punkt 10 der Promotionsordnung

"Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. Ernst Brunotte betreut worden."

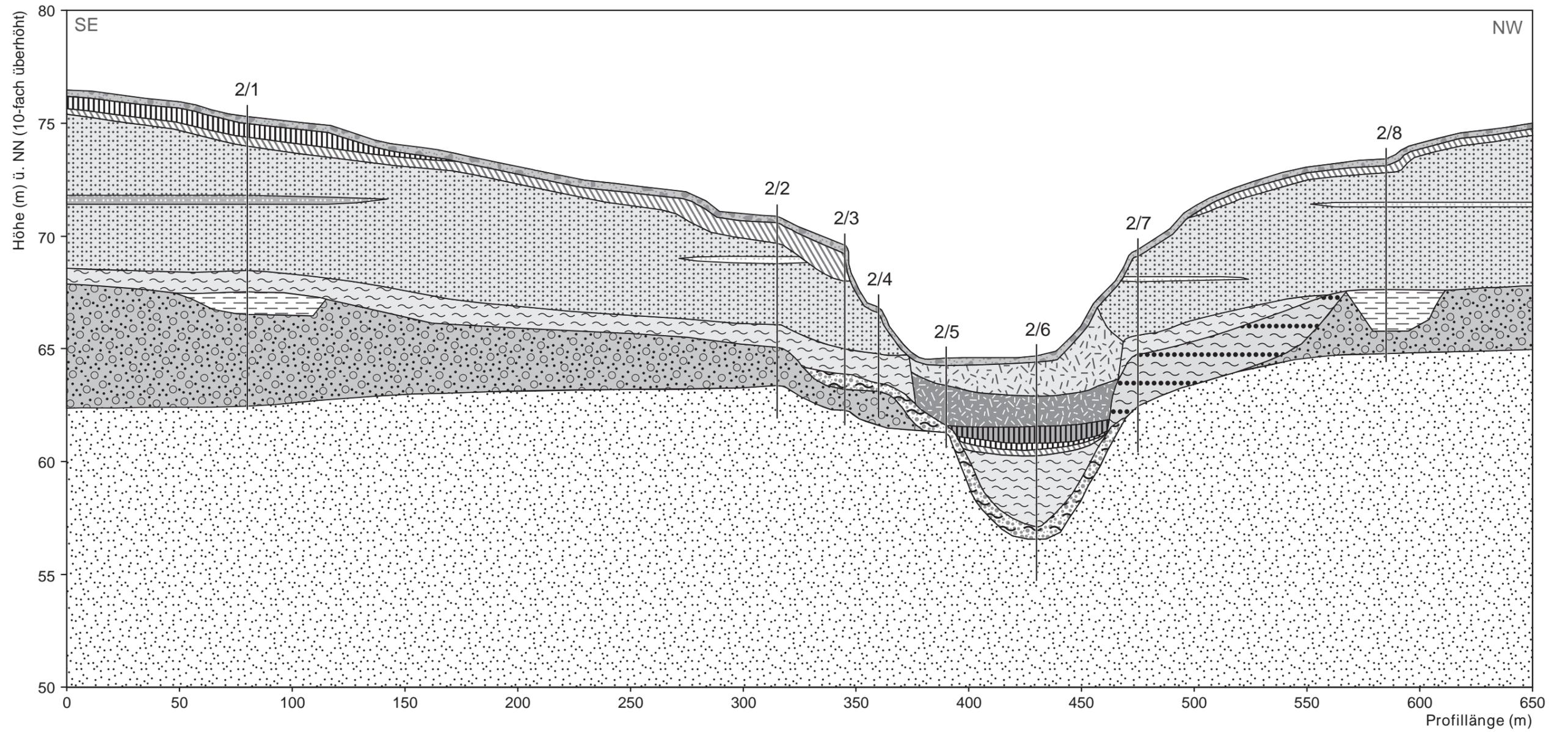
Peter Fischer



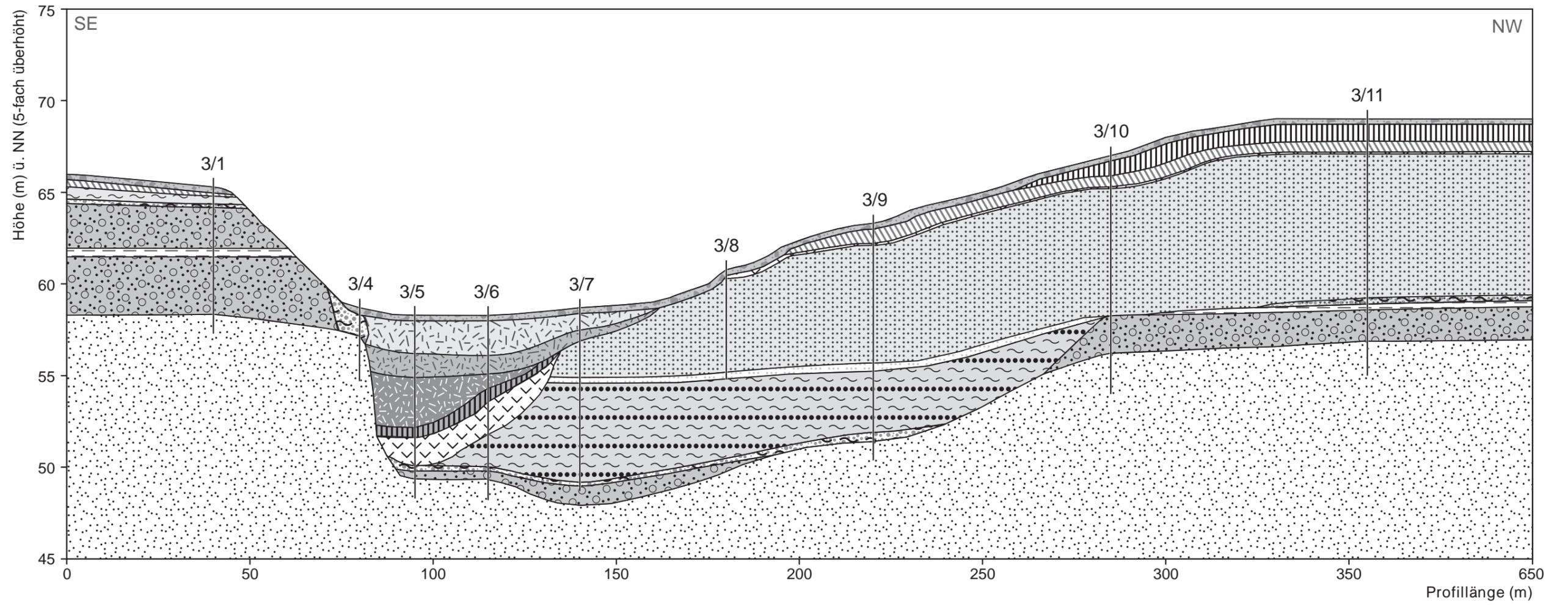
Karte 1: Das Untersuchungsgebiet mit Lage der Profilestrecken und Lage der Teilgebiete (Kartengrundlage TK 25, Blatt 4906 Pulheim, Blatt 4905 Grevenbroich)



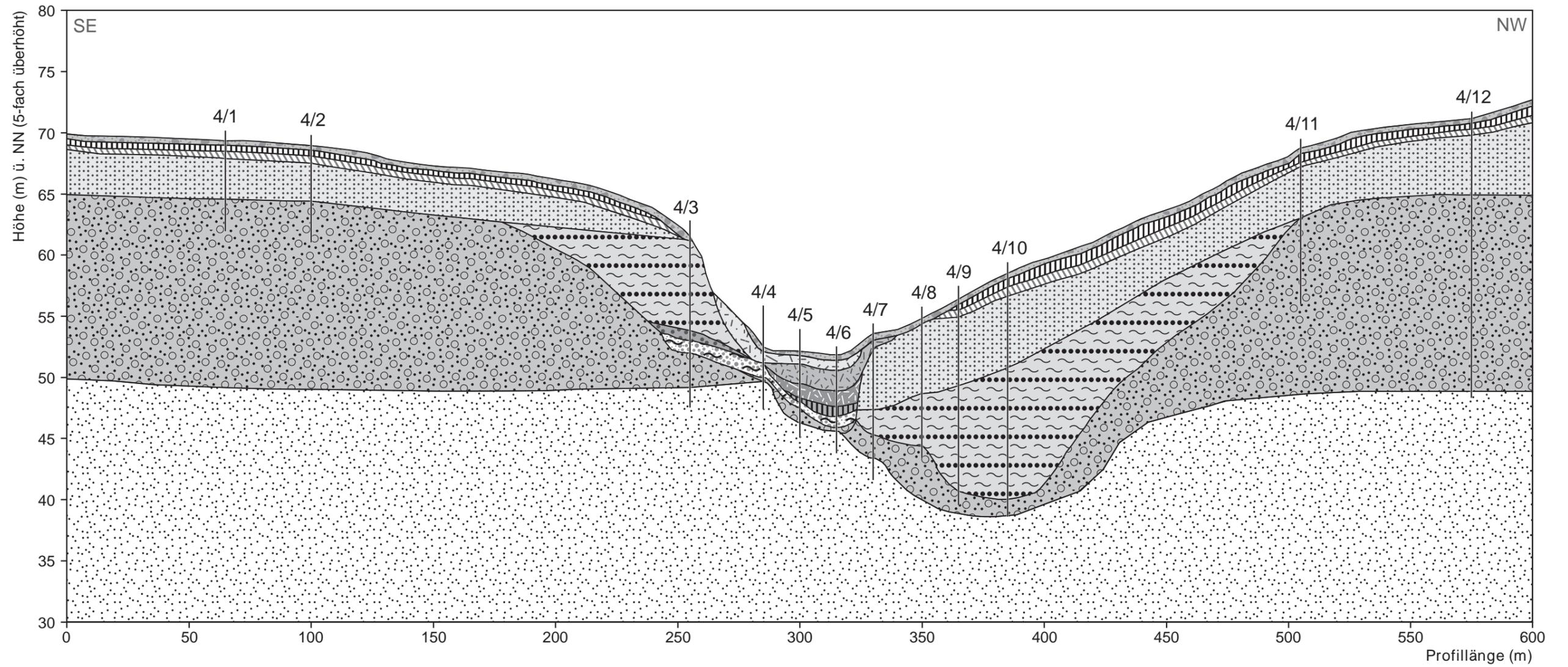
Tafel 1: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 1



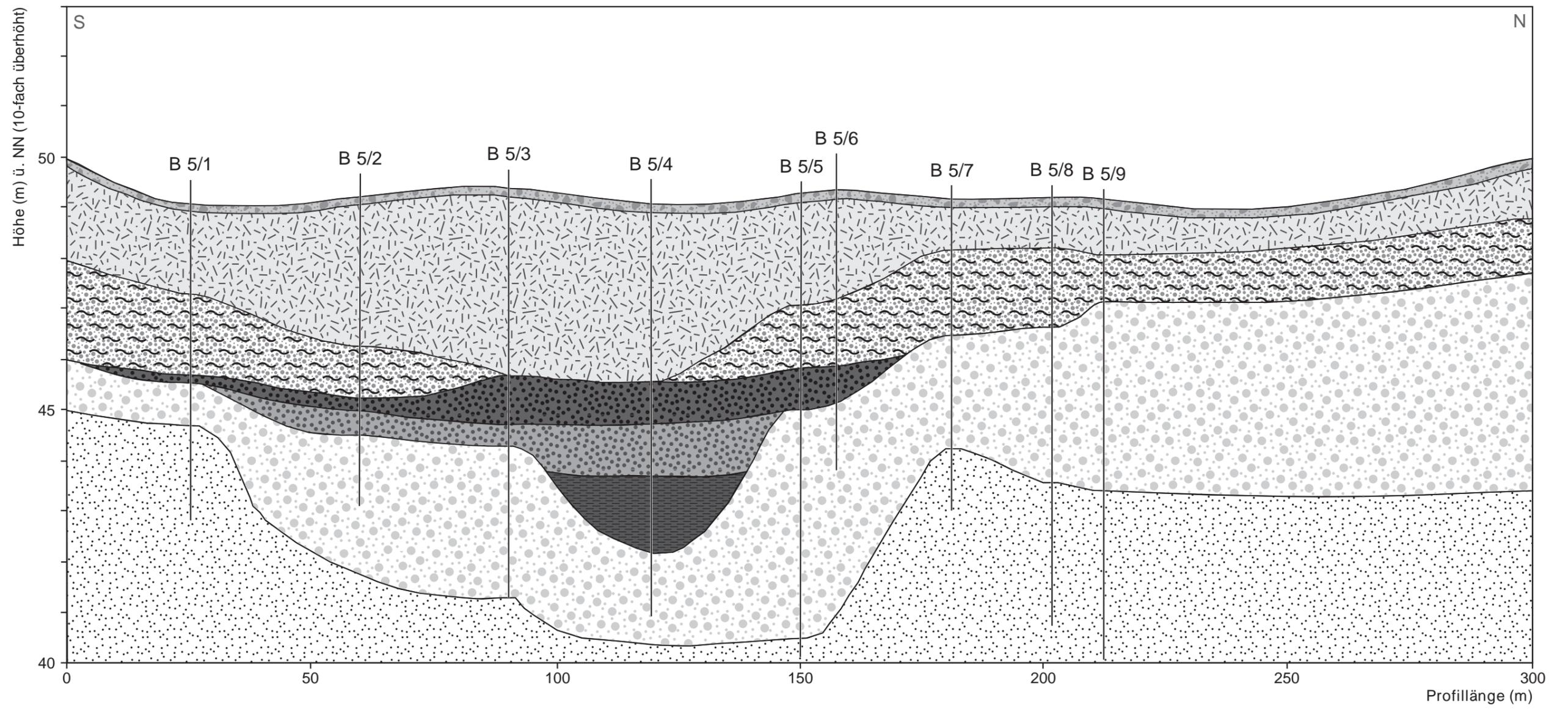
Tafel 2: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 2



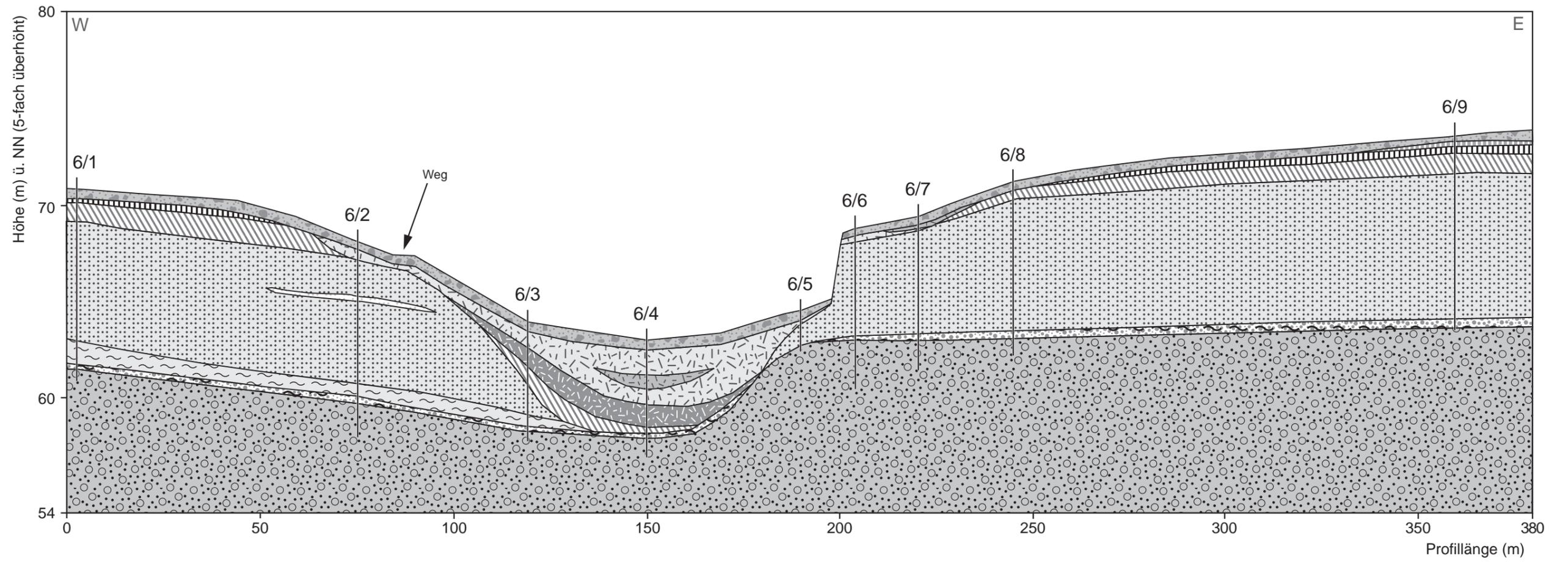
Tafel 3: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 3



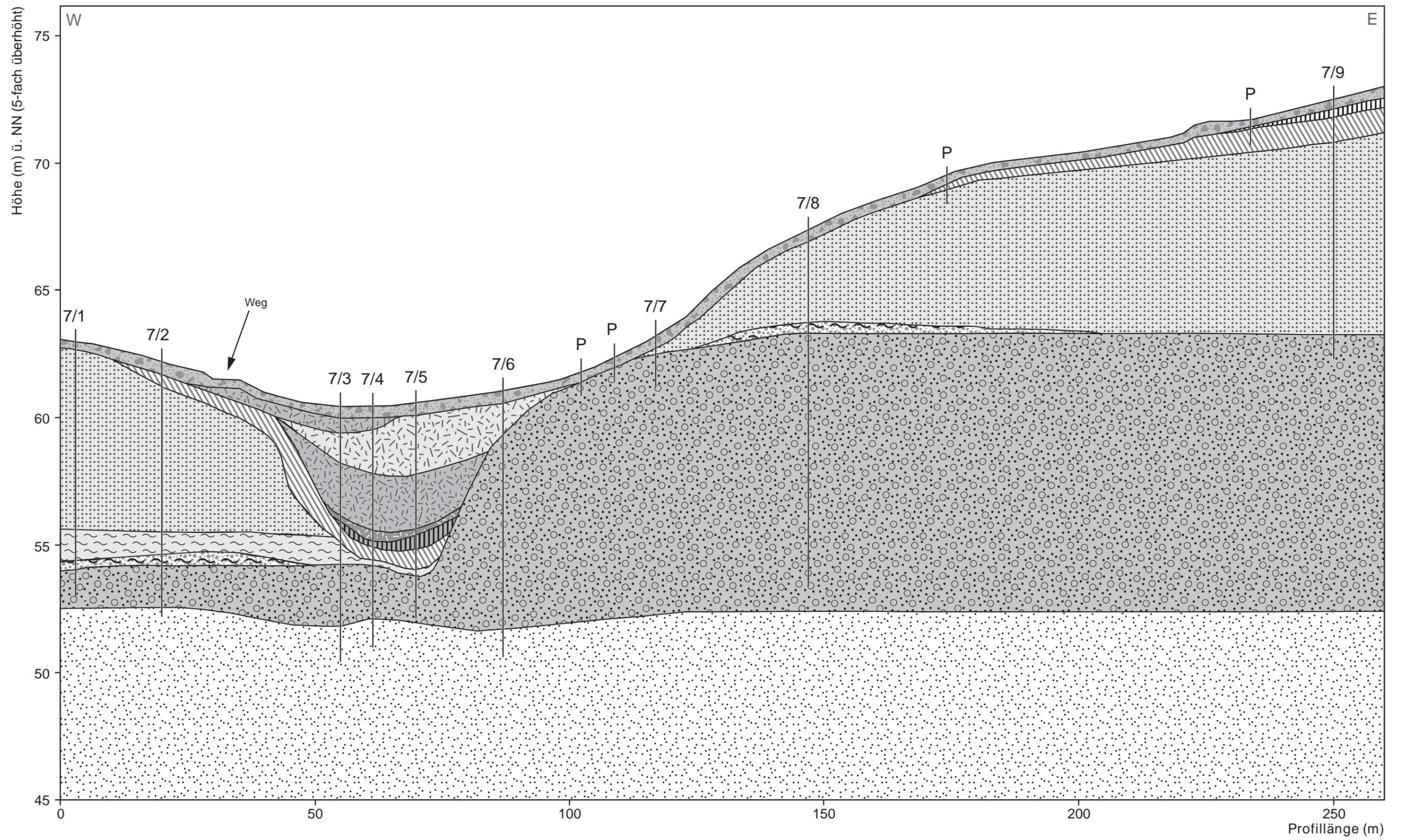
Tafel 4: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 4



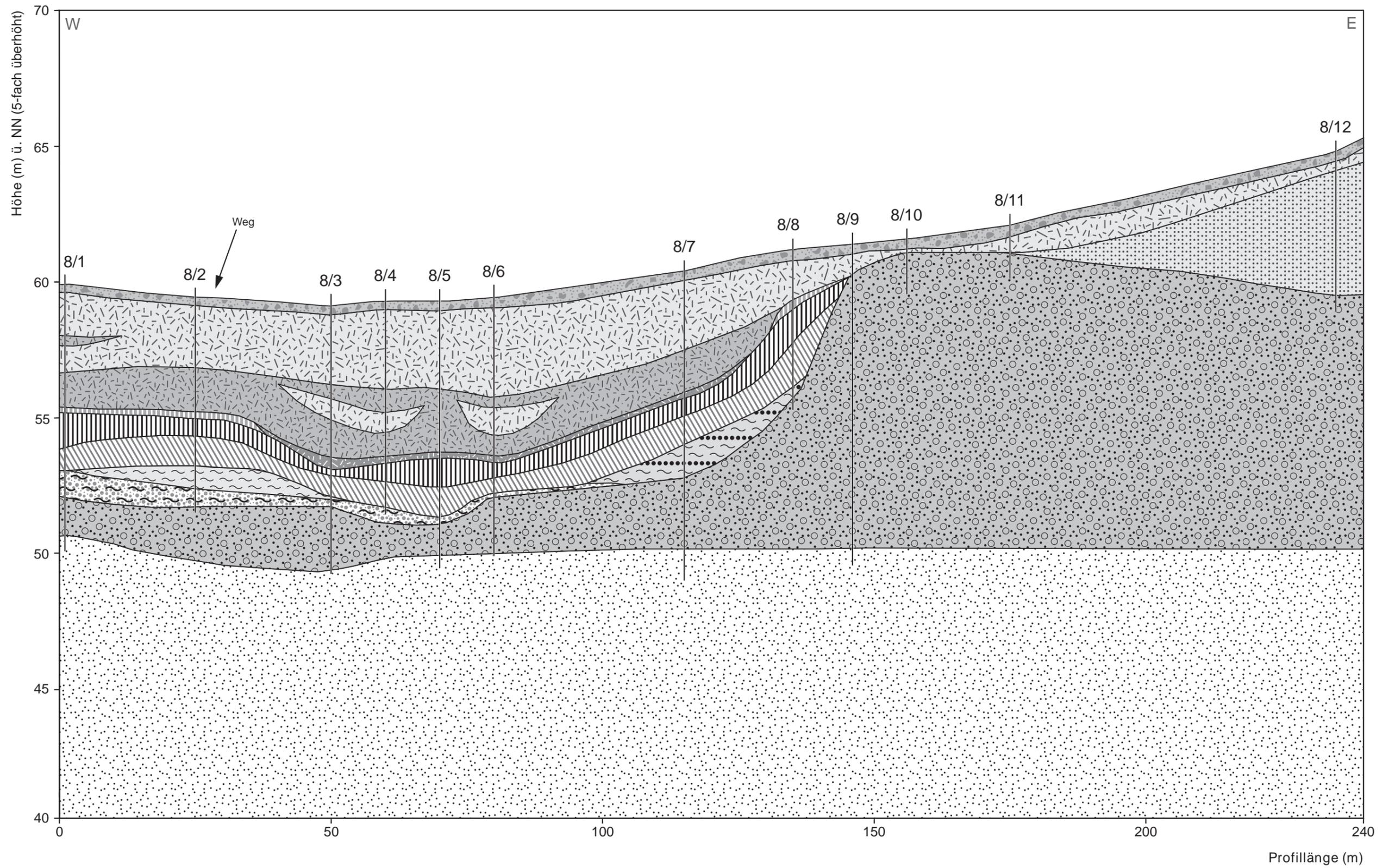
Tafel 5: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 5



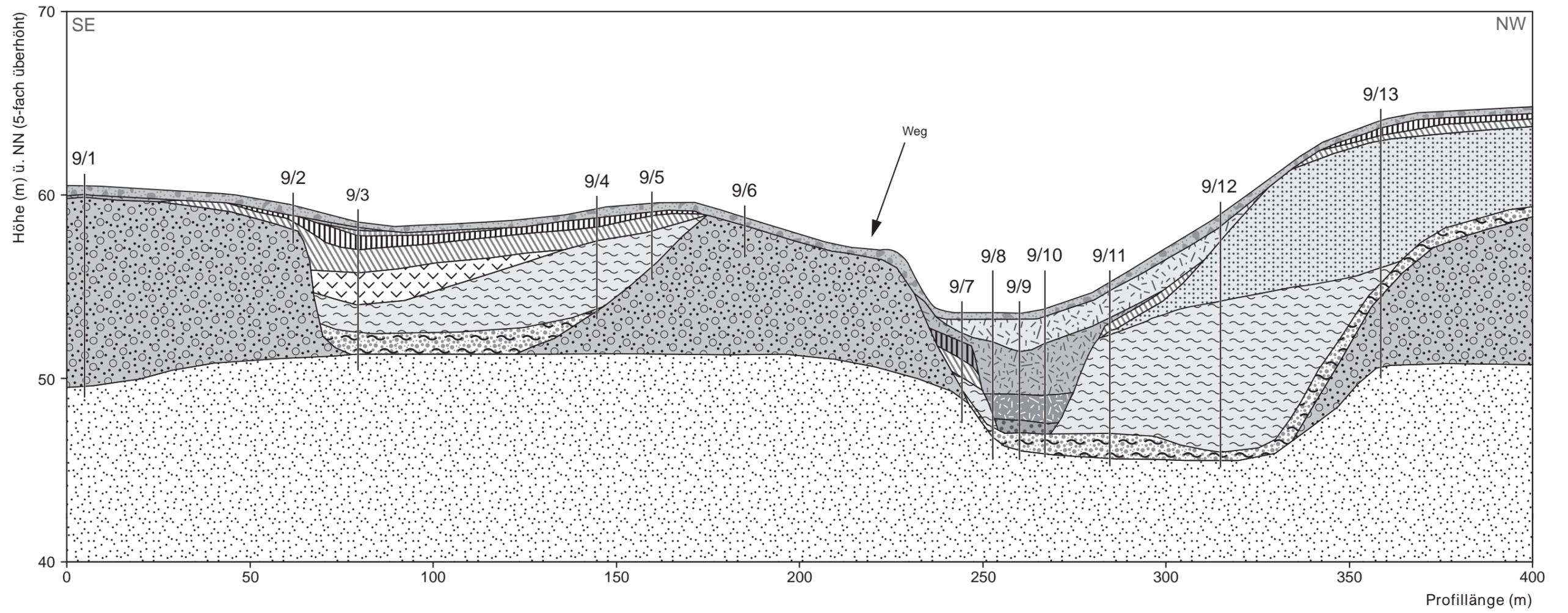
Tafel 6: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 6



Tafel 7: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 7



Tafel 8: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 8



Tafel 9: Lagerungsverhältnisse der Sedimente und Böden im Profilschnitt 9