

# **NEUE ERKENNTNISSE ZU PERIGLAZIÄREN LAGEN UND PEDOGENESE IM HESSISCHEN SPESSART**

DISSERTATION  
ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES  
DER NATURWISSENSCHAFTEN

VORGELEGT BEIM FACHBEREICH 11

GEOWISSENSCHAFTEN/GEOGRAPHIE

DER JOHANN WOLFGANG GOETHE – UNIVERSITÄT

IN FRANKFURT AM MAIN

VON

SUSANN MÜLLER

AUS BORNA

FRANKFURT AM MAIN 2011  
(D30)

VOM FACHBEREICH GEOWISSENSCHAFTEN/GEOGRAPHIE DER  
JOHANN WOLFGANG GOETHE-UNIVERSITÄT ALS DISSERTATION ANGENOMMEN.

DEKAN: PROF. DR. ROBERT PÜTZ

**GUTACHTER:**

PROF. DR. HEINRICH THIEMEYER, JOHANN WOLFGANG GOETHE-UNIVERSITÄT

PROF. DR. KARL-JOSEF SABEL, HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE

DATUM DER DISPUTATION: 17. 11. 2010

## **Vorwort**

Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer, der diese Arbeit anregte und betreute, danke ich für seine Unterstützung, die kritischen Diskussionen und sein Vertrauen in meine Fähigkeiten bei der Bearbeitung und Ausgestaltung des Themas sowie vieler Aspekte meiner Tätigkeit am Institut für Physische Geographie.

Prof. Dr. Karl-Josef Sabel begleitete mein wissenschaftliches Fortkommen seit der Diplomarbeit. Für sein Engagement, die Betreuung der Arbeit, seine fachlichen und persönlichen Ratschläge und das in mich gesetzte Vertrauen bin ich ihm aufrichtig dankbar.

Prof. Dr. Jürgen Heinrich förderte meinen beruflichen Werdegang seit dem Hauptstudium. Ich danke ihm sehr herzlich für seine Unterstützung, kritische Diskussionen, seine Verbesserungsvorschläge des Manuskripts sowie für viel Geduld und Vertrauen in meine wissenschaftliche und persönliche Weiterentwicklung. Er ist und bleibt in vielen Dingen ein Vorbild für mich.

Zu großem Dank verpflichtet bin ich auch Doris Bergmann-Dörr und Dagmar Schneider sowie den studentischen Hilfskräften des Labors für die Analyse der zahlreichen Proben. Außerdem möchte ich Maria Guddat-Seipel für die Auszählung der Schwermineralproben herzlich danken.

Für die Genehmigung der Untersuchungen und die vielfach erteilte Erlaubnis zum Befahren der Forstwege danke ich den Mitarbeitern der Forstämter Hanau-Wolfgang, Jossgrund und Schlüchtern sowie der Gemeindeverwaltungen Freigericht und Linsengericht. Besonderer Dank geht dabei an die Forstrevierleiter Markus Betz, Ralf Deckenbach, Harald Holzapfel, Klaus-Peter Lordieck, Peter Mang und Hans Thill.

Für die Unterstützung der Geländearbeiten, auch unter teilweise widrigen Wetterbedingungen, möchte ich mich bei Alexander Nagel, Christian Sänger, Stefan Sylla, Nicolas Thiemeyer und den Teilnehmern des Kartierkurses im SS 2007 bedanken.

Herzlicher Dank geht auch an alle Kollegen, die mit Hinweisen und Diskussionen, der Verbesserung des Manuskripts, der Hilfe im Labor, am Mikroskop und auch im Gelände zum Gelingen dieses Projektes beigetragen haben, besonders Dagmar Fritzsch, Dr. Rainer Dambek, Helga Förster, Eva Becker, Dr. Joachim Eisenberg, Dr. Jürgen Jung (Kleinwallstadt) und Dr. Peter Kühn (Tübingen).

Weiterhin bedanke ich mich auch bei allen Teilnehmern der Exkursion anlässlich des 80. Geburtstages von Prof. Dr. Dr. h.c. Arno Semmel im Oktober 2009 für ihre Diskussion, die zahlreichen Denkanstöße und kritische Nachfragen.

In meinen Dank möchte ich ausdrücklich auch alle, an dieser Stelle nicht namentlich erwähnten Kollegen, Freunde, Bekannte und meine Familie einbeziehen, die mir stets mit Zuspruch, Motivation und vielerlei Unterstützung zur Seite standen.

Für die finanzielle Förderung des Projektes danke ich der Vereinigung der Freunde und Förderer der Goethe-Universität sowie der Hermann-Willkomm-Stiftung, die mir die Teilnahme an nationalen und internationalen Tagungen ermöglichte.

Frankfurt am Main, August 2010

# Inhaltsverzeichnis

## Vorwort

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	II
Tabellenverzeichnis	VIII
<b>1 Einleitung und Fragestellung</b>	Seite 1
<b>2 Stand der Forschung</b>	3
<b>2.1 Periglaziäre Lagen</b>	3
2.1.1 Erfassung und Sytematisierung periglaziärer Lagen	3
2.1.2 (Über-)Formungsprozesse periglaziärer Lagen	4
2.1.3 Bedeutung der periglaziären Lagen	8
2.1.4 Offene Fragen bei der Erforschung periglaziärer Lagen	10
2.1.5 Die Klassifikation periglaziärer Lagen und ihre Anwendung	18
2.1.6 Literatursammlung	19
<b>2.2 Oberflächennaher Untergrund und Böden des hessischen Spessarts</b>	21
<b>2.3 Bioturbation</b>	24
<b>2.4 Mikromorphologie und periglaziäre Lagen</b>	29
<b>3 Methoden</b>	34
3.1 Geländearbeiten	34
3.2 Laboruntersuchungen	34
3.3 Mikromorphologie	35
<b>4 Untersuchungsgebiet</b>	36
4.1 Lage und Einordnung	36
4.2 Klima	37
4.3 Geologie	38
4.4 Auswirkungen der kulturhistorischen Vergangenheit auf den oberflächennahen Untergrund	44
<b>5 Ergebnisse und Diskussion der Befunde</b>	47
5.1 Grundgebirge: Untersuchungsgebiet Neuses	47
5.2 Übergang Grund-/Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Linsengericht	78
5.3 Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Hoher Berg	96
5.4 Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Flörsbachtal	121
5.5 Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Alsberg	144
<b>6 Synthese</b>	169
6.1 Substrate und Eigenschaften	169
6.2 Pedogenese	182
<b>7 Zusammenfassung und Ausblick</b>	188
<b>8 Literatur</b>	193



## Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1	Gliederung des oberflächennahen Untergrundes im Buntsandsteinspessart (BIBELRIETHER & SPERBER 1958)	Seite 21
Abb. 4.1	Lage der Untersuchungsgebiete	36
Abb. 4.2	Normalprofil des Buntsandsteins im Spessart (JUNG 2006)	41
Abb. 5.1.1	Lage der Profile N1, N2, N3, N4 und der Catena Geiselbachtal	48
Abb. 5.1.2	Catena des SE-exponierten Geiselbachtalhanges, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht	50
Abb. 5.1.3	Mikrostruktur des Al-Horizontes	52
Abb. 5.1.4	Holzkohle im Al-Horizont	52
Abb. 5.1.5	Bereich ohne Toneinspülungen (Al+Bt-Horizont)	52
Abb. 5.1.6	Bereiche mit Toneinspülungen (Al+Bt-Horizont)	52
Abb. 5.1.7	Holzkohle im Al+Bt-Horizont	52
Abb. 5.1.8	Typische Struktur des Bt-Horizontes	52
Abb. 5.1.9	Toneinspülungen mit eingeschlossenen Schluffkörnern	53
Abb. 5.1.10	Toneinspülung	53
Abb. 5.1.11	wie 5.1.10, scharfe Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren	53
Abb. 5.1.12	Toneinspülung	53
Abb. 5.1.13	wie 5.1.12, weniger scharfe Auslöschung bei gekreuzten Polarisatoren	53
Abb. 5.1.14	Toneinspülungen im Bereich der Grenze zum ICv-Horizont; GS = Glimmerschiefer	53
Abb. 5.1.15	ICv-Horizont mit Toneinspülungen entlang biogener Hohlräume	54
Abb. 5.1.16	Ton-Schluff-Einspülung im ICv-Horizont	54
Abb. 5.1.17	Ton-Schluff-Einspülung im ICv-Horizont	54
Abb. 5.1.18	Lage der Profile N10 und N8	55
Abb. 5.1.19	Verwürgungen durch Bioturbation	58
Abb. 5.1.20	Toneinspülungen im unteren Teil der Hauptlage	58
Abb. 5.1.21	Abgerollte Aggregate von Mittellagenmaterial (Pfeile) in der Hauptlage	58
Abb. 5.1.22	Grenze Hauptlage-Mittellage, bioturbat aufgelöst	58
Abb. 5.1.23	Grenze Hauptlage-Mittellage, scharf ausgeprägt	58
Abb. 5.1.24	Toneinspülung	58
Abb. 5.1.25	wie 5.1.24, Auslöschungsbänder bei gekreuzten Polarisatoren	59
Abb. 5.1.26	Toncutanbruchstücke in der Mittellage	59
Abb. 5.1.27	Abgerollte, tonige Aggregate in der Mittellage	59
Abb. 5.1.28	Abgerollte, tonige Aggregate mit scharfem und teils mit fließendem Übergang zum Umgebungsmaterial in der Mittellage	59
Abb. 5.1.29	Biopore mit partieller Verfüllung und Wurzel	63
Abb. 5.1.30	Tonarmer Matrixtyp des Al+Bt-Horizontes	63
Abb. 5.1.31	Tonreicherer Matrixtyp des Al+Bt-Horizontes	63
Abb. 5.1.32	Toneinspülung	63
Abb. 5.1.33	Toneinspülung	63

Abb. 5.1.34	wie 5.1.32, Auslöschungsbänder bei gekreuzten Polarisatoren	63
Abb. 5.1.35	wie 5.1.33, Auslöschungsbänder bei gekreuzten Polarisatoren	64
Abb. 5.1.36	Tonige Aggregate im Bt-Horizont	64
Abb. 5.1.37	Tonige Aggregate im Bt-Horizont	64
Abb. 5.1.38	Toneinspülung	64
Abb. 5.1.39	wie 5.1.38, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren	64
Abb. 5.1.40	Ton-Schluff-Einspülung	64
Abb. 5.1.41	Tonige Aggregate im Bt+ICv-Horizont	65
Abb. 5.1.42	Tonige Aggregate im Bt+ICv-Horizont	65
Abb. 5.1.43	Toneinspülung im Bt+ICv-Horizont	65
Abb. 5.1.44	Toneinspülung im Bt+ICv-Horizont	65
Abb. 5.1.45	Lose verfüllter Gang (Al-Horizont)	69
Abb. 5.1.46	Toneinspülung in der Hauptlage	69
Abb. 5.1.47	Abgerollte Aggregate von Mittellagenmaterial (Pfeile) in der Hauptlage	69
Abb. 5.1.48	Abgerolltes Aggregat von Mittellagenmaterial in der Hauptlage	69
Abb. 5.1.49	Tonige Grundmasse der Mittellage (schwarze Pfeile) und Toneinspülungen im Bereich der Hohlräume (rote Pfeile)	69
Abb. 5.1.50	wie 5.1.49, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren	69
Abb. 5.1.51	Toneinspülung in der Mittellage	70
Abb. 5.1.52	Ton-Schluff-Einspülung (Pfeil) in der Basislage	70
Abb. 5.1.53	Profilfoto N4	72
Abb. 5.2.1	Lage der Profile EH1, EH4, EH6, Eh8 und der Catena Eicherheg	79
Abb. 5.2.2	Catena Eicherheeg, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht	81
Abb. 5.2.3	typische Mikrostruktur des M-Horizontes	82
Abb. 5.2.4	Sklerotien und Wurzel im M-Horizont	82
Abb. 5.2.5	aufgelockerte Mikrostruktur im II Bv-Horizont	82
Abb. 5.2.6	dichtere Mikrostruktur im II Bv-Horizont	82
Abb. 5.2.7	Eisenhydroxidimprägnierung	82
Abb. 5.2.8	Wurzeln in bioturbat aufgelockerter Mikrostruktur des II Bv-Horizontes	82
Abb. 5.2.9	dichte Mikrostruktur im II Bv-Horizont	83
Abb. 5.2.10	mykorrhizierte Wurzel mit Pilzhyphen	83
Abb. 5.2.11	bioturbate Auflockerung	85
Abb. 5.2.12	graue Färbung des Materials im Sew-Horizont	85
Abb. 5.2.13	exkrementreiches Material	85
Abb. 5.2.14	Holzkohlefragment	85
Abb. 5.2.15	Skizze des Profils EH8	87
Abb. 5.2.16	Exkrememente	90
Abb. 5.2.17	typische Mikrostruktur des Kolluviums	90
Abb. 5.2.18	Toneinspülung	90
Abb. 5.2.19	wie 5.2.18, Auslöschungslinie bei gekreuzten Polarisatoren	90
Abb. 5.2.20	typische Mikrostruktur in der Hauptlage mit Toneinspülungen in den Hohlräumen	90

Abb. 5.2.21	Toneinspülung in der Hauptlage	90
Abb. 5.2.22	wie 5.2.21, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren	91
Abb. 5.2.23	Toneinspülung mit eingeschlossenen Schluffkörnern	91
Abb. 5.2.24	wie 5.2.23, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren	91
Abb. 5.2.25	tonreiches Aggregat aus schichtfremdem Material	91
Abb. 5.2.26	tonreiche Aggregate	91
Abb. 5.2.27	ton- und eisenreiche Aggregate	91
Abb. 5.2.28	Toncutanfragmente	92
Abb. 5.2.29	Toneinspülungen	92
Abb. 5.2.30	wie 5.2.29, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren	92
Abb. 5.2.31	Toneinspülung, durch schluffige Lamine unterbrochen	92
Abb. 5.3.1	Lage der Profile HB1, HB2, HB3, HB4 und der Catenen am Hohen Berg	97
Abb. 5.3.2	Catena am Hohen Berg mit den Profilen HB1 und HB4, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht	99
Abb. 5.3.3	Lockere Mikrostruktur des Kolluviums	100
Abb. 5.3.4	Kompakte Mikrostruktur der Hauptlage	100
Abb. 5.3.5	Stark eisenhaltige Matrix der Hauptlage	100
Abb. 5.3.6	Feinmaterialarme Basislage und Ton-Schluff-Haube auf einem Basaltstück	100
Abb. 5.3.7	Catena am Hohen Berg mit den Profilen HB2 und HB3, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht	101
Abb. 5.3.8	Lose verfüllter Gang (Ah-Bv-Horizont)	103
Abb. 5.3.9	Locker gelagerte Mikroaggregate (Ah-Bv-Horizont)	103
Abb. 5.3.10	Toneinspülung in der Basislage	103
Abb. 5.3.11	wie 5.3.10, scharfe Auslöschungslinie bei gekreuzten Polarisatoren	103
Abb. 5.3.12	Wühlstruktur in der Basislage	103
Abb. 5.3.13	Bioturbat fragmentierte Toneinspülungen in der Basislage	103
Abb. 5.3.14	Locker gelagerte, teilweise abgerollte Aggregate	106
Abb. 5.3.15	Abgerolltes Aggregat mit Toneinspülung	106
Abb. 5.3.16	Exkremente der Bodenfauna (kleine Aggregate im Hohlraum)	106
Abb. 5.3.17	krümelige Mikrostruktur	106
Abb. 5.3.18	Holzkohle in krümeliger Struktur	106
Abb. 5.3.19	Mikrostruktur des II Bv-Horizontes	106
Abb. 5.3.20	Bioturbat aufgelockerte Struktur des II Bv-Horizontes	107
Abb. 5.3.21	Eisenoxidimprägnierung	107
Abb. 5.3.22	Toneinspülung	107
Abb. 5.3.23	wie 5.3.22, Auslöschungslinie bei gekreuzten Polarisatoren	107
Abb. 5.3.24	Mikrostruktur des Bv-Horizontes	109
Abb. 5.3.25	Bioturbate Auflockerung	109
Abb. 5.3.26	geringerer Schluffanteil im unteren Abschnitt des Bv-Horizontes im Vergleich zum Material in Abb. 5.3.24	109
Abb. 5.3.27	Mikrostruktur des II ICv-Horizontes	109
Abb. 5.3.28	Toneinspülung in der Basislage	109
Abb. 5.3.29	wie 5.3.28, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren	109

Abb. 5.3.30	Lage der Profile H1 und H3	110
Abb. 5.3.31	Mikrostruktur des Solumsediments	112
Abb. 5.3.32	Bioturbate Auflockerung	112
Abb. 5.3.33	Holzkohlestückchen	112
Abb. 5.3.34	Mikrostruktur des II Bv-Horizontes	112
Abb. 5.3.35	Mikrolaminierte tonig-schluffige Einspülung	112
Abb. 5.3.36	Tonig-schluffige Einspülung	112
Abb. 5.3.37	Braune Toneinspülungen in Hohlräumen des III ICv-Horizontes	113
Abb. 5.3.38	wie 5.3.37, gekreuzte Polarisatoren	113
Abb. 5.3.39	oberer Teil: Hauptlagenmaterial, unterer Teil: Übergangsmaterial zwischen Haupt- und Basislage	113
Abb. 5.3.40	oberer Teil: Übergangsmaterial, unterer Teil: Basislagenmaterial	113
Abb. 5.3.41	Lage der Profile LB1 und LB2	116
Abb. 5.4.1	Lage der Profile HRW1, HRW2, HRW3 und KT	122
Abb. 5.4.2	Skizze der Profile HRW1, HRW2 und HRW3	122
Abb. 5.4.3	Exkrementreiche Mikrostruktur	124
Abb. 5.4.4	Lockere Mikrostruktur	124
Abb. 5.4.5	Dichtere Mikrostruktur	124
Abb. 5.4.6	Lockere Mikrostruktur des Bv-Horizontes	124
Abb. 5.4.7	Dichtere Mikrostruktur des Bv-Horizontes	124
Abb. 5.4.8	Hauptlagenmaterial	125
Abb. 5.4.9	Basislagenmaterial	125
Abb. 5.4.10	Feinmaterialarmer Bereich des Ae-Horizontes	128
Abb. 5.4.11	Feinmaterialreicher Bereich des Ae-Horizontes	128
Abb. 5.4.12	Feinmaterialanreicherung auf einem Gesteinsstück	128
Abb. 5.4.13	Feinmaterialeinspülung im unteren Abschnitt des Ae-Horizontes	128
Abb. 5.4.14	Ae-Material, unterer Horizontabschnitt	128
Abb. 5.4.15	Materialzusammensetzung im Bh-Horizont	128
Abb. 5.4.16	Materialzusammensetzung im Bsv-Horizont, schwarze Pfeile: Toneinspülungen	129
Abb. 5.4.17	Feinmaterialeinspülung im Ae-Horizont	129
Abb. 5.4.18	Porenverfüllung aus stark organischem Material	129
Abb. 5.4.19	Exkremente	129
Abb. 5.4.20	Toneinspülung im Bsv-Horizont	129
Abb. 5.4.21	wie 5.4.20, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren	129
Abb. 5.4.22	Mikrostruktur des Bv-Horizontes	132
Abb. 5.4.23	Enchytraeenlösung	132
Abb. 5.4.24	Aggregat im Bv-Horizont	132
Abb. 5.4.25	Toneinspülung im Bv-Horizont (Pfeile)	132
Abb. 5.4.26	wie 5.4.25, Auslöschungsmerkmale bei gekreuzten Polarisatoren	132
Abb. 5.4.27	Lage der Profile HRW4, GV1 und der Catena Haurainswand	133
Abb. 5.4.28	Catena Haurainswand, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht	133

Abb. 5.4.29	Lockere Mikrostruktur des Kolluviums	135
Abb. 5.4.30	Toneinspülungen im Kolluvium	135
Abb. 5.4.31	wie 5.4.30, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren	135
Abb. 5.4.32	verfüllte Biopore im II Bv-Horizont	135
Abb. 5.4.33	ungleichmäßige Verteilung der Feinsubstanz zwischen den Sandkörnern im II Bv-Horizont	135
Abb. 5.4.34	Eisenoxidimprägnierungen	135
Abb. 5.4.35	Mikrostruktur des Bv-Horizontes	138
Abb. 5.4.36	Holzkohlestückchen	138
Abb. 5.5.1	Lage der Profile AP1, APPE, APST und HR1	145
Abb. 5.5.2	Kornsummendiagramm des Profils AP1	146
Abb. 5.5.3	Scan des Dünnschliffs mit der Grenze Kolluvium/Hauptlage, Breite des Schliffs: 5 cm	147
Abb. 5.5.4	Toncutanfragmente (schwarze Pfeile) und Toneinspülungen (weiße Pfeile)	148
Abb. 5.5.5	wie 5.5.4, Auslöschungslinien in den Toneinspülungen bei gekreuzten Polarisatoren	148
Abb. 5.5.6	Fragmentiertes Basaltstück	148
Abb. 5.5.7	Verwitterungsrinde aus Ton und Eisenoxid an einem Basaltstück	148
Abb. 5.5.8	Scan des Dünnschliffs des geschichteten Materials aus Profil HR1, Breite des Schliffs: 5 cm	150
Abb. 5.5.9	Mikrostruktur des Kolluviums	151
Abb. 5.5.10	mykorrhizierte Wurzeln	151
Abb. 5.5.11	Holzkohlestückchen	151
Abb. 5.5.12	Mikrostruktur der Hauptlage	151
Abb. 5.5.13	Toneinspülung (Pfeile)	151
Abb. 5.5.14	wie 5.5.13, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren (weißer Pfeil)	151
Abb. 5.5.15	graugefärbte, schluffig-tonige Einspülung	152
Abb. 5.5.16	mikrolaminierte, schluffig-tonige Einspülung	152
Abb. 5.5.17	Lamine aus Glimmermineralen (dunkel)	152
Abb. 5.5.18	Feinsubstanzarmes Material	152
Abb. 5.5.19	Feinsubstanzarmes Material	152
Abb. 5.5.20	Feinsubstanzeinspülung an der Grenze einer Lamine	152
Abb. 5.5.21	Toneinspülungen	153
Abb. 5.5.22	wie 5.5.21, Auslöschungslinien in den Toneinspülungen bei gekreuzten Polarisatoren	153
Abb. 5.5.23	Skizze des Profils APPE	154
Abb. 5.5.24	Basalt (B) und Sandstein (S) in schluffiger Matrix	157
Abb. 5.5.25	Holzkohlestück in dichter Matrix	157
Abb. 5.5.26	Toneinspülung	157
Abb. 5.5.27	scharfe Schichtgrenze	157
Abb. 5.5.28	Matrix aus Ton, Schluff und Toncutanfragmenten zwischen den Sandkörnern	157
Abb. 5.5.29	Dunkle Toneinspülung im II ICv-Horizont	157
Abb. 5.5.30	Anreicherung von Toncutanfragmenten im II ICv-Horizont	158

Abb. 5.5.31	Scharfe Begrenzung einer tondominierten Zone zum hangenden, sandigen Material	158
Abb. 5.5.32	Mikrostruktur des Kolluviums	160
Abb. 5.5.33	bioturbat krümelig aufgelöste Mikrostruktur	160
Abb. 5.5.34	Holzkohlestückchen	160
Abb. 5.5.35	Mikrostruktur der Hauptlage	160
Abb. 5.5.36	Feinmaterialarme Basislage	160
Abb. 5.5.37	Feinmaterialreiche Basislage	160
Abb. 5.5.38	Feinmaterialanreicherung auf Sandsteinstück	161
Abb. 5.5.39	Schluffig-tonige Einspülungen	161
Abb. 5.5.40	Lage des Profils APBD	162
Abb. 5.5.41	Kornsummendiagramm des Profils APBD, graue Kurven: rein buntsandsteinmaterialhaltige Horizonte, schwarze Kurven: Horizonte aus Basalt- und Buntsandsteinmaterial	163
Abb. 5.5.42	Mikrostruktur des Kolluviums	164
Abb. 5.5.43	Holzkohle	164
Abb. 5.5.44	Mikrostruktur der Hauptlage	164
Abb. 5.5.45	Holzkohle	164
Abb. 5.5.46	Toneinspülung in der Hauptlage	164
Abb. 5.5.47	wie 5.5.46, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren	164
Abb. 5.5.48	Mikrostruktur des III ICv-Horizontes	165
Abb. 5.5.49	Tonig-schluffige Einspülung	165
Abb. 5.5.50	Toneinspülung	166
Abb. 5.5.51	wie 5.5.50, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren	166
Abb. 5.5.52	Sandstein mit dunkler Verwitterungsrinde	166
Abb. 5.5.53	verwitterter Basalt mit fließenden Übergängen zur Matrix	166

## Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1	Mikromorphologische Kennzeichen frostbedingter Substratüberprägung	Seite 32
Tab. 4.1	Klimatische Daten der Untersuchungsgebiete (DWD 1981)	37
Tab. 5.1.1	Profildatenblatt des Profils N2	49
Tab. 5.1.2	Profildatenblatt des Profils N1	50
Tab. 5.1.3	Profildatenblatt des Profils N10	56
Tab. 5.1.4	Schwerminerale (Profil N10)	56
Tab. 5.1.5	Profildatenblatt des Profils N8	60
Tab. 5.1.6	Schwerminerale (Profil N8)	61
Tab. 5.1.7	Profildatenblatt des Profils N3	66
Tab. 5.1.8	Schwerminerale (Profil N3)	67
Tab. 5.1.9	Profildatenblatt des Profils N4	71
Tab. 5.2.1	Profildatenblatt des Profils EH1	80
Tab. 5.2.2	Schwerminerale (Profil EH1)	80
Tab. 5.2.3	Profildatenblatt des Profils EH4	84
Tab. 5.2.4	Schwerminerale (Profil EH4)	84
Tab. 5.2.5	Profildatenblatt des Profils EH6	86
Tab. 5.2.6	Profildatenblatt des Profils EH8	87
Tab. 5.2.7	Schwerminerale (Profil EH8)	88
Tab. 5.3.1	Profildatenblatt des Profils HB1	98
Tab. 5.3.2	Schwerminerale (Profil HB1)	98
Tab. 5.3.3	Profildatenblatt des Profils HB2	102
Tab. 5.3.4	Schwerminerale (Profil HB2)	102
Tab. 5.3.5	Profildatenblatt des Profils HB3	104
Tab. 5.3.6	Schwerminerale (Profil HB 3)	105
Tab. 5.3.7	Profildatenblatt des Profils HB4	108
Tab. 5.3.8	Profildatenblatt des Profils H2	111
Tab. 5.3.9	Profildatenblatt des Profils H3	114
Tab. 5.3.10	Schwerminerale (Profil H3)	115
Tab. 5.3.11	Profildatenblatt des Profils LB1	116
Tab. 5.3.12	Profildatenblatt des Profils LB2	117
Tab. 5.4.1	Profildatenblatt des Profils HRW1	123
Tab. 5.4.2	Profildatenblatt des Profils HRW2	126
Tab. 5.4.3	Schwerminerale (Profil HRW2)	126
Tab. 5.4.4	Profildatenblatt des Profils HRW3	130
Tab. 5.4.5	Schwerminerale (Profil HRW3)	131
Tab. 5.4.6	Profildatenblatt des Profils HRW4	134
Tab. 5.4.7	Profildatenblatt des Profils GV1	136
Tab. 5.4.8	Schwerminerale (Profil GV1)	137

Tab. 5.4.9	Profildatenblatt des Profils KT	138
Tab. 5.4.10	Schwerminerale (Profil KT)	139
Tab. 5.5.1	Profildatenblatt des Profils AP1	146
Tab. 5.5.2	Schwerminerale (Profil AP1)	147
Tab. 5.5.3	Profildatenblatt des Profils HR1	149
Tab. 5.5.4	Profildatenblatt des Profils APPE	155
Tab. 5.5.5	Schwerminerale (Profil APPE)	155
Tab. 5.5.6	Profildatenblatt des Profils APST	159
Tab. 5.5.7	Schwerminerale (Profil APST)	159
Tab. 5.5.8	Profildatenblatt des Profils APBD	162
Tab. 5.5.9	Schwerminerale (Profil APBD)	163



# 1 Einleitung und Fragestellung

Die Erkenntnis, dass die Böden in vielen Regionen Mitteleuropas, insbesondere in den Mittelgebirgen, nicht durch Verwitterung aus den anstehenden Gesteinen hervorgegangen sind, ist nicht neu. So veröffentlichten BIBELRIETHER & SPERBER bereits 1958 ihren Artikel „Diluviale Bodenbildungen im Spessart“, der die wesentlichen Eigenschaften der Gliederung und Genese des oberflächennahen Untergrundes erfasst: *„Eingehendere Profilstudien und morphologische Betrachtungen ergaben, daß es sich bei diesen Böden nicht wie bisher angenommen um reine, an Ort und Stelle entstandene Verwitterungsprodukte des Buntsandsteins handelt, sondern um komplizierte Gebilde diluvialer Solifluktionvorgänge, sowie äolischer Sedimentation. Mächtige Schuttmassen, Fließberdedecken und Fließletten, Staublehmen und deren Verlagerungen überdecken weithin den Buntsandstein [...]“* (BIBELRIETHER & SPERBER 1958: 421). Nach diesen, der forstlichen Standorterkundung zugehörigen Untersuchungen folgte eine für den hessischen Spessart sehr lange Pause in der weiteren Erforschung der periglaziären Lagen und Böden. Mit Ausnahme zweier Publikationen (HEINRICH 1989a, SABEL 1996) existieren für das Untersuchungsgebiet keine Studien zu dieser Thematik. So fehlt der Spessart auch in der letzten größeren Zusammenstellung der Gebiete, in denen die periglaziären Lagen bisher untersucht wurden (SAUER 2002: 12). Dabei erscheint gerade der Spessart als ideales Arbeitsgebiet für die Ableitung allgemeingültiger Aussagen über periglaziäre Lagen, da er über geologisch günstige Voraussetzungen (Grund- und Deckgebirge) verfügt. Daneben unterscheidet sich auch die Mächtigkeit des angewehten und zum Teil in die Deckschichten eingearbeiteten Lösses vom Vor- zum Hochspessart beträchtlich, was die Ausprägung der periglaziären Lagen differenzierend beeinflusst.

Trotz der jahrzehntelangen Erforschung der periglaziären Lagen haben die gewonnenen Erkenntnisse bisher kaum Eingang in die bodenkundlichen Lehrbücher gefunden. Das liegt vor allem an den zahlreichen, nur schwer parallelisierbaren Gliederungssystemen zur Beschreibung des oberflächennahen Untergrundes, aber auch an der Komplexität dieses Themas. Außerdem sind noch einige Fragen des Themengebietes bis heute ungeklärt. Dies betrifft vor allem die genaue Erfassung der Formungsprozesse der periglaziären Lagen, ihre zeitliche Stellung, ihren Einfluss auf die Bodenentwicklung sowie überformende, postgenetische Prozesse wie zum Beispiel die Bioturbation. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich deswegen mit grundlegenden Fragen zu der Entstehung und den Eigenschaften der periglaziären Lagen und deren Steuerung der Pedogenese. Weiterhin liegt ein Schwerpunkt auf der Erfassung der biogenen Überprägung der Substrate. Neben natürlichen Prozessen spielt auch im Spessart die anthropogene Überformung der Landschaft und ihres Kompartimentes Boden eine wichtige Rolle, da der Raum seit langer Zeit vielfältiger Nutzung unterlag (z.B. Bergbau, Holznutzung, Glasherstellung) und somit als Musterbeispiel für die Kulturlandschaft Mittelgebirge gelten kann.

Die vorliegende Arbeit kombiniert umfangreiche Geländeuntersuchungen, Laboranalytik und mikromorphologische Analysen zur Beantwortung folgender Forschungsfragen:

### **Themenkomplex I: Oberflächennaher Untergrund**

Welche periglaziären Lagen treten auf? Wie sind sie verbreitet?

Wie sind die periglaziären Lagen zu charakterisieren? Welche mikromorphologischen Eigenschaften weisen sie auf?

In welchem Umfang sind die periglaziären Lagen durch biogene bzw. anthropogene Aktivität überprägt?

### **Themenkomplex II: Periglaziäre Lagen und Böden**

Welchen Einfluss haben periglaziäre Lagen auf die Bodenbildung? Gibt es regelhafte Kombinationen von Lagen-Abfolgen und Bodentypen?

Ist die im Gelände häufig erkennbare Koinzidenz von Schicht- und Horizontgrenzen nur ein makroskopisches Phänomen oder lässt sie sich auch mikroskopisch nachweisen?

Genese von „Phäno-Parabraunerden“: Handelt es sich bei den in der Mittellage auftretenden Bt-Horizonten um eine alte Bodenbildung oder ist der höhere Tongehalt ein sedimentimmanentes Merkmal? Wie stark ist die holozäne Überprägung durch eine Bt-Bildung?

Kann man mit Hilfe der Mikromorphologie Kolluvien aus Hauptlagenmaterial von der Hauptlage trennen? Welche bodenbildenden Prozesse laufen darin gegenwärtig ab?

## 2 Stand der Forschung

### 2.1 Periglaziäre Lagen

#### *2.1.1 Erfassung und Systematisierung periglaziärer Lagen*

Die Existenz von periglazialen Erscheinungen und Schuttdecken in den deutschen Mittelgebirgen wird in wissenschaftlichen Veröffentlichungen schon seit Ende des 19., Anfang des 20. Jahrhunderts beschrieben (z.B. BLANCKENHORN 1895, 1896, PASSARGE 1914, 1919, SALOMON 1917). Die Genese und das Alter der Ablagerungen wird auch in den folgenden Jahren immer wieder aufgegriffen und diskutiert (z.B. BÜDEL 1937, 1944, 1953, HÖVERMANN 1953, MASUCH 1953/1954, MÜLLER, E.H. 1954, SCHÖNHALS 1955, 1957), dabei werden die wichtigsten Grundlagen (z.B. Fremdmaterialanteil, Genese unter periglazialen Bedingungen) schon sehr genau dargestellt. Auch für den Spessart legten BIEBELRIETHER & SPERBER bereits 1958 Beschreibungen der Sedimente vor, die bis heute problemlos auf aktuelle Geländebefunde übertragbar sind. Die Arbeiten zu diesem Thema trugen bis in die 1960er Jahre hinein allerdings lediglich einen lokal begrenzten, beschreibenden Charakter. Der Versuch durch die Klassifikation der Sedimentdecken ein regional übertragbares System für den Aufbau des oberflächennahen Untergrundes zu entwickeln, entstammt den Arbeiten der ostdeutschen Forstwissenschaft. Dort legten SCHILLING & WIEFEL 1962 ein Gliederungsschema vor, das bis heute als eine der bedeutendsten Arbeiten auf diesem Gebiet gelten kann.

Parallel dazu führte Semmel in Hessen umfangreiche Untersuchungen durch, die er ebenfalls in einer regional übertragbaren Gliederung des oberflächennahen Untergrundes zusammenfasste (SEMMELE 1964, 1966a, 1968).

Beide Klassifikationen bilden das Fundament weiterer Forschungen zu den Sedimentdecken, wobei die deutsche Teilung Ursache verschiedener Weiterentwicklungen ist. In der DDR orientierten sich die meisten Arbeiten an SCHILLING & WIEFEL (1962), es wurden aber auch neue Systematiken vorgelegt (z.B. ALTERMANN ET AL. 1977, KOPP 1965, 1970, SCHWANECKE 1970), die zum Teil auch genetisch verwandte Bildungen in den Tieflandsbereichen berücksichtigen. Diese Vielzahl der Klassifikationen verursachte allerdings auch erhebliche Schwierigkeiten bezüglich der Parallelisierung einzelner Bildungen, so dass es Bestrebungen gab, zu einem einheitlichen System zu gelangen (z.B. ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988).

Im Gegensatz dazu folgten die Untersuchungen in der BRD fast ausschließlich der Klassifikation nach SEMMELE (1964, 1968), so dass sich diese Gliederung in Deck-, Mittel- und Basischutt zu einer der wichtigsten Grundlagen bei der Untersuchung von Sedimenten und Böden entwickelte. Zwar gab es auch einzelne Bemühungen die Klassifikation nach SEMMELE (1964, 1968) mit der Systematik von SCHILLING & WIEFEL (1962) zu parallelisieren (z.B. STAHR 1979), allerdings verhinderte die innerdeutsche Grenze weitestgehend vergleichende Geländeuntersuchungen, so dass beide Gliederungsschemata bis nach der Wiedervereinigung nebeneinander Bestand hatten.

Nach 1990 gab es Bestrebungen eine einheitliche Klassifikation zu finden (z.B. ALTERMANN 1993a). Dies mündete in der Beschreibung der „periglaziären Lagen“ in der vierten Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994). Nach einer Erweiterung des Systems 1998 (AK BODENSYSTEMATIK 1998) wurde zuletzt 2005 (AD-HOC-AG BODEN 2005) das Modell in eine faziesneutrale Form überführt, die auch Sedimentdecken im Tiefland integriert.

Während der Entwicklung dieser gemeinsamen Systematik gab es auch immer wieder Kritik an den Beschreibungen der einzelnen Lagen (z.B. VÖLKELE 1994), die nicht alle im Gelände feststellbaren Eigenschaften treffend charakterisieren bzw. an der Parallelisierung der Gliederungen nach SCHILLING & WIEFEL (1962) und SEMMEL (1964, 1968) mit der neuen Systematik (AG BODEN 1994, AK BODENSYSTEMATIK 1998), (siehe z.B. MÜLLER, S. 2004, THIEMEYER ET AL. 2005, THIEMEYER & VON KLITZING 1999).

### **2.1.2 (Über-)Formungsprozesse periglaziärer Lagen**

Von Beginn an haben sich verschiedene Autoren auch immer wieder mit genetischen Fragen bezüglich periglaziärer Lagen beschäftigt. Es besteht dabei weitgehender Konsens darüber, dass viele, ganz verschiedene Prozesse zur Ausbildung der Deckschichten beigetragen haben.

Wichtigste Voraussetzung ist die Bereitstellung des Lockermaterials durch Kryoklastik. Zwar ist nachgewiesen, dass auch chemische Verwitterung unter periglazialen Bedingungen stattfindet (FRENCH 2007, HALL ET AL. 2002), aber die Dominanz physikalischer Verwitterungsformen ist unbestritten. Eine weitere Materialzufuhr erfolgt durch äolische Prozesse, z.B. in Form von Lösseinwehung. Prinzipiell lassen sich zwei Arten der äolischen Materialzufuhr unterscheiden: Zum einen kann Material weit verweht und als „Fremdlöss“ akkumuliert werden oder es finden nur lokale Materialverblasungen statt, die sich als „Lokallöss“ ablagern (vgl. SEMMEL & PETSCHICK 2006, STAHR 1979, VÖLKELE 1994). Eine Trennung oder Typisierung dieser Komponenten erfolgt in der Regel über ihre mineralogische Zusammensetzung, wobei nicht ausgeschlossen werden kann, dass „Fremdlöss“ einer erneuten, lokalen äolischen Verlagerung unterlegen hat.

Neben der Bereitstellung des Materials sind vor allem die Formen der Materialbewegung für die Bildung von periglaziären Lagen von Interesse.

Unter periglazialen Bedingungen kommt vor allem den Abspülungsprozessen eine große Bedeutung zu, wenn bei Vegetationsfreiheit bzw. –armut die Infiltration, z.B. durch Permafrost im Untergrund, eingeschränkt ist und oberflächlich abfließendes Wasser verlagerbares Material mit sich führen kann. Aquatisch bewegte Sedimente finden sich heute hauptsächlich unter-, inner- und oberhalb von Basislagenkomplexen z.B. in Form von Schwemmsanden (SEMMEL 1968, 1990, VÖLKELE 1995b). Aber selbst wenn, wie es häufig der Fall ist, keine eigenständigen Sedimente abgrenzbar sind, muss doch davon ausgegangen werden, dass immer auch abgspültes Material in den periglaziären Lagen vorhanden ist (vgl. z.B. BOLDT & KEMPF 2002, STRUNK 1981). Neben der oberflächlich wirkenden Abspülung wird Material auch innerhalb der Lockersedimentdecken durch fließendes Wasser transpor-

tiert. SEMMEL (1994c) bezeichnet diesen Vorgang als subkutane Ausspülung, BÜDEL (1977) als Drainagespülung. Auch VÖLKELE (1995b) beschreibt diesen Prozess als Ursache von Lehmhauben auf den Skelettkomponenten und deren blankgespülte Unterseiten sowie für eine starke Verdichtung der Basislagen in seinem Untersuchungsgebiet (Einschlammung von Feinmaterial).

Frost bzw. der Wechsel von Gefrieren und Auftauen ist die Triebfeder einer ganzen Reihe von Prozessen, die sich in zwei Begriffen: Kryoturbation und Solifluktion zusammenfassen lassen, da sie in ihrer jeweiligen Wirkungsintensität nur schwer zu trennen sind.

Kryoturbation umfasst im Wesentlichen frostwechselbedingte, vertikale Materialbewegungen, z.B. Auffrieren von Steinen, taubedingte Setzungsprozesse, Frosthubb, Riss- und Spaltenbildung, Feinmaterialfluss und –aufpressung, Auswirkungen von Segregationseis, Hebung durch Kammeis (vgl. BÜDEL 1977, EISSMANN 1981, FRENCH 2007, ROHDENBURG 1971, SEMMEL 1994c, WEISE 1983).

Der Begriff Solifluktion wurde zuerst durch J.G. ANDERSSON (1906: 95, zitiert nach FRENCH 2007) im Rahmen seiner Forschungen auf den Falkland Inseln als „slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water“ beschrieben. Dabei wird die Ursache der Wassersättigung nicht näher charakterisiert, deswegen schlug WASHBURN (1979) den Begriff „gelifluction“ für Solifluktionsprozesse im Zusammenhang mit gefrorenem Untergrund vor. KARTE (1979) schließt sich dieser Definition an und übersetzt den Begriff direkt mit „Gelifluktion“ bzw. „Gelisolifluktion“ oder „Kryosolifluktion“ als frostbedingtes Sättigungsfließen.

In der Literatur zu den periglaziären Lagen wird Solifluktion immer als der Hauptbildungsprozess der Sedimentdecken beschrieben, wobei nur in den wenigsten Fällen genau definiert wird, ob es sich dabei um allgemeines Sättigungsfließen oder um Gelisolifluktion (i.S.v. KARTE 1979) handelt. Meist ist zu unterstellen, dass sich die Autoren wohl am Solifluktionsbegriff nach SEMMEL (1994c) orientieren, der neben dem allgemeinen Sättigungsfließen, ohne Spezifizierung der Sättigungsart, auch die Gelisolifluktion nach KARTE (1979) sowie Kammeisolifluktion und Frostkriechen einschließt. Der moderne Solifluktionsbegriff, wie er auch in der vorliegenden Arbeit verwendet werden soll, umfasst nach MATSUOKA (2001) alle langsamen Massenbewegungen im Zusammenhang mit Gefrier und Tauprozessen sowie frostbedingtes Sättigungsfließen (i.S.v. WASHBURN 1979). Damit sind schnelle Massenbewegungen wie „active-layer-detachment slides“ (HARRIS & LEWKOWICZ 1993) sowie Muren, Schlammströme und Lawinen vom Solifluktionsbegriff auszuschließen.

Es ist bisher nicht abschließend geklärt, welche Mechanismen in welcher Intensität den Solifluktionsprozess bestimmen. Als Hauptprozesse der Solifluktion gelten heute „gelifluction“ (Gelisolifluktion i.S.v. KARTE 1979) und „frost creep“ (Frostkriechen) (FRENCH 2007). Meist wird die Gelisolifluktion als viskoses Fließen von wassergesättigtem Material beschrieben (z.B. JAESCHE, VEIT & HUWE 2003). Aufgrund neuerer Laborexperimente gehen HARRIS, DAVIES & REA (2003) eher davon aus, dass es sich um eine elastoplastische Resonanz des tauenden Bodens auf Scherspannungen handelt. Untersuchungen an Solifluktionsloben in Kanada (KINNARD & LEWKOWICZ 2005) scheinen diese Theorie zu bestätigen. JAESCHE, VEIT & HUWE (2003) sehen Bodenfrost zwar als grundlegende Vorbedingung für das Auftreten von Solifluktion an, der eigentliche Bewegungsprozess ist dabei aber nicht auf Auftauphasen be-

schränkt, sondern benötigt nur eine ausreichende Wasserzufuhr (z.B. lateral), um die Scherfestigkeit des Material so weit zu mindern, dass plastische Fließbewegungen möglich werden. Auch KINNARD & LEWKOWICZ (2005) bestätigen, dass Wasserzufuhr, z.B. durch schmelzenden Schnee in hangaufwärtigen Positionen oder durch Regen, den Solifluktionsprozess verstärken oder sogar erneut in Gang bringen kann. Solifluidale Bewegungen können auch ohne im Untergrund vorhandenen Permafrost ablaufen (HARRIS ET AL. 2009, VEIT ET AL. 1995). Eine tiefe saisonale Bodengefrorenis, die nur zum Teil auftaut, bietet mit der plombierenden Wirkung des Eises im Untergrund vergleichbare Voraussetzungen für die Wassersättigung des active layer und somit für Solifluktion.

Auch das Vorhandensein und die Mächtigkeit einer Schneedecke beeinflusst das Prozessgeschehen: Schneebedeckung verhindert Kammeisbildung, Frostkriechen und ein tiefes Gefrieren des Untergrundes, stellt aber beim Tauen viel Wasser zur Verfügung. Auftauvorgänge variieren expositions- und einstrahlungsbedingt sowie in Abhängigkeit des Mikroreliefs. Die Frostsuszeptibilität eines Substrates wird durch dessen Korngrößenzusammensetzung und seinen Wassergehalt bestimmt.

Solifluktionsablagerungen sind Sedimente, die während ihrer Entstehung den oben beschriebenen Prozessen unterworfen waren. Je nach Art des vorherrschenden Solifluktionsmechanismus bilden sich dabei unterschiedliche morphologische Formen: Solifluktionsdecken entstehen vorzugsweise in vegetationsfreien Bereichen, während die gebundene Solifluktion (unter Vegetationsbedeckung) eher zungenförmige Loben erzeugt (FRENCH 2007, SEMMEL 1994c). Die Höhe der Stufen dieser Loben ist abhängig vom Frost-Tau-Regime (saisonaler bzw. täglicher Frostwechsel), der Korngrößenzusammensetzung des Materials, der Wasserverfügbarkeit und der Topographie (MATSUOKA 2001). GAMPER (1981) stellte sogar fest, dass eine geschlossene Vegetationsdecke die Solifluktion gänzlich zum Erliegen bringt.

Da nur geringe Änderungen der Randbedingungen (Wasserverfügbarkeit, Schneebedeckung, Vegetation, expositionsabhängige Faktoren wie z.B. Einstrahlung usw.) größere Variationen der wirkenden Mechanismen bedingen und somit verschiedene Formen in unterschiedlicher Ausprägungsstärke entstehen lassen, sind Kryoturbation und Solifluktion lokal hochvariable Prozesse (vgl. auch RIDEFELT & BOELHOUWERS 2006).

Neben den bisher erläuterten Formungsmechanismen periglaziärer Lagen (Solifluktion, Kryoturbation, Abspülung, äolische Prozesse) haben sicher auch schnelle Massenbewegungen (z.B. Schlammströme, Muren, Rutschungen, Lawinen) zu Materialumlagerungen an den Hängen geführt, die sich heute nicht mehr eindeutig von den Akkumulationen anderer Prozesse trennen lassen. Außerdem ist davon auszugehen, dass die Geländeoberfläche durch ein differenziertes Mikrorelief geprägt war, z.B. durch Solifluktionsloben, Abspülungsrinnen, Schwemmfächer usw. Dieses Paläorelief sollte als Ursache bei der Betrachtung lateraler Variationen innerhalb der periglaziären Lagen stärkere Beachtung finden. Unterschiede in der expositionsbedingten Lössverbreitung und ihre Auswirkungen auf die Zusammensetzung der periglaziären Lagen (z.B. häufigeres Vorkommen von Mittellagen in Leepositionen) sind allgemein bekannt. Daneben hat es sicher aber auch unterschiedliche Akkumulationsmächtigkeiten innerhalb eines Hanges, also in gleicher Exposition, z.B. durch Variationen der Vegetationsverbreitung gegeben. Ebenfalls ist davon auszugehen, dass Erosionsprozesse an

einem Hang nicht gleichförmig, sondern räumlich selektiv stattgefunden haben. Abfolgen mehrerer Basislagen/Mittellagenkomplexe (z.B.: LM/LB/LM/LB) sind Archive hochdynamischer Prozessabfolgen, die einen Wechsel von Akkumulation und Erosion z.T. auch äolischen Materials und seiner Umlagerungen belegen. Auch ist zu bedenken, dass andere periglaziale Formen, z.B. Steinringe, -polygone, -streifen, Mudpits, Eiskeilnetze, Frostspalten usw. die Landschaft und den oberflächennahen Untergrund prägten und bis heute die Struktur der Sedimentdecken teilweise mitbestimmen.

Um den Aufbau der heutigen Lagenabfolgen zu verstehen, muss man neben dieser Vielzahl an Formen und Prozessen, die einen Beitrag zur Entstehung einer Sedimentdecke leisten, auch die sie überprägenden Prozesse berücksichtigen. Bei der Genese einer neuen Lage wird das jeweils aktuell an der Oberfläche bzw. im Auftauboden vorhandene Material erneut den beschriebenen Formungsprozessen (Verwitterung, Einarbeitung von äolischem Material, multikausale Materialverlagerung) unterworfen. Nach Abschluss der Genese der letzten Lagen-generation (i.d.R. Hauptlage, z.T. auch Oberlage) bleibt der oberflächennahe Untergrund aber nicht strukturkonservierend erhalten. Zwar wird die relativ gleichmäßige Mächtigkeit der Hauptlage meist mit schneller Wiederbewaldung und daraus resultierender Formungsruhe erklärt, aber einer Überprägung unterliegt die Sedimentdecke anschließend dennoch. Ein wichtiger, in der vorliegenden Literatur weitgehend ignoriertes Prozess, ist die bioturbate Überformung der Sedimente. Nur in wenigen Ausnahmefällen wird ein Einfluss des Faktors Bios auf die Lagen überhaupt in die Überlegungen miteinbezogen (RUSSOW & HEINRICH 2001, SABEL 1983, SEMMEL 2002b, 2008). Dabei ist doch gerade die Hauptlage als Hauptdurchwurzelungsraum und meist an der Oberfläche liegende Deckschicht diesen Prozessen besonders stark unterworfen (vgl. auch Kapitel 2.3 zur Bioturbation).

Eine weitere Art der Überprägung der periglaziären Lagen stellen holozäne Erosions- und Akkumulationsprozesse dar, die i.d.R. durch menschlichen Einfluss ausgelöst wurden. Durch Reduktion bzw. Vernichtung der Bodenbedeckung (Rodung, Ackerbau, Streunutzung usw.) werden quasinatürliche Materialumlagerungen ausgelöst. Die korrelierten Sedimente dieser Erosionsprozesse, Solumsedimente, bedecken dann als eigenständige Schicht die ursprüngliche oder verkürzte Lagenabfolge und sind häufig schwer von den natürlichen Sedimenten (besonders der Hauptlage) zu trennen, da sie aus dem gleichen Material bestehen. Die Lagenabfolge an den Erosionsstandorten ist dagegen folglich verkürzt, was häufig zu Problemen bezüglich des Stoff- und Wasserhaushalts der dort entwickelten Böden führt.

Der oberflächennahe Untergrund wurde in der Vergangenheit, und wird es bis heute, durch den Menschen auch künstlich überformt. Dabei sind nicht nur großflächige oder sehr tiefe Materialbewegungen, wie Bergbautätigkeit, Anlage von Gruben, Bau von Brunnen, Anlage von Siedlungen und Verkehrswegen, Auftrag von ortsfremdem Material (z.B. Aufschüttungen, Klärschlammaufbringung) usw. für Veränderungen der natürlichen Lagerung verantwortlich, sondern auch Maßnahmen wie Pflügen, Hacken oder Tiefenumbruch (vgl. auch SEMMEL 2002b). Nicht immer reicht es aus bei der Erforschung der natürlichen Untergrundverhältnisse aktuelle Siedlungs- und Landwirtschaftsgebiete zu meiden, denn viele ehemalige genutzte Bereiche sind heute mit Wald bedeckt. Trotzdem sind gerade im Forst die Untergrundverhältnisse häufig noch in einem besseren Erhaltungszustand als in aktuell landwirtschaftlich genutzten Gebieten.

Der Überformung des oberflächennahen Untergrundes durch natürliche, quasinatürliche und künstliche Materialbewegungen ist bei der Untersuchung der periglaziären Lagen immer Aufmerksamkeit zu schenken, um Mißinterpretationen zu vermeiden.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass es sich bei den periglaziären Lagen nicht um homogene Sedimentdecken handelt. Sie weisen erhebliche Variationen in Zusammensetzung, Struktur und der Intensität der Ausprägung einzelner Merkmale auf. Ihre komplexe Formungs- und Überformungsgeschichte erlaubt daher bestenfalls an Einzelstandorten eine genaue Rekonstruktion ihrer Entstehung. Nur mit Hilfe einer Generalisierung der Bildungsprozesse und auftretenden Merkmale ist es möglich, Rückschlüsse auf die Entwicklung des oberflächennahen Untergrundes eines Hanges oder einer ganzen Region zu ziehen.

### **2.1.3 Bedeutung der periglazialen Lagen**

Der Aufbau des oberflächennahen Untergrundes zentraleuropäischer Mittelgebirge aus periglazialen Hangsedimenten ist allgemein bekannt. Ebenso unumstritten ist ihre Bedeutung als Ausgangssubstrat der holozänen Bodenbildung. Nach SEMMEL (1994c) würde die Bodenbildung in den Mittelgebirgen ohne den periglazialen Solifluktionsschutt vielerorts noch immer im Rankerstadium verharren, wir fänden also flachgründige, wechsellückige und schlecht mit Nährstoffen versorgte Standorte vor (SEMMEL 1996, STAHR 1979).

Die petrographische und mineralogische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials der Bodenbildung sind wesentliche Faktoren der Bodengenese. Gerade deswegen muss den Deckschichten eine große Bedeutung für die Pedogenese beigemessen werden, da durch sie der Untergrundgesteinseinfluss auf die Entwicklung der Böden und ihre Standorteigenschaften beträchtlich abgewandelt wird. Diese Abwandlung kann positiver Natur sein. Wenn z.B. eine stark lössbeeinflusste Deckschicht ein basenarmes Liegendgestein bedeckt, ist damit eine Verbesserung des Nährstoffhaushalts des Standorts verbunden (SCHÖNHALS 1974, SEMMEL 1994b). Andererseits können Deckschichten mit eingewehten, zu Lösslehm umgewandelten Komponenten auch zu einer ökologischen „Wertminderung“ eines eigentlich nährstoffreichen Solums, z.B. mit hohem Anteil verwitterten Basalts, führen (HUNGER 1994).

Der Einfluss der Pedogenese tritt hinter den der Schichtung zurück. Das zeigt sich vor allem daran, dass sich die Horizontierung an der vorgegebenen Schichtung orientiert. Diese Koinzidenz von Schicht- und Horizontgrenzen ist wenig verwunderlich, da sich an Schichtgrenzen wichtige Parameter (z.B. Lagerungsdichte, Körnung, Steingehalt) ändern, die den Stofftransport sowie den Luft- und Wasserhaushalt maßgeblich beeinflussen (z.B. KÖSEL 1996, STAHR 1979). Die physikochemischen Eigenschaften der Deckschichten sind demnach für den Stoffgehalt und –transport in Böden von Bedeutung. SCHALLER ET AL. (2002) betonen die Unerlässlichkeit weitreichender Kenntnisse über Hangsedimente bei der Untersuchung jeglicher geochemischer Bilanzen in Bodenprofilen, seien es Nähr- oder Schadstoffe.

Der Schwermetallgehalt des Solums hängt in starkem Maße von den Schuttdeckeneigenschaften ab: Ein hoher Anteil äolischer Komponenten (Löss, Lösslehm) in den Deckschichten über schwermetallreichem Ausgangsgestein bedeutet meist eine relative Verringerung des Schwermetallgehaltes, SABEL (1989: 12) spricht von einem „geogenen Verdünnungs-



effekt“ (vgl. auch EIBERWEISER & VÖLKELE 1993, SEMMEL 1991, 1996), nur über schwermetallarmen Gesteinen kann eine gegenteilige Tendenz festgestellt werden (EMMERICH 1994, LORZ 2008a, SEMMEL 1991, 1994b, 1996, SPIES 1991).

Der Einfluss der Deckschichten auf Stofftranslokationen lässt sich auf ihre hydrologischen Eigenschaften zurückführen. Die locker gelagerte Hauptlage weist durch ihren Porenreichtum eine hohe Versickerungsrate auf und vermindert den Oberflächenabfluss, das minimiert die Erosionsgefährdung und verbessert die Retention (RAAB, LEOPOLD & VÖLKELE 2007, SEMMEL 1991, 1994b, 1996). Die Mittellage ist meist dicht gelagert und durch einen hohen Lösslehmgehalt weniger wasserleitfähig. Bei Tracerversuchen im Unterharz konnten ABDANK ET AL. (1999) zeigen, dass die Mittellage keine generelle Barriere für das Sickerwasser darstellt, sondern sich aus schnellen und langsamen Wasserleitbahnen zusammensetzt. Die Hauptwasserbewegung wird deshalb an der Grenze Hauptlage-Mittellage verzögert oder sogar von der vertikalen in eine hangparallele Richtung abgelenkt. Diese schnelle Abflusskomponente (Interflow) ist oft hochwasserwirksam (TILCH, UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 2002, VÖLKELE, ZEPP & KLEBER 2002). Die Eigenschaften der Basislage werden in Ermangelung äolischer Komponenten durch das Gestein bestimmt, aus dem sie hervorgegangen ist. So trifft man neben gut durchlässigen Basislagen, die eine vertikale Sickerwasserbewegung nicht stören und teilweise auch als lokale Grundwasserspeicher fungieren (SCHOLTEN ET AL. 1999, SEEGER ET AL. 1989, SEMMEL 1994b), höchst undurchlässige Schichten (z.B. aus tonigen Gesteinen oder Gesteinen mit hoher Lagerungsdichte) an. Eine Einregelung der Grobkomponenten der Basislage zu einer dachziegelartigen Struktur stellt ebenso eine Barriere für die vertikale Wasserbewegung dar und lenkt den Fluss des Wassers in Gefällerrichtung ab (KLEBER 2004b, KLEBER ET AL. 1998, SAUER, SCHOLTEN & FELIX-HENNINGSSEN 2001, VÖLKELE, ZEPP & KLEBER 2002). Die Bewegung von Schadstoffen erfolgt mit dem Sickerwasserstrom. Die Deckschichten nehmen somit Einfluss auf die Schutzfunktion des Bodens vor einer Grundwasserkontamination. BECK (2002) weist in diesem Zusammenhang darauf hin, dass nur wasserleitfähige Schichtglieder als wirksame Puffer und Filter für den Schadstoffeintrag fungieren können. Die Filter- und Pufferwirkung kann durch einen schnellen Sickerwasserstrom (Interflow) eingeschränkt werden (VÖLKELE, ZEPP & KLEBER 2002).

Die Deckschichten bestimmen mit ihren hydrologischen Eigenschaften auch den Wasserhaushalt des Bodens (vgl. BRAUKÄMPER 1990). Äolisch beeinflusste Lagen verhindern mit ihrem hohen Schluffanteil und dem damit verbundenen guten Wasserhaltevermögen ein starkes Austrocknen des Bodens über längere niederschlagsarme Perioden hinweg, tonige Basislagen können ähnliche Effekte haben (BIBUS 1986). Die Hauptlage kann mit ihrer Drainagewirkung die Stauwasserbeeinflussung mindern und begünstigt dadurch die schnelle Erwärmung des Bodens im Frühjahr (VÖLKELE ET AL. 2002). Die schon beschriebene wasserstauende Wirkung der Mittellage führt häufig zur Ausbildung eines Sd-Horizontes (undurchlässiger Unterboden von Pseudogleyen) und verringert dadurch die Standortqualität (SEMMEL 1994b).

Die Deckschichten steuern auch die Durchwurzelung der Böden, so ist die Hauptlage i.d.R. der Hauptdurchwurzelungsraum des Solums (BIBUS 1986, SCHÖNHALS 1974, SEMMEL 1991). Auf günstigen Standorten mit mächtigen, feinmaterialreichen, lössbeeinflussten Lagen durchwurzeln die Bäume nur ein relativ geringes Bodenvolumen, während auf ökologisch

ungünstigeren Standorten, z.B. flachgründige Bereiche, für die Aufnahme äquivalenter Nährstoff- und Wassermengen eine intensivere Durchwurzelung nötig ist (HEINRICH 1991). Eine große Durchwurzelungsintensität erhöht die Standfestigkeit der Bäume erheblich und senkt damit die Windwurfgefährdung. Auch die Ausprägung einzelner Schichtglieder kann limitierende Faktoren für die Durchwurzelung beinhalten: Syntsedimentär entstandene tonige, sehr dichte Lagen oder Steinlagen sind nur schwer durchwurzelbar (HEINRICH 1991, SEMMEL 1993).

Eine weitere Bedeutung kommt den periglaziären Lagen als Geoarchive zu. Sie geben Auskunft über die Landschafts- und Klimageschichte und zu dem Sedimentationsmilieu ihrer Entstehungszeit (VEIT, MAILÄNDER & VONLANTHEN 2002).

Aufgrund der beschriebenen weitreichenden Einflussnahme periglazialer Deckschichten sollte ihre Erforschung nicht mehr nur in boden- und standortkundlichen Untersuchungen Beachtung finden. Kenntnisse über Aufbau, Gliederung und Eigenschaften der Hangsedimente sind vielmehr Grundlage für alle umweltrelevanten Arbeiten und angewandte geowissenschaftliche Disziplinen, z.B. geologische Kartierung, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Geochemie, Lagerstättengeologie und Geophysik (ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988, NEUMEISTER 1966, THALHEIM 1994). Wie SEMMEL (1994b) bedauert, fanden periglaziäre Lagen in der Vergangenheit im Anwendungsbereich nur wenig Berücksichtigung.

#### **2.1.4 Offene Fragen bei der Erforschung periglaziärer Lagen**

Wie im Kapitel „(Über-)Formungsprozesse der periglaziären Lagen“ beschrieben, ist die heutige Ausprägung des oberflächennahen Untergrundes das Produkt einer polygenetischen Formung. Das komplexe Prozessgeschehen bei der Genese der periglaziären Lagen ist bisher nur teilweise entschlüsselt und die Sedimenteigenschaften lassen z.T. durch starke Überformung keine genaue Rekonstruktion der Vorgänge und Prozesse ihrer Entstehung zu. In der vorliegenden Literatur zur Genese der Deckschichten wird der polygenetische Charakter der Sedimentdecken i.d.R. nur sehr allgemein thematisiert. Besonders die akkumulationszeitlich sicher vorhandene Landschaftsdiversität bleibt meist unerwähnt, obwohl bereits geringe Variabilitäten der Geofaktorenkonstellation das Wirkungsgefüge stark beeinflussen können. So kann es durch geländeklimatische Unterschiede (Frosthäufigkeit, -intensität, Einstrahlungsverhältnisse, Niederschlagsmengen, -form usw.) sowohl klein- als auch großräumig zu einem sehr differenzierten Prozessgeschehen kommen, das eine ebenso große Variabilität der Formen erzeugt. Daneben steuern auch unterschiedliche Vegetationsverhältnisse die Formung, indem sie sich auf das Wasserangebot, den Oberflächenabfluss, Solifluktionvorgänge und äolische Prozesse auswirken.

Außer dieser kleinräumigen Differenziertheit der wirkenden Prozesse und deren Steuergrößen (z.B. klimatische Bedingungen, Vegetation) wird in der Deckschichtenliteratur auch kaum auf die Existenz von älteren Sedimenten und deren Einbeziehung in die Ausformung einer neuer Solifluktionsschuttdecke näher eingegangen. Bei der Formung einer periglaziären Lage werden die am Hang vorkommenden Sedimente (z.B. Verwitterungsschutt, vorhandene Lagen, äolisch eingetragenes Material, aquatische Ablagerungen) zumindest teil-

weise wieder aufgearbeitet. Das Verteilungsmuster dieser Sedimente ist aufgrund seiner Entstehungsgeschichte selbst kleinräumig hoch variabel. Wird es durch komplexe Prozesse überprägt, erhöht sich auch die Varianz in der Strukturierung der neu gebildeten Lage.

Beispielsweise erfolgt die Lössakkumulation an einem Hang nicht gleichmäßig, ebenso wird das Material räumlich selektiv erodiert. Deswegen finden sich löss(lehm)reiche Mittellagen heute auch meist nur dort, wo die ursprüngliche Lössmächtigkeit hoch bzw. die Abtragungsraten gering waren und damit viel Löss in die Mittellagengeneese einbezogen war. War der gesamte Löss vor der Bildung der Mittellage erodiert, kann auch nur liegendes Material (i.d.R. Basislagenmaterial) in die Formung dieser neuen Sedimentdecke einbezogen werden. In dem Fall würde die Mittellage im Feld nach den Kriterien der Gliederung der periglaziären Lagen (AD-HOC-AG BODEN 2005) nicht als solche erkannt werden, da sie nach Definition immer einen erkennbaren äolischen Anteil enthält, der den Substratunterschied zur Basislage deutlich macht. Die löss(lehm)freie Lage wäre somit als Basislage anzusprechen. Dieses Beispiel verdeutlicht, dass es aufgrund der Materialvariabilität an einem Hang auch zeitgleich zur Ausbildung zweier unterschiedlicher Lagen kommen kann, die möglicherweise sogar im Hangverlauf ohne scharfe Grenze ineinander übergehen. Aus der Analyse zweier Einzelstandorte (mit Mittellage über Basislage bzw. mit mehreren Basislagen) kann also nicht der Schluss gezogen werden, dass die Mittellage jünger ist als die Basislage des anderen Standorts. Relativchronologische Einstufungen haben nur für den Einzelstandort Gültigkeit. Auch ist zu bedenken, dass die Mittellage ursprünglich viel weiter verbreitet gewesen sein kann, aber in Bereichen geringerer Mächtigkeit vollständig bei der Formung der Hauptlage aufgearbeitet und in diese inkorporiert wurde. Dieser Aufzehrungsprozess ist nicht auf die Mittellage beschränkt und kann natürlich auch andere Lagen betreffen, somit ist die aktuelle, an einem Standort vorhandene Anzahl der Deckschichten nicht mit der ursprünglich gebildeten Anzahl gleichzusetzen.

Heftig umstritten ist auch die Alterseinstufung der periglaziären Lagen: Direkte Datierungsversuche mit Hilfe von IRSL (VÖLKE & MAHR 2001) und OSL (zuletzt HÜLLE ET AL. 2009) erbrachten, besonders für die älteren Schichtglieder (Basislage, Mittellage), bisher eher unbefriedigende Ergebnisse. Auch die genaue Einordnung der Hauptlage ist durch unvollständige Belichtung bzw. Mischalter, verursacht durch Pedoturbation (anthropogen, bioturbat), noch wenig erfolgreich.

Die zeitliche Einordnung der Genese von Basis- und Mittellage erfolgt zumeist mit Hilfe der Rekonstruktion der Umweltbedingungen (Klima, Vegetation usw.) in verschiedenen Phasen des Würmglazials. Die Bildungsbedingungen für periglaziäre Lagen waren auch in den vorangegangenen Kaltzeiten gegeben, wie das Auftreten von basislagenähnlichen Sedimentresten zeigt (z.B. SCHILLING & WIEFEL 1962, SEMMEL 1968). FELIX-HENNINGSEN (1991) ordnet mit Hilfe von kryoturbat überprägten Toncutanen, die er aufgrund der Lessivierungsintensität ins Eem stellt, sowohl Mittel- als auch Basislage genetisch sogar gänzlich dem Riß-Glazial zu. Dies bleibt aber die Ausnahme, gilt doch das Altwürm als Zeit hoher morphologischer Aktivität in der nahezu alle älteren Lockersedimente der Erosion anheim fielen. Die Einteilung des Würmglazials in Phasen unterschiedlicher Formungsprozesse zeigt für alle Abschnitte mehr oder weniger intensive Solifluktuationsbedingungen an, deren korrele Sedimente nicht

alle erhalten blieben (vgl. SAUER 2002). Eine erneute solifluidale Aufbereitung älterer Sedimente, die damit nicht mehr als eigenständige Bildungen im Profil erkannt werden, ist dagegen häufig anzunehmen. Abfolgen mehrerer Basislagen, Mittellagen oder wechselnder Ablagerungen solcher Sedimentdecken zeigen damit entweder zeitlich variierende Bedingungen der Bildung periglaziärer Lagen an und sind damit stratigraphische Zeiger der wechselnden Umweltverhältnisse oder sie repräsentieren nur die unterschiedliche Erhaltung älterer Sedimente und ihre Wiederaufarbeitung im Zuge der Genese neuer Deckschichten (s.o.). Eine zeitliche Einordnung der periglaziären Lagen durch stark verallgemeinerte Rekonstruktionen der Umweltbedingungen verschiedener Abschnitte des Würmglazials (z.B. BOLDT & KEMPF 2002, SCHILLING & WIEFEL 1962) sind kritisch zu bewerten, auch wenn sie zu ähnlichen Ergebnissen kommen, wie Untersuchungen zur Verzahnungen periglaziärer Lagen mit Lössablagerungen (einschließlich datierter Paläoböden) zeigen (SEMMELE 1968: Rhönvorland, Vorderer Odenwald). Am Einzelstandort und in seiner näheren Umgebung sind die Ablagerungen durch datierte, trennende Sedimente recht sicher und genau, die Übertragbarkeit auf weiter entfernte Regionen oder gar ganz Mitteleuropa ist damit dennoch nicht gegeben. Besonders deutlich wird das bei dem Versuch die Entstehung der Hauptlage zeitlich einzugrenzen. Nach AD-HOC-AG BODEN (2005: 181) gilt: „Wo die Hauptlage das Hangende der Laacher-See-Bimstephra (Allerød) bildet, ist dort ihr jungtundrenzeitliches Alter (= jüngere Dryas) belegt. Außerhalb des Verbreitungsgebietes der geschlossenen Bimstephradecke sind in der Hauptlage häufig Bestandteile dieser Tephra nachweisbar. Damit wird auf ihre jungtundrenzeitliche (Über)Prägung hingewiesen.“ Die Formulierung folgt damit weitgehend den Forschungsergebnissen von SEMMELE (1964, 1968, 1973, 1974, 1975, 1976, 1994a, 1998a, 2002b, 2002a, 2003, 2005, SEMMELE & PETSCHICK 2006), der die Hauptlage (Deckschutt) mit Hilfe des typischen Mineralspektrums des Laacher See-Tuffs (LST) gegenüber liegenden Schichten abgrenzt und sie damit in den letzten Kälterückschlag nach dem Allerød datiert, die Jüngere Dryas. Durch solifluidale und kryoturbate Prozesse (belegt durch Frostrukturen wie Eiskeile, Kryoturbationserscheinungen usw.) werden danach die LST-Minerale auch außerhalb ihrer deckenartigen Verbreitung in die neu entstehende Deckschicht eingearbeitet und beweisen damit die jungtundrenzeitliche Genese der Hauptlage unter periglazialen Bedingungen.

Dieser Auffassung wird seit einigen Jahren widersprochen: Minerale des LST können auch durch Bioturbation oder Materialumlagerungen jüngeren Datums in die Hauptlage eingemischt werden (z.B. RAAB, LEOPOLD & VÖLKEL 2007). Dagegen spricht das abrupte Aussetzen der LST-Minerale an der Untergrenze der Hauptlage, was nach BIBUS (1986) den Eintrag durch Bioturbation oder Einschwemmung mit dem Sickerwasser unwahrscheinlich macht. In einigen Profilen wurde auch ein höherer Bimsgehalt im unteren Teil der Hauptlage nachgewiesen, was ebenfalls einer Ablagerung des Tuffs auf der Hauptlage und der späteren Einmischung entgegensteht (z.B. SEMMELE 2002b). Gegen eine jungtundrenzeitliche Genese der Deckschicht sprechen neuere Befunde, in denen die Hauptlage unter bølling- bzw. allerødzeitlichen Torfen hindurchzieht (vgl. VÖLKEL & LEOPOLD 2001, VÖLKEL, LEOPOLD & ROBERTS 2001, VÖLKEL & MAHR 1997). HORN & SEMMELE (1985) wiesen die Hauptlage unter frühholozänen Torfen nach, SEMMELE (2005) folgert daraus, und aus dem häufigen Vorkommen der Hauptlage über dem LST als Schicht (SEMMELE 2002b), dass für die Bildung der

Hauptlage nur der postallerød- aber präholozänenzeitliche Kälterückschlag der Jüngeren Dryas in Frage kommt. Vom bisher einzigen bekannten Fall, in dem der Laacher Bimstuff als ungestörtes Band auf der Hauptlage nachgewiesen wurde, berichten VÖLKE & LEOPOLD (2001). Da offensichtlich beide Möglichkeiten vorkommen (Hauptlage unter und über LST), was auf unterschiedliche Alter der Sedimentdecke hinweist, ist ein Befund von KÖSEL (1996) von Interesse, der in Oberschwaben an einigen Stellen zwei unterschiedlich alte Deckzonen (entspricht der Hauptlage) beschreibt, von denen er die weiter verbreitete, hangende Schicht als jungtundrenzeitlich einstuft und die andere in die Ältere Dryas stellt.

Trotz der nahezu ubiquitären Verbreitung der Hauptlage als oberste und damit jüngste Solifluktionsdecke, erscheint es nicht sinnvoll zu sein, ein gleiches Entstehungsalter dieser Ablagerungen in allen Gebieten ihres Vorkommens weiter nachweisen zu wollen. Offensichtlich ist es nur lokal begrenzt möglich, eine genaue Alterseinstufung vorzunehmen. Bis eine (möglichst direkte) Datierungsmethode gefunden oder soweit verbessert ist, dass sie in allen Gebieten einsetzbar, zuverlässige Ergebnisse liefert, sollte m.E. von einer Übertragung der Alterseinstufung der periglaziären Lagen besser abgesehen werden.

Ein weiteres, bisher noch nicht vollständig erklärtes Phänomen ist das der Schicht-Horizont-Koinzidenz: Es beschreibt die nahezu immer anzutreffende Übereinstimmung der Horizontgrenzen verschiedener Bodenbildungen mit den Schichtgrenzen der periglaziären Lagen. Besonders häufig wird in der Literatur von der Übereinstimmung der Untergrenze des Bv-Horizontes von Braunerden mit der Grenze Hauptlage/Basislage berichtet (BETZER 1993, FELIX-HENNINGSSEN 1991, FELIX-HENNINGSSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991, FRÜHAUF 1983, HEINRICH 1989a, KLEBER 1992, 1997, LEOPOLD ET AL. 2008, PFEIFFER 2002, RAAB & VÖLKE 2002, SALY 1972, SCHALLER ET AL. 2002, SEMMEL 1975, 1990, 1991, 2000, 2002a, 2005, 2007, SEMMEL & PETSCHICK 2006). In den meisten Fällen wird lediglich das Auftreten dieses Phänomens erwähnt, der Versuch einer Erklärung unterbleibt. Schichtgrenzen sind Grenzen, an denen die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Sedimente wechseln (KÖSEL 1996, STAHR 1979, THIEMEYER ET AL. 2005), insbesondere differieren die periglaziären Lagen in ihrem Mineralbestand, der Korngrößenzusammensetzung, dem Skelettgehalt und dessen Lagerung sowie der Lagerungsdichte des Materials (KLEBER 1991, VEIT, MAILÄNDER & VON-LANTHEN 2002). Die häufig dichte Lagerung der Basislage bedingt eine physiologische Barriere für die Durchwurzelung des Substrates (HEINRICH 1991, SALY 1972, SEMMEL 1993, VÖLKE 1995b), so dass hauptsächlich die Hauptlage den Hauptdurchwurzelungsraum des Solums bildet. Ein weiterer Grund dafür ist ihre mineralogische Zusammensetzung. Durch den Löss(lehm)anteil der Hauptlage wird der Nährstoffgehalt gegenüber dem unterlagernden Gestein (und damit auch der Basislage) meist aufgewertet und für die Pflanzen zum Hauptversorgungsraum. Der bevorzugte Export basischer Kationen aus dem Hauptdurchwurzelungsraum beeinflusst die chemischen Eigenschaften dieser Schicht, was z.B. zu pH-Wert-Änderungen führen kann, die pedogene Prozesse steuern. Ein primärer Unterschied im Ionengehalt zweier Schichten (z.B. lösslehmreiche Hauptlage über basenarmer Basislage) kann somit eine sekundäre Verstärkung erfahren und sich pedogenetisch im Profil abzeichnen (LORZ 2008a).

Der Löss(lehm)gehalt der Hauptlage unterstützt die Bodengenese nachhaltig (VÖLKELE 1995b), es wurde in der Vergangenheit sogar diskutiert, ob überhaupt eine Verbraunung und Verlehmung im Holozän das Material überprägt hat oder ob die schon vorverwitterte äolische Komponente und die Eigenfarbe des Substrates für den aktuellen Bodenzustand verantwortlich zeichnet (BARGON ET AL. 1971, PLASS 1968, 1981, SEMMEL 1967). FRIED (1984) widerspricht dieser Auffassung, indem er nachweist, dass eine stärkere Verbraunung nicht mit einem höheren Anteil äolischen Materials korreliert werden kann.

Dambeck (1999) beschreibt die Koinzidenz der Eluvialhorizonte podsolierter Böden mit hoch durchlässigen, holozänen Schichten im Hangenden der Hauptlage, in der sich, bedingt durch den Lösslehmgehalt, das chemische Milieu ändert, was zur Ausscheidung und Konzentration der verlagerten Stoffe führt (vgl. auch DAMBECK, MÜLLER & STEPIEN 2007, SABEL 1992). EMMERICH (1994) war im Odenwald schon zu vergleichbaren Ergebnissen gekommen, ebenso wie FRIED (1984), der ausführt, dass ohne die äolische Komponente im Deckschutt (Hauptlage) die Podsolierung in viel größerem Umfang stattgefunden hätte.

Mit den Schicht-Horizont-Koinzidenzen ist auch das Vorkommen sogenannter Phäno-Parabraunerden verbunden. Der Begriff wurde von SIEGFRIED MÜLLER (zitiert nach: MÜCKENHAUSEN 1970) eingeführt und beschreibt Böden mit tonärmerem Ober- über tonreicherem Unterboden, wobei der Tongehaltsunterschied nicht nur auf vertikale Tonverlagerung, sondern auch auf Schichtungseffekte zurückzuführen ist. In der einfachsten Variante handelt es sich dabei um Böden mit tonarmer Hauptlage über tonreicher Basislage, die Toncutane erkennen lässt. Die Differenz im Tongehalt ist durch Basislagen aus tonreichen Gesteinen mit überlagernder Hauptlage mit äolischer Komponente zu begründen (FRIED 1984, HEINRICH 1989a, SEMMEL 1976, 2001). Die vorkommenden Toncutane können bei näherer Betrachtung i.d.R. nicht aus dem hangenden Material stammen (z.B. farbliche Differenzierung) und müssen als Umlagerungen innerhalb der Deckschicht gedeutet werden (BIBUS 1986, EBERLE 1998, SEMMEL 1976, 2001). Eine zweite, sehr häufige Variante der Phäno-Parabraunerde ist die des sogenannten Drei-Schicht-Typs (Hauptlage über Mittellage über Basislage). Die Tongehaltserhöhung von der Haupt- (als Al-Horizont angesprochen) zur Mittellage (als Bt-Horizont angesprochen) wird dabei meist dann nicht als Lessivierungseffekt gedeutet, wenn die Masse des Tons nicht allein aus dem hangenden Horizont stammen kann bzw. der Bodentyp sehr kleinräumig zur Braunerde aus Hauptlage über Basislage wechselt aber keine Tonanreicherung in der Basislage nachzuweisen ist und gleichzeitig der Bv-Horizont in der Hauptlage sich in seinen Eigenschaften nicht vom Al-Horizont des direkt benachbarten Profils unterscheidet (BIBUS 1986, HEINRICH 1989a, MAILÄNDER & VEIT 2001, SEMMEL 1964, 1968, 1974, 1994a, 2001, 2002a, 2008, THIEMEYER ET AL. 2005). Die Genese solcher Böden wird sehr unterschiedlich erklärt. Eine ältere Erklärung, die von den Autoren teilweise später wieder revidiert wurde, interpretiert den Bt-Horizont in der Mittellage als fossilen Bodenrest, dessen Tonauswaschungshorizont erodiert oder bei der Bildung der Hauptlage in die neue Deckschicht inkorporiert wurde (BARGON ET AL. 1971, SEMMEL 1964, 1968, SEMMEL & PLASS 1965, WERNER 1965, 1967). EBERLE (1998) sieht in der Tongehaltsdifferenz einen schichtungsbedingten, primären Körnungsunterschied zwischen der Hauptlage und dem liegenden Lösslehm. Die am weitesten verbreitete Meinung favorisiert eine postsedimentäre in situ-Bildung des Tons durch Verwitterung, der dann innerhalb der Schicht bzw. des Horizontes eine

kurzstreckige Umlagerung erfahren hat (BARGON ET AL. 1971, KLEBER 1991, PLASS 1966, 1968, 1980, SEMMEL 1996, 1998a, 2001, SEMMEL & PLASS 1965, THIEMEYER ET AL. 2005). Weitere Autoren erklären die Bodengenese (insbesondere, wenn statt des Al-Horizontes eindeutig ein Bv-Horizont über einem Bt-Horizont vorkommt, z.B. häufig in Jungmoränengebieten NE-Deutschlands) durch zeitlich nacheinander ablaufende Lessivierung und anschließender Verbraunung, wobei hinsichtlich der zeitlichen Zuordnung der bodenbildenden Prozesse Diskrepanzen bestehen: SAUER (2002) ordnet beide Bodenbildungen dem Holozän zu, sieht aber die Neubildung und Umlagerung des Tons innerhalb der Mittellage als effektverstärkenden Prozess an. REUTER (1995, 1999, 2001) geht von einer begrenzten Lessivierungsphase im Atlantikum aus, der anschließend eine Verbraunung folgt. Nach KÜHN (2001, 2003a), KÜHN & SCHRÖDER (2001) sowie KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER (2002) kam es nach einer spätpleistozänen Lessivierung auch im Holozän zu mehreren Phasen der Tonverlagerung mit anschließender Verbraunung des Al-Horizontes.

Ein weiterer Erklärungsansatz für die Genese dieses Phäno-Parabraunerdetyps wäre auch die Vorprägung der Bt-Horizonte in der Mittellage entweder als fossiler, erodierter Bodenrest oder durch Tonbildung in situ und kurzstreckiger Umlagerung mit anschließender Maskierung dieser Ursachen durch eine holozäne Lessivierung. In Anbetracht der Fülle unterschiedlichster Vorstellungen zur Genese dieser Böden mit ausgeprägten Schicht-Horizont-Koinzidenzen besteht hier noch erheblicher Forschungsbedarf. Insbesondere ist unklar, ob es sich bei der Übereinstimmung von Schicht- und Horizontgrenzen ausschließlich um ein makroskopisches Phänomen handelt, oder ob die Koinzidenz auch mikroskopisch nachzuweisen ist.

Wie im Kapitel „(Über-)Formungsprozesse der periglaziären Lagen“ und dem Abschnitt zur Alterseinstufung der Deckschichten schon angeklungen ist, gibt es auch noch Defizite hinsichtlich der Formung und Überformung der Hauptlage. Im Falle einer jungtundrenzeitlichen Genese bestehen noch Unklarheiten bezüglich der Formungsprozesse und Paläoumweltbedingungen zu dieser Zeit: VÖLKELE, ZEPP & KLEBER (2002) kommen zu dem Schluss, dass die Reaktivierung einer umfassenden periglazialen Hangmorphodynamik von Region zu Region unterschiedlich zu diskutieren ist. VÖLKELE & LEOPOLD (2001: 290) konstatieren sogar: „Die Jüngere Dryas kann zumindest in Mitteleuropa nicht mehr als geomorphodynamische Aktivitätszeit im Sinne einer umfassenden Remobilisierung gelisolifluidal und kryoturbat gesteuerter Verlagerungsprozesse im Hangrelief aufgefasst werden.“

Sie (VÖLKELE & LEOPOLD 2001) begründen die Ablehnung der Jüngeren Dryas als Entstehungszeit der Hauptlage unter anderem auch mit dem Fehlen größerer äolischer Umlagerungen bedingt durch den nicht flächenhaften Ausfall der Vegetationsbedeckung, obwohl die Hauptlage immer eine spürbare äolische Komponente enthält. Dagegen sprechen die europaweiten Nachweise äolischer Dynamik zu dieser Zeit (z.B. DAMBECK & THIEMEYER 2002, ISARIN 1997). Außerdem betonen SEMMEL & PETSCHIK (2006), dass es sich bei der äolischen Komponente in der Hauptlage zum Teil um aufgearbeitetes Material aus der Mittellage, aber vorwiegend um lokal verwehtes Material handelt und die Voraussetzungen für lokale Verblasungen durchaus gegeben waren.

Geht man von einer primär solifluidalen Genese der Hauptlage aus, so ist zu postulieren, dass dies unter periglaziären Verhältnissen stattfand. Randbedingung dafür wären Permafrost im Untergrund oder zumindest eine tiefgreifende jährliche Bodengefrorenis, so dass es überhaupt zu frostbedingtem Sättigungsfließen kommen kann. Weiterhin sollte möglichst wenig Vegetation Sedimentbewegungen wie den Fließvorgang, Abspülung und Materialverwehung behindern.

Die Jüngere Dryas konnte als Abkühlungsphase nach dem relativ warmen Allerød in ganz Europa registriert werden (WALKER 1995). Gekennzeichnet ist das Interstadial durch eine sehr rasche Abkühlung, den Stopp des Abschmelzens der fennoskandischen Eismassen sowie Gletscherausdehnungen in den Alpen, Schottland und Norwegen (ISARIN & RENSSSEN 1999). Dokumentiert wird die Klimaschwankung unter anderem durch den vermehrten Eintrag minerogener Sedimente in Seen und eine Reduktion der Pollenmengen, z.B. in den Warvenablagerungen der Eifelmaare (DE KLERK 2008, ISARIN 1997, LITT & STEBICH 1999, LÜCKE ET AL. 2003, ZOLITSCHKA 1988). Die Jüngere Dryas unterteilt sich, nach Meinung vieler Autoren, in zwei Phasen: eine frühe, kalte und eine spätere trockenere und wärmere Phase, in der es auch vermehrt zu äolischer Aktivität kam (ANDRES ET AL. 2001, BRAUER ET AL. 1999, BRAUER ET AL. 2000, DAMBECK & THIEMEYER 2002, ISARIN 1997, ISARIN & RENSSSEN 1999, LEROY ET AL. 2000, LÜCKE & BRAUER 2004, WALKER 1995). Palynologische Untersuchungen zeigen einen Rückgang der allerødzeitlichen Pinus- und Betula-Wälder, sowie die Zunahme von Gräser- und Kräuterpollen, was eher für eine Bedeckung weiter Landschaftsteile mit Tundravegetation spricht (ISARIN & RENSSSEN 1999, LEROY ET AL. 2000, LITT & STEBICH 1999). Nach einigen Autoren (ANDRES ET AL. 2001, BOS 2001, ISARIN 1997) ist in den Mittelgebirgen sogar von einer nur fleckenhaften Verbreitung der Vegetation mit Bereichen fehlender Bedeckung auszugehen, während in tiefergelegenen Flusstälern auch noch Reste der allerødzeitlichen Waldbedeckung überdauern konnten. Einschränkend ist dazu anzumerken, dass von Ergebnissen palynologischer Untersuchungen nur schwer auf regionale Bedingungen zu schließen ist, da es sich um relativ lokale Betrachtungen handelt. Ebenso kann man mit Hilfe regionaler Klima- und Vegetationsverbreitungsdaten kaum einzelstandortsbezogenen Aussagen bezüglich der Bildungsbedingungen periglaziärer Lagen treffen, da diese räumlich extrem variabel sind (s.o.). Gleichwohl können Daten zur Vegetationsverbreitung auf die regionale Maßstabsebene generalisiert einen grundlegenden Trend der Paläoklimabedingungen beschreiben und sind damit gute Hilfsmittel für das allgemeine Verständnis der Umweltentwicklung im Spätglazial. Dies gilt ebenso für die Erforschung der Permafrostverbreitung zu dieser Zeit: Große Teile Mitteleuropas befinden sich im Bereich des diskontinuierlichen Permafrostes (54°N bis 50°N), südlich schließt sich ein Gebiet tiefer saisonaler Gefrorenis an (ISARIN 1997, RENSSSEN & VANDENBERGHE 2003). Dafür sprechen auch Eiskeilpseudomorphosen und Frostspalten sowie Kryoturbationen einer Schicht des LST in klimatisch begünstigten Gebieten wie dem Neuwieder Becken oder der Umgebung von Mainz (FRECHEN & ROSAUER 1959, STÖHR 1963). Selbst wenn die Abkühlungsphase der Jüngeren Dryas nur einen relativ kurzen Kälterückschlag bedeutete und für eine Neubildung des Permafrostes nicht ausgereicht haben mag, zeigen Modellierungen von DELISLE (1998), dass der komplette Abbau der Dauergefrorenis mehrere tausend Jahre dauert und es so möglich gewesen ist, dass der seit dem vergangenen Hochglazial im Abbau befindliche Per-



mafrost in dieser Entwicklung zumindest gestoppt wurde. Eis im Untergrund als Voraussetzung für Solifluktionvorgänge und die im Gebirge wahrscheinlich vorhandene, zumindest teilweise Vegetationsfreiheit sprechen zumindest nicht gegen die Ausbildung einer periglaziären Lage während der Jüngerer Dryas. SEMMEL (2002b, 2005), der die Genese der Hauptlage in diese Zeit terminiert, führt an, dass die Deckschicht in jedem Falle durch solifluidale Prozesse entstanden ist, anders wäre der Transport und die hangabwärtige Einregelung großer Gesteinsklasten in der Schuttdecke nicht zu erklären. Er führt weiterhin an (SEMMEL 2002b, 2005), dass aufgrund der Kürze der Abkühlungsphase nur geringe Transportweiten erreicht wurden und eine schnelle Fixierung des Materials durch Wiederbewaldung im beginnenden Holozän die Hauptlage in einer relativ gleichmäßigen Mächtigkeit konservierte, die in etwa der Auftautiefe des Materials zu seiner Entstehungszeit entspricht. Gerade diese auffällig gleichmäßige Mächtigkeit, in der die Deckschicht sehr weit verbreitet ist, gibt Anlass, die genetischen Prozesse zu überdenken: Wie schon angeführt, wird die Formung einer periglaziären Lage durch einen hochdiversen Faktorenkomplex gesteuert und erfolgt räumlich extrem variabel. Geht man von einer überwiegend solifluidalen Genese der Hauptlage aus, so ist aufgrund der oben beschriebenen Rekonstruktion der Umweltbedingungen während der Jüngerer Dryas anzunehmen, dass keine flächenhafte, amorphe Solifluktionsdecke geformt wurde. Vielmehr kam es wohl eher zur Ausbildung einzelner Loben und einem Nebeneinander von gebundener und ungebundener Solifluktion. Auch äolische und denudative Prozesse waren sicherlich an der Überformung der Geländeoberfläche beteiligt. Als Ergebnis wäre wohl eher ein hochdiverses Mosaik der Ausprägung des oberflächennahen Untergrundes zu erwarten als eine Decke in recht gleichmäßiger Mächtigkeit. Die auftretende Homogenität der oberen Dekameter des Substrates könnte auch durch holozäne Überprägung erklärt werden: Als meist an der Oberfläche ausgebildete Schicht ist die Hauptlage die periglaziäre Lage, die im Holozän den meisten Überformungsprozessen ausgesetzt war. Dies betrifft Prozesse der Erosion und Akkumulation sowie turbate Überprägungen durch menschliche Tätigkeit, aber auch durch biologische Materialbewegung. Vor allem die Auswirkungen der Bioturbation auf die periglaziären Lagen und die in ihnen ausgebildeten Böden wird in den Arbeiten zu den Deckschichten bisher weitgehend ignoriert (Ausnahmen: RUSSOW & HEINRICH 2001, SABEL 1983, SEMMEL 2002b, 2008). Außerdem ist die Hauptlage mit ihrer gleichmäßigen Mächtigkeit auch in Substraten ausgebildet, in denen die frostbedingten Prozesse nur sehr eingeschränkt wirken (z.B. Flugsande). Könnte die Hauptlage nicht auch einfach das Resultat bioturbater Überprägung sein? Dagegen spricht die Einregelung großer Gesteinsklasten, die nur durch Solifluktion schlüssig erklärt werden kann, sowie das Vorkommen von Hauptlagen mit hohem Anteil hangaufwärtig anstehender Gesteine über Lagen, die kein bzw. nur geringe Mengen dieses Materials enthalten. Es handelt sich in solchen Fällen also um eine eigenständige Sedimentdecke, die nicht ausschließlich durch Turbation entstanden sein kann. Eine Erklärungsmöglichkeit für die heutige gleichmäßige Mächtigkeit der Hauptlage könnte die Homogenisierung ursprünglich unterschiedlich entstandener Substrate (z.B. solifluidal – Einregelung des Skeletts, denudativ – Materialverlagerung hangaufwärtig vorkommenden Materials, äolisch – Einwehung von Feinmaterial) durch eine holozäne, vor allem bioturbate Überprägung sein. Für eine abschließende Erklärung dieses Phänomens besteht allerdings noch erheblicher Forschungsbedarf.

### **2.1.5 Die Klassifikation der periglaziären Lagen und ihre Anwendung**

Die Klassifikation der periglaziären Lagen trägt Modellcharakter. Die bestimmenden Elemente eines Modells sind Abstraktion und Generalisierung. Das heißt, vielfältige Details, die im Einzelfall durchaus wichtige Informationen darstellen, werden vereinfacht, zusammengefasst und gehen dabei zum Teil verloren. Dieser Verlust von Einzelheiten ist zunächst auch wünschenswert, da ein Modell der Ermöglichung eines schnellen Überblicks über ein komplexes Themengebiet dient. Wird es seiner Bestimmung gemäß angewandt, kann es eine erhebliche Arbeitserleichterung darstellen. Bei dem Versuch das Modell als Richtlinie für detaillierte Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes heranzuziehen, kann es zu Problemen kommen, weil die Systematisierung und Generalisierung dem Charakter natürlicher Sedimente widerspricht, da sie nicht in ein starres Schema passen.

Die bodenkundlichen und quartärgeologischen Lehrbücher ignorieren die Existenz und Bedeutung der periglaziären Lagen bis heute nahezu völlig. Das liegt m.E. nicht zuletzt daran, dass der Sachverhalt häufig recht kompliziert dargestellt ist und die zahlreichen Gliederungssysteme Verwirrung stiften. Daher stellt die Entwicklung einer faziesneutralen Beschreibung, die auch genetisch verwandte Bildungen aus dem Tiefland berücksichtigt nach AD-HOC-AG BODEN (2005) einen Schritt in die richtige Richtung dar. Diese Art der Beschreibung erfasst die für Anwendungsfragen wichtigen Informationen zu den Substrateigenschaften und ist auch ohne gute Gebietskenntnisse einfach anwendbar.

Zur Untersuchung genetischer Fragestellungen stellt eine solche Gliederung nur ein Gerüst dar, ein Skelett, das mit detaillierten Beschreibungen gefüllt werden muss, um zum Leben zu erwachen und Antworten auf diese Fragen zu liefern. Dies betrifft natürlich auch die positionsgebundenen, detailreichen Charakterisierungen der periglaziären Lagen nach AK BODENSYSTEMATIK (1998). Trotz der Vielzahl der aufgeführten Eigenschaften bieten sie nur abstrahierte und generalisierte Beschreibungen, die im Einzelfall höchstens zum Teil den vorgefundenen Verhältnissen entsprechen. Die Unzufriedenheit darüber mündete in der Vergangenheit in der Entwicklung neuer Systematiken bzw. erweiterter Definitionen der bisherigen Begriffe, zuletzt ALTERMANN ET AL. (2008). Diese Bestrebungen stellen jedoch einen konträren Ansatz zum Modell der periglaziären Lagen nach AD-HOC-AG BODEN (2005) dar und sind damit wenig zielführend in Hinblick auf die Entwicklung größerer Akzeptanz der zugrundeliegenden substrat- und bodengenetischen Vorstellungen.

Es ist natürlich wünschenswert das bestehende Wissen über die periglaziären Lagen immer wieder zu überprüfen und zu erweitern, verfolgt doch die vorliegende Arbeit das gleiche Ziel, dennoch ist zu hinterfragen, in welchem Rahmen die Ergebnisse dieser Forschungen dargestellt werden sollten. Statt das Modell nach AD-HOC-AG BODEN (2005) mit immer mehr Informationen zu unterfüttern und zu komplizieren, wäre es vielleicht sinnvoller, diese relativ allgemeine Darstellung als grundlegende Arbeitshilfe zu akzeptieren und die vielfältigen, sehr bedeutsamen Erkenntnisse über die periglaziären Lagen in einer eigenen Abhandlung zusammenzufassen.

Dabei könnte man auch Informationen Rechnung tragen, die in einer übergreifenden Gliederung und Beschreibung nicht erfasst werden, weil sie nicht allgemeingültig sind, aber im Ein-

zufall entscheidende Hilfestellungen bei der Abgrenzung der verschiedenen Lagen liefern können.

### **2.1.6 Literatursammlung**

Aufgrund des immensen Umfangs an Literatur zum Thema „Periglaziäre Lagen“ konnte auf den vorstehenden Seiten nur ein Bruchteil Berücksichtigung finden, die für die angesprochenen Themenbereiche von besonderer Bedeutung sind. Dennoch erscheint es wichtig, einen Überblick über die mir im Moment bekannte und zugängliche Literatur zu geben. Daher findet sich im Folgenden eine Auflistung von Literatur zu periglaziären Lagen, gegliedert nach verschiedenen Themenkomplexen. Die Quellen behandeln natürlich nicht ausschließlich den Themenbereich unter dem sie aufgelistet sind, sondern enthalten besonders bedeutende oder viele Informationen zu diesem Thema, daher können einzelne Quellen auch unter mehreren Themen aufgeführt sein. Die thematische Einordnung soll den Einstieg in diese doch sehr umfangreiche Literaturlage erleichtern und vielleicht auch eine Anregung und Grundlage für die Erstellung einer Literaturlage sein.

#### ***Klassifikationen, Systematiken, Parallelisierungen verschiedener Gliederungen und ihre Vergleiche***

AD-HOC-AG BODEN 2005, AG BODEN 1994, AK BODENSYSTEMATIK 1998, ALTERMANN 1993a, ALTERMANN ET AL. 2008, ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988, ALTERMANN ET AL. 1977, HOFMANN & MÜLLER 1971, KLEBER 1991, 1992, KOPP 1965, 1970, MÜLLER, S. 2004, PFEIFFER 2002, SAUER 2002, SCHILLING & WIEFEL 1962, SCHWANECKE 1970, SEMMEL 1964, 1966a, 1968, 1973, 1994a, 1998a, STAHR 1979, THIEMEYER ET AL. 2005, THIEMEYER & VON KLITZING 1999, VÖLKELE 1994, WERNER 1965, 1967

#### ***Beschreibungen periglaziärer Lagen aus verschiedenen Regionen Deutschlands***

ALTERMANN 1993b, ALTERMANN ET AL. 1977, BECK 2002, BETZER 1993, BIBELRIETHER & SPERBER 1958, BIBUS 1986, BLUME & EAQUB 1973, BOLDT & KEMPF 2002, BRAUKÄMPER 1990, BULLMANN & HEINRICH 2007, BUSSEMER 2002, DAMBECK 1999, DAMBECK, MÜLLER & STEPIEN 2007, DIETZE & KLEBER 2010, EBERLE 1998, EMMERICH 1994, FELIX-HENNINGSSEN 1991, FELIX-HENNINGSSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991, FRIED 1984, FRÜHAUF 1983, 1990b, 1991, GERBER ET AL. 2007, HEINRICH 1989a, 1989b, 1991, HOFMANN & MÜLLER 1971, HUNGER 1994, JUNG 2004a, 2004b, 2005, KLEBER 1992, KLEBER ET AL. 1998, KOPP 1970, KÖSEL 1996, KÜHN 2003, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, KÜHN & SCHRÖDER 2001, LORZ 2008a, 2008b, LORZ & PHILLIPS 2006, MAILÄNDER & VEIT 2001, MÜLLER, M.J., SCHRÖDER & STEPHAN 1985, MÜLLER, S. 2004, 2007, NEUMEISTER 1966, PFEIFFER 2002, RAAB & VÖLKELE 2002, ROTSCHKE 1973, RUSSOW & HEINRICH 2001, SABEL 1982, 1996, SABEL & FISCHER 1992, SAUER 2002, SAUER & FELIX-HENNINGSSEN 2004, 2006, SAUER, SCHOLTEN & FELIX-HENNINGSSEN 2001, SCHÄFER, JÄGER & ALTERMANN 1991, SCHALLER ET AL. 2002, SCHILLING & WIEFEL 1962, SCHMIDT, LAUER & BIBUS 2007, SCHÖNHALS 1955, 1974, SCHRÖDER & FIEDLER 1977, SCHWANECKE 1970, SEEGER ET AL. 1989, SEMMEL 1964, 1966b, 1966a, 1967, 1968, 1973, 1974, 1975, 1976, 1990, 1998a, 2005, 2007, 2008, SEMMEL & PETSCHICK 2006, SPIES 1991, STAHR 1979, STRUNK 1981, STÜCKRAD, SABEL & WILCKE 2008, TERHORST 2007, THALHEIM 1994, THIEMEYER ET AL. 2005, THIEMEYER & VEIT 1993, THIEMEYER & VON KLITZING 1999, VEIT, MAILÄNDER & VON-LANTHEN 2002, VÖLKELE 1991, 1993, 1994, 1995b, 1995a, WERNER 1965, 1967

### ***Beschreibungen periglaziärer Lagen aus Gebieten außerhalb Deutschlands***

BERTRAN ET AL. 1997, BERTRAN & TEXIER 1999, CARTER & CIOLKOSZ 1986, COLTORTI 1995, COSTIN & POLACH 1971, FITZPATRICK 1956, FRANCOU 1990, HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA 2005, KLEBER 1990, 1993, 1994, 1997, 1999, LEOPOLD ET AL. 2008, PAWELEC 2006, RAGG & BIBBY 1966, SALY 1972, SCHÄBITZ, STEIN & TROMBOTTO 1999, SEMMEL 1980, TRACZYK & ZURAWEK 1999, ZENSES 1986

### ***Genetische Vorstellungen zu den periglaziären Lagen, Bildungsprozesse***

ALTERMANN ET AL. 1977, BERTRAN ET AL. 1997, BIBUS 1986, BOLDT & KEMPF 2002, EMMERICH 1994, FELIX-HENNINGSSEN 1991, FELIX-HENNINGSSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991, FRIED 1984, FRÜHAUF 1991, 1996, HEINRICH 1989a, 1989b, HUNGER 1994, KLEBER 1991, 1992, 2004b, MÜLLER, S. 2004, RAAB, LEOPOLD & VÖLKELE 2007, ROTSCHE 1973, SALY 1972, SAUER 2002, SAUER & FELIX-HENNINGSSEN 2006, SCHOLTEN 2003, SCHÖNHALS 1974, SCHRÖDER & FIEDLER 1977, SEMMEL 1964, 1966a, 1968, 1973, 1975, 1980, 1996, 2002b, 2002a, 2005, 2007, SEMMEL & PETSCHICK 2006, SEMMEL & PLASS 1965, SEMMEL & TERHORST 2010, STRUNK 1981, THIEMEYER & VON KLITZING 1999

### ***Informationen und Vorstellungen zum Alter der periglaziären Lagen***

BIBUS 1986, BOLDT & KEMPF 2002, FELIX-HENNINGSSEN 1991, FELIX-HENNINGSSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991, HOFMANN & MÜLLER 1971, KLEBER 1991, 1992, 2004a, KLEBER & VÖLKELE 2006, MAILÄNDER & VEIT 2001, RAAB, LEOPOLD & VÖLKELE 2007, SAUER 2002, SCHILLING & WIEFEL 1962, SCHOLTEN 2003, SEMMEL 1964, 1966b, 1968, 1994a, 1998a, 2002b, 2005, 2007, SEMMEL & PETSCHICK 2006, SEMMEL & TERHORST 2010, VÖLKELE & LEOPOLD 2001, VÖLKELE ET AL. 2002, VÖLKELE, LEOPOLD & ROBERTS 2001, VÖLKELE & MAHR 1997, 2001, WERNER 1965, 1967

### ***Anwendungsfragen und Bedeutung der periglaziären Lagen***

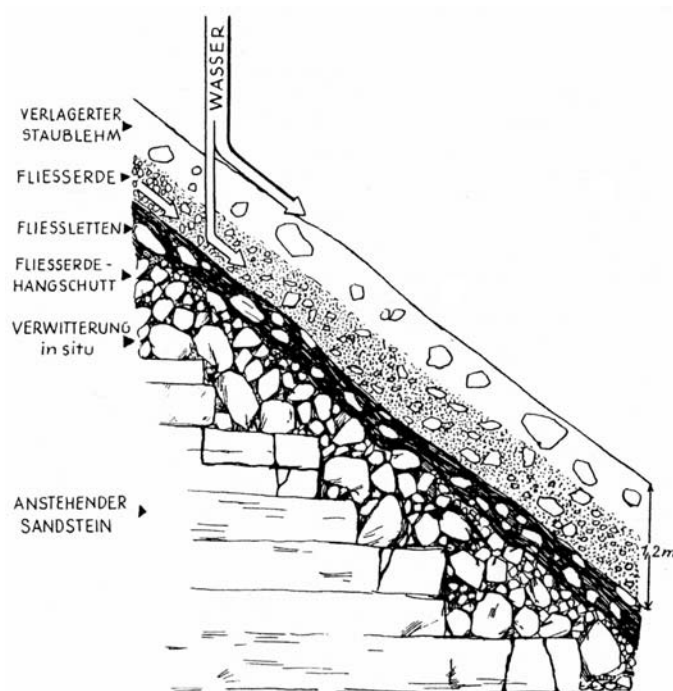
ABDANK ET AL. 1999, ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988, BECK 2002, BIBUS 1986, BRAUKÄMPER 1990, EBERLE 1998, EIBERWEISER & VÖLKELE 1993, EMMERICH 1994, FRÜHAUF 1990a, HEINRICH 1991, HUNGER 1994, KLEBER 2004b, KLEBER ET AL. 1998, KLEBER & MAILÄNDER 2000, KÖSEL 1996, LORZ 2008b, NEUMEISTER 1966, RAAB, LEOPOLD & VÖLKELE 2007, SABEL 1989, SAUER 2002, SAUER & FELIX-HENNINGSSEN 2006, SAUER, SCHOLTEN & FELIX-HENNINGSSEN 2001, SCHALLER ET AL. 2002, SCHOLTEN 2003, SCHOLTEN ET AL. 1999, SCHÖNHALS 1974, SEEGER ET AL. 1989, SEMMEL 1991, 1993, 1994b, 1996, SPIES 1991, STAHR 1979, STÜCKRAD, SABEL & WILCKE 2008, THALHEIM 1994, TILCH, UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 2002, VEIT, MAILÄNDER & VONLANTHEN 2002, VÖLKELE ET AL. 2002, VÖLKELE, ZEPP & KLEBER 2002

### ***Bodengenetische Fragen bezüglich periglaziärer Lagen***

BARGON ET AL. 1971, BETZER 1993, BIBUS 1986, DAMBECK 1999, DAMBECK, MÜLLER & STEPIEN 2007, EBERLE 1998, EMMERICH 1994, FELIX-HENNINGSSEN 1991, FELIX-HENNINGSSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991, FRÜHAUF 1983, HEINRICH 1989a, 1989b, KLEBER 1991, 1992, 1997, KLEBER & VÖLKELE 2006, LEOPOLD ET AL. 2008, LORZ 2008b, LORZ & PHILLIPS 2006, MAILÄNDER & VEIT 2001, PFEIFFER 2002, PLASS 1966, 1968, 1980, 1981, RAAB & VÖLKELE 2002, SALY 1972, SCHALLER ET AL. 2002, SEMMEL 1964, 1966b, 1967, 1968, 1974, 1975, 1976, 1994a, 1996, 1998a, 1998b, 2000, 2001, 2008, SEMMEL & PLASS 1965, THIEMEYER ET AL. 2005, VEIT, MAILÄNDER & VONLANTHEN 2002, VÖLKELE 1991, 1993, 1995b

## 2.2 Oberflächennaher Untergrund und Böden des hessischen Spessarts

Untersuchungen zum oberflächennahen Untergrund und den Böden im hessischen Teil des Spessarts sind sehr rar. Bis auf einen Überblicksaufsatz über die Substrate und die in ihnen entwickelten Böden von SABEL (1996) und den Aufnahmen der periglaziären Lagen und Bodeneigenschaften in drei Untersuchungsgebieten des hessischen Spessarts durch HEINRICH (1989a) im Zuge der Überprüfung luftbildtektonisch kartierter Gefügespuren fehlen systematische Untersuchungen. Dies liegt nicht zuletzt an der Grenzlage des Gebirges im Bundesland Hessen. Flächenhafte Daten liegen nur in Form der „Bodenkarte von Hessen“ im Maßstab 1:50.000 vor. Deren Übertragbarkeit auf andere Maßstabsebenen ist allerdings sehr eingeschränkt. Forstwirtschaftlich orientierte Bodeninformationen, z.B. zum Nährstoff- und Wasserhaushalt, sind in den Forstämtern vorhanden, enthalten aber nur wenige boden- und substratgenetische Angaben.



**Abb. 2.1:** Gliederung des oberflächennahen Untergrundes im Buntsandsteinspessart (BIBELRIETHER & SPERBER 1958)

Die Datenlage im bayerischen Teil des Gebirges ist etwas besser: Neben einigen Bodenkarten im Maßstab 1:25.000 mit Erläuterungen gibt es hier vereinzelte Abhandlungen, die den Aufbau des oberflächennahen Untergrundes und die Bodeneigenschaften näher beleuchten (BIBELRIETHER & SPERBER 1958, JUNG 2004b, 2006, SEMMEL 2008, WITTMANN 1965). Während bodenkundliche Lehrbücher bis heute auch für die deutschen Mittelgebirge die Entwicklung von Böden durch Verwitterung aus dem anstehenden Festgestein propagieren, erkannten BIBELRIETHER & SPERBER bereits 1958 die Bedeutung der Hangschuttdecken für die Genese der rezenten Böden. Die dabei entwickelte

Gliederung in „verlagerten Staublehm“, „Fließerde“, „Fließletten“ und „Fließerde-Hangschutt“ (vgl. Abb. 2.1) ist auch heute mit der Gliederung nach AD-HOC-AG BODEN (2005) vergleichbar und lässt sich recht gut parallelisieren. Der Staublehm als äolisch beeinflusstes Material findet seine Entsprechung in der Hauptlage, während Fließerde, Fließletten und Fließerde-Hangschutt zweifellos verschiedene Basislagen repräsentieren (vgl. dazu auch SEMMEL 2008).

Die geologische Gliederung des Spessarts in den kristallinen Vorspessart und den Buntsandstein-Hochspessart spiegelt sich im Aufbau des oberflächennahen Untergrundes wider. Der Rand des Vorspessarts und sein Vorland sind weitflächig durch mächtige

Löss-/Lösslehmschichten bedeckt. Die darin entwickelten Parabraunerden waren aufgrund ihres günstigen Wasser- und Nährstoffhaushaltes von je her bevorzugte Ackerstandorte. Dies äußert sich bis heute in der ackerbaulichen Nutzung, aber auch durch erodierte Böden. Die korrelativen Sedimente der Bodenerosion finden sich in den hangabwärtigen Bereichen als Kolluvien bzw. liegen als Auenlehme in den Tälern (SABEL 1996). Im größten Teil des kristallinen Spessarts wird der oberflächennahe Untergrund durch periglaziäre Lagen gebildet. Am weitesten verbreitet, besonders im inneren kristallinen Spessart und auf den konkaven Oberhängen, sind zweischichtige Braunerden aus Hauptlage über Basislage. Die Hauptlagen weisen immer einen äolisch eingebrachten Lösslehmanteil und Minerale des Laacher See-Tuffs auf, während die Basislagen aus den aufgearbeiteten anstehenden Gesteinen bestehen und teilweise auch noch Reste tertiärer Verwitterung (Saprolit, Grus) beinhalten, die Stauvernässung fördern (SABEL 1996, SEMMEL 2008). Der recht hohe Lösslehmanteil begünstigte auch hier die ackerbauliche Nutzung, in deren Folge die Hauptlage häufig sehr starken Erosionsprozessen ausgesetzt war. Die Verkürzung der Profile reicht bis zum Totalverlust der Hauptlage, so dass an diesen Standorten heute erosionsbedingt Regosole auftreten. Gebiete mit sehr lösslehmarmen Hauptlagen aus sandigem Material quarzitischer Prägung (z.B. Quarzitzüge der Geiselbach-Formation) neigen auch zur Podsolierung. Dreischichtprofile aus Haupt- über Mittel- über Basislage sind in den Randgebieten des Vorspessarts weit verbreitet. Besonders die konkaven Mittel- und Unterhänge tragen die in ihnen entwickelten Parabraunerden. Die dichtgelagerte Mittellage ist häufig Ursache stauwasserbedingter Vernässung der Profile, die Pseudoverleyungserscheinungen verursacht (SABEL 1996). Im inneren Vorspessart kommen dreischichtige Böden aufgrund geringerer Löss(lehm)anteile im oberflächennahen Untergrund nur in leeseitigen Hangkonkavitäten oder asymmetrischen Dellen und Tälchen vor (SABEL 1996, SEMMEL 2008).

Der Fuß der Buntsandsteinschichtstufe wird durch Sedimente des Zechsteins gebildet. Auf Standorten mit dolomitischen Gesteinen im Untergrund, die allerdings nur eine geringe Verbreitung besitzen, finden sich Rendzinen (SABEL 1996). Gebiete mit Bröckelschiefer als geologisches Ausgangsmaterial der Lagenbildung erreichen weitaus größere Flächenanteile als die dolomitischen Standorte. Vorherrschende Bodentypen sind dort Braunerden und Parabraunerden mit guter Basenversorgung und hoher Feldkapazität (SABEL 1996). Die aufgrund der geringen morphologischen Härte des Gesteins meist flachen Unterhänge aus Bröckelschiefermaterial haben dabei in der Regel größere Lösslehmanteile in ihren periglaziären Lagen als die anschließenden, steilen Mittel- und Oberhänge aus Unterem Buntsandstein. Diese tragen meist saure Braunerden mit initialer Podsolierung, die zum Teil durch intensive mittelalterliche und frühneuzeitliche Nutzung bis zum Podsol degradiert sind. Besonders die lösslehmarmen Substrate der Stufenstirn weisen eine hohe Podsolierungstendenz auf (SABEL 1996). Die periglaziären Lagen mit Schutten des Unteren Buntsandsteins ziehen häufig weit über die Grenze zum anstehenden Bröckelschiefer hinweg und werden erst nach und nach durch das Zechsteinmaterial verdünnt (JUNG 2006, SABEL 1996).

Die weiteste Verbreitung im Buntsandsteinspessart haben zweischichtige Braunerden aus Hauptlage über Basislage. Dreischichtböden (Parabraunerden aus Hauptlage über Mittellage über Basislage) sind im Hochspessart nur selten anzutreffen. Sie finden sich in der Regel in Arealen mit nur sehr geringer Ausdehnung, z.B. an einigen konkaven Unterhängen oder in

leeseitiger Exposition von Dellen oder Dellentälchen (HEINRICH 1989a, JUNG 2004b, SEMMEL 2008). Begründet wird dies durch geringe Erhaltung von Lösslehmsedimenten bedingt durch die starke Zertalung des Spessarts und wirksame Ausräumungsprozesse während des Würmglazials (SEMMEL 2008).

Bei den Basislagen in den Buntsandsteingebieten handelt es sich meist um mehrschichtige Komplexe unterschiedlicher Substratzusammensetzung und Lagerungsdichte (BIBELRIETHER & SPERBER 1958, SEMMEL 2008). Stellenweise ist auch saprolitisiertes Material tertiären Alters in die Basislage eingemischt und verursacht besonders in flachen Reliefpositionen eine Stauvernässung der Böden (JUNG 2004b). Auch Basislagen aus tonigen Buntsandstein-Straten und/oder sehr dicht gelagertes Material tragen häufig zur Pseudovergleyung der Braunerden bei (BIBELRIETHER & SPERBER 1958, HEINRICH 1989a, SABEL 1996). Die Hauptlage enthält, oft expositionsbedingt verschieden, immer einen meist deutlich wahrnehmbaren Anteil äolischen Materials (Lösslehm, Laacher See-Tuff). In der Regel sind darin Bv- oder über wasserstauer Basislage Sw-Horizonte entwickelt. Feinmaterialarme Hauptlagen neigen zur Podsolierung (HEINRICH 1989a). In weiten Teilen des Spessarts ist die Hauptlage durch menschliche Aktivitäten, besonders in der Vergangenheit, stark überprägt worden. Oft finden sich erodierte Standorte bis hin zum erosiven Totalverlust der Hauptlage, auch kolluviale Überdeckungen treten häufig auf (HEINRICH 1989a, JUNG 2004b).

Außerdem sind die Böden, besonders im Nordspessart, wo die anthropogene Aktivität durch Glashüttenindustrie, Kahlschlagwirtschaft, Streunutzung und Gräserei sehr intensiv war, häufig degradiert (BIBELRIETHER & SPERBER 1958). Schwach bis mäßig podsolierte Braunerden kommen oft in räumlich enger Vergesellschaftung mit stark podsolierten Böden vor. Nach WITTMANN (1965) ist das Vorkommen von Podsolen an bestimmte feinmaterialarme Schichten der Buntsandsteinsedimente gebunden, andere Autoren (BIBELRIETHER & SPERBER 1958, HEINRICH 1989a, JUNG 2004b, SABEL 1996) sehen den Einfluss menschlichen Wirkens und die gebietsweise geringen Gehalte äolischen Materials eher als für die Podsolierung ursächlich an. SEMMEL (2008) beschreibt aus den Hochlagen im zentralen Spessart eine Schicht im Hangenden der Hauptlage, die sich durch grobsteinigen Schutt und extrem geringe Schluffgehalte auszeichnet, und als Oberlage (i.S.v. AD-HOC-AG BODEN 2005) anzusehen ist. In dieser Schicht ist ein heller Eluvialhorizont ausgebildet. Die im Liegenden folgende Hauptlage ist durch die Überwanderung in ihrer Mächtigkeit reduziert. In ihr ist ein Bh-Horizont ausgebildet. Da keine Anzeichen für eine frühere Ackernutzung dieser Gebiete vorzufinden sind, schließt SEMMEL (2008) eine anthropogen bedingte Genese des Schuttes, wie sie aus z.B. aus dem benachbarten Odenwald beschrieben ist (EMMERICH 1994, FRIED 1984) aus und folgert, dass zumindest lokal eine natürlich entstandene Oberlage im Spessart vorkommt. Böden aus basaltisch geprägten periglaziären Lagen werden nur von SABEL (1996) beschrieben. Meist sind basenreiche Braunerden aus Hauptlage über Basislage in ihnen entwickelt. Wo tertiäre Sedimente im Untergrund vorhanden sind, treten häufig auch Pseudovergleyungserscheinungen auf.

## 2.3 Bioturbation

Der Einfluss biomechanischer Prozesse auf Böden und Sedimente ist zwar seit langem bekannt und auch schon Ende des 19. Jh. durch Darwin wissenschaftlich dokumentiert (DARWIN 1881), dennoch wurden bioturbate Prozesse in der Folge fast ausschließlich in den Tropen als bedeutender Faktor für die Entstehung und Überprägung von Sedimenten systematisch weiter erforscht (vgl. RUSSOW & HEINRICH 2001).

Bei Untersuchungen in Mitteleuropa wird der bodenbildende Faktor Bios, i.S.v. mechanischer Beeinflussung der Bodenbildung durch Tiere und Vegetation häufig vernachlässigt oder weitestgehend ignoriert. Zwar gibt es Untersuchungen im forst- und landwirtschaftlichen Bereich, die sich mit Windwurf oder Makroporenbildung befassen (z.B. ERNST ET AL. 2009, HEINONEN ET AL. 2009, LANGMAACK ET AL. 2002, MILLERET ET AL. 2009, MOORE 2000, NITZSCHE 2003, QUINE & GARDINER 2007) und die Auswirkungen auf den Boden als land- oder forstwirtschaftlichen Produktionsstandort betrachten, wobei die boden- oder sedimentgenetischen Konsequenzen in der Regel außen vor bleiben.

In den letzten Jahren hat die Beachtung biomechanischer Prozesse bei der Bearbeitung bodenkundlicher, bodengeographischer und archäologischer Fragestellungen vor allem unter angloamerikanischen Forschern an Bedeutung gewonnen. Die Zone der biomechanisch beeinflussten Sedimente wird meist als „biomantle“ bezeichnet. Da eine deutsche Entsprechung bisher fehlt, sei hier auf die Definition von JOHNSON (1990: 85) verwiesen:

*„A biomantle is a differentiated zone in the upper part of soils produced largely by bioturbation, but often aided by subsidiary processes.“*

Weiterhin wird eine Unterscheidung in „faunalmantle“ und „floralmantle“ getroffen, die ein-, zwei- oder mehrschichtig sein können, je nachdem, ob hauptsächlich Tiere (Faunalturbation) oder Pflanzen (Floralturbation) für die Bildung verantwortlich zeichnen. Auch komplexe „biomantle“-Strukturen, an deren Entstehung sowohl Faunal- als auch Floralturbation beteiligt sind, werden in der Definition beschrieben (ebd.).

Einige Jahre später ersetzen JOHNSON, DORMIER & JOHNSON (2005: 19) den Begriff „bioturbation“ in der Definition durch „biodynamic“, um neben der reinen Durchmischung auch andere biologisch produzierte und vermittelte Prozesse (z.B. biosynthetisch-metabolische Produktionen und Transformationen) einzuschließen. In der vorliegenden Arbeit sollen die biochemischen Prozesse und Effekte bei der Betrachtung des „biomantle“ ausgeklammert werden, so dass die ältere Definition die Kerngedanken besser ausdrückt.

Die biomechanischen Prozesse und ihre Wirkungen auf Boden-Sediment-Komplexe sind sehr vielfältig, deswegen ist zunächst eine Differenzierung von Faunal- und Floralturbation sinnvoll, da ihre Effekte durchaus größere Unterschiede aufweisen.



### **Faunalturbation**

Die biomechanische Wirkung von Tieren auf Böden ist sehr vielfältig und reicht weit über die bloße Durchmischung hinaus: Zuerst zu nennen, da leicht wahrnehmbar, wäre sicherlich das Aufhäufen von Bodenmaterial an der Geländeoberfläche. Zwar gibt es in Mitteleuropa keine so großen Gebilde wie die Termitenhügel der niederen Breiten, aber Aufhäufungen von Maulwürfen und Ameisen sind auch in unseren Breiten bekannte Phänomene. HOLE (1981) beschreibt sogar Hügel von Regenwürmern, die sich deutlich über 5 cm über das umgebende Gelände erheben. Die Aufhäufungen führen zum einen zu Auflockerungen des Untergrundes, da Material an die Oberfläche verlagert wird und Hohlräume zurückbleiben, zum anderen kann das meist lockere Material an der Oberfläche leicht abgetragen (Abspülung, Verwehung) und umgelagert werden. Tiere können somit Translokationsprozesse befördern.

Allgemein bekannt ist auch, dass Tiere durch die Einmischung und Zersetzung von organischem Material für die Bildung von Humusform und Ah-Horizonten verantwortlich sind und somit ganz direkt an der Bodenbildung teilhaben. Durch „Umpflügen“ der oberen Zentimeter des Bodens, wie es zum Beispiel durch Wildschweine verursacht wird, oder der Verdichtung des Oberflächenmaterials durch permanente Begehung (z.B. bevorzugte Wege des Wildes) können Tiere auch eine wichtige Steuergröße für die Infiltration des Wassers bzw. möglichen Oberflächenabfluss sein.

In diesem Zusammenhang ist auch die gefügeprägende Wirkung faunaler Turbation zu nennen. Wühlende Tiere schaffen durch Verdrängung und Inkorporation Hohlräume und verändern dabei die Gefügemerkmale des Bodens. So werden einige Aggregate zerstört und andere neu aufgebaut, z.B. durch verkittende Substanzen (Darmassage, Schleimstoffe usw., vgl. BROWN ET AL. 2003, MEYSMAN, MIDDELBURG & HEIP 2006). Diese Hohlraumbildung schafft Wege für Wasser, was Verlagerungsprozesse wie Lessivierung und Podsolierung begünstigt und ist außerdem bedeutend für den Bodenlufthaushalt (vgl. auch GABET, REICHMAN & SEABLOOM 2003). Durchmischung des Boden- bzw. Sedimentmaterials kann Ursache einer textuellen Differenzierung sein („texture contrast soils“ vgl. PHILLIPS 2007, WILKINSON, RICHARDS & HUMPHREYS 2009). Besonders deutlich wird das bei der Entstehung so genannter Steinsohlen: Elemente des Bodenskelettanteils, die zu groß oder zu schwer für eine Verlagerung oder Inkorporation durch Tiere sind, sammeln sich an der Untergrenze des permanent durchmischten Materials an, während kleinere, leichtere Bestandteile immer wieder auch entgegen der Schwerkraft in Richtung Geländeoberfläche bewegt werden (JOHNSON 2002, PHILLIPS ET AL. 2005).

Das Verständnis solcher Vorgänge kann auch anderen Forschungsgebieten, wie z.B. der Archäologie nutzen, denn größere und schwerere Artefakte reichern sich häufig, ähnlich wie grobe Skelettkomponenten, im Bereich solcher Steinsohlen an (BALEK 2002, PEACOCK & FANT 2002, VAN NEST 2002). Ein anderes Beispiel für faunale Materialumlagerung im Boden ist das Einbringen horizont- oder schichtfremden Materials in einen anderen Horizont bzw. eine andere Schicht. Beispiele dafür sind Krotowinen, wie sie in Schwarzerdeprofilen häufig vorzufinden sind oder das Einmischen von Laacher See-Tuff-Mineralen aus der Hauptlage in liegende Schichten durch Regenwürmer oder andere bodenwühlende Tiere (vgl. SABEL 1983).

### **Floralturbation**

Auch Pflanzen erzielen eine biomechanische Wirkung auf den Untergrund in dem sie verankert sind. Insbesondere trifft das natürlich auf Bäume zu, da sie größere Bereiche durchwurzeln als kleinere Pflanzen.

Pflanzen fördern aktiv die Verwitterung. Das trifft nicht nur auf chemische, durch Wurzelsäuren verursachte Prozesse zu, sondern auch auf die biologisch-physikalische Verwitterung in Form von Wachstumsdruck, den Wurzeln ausüben, wenn sie auch in sehr kleine Spalten in Gesteinsverbände eindringen und den Verband lockern (GABET ET AL. 2003, PHILLIPS ET AL. 2005). In Lockersedimenten und Böden sind die Drücke, die Pflanzen für die Materialverdrängung aufbringen müssen wesentlich geringer, und auch größere Steine werden angehoben und verlagert. Trotzdem können Steinsohlen oder dichte Horizonte auch Wurzelbarrieren darstellen, die nur schwer zu durchdringen sind und die Richtung des Wurzelwachstums verändern (vgl. HEINRICH 1991, PHILLIPS & MARION 2004).

Die Durchwurzelung lockert den Boden durch Materialverdrängung und schafft größere Hohlräume und Makroporen, besonders wenn die Wurzeln nach dem Absterben zersetzt werden. Die wurzelbedingten Hohlräume sind, wie auch die durch Faunalturbation verursachten Höhlungen, bevorzugte Wasser- und Luftleitbahnen, die Material- und Stoffverlagerung in die Tiefe begünstigen, den Oberflächenabfluss und somit auch die Erosion verringern. Weitere Hohlräume, die sogar bis zur Oberfläche reichen, entstehen, wenn Bäume verrotten und an Stelle des Stumpfes eine Vertiefung zurückbleibt. Diese kleinen Depressionen werden im Laufe der Zeit wieder gefüllt. Zunächst mit leicht verlagerbarem Material wie dem jährlichen Bestandsabfall der umstehenden Bäume, später durch das Einbrechen der Wände des Loches oder auch durch eingeschwemmtes bzw. eingewehtes Material (PHILLIPS & MARION 2004). Bäume bewegen Skelettmaterial durch Wurzelwachstum. Die primäre Verlagerungsrichtung (eher vertikal oder horizontal) ist dabei baumartenabhängig (PHILLIPS & MARION 2006). Die Verdrängung der Grobkomponenten bereitet ein leichter durchwurzelbares Substrat für das Wachstum eines neuen Baumes nach dem Absterben seines Vorgängers. Die Wahrscheinlichkeit, dass ein Baum an dem Standort eines bereits abgestorbenen und zersetzten Baumes wächst, ist größer als die an einem beliebigen anderen Standort (PHILLIPS & MARION 2004, 2005, 2006).

Andere wichtige Einflüsse von Pflanzen, die das durchwurzelte Substrat betreffen, sind Setzungs- und damit Verdichtungsprozesse des Materials durch Wasserentzug und die windbedingten Bewegungen, die über Wurzeln auf den Untergrund übertragen werden (SCHAETZL ET AL. 1989).

Der am häufigsten in der Literatur behandelte Floralturbationsprozess ist der Windwurf und seine Folgen (vgl. auch ULANOVA 2000). Windwürfe bedingen vielfältige Veränderungen des Waldökosystems: Durch die entstehende Lücke im Kronendach gelangen z.B. mehr Licht und Wasser auf den Boden, was das Wachstum von Pflanzen der Krautschicht begünstigt und eine neue Sukzessionsphase in Gang setzt, wenn von forstlicher Seite nicht korrigierend eingegriffen wird. Der Wasserverbrauch der Sekundärvegetation ist dabei deutlich geringer als der des geworfenen Baumes, so dass auch der Bodenwasserhaushalt Änderungen unterliegt. Das ursprüngliche Relief wird gestört und es bildet sich meist ein typisches pit-mound-microrelief (übersetzt nach RUSSOW & HEINRICH 2001:45: „Mulden-Hügel-Mikro-

relief“) aus. Durch herausgerissene Wurzeln und Bodenmaterial wird der Untergrund gelockert, durchmischt und eine muldenförmige Vertiefung bleibt zurück. Die Mulde wird mit zurückfallendem und eingeschwemmtem Material zum Teil wieder verfüllt. Dauerhaft am Wurzelteller haftende Bodenbestandteile bilden nach dessen Zersetzung einen kleinen Hügel. Da im Laufe der Zeit in erster Linie das Feinmaterial des Hügels abgetragen wird, bleiben größere Skelettanteile zurück und es kann ein Steinpflaster an der Geländeoberfläche entstehen (JOHNSON 1990, SMALL, SCHAETZL & BRIXIE 1990). So lange aber das Mulden-Hügel-Mikrorelief Bestand hat, wirkt es sich deutlich auf den Wasserhaushalt aus und nimmt damit Einfluss auf die Bodenentwicklung: Niederschlagswasser infiltriert häufig nicht in die Hügel sondern fließt oberflächlich ab, was zum einen zum Abtrag der Erhebung beiträgt und zum anderen Bodenbildungsprozesse, wie die Verlagerung von Humus, Sequioxiden und Ton verringert, da Wasser als Transportmedium nicht zur Verfügung steht. Bodenprofile in Hügeln sind damit deutlich schwächer entwickelt als in Mulden, da sich dort mehr Wasser und Bestandsabfall sammelt und damit Verlagerungsprozesse begünstigt (SCHAETZL 1990, VENEMAN, JACKE & BONDINE 1984). Als Folge treten unter den Mulden lateral eng begrenzte Podsolprofile, so genannte „basket podzols“ oder mächtige zungenförmige Eluvialhorizonte auf (PHILLIPS & MARION 2004, 2005, SCHAETZL 1990). BORMANN ET AL. (1995) beschreiben eine besonders schnelle Bodenbildung in durch Windwurf völlig homogenisiertem Material, gehen aber nicht darauf ein, dass zumindest ein Teil des Substrates vor der Turbation schon pedogenetisch vorgeprägt war und weitere Bodenbildungsprozesse dadurch beschleunigt werden. Wiederholte Windwurfereignisse über mehrere Baumgenerationen hinweg können zu einer extremen Durchmischung des Bodens führen, die SHALER (1898, zitiert in: VAN NEST 2002) „natural ploughing“ (natürliches Pflügen) nennt.

Spuren von Windwurfereignissen (z.B. Mulden-Hügel-Mikrorelief) sind in Mitteleuropa meist weniger häufig zu beobachten als in Nordamerika, wo die meisten Studien zu Bodenveränderungen durch Windwurf angesiedelt sind (z.B. BORMANN ET AL. 1995, JOHNSON 1990, PHILLIPS & MARION 2004, 2005, 2006, PHILLIPS, MARION & TURKINGTON 2008, SCHAETZL 1990, SMALL, SCHAETZL & BRIXIE 1990, VENEMAN, JACKE & BONDINE 1984). LANGOHR (1993) begründet das mit der menschlichen Aktivität im Sinne einer Überformung der Natur- zur Kulturlandschaft. Tatsächlich finden sich in Europa nur sehr wenige, vom Menschen unbeeinflusste Wälder. In der Regel handelt es sich um künstliche Forsten, die starken Regulierungen unterliegen, so auch im hessischen Spessart. Nach Windwurfereignissen, die aufgrund der Forststrukturen meist größere Flächen betreffen, wird das Gelände in der Regel durchforstet. Dabei werden umgeworfene Bäume geerntet, das Mulden-Hügel-Relief meist etwas eingeebnet und neue Bäume gepflanzt. Störungen, wie Durchmischungen der natürlichen Bodenprofile bleiben dabei erhalten, sind aber häufig nur sehr schwer erkennbar (vgl. auch LANGOHR 1993).

Die Ergebnisse der bisher benannten Studien zur Bioturbation sind nicht ohne Einschränkungen auf das Untersuchungsgebiet im hessischen Spessart übertragbar. Die Autoren beschreiben Entwicklungen und Störungen so genannter „Verwitterungsböden“, also Profile, die durch in situ Verwitterung anstehender Gesteine entstanden sind. Die Böden zentral-europäischer Mittelgebirge haben sich dagegen in Sedimentdecken entwickelt, die durch periglaziäre Prozesse entstanden sind und neben in situ anstehenden Gesteinen auch aus

hangaufwärts vorkommendem Material sowie äolisch eingetragenen Fremdkomponenten bestehen. Diese periglaziären Lagen haben großen Einfluss auf die jeweilige Bodenentwicklung. Studien zur Auswirkung bioturbater Prozesse auf diese Untergrundstruktur und Folgen für die Bodenbildung sind sehr rar (HEINRICH 1991, RUSSOW & HEINRICH 2001, SABEL 1983). Trotz der Vielzahl der Prozesse, durch die Fauna und Flora die Bodenbildung beeinflussen, wird der Faktor Bioturbation in der deutschen, profilgenetisch orientierten Bodenkunde bis heute kaum zur Kenntnis genommen und damit unterbewertet, deswegen sollen im Rahmen der vorliegenden Arbeit auch weiterführende Untersuchungen dazu erfolgen.

## 2.4 Mikromorphologie und periglaziäre Lagen

Bei der Erforschung der periglaziären Lagen wurden in den vergangenen Jahrzehnten die unterschiedlichsten Methoden eingesetzt, um ihre Genese und ihre Bedeutung als Ausgangssubstrat der Bodenbildung zu erfassen. Die Analysen reichen dabei auch bis auf die mikroskopische Maßstabsebene hinab, z.B. mineralogische Untersuchungen. Die Erfassung und Interpretation der verschiedenen Eigenschaften der Sedimente und Böden anhand von Gelände- und Labordaten macht bis heute das Wesentliche der bodenkundlichen Forschung aus, wobei nahezu alle Methoden das natürliche Bodengefüge stören oder gar zerstören. Kubiëna, der 1938 mit dem Werk „Micropedology“ das erste Lehrbuch zum Thema mikromorphologische Bodenuntersuchungen veröffentlichte, sieht in der Analyse und Interpretation von Bodendünnschliffen die ideale Ergänzung zur sonst üblichen Bestimmung sedimentologischer und pedologischer Merkmale:

*„Was die bodenkundliche Forschung nötig hat, ist lediglich die Ergänzung durch das, was die Merkmalsbestimmung nicht leisten konnte, für die Erfassung eines Bodens aber unerlässlich ist. [...] Die Zusammenfügung der Aufbauteile, deren Studium ihr Forschungsgegenstand ist, überläßt sie [die Mikromorphologie] der Natur. Sie zerstört nur, um das Wesen der Zusammengehörigkeit, das natürliche Gefüge, besser erfassen zu können.“ (KUBIËNA 1962:195)*

Seitdem hat sich die mikromorphologische Untersuchung von Böden zu einer wichtigen Methode entwickelt. Dass sie dennoch nicht als Standardmethode angewandt wird, ist wohl mit dem doch erheblichen Aufwand der Dünnschliffpräparation zu begründen. Neben der Untersuchung pedogenetischer Prozesse in rezenten Böden hat die Mikromorphologie vor allem für die Erforschung von Paläoböden (oft im Löss) große Bedeutung (z.B. BOENIGK, FRECHEN & SCHWEITZER 1999, BRONGER 1969/70, FEDOROFF & GOLDBERG 1982, KÜHN, TERHORST & OTTNER 2006, KEMP 1987, 1999, SCARCIGLIA, TERRIBILE & COLOMBO 2003, SMOLIKOVA 1967).

Veröffentlichungen zum Thema periglaziäre Lagen und Mikromorphologie sind dagegen sehr rar. Das liegt vor allem daran, dass das Konzept der periglaziären Lagen nur einem kleinen Teil der mikromorphologisch arbeitenden Bodenkundler/Bodengeographen bekannt ist oder von ihnen als allgemeingültig anerkannt wird. STEPHAN & BRIXY (1999) beschreiben vor allem die Materialzusammensetzung der periglaziären Lagen aus aufgearbeitetem Untergrundmaterial und äolischen Komponenten, den Porenraum sowie pedologische Eigenschaften der Böden im mikroskopischen Maßstab (z.B. Eisenanreicherungen, Toncutane). Die Untersuchungen von FELIX-HENNINGSEN, SPIES & ZAKOSEK (1991) zeigen ebenfalls, dass bei der Bildung der periglaziären Lagen Material aus dem Anstehenden (in diesem Fall Saprolith) aufgearbeitet und hangabwärts verlagert wird. Darüber hinaus werden neben rezenten Toneinspülungen in der Mittellage Fragmente dicker Tonbeläge gefunden, die die Autoren einer interglazialen Parabraunerdebildung zuordnen, wodurch sowohl Mittel- als auch Basislage als rißzeitliche Bildungen eingestuft werden (FELIX-HENNINGSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991). Weitere Beschreibungen mikromorphologischer Eigenschaften periglaziärer Lagen

finden sich bei LORZ (2008a): Der Fokus der Untersuchungen liegt dabei auf dem Nachweis pedogener Prozesse, vor allem verschiedener Tonverlagerungsphasen sowie Bioturbation und nur untergeordnet auf sedimentgenetischen Fragestellungen. Der überprägende Einfluss biogener Durchmischungsprozesse steht auch im Mittelpunkt der Dünnschliffanalysen von HÜLLE ET AL. (2009), die damit mögliche Ursachen für die Schwierigkeiten bei der Lumineszenzdatierung periglaziärer Lagen untersuchen. Alle diese Untersuchungen nutzen die Mikromorphologie als unterstützende Methode zur Beschreibung und Erläuterung von Prozessen, die die periglaziären Lagen überformen (pedogen, biogen, anthropogen). Sie enthalten keine systematischen Beschreibungen der mikromorphologischen Eigenschaften der Deckschichten und nur sehr wenige, interpretative Ableitungen sedimentgenetischer Informationen. Detaillierte und systematische mikromorphologische Analysen geschichteter Böden in Deutschland existieren nahezu ausschließlich zu lessivierten Bodenbildungen aus Decksand über Geschiebelehm bzw. Geschiebemergel im norddeutschen Jungmoränengebiet (KÜHN 2003a, 2003b, KÜHN & SCHRÖDER 2001, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, KÜHN ET AL. 2006). Die Substrate lassen sich den Perstruktionszonen nach KOPP (1970) zuordnen, die nach AD-HOC-AG BODEN (2005) mit den periglaziären Lagen aus den Mittelgebirgen zu parallelisieren sind. Die Arbeiten beschäftigen sich in erster Linie mit der Alterseinstufung der Lessivé-Genese der Böden. Dabei konnte die Entstehung verschiedener Generationen von Toneinspülungen näher beleuchtet und eine bereits im Spätglazial abgelaufene Tonverlagerung nachgewiesen werden (vgl. KÜHN 2003a, 2003b, KÜHN & SCHRÖDER 2001, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002). Außerdem finden sich detaillierte Beschreibungen der holozänen Pedogenese sowie zum substratüberformenden Prozess der Bioturbation (v.a. KÜHN 2003a). In den Auswertungen der Untersuchungen konnte ebenfalls die Substratprägung durch frostbedingte Prozesse unter periglazialen Klimabedingungen gezeigt werden: Neben makroskopischen Phänomenen wie Sandkeilen finden sich auch mikroskopisch Spuren der Sedimentprägung durch Frost und Frostwechsel, z.B. ein linsenförmig plattiges Mikrogefüge, Feinmaterialhauben auf Steinen und größeren Aggregaten, durch Frost fragmentierte Toneinspülungen usw. (vgl. KÜHN 2003a, 2003b, KÜHN & SCHRÖDER 2001, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002).

Das bei mikromorphologischen Analysen von Paläoböden und rezenten Böden wohl am häufigsten beschriebene Phänomen ist das Vorkommen von Tonanreicherungen. Neben den klassischen Ton- und Ton-Schluff-Einspülungen wird dabei auch die in situ Formation von Ton durch Verwitterungsprozesse und die Orientierung von Tonpartikeln, z.B. durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse thematisiert, die manchmal nicht leicht von eingeschlammtem Material zu unterscheiden sind (vgl. BAKKER, LOWE & JONGMANS 1996, JIM 1986, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, MERMUT & PAPE 1971, STEPHAN 2000). Tatsächliche Toneinspülungen werden anhand verschiedener Merkmale, z.B. Färbung, Eisengehalt, Reinheit bzw. kombinierte Ton-Schluff-Einspülungen, Laminierung usw., unterschiedlichen Einspülungsphasen zugeordnet (vgl. ALTEMÜLLER & BAILLY 1976, BRONGER 1969/70, FEIJTEL ET AL. 1988, KEMP, MCDANIEL & BUSACCA 1998, KOWALINSKI, PONS & SLAGER 1972, KÜHN 2003a, 2003b, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, KÜHN ET AL. 2006, LORZ 2008a, MIEDEMA, KOULECHOVA & GERASIMOVA 1999, SCARCIGLIA, TERRIBILE & COLOMBO 2003). Als weiteres Merkmal für mehrere Tonverlagerungsphasen gilt auch das nebeneinander Vorkommen

von Toncutanfragmenten und intakten Toneinspülungen, wobei die Fragmentierung der älteren Toncutane verschiedene Ursachen haben kann. So können die in der Regel fragilen Gebilde durch Bioturbation, Frosteinwirkung, Quellung und Schrumpfung sowie durch Materialumlagerung zerstört werden (vgl. CHARTRES 1980, DASOG, MERMUT & ACTON 1987, JONGMANS ET AL. 1991, KEMP 1987, 1999, KEMP & FAULKNER 1998, KÜHN 2003a, KÜHN, AGUILAR & MIEDEMA 2010, KÜHN & SCHRÖDER 2001, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, STEPHAN 1994, 2000). Neben der Tonverlagerung werden auch mikromorphologische Merkmale anderer Bodenbildungsvorgänge, wie z.B. Pseudovergleyung, Podsolierung und Verbraunung in der Literatur beschrieben (z.B. AROCENA, PAWLUK & DUDAS 1992, FEIJTEL ET AL. 1988, JONGMANS ET AL. 1991, KEMP, MCDANIEL & BUSACCA 1998, KÜHN 2003a, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, KÜHN ET AL. 2006, PHILLIPS & FITZPATRICK 1999, STEPHAN 1994). Über die mikromorphologische Charakteristik von Kolluvien ist nur sehr wenig bekannt. Das liegt vor allem an der unterschiedlichen Definition des deutschen Begriffs „Kolluvium“ als korrelates Sediment der durch menschlichen Eingriff ausgelösten Bodenerosion und des englischen Ausdrucks „colluvium“, der eher als Hangsediment (auch ohne anthropogene Prozesskomponente während seiner Formung) übersetzt werden muss (vgl. KLEBER 2006, LEOPOLD & VÖLKELE 2007). Da diese strikte Trennung meist nur von deutschen Wissenschaftlern vorgenommen wird, gibt es auch nur wenig mikromorphologische Untersuchungen zu Solumsedimenten. Als typische Merkmale werden die meist lockere Lagerung des Materials, Holzkohlegehalt, Gehalt anthropogener Bestandteile, abgerollte Aggregate von umgelagertem Bodenmaterial, Materialschichtungen und eine fleckige Erscheinung durch unterschiedliche Humusgehalte des verlagerten Materials genannt (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, KÜHN 2003a, KWAAD & MÜCHER 1977, POETSCH 2005, SEMMEL 1994a, 1996, 1998b, SEMMEL & POETSCH 1996, TINAPP 2002).

Der Nachweis periglaziärer Klima- und Formungsbedingungen in Sedimenten wird anhand verschiedener Merkmale, meist jedoch mit Hilfe von Merkmalskombinationen geführt. Die auftretenden Formen werden dabei sowohl für aktuelle als auch für fossile Periglazialgebiete als typisch beschrieben. Allerdings ist zu beachten, dass Sedimente, die heute an der Oberfläche oder nahe der Oberfläche vorkommen und in der Vergangenheit periglaziären Formungsbedingungen unterlegen haben, bis heute in ihrer Struktur und ihren Merkmalen bereits durch überformende Prozesse, z.B. Bioturbation, verändert sein können. Ebenso können frostbedingte Merkmale in Tiefen, die aktuell wiederholt von Frost betroffen sind, Kennzeichen rezenter Prozesse sein. Da in der Literatur meist viele verschiedene Merkmale beschrieben sind, werden die einzelnen Kennzeichen im Folgenden kurz erläutert und zur besseren Übersicht in der Tabelle 2.1 mit Quellenangaben belegt. Das wohl am häufigsten genannte Merkmal ist ein linsenförmig plattiges Mikrogefüge, das vor allem auf die Bildung von Eislinsen zurückzuführen ist. Als weiteres Kennzeichen werden oft Vesikel angeführt: Dabei handelt es sich um (nahezu) kreisrunde Hohlräume mit glatten Wänden, die entstehen, wenn Luft in Form von Blasen in einer durch Übersättigung mit Wasser zusammenbrechenden Gefügestruktur gefangen wird. Allerdings ist das Vorkommen der Vesikel auch unter anderen klimatischen Bedingungen beschrieben, da die Ursache der Wasserübersättigung nicht zwingend frostbedingt ist. Deswegen kann das Auftreten von Vesikeln allein keine Frostbeeinflussung des Materials belegen. Weiterhin werden oft eine gebänderte Matrix, als

Erbe des Segregationseises und Feinmaterialkappen auf Steinen oder größeren Aggregaten beschrieben. Diese Kappen können durch kryoturbate und solifluidale Prozesse, bei denen der Stein oder das Aggregat verlagert wird, auch auf verschiedenen Seiten vorgefunden werden oder sogar Hüllen bilden. Primär kommt allerdings die Anreicherung als Kappe auf dem jeweiligen Stein oder Aggregat vor. Analog zu makroskopischen Befunden von steilgestellten Skelettanteilen in frostbeeinflussten Substraten kommen auch im Dünnschliff vertikale Körner oder kleinere Steine vor, die meist einen Hohlraum an ihrer Unterseite aufweisen. Sie sind durch Auffrierungsprozesse aufgerichtet worden. Eine Einregelung grober Klasten in Bewegungsrichtung und auch durch Solifluktionsprozesse transportierte, abgerollte Aggregate wurden beschrieben. Ebenso sind die frostbedingte Zerstörungen von Toneinspülungen und Gesteinsfragmenten sowie Materialkompaktierungen belegt.

Tab. 2.1: Mikromorphologische Kennzeichen frostbedingter Substratüberprägung

Merkmal	Quelle
linsenförmiges, plattiges Mikrogefüge	BERTRAN 1993, BERTRAN & TEXIER 1999, DILLON & SORENSON 2007, FITZPATRICK 1956, HARRIS 1998, KEMP 1999, KÜHN 2003a, 2003b, KÜHN ET AL. 2006, LORZ 2008A, MIEDEMA, KOULECHOVA & GERASIMOVA 1999, ROMANS, ROBERTSON & DENT 1980, SANBORN ET AL. 2006, SVEISTRUP ET AL. 2005, TODISCO & BHIRY 2008, VAN VLIET & LANGOHR 1981, VAN VLIET-LANOË 1998, VAN VLIET-LANOË, COUTARD & PISSART 1984, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004
Vesikel	BERTRAN 1993, BERTRAN & TEXIER 1999, BUNTING 1983, DILLON & SORENSON 2007, FITZPATRICK 1956, HARRIS & ELLIS 1980, KÜHN ET AL. 2006, ROMANS, ROBERTSON & DENT 1980, SCARCIGLIA, TERRIBILE & COLOMBO 2003, TODISCO & BHIRY 2008, VAN VLIET & LANGOHR 1981, VAN VLIET-LANOË, COUTARD & PISSART 1984, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004
gebänderte Matrix	BUNTING 1983, ELLIOT 1996, HARRIS & ELLIS 1980, KEMP 1999, KEMP & FAULKNER 1998, KÜHN & SCHRÖDER 2001, SANBORN ET AL. 2006, SVEISTRUP ET AL. 2005, TODISCO & BHIRY 2008, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004
Feinmaterialkappen und -hüllen	BERTRAN 1993, BERTRAN & TEXIER 1999, ELLIOT 1996, FITZPATRICK 1956, HARRIS 1998, HARRIS & ELLIS 1980, KÜHN 2003a, KÜHN & SCHRÖDER 2001, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, SANBORN ET AL. 2006, SCARCIGLIA, TERRIBILE & COLOMBO 2003, TARNOCAI & SMITH 1989, TODISCO & BHIRY 2008, VAN VLIET & LANGOHR 1981, VAN VLIET-LANOË, COUTARD & PISSART 1984, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004
steilgestellte Steine	VAN VLIET-LANOË, COUTARD & PISSART 1984, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004
eingeregelte Klasten	BERTRAN 1993, BERTRAN & TEXIER 1999, HARRIS 1998
transportierte, abgerollte Aggregate	BERTRAN & TEXIER 1999, TODISCO & BHIRY 2008, VAN VLIET-LANOË 1998, VAN VLIET-LANOË, COUTARD & PISSART 1984
zerstörte Toncutane und Steine	KEMP 1999, KÜHN 2003a, KÜHN & SCHRÖDER 2001, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, TARNOCAI & SMITH 1989, TODISCO & BHIRY 2008, VAN VLIET-LANOË 1998, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004
Materialkompaktierung	FEIJTEL ET AL. 1988, JONGMANS ET AL. 1991, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004



Auch die Wirkung der Bioturbation lässt sich mit Hilfe mikromorphologischer Untersuchungen nachweisen. In erster Linie wird das Substrat durch bodenwühlende Tiere, aber auch durch die materialverdrängende Wirkung der Durchwurzelung aufgelockert. Dabei wird der Porenraum des Bodens verändert, es entstehen Bioporen, z.B. Gänge und Wurzelbahnen, die bei intensiven Prozessen ein typisch schwammiges Mikrogefüge bilden (BINET & CURMI 1992, JONGMANS ET AL. 1991, KEMP, MCDANIEL & BUSACA 1998, KOWALINSKI, PONS & SLAGER 1972, KÜHN 2003a, LORZ 2008a, PEREIRA & FITZPATRICK 1995, STEPHAN & BRIXY 1999), das auch teilweise als „biofabric“ i.S.v. JOHNSON, DOMIER & JOHNSON (2005) bezeichnet wird. BABEL (1968/69) unterscheidet sogar drei Typen von Enchyträen-Lösungsgefüge in Lössböden. Die gefügeprägende Wirkung, die bis hin zur vollständigen Zerstörung früherer Gefügemerkmale führen kann, nimmt mit der Intensität der Bioturbation in zunehmender Profiltiefe ab (vgl. auch ALTEMÜLLER & BAILLY 1976, BAKKER, LOWE & JONGMANS 1996). Durch die Durchmischungsprozesse wird organische Substanz in den Mineralboden eingebracht und es kommt zu einer Homogenisierung unterschiedlicher Materialien oder z.B. zur Zerstörung von Toncutanen (CHARTRES 1980, KÜHN 2003a, KÜHN, JANETZKO & SCHRÖDER 2002, LORZ 2008a, MACPHAIL & GOLDBERG 1988, THOMPSON, FEDOROFF & FOURNIER 1990). Die Durchwurzelung führt nicht nur zur Auflockerung oder Verdrängung des Substrates, sondern bewirkt, wenn sie abstirbt und zersetzt wird, auch eine Humusanreicherung bis in größere Profiltiefen (ALTEMÜLLER 1990, PHILLIPS & FITZPATRICK 1999, STEPHAN 1994). Außerdem kann Material entlang der Wurzelbahnen verspült werden (HÜLLE ET AL. 2009). Bodenhorizonte mit viel organischer Substanz und hoher biologischer Aktivität sind aufgrund von Kornüberzügen aus Oxiden und organischen Komplexen häufig dunkler gefärbt als reine Mineralbodenhorizonte (PHILLIPS & FITZPATRICK 1999). In den Dünnschliffen finden sich häufig Exkremete bodenlebender Tiere sowie mykorrhizierte Wurzeln und Sklerotien als deren Überdauerungsstadien (AROCENA, PAWLUK & DUDAS 1992, BAKKER, LOWE & JONGMANS 1996, KEMP, MCDANIEL & BUSACA 1998, KOWALINSKI, PONS & SLAGER 1972, PEREIRA & FITZPATRICK 1995, PHILLIPS & FITZPATRICK 1999, THOMPSON, FEDOROFF & FOURNIER 1990, TODISCO & BHIRY 2008). JONGMANS ET AL. (1997) konnten bei ihren Untersuchungen von Mykorrhizapilzen nachweisen, dass diese sogar aktiv zur chemischen Verwitterung beitragen.

Im Themenbereich der Gliederung des oberflächennahen Untergrundes fehlen bisher noch systematische, mikromorphologische Untersuchungen zu den periglaziären Lagen der Mittelgebirge, insbesondere in Hinblick auf substratgenetische Fragen und hinsichtlich des Einflusses der Deckschichten auf die Pedogenese.

## 3 Methoden

### 3.1 Geländearbeiten

Die erste Charakterisierung der ausgewählten Untersuchungsgebiete im hessischen Teil des Spessarts erfolgte durch umfangreiche Geländebegehungen. Dabei wurden Eindrücke zu den Reliefverhältnissen, Spuren früherer Nutzung, auffällige Wechsel der Vegetation und im Lesesteinbestand sowie zu den Untergrundverhältnissen (Wegrandanschnitte der Hänge, Windwürfe, einzelne Bohrungen) gewonnen. Anschließend wurden der oberflächennahe Untergrund und die Böden mit Hilfe von zahlreichen Bohrungen, mittels Pürckhauer-Bohrstock, durch relieforientierte Rasterkartierungen bzw. Bohrungen nach dem Catena-Prinzip erfasst, wobei darauf geachtet wurde, dass alle wichtigen Reliefeinheiten des jeweiligen Untersuchungsgebietes Berücksichtigung fanden. Aus den so gewonnenen Überblicksergebnissen wurden pro Untersuchungsgebiet ca. zehn Standorte ausgewählt, die durch ihren Profilaufbau als besonders typisch gelten können. An diesen Positionen wurden Profilgruben angelegt. Die Bodenprofile wurden im Gelände nach den Maßgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC-AG BODEN 2005) aufgenommen. Folgende Merkmale wurden erfasst: Skelettgehalt, Korngröße, Gefüge, Farbe, Durchwurzelung, Humusgehalt und Horizontierung. Besonderes Augenmerk lag außerdem auf dem Erkennen möglicher Schichtungsanzeichen, der Materialzusammensetzung sowie der Einregelung des Skeletts. Die Beprobung erfolgte horizontorientiert in Form von Mischproben sowie mit Hilfe von Aluminium-Schienen (5 x 8 cm bzw. 3 x 5 cm) als ungestörte, orientierte Proben für die mikromorphologischen Analysen. Die Entnahme der ungestörten Bodenproben war teilweise schwierig und musste bei einigen Horizonten aufgrund eines hohen Skelettgehaltes oder der Lagerungsdichte unterbleiben. Daher waren die Entnahmestellen oft nicht frei wählbar, soweit möglich wurden aber typische Horizontbereiche oder Schicht- bzw. Horizontübergänge beprobt. Von den näher charakterisierten Profilen wurden für jedes Untersuchungsgebiet typische ausgewählt und in der vorliegenden Arbeit genauer beschrieben.

### 3.2 Laboruntersuchungen

Folgende Analysen der Mischproben wurden nach Trocknung und Siebung an der Feinerdefraktion (<2 mm) durchgeführt:

**Bodenfarbe:** im trockenen und feuchten Zustand nach MUNSELL (2000)

**Korngrößenbestimmung:** nach DIN 19 683, Teil 1 und 2 (1973); Humuszerstörung und anschließende Dispergierung mit 0,4 N  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ , Analyse der Kornfraktionen bis 63  $\mu\text{m}$  mit Nasssiebung und der Kornfraktionen < 63  $\mu\text{m}$  Sedimentationsanalyse nach KÖHN (Pipettmethode)

**Organische Substanz:** Messung des Gesamtkohlenstoffgehaltes nach E DIN ISO 10 694 (1994) durch trockene Verbrennung im Sauerstoffstrom und anschließender Analyse des freigesetzten  $\text{CO}_2$  mittels Infrarotdetektion am Kohlenstoff-Analysator LECO EC-12; Um-

rechnung des organischen Kohlenstoffgehaltes in den Gehalt an organischer Substanz durch Multiplikation mit Faktor 1,724 (AD-HOC-AG BODEN 2005)

**pH-Wert:** elektrometrische Messung des pH-Wertes in wässriger Lösung (Aqua dest.) nach MEIWES ET AL. (1984) sowie in 0,01 M CaCl<sub>2</sub>-Lösung nach DIN 19 684, Teil 1 (1977) mit Einstabmesskette WTW E 56 und Digitalmeter Orion 520 A

**Pedogene Oxide (Fe<sub>o</sub>, Fe<sub>d</sub>, Mn<sub>o</sub>, Mn<sub>d</sub>):** Bestimmung des dithionitlöslichen Anteils der Eisen-, und Manganoxidverbindungen nach MEHRA & JACKSON (1960) mit Dithionit-Citrat-Lösung, Messung am AAS Perkin Elmer AAnalyst 300; Erfassung der oxalatlöslichen Anteile (Fe<sub>o</sub>, Mn<sub>o</sub> in Masse-%) nach DIN 19 684, Teil 6 (1977) mit oxalsaurem Ammoniumoxalat. Die Messungen erfolgen jeweils mit der Flammen-AAS (AAS Perkin Elmer AAnalyst 300)

**Schwermineralanalyse:** Analyse der Feinsandfraktion; Aufbereitung: Vorbehandlung der Proben mit 0,1 N Natriumpyrophosphat-Lösung (Na<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>), einstündiges Schütteln auf dem Schüttelapparat, Abtrennung der Feinsandfraktion durch Nasssiebung, Entfernung von Oxidhüllen auf Kornoberflächen durch 30-minütiges Erhitzen in 100 ml 25%-iger HCl im Wasserbad, anschließend erneute Nasssiebung; Schwereretrennung: Abtrennung der Schwerminerale durch 10-minütiges Zentrifugieren bei 4000 U/min (Trennmittel: Natriumpolywolframat; Dichte: 2,90 g/cm<sup>3</sup>), Bestimmung des Auswaagegewichtes, Berechnung des Schwermineralanteils, Fixieren der Schwerminerale auf dem Objektträger (Einbettungsmittel: Mountex, n=1,67); Auszählung von mindestens 200 nichtopaken Körnern

### 3.3 Mikromorphologie

Die ungestörten, orientierten Proben wurden nach Lufttrocknung in Kunstharz eingebettet (Mischungsverhältnis Standardmischung: 1000 ml Oldopal P 80-21, 1,5 ml Cyclohexanonperoxid, 0,75 ml Cobalt-Octoat 1%-ig in Styrol). Bei einigen Proben war aufgrund der tonigeren Bodenart eine Abwandlung des Standardmischungsverhältnisses nötig (alternatives Mischungsverhältnis für bindige Bodenarten: 700 ml Oldopal, 7 ml Cyclohexanonperoxid, 1 ml Cobalt-Octoat, 150 ml Aceton). Durch mehrmaliges Aufgießen mit der Kunstharzmischung wurden die Proben unter Vakuum langsam gesättigt und schließlich überstaut. Nach dem Aushärten, Aufsägen und Anschleifen erfolgte das Aufkleben mit einer veränderten Kunstharzmischung unter Zugabe von Silane (Silan A 174) (vgl. ALTEMÜLLER & BECKMANN 1991), Mischungsverhältnis: 50 ml Oldopal, 0,5 ml Cyclohexanonperoxid, 0,25 ml Cobalt-Octoat, 0,5 ml Silane. Nach mehrtägigem Trocknen unter erhöhtem Anpressdruck wurden die Proben schließlich gesägt und auf ca. 30 µm Dicke dünn geschliffen.

Die Beschreibung der Dünnschliffe erfolgte mit Hilfe eines Polarisationsmikroskops (Zeiss Axioskop 40) unter 50-400facher Vergrößerung nach BULLOCK ET AL. (1985) und STOOPS (2003). Die mikromorphologische Nomenklatur ist dort in englischer Sprache abgefasst und meist nicht ohne Kenntnisse der Methode verständlich, nur in wenigen Fällen reicht eine direkte Übersetzung des Begriffs (z.B. spongy microstructure = schwammige Mikrostruktur). Daher wurde zugunsten der besseren Lesbarkeit und des einfacheren Verständnisses ohne oder mit nur wenig Erfahrung im Bereich der Dünnschliffmikroskopie in den meisten Fällen auf die methodenspezifische Nomenklatur verzichtet. Stattdessen erfolgt eine Beschreibung der Merkmale mit allgemeinverständlichen Begriffen.

## 4 Untersuchungsgebiet

### 4.1 Lage und Einordnung

Das Untersuchungsgebiet des hessischen Spessarts gehört naturräumlich zum Hessisch-Fränkischen-Bergland und ist damit Teil des südwestdeutschen Schichtstufenlandes. In Anlehnung an den geologischen Aufbau kann das Untersuchungsgebiet den Untereinheiten des Vorderen Spessarts und des Buntsandsteinspessarts zugeordnet werden. Der Vorspessart, oft auch als Kristalliner Spessart bezeichnet, besteht aus Gesteinsserien des Grundgebirges und zeichnet sich durch ein kuppiges, stark gegliedertes Landschaftsbild aus. Die zum Teil mächtigen Löss(lehm)auflagen begünstigten die Entwicklung von nährstoffreichen Böden mit einem recht ausgeglichenen Wasserhaushalt, daher wird ein Großteil dieser Landschaft ackerbaulich genutzt, die Forstwirtschaft tritt demgegenüber zurück.

Die über das Grundgebirge aufragende Buntsandsteinschichtstufe ist vielfach zerlappt, auch Zeugenberge (z.B. Zeugenberge von Hailer/Meerholz) sind der Schichtstufe vorgelagert. Die Buntsandsteintafel ist flach nach Osten bzw. Südosten geneigt und in zahlreiche Schollen zergliedert. Morphologisch wird die Landschaft durch weitgespannte Bergrücken bestimmt. Geringe Löss(lehm)anteile im oberflächennahen Untergrund bedingen nur sehr eingeschränkt fruchtbare Böden, infolgedessen unterliegt der Buntsandsteinspessart überwiegend forstlicher Nutzung. In Abb. 4.1 ist die Lage der einzelnen Untersuchungsräume der vorliegenden Arbeit eingezeichnet.

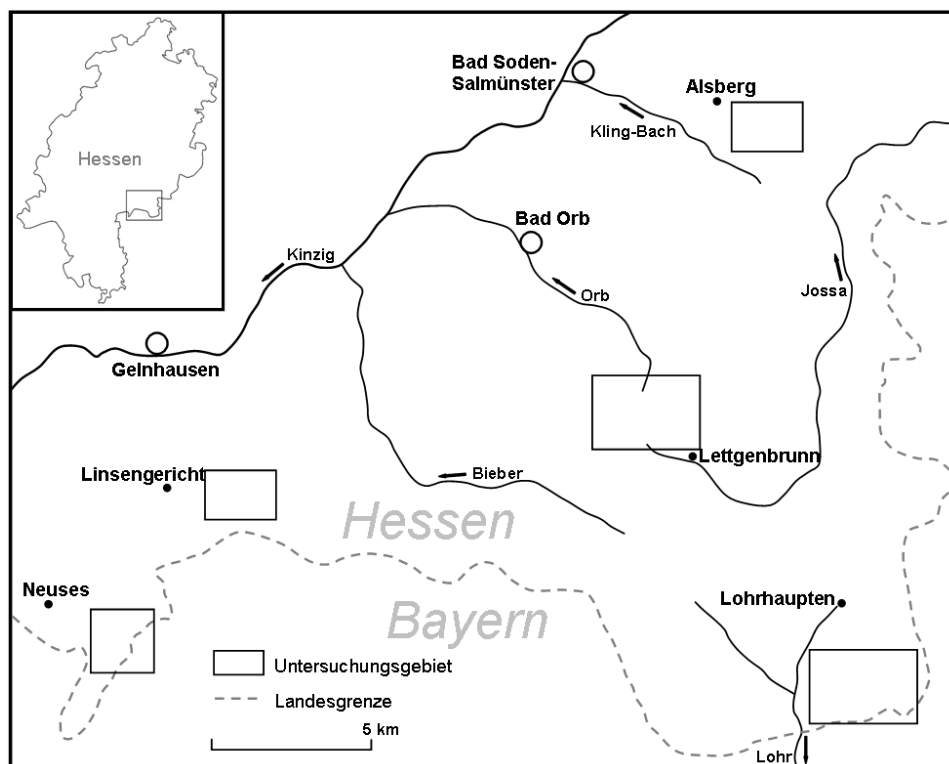


Abb. 4.1: Lage der Untersuchungsgebiete

Das Untersuchungsgebiet bei Freigericht/Neuses ist naturräumlich dem Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzug des Vorderen Spessarts zugeordnet, das Untersuchungsgebiet Linsengericht leitet zur naturräumlichen Einheit des Nördlichen Sandsteinspessarts über, dem auch die Untersuchungsgebiete bei Bad Orb (Hoher Berg) und Alsberg angehören (KLAUSING 1974). Das Untersuchungsgebiet Flörsbachtal (Lohrhaupten) ist dagegen Teil des Südöstlichen Sandsteinspessarts (Quellgebiet der Lohr) (ebd.).

Der größte Teil des hessischen Spessarts wird über das Kinzig-System zum Main entwässert, die wichtigsten Tributäre der Kinzig sind Bieber und Orb. Das Wasser aus dem südöstlichen Areal des Untersuchungsgebietes fließt über die Lohr direkt dem Main zu, während der östliche Teil des hessischen Spessarts über die Jossa und die Sinn zum Main entwässert wird.

## 4.2 Klima

Der allgemeine Klimacharakter aller Untersuchungsgebiete ist ozeanisch geprägt. Es dominieren kühle Sommer und mäßig kalte Winter. Orographisch bedingt sind die Jahresdurchschnittstemperaturen in den höher gelegenen Gebieten etwas niedriger und die Niederschlagsmengen etwas größer (vgl. Tab. 4.1). Abgesehen davon unterscheiden sich die Untersuchungsgebiete nicht wesentlich voneinander.

**Tab. 4.1:** Klimatische Daten der Untersuchungsgebiete (DWD 1981)

	Neuses	Linsengericht	Hoher Berg	Flörsbachtal	Alsberg
Höhe [m über NN]	200-340	220-430	300-540	280-570	240-480
Niederschlag [mm] <sup>1</sup>	850-900	800-850	1000-1100	1000-1100	850-900
Jahrestemperatur [°C] <sup>2</sup>	8,5-9	8,5-9	7,5-8	7,5-8	7,5-8
Anteil Schnee [%] <sup>3</sup>	7,5-10	7,5-10	15-20	15-20	10-15
Frosttage [d] <sup>4</sup>	80-100	80-100	100-120	100-120	100-120
Eistage [d] <sup>5</sup>	20-30	20-30	30-40	30-40	30-40

1: Mittlerer Jahresniederschlag, Messzeitraum: 1931-1960; 2: Mittlere Tagesmittel der Lufttemperatur (Jahr), Messzeitraum: 1931-1960; 3: Mittlerer Anteil der Schneemenge am Gesamtniederschlag, Messzeitraum 1931-1960 ohne 1945/46; 4: Mittlere Anzahl der Frosttage im Jahr (Min. Lufttemperatur <0°C), Messzeitraum: 1931-1960; 5: Mittlere Anzahl der Eistage im Jahr (Max. Lufttemperatur <0°C), Messzeitraum: 1931-1960

### 4.3 Geologie

Der Spessart umfasst zwei geologische Großregionen: den kristallinen (auch Vorspessart genannten) westlichen Teil und den Buntsandstein-Spessart (Hochspessart) im Osten und Süden.

Der zum Saxo-Thuringikum gehörende Vorspessart wird im Norden durch die Rotliegend-Sedimente des Saar-Selke-Troges, im Osten und Süden durch den Hochspessart und im Westen durch die Spessart-Randverwerfung zur Untermainebene hin begrenzt. Zusammen mit dem Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald sowie dem Kristallin von Rhula-Brotterode im Thüringer Wald und dem Kyffhäuser ist der kristalline Spessart Teil der SW-NE-streichenden Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MURAWSKI 1964). Nach OKRUSCH & WEBER (1996) handelt es sich dabei um einen varistisch aktiven Plattenrand, an dem der Rheinoherzynische Ozean im späten Devon bis ins frühe Karbon nach SE subduziert wurde.

Die metamorphen Gesteine des varistischen Gebirges wurden durch die Erosion des permotriassischen Deckgebirges im Bereich des Vorspessarts freigelegt (MATTHES & OKRUSCH 1965, SCHWENZER 1967). Dabei handelt es sich überwiegend um Para- und Orthogneissserien mit Edukten proterozoischen bis paläozoischen Alters (JUNG 2006). Die Gesteinsserien wurden schon von BÜCKING (1892) und THÜRACH (1893) nach lithologischen Merkmalen gegliedert und zu Formationen zusammengefasst (die Bezeichnung als Formationen folgt HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988). Die Abfolge der erzgebirgisch streichenden (SW-NE) Gesteinsverbände umfasst von Nord nach Süd die Alzenau- und Trages-Formation (nördliche Gneise), die Geiselbach-Formation (Quarzit-Serie), die Mömbris-Formation (Staurolithführende Granat-Plagioklas-Gneise), Orthogneise (Stockstadter und Golbacher Gneise), die Schweinheim-Haibach-Formation (Glimmerschiefer und Biotigneise) und die Elterhof-Formation (Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite, Marmor-Einlagerungen) einschließlich des Quarz-Granodiorit-Komplexes (MURAWSKI 1992).

Der hessische Teil des Vorspessarts schließt nur Teile der nördlichen Gneise und der Geiselbach-Formation ein. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Bodenaufschlüsse im kristallinen Spessart liegen alle im Bereich der Geiselbach-Formation, so dass im Folgenden nur nähere Ausführungen zu diesem Gesteinsverband erfolgen. Für Erläuterungen zu den anderen Formationen sei auf die einschlägige Literatur verwiesen: BEDERKE 1957, BRAITSCH 1957a, 1957b, BÜCKING 1892, GABERT 1957, GEYER 2002, MATTHES & OKRUSCH 1965, MURAWSKI 1957, 1964, 1966, 1992, OKRUSCH & WEBER 1996, PLESSMANN 1957, THÜRACH 1893.

Die Geiselbach-Formation ist aus Glimmerschiefern und Quarzglimmerschiefern aufgebaut, in die mehr oder weniger weit aushaltende Quarzitzüge eingeschaltet sind (OKRUSCH & WEBER 1996). Die größte dieser Einschaltungen bildet im bayerischen Teil des Vorspessarts den markanten Höhenzug des Hahnenkamms, dessen Verlängerung bis ins Untersuchungsgebiet reicht. Dort herrschen allerdings Quarzitschiefer mit wenig Glimmer in vorwiegend grünlich- und bläulichgrauer, rötlichbrauner und weißer Färbung sowie Glimmerschiefer in grauen, rötlichen und bräunlichen Farbtönen vor (BÜCKING 1891). Die Gesteine sind nahezu

frei von Feldspat, die selten auftretenden Orthoklase sind in der Regel in Kaolin umgewandelt. Akzessorisch finden sich Granat, Turmalin, Rutil sowie Apatit (ebd.).

Die Gesteine gingen aus Ton- und Sandsedimenten hervor (MATTHES & OKRUSCH 1965, MURAWSKI 1992), die mit Hilfe von Pteridophyten- und Sporenanalysen ins Silur gestellt werden (REITZ 1987).

Die ältesten im hessischen Spessart vorkommenden Gesteine des Deckgebirges sind Sedimente des Unterperms (Rotliegendes).

Im Zuge der varistischen Orogenese bildeten sich SW-NE-gestreckte Höhenzüge mit dazwischenliegenden, breiten Talsystemen (GEYER 2002). Im Untersuchungsgebiet werden diese morphologischen Elemente durch die Spessart-Schwelle und das Wetterau-Becken, als Teil des Saar-Selke-Trogs, repräsentiert. Unter wüstenhaften Klimabedingungen wurde im Unterperm Material von den Schwellen abgetragen und in episodisch fließenden Gewässern als rote, wenig verfestigte Schutte in den Becken sedimentiert (MATTHES & OKRUSCH 1965, MURAWSKI 1992). Die Rotliegendesedimente, Konglomerate und Brekzien aus Grundgebirgssteinen des Spessarts mit Zwischenlagen aus roten Schiefertönen und Sanden bzw. mürben Sandsteinen (BÜCKING 1891), sind nur den heutigen Höhenzügen des hessischen Spessarts nordwestlich vorgelagert oberflächennah vertreten und durch quartäre Sedimente (i.d.R. Löss) verhüllt. Die darin entstanden Böden sind qualitativ hochwertig und werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt.

Im Oberperm befand sich der Spessart am SW-Rand des salinaren Werra-Fulda-Beckens. Durch diese Peripherlage unterscheiden sich die abgelagerten Sedimente von den charakteristischen, evaporitischen Faziesfolgen (z1-z4) des Zechsteins im zentraleren Teil des Beckens. So folgt im Hangenden der Rotliegendesedimente das Zechsteinkonglomerat aus groben Sandsteinen mit Konglomerateinschaltungen oder überwiegend konglomeratischen Bildungen mit lokalen Gesteinsfragmenten (z.B. Hahnenkammquarzit) oder Geröllen aus dem Taunus (HUCK & JUNG 2002). Da es sich um fluviatile Bildungen handelt, und der eigentliche Zechstein marinen Ursprungs ist, plädiert KOWALCZYK (1987) für eine Zuordnung des Konglomerates zum Oberrotliegenden.

Das vordringende Zechsteinmeer ist im Bereich des Spessarts ein schärenartig gegliederter, flacher Sedimentationsraum (MATTHES & OKRUSCH 1965), so dass mehrere Faziestypen entstehen. Die starke laterale lithofazielle Differenzierung wurde von LIETZ (1967a, 1967b) detailliert untersucht und in drei Ablagerungsräume eingeteilt (Becken, Schwellenrand, Schwelle). Die erste komplette Überflutung der Spessartschwelle erfolgte noch im frühen Zechstein und ist durch die marinen Ablagerungen des Kupferschiefers (z1, im Spessart auch Kupferletten genannt) belegt. Der schwarz bis braune, dünnschichtig-flaserige Mergel-Tonstein besitzt eine nur geringe Festigkeit und führt bituminöses, erzhaltiges Material (Kupfer, Mangan, Blei, Silber, Kobalt, Pyrit, Zinkblende) (BÜCKING 1891a, MURAWSKI 1992). Die bergbauliche Erschließung dieser Ressourcen ist für den Vorspessart im Raum Hailer seit dem 14. Jh. belegt. Bedeutender war allerdings der Abbau im Raum Bieber (seit dem 15. Jh.), wo in einem geologischen Fenster die Zechsteinsedimente in der Buntsandsteinumrahmung zutage treten (HUCK & JUNG 2002).

Bedeckt werden die Kupferletten durch Schwellendolomite der Spessart-Fazies (z1, KOWALCZYK 1987), die wiederum in ihrer faziellen Ausprägung reliefbedingt stark variieren. Die Regression des Meeres, wahrscheinlich verursacht durch die Hebung der Spessartschwelle (z2, MURAWSKI 1992), führt durch die Absenkung des Meeresspiegels zur Verkarstung der Schwellendolomite. Dabei entstanden teilweise recht große Karstschlotten, die mit Residualtonen verfüllt sind bzw. kam es zur Bildung von Dolomitaschen oder Dolomitsanden durch die Auslaugung der Kalkkomponente (PRÜFERT 1969). Die oberen Zechsteinfohlen (z3 und z4) sind im Spessart in Form von rotbraunen Ton-Siltsteinen ausgebildet, die keine Faziesdifferenzierung gegenüber dem Wetteraubecken mehr zeigen, lediglich im z3 finden sich einige Einschaltungen dolomitischer Kalksteine, die entlang schmaler Meeresrinnen zur Ablagerung kamen (PRÜFERT 1969). Den Abschluss der Zechsteinsedimente bildet der eigentlich traditionell dem Buntsandstein angehörige Bröckelschiefer. Die Einstufung dieser Folge bereitete schon lange Schwierigkeiten, da es sich um überwiegend tonige Ablagerungen handelt, die sich schwer vom eigentlichen Zechsteinton trennen lassen. Aufgrund des teilweise hohen Salzgehaltes geht man aber von marinen Ablagerungen aus, die als Randpelit des Zechsteinmeeres gebildet wurden und nun vollständig der Zechsteinzeit zugerechnet werden (PERM-TRIAS-KOMMISSION 1993). Über einer basalen Brekzie folgen rotbraune, teilweise blau- oder weißgefleckte und grau bis weiße Tonsteine, die zum Teil stark glimmerhaltig sind (BÜCKING 1891a, DIEDERICH & EHRENBURG 1977, GEYER 2002, HUCK & JUNG 2002).

Im oberen Teil der Folge finden sich Einschaltungen von Schluff- und Schluffsandsteinen, sowie von Rot- und Brauneisensteinbänken (BÜCKING 1891b, MATTHES & OKRUSCH 1965). Die Eisenerze liegen als Bindemittel im Sandstein oder als Limonitkrusten vor und können Eisengehalte von bis zu 20% aufweisen (MURAWSKI 1992, OKRUSCH & WEINELT 1965). Strittig ist bislang noch die Genese der Erze: GEYER (2002) beschreibt sie als Ausfällungen der Beckenrandzone, während MURAWSKI (1992) von einer sekundären Anreicherung ausgeht, bei der Eisen im Sandsteinwasserspeicher (über der Bröckelschiefer-Folge) gelöst und in oxidischer und hydroxidischer Form an der Grenze zur Sohlschicht (Tone des Bröckelschiefers) ausgefällt wird. Die Tonsteine der Bröckelschieferfolge sind im Gelände auch leicht von den sandigen Sedimenten des hangenden Buntsandsteins abzugrenzen, da sie flache Hänge ausbilden und häufig als Quellhorizonte fungieren, während die jüngeren triassischen Sandsteine durch größere Hangneigungen eine rezente morphologische Betonung erfahren.

Im größten Teil des Untersuchungsgebietes stehen die Sedimentgesteine der Unteren Trias (Buntsandstein) an. Dabei handelt es sich vorwiegend um terrestrische Bildungen. Das Gebiet des heutigen Spessarts war damals Teil des Germanischen Beckens, in dem die Abtragungsmassen der umgebenden Hochgebiete (Fennoskandischer Schild im Norden, Baltisch-Russischer Schild im Osten, Böhmisches Massiv im Südosten, Vindelizische Schwelle im Süden und Ardennisch-Gallische Masse im Westen) akkumuliert wurden (GEYER 2002, MADER 1982, MURAWSKI 1992). MATTHES & OKRUSCH (1965) beschreiben das Bildungsmilieu als durch heißes Klima mit kräftigen episodischen oder periodischen Niederschlägen und spärliche Vegetationsbedeckung geprägt. Durch intensive mechanische Verwitterung werden große Schuttmengen bereitgestellt und durch Flüsse, aber auch durch Flächenspülungen während der Regenzeit transportiert, daher sind die meisten Ablagerungen psammitischer Natur.



Pelitsche Sedimente sind in Form von Tonsteinlagen zwischen die teilweise geröllführenden Sand- und Schluffsteine eingeschaltet und zeugen von Sedimentation in Binnengewässern und flachen Meeresteilen (DIEDERICH & EHRENBURG 1977). Die wechselnde Ablagerung von Geröllen, Sanden, Schluffen und Tonen zeigen nach GEYER (2002) zyklische bzw. rhythmische Sedimentationsvorgänge an, deren Abfolge bis heute Grundlage des Gliederungssystems der Gesteinsfolgen ist. Dabei hat sich das Sohlbankprinzip (größte Sedimente jeweils an der Basis der Folge) durchgesetzt (MADER 1982). Abbildung 4.2 gibt einen Überblick über die Sedimentschichten des Buntsandsteins.

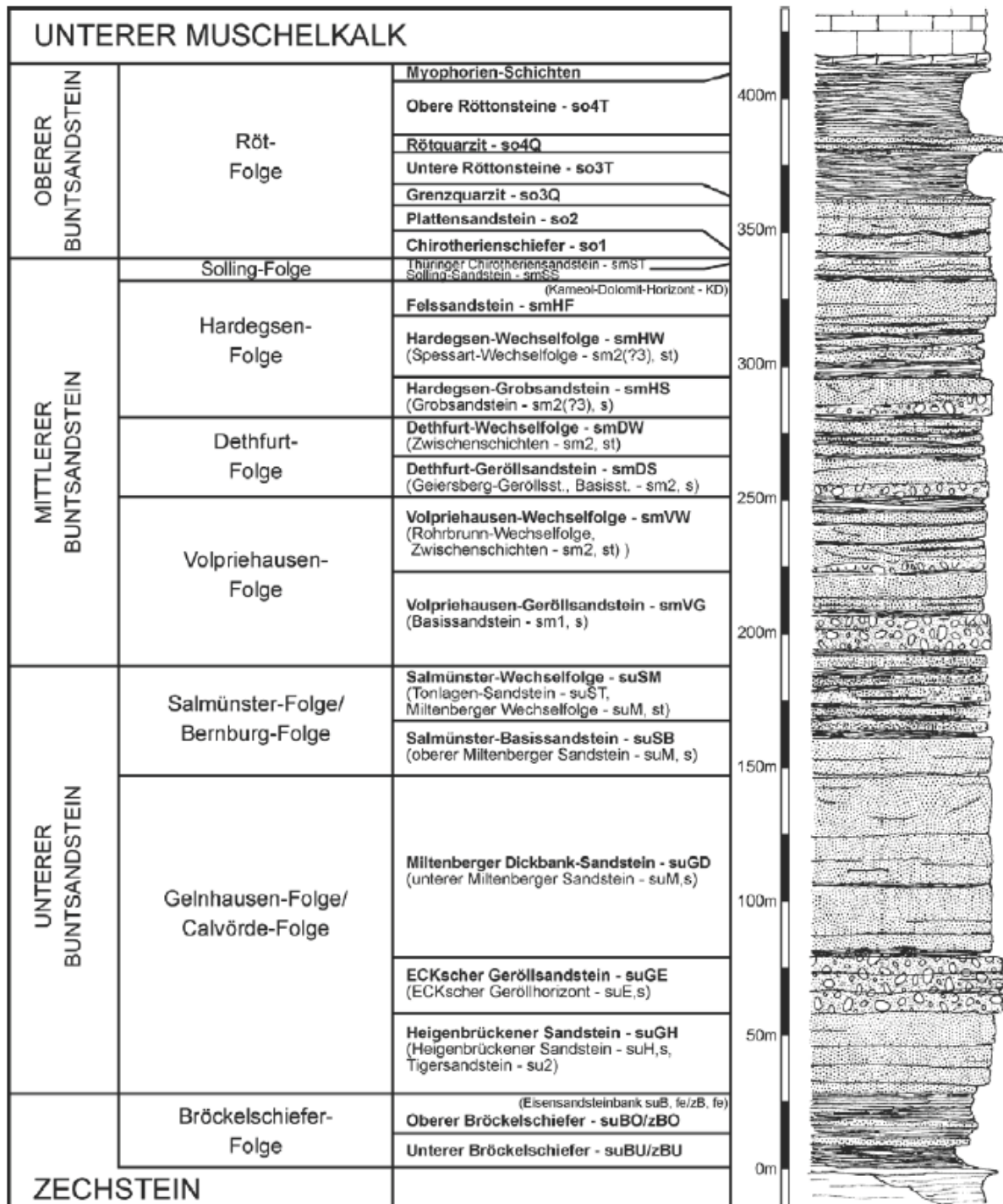


Abb. 4.2: Normalprofil des Buntsandsteins im Spessart (JUNG 2006)

Die jüngeren triassischen Sedimente (Muschelkalk und Keuper) sind heute abtragungsbedingt nur noch außerhalb der Grenzen des Untersuchungsgebietes vorhanden, z.B. Muschelkalk im Schlüchterner Becken. Gleichwohl gibt es Hinweise auf eine Bedeckung der älteren Sedimente mit Muschelkalkmaterial: So berichtet BÜCKING (1891c) von Wellenkalk-einschlüssen im Basalt des Beilsteins, was für ein Muschelkalkvorkommen in diesem Gebiet noch bis ins Tertiär spricht.

Der Spessart gehört seit dem oberen Jura, durch die gesamte Kreidezeit und das Tertiär bis heute zum Festlandsbereich (MURAWSKI 1992). Jurassische Zeugnisse sind nicht bis heute erhalten geblieben, aber unter feuchtwarmen Klimabedingungen in der Kreide und dem Tertiär setzte eine intensive chemische Verwitterung ein, die über Gesteinsgrenzen hinweg das Material tiefgründig saprolitisierte. Die entstandenen Verwitterungsprodukte, im Sinne einer mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (FELIX-HENNINGSSEN 1990), wurden abgetragen oder sind z.T. noch als Reste (im Pleistozän meist solifluidal umgelagert) erhalten geblieben (JUNG 2005). Die so entstandene undifferenzierte Landschaft trug Rumpfflächencharakter und blieb wohl bis ins Oligozän erhalten (JUNG 2006). Die Auswirkungen der saxonischen Bruchtektonik seit dem mittleren Tertiär führten zu veränderten Formungsbedingungen: Als Folge des Einbrechens des Oberrheingrabens kommt es im heutigen nordwestlichen Spessartvorland zu einer großräumigen tektonischen Störung mit staffelartigem Versatz (Spessartrandbruch) (GEYER 2002). Das Spessart-Rhön-Schild erfährt eine Aufwölbung mit leichter Verstellung des mesozoischen Deckgebirges nach Südosten, dabei wird der Spessart in zahlreiche Schollen zerlegt (MATTHES & OKRUSCH 1965). Ab dem Untermiozän ist die Flächenbildung schon sehr eingeschränkt, es kommt zur Herauspräparation der Sandsteinstufe. Nur im Vorland der Stufe, setzt sich die Einebnung im schon freigelegten, kristallinen Grundgebirge fort (JUNG 2006). Dort kommt es im Pliozän zur Ausbildung zweier Verebnungsflächen auf unterschiedlichem Höhenniveau (zwischen 320 u. 340 m ü. NN und zwischen 270 u. 300 m ü. NN (GEYER 2002)).

Die Mehrzahl der tektonischen Störungen im Spessart ist SE-NW-gerichtet (herzynisch). Sie werden durch die Dehnung des Gebirges im Zuge der Aufwölbung zu Aufstiegsbahnen für Gesteinsschmelzen (MATTHES & OKRUSCH 1965). Im hessischen Spessart sind die unter- bis mittelpliozänen Basalte im Kasselgrund, der Beilstein, der Hohe Berg und der Madstein südöstlich von Bad Orb, sowie das Alsberger Plateau bei Bad Soden-Salmünster Zeugen dieser Dynamik.

Beilstein, Hoher Berg und Madstein sind Reste einer basaltischen Schlotfüllung eines schon abgetragenen Vulkans (MURAWSKI 1992). Das Gestein zeigt eine deutliche Säulenbildung und teilweise auch kugelige Absonderungen (BÜCKING 1891c). Der dunkle, fast schwarze Feldspatbasalt enthält viel Olivin in Körnern oder körnigen Aggregaten und in seiner dichten Grundmasse sind Plagioklasleisten, Augit und Magnetit erkennbar (ebd.).

Das Basaltplateau der Alsberger Höhe ist dagegen als Decke erhalten und dehnt sich über mehrere Quadratkilometer aus. Das Gestein, ein tholeiitischer Basalt, erreicht nur geringe Mächtigkeiten (3-30m) und überlagert im größten Teil des Gebietes tertiäre Sedimente (Sand und Tone). Am Südwestrand des Plateaus sowie unter den Basalten des Totenkopfs (ei-

ne der höchsten Erhebungen) fehlen die tertiären Ablagerungen, dort liegt der Basalt direkt dem Buntsandsteinmaterial auf. Der graue bis schwarze, nach Verwitterung auch rostbraune oder hellgraue Feldspatbasalt besteht zu zwei Dritteln aus Plagioklas, enthält aber auch untergeordnet Augit und Olivin (SEYFRIED 1912). Ursprünglich ging man aufgrund der ähnlichen Petrographie davon aus, dass die Alsberger Basalte eine Randzone der Vogelsbergbasalte darstellen. Allerdings liegen die Endpunkte der Vogelsbergströme niedriger als die Alsberger Erhebung. Weitaus wahrscheinlicher ist daher die Theorie von SEYFRIED (1912), der eine oder zwei Eruptionstellen direkt im Bereich des Plateaus vermutet und sie als Teil einer Kette von Durchbrüchen wertet, die sich weiter nach Osten fortsetzt.

Bereits ab dem Oberpliozän ist ein deutlicher Wandel in der Reliefformung erkennbar: Statt der bisherigen Flächenbildung dominiert nun die Zertalung (JUNG 2006). Das Verwitterungsmilieu wechselt von dominant chemischen Vorgängen zur einer eher physikalischen Zerlegung des Materials. Durch die kontinuierliche weitere Anhebung des Spessarts entwickelt sich ein differenzierteres Relief: Fluviale Prozesse nehmen in ihrer Bedeutung zu und der saprolitisierte Gesteinsuntergrund wird weitgehend ausgeräumt.

Der hessische Spessart war während des gesamten Pleistozäns Periglazialgebiet. Die Formung des Reliefs wird hauptsächlich durch kryogene Prozesse bestimmt, die physikalische Verwitterung dominiert. Zeugnisse fluvialer Morphodynamik dieser Zeit sind bis heute in Form von Terrassen erhalten. Hauptsächlich der Main, aber auch seine größeren Tributäre haben durch den Wechsel von Materialakkumulation und Einschneidungs- bzw. Abtragungsvorgängen verschiedene Generationen von Schotterkörpern angelegt. Für den hessischen Spessart bedeutsame Untersuchungen zur Terrassengliederung des Main-Kinzig-Gebietes liegen von SEIDENSCHWANN (1980, 1989a) vor.

Mächtiger Ablagerungen pleistozäner Löss beschränken sich im hessischen Teil des Gebirges auf den Vorspessart. Dort sind Löss verschiedener Kaltzeiten beschrieben, die durch quartäre Tephren gegliedert werden können (vgl. JUVIGNÉ & SEIDENSCHWANN 1989, SEIDENSCHWANN & JUVIGNÉ 1989, SEIDENSCHWANN 1989b). Im Hochspessart fehlen mächtige Lössakkumulationen. Der als Anteil in den periglaziären Lagen des gesamten Spessarts vorhandene Lösslehm bezeugt aber den flächendeckenden Eintrag von äolischen Sedimenten auch bis in die Hochlagen des Gebirges. Als Herkunftsgebiete des Materials konnte RÖSNER (1990) für den Löss im bayerischen Teil des Vorspessarts mit Hilfe schwermineralogischer Untersuchungen die Schotterfluren des Mains und des Rhein-Gebietes, vor allem aber die wohl weitgehend vegetationsfreien Hänge der näheren Umgebung identifizieren. Diese Ergebnisse sind zumindest auf den hessischen Vorspessart übertragbar. Auf den durch die Einschneidung von Gerinnen entstandenen Talhängen kommt es im Pleistozän durch Verwitterung zur Auflockerung des Gesteinsuntergrundes. Das dabei entstehende Lockermaterial wird v.a. durch abluale, solifluidale und solimixtive Prozesse mit äolisch eingetragenen Komponenten vermischt und der Schwerkraft folgend hangabwärts transportiert und bildet bis heute den oberflächennahen Untergrund.

## 4.4 Auswirkungen der kulturhistorischen Vergangenheit auf den oberflächennahen Untergrund

Der heute überwiegend forstwirtschaftlich genutzte Spessart unterlag, wie viele zentraleuropäische Mittelgebirge, in der Vergangenheit einer größeren Vielfalt an Nutzungsformen.

Die ältesten Siedlungsspuren im Spessart sind über 7000 Jahre alt. Es finden sich, besonders entlang des überregionalen Handelsweges „Birkenhainer Straße“ viele Hügelgräber, in denen Bestattungen aus verschiedenen Epochen (Jungsteinzeit, frühe Eisenzeit) nachgewiesen werden konnten. Sind die neolithischen Funde nur punktuell nachgewiesen, so kann man doch von einer großflächigen Nutzung der Landschaft spätestens ab der mittleren oder späten Bronzezeit ausgehen, wie zuletzt LAGIES (2005) mit palynologischen Untersuchungen des Wiesbüttmoores im nördlichen Hochspessart belegen konnte. Es gibt Nachweise für landwirtschaftliche Nutzung sowie für die Gewinnung von Rohstoffen (z.B. Nutzung der Salzquellen von Orb). In einer anschließenden Zeit von beinahe 1000 Jahren ist wenig über die Besiedlung des Spessarts bekannt, erst zu Beginn des Mittelalters gibt es mit den ersten schriftlichen Zeugnissen wieder Belege einer Nutzung (HIMMELSBACH 2006). Belegt ist die Erschließung des Nordspessarts durch klösterliche Anlagen und deren landwirtschaftliche Aktivität (z.B. Weinbau am Hahnenkamm). Spätestens seit dem Hoch- und Spätmittelalter wurde das Waldgebiet durch die Binnenkolonisation planmäßig erschlossen. Im Spätmittelalter war der Spessart territorialen Machtansprüchen von nicht weniger als fünf Herrschaftsträgern unterlegen: dem Erzstift Mainz (Machtzentrum für den Spessart in Aschaffenburg), dem Hochstift Würzburg, den Grafen von Rieneck (Machtzentrum in Lohr), den Grafen von Wertheim und den Herren von Hanau. Sie errichteten Burgen und Siedlungen nicht allein zur Sicherung der territorialen Herrschaftsansprüche, sondern verfolgten natürlich auch ökonomische Interessen (Rohstoffe, Nahrung, Wild, Holz, Zolleinnahmen).

Als erster bildlicher Nachweis des Spessarts als Wirtschaftsraum gilt die Karte des Nürnbergers Paul Pfinzing von 1594. In ihr sind Flüsse, Orte, einzelne Gebäude, Glashütten, Mühlen, Schafhöfe und Steinbrüche verzeichnet, die ein außerordentlich detailliertes Bild unterschiedlicher Nutzungsformen zeigen. Aussagen über die Waldverbreitung lässt die Karte leider nicht zu. Dafür sind wichtige Handelsrouten teilweise eingezeichnet: Durch seine zentraleuropäische Lage ist der Spessart seit Alters her auch Durchgangsgebiet. Die wichtigsten Handelsrouten, die den Spessart kreuzen sind zweifellos die Birkenhainer Straße und der Eselsweg. Die Birkenhainer Straße kreuzt den Spessart von Ost nach West zwischen Gemünden am Main und Hanau, reicht aber in ihrer Verlängerung bis Nürnberg bzw. über Frankfurt und Köln bis Antwerpen. Der Eselsweg führt von Schlüchtern im Norden über Orb (bis dorthin unter der Bezeichnung Weinstraße) durch den gesamten Spessart bis nach Miltenberg. Der Weg trägt seinen Namen aufgrund der Salztransporte auf Eseln von Orb zum Salzkontor in Miltenberg. Die Hauptverkehrswege verliefen so weit wie möglich über die Höhenrücken des Gebirges, um häufige Auf- und Abstiege zu vermeiden. Die einzelnen Ortschaften waren über steile Wege an die Routen angeschlossen. Als Folge der überregionalen Verkehrsströme, aber auch lokaler und regionaler Transporte von Gütern finden sich in allen Teilen des Spessarts starke Reliefveränderungen in Form von Hohlwegen. Oft treten

diese als Hohlwegbündel auf und sind Zeugnisse des Abtrags erheblicher Materialmengen entlang dieser linearen Erosionsformen.

Auch landwirtschaftlich wurde der Spessart intensiv genutzt. Der Weinbau ist durch bis heute (in Resten) erhaltene Terrassen und Podeste besonders entlang des Mains und im westlichen Anstieg des Gebirges belegt (DENZER 1996, HIMMELSBACH 2006, KAHLERT 1956). Ackerbau beschränkte sich nicht nur auf siedlungsnahen Bereiche sondern wurde großflächig betrieben, wie Ackerraine und Terrassierungsreste, die heute weitab von Siedlungen unter Wald zu finden sind, beweisen. Die Waldweide spielte im Spessart, wie auch in vielen anderen Mittelgebirgen, eine große Rolle: Die Tiere (Kühe, Schweine, Schafe, Ziegen) wurden in die Allmendewälder und oft auch in herrschaftliche Waldgebiete getrieben, um zu weiden. Auch die Streu der Bäume wurde vielfach gesammelt und in Ställen als Einstreumaterial verwendet. Außerdem diente oft das Grasrupfen in siedlungsnahen Waldgebieten zu Ernährungssicherung der Tiere. Die Folgen der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung sind reliefverändernd, z.B. durch die Anlage von Terrassen, und führten darüber hinaus, durch das Entfernen der Vegetationsbedeckung, auch zur Begünstigung erosiver Prozesse. Daher sind verkürzte Bodenprofile und das Vorkommen von Kolluvien als korrelierte Sedimente der Bodenerosion im Spessart weit verbreitet.

Der Spessart war auch Liefergebiet vieler Rohstoffe. Dies betrifft zunächst den Abbau von Gesteinen (Sandstein, Basalte des Nordspessarts) aber auch die Gewinnung zahlreicher Erze (Eisen, Kupfer, Kobalt, Blei, Zinn). Die Steinbrüche und Bergwerke nebst ihren Halden und Pingen sind bis heute gebietsweise prägende Elemente des Landschaftsbildes. Im Umfeld der Erzbergwerke und deren Halden finden sich in den Böden und Sedimenten häufig erhöhte Schwermetallgehalte, deren Gefährdungspotential für einen möglichen Eintrag in das Grundwasser auch für den Spessart untersucht wurde (vgl. RUSOW 2005).

Als einer der bedeutendsten Rohstoffe des Spessarts kann wohl das Salz bezeichnet werden, das in großen Salinen und Salzsiedereibetrieben z.B. in Bad Orb und Bad Soden-Salmünster gewonnen wurde. Neben der Salzsiederei blühte im Spessart ein weiteres holznutzungsintensives Gewerbe: die Glasherstellung. Glashütten wurden bevorzugt in großen Waldgebieten errichtet, da für die Produktion sehr viel Holzkohle und Pottasche benötigt wurden (DOLCH 2005, SCHNEIDER 1956). Da sich allein im Oberen Bieber- und Lohrgrund sieben Glashütten nachweisen lassen (vgl. PUCHERT 1991) und die Betriebe meist sehr groß waren (es fanden in einer Glashütte und den Nebengewerben teilweise mehrere hundert Personen Beschäftigung), ist auf eine intensive Holznutzung in weiten Teilen des Spessarts zu schließen. Außer den schon beschriebenen Nutzungen des Waldes wie Bereitstellung von Brennstoffen (Holz, Holzkohle), der Streu-, Acker- und Weidenutzung wurde auch Holz zum Bau von Siedlungen, Bergwerksanlagen sowie von Schiffen benötigt. Am Main gab es einige kleinere Werften, aber besonders viel Holz wurde nach Holland exportiert und dort zum Bau von Schiffen und Windmühlen genutzt. Außerdem wurden viele Spessartbäche für das Verfrachten von Brennholz ausgebaut. Dazu wurden auch Stauwehre und Teiche errichtet. Das Brennholz wurde zum Teil bis Hanau und Frankfurt transportiert, um den Bedarf in den Städten abzudecken.

Die landwirtschaftliche Nutzung und die starke Holzentnahme führten nicht nur zur Auflichtung der Landschaft, die die Bodenerosion begünstigte sondern auch zur Entkoppelung des

Nährstoffkreislaufs in vielen Gebieten. Da ackerbauliche Produkte, Streu und Holz aus dem Wald entnommen wurden, konnten die entzogenen Nährstoffe durch Humifizierung und Mineralisation den Böden nicht wieder zugeführt werden, was in Ermangelung einer hohen Pufferkapazität des Solums Versauerungsprozesse verstärkt.

Dem Holzmangel, der sich durch die zahlreichen Nutzungsansprüche entwickelte, wurde seit dem 18. Jahrhundert durch die Aufforstung mit Nadelhölzern begegnet, da diese ein schnelleres Wachstum aufweisen als Laubbäume. So wurde aus dem ehemaligen Laubwald (mit einer Dominanz von Buchen und Eichen) ein von Menschen geschaffener Nadelforst. Die ohnehin von Versauerung betroffenen Standorte wurden durch die anfallende, schwer zersetzbare Streu weiter belastet.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass der Spessart in der Vergangenheit vielen unterschiedlichen Landnutzungsformen unterlag, die sich reliefverändernd (z.B. Terrassierung, Hohlwege), erosiv (Bodenabtrag und Kolluvienbildung) und stoffverändernd (Nährstoffentzug, Eintrag von Schwermetallen aus dem geologischen Untergrund durch den Erzbergbau) auf den oberflächennahen Untergrund und die in ihm entwickelten Böden ausgewirkt hat. Deswegen muss bei bodenkundlichen Untersuchungen im Spessart auch immer die Nutzungsgeschichte der Landschaft einbezogen werden.

## 5 Ergebnisse und Diskussion der Befunde

### 5.1 Grundgebirge: Untersuchungsgebiet Neuses

Das Untersuchungsgebiet Neuses wurde ausgewählt, um die Bodenverhältnisse im Vorspessart zu charakterisieren. Der geologische Untergrund wird durch Glimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer der Geiselbach-Formation mit eingeschalteten Quarzitzügen geprägt. Die pliozäne Verebnungsfläche in einem Höhengiveau von 320 bis 340 m ü. NN (GEYER 2002) wurde im Quartär durch einige Bäche (z.B. Geisel-Bach und Schnellmich-Bach) und ihre Tributäre zergliedert. Das heutige Relief ist durch kleinere Flächenreste (Höhenlage ca. 340 m ü. NN) und steil eingeschnittene Täler und Trockentäler gekennzeichnet. Das tertiär tiefgründig saprolithisierte Gestein ist weitgehend abgetragen, nur teilweise finden sich Reste der Verwitterungsprodukte als umgelagertes Material in den periglaziären Lagen. Der oberflächennahe Untergrund ist sehr stark durch große Lösslehmengen geprägt, so dass die Gesteinsanteile des geologischen Untergrundes in ihrer Bedeutung als Anteile der periglaziären Lagen etwas zurücktreten.

Die Geländebefunde lassen im Untersuchungsgebiet Neuses nur wenige Aussagen über die frühere Landnutzung zu. Störungen des Mikroreliefs (z.B. Köhlerplatten, Ackerterrassen) wie sie in den anderen Untersuchungsgebieten häufig vorkommen, sind hier fast gar nicht zu finden. Einziges sicheres Anzeichen anthropogener Einflüsse auf den oberflächennahen Untergrund sind einige Hügelgräber, die in kleineren Gruppen über das Gebiet verteilt sind. Runsenartige Zerschneidungen der Hänge treten nur kleinräumig im Übergang zu den landwirtschaftlich genutzten Flächen der Ortschaft Neuses auf, was als Hinweis auf eine frühere Entwaldung dieser Bereiche gelten kann. Diese Ergebnisse verwundern, denn die Böden mit hohen Lösslehmanteilen sind relativ gute Standorte in Hinblick auf eine mögliche landwirtschaftliche Nutzung.

Indirekt deuten erosiv verkürzte Profile, bis hin zum Fehlen der gesamten Hauptlage, vor allem am sehr steilen südostexponierten Hang des Geiselbachtals, auf frühere Nutzung und (zumindest teilweise) Entwaldung hin.

Die Bodentypen des Untersuchungsgebietes Neuses lassen sich drei verschiedenen Gruppen zuordnen: 1. Braunerden, 2. Parabraunerden, 3. Pseudogley-Parabraunerden, die im Folgenden anhand von Beispielen näher charakterisiert werden sollen.

Braunerden kommen vor allem in den Ober- und Mittelhangbereichen aller Expositionen vor. An steilen Hängen sind die Profile oft erodiert und mit Regosolen, entstanden durch kompletten erosiven Verlust der Hauptlage, vergesellschaftet (vgl. Abb. 5.1.1 und Abb. 5.1.2).

Ein typisches Beispiel ist das Profil N2 (Tab. 5.1.1) am unteren, südostexponierten Mittelhang des Geiselbachtals (vgl. Abb. 5.1.1 und Abb. 5.1.2). Bereits im Gelände ist die Basislage gut abgrenzbar: Das Material ist durch den verwitterten Glimmerschiefer rötlich gefärbt und sehr skelettreich. Der verringerte Feinwurzelgehalt im III ICv-Horizont unterstützt die

Schichtentrennung. Auch die Ergebnisse der Laboruntersuchungen sprechen für die Abgrenzung des Horizontes als eigene Schicht: Die Bodenart unterscheidet sich stark vom hangenden Material. Der Sand-Schluff-Quotient zeigt einen Sprung vom II Bv- zum III ICv-Horizont (Tab. 5.1.1). Der Schluffgehalt, vor allem der Grobschluff, ist in der Basislage im Vergleich zur Hauptlage erheblich reduziert und belegt die weitgehende Freiheit dieser Deckschicht von äolischem Material. Anzeichen für Verbraunungsprozesse, wie im hangenden Material, fehlen im III ICv-Horizont, der geringe Aktivitätsgrad (Eisen) (Tab. 5.1.1) bestätigt dies.

Das Solum reicht bis in 50 cm Tiefe. Das Material ist hinsichtlich der Feinbodenzusammensetzung, der Färbung, der Durchwurzelung sowie der chemischen Kennwerte recht einheitlich. Allerdings zeigt sich in Bezug auf Gefüge und Grobbodengehalt eine Trennung bei etwa 30 cm Tiefe (Tab. 5.1.1).

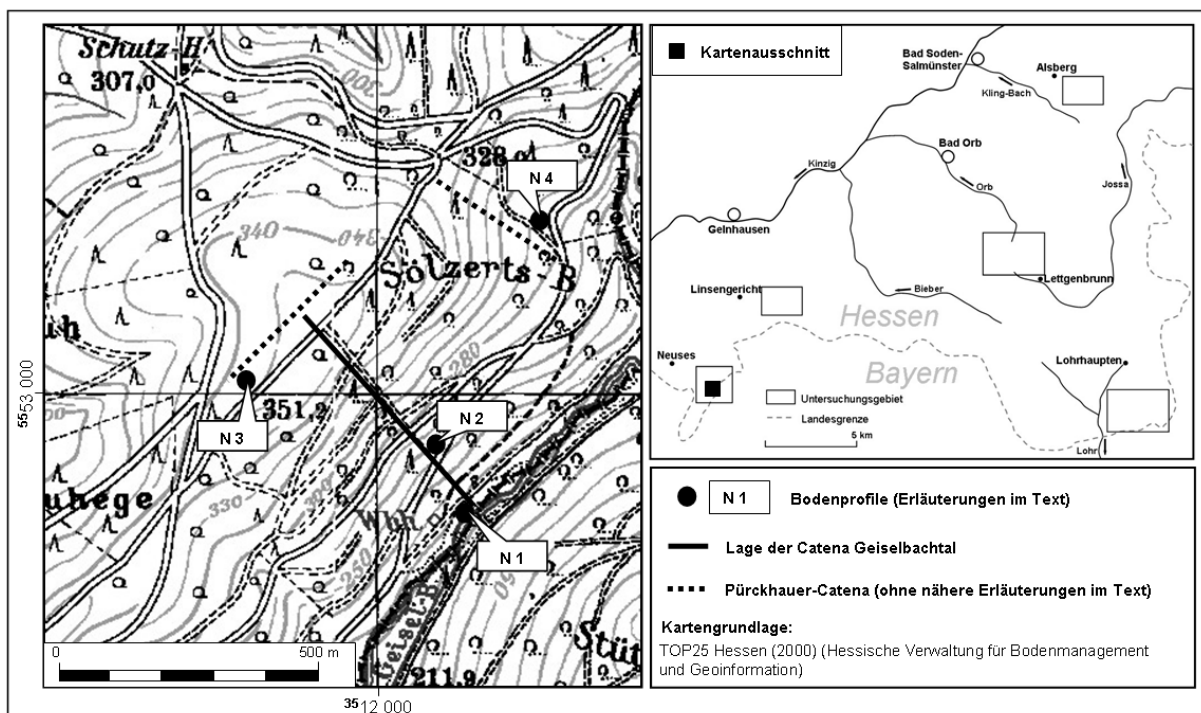


Abb. 5.1.1: Lage der Profile N1, N2, N3, N4 und der Catena Geiselbachtal

Das obere Material ist durch ein leicht plattiges Gefüge gekennzeichnet und enthält weniger Skelett als der II Bv-Horizont. Außerdem ist der Gehalt an organischer Substanz erhöht. Bohrungen im hangaufwärtigen Bereich zeigen dort häufig erosiv verkürzte Profile bis hin zum kompletten Verlust der Hauptlage.

Im Zusammenhang mit den beschriebenen Kennzeichen des Materials der oberen 30 cm des Bodenprofils ist zu vermuten, dass es sich dabei um Solumsediment handelt. Der Aufschluss befindet sich am unteren Mittelhang im Übergang zum etwas flacheren Unterhang. In diesem Bereich wechselt der Hauptbodentyp von der Braunerde zur Parabraunerde. Häufig finden sich Kolluvien. Auffällig ist die große Anzahl von Windwürfen im Unterhangbereich im Vergleich zu den steileren Mittel- und Oberhängen. Meist ist zu beobachten, dass die Bäume nur die obersten 50 cm stärker durchwurzeln und nur wenige große Haltewurzeln in tieferes Material vordringen. Staunässe oder Grundwassereinfluss sowie Steinanreicherungen im Solum, die einer tieferen Durchwurzelung entgegenstehen würden, treten in der Re-



gel nicht auf und fallen deshalb als Begründung aus. Möglicherweise behindert ein, in Relation zum Al-Horizont, dichter gelagerter, toniger Bt-Horizont eine stärkere Durchwurzelung des tieferen Solums. Einen weiteren Erklärungsansatz liefert HEINRICH (1991): Er beschreibt, dass Bäume auf günstigen (z.B. löss- bzw. lösslehmreichen) Standorten häufig geringere Bodenvolumina durchwurzeln als auf ökologisch ungünstigeren Standorten, um eine äquivalente Menge an Nährstoffen und Wasser aufzunehmen. Dies führt zu einer stärkeren Windwurfgefährdung. Bäume, die an Standorten mit einer nur geringmächtigen, lösslehmarmen Hauptlage wachsen, folgten dagegen mit ihren Wurzeln auf der Suche nach Wasser oft Rissen und Spalten bis ins anstehende Gestein, was die Standfestigkeit erhöht.

Tab. 5.1.1: Profildatenblatt des Profils N2

Profil: N 2		Untersuchungsgebiet: Neuses (Gemeinde Freigericht)									
Position: R 3512115 H 5552915 Höhe: ca. 260 m ü. NN		Topographische Karte: 5821 Bieber									
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	3	10 YR 5/2	10 YR 3/2	sub	X2, Gr1	Wg2	Wf3	-			
M	30	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	sub-pla	X2, Gr1	Wg2	Wf3	-			
II Bv	50	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/6	sub	X3, Gr1	Wg2	Wf3	-			
III ICv	85+	7.5 YR 5/3	7.5 YR 4/3	sub	X4, Gr4	Wg2	Wf1	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ah	Ut2	7,27	4,61	9,38	41,28	18,73	7,40	11,33	67,41	21,26	0,32
M	Ut3	3,92	3,68	7,77	44,13	21,04	7,25	12,21	72,42	15,37	0,21
II Bv	Ut2	2,85	3,70	8,13	43,56	22,87	8,61	10,28	75,03	14,69	0,20
III ICv	Su3	21,90	13,84	23,54	16,87	11,92	5,07	6,85	33,87	59,28	1,75
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	4,71	5,35	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	2,31	3,98	4,61	0,170	0,66	0,26	0,005	0,010	0,52		
II Bv	1,21	3,98	4,52	0,134	0,70	0,19	0,007	0,014	0,48		
III ICv	0,62	3,86	4,73	0,040	1,88	0,02	0,015	0,039	0,40		

Zur Aufklärung dieses Sachverhaltes könnte vielleicht das Profil N1 (Tab. 5.1.2) das im Unterhangbereich des Geiselbachtals angelegt wurde (vgl. Abb. 5.1.1 und Abb. 5.1.2), beitragen. Das Solum ist bis in 50 cm Tiefe intensiv durchwurzelt, bis in das liegende Material reichen nur einzelne Grobwurzeln. Anhand des Geländebefunds und der Labordaten lässt sich in 50 cm Tiefe nur eine Horizontgrenze nachweisen, denn bis auf den erhöhten Tongehalt und die etwas dichtere Lagerung finden sich keine Unterschiede in der Materialzusammensetzung und seiner Charakteristik. Für eine Schichtgrenze an dieser Stelle treten keinerlei Hinweise in Erscheinung. Das Substrat ist bis in 90 cm Tiefe nur sehr schwach steinhaltig, allerdings nimmt der Grusgehalt mit der Tiefe etwas zu. Eine deutliche Differenzierung gibt es zum Material des II ICv-Horizontes. Starke Änderungen in Grobbodengehalt und Feinerdezusammensetzung (vgl. Sand-Schluff-Quotient) sprechen für eine Abgrenzung als eigene Schicht. Bodentypologisch ist das Profil als Parabraunerde zu kennzeichnen, wobei zwischen Al- und Bt-Horizont ein Übergangsbereich (Al+Bt-Horizont) mit fleckhaft nebeneinander vorkommendem Material beider Horizonte ausgebildet ist. Die Genese des 90 cm mächtigen Substrates ist bis dato nicht zu klären. Es kann sich nicht um eine Parabraunerde aus rein äolischem Material, z.B. Löss, handeln, da das Substrat Steine und Grus enthält. Möglicherweise ist es eine Bodenbildung in Solumsediment, denn der Hang oberhalb des

Profils ist sehr steil ausgebildet und erodierte bzw. kolluvial überdeckte Profile (vgl. Profil N2) sind dort weit verbreitet.

Tab. 5.1.2: Profildatenblatt des Profils N1

Profil: N 1				Untersuchungsgebiet: Neuses (Gemeinde Freigericht)							
Position: R 3512092 H 5552705 Höhe: ca. 230 m ü. NN				Topographische Karte: 5821 Bieber							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	5	7.5 YR 4/1	7.5 YR 4/4	kru-sub	X1, Gr1	Wg3	Wf4	-			
Al	30	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	sub	X2, Gr1	Wg3	Wf3	-			
Al+Bt	50	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	sub-pol	X1, Gr2	Wg3	Wf3	-			
Bt	90	7.5 YR 6/6	7.5 YR 4/4	pol	X1, Gr3	Wg1	Wf0	-			
II ICv	105+	7.5 YR 5/4	7.5 YR 4/6	sub-pol	X4, Gr4	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Ahe	Ut3	2,11	2,44	6,78	43,55	22,50	7,98	14,64	74,03	11,34	0,15
Al	Ut3	3,24	2,76	6,60	44,41	21,60	7,13	14,25	73,13	12,61	0,17
Al+Bt	Ut3	3,06	2,45	6,77	43,92	21,27	8,68	13,84	73,87	12,28	0,17
Bt	Ut4	1,97	2,13	7,69	38,51	18,26	8,45	22,98	65,23	11,79	0,18
II ICv	Ls3	4,01	11,33	27,52	20,86	11,76	5,56	18,96	38,18	42,86	1,12
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	3,88	4,49	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Al	2,00	3,83	4,43	0,227	0,81	0,28	0,039	0,057	0,70		
Al+Bt	1,19	3,88	4,31	0,209	0,77	0,27	0,045	0,065	0,69		
Bt	0,43	3,76	4,36	0,252	1,12	0,23	0,012	0,037	0,32		
II ICv	0,19	3,96	4,86	0,198	1,29	0,15	0,024	0,054	0,45		

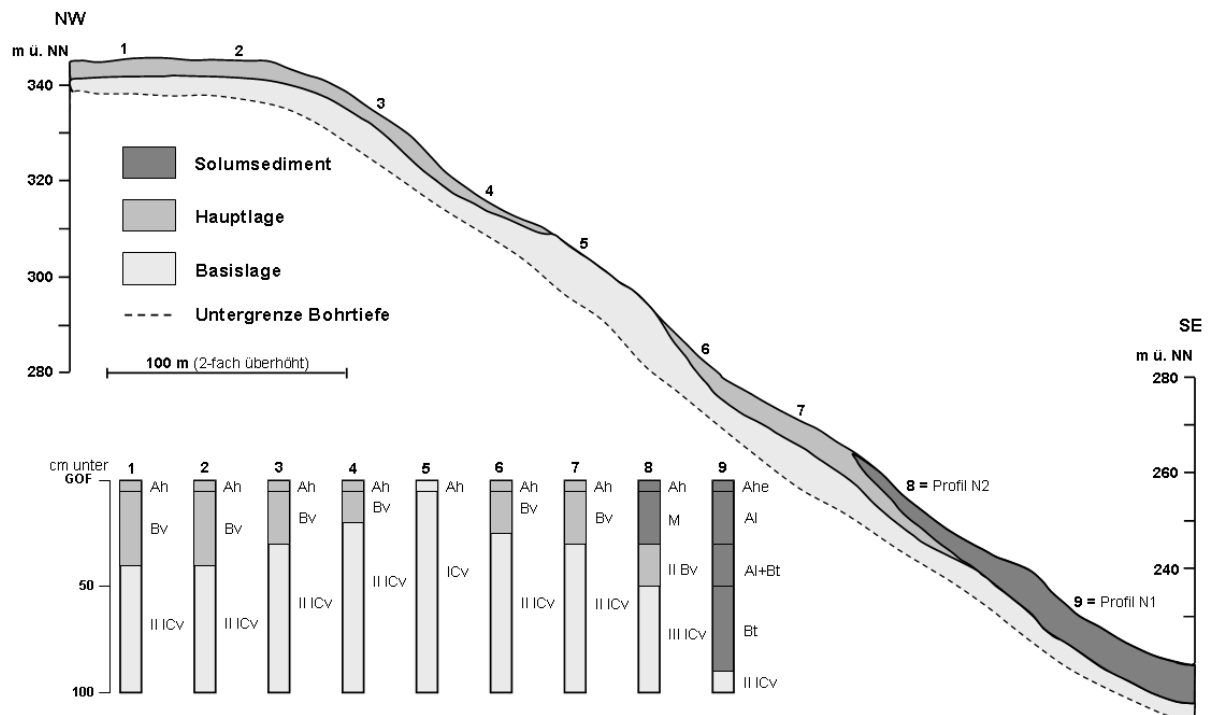


Abb. 5.1.2: Catena des SE-exponierten Geiselbachtalhangs, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht

## Mikromorphologische Befunde

Die Mikrostruktur des Al-Horizontes ist größtenteils schwammig ausgebildet, auch in kompakteren Bereichen lassen sich keine Aggregate abgrenzen (vgl. Abb. 5.1.3). Allerdings sind viele biogene Hohlräume vorhanden. In Bereichen besonders starker bioturbater Aktivität ist das Mikrogefüge krümelig aufgelöst (vgl. Abb. 5.1.3). In das überwiegend schluffige Material sind angewitterte Glimmerschieferstücke eingebettet. Außerdem finden sich im Dünnschliff zahlreiche Wurzeln und Sklerotien. In geringerer Anzahl sind noduläre Eisenhydroxidausfällungen sowie Holzkohlestücke zu erkennen (vgl. Abb. 5.1.4).

Das schon mit bloßem Auge sichtbare Nebeneinander tonarmen und tonangereicherten Substrates im Al+Bt-Horizont, lässt sich auch im Dünnschliff wiederfinden: Zonen, die durch Bioturbation eine Auflockerung der Mikrostruktur erfahren haben (vgl. Abb. 5.1.5), sind frei von Toneinspülungen, während die Bereiche mit relativ kompakter Mikrostruktur (vgl. Abb. 5.1.6) durch Eisenhydroxid-Imprägnierungen und Toneinschlammung sich auch farblich gut unterscheiden lassen. Im gesamten Schliff sind Wurzeln, Glimmerschieferstücke sowie noduläre Eisenanreicherungen erkennbar. Holzkohle konnte ebenfalls nachgewiesen werden (vgl. Abb. 5.1.7).

Der Bt-Horizont ist in seiner Mikrostruktur überwiegend kompakt ausgeprägt. Biogene Hohlräume lassen sich dennoch im Schliffbild ausmachen, wenngleich die bioturbate Aktivität im Vergleich zum Hangenden deutlich weniger ins Gewicht fällt. Krümelige Auflösungen der Mikrostruktur und organische Komponenten wie Wurzeln oder Sklerotien fehlen dem Material völlig. Zahlreiche Toneinspülungen prägen die Matrix des Bt-Horizontes (vgl. Abb. 5.1.8). Bei näherer Betrachtung unterscheiden sich die Tonanreicherungen: Neben Ton, in dem viele größere Schluffkörner eingeschlossen sind (vgl. Abb. 5.1.9), finden sich braune bis dunkelbraune, schluffige Toneinspülungen, teilweise in mikrolaminierter Form. Die Tonpartikel sind teilweise gleichförmig orientiert abgelagert, so dass scharfe Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren zu sehen sind (vgl. Abb. 5.1.10 und 5.1.11), zum Teil sind die Auslöschungsmerkmale aber eher undulös, was für eine schlechtere Einregelung der Partikel spricht (vgl. Abb. 5.1.12 und 5.1.13). Der untere Teil des Bt-Horizontes enthält zahlreiche größere Glimmerschieferstücke. In Hohlräumen treten bis zur Grenze zum liegenden Material (II ICv-Horizont), und sogar darüber hinaus, dicke Toneinspülungen in Erscheinung (vgl. Abb. 5.1.14).

Das Substrat des II ICv-Horizontes ist fast ausschließlich aus Glimmerschiefermaterial in allen Korngrößen zusammengesetzt und enthält nur sehr wenige, meist kleine biogene Hohlräume, in die Ton eingespült ist (vgl. Abb. 5.1.15). Größere Hohlraumstrukturen (materiallagerungsbedingt oder Risse) weisen häufig Ton-Schluff-Einspülungen auf, die wohl mit dem schnellen Sickerwasserstrom entlang von präferentiellen Fließwegen transportiert werden (vgl. Abb. 5.1.16 und 5.1.17). Eisenhydroxid-Imprägnierungen sind für das Material ebenfalls charakteristisch.



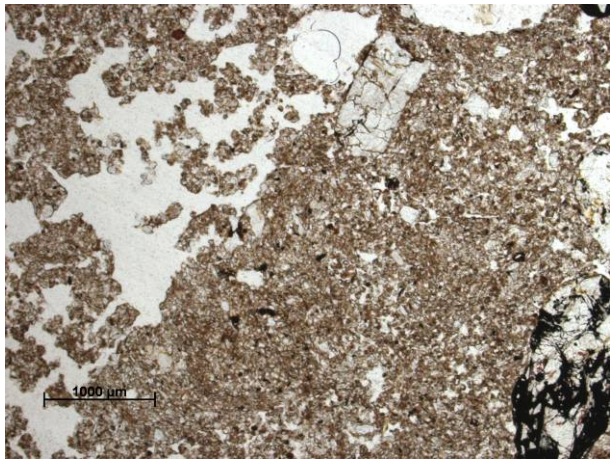


Abb. 5.1.3: Mikrostruktur des Al-Horizontes

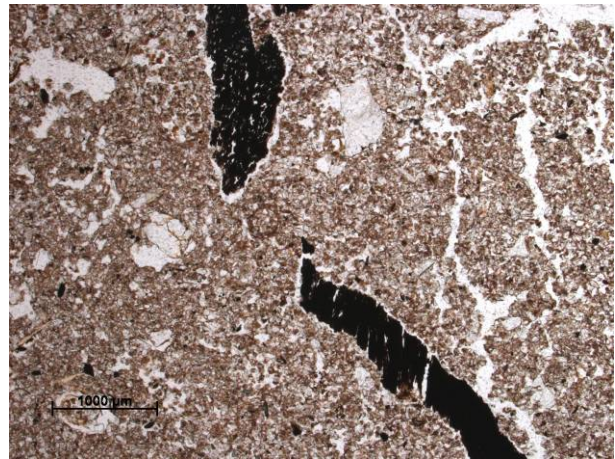


Abb. 5.1.4: Holzkohle im Al-Horizont

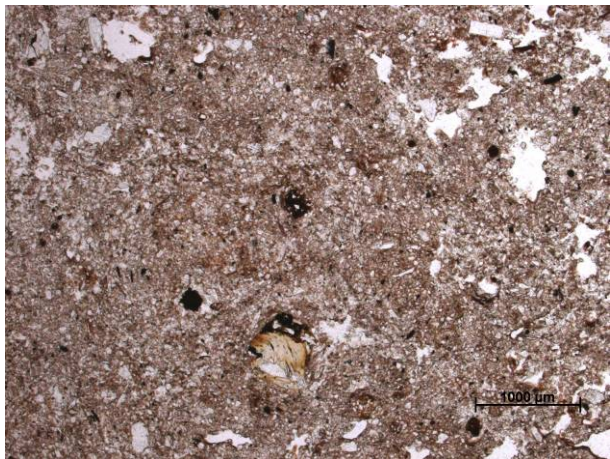


Abb. 5.1.5: Bereiche ohne Toneinspülungen (Al+Bt-Horizont)



Abb. 5.1.6: Bereiche mit Toneinspülungen (Al+Bt-Horizont)

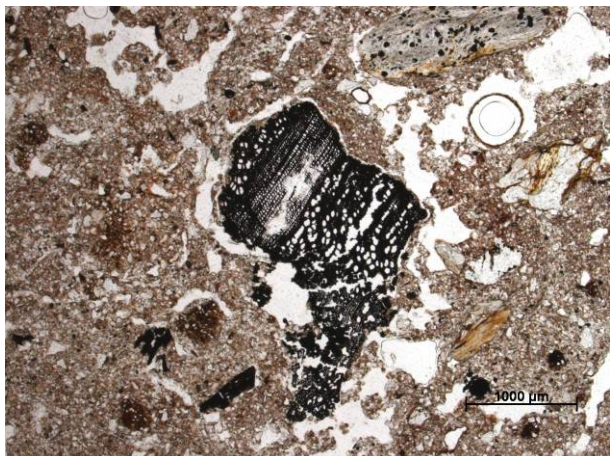


Abb. 5.1.7: Holzkohle im Al+Bt-Horizont

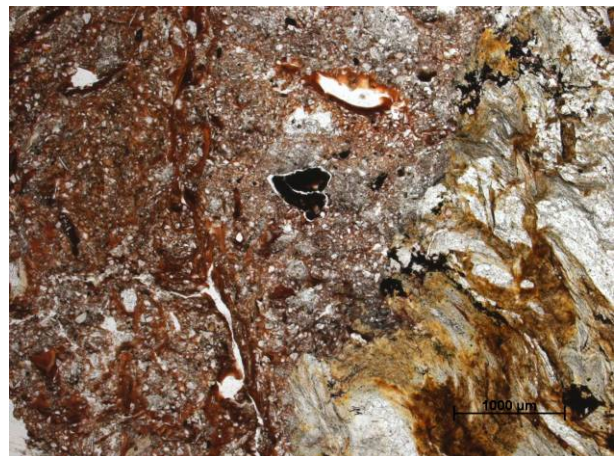
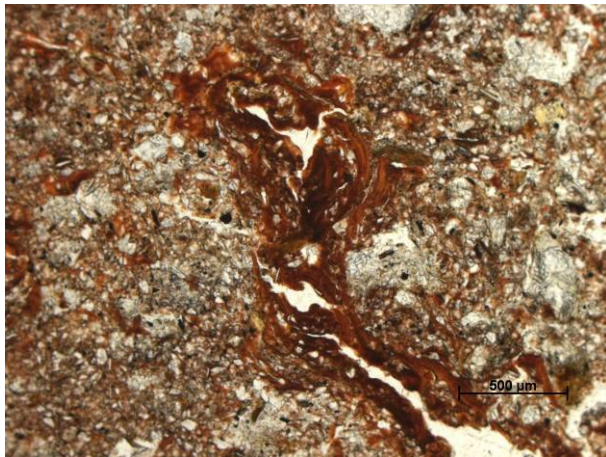
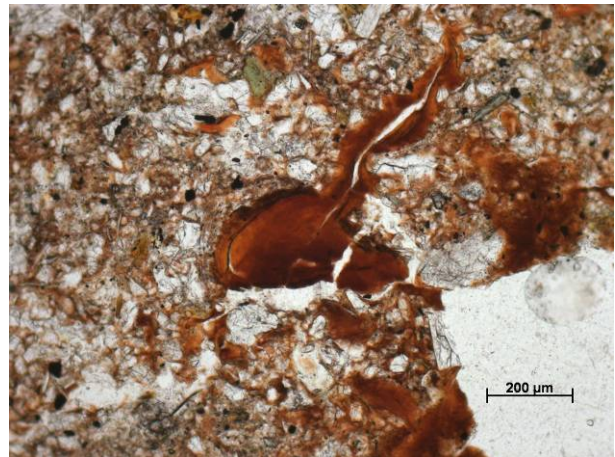


Abb. 5.1.8: Typische Struktur des Bt-Horizontes

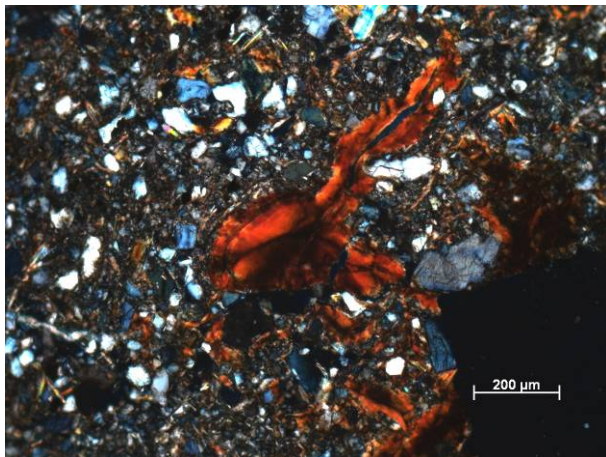




**Abb. 5.1.9:** Toneinspülungen mit eingeschlossenen Schluffkörnern



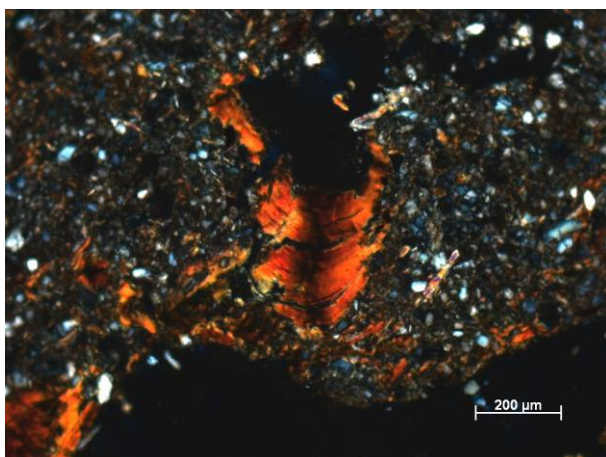
**Abb. 5.1.10:** Toneinspülung



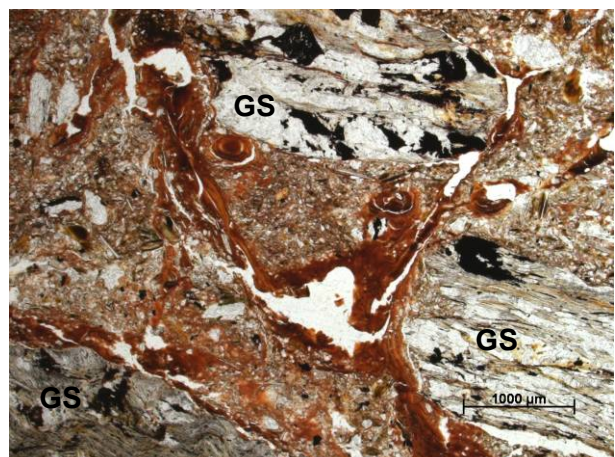
**Abb. 5.1.11:** wie 5.1.10, scharfe Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren



**Abb. 5.1.12:** Toneinspülung



**Abb. 5.1.13:** wie 5.1.12, weniger scharfe Auslöschung bei gekreuzten Polarisatoren

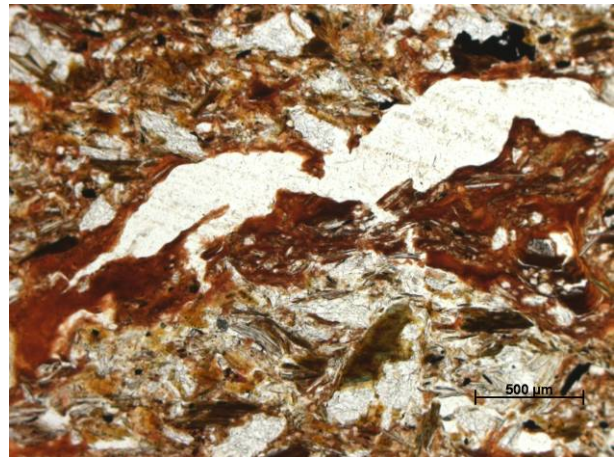


**Abb. 5.1.14:** Toneinspülungen im Bereich der Grenze zum ICv-Horizont; GS = Glimmerschiefer

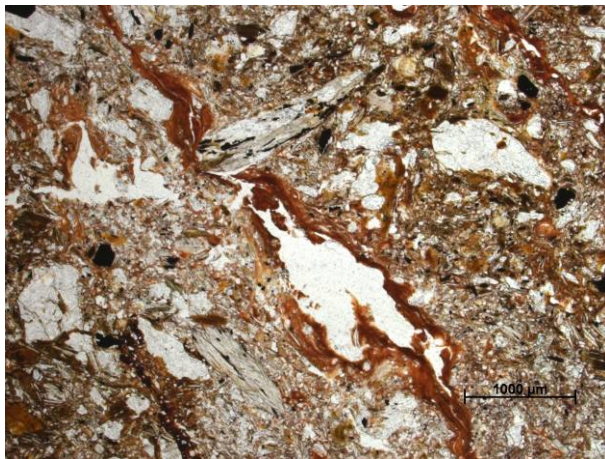




**Abb. 5.1.15:** ICv-Horizont mit Toneinspülungen entlang biogener Hohlräume



**Abb. 5.1.16:** Ton-Schluff-Einspülung im ICv-Horizont



**Abb. 5.1.17:** Ton-Schluff-Einspülung im ICv-Horizont

Die Ergebnisse der mikromorphologischen Untersuchungen stützen den Geländebefund der einheitlichen Beschaffenheit des Substrates bis in 90 cm Tiefe, erst im Liegenden ist ein deutlich anderes Material nachzuweisen. Holzkohlefunde in den oberen beiden Horizonten legen nahe, dass es sich in diesem Profil um eine pedogene Überprägung (Lessivierung) von Solumsediment handelt. Dafür sprechen auch die hangaufwärts und in der näheren Umgebung des Profils erbohrten verkürzten Profile und Solumsedimente (Kolluvien). Die starke Differenzierung, also die Intensität der Bodenbildung, dürfte einen längeren Zeitraum für seine Ausprägung erfordern, selbst wenn es sich um vorverwittertes Material handelt. Daher ist ein höheres Alter für die Ablagerung des Solumsediments anzunehmen. Vergleichbare Befunde lessivierter Kolluvien unter Wald beschreibt BAUER (1993) aus dem Vortaunus-Gebiet: Dort wurde eine an der Basis des Kolluviums gefundene Holzkohle auf 1075 +/- 85 B.P. datiert. Altersvergleiche zum vorliegenden Profil müssen indes unterbleiben, denn makroskopisch erkennbare Holzkohlestücke, die einer Datierung hätten dienen können, waren im Substrat leider nicht vorhanden.

Die Lessivierung setzt sich auch über die Schichtgrenze des Kolluviums zum liegenden Substrat hinweg fort: Auch im II ICv-Horizont sind zahlreiche Ton- und Ton-Schluff-Einspülungen im Dünnschliff zu erkennen. Dabei handelt es sich nicht nur um durch präferentiellen Fluss in

weiten Poren bewegtes Material, sondern auch um Tonverlagerung in eher kleinen Hohlräumen.

Gründe für eine bevorzugte Durchwurzelung der oberen 50 cm des Bodenprofils und eine Meidung des liegenden Materials konnten auch durch die mikromorphologischen Untersuchungen nicht gefunden werden. Die Toneinspülungen verstopfen die Hohlräume nicht, so dass auch nicht mit zeitlich begrenztem Vorkommen von Staunässe zu rechnen ist. Hydro-morphe Merkmale fehlen im Profil bis auf wenige Eisenhydroxid-Anreicherungen, die nur mikroskopisch erkennbar sind. Weiterhin sind keine, das Wurzelwachstum behindernden Verdichtungen oder Skelettanreicherungen zu finden.

Ein weiteres Beispiel einer Parabraunerdebildung im Untersuchungsgebiet ist das Profil N10 (Tab. 5.1.3) Es befindet sich am ostexponierten Mittelhang des Taleinschnitts eines Tributärs des Schnellmichbachs (vgl. Abb. 5.1.18).

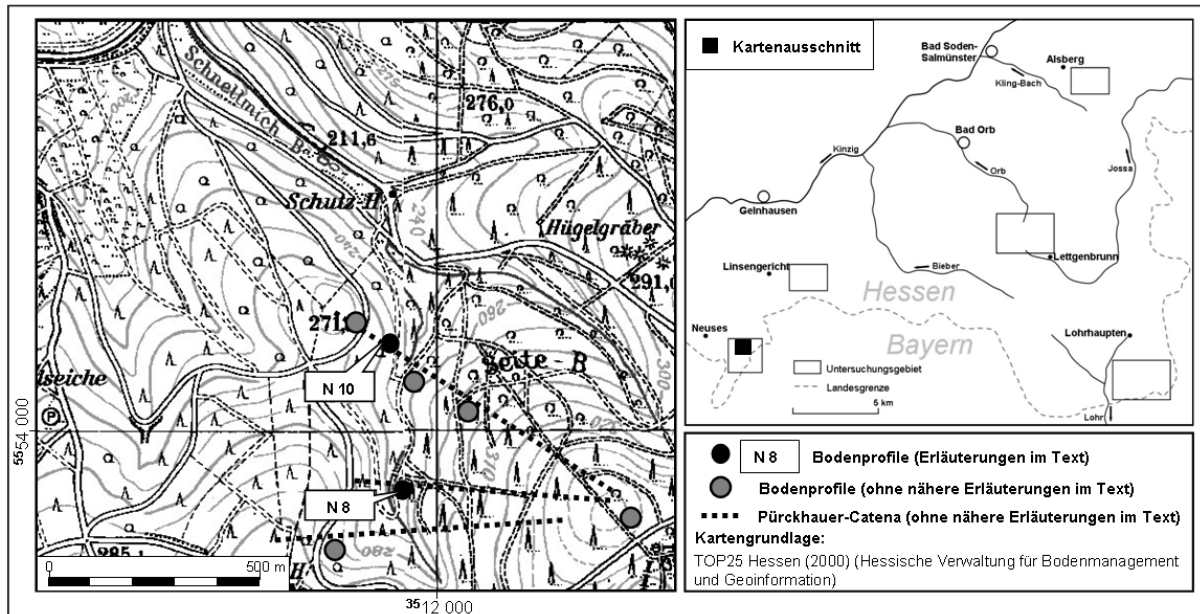


Abb. 5.1.18: Lage der Profile N10 und N8

Allerdings unterscheidet es sich durch den Aufbau aus mehreren periglaziären Lagen erheblich vom zuvor beschriebenen Profil: Es handelt sich um eine lithologisch zweigeteilte Parabraunerde aus Hauptlage über Mittellage. Die im Liegenden folgende Basislage (erbohrt), ist nicht aufgeschlossen.

Bereits in der Hauptlage ist ein komplettes Parabraunerdeprofil mit Eluvial- und Illuvialhorizont ausgebildet. Toncutane im Bt-Horizont sind bereits makroskopisch erkennbar. Im Liegenden der Hauptlage folgt ein weiterer Tonanreicherungshorizont (II Bt) in der Mittellage. Der Tongehalt steigt nochmals an. Die Schichtentrennung ist durch die Zunahme des Grobbodengehalts, die Veränderung in der Durchwurzelungsintensität sowie den Sprung im Sand-Schluff-Quotienten dokumentiert.

Tab. 5.1.3: Profildatenblatt des Profils N10

Profil: N 10				Untersuchungsgebiet: Neuses (Gemeinde Freigericht)							
Position: R 3511837 H 5554200 Höhe: ca. 250 m ü. NN				Topographische Karte: 5820 Langenselbold							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
A(e)h	5	7.5 YR 4/1	7.5 YR 3/1	kru	Gr1	Wg4	Wf3	-			
Al	35	10 YR 7/3	10 YR 5/4	koh-sub	Gr1	Wg2	Wf3	-			
Bt	55	7.5 YR 7/4	7.5 YR 5/4	sub-pol	Gr1	Wg2	Wf2	-			
II Bt	65+	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	sub-pol	Gr4	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					T	Σ U	Σ S	S:U	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
A(e)h	Ut3	1,37	0,89	4,00	48,10	24,70	8,79	12,15	81,59	6,26	0,08
Al	Ut3	0,51	0,57	4,05	50,31	23,50	7,59	13,47	81,41	5,13	0,06
Bt	Ut4	0,53	0,39	3,87	45,42	21,62	7,59	20,58	74,62	4,80	0,06
II Bt	Lu	6,61	2,79	4,67	34,50	17,44	7,65	26,34	59,59	14,07	0,24
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
A(e)h	n.b.	3,64	4,04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Al	2,36	3,71	4,16	0,19	0,60	0,31	0,005	0,012	0,44		
Bt	1,03	3,69	4,13	0,16	0,97	0,16	0,012	0,029	0,41		
II Bt	n.b.	3,64	4,07	0,18	1,49	0,12	0,016	0,029	0,55		

Ein weiterer Beleg für die lithologische Differenzierung ist das Fehlen des Laacher See-Spektrums (Augit, Braune Hornblende, Titanit) in der Schwermineralverteilung des II Bt-

Tab. 5.1.4: Schwerminerale (Profil N10), Angaben in Korn-%; +:<1%

	Al	Bt	II Bt
Anatas	3	3	25
Apatit	-	1	+
Augit	3	3	-
Disthen	-	1	1
Epidot	35	32	26
Glaukophan	-	1	-
Glimmer	-	1	3
Granat	2	2	+
Grüne Hornbl.	11	9	6
Braune Hornbl.	11	19	+
Rutil	1	1	1
Staurolith	4	3	2
Titanit	7	9	+
Turmalin	15	10	28
Zirkon	9	6	8
Opak	32	31	59

Horizontes, das in beiden Horizonten der hangenden Schicht klar nachweisbar ist (vgl. Tab. 5.1.4).

Auch im II Bt-Horizont sind Toncutane erkennbar. Darüber hinaus erscheint aber auch die Matrix des Horizontes etwas tonreicher als die des Illuvialhorizontes in der Hauptlage. Ob neben der Tonverlagerung innerhalb des Profils, angezeigt durch die Tontapeten, zusätzlich ein schichtungsbedingter, primärer Tongehaltsunterschied zwischen Haupt- und Mittellage vorliegt, kann makroskopisch nicht geklärt werden. Das Profil unterliegt starken bioturbaten Prozessen: Begünstigt durch das Fehlen von Steinen, der Skelettanteil besteht aus

Grus, und die relativ lockere Lagerung der Hauptlage ist das Material stark durchwurzelt. Alte Wurzelbahnen sind bis heute durch humose Flecken in der gesamten Hauptlage erkennbar und für den erhöhten Gehalt an organischer Substanz verantwortlich. Auch sind einzelne Minerale des Laacher See-Spektrums bioturbat bis in die Mittellage eingemischt. Die dichtere Lagerung der Mittellage verhindert wohl aber eine stärkere Durchwurzelung des II Bt-Horizontes.



## Mikromorphologische Befunde

Der Dünnschliff des Al-Horizontmaterials zeigt eine bioturbat geprägte, schwammige Mikrostruktur mit wenigen großen Hohlräumen. Zahlreiche, wieder verfüllte Gänge gliedern die überwiegend tonarme, sehr schluffbetonte Grundmasse. An einigen Stellen gibt es Verwürfungen von sehr tonarmen und etwas tonhaltigeren Grundmassepartien, die wohl auf Bioturbation zurückzuführen sind (vgl. 5.1.19). Der Schliff enthält sehr viele organische Komponenten wie Wurzeln, Wurzelreste und Sklerotien.

Auch die Mikrostruktur im Grenzbereich Al-, Bt-Horizont ist bioturbat geprägt, die Anzahl der größeren Hohlräume ist hier größer als im Schliff aus dem hangenden Material. Der Horizontübergang erfolgt graduell, d.h. mit zunehmender Tiefe finden sich immer mehr Toneinspülungen dunkelbrauner Färbung (vgl. Abb. 5.1.20). An den Wänden größerer Gänge treten vereinzelt auch Ton-Schluff-Einspülungen in Erscheinung. Im Bereich des Bt-Horizontes sind einige Aggregate schichtfremden, tonigen Materials zu erkennen. Diese tonreichen Aggregate sind zum Umgebungsmaterial scharf abgegrenzt und von nahezu kreisrunder Form (vgl. Abb. 5.1.21). Aufgrund seiner Zusammensetzung ist das Material wahrscheinlich dem liegenden II Bt-Horizont in der Mittellage zuzuordnen. Daneben gibt es einige Toncutanfragmente.

Eine weitere Probe wurde im Grenzbereich Hauptlage/Mittellage entnommen und enthält jeweils etwa zur Hälfte Material aus dem Bt- und dem II Bt-Horizont. Der Schliff zeigt zwei Mikrostrukturen: Im oberen Teil (Hauptlage) finden sich viele große Hohlräume und eine bioturbat aufgelockerte Struktur, während das Material im unteren Bereich kompaktiert erscheint, mehr Ton enthält und nur durch wenige Gänge und andere Hohlräume gegliedert wird. Die Anzahl der enthaltenen organischen Komponenten (überwiegend Wurzeln) geht im II Bt-Horizont im Vergleich zum Bt-Horizont in der Hauptlage zurück, dafür sind mehr Toneinspülungen in Hohlräumen zu erkennen. Die Grenze zwischen Haupt- und Mittellage ist nicht einheitlich ausgebildet: Teilweise ist das Material in großen Bereichen vermischt, so dass eine Trennung kaum erkennbar ist (vgl. Abb. 5.1.22). An anderer Stelle sind die beiden Schichten sehr scharf gegeneinander abgrenzbar (vgl. Abb. 5.1.23). In der Mittellage ist wie in der hangenden Schicht ein Bt-Horizont ausgebildet. Die Tonverlagerung wird anhand dunkelbrauner Toneinspülungen sichtbar (vgl. Abb. 5.1.24 und 5.1.25). Der größte Teil des Tons in diesem Horizont tritt aber in Form von Toncutanfragmenten (vgl. Abb. 5.1.26) und teilweise abgerollten Aggregaten in Erscheinung. Die Aggregate bestehen größtenteils aus Ton mit eingeschlossenen Schluffkörnern (vgl. Abb. 5.1.27) und zeigen bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren fleckige Auslöschungsmerkmale. Einige Aggregate sind scharf gegen das Umgebungsmaterial abgegrenzt, andere zeigen fließende Übergänge (vgl. Abb. 5.1.28). Viele Toncutanfragmente und das Vorkommen des tonigen Materials in Form von Aggregaten mit teils scharfer Begrenzung zum Umgebungsmaterial sprechen für eine transportbedingte Überformung älterer Toneinspülungen. Es handelt sich also bei einem großen Teil des Mittellagenmaterials wohl um Umlagerungsprodukte einer älteren Bodenbildung (Bt-Horizont), die mit Schluff, wahrscheinlich äolisch eingetragenes Lösslehmmaterial, vermischt wurden. Außerdem sind Glimmerschieferstücke in die Matrix eingebettet, was für die Aufarbeitung von Basislagenmaterial sprechen würde. Das Material unterlag anschließend nur wenig wirksa-

men Homogenisierungsprozessen, wie z.B. Bioturbation, so dass die primären Materialunterschiede bis heute erkennbar sind.

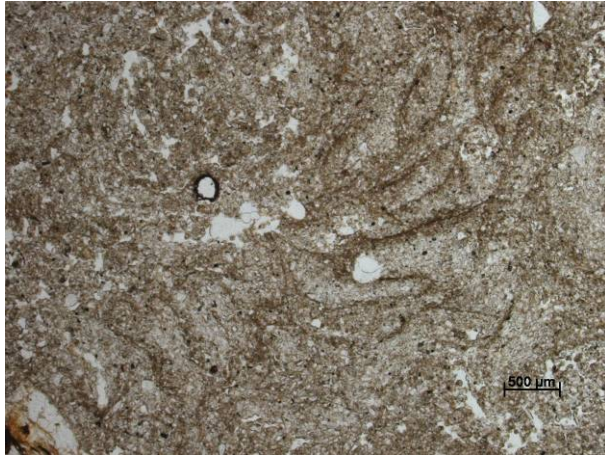


Abb. 5.1.19: Verwürgungen durch Bioturbation

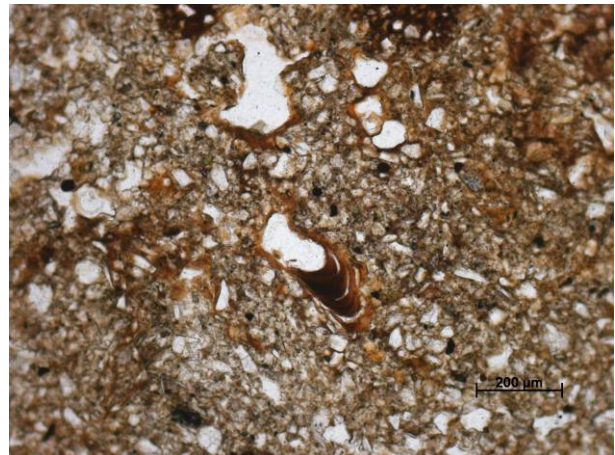


Abb. 5.1.20: Toneinspülungen im unteren Teil der Hauptlage

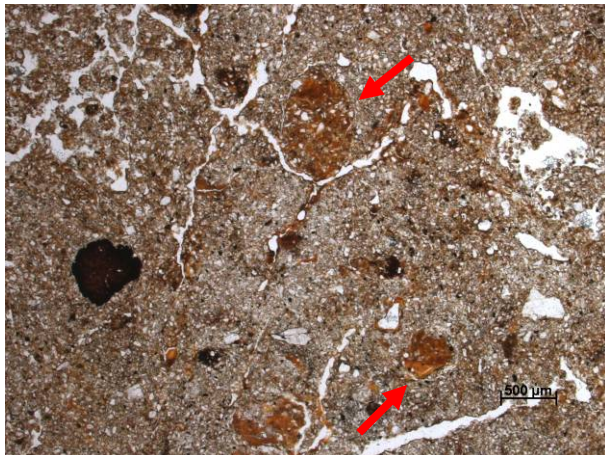


Abb. 5.1.21: Abgerollte Aggregate von Mittellagenmaterial (Pfeile) in der Hauptlage

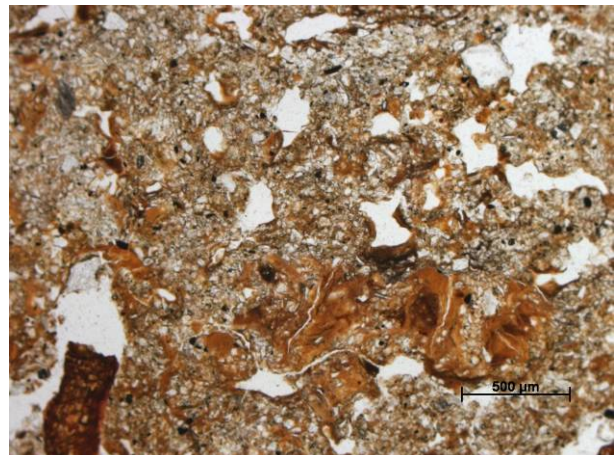


Abb. 5.1.22: Grenze Hauptlage-Mittellage, bioturbat aufgelöst

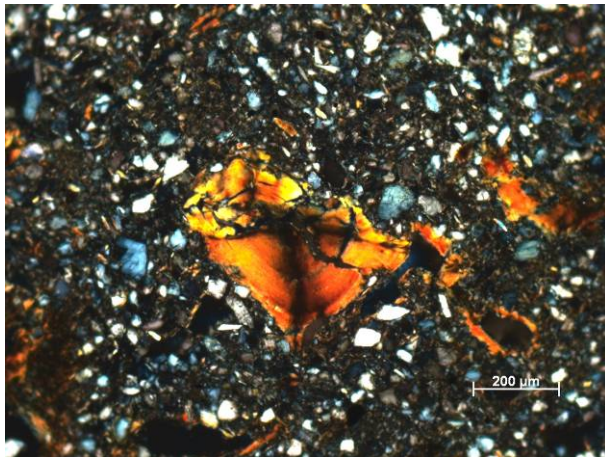


Abb. 5.1.23: Grenze Hauptlage-Mittellage, scharf ausgeprägt

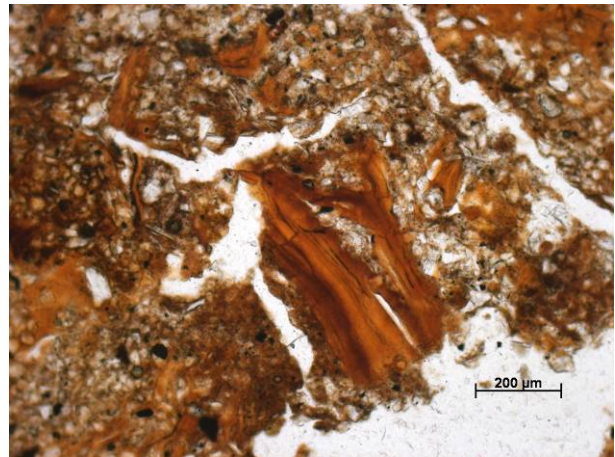


Abb. 5.1.24: Toneinspülung

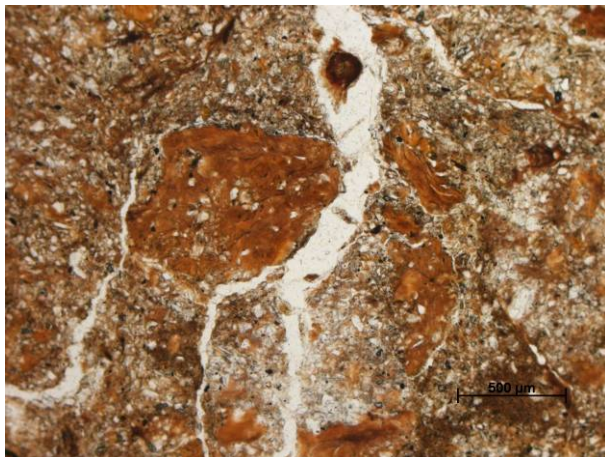




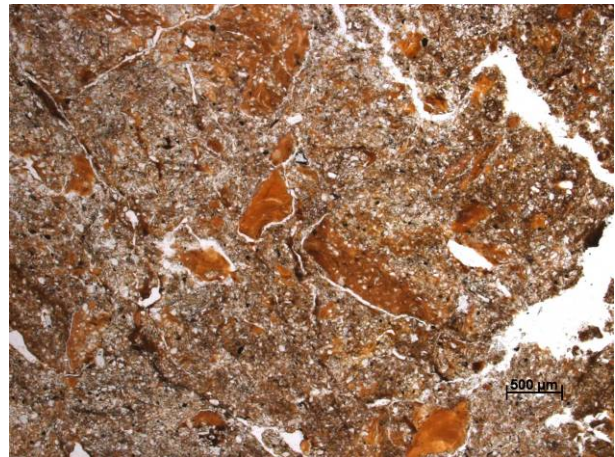
**Abb. 5.1.25:** wie 5.1.24, Auslöschungsbänder bei gekreuzten Polarisatoren



**Abb. 5.1.26:** Toncutanbruchstücke in der Mittellage



**Abb. 5.1.27:** Abgerollte, tonige Aggregate in der Mittellage



**Abb. 5.1.28:** Abgerollte, tonige Aggregate mit scharfem und teils mit fließendem Übergang zum Umgebungsmaterial in der Mittellage

Die Geländeansprache des Bodentyps als Parabraunerde auf Basis des Tongehaltsunterschiedes und den vorkommenden Toncutanen muss aufgrund der mikromorphologischen Befunde um den Aspekt einer Phäno-Parabraunerdebildung erweitert werden. Der Tongehaltsunterschied ist also zum Teil durch den verschiedenen Tongehalt der einzelnen Schichten zu erklären. Die Toneinspülungen in den Illuvialhorizonten beider periglaziärer Lagen maskieren diesen Schichtungseffekt. Der rezente Lessivierungsprozess erfolgt schichtübergreifend. Eine Schicht-Horizont-Koinzidenz ist weder makroskopisch noch mikroskopisch erkennbar.

Die tonigen Aggregate in der Mittellage, die zweifellos Umlagerungsprodukte einer älteren Bodenbildung darstellen, werfen neue Fragen auf. Die Dicke der Toncutanfragmente und die Menge des Tons in den Aggregaten lassen auf sehr intensive Verlehmungs- und Lessivierungsprozesse schließen. Diese Bodenbildung muss vor der Genese der Mittellage stattgefunden haben. In den Aggregaten sind ausschließlich Schluffkörner eingeschlossen (keine Sandkörner), was gegen eine Bodenbildung im Basislagenmaterial spricht, das sanddominiert ist. Damit ist die Bodenbildung wohl in einem Material abgelaufen, das auf der Basislage akkumuliert worden ist. Die Verlehmung und Tonverlagerung setzt eine relative Formungsruhe voraus, woraus sich schlussfolgern lässt, dass es nach der Akkumulation eines

schluffigen Materials auf der Basislage zu einer Unterbrechung hangdynamischer Prozesse gekommen sein muss. Eine genaue zeitliche Einordnung ist nicht sicher möglich. Es könnte sein, dass die Basislage rißzeitlichen Alters ist, die Bodenbildung dem Eem zuzuordnen wäre und die Genese der Mittellage dann würmzeitlich erfolgte. Allerdings wäre die würmzeitliche Erosionsintensität dann als nur sehr gering einzustufen. Träfe dies zu, müssten sich auch in vielen anderen Mittelgebirgen solche Hinweise finden lassen. Dies ist bisher nicht erforscht. Die Erkenntnisse aus der Lössstratigraphie zeigen, dass es auch im Würm Ruhephasen in der Hangdynamik gab, in denen Bodenentwicklung möglich war (z.B. Lohner Boden). Es ist anzunehmen, dass diese klimatischen und formungsdynamischen Schwankungen sich auch in der Mittelgebirgslandschaft ausgewirkt haben. Denkbar ist deshalb ebenso eine würmzeitliche Unterbrechung der Formungsprozesse periglaziärer Lagen, während der eine Bodenbildung stattfand, die an diesem Standort, vielleicht in einer Schutzposition, bei der folgenden Formung der Mittellage in Resten erhalten blieb. Die Befunde zeigen eindrücklich die Komplexität im Aufbau der Hangsedimente und den Mangel an Datierungsmöglichkeiten periglaziärer Lagen, die für das bessere Verständnis der Landschaftsgenese nötig wären.

Ein drittes Parabraunerdeprofil, das sich aber in seinem Substrataufbau von den schon beschriebenen Aufschlüssen unterscheidet, findet sich am westexponiertem Hang im Talschlussbereich eines Schnellmichbach-Tributärs (vgl. Abb. 5.1.18). Das Profil N8 (vgl. Tab. 5.1.5) ist in seinem gesamten Aufbau frei von Bodenskelett und wird durch schluffig-toniges Material bestimmt.

Tab. 5.1.5: Profildatenblatt des Profils N8

Profil: N 8		Untersuchungsgebiet: Neuses (Gemeinde Freigericht)									
Position: R 3511915 H 5553867 Höhe: ca. 270 m ü. NN		Topographische Karte: 5821 Bieber									
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	5	10 YR 6/2	10 YR 4/2	kru-koh	-	Wg2	Wf3	-			
Al	45	10 YR 7/4	10 YR 5/4	koh-sub	-	Wg2	Wf3	-			
Al+Bt	60	10 YR 7/6	10 YR 5/6	sub+pol	-	Wg1	Wf2	-			
Bt	75	7.5 YR 6/6	7.5 YR 4/6	pol	-	Wg1	Wf1	-			
Bt+ICv	95+	10 YR 7/4	10 YR 4/6	pol+koh	-	Wg1	Wf1	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]		fU		T	Σ U	Σ S	S:U		
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ah	Ut3	0,45	0,43	3,89	49,28	25,80	8,09	12,06	83,16	4,77	0,06
Al	Ut3	0,49	0,41	3,92	48,92	25,06	8,66	12,53	82,65	4,82	0,06
Al+Bt	Ut3	0,31	0,28	4,04	46,85	23,49	8,70	16,33	79,04	4,63	0,06
Bt	Tu4	0,37	0,40	3,27	39,41	20,39	6,76	29,40	66,56	4,04	0,06
Bt+ICv	Ut4	0,57	0,47	4,34	40,39	22,19	7,48	24,56	70,06	5,38	0,08
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	4,03	4,60	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Al	2,28	3,84	4,22	0,16	0,55	0,30	0,021	0,028	0,73		
Al+Bt	0,52	3,78	4,19	0,14	0,85	0,17	0,023	0,029	0,80		
Bt	0,36	3,70	4,18	0,18	1,23	0,14	0,032	0,046	0,70		
Bt+ICv	n.b.	3,96	4,62	0,16	1,13	0,15	0,031	0,036	0,85		

Augenfällig ist die geringmächtige Ausprägung des Ah-Horizontes. Allerdings schließt sich im liegenden Al-Horizont ein 20 cm mächtiger Sedimentbereich mit starker Humusfleckung an. Ausdruck dessen sind ebenfalls die bis in 60 cm Tiefe häufig auftretenden, meist runden

humosen Flecken, die in ihrer Genese auf alte Wurzelbahnen zurückzuführen sind. In 60 cm Profiltiefe verringert sich mit Einsetzen des Bt-Horizontes die Durchwurzelungsintensität merklich. Zwischen Al- und Bt-Horizont findet sich ein etwa 15 cm mächtiger Übergangsbereich, in dem das unterschiedlich tonhaltige Material der beiden Horizonte fleckig nebeneinander vorkommt (Al+Bt-Horizont). Auch unter dem Bt-Horizont schließt sich ein Substrat an, das ähnlich fleckig aus Bt-Material und einem grauen, kalkfreien Schluff zusammengesetzt ist (Bt+ICv-Horizont). Der graue Schluff ist durch eine Bohrung noch bis mindestens 70 cm unter die Aufschlussohle nachweisbar. Das Bodenprofil weist keinerlei Schichtungsmerkmale auf. Unterschiede im Skelettgehalt und Varianzen im Sand-Schluff-Verhältnis fallen als Schichtungskriterien aus. Dass Änderungen in der Durchwurzelungsintensität nicht immer Ausdruck von Schichtwechsell sind, konnte in den oben beschriebenen Profilen gezeigt werden. Die Feinbodenzusammensetzung variiert nur im Tongehalt: Die Unterschiede zwischen Al- und Al+Bt-Horizont sind

**Tab. 5.1.6:** Schwerminerale (Profil N8), Angaben in Korn-%; +:<1%

	Al	Al+Bt	Bt	Bt+ICv
Anatas	6	3	4	4
Apatit	-	+	+	1
Augit	3	2	1	2
Disthen	1	1	-	+
Epidot	30	38	46	41
Glimmer	2	-	-	2
Granat	2	4	3	5
Grüne Hornbl.	8	12	11	9
Braune Hornbl.	16	9	2	6
Rutil	+	1	+	1
Sillimanit	-	1	-	-
Spinell	+	-	-	-
Staurolith	5	6	2	3
Titanit	7	2	1	2
Turmalin	14	13	25	19
Zirkon	6	7	5	5
Opak	37	38	48	50

eher gering, da Letzterer gemischt beprobt wurde, zum Bt-Horizont steigt der Tongehalt dann stark um 13 % an.

Die Ergebnisse der schwermineralogischen Untersuchungen (vgl. Tab. 5.1.6) scheinen sich auf den ersten Blick in den Horizonten kaum zu unterscheiden: In allen Proben finden sich Epidot und Grüne Hornblende als Löss(lehm)-zeigerminerale sowie Augit, Braune Hornblende und Titanit, die in dieser Kombination Ausdruck für einen Gehalt von Laacher See-Tuff sind. Allerdings sind die prozentua-

len Gehalte der Laacher See-Tuff-Zeigerminerale im Al-Horizont deutlich höher als im liegenden Material. Möglicherweise können starke Bioturbationsprozesse, die sich schon makroskopisch sichtbar durch humose Fleckung alter Wurzelbahnen andeuten, zur Einmischung der Tephra-Minerale in größere Tiefen des Profils geführt haben. Dann ist anzunehmen, dass es sich beim Al-Horizont und den Al-Bereichen des Al+Bt-Horizontes um Hauptlagenmaterial handelt. Starke biogene Durchmischungsprozesse, die Material in die Tiefe verlagern, können im Dünnschluff sicher identifiziert werden (s.u.). Der hohe Gehalt an Löss(lehm)zeigermineralen verwundert nicht, denn das Material ist am Standort frei von Skelett und die Feinerdezusammensetzung besonders durch hohe Schluffgehalte geprägt. Die Lage des Profils im Talschlussbereich lässt vermuten, dass diese Positionen Sedimentfaltencharakter trugen, daher ist eine mächtige Lösslehmauflage nicht ungewöhnlich.

## Mikromorphologische Befunde

Der Al-Horizont ist durch eine kompaktierte, schwammige Mikrostruktur als Kennzeichen starker bioturbater Aktivität geprägt. In einigen Schliffbereichen ist die Matrix krümelig aufgelöst und es finden sich Gänge, die teilweise wieder mit Material verfüllt sind. Diese Gangstrukturen wühlender Tiere, dienen häufig Wurzeln als „vorbereitete“ Bahnen für eine leichtere Durchdringung des Materials (vgl. Abb. 5.1.29). Neben Wurzeln und Wurzelresten sind im Schliff viele Sklerotien sowie einige Eisenhydroxid-Ausfällungen in nodulärer Form und als Imprägnierungen zu erkennen.

In Bezug auf die Mikrostruktur, die bioturbate Prägung und den Gehalt an Wurzeln, Sklerotien und Eisenhydroxid-Anreicherungen unterscheidet sich das Material des Al+Bt-Horizontes kaum vom Hangenden. Allerdings ist das Substrat offenbar aus zwei verschiedenen Matrixtypen zusammengesetzt: Einige Bereiche sind eher tonarm (vgl. Abb. 5.1.30) andere wiederum etwas tonreicher (vgl. Abb. 5.1.31), erkennbar an der braunerer Färbung. Die Materialtypen gehen ohne erkennbare Trennung ineinander über, das heißt, es sind keine Begrenzungen zu sehen, die auf das nebeneinander Vorkommen von Aggregaten unterschiedlicher Zusammensetzung schließen lassen. Vielmehr könnten die tonärmeren Partien Zonen sein, aus denen Ton ausgewaschen wurde. In den Matrixbereichen mit mehr Ton zwischen den Schluffkörnern sind in Hohlräumen Toneinspülungen zu sehen. Diese sind braun bis dunkelbraun gefärbt und rein bis schluffig in ihrer Zusammensetzung (vgl. Abb. 5.1.32 und 5.1.33). Die Tonpartikel sind recht gut eingeregelt, bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren sind deutliche Auslöschungslinien/-bänder zu sehen (vgl. Abb. 5.1.34 und 5.1.35). Wahrscheinlich ist das Nebeneinander der beiden Matrixtypen Ausdruck einer Tondisproportionierung innerhalb des Materials. Die schon im Gelände im Horizont sichtbare Trennung tonarmer und tonreichere Bereiche ist damit auch unter dem Mikroskop gut nachvollziehbar und durch die sichtbar werdenden Toneinspülungen genauer zu identifizieren.

Der im Liegenden anschließende Bt-Horizont weist wiederum eine kompakte Mikrostruktur auf, die etwas weniger bioturbate Auflockerungen zeigt als die oberen Horizonte. Dennoch sind einige Anzeichen biologischer Aktivität wie Gänge, Wurzeln und Sklerotien im gesamten Schliff zu erkennen. Außerdem finden sich einige Eisenhydroxid-Anreicherungen. In das schluffige Material sind zahlreiche gerundete, sehr tonige Aggregate eingebettet (vgl. Abb. 5.1.36 und 5.1.37). Daneben sind in vielen Hohlräumen Ton- und Ton-Schluff-Einspülungen erkennbar. Der Ton ist in der Regel dunkelbraun gefärbt (vgl. Abb. 5.1.38 und 5.1.40) und zeigt ein undulöses Auslöschungsverhalten bei Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren (vgl. Abb. 5.1.39). Die Tonpartikel sind also nur mäßig gut eingeregelt.

Die Mikrostruktur des Bt+ICv-Horizontes spiegelt das Nebeneinander der makroskopisch festgestellten Gefügemerkmale wider. Die tonigen Bereiche zeigten sich im Aufschluss eher polyedrisch, während das schluffige Material ein kohärentes Gefüge aufwies. Bei mikroskopischer Betrachtung erkennt man, dass das tonige Material aus gerundeten, tonreichen Aggregaten besteht, die in eine schluffige, graugefärbte Matrix eingebettet sind (vgl. Abb. 5.1.41 und 5.1.42). Daraus ergibt sich eine subpolyedrische, durch Risse gegliederte Mikrostruktur. Daneben lassen sich überwiegend schluffige Zonen finden, deren Mikrostruktur meist kompakt, an vielen Stellen aber bioturbat aufgearbeitet ist. In den Hohlräumen des Ma-



terials gibt es einige Toneinspülungen, die in ihrer Charakteristik mit den im hangenden Horizont vorkommenden Anreicherungen vergleichbar sind (vgl. Abb. 5.1.43 und 5.1.44).

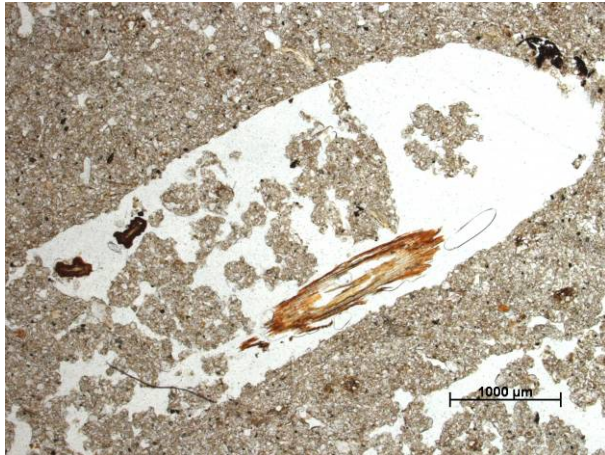


Abb. 5.1.29: Biopore mit partieller Verfüllung und Wurzel



Abb. 5.1.30: Tonarmer Matrixtyp des Al+Bt-Horizontes

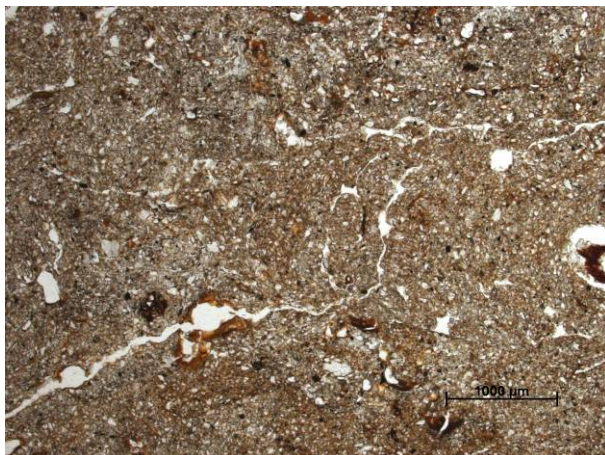


Abb. 5.1.31: Tonreicherer Matrixtyp des Al+Bt-Horizontes

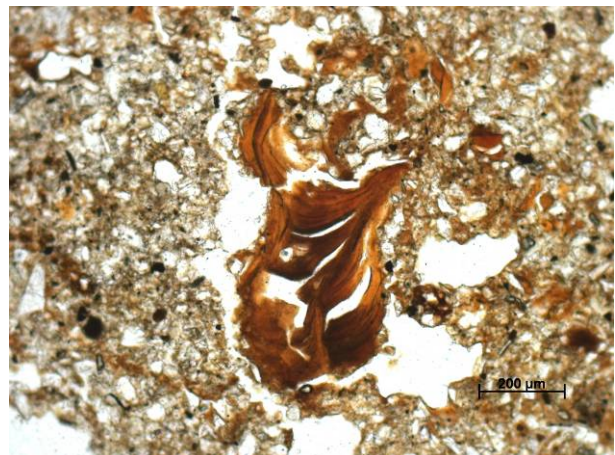


Abb. 5.1.32: Toneinspülung



Abb. 5.1.33: Toneinspülung

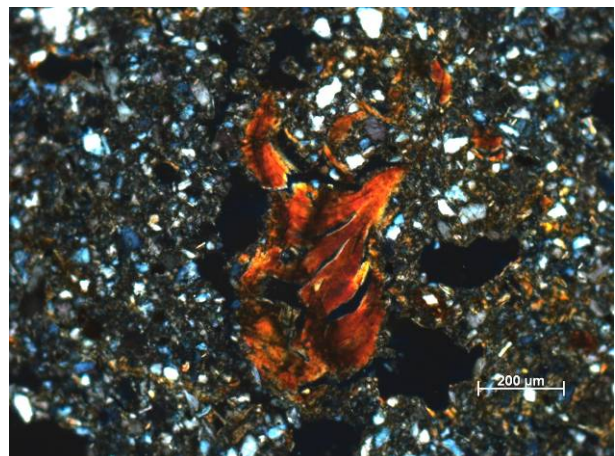


Abb. 5.1.34: wie 5.1.32, Auslöschungsbänder bei gekreuzten Polarisatoren



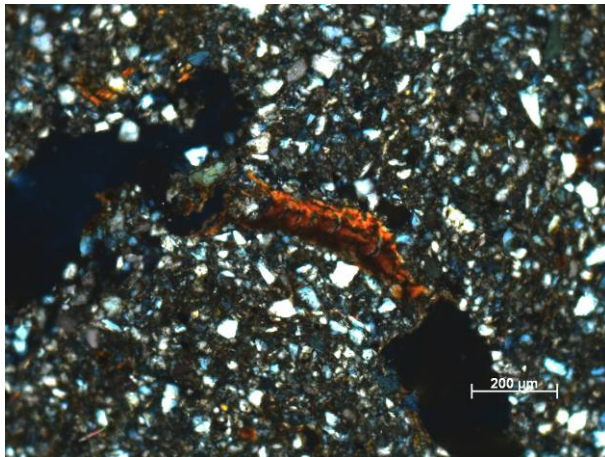


Abb. 5.1.35: wie 5.1.33, Auslöschungsbänder bei gekreuzten Polarisatoren

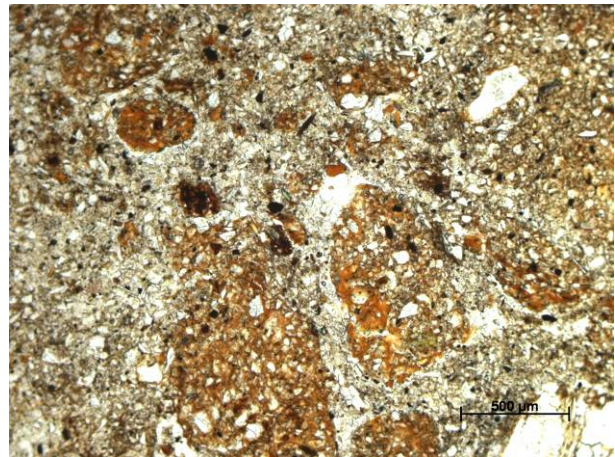


Abb. 5.1.36: Tonige Aggregate im Bt-Horizont

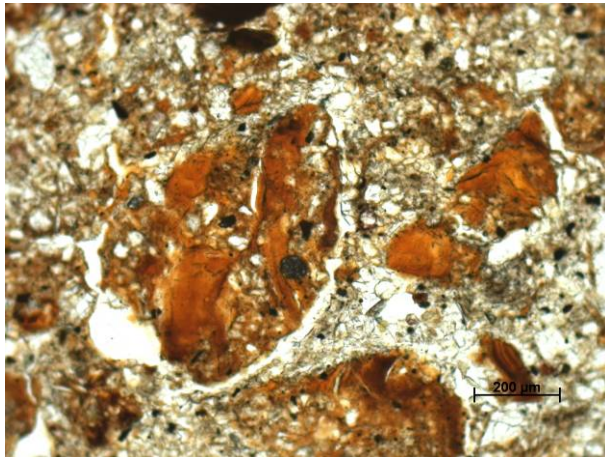


Abb. 5.1.37: Tonige Aggregate im Bt-Horizont

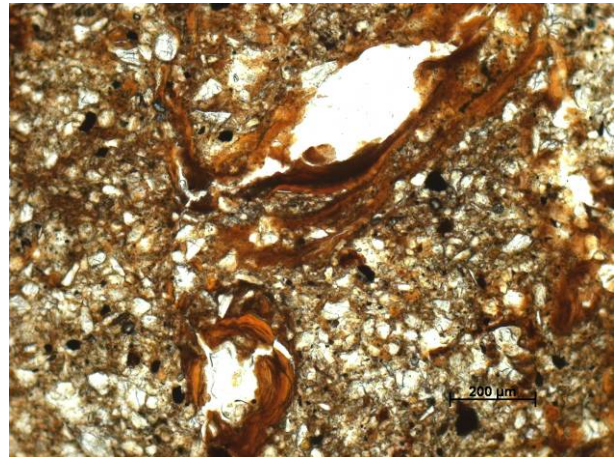


Abb. 5.1.38: Toneinspülung

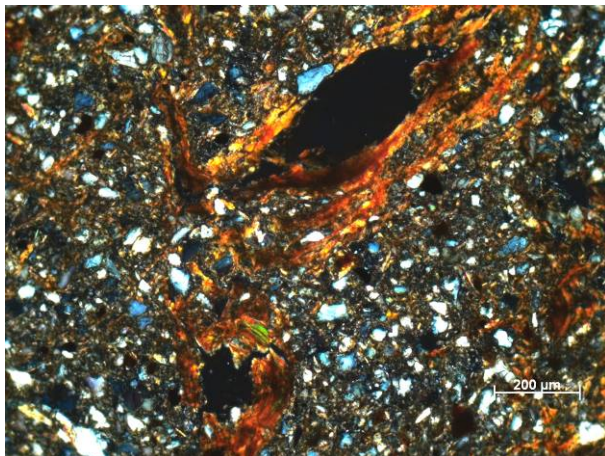


Abb. 5.1.39: wie 5.1.38, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren

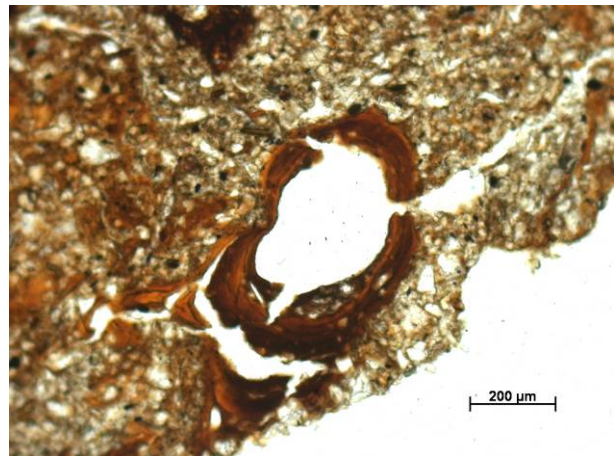


Abb. 5.1.40: Ton-Schluff-Einspülung



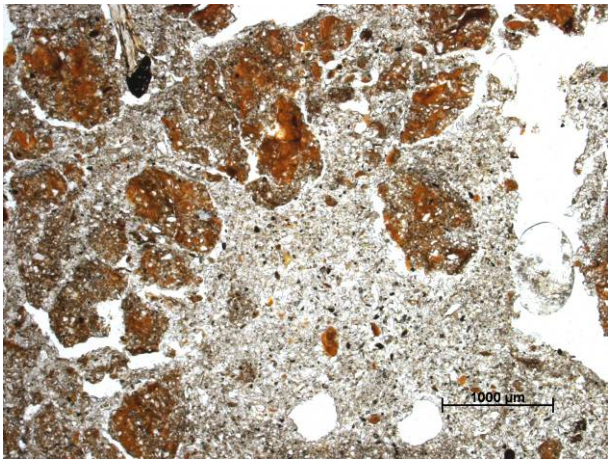


Abb. 5.1.41: Tonige Aggregate im Bt+ICv-Horizont

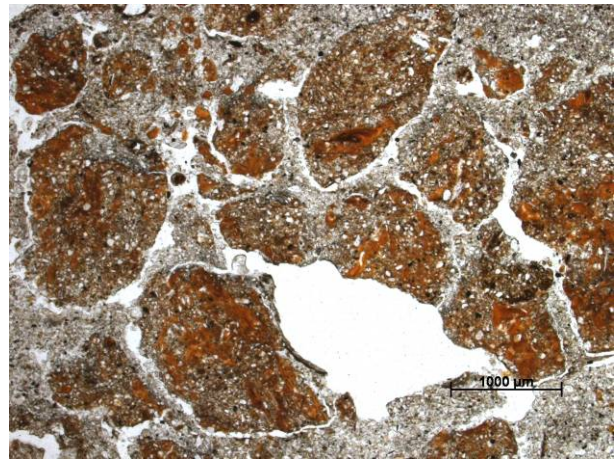


Abb. 5.1.42: Tonige Aggregate im Bt+ICv-Horizont



Abb. 5.1.43: Toneinspülung im Bt+ICv-Horizont

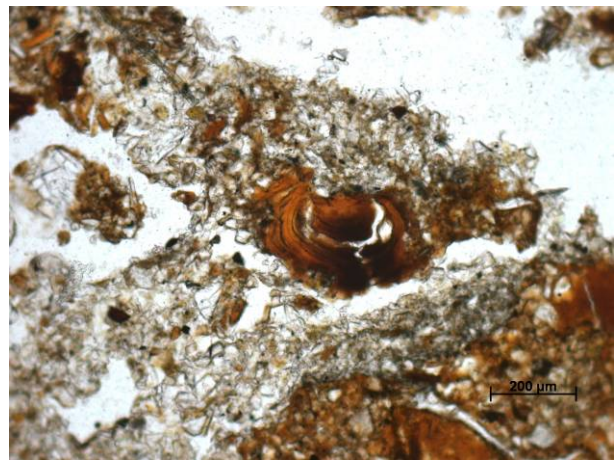


Abb. 5.1.44: Toneinspülung im Bt+ICv-Horizont

Durch den Einsatz der Mikromorphologie können an dieser Stelle wichtige zusätzliche Informationen gewonnen werden, die die durch den Geländebefund und die Laboranalysen nicht eindeutigen Ergebnisse ergänzen und erklären. So ist das Vorkommen der Laacher See-Tuff-Zeigerminerale im gesamten Profil eindeutig auf Bioturbation zurückzuführen. Das fehlende Skelett und die schluffdominierte Feinerdezusammensetzung begünstigen offenbar Wühlprozesse und eine gute Durchwurzelung. Der Rückgang der Durchwurzelung in den tonreichen Horizonten ist augenfällig und mit den schon beschriebenen Standorten zu vergleichen. Die wühlenden Tiere werden in ihrer Aktivität davon kaum beeinflusst, denn ihre Spuren sind im gesamten Profil nachweisbar. Daher ist zu vermuten, dass vor allem die Bodenfauna für das Einmischen der Laacher See-Minerale verantwortlich ist und sie weniger entlang von Wurzelbahnen durch aquatische Transportprozesse in die Tiefe gespült werden. Bezüglich der Substratgenese kann durch die abgerollten Aggregate in den tieferen Profilbereichen ausgeschlossen werden, dass es sich bei der Bodenbildung um eine Parabraunerde aus Löss handelt, der noch am Ort seiner ursprünglichen Ablagerung liegt.

Weiterhin belegt die Mikromorphologie eindeutig, dass der Tongehaltsunterschied im Profil nicht allein durch Lessivierungsprozesse verursacht wird: Zwar steigt der Tongehalt bis in eine Tiefe von 60 cm bereits an und ist durch die im Dünnschliff sichtbaren Toneinspülungen belegt, allerdings ist dieser Anstieg eher gering. Die große Zunahme im Tongehalt der Fein-

erde erfolgt erst zum liegenden Bt-Horizont. Dort sind auch Toneinspülungen nachzuweisen, aber der Dünnschliff zeigt deutlich, dass der größte Teil des Tons dieses Horizontes in Form der abgerundeten, tonigen Aggregate vorliegt und somit nicht auf in situ Bodenbildung zurückzuführen ist, sondern wohl umgelagertes Material einer älteren Pedogenese darstellt, die in Resten, als aufgearbeitetes Material, Teil eines Substrates wurde, in dem aktuell Lessivierungsprozesse stattfinden. Das Profil ist also als Phäno-Parabraunerde-Bildung anzusprechen, die von einer Lessivierung überprägt und maskiert wird. Insofern gleicht das Profil dem eben Beschriebenen (N10). Gleich ist auch die „Verdünnung“ des Vorkommens der abgerollten, tonigen Aggregate: also dass in der Mittellage/den unteren Profilmereichen die Aggregate zahlreicher vorhanden sind, sie in Richtung Hauptlage/oberer Profilmereichen aber in geringerer Anzahl auftreten. Unterschiedlich ist dagegen, dass in Profil N10 eine klare Schichtung des Substrats nachweisbar ist, während dies aufgrund fehlenden Skelettgehalts und nur sehr geringen Unterschieden in der Feinerdezusammensetzung, wahrscheinlich bedingt durch die aktivere Bioturbation, im Profil N8 nicht möglich ist. Es ist also anzunehmen, dass auch das Substrat des Profils N8 geschichtet ist. Ein eindeutiger Nachweis dessen kann aufgrund der beschriebenen Verhältnisse an diesem Standort indes nicht gelingen.

Die dritte Gruppe von Böden im Untersuchungsgebiet Neuses sind Pseudogley-Parabraunerden, die vor allem die pliozäne Verebnungsfläche prägen, aber vereinzelt auch in Hanglage auftreten.

Das Beispielprofil N3 (vgl. Tab. 5.1.7) befindet sich am Rand der schwach nach Nordwesten geneigten pliozänen Hochfläche in einer Höhenlage von ca. 340 m ü. NN (vgl. Abb. 5.1.1).

Tab. 5.1.7: Profildatenblatt des Profils N3

Profil: N 3				Untersuchungsgebiet: Neuses (Gemeinde Freigericht)							
Position: R 3511745 H 5553055 Höhe: ca. 340 m ü. NN				Topographische Karte: 5820 Langenselbold							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	5	10 YR 5/2	10 YR 3/1	kru-sub	X1	Wg2	Wf4	-			
Al-Bv	30	10 YR 6/4	10 YR 4/4	koh-sub	X1	Wg2	Wf3	-			
Al-Btv	45	10 YR 6/4	10 YR 4/4	sub	X1-2	Wg2	Wf2	-			
Sdw-Btv	70	10 YR 6/4	10 YR 4/4	sub-pol	X2-3	Wg1	Wf2	Rost- u. Bleichfl.			
II Bt-Sd	100	10 YR 6/6	10 YR 5/8	pol	X2	Wg2	Wf1	Rost- u. Bleichfl.			
III ICv	110+	7.5 YR 5/4	7.5 YR 4/4	pol	X6	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]							Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
Ah	Ut3	1,48	1,57	5,95	42,24	24,55	9,19	15,01	75,99	9,00	0,12
Al-Bv	Ut3	1,37	1,45	5,51	42,97	25,18	8,83	14,68	76,99	8,33	0,11
Al-Btv	Ut3	1,30	0,96	5,23	42,28	25,05	9,15	16,04	76,48	7,49	0,10
Sdw-Btv	Ut4	0,85	0,71	4,37	44,02	22,36	8,34	19,35	74,72	5,93	0,08
II Bt-Sd	Tu4	0,50	0,44	3,66	42,21	19,15	5,25	28,79	66,61	4,60	0,07
III ICv	Ls4	15,21	12,91	25,67	15,60	9,34	3,66	17,61	28,60	53,80	1,88
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	6,47	6,89	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Al-Bv	2,10	4,73	5,28	0,287	0,70	0,41	0,073	0,114	0,64		
Al-Btv	0,66	3,97	4,43	0,211	0,81	0,26	0,044	0,096	0,46		
Sdw-Btv	0,31	3,83	4,19	0,227	0,93	0,25	0,039	0,057	0,69		
II Bt-Sd	0,29	3,77	4,39	0,199	1,34	0,15	0,005	0,015	0,30		
III ICv	0,16	3,75	4,29	0,132	1,52	0,09	0,002	0,006	0,28		

Der Profilaufbau ist durch periglaziäre Lagen mit einem hohen Anteil äolischen Materials (Lösslehm) geprägt und erscheint zunächst recht homogen. Allein die Basislage lässt sich im Gelände aufgrund starker Wechsel in Farbe, Skelettgehalt, Bodenart und Durchwurzelung gut vom hangenden Material unterscheiden. Indessen gelingt die Unterteilung des Solums in weitere Schichten (LH und LM) im Gelände kaum: Wechsel in Skelettgehalt, Gefüge und Durchwurzelung sind nur sehr schwach ausgeprägt, so dass allein mit dem Geländebefund keine sichere Schichtentrennung möglich ist. Die Änderungen der Bodenart betreffen hauptsächlich den Tongehalt und sind somit wohl pedogenetisch verursacht. Der Tongehalt nimmt bis in 70 cm Tiefe kontinuierlich zu, erst dann erfolgt ein Sprung um 9,44 %. Schon im Gelände ist erkennbar, dass in allen Tonanreicherungshorizonten (Al-Btv, Sdw-Btv, II Bt-Sd) Toncutane auf den Aggregaten zu finden sind, der Sprung im Tongehalt zum II Bt-Sd-Horizont allerdings nicht ausschließlich auf diese Akkumulationen zurückzuführen ist, da die Matrix insgesamt toniger erscheint. Dies könnte ein Hinweis auf schichtungsbedingte Tongehaltsdifferenzen sein. Eine sichere Trennung der periglaziären Lagen wird erst mit Hilfe der Schwermineralanalyse möglich (vgl. Tab. 5.1.8). Die Ergebnisse untermauern die Trennung der Basislage von den äolisch beeinflussten hangenden Schichten: Die Minerale Epidot und grüne Hornblende, die als Zeiger für äolisches Fremdmaterial fungieren, da sie in den Gesteinen der näheren Umgebung fehlen, sind im III ICv-Horizont nicht zu finden und damit Beleg für das Fehlen von Lösslehm in der Basislage. Eine weitere Schichtentrennung gelingt anhand der Verteilung der Zeigerminerale des Laacher See-Tuffs (Augit, Braune Hornblende und Titanit), die in der Regel nur in der Hauptlage vorkommen. Diese Minerale sind in den oberen drei Horizonten (Al-Bv, Al-Btv, Sdw-Btv) in größerer Zahl vorhanden, kommen im II Bt-Sd-Horizont aber kaum vor. Einzelne Minerale können bioturbat eingemischt sein. Damit wären Al-Bv-, Al-Btv- und Sdw-Btv-Horizont der Hauptlage und der II Bt-Sd-Horizont der Mit-

**Tab. 5.1.8:** Schwerminerale (Profil N3), Angaben in Korn-%; +;<1%

	Al-Bv	Al-Btv	Sdw-Btv	II Bt-Sd	III ICv
Anatas	3	3	2	5	19
Andalusit	-	+	-	-	-
Apatit	-	1	-	-	-
Augit	5	4	4	+	-
Brookit	-	-	+	-	-
Disthen	1	-	1	1	-
Epidot	19	26	32	36	-
Glimmer	1	1	1	2	-
Granat	2	1	2	2	-
Grüne Hornbl.	9	8	8	20	+
Braune Hornbl.	23	16	14	2	-
Rutil	1	1	1	+	-
Sillimanit	1	-	-	-	-
Staurolith	3	2	6	4	+
Titanit	6	7	6	+	-
Turmalin	12	16	12	20	39
Zirkon	13	14	11	8	41
Opak	57	49	40	56	78

tellage zuzuordnen.

Die große Mächtigkeit der Hauptlage, mit immerhin 70 cm, und der erhöhte Anteil organischer Substanz im oberen Profiltail, könnten zu der Vermutung führen, dass es sich bei einem Teil des Materials vielleicht um Solumsediment handelt. Klare Hinweise fehlen indes. Frühere Nutzung und zumindest teilweise Entwaldung dieses Untersuchungsgebietes sind nachgewiesen, in der di-

rekten Umgebung des Standortes sind allerdings keine Reliktformen zu finden. Der hohe Anteil organischer Substanz lässt sich zwanglos durch Bioturbation erklären: Der Al-Bv-

Horizont ist durch zahlreiche Flecken humusreichen Materials gekennzeichnet, die auf alte Wurzelbahnen zurückzuführen sind. Weiterhin differiert die Mächtigkeit der Schichten in der Umgebung kaum, die Hangneigung ist sehr gering und das Profil liegt nur wenige Meter unterhalb der höchsten Bereiche des pliozänen Flächenrestes. Daher erscheint das Vorkommen kolluvialen Materials unwahrscheinlich, kann aber nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

### **Mikromorphologische Befunde**

Die kompakte Mikrostruktur der Hauptlage wird im Al-Bv- und Al-Btv-Horizont durch Risse und viele Bioturbationsstrukturen gegliedert und aufgelockert. Neben zahlreichen Kammern und Gängen, die teilweise wieder locker mit Mineralkörnern und kleinen Aggregaten verfüllt sind (vgl. Abb. 5.1.45), finden sich Wurzeln, Wurzelreste und Sklerotien. Daneben sind Eisenhydroxidreicherungen in nodulärer Form und als Imprägnierungen nachweisbar. Mit zunehmender Tiefe lässt die bioturbate Prägung des Materials nach. Im II Bt-Sd-Horizont treten nur noch vereinzelt Gänge und durchwühlte Matrixstrukturen in Erscheinung. Die hydro-morphe Prägung des Sdw-Btv- und des II Bt-Sd-Horizontes äußert sich in den Dünnschliffen in Form von Eisenhydroxidimprägnierungen der Matrix, noduläre Anreicherungen treten nur untergeordnet auf.

Der Al-Bv-Horizont ist durch eine tonarme Grundmasse gekennzeichnet. Die Materialzusammensetzung des Al-Btv-Horizontes ähnelt der des hangenden Horizontes, weist darüber hinaus aber in einigen Hohlräumen dunkelbraune Toneinspülungen auf (vgl. Abb. 5.1.46). Bei Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren treten scharfe Auslöschungslinien auf, was auf eine gute Einregelung des Tons hinweist. Mit zunehmender Tiefe sind mehr Toneinspülungen erkennbar. Im unteren Teil der Hauptlage (Sdw-Btv-Horizont) finden sich zahlreiche abgerollte Aggregate hauptlagenfremden Materials (vgl. Abb. 5.1.47 und 5.1.48). Sie sind gegenüber der Grundmasse der Hauptlage scharf abgegrenzt und enthalten neben Eisenhydroxidimprägnierungen auch Anteile deformierten, teils fragmentierten Tons, der bei gekreuzten Polarisatoren fleckige Auslöschungsmerkmale aufweist. Material dieser Aggregate findet sich in der liegenden Mittellage wieder: Der II Bt-Sd-Horizont ist durch zwei unterschiedliche Grundmasse-Typen geprägt. Neben einer schluffdominierten Matrix mit zahlreichen Eisen-Imprägnierungen und Toneinspülungen in Hohlräumen treten Bereiche einer sehr tonreichen Grundmasse auf, die überwiegend aus Ton mit einzelnen eingeschlossenen Schluffkörnern und fleckigen Auslöschungsmerkmalen bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren aufgebaut ist (vgl. Abb. 5.1.49 und 5.1.50). Auch in diesem Grundmasse-Typ finden sich intakte Toneinspülungen mit scharfen Auslöschungslinien, wenngleich sie in der Summe gegenüber dem restlichen Ton den weitaus geringeren Anteil des Tongehalts der Mittellage ausmachen (vgl. Abb. 5.1.51).

Die Basislage (III ICv-Horizont) ist sehr scharf von der hangenden Mittellage abgegrenzt. Nur in einem sehr geringmächtigen Bereich (ca. 2 mm) tritt eine Vermischung des Materials auf. Die Mikrostruktur der Basislage ist sehr kompakt und nur durch wenige Hohlräume gegliedert. Das Material besteht hauptsächlich aus sehr dicht gelagerten Quarzkörnern und Glimmerschieferstücken in vorwiegend Sand-, teilweise auch Schluffgröße. Das Feinmaterial da-



zwischen erscheint aufgrund des Eisenreichtums sehr dunkelbraun. Bioturbationsmerkmale sind nicht zu beobachten. In einigen Hohlräumen finden sich Einspülungen aus braunem Ton und einzelnen Schluffkörnern, vergleichbar denen im hangenden Horizont (vgl. Abb. 5.1.52).

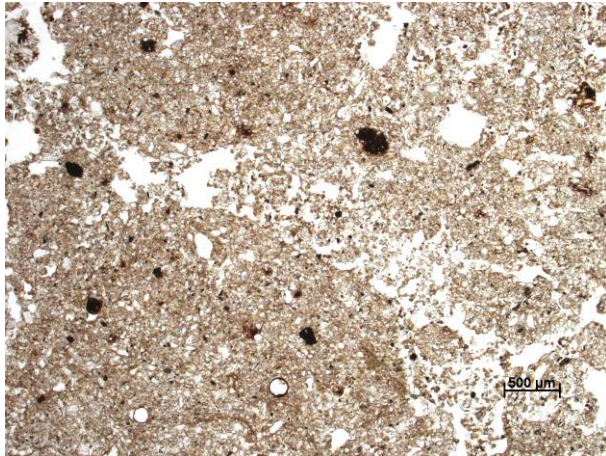


Abb. 5.1.45: Lose verfüllter Gang (Al-Horizont)



Abb. 5.1.46: Toneinspülung in der Hauptlage

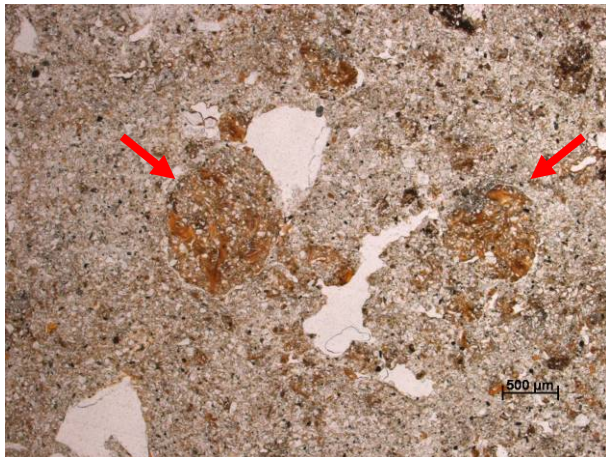


Abb. 5.1.47: Abgerollte Aggregate von Mittellagenmaterial (Pfeile) in der Hauptlage

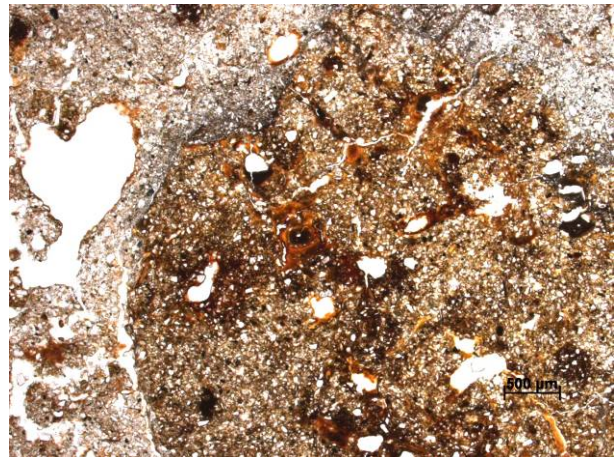


Abb. 5.1.48: Abgerolltes Aggregat von Mittellagenmaterial in der Hauptlage

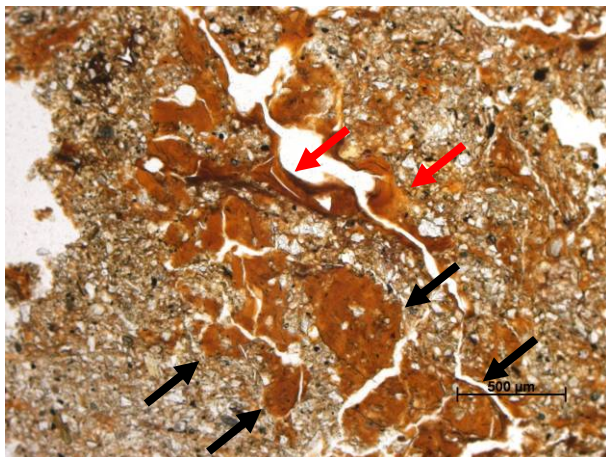


Abb. 5.1.49: Tonige Grundmasse der Mittellage (schwarze Pfeile) und Toneinspülungen im Bereich der Hohlräume (rote Pfeile)

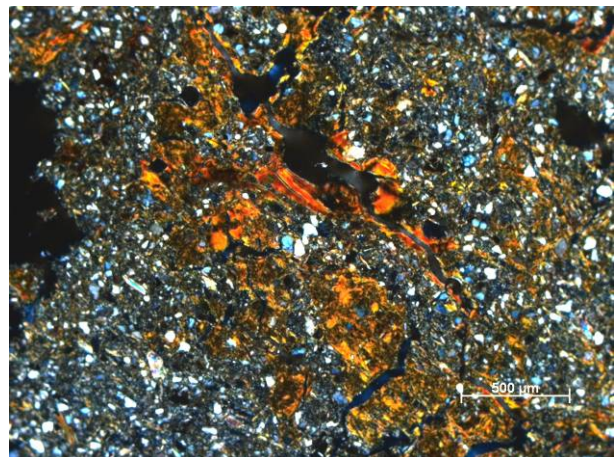
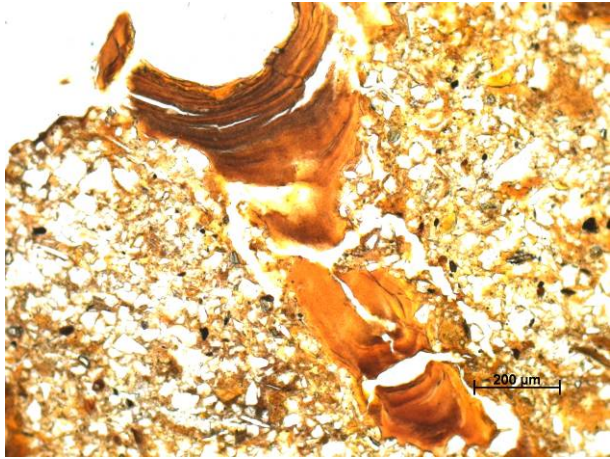
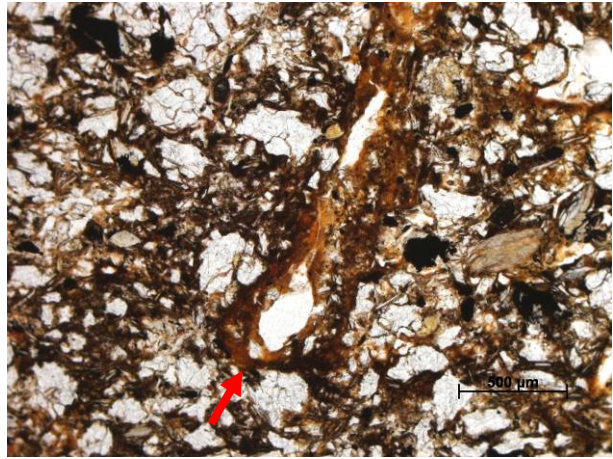


Abb. 5.1.50: wie 5.1.49, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren





**Abb. 5.1.51:** Toneinspülung in der Mittellage



**Abb. 5.1.52:** Ton-Schluff-Einspülung (Pfeil) in der Basislage

Die bioturbate Überformung erfasst ausschließlich die Haupt- und die Mittellage, wobei ihre strukturprägende Wirkung mit der Tiefe abnimmt. So gibt es in der Mittellage nur wenige, in der Basislage keinerlei Anzeichen biologischer Aktivität. Eisenhydroxidaneicherungen treten in den Schluffen aller Horizonte auf, besonders zahlreich sind sie jedoch nur in den hydro-morph geprägten Profiltteilen als Imprägnierungen vorhanden.

Bei den abgerollten Aggregaten schichtfremden Materials im unteren Teil der Hauptlage handelt es sich wohl um Mittellagenmaterial. Die Aggregate enthalten sowohl die ton- als auch die schluffgeprägte Grundmasse. Der Ton mit fleckigem Auslöschungsmuster in der Mittellage muss also schon vor der Formung der Hauptlage vorhanden gewesen sein und ist somit als Resultat einer Tonverlagerung von der Haupt- in die Mittellage auszuschließen. Da dieser Ton den Tonanteil in der Mittellage dominiert, ist der größte Teil der Tongehaltsdifferenz zwischen den beiden Schichten ein primärer Materialunterschied. Der Charakter der Bodenbildung entspricht daher eher dem einer Phäno-Parabraunerde (i.S.v. SEMMEL 2001). Die Genese dieses Tons in der Mittellage ist aber bisher ungeklärt. Die beiden Matrixtypen der Mittellage sind fast überall scharf gegeneinander abgegrenzt. Möglicherweise ist dies auf die Verlagerung von Bt-Material einer älteren Bodenbildung, das bei der Entstehung der Mittellage mit Lösslehm vermischt wurde, zurückzuführen (vgl. Profil N10). Eine Homogenisierung erfolgte danach nicht, so dass die Matrixtypen nebeneinander vorkommen.

Intakte Toneinspülungen ohne Deformationsanzeichen sind in allen Illuvialhorizonten des Profils (LH und LM) nachweisbar und sprechen für rezente bzw. aktuell ablaufende Lessivierungsprozesse. Sie maskieren die primäre Tongehaltsdifferenz zwischen Haupt- und Mittellage.

Die Grenze Mittellage/Basislage ist sehr scharf ausgebildet. Nur in einem sehr eng begrenzten Bereich ist eine Mischung der sehr verschieden zusammengesetzten Materialien gut sichtbar. Außerhalb des Mischungsbereiches ist nur wenig Material der jeweils anderen Schicht eindeutig nachweisbar: Die Basislage enthält in Hohlräumen eingespültes Tonmaterial mit eingeschlossenen Schluffkörnern, wie es auch in der Mittellage vorkommt. Darüber hinaus ist kein Mittellagenmaterial in der Basislage zu erkennen. Die Mittellage dagegen, als Mischprodukt äolischer Komponenten (Lösslehm) und aufgearbeiteter Basislage weist Anteile beiderlei Herkunft auf. Der überwiegende Teil besteht aus Schluff, dabei handelt es sich

wohl größtenteils um Lösslehmmaterial. Daneben sind aber in beiden Schlifften mit beprobter Mittellage größere Glimmerschieferstücke enthalten, die nicht äolischen Ursprungs sein können und einen Teil der aufgearbeiteten Basislage erkennen lassen. Die Anteile verschiedener Herkunft sind vollständig miteinander vermischt und homogenisiert. Abgerollte Aggregate des liegenden Materials, wie im unteren Teil der Hauptlage, fehlen in der Mittellage. Dies könnte ein Anzeichen für Unterschiede in der Prozessdynamik bei der Formung der beiden Schichten sein.

Die 70 cm mächtige Hauptlage ist sehr stark durch bioturbate Prozesse geprägt. Die Intensität nimmt mit der Tiefe etwas ab. In der Mittellage finden sich im Dünnschliff zwar noch Wühlstrukturen, aber es sind keine organischen Komponenten (Wurzel, Sklerotien usw.) erkennbar. Schon makroskopisch ist ein Rückgang der Durchwurzelungsintensität zur Mittellage augenfällig. Ob dies nun einen Effekt des erhöhten Tongehalts darstellt oder der zumindest zeitweise im Jahr auftretenden Stauvernässung zuzuschreiben ist, muss an dieser Stelle ungeklärt bleiben.

Die Ergebnisse der mikromorphologischen Untersuchungen ergeben auch keinerlei Hinweise auf eine kolluviale Genese (z.B. Holzkohle, besonders lockere Struktur) eines Teils des als Hauptlage angesprochenen Sediments, so dass in Zusammenschau mit den Geländebeobachtungen in diesem Gebiet von einer größeren Hauptlagenmächtigkeit auszugehen ist.

Das Vorkommen von Parabraunerde-Profilen mit Pseudovergleyungserscheinungen ist indessen nicht nur auf Bereiche der Reste pliozäner Verebnungen beschränkt. Auch in einigen Mittelhangabschnitten lassen sich solche Bodenbildungen finden. Als beispielhaft kann hier das Profil N4 (vgl. Abb. 5.1.1, Tab. 5.1.9) gelten, das in einem flacheren, südexponierten Mittelhangbereich des sonst sehr steilen Geiselbachtals ausgebildet ist.

Tab. 5.1.9: Profildatenblatt des Profils N4

Profil: N 4					Untersuchungsgebiet: Neuses (Gemeinde Freigericht)						
Position: R 3512275 H 5553337 Höhe: ca. 290 m ü. NN					Topographische Karte: 5821 Bieber						
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	2	n.b.	n.b.	sub	X1, Gr1	Wg2	Wf3	-			
Al	30	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/6	sub	X1, Gr1	Wg3	Wf3	-			
Bt	50	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/6	sub-pol	X1, Gr1	Wg2	Wf2	-			
II Bt-Sd	75	7.5 YR 6/6	7.5 YR 4/6	pol	X2, Gr2	Wg0	Wf0	Rostflecken			
III ICv	80+	5 YR 5/4	5 YR 4/4	pol	X3, Gr6	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]						T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
Ah	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al	Ut3	3,84	2,75	6,01	40,98	23,95	8,76	13,70	73,70	12,60	0,17
Bt	Ut4	3,40	1,88	5,71	37,08	20,32	9,63	21,98	67,02	10,99	0,16
II Bt-Sd	Lu	2,91	1,54	4,53	31,44	20,84	9,19	29,56	61,47	8,97	0,15
III ICv	Sl4	19,32	11,68	17,09	14,78	14,09	6,30	16,73	35,17	48,10	1,37
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
Al	1,90	3,90	4,54	0,238	0,62	0,38	0,049	0,058	0,84		
Bt	0,79	3,75	4,23	0,229	1,11	0,21	0,023	0,034	0,67		
II Bt-Sd	0,36	3,65	4,19	0,165	1,33	0,12	0,011	0,027	0,40		
III ICv	0,19	3,66	4,34	0,112	1,57	0,07	0,006	0,013	0,44		

Das Bodenprofil lässt sich farblich klar in drei Abschnitte gliedern (vgl. Abb. 5.1.53): Der oberste Bereich ist braun gefärbt. Das liegende Material hebt sich durch eine starke Rostfleckung deutlich davon ab, während der unterste Profilabschnitt durch eine rötlich braune Färbung gekennzeichnet ist. Neben der unterschiedlichen Färbung des Materials, die meist Ausdruck pedogener Prozesse ist, finden sich in diesem Profil aber auch Hinweise darauf, dass diese Abschnitte verschiedenen Schichten zuzuordnen sind: Der obere Profilteil (Ah-, Al- und Bt-Horizont) ist skelettarm und gut durchwurzelt. Das liegende Material hebt sich davon deutlich ab. Im II Bt-Sd-Horizont ist keinerlei Durchwurzlung (weder Fein- noch Grobwurzeln) erkennbar, außerdem enthält er einen höheren Anteil an Grobboden. Eine weitere Schichtgrenze ist zum III ICv-Horizont anhand der Unterschiede im Skelettgehalt, der Durchwurzlung sowie dem Sprung im Sand-Schluff-Quotienten festzumachen.



Abb. 5.1.53: Profillfoto N4

Das Profil ist als lithologisch dreigeteilte, pseudovergleyte Parabraunerdebildung aus Hauptlage über Mittellage über Basislage anzusprechen. Bereits in der Hauptlage ist durch Lessivierungsprozesse, erkennbar an der Tongehaltszunahme und Tontapeten auf den Aggregaten, eine Differenzierung in Al- und Bt-Horizont entstanden. Der Tongehalt nimmt dabei mit der Tiefe kontinuierlich zu. Zum liegenden II Bt-Sd-Horizont zeichnet sich eine weitere, in diesem Falle sprunghafte Tongehaltserhöhung an der Schichtgrenze ab. Zwar sind auch hier Toncutane bereits mit bloßem Auge zu identifizieren, zusätzlich erscheint aber die Matrix des Horizontes tonreicher zu sein als die der hangenden Hauptlage. Mit Kenntnis weiterer Parabraunerdebildungen dieses Untersuchungsgebietes (vgl. Profil N10, N3) ist das ein Hinweis auf einen schichtungsbedingten Tongehaltsunterschied, der durch rezente Lessivierung maskiert wird. Ein zweifelsfreier Beweis kann in diesem Fall aber in Ermangelung mikromorphologischer Untersuchung nicht vorgelegt werden, aber die Geländemerkmale sind denen der vergleichbaren Profile so ähnlich, dass auch diese Bodenbildung wohl als Phänoparabraunerde zu bezeichnen ist.

Eher ungewöhnlich äußert sich die hydromorphe Prägung des Profils. Der II Bt-Sd-Horizont weist eine starke Rostfleckung auf, die auch vereinzelt im hangenden Bt-Horizont auszumachen ist, wenngleich sie dort wesentlich schwächer ausgebildet ist. Bleichungsmerkmale in Form von Flecken oder einer ausgebleichten Matrix finden sich aber nirgends im Profil, so dass die Ausgliederung eines Sw-Horizontes nicht möglich ist.

Auch an diesem Standort lässt die Durchwurzlung im tonangereicherten Teil der Hauptlage etwas nach. Die tonreiche Mittellage wird von den Wurzeln völlig gemieden. Ob dies im vorliegenden Fall auf die Pseudovergleyung oder den Tongehalt zurückzuführen ist, kann nicht geklärt werden.



## Zusammenfassung Untersuchungsgebiet Neuses

Das Untersuchungsgebiet Neuses wird im Wesentlichen durch zwei Bodentypen geprägt: 1. Braunerden, 2. Parabraunerden.

Die Braunerden sind lithologisch zweigeteilt (Hauptlage über Basislage), treten vor allem in Ober- und Mittelhangpositionen aller Expositionen in Erscheinung und sind oft mit Regosolen vergesellschaftet, die ihre Genese dem kompletten erosiven Verlust der Hauptlage verdanken.

Parabraunerden, als dominierender Bodentyp des Untersuchungsgebietes, sind in verschiedenen Sedimenten und Sedimentpaketen entwickelt. Dabei treten sowohl Parabraunerden auf, die durch Lessivierung entstanden sind als auch solche, deren Tongehaltsunterschied im Profil überwiegend auf die Schichtung unterschiedlich tonhaltiger Substrate zurückzuführen ist (Phäno-Parabraunerde).

Häufig und unabhängig vom Bodentyp sind nur sehr geringmächtige Ah-Horizonte ausgebildet. Allerdings ist dann in der Regel der obere Abschnitt (ca. 20 cm) des liegenden Horizontes durch eine besonders starke bioturbate Durchmischung gekennzeichnet, die sich in einer humosen Fleckung des Materials äußert, verursacht durch wühlende Tiere und/oder Durchwurzelung. Auch leichte Podsolierungstendenzen sind in vielen Bodenprofilen zu erkennen. Sie reichen allerdings nie über eine Kornpodsoligkeit (Bleichung einzelner Körner durch Entfernung ihrer Überzüge) im Ah-Horizont hinaus.

Die Basislagen des Untersuchungsgebietes sind überwiegend durch verwitterten Glimmerschiefer geprägt und enthalten nur selten größere Quarzit-Anteile. Sie sind in der Regel sehr skelettreich ausgebildet und rot gefärbt. In einigen Profilen ist der Tongehalt mit 17-22 % gegenüber dem durchschnittlichen Wert von etwa 10 % erhöht. In diesen Fällen sind wohl Sedimentreste tertiärer Verwitterungsprozesse bei der Entstehung der Basislage aufgearbeitet und in die Sedimentschicht integriert worden. Hinweise auf eine bioturbate Überprägung des Materials fehlen: Die Wurzeln, vor allem die Feinwurzeln, meiden die Basislagen. Lediglich einige große Haltewurzeln reichen gelegentlich bis in die lösslehmfreien Schichten der Profile. Auch auf die Tätigkeit wühlender Tiere weisen sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch keine Strukturen hin. Bodenbildende Prozesse lassen sich in Form von Ton- bzw. Ton-Schluff-Einspülungen in Hohlräume der Basislage im Dünnschluff nachweisen. Ein Übergreifen von Verbraunung über die Schichtgrenze Hauptlage/Basislage konnte dagegen in keinem untersuchten Profil beobachtet werden. Im Gegensatz zu den Untersuchungsgebieten mit Buntsandsteinsedimenten konnten im Vorspessart keine Stapelungen mehrerer Basislagen nachgewiesen werden. Zweifellos liegt dies vor allem darin begründet, dass dem Glimmerschiefer die Schichtung von Sedimenten unterschiedlichster Korngrößenzusammensetzung fehlt, die für die Buntsandsteinablagerungen so typisch sind. Selbst wenn mehrere Basislagen entwickelt sind, ähneln diese sich in ihrer Zusammensetzung und dem Verwitterungsgrad wohl zu sehr, als das eine Differenzierung möglich wäre.

Die hangenden Schichten (Hauptlage und Mittellage) sind durch einen sehr hohen Lösslehmgehalt gekennzeichnet. Treten beide Lagen auf, ist ihre Trennung recht schwierig: Un-

terschiede in der Feinbodenzusammensetzung sind kaum wahrnehmbar oder nur durch eine, auch durch Bodenbildung veränderliche, Varianz im Tongehalt auszumachen. Letztendlich gelingt die Schichtentrennung aber meist anhand von Unterschieden in Durchwurzelung, Skelettgehalt oder Schwermineralzusammensetzung.

Die Mittellagen im Untersuchungsgebiet Neuses sind sehr tonreich. Den hohen Tongehalt verdanken sie neben Toneinspülungen aus der Hauptlage vor allem tonreichen Aggregaten einer älteren Bodenbildung, die bei Entstehung der Schicht aufgearbeitet wurden. Diese, oft abgerollten Aggregate und Toncutanfragmente sind im Dünnschliff meist scharf gegenüber der sonst schluffgeprägten Matrix abgegrenzt. Einige von ihnen haben ihre Begrenzung aber auch durch Umlagerungsprozesse oder Bioturbation bereits verloren. Dieser „ererbte“ Tongehalt dominiert den Anteil des Tons der in den Mittellagen ausgebildeten Horizonte. Die rezenten Ton- und Ton-Schluff-Einspülungen aus dem hangenden Material treten im Umfang demgegenüber zurück. Sie maskieren einen schichtimmanenten Tongehaltsunterschied. Die Bodenbildung ist dann also als Parabraunerde-Phänoparabraunerdebildung zu charakterisieren. Weitgehend ungeklärt bleibt indessen das Alter der aufgearbeiteten Bodenbildung: Die tonreichen Aggregate und mikrolaminierten Toncutanfragmente sind Reste einer stark ausgeprägten Parabraunerde-Bildung. Diese muss vor der Genese der Mittellage stattgefunden haben. Da die Aggregate neben dem Ton nur schluffiges Material enthalten, frei von Glimmerschiefer sind und die Basislagen keine Reste einer solchen Bodenbildungen zeigen, ist davon auszugehen, dass diese Pedogenese in einem Sediment im Hangenden der Basislage abgelaufen und damit jünger als diese einzustufen ist.

Denkbar wäre in diesem Zusammenhang eine rißzeitliche Basislagengenese, gefolgt von einer eemzeitlichen Bodenbildung und eine anschließende würmzeitliche Aufarbeitung ihrer Reste. Allerdings wäre damit die Vorstellung nur geringer Erosionsraten für das Altwurm verbunden, jedoch wird gerade diesem Zeitabschnitt eine eher hohe morphologische Aktivität zugeordnet, in der nahezu alle älteren Lockersedimente der Erosion anheim fielen. Wahrscheinlicher wäre deshalb eine würmzeitliche Alterseinstufung der Genese von Basis- und Mittellage, unterbrochen durch eine morphodynamische Ruhephase, die die Entstehung einer Parabraunerde ermöglichte.

Ein solche absolute Alterseinordnung bleibt aber unsicher, denn es ist anzunehmen, das in vielen Zeitabschnitten des Würms, wie auch der älteren Kaltzeiten, die Bedingungen für die Bildung periglaziärer Lagen gegeben waren. Nicht alle dieser Sedimentdecken blieben erhalten, sondern wurden durch neue Bildungen aufgearbeitet oder abgetragen. Auf diese Weise wurden auch Altsedimente, z.B. Löss, sowie Bodenbildungen oder deren Reste in die Bildung einer neuen Deckschicht integriert. Gerade die Verbreitung der verschiedenen Sedimente wie auch die Bedingungen und Prozessintensitäten sind schon an einem Hang recht heterogen. Eine Sedimentdecke, die mehrfach wiederaufgearbeitet sein kann und in ihrer Zusammensetzung im Hangverlauf variiert, einer bestimmten Phase einer Kaltzeit zuzuordnen, bleibt daher hochspekulativ.

Die Hauptlagen im Untersuchungsgebiet sind meist lösslehmreich und locker gelagert. In ihnen sind an Standorten mit Braunerden aus Hauptlage über Basislage Bv-Horizonte ausge-

bildet. In Geländeabschnitten mit lithologisch dreigeteiltem oberflächennahen Untergrund (Hauptlage über Mittellage über Basislage), die Parabraunerden tragen, ist bereits die Hauptlage in Al- und Bt-Horizont differenziert. Diese ungewöhnliche pedogene Unterteilung muss im Untersuchungsgebiet Neuses als typisch angesehen werden, auch wenn sonst in der Regel in solchen dreigliedrigen Substraten in der Hauptlage nur der Al-Horizont zu finden ist, während der Bt-Horizont erst in der Mittellage auftritt (z.B. SEMMEL 1964, 1968, 1994b, 2001, 2002a, 2008, THIEMEYER ET AL. 2005). Anders als die Bt-Horizonte der Mittellagen, stammt der überwiegende Teil des Tons in den Illuvialhorizonten der Hauptlage aus rezenten Lessivierungsprozessen: Die Toncutane sind ungestört und zeigen meist Merkmale gut eingeregelter Tonpartikel. Zwar sind in einigen Profilen im unteren Teil der Hauptlage (i.d.R. Bt-Horizonte) auch tonige Aggregate zu finden, die aus der Mittellage stammen, aber sie sind nicht sehr zahlreich und enthalten in der Summe weniger Ton als durch Tonverlagerung in den Horizont eingespült wurde. Die geringe Anzahl der nachweisbaren tonigen Aggregate könnte teilweise auch auf die starken Bioturbationsprozesse in der Hauptlage zurückzuführen sein. Eine intensive Durchwühlung und Mischung des Materials kann durchaus die Zerlegung der Aggregate und Homogenisierung mit dem restlichen Material bewirken. Weiterhin tritt sicherlich ein gewisser „Verdünnungseffekt“ auf: Die Mittellage enthält in den vorgestellten Fällen meist noch recht viele Aggregate und Toncutanfragmente der älteren Bodenbildung, allerdings sind sie bei der Bildung der Schicht mit anderem Material (z.B. Basislagenmaterial, äolische Sedimente) vermischt worden. Auch hier gibt es teilweise Anzeichen für Materialhomogenisierungen durch Bioturbation. Bei der Entstehung der Hauptlage wurde dann nur ein Teil der Mittellage mit wiederum neu dazugekommenem Material (z.B. äolisch) versetzt und durchmischt, so dass die Aggregate dort einen noch geringeren Anteil am Substrat ausmachen.

Ein ähnlicher Verdünnungseffekt ist auch in Hinblick auf das Bodenskelett bzw. den Anteil an ursprünglichem Basislagenmaterial nachzuweisen. Die unteren Teile der Mittellage enthalten in der Regel mehr Glimmerschieferstücke als ihre oberen Abschnitte. Wobei die Sedimentdecke bei ihrer Formung nur dort Basislagenmaterial in ihre Genese einbeziehen konnte, wo sie bedeckende Sedimente und Bodenbildungsreste schon erodiert waren. Zusätzlich wurde, z.B. auf äolischem Wege weiteres Material in die Bildung der Lage integriert, so dass der Anteil an Basislagenmaterial sich weiter verringerte. In der hangenden Schicht, der Hauptlage, setzt sich diese Verdünnung des Materials fort, wenn nicht in einigen Hangbereichen die Mittellage schon (nahezu) vollständig erodiert war, so dass die Basislage an oder nahe der Oberfläche vorhanden war und in die Formung der neuen Deckschicht einbezogen werden konnte.

Die Ausbildung von Steinsohlen oder Skelettanreicherungen an Schichtgrenzen wurden im Untersuchungsgebiet Neuses nicht beobachtet. In Aufschlüssen mit in größerer Mächtigkeit freigelegter Basislage ist eine Einregelung der Längsachsen des überwiegenden Teils des Skeletts in Hangrichtung ersichtlich. In den hangenden Schichten ist dieses Merkmal dagegen nicht nachweisbar. Starke bioturbate Prozesse könnten dabei eine Rolle spielen, da durch sie nicht nur Feinmaterial bewegt wird, sondern auch kleinere Skelettkomponenten.

Außerdem kann es durch Aufwühlen des Feinbodens zur relativen Anreicherung von Grobboden in tieferen Profiltteilen kommen. Solche Entmischungen treten jedoch im Untersuchungsgebiet nicht in Erscheinung. Bioturbation spielt dennoch im Untersuchungsgebiet nachweislich eine große Rolle bei der Materialvermischung und bei Bodenbildungsprozessen. Im Dünnschliff konnte die starke biogene Überformung durch Hohlräume biologischen Ursprungs sowie der Auflockerung des Mikrogefüges sichtbar gemacht werden. Die Bioporen fungieren als Wasserleitbahnen und ermöglichen damit Transportprozesse. Ton- und Ton-Schluff-Einspülungen am Rand der Hohlräume sind Zeugnisse dieser Vorgänge. Auswirkungen des aktiven Wühlens der Bodentiere sind auch anhand der schwermineralogischen Analysen erkennbar. Die Einmischung der Laacher See-Tuff-Zeigerminerale in das Liegende der Hauptlage konnte mehrfach belegt werden, wobei es sich in der Regel um nur sehr geringe Kornanzahlen handelt. Anhand eines skelettfreien, tiefgründig durchwühlten Profils konnte aber gezeigt werden, dass auch größere Mengen der Minerale durch wühlende Tiere bis in Tiefen von einem Meter verbracht werden können. Die Verspülung des Materials entlang von Wurzelbahnen oder Einmischung durch Windwurfaktivitäten können dabei ausgeschlossen werden, weil nur der obere Profiltteil durchwurzelt ist, die Minerale aber bis in größere Tiefe gefunden werden. Die Durchwurzlung der Bodenprofile ist in Abhängigkeit des Lösslehmanteils verschieden ausgeprägt: In lösslehmarmen Profilen konzentriert sich der Hauptanteil der Wurzeln auf die Hauptlage, besonders die Feinwurzeln reichen nur selten bis in tiefere Bereiche. Große Haltewurzeln dagegen dringen auch zwischen Steinen in die Basislage hinein und teilweise auch durch sie hindurch bis in zerklüftetes Festgestein. In lösslehmreichen Profilen, in der Regel Parabraunerden, beschränkt sich die Durchwurzlung auf die tonärmeren Bereiche. Illuvialhorizonte werden meist gemieden. Die Wurzeln dringen in diesen Fällen auch nicht in durch wühlende Tiere entstandenen Hohlräumen in die Tiefe, selbst wenn sie diese in den oberen Profiltbereichen häufig nutzen. Ob die Bäume allein aufgrund dichter Lagerungsverhältnisse oder der dadurch verursachten Staunässe diese Horizonte meiden, kann nicht abschließend geklärt werden.

Spuren anthropogener Einflüsse auf den oberflächennahen Untergrund finden sich im Untersuchungsgebiet Neuses vor allem in Form von erodierten Profilen und Kolluvien. Trotz der hohen Gehalte an Lösslehm und der damit verbundenen hohen Erodibilität schluffreicher Substrate sind weniger Flächen von Erosion sowie Akkumulation von Solumsediment betroffen, als in anderen Teilen des hessischen Spessarts. Auffällig ist dabei die scheinbare Beschränkung erodierter Profile auf die steileren Ober- und Mittelhangbereiche, die meist zweischichtige Böden tragen. Gekappte Parabraunerden, im Sinne eines vollständigen Verlustes des Eluvialhorizontes, treten nicht in Erscheinung. Da in großen Teilen des Untersuchungsgebietes Hauptlagen gefunden wurden, die zwischen 50 und 70 cm mächtig sind, ist aber davon auszugehen, dass an einigen Standorten ein Teil der dreischichtigen Profile ebenfalls erodiert ist, wenn deren Hauptlagenmächtigkeit 50 cm unterschreitet. Kolluvien finden sich vor allem in den unteren Mittelhang- und den Unterhangbereichen. Sie sind meist etwas skelettärmer als die periglaziären Lagen. Teilweise sind sie schon im Gelände anhand plattiger Gefügemerkmale oder Anreicherungen organischen Materials identifizierbar. Andere können durch mikromorphologische Merkmale, z.B. Gehalt von kleinen Holzkohlestücken oder einem

lockeren Mikrogefüge erkannt werden. Im Profil N1 konnte eine im Solumsediment entwickelte Parabraunerdebildung nachgewiesen werden. Ob es sich dabei um ein lokales Phänomen handelt oder in Unterhangbereichen regelhaft auftritt, muss indes ungeklärt bleiben, denn die Identifikation des Kolluviums und die in ihm abgelaufenen Lessivierungsprozesse konnten nur mit Hilfe der Dünnschliffuntersuchungen erbracht werden. Anhand der Geländebefunde und der Ergebnisse der Laboranalytik ließ sich die Bodenbildung kaum von Parabraunerdebildungen in geschichteten Profilen des Untersuchungsgebietes unterscheiden.

## 5.2 Übergang Grund-/Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Linsengericht

Das Untersuchungsgebiet Gerichtswald repräsentiert den Übergangsbereich vom kristallinen Vorspessart über die ausstreichenden Zechsteinvorkommen bis in die Sedimente des Buntsandsteins. Während die zeitliche Einordnung von Zechstein- und Buntsandsteinmaterial in der Vergangenheit lange mit Unsicherheiten behaftet war (Zuordnung des Bröckelschiefers), stellt sich die Trennung der Gesteine im Gelände eher unproblematisch dar: Die unteren, schluffig-sandigen Gesteine der Gelnhausen-Folge (Heigenbrückener Sandstein) sind morphologisch härter als die Tonsteine des liegenden Oberen Bröckelschiefers. Daraus resultiert eine Verflachung des Hanges im Bereich des anstehenden Bröckelschiefers. Außerdem wirken die tonigen Gesteine wasserstauend, so dass es an der Grenze Heigenbrückener Sandstein-Bröckelschiefer häufig zu Quellaustritten des Interflows kommt.

Der Übergang von den Zechsteinsedimenten zu den Glimmerschiefeln des Vorspessarts im unteren Hangbereich ist morphologisch nicht ausgeprägt, da etwa in derselben Höhenlage (ca. 250 m ü. NN) dickere Lösslehmschichten vorkommen, die reliefausgleichend wirken. Nur wenige Zehnermeter unterhalb der Gesteinsgrenze wechselt die Landnutzung von Forst zu Acker, was seine Ursache sicherlich auch in den durch die Lösslehmauflage verbesserten Bodenwasserverhältnissen hat.

Nutzungsgeschichtlich betrachtet, muss das Untersuchungsgebiet Gerichtswald als stark überformt gelten. Überreste eines keltischen Ringwalls zeigen, dass dieses Gebiet schon sehr lange anthropogenen Einflüssen ausgesetzt ist, die sich bodenverändernd auswirken konnten. Besonders das Mittelalter muss dabei als Periode starker Überprägung angesehen werden. Die Birkenhainer Straße, ein überregionaler Handelsweg (Verbindung Hanau-Gemünden am Main), führt durch das Untersuchungsgebiet. Außerdem ist ein mittelalterlich wohl viel genutzter Abzweig in Richtung Gelnhausen bekannt. Diese Wege sind heute gut ausgebaute Forstwege, aber parallel dazu lassen sich im Wald an einigen Stellen Hohlwege finden, die auf eine starke Frequentierung dieser Straßen in der Vergangenheit hinweisen, die Relief und Boden verändert haben. Auch einige kleinere Steinbrüche zum Abbau des Heigenbrückener Sandsteins sind im Gelände auffindbar. Weiterhin ist der Standort einer Glashütte in der Nähe der Ortschaft Lützel bekannt. Mittelalterliche Glashütten hatten einen hohen Rohstoffbedarf. Besonders Holzkohle als Energielieferant und Pottasche zur Erniedrigung des Schmelzpunktes wurden in der Regel in der Nähe beschafft, so dass davon auszugehen ist, dass der Baumbestand erheblich dezimiert wurde, was sich begünstigend auf Erosionsprozesse auswirkte. Flurbezeichnungen wie „Glasberg“, „Kahler Kopf“ und „Kohlenbergers Mühle“ sprechen diesbezüglich eine deutliche Sprache. Die Altenhaßlauer Mark war lange Zeit ein Freigericht, bevor der Rechtstitel 1377 endgültig durch Belehnung des Bischofs von Würzburg an die Grafen von Hanau ging, dabei verblieben die Rechte der Nutzung des Gerichtswaldes aber bei den Altenhaßlauern (PUCHERT 1991). Wälder im Gemeindebesitz waren meist besonders intensiv genutzte Standorte. Deswegen ist gerade in diesen Gebieten mit einer stärkeren Überformung des oberflächennahen Untergrundes zu rechnen.

Entlang einer Catena im Bereich Eicherheeg (vgl. Abb. 5.2.1 und Abb. 5.2.2) konnten an einem nordwestexponierten Hang die Böden aus Substraten mit drei unterschiedlichen Gesteinen (Heigenbrückener Sandstein, Bröckelschiefer, Glimmerschiefer) untersucht werden. Stellvertretend sollen dafür im Folgenden einige charakteristische Profile vorgestellt werden.

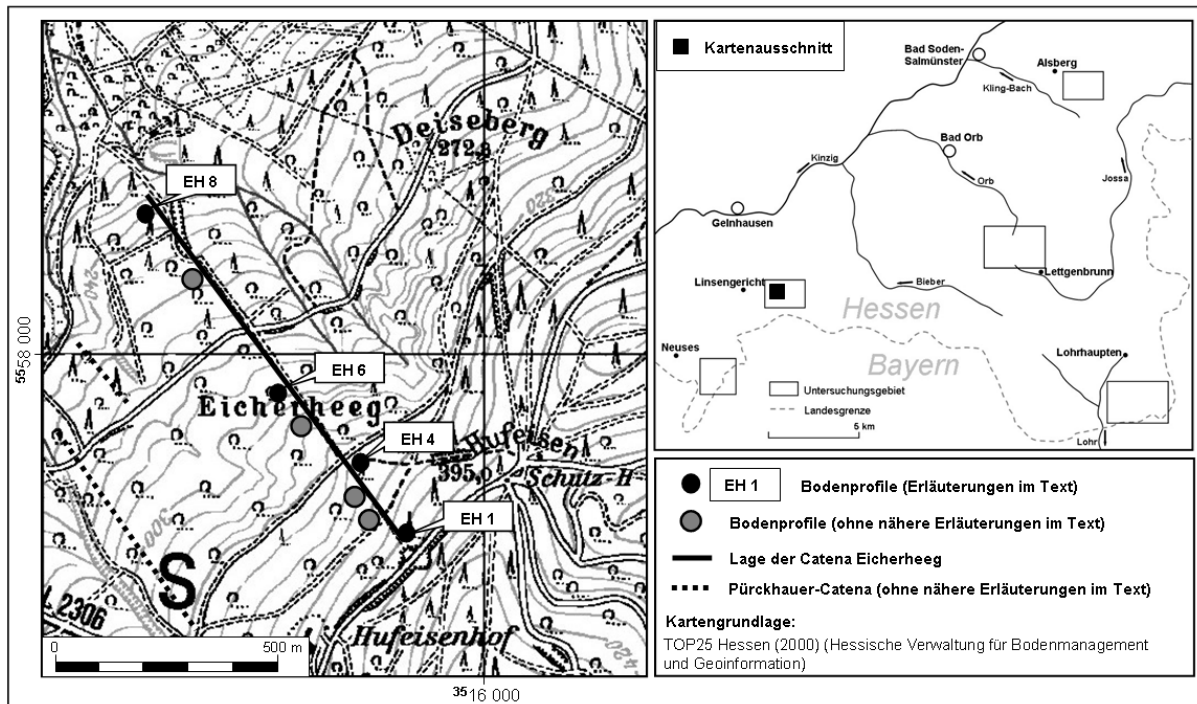


Abb. 5.2.1: Lage der Profile EH1, EH4, EH6, Eh8 und der Catena Eicherheg

Profil EH 1 (vgl. Tab. 5.2.1) befindet sich am Oberhang, ca. 20 m unterhalb einer Aufschüttung, die mit einem kleinen Steinbruch in Verbindung gebracht werden kann (vgl. Abb. 5.2.1 und Abb. 5.2.2). Infolge dessen ist das Bodenprofil durch ein geringmächtiges, fast steinfreies Kolluvium bedeckt, das erste Podsolierungstendenzen zeigt (Aeh-Horizont). Der pH-Wert ist mit 3,15 im Aeh-Horizont und 3,42 im M-Horizont (gemessen in  $\text{CaCl}_2$ ) als extrem bzw. sehr stark sauer einzustufen. Das Solumsediment ist skelettärmer als das liegende Material des II Bv-Horizontes, der auch mit pH 4,15 eine etwas weniger starke Säurebelastung aufweist. In Bezug auf andere Eigenschaften (z.B. Bodenart, Farbe, Gefüge, Durchwurzelung) ähneln sich die beiden Schichten aber sehr stark, so dass anzunehmen ist, dass es sich bei dem Kolluvium um verlagertes Bv-Material handelt. Das Bodenskelett ist im II Bv-Horizont nicht gleichmäßig verteilt, besonders die größeren Steine befinden sich eher im untersten Drittel des Horizontes. Die Anreicherung ist aber nicht als Steinsohle zu charakterisieren. Zwischen den Grobkomponenten findet sich braunes Bv-Material.

Der Übergang zum III ICv-Horizont ist im Profil nicht überall scharf ausgeprägt. Der augenfälligste Unterschied zum hangenden Material ist die rote Färbung des Untergrundhorizontes sowie die starke Zunahme des Skelettgehalts. Daneben unterstützen Veränderungen des Gefüges und der Durchwurzelung die Trennung von II Bv- und III ICv-Horizont in zwei Schichten. Lediglich der Unterschied in der Bodenart ist relativ gering, was auch in ähnlichen Kornfraktionsquotienten (Sand-Schluff-Verhältnis) zum Ausdruck kommt. Eine lithologische

Gliederung des Profils mit Hilfe der Ergebnisse der schwermineralogischen Analysen ist nicht möglich (vgl. Tab. 5.2.2).

Tab. 5.2.1: Profildatenblatt des Profils EH1

Profil: EH 1					Untersuchungsgebiet: Eicherheeg (Linsengericht)						
Position: R 3515787 H 5557565 Höhe: ca. 380 m ü. NN					Topographische Karte: 5821 Bieber						
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Aeh	4	10 YR 5/2	10 YR 3/1	kru-koh	X1	Wg1	Wf2	-			
M	12	10 YR 6/3	10 YR 4/3	koh	X1	Wg2	Wf3	-			
II Bv	40/45	10 YR 7/4	10 YR 4/4	koh	X3	Wg2	Wf4	-			
III ICv	75+	7.5 YR 7/4	7.5 YR 4/4	koh-sub	X5	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Aeh	Slu	1,10	15,30	33,94	20,11	12,91	7,20	9,44	40,22	50,34	1,25
M	Sl3	2,31	14,52	32,47	18,87	13,57	6,41	11,84	38,85	49,31	1,27
II Bv	Sl3	2,30	15,17	33,14	17,95	13,36	6,49	11,58	37,80	50,61	1,34
III ICv	Sl4	5,66	15,37	31,64	16,97	11,08	5,66	13,62	33,71	52,67	1,56
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Aeh	n.b.	3,15	3,74	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	4,36	3,42	3,98	0,387	0,56	0,69	0,003	0,006	0,42		
II Bv	1,59	4,15	4,50	0,180	0,48	0,38	0,015	0,023	0,67		
III ICv	0,41	3,90	4,26	0,166	0,56	0,30	0,004	0,009	0,46		

Tab. 5.2.2: Schwerminerale (Profil EH1), Angaben in Korn-%; +:<1%

	M	II Bv	III ICv
Anatas	12	5	9
Augit	1	3	2
Epidot	2	3	6
Granat	1	-	+
Grüne Hornbl.	+	-	1
Braune Hornbl.	5	6	6
Rutil	+	1	1
Staurolith	+	1	-
Titanit	2	3	+
Turmalin	41	39	37
Zirkon	35	38	36
Opak	41	43	52

Dass sich die Schwermineralspektren des M- und des II Bv-Horizontes ähneln, ist wenig verwunderlich, da sie potentiell aus dem gleichen Material zusammengesetzt sind. Allerdings wäre für den III ICv-Horizont ein anderes Schwermineralspektrum zu erwarten gewesen. Die Schwermineralzusammensetzungen aller drei untersuchten Horizonte werden durch die buntsandsteinbürtigen Minerale Zirkon und Turmalin dominiert. Darüber hinaus enthalten aber

auch alle drei Proben Lösslehmzeigerminerale (z.B. Epidot und Grüne Hornblende) sowie die typischen Minerale des Laacher See-Spektrums (Augit, Braune Hornblende und Titanit), so dass eine Abtrennung des III ICv-Horizontes als Basislage über die Schwerminerale nicht gelingt. Möglicherweise gleichen sich die Schwermineralspektren in Folge von Materialvermischung durch starke bioturbate Aktivität. Dafür spricht auch die Ähnlichkeit in der Korngrößenzusammensetzung des Feinmaterials. Allerdings ist auch eine Vermischung des Materials durch eine fehlerhafte Beprobung nicht gänzlich auszuschließen.



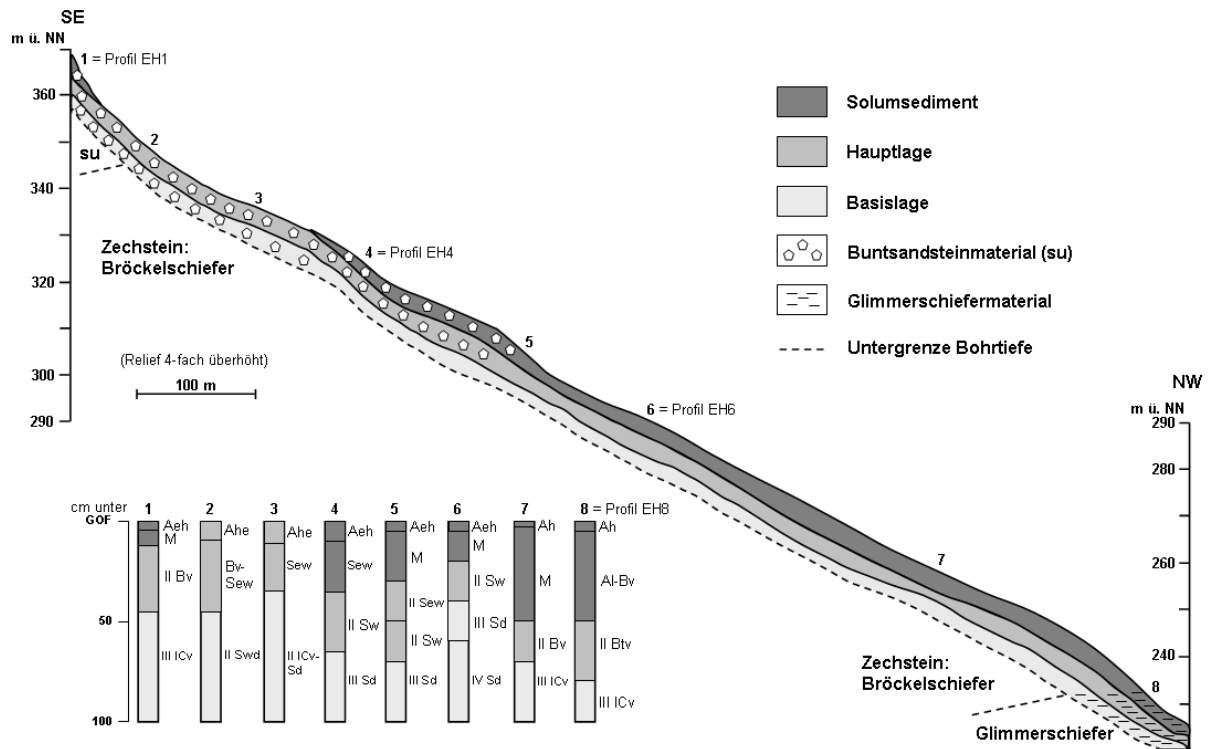


Abb. 5.2.2: Catena Eicherheeg, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht

### Mikromorphologische Befunde

Proben für mikromorphologische Untersuchungen konnten nur aus dem M- und dem II Bv-Horizont genommen werden, während der hohe Skelettgehalt im III ICv-Horizont einer Be-  
 probung dieses Materials entstammt.

Der Dünnschliff des M-Horizontes zeigt eine kompakte Mikrostruktur, die aber durch zahlreiche kleine Hohlräume bioturbaten Ursprungs aufgelockert ist (vgl. Abb. 5.2.3), so dass das Mikrogefüge nahezu schwammig erscheint und nicht in Aggregate gegliedert ist. Größere Hohlräume, wie z.B. Kammern, fehlen in der Probe. Auffällig sind die große Anzahl von Sklerotien sowie die zahlreichen Wurzeln, besonders im oberen Teil des Schliffes (vgl. Abb. 5.2.4). Vereinzelt treten noduläre Eisenhydroxidausfällungen in Erscheinung.

Das Schliffbild der Probe aus dem oberen Teil des II Bv-Horizontes unterscheidet sich in der Mikrostruktur etwas vom gerade beschriebenen Schliff des Kolluviums. Das kompakte, bioturbat aufgelockerte Mikrogefüge weist mehr größere Hohlräume und vereinzelt auch teilweise wiederverfüllte Gangstrukturen auf als es im hangenden Material der Fall ist. Im unteren Teil des Dünnschliffs tritt eine zweite Mikrostruktur auf, die durch eine dichtere Lagerung, weniger Hohlräume und einen erhöhten Schluffanteil gekennzeichnet ist. Die Unterschiede der beiden Mikrogefügetypen werden im direkten Vergleich besonders deutlich (vgl. Abb. 5.2.5 und 5.2.6). Das Material der dichteren Mikrostruktur enthält Eisenhydroxidimprägnierungen (vgl. Abb. 5.2.7). Die Anzahl der im Schliff gefundenen Sklerotien geht gegenüber dem Kolluvium zurück, Wurzeln dagegen sind in nahezu gleicher Häufigkeit vorhanden (vgl. Abb. 5.2.8).

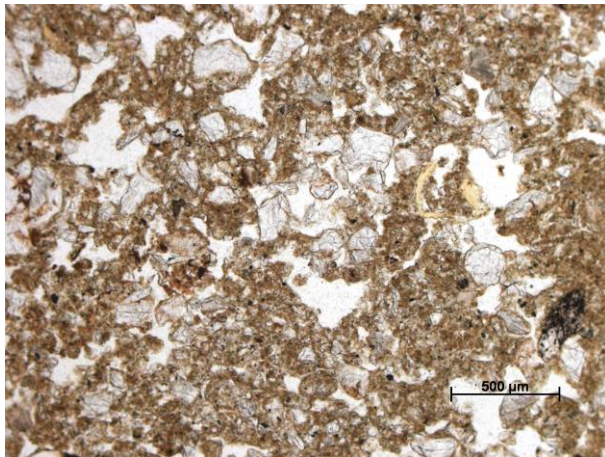


Abb. 5.2.3: typische Mikrostruktur des M-Horizontes

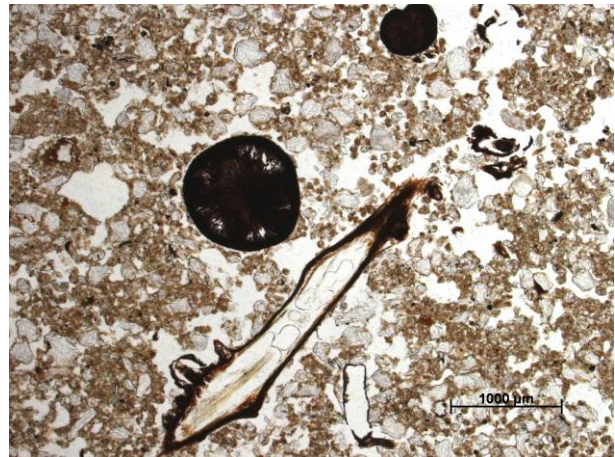


Abb. 5.2.4: Sklerotien und Wurzel im M-Horizont



Abb. 5.2.5: aufgelockerte Mikrostruktur im II Bv-Horizont

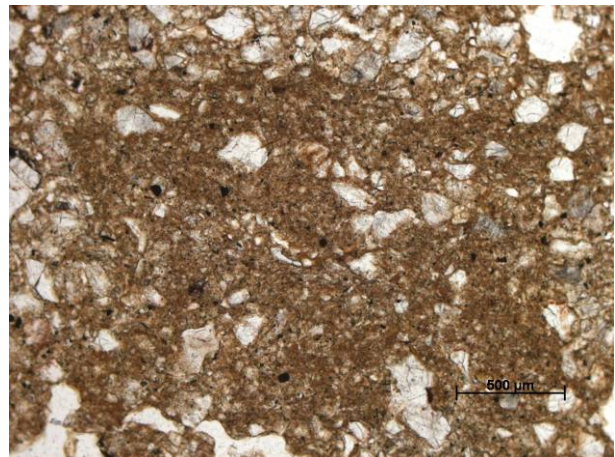


Abb. 5.2.6: dichtere Mikrostruktur im II Bv-Horizont

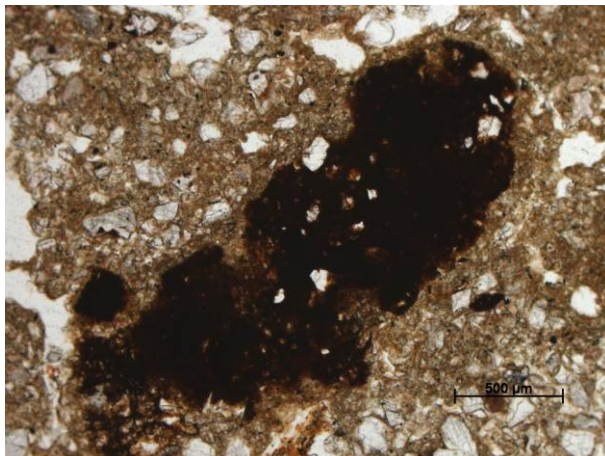


Abb. 5.2.7: Eisenhydroxidimprägnierung

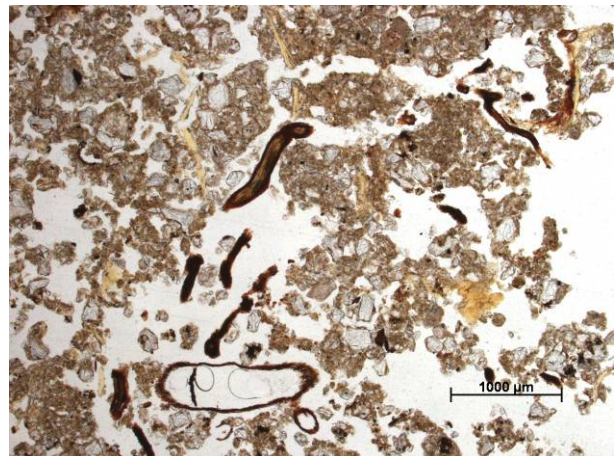


Abb. 5.2.8: Wurzeln in bioturbat aufgelockerter Mikrostruktur des II Bv-Horizontes

Der untere Teil des Bv-Horizontes unterscheidet sich im Dünnschliff nur wenig vom eben beschriebenen Material: Auch hier treten beide Mikrostrukturen auf. Aufgelockerte, stark bioturbat geprägte Bereiche wechseln sich mit schluffreichem, dichter gepacktem Material ab (vgl. Abb. 5.2.9). Allerdings finden sich in diesem Schliff mehr größere Sandsteinstückchen als in den beiden Proben des hangenden Profilbereichs. Die Anzahl an Wurzeln und Sklerotien geht stark zurück, dafür sind in einigen Hohlräumen mykorrhizierte Wurzeln mit Pilzhyphen



sichtbar (vgl. Abb. 5.2.10). Eisenhydroxid ausfällungen treten in nodulärer Form sowie als Imprägnierungen in Erscheinung.

Die Unterscheidung von Kolluvium und Hauptlage gelingt trotz gleicher Zusammensetzung mittels Mikromorphologie aufgrund der unterschiedlichen Mikrostrukturen: Während die stark aufgelockerte, bioturbat geprägte Mikrostruktur in beiden Sedimenten auftritt, ist das Vorkommen des schluffreichen, dichter gepackten Materials offenbar auf das Hauptlagenmaterial (II Bv-Horizont) beschränkt.

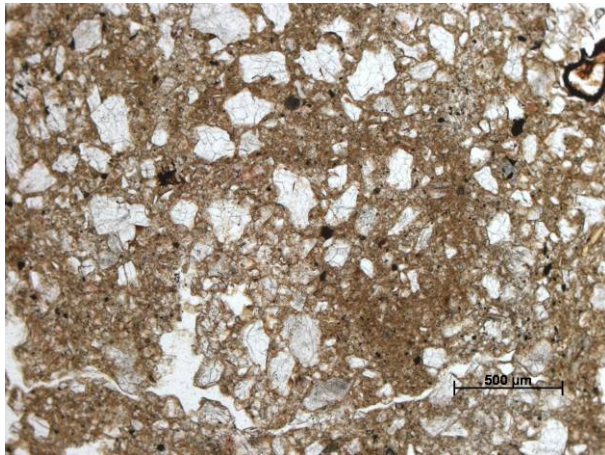


Abb. 5.2.9: dichte Mikrostruktur im II Bv-Horizont



Abb. 5.2.10: mykorrhizierte Wurzel mit Pilzhypen

Unterhalb des Profils EH 1 verflacht der Hang, das Anstehende wird hier durch den Bröckelschiefer gebildet. Die Bodenprofile zeigen allerdings auch noch einige Zehnermeter unterhalb des geologischen Wechsels eine starke Buntsandsteinmaterialprägung. Mit zunehmendem Abstand verringert sich der Anteil des Heigenbrückener Sandsteins in den periglaziären Lagen und besonders die Basislage wird mehr und mehr durch den tonigen Bröckelschiefer bestimmt. Das Profil EH 4 (vgl. Abb. 5.2.1 und Abb. 5.2.2) repräsentiert diesen Übergangsbereich recht gut: Das Skelett der oberen drei Horizonte besteht ausschließlich aus Buntsandsteinmaterial. Auch das Feinmaterial ist im größten Teil des Profils schluffig-sandig geprägt. Erst im III Sd-Horizont tritt der Sandanteil zugunsten eines erhöhten Tongehaltes zurück, Grobboden in Form von Sandsteinen fehlt hier vollkommen. Weitere Hinweise auf eine Schichtgrenze an dieser Stelle geben die Wechsel in der Bodenart (vgl. auch Sand-Schluff-Quotient in Tab. 5.2.3), der Färbung, dem Skelettgehalt sowie des Gefüges.

Eine weitere Schichtgrenze findet sich in diesem Profil zwischen dem Sew- und dem II Sw-Horizont. In Färbung, Gefüge und Bodenart (vgl. auch Sand-Schluff-Quotient) gleicht sich das Material. Allerdings gibt es deutliche Unterschiede in Bezug auf den Skelettgehalt und die Durchwurzelung. Möglicherweise sind der geringe Grobbodengehalt und der erhöhte Anteil an organischer Substanz Hinweise auf eine kolluviale Genese des Materials. Bezüglich der Schwermineralzusammensetzung ähneln sich Sew- und II Sw-Horizont (vgl. Tab. 5.2.4). Beide enthalten neben den buntsandsteinbürtigen Mineralen Turmalin und Zirkon das Laacher See-Tuff-Zeigerspektrum (Augit, Braune Hornblende, Titanit), sowie Lösslehmminerale (z.B. Epidot). Dem Schwermineralspektrum des III Sd-Horizontes fehlen die Minerale äolischen Ursprungs (vgl. Tab. 5.2.4), so dass dieser als Basislage identifiziert werden kann.

Tab. 5.2.3: Profildatenblatt des Profils EH4

Profil: EH 4				Untersuchungsgebiet: Eicherheeg (Linsengericht)							
Position: R 3515672 H 5557732 Höhe: ca. 320 m ü. NN				Topographische Karte: 5821 Bieber							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Aeh	10	7.5 YR 4/1	7.5 YR 2.5/1	sub	X1	Wg3	Wf3	-			
Sew	30/35	10 YR 6/2	10 YR 4/2	sub	X2-3	Wg3	Wf4	nassgebleicht			
II Sw	65	10 YR 8/2	10 YR 5/3	sub	X5	Wg1	Wf0	Rost-/Bleichfl.			
III Sd	100+	5 YR 6/6	5 YR 4/6	sub-pol	X1	Wg1	Wf0	Bleichbahnen			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					T	Σ U	Σ S	S:U	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
Aeh	Slu	1,69	20,05	25,70	21,98	15,29	6,44	8,84	43,71	47,44	1,09
Sew	Slu	1,38	20,10	24,35	25,28	14,94	5,11	8,84	45,33	45,83	1,01
II Sw	Slu	5,04	18,48	21,99	23,55	14,41	5,74	10,78	43,71	45,51	1,04
III Sd	Lt2	0,23	2,19	25,46	14,66	11,70	13,71	32,04	40,08	27,89	0,70
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Aeh	n.b.	3,54	4,24	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Sew	2,71	3,52	4,20	0,093	0,10	0,91	0,00006	0,001	0,06		
II Sw	0,93	3,83	4,34	0,092	0,48	0,19	0,00009	0,003	0,03		
III Sd	n.b.	3,42	3,97	0,175	1,86	0,09	0,001	0,009	0,14		

Tab. 5.2.4: Schwerminerale (Profil EH4), Angaben in Korn-%; +:<1%

	Sew	II Sw	III Sd
Anatas	4	8	13
Augit	2	2	1
Epidot	7	4	-
Granat	2	1	-
Grüne Hornbl.	+	1	-
Braune Hornbl.	4	8	-
Rutil	1	2	1
Spinell	-	-	+
Titanit	5	3	-
Turmalin	42	39	56
Zirkon	32	32	29
Opak	42	44	55

Das tonige Zechsteinmaterial (Bröckelschiefer), das im tieferen Untergrund das Anstehende bildet, überwiegt nur in der Basislage des Profils, dennoch bestimmt es die wesentlichen Standorteigenschaften: Das Solum zeigt eine sehr starke hydromorphe Prägung. Die dichte Lagerung des tonigen Materials stört neben der Perkolation vor allem die Durchwurzelung. Nur vereinzelt schaffen es die Grobwurzeln, in den Horizont einzudringen. Schon im hangenden

II Sw-Horizont fehlen die Feinwurzeln. Zwar hindert hier kein erhöhter Tonanteil oder die Lagerungsdichte die Durchwurzelung, allerdings ist der Skelettgehalt sehr hoch. Daneben zeigen Konkretionen sowie eine starke Rost- und Bleichfleckung, dass in diesem Horizont die stärksten Wechsel zwischen Stauwasser und Austrocknung herrschen, so dass man davon ausgehen muss, dass vor allem diese Eigenschaften des Horizontes einer Durchwurzelung entgegenstehen.

### Mikromorphologische Befunde

Vom vorliegenden Profil wurde nur ein Dünnschliff aus dem Sew-Horizont analysiert: Der Dünnschliff ist durch eine kompakte Mikrostruktur gekennzeichnet, die aber in vielen Bereichen bioturbat aufgelockert ist (vgl. Abb. 5.2.11). Es finden sich auch größere Hohlräume wie Gänge und Kammern. Die graue Färbung des Materials (vgl. Abb. 5.2.12) verdeutlicht die hydromorphe Prägung des Profils und die Verarmung des Horizonts an Sesquioxiden durch Nassbleichungsprozesse. Einige Bereiche des Dünnschliffs zeigen auch eine braune Fär-



bung. Bei genauer Betrachtung handelt es sich dabei um Anreicherungen von Exkrementen bodenlebender Tiere mit einem hohen Anteil organischen Materials (vgl. Abb. 5.2.13). Im gesamten Schluff kommen zahlreiche Sklerotien und Wurzeln sowie Wurzelreste vor. Vereinzelt treten Holzkohlefragmente in Erscheinung (vgl. Abb. 5.2.14), die als weiterer Hinweis auf den kolluvialen Ursprung des Sediments gelten können.

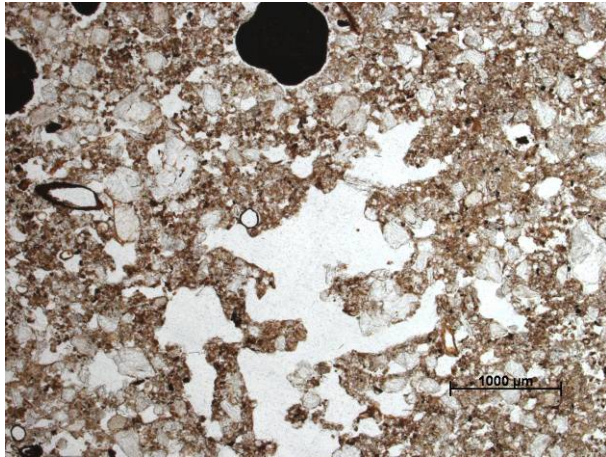


Abb. 5.2.11: bioturbate Auflockerung

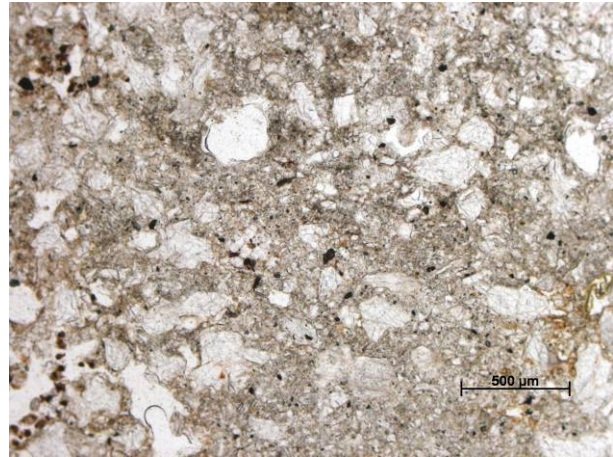


Abb. 5.2.12: graue Färbung des Materials im Sew-Horizont



Abb. 5.2.13: exkrementreiches Material



Abb. 5.2.14: Holzkohlefragment

Weiter hangabwärts wird der Einfluss des Buntsandsteinmaterials immer geringer. Dadurch gewinnt die tonige Prägung durch den Bröckelschiefer in den Profilen immer mehr an Gewicht. Bestimmender Bodentyp ist der Pseudogley. In den Profilgruben zeigt sich, dass meist nur die Hauptlagenhorizonte bzw. das Kolluvium durchwurzelt sind, da der Lösslehmanteil hier für eine Auflockerung des Materials sorgt.

Ein typisches Beispiel für die Verhältnisse des oberflächennahen Untergrundes in diesem Hangbereich ist das Profil EH 6 (vgl. Abb. 5.2.1 und Abb. 5.2.2).

Das Bodenprofil ist lithologisch viergeteilt. In der obersten Schicht aus Solumsediment hat sich ein Aeh-Horizont entwickelt, der die sehr stark sauren Verhältnisse (pH 3,36, gemessen in  $\text{CaCl}_2$ ) widerspiegelt. Zum liegenden Material der Hauptlage grenzt sich das Kolluvium durch einen geringeren Skelettgehalt, einen erhöhten Anteil an organischer Substanz sowie durch seine Färbung ab. Außerdem ist das Material stärker durchwurzelt. Die Unterschiede in der Bodenart sind nur sehr gering, was auch der Vergleich der Sand-Schluff-Quotienten zeigt (vgl. Tab. 5.2.5).

Tab. 5.2.5: Profildatenblatt des Profils EH6

Profil: EH 6		Untersuchungsgebiet: Eicherheeg (Linsengericht)									
Position: R 3515565 H 5557865 Höhe: ca. 290 m ü. NN		Topographische Karte: 5821 Bieber									
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Aeh	5	7.5 YR 4/1	7.5 YR 2.5/1	sub	X1	Wg2	Wf3	-			
M	20	7.5 YR 6/3	7.5 YR 3/4	sub	X1-2	Wg3	Wf4	-			
II Sw	40	10 YR 7/3	10 YR 5/4	sub	X2	Wg2	Wf3	nassgebl./Rostfl.			
III Sd	60	5 YR 5/6	5 YR 4/4	sub-pol	X1	Wg1	Wf0	Bleichbahnen			
IV Sd	80+	7.5 YR 6/6	7.5 YR 4/6	sub-pol	X3	Wg0	Wf0	Bleichbahnen			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fs	gU	mU					
Aeh	Su3	3,03	21,84	32,07	18,21	10,97	6,54	7,35	35,71	56,94	1,59
M	Sl4	3,11	16,65	28,76	21,68	11,13	6,61	12,06	39,42	48,52	1,23
II Sw	Sl3	5,39	16,82	26,60	20,34	11,64	7,34	11,86	39,32	48,81	1,24
III Sd	Lt3	0,50	2,26	17,35	17,27	12,04	14,47	36,11	43,77	20,11	0,46
IV Sd	Ls3	2,91	14,71	25,44	18,09	9,68	5,99	23,17	33,77	43,07	1,28
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Aeh	n.b.	3,36	4,27	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	4,40	3,42	4,05	0,340	0,56	0,61	0,001	0,003	0,33		
II Sw	0,84	3,80	4,33	0,193	0,56	0,35	0,031	0,047	0,67		
III Sd	n.b.	3,49	4,09	0,306	1,67	0,18	0,002	0,007	0,23		
IV Sd	n.b.	3,60	4,15	0,162	0,96	0,17	0,001	0,004	0,23		

Die Abgrenzung der liegenden Schicht (Basislage) ist mit Hilfe dieses Kornfraktionsquotienten dagegen sehr gut möglich. Als zusätzliche Kriterien für einen Schichtwechsel können die Unterschiede im Skelettgehalt, der Färbung und der Durchwurzelung angeführt werden. Erneute Änderungen im Grobbodengehalt, Färbung und Bodenart zeigen in etwa 60 cm Profiltiefe einen weiteren Schichtwechsel zu einer zweiten Basislage an. Nur der obere, lösslehmbeeinflusste Teil des Bodenprofils (Kolluvium und Hauptlage) sind durchwurzelt. Vereinzelt reichen Grobwurzeln bis in die oberste Basislage hinein. Ob die hohe Lagerungsdichte der Basislagen oder das Stauwasseraufkommen im Laufe eines Jahres dafür ursächlich verantwortlich sind oder ob die beiden Faktoren beide das Wurzelwachstum behindern, bleibt ungeklärt.

Das Mikrorelief ist fast flächendeckend extrem gestört. Neben zahlreichen Windwürfen verschiedenen Alters, die teilweise nur noch sehr schwer als pit-and-mound-Strukturen zu erkennen sind, gibt es auch Drainagegräben, die eine forstliche Nutzung dieser Hangbereiche erst ermöglichen. Die eingeschränkte Durchwurzelung ist hier wohl als entscheidender Faktor für die Windwurfneigung anzusehen.

Im unteren Hangbereich nehmen die Drainagegräben in ihrer Verbreitung ab. Verantwortlich dafür sind gänzlich andere Substrat- und Bodenverhältnisse. Zum einen erfolgt im tieferen Untergrund ein Wechsel vom Bröckelschiefer zu den kristallinen Glimmerschiefern, zum anderen nimmt die Prägung des Substrates durch eine Lösslehmkomponente mit jedem Meter hangabwärts zu. Auch hier ist das Mikrorelief gestört. Allerdings finden sich keine Drainagegräben und weniger Windwürfe, dafür sind runsenartige Strukturen (parallel verlaufende Hohlwegbildungen) einige Dezimeter in die sonst eher gleichmäßige Geländeoberfläche eingeschnitten.

Die Bodenverhältnisse im Unterhangbereich werden durch das Profil EH 8 (vgl. Abb. 5.2.1 und Abb. 5.2.2, Tab. 5.2.6) gut charakterisiert.

Tab. 5.2.6: Profildatenblatt des Profils EH8

Profil: EH 8				Untersuchungsgebiet: Eicherheeg (Linsengericht)							
Position: R 3515250 H 5558312 Höhe: ca. 230 m ü. NN				Topographische Karte: 5821 Bieber							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	5	10 YR 5/2	10 YR 3/2	kru	X1	Wg1	Wf2	-			
Al-Bv	50	10 YR 6/3	10 YR 4/4	sub	X1	Wg2	Wf3	-			
II Btv	80	7.5 YR 6/4	7.5 YR 5/6	sub-pol	X2	Wg1	Wf2	-			
III ICv	85+	7.5 YR 5/6	7.5 YR 4/6	pol	X4	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Ah	Uls	3,39	8,52	14,50	35,72	18,60	6,80	12,47	61,12	26,41	0,43
Al-Bv	Uls	1,76	8,00	12,97	34,60	18,70	7,58	16,38	60,88	22,74	0,37
II Btv	Lu	3,13	6,37	10,84	32,80	18,88	7,75	20,21	59,43	20,35	0,34
III ICv	Lt2	1,74	10,29	16,96	27,82	11,59	6,22	25,38	45,64	28,98	0,63
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	5,45	3,81	4,41	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Al-Bv	1,14	3,79	4,26	0,144	0,64	0,23	0,018	0,032	0,57		
II Btv	0,31	3,76	4,13	0,205	0,84	0,24	0,031	0,056	0,55		
III ICv	n.b.	3,67	4,32	0,139	1,24	0,11	0,012	0,019	0,60		

Das Bodenprofil zeigt sich im Aufschluss vertikal zweigeteilt (vgl. Abb. 5.2.15). Während man im linken Teil der Aufschlusswand einzelne Horizonte ausgliedern kann, erscheint der rechte Teil als Mischung verschiedenen Materials ohne klar abgrenzbare Bereiche. Ein möglicher Grund könnte die Anlage des Aufschlusses am Rand einer alten Windwurfmulde sein. Vielleicht wurde in diesem Bereich das Material floralturbat durch die Wurzeln des umstürzenden Baumes vermischt. Bohrungen in der näheren Umgebung legen nahe, dass Kolluvien, auch in größerer Mächtigkeit, beinahe ubiquitär verbreitet sind. Daher könnte es sich bei einem Teil des Bodenmaterials durchaus auch um Solumsediment handeln, das möglicherweise eine der zahlreich vorgefundenen, runsenartigen Strukturen teilweise wieder verfüllt hat.

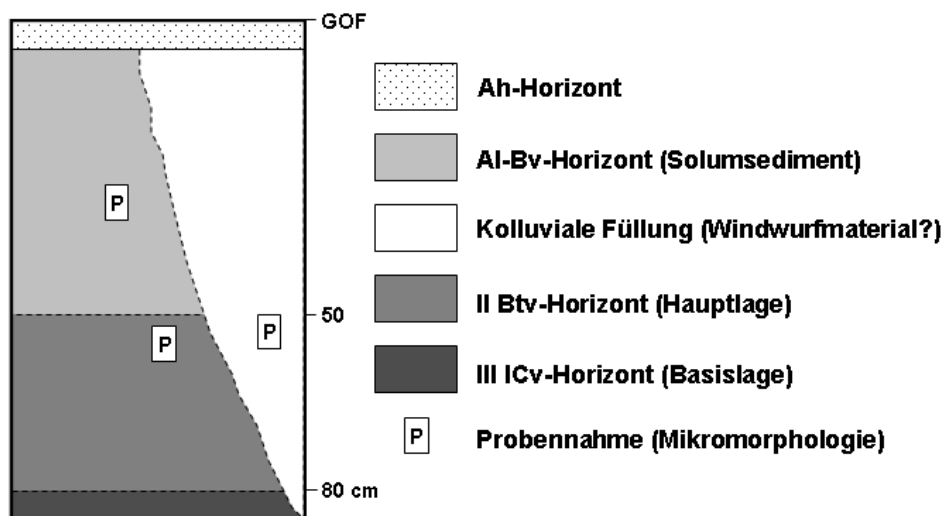


Abb. 5.2.15: Skizze des Profils EH8

Bis in eine Tiefe von 80 cm handelt es sich außerdem um ein, durch einen hohen Lösslehmanteil, schluffdominiertes (ca. 60 %) Substrat. Damit unterscheidet sich das Profil sehr stark von den bisher beschriebenen Aufschlüssen, deren Substrat eine deutlich größere Sandkomponente enthält. Der linke, horizontierte Teil des Bodenprofils ist lithologisch dreigeteilt. Die unterste Schicht (III ICv-Horizont) ist als Basislage anzusprechen und hebt sich gut vom restlichen Substrat ab: Das Material ist sehr skelettreich, enthält keinen Lösslehm, ist durch den Glimmerschiefer rötlich gefärbt und unterscheidet sich auch in der Bodenart (vgl. auch Sand-Schluff-Quotient) deutlich vom Hangenden. Die fehlende Durchwurzelung mit Feinwurzeln und die Änderung des Gefüges unterstützen die Abgrenzung des III ICv-Horizontes als eigene Schicht. Die hangenden Horizonte sind wohl zwei Schichten zuzuordnen. Zwar gleicht sich das Material in Bezug auf die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens, bezüglich der Gehalte an Skelett und organischer Substanz sowie der Färbung und dem Gefüge bestehen allerdings Unterschiede, die eine Schichtentrennung in Kolluvium und Hauptlage nahelegen. Die beiden unterschiedlichen Sedimentdecken lassen sich pedogenetisch weiter differenzieren. In der Hauptlage (II Btv-Horizont) finden sich Toncutane als Hinweis auf Lessivierungsprozesse. Der Tongehaltsunterschied zwischen dem AI-Bv-Horizont (aus

**Tab. 5.2.7:** Schwerminerale (Profil EH8), Angaben in Korn-%; +:<1%

	AI	II Bt	III ICv
Anatas	5	6	5
Augit	1	3	1
Brookit	+	-	-
Epidot	13	14	7
Granat	1	+	-
Grüne Hornbl.	3	5	1
Braune Hornbl.	6	9	-
Rutil	2	3	1
Staurolith	1	1	1
Titanit	3	2	-
Turmalin	27	26	47
Zirkon	38	32	36
Opak	33	42	48

Kolluvium) und dem II Btv-Horizont beträgt aber lediglich 3,83 %, so dass die Lessivierung nicht profilbestimmend ist.

Die Schwermineralanalysen belegen die vorgenommene Schichtgliederung des Profils: Während Kolluvium und Hauptlage in ihrem Schwermineralspektrum kaum variieren, unterscheidet sich die Schwermineralzusammensetzung der Basislage deutlich vom hangenden Material (vgl. Tab. 5.2.7). Hier fehlt das Mineralspektrum des Laacher See-Tuffs und die Lösslehmzeigerminerale (Epidot und Grüne Hornblende) sind in erheblich geringeren Anteilen vorhanden.

Das Bodenprofil zeigt keinerlei hydromorphe Merkmale, was auf das Fehlen des Bröckelschiefermaterials in der Basislage zurückgeführt werden kann. Der aufgearbeitete Glimmerschiefer ist zwar nicht tonarm (ca. 25 %), aber er ist viel weniger dicht gelagert und stark steinig, was seine Durchlässigkeit erhöht. Außerdem hat das Material bis in 80 cm Profiltiefe durch seinen Schluffreichtum und die relativ lockere Lagerung ein viel größeres Wasserspeichervermögen als die Substrate der bisher beschriebenen Profile. Die Bäume am Unterhangbereich können dadurch den oberflächennahen Untergrund bis in größere Tiefen stärker durchwurzeln, was die geringere Anzahl an Windwürfen und deren Zeugnisse erklärt.

### Mikromorphologische Befunde

Für die Dünnschliffuntersuchungen an diesem Profil konnten drei Proben entnommen werden: jeweils eine aus dem AI-Bv-, dem II Btv-Horizont und eine weitere aus dem Mischbe-



reich des rechten Profiltails. Eine Beprobung der Basislage war aufgrund des hohen Skeletthalts unmöglich.

Das Kolluvium ist durch eine kompakte, nichtaggregierte Mikrostruktur geprägt, die aber vielfach von Gängen und Kammern durchbrochen wird, also stark bioturbat aufgelockert erscheint. Einige der Hohlräume sind wieder teilweise mit Material verfüllt, oft handelt es sich dabei um Exkremente bodenlebender Tiere (vgl. Abb. 5.2.16). Der Dünnschliff enthält sehr viele Wurzeln, einige davon sind mykorrhiziert. Vereinzelt treten auch Sklerotien in Erscheinung. Die Abb. 5.2.17 zeigt die typische Struktur des Horizontes mit Toneinspülungen in einigen Hohlräumen. Das eingespülte Material ist meist dunkelbraun gefärbt (vgl. Abb. 5.2.18). Die gute Einregelung der Tonpartikel wird bei Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren durch scharfe Auslöschungslinien sichtbar (vgl. Abb. 5.2.19). Im gesamten Schliff finden sich auch Eisenhydroxidausfällungen in nodulärer Form und als Imprägnierungen.

Der Dünnschliff des Hauptlagenmaterials (II Btv-Horizont) weist in einigen Teilen eine subpolyedrische Mikrostruktur auf, wobei die einzelnen Aggregate durch Risse voneinander getrennt sind. Der weitaus größere Teil des Dünnschliffs wird aber durch eine ungegliederte, kompakte, bioturbat aufgelockerte Mikrostruktur bestimmt. Auch in diesem Material treten, wie schon im hangenden Kolluvium, Toneinspülungen in einigen Hohlräumen auf (vgl. Abb. 5.2.20). Die Einspülungen sind meist dunkelbraun (vgl. Abb. 5.2.21), z.T. auch grau gefärbt und oft mikrolaminiert. Die Tonpartikel sind überwiegend gut eingeregelt (vgl. Abb. 5.2.22). Teilweise sind auch Schluffkörner in die Tonlamina eingebettet (vgl. Abb. 5.2.23 und 5.2.24). In das überwiegend schluffige Material des Horizontes eingeschlossen, finden sich einige Aggregate mit Durchmesser zwischen 200 und 1000  $\mu\text{m}$ , die aufgrund ihrer tonreichen Matrix schichtfremd erscheinen (vgl. Abb. 5.2.25) und sich durch verstärkte Anreicherung von Eisenhydroxidausfällungen auch durch ihre dunklere Färbung vom restlichen Material unterscheiden.

Ganz ähnliche Phänomene treten im dritten Dünnschliff dieses Profils aus dem vermischten Material in Erscheinung: Auch hier sind in eine schluffige Grundmasse, mit kompakter aber zum Teil bioturbat stark aufgelockelter Mikrostruktur, Aggregate eingebettet, die sich aufgrund ihrer Zusammensetzung vom restlichen Material abheben. Einige der Aggregate enthalten mehr Ton als das Umgebungsmaterial (vgl. Abb. 5.2.26), andere mehr Ton und Eisenhydroxid (vgl. Abb. 5.2.27). Daneben finden sich auch fragmentierte, teils mikrolaminierte Toncutane (vgl. Abb. 5.2.28). Darüber hinaus sind auch in diesem Schliff Toneinspülungen im Bereich von Hohlräumen zu beobachten (vgl. Abb. 5.2.29 und 5.2.30), die dunkelbraun bis schwarz gefärbt sind und teilweise durch eingespülte schluffige Lamina unterbrochen werden (vgl. Abb. 5.2.31).

Die schichtfremden Aggregate, besonders aber die fragmentierten Toneinspülungen in den Dünnschliffen der Hauptlage bzw. des Mischbereichs der rechten Hälfte der Aufschlusswand sprechen für eine Umlagerung von Material einer älteren Bodenbildungsphase. Während man die Bildung der Toncutanfragmente noch durch die profilprägenden bioturbaten Prozesse erklären könnte, sind die in die Matrix eingebetteten Aggregate zu groß, um ihre Genese auf bioturbate Translokationsprozesse zurückzuführen.

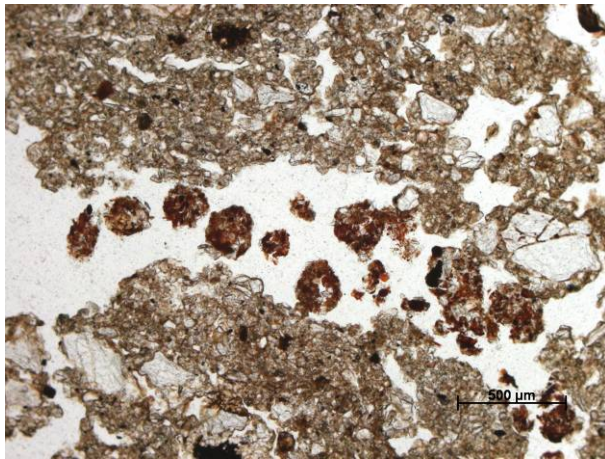


Abb. 5.2.16: Exkremente



Abb. 5.2.17: typische Mikrostruktur des Kolluviums



Abb. 5.2.18: Toneinspülung

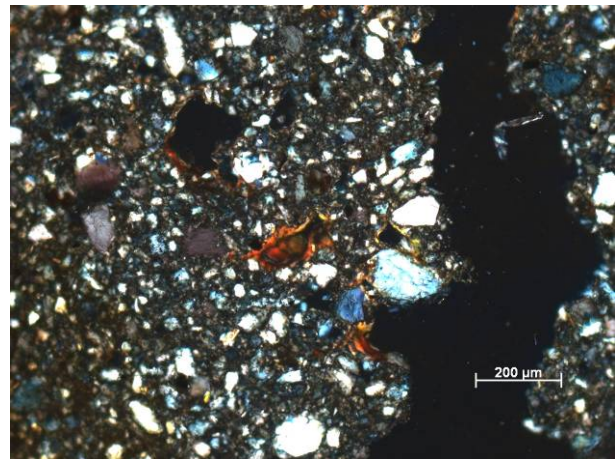


Abb. 5.2.19: wie 5.2.18, Auslöschungslinie bei gekreuzten Polarisatoren



Abb. 5.2.20: typische Mikrostruktur in der Hauptlage mit Toneinspülungen in den Hohlräumen

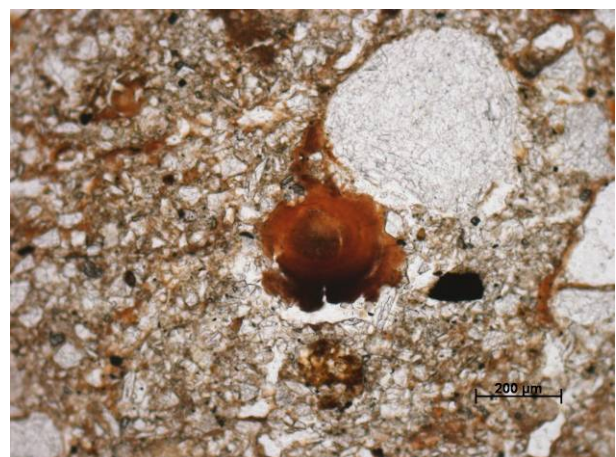
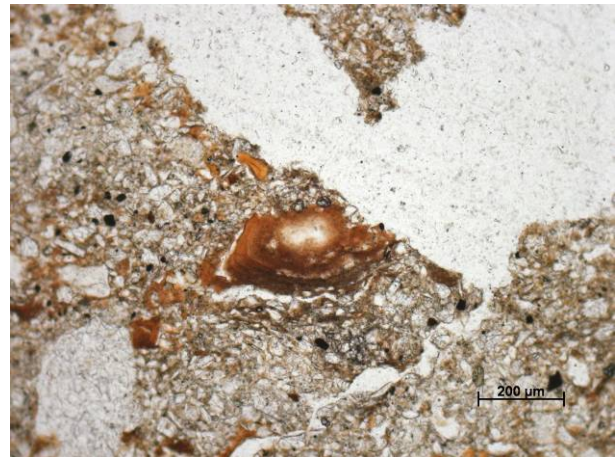


Abb. 5.2.21: Toneinspülung in der Hauptlage

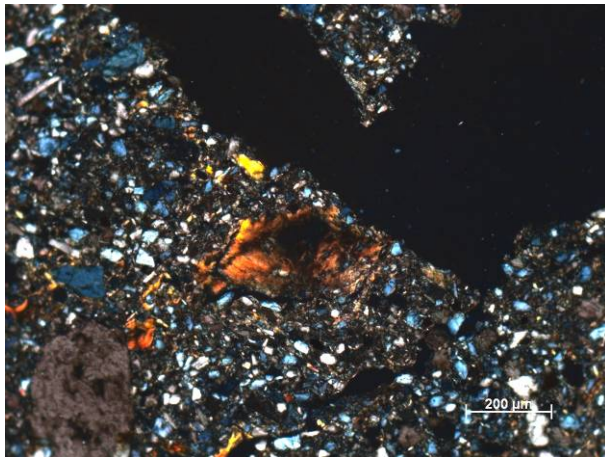




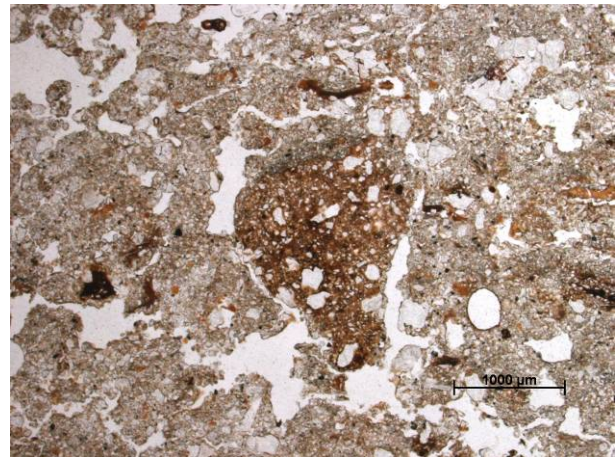
**Abb. 5.2.22:** wie 5.2.21, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren



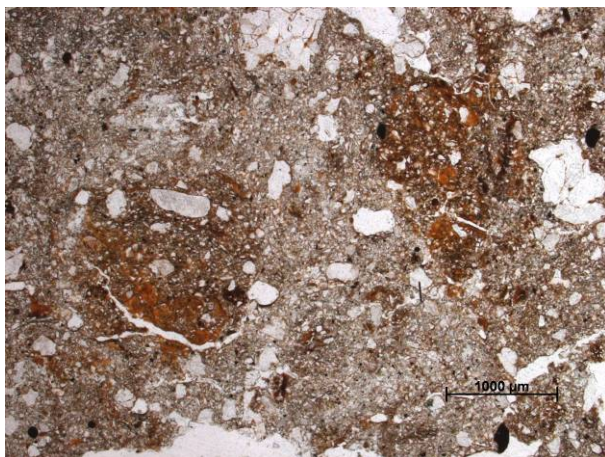
**Abb. 5.2.23:** Toneinspülung mit eingeschlossenen Schluffkörnern



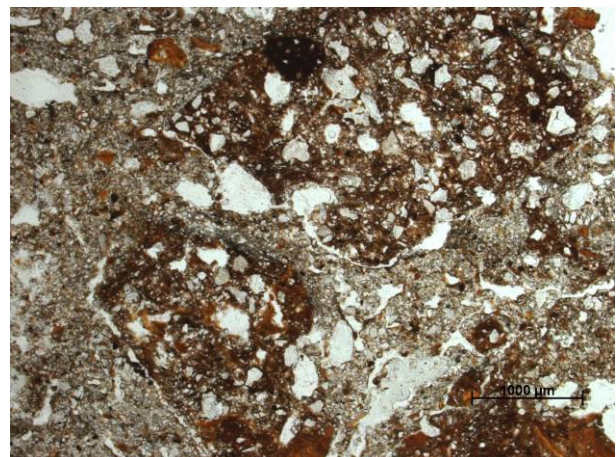
**Abb. 5.2.24:** wie 5.2.23, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren



**Abb. 5.2.25:** tonreiches Aggregat aus schichtfremdem Material



**Abb. 5.2.26:** tonreiche Aggregate



**Abb. 5.2.27:** ton- und eisenreiche Aggregate





Abb. 5.2.28: Toncutanfragmente



Abb. 5.2.29: Toneinspülungen

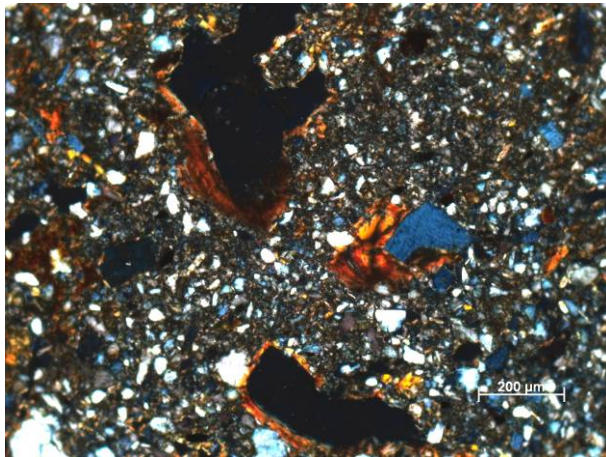


Abb. 5.2.30: wie 5.2.29, Auslöschungsverhalten bei gekreuzten Polarisatoren

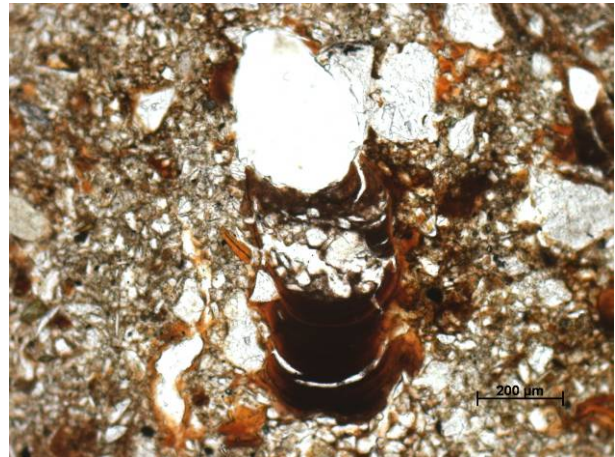


Abb. 5.2.31: Toneinspülung, durch schluffige Lamine unterbrochen

Für das gemischte, nicht horizontierte Material des rechten Profilteils wurde bereits vor den mikromorphologischen Untersuchungen eine kolluviale Genese angenommen. Diese Vermutung wird durch die Befunde der Dünnschliffanalyse gestützt. Die Aggregate in der Hauptlage sind entweder Reste einer älteren Bodenbildung, die vor der Genese der Hauptlage stattgefunden hat und die bei der Bildung der neuen Sedimentdecke aufgearbeitet wurden (vgl. auch Befunde aus dem Untersuchungsgebiet Freigericht/Neuses) oder es handelt sich bei dem Sediment nicht um eine periglaziäre Lage (Hauptlage) sondern um ein weiteres Solumsediment. Weitere mögliche Hinweise darauf, wie z.B. Holzkohlefragmente, konnten in den Dünnschliffen nicht gefunden werden.

### Zusammenfassung Untersuchungsgebiet Linsengericht

Die untersuchten Profile im Gerichtswald entlang einer Catena im Eicherheeg repräsentieren drei Gruppen von Substraten, die durch unterschiedliche Gesteine im tieferen geologischen Untergrund beeinflusst werden. Dieses Transekt erfasst beispielhaft Böden aus Hangsedimenten mit großen Buntsandsteinmaterialanteilen, mit Bröckelschiefer (Zechsteinsedimente) und zum Vorspessart gehörendem Glimmerschiefer. Der Einfluss der Gesteine auf die Sub-

stratzusammensetzung und die darin ausgebildeten Böden wird in den periglaziären Lagen dabei durch unterschiedlich große Anteile von Lösslehm bestimmt.

Der charakteristische und am weitesten verbreitete Bodentyp aus Substraten, die von Buntsandsteinmaterial dominiert sind, ist die Braunerde. Die Profile sind in der Regel lithologisch zweigeteilt, wobei der Verbraunungshorizont sich auf die Hauptlage beschränkt und in der Basislage lediglich ein Untergrundhorizont (ICv) ausgebildet ist. Die vor allem in der Vergangenheit starke anthropogene Nutzung des Gebietes hat die Böden und Substrate nachhaltig beeinflusst. Häufig ist die ursprünglich wohl durchschnittlich 50 cm mächtige Hauptlage erosiv verkürzt. In anderen Positionen finden sich kolluviale Überdeckungen und mächtigere Solumsedimente, die häufig nur sehr schwer von der originären Hauptlage zu unterscheiden sind.

Buntsandsteinmaterialgeprägte Basislagen lassen sich bereits im Gelände durch ihre rötliche Färbung und meist sandige Ausprägung recht gut von hangenden, lösslehmhaltigen Schichten abgrenzen. Häufig kommen mehrere Basislagen unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzungen vor. Auch Schwemmsandeinschaltungen zwischen und auf den Basislagen können als typisch gelten. In größeren Aufschlüssen an Böschungen der Forstwege ist in der Regel auch die mit den Längsachsen hangabwärtige Einregelung größerer Gesteinsklasten in den Basislagen zu beobachten.

Die Hauptlage unterscheidet sich durch ihren Anteil äolischer Komponenten von den (nahezu) lösslehmfreien Basislagen im Liegenden bereits im Gelände deutlich durch eine schluffigere Bodenart, einen meist geringeren Skelettgehalt und die braune Färbung der in ihr entwickelten Bv-Horizonte. In einigen Teilen des Gerichtswaldes (z.B. in der Umgebung der keltischen Ringwallanlagen oder im Bereich Raue Heil) ist die Hauptlage oft sehr stark erosiv verkürzt. Darüber hinaus enthält sie einen nur geringen Lösslehmanteil, so dass die Substrate einen sehr sandigen Charakter tragen. Die Standorte sind edaphisch trocken und neigen zur Podsolierung. Die Ursache der Lösslehmarmut muss wohl als Auswirkung anthropogener Aktivitäten angesehen werden, in deren Folge primär der schluffige Lösslehmanteil der Hauptlage erodiert wurde.

Die bioturbate Prägung des oberflächennahen Untergrundes mit Buntsandsteinmaterialdominanz beschränkt sich in der Regel auf die Hauptlage oder Kolluvien aus Hauptlagenmaterial. Sowohl die Durchwurzelung mit Feinwurzeln als auch sichtbare Spuren bodenwühlender Tiere reichen nur in Ausnahmefällen bis in die Basislagen. Je nach Mächtigkeit der lösslehmhaltigen Deckschichten und der Verankerungsintensität mit großen Haltewurzeln in den Basislagen bzw. dem aufgelockerten Anstehenden sind die Bäume mehr oder weniger durch Windwurf gefährdet. Durchwurzelungsbehindernde Steinsohlen, wie sie in vergleichbaren Substraten (vgl. Untersuchungsgebiet Alsberg) häufig auftreten, konnten im Gerichtswald nicht beobachtet werden.

Im Liegenden der Buntsandsteinsedimente folgen Zechsteinbildungen. Morphologisch lässt sich die geologische Grenze durch eine Verflachung des Hanges im Gelände erkennen. Die periglaziären Lagen verwischen diese Grenze, indem Buntsandsteinmaterial in den Sedimentdecken noch einige Zehnermeter in Bereiche transportiert wurde, in dem der Bröckelschiefer bereits im tieferen Untergrund das anstehende Gestein bildet. Dort, wo der Bröckelschieferanteil in den Basislagen gegenüber dem Buntsandsteinmaterial überwiegt, sind

lithologisch zweigeteilte, also primäre Pseudogleye der vorherrschende Bodentyp. Die Basislagen aus Bröckelschiefer sind in der Regel sehr dicht gelagert, rot bis rotbraun gefärbt und häufig tonig. Oft finden sich auch Stapelungen mehrerer Basislagen unterschiedlicher Färbung und Korngrößenzusammensetzung. Der meist große Tonanteil, besonders jedoch die dichte Lagerung des Materials verursacht ein erhebliches Stauwasseraufkommen, das auch zu Interflowquellaustritten am Hang führt.

Die Hauptlage hebt sich durch ihre lockere Lagerung und den Lösslehmanteil deutlich vom Liegenden ab. Die bodengenetische Prägung erhält diese Sedimentdecke vor allem durch den Wechsel von oxidativen und reduzierenden Bedingungen in Folge des Staus des perkolierenden Wassers durch das Liegende. Die Sw-Horizonte sind durch eine starke Rost- und Bleichfleckung sowie die Anreicherung von Sesquioxid in konkretionärer Form gekennzeichnet. Auch die Substrate über anstehenden Bröckelschiefer waren in der Vergangenheit durch anthropogene Beeinflussung von Bodenerosion und Akkumulation der korrelierten Sedimente betroffen. Häufig treten auf den verkürzten Hauptlagen Solumsedimente mit sehr saurer Bodenreaktion auf, die erste Podsolierungsanzeichen aufweisen (Bildung von eluierten Horizonten). Die biologische Überprägung der Deckschichten durch Floral- und Faunalturbation beschränkt sich nahezu völlig auf die locker gelagerte Hauptlage und Kolluvien. Die Durchwurzelung, auch mit Grobwurzeln, reicht fast nie bis in die Basislage. Nur selten finden sich graue bis weiße Bahnen in den roten Basislagen, die wohl Reste einzelner, großer Wurzelbahnen darstellen. Die dichte Lagerung und der Tongehalt des Basislagenmaterials stellen ein mechanisches Hindernis für die Wurzeln der Bäume dar. Außerdem meiden die Wurzeln den stark stauwassergeprägten Profilbereich, der über längere Zeit im Jahr die Wurzelatmung verhindert. Infolgedessen sind diese Standorte akut durch Windwurf bedroht. Um überhaupt rentable Forstwirtschaft betreiben zu können, wurden bereits in der Vergangenheit Drainagegräben angelegt. Trotzdem gibt es überall rezente Windwürfe oder Spuren (pit-mount-Strukturen) älterer Windwurfereignisse.

Im Unterhangbereich ändert sich die Substratzusammensetzung grundlegend. Das anstehende Gestein bildet nun der zum Vorspessart gehörende Glimmerschiefer. Dessen Eigenschaften sind aber nur in der Basislage materialprägend, denn in den hangenden Sedimentdecken bestimmen große Mengen Lösslehms die Charakteristik des Substrates. Die Basislagen sind meist grau bis rötlich gefärbt und enthalten größere Anteile des teils scherbilig verwitterten Glimmerschieferskeletts. Der Tongehalt und die Lagerungsdichte sind gegenüber den Basislagen aus Bröckelschiefer erheblich reduziert. Daher stellen die Basislagen keine Barriere für perkolierendes Wasser oder die Durchwurzelung dar. Im Hangenden findet sich in größeren Mächtigkeiten (bis zu 80 cm) stark lösslehmhaltiges Material. Oftmals handelt es sich dabei um Solumsediment. Manchmal überdeckt es die Hauptlage oder deren Reste, aber häufig war wohl das ursprüngliche Substrat bis zur Basislage abgetragen bevor das Kolluvium akkumuliert wurde. Die am weitesten verbreiteten Bodentypen in diesen Hangbereichen sind Braunerden und Parabraunerde-Braunerden. Die Bv-Horizonte können dabei sowohl in der Hauptlage als auch im Solumsediment entwickelt sein. Ebenso treten in beiden Sedimentdecken Lessivierungserscheinungen auf, die sowohl makroskopisch als auch mit Hilfe mikromorphologischer Analysen sichtbar sind. Die Tongehaltsdifferenzen reichen aber in der Regel nicht aus, um die Böden als Parabraunerden auszuweisen.

Bodenbildende Prozesse wie Podsolierung und Pseudovergleyung, die noch im Mittelhangbereich die Böden der bröckelschieferbeeinflussten Substrate kennzeichnen, treten in den Böden am Unterhang kaum in Erscheinung. Auch das Mikrorelief dieser Reliefeinheit zeigt Veränderungen: Es finden sich deutlich weniger Windwürfe und ältere pit-mound-Strukturen, dafür gibt es einige parallel verlaufende runsenartige Hohlformen, die wohl Reste älterer Hohlwege darstellen. Die biologische Aktivität in den lösslehmhaltigen Sedimentdecken ist recht hoch, da sie in der Regel locker gelagert sind und geringe Skelettanteile aufweisen. Die Durchwurzelung mit Feinwurzeln beschränkt sich auf die Hauptlage oder das Kolluvium, die großen Haltewurzeln der Bäume dringen dagegen problemlos bis in die Basislagen aus Glimmerschiefer vor. Die bessere Verankerung senkt damit am Unterhang die Windwurfgefährdung erheblich. Auch von Staunässeerscheinungen wird die Durchwurzelung nicht behindert, da alle Sedimentdecken im Vergleich mit den Bröckelschieferstandorten wesentlich durchlässiger und lockerer gelagert sind.

Insgesamt muss für dieses Untersuchungsgebiet gelten, dass sein oberflächennaher Untergrund und die in ihm entwickelten Böden sehr stark durch anthropogene Aktivität verändert wurden. Die ursprünglichen Eigenschaften der lösslehmhaltigen periglaziären Lagen haben dabei eine beträchtliche Abwandlung erfahren. Nicht nur das große Sedimentmengen an den Hängen in ihrer Gesamtheit durch quasinatürliche und anthropogene Prozesse verlagert wurden, es kam auch gebietsweise zum selektiven Austrag der Schluffkomponente, was zu negativen Veränderungen im Bodenwasserhaushalt und des Nährstoffangebotes führte. Für die heutige forstliche Nutzung ergeben sich damit größere Herausforderungen: Bäume, die in den sandigen Substraten erodierter Standorte der buntsandsteinmaterialhaltigen periglaziären Lagen wurzeln, haben mit Nährstoffknappheit und Wassermangel, vor allem in den Sommermonaten, zu kämpfen. Die Böden sind dort auch in ihrer Funktion als Schadstofffilter eingeschränkt. In Hangbereichen, die vor allem durch Staunässeböden geprägt sind, mussten Drainagegräben angelegt werden, um die Nutzungsmöglichkeiten zu verbessern. Zusätzlich sind diese Standorte besonders windwurfgefährdet. Die stark lösslehmhaltigen Böden in den Unterhangbereichen können damit als die besten Standorte des Untersuchungsgebietes gelten. Denn obwohl auch hier der oberflächennahe Untergrund durch Erosion und Akkumulation von Bodenmaterial großen Veränderungen unterlag, sind die Eigenschaften des Lösslehms in Bezug auf Wasserhaushalt und Nährstoffgehalt nach wie vor standortbestimmend, für den Forst als günstig zu bezeichnen und in ihrer Filterfunktion kaum eingeschränkt.



### 5.3 Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Hoher Berg

Das Untersuchungsgebiet wird durch die beiden Erhebungen des Horsts (540 m ü. NN) und des Hohen Bergs (520 m ü. NN) dominiert, die einen Teil der Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Orb und der Jossa bilden. Die beiden Flüsse entspringen direkt nördlich bzw. südlich der beiden Berge. Der Horst ist gänzlich aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteins aufgebaut, während der höchste Teil des Hohen Bergs aus Resten einer basaltischen Schlotfüllung besteht. Der oberflächennahe Untergrund wird durch periglaziäre Lagen gebildet, wobei die Lösslehmgehalte im Vergleich zum Vorspessart wesentlich geringer ausfallen. Die Substrate der östlichen Expositionen weisen höhere Lösslehmanteile auf, als die periglaziären Lagen anderer Hangausrichtungen. Größere Lösslehmengen kommen nur im nordwestlich der Ortschaft Villbach gelegenen, flachen Quellgebiet des Villbachs vor, der sich im Bereich der benachbarten Ortschaft Lettgenbrunn mit Quellwasser zur Jossa vereinigt.

Wie in vielen Teilen des Spessarts geben schon die Flurbezeichnungen auf den Karten des Untersuchungsgebietes Hinweise auf Landnutzungsformen der Vergangenheit: Bezeichnungen wie „Rothenacker“ und „Flachland“ deuten auf ackerbauliche Nutzung hin, während „Stierruh“ und „Schweinestall“ eher auf Beweidung (wahrscheinlich Waldweide) schließen lassen. Flurbezeichnungen wie „Gebranntes“, „Schwarzer Berg“ und „Schwarzer Grund“ sind wohl Hinweise auf die in diesem Gebiet weit verbreitete Köhlerei.

Im Tal des Quellgebietes des Villbachs finden sich tief eingeschnittene Hohlwege, die den heutigen Forstweg beidseitig begleiten. Es handelt sich um viele (teilweise fünf nebeneinander), parallel verlaufende Strukturen, die im Tal zwischen den Erhebungen des Bieberberges und des Horstes hindurch in nordwestlicher Richtung gen Bad Orb ausgerichtet sind. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um einen Teil des Eselsweges. Diese alte Handelsstraße diente zum Transport des Salzes aus Bad Orb nach Miltenberg. Das Salz wurde auf Eseln transportiert, so erhielt der Weg seinen Namen. Da auch eine Verbindung bis ins nordöstlich gelegene Schlüchtern besteht, ist der Eselsweg, neben der Birkenhainer Straße, der wichtigste Transportweg im Spessart, den er von Nord nach Süd komplett durchquert. Das gesamte Untersuchungsgebiet Hoher Berg gehört zum sogenannten Orber Reisig, dem Gebiet, aus dem die enormen Holzmengen stammten, die für die Salzsiederei benötigt wurde (vgl. Ausführungen zur Kulturlandschaft Spessart). Weitere Formen der anthropogenen Überprägung und Beeinflussung des oberflächennahen Untergrundes gehen auf den heute stillgelegten Basaltabbau am Hohen Berg sowie die militärische Nutzung eines Teils des Untersuchungsgebietes als Truppenübungsplatz (1912-1918) und Bombenabwurfübungsgelände (1935-1945) zurück. Die extrem intensive Nutzung des Untersuchungsgebietes führte an vielen Standorten zur Nährstoffverarmung der Böden sowie in weiten Teilen zu Erosions- und Akkumulationsprozessen, die bis heute in Form erodierter und kolluvial überdeckter Profile zu finden sind.

Die Böden des Untersuchungsgebietes werden in ihren Eigenschaften sehr stark durch die verschiedenen Substratanteile bestimmt: So unterscheiden sich die Standorte im Oberhang-

bereich des Hohen Berges durch ihren Basaltgehalt deutlich von den Böden, deren Substrat von Buntsandsteinsedimentmaterial geprägt ist.

Das Profil HB1 (vgl. Abb. 5.3.1 und Abb. 5.3.2, Tab. 5.3.1) befindet sich am nordexponierten unteren Oberhang des Hohen Berges. In den höheren Bereichen der Erhebung stehen Basalte in Form einer Schlotfüllung eines tertiären Vulkans an. Neben der Kuppe des Hohen Berges ist an seiner Nordflanke noch ein weiteres, sehr kleinräumiges Basaltvorkommen belegt (Madstein). Der überwiegende Teil des geologischen Untergrundes wird allerdings durch Sedimente des Unteren Buntsandsteins gebildet.

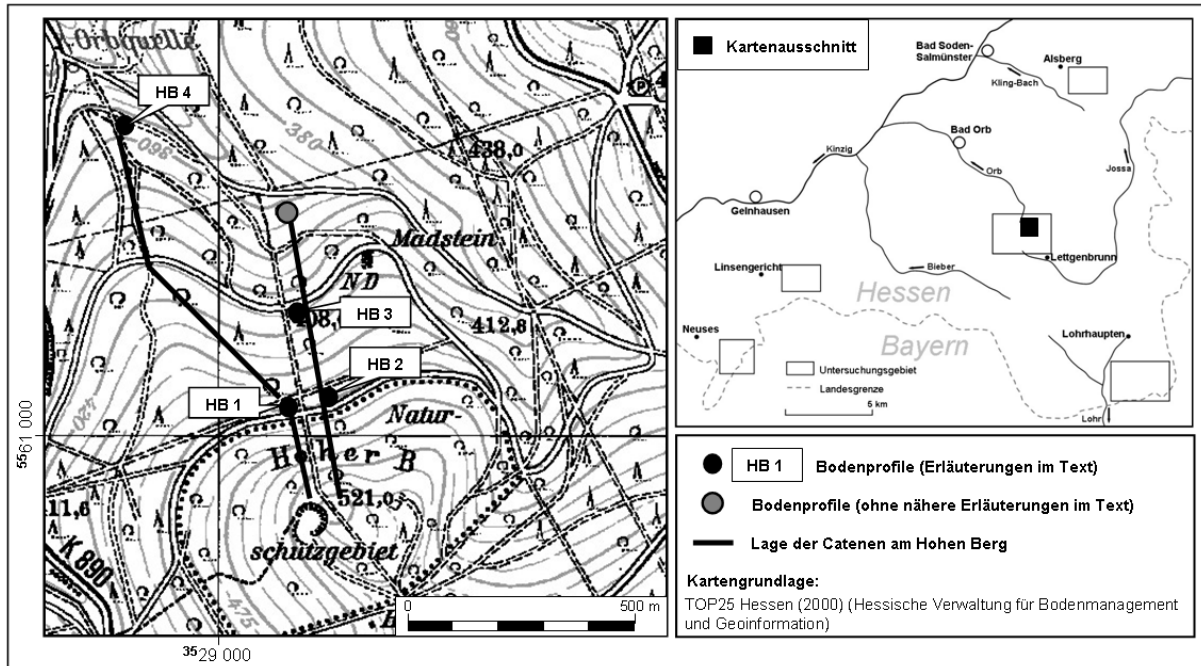


Abb. 5.3.1: Lage der Profile HB1, HB2, HB3, HB4 und der Catenen am Hohen Berg

Basalthaltige, periglaziäre Lagen haben die geologische Grenze Basalt-Buntsandsteinsedimente überfahren, so dass das Profilbild des Aufschlusses durch Material beider Gesteine geprägt ist. Die farbliche Zweiteilung, die auf den ersten Blick leicht zu erfassen ist, lenkt von der lithologischen Dreigliederung des Profils ab. Der obere, nur schwach skeletthaltige Profiltail (bis etwa 40 cm Tiefe) ist sehr stark durchwurzelt und enthält mehr Schluff als das liegende Material.

Aufgrund der Störungen im Mikrorelief, dem hangaufwärts gelegenen stillgelegten Steinbruch und des schwachen Skelettgehaltes ist für diese oberste Schicht eine kolluviale Genese anzunehmen. Der darunter folgende II Bv-Horizont ist nur 15 cm mächtig. Das Substrat enthält deutlich mehr Grobkomponenten und der Sprung im Sand-Schluff-Quotienten weist auf eine stark veränderte Bodenart hin. Die Durchwurzlung ist gegenüber dem hangenden Horizont erheblich reduziert und auch das Gefüge wechselt von einer krümeligen, lockeren Lagerung zu einer kompakteren, kohärenten Struktur. Der Anstieg des Sandgehaltes gegenüber dem Solumsediment zeigt deutlich die Aufarbeitung von Basislagenmaterial im Zuge der Hauptlagenentstehung. Die Basislage selbst (III ICv-Horizont) unterscheidet sich farblich erheblich vom Rest des Bodenprofils, der Basaltanteil des Substrates ist sehr viel geringer.

Auch der sprunghaft angestiegene Sand-Schluff-Quotient spiegelt den hohen Gehalt an Buntsandsteinmaterial wider.

Tab. 5.3.1: Profildatenblatt des Profils HB1

Profil: HB 1				Untersuchungsgebiet: Hoher Berg							
Position: R 3529130 H 5561062 Höhe: ca. 460 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	8	10 YR 4/1	10 YR 2,5/1	kru	X2	Wg3	Wf4	-			
M	40	10 YR 6/3	10 YR 4/3	kru-sub	X2	Wg3	Wf5	-			
II Bv	55	10 YR 7/4	10 YR 4/4	koh-sub	X4	Wg0	Wf1	-			
III ICv	80+	7.5 YR 7/3	7.5 YR 4/4	koh	X2-3	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Ah	Sl4	2,22	28,93	23,34	12,58	11,35	7,40	14,18	31,33	54,49	1,74
M	Sl4	2,12	30,80	24,49	10,74	11,12	7,49	13,24	29,35	57,41	1,96
II Bv	Sl2	1,73	36,46	30,01	10,26	8,64	5,53	7,38	24,43	68,19	2,79
III ICv	Su2	1,61	49,91	35,96	5,97	3,51	2,81	0,23	12,28	87,48	7,12
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	4,96	5,54	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	1,95	4,28	4,91	0,491	1,15	0,43	0,050	0,056	0,89		
II Bv	0,53	4,20	4,70	0,318	0,82	0,39	0,026	0,032	0,81		
III ICv	n.b.	4,12	4,95	0,027	0,22	0,12	0,006	0,007	0,94		

Die schwermineralogischen Analysen bestätigen die lithologische Dreiteilung des Bodenprofils (vgl. Tab 5.3.2): Der Gehalt an Augiten, der zum größten Teil basaltbürtig ist, geht vom M-Horizont über den II Bv-Horizont zum III ICv-Horizont zurück. Außerdem nehmen die Mineralgehalte von Turmalin, Zirkon und Anatas zu, die dem Buntsandsteinmaterial zuzuordnen sind. Das Solumsediment zeigt also den größten Basaltanteil in seinem Schwermineralspektrum. Die Hauptlage enthält demgegenüber geringere Anteile dieser Minerale, während in der Basislage die buntsandsteinbürtigen Minerale dominieren. Die Kombination von (Ägirin-)Augit, Braune Hornblende und Titanit repräsentiert das Laacher-See-Spektrum. In den

Tab. 5.3.2: Schwerminerale (Profil HB1), Angaben in Korn-%; +:<1%

	M	II Bv	III ICv
Anatas	3	4	14
Augit	21	9	+
Epidot	1	2	-
Glimmer	1	1	2
Grüne Hornbl.	1	1	-
Braune Hornbl.	13	12	1
Rutil	1	1	+
Spinell	+	2	+
Titanit	2	2	-
Turmalin	28	31	30
Zirkon	26	33	50
unbestimmt	3	4	1
Opak	33	38	44

oberen beiden Schichten sind die Minerale klar nachweisbar, in der untersten Schicht fehlen sie.

Der sehr geringe Basaltanteil in der Basislage zeigt an, dass diese Lage eine geringere Transportdistanz erreicht hat als die hangende Hauptlage, die in gleicher Entfernung zur geologischen Grenze einen sehr viel höheren Basaltgehalt aufweist. Der Schluffgehalt der Hauptlage ist nicht nur dem basaltischen Anteil am Substrat zuzuschreiben, sondern vor allem wohl äolischen Ursprungs (Lösslehm). Der Basislage fehlt diese äolische Komponente, weshalb das Substrat durch sandige Korn-

größen dominiert wird. Möglicherweise sind die Unterschiede im Schluffgehalt für die Varianz in der Transportdistanz verantwortlich, denn schluffige Substrate sind aufgrund ihrer höheren

Feldkapazität anfälliger für frostbedingte Umlagerungsprozesse und Solifluktion. Außerdem sind sie durch fließendes Wasser leichter zu transportieren als sandiges Material.

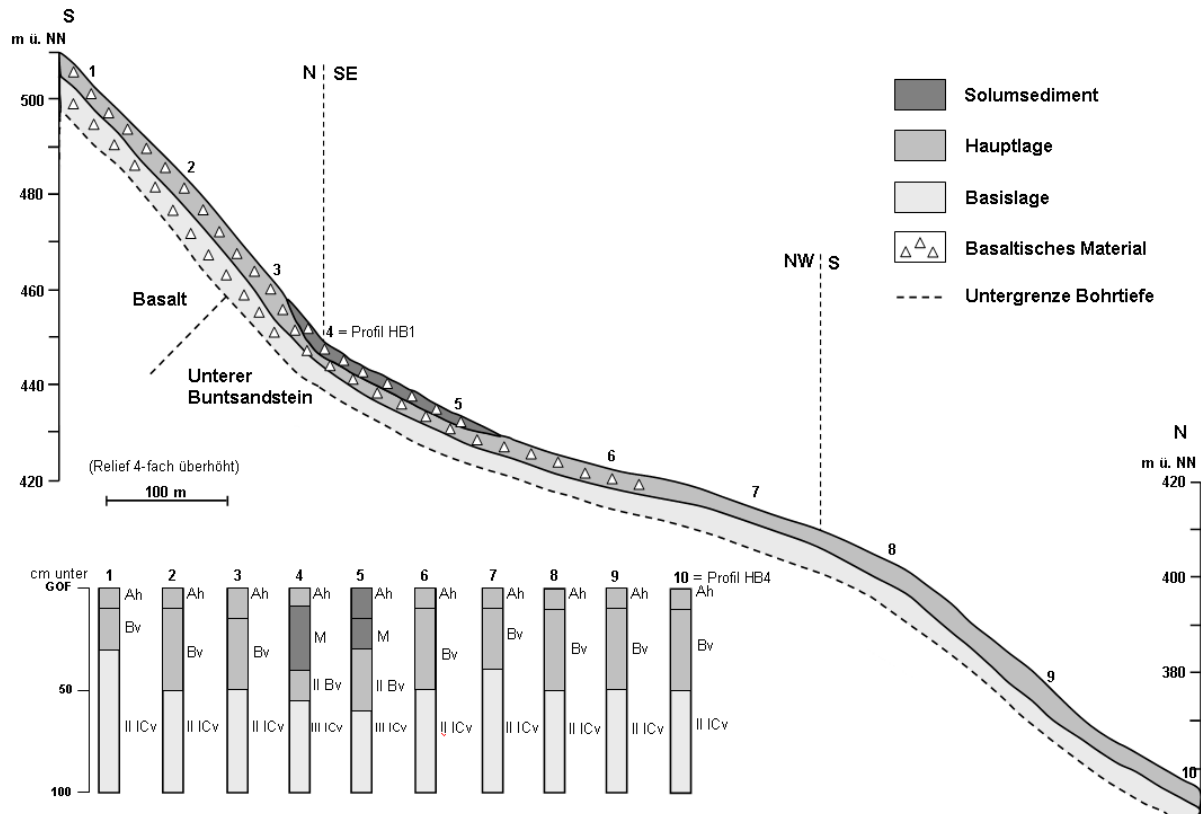


Abb. 5.3.2: Catena am Hohen Berg mit den Profilen HB1 und HB4, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht

### Mikromorphologische Befunde

Auch mikromorphologisch zeigt sich das Gemisch von Basalt und Buntsandsteinmaterial. In Dünnschliffen aller drei Schichten sind größere Basaltstückchen enthalten, dagegen ist das Material in Sandgröße nahezu ausschließlich aus Quarzkörnern zusammengesetzt. Der Grobmaterialgehalt (c-Anteil der c/f-related contribution – Grob-Fein-Verteilung des Materials) nimmt mit der Tiefe zu: Während im Kolluvium die Grob-Fein-Verteilung mit 70:30 (c/f-Grenze bei 20  $\mu\text{m}$ ) angegeben werden kann, liegt sie im II Bv-Horizont schon bei 80:20, um zum III ICv-Horizont auf 90:10 anzusteigen. Der mit der Tiefe abnehmende Feinmaterialanteil ist mit dem Fehlen der äolischen Komponente in der Basislage und dem Rückgang des schluffig verwitternden Basaltanteils in den unteren Schichten zu erklären. Auch die biologische Überprägung des Materials geht mit zunehmender Profiltiefe zurück, ist aber auch in der Basislage erkennbar. Die Mikrostruktur des Kolluviums besteht aus sehr locker gelagerten Mikroaggregaten und einzelnen Mineralkörnern (vgl. Abb. 5.3.3), das Material enthält viele Wurzeln, Wurzelreste, Sklerotien und Holz. Die Mikrostruktur des II Bv-Horizontes ist kompakter als die des hangenden Horizontes, wenngleich auch durch Gänge und Kammern gegliedert. Mikroaggregate wie im Kolluvium lassen sich nicht abgrenzen, stattdessen sind die Sandkörner in feineres Material eingebettet (vgl. Abb. 5.3.4). Dazwischen finden sich kleinere Hohlräume. Das Feinmaterial zwischen den Sandkörnern ist aufgrund eines erhöh-



ten Eisenanteils recht dunkel (vgl. Abb. 5.3.5). In der Basislage kommt nur wenig Feinsubstanz zwischen den Sandkörnern vor, die den größten Teil des Materials ausmachen. Allein auf den großen Basalten in der Matrix hat sich feineres Material (Schluff und Ton) angesammelt und bildet eine Art Haube (vgl. Abb. 5.3.6). Der Übergang von der Haupt- zur Basislage ist nicht scharf begrenzt. Der Feinmaterialanteil geht mit der Tiefe kontinuierlich zurück. Die einzelnen Schichten des Bodenprofils unterscheiden sich mikromorphologisch vor allem aufgrund ihrer Zusammensetzung und ihrer Mikrostruktur. Wie schon makroskopisch und durch die Schwermineralanalysen belegt, nimmt der Buntsandsteinmaterialanteil mit der Tiefe zu und der Schluffgehalt der Basislage ist aufgrund der fehlenden äolischen Komponente sehr gering. Auch wenn das Schwermineralspektrum des untersuchten Basislagenmaterials kaum basaltbürtige Komponenten nachweist, zeigt sich jedoch im Dünnschliff, dass auch diese periglaziäre Lage Basalt enthält.

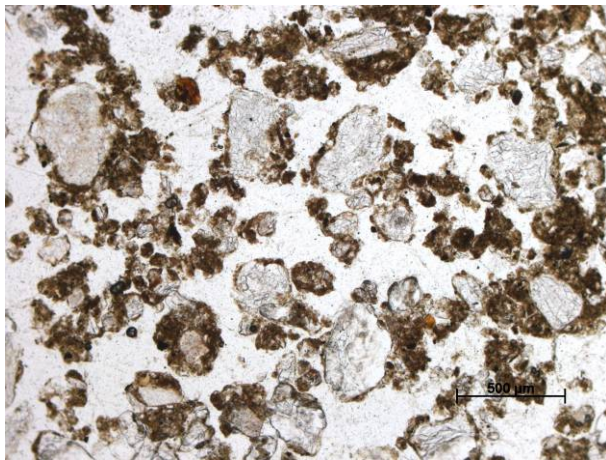


Abb. 5.3.3: Lockere Mikrostruktur des Kolluviums

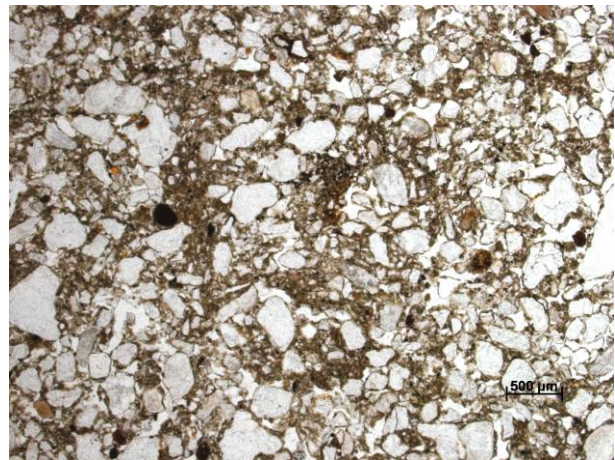


Abb. 5.3.4: Kompakte Mikrostruktur der Hauptlage

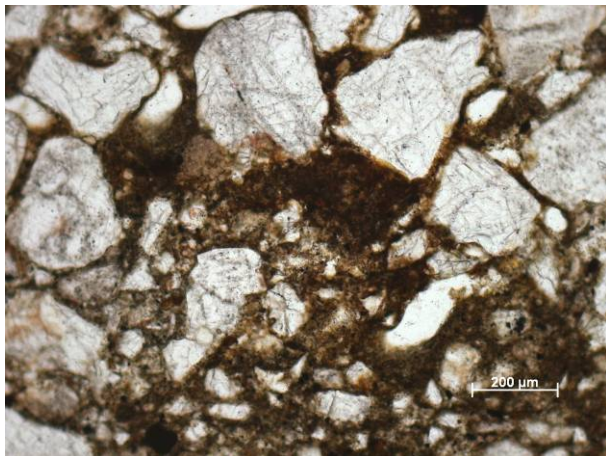


Abb. 5.3.5: Stark eisenhaltige Matrix der Hauptlage

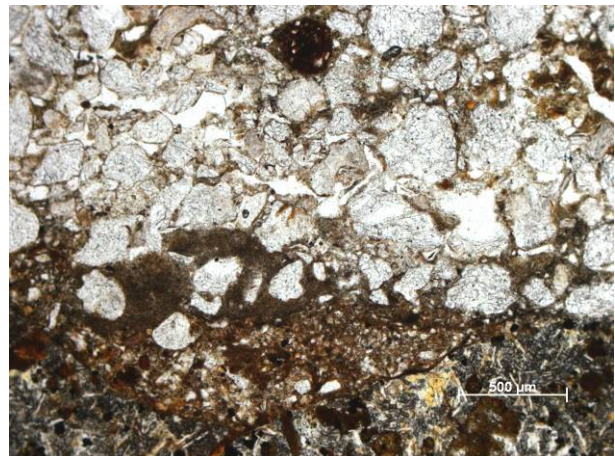
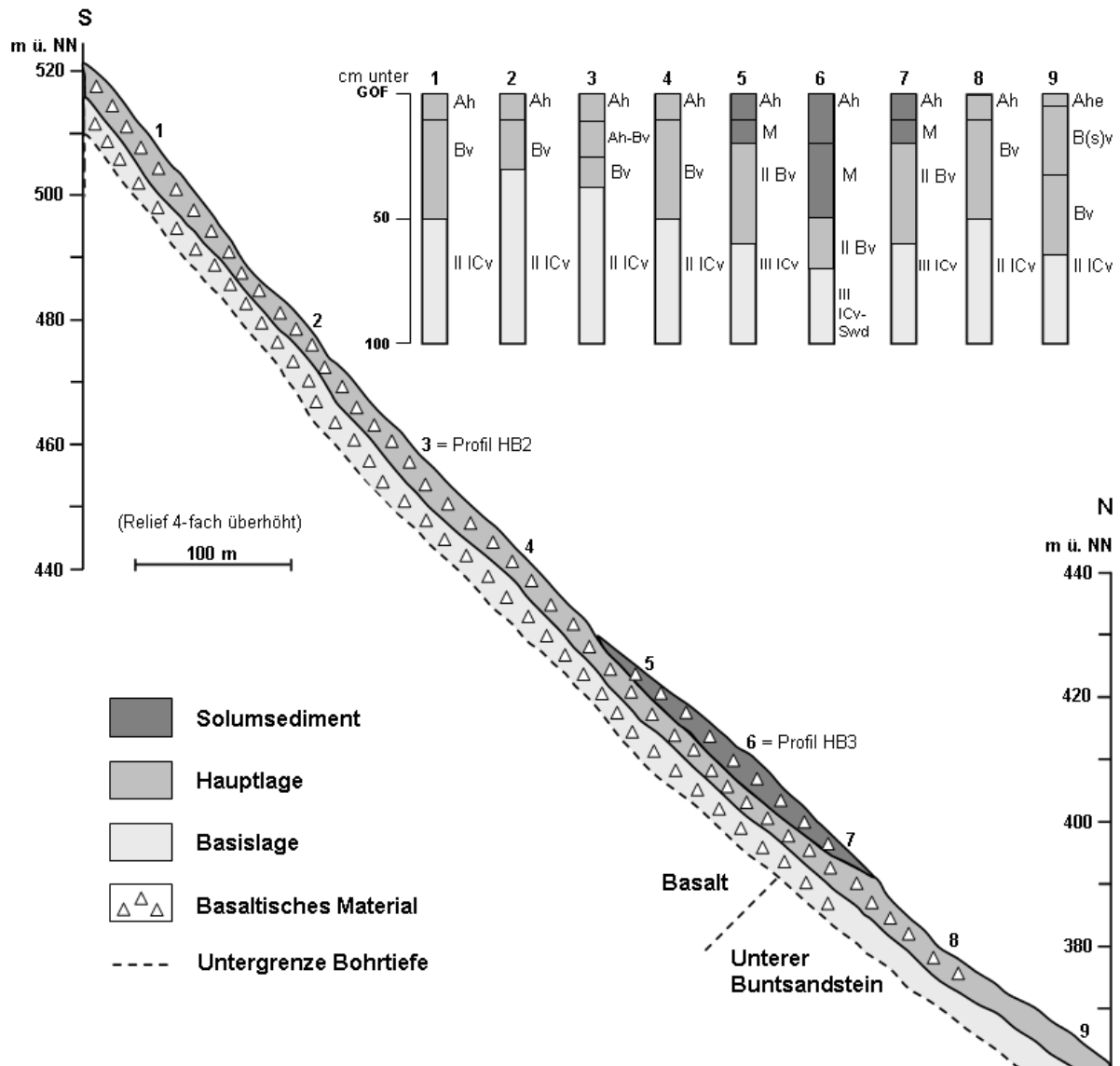


Abb. 5.3.6: Feinmaterialarme Basislage und Ton-Schluff-Haube auf einem Basaltstück

In enger Nachbarschaft zum Profil HB 1 (gleiche Höhenlage, einige Meter östlich) liegt der Aufschluss HB 2 (vgl. Abb. 5.3.1 und Abb. 5.3.7 Tab. 5.3.3). Im Gegensatz zu dem gerade besprochenen Profil fehlt dem vorliegenden jegliche Buntsandsteinkomponente. Der Aufschluss ist fast gleichmäßig graubraun gefärbt, auch die Bodenart variiert nur wenig mit der Tiefe und ist sehr stark schluffgeprägt. Im Ah-Bv-Horizont sind große Wurzelgänge in Form

dunkler Flecken erkennbar, in denen stark humoses Material, wahrscheinlich zersetzte Wurzeln und entlang der Wurzelbahn eingespültes Material, aus dem Ah-Horizont bis in größere Tiefe gelangt.



**Abb. 5.3.7:** Catena am Hohen Berg mit den Profilen HB2 und HB3, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht

Auch im Bv-Horizont sind solche dunklen Flecken zu finden. Die lockere Lagerung und der etwas geringere Grusgehalt des Ah-Bv-Horizontes könnten ein Hinweis darauf sein, dass es sich bei dem Material, analog zum Profil HB 1, um Solumsediment handeln könnte. Auch dieses Profil liegt unterhalb des ehemaligen Steinbruchs und das Mikrorelief im hangaufwärtigen Bereich ist stark gestört, jedoch fehlen wirklich eindeutige Beweise für eine Schichtgrenze. Bei genauer Betrachtung des Profils setzt sich der untere Teil (ab ca. 40/45 cm Tiefe) durch eine leichte grünlich-graue Färbung etwas vom hangenden Material ab. An dieser Grenze gibt es außerdem einen leichten Wechsel der Bodenart, wenngleich der Sand-Schluff-Quotient diesbezüglich wenig aussagekräftig ist, da der Basalt schluffig verwittert und somit eine fehlende äolische Komponente nicht am Schluffgehalt im Verhältnis zum Sandgehalt festzumachen ist. Allerdings zeigt sich eine starke Variation der Schlufffraktionen: In den



Bv-Horizonten dominiert der Grobschluff, der zum II ICv-Horizont sprunghaft zugunsten der Mittel- und Feinschluffgehalte zurückgeht. Möglicherweise zeigt sich daran die der Basislage fehlende äolische Komponente, die normalerweise durch einen hohen Grobschluffanteil angezeigt wird. Das Bodenskelett weist einen im Hangenden nicht vorhandenen Steingehalt auf. Diese Merkmale führen in der Summe zur Abgrenzung des unteren Profiltails (II ICv-Horizont) als Basislage.

Tab. 5.3.3: Profildatenblatt des Profils HB2

Profil: HB 2				Untersuchungsgebiet: Hoher Berg							
Position: R 3529217 H 5561080 Höhe: ca. 460 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Groboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	12	10 YR 4/2	10 YR 2/2	kru-sub	Gr2	Wg1	Wf2	-			
Ah-Bv	25	10 YR 5/3	10 YR 3/2	pol	Gr2	Wg1	Wf2	-			
Bv	40/45	10 YR 6/3	10 YR 3/3	sub	Gr3	Wg1	Wf1	-			
II ICv	75+	10 YR 7/3	10 YR 4/3	pol	X3, Gr 3	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]						T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
Ah	Ut4	2,21	3,24	5,29	28,35	23,86	13,05	24,00	65,27	10,73	0,16
Ah-Bv	Ut4	1,07	3,16	5,39	27,97	25,86	13,19	23,35	67,02	9,63	0,14
Bv	Ut4	3,12	3,22	5,68	27,92	25,93	12,97	21,17	66,81	12,02	0,18
II ICv	Ut3	4,01	3,78	6,99	14,78	29,83	26,48	14,57	70,88	14,78	0,21
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	4,48	4,97	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Ah-Bv	5,97	4,38	5,00	0,999	1,87	0,53	0,100	0,116	0,87		
Bv	2,71	4,56	5,23	0,891	2,08	0,43	0,077	0,099	0,78		
II ICv	n.b.	4,77	5,54	0,476	1,37	0,35	0,040	0,064	0,62		

Tab. 5.3.4: Schwerminerale (Profil HB2), Angaben in Korn-%; +:<1%

	AhBv	Bv	II ICv
Augit	67	81	84
Epidot	-	+	-
Braune Hornbl.	18	7	5
Spinell	3	4	5
Titanit	2	2	-
Turmalin	1	-	+
Zirkon	3	-	+
unbestimmt	6	6	5
Opak	20	11	12

Eine Identifikation der Basislage anhand des fehlenden Mineralspektrums des Laacher See-Tuffs ist bei diesem Profil nicht möglich (vgl. Tab. 5.3.4). Zwar fällt der Titanit im II ICv-Horizont aus, aber Braune Hornblenden sind zu fünf Kornprozent vertreten. Der Augitgehalt kann nicht zur Klärung beitragen, da Augite neben ihrer Dominanz im Basalt auch im Laacher See-Tuff vorkommen. Möglicherweise sind die Minerale durch starke Bioturbationswirkung oder die Verspülung entlang großer Wurzelbahnen bis in die Basislage gelangt.

### Mikromorphologische Befunde

Ah-Bv- und Bv-Horizont sind durch eine überwiegend subpolyedrische Mikrostruktur gekennzeichnet. Im Ah-Bv-Horizont ist die Bioturbationswirkung sehr gut an zahlreichen, unvollständig verfüllten Gängen zu sehen (vgl. Abb. 5.3.8). In einigen Abschnitten des Schliffes ist die ursprüngliche Mikrostruktur auch völlig aufgelöst, so dass nur Mikroaggregate und einzelne Mineralkörner in sehr lockerer Lagerung auftreten (vgl. Abb. 5.3.9). Die gleiche Mikrostruktur

der beiden Horizonte, die im Ah-Bv-Horizont nur stellenweise bioturbat aufgelöst ist, und die auch sonst ähnlichen Eigenschaften sprechen eher gegen die Ausweisung des Ah-Bv-Horizontes als Kolluvium.

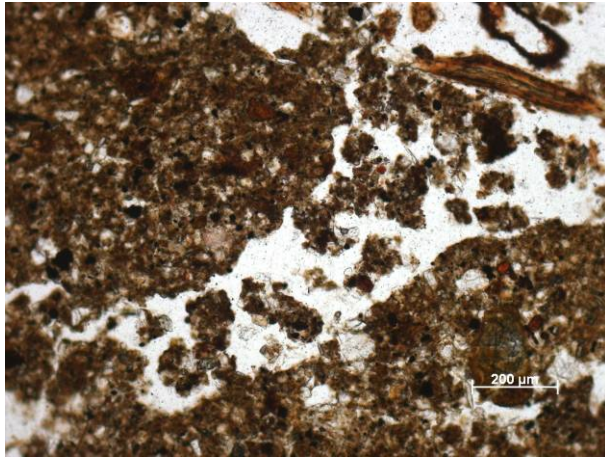


Abb. 5.3.8: Lose verfüllter Gang (Ah-Bv-Horizont)

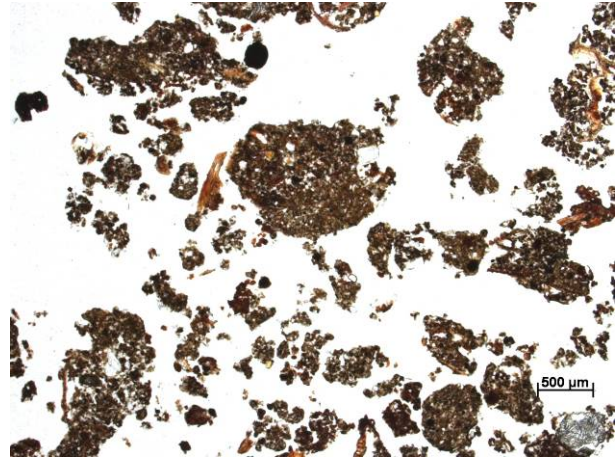


Abb. 5.3.9: Locker gelagerte Mikroaggregate (Ah-Bv-Horizont)

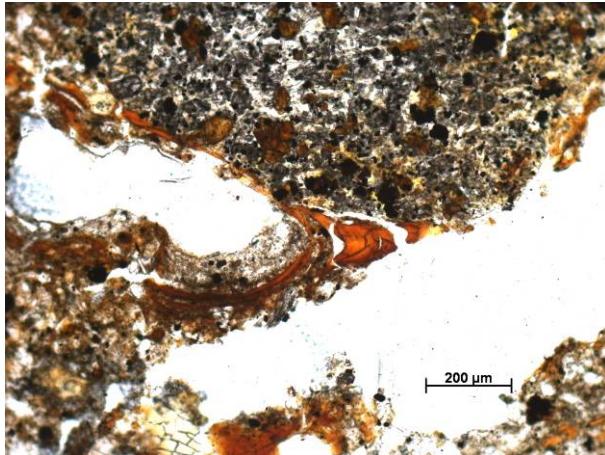


Abb. 5.3.10: Toneinspülung in der Basislage

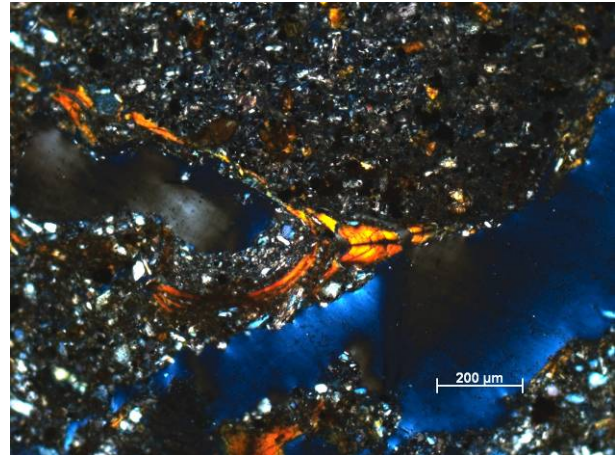


Abb. 5.3.11: wie 5.3.10, scharfe Auslöschungslinie bei gekreuzten Polarisatoren

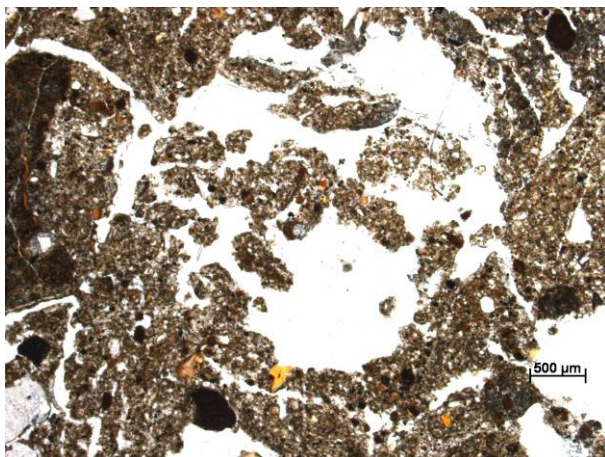


Abb. 5.3.12: Wühlstruktur in der Basislage

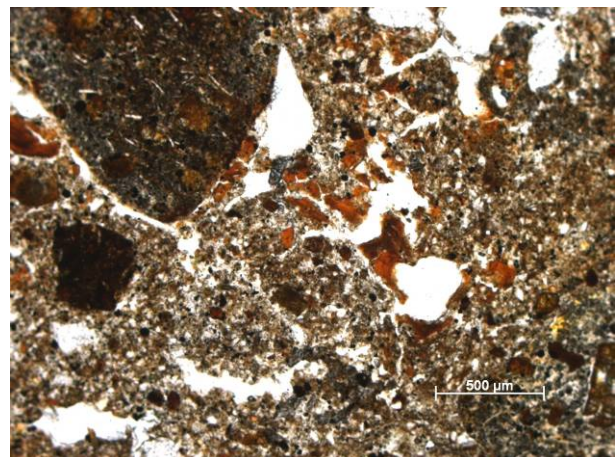


Abb. 5.3.13: Bioturbat fragmentierte Toneinspülungen in der Basislage

In allen Schliften sind Basaltstücke vorhanden und das Grob-Feinmaterial-Verhältnis (Grenze c/f: 20 µm) liegt bei 40:60. Im II ICv-Horizont sind an den Rändern vieler Hohlräume Toneinspülungen zu beobachten (vgl. Abb. 5.3.10). Die Tonpartikel sind gut eingeregelt, was an

der scharfen Auslöschungslinie bei Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren sichtbar wird (vgl. Abb. 5.3.11). Die Bioturbation ist anhand von Wühlstrukturen in allen Horizonten nachweisbar. Zwar nimmt sie mit der Tiefe ab, jedoch treten auch in der Basislage verfüllte Gänge und durchwühltes Material in Erscheinung (vgl. Abb. 5.3.12). Teilweise sind durch Wühlprozesse fragmentierte Toneinspülungen zu beobachten (vgl. Abb. 5.3.13). Die bis in große Tiefe ausgeprägte Bioturbation kann damit als wahrscheinlich ursächlich für die Einbringung von basislagenfremden Schwermineralen bestätigt werden. Der Dünnschliff des Basislagenmaterials enthält mehr Basaltstückchen und seine Mikrostruktur zeigt sich weniger stark aggregiert als die des hangenden Materials, das zudem auch eine stärkere Braunfärbung aufweist. Damit stützt die mikromorphologische Analyse die Trennung der beiden Materialien.

Etwa 200 m hangabwärts des eben beschriebenen Profils ist ein weiteres, stark basaltisch geprägtes Profil aufgeschlossen, an dem die substratbedingten Schwierigkeiten der Schichtabgrenzung weiter verdeutlicht werden können (vgl. Abb. 5.3.1 und Abb. 5.3.7). Das gesamte Bodenprofil (vgl. Tab. 5.3.5) weist mit über 60 % sehr hohe Schluffgehalte auf.

Tab. 5.3.5: Profildatenblatt des Profils HB3

Profil: HB 3				Untersuchungsgebiet: Hoher Berg							
Position: R 3529150 H 5561285 Höhe: ca. 408 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	20	10 YR 5/3	10 YR 3/3	kru	X2 Gr2	Wg1	Wf4	-			
M	50	10 YR 6/4	10 YR 3/4	sub	X2 Gr2	Wg2	Wf4	-			
II Bv	70	10 YR 5/4	10 YR 3/3	sub-pol	X3 Gr3	Wg3	Wf3	-			
III ICv-Swd	130+	10 YR 6/4	10 YR 4/4	pol	X3 Gr5	Wg0	Wf1	Rost- u. Bleichfl.			
Horizont	Bodenart [KA 5]	gS	mS	Kornfraktionen [%]			fU	T	Σ U	Σ S	S:U
				fS	gU	mU					
Ah	Lu	1,31	4,38	5,31	28,16	23,89	11,74	25,22	63,79	10,99	0,17
M	Lu	1,66	4,35	5,28	29,49	24,28	10,78	24,16	64,55	11,29	0,17
II Bv	Lu	1,94	4,31	5,16	28,27	21,96	10,85	27,51	61,08	11,41	0,19
III ICv-Swd	Ut4	3,44	5,28	7,56	31,03	23,33	12,18	17,18	66,54	16,28	0,24
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	4,40	4,44	5,12	0,922	2,17	0,42	0,064	0,079	0,82		
M	2,00	4,45	5,09	0,882	2,35	0,37	0,062	0,087	0,71		
II Bv	1,90	5,25	6,02	0,824	2,45	0,34	0,097	0,128	0,76		
III ICv-Swd	n.b.	5,47	6,27	0,809	1,99	0,41	0,074	0,115	0,64		

Die Korngrößenzusammensetzung der Horizonte variiert kaum und farblich lassen sich im Gelände nur bei geringer Bodenfeuchte Unterschiede im Profil erkennen. Auffällig ist die dichte Lagerung des III ICv-Horizontes, die trotz des geringeren Tongehaltes des Materials zu stauwasserbedingten hydromorphen Verfärbungen führt. Gegenüber dem hangenden Material ist der Grusgehalt etwas erhöht, während der Steingehalt gleich bleibt. Die Durchwurzelung setzt im Untergrundhorizont fast völlig aus. Dies könnte eine Folge der dichten Lagerung sein oder die Wurzeln meiden die häufig stauwassergefüllten Poren des Substrates. Ungewöhnlich ist auch die stärker polyedrische Gefügeausprägung des III ICv-Horizontes, obwohl er geringere Tongehalte aufweist als das hangende Material, das nur subpolyedrisch bis polyedrisch aggregiert ist. Die oberen drei Horizonte (Ah, M, II Bv) variieren bis auf den höheren Skelettgehalt im II Bv-Horizont nur marginal in ihrer Zusammensetzung. Die Durch-



wurzelungsintensität schwankt in diesem Profilteil, allerdings ist kein Horizont- oder Schichtungsbezug erkennbar. Ah- und M-Horizont sind etwas lockerer gelagert, enthalten weniger Skelett und auch etwas weniger Ton als der II Bv-Horizont. Außerdem ist ein deutlicher Sprung im pH-Wert vorhanden. Im trockenen Zustand tritt eine Farbvarianz auf, die vor allem

**Tab. 5.3.6:** Schwerminerale (Profil HB3), Angaben in Korn-%; +:<1%

	M	II Bv	III ICv-Swd
Anatas	+	-	-
Augit	77	82	82
Epidot	+	-	+
Granat	+	-	1
Braune Hornbl.	3	2	+
Spinell	7	6	6
Titanit	+	+	-
Turmalin	1	2	-
Zirkon	-	+	+
unbestimmt	10	8	10
Opak	11	11	13

im Gelände gut erkennbar ist. Die meisten Unterschiede sind eher geringfügig und können, mit Ausnahme der Differenz im Grobbodengehalt, auch Folge pedogener Prozesse sein.

Die Analyse der Schwermineralzusammensetzung (vgl. Tab. 5.3.6) zeigt zunächst für alle drei untersuchten Horizonte eine starke Dominanz des wohl überwiegend basaltbür-tigen Augits. Ein kleiner Augitanteil ist wahr-scheinlich auch dem Laacher See-Spektrum zuzuordnen, denn die ebenfalls zugehörigen Minerale Braune Hornblende und Titanit

sind sowohl im M- als auch im II Bv-Horizont enthalten. Im III ICv-Horizont fehlen die Laacher See-typischen Minerale fast völlig, was die aufgrund der beschriebenen Merkmalsunter-schiede vorgenommene Abgrenzung des Horizontes als Basislage unterstützt. Weitere Hin-weise auf eine Schichtentrennung von M- und II Bv-Horizont liefern die Ergebnisse der Schwermineralanalyse jedoch leider nicht.

### Mikromorphologische Befunde

Die Mikrostruktur des M-Horizontes lässt sich als lockere Lagerung von teilweise abgerollten Aggregaten beschreiben (vgl. Abb. 5.3.14). Die Aggregate haben durchschnittliche Durch-messer von 100 bis 2000 µm und enthalten vereinzelt Toneinspülungen (vgl. Abb. 5.3.15). Die biologische Aktivität ist sehr stark ausgeprägt: Neben zahlreichen Wurzeln und Sklerotien sowie Exkrementen der Bodenfauna (vgl. Abb. 5.3.16) finden sich viele Bioporen und Auflockerungen des Materials. Dabei werden die Aggregate zerlegt, so dass in einigen Schlibfbereichen eine krümelige Mikrostruktur gefügeprägend ist (vgl. Abb. 5.3.17). Beide Dünnschliffe des M-Horizontes enthalten darüber hinaus sehr viele Holzkohlestückchen (vgl. Abb. 5.3.18).

Das Material des II Bv-Horizontes ist dichter gelagert als das des Kolluviums. Es ist weniger stark aggregiert und durch Risse und kleinere Bioporen durchbrochen (vgl. Abb. 5.3.19). In einigen Schlibfbereichen ist die Mikrostruktur aber auch hier durch bioturbate Aktivität aufge-lockert und in Aggregate zergliedert (vgl. Abb. 5.3.20). In den dichter gelagerten Bereichen des Dünnschliffs treten sehr viele Eisenoxidimprägnierungen in Erscheinung (vgl. Abb. 5.3.21). Weiterhin finden sich einige Einspülungen von braunem Ton (vgl. Abb. 5.3.22), des-sen Partikel sehr gut eingeregelt sind, so dass bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren recht scharfe Auslöschungslinien erkennbar sind (vgl. Abb. 5.3.23).

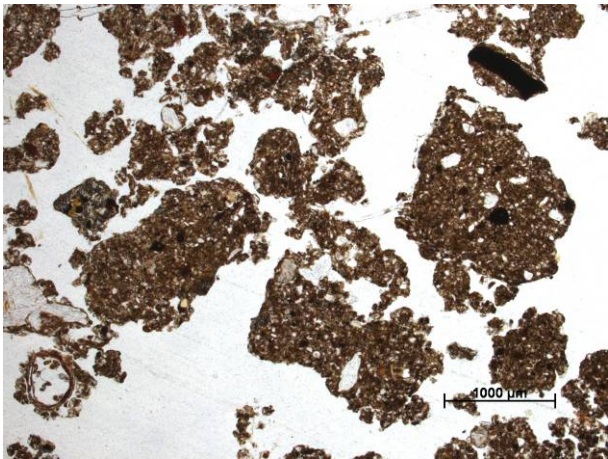


Abb. 5.3.14: Locker gelagerte, teilweise abgerollte Aggregate

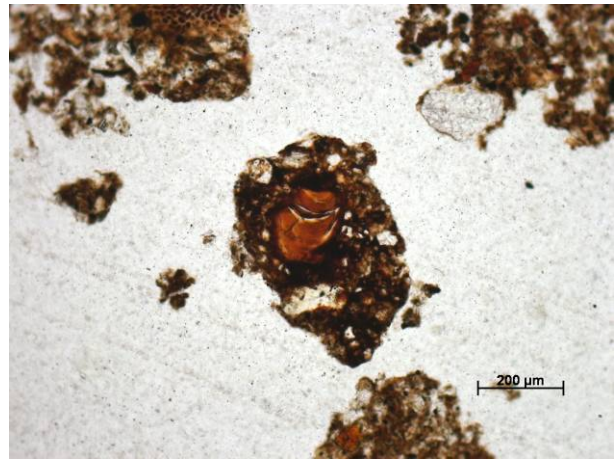


Abb. 5.3.15: Abgerolltes Aggregat mit Toneinspülung

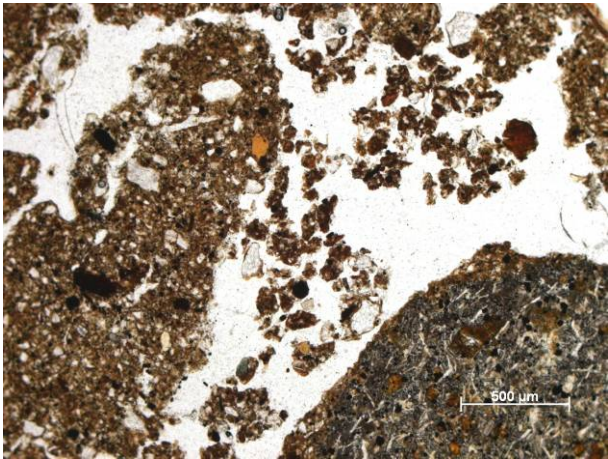


Abb. 5.3.16: Exkremente der Bodenfauna (kleine Aggregate im Hohlraum)

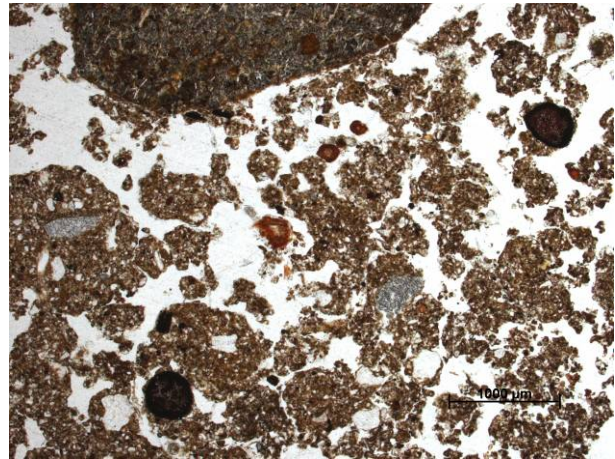


Abb. 5.3.17: krümelige Mikrostruktur



Abb. 5.3.18: Holzkohle in krümeliger Struktur

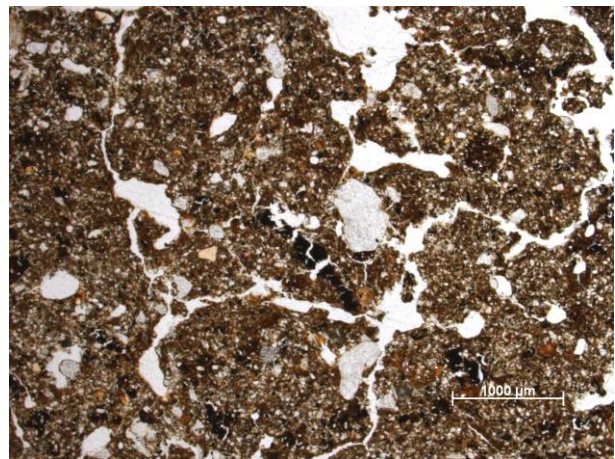
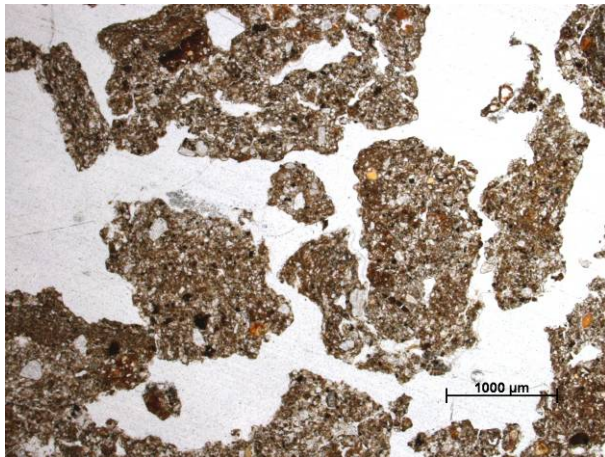
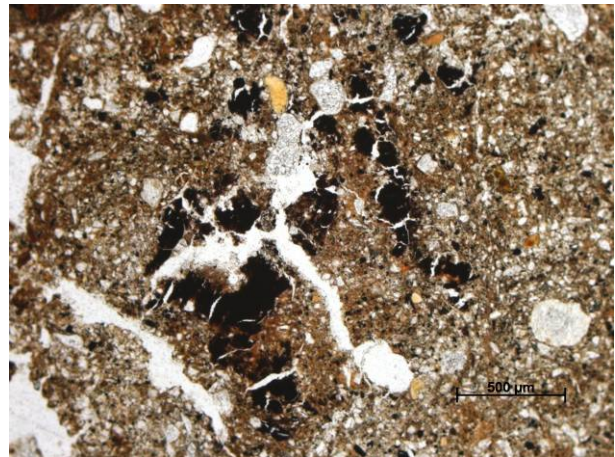


Abb. 5.3.19: Mikrostruktur des II Bv-Horizontes

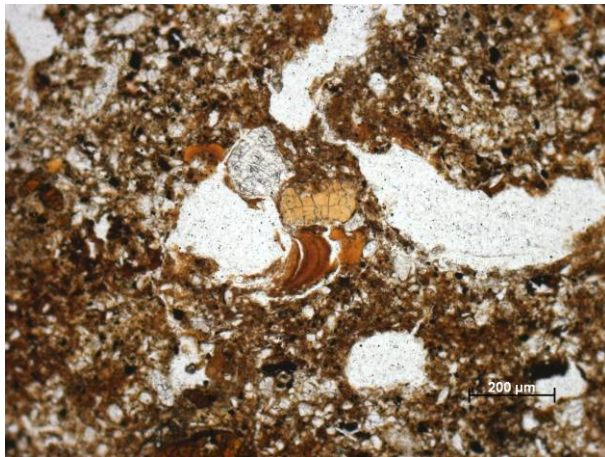




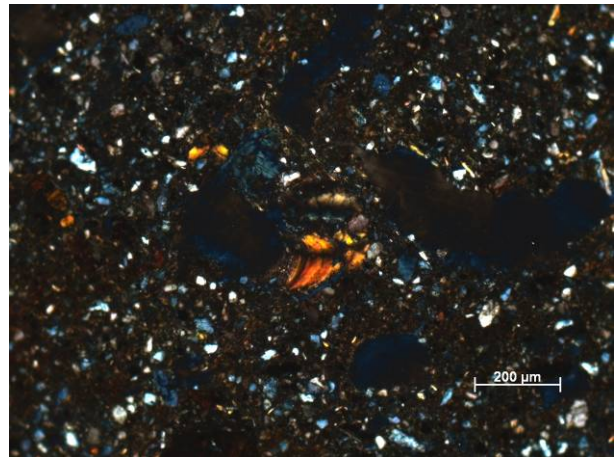
**Abb. 5.3.20:** Bioturbat aufgelockerte Struktur des II Bv-Horizontes



**Abb. 5.3.21:** Eisenoxidimprägnierung



**Abb. 5.3.22:** Toneinspülung



**Abb. 5.3.23:** wie 5.3.22, Auslöschungslinie bei gekreuzten Polarisatoren

Die mikromorphologischen Befunde bestätigen die unterschiedlichen Eigenschaften des M- und des II Bv-Horizontes: Die Mikrostruktur weicht stark voneinander ab. Das Solumsediment besteht aus locker gelagerten, teils abgerollt erscheinenden Aggregaten, deren Material schon vor seiner Umlagerung pedogen beeinflusst worden ist (vgl. abgerolltes Aggregat mit eingeschlossener Toneinspülung in Abb. 5.3.15). Außerdem enthält es zahlreiche Holzkohlefragmente, die im liegenden Material fehlen. Diese Unterschiede können nicht pedogenen Ursprungs sein, so dass die mikromorphologischen Untersuchungen die Schichtentrennung unterstützen.

Die Entnahme ungestörter Proben zur Herstellung eines Dünnschliffs war im III ICv-Horizont aufgrund seiner dichten Lagerung und des hohen Grusgehaltes leider nicht möglich.

Der größte Teil des Untersuchungsgebietes Horst/Hoher Berg wird im geologischen Untergrund durch die Gesteine des Unteren Buntsandsteins bestimmt. Die Böden dieser Substrate unterscheiden sich durch ihre Materialzusammensetzung erheblich von den bisher beschriebenen Profilen.

Das Profil HB 4 (vgl. Abb. 5.3.1 und 5.3.2, Tab. 5.3.7) befindet sich am nordexponierten Unterhang des Hohen Berges.

Tab. 5.3.7: Profildatenblatt des Profils HB4

Profil: HB 4				Untersuchungsgebiet: Hoher Berg							
Position: R 3528877 H 556150 Höhe: ca. 360 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	5	10 YR 4/3	10 YR 3/2	sub	X2	Wg2	Wf3	-			
Bv	45/50	10 YR 7/4	10 YR 5/8	koh-sub	X4	Wg2	Wf3	-			
II ICv	100+	7.5 YR 8/3	7.5 YR 5/4	ein-koh	X5	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					T	Σ U	Σ S	S:U	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
Ahe	Slu	0,55	10,74	30,59	22,06	16,11	8,30	11,65	46,47	41,88	0,90
Bv	Slu	0,99	12,55	29,42	20,69	15,79	7,22	13,34	43,70	42,96	0,98
II ICv	Su2	1,03	21,26	62,00	9,04	3,21	1,90	1,55	14,16	84,30	5,95
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	3,25	3,83	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Bv	1,74	4,23	4,42	0,255	0,69	0,37	0,017	0,019	0,91		
II ICv	n.b.	4,30	4,49	0,023	0,13	0,17	0,001	0,002	0,60		

Schon im Gelände ist die lithologische Zweiteilung klar ersichtlich: Die oberen 45/50 cm des Aufschlusses sind braun gefärbt, gut durchwurzelt und enthalten einen deutlichen Schluffanteil. Die untere, im trockenen Zustand rötlich-hellbraun (7.5 YR 8/3) gefärbte Schicht zeichnet sich durch einen sehr hohen Sandgehalt aus. Die Schichtentrennung wird durch weitere Unterschiede im Skelettgehalt, der Durchwurzelung, des Gefüges und einem großen Sprung im Sand-Schluff-Quotienten unterstützt. Die auf den ersten Blick deutliche Abgrenzung der beiden Schichten erweist sich bei genauerer Betrachtung eher als allmählicher Übergang: Der Schluffanteil nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Gleichzeitig verringert sich die braune Färbung des Materials, die erst beim Erreichen des sandigen Materials zugunsten einer eher rötlich-hellbraunen Färbung verschwindet. Der Grobbodengehalt ändert sich dagegen abrupt und auch die Durchwurzelung setzt in einer Tiefe von 50 cm plötzlich aus. Die Lagerung des Bodenskeletts zeigt in keiner der beiden Schichten eine bevorzugte Einregelungsrichtung. Der Anteil äolischen Materials (Lösslehm) in der oberen Schicht, der durch den Schluffanteil repräsentiert wird, ist grobschluffdominiert und fehlt in der liegenden Schicht vollkommen. Damit ist das Profil problemlos als zweischichtige Braunerde aus Hauptlage über Basislage zu beschreiben. Im oberen Profilbereich, dem Ahe-Horizont, zeigen sich erste Podsolierungserscheinungen in Form von gebleichten Körnern im sonst humosen Material (Kornpodsoligkeit) und einer leicht violettstichigen Färbung des Substrates. Trotz des niedrigen pH-Wertes von 3,25 (gemessen in CaCl<sub>2</sub>) ist die Podsolierung noch nicht weit fortgeschritten. Die Basislage (II ICv-Horizont) ist aufgrund ihrer groben Bodenart und der eher lockeren Lagerung sehr wasserdurchlässig. Die Perkolation wird nur oberhalb größerer Skelettkomponenten gebremst, was sich im Profilbild durch tonige, bänderförmige Anreicherungen von Feinmaterial direkt auf und über den größeren Steinen bemerkbar macht.

### Mikromorphologische Befunde

Der Bv-Horizont zeichnet sich durch eine kompakte, granuläre Mikrostruktur aus (vgl. Abb. 5.3.24). Das Material wird durch zahlreiche Bioporen, wie Gänge und Kammern, gegliedert, die teilweise wieder locker verfüllt sind (vgl. Abb. 5.3.25). Viele Wurzeln, Sklerotien und Ex-



kremete der Bodenfauna belegen eine hohe biologische Aktivität in diesem Horizont. Die makroskopische Beobachtung des mit der Tiefe abnehmenden Feinmaterialanteils im Bv-Horizont lässt sich auch durch die Dünnschliffuntersuchungen gut nachvollziehen. Der Schluff im Grenzbereich Bv-/II ICv-Horizont zeigt eine stetige Abnahme des Schluffanteils zwischen den Sandkörnern (vgl. Abb. 5.3.26).

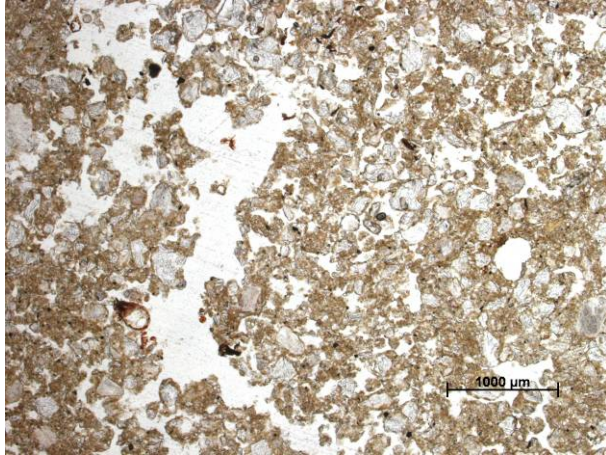


Abb. 5.3.24: Mikrostruktur des Bv-Horizontes

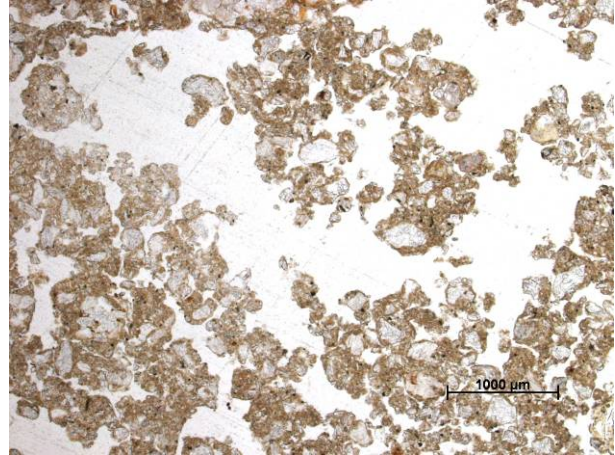


Abb. 5.3.25: Bioturbate Auflockerung

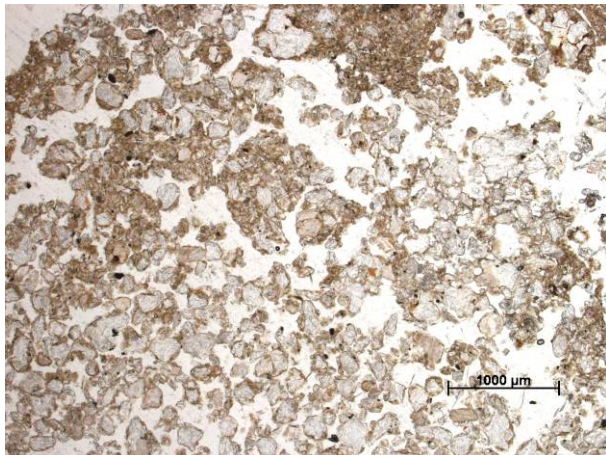


Abb. 5.3.26: geringerer Schluffanteil im unteren Abschnitt des Bv-Horizontes im Vergleich zum Material in Abb. 5.3.24

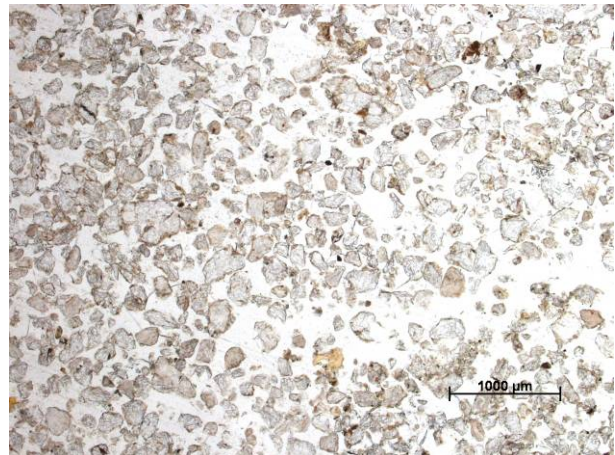


Abb. 5.3.27: Mikrostruktur des II ICv-Horizontes

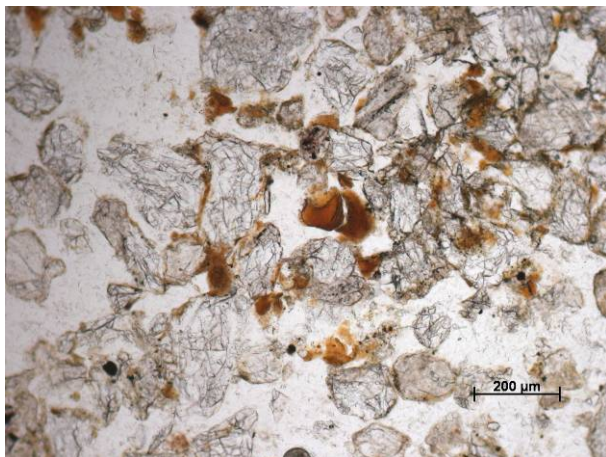


Abb. 5.3.28: Toneinspülung in der Basislage

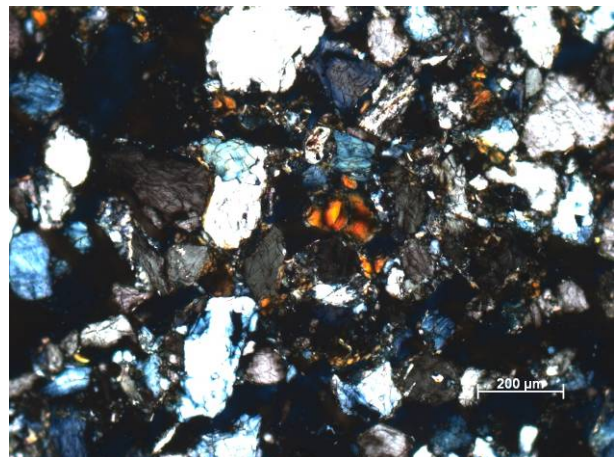


Abb. 5.3.29: wie 5.3.28, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren

Der eigentliche II ICv-Horizont weist eine granuläre Mikrostruktur auf. Das Material besteht fast ausschließlich aus Quarzkörnern in Sandkorngröße in lockerer Lagerung und mit nur sehr wenig Feinmaterial in den Zwischenräumen (vgl. Abb. 5.3.27). Es gibt nur sehr wenige Anzeichen biologischer Aktivität in Form von Wurzelresten und Bioporen. Vereinzelt sind im Dünnschliff kleine Toneinspülungen zu beobachten, deren Tonpartikel recht gut eingeregelt sind (vgl. Abb. 5.3.28 und 5.3.29). Die bodenbildenden Prozesse (hier Bioturbation und Tonverlagerung) sind also nicht nur auf das Solum beschränkt, sondern auch in der Basislage nachweisbar.

Die mikromorphologischen Untersuchungen bestätigen also einerseits die starken Unterschiede der beiden Schichten (Zusammensetzung, Intensität der biologischen Aktivität, Gefügestruktur), andererseits aber auch den allmählichen Übergang des Bv-Horizontes zum ICv-Horizont mit der Abnahme des Feinmaterialanteils zwischen den Sandkörnern.

Ein weiteres Profil mit deutlich buntsandsteinmaterialgeprägtem Substrat beschreibt die im Bereich des Horst-Berges am weitesten verbreitete Bodenbildung. Der Aufschluss befindet sich am südwestexponierten Unterhang des Horstes (vgl. Abb. 5.3.30).

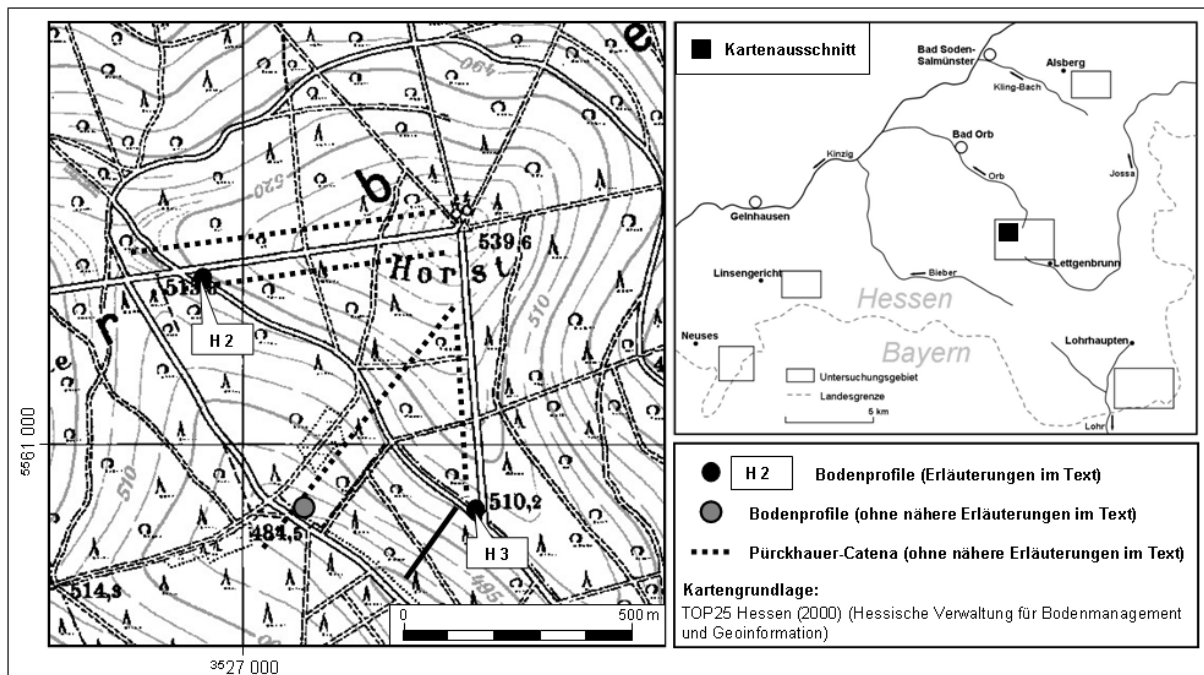


Abb. 5.3.30: Lage der Profile H1 und H3

Der oberflächennahe Untergrund des gesamten Hanges ist in der Vergangenheit durch anthropogene Eingriffe verändert worden: Zum einen gehörte das Gebiet zum Orber Reisig, in dem das für die Salzsiederei nötige Brennholz beschafft wurde (vgl. auch das Kapitel zur Kulturlandschaft Spessart), zum anderen finden sich in direkter Nachbarschaft zum Profil, im hangabwärtigen Bereich, parallel verlaufende Hohlwegstrukturen, die wohl zum Eselsweg gehören. Am gesamten Hang sind in kleinräumigen Wechsel erodierte und kolluvial überdeckte Bodenbildungen verbreitet. Das Profil H 2 (vgl. Tab. 5.3.8) kann für die unteren Mittel- und oberen Unterhangbereiche als repräsentativ angesehen werden.

Das Substrat ist dreischichtig aufgebaut. Die unterste Schicht, die Basislage, hebt sich durch ihre starke Rotfärbung deutlich vom hangenden Material ab. Klare Unterschiede zum Solum



bestehen außerdem bezüglich der Bodenart, dem Skelettgehalt, der Gefügeausprägung und der Durchwurzelung. Der hangende II Bv-Horizont (Hauptlage) unterscheidet sich zwar deutlich vom Basislagenmaterial, allerdings ist keine scharfe Begrenzung des Feinbodens auszumachen. Die braune Farbe verringert sich zugunsten der Rotfärbung parallel zum abnehmenden Schluffanteil. Wie schon in Profil HB 4 beschrieben gibt es auch im vorliegenden Fall nur abrupte Änderungen im Skelettgehalt und der Durchwurzelung. Bezüglich Bodenart (vgl. auch Sand-Schluff-Quotient), Färbung und Gefüge unterscheiden sich der M- und der II Bv-Horizont nur wenig. Dass es sich dabei aber um zwei unterschiedliche Schichten handelt, belegt die große Diskrepanz im Grobbodengehalt. Die Durchwurzelung des Profils beschränkt sich im Wesentlichen auf das steinarne Solumsediment, das sich auch durch einen erhöhten Anteil organischer Substanz auszeichnet. Das Kolluvium unterliegt schwachen Podsolierungsprozessen, wie sich an der Kornpodsoligkeit des Aeh-Horizontes zeigt.

Tab. 5.3.8: Profildatenblatt des Profils H2

Profil: H 2		Untersuchungsgebiet: Hoher Berg										
Position: R 3526867 H 5561404 Höhe: ca. 515 m ü. NN		Topographische Karte: 5822 Wiesen										
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale				
		trocken	feucht			grob	fein					
Aeh	15	7.5 YR 5/2	7.5 YR 2,5/2	kru-koh	X1	Wg2	Wf3	-				
M	30/35	7.5 YR 7/4	7.5 YR 5/6	koh	X1	Wg2	Wf2	-				
II Bv	55	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/6	koh-sub	X4	Wg1	Wf0	-				
III ICv	75+	5 YR 6/6	5 YR 4/6	pol	X3	Wg0	Wf0	-				
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]						fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU						
Aeh	SI2	1,38	29,50	37,66	13,11	7,64	2,74	7,98	23,48	68,54	2,92	
M	SI3	2,04	16,71	40,73	14,98	8,63	6,11	10,79	29,73	59,48	2,00	
II Bv	SI3	1,05	17,21	42,46	15,37	8,53	5,04	10,33	28,95	60,73	2,10	
III ICv	Ls4	0,43	19,81	40,69	9,25	5,09	4,51	20,23	18,84	60,93	3,23	
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>			
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O									
Aeh	n.b.	3,39	4,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
M	1,40	4,45	4,52	0,34	0,78	0,44	0,001	0,006	0,25			
II Bv	0,43	4,22	4,37	0,17	0,61	0,28	0,007	0,015	0,50			
III ICv	n.b.	3,83	1,18	0,07	0,88	0,08	0,0003	0,003	0,12			

### Mikromorphologische Befunde

Das Solumsediment zeichnet sich durch eine kompakte, granuläre Mikrostruktur aus. Zwischen den Quarzkörnern in Sandkorngröße findet sich viel braungefärbtes Feinmaterial (vgl. Abb. 5.3.31). Das Material ist durch zahlreiche Bioporen (Gänge, Kammern), die teilweise wieder verfüllt sind, aufgelockert (Abb. 5.3.32). Im gesamten Dünnschliff des Kolluviums sind viele Sklerotien, Wurzeln und Exkrementen der Bodenfauna zu beobachten, was die starke biologische Überprägung des Materials belegt. Außerdem sind im Dünnschliff zahlreiche Holzkohlestückchen enthalten (vgl. Abb. 5.3.33).

Im Dünnschliff aus dem unteren Teil des II Bv-Horizontes fällt auf, dass im Vergleich zum Kolluvium weniger Feinmaterial zwischen den Sandkörnern vorkommt (vgl. Abb. 5.3.34). Das Mikrogefüge ist auch in diesem Horizont kompakt granulär, allerdings wird das Material von weitaus weniger Bioporen durchbrochen und der Dünnschliff enthält weder Wurzeln noch Sklerotien oder Exkrementen. In Hohlräumen treten häufig tonige oder tonig-schluffige, häufig



mikrolaminierte Einspülungen in brauner, grauer oder graubrauner Färbung auf (vgl. Abb. 5.3.35 und 5.3.36).

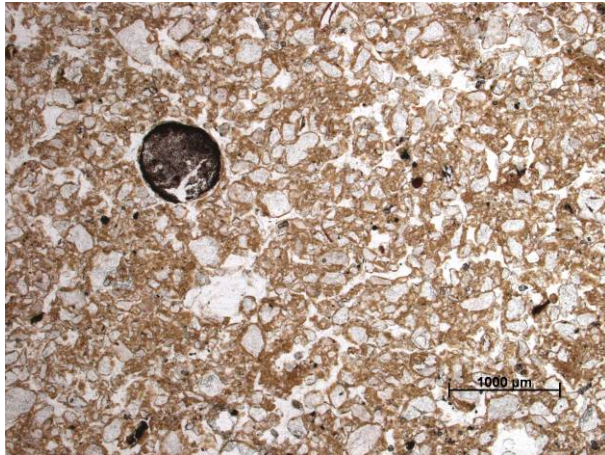


Abb. 5.3.31: Mikrostruktur des Solumsediments

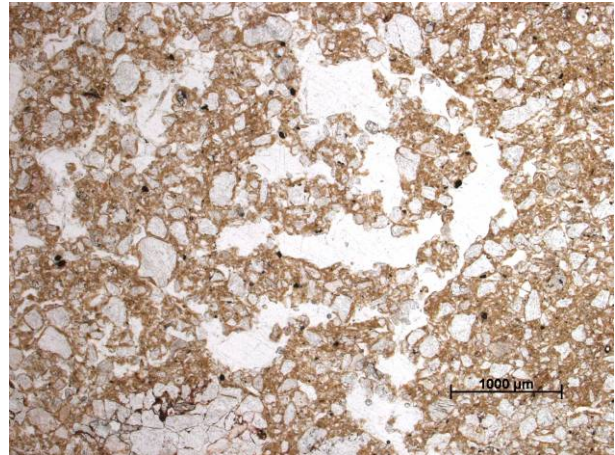


Abb. 5.3.32: Bioturbate Auflockerung

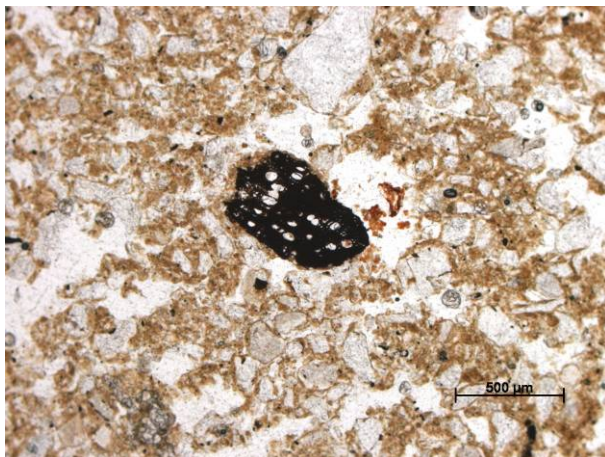


Abb. 5.3.33: Holzkohlestückchen

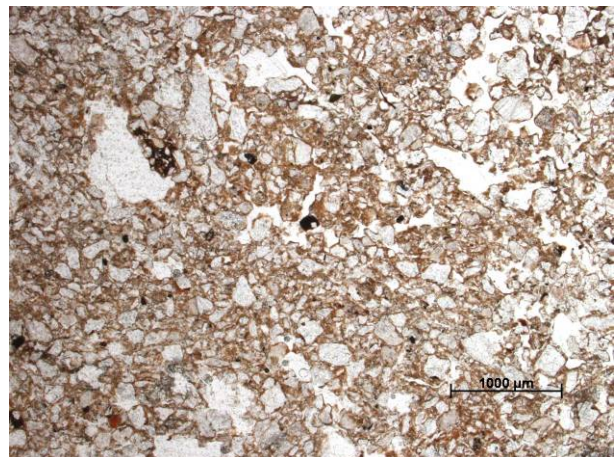


Abb. 5.3.34: Mikrostruktur des II Bv-Horizontes



Abb. 5.3.35: Mikrolaminierte tonig-schluffige Einspülung

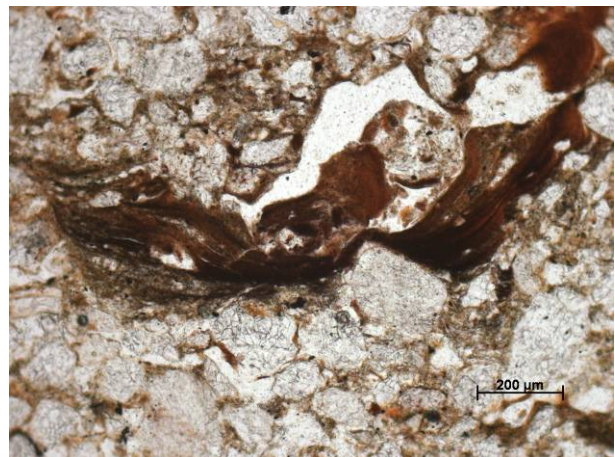
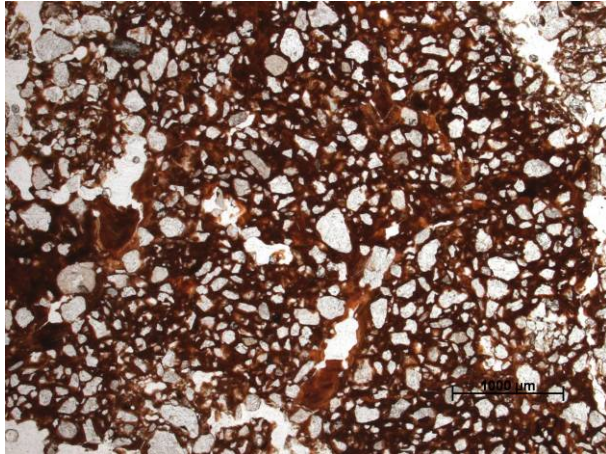


Abb. 5.3.36: Tonig-schluffige Einspülung

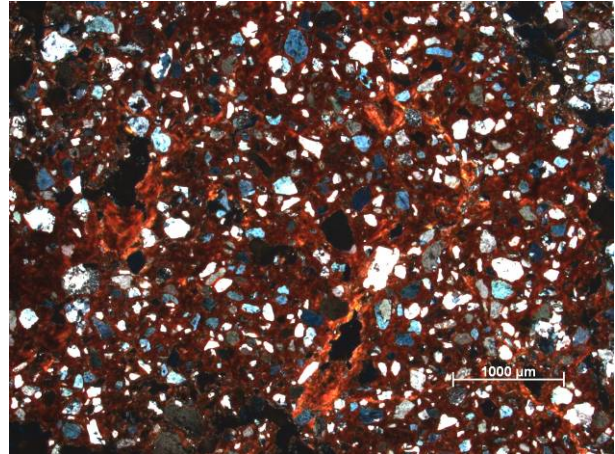
Der III ICv-Horizont ist durch eine sehr dichte Mikrostruktur gekennzeichnet. Die Räume zwischen den Sandkörnern werden gänzlich durch rotbraunes, eisenreiches, toniges Material ausgefüllt. In den wenigen Hohlräumen biogenen Ursprungs ist brauner Ton eingespült (vgl. Abb. 5.3.37). Die beiden Tone unterscheiden sich deutlich durch ihre Färbung. Besonders bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren hebt sich der in die Poren eingespülte Ton



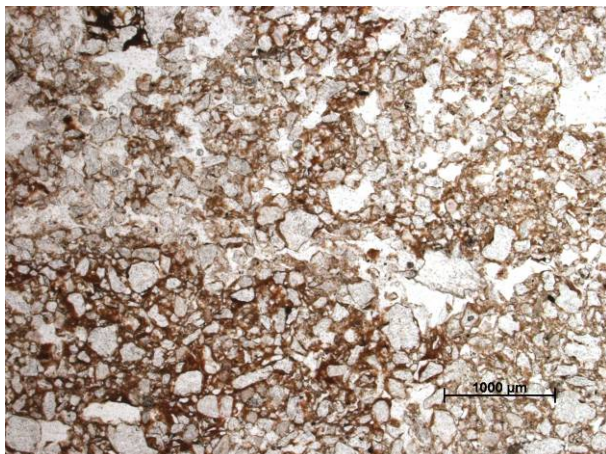
durch leuchtend orangebraune Farben vom eisenreichen dunkelrotbraunen sonstigen Ton ab (vgl. Abb. 5.3.38). Damit greift sowohl die Bioturbation, wenn auch in geringem Umfang, als auch die Tonverlagerung als bodenbildende Prozesse über die Schichtgrenze hinweg auf die Basislage über.



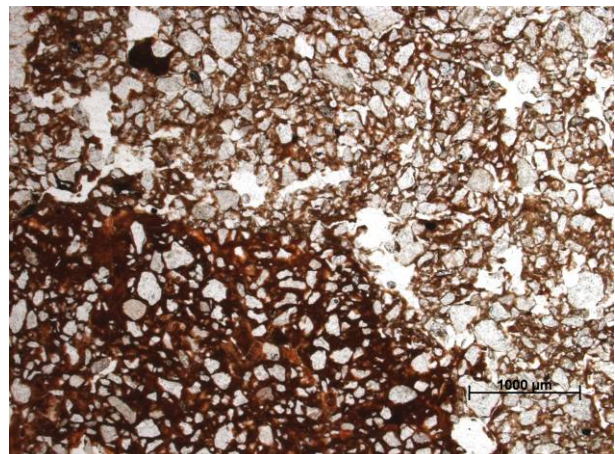
**Abb. 5.3.37:** Braune Toneinspülungen in Hohlräumen des III ICv-Horizontes



**Abb. 5.3.38:** wie 5.3.37, gekreuzte Polarisatoren



**Abb. 5.3.39:** oberer Teil: Hauptlagenmaterial, unterer Teil: Übergangsmaterial zwischen Haupt- und Basislage



**Abb. 5.3.40:** oberer Teil: Übergangsmaterial, unterer Teil: Basislagenmaterial

Zwischen dem II Bv- und dem III ICv-Horizont kann auch im Dünnschliff keine scharfe Grenze gezogen werden. Vielmehr ist ein Übergangsbereich auszugliedern, in dem die Eigenschaften der beiden Materialien gemischt vorkommen. Abb. 5.3.39 zeigt im oberen Teil Bv-Material mit braunem Ton zwischen den Sandkörnern. Im unteren Teil des Bildes ist daneben auch der eisenreiche Ton zu finden, der für das Basislagenmaterial typisch ist. In Abb. 5.3.40 ist im oberen Bildteil dieses Übergangsmaterial zu sehen, wobei hier schon der rotbraune, eisenreiche Ton überwiegt, aber das Material nicht so dicht gelagert ist, wie im III ICv-Horizont, den man im unteren Bildteil erkennt. Aufgrund der geringen bioturbativen Aktivität in diesem Profilbereich ist eine Vermischung des Materials allein durch biologisch aktive Prozesse auszuschließen.

Ein weiteres Profil am südwestexponierten Hang ist am weiter östlich gelegenen, oberen Mittelhang des Horstes aufgeschlossen (vgl. Abb. 5.3.30). Das Profil ist aufgrund starker anthropogener Überformung nicht repräsentativ für große Teile des Untersuchungsgebietes,

soll aber dennoch an dieser Stelle näher erläutert werden, da es deutlich zeigt, wie sehr die Bodenbildung durch menschliche Überformung des oberflächennahen Untergrundes verändert werden kann. Die Hauptlagen am Horst-Berg sind am Oberhang und teilweise bis in die Mittelhangbereiche hinein, unabhängig von ihrer Exposition, sehr feinmaterialarm ausgebildet.

Das Profil H 3 (vgl. Tab. 5.3.9) ist an einer Forstwegskreuzung durch die Anlage eines Straßengrabens aufgeschlossen.

Tab. 5.3.9: Profildatenblatt des Profils H3

Profil: H 3				Untersuchungsgebiet: Hoher Berg							
Position: R 3527535 H 5560847 Höhe: ca. 510 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie- merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	3	7.5 YR 4/1	7.5 YR 2/1	koh	X0	Wg1	Wf2	-			
Ahe	15/20	7.5 YR 5/2	7.5 YR 3/2	koh	X1	Wg2	Wf2	-			
B(s)h	25	7.5 YR 6/3	7.5 YR 4/3	koh	X1	Wg1-2	Wf2	-			
II fAe	40	7.5 YR 7/3	7.5 YR 5/3	koh	X2	Wg0	Wf1	-			
III fBh	42/43	7.5 YR 5/4	7.5 YR 3/4	koh	X5	Wg1	Wf1	-			
III fBs	65/70	5 YR 5/6	5 YR 3/4	koh-sub	X5	Wg1	Wf2	-			
IV ICv	110	5 YR 6/4	5 YR 4/4	ein-koh	X5	Wg1	Wf1	-			
V ICv	120+	5 YR 5/4	5 YR 3/4	ein-koh	X5	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ah	Su2	0,51	35,60	49,03	5,85	3,83	2,48	2,70	12,16	85,14	7,00
Ahe	Su2	0,50	38,04	46,12	6,52	4,23	2,54	2,05	13,28	84,67	6,38
B(s)h	Su2	0,49	36,28	47,16	7,21	3,66	1,89	3,31	12,76	83,93	6,58
II fAe	Su2	1,05	39,27	46,41	6,52	3,26	1,51	1,98	11,29	86,73	7,68
III fBh	SI2	0,30	40,02	40,86	6,57	2,95	1,93	7,37	11,45	81,18	7,09
III fBs	SI3	0,82	38,19	39,66	5,65	3,23	2,77	9,68	11,64	78,86	6,77
IV ICv	Ss (mSfs)	0,54	41,22	50,62	3,53	1,94	0,11	2,05	5,58	92,37	16,55
V ICv	Ss (mSfs)	0,87	43,84	46,12	5,72	1,19	0,48	1,79	7,39	90,82	12,29
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	3,01	3,74	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Ahe	1,48	3,32	3,94	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
B(s)h	1,72	3,53	4,00	0,167	0,30	0,55	0,0002	0,001	0,11		
II fAe	0,50	3,89	4,31	0,036	0,17	0,22	0,0001	0,001	0,09		
III fBh	1,71	4,01	4,36	0,178	0,49	0,36	0,0002	0,002	0,15		
III fBs	1,59	4,20	4,47	0,564	0,87	0,65	0,0005	0,002	0,20		
IV ICv	0,36	4,34	4,61	0,097	0,64	0,15	0,001	0,003	0,34		
V ICv	n.b.	5,08	5,85	0,057	0,41	0,14	0,001	0,002	0,38		

Die oberste Schicht des Profils weist eine Horizontdifferenzierung in Ah-, Ahe- und B(s)h-Horizont auf. Vom liegenden Material grenzt es sich durch einen geringeren Grobbodengehalt und einen kleineren Sand-Schluff-Quotienten ab. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei dem Material um den Aushub des Drainagelochs an dieser Stelle, das nach seiner Ablagerung Podsolierungsprozessen unterlegen hat. Ein weiteres Anzeichen für eine Überformung dieses Standortes ist das stark gestörte Mikrorelief in der näheren Umgebung. Unter diesem Aushubmaterial folgt das eigentliche Bodenprofil, das sich lithologisch in vier Schichten gliedern lässt: Die beiden untersten aufgeschlossenen Schichten werden durch zwei Basislagen gebildet, die sich aufgrund unterschiedlicher Färbung und einem Sprung im Kornfraktionsquotienten gut abgrenzen lassen. Beiden Schichten fehlt eine äolische Fremdkomponente, die Schwermineralzusammensetzung zeigt nur typische, buntsandsteinbürtige Minerale (vgl. Tab. 5.3.10). Im Hangenden der Basislagen sind ein III fBh- und ein III fBs-Horizont in einer Schicht ausgebildet, die wohl als Hauptlage angesehen werden kann: Der

Schluffgehalt ist deutlich höher als in den Basislagen (vgl. auch Sprung im Kornfraktionsquotienten) und die Schwermineralanalyse zeigt für den III fBs-Horizont alle Minerale des Laacher-See-Spektrums, wenn auch in geringen Prozentgehalten (vgl. Tab. 5.3.10). In der hangenden Schicht (II fAe-Horizont) fehlt diese Schwermineralkomponente.

Tab. 5.3.10: Schwerminerale (Profil H3), Angaben in Korn-%; +: <1%

	Ahe	II fAe	III fBs	IV ICv	V ICv
Anatas	16	13	16	10	15
Augit	1	-	1	-	-
Brookit	-	-	+	-	-
Epidot	-	+	-	-	-
Glimmer	-	+	-	2	3
Granat	-	+	-	-	-
Braune Hornbl.	+	-	2	-	-
Rutil	3	2	2	2	2
Titanit	1	+	1	-	-
Turmalin	41	38	44	42	35
Zirkon	39	46	35	44	44
Opak	34	37	41	34	48

gungen Schicht (II fAe-Horizont) fehlt diese Schwermineralkomponente.

Außerdem enthält das Material einen viel geringeren Skelettanteil als das Liegende, was als weiterer Hinweis auf eine Schichtgrenze gewertet werden kann. Der Horizont (II fAe) zeigt außerdem

einen sehr viel geringeren Tongehalt als das liegende Material. Ob dies eine Folge von Tonzerstörung aufgrund des niedrigen pH-Wertes ist und ob es sich bei dem Material um Kolluvium anderer Korngrößenzusammensetzung handelt oder ob auch dieses Material künstlich aufgebracht wurde, kann nicht sicher geklärt werden.

Dieses Bodenprofil bildet in seiner starken Ausprägung der Podsolierung eine Ausnahme im Untersuchungsgebiet. Die Substrate in den höher gelegenen Bereichen des Horst-Berges sind aufgrund ihrer geringen äolischen Komponente (Lösslehm, Laacher See-Tuff) extrem feinmaterialarm und weisen dadurch eine bezüglich der Nährstoffgehalte eher ungünstige Mineralzusammensetzung (überwiegend Quarz) auf. Außerdem unterlag das gesamte Untersuchungsgebiet in der Vergangenheit sehr intensiven Nutzungsansprüchen, die sich vor allem durch unkompensierten Nährstoffverlust äußern, aber auch durch Auflichtung oder komplette Entfernung des Bewuchses die Erosion des Feinmaterials begünstigten. Trotzdem geht die Intensität der Podsolierung im überwiegenden Teil des Untersuchungsgebietes nicht über die Ausbildung eines Aeh- oder Ahe-Horizontes hinaus, so finden sich in direkter Nachbarschaft des Profils überwiegend schwach- bis mittelpodsolige Braunerden. Nur an extrem überformten Standorten, an denen der Mensch die natürlichen Lagerungsverhältnisse stark verändert hat, kann die Podsolierung weiter voranschreiten.

Zwischen dem Hohen Berg und der Ortslage Lettgenbrunn wird der geologische Untergrund durch Gesteine des Mittleren Buntsandsteins gebildet. Um die Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes und der Böden dieser Substrate mit den bisher beschriebenen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet besser vergleichen zu können, sollen an dieser Stelle noch zwei typische Profile vorgestellt werden. Die Aufschlüsse befinden sich am nordostexponierten Ober- und Mittelhang einer Erhebung nordwestlich der Ortschaft Lettgenbrunn (vgl. Abb. 5.3.41).

Bei Profil LB 1 (vgl. Tab. 5.3.11) handelt es sich um eine zweischichtige Braunerde aus Hauptlage über Basislage. Die Schichtentrennung in einer Tiefe von 60/65 cm ist schon im

Gelände eindeutig zu erfassen. Die Basislage ist stärker rot gefärbt, enthält im Gegensatz zur Hauptlage auch Bodenskelett und ist sehr sandig ausgebildet.

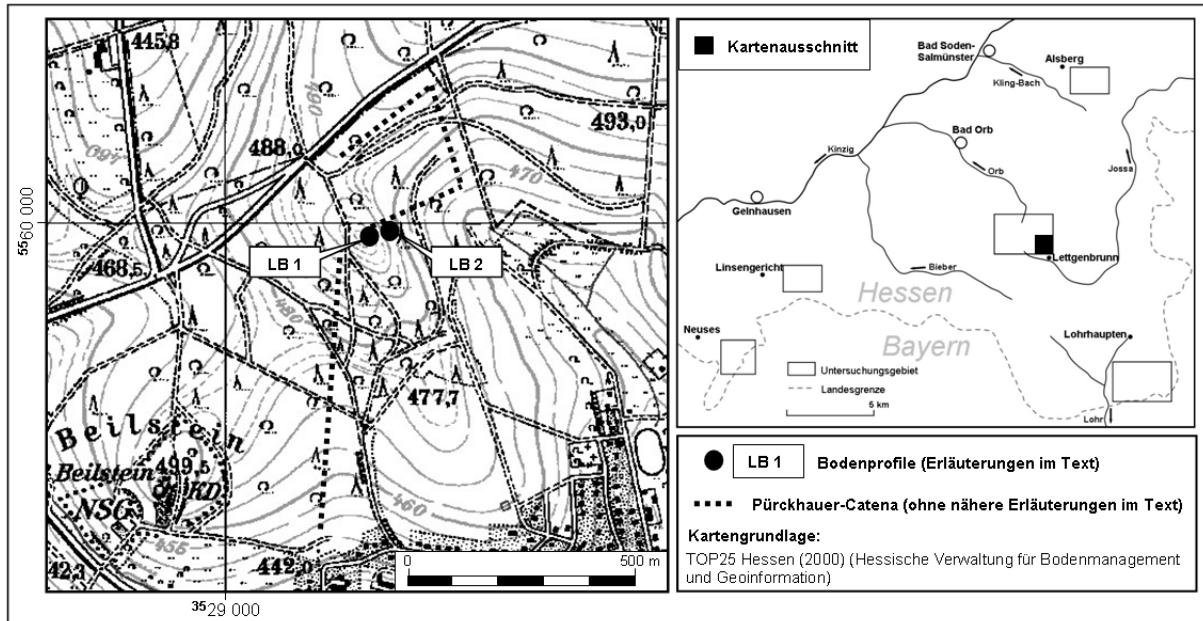


Abb. 5.3.41: Lage der Profile LB1 und LB2

Die genauere Korngrößenanalyse belegt einen deutlichen bodenartigen Unterschied der beiden Schichten, der auch gut am Sprung im Sand-Schluff-Quotienten zum Ausdruck kommt. Die Durchwurzelung des Profils beschränkt sich auf die Hauptlage. An der Grenze zur liegenden Schicht sind Wurzelbesen ausgebildet, die verdeutlichen, dass die Basislage trotz lockerer Lagerung von den Wurzeln gemieden wird. Die Ausbildung des Ahe-Horizontes zeigt die Podsolierungstendenz der Braunerde. Der Verbraunungshorizont beschränkt sich im Wesentlichen auf die schluffhaltige Hauptlage, wobei einzelne braune Flecken auch die Schichtgrenze zur Basislage überwinden.

Tab. 5.3.11: Profildatenblatt des Profils LB1

Profil: LB 1				Untersuchungsgebiet: Hoher Berg							
Position: R 3529330 H 5559977 Höhe: ca. 490 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	7	10 YR 4/2	10 YR 3/2	koh	X0	Wg3	Wf3	-			
Bv	60/65	10 YR 6/4	10 YR 4/4	koh-sub	X0	Wg3	Wf3	-			
II ICv	90+	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	ein-koh	X3	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	gS	mS	Kornfraktionen [%]			fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Ahe	SI2	27,53	45,64	fS	gU	mU	fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Bv	SI3	20,17	45,24	9,28	6,33	6,78	3,70	8,51	16,80	74,68	4,45
II ICv	Ss (mSgs)	23,51	58,74	10,97	2,92	1,64	1,29	0,94	5,85	93,22	15,94
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
Ahe	n.b.	CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Bv	1,72	4,43	4,73	0,233	0,54	0,43	0,052	0,054	0,96		
II ICv	n.b.	4,63	4,86	0,015	0,18	0,08	0,008	0,014	0,54		



Im Profil LB 2 (vgl. Tab. 5.3.12) im oberen Mittelhangbereich ist ebenfalls eine Braunerde ausgebildet. Ein farblicher Unterschied zwischen den Schichten ist kaum erkennbar, allerdings belegen Varianzen im Skelettgehalt, der Bodenart und der Durchwurzelung die Schichtgrenze, die auch durch eine Steinanreicherung aus mit ihrer Längsachse in Hangrichtung eingeregelter Skelettkomponenten markiert wird.

Tab. 5.3.12: Profildatenblatt des Profils LB2

Profil: LB 2					Untersuchungsgebiet: Hoher Berg						
Position: R 3529367 H 5559995 Höhe: ca. 480 m ü. NN					Topographische Karte: 5822 Wiesen						
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	0,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	-			
Ah-Bv	10/15	10 YR 5/4	10 YR 4/4	koh-sub	X1	Wg2	Wf3	-			
Bv	40	7,5 YR 6/4	7,5 YR 4/4	koh-sub	X1	Wg2	Wf2	-			
II ICv	70+	7,5 YR 7/4	7,5 YR 4/6	ein-koh	X3	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]						Σ U	Σ S	S:U	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				T
Ahe	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
Ah-Bv	SI3	19,46	40,28	13,65	6,63	5,28	3,82	10,90	15,73	73,38	4,66
Bv	SI4	17,44	40,74	13,73	6,81	5,26	3,70	12,31	15,77	71,92	4,56
II ICv	Ss (mSgs)	29,39	46,76	13,85	3,41	1,95	1,22	3,41	6,58	90,00	13,68
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Ah-Bv	4,31	3,41	3,93	0,326	0,60	0,54	0,007	0,010	0,77		
Bv	1,26	4,40	4,59	0,237	0,49	0,49	0,024	0,026	0,94		
II ICv	n.b.	4,54	4,60	0,054	0,20	0,27	0,004	0,009	0,46		

Zwischen den Steinen findet sich Hauptlagen-, unter den Steinen allerdings ausschließlich Basislagenmaterial, so dass die Genese der Steinakkumulation nicht eindeutig zu klären ist: Entweder handelt es sich um eine der Hauptlage zugehörigen Steinsohle oder um die Steinanreicherung als Erosionsresiduum eines Teils der Basislage, die an dieser Stelle eine Erosionsdiskordanz markiert. Da kein Hauptlagenmaterial unter den Steinen gefunden werden konnte, ist die zweite Erklärung als wahrscheinlicher anzusehen. Die Entstehung als Materialentmischung infolge einer „biomantle formation“ (BALEK 2002, VAN NEST 2002) kann ausgeschlossen werden, da dies zu einer chaotischen Lagerung der Skelettkomponenten führen würde und nicht zu einer solchen Einregelung wie im vorliegenden Fall.

Der Ahe-Horizont ist in diesem Profil mit nur 0,5 cm sehr geringmächtig ausgebildet. Der obere Teil des Bv-Horizontes weist eine starke Humusfleckung auf, die mit der Durchwurzelung in Verbindung steht. Mit zunehmender Tiefe verringert sich der Anteil dieser Humusflecken, tritt aber bis zur Liegendgrenze des Bv-Horizontes auf. Auch die braune Färbung des Materials nimmt mit der Tiefe ab, so dass keine scharfe Horizontuntergrenze erkennbar ist. Vereinzelt ist im Bereich der Lücken zwischen den Komponenten der Steinanreicherung auch in diesem Profil im oberen Teil der Basislage ein Übergriff der Verbraunung zu sehen. Trotz des geringen Schluffgehaltes in der Hauptlage ist auch in diesem Profil die Podsolierungsintensität nur sehr gering.

## Zusammenfassung Untersuchungsgebiet Hoher Berg

Im Bereich des Hohen Berges kommen ausschließlich Braunerden vor. Sie unterscheiden sich vor allem substratbedingt. Im Oberhangbereich des Hohen Berges sind die periglaziären Lagen überwiegend basaltisch geprägt. Im Übergang zu den Mittelhängen geht der Basaltanteil in den Schuttdecken zugunsten von Buntsandsteinsedimenten zurück, die die Substrate der Mittel- und Unterhangsbereiche dominieren. Die Hauptlagen aller Hangbereiche und Expositionen enthalten immer einen deutlichen Lösslehmanteil. Viele Böden sind erosiv verkürzt oder kolluvial überdeckt. Böden mit geringem Lösslehmanteil in der Hauptlage weisen Podsolierungserscheinungen auf.

Auch im Gebiet des Horstes treten fast ausschließlich Braunerden in Erscheinung. Diese unterscheiden sich vor allem im Lösslehmgehalt der Hauptlage. Die Substrate am Horst weisen expositionsabhängig unterschiedliche Gehalte äolischen Fremdmaterials auf. Während die Hänge in Ostexposition deutlich schluffbeeinflusste Hauptlagen tragen, sind die periglaziären Lagen anderer Expositionen extrem sandig ausgebildet. Unabhängig von der Exposition ist der oberflächennahe Untergrund im Oberhang- bis teilweise in den Mittelhangbereich hinein sehr schluffarm. Besonders dort zeigen die Böden erste Podsolierungserscheinungen (Aeh- und Ahe-Horizonte). Punktuell kommen im Ober- und Mittelhangbereich in Südwestexposition auch stark podsolierte Braunerden vor, die an sehr sandige Substrate gebunden sind. Sie sind wohl Folge einer extremen Landschaftsübernutzung in der Vergangenheit. Im Quellgebiet des Villbachs (südwestexponierter Unterhang des Horstes) finden sich sehr mächtige, schluffige Sedimentdecken. Zumindest teilweise handelt es sich dabei um Kolluvien hangaufwärts erodierten Hauptlagenmaterials. Häufigster Bodentyp ist dort die pseudovergleyte Braunerde.

Auch in den Gebieten südöstlich und östlich des Hohen Berges, in denen Sedimente des Mittleren Buntsandsteins die Substrate prägen, sind fast ausschließlich Braunerden ausgebildet. Je nach Ausmaß der anthropogenen Überformung des oberflächennahen Untergrundes treten erodierte und kolluvial überdeckte Böden auf. In der Regel sind die Hauptlagen feinmaterialarm, trotzdem ist die Podsolierungsintensität nur sehr gering. Bei sehr dicht gelagerter Basislage sind die Braunerden häufig hydromorph überprägt.

Bei Bodenbildungen in basaltisch geprägten Substraten ist die Verbraunung aufgrund der dunklen Gesteinsfarbe nur sehr schlecht erkennbar. Außerdem ist die Abgrenzung der fremdmaterialfreien Basislage von der lösslehmhaltigen Hauptlage in diesen Profilen recht schwierig, da der Basalt überwiegend schluffig verwittert und der Schluffgehalt als Unterscheidungskriterium weitgehend ausfällt. Zudem erschwert die Augitdominanz im Schwermineralspektrum basaltisch dominierter Substrate die Erkennung eines vorhandenen Laacher See-Tuffanteils und somit auch die Hauptlagenidentifikation. Profile, in denen die basaltische Basislage sehr dicht gelagert ist, tragen unabhängig vom Tongehalt häufig Pseudovergleyungscharakter. Diese Schichten werden sowohl von der Durchwurzelung als auch von der Bodenfauna eher gemieden. In lockerer gelagerten Basislagen aus Basalt ist die biologische Aktivität dagegen höher. Diese Profile sind in der Regel tief durchwurzelt und in Dünnschliffen finden sich Gänge und Kammern bodenwühlender Tiere. Außerdem sind Toneinspülungen bis in die Basislage hinein erkennbar, nehmen mit zunehmender Tiefe aber in ihrer In-

tensität ab. Die Schichtgrenze Hauptlage/Basislage stellt also in basaltischen Substraten keine scharfe Begrenzung bodenbildender Prozesse dar. Kolluvien aus basaltisch geprägtem Hauptlagenmaterial sind im Gelände nur aufgrund ihrer lockereren Lagerung von der Hauptlage zu trennen. In Dünnschliffuntersuchungen zeigen sie dagegen ein Mikrogefüge aus teilweise abgerollten Aggregaten mit vielen bioturbaten Auflockerungen, das sich von dem weniger aggregierten Hauptlagenmaterial unterscheidet. Außerdem finden sich bei den mikroskopischen Analysen häufig Holzkohlestückchen in den Kolluvien. Die Böden mit hohen Basaltgehalten in den Substraten sind aufgrund ihres hohen Schluffgehaltes und der guten Nährstoffversorgung als die besten Standorte des Untersuchungsgebietes zu charakterisieren. Dies trifft auch auf Standorte zu, an denen eine stark basalhaltige Hauptlage das Hangende rein buntsandsteinmaterialhaltiger Basislagen bildet. Basalhaltige periglaziäre Lagen maskieren die geologische Grenze zum anstehenden Buntsandsteinmaterial, indem sie bis zu 150/200 m weit über diese Grenze hinwegziehen, wobei der Basaltanteil mit zunehmender Entfernung zum Quellgebiet geringer wird, da immer mehr Buntsandsteinmaterial aus dem Liegenden bei der Bildung der Lage eingemischt wurde. Besonders gut lässt sich das an Profilen nachvollziehen, deren Substrat aus einer stark basalhaltigen Hauptlage über einer fast ausschließlich sandigen Basislage aufgebaut ist. Mit zunehmender Tiefe reduziert sich der schluffige Basalt- und Lösslehmanteil in der Hauptlage zugunsten der sandigen Komponente, die aus der Basislage aufgearbeitet wurde.

Die Braunerden aus Substraten ohne Basaltkomponente lassen sich zwei Gruppen zuordnen: Bodenbildungen mit hohem Feinmaterialanteil finden sich überwiegend in Unterhangbereichen. Die Oberböden an diesen Standorten sind höchstens schwach podsoliert. In weiterer Verbreitung treten aber Braunerden mit sehr geringen Feinmaterialanteilen auf, deren pufferkapazitätsarme, hoch durchlässige Substrate die Versauerung stärker begünstigen. Diese Braunerden sind schwach bis mäßig podsoliert. Punktuell treten auch stark podsolierte Braunerden auf. Diese Bildungen stellen allerdings Extremstandorte mit starker anthropogener Überformungsgeschichte dar. Aufgrund der intensiven wirtschaftlichen Nutzung des Gebietes in der Vergangenheit sind auch erodierte Böden sowie Kolluvien weit verbreitet. Die Solumsedimente zeichnen sich durch eine lockere Lagerung aus und enthalten in der Regel mehr organische Substanz als die Hauptlagen, was an einer grauen Färbung schon im Gelände erkennbar ist. Die Dünnschliffanalysen bestätigen beide Befunde. Zusätzlich sind die Kolluvien meist sehr stark bioturbat aufgelockert, was sich im Dünnschliff durch zahlreiche Bioporen äußert, und enthalten oft Holzkohlestückchen. In den Hauptlagen sind fast ausschließlich Bv-Horizonte entwickelt, wobei sich im Dünnschliff auch Ton- und Ton-Schluff-Einspülungen finden lassen. Der Anteil an Feinmaterial (Ton und Schluff) in der Hauptlage verringert sich mit zunehmender Profiltiefe, was sich auch in einer geringeren Braunfärbung des Substrates äußert. Die Verbraunung und auch die Tonverspülung beschränken sich allerdings nicht auf die Hauptlage sondern greifen fleckenhaft zumindest auf die obersten Zentimeter der Basislage über. Die Bioturbation in rein buntsandsteinmaterialhaltigen Basislagen ist deutlich weniger stark wirksam als in Basislagen mit Basaltanteilen. Die betrifft sowohl das weitgehende Aussetzen der Durchwurzelung an der Grenze Hauptlage/Basislage, als auch die faunalen Wühlprozesse, deren Spuren nur in geringer Anzahl in den Dünnschliffen erkennbar sind. Damit sind diese Standorte potentiell stärker windwurfgefährdet als die Bö-

den mit basalthaltiger Basislage, die tiefgründiger durchwurzelt sind. Besonders die Hochlagen des Horstes sind häufig großen Windgeschwindigkeiten ausgesetzt. An der Ost- bis Südostabdachung des Berges hat der Sturm Kyrill (2007) zu einem großflächigen Windwurfschaden geführt, der in Abhängigkeit der Feinmaterialgehalte der Hauptlage mit Fichten und Eichen wieder aufgeforstet wurde. Spuren punktueller Windwürfe (pit-and-mound-Strukturen) sind dagegen im gesamten Untersuchungsgebiet weit verbreitet. Wie schon aus anderen Buntsandsteingebieten beschrieben, sind auch im Untersuchungsgebiet Hoher Berg/Horst häufig mehrere übereinanderliegende Basislagen zu finden, die sich in Färbung, Korngröße und Skelettanteil unterscheiden. Die Grobbodenkomponenten sind in diesen Schichten häufig, aber nicht immer mit ihrer Längsachse in hangabwärtiger Richtung eingeregelt. In Substraten im Verbreitungsgebiet der Sedimente des Mittleren Buntsandsteins werden Haupt- und Basislage oft durch eine Steinanreicherung getrennt. Über die Genese dieser Grobmaterialkonzentrationen kann keine sichere Aussage getroffen werden. Möglicherweise handelt es sich um eine Bildung als Erosionsresiduum in Form eines Steinpflasters auf der Basislage. Wäre die Anreicherung eine der Hauptlage zugehörige Steinsohle, so müsste sich auch unter den Steinen teilweise Hauptlagenmaterial finden lassen, dies ist aber nicht der Fall. Die Genese als Materialentmischung infolge einer „biomantle formation“ (BALEK 2002, VAN NEST 2002) scheidet aus, da bioturbate Prozesse keine eingeregeltete Skelettlagerung zur Folge hätten.

## 5.4 Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Flörsbachtal

Das Untersuchungsgebiet an der Landesgrenze zum Freistaat Bayern repräsentiert die Gebiete des Hessischen Spessarts, deren geologischer Untergrund von Buntsandsteinmaterial geprägt ist. Damit steht es stellvertretend für den größten geologischen Flächenanteil des gesamten Untersuchungsraumes. Außerdem gewährt das Untersuchungsgebiet Flörsbachtal einen Einblick in die Verhältnisse des oberflächennahen Untergrundes in den Höhenlagen des Hessischen Spessarts, so schließt es auch mit der Hermannskoppe (567 m) dessen höchste Erhebung ein.

Bei den anstehenden Gesteinen handelt es sich fast ausschließlich um Sedimente des Unteren Buntsandsteins, lediglich nahe der Tiefenlinien von Lohrbach und Spörckelbach sind auch Gesteine des Zechsteins (Bröckelschiefer) angeschnitten. Das Gebiet ist durch steil eingeschnittene Kerbtäler geprägt, deren Hänge von Trockentälern gegliedert werden. Lössvorkommen in größerer Mächtigkeit fehlen im Untersuchungsgebiet Flörsbachtal vollkommen. Lösslehm ist in variablen Anteilen als Bestandteil der periglaziären Lagen vorhanden.

Das Untersuchungsgebiet unterliegt heute ausschließlich forstwirtschaftlicher Nutzung, dennoch gibt es zahlreiche Hinweise auf andere Nutzungsformen in der Vergangenheit. An der Mündung des Spörckelbachtals in das Lohrbachtal sind die Gebäude der Ziegelhütte erhalten, die heute allerdings eine andere Funktion hat. Die tonigen Zechsteinsedimente des Bröckelschiefers sind hier angeschnitten und waren wahrscheinlich die Rohstoffgrundlage der Ziegelherstellung. Einige Zehnermeter talaufwärts finden sich auch Reste alter Steinbrüche in denen Sandsteine gebrochen wurden, sowie die Überreste einer Glashütte. In der Umgebung des Standortes sind zahlreiche Köhlerplätze erhalten. Weitere Zeugnisse früherer Nutzung sind Ackerkanten, die im Bereich Heiligenküppel sehr zahlreich vorhanden sind. Flurbezeichnungen auf der hessischen Seite der Landesgrenze wie „Frohntal“, „Haugraben“ und „Haurainswand“ sowie „Schaftrieb“ und „Aschenrain“ auf der bayerischen Seite geben weitere Hinweise auf frühere Bewirtschaftung der heutigen Forstgebiete.

Durch das Fehlen von Löss und nur mäßigen Lösslehmengen in den Ausgangssubstraten der Pedogenese sind die Böden stark durch Buntsandsteinmaterial geprägt und somit von vornherein als nährstoffärmer einzustufen als Böden aus Substraten mit höheren Basalt- oder Löss(lehm)anteilen. Der Nährstoffentzug, der mit der früheren Nutzung einherging, kann in diesem Fall schlechter gepuffert werden, was das Fortschreiten von Versauerungsprozessen begünstigt.

Dominanter Bodentyp des Untersuchungsgebietes Flörsbachtal ist die Braunerde, allerdings sind alle untersuchten Profile mindestens schwach, meist aber mäßig podsoliert. In weit geringerem Umfang treten auch Braunerde-Podsole in Erscheinung. Einige Beispielprofile sollen im Folgenden vorgestellt werden.



Die Profile HRW 1 bis HRW 4 können als typische Beispiele für die Charakterisierung des oberflächennahen Untergrundes in Ober- und Mittelhangpositionen des Untersuchungsgebietes Flörsbachtal gelten.

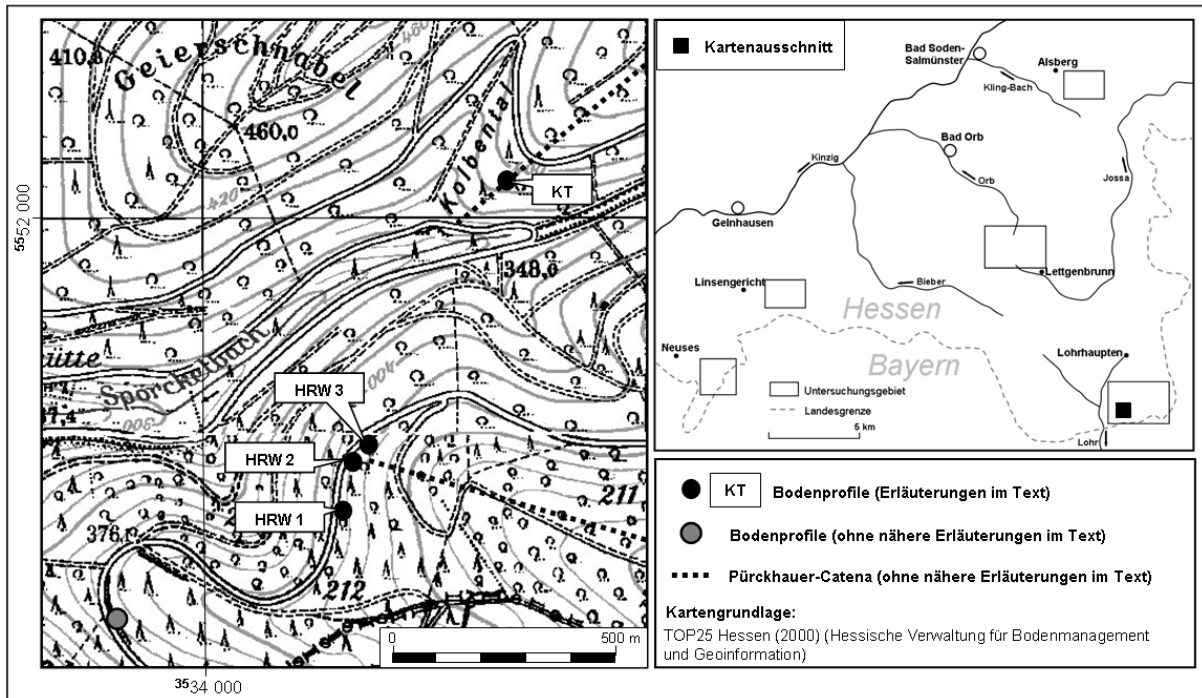


Abb. 5.4.1: Lage der Profile HRW1, HRW2, HRW3 und KT

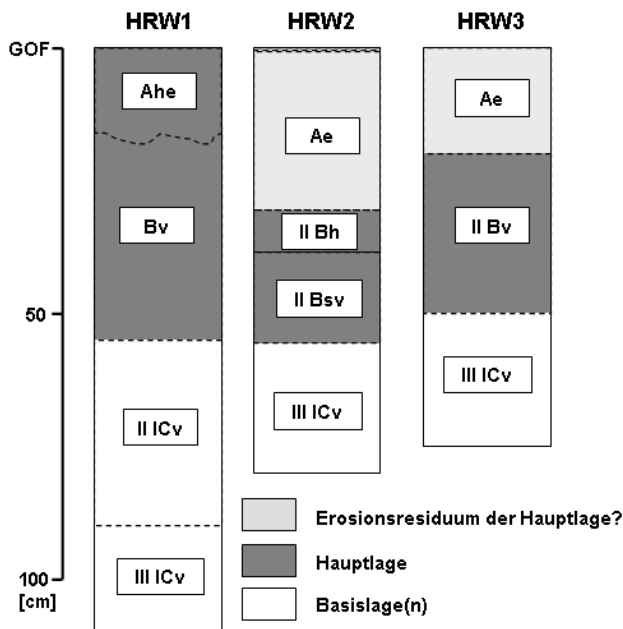


Abb. 5.4.2: Skizze der Profile HRW1, HRW2 und HRW3

Bei dem Profil HRW 1 (vgl. Abb. 5.4.1 und Abb. 5.4.2, Tab. 5.4.1) handelt es sich um eine mäßig podsolierte Braunerde, deren braunes Solum sich bereits im Gelände gut von den im Liegenden folgenden, rötlich gefärbten Basislagen abgrenzen lässt. Die oberen 15/20 cm des Bodenprofils zeichnen sich durch eine Graufärbung des Ahe-Horizontes aus. Der darunterliegende Verbraunungshorizont hebt sich demgegenüber farblich deutlich ab. Auch bezüglich der Durchwurzelung unterscheiden sich die beiden Horizonte (vgl. Tab. 5.4.1). Andere Eigenschaften wie Gefüge, Skelettgehalt, Bodenart und Sand-Schluff-Quotient gleichen sich dagegen, so dass es zwischen

den Horizonten wohl keine Schichtgrenze gibt, sondern lediglich eine pedogenetische Differenzierung der Hauptlage vorliegt. Die Basislagen im Liegenden heben sich nicht nur farblich deutlich vom Solum ab: Veränderungen der Bodenart, ein Sprung im Sand-Schluff-Quotienten, eine deutliche Zunahme des Skelettanteils, Änderungen des Gefüges sowie ein weiterer Rückgang der Durchwurzelung stellen in der Summe starke Argumente für die Ab-

grenzung als eigenständige Sedimentdecken dar. Untereinander differieren die beiden ausgeschiedenen Basislagen vor allem farblich, im Skelettgehalt, der Feinbodenzusammensetzung und der Gefügearprägung.

Tab. 5.4.1: Profildatenblatt des Profils HRW1

Profil: HRW 1				Untersuchungsgebiet: Flörsbachtal							
Position: R 3534280 H 5551285 Höhe: ca. 410 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	15/20	7.5 YR 5/1	7.5 YR 3/1	kru	X2	Wg2	Wf4	-			
Bv	55	10 YR 7/4	10 YR 5/6	kru-koh	X2	Wg1	Wf3	-			
II ICv	90	7.5 YR 7/3	7.5 YR 5/4	koh-sub	X5	Wg1	Wf1	-			
III ICv	170+	5 YR 7/3	5 YR 4/4	ein-koh	X6	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ahe	Su3	0,76	19,95	41,23	15,87	10,17	5,70	6,32	31,74	61,94	1,95
Bv	SI3	2,68	17,74	39,47	14,16	10,43	6,33	9,19	30,92	59,89	1,94
II ICv	Su2	5,04	35,84	38,91	8,65	4,09	3,04	4,44	15,77	79,79	5,06
III ICv	SI2	1,40	37,47	41,11	7,07	3,96	2,40	6,59	13,42	79,98	5,96
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	3,09	3,75	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Bv	2,50	4,36	4,65	0,24	0,58	0,41	0,001	0,008	0,04		
II ICv	n.b.	4,35	4,58	0,05	0,29	0,18	0,001	0,003	0,32		
III ICv	n.b.	3,98	4,41	0,09	0,34	0,25	0,006	0,009	0,68		

## Mikromorphologische Befunde

Das Material des Ahe-Horizont zeigt sich im Dünnschliff stark bioturbat geprägt: Zwischen Sandkörnern finden sich Mikroaggregate, die reich an organischem Material sind und häufig als Losung (Enchytraeenlösung, vgl. Babel 1967) vorliegen (vgl. Abb. 5.4.3). Es lassen sich sehr stark aufgelockerte und dicht gelagerte Bereiche unterscheiden (vgl. Abb. 5.4.4 und 5.4.5). Zahlreich vorkommende Wurzeln und Sklerotien sowie biogene Hohlräume unterstreichen die bioturbat geprägte Charakteristik des Materials. Die Mikrostruktur des liegenden Bv-Horizontes ist ähnlich zu beschreiben: Auch hier tritt dicht gepacktes und aufgelockertes Material aus Sandkörnern und dazwischen liegenden Feinmaterialaggregaten in Erscheinung (vgl. Abb. 5.4.6 und 5.4.7). Im Unterschied zum hangenden Horizont ist die Feinsubstanz weniger reich an organischer Substanz und daher deutlich heller braun gefärbt. Außerdem sind zahlreiche Sandkörner gänzlich von Feinmaterial umhüllt. Im hangenden Material waren dagegen mehr blanke Körner zu beobachten. Die Anzahl der im Dünnschliff sichtbaren Wurzeln und Sklerotien ist geringer als im Ahe-Horizont, dennoch ist auch das verbrauchte Material als bioturbat geprägt zu bezeichnen, denn zahlreiche Gänge und Kammern gliedern das Schliffbild. Die bioturbate Überformung des Materials geht mit zunehmender Profiltiefe weiter zurück: Zwar treten bis in das Basislagenmaterial hinein biogene Hohlräume auf, sind aber weniger zahlreich im Dünnschliff zu finden. Ebenso verhält es sich mit der Anzahl der Wurzeln im Schliff, Sklerotien sind im unteren Bv-Horizont und in der Basislage gar nicht mehr zu beobachten. Auch die Mikrostruktur unterliegt im unteren Profiltteil Veränderungen. Mikroaggregate und Losung beschränken sich weitgehend auf biogene Hohlräume. In den meisten Schliffbereichen ist das Feinmaterial mit den Sandkörnern dichter

gepackt als im Hangenden und teilweise durch Risse in größere, subpolyedrische Aggregate gegliedert. Obwohl dieser Dünnschliff sowohl Haupt- als auch Basislagenmaterial enthält, die sich makroskopisch gut unterscheiden lassen, ist eine scharfe Grenze im Schliff nicht erkennbar.

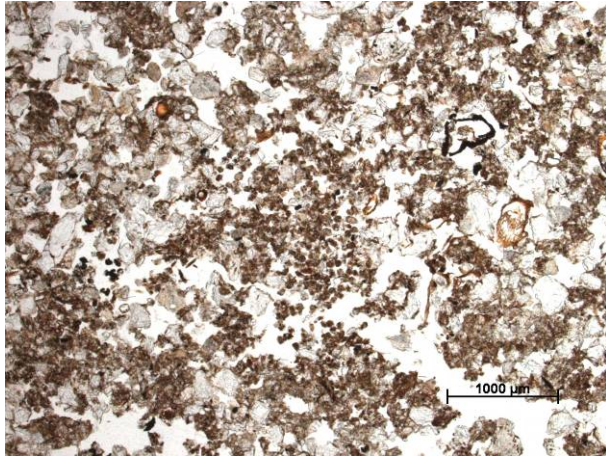


Abb. 5.4.3: Exkrementreiche Mikrostruktur

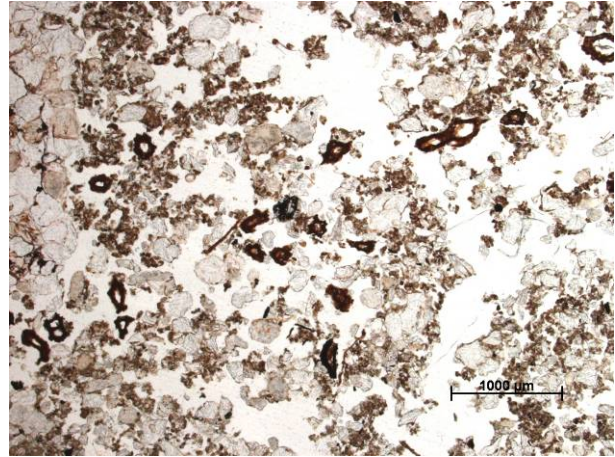


Abb. 5.4.4: Lockere Mikrostruktur

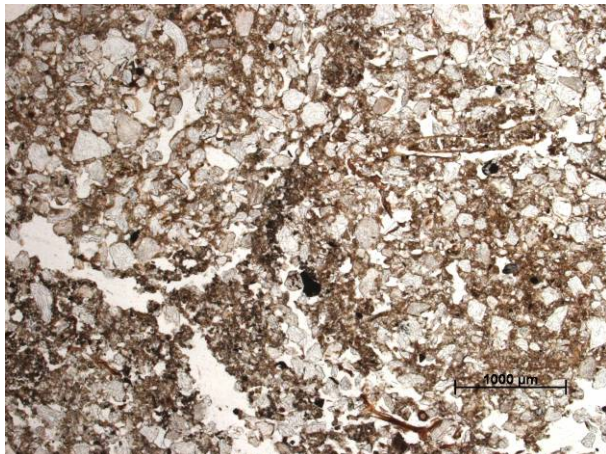


Abb. 5.4.5: Dichtere Mikrostruktur

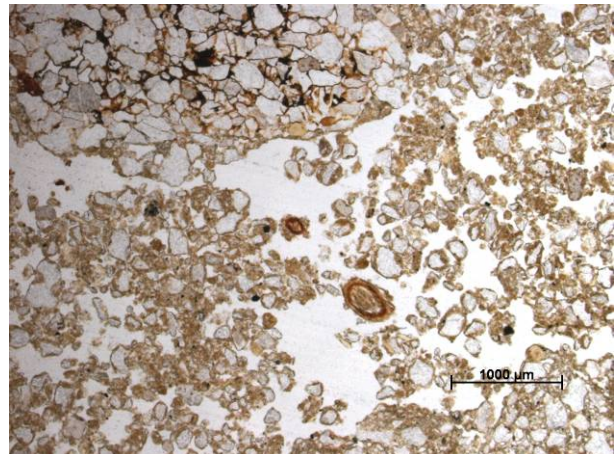


Abb. 5.4.6: Lockere Mikrostruktur des Bv-Horizontes

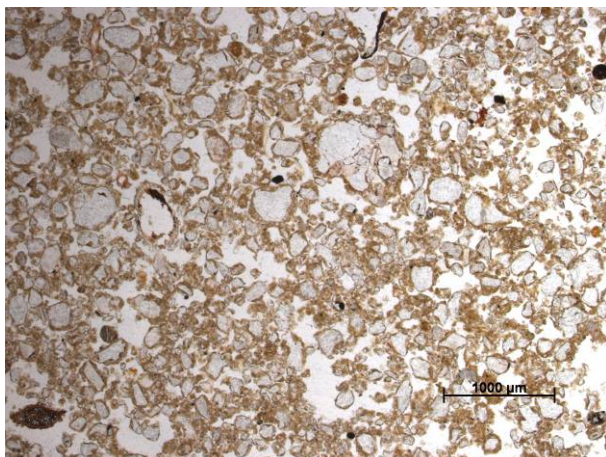


Abb. 5.4.7: Dichtere Mikrostruktur des Bv-Horizontes

In Abb. 5.4.8 und Abb. 5.4.9 sind Haupt- und Basislagenmaterial gegenübergestellt. Der Feinmaterialanteil im unteren Schliffteil (Basislage) ist etwas geringer als im Hauptlagenma-



terial, das außerdem eine etwas stärkere Braunfärbung aufweist. Auch diese beiden Eigenschaften zeigen im Dünnschliff einen graduellen Übergang.

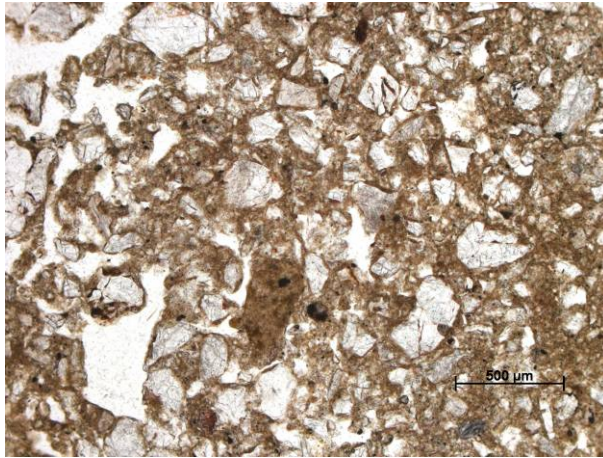


Abb. 5.4.8: Hauptlagenmaterial

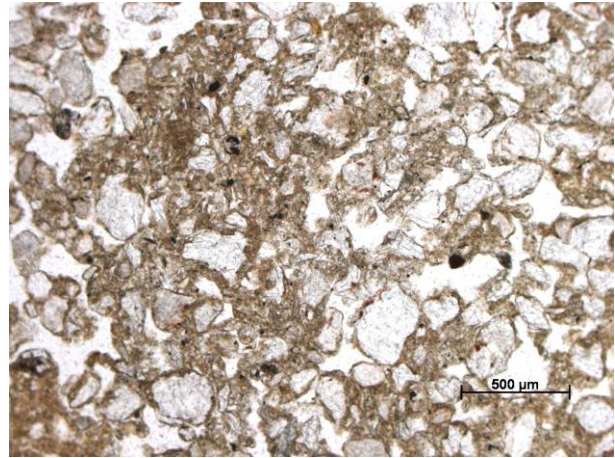


Abb. 5.4.9: Basislagenmaterial

Die braune Färbung nimmt schon innerhalb des Bv-Horizontes mit der Tiefe immer mehr ab. Varianzen im Grobmaterialgehalt können ebenfalls keinen Hinweis auf unterschiedliche Sedimentdecken liefern, denn in den Dünnschliffen aller Profilbereiche sind ähnlich viele Sandsteinstückchen enthalten.

Eine klare Trennung der Schichten ist mit mikromorphologischen Methoden nur eingeschränkt möglich. Lediglich der Gehalt an Feinmaterial und dessen Färbung unterscheiden sich deutlich. Scharfe Materialtrennungen sind nicht zu beobachten. Wechselnde Eigenschaften und die Intensität der bioturbaten Überprägung unterliegen mit zunehmender Profiltiefe allmählichen Veränderungen.

Das zweite Beispielprofil (HRW 2, Abb. 5.4.1 und Abb. 5.4.2, Tab. 5.4.2), nur wenige Zehnermeter nördlich des Profils HRW 1 gelegen, befindet sich in einer nahezu gleichen Geländedeposition am westexponierten oberen Mittelhang. Bei dem ausgebildeten Braunerde-Podsol handelt es sich um einen weniger häufig vorkommenden Bodentyp in diesem Untersuchungsgebiet.

Dominiert wird das Profil von einem 35 cm mächtigen Eluvialbereich, der sich in einen nur sehr geringmächtigen Ahe- und einen mächtigen, rötlich-grau gefärbten Ae-Horizont untergliedert. Im Liegenden folgen zwei Illuvialhorizonte in deutlich braunerer Färbung. Diese Horizonte enthalten weniger Skelett als das hangende Material und die Durchwurzelung, sowohl mit Grob- als auch mit Feinwurzeln, geht zurück. Darüber hinaus sind Änderungen in der Korngrößenzusammensetzung des Feinmaterials erkennbar: Der Sand-Schluff-Quotient geht zurück, wobei der Schluffanteil nahezu konstant bleibt. Der Rückgang des Sandgehaltes ist einer starken Zunahme des Tons geschuldet, dessen Gehalt sich in den Illuvialhorizonten gegenüber dem Ae-Horizont nahezu verfünffacht. Unterschiede im Tongehalt können pedogen bedingt sein und unterstützen deshalb eine Schichttrennung zwischen Eluvialhorizont und Illuvialhorizonten, die aufgrund der Änderungen im Skelettgehalt, der Durchwurzelung und Färbung zu vermuten wären, nur bedingt.

Tab. 5.4.2: Profildatenblatt des Profils HRW2

Profil: HRW 2					Untersuchungsgebiet: Flörsbachtal						
Position: R 3534340 H 5551480 Höhe: ca. 410 m ü. NN					Topographische Karte: 5822 Wiesen						
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	0,5	n.b.	n.b.	koh-sub	X4	Wg3	Wf3	-			
Ae	35	5 YR 7/2	5 YR 4/2	koh-sub	X4	Wg3	Wf3	-			
II Bh	38	7.5 YR 5/3	7.5 YR 3/3	koh-sub	X3	Wg2	Wf2	-			
II Bsv	55	7.5 YR 7/3	7.5 YR 4/4	koh-sub	X3	Wg2	Wf2	-			
III ICv	80+	5 YR 6/3	5 YR 4/4	ein-koh	X5	Wg2	Wf1	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ahe	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
Ae	Su2	2,34	19,34	50,73	13,20	7,56	3,24	3,60	23,99	72,41	
II Bh	Sl4	2,49	14,13	44,51	10,98	7,12	5,31	15,45	23,42	61,13	
II Bsv	Sl3	2,53	15,98	46,72	10,65	7,22	5,26	11,63	23,14	65,23	
III ICv	Su2	4,73	32,43	38,36	9,28	6,26	4,41	4,52	19,95	75,52	
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Ae	1,55	3,29	4,12	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
II Bh	4,76	3,55	4,10	0,67	1,05	0,64	0,001	0,003	0,20		
II Bsv	1,19	4,21	4,77	0,21	0,51	0,40	0,002	0,005	0,33		
III ICv	n.b.	4,03	4,70	0,05	0,49	0,09	0,001	0,003	0,27		

Zur näheren Charakterisierung dieses Problems wurden schwermineralogische Analysen durchgeführt (vgl. Tab. 5.4.3). Die generelle Armut des Substrates an Feinmaterial ist wohl auf geringe Gehalte an Fremdkomponenten äolischen Eintrags (z.B. Lösslehm) zurückzuführen: Gegenüber der deutlich abgrenzbaren, fremdmaterialfreien Basislage steigt der Schluffgehalt im Solum nur um ca. 3 % und der Feinsandgehalt um nur ca. 8 % an. Außerdem dominieren in allen untersuchten

Tab. 5.4.3: Schwerminerale (Profil HRW2), Angaben in Korn-%; +: <1%

	Ae	II Bh	II Bsv	III ICv
Anatas	5	4	11	9
Augit	+	1	2	1
Brookit	-	-	-	+
Epidot	1	1	1	-
Grüne Hornbl.	-	-	1	-
Braune Hornbl.	1	4	3	1
Rutil	1	2	2	1
Staurolith	-	-	+	-
Titanit	-	1	1	-
Turmalin	59	55	51	45
Zirkon	32	32	29	42
Opak	54	48	49	48

Horizonten die stabilen, bunt-sandsteintypischen Schwerminerale wie Turmalin, Zirkon und Anatas.

Die Illuvialhorizonte enthalten darüber hinaus noch Anteile des Laacher See-Spektrums. Im Ae-Horizont sind diese Minerale in nur geringeren Prozentzahlen enthalten. Möglicherweise kann dies als Hinweis auf eine Schichtentrennung angesehen werden,

allerdings ist die Aussagekraft durch die ohnehin sehr geringen Prozentanteile eingeschränkt. Die sauren Bodenverhältnisse mit pH-Werten um 3,3 weisen auf sehr intensive chemische Verwitterungsprozesse hin, die eventuell zu einer Abwandlung des ursprünglichen Schwermineralspektrums führen könnten (vgl. THIEMEYER & V. KLITZING 1999). Gegen diese Möglichkeit sprechen die Ergebnisse von Untersuchungen durch POETSCH (1974), der anmerkt, dass die vulkanischen Gläser des Laacher See-Spektrums seit ihrer Ablagerung bestenfalls angewittert sind und ein Verlust an Mineralen durch völlige Verwitterung auch im



hier vorliegenden Fall deswegen unwahrscheinlich ist. Wenn die Unterschiede im Schwermineralspektrum zusammen mit den Varianzen in Farbe, Skelettgehalt und Bodenart tatsächlich Hinweise auf eine Schichtung des Profils geben, so wäre die Genese der obersten Schicht zu klären. Die nachweisbare starke frühere Nutzung des Untersuchungsraumes legt die Bildung von Kolluvien nahe. Gegen eine Genese der obersten Schicht als Solumsediment spricht vor allem der hohe Skelettgehalt. Auch finden sich keine weiteren „kolluvientypischen“ Merkmale wie ein erhöhter Anteil organischer Substanz, ein plattiges oder für stark sandige Substrate typisches krümeliges Gefüge oder Holzkohlereste. Ein anderer Erklärungsansatz wäre die Entstehung eines Erosionsresiduums aus dem oberen Teil der Hauptlage durch die bevorzugte Ausspülung von Feinmaterial, was zu einer relativen Anreicherung der Grobfractionen und des Skeletts führen würde. Der Nachweis einer solchen Entstehung fehlt indessen auch hier. Eine dritte Möglichkeit, die Entstehung als Oberlage (nach AD-HOC AG BODEN 2005), ist eher unwahrscheinlich, denn das Profil befindet sich in einer Höhenlage von nur 410 m ü. NN und damit nicht im typischen Verbreitungsgebiet einer solchen Bildung. Außerdem fehlen im hangaufwärtigen Bereich die Sedimentquellen, denn dort ist die Hauptlage mit feineren Korngrößen nahezu ubiquitär oberflächenbildend. Zur weiteren Erörterung dieser Frage wurden mikromorphologische Analysen durchgeführt.

### **Mikromorphologische Befunde**

Die Mikrostruktur des Ae-Horizontes ist stark bioturbat geprägt. Das Material ist nicht aggregiert, sondern bildet ein nahezu schwammiges, durch Bioporen gegliedertes Mikrogefüge (spongy microstructure). Es finden sich über den Dünnschliff verteilt sowohl feinsubstanzarme als auch feinsubstanzreiche Abschnitte (vgl. Abb. 5.4.10 und 5.4.11). Das Feinmaterial des Horizontes ist grau gefärbt und oft oberhalb von Sandsteinstückchen angereichert, die eine weitere vertikale Verlagerung verhindern (vgl. Abb. 5.4.12). Dass Feinsubstanz im Horizont transportiert wird, zeigt sich vor allem im unteren Teil des Dünnschliffs, wo in Hohlräumen eingespültes Feinmaterial, teilweise auch mikrolaminiert, angereichert ist (vgl. Abb. 5.4.13).

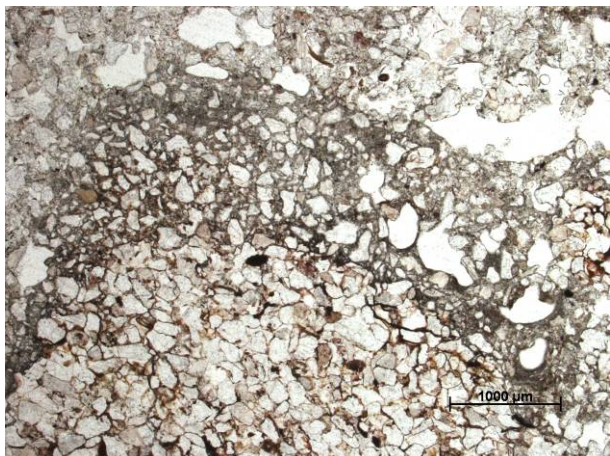
Ein zweiter Dünnschliff des Profils umfasst die unteren Zentimeter des Ae-Horizontes sowie Material beider Illuvialhorizonte. Die Zusammensetzung der Horizonte differiert im Schliffbild sehr stark: Während der Ae-Horizont aus Quarzkörnern und wenig grauer Feinsubstanz zusammengesetzt ist (vgl. Abb. 5.4.14), zeigt der Bh-Horizont im Feinmaterial viele Exkrementaggregate, ist reich an Organik und deswegen braun bis dunkelbraun gefärbt (vgl. Abb. 5.4.15). Der Bsv-Horizont ist wiederum durch weniger organische Anteile gekennzeichnet und hat aufgrund dessen eine heller braune Farbe. Außerdem sind Einspülungen braunen Tons zu erkennen (vgl. Abb. 5.4.16). Im Ae-Horizont treten wie schon im ersten Dünnschliff Verspülungen grauer Feinsubstanz in Erscheinung (vgl. Abb. 5.4.17). Im Bh-Horizont finden sich sehr viele Bioporen die locker mit stark organischem Material verfüllt sind (vgl. Abb. 5.4.18). Die Aggregate dieser Verfüllungen sind in der Regel als Losung zu identifizieren (vgl. Abb. 5.4.19). Die Toneinspülungen im Bsv-Horizont sind braun bis dunkelbraun gefärbt und lassen bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren scharfe Auslöschungslinien erkennen, was für eine gute Einregelung der Tonpartikel spricht (vgl. Abb. 5.4.20 und 5.4.21).



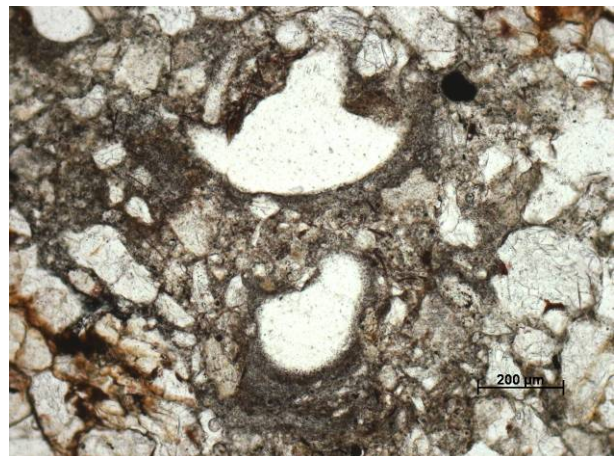
**Abb. 5.4.10:** Feinmaterialarmer Bereich des Ae-Horizontes



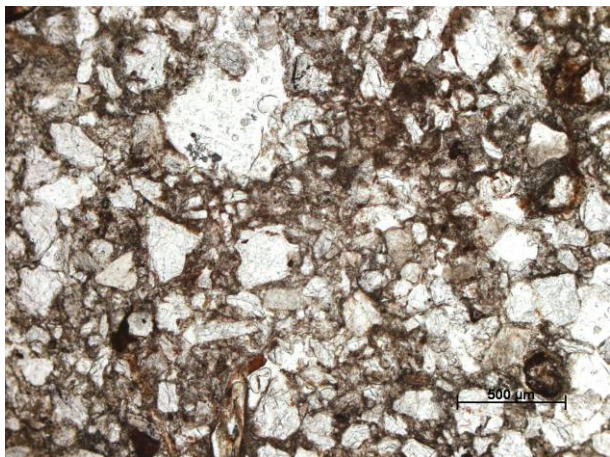
**Abb. 5.4.11:** Feinmaterialreicher Bereich des Ae-Horizontes



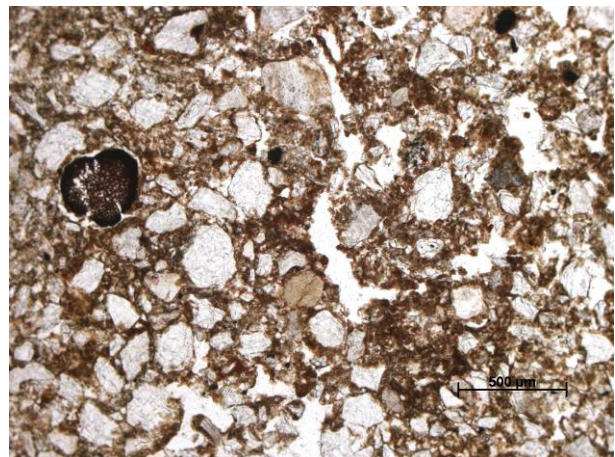
**Abb. 5.4.12:** Feinmaterialanreicherung auf einem Gesteinsstück



**Abb. 5.4.13:** Feinmaterialeinspülung im unteren Abschnitt des Ae-Horizontes



**Abb. 5.4.14:** Ae-Material, unterer Horizontabschnitt



**Abb. 5.4.15:** Materialzusammensetzung im Bh-Horizont



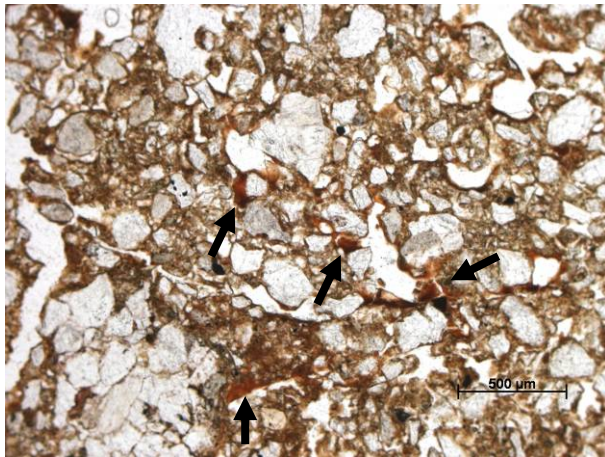


Abb. 5.4.16: Materialzusammensetzung im Bsv-Horizont  
schwarze Pfeile: Toneinspülungen

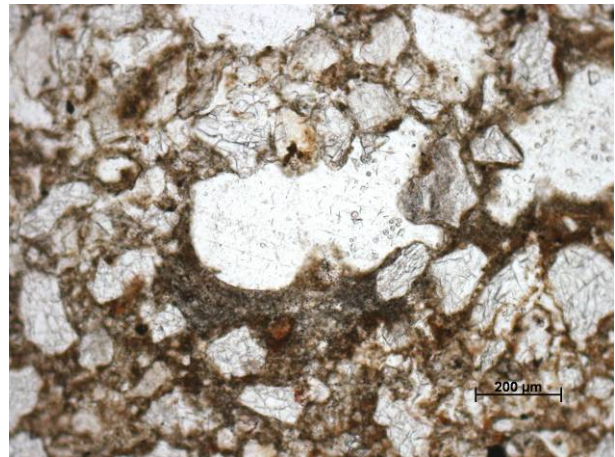


Abb. 5.4.17: Feinmaterialeinspülung im Ae-Horizont

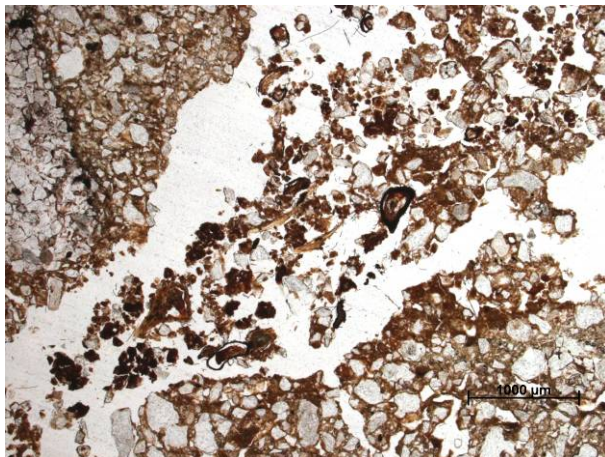


Abb. 5.4.18: Porenfüllung aus stark organischem  
Material

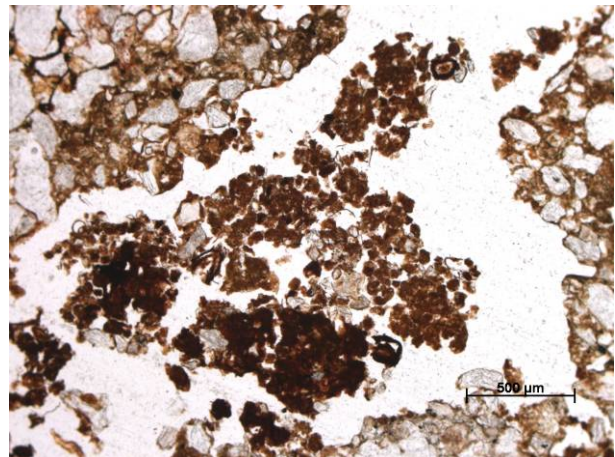


Abb. 5.4.19: Exkrememente

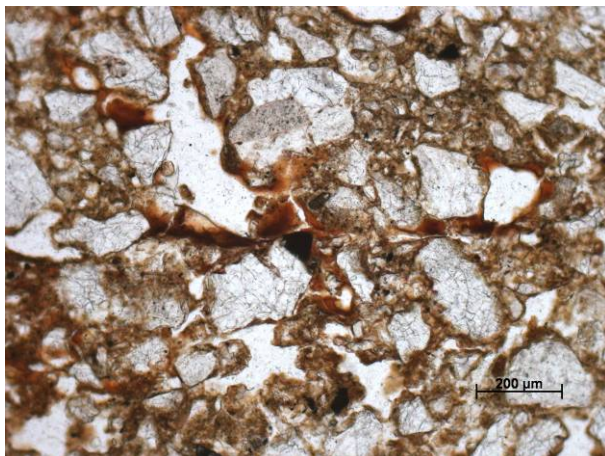


Abb. 5.4.20: Toneinspülung im Bsv-Horizont

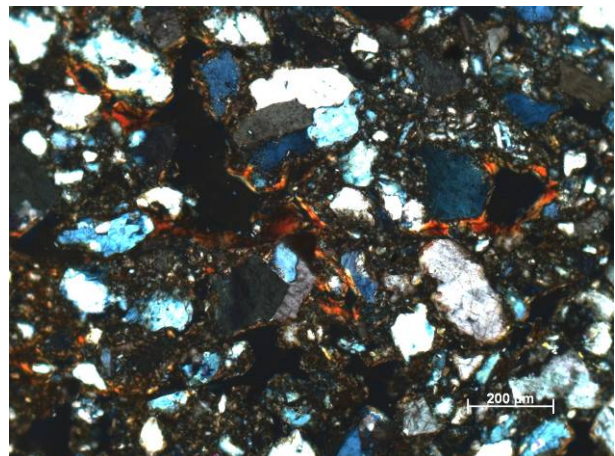


Abb. 5.4.21: wie 5.4.20, Auslöschungslinien bei ge-  
kreuzten Polarisatoren

Die mikromorphologischen Befunde sprechen eher für eine Unterscheidung des Solums in zwei Schichten: Besonders der Gehalt, die Zusammensetzung und die Färbung des Feinmaterials differieren zwischen dem Eluvial- und dem Illuvialbereich des Profils recht deutlich. Weitere Hinweise auf die Genese der obersten Schicht, z.B. ein Gehalt an Holzkohlestückchen, eine andere Mikrostruktur des Materials oder Lagerungsdichteunterschiede, konnten nicht gefunden werden. Eine wirklich sichere Ausweisung von zwei Sedimentdecken bleibt

also auch unter Einbeziehung der Mikromorphologie schwierig. Bodenbildungsprozesse sind dagegen durch die Dünnschliffanalysen klar ersichtlich. Folgt man der Definition für die Ausweisung einer Schichtung von STAHR & SAUER (2004: 4: „Schichtung liegt in Böden dann vor, wenn die vertikale Differenzierung in einem Substrat nicht als Differenzierung während der Bodenbildung erklärbar ist.“), so ist der Eluvialbereich des Bodenprofils als eigene Schicht abzugrenzen, denn die Skelettgehaltsunterschiede sind nicht mit pedogenetischen Prozessen zu begründen. Die Feinmaterialarmut des Ae-Horizontes kann nicht allein durch Materialverlagerung ins Liegende erklärt werden, denn die graue Feinsubstanz, die innerhalb des Ae-Horizontes verspült wird oder wurde, ist im liegenden Material nicht explizit nachweisbar. Die Anreicherung von Humus und Sesquioxiden im Bh- und Bsv-Horizont belegen jedoch, dass Stoffumlagerungen aus dem hangenden Material stattfinden oder in der Vergangenheit stattgefunden haben. Ebenso sind Tonverspülungen geringen Umfangs im Bsv-Horizont sichtbar. Bei den beschriebenen Phänomenen handelt es sich aber um Ergebnisse von Bodenbildungsprozessen, die nach der oben zitierten Definition keine Schichtung erzeugen. Ein sicherer Beweis der Abgrenzung des Eluvialbereichs des Bodenprofils als eigene Schicht liegt also nicht vor, die beschriebenen Hinweise, besonders die Unterschiede im Feinmaterialgehalt und Skelettanteilen, legen aber eine Schichtung des Profils nahe.

Im nur wenige Meter vom gerade beschriebenen Profil entfernt liegenden Profil HRW 3 (vgl. Abb. 5.4.1 und Abb. 5.4.2, Tab. 5.4.4) ist die Podsolierung weniger stark fortgeschritten.

Tab. 5.4.4: Profildatenblatt des Profils HRW3

Profil: HRW 3				Untersuchungsgebiet: Flörsbachtal							
Position: R 3534350 H 5551487 Höhe: ca. 415 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ae	20	7.5 YR 5/2	7.5 YR 3/3	koh	X4	Wg2	Wf2	-			
II Bv	50	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	koh	X3	Wg2	Wf3	-			
III ICv	75+	5 YR 6/3	5 YR 4/4	sub	X5	Wg2	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]			fU			T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
Ae	SI3	1,04	27,32	35,99	10,32	9,36	6,96	9,00	26,65	64,35	2,41
II Bv	SI2	1,76	24,38	42,08	11,00	8,41	5,32	7,05	24,73	68,23	2,76
III ICv	Ls4	1,76	17,81	38,01	11,00	7,61	6,28	17,52	24,90	57,58	2,31
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ae	5,02	3,30	3,87	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
II Bv	4,19	4,16	4,55	0,31	0,93	0,34	0,001	0,005	0,15		
III ICv	n.b.	4,04	4,93	0,08	0,84	0,10	0,001	0,004	0,17		

Zwar sind auch hier die oberen 20 cm des Solums durch eluviale Prozesse gebleicht, Illuvialhorizonte fehlen der Bodenbildung aber völlig. Im Liegenden des Ae-Horizontes schließt sich ein Verbraunungshorizont an. Bodenartlich (vgl. Sand-Schluff-Quotient) unterscheiden sich die Horizonte nur sehr wenig. Auch die Gefügebrauchung gleicht sich. Bezüglich des Grobbodengehalts sowie der Durchwurzelung bestehen aber Unterschiede. Die Konzentration von Feinwurzeln im Verbraunungsbereich ist vielleicht auch auf den etwas höheren pH-Wert des Horizontes zurückzuführen. Im Vergleich zum hangenden Material steigt der pH-Wert sprunghaft an. Trotzdem ist im Grenzbereich keine Anreicherung der aus dem Ae-Horizont ausgespülten Humusstoffe oder Sesquioxide zu finden. Der Bv-Horizont weist, be-

sonders im oberen Teil, eine humose Fleckung auf, die wohl für den recht hohen Gehalt an organischer Substanz verantwortlich und mit der intensiven Durchwurzelung des Materials zu begründen ist. Bis auf Skelettgehalt und Durchwurzelung sind zwischen dem Ae-Horizont und dem Bv-Horizont keine deutlichen Unterschiede in der Charakteristik vorzufinden, die auf Schichtentrennung hinweisen würden. Allerdings ist gerade der höhere Skelettgehalt im Ae-Horizont ein Merkmal, das durch pedogene Prozesse nicht beeinflusst wird und somit ein

**Tab. 5.4.5:** Schwerminerale (Profil HRW3),  
Angaben in Korn-%; +:<1%

	<b>Ae</b>	<b>II Bv</b>	<b>III ICv</b>
Anatas	10	8	13
Augit	+	3	1
Brookit	-	1	-
Epidot	-	1	-
Granat	-	+	-
Braune Hornbl.	1	6	+
Rutil	2	1	1
Titanit	+	1	-
Turmalin	44	48	53
Zirkon	43	31	32
Opak	46	44	51

starkes Argument für die Ausweisung als eigene Schicht angesehen werden muss. Zur weiteren Klärung wurde das Probenmaterial schwermineralogisch untersucht (vgl. Tab. 5.4.5).

Wie auch im Profil HRW 2 dominieren auch in diesem Material die buntsandsteintypischen Schwerminerale Turmalin, Zirkon und Anatas. Die Ergebnisse zeigen weiterhin, dass vorwiegend im Bv-Horizont auch andere Minerale, z.B. die typischen Minerale des Laacher See-Spektrums, vorzufinden sind. Im Ae-Horizont

kommen diese Minerale nur sporadisch vor. Auch wenn die kornprozentualen Unterschiede nur sehr gering ausfallen, sind sie aufgrund der geringen Gesamtgehalte an Fremdmaterial doch augenfällig und zumindest ein weiterer Hinweis auf die Abgrenzung des Ae-Horizontes als eigene Schicht. Dies gilt ebenso für die Charakterisierung des Untergrundhorizontes als Basislage. Das Schwermineralspektrum besteht nahezu völlig aus den buntsandsteintypischen Mineralen. Vereinzelt können durch Bioturbation Fremdmaterialzeiger in den Horizont gelangt sein. Viele weitere Merkmale, z.B. Skelettgehalt, Gefüge, Farbe und Durchwurzelung mit Feinwurzeln, unterstützen die Ausweisung als eigene Schicht.

### Mikromorphologische Befunde

Aufgrund des hohen Skelettgehaltes konnte nur eine Probe für die mikromorphologischen Analysen entnommen werden. Die Mikrostruktur des Bv-Horizontes ist stark bioturbat geprägt. In lockerer Lagerung findet sich Quarz in Sandkorngröße (vgl. Abb. 5.4.22), wobei die meisten Körner von Feinmaterial eingehüllt sind. Zwischen den Körnern lagern Mikroaggregate, häufig in Form von Enchytraeenlösung (vgl. Abb. 5.4.23). Neben der lockeren Lagerung des Materials sind zahlreiche biogene Hohlräume, Wurzeln, Sklerotien sowie Mykorrhiza-Pilzhyphen als Hinweise auf eine starke bioturbate Prägung im Dünnschliff erkennbar. In nicht aufgelockerten Bereichen der Probe ist das Material in subpolyedrischen Aggregaten konzentriert (vgl. Abb. 5.4.24), in denen die Sandkörner und die Feinsubstanz in dichter Lagerung vorliegen. Analog zu dem Bv-Horizont in Profil HRW 1 und dem II Bsv-Horizont in Profil HRW 2 treten auch im vorliegenden Bv-Horizont Toneinspülungen in geringem Umfang auf: Der Ton ist überwiegend braun gefärbt (vgl. Abb. 5.4.25 und 5.4.26) und die einzelnen Partikel sind recht gut eingeregelt, wie die Auslöschungsmerkmale bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren zeigen. Die im Dünnschliff vorhandenen Aggregate mit dichter



Mikrostruktur weisen keinerlei Anzeichen von Verlagerung auf. Wahrscheinlich stellen sie Reste der ursprünglichen Mikrostruktur des Sedimentes dar, die durch intensive bioturbate Prozesse überformt wurde.

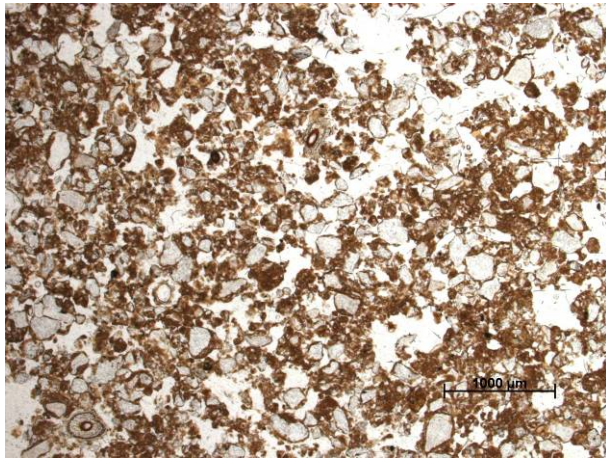


Abb. 5.4.22: Mikrostruktur des Bv-Horizontes

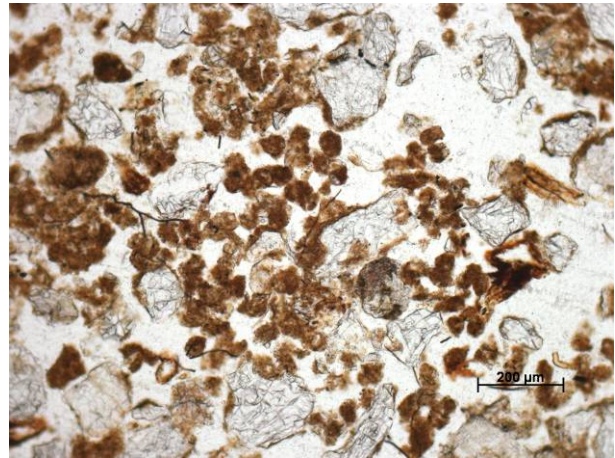


Abb. 5.4.23: Enchytraeenlösung

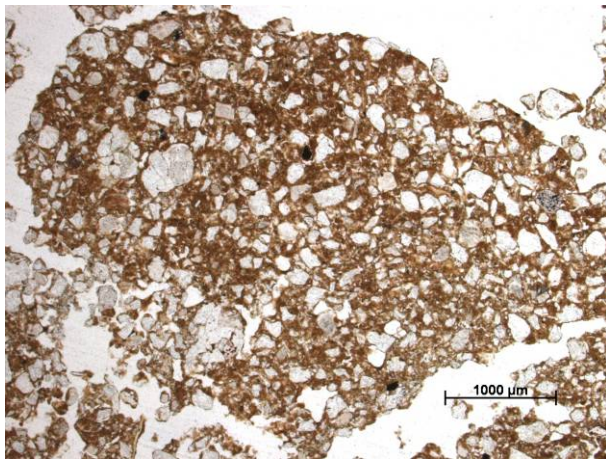


Abb. 5.4.24: Aggregat im Bv-Horizont

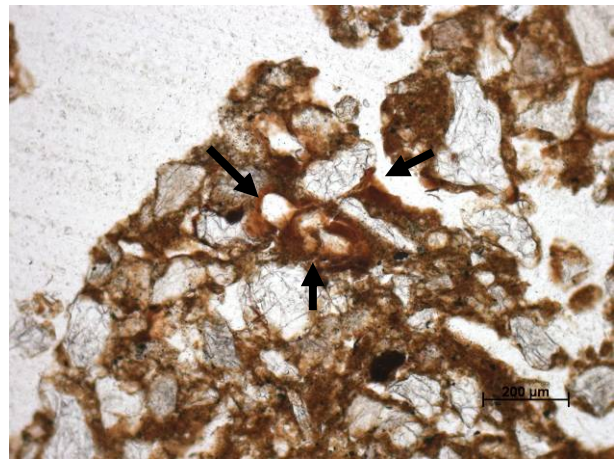


Abb. 5.4.25: Toneinspülung im Bv-Horizont (Pfeile)

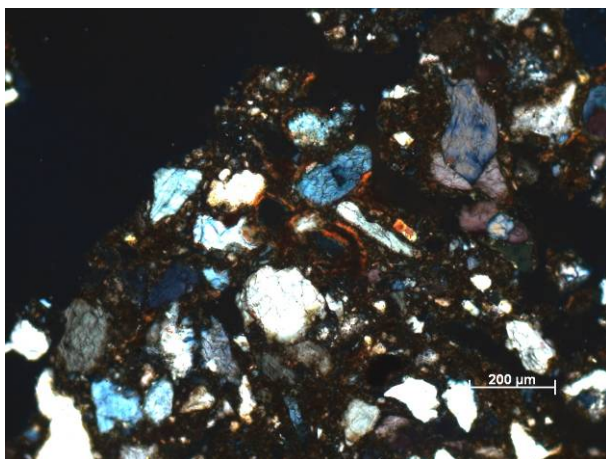


Abb. 5.4.26 wie 5.4.25, Auslöschungsmerkmale bei gekreuzten Polarisatoren

Ein weiteres Profil (HRW4, vgl. Abb. 5.4.27 und Abb. 5.4.28, Tab. 5.4.6), dessen Schichtung nur sehr schwierig zu belegen ist, befindet sich am nordwestexponierten Mittelhang der Haurainswand einige hundert Meter östlich der bislang beschriebenen Profile.

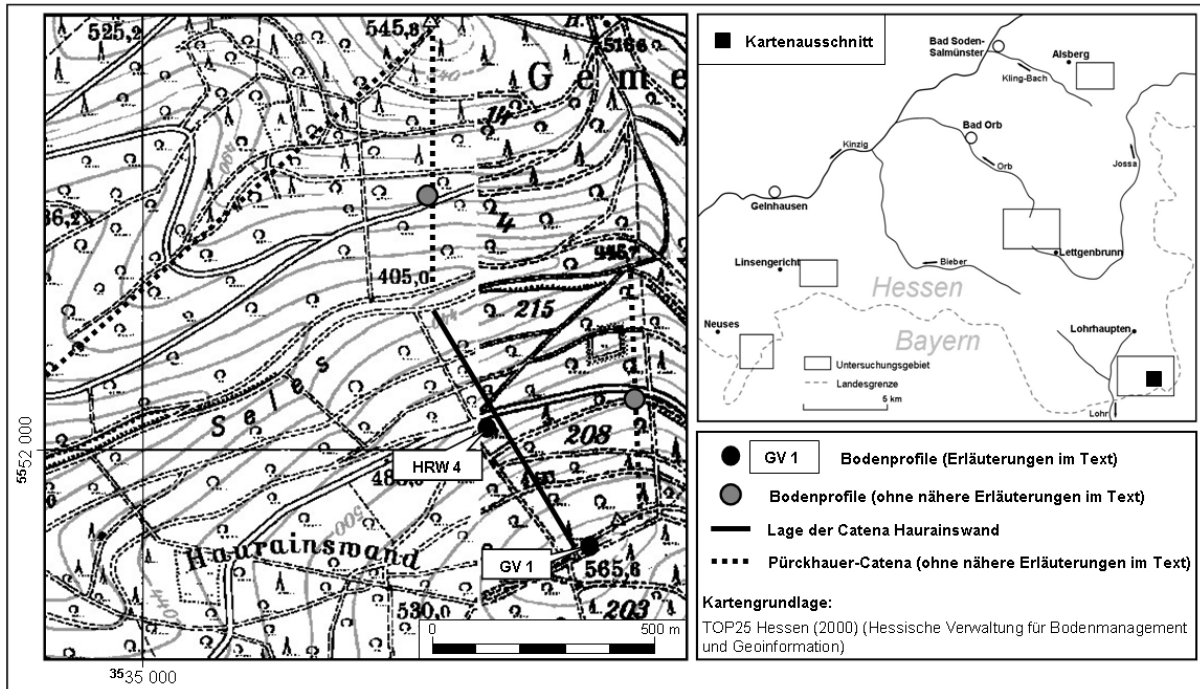


Abb. 5.4.27: Lage der Profile HRW4, GV1 und der Catena Haurainswand

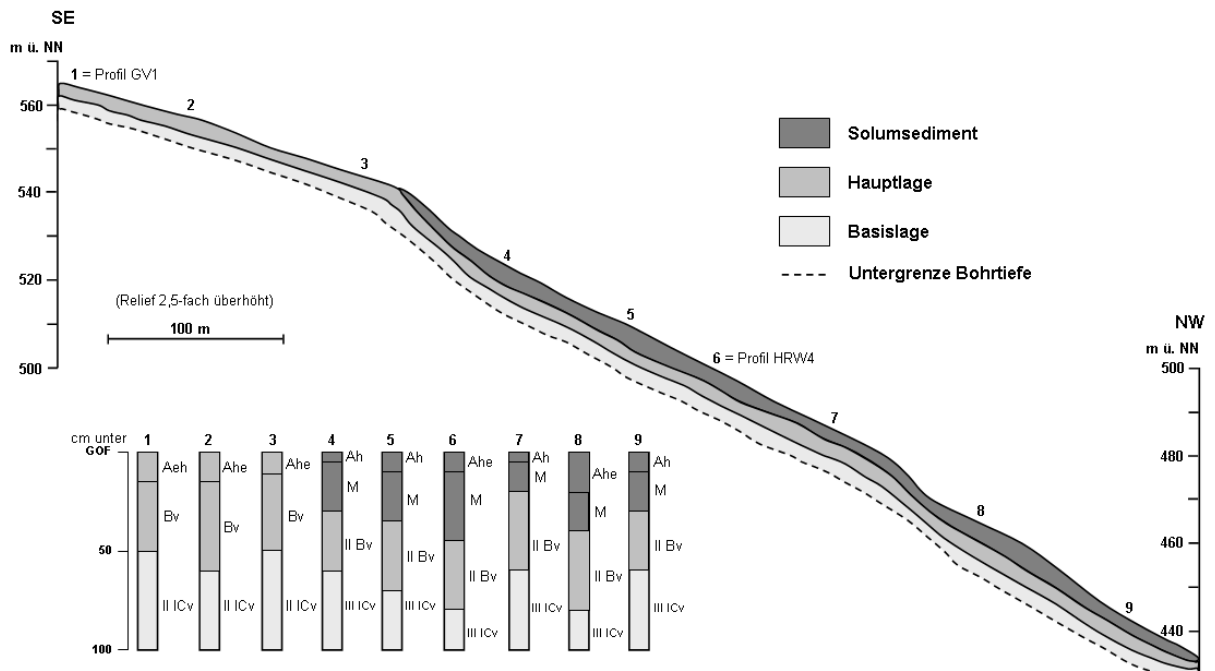


Abb. 5.4.28: Catena Haurainswand, Mächtigkeit des oberflächennahen Untergrundes stark überhöht

Auf den ersten Blick handelt es sich um eine extrem mächtige Braunerdebildung, deren Solum bis in eine Tiefe von 80 cm reicht. Bei genauerer Betrachtung fällt aber bereits im Gelände auf, dass die oberen 45 cm des Profils lockerer gelagert sind und eine krümelige Ge-

fügeausprägung aufweisen. Der als II Bv-Horizont ausgeschiedene Profillbereich gleicht dem hangenden Material im Skelettgehalt und der Feinbodenart, allerdings ist er etwas dichter gelagert und sein Gefüge ist kohärent bis subpolyedrisch ausgebildet, die Durchwurzelung mit Grobwurzeln nimmt zu.

Tab. 5.4.6: Profildatenblatt des Profils HRW4

Profil: HRW 4				Untersuchungsgebiet: Flörsbachtal							
Position: R 3535777 H 5552062 Höhe: ca. 500 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	10	7.5 YR 5/2	7.5 YR 3/2	koh-sub	X3	Wg1	Wf2	-			
M	45	7.5 YR 6/6	7.5 YR 4/6	kru	X3	Wg2	Wf3	-			
II Bv	80	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/6	koh-sub	X3	Wg3	Wf3	-			
III ICv	110+	5 YR 6/4	5 YR 4/6	ein-koh	X5	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]							Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
Ahe	SI3	1,16	28,09	40,21	10,45	7,30	3,65	8,69	21,40	69,92	3,27
M	SI3	1,29	27,22	37,39	11,60	7,46	4,50	10,54	23,57	65,90	2,80
II Bv	SI3	2,47	25,82	37,20	10,20	7,94	4,79	11,59	22,93	65,48	2,90
III ICv	Su2	3,64	26,05	53,55	8,56	4,16	1,73	2,31	14,45	83,24	5,76
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	3,34	4,04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	2,38	3,93	4,45	0,30	0,65	0,47	0,009	0,012	0,72		
II Bv	0,72	4,46	4,57	0,21	0,61	0,34	0,008	0,019	0,40		
III ICv	n.b.	4,39	4,68	0,02	0,29	0,09	0,004	0,008	0,49		

Bohrungen in der Umgebung des Profils zeigen kleinräumige Wechsel erodierter Profile und kolluvial überdeckter Böden. Besonders im hangaufwärtigen, recht steilen Bereich sind erosiv verkürzte Profile zu finden, so dass es sich bei den oberen Dezimeter des aufgeschlossenen Profils wohl um eine kolluviale Bedeckung handelt. Die Laboranalysen belegen einen höheren Gehalt an organischer Substanz für das Solumsediment sowie einen etwas niedrigeren pH-Wert. In weiteren untersuchten Eigenschaften gleichen sich die Sedimente dagegen. Die Ausgliederung des III ICv-Horizontes als Basislage ist wie schon in den bereits beschriebenen Profilen unstrittig. Eine deutliche Zunahme im Skelettgehalt, der Rückgang der Durchwurzelung, die veränderte Feinbodenzusammensetzung sowie Wechsel der Färbung und des Gefüges belegen die Eigenständigkeit der Sedimentdecke.

### Mikromorphologische Befunde

Für die mikromorphologische Analyse des Bodenprofils konnten dem M- und dem II Bv-Horizont ungestörte Bodenproben entnommen werden. Eine Beprobung der Basislage war aufgrund des hohen Skelettanteils nicht möglich.

Die Mikrostruktur des Kolluviums ist nahezu im gesamten Schliffbereich sehr stark bioturbat aufgelockert (vgl. Abb. 5.4.29). Nur vereinzelt finden sich dichter gepackte Partien, die von vielen Bioporen durchsetzt sind und nur einen sehr geringen Anteil des Dünnschliffs ausmachen. Im gesamten Schliff ist eine große Anzahl von Wurzeln, Sklerotien und Enchytraeenlösung verbreitet. Außerdem treten in geringem Umfang braun gefärbte Toneinspülungen auf (vgl. Abb. 5.4.30). Die Tonpartikel sind sehr gut eingeregelt, wie die Auslöschungslinien bei Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren zeigen (vgl. Abb. 5.4.31). Die Mikrostruktur des



II Bv-Horizontes ist im Unterschied zum hangenden Material recht kompakt. Sandkörner und Feinsubstanz sind dicht gepackt. Bei den wenigen Auflockerungen des Materials handelt es sich fast ausschließlich um wiederverfüllte Gänge und Kammern (vgl. Abb. 5.4.32). Neben diesen Bioporen treten vereinzelt Risse im Material auf, das aber keinerlei Aggregation zeigt. Das Feinmaterial ist im Schliff nicht gleichmäßig verteilt: Es finden sich nebeneinander Bereiche mit viel oder wenig Feinsubstanz zwischen den Sandkörnern (vgl. Abb. 5.4.33).

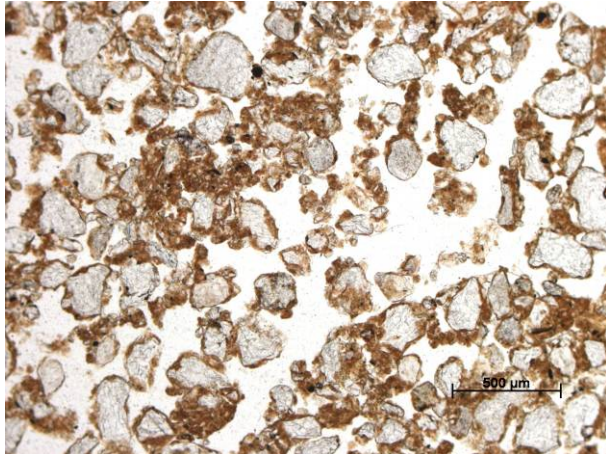


Abb. 5.4.29: Lockere Mikrostruktur des Kolluviums

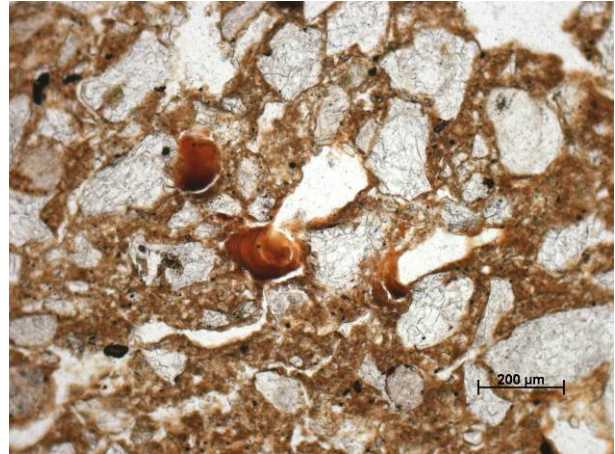


Abb. 5.4.30: Toneinspülungen im Kolluvium

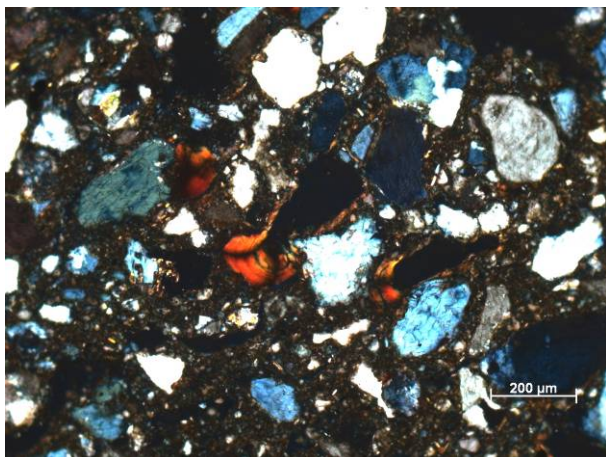


Abb. 5.4.31: wie 5.4.30, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren

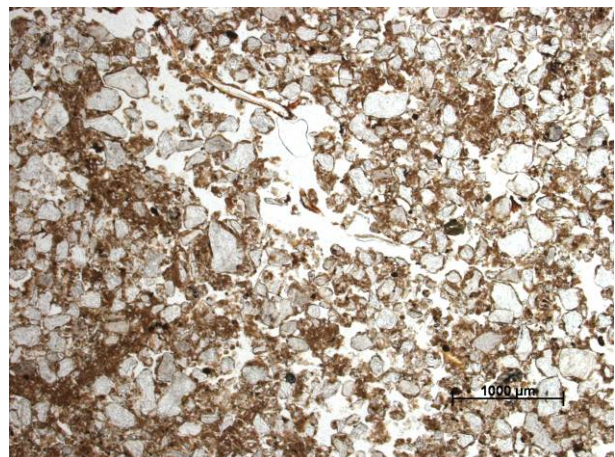


Abb. 5.4.32: verfüllte Biopore im II Bv-Horizont

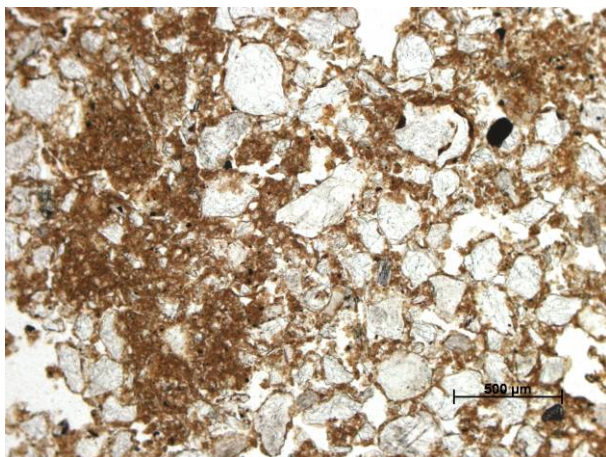


Abb. 5.4.33: ungleichmäßige Verteilung der Feinsubstanz zwischen den Sandkörnern im II Bv-Horizont

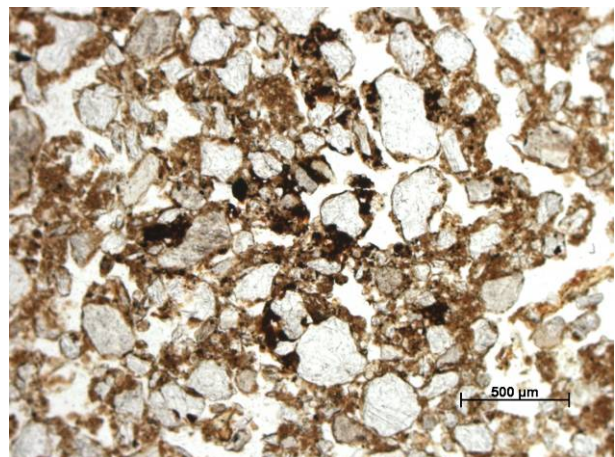


Abb. 5.4.34: Eisenoxidimprägnierungen



Im Vergleich mit dem Dünnschliff des Kolluviums sind im Schliff des II Bv-Horizontes weniger Wurzeln und Sklerotien vorhanden, Enchytraeenlösung tritt gar nicht in Erscheinung. In vielen Bereichen des Dünnschliffs sind Eisenoxidimpregnierungen vorhanden (vgl. Abb. 5.4.34). Solumsediment und Hauptlage unterscheiden sich mikromorphologisch vor allem durch ihre Mikrostruktur. Außerdem ist die Bioturbation im Kolluvium deutlich stärker ausgeprägt. Die Materialzusammensetzung dagegen variiert ebenso wenig wie die Anteile von größeren Partikeln und Feinsubstanz. Die Toneinschlümmungen im Solumsediment sind ungestört, das heißt, erst nach der Akkumulation des Materials entstanden. Sie sind Beleg rezent ablaufender Lessivierungsvorgänge, die zwar nur in geringem Umfang aber trotz des niedrigen pH-Wertes (pH 3,93, gemessen in CaCl<sub>2</sub>) und parallel zur Podsolierung (Ahe-Horizont des Profils) ablaufen.

Im flachen Kuppenbereich der Haurainswand, einige hundert Meter hangaufwärts des eben beschriebenen Profils gelegen, wurde das Profil GV 1 (vgl. Abb. 5.4.27 und Abb. 5.4.28, Tab. 5.4.7) angelegt.

Tab. 5.4.7: Profildatenblatt des Profils GV1

Profil: GV 1				Untersuchungsgebiet: Flörsbachtal							
Position: R 3535982 H 5551760 Höhe: ca. 560 m ü. NN				Topographische Karte: 5822 Wiesen							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
A(e)h	15	7.5 YR 4/1	7.5 YR 3/1	koh	X2	Wg2	Wf4	-			
Bv	50	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/6	koh	X2	Wg2	Wf3	-			
II ICv	60+	5 YR 6/3	5 YR 4/6	ein	X4	Wg1	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]						T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU	fU				
A(e)h	SI2	0,32	34,40	45,20	7,29	4,73	2,81	5,25	14,84	79,92	5,39
Bv	SI2	0,52	36,65	42,94	5,24	4,05	2,86	7,74	12,15	80,11	6,59
II ICv	Ss (mSgs)	0,86	55,66	36,04	4,66	1,44	0,33	1,00	6,44	92,57	14,37
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
A(e)h	n.b.	2,97	3,63	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Bv	1,79	3,99	4,35	0,31	0,57	0,55	0,011	0,013	0,87		
II ICv	n.b.	4,41	4,81	0,02	0,14	0,12	0,002	0,003	0,57		

Bei dem ausgebildeten Bodenprofil handelt es sich um eine Braunerde aus Hauptlage über Basislage, deren Schichtgrenze eindeutig durch den Wechsel nahezu aller untersuchten Eigenschaften nachweisbar ist. Besonders augenfällig sind dabei die Veränderung des Gefüges, der Durchwurzelung, die starke Zunahme des Skelettanteils sowie der Sprung des Sand-Schluff-Quotienten. Im Gegensatz zur Grenze der Sedimentdecken ist die liegende Horizontgrenze des Verbraunungsbereichs im Profil nicht scharf abgebildet. Die braune Färbung überschreitet die Schichtgrenze und greift zungenförmig auf das Basislagenmaterial über. Die Durchwurzelung folgt der Bodenbildung nicht. Ebenso scheint die Faunalturbation sich auf die Hauptlage zu beschränken, denn die Analyseergebnisse der Schwermineraluntersuchungen (vgl. Tab. 5.4.8) weisen für den Bv-Horizont die Laacher See-Zeigerminerale aus, die im untersuchten Basislagenmaterial komplett fehlen und somit auch nicht bioturbat in die Sedimentdecke eingemischt wurden.

Die Ergebnisse zeigen außerdem die starke Dominanz des Buntsandsteinspektrums, auch in der Hauptlage, was in Zusammenschau mit den geringen Schluffgehalten auf den geringen

Anteil äolisch eingetragenen Fremdmaterials hinweist. Ebenso schwierig wie eine scharfe Abgrenzung des Bv-Horizontes zum II ICv-Horizont, erscheint die Identifikation einer klaren Horizontgrenze des A(e)h-Horizontes. Die humosen Anteile des Materials sind ungleichmäßig verteilt, so dass der Horizont fleckig gefärbt ist. In einigen Bereichen erscheint das Material als gleichmäßig humos, in anderen Bereichen violettstichig und gebleicht. Im Horizont verteilt tritt außerdem fleckenhaft nichthumoses Bv-Material auf. Wahrscheinlich handelt es

**Tab. 5.4.8:** Schwerminerale (Profil GV1), Angaben in Korn-%; +:<1%

	Bv	II ICv
Anatas	8	7
Augit	5	-
Epidot	1	-
Glimmer	-	1
Braune Hornbl.	6	-
Rutil	3	2
Titanit	1	-
Turmalin	36	54
Zirkon	41	36
Opak	38	45

sich dabei um Verfüllungen von Grabgängen größerer Bodenwühler. Der Übergang zum liegenden Bv-Horizont erfolgt fleckig und zungenförmig verzogen.

Aufgrund der geringen Reliefenergie ist bei diesem Profil anzunehmen, dass vor allem kryo- und bioturbate Prozesse die Struktur und Materialzusammensetzung der periglaziären Lagen geprägt und überformt haben. Die Schichtgrenze zwischen Haupt- und Basislage ist scharf ausgebildet. Da äolisch eingetragenes Fremdmaterial ausschließlich auf die Hauptlage beschränkt ist, muss, wenn man von einer rein krypturbaten Genese der Hauptlage ausgeht, die heute als Basislage vor-

handene Sedimentdecke gefroren gewesen sein, als die Vermischung mit dem Fremdmaterial stattgefunden hat. Eine rein bioturbate Vermengung von Basislagenmaterial mit äolisch eingetragenen Sedimenten erscheint dagegen unwahrscheinlich, da sie der scharfen Begrenzung der Sedimentdecken entgegenwirken würde. Eine anthropogene Nutzung und Überprägung des Substrates ist anzunehmen, wenngleich Materialverlust durch erosive Prozesse wegen der fehlenden Neigung des Geländes eher nicht zu erwarten ist. Somit ist die Hauptlage wahrscheinlich noch in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit vorhanden.

### Mikromorphologische Befunde

Aufgrund des hohen Skelettgehaltes konnte die Basislage nicht für mikromorphologische Analysen beprobt werden. Die Entnahme ungestörter Proben im Übergangsbereich Hauptlage/Basislage scheiterte leider aufgrund des hohen, nicht aggregierten Sandanteils der Basislage. Das Material rieselte trotz vorsorglicher Anfeuchtung aus den Probennahmebehältern. Deswegen können im Folgenden nur die Ergebnisse der mikroskopischen Auswertung des Bv-Materials präsentiert werden.

Das Material besteht überwiegend aus locker gelagertem Quarz in Sandkorngröße. Zwischen den Sandkörnern, die eine meist sehr dünne braune Hülle tragen, ist das wenige vorhandene Feinmaterial in Form kleiner Aggregate, häufig als Enchytraeenlösung, im Dünnschliff zu sehen (vgl. Abb. 5.4.35). Das Material ist ungegliedert und zeigt keinerlei Aggregation. Die gleichmäßige Struktur wird nur durch biogene Hohlräume, die teilweise wiederverfüllt sind, und eingelagerte Sandsteinstückchen unterbrochen. Neben den Bioporen finden sich in allen Bereichen des Dünnschliffs Wurzeln und Sklerotien. Bis auf die braunen Hüllen der Sandkörner, die zweifellos Resultat der Verbraunung sind, treten, abgesehen von der Bioturbation, keine Hinweise auf weitere pedogenetische Prozesse in Erscheinung. So

konnten weder Tonverspülungen noch Eisenoxid-Anreicherungen wie in Schliffen anderer Bv-Horizonte des Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden. Als Einzelphänomen fand sich im unteren Teil des Dünnschliffs ein knapp 1 mm großes Holzkohlestück (Abb. 5.4.36). Da es sich allerdings in einer wiederverfüllten Biopore befindet, ist von einer bioturbaten Einbringung in das Material auszugehen. Sowohl im Dünnschliff als auch makroskopisch im Profil konnte keine weitere Holzkohle identifiziert werden.



Abb. 5.4.35: Mikrostruktur des Bv-Horizontes

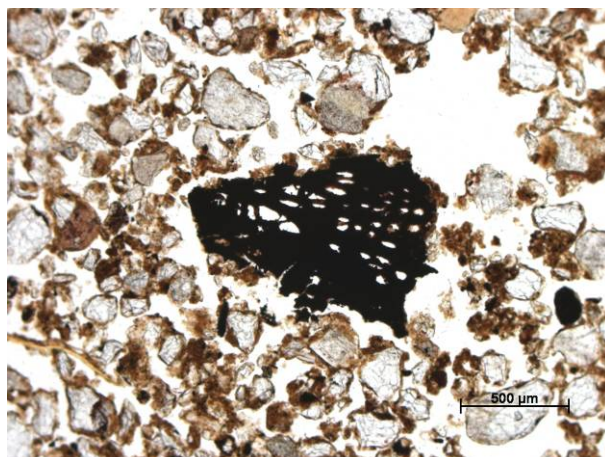


Abb. 5.4.36: Holzkohlestückchen

Ein Beispiel für die anthropogene Überformung von Bodenprofilen stellt das Profil KT (vgl. Abb. 5.4.1, Tab. 5.4.9) an der Einmündung des Kolbentals in das Spörckelbachtal dar. Der Aufschluss wurde am südwestexponierten Unterhang in der unmittelbaren Umgebung einer ehemaligen Glashütte angelegt. Fundamentreste sowie Schlacke und Glas lassen sich im Gelände bis heute auffinden. Gleiches gilt für die zahlreichen Meilerplatten in der näheren Umgebung.

Tab. 5.4.9: Profildatenblatt des Profils KT

Profil: KT					Untersuchungsgebiet: Flörsbachtal						
Position: R 3534622 H 5552070 Höhe: ca. 395 m ü. NN					Topographische Karte: 5822 Wiesen						
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ahe	20	7.5 YR 5/1	7.5 YR 3/1	koh-sub	X5	Wg1	Wf1-2	-			
Ae	30/55	7.5 YR 7/2	7.5 YR 4/2	koh-sub	X5	Wg1	Wf1-2	-			
II Bh	52/60	10 YR 4/3	10 YR 4/2	koh-sub	X6	Wg2	Wf3	-			
II Bsv	80/85	7.5 YR 6/6	7.5 YR 4/4	kru-kit	X6	Wg1	Wf2	-			
III ICv	100	7.5 YR 6/4	7.5 YR 4/4	ein	X6	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ahe	Su3	2,08	32,70	29,20	15,71	11,11	4,73	4,47	31,55	63,98	2,03
Ae	Su3	1,74	24,96	29,01	17,88	13,62	7,46	5,33	38,96	55,71	1,43
II Bh	Sl4	1,01	22,10	28,67	16,07	11,70	5,79	14,66	33,56	51,78	1,54
II Bsv	Sl3	1,78	23,85	29,65	15,93	13,00	5,99	9,81	34,92	55,27	1,58
III ICv	Sl2	7,99	38,88	28,28	7,86	6,59	4,62	5,78	19,08	75,14	3,94
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ahe	n.b.	2,86	3,35	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
Ae	1,24	3,22	3,86	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
II Bh	6,48	3,24	3,75	0,66	0,98	0,67	0,001	0,002	0,24		
II Bsv	2,64	4,10	4,50	0,44	0,88	0,50	0,002	0,004	0,45		
III ICv	n.b.	4,20	4,57	0,11	0,43	0,25	0,000	0,002	0,19		

Der oberflächennahe Untergrund des untersuchten Unterhangs zeichnet sich durch extrem hohe Skelettgehalte aller Schichten aus. Das wenige Feinmaterial zwischen den Steinen und Blöcken ist darüber hinaus recht sandig und neigt zur Podsolierung. Besonders ausgeprägt ist dies am vorliegenden Profil zu erkennen. Die Bodenbildung ist durch einen sehr mächtigen, bis in 55 cm Tiefe reichenden Eluvialbereich gekennzeichnet, außerdem lassen sich zwei Illuvialhorizonte ausgliedern. Die Unterscheidung und Abgrenzung der periglaziären Lagen und möglicherweise vorhandener quasinatürlicher bzw. sogar künstlicher Sedimentdecken gestaltet sich schwierig. Die Basislage (III ICv-Horizont) lässt sich vor allem durch ihr Gefüge, die fehlende Durchwurzelung und einem Sprung im Sand-Schluff-Quotienten von den anderen Schichten unterscheiden. Sie variiert damit in ihren Eigenschaften nur wenig gegenüber anderen Basislagen des Untersuchungsgebietes. Das Solum des Profils ist in vier Horizonte gegliedert, die sich offenbar in zwei Sedimentdecken ausgebildet haben, wobei der Eluvialbereich der einen und der Illuvialbereich des Bodens der anderen Schicht zuzuordnen ist. Hinweise darauf liefern der unterschiedliche Skelettanteil sowie der Wechsel in der Durchwurzelung. Der Sand-Schluff-Quotient liefert in diesem Fall keine aussagekräftigen Abweichungen, allein der Tongehalt steigt zum II Bh-Horizont stark an. Da dies aber auch

**Tab. 5.4.10:** Schwerminerale (Profil KT), Angaben in Korn-%; +: <1%

	Ae	II Bh	II Bsv	III ICv
Anatas	15	10	8	6
Augit	-	2	1	-
Epidot	+	3	3	-
Granat	-	+	-	-
Grüne Hornbl.	+	+	+	-
Braune Hornbl.	+	1	3	-
Rutil	3	3	2	2
Titanit	+	1	1	+
Turmalin	39	37	40	40
Zirkon	42	43	41	51
Opak	43	43	45	48

Folge bodenbildender Prozesse sein kann, ist dieses Merkmal für die Unterscheidung der Schichten nur sehr eingeschränkt nutzbar.

Bessere Anhaltspunkte liefern dagegen die Ergebnisse der schwermineralogischen Analysen (vgl. Tab. 5.4.10): Wie in allen anderen untersuchten Proben dieses Untersuchungsgebietes dominieren auch im vorliegenden Profil die buntsandsteintypischen Schwerminerale (Zirkon, Turmalin und Anatas) das Spektrum aller analysierten Horizonte. Besonders ausgeprägt ist dies im III ICv-Horizont (Basislage) der Fall. Beide Illuvialhorizonte weisen neben den stabilen Schwermineralen aber auch Anteile von untersuchungsgebietsfremden Mineralen auf. Die Minerale des Laacher See-Spektrums sind, wenn auch nur in geringen Prozentzahlen, nachweisbar. Speziell diese Minerale lassen sich im Ae-Horizont nur noch vereinzelt finden, was einen Hinweis auf eine möglicherweise vorhandene Schichtgrenze gibt. Da auch in weiteren untersuchten Profilen sich Sedimentdecken im Hangenden der Hauptlage durch vergleichbare Eigenschaften des Schwermineralspektrums auszeichnen, liegt der Schluss nahe, dass es sich auch im vorliegenden Fall um eine eigenständige Schicht handelt. Unterstützt wird dieses Argument, wie schon erwähnt, durch den geringeren Skelettgehalt und Änderungen in der Durchwurzelung.

Die genaue Genese dieser Schicht bleibt aber offen: Die Erkenntnisse geben keine Hinweise darauf, ob es sich um ein quasinatürliches Solumsediment oder ein anthropogen umgelagertes Material handelt. Eine natürliche Bildung im Sinne einer Oberlage ist aufgrund der starken anthropogenen Überformung des Standorts auszuschließen. Außerdem kann es sich



nicht um ein Erosionsresiduum des oberen Teils der Hauptlage handeln, bei der ansonsten von einer ursprünglichen Mächtigkeit von bis zu 85 cm auszugehen wäre, was für das gesamte Untersuchungsgebiet als untypisch angesehen werden müsste. Außerdem wäre der Skelettanteil im Vergleich zur Hauptlage wohl angereichert und nicht geringer, wie es der Fall ist. Die Entnahme von ungestörten Bodenproben für mikromorphologische Untersuchungen, die vielleicht weitere Hinweise bezüglich der Sedimentgenese liefern könnten, war aufgrund des hohen Skelettgehaltes unmöglich.

### **Zusammenfassung Untersuchungsgebiet Flörsbachtal**

Der dominierende Bodentyp des Untersuchungsgebietes, der in allen Höhenlagen, Relief-einheiten sowie Expositionen zu finden ist, ist die Braunerde. Das heute ausschließlich forstlich genutzte Areal unterlag in der Vergangenheit unterschiedlichsten Landnutzungsansprüchen, die bis heute im Relief und dem oberflächennahen Untergrund ihre Spuren hinterlassen haben: Nachgewiesen sind eine Ziegel- und eine Glashütte im Spörckelbachtal sowie die Ackernutzung im Bereich Heiligenküppel, die durch Ackerkanten im heutigen Forst erkennbar ist. Außerdem finden sich über den gesamten Untersuchungsraum verteilt zahlreiche Meilerplatten als Zeugnisse der Holzkohleproduktion. Diese Nutzungsformen gehen mit einer, zumindest teilweisen, Entwaldung einher. Wenn die Bodenbedeckung fehlte, wurde damit Erosionsprozessen Vorschub geleistet. Deswegen kommen im Untersuchungsgebiet Braunerden in unterschiedlichstem Erosions- bzw. Kolluviationszustand vor, wobei die Extremvarianten, also ein kompletter erosiver Verlust der Hauptlage bzw. sehr mächtige Solumsedimente (> 50 cm), nicht gefunden wurden.

An fast allen Standorten zeigt sich zumindest in den Oberböden der Trend zur Podsolierung, so tragen die meisten Braunerden Ahe-Horizonte. Stärkere Podsolierungserscheinungen wie Ae- oder Illuviationshorizonte, also Bodentypen, die schon als Podsol-Braunerden oder Braunerde-Podsole, einzustufen wären, sind nur in Profilen ausgebildet, in denen die Hauptlage durch eine weitere Schicht bedeckt ist. Die Genese dieser Schicht ist nicht zweifelsfrei erklärbar. Von typischen Kolluvien unterscheidet sie sich vor allem durch einen geringen Feinmaterialanteil, die Schluffarmut sowie durch einen erhöhten Grobbodenanteil. Der höhere Skelettgehalt und eine sandigere und tonärmere Bodenart grenzt das Material auch von der Hauptlage ab. Häufig bestehen auch Unterschiede in der Durchwurzelungsintensität zwischen der Hauptlage und dem hangenden Material. Der geringere Gehalt an feinen Korngrößen, der höhere Grobbodenanteil und die immer verringerte Mächtigkeit der Hauptlage unter diesem Material machen eine Genese dieser Schicht als Erosionsresiduum der Hauptlage wahrscheinlich. Möglicherweise steht seine Genese auch im Zusammenhang mit der Nutzung in der Vergangenheit. Wenn Entwaldung Erosionsprozesse förderte, ist davon auszugehen, dass vor allem die feineren Korngrößen zuerst vom Abtrag betroffen waren, das gröbere Substrat reicherte sich dann relativ an. Auch Bodenbearbeitungen, wie z.B. Hackwaldwirtschaft, könnten sich begünstigend auf die Abtragungsprozesse ausgewirkt haben. In der Sedimentdecke sind manchmal Ahe-, meist jedoch Ae-Horizonte ausgebildet, die Podsolierung ist also weitaus stärker ausgeprägt als in Profilen, denen diese Schicht fehlt. Die Feinmaterialarmut ist besonders auf geringere Anteile von dem Untersuchungsgebiet

fremden Komponenten zurückzuführen. Aber gerade diese äolischen Bestandteile der periglaziären Lagen, wie z.B. Lösslehm oder Laacher See-Tuff, sind für die Nährstoffversorgung, Wasserspeicherung und Pufferung entscheidende Komponenten, die den geringen Basengehalt und die hohe Wasserdurchlässigkeit der Substrate in Buntsandsteingebieten verbessern. Fehlen sie, so schreitet die Versauerung aufgrund fehlender Puffersubstanzen besonders schnell voran. Dabei scheint das Sand-Schluff-Verhältnis, das nach FRIED (1984) die Podsolierung begünstigt, wenn es sechs überschreitet, keine wesentliche Rolle zu spielen, denn die Quotienten aller untersuchten Profile bleiben deutlich hinter diesem Wert zurück. Möglicherweise ist auch die Nutzungsintensität in der Vergangenheit mitentscheidend für die Intensität der Podsolierung. Alle Nutzungsformen, die für das Untersuchungsgebiet zweifelsfrei nachgewiesen sind, z.B. Holzentnahme, Ackerbau, Holzkohleherstellung, Pottaschegewinnung für die Glasherstellung usw., gehen mit Nährstoffentzug einher und leisten in den ohnehin schon nährstoffarmen Substraten der Region der Versauerung Vorschub. Die pH-Werte sind sowohl in den Eluvialhorizonten in der Hauptlage, als auch in denen in der Schicht im Hangenden mit ca. pH 3 (gemessen in  $\text{CaCl}_2$ ) sehr niedrig. Auffällig ist allerdings die unterschiedliche Intensität der Podsolierung, die in Hauptlagen bei vergleichbarem pH-Wert weniger stark ausgeprägt ist. Alle podsoligen Böden des Untersuchungsgebietes lassen ein vorangegangenes Braunerdestadium erkennen. Möglicherweise wurde die Podsolierung der durch ihre Feinmaterial- und Nährstoffarmut für diese Prozesse anfälligen Böden ausgelöst oder beschleunigt.

Neben der Podsolierung tritt als weiterer bodenbildender, die Braunerden überformender Prozess die Pseudovergleyung in Erscheinung. Ausgelöst wird der Wasserstau dabei durch tonreiche, sehr dicht gelagerte Basislagen. Meist sind die Stauwassermerkmale nur in geringem Umfang in Form von Rost- und Bleichflecken im Profil zu erkennen. Stärkere Pseudovergleyung ist nur in einigen Arealen im Bereich der Hermannskoppe vorzufinden, wo pseudovergleyte Braunerden dominieren. Weitere bodenbildende Prozesse konnten, auch mikromorphologisch, nicht nachgewiesen werden.

Bei den Basislagen des Untersuchungsgebietes handelt es sich in überwiegender Zahl um sandige Substrate, nur sehr selten treten dicht gelagerte, tonigere Schichten auf. An Hanganschnitten die eine größere Einblicksfläche in den oberflächennahen Untergrund gewähren, zeigt sich, dass meist mehrere Basislagen mit unterschiedlicher Körnung, Lagerungsdichte und Färbung Basislagenkomplexe bilden. Außerdem lässt sich dort auch die hangabwärtige Einregelung der Grobklasten häufig beobachten. Die Basislagen sind meist skelettreich. Schwemmsandeinschaltungen zwischen den Sedimentdecken wie sie in anderen Teilen des Buntsandsteinspessarts häufig vorkommen, konnten im Untersuchungsgebiet Flörsbachtal nicht nachgewiesen werden. Die Bodenbildung greift nur vereinzelt aus dem Hangenden auf die Basislagen über: So überschreitet die Verbraunung in einem aufgeschlossenen Profil zungenförmig die Schichtgrenze um einige Zentimeter. Dies ist allerdings als Einzelfall anzusehen, denn meist stimmt die Schichtgrenze mit der Liegendgrenze des Bv- oder Bsv-Horizontes, zumindest makroskopisch, überein. Mikromorphologische Untersuchungen dazu konnten nicht vorgenommen werden, da der hohe Skelettgehalt der Basislagen die Probenahme in der Regel verhinderte. Bioturbation ist dagegen regelhaft bis in die Basislage hinein nachweisbar. Floralturbation trifft das vor allem auf die Grobwurzeln der Bäume zu, während

sich die Feinwurzeln eher auf die Hauptlage beschränken. In den wenigen Dünnschliffen, die aufgrund des hohen Skelettgehaltes überhaupt aus dem oberen Basislagenbereich entnommen werden konnten, waren deutlich Wühlstrukturen und wiederverfüllte Gänge von bodenlebenden Tieren zu finden, also reicht auch die Faunalturbation zumindest in den obersten Zentimetern in die Basislagen hinein. An der Grenze zur Hauptlage war in keinem Profil des Untersuchungsgebietes eine Grobmaterialanreicherung, wie z.B. eine Steinsohle vorhanden wie sie in anderen Untersuchungsgebieten vorkommt.

Die Hauptlagen sind in allen untersuchten Arealen sehr feinmaterialarm: Die Schluffgehalte schwanken meist zwischen 15 und 30 %, der Durchschnittswert liegt bei etwa 20 %. Die eher zentralere Position im Spessart und die Höhenlage von bis zu 567 m (Hermannskoppe) haben sich wohl negativ auf die Menge des äolisch eingetragenen Fremdmaterialanteils (Lösslehm, Laacher See-Tuff) in der Hauptlage ausgewirkt. Die geringen Prozentgehalte untersuchungsgebietsfremder Schwerminerale bestätigen dies. Die Exposition der Hänge hat auf den Anteil der eingewehten Sedimente nur geringen Einfluss gehabt, denn die Gehalte der typischen Korngrößen (fS, gU) unterscheiden sich nicht wesentlich. In der Regel sind in der Hauptlage Bv-Horizonte ausgebildet. Kommt im Hangenden eine weitere Schicht (Erosionsresiduum?) vor, in der Ae-Horizonte ausgebildet sind, dann erfolgt die Ausfällung der Humusstoffe und Sesquioxide unter Bildung von Illuvialhorizonten in der Hauptlage. Die Dünnschliffe zeigen eine sehr ausgeprägte Wühlstätigkeit bodenlebender Tiere in dieser Sedimentdecke. Auch die Durchwurzelung mit Feinwurzeln ist in der Hauptlage meist am stärksten ausgeprägt. Die Angabe einer durchschnittlichen Mächtigkeit der Hauptlage für das Untersuchungsgebiet fällt schwer. Die weite Verbreitung von Kolluvien legt starke Materialbewegungen nahe. Standorte mit Totalerosion der Hauptlage fehlen. Ein Profil im Verebnungsbereich nahe der bayerischen Grenze, das wahrscheinlich nicht erosions- oder akkumulationsbeeinflusst ist, zeigt eine Hauptlagenmächtigkeit von 50 cm. Wenn die schon beschriebene Schicht im Hangenden der Hauptlage tatsächlich ein Erosionsresiduum ist, wäre auch an diesen Standorten von einer vergleichbaren Mächtigkeit auszugehen (Hauptlage+Erosionsresiduum).

Kolluvien sind im Untersuchungsgebiet sehr weit verbreitet. Sie unterscheiden sich vor allem durch ihre Färbung (hoher Anteil organischer Substanz) und lockere Lagerung von den Hauptlagen. Bodenartlich sind meist kaum Varianzen erkennbar. Im Gegensatz zu den als Erosionsresiduum charakterisierten Substraten sind die Solumsedimente skelettärmer und eher hauptlagenähnlich. Außerdem sind sie auch nur schwach podsoliert, während im Erosionsresiduum immer Eluvialhorizonte (überwiegend Ae-Horizonte) ausgebildet sind. Im Dünnschliff unterscheiden sich die Kolluvien von den Hauptlagen durch ein stärker bioturbat geprägtes Mikrogefüge und eine etwas lockerere Lagerung.

Die Standorte des Untersuchungsgebietes sind bedingt durch ihre Höhenlage häufig großen Windgeschwindigkeiten ausgesetzt. Besonders die Bereiche mit pseudovergleyten Profilen, in denen die Bäume meist nur die Hauptlage gut durchwurzeln, sind daher sehr stark windwurfgefährdet. Aber auch Areale mit geringen Mächtigkeiten der periglaziären Lagen über dem Festgestein, wie sie in einigen Bereichen der Grenzkopfverebnung vorkommen, bieten den Bäumen nur begrenzten Raum zur festen Verankerung. Dort finden sich pit-and-mound-Strukturen unterschiedlichen Alters in großer Häufigkeit. In den meisten Bereichen der Hän-

ge reicht die Durchwurzelung mit groben Haltewurzeln aber durchaus bis in die Basislagen, so dass die überwiegende Zahl der Bäume gut verankert ist. Trotzdem sind im gesamten Untersuchungsgebiet einzelne Windwurfspuren zu finden. Großflächige Windwürfe kommen nur in Folge von starken Sturmereignissen, z.B. Kyrill (Winter 2007), vor.



## 5.5 Deckgebirge: Untersuchungsgebiet Alsberg

Das Untersuchungsgebiet Alsberg repräsentiert die Verhältnisse im östlichen Teil des Hessischen Spessarts im Übergang zum Schlüchterner Becken. Es ist durch ein plateauartiges Basaltvorkommen mit einer Ausdehnung von mehreren Quadratkilometern geprägt. Der größte Teil des tholeiitischen Basalts wird von tertiären Sanden und Kiesen unterlagert, nur im südlichen, südöstlichen und südwestlichen Teil des Plateaus bilden Gesteinsfolgen des Mittleren Buntsandsteins das Liegende des Vulkanits. Die Täler der Jossa und des Klingbachs (südöstlich bzw. südlich und südwestlich des Plateaus) sind steil in die Buntsandstein-sedimente eingeschnitten. Die Hänge dieser Täler werden durch kleinere Tal- und Trockentalformen weiter untergliedert. Größere Lössvorkommen fehlen im Untersuchungsgebiet Alsberg. Lösslehm ist als Bestandteil der periglaziären Lagen im Untergrund vorhanden. Der Anteil des Lösslehms ist expositionsbedingt verschieden: Die Substrate der südost- und ost-exponierten Hänge weisen größere Mengen an Schluff auf, als die der anderen Expositionen.

Hinsichtlich der Möglichkeit anthropogener Überformung der Standorte ist festzuhalten, dass das heute forstwirtschaftlich geprägte Plateau in der Vergangenheit auch anderen Nutzungsformen unterlag, die durch Funde und Flurnamen belegt sind: Am deutlichsten zeigt dies das Beispiel der Rennofeneisenverhüttung am Nord- und Nordostrand des Basaltplateaus. KRANZ (2005) konnte unter anderem im Bereich der mittelalterlichen Wüstung „Neudorf“ Schlackehalden nachweisen und rekonstruieren, dass in der näheren Umgebung alle Rohstoffe zur Verhüttung von Eisenerz vorhanden waren: Eisenerz als lateritische Anreicherung in den Basalten des Eisenkopfes, Tone zum Bau der Rennöfen aus den tertiären Sedimenten, Wasser aus Quellmulden am Rande des Plateaus und natürlich Holz zur Produktion von Holzkohle. Weiterhin belegen Pingen und Tongruben (Flurbezeichnung „Tonlöcher“) diese Nutzungsform. Die Flurbezeichnungen auf dem Plateau und in seiner Umgebung wie z.B. „Stillers Acker“, „Grasbach“, „Sauwiesen“ und „Lichte Platte“ liefern Hinweise auf eine nicht überall vorhandene Waldbedeckung in der Vergangenheit. Auch die im Bereich „Haselrain“ an der Südabdachung des Plateaus gefundenen Meilerplätze und die in der Umgebung vorhandenen Hohlwege sind Belege für menschliche Aktivität und damit verbundene Beeinflussung der naturräumlichen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet Alsberg. Anthropogen induzierte Veränderungen des Solums (Erosion, Kolluvienbildung, verstärkter Nährstoffentzug) sind somit in starkem Maße zu erwarten.

Die Böden des Untersuchungsgebietes Alsberg unterscheiden sich vor allem substratbedingt erheblich voneinander. Im Wesentlichen lassen sie sich anhand der Ausgangssubstrate der Bodenbildung in drei Gruppen unterteilen: Böden rein basaltisch geprägter Substrate, nur durch Buntsandsteinsedimente bestimmte Profile und Mischformen. Im Folgenden sollen die Böden dieser drei Gruppen näher charakterisiert werden, dies erfolgt anhand ausgewählter Beispielprofile.

## 1. Rein basaltisch geprägte Böden

Der größte Teil des Alsberger Plateaus ist von Braunerden aus basaltischen Substraten geprägt. Das Solum ist fast überall anthropogen überformt, im Sinne von erodierten Profilen bzw. kolluvialer Überdeckung. In den hochgelegenen Verflachungsbereichen (z.B. im Bereich „Sauwiesen“ und „Totenkopf“) treten lokal eng begrenzt pseudovergleyte Böden auf. Verursacher des Stauwasseraufkommens ist dabei eine sehr tonige Basislage (Tongehalt >65% des Feinbodens), die größere Anteile tertiär verwitterten Basalts enthält. Meistens sind die Tongehalte basaltischer Basislagen des Plateaus mit ca. 30% jedoch weitaus geringer. Das Profil AP 1 (vgl. Abb. 5.5.1, Tab. 5.5.1) zeigt eine für den Plateaubereich typische kolluvial überdeckte Braunerde. Die Graphen der einzelnen Horizonte im Kornsummendiagramm (Abb. 5.5.2) erzeugen auf den ersten Blick einen sehr gleichförmigen Eindruck des Bodenprofils. Trotzdem ist schon im Gelände die Unterscheidung der einzelnen Horizonte problemlos möglich. Ah- und M-Horizont weisen ein krümeliges Gefüge, mittlere Skelettgehalte und eine sehr starke Durchwurzelung mit Feinwurzeln auf.

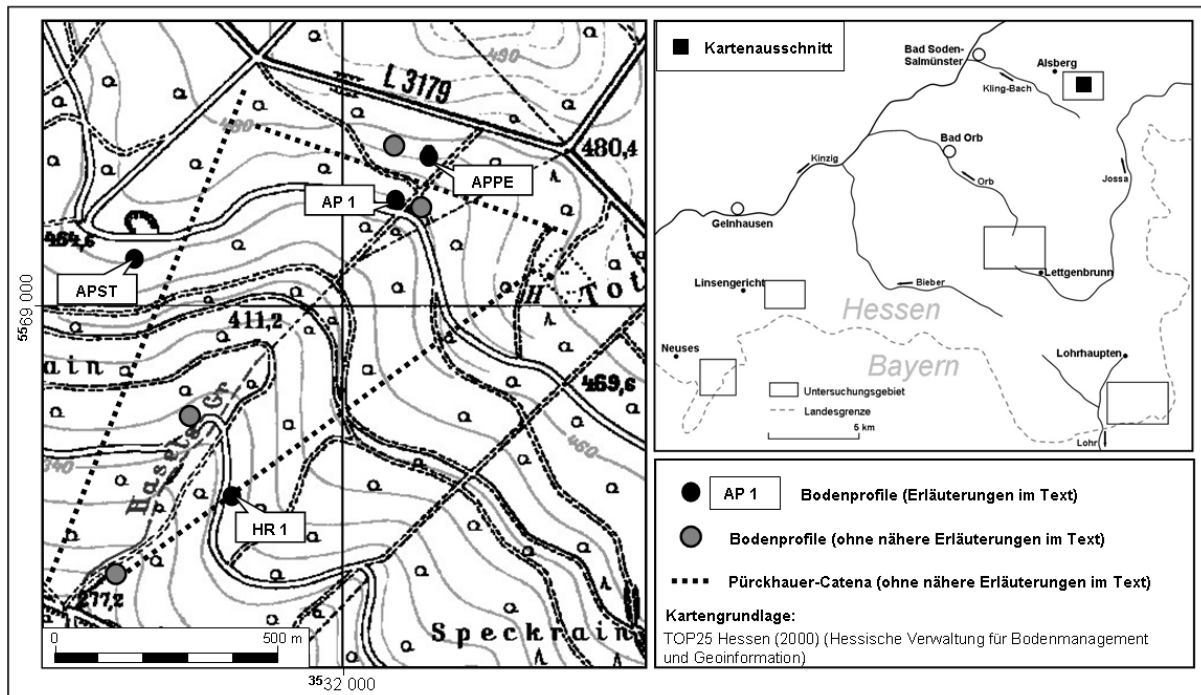


Abb. 5.5.1: Lage der Profile AP1, APPE, APST und HR1

Der liegende II Bv-Horizont variiert davon deutlich in seinen Eigenschaften: Das Gefüge ist subpolyedrisch, die Durchwurzelung ist schwächer und der Skelettgehalt nimmt zu. Außerdem unterscheidet sich die Art des Skeletts. Die Grobfraction im II Bv-Horizont ist so stark verwittert, dass man sie mit einem Messer schneiden kann, während die Basalte im Kolluvium nur eine Verwitterungshülle tragen, aber im Inneren eine feste Struktur aufweisen. Der leichte Sprung in den Werten der Sand-Schluff-Quotienten ist ein zusätzlicher Beleg für die Schichtentrennung in Kolluvium und Hauptlage.

Tab. 5.5.1: Profildatenblatt des Profils AP1

Profil: AP 1		Untersuchungsgebiet: Alsberg									
Position: R 3532108 H 5569215 Höhe: ca. 462 m ü. NN		Topographische Karte: 5722 Salmünster									
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	20	10 YR 4/3	10 YR 2/2	kru	X3	Wg2	Wf5				
M	30	10 YR 5/4	10 YR 3/2	kru	X3	Wg2	Wf5				
II Bv	60/65	10 YR 6/4	10 YR 4/4	sub	X4	Wg1	Wf4				
III ICv	90+	10 YR 6/4	10 YR 3/4	sub	X6	Wg0	Wf2				
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]					fU	T	Σ U	Σ S	S:U
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ah	Lu	1,73	5,44	6,99	25,09	22,05	12,15	26,54	59,29	14,17	0,24
M	Lu	3,19	4,37	6,78	27,42	21,51	11,94	24,79	60,87	14,34	0,24
II Bv	Lt2	4,32	5,03	8,20	22,13	17,96	8,22	34,14	48,31	17,55	0,36
III ICv	Lu	5,02	4,32	8,91	25,56	17,59	7,21	31,39	50,37	18,24	0,36
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	5,59	4,04	4,79	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	2,31	4,40	5,18	0,70	1,74	0,40	0,105	0,16	0,66		
II Bv	0,84	4,70	5,48	0,35	1,48	0,24	0,049	0,08	0,64		
III ICv	n.b.	5,04	5,67	0,36	1,28	0,28	0,058	0,10	0,60		

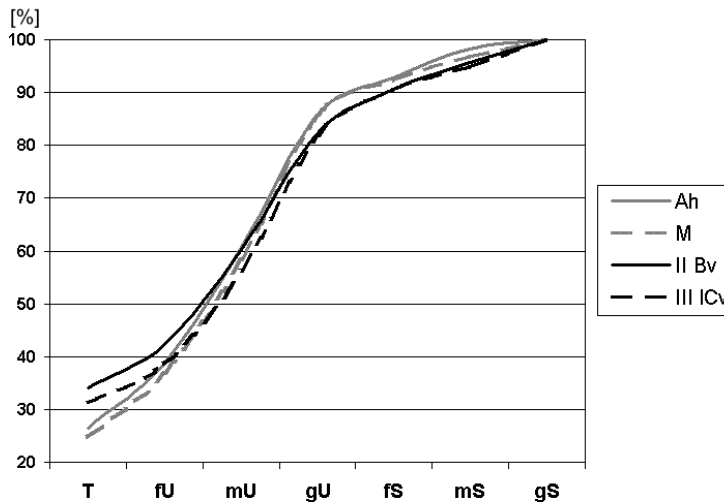


Abb. 5.5.2: Kornsummendigramm des Profils AP1

Die Abgrenzung der Basislage mit dem III ICv-Horizont erweist sich als weitaus schwieriger, denn der hohe Schluffgehalt in der Basislage zeugt von der schluffigen Verwitterung des Basalts. Auch der Grobschluffgehalt, normalerweise ein Indiz für die äolische Beeinflussung einer periglaziären Lage, die in der Basislage in der Regel fehlt, unterscheidet sich nicht wesentlich von den hangenden Schichten.

Der Tongehalt ist für eine basaltische Basislage auf dem Alsberger Plateau charakteristisch. Auch hier gibt es nur geringe Abweichungen vom Wert der Hauptlage, der Sand-Schluff-Quotient zeigt keinerlei Veränderung. Hinweise auf eine Schichttrennung geben die sinkende Durchwurzelungsintensität und der extrem starke Grobbodenanteil. In einem vergleichbaren, hangaufwärts gelegenen Profil ist die Abgrenzung der Basislage ebenfalls schwierig. Der Skelettgehalt ist dort durchgängig gleich (X6: extrem steinig), allerdings variiert die Größe des Skeletts: In der Hauptlage finden sich überwiegend Blöcke und Großblöcke, während der Grobboden der Basislage hauptsächlich aus Steinen besteht. Trotz des größeren Feinbodenanteils geht die Durchwurzelungsintensität auch hier zurück. Da über den Feinboden der basaltisch geprägten Profile offensichtlich keine Unterscheidung der Lagen möglich ist, erscheinen Skelettgehalt und Größe sowie die Durchwurzelung hier als wesentliche Parameter für die Schichtentrennung.

**Tab. 5.5.2:** Schwerminerale (Profil AP1),  
Angaben in Korn-%; +:<1%

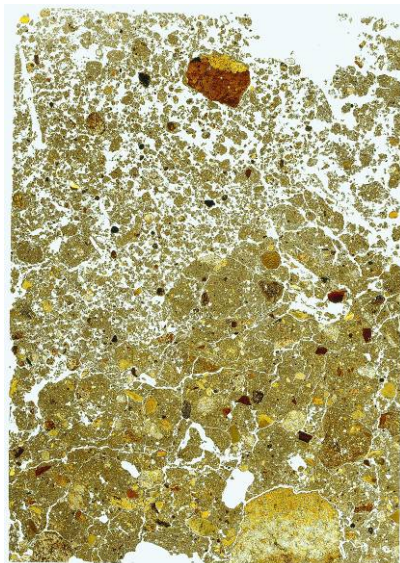
	M	II Bv	III ICv
Augit	96	99	100
Braune Hornbl.	2	-	-
Titanit	1	+	-
Turmalin	+	-	-
Zirkon	+	+	-
Opak	8	39	67

Die Analyse der Schwerminerale (vgl. Tab 5.5.2) zeigt eindrucksvoll die Dominanz von Augiten, die wohl überwiegend basaltbürtig sind. Das Vorkommen von Brauner Hornblende und Titanit, z.T. auch von Turmalin und Zirkon, im M- und im II Bv-Horizont könnte auf eine äolische Beeinflussung dieser Sediment-

decken hindeuten. Allerdings ist es, aufgrund des dominierenden Augitanteils, diesbezüglich nicht möglich, eine sichere Aussage zu treffen.

### Mikromorphologische Befunde

Der M-Horizont weist eine krümelige Mikrostruktur auf. Die lockere Lagerung sowie die vielen enthaltenen Wurzeln und Sklerotien zeigen deutlich die überwiegend bioturbate Prägung des Materials. Der Scan des Dünnschliffs an der Grenze M-Horizont/II Bv-Horizont bildet die Unterschiedlichkeit der beiden Substrate gut ab (vgl. Abb. 5.5.3).



**Abb. 5.5.3:** Scan des Dünnschliffs mit der Grenze Kolluvium/Hauptlage, Breite des Schliffs: 5 cm

Der untere Teil des Schliffbildes ist durch ein subpolyedrisches Mikrogefüge gekennzeichnet, dessen Aggregate eine dichte Struktur haben und durch Risse voneinander getrennt sind. Zahlreiche Basaltbruchstücke verschiedener Größe sind in die überwiegend schluffige Feinsubstanz mit brauner Färbung eingebettet. Die bioturbate Prägung des Materials ist viel weniger stark als im hangenden Horizont. Es finden sich weniger Wurzeln und Sklerotien, dennoch weisen Hohlräume biologischen Ursprungs (Gänge, Kammern), Exkremate und die an einigen Stellen aufgelockerte Struktur auf die Aktivität des Bodenlebens hin.

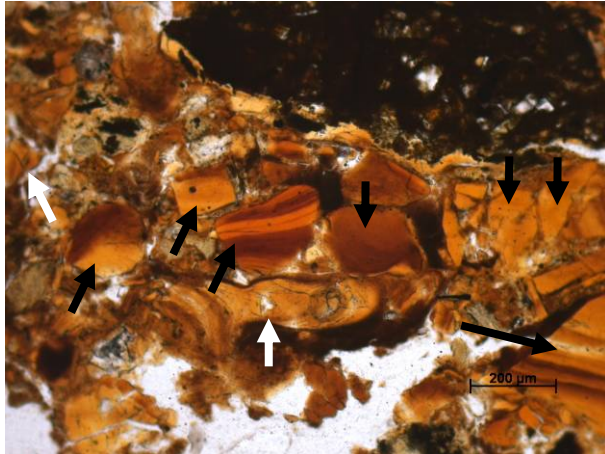
Im Schliff des II Bv-Horizont treten an einigen Stellen Toncutanfragmente neben rezenten Toneinspülungen auf (vgl. Abb. 5.5.4 und 5.5.5). Die Bruchstücke sind überwiegend dunkelbraun gefärbt und teilweise mikrolaminiert. Die Toneinspülungen weisen unterschiedliche Färbungen (braun bis dunkelbraun) auf.

Der Ton ist sehr gut eingeregelt: Bei Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren treten sehr scharfe Auslöschungslinien in Erscheinung. Außerdem finden sich einige Eisenoxidimprägnerungen.

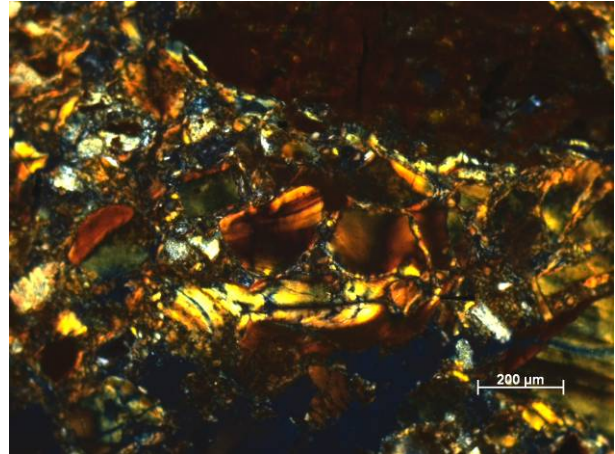
Auch die makroskopisch erkennbare starke Zersetzung des Skeletts lässt sich im Dünnschliff nachvollziehen: Die Basaltstücke sind überwiegend stark verwittert und häufig fragmentiert oder von Rissen durchzogen (vgl. Abb. 5.5.6). An einzelnen Stellen ist sogar bereits Feinmaterial zwischen die Einzelteile fragmentierter Gesteinsstücke eingespült. Der III ICv-Horizont unterscheidet sich mikroskopisch nur wenig vom hangenden Material: Auch hier findet sich eine subpolyedrische Mikrostruktur mit einzelnen bioturbaten Auflockerungen. Auch Tonein-



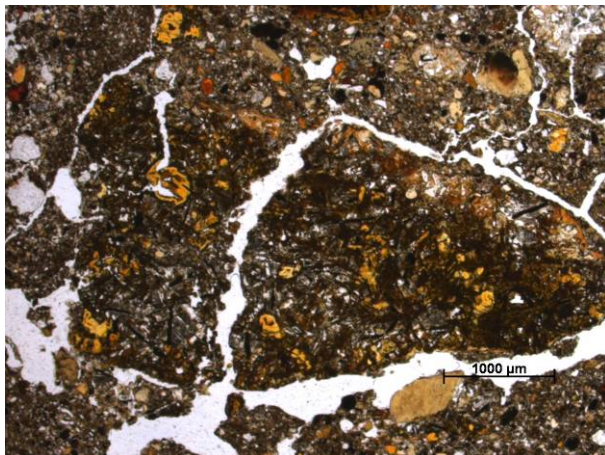
waschungen und fragmentierte Toncutane sowie einige Wurzeln und Sklerotien sind vorhanden. Die hydromorphe Prägung wird durch Eisenoxidanreicherungen in nodulärer Form und als Imprägnierungen sichtbar. Das Material des III ICv-Horizontes zeigt ebenfalls die starke Verwitterung und Zerlegung des Skelettanteils, wobei die einzelnen Basaltstücke meist von einer Verwitterungsrinde aus hellbraunem Ton mit eingeschlossenem braunem Eisenoxid umgeben sind (vgl. Abb. 5.5.7)



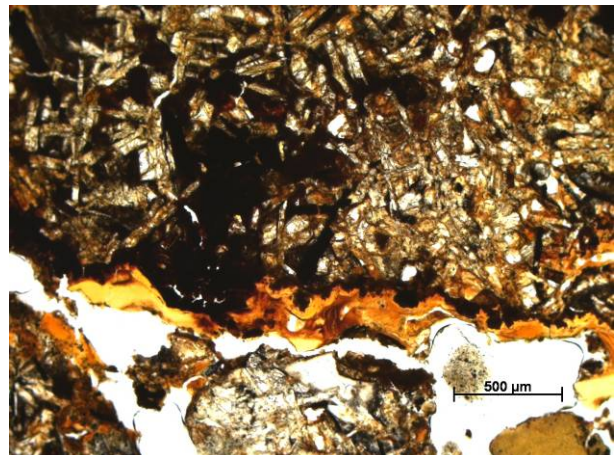
**Abb. 5.5.4:** Toncutanfragmente (schwarze Pfeile) und Toneinspülungen (weiße Pfeile)



**Abb. 5.5.5:** wie 5.5.4, Auslöschungslinien in den Toneinspülungen bei gekreuzten Polarisatoren



**Abb. 5.5.6:** Fragmentiertes Basaltstück



**Abb. 5.5.7:** Verwitterungsrinde aus Ton und Eisenoxid an einem Basaltstück

Der Anstieg des Tongehalts vom Kolluvium zum Haupt- und Basislagenmaterial um nahezu 10 % kann nicht durch die wenigen im Profil nachgewiesenen Toneinspülungen erklärt werden. Die zahlreicher auftretenden Toncutanfragmente und die tonigen Verwitterungsrinden der Basaltstücke zeichnen wohl eher dafür verantwortlich.

Die Herkunft und Bildung des Tons, der in Form der Fragmente in den Substraten heute vorliegt, bleibt ungeklärt. Wahrscheinlich sind sie, genau wie die durchgewitterten Basalte, ein Zeugnis älterer Verwitterungsprozesse präbasislagenzeitlichen Alters. Weite Transportwege und formungsintensive Transportprozesse können für die Bildung der periglaziären Lagen an dieser Stelle ausgeschlossen werden, denn die stark zersetzten Basalte sind noch in ihrer ursprünglichen Form erhalten, würden aber intensiven mechanischen Bewegungsabläufen nicht lange widerstehen und zerfallen. Möglicherweise sind der hohe Tongehalt und die Durchwitterung der Basalte auf tertiäre Prozesse zurückzuführen: Tonreiche Basislagen (mit

über 65 % Ton) treten auf dem Alsborg Plateau an einigen Stellen auf und sind dort Ursache starker Pseudovergleyungserscheinungen. Im Profil AP 1 könnten solche Reste einer tertiären Verwitterungsdynamik in die periglaziären Lagen eingearbeitet sein.

## 2. Böden aus buntsandsteingeprägten Substraten

Bei den Böden aus Buntsandsteinsubstraten im Untersuchungsgebiet Alsborg handelt es sich fast ausschließlich um Braunerden aus Hauptlage über Basislage(n). Auch hier tritt der anthropogene Einfluss auf die Substrate in Form erosiv verkürzter bzw. kolluvial überdeckter Profile sehr häufig zu Tage. Die Abgrenzung der Basislage von den hangenden Schichten ist im Gelände in der Regel problemlos möglich: Trotz der Vielfalt der Buntsandsteinsedimente (Sand-, Schluff- und Tonsteine) ist die Basislage meist rotgefärbt (teilweise mit grau bis weißen schichtigen Einschaltungen) und setzt sich damit farblich deutlich von den braunen Hauptlagen und/oder Kolluvien ab. Weiterhin ist meist schon im Gelände durch die Fingerprobe eine einfache Unterscheidung in der Korngröße des Feinbodens zwischen den Lagen möglich.

Als beispielhaft kann hier das Profil HR 1 (vgl. Abb. 5.5.1, Tab. 5.5.3) gelten: Die Braunerde ist kolluvial überdeckt und liegt am südwestexponierten Mittelhang des Hasel-Graben-Taleinschnitts.

Tab. 5.5.3: Profildatenblatt des Profils HR1

Profil: HR 1					Untersuchungsgebiet: Alsborg						
Position: R 3531743 H 5568570 Höhe: ca. 285 m ü. NN					Topographische Karte: 5722 Salmünster						
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	4	10 YR 4/1	10 YR 2/1	kru-koh	X0	Wg0	Wf2	-			
M	20/30	10 YR 5/3	10 YR 4/3	kru-koh	X0	Wg1	Wf3	-			
II Bv	70	7,5 YR 6/4	7,5 YR 4/6	koh	X2	Wg2	Wf3	-			
III ICv	100	7,5 YR 7/4	7,5 YR 4/6	ein	X2	Wg1	Wf1	-			
IV ICv	130+	5 YR 5/4	5 YR 4/6	pol	X3	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]									
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Σ U	Σ S	S:U
Ah	SI3	7,51	34,95	21,49	10,83	9,60	5,25	10,38	25,68	63,94	2,49
M	SI3	8,46	34,91	19,65	10,22	9,97	5,72	11,07	25,90	63,03	2,43
II Bv	SI4	7,50	35,17	19,78	9,36	9,87	5,64	12,69	24,86	62,45	2,51
III ICv	SI2	8,29	33,14	37,06	7,50	4,38	3,25	6,38	15,13	78,49	5,19
IV ICv	Ls2	4,82	13,51	15,08	17,40	18,90	10,89	19,40	47,19	33,41	0,71
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	3,79	4,47	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	2,81	4,23	4,77	0,20	0,45	0,44	0,010	0,01	0,86		
II Bv	0,55	4,22	4,52	0,14	0,37	0,38	0,004	0,01	0,69		
III ICv	n.b.	4,05	4,60	0,02	0,24	0,07	0,001	0,00	0,43		
IV ICv	n.b.	3,76	4,40	0,20	1,19	0,17	0,069	0,01	10,97		

Die Abgrenzung des Kolluviums gegenüber der Hauptlage gelingt anhand der Unterschiede im Gefüge und Skelettanteil. Schon im Gelände erkennt man auch die farbliche Differenzierung der beiden Schichten: Das Kolluvium wirkt bräunlicher und trägt einen Grauschleier, welcher der Hauptlage fehlt. Außerdem ist Holzkohle im Solumsediment nachweisbar (vgl. mikromorphologische Befunde), die wahrscheinlich von den hangaufwärts vorgefundenen Köhlerplatten stammt. Die Liegendgrenze der Hauptlage wird durch eine Steinanreicherung

aus kantigen Großblöcken gebildet, die mit ihrer Längsachse hangabwärts eingeregelt sind. Ob es sich dabei um eine der Hauptlage zugehörige Steinsohle handelt, kann nicht abschließend geklärt werden. Unter den Blöcken findet sich kein, zwischen den Blöcken nur sehr wenig Hauptlagenmaterial. Deswegen ist es auch möglich, dass die Blöcke eine Erosionsdiskordanz zum Liegenden markieren. Sie könnten zu einem Sedimentpaket gehören, dessen Feinmaterial zum größten Teil abgetragen wurde.

Der Wechsel von der Hauptlage zum Material unterhalb der Blöcke ist deutlich ausgeprägt: Die Schicht ist farblich laminiert (hellgrau, rot, braun, vgl. auch Scan des Dünnschliffs, Abb. 5.5.8).



**Abb. 5.5.8:** Scan des Dünnschliffs des geschichteten Materials aus Profil HR1, Breite des Schliffs: 5 cm

Der Grobboden besteht aus überwiegend gerundeten Sandsteinen, das Substrat ist aber insgesamt nur schwach steinig. Seine Entstehung und Überprägung konnte erst mit Hilfe der Mikromorphologie sicher erfasst werden (s.u.). Der Sprung im Sand-Schluff-Verhältnis vom II Bv- zum III ICv-Horizont ist sehr deutlich und kann für alle Böden aus buntsandsteingeprägten Substraten des Untersuchungsgebietes Alsberg als charakteristisch angesehen werden. Unter dem III ICv-Horizont folgt eine weitere ICv-Horizont (IV ICv), der in einer Basislage ausgebildet ist. Der Schichtwechsel wird durch den Wechsel im Gefüge, dem Skelettanteil und der Farbe belegt. Der Feinboden zeigt ebenfalls eine deutlich veränderte Zusammensetzung gegenüber der hangenden Schicht (vgl. Sprung im Sand-Schluff-Verhältnis).

Mit dem Auftreten mehrerer Schichten Untergrundmaterials mit teilweise sehr unterschiedlichen Charakteristika kann

das Profil HR 1 als repräsentativ für die Böden des Untersuchungsgebietes Alsberg aus Buntsandsteinsubstraten angesehen werden. Treten z.B. verschiedenen Basislagen an Hanganschnitten von Forstwegen zutage, kann man teilweise die körnungs- und lagerungsbedingten Unterschiede in der Wasserleitfähigkeit erkennen, da tonige, dicht gelagerte Schichten häufig als Aquiclude fungieren und es in den hangenden Substraten dann zu Interflowprozessen kommt.

### Mikromorphologische Befunde

Das Kolluvium besteht aus kleinen Aggregaten, die zusammen mit Quarzkörnern in Mittel- und Grobsandgröße in lockerer Lagerung vorliegen (intergrain microaggregate structure, vgl. Abb. 5.5.9). Die gleichmäßige Struktur ist an vielen Stellen von biogenen Hohlräumbildungen (Gänge, Kammern, Wurzelbahnen) durchbrochen. Sehr viele Wurzeln und zahlreiche Sklerotien prägen das Schliffbild. Einige Wurzeln sind von einem Mykorrhiza-Mantel umgeben, an denen Pilzhyphen hängen (vgl. Abb. 5.5.10). Vereinzelt kommen auch noduläre Eisenoxidanreicherungen und ein paar Holzkohlestücke (vgl. Abb. 5.5.11) vor.

Die Mikrostruktur des Hauptlagenmaterials ähnelt der des Kolluviums, ist aber dichter gelagert (vgl. Abb. 5.5.12). Im Schliff finden sich wesentlich weniger Wurzeln und Sklerotien. Bi-



ogene Hohlräume treten ebenfalls weniger häufig in Erscheinung. Im Gegensatz zum hangenden Material sind einige größere Sandsteinstücke in die Matrix aus Sandkörnern und kleinen Aggregaten eingebettet. Noduläre Eisenoxidanreicherungen kommen nur vereinzelt vor. An einigen Stellen des Dünnschliffs sind Toneinspülungen in Form von hellbraunen, reinen bis schluffigen Tonhäutchen zu beobachten (vgl. Abb. 5.5.13). Die Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren offenbart mit sehr scharfen Auslöschungslinien eine gute Einregelung der Tonpartikel (vgl. Abb. 5.5.14).

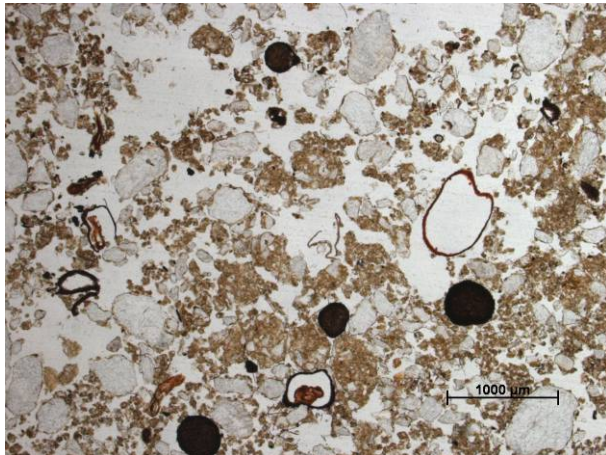


Abb. 5.5.9: Mikrostruktur des Kolluviums

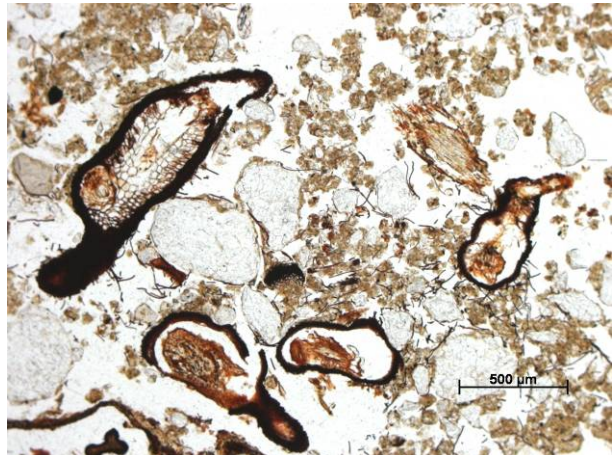


Abb. 5.5.10: mykorrhizierte Wurzeln

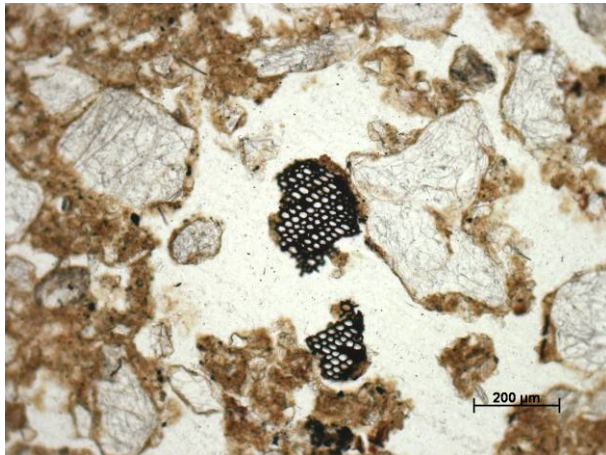


Abb. 5.5.11: Holzkohlestückchen

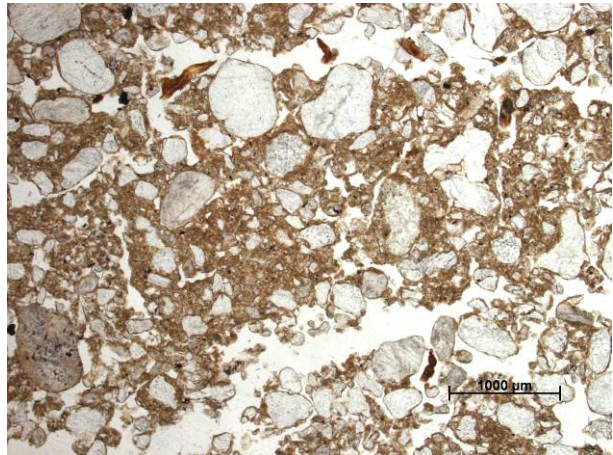


Abb. 5.5.12: Mikrostruktur der Hauptlage

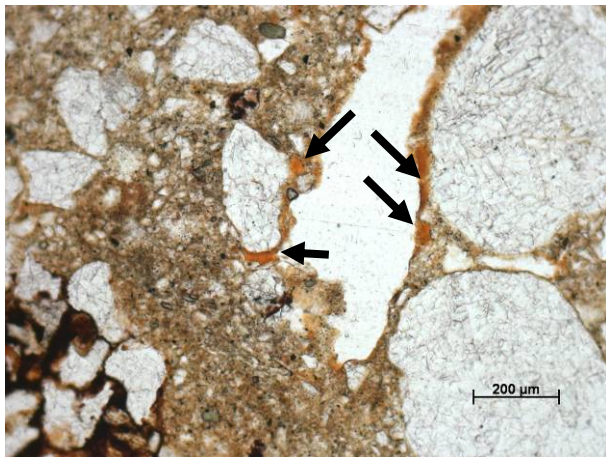


Abb. 5.5.13: Toneinspülung (Pfeile)

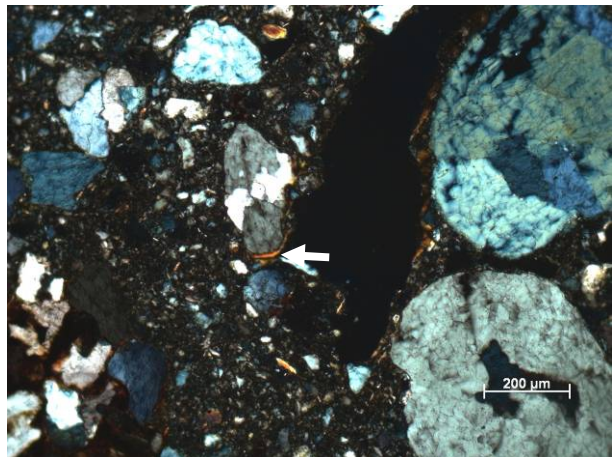


Abb. 5.5.14: wie 5.5.13, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren (weißer Pfeil)



Der Dünnschliff des III ICv-Horizontes zeigt gut den komplexen Aufbau des laminierten Materials (vgl. Abb. 5.5.8). Er umfasst vier Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit und Zusammensetzung. Die oberste, im Dünnschliff erfasste Schicht hat eine Mächtigkeit von ca. 2 cm. Sie besteht aus einer Mischung von fast ausschließlich Quarzkörnern in Grob- und Mittelsandgröße. Zwischen den Körnern finden sich Einspülungen aus graugefärbten, schluffigen Tonen, denen an einigen Stellen auch braune Ton-Mikrolaminen zwischengeschaltet sind (vgl. Abb. 5.5.15 und 5.5.16). Außerdem sind einzelne Sandsteinstücke sichtbar.

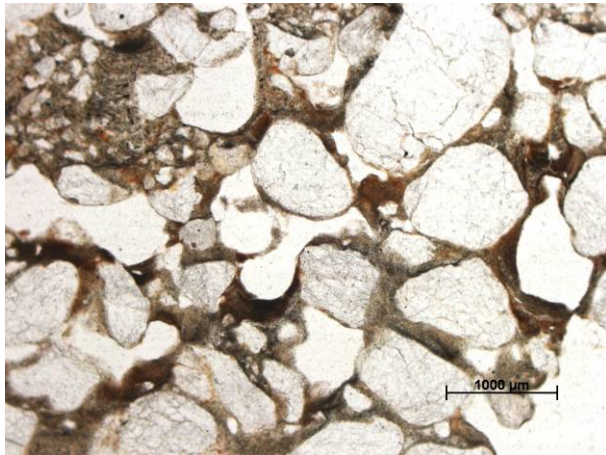


Abb. 5.5.15: graugefärbte, schluffig-tonige Einspülung



Abb. 5.5.16: mikrolaminierte, schluffig-tonige Einspülung

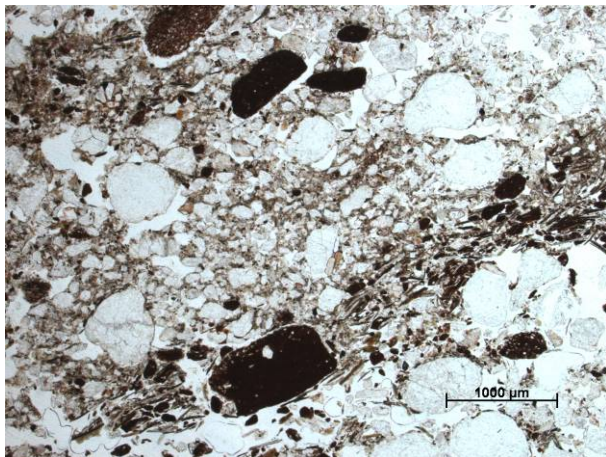


Abb. 5.5.17: Lamine aus Glimmermineralen (dunkel)

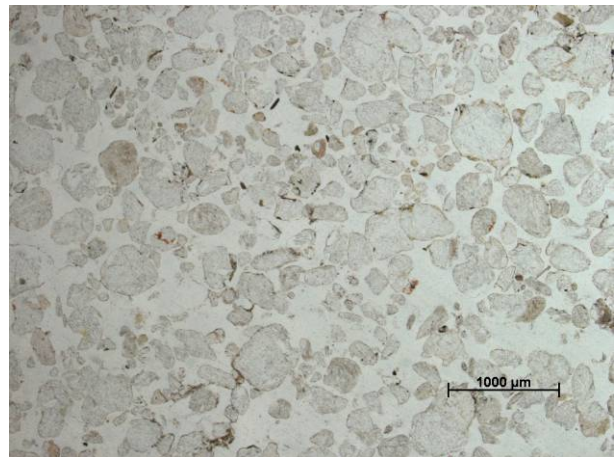


Abb. 5.5.18: Feinsubstanzarmes Material

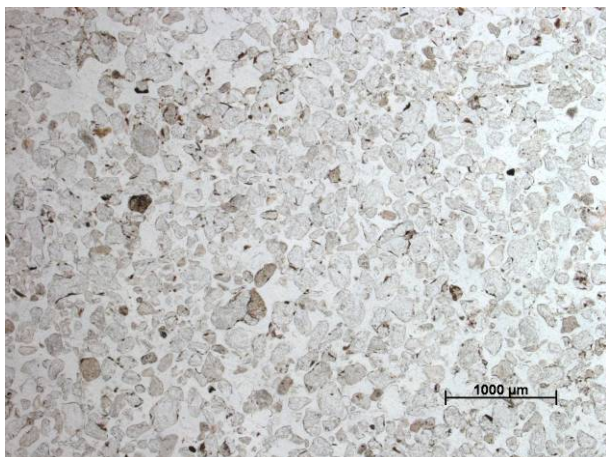


Abb. 5.5.19: Feinsubstanzarmes Material

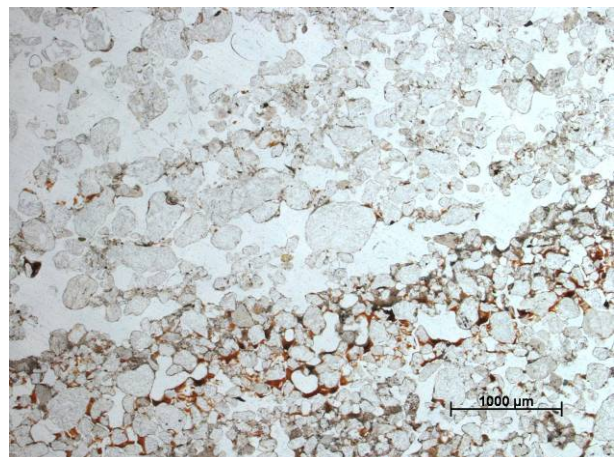


Abb. 5.5.20: Feinsubstanzeinspülung an der Grenze einer Lamine



Zwischen den Körnern, direkt über diesen Sandsteinstücken ist besonders viel Feinmaterial angereichert, da sie Hindernisse für das wohl überwiegend vertikal versickernde Wasser bilden, mit dem das Feinmaterial transportiert wird. Unter dieser obersten Schicht folgt eine etwa 1 cm mächtige, rotbraun gefärbte Lamine, die sich in ihrer Zusammensetzung vom Rest des im Schliff erfassten Materials unterscheidet. Neben Quarzkörnern in Grob- und Mittelsandgröße enthält die Schicht viel Feinsand und schluffiges Material. Die Färbung wird durch glimmerreiche Sandsteinstücke (rotbraun bis schwarz) verursacht, die in verschiedensten Korngrößen (Schluff bis Grobsand) etwa ein Drittel des Materials ausmachen. Weiterhin sind zahlreiche Glimmerminerale enthalten, die mit ihrer Längsachse dem Laminatenverlauf folgend eingeregelt sind. Sie formen eine kleine Lamine im unteren Teil des Materials (vgl. Abb. 5.5.17). Die liegende Schicht mit etwa 2 cm Mächtigkeit besteht überwiegend aus Quarz in Mittelsandgröße. In den Zwischenräumen findet sich nur sehr wenig Feinsubstanz (Ton, Schluff, Feinsand, vgl. Abb. 5.5.18). Die Quarzkörner liegen fast blank, d.h. ohne Kornüberzüge und Feinsubstanz in den Zwischenräumen vor, was für die schon makroskopisch sichtbare, helle Färbung dieser Schicht verantwortlich ist. Darunter folgt Material, von dem noch etwa 1,5 bis 2 cm im Dünnschliff erfasst sind. Auch hier handelt es sich fast ausschließlich um Quarzkörner, allerdings überwiegend in Feinsandgröße, die nur partiell mehr Feinmaterial in ihren Zwischenräumen aufweisen als die Körner der hangenden Schicht (vgl. Abb. 5.5.19).

An der Grenze der Laminen kommt es aufgrund der Kornverfeinerung zur Einwaschung von Feinmaterial in grauer und brauner Färbung (schluffiger Ton und Ton, vgl. Abb. 5.5.20). Die Einwaschung ist in mindestens zwei Phasen zu unterteilen. Zuerst kam es zur Ablagerung von braunem, leicht schluffigen Ton, der sehr gut eingeregelt ist (vgl. Abb. 5.5.21 und 5.5.22). Erst danach erfolgte die Einspülung von grauem, sehr schluffigem Material, das auf den braunen Tonen zu finden ist (vgl. ebenfalls Abb. 5.5.20).

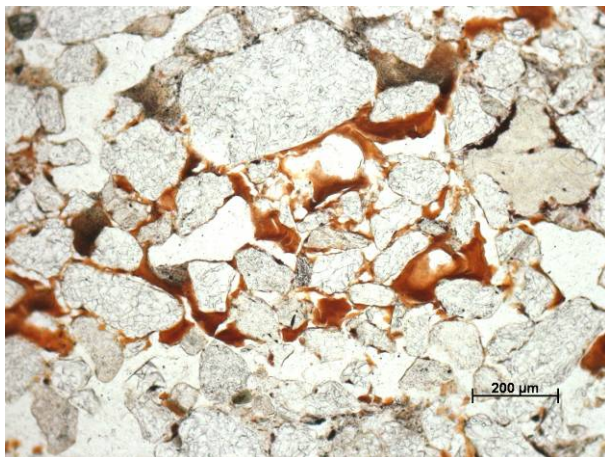


Abb. 5.5.21: Toneinspülungen

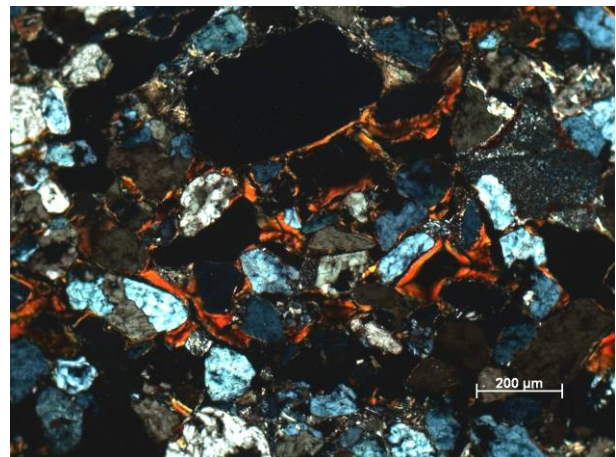


Abb. 5.5.22: wie 5.5.21, Auslöschungslinien in den Toneinspülungen bei gekreuzten Polarisatoren

Erst mit Hilfe der Mikromorphologie konnte die Genese des laminierten Sediments unter der Blockanreicherung im Liegenden der Hauptlage sicher geklärt werden. Auszuschließen war, dass es sich um Buntsandsteinmaterial (das häufig in bunt laminierte Form vorkommt) handelt, das noch in seinem ursprünglichen Gesteinsverband vorliegt aber bereits durchgewittert ist. Dagegen sprachen schon bei makroskopischer Betrachtung die enthaltenen Sand-

steinstücke, die teilweise abgerollt sind sowie die im Liegenden vorkommende Basislage. Die Genese des Materials in Form aufgespülter, dünner Sedimentdecken konnte dagegen mikroskopisch bestätigt werden. Wahrscheinlich ist das Substrat mit den Schwemmsanden zu vergleichen, die von SEMMEL bereits 1968 aus verschiedenen Aufschlüssen mit periglaziären Lagen aus Buntsandsteinmaterial beschrieben wurden. Die farbliche Differenzierung der einzelnen Schichten kann primärer Natur (lithogen bedingt) oder eine Folge sekundärer Prozesse (postsedimentär) sein. Beide Formen werden im Dünnschliff sichtbar: Die zweite beschriebene Lamina ist aufgrund ihrer Materialzusammensetzung (rotbraune bis schwarze Sandsteinstücke) gefärbt und damit primären, synsedimentären Ursprungs. Die farbliche Differenzierung der anderen im Dünnschliff erfassten Laminen ist dagegen auf postsedimentäre Tondisproportionierungen (i.S.v. AHL & MEYER 2001) zurückzuführen, denn die Toneinspülungen sind überall ungestört. Materialumlagerungen hätten diese fragilen Gebilde sofort fragmentiert.

### 3. Böden aus basalt- und buntsandsteingeprägten Substraten

Die geologisch klare Trennung von anstehenden Basalten zu Buntsandsteinsedimenten wird durch die periglaziären Lagen verwischt. Vom Basaltplateau hangabwärts existiert in allen Expositionen ein Übergangsbereich, in dem die Böden aufgrund ihrer Substratzusammensetzung nicht eindeutig einer der beiden schon besprochenen Gruppen zuzuordnen sind. In der überwiegenden Zahl der Fälle ist dabei die Hauptlage noch basaltbeeinflusst, während die Basislage nur durch Buntsandsteinsubstrate geprägt ist. Diese Böden lassen sich im Gelände während der Vegetationsperiode leicht gegen ausschließlich buntsandsteinsubstratgeprägte Böden abgrenzen: Bei größeren Basaltanteilen in der Hauptlage findet sich in der Krautschicht eine erhebliche Anzahl an Waldmeisterpflanzen (*Galium odoratum*).

Für diese Gruppe wurden drei repräsentative Bodenprofile zur näheren Erläuterung ausgewählt, da sie in ganz unterschiedlichen Reliefpositionen und Entfernungen zum anstehenden Basalt auftreten.

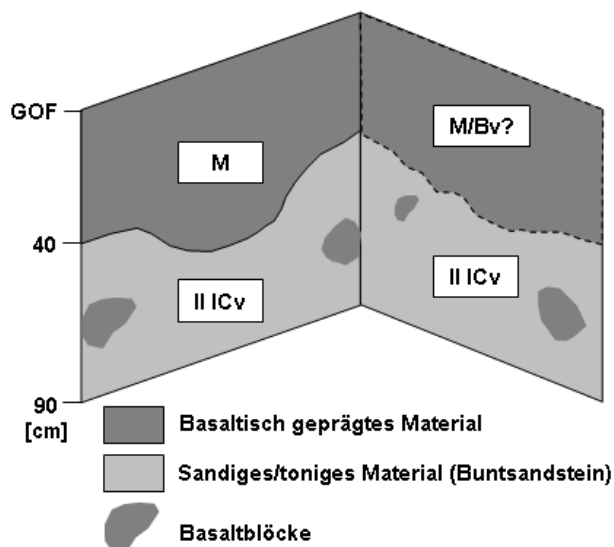


Abb. 5.5.23: Skizze des Profils APPE

Das Profil APPE (vgl. Abb. 5.5.1 und Abb. 5.5.23, Tab. 5.5.4) befindet sich auf dem nur sehr schwach nach Süden geneigten Alsberger Basaltplateau in einer Höhenlage von etwa 480 m ü. NN.

Der Aufschluss ist lithologisch zweigeteilt, was schon aufgrund der Farbgebung leicht nachvollziehbar ist: Die obere Schicht ist graubraun gefärbt, was vor allem auf den hohen Basaltanteil schließen lässt, während das liegende Material sich in typischen Buntsandsteinfarben (rosa, hellrot, hellbraun) zeigt. Die beiden Schichten sind extrem scharf begrenzt. An keiner Stelle im Profil kann eine Materialvermischung fest-

gestellt werden. Der Grenzverlauf erweckt den Anschein als hätte der Aufschluss eine quer zum Hang verlaufende Rinne geschnitten. Das Material der unteren Schicht ist überwiegend sandig, allerdings wird es durch Straten tonigeren Materials gegliedert. Ihr Aussehen erinnert an schichtig aufgebaute Buntsandsteinsedimente, so dass man vermuten könnte, dass das vorliegende Material Resultat einer in situ-Verwitterung ist. Dass es sich aber um verlagertes Material handeln muss, zeigt sich an den großen Basaltblöcken, die in die sandige Matrix eingebettet sind. Diese Blöcke zeigen keine bevorzugte Einregelungsrichtung, wie es bei Basislagen solifluidaler Genese zu erwarten wäre. Vielmehr sprechen die ungeordnete Lagerung und der schichtige Aufbau der sandigen Matrix für eine Genese als verschwemmtes Material.

Tab. 5.5.4: Profildatenblatt des Profils APPE

Profil: APPE				Untersuchungsgebiet: Alsborg							
Position: R 3532175 H 5569338 Höhe: ca. 480 m ü. NN				Topographische Karte: 5722 Salmünster							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	5	10 YR 5/2	10 YR 3/2	sub	X2	Wg2	Wf4	-			
M	45	10 YR 6/4	10 YR 4/4	sub	X2	Wg2	Wf3	-			
II ICv	85+	10 YR 6/6	10 YR 5/8	koh-sub	X2	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]				fU	T	Σ U	Σ S	S:U	
		gS	mS	fS	gU						mU
Ah	Lu	1,62	7,59	12,22	24,67	22,06	9,79	22,06	56,51	21,43	0,38
M	Lu	2,37	4,77	9,14	25,51	21,43	12,01	24,77	58,95	16,28	0,28
II ICv	Sl4	0,14	29,12	43,45	5,83	4,90	2,45	14,11	13,18	72,71	5,52
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	3,44	3,91	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	1,17	3,90	4,34	0,29	2,13	0,14	0,030	0,07	0,45		
II ICv	n.b.	4,02	4,74	0,08	0,71	0,11	0,003	0,01	0,39		

Tab. 5.5.5: Schwerminerale (Profil APPE),

Angaben in Korn-%; +:<1%

	M	II ICv
Anatas	1	17
Augit	85	-
Epidot	1	+
Glimmer	-	2
Grüne Hornbl.	+	-
Braune Hornbl.	6	-
Rutil	-	2
Titanit	2	-
Turmalin	3	49
Zirkon	1	30
Opak	21	71

Außer den Basaltblöcken scheint die liegende Schicht keinerlei basaltisches Feinmaterial zu enthalten. Dies wird durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse bestätigt (vgl. Tab. 5.5.5): Im II ICv-Horizont sind keine Augite nachweisbar, die für Basalt als typisch gelten können. Stattdessen dominieren buntsandsteinbürtige Minerale wie Turmalin, Zirkon und Anatas. Die obere Schicht des Profils unterscheidet sich in ihrer Zusammensetzung sehr vom Material des II ICv-Horizontes: Hier dominieren die basalttypischen Augite. Außerdem

ist ein Teil der Augite wohl auch dem Laacher-See-Spektrum zuzuordnen, denn Titanit und Braune Hornblenden sind ebenfalls enthalten, fehlen aber in der liegenden Schicht.

Die Klassifizierung der beiden Schichten des Profils fällt schwer, denn typische Merkmale solifluidal entstandener Sedimente fehlen. Für die untere Schicht kann aufgrund ihrer schichtigen Gliederung eine Genese durch Verspülung angenommen werden.

Die Entstehung der oberen Schicht ist nicht eindeutig erklärbar. Entweder handelt es sich um eine Hauptlagenbildung oder um ein Kolluvium. Für beide Möglichkeiten finden sich Argu-

mente. Für ein Kolluvium sprechen die extrem scharfe Abgrenzung der beiden Schichten an der Hauptprofilwand, die enthaltenen Holzkohlestücke (nur mikromorphologisch nachweisbar) sowie die wahrscheinliche Waldfreiheit in der Vergangenheit (Flurbezeichnung „Sauwiesen“). Außerdem enthält die Schicht weniger Skelett als vergleichbare Hauptlagenbildungen in der Umgebung.

An den Seitenwänden des Profils ist die Schichtgrenze nicht scharf ausgebildet. Auch wenn die obere Schicht nur einen schwachen Grobbodengehalt aufweist, so handelt es sich dabei meist um größere Steine, die gegen eine kolluviale Genese sprechen. Weiterhin ist es nur sehr schwer vorstellbar, dass die Hauptlage dieses Standortes, der eine nur sehr geringe Hangneigung aufweist, komplett abgetragen und durch ein 45 cm mächtiges Kolluvium ersetzt wurde.

Denkbar ist, dass in die am Standort vorhandene Hauptlage ein Graben bzw. eine Rinne eingetieft wurde, der/die vielleicht im Zusammenhang mit der Anlage der benachbarten Köhlerplatte entstand und nach Aufgabe der Nutzung mit Solumsediment verfüllt wurde. Die scharfe Schichtgrenze an der Hauptprofilwand zeigt damit die Grenze eines durch anthropogenen Einfluss entstandenen Sediments zum Schwemmsand, während die Seitenwände der Profilgrube den weniger scharfen Übergang von der originären Hauptlage zum Schwemmsand und damit die natürlichen Lagerungsverhältnisse repräsentieren.

### **Mikromorphologische Befunde**

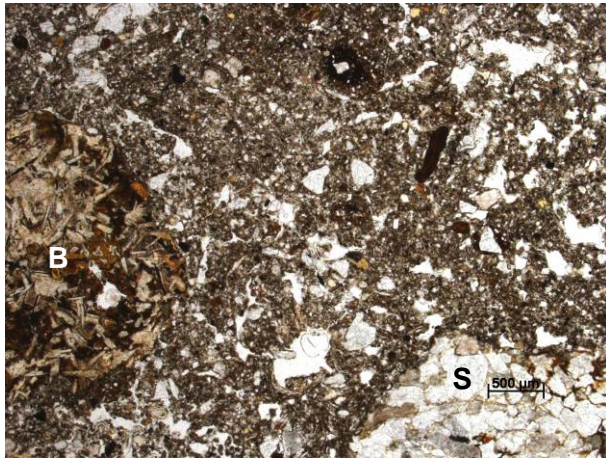
Die mikromorphologischen Untersuchungen bestätigen die lithostratigraphische Zweiteilung des Profils aufgrund der Geländebefunde: Das Material in der oberen Schicht ist überwiegend basaltisch geprägt, während die liegende Schicht ausschließlich Quarz (meist in der Korngröße Sand), teilweise eingebettet in toniger Matrix, enthält.

Die obere Schicht ist durch eine kompakte Mikrostruktur gekennzeichnet, die starken bioturbaten Überformungsprozessen unterliegt. Besonders im oberen Teil des Profils sind zahlreiche, teils wieder verfüllte Gänge, Wühlstrukturen und Wurzeln zu erkennen. Die Grundmasse ist dunkel gefärbt. Größere Basalt- und Sandsteinkomponenten sind in das überwiegend schluffige Material eingebettet (vgl. Abb. 5.5.24). An einigen Stellen sind Holzkohlestückchen erkennbar (vgl. Abb. 5.5.25). Mit der Tiefe verringern sich sowohl die bioturbaten Merkmale als auch der Anteil organischer Komponenten, wenngleich sie in der gesamten oberen Schicht strukturprägend sind. Im unteren Teil der Schicht nimmt die Anzahl der Eisenhydroxidimpregnierungen zu. Außerdem finden sich in vielen Hohlräumen braune Toneinspülungen (vgl. Abb. 5.5.26). Die Tonminerale sind gut orientiert, so dass bei gekreuzten Polarisatoren scharfe Auslöschungslinien zu beobachten sind. Die obere Schicht enthält, besonders im unteren Teil, einige Toncutanbruchstücke, meist in Grobschluff- bis Sandkorngröße.

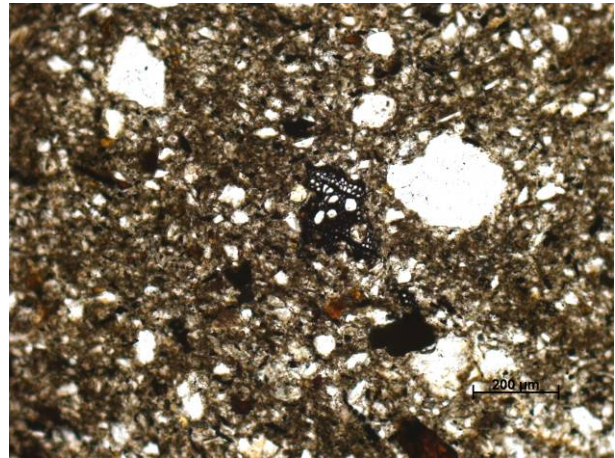
Die Grenze zum Liegenden ist extrem scharf ausgebildet (vgl. Abb. 5.5.27). Eine Zone vermischten Materials ist an keiner Stelle erkennbar. Bioturbationsmerkmale in Form von Gängen und Kammern treten auch in der unteren Schicht auf, während Wurzeln und andere organische Bestandteile fehlen. Das Material der Basislage besteht aus Quarzkörnern in Sandgröße, die durch Feinmaterial (Ton) brückenartig verbunden und zum Teil damit ummantelt sind. In einigen Bereichen sind die Quarzkörner in einer Grundmasse aus Ton,



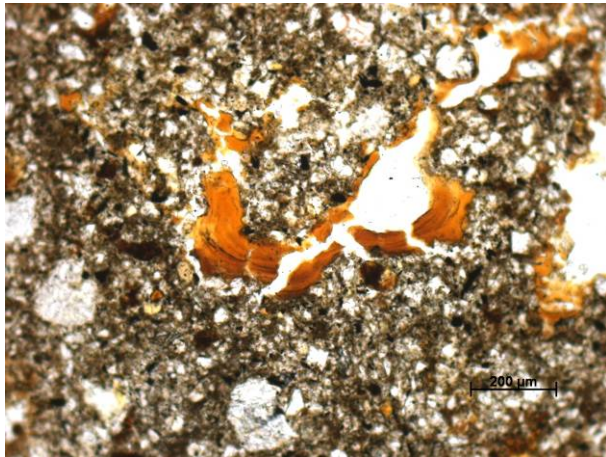
Schluff und Toncutanfragmenten eingebettet (vgl. Abb. 5.5.28). In Hohlräumen finden sich auch in dieser Schicht oftmals Toneinspülungen, die aber aufgrund eines höheren Eisengehaltes dunkelbrauner sind als die im hangenden Material (vgl. Abb. 5.5.29).



**Abb. 5.5.24:** Basalt (B) und Sandstein (S) in schluffiger Matrix



**Abb. 5.5.25:** Holzkohlestück in dichter Matrix



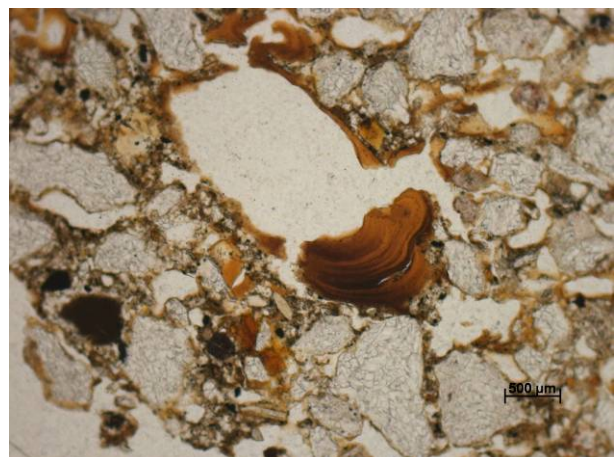
**Abb. 5.5.26:** Toneinspülung



**Abb. 5.5.27:** scharfe Schichtgrenze



**Abb. 5.5.28:** Matrix aus Ton, Schluff und Toncutanfragmenten zwischen den Sandkörnern



**Abb. 5.5.29:** Dunkle Toneinspülung im II ICv-Horizont

Mit zunehmender Tiefe ist die Basislage immer weniger bioturbat geprägt. Stattdessen setzt sich ein Mikrogefüge aus linsenförmig-plattig aggregierten, sehr dicht gepackten Quarzkörnern, eingebettet in Material mit höheren Grundmasseanteilen und weniger dichter Lagerung, durch. Möglicherweise ist dieses Mikrogefüge das Ergebnis frostdynamischer Prozesse



se. Die Matrix zwischen den Körnern ist, bis auf die linsenförmigen Strukturen, durch Hohlräume mit dunklen Toneinspülungen gegliedert und enthält Toncutanfragmente. Makroskopisch deutlich erkennbar sind in die Basislage tonreiche Bänder eingeschaltet, die mit Hilfe der Mikromorphologie als Bereiche von Ansammlungen vieler, sehr verschieden großer Toncutanbruchstücke gekennzeichnet werden können und somit sedimentären und nicht pedogenen Ursprungs sind (vgl. Abb. 5.5.30). Die Fragmente sind rötlich-braun gefärbt und teilweise laminiert. Zwischen den Bruchstücken sind einige Quarzkörner eingelagert, die aber den weitaus geringeren Teil des Materials ausmachen. Zum hangenden, sandigen Material sind die tondominierten Zonen scharf begrenzt (vgl. Abb. 5.5.31). Die Bänderung des Materials unterstreicht die vermutete Schwemmsandgenese der Schicht.

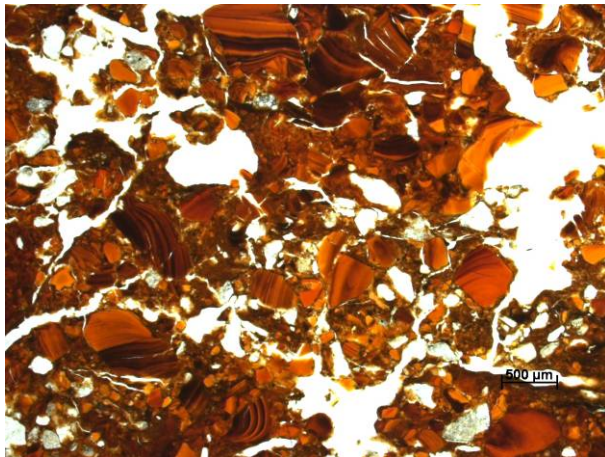


Abb. 5.5.30: Anreicherung von Toncutanfragmenten im II ICv-Horizont

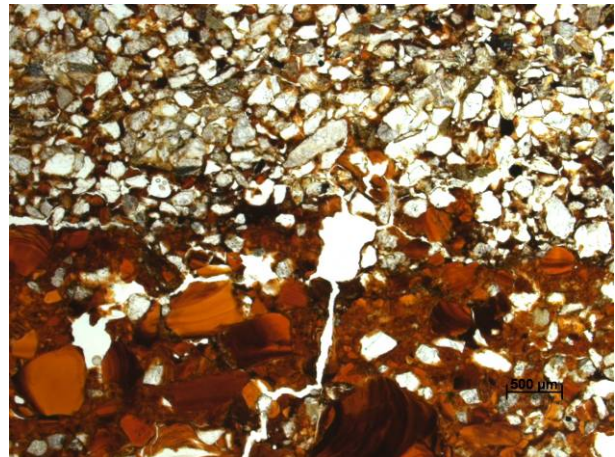


Abb. 5.5.31: Scharfe Begrenzung einer tondominierten Zone zum hangenden, sandigen Material

Das zweite Profil (APST, vgl. Abb. 5.5.1, Tab. 5.5.6) liegt am Oberhang der Südabdachung des Plateaus wenige Zehnermeter unterhalb eines alten Basaltsteinbruchs. Nicht weit vom Aufschluss entfernt, finden sich Fundamentreste einer Hütte, die wahrscheinlich zum Steinbruchbetrieb gehörte. Die Nutzung des Geländes schlägt sich im Profil durch ein 30 cm mächtiges, sehr steiniges Kolluvium (Ah- und M-Horizont) nieder. Im Vergleich zu Kolluvien oder Hauptlagen rein basaltischer Profile differiert die Feinbodenzusammensetzung deutlich: Die Ton- und Schluffgehalte sind je ca. 10 % geringer, dafür steigt der Sandgehalt entsprechend an. Darin spiegelt sich die gemischte Zusammensetzung des Materials (Basalt und Buntsandsteinmaterial) wider. Mit zunehmender Profiltiefe erhöht sich der Sandanteil weiter, wie mit dem kleinen Sprung des Sand-Schluff-Quotienten zwischen Kolluvium und Hauptlage (II Bv-Horizont) dokumentiert wird. Weitere Hinweise für einen Schichtwechsel sind ein verändertes Gefüge und die Abnahme des Skelettgehalts.

Die Grenze zur oberen Basislage ist deutlich ausgeprägt: Der III ICv-Horizont ist in einem sehr sandigen Substrat ausgebildet (vgl. Sprung im Sand-Schluff-Quotienten). Der geringe Grobschluffgehalt ist ein Zeichen für das weitgehende Fehlen einer äolischen Komponente. Außerdem wird der Schichtwechsel durch veränderte Gefügemerkmale, die ausfallende Durchwurzelung sowie durch eine Zunahme des Bodenskeletts belegt.

Auch der Schichtwechsel zur zweiten Basislage (IV ICv-Horizont) wird durch die Feinerdezusammensetzung gut abgebildet, der fehlende Skelettanteil unterstreicht dies. Die Art der

Grobbodenzusammensetzung trennt das Profil in zwei Teile: Kolluvium und Hauptlage enthalten ausschließlich Basalte, während das Skelett der Basislage nur aus Sandsteinen besteht.

Tab. 5.5.6: Profildatenblatt des Profils APST

Profil: APST				Untersuchungsgebiet: Alsborg							
Position: R 3531493 H 5569095 Höhe: ca. 460 m ü. NN				Topographische Karte: 5722 Salmünster							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	5	10 YR 5/2	10 YR 3/2	koh	X4	Wg1	Wf3	-			
M	30	10 YR 5/3	10 YR 3/3	koh	X4	Wg1	Wf3	-			
II Bv	50	10 YR 6/4	10 YR 4/3	sub	X2	Wg1	Wf3	-			
III ICv	70	10 YR 6/4	10 YR 4/6	ein	X3	Wg0	Wf0	-			
IV ICv	100+	10 YR 6/3	10 YR 5/6	ein	X0	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]				fU	T	Σ U	Σ S	S:U	
		gS	mS	fS	gU	mU					
Ah	Uls	3,95	14,63	15,63	26,75	16,23	8,75	14,07	51,72	34,21	0,66
M	Uls	2,24	14,87	15,79	25,95	18,29	9,02	13,84	53,26	32,89	0,62
II Bv	Slu	5,28	18,87	15,65	24,20	15,70	5,19	15,11	45,09	39,80	0,88
III ICv	St2	1,69	45,18	31,31	4,44	3,72	1,80	11,87	9,95	78,17	7,86
IV ICv	St2	4,49	66,30	15,56	2,66	2,44	1,33	7,21	6,44	86,35	13,41
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> /Mn <sub>d</sub>		
		CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O								
Ah	n.b.	5,71	6,16	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	3,57	4,78	5,37	0,36	1,37	0,26	0,056	0,11	0,51		
II Bv	1,09	4,54	5,25	0,34	1,02	0,33	0,040	0,06	0,64		
III ICv	n.b.	4,82	5,54	0,14	0,51	0,27	0,012	0,02	0,77		
IV ICv	n.b.	4,86	5,63	0,11	0,31	0,34	0,007	0,01	0,66		

Tab. 5.5.7: Schwerminerale (Profil APST), Angaben in Korn-%; +:<1%

	M	II Bv	III ICv
Anatas	-	-	7
Augit	98	98	30
Epidot	-	-	1
Braune Hornbl.	1	+	-
Rutil	-	-	3
Titanit	+	+	-
Turmalin	+	+	43
Zirkon	-	+	16
Opak	6	3	55

Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen bestätigen die Zweiteilung des Profils (vgl. Tab. 5.5.7). Während im III ICv-Horizont die Summe der sandsteintypischen Minerale (Turmalin, Zirkon, Anatas) zu etwa zwei Dritteln die Schwermineralzusammensetzung bestimmt, werden M- und II Bv-Horizont vom basaltbürtigen Augit dominiert. Diese beiden Horizonte enthalten

auch Braune Hornblende und Titanit. Die Mineralkombination, der sicher auch ein Teil der Augite zuzurechnen ist, gibt einen Hinweis auf den Gehalt von Laacher See-Tuff in diesen Horizonten. Die Kornprozentzahlen fallen dabei so klein aus, da der Basalt sehr augitreich ist und damit das Verhältnis des Gehalts an Laacher See-Tuff-Mineralen gegenüber den anderen Schwermineralen verschoben wird. Substrate aus schwermineralärmeren Gesteinen zeigen meist etwas höhere Kornprozentanteile im Laacher See-Tuff-Mineralgehalt.

### Mikromorphologische Befunde

Das Kolluvium ist durch eine kompakte Mikrostruktur gekennzeichnet (vgl. Abb. 5.5.32), die in weiten Teilen allerdings bioturbat aufgelockert ist. In einigen Bereichen ist das Material sogar bis hin zu einer krümeligen Mikrostruktur aufgelöst (vgl. Abb. 5.5.33). Die Grundmasse



wird durch zahlreiche Gänge und Kammern gegliedert und enthält viele Wurzeln und Sklerotien. Das Vorkommen einiger Holzkohlestücke (vgl. Abb. 5.5.34) ist ein weiterer Hinweis auf die kolluviale Genese des Substrates. Im Feinmaterial eingebettet finden sich sowohl Basalt- als auch Sandsteinstücke.

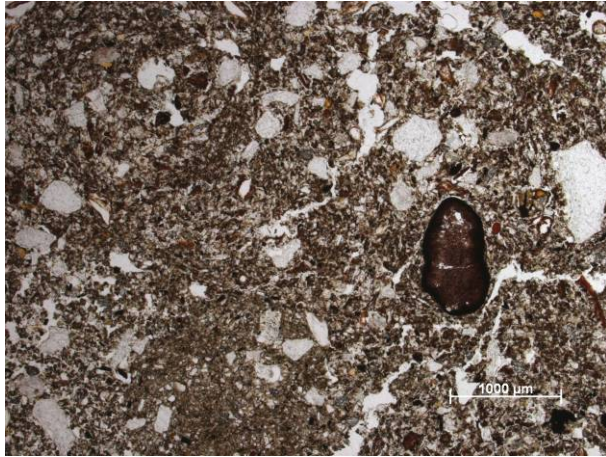


Abb. 5.5.32: Mikrostruktur des Kolluviums

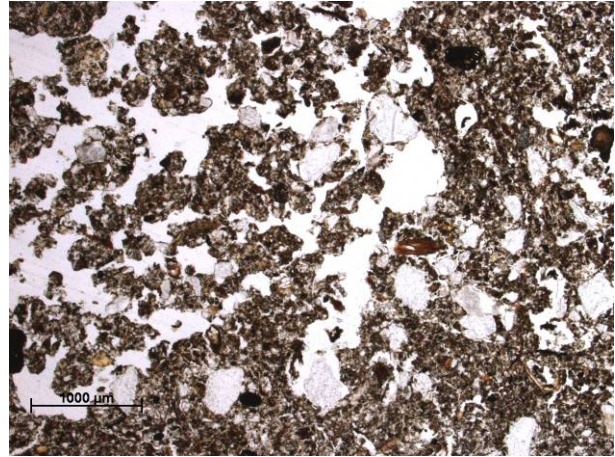


Abb. 5.5.33: bioturbat krümelig aufgelöste Mikrostruktur

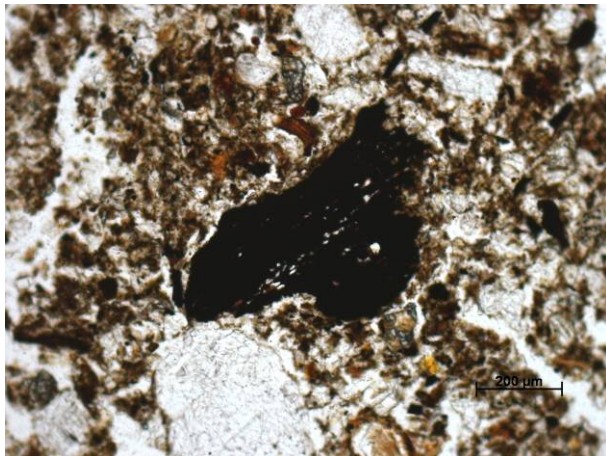


Abb. 5.5.34: Holzkohlestückchen

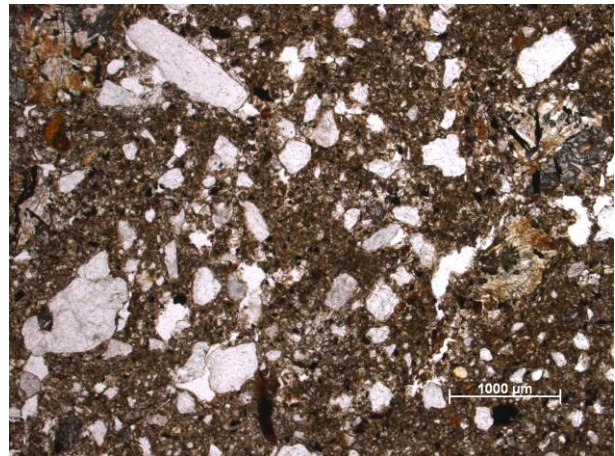


Abb. 5.5.35: Mikrostruktur der Hauptlage

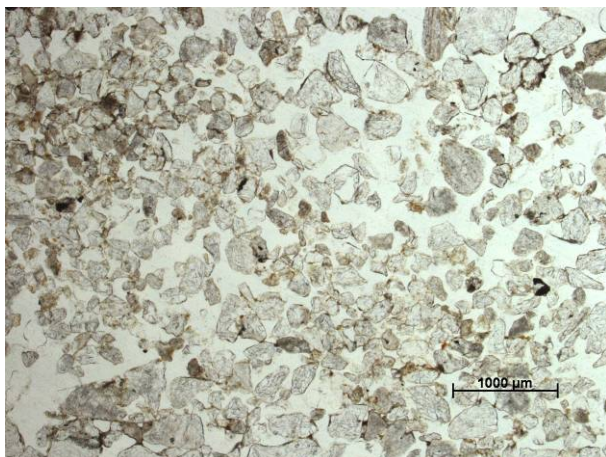


Abb. 5.5.36: Feinmaterialarme Basislage

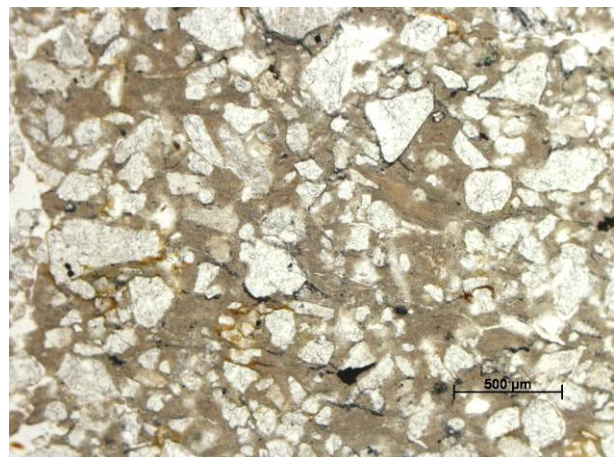


Abb. 5.5.37: Feinmaterialreiche Basislage

Die Mikrostruktur des II Bv-Horizontes ist kompakt ausgebildet und viel weniger stark bioturbat geprägt (vgl. Abb. 5.5.35). Zwar wird das Material durch einige Hohlräume biogenen Ursprungs (Gänge, Kammern, Wurzelbahnen) gegliedert, enthält aber weniger Wurzeln und Sklerotien. Im Feinmaterial finden sich vereinzelt Eisenoxid-Imprägnierungen. An einigen



Stellen treten Einspülungen von braunem, teilweise schluffigem Ton in Erscheinung. Die Tonpartikel sind sehr gut eingeregelt: Die Einschlammungen zeigen bei der Betrachtung mit gekreuzten Polarisatoren scharfe Auslöschungslinien.

Der überwiegende Teil des III ICv-Horizonts ist im Dünnschliff durch locker nebeneinander liegende Quarzkörner in Mittel- bis Feinsandgröße gekennzeichnet (vgl. Abb. 5.5.36), die teilweise durch Tonbrücken miteinander verbunden sind. In wenigen Schliffbereichen sind die Körner jedoch in einer Matrix aus grau gefärbtem Feinmaterial eingebettet (vgl. Abb. 5.5.37).

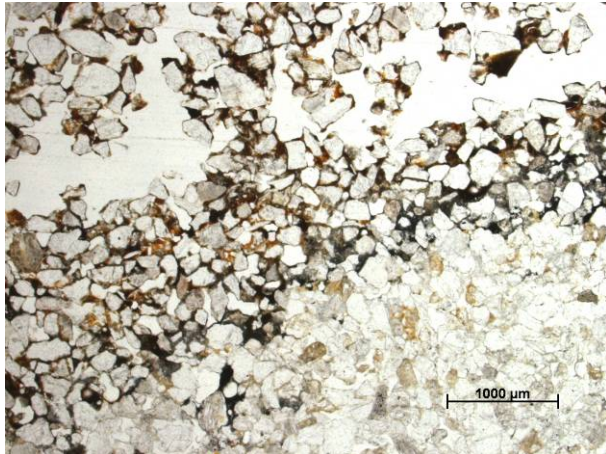


Abb. 5.5.38: Feinmaterialanreicherung auf Sandsteinstück

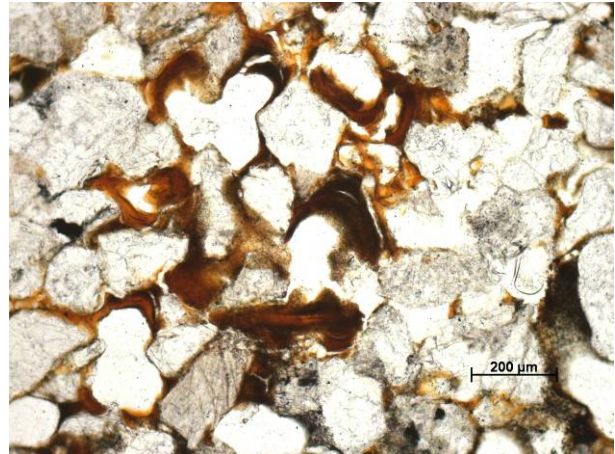


Abb. 5.5.39: Schluffig-tonige Einspülungen

Direkt auf größeren Sandsteinstücken und zwischen den Körnern darüber ist mehr Ton angereichert, da dort der Sickerwasserstrom wohl verlangsamt wird und ein Teil des transportierten Feinmaterials zu Ablagerung kommt (vgl. Abb. 5.5.38). Der Ton tritt dabei in reiner bis schluffiger Form auf und zeigt in Abhängigkeit des Eisengehaltes eine braune bis dunkelgraue Färbung (vgl. Abb. 5.5.39). Bioturbationsmerkmale fehlen im Dünnschliff völlig. Die in der Schwermineralanalyse zu einem Drittel des Schwermineralgehalts nachgewiesenen Augite treten im Dünnschliff nicht in Erscheinung. Entweder differiert das Material in seiner Zusammensetzung im Profil oder es ist während der Probenahme zu Verunreinigungen mit hängendem Substrat gekommen.

Das dritte Profil (APBD, vgl. Abb. 5.5.40, Tab. 5.5.8) befindet sich im oberen Mittelhangbereich der Ostabdachung des Plateaus. Laut geologischer Karte steht etwa 250 m oberhalb des Profils Basalt an. Das korreliert mit der vorgefundenen Reliefverteilung in diesem Bereich. Direkt oberhalb des Profils ist das Mikrorelief durch einige Kanten, vielleicht ehemalige Ackerkanten, gegliedert. Infolgedessen ist die Braunerde kolluvial überdeckt.

Das Solumsediment erreicht eine Mächtigkeit von 50 cm. Der liegende Bv-Horizont unterscheidet sich in der Korngrößenverteilung des Feinerdeanteils nur wenig vom Hangenden. Er hat einen etwas höheren Ton- und Schluffgehalt, was allerdings nur zu einem kleinen Sprung im Sand-Schluff-Quotienten führt. Die feldbodenkundlich erfassten Merkmale sind auch in diesem Profil gut geeignet die Schichtentrennung zu erkennen: Kolluvium und Hauptlage unterscheiden sich im Gefüge, dem Skelettgehalt und in der Durchwurzelung. Unter der Hauptlage folgen zwei ICv-Horizonte (III ICv und IV ICv), die jeder für sich eine eigene Basis-

lage darstellen, was wiederum nur schlecht an der Feinerdeverteilung, sondern besser an Unterschieden in Gefüge, Grobbodengehalt und Durchwurzelung festzumachen ist.

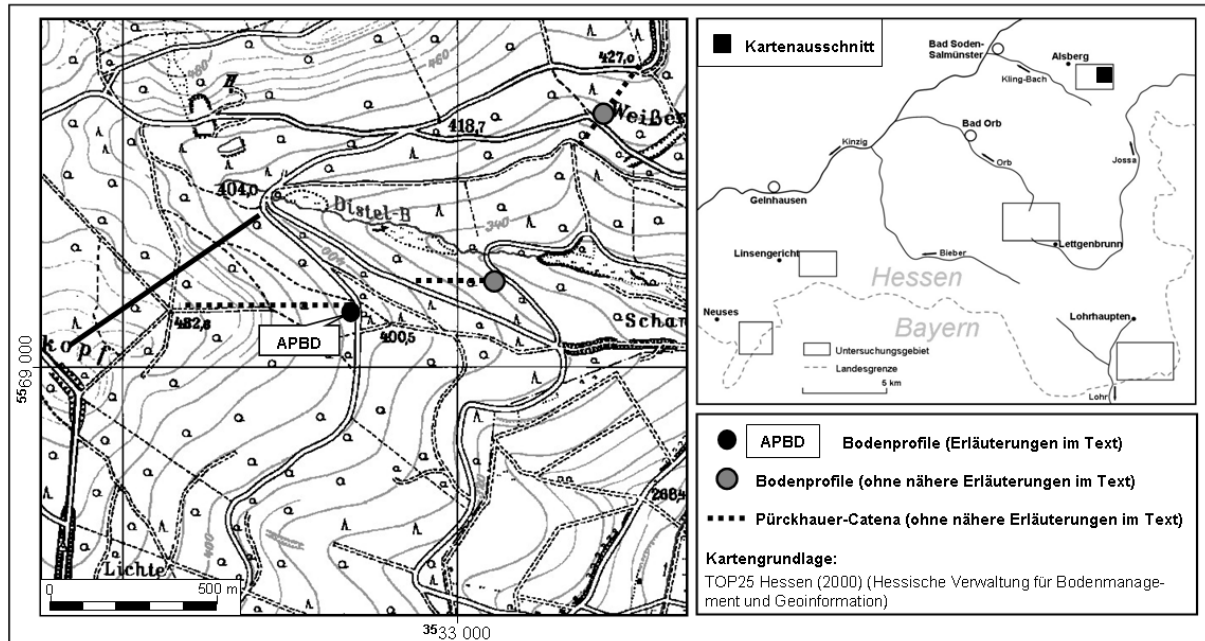


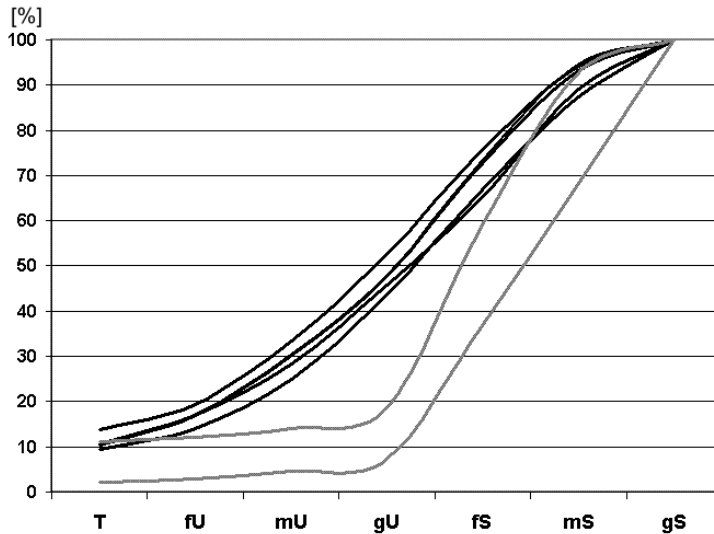
Abb. 5.5.40: Lage des Profils APBD

Tab. 5.5.8: Profildatenblatt des Profils APBD

Profil: APBD				Untersuchungsgebiet: Alsberg							
Position: R 3533688 H 5569160 Höhe: ca. 405 m ü. NN				Topographische Karte: 5722 Salmünster							
Horizont	Untergrenze [cm u. Flur]	Farbe [Munsell]		Gefüge	Grobboden, Stufe [KA 5]	Durchwurzelung		Hydromorphie-merkmale			
		trocken	feucht			grob	fein				
Ah	3	7,5 YR 4/1	7,5 YR 2,5/2	kru	X0	Wg0	Wf2	-			
M	50	10 YR 6/4	10 YR 4/3	koh	X3	Wg2	Wf4	-			
II Bv	70	10 YR 6/2	10 YR 4/6	sub	X2	Wg1	Wf2	-			
III ICv	100	10 YR 6/6	7,5 YR 4/6	sub	X5	Wg2	Wf0	Rostflecken			
IV ICv	130	10 YR 6/6	10 YR 5/8	sub-pol	X4	Wg0	Wf0	-			
V ICv	170	7,5 YR 7/3	7,5 YR 5/6	ein-koh	X3	Wg0	Wf0	-			
VI ICv	200+	5 YR 6/6	5 YR 4/4	sub	X1	Wg0	Wf0	-			
Horizont	Bodenart [KA 5]	Kornfraktionen [%]		fU		T	Σ U	Σ S	S:U		
Ah	SI3	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T <td>Σ U <td>Σ S</td> <td>S:U</td> </td>	Σ U <td>Σ S</td> <td>S:U</td>	Σ S	S:U
M	SI3	5,42	21,21	25,42	17,48	13,34	6,78	10,35	37,60	52,05	1,38
II Bv	SI4	6,79	20,63	24,78	17,57	13,17	6,65	10,41	37,39	52,20	1,40
III ICv	SI3	5,84	18,70	22,92	19,13	14,04	5,59	13,79	38,75	47,46	1,22
IV ICv	SI3	12,54	20,72	23,25	18,58	10,75	4,68	9,48	34,01	56,51	1,66
V ICv	Ss (mSgs)	10,88	23,90	19,47	17,39	11,47	6,29	10,61	35,15	54,25	1,54
VI ICv	St2	31,71	31,44	29,62	2,64	1,72	0,69	2,18	5,05	92,77	18,37
VI ICv	St2	7,18	33,82	40,28	4,56	2,04	1,08	11,04	7,68	81,28	10,58
Horizont	org. Subst. [%]	pH-Wert		Fe <sub>o</sub> [%]	Fe <sub>d</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> / Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>o</sub> [%]	Mn <sub>d</sub> [%]	Mn <sub>o</sub> / Mn <sub>d</sub>		
Ah	n.b.	CaCl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		
M	1,53	3,37	3,90	0,22	0,62	0,36	0,021	0,02	0,86		
II Bv	0,76	4,10	4,36	0,25	0,44	0,57	0,013	0,02	0,80		
III ICv	n.b.	3,98	4,48	0,34	0,57	0,60	0,011	0,02	0,76		
IV ICv	n.b.	3,96	4,61	0,27	0,82	0,33	0,002	0,01	0,43		
V ICv	n.b.	4,15	4,78	0,04	0,12	0,33	0,004	0,01	0,80		
VI ICv	n.b.	4,30	5,34	0,05	0,25	0,19	0,004	0,01	0,71		

Im Liegenden finden sich zwei weitere Basislagen (V ICv-Horizont und VI ICv-Horizont), die sich von den hangenden Basislagen stark unterscheiden. Hier kann man neben der Bodenart und dem Sand-Schluff-Verhältnis auch Farbe, Gefüge und Grobbodengehalt zur Schich-

tentrennung heranziehen. Dass dieses Bodenprofil in die Reihe der basalt- und buntsandsteinbeeinflussten Böden einzuordnen ist, lässt sich am besten am Kornsummenkurvendia-gramm ablesen (vgl. Abb. 5.5.41):



**Abb. 5.5.41:** Kornsummendiaagramm des Profils APBD, graue Kurven: rein buntsandsteinmaterialhaltige Horizonte, schwarze Kurven: Horizonte aus Basalt- und Buntsandsteinmaterial

Die Summenkurven teilen sich in zwei Gruppen. Die erste Gruppe umfasst nur zwei Kurven (den V ICv- und den VI ICv-Horizont). Diese weisen einen sehr geringen Anstieg im Schluffbereich auf, erfahren dann aber eine starke Versteilung im Sandbereich. Die zweite Gruppe von Kurven beinhaltet die oberen fünf Horizonte des Profils. Sie zeigen im Bereich vom Feinschluff bis einschließlich des Mittelsandes einen relativ gleichmäßigen Anstieg, erst im Grobsandbereich verflachen

die Kurven wieder. Da von den höheren Schluffgehalten auch zwei Basislagen betroffen sind, dieser Feinmaterialanteil wohl also nicht auf eine äolische Komponente zurückgeführt

**Tab. 5.5.9:** Schwerminerale (Profil APBD), Angaben in Korn-%; +:<1%

	M	II Bv	III ICv
Anatas	1	1	1
Apatit	1	1	-
Augit	49	57	83
Epidot	2	1	-
Granat	1	1	-
Grüne Hornbl.	-	+	-
Braune Hornbl.	6	6	-
Rutil	1	2	+
Spinell	+	-	-
Titanit	1	1	-
Turmalin	18	16	8
Zirkon	19	14	8
Opak	22	26	14

werden kann, da diese den Basislagen in der Regel fehlt, lässt sich die Feinerdeverteilung nur mit basaltischen Anteilen in diesen Schichten erklären.

Belege dafür zeigen sich an den Ergebnissen der Schwermineralanalysen (vgl. Tab. 5.5.9). Die Schwermineralverteilung im III ICv-Horizont wird durch basaltbürtige Augite dominiert und enthält daneben nur noch sandsteintypische Schwerminerale wie Turmalin, Zirkon und Anatas. Dagegen zeigen M- und II Bv-Horizont eine deutliche äolische Beeinflussung: Auch hier umfassen die basalt- und sandsteinbürtigen Minerale zwar den größten Teil

der bestimmten Schwerminerale, daneben treten aber auch Braune Hornblende, Titanit, Epidot und Granat auf, die beiden in der Umgebung vorkommenden anstehenden Gesteinsarten fehlen. Die Minerale repräsentieren damit einen äolischen Anteil aus Lösslehm und Laacher See-Tuff im Solumsediment und der Hauptlage.



## Mikromorphologische Befunde

Der M-Horizont ist durch eine krümelige Mikrostruktur gekennzeichnet und stark bioturbat geprägt (vgl. Abb. 5.5.42). Im Schliffbild finden sich zahlreiche Gänge, Kammern, Wurzeln und Sklerotien. Ein Hinweis auf den kolluvialen Charakter des Sediments geben auch die enthaltenen Holzkohleflitter (vgl. Abb. 5.5.43). Die wenigen, im Schliff vorhandenen Gesteinsstücke sind etwa zu gleichen Teilen aus Sandsteinen und Basalten zusammengesetzt.

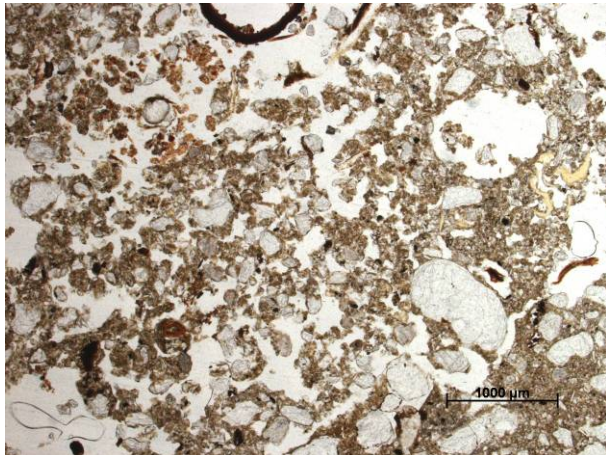


Abb. 5.5.42: Mikrostruktur des Kolluviums

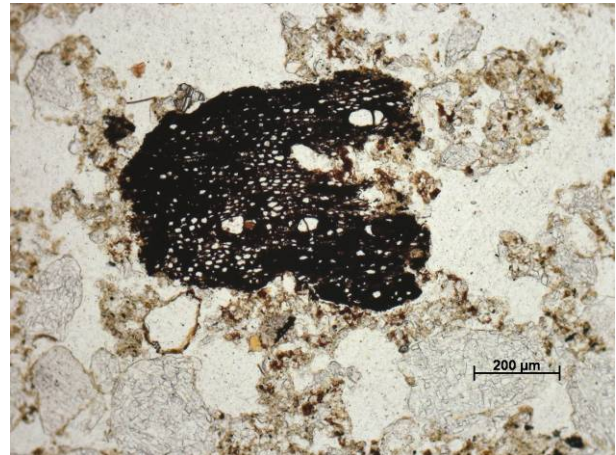


Abb. 5.5.43: Holzkohle

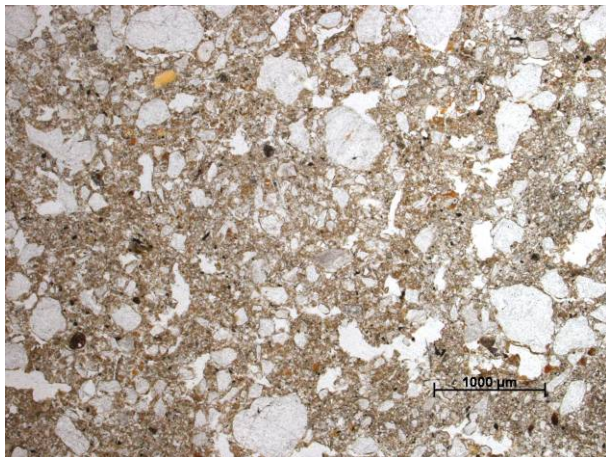


Abb. 5.5.44: Mikrostruktur der Hauptlage

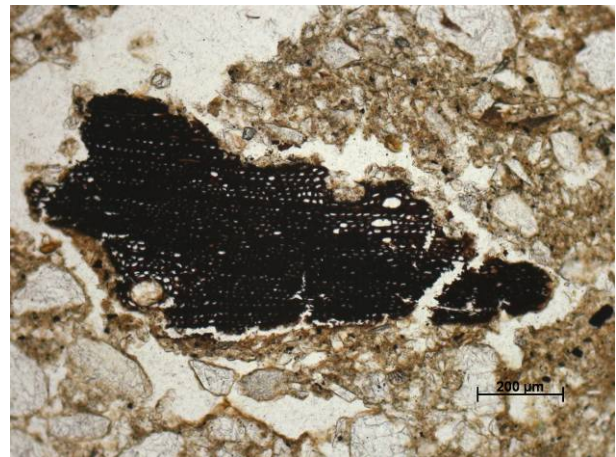


Abb. 5.5.45: Holzkohle

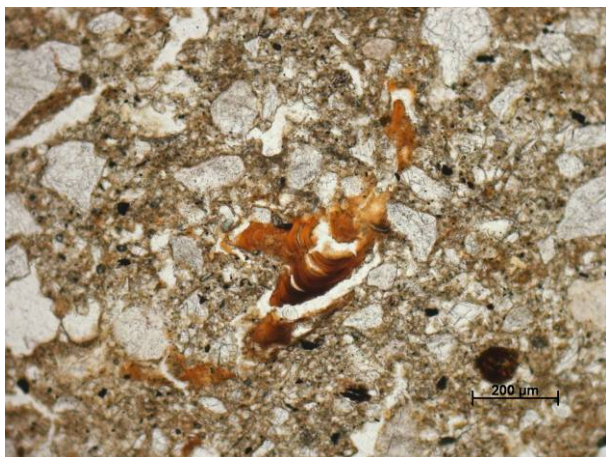


Abb. 5.5.46: Toneinspülung in der Hauptlage

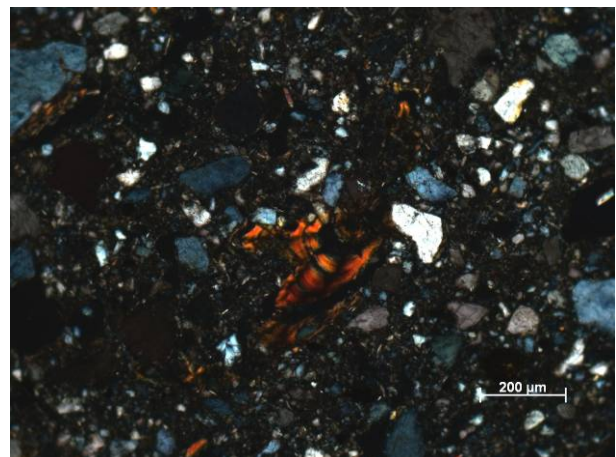


Abb. 5.5.47: wie 5.5.46, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren



Die Mikrostruktur des II Bv-Horizontes stellt sich kompakt (vgl. Abb. 5.5.44), teilweise auch schwach subpolyedrisch dar, ist aber an vielen Stellen durch Gänge und Kammern bioturbat aufgelockert. Vereinzelt wird das schwach aggregierte Material durch Risse gegliedert. Wurzeln und Sklerotien gibt es auch in diesem Schliff, wenn auch in geringerer Anzahl als im Hangenden. Im oberen Teil des Dünnschliffs, in der Nähe der Grenze zum M-Horizont sind einzelne Holzkohlestücke nachweisbar, die wohl durch bioturbate Prozesse in den Bv-Horizont gelangt sind (vgl. Abb. 5.5.45). Im Feinmaterial sind mehr und größere Gesteinsstücke (wiederum Basalte und Sandsteine) eingebettet als im Solumsediment. Außerdem treten Eisenoxidanreicherungen in nodulärer Form sowie als Imprägnierungen auf. An einigen Stellen des Dünnschliffs sind dunkelbraune, schluffige Toneinspülungen zu beobachten (vgl. Abb. 5.5.46). Sie sind teilweise mikrolaminiert und immer sehr gut eingeregelt, so dass bei gekreuzten Polarisatoren scharfe Auslöschungslinien zu sehen sind (vgl. Abb. 5.5.47). Der liegende III ICv-Horizont ist durch eine kompakte Mikrostruktur gekennzeichnet, die durch Risse und biogene Hohlräume gegliedert wird (vgl. Abb. 5.5.48). Insgesamt ist die bioturbate Prägung in diesem Schliff weniger stark ausgeprägt, so finden sich auch weniger Wurzeln und Sklerotien als im Hangenden. Das Feinmaterial erscheint etwas heller als das des II Bv-Horizontes (weniger braun), was besonders deutlich in den Bereichen sichtbar wird, wo brauner, sehr schluffiger Ton aus dem Hangenden eingespült ist (vgl. Abb. 5.5.49).

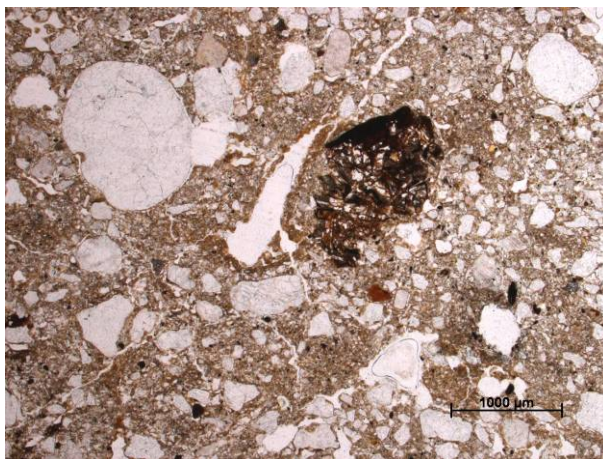


Abb. 5.5.48: Mikrostruktur des III ICv-Horizontes

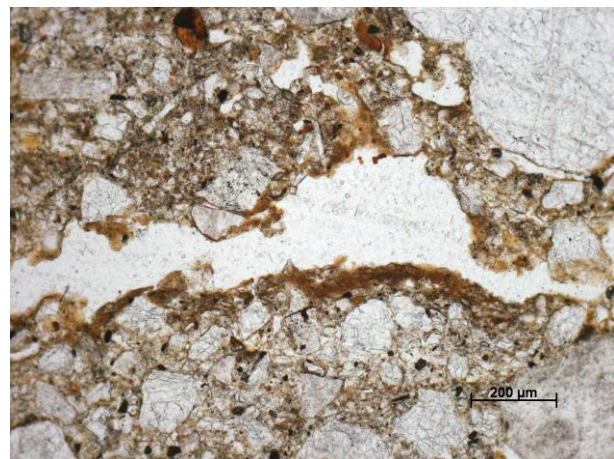


Abb. 5.5.49: Tonig-schluffige Einspülung

Die braune Färbung des Feinmaterials im M- und II Bv-Horizont ist wohl auf die verwitterte äolische Komponente (Lösslehm, untergeordnet auch Laacher See-Tuff) zurückzuführen, die der Basislage (III ICv-Horizont) fehlt. Daneben sind an einigen Stellen auch nahezu reine, hellbraune, sehr gut eingeregelt Toneinspülungen zu sehen (vgl. Abb. 5.5.50 und 5.5.51). Größere Gesteinsstücke sind auch hier als Sandsteine und Basalte vorhanden, wobei sie stärker angewittert erscheinen als die im hangenden Material: Einige Sandsteine zeigen dunkle Verwitterungsrinden (vgl. Abb. 5.5.52) und viele Basalte sind nahezu durchgewittert, was an ihrer dunklen Färbung (Eisenoxid) und dem nahezu fließenden Übergang zum Feinmaterial sichtbar wird, so dass keine scharfe Abgrenzung des Gesteinsstücks von der Matrix mehr möglich ist (vgl. Abb. 5.5.53).

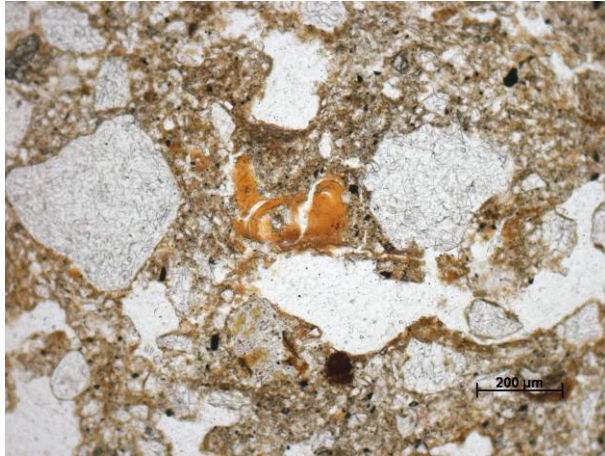


Abb. 5.5.50: Toneinspülung

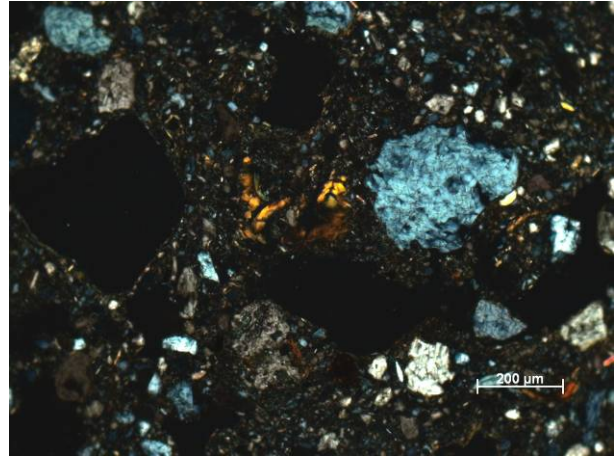


Abb. 5.5.51: wie 5.5.50, Auslöschungslinien bei gekreuzten Polarisatoren

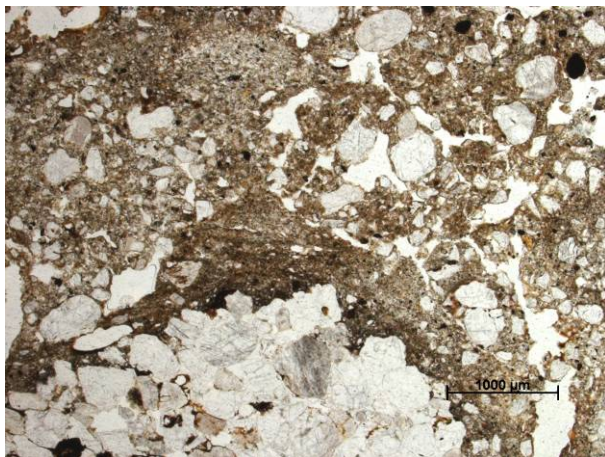


Abb. 5.5.52: Sandstein mit dunkler Verwitterungsrinde

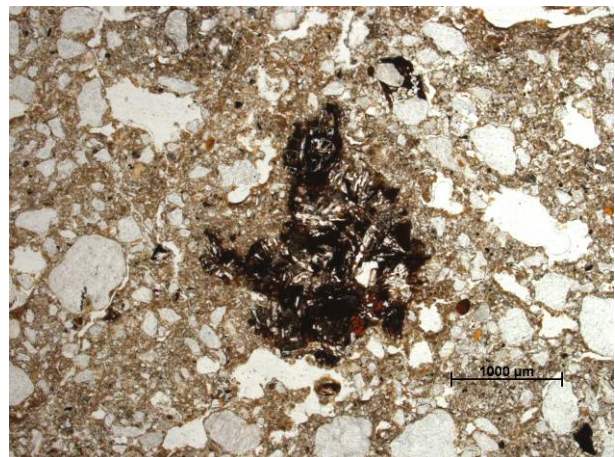


Abb. 5.5.53: verwitterter Basalt mit fließenden Übergängen zur Matrix

### Zusammenfassung Untersuchungsgebiet Alsberg

Dominanter Bodentyp im Untersuchungsgebiet Alsberg ist in allen Reliefpositionen die Braunerde. Besonders im Plateaubereich treten auch Pseudogley-Parabraunerden in Vergesellschaftung mit Pseudogleyen auf. Dabei verursachen tonige, meist dicht gelagerte Verwitterungsresiduen des Basalts, die oft auch nur als Anteil in der Basislage enthalten sind, eine Verlangsamung der Perkolation des Sickerwassers. Neben tonigen Verwitterungsprodukten des Basalts kommen auch durchgewitterte Steine und Blöcke in basaltisch geprägten Basislagen vor. In Einzelfällen sind diese sogar, als aus der Basislage aufgearbeitete Bestandteile, in der Hauptlage zu finden. Die Entstehung dieser Bildungen ist wohl den tropoiden Klimabedingungen im Tertiär zuzuordnen. Im ausgehenden Tertiär, sowie vor allem im Quartär dominierten physikalische Verwitterungsprozesse, deren Produkte (Blöcke bis Schluff) bis heute erhalten sind. Infolgedessen sind rein basaltische Basislagen im Untersuchungsgebiet sehr schluffreich. Die Unterscheidung dieser Sedimentdecken von den hangenden Schichten mit Hilfe veränderter Feinbodenzusammensetzung aufgrund der in der Hauptlage enthaltenen äolischen Komponente fällt deswegen als Kriterium meist aus. Auch erschwert die Augitdominanz in der Schwermineralzusammensetzung der Basaltkomponente



in der periglaziären Lagen den Nachweis fremder, äolisch eingetragener Bestandteile, da die Basalte im Gegensatz zum Lösslehm oder dem Laacher See-Tuff sehr viele Schwerminerale enthalten und den in der Regel geringen Gehalt an Fremdmineralen maskieren.

Auch Bodenbildungsprozesse sind in stark basalthaltigen Profilen schlecht erkennbar, da die dunkle Färbung des Gesteins die Sichtbarkeit von Verbraunung und Rostfleckung verringert. Mikromorphologisch lassen sich Toneinspülungen bis in die Basislage nachweisen. Der Basalt stellt durch seine überwiegend schluffige Verwitterung und die dabei in großen Mengen freigesetzten Nährstoffe günstige Bedingungen für das Bodenleben bereit. Die Durchwurzelung, auch mit Feinwurzeln, reicht in der Regel bis in die Basislage und auch Faunalturbation ist in großen Bereichen dieser periglaziären Lage nachweisbar, wenn auch gegenüber der Hauptlage in geringerem Umfang.

In von Buntsandsteinsedimenten dominierten Substraten zeigen die Braunerden auch Podsolierungserscheinungen. Dort kommen nahezu alle Übergangsformen von Braunerden bis hin zu Braunerdepodsolen vor. Die Böden lösslehmarmen Standorte zeigen häufig stärkere Podsolierungsmerkmale, so dass der äolische Anteil wohl als Hauptquelle für die Pufferkapazität der Böden gelten kann. Häufig ist die Versauerung wohl auf unangepasste Landnutzung in der Vergangenheit zurückzuführen: Starker Nährstoffentzug, z.B. durch Köhlerei, Waldweide, umfangreiche Holzentnahme, verringerte die Pufferkapazität der Böden besonders in lösslehmarmen, sandsteindominierten Substraten nachhaltig.

Im Gegensatz zu den basaltreichen Substraten ist die Schichtentrennung des sandsteindominierten oberflächennahen Untergrundes sehr einfach. Bereits im Gelände kann die charakteristische rote Färbung fast aller Basislagen im Untersuchungsgebiet klar von den durch Bodenbildung braun gefärbten Hauptlagen bzw. Solumsedimenten unterschieden werden. Die meisten Basislagen sind sanddominiert, so dass auch nur geringe Gehalte äolischen Materials in der Hauptlage die Schichtentrennung durch Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens erleichtern. Auch der Schwermineralgehalt und seine Zusammensetzung in den Buntsandsteinsedimenten begünstigen die Erkennung von Fremdmaterial (Lösslehm, Laacher See-Tuff).

Oftmals finden sich an der Grenze von der Hauptlage zur Basislage Stein- oder Blockanreicherungen, deren Komponenten mit ihrer Längsachse hangabwärts eingeregelt sind. Die Genese dieser Konzentrationen von Skelettmaterial kann nicht in allen Fällen sicher geklärt werden. Manchmal macht unter den Steinen vorhandenes Hauptlagenmaterial eine Steinsohlengeneese an der Basis der periglaziären Lage wahrscheinlich. In den meisten Fällen jedoch ist kein Hauptlagenmaterial unter dem Skelett nachzuweisen, was eher auf eine Genese in Form eines Steinpflasters als Erosionsresiduum hindeutet. Feines, hauptlagenbürtiges Material zwischen den Skelettkomponenten kann in beiden Entstehungsmöglichkeiten vorkommen und fällt damit als Entscheidungskriterium aus.

Das Auftreten mehrerer, übereinanderliegender Basislagen unterschiedlichster Feinbodenzusammensetzung, Skeletthaltigkeit und Lagerungsdichte ist typisch für Buntsandsteinlandschaften, so auch in diesem Untersuchungsgebiet. Dichtgelagerte und/oder tonige Basislagen bedingen oftmals Wasserstau und Interflowprozesse innerhalb des oberflächennahen

Untergrundes. Häufig finden sich zwischen verschiedenen Basislagen aber auch auf der obersten Basislage geschichtete bis fein laminierte Schwemmsande.

Die hangabwärtige Einregelung der Skelettlängsachsen kann in Buntsandsteinmaterial-Basislagen als sehr charakteristisch angesehen werden. Besonders sanddominierte Schichten weisen häufig tonreiche Bänderungen auf, deren Genese sich sehr gut durch mikromorphologische Untersuchungen bestimmen lässt. Ungestörte, nicht fragmentierte Toneinwaschungen sind Folge von Tonverspülungen aus dem Hangenden oder von Tondisproportionierungen innerhalb eines Schichtpaketes. Toncutanfragmente dagegen belegen eine transportbedingte Ablagerung des Tons. Meist handelt es sich dabei um verspültes Material, dann ist die Bänderung als ein primäres, substratbedingtes Merkmal anzusehen.

Schichtübergreifende Bodenbildungsvorgänge beschränken sich in sandsteindominierten Profilen auf Toneinspülungen, die bis in die Basislage nachweisbar sind. Verbraunung tritt nur sehr untergeordnet (dünne Kornüberzüge einzelner Körner) in Erscheinung. Faunalturbation ist im Liegenden der Hauptlage, mit Ausnahme von Wohn- und Vorratshöhlen größerer Tiere, in der Regel nicht erkennbar. Die Durchwurzelung beschränkt sich weitestgehend auf die Hauptlage, nur Grobwurzeln, die überwiegend der Stabilisierung dienen, greifen auch auf die Basislage über.

Bodenprofile aus Substraten, in denen Buntsandsteinsedimente und Basalt in Mischung vorkommen, sind durch Eigenschaften beider beschriebenen Gruppen von Böden gekennzeichnet. Je nach Dominanz einer Gesteinskomponente ist die Charakteristik der Bodenbildung mehr der einen oder der anderen Richtung zugeneigt. Entsprechend stellt sich auch der Schwierigkeitsgrad bei der Differenzierung der periglaziären Lagen dar.

Die Folgen historischer Bodenerosion sind in nahezu ubiquitärer Verbreitung in den Bodenprofilen des Untersuchungsgebietes zu finden. Kolluvien treten sehr häufig in allen Reliefpositionen und unabhängig vom Substrat auf. Die Hauptlagen sind oftmals verkürzt, wenn man von einer ursprünglich durchschnittlichen Mächtigkeit von 50 cm ausgeht. Allerdings wurden im Rahmen der eigenen Untersuchungen keine Standorte im Untersuchungsgebiet Alsberg gefunden, in denen die Hauptlage erosionsbedingt komplett fehlt.

Der Lösslehmgehalt im oberflächennahen Untergrund schwankt expositionsbedingt. Die Substrate der Ost- und Südostexpositionen sind meist etwas lösslehmreicher als die Hauptlagen anderer Hangausrichtungen.

In der Gesamtbetrachtung kann das Untersuchungsgebiet Alsberg als deutlich lösslehmärmer als z.B. die Standorte im Vorspessart bezeichnet werden. Die häufig lösslehmreichen Mittellagen fehlen völlig. Der nährstoffreiche, schluffig verwitternde Basalt in den periglaziären Lagen führt in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes zu einer Erhöhung der pedogen bedingten Standortqualität.



## 6 Synthese

Zur Beantwortung der eingangs gestellten Forschungsfragen zu den Themenkomplexen „Oberflächennaher Untergrund“ und „Periglaziäre Lagen und Böden“ (vgl. Kapitel 1) werden im Folgenden die Ergebnisse der Untersuchungen aus dem hessischen Spessart zusammenfassend diskutiert.

### 6.1 Substrate und Eigenschaften

Der oberflächennahe Untergrund im hessischen Spessart wird in erster Linie durch periglaziäre Lagen gebildet. Daneben treten pleistozäne Schwemmsande und holozäne Kolluvien in Erscheinung. Diese beiden Substrate stehen in enger Verbindung zu den periglaziären Lagen: Die Schwemmsande sind Spülsedimente, die auf oder zwischen Basislagenbildungen aus Buntsandsteinmaterial vorkommen. Bei den Kolluvien handelt es sich um das korrelierte Sediment anthropogen bedingter Bodenerosion. Es besteht in der Regel aus Hauptlagenmaterial.

Die Eigenschaften der periglaziären Lagen variieren aufgrund der unterschiedlichen Gesteine und des Anteils äolisch eingetragenen Fremdmaterials, aus denen sie aufgebaut sind. Dabei ist für den hessischen Spessart festzustellen, dass die äolische Fremdkomponente, in der Regel handelt es sich dabei um Lösslehm, untergeordnet auch um Laacher See-Tuff, von West nach Ost abnimmt. Größere Mengen an Lösslehm finden sich im Vorspessart und an den Unterhängen der Buntsandsteinschichtstufe. In den höher und östlicher gelegenen Teilen des hessischen Spessarts ist der Lösslehm nur in sehr geringen Mengen am Aufbau der periglaziären Lagen beteiligt. Im Vergleich zum bayerischen Teil des Gebirges, wo sich größere Lösslehmengen auch im zentralen Hochspessart finden (vgl. SEMMEL 2008, WITTMANN 1967), ist das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit recht weit von den Hauptquellgebieten des Lösslehms, den Schotterfluren des Mains, entfernt. Da dieser äolische Fremdmaterialanteil eine große Bedeutung für die Charakteristik der periglaziären Lagen und die darin ausgebildeten Böden hat, sind die Ergebnisse dieser Studie nur eingeschränkt auf den bayerischen Spessart übertragbar.

#### Basislagen

Die Basislagen im Untersuchungsgebiet unterscheiden sich in ihrer Charakteristik durch die verschiedenen Gesteine, aus denen sie aufgebaut sind:

Basislagen aus Buntsandsteinmaterial variieren dabei am stärksten in ihren Eigenschaften, da die Sedimentgesteine, aus denen sie bestehen, wechselnde Faziesausprägungen, besonders in Hinblick auf ihre Korngrößenzusammensetzung, den Geröllgehalt und ihre Färbung, aufweisen. Aufgrund dessen lassen sich in den Buntsandsteingebieten oft mehrere Basislagen erkennen. Sehr dichte und/oder tonige Sedimentdecken verursachen dabei häufig einen Stau des perkolierenden Sickerwassers. Dies führt zu Interflowprozessen an Hän-

gen oder zur Vernässung der hangenden Substrate in ebenen Reliefeinheiten. Die Steine und Blöcke der buntsandsteinmaterialgeprägten Basislagen zeigen sehr oft eine hangparallele Einregelung ihrer Längsachsen, was auf eine überwiegend solifluidale Genese hindeutet. Reste tropoider, tertiärer Verwitterungsprozesse können in den Basislagen aus Buntsandsteinmaterial enthalten sein. Sie beschränken sich auf räumlich sehr eng begrenzte Bereiche und sind daher für die Gesamtfläche des hessischen Spessarts nur von sehr untergeordneter Bedeutung. Die typische Färbung der Basislagen entspricht der des Ausgangsmaterials. Es dominieren Rottöne. Daneben treten auch hellbraune, gelbliche und weiße Farben auf. Die hangenden Schichten, in der Regel Hauptlagen, lassen sich aufgrund ihrer vorwiegend satt braunen Farbe von den Basislagen abgrenzen. Dazu trägt auch die Tatsache bei, dass nur sehr selten schluffige Buntsandsteinsedimente vorkommen, so dass, bei einem feststellbaren Anteil äolischen Fremdmaterials in der Hauptlage, die Basislagen sich auch durch eine abweichende Korngrößenzusammensetzung (i.d.R. schluffärmer als die Hauptlagen) identifizieren lassen. Es treten größere Sprünge im Vergleich der Sand-Schluff-Quotienten auf. Im Schwermineralspektrum der Buntsandstein-Basislagen dominieren die stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Anatas.

Die Entnahme ungestörter Proben war aufgrund hoher Skelettgehalte und/oder sehr dichter Lagerung der Basislagen oft sehr schwer zu realisieren. Die „bunte“ fazielle Ausprägung der Sedimente spiegelt sich in ihrer mikromorphologischen Charakterisierung wider. Sandige Basislagen zeichnen sich meist durch eine lockere Lagerung der Sandkörner aus. Manchmal sind diese auch durch Brücken eingespülten Tons miteinander verbunden. Sind in diesem hochdurchlässigen Material größere Gesteinsstückchen enthalten, reichert sich an ihrer Oberseite häufig Feinsubstanz an. In einigen Schliffen zeigt sich eine kompakte Mikrostruktur der Basislage, bei der die Sandkörner in eine hellgraue bis hellbraune Matrix aus Feinmaterial (Ton und Schluff) eingebettet sind, die nur sehr wenige Hohlräume aufweist. Tonige Basislagen besitzen eine ähnliche, sehr kompakte Mikrostruktur, wobei noch weniger Hohlräume auftreten und die Matrix zwischen den Sandkörnern aus gesteinsbürtigem, rotbraunem bis rotem Ton oder aus Toncutanfragmenten besteht.

Basislagen aus Bröckelschiefer zeichnen sich vor allem durch ihre hohen Tongehalte und die in der Regel sehr dichte Lagerung aus. Sie wirken dadurch häufig als Aquiclude, was wiederum Interflowprozesse oder ein erhöhtes Stauwasseraufkommen begünstigt. Oft sind mehrere Basislagen übereinander ausgebildet, die sich durch ihre Korngrößenzusammensetzung und die Färbung unterscheiden lassen. Es dominieren rote und braune Farben, die auf die hohen Eisengehalte der Substrate hinweisen. Die Abgrenzung zu hangenden Schichten (i.d.R. Hauptlage) ist schon im Gelände problemlos möglich, denn die Basislagen aus Bröckelschiefer sind schluffärmer, da sie nicht von äolischen Komponenten beeinflusst und deutlich dichter gelagert sind als Hauptlagen oder Kolluvien. Die hangparallele Einregelung der Längsachsen des Skeletts ist auch in Basislagen aus Bröckelschiefer meist gegeben. Im Schwermineralspektrum treten hohe Anteile von Turmalin und Zirkon in Erscheinung. Skelettreichtum und hohe Lagerungsdichten verhinderten die Entnahme ungestörter Proben, so dass auf die mikromorphologische Charakterisierung des Substrats an dieser Stelle verzichtet werden muss.

Basislagen aus Basalt sind schwerer von den hangenden Schichten, Hauptlage bzw. Kolluvium, zu unterscheiden. Das liegt vor allem an der schluffigen Verwitterung des Gesteins, die eine Abgrenzung über den Schluffgehalt erschwert, große Sprünge im Sand-Schluff-Quotienten fehlen im Übergang von der Haupt- zur Basislage. Allerdings ist der Grobschluffgehalt in den äolisch beeinflussten Sedimentdecken meist etwas höher als in den lösslehmfreien Basislagen, so dass trotzdem die Korngrößenzusammensetzung auf Schichtung hinweisen kann, wenn auch wesentlich schwächere Unterschiede im Vergleich mit Standorten mit Buntsandsteinmaterial oder Bröckelschiefer bestehen. Tonige Basislagen aus Basalt treten immer dort auf, wo sie Reste tertiär-tropoider Verwitterungsprozesse beinhalten und damit Wasserstau begünstigen. Typisches Anzeichen solcher Sedimentanteile ist auch völlig durchgewittertes Skelett, das sich mit dem Messer schneiden lässt. Die Basislagen aus Basalt werden durch dunkelbraune und dunkelgraue Farben dominiert. Vereinzelt treten auch grünliche oder rötliche Farbnuancen in Abwandlung von Grau und Braun auf. Als weiteres Abgrenzungskriterium der Basislagen aus Basalt gegenüber den hangenden Schichten kann der höhere Grobbodenanteil gelten. Bevorzugte Einregelungsrichtungen der Skelettkomponenten sind nicht erkennbar. Auch lassen sich keine Hinweise auf das Vorkommen mehrerer Basislagen finden. Dies mag an der einheitlichen Faziesausprägung des Gesteins liegen, die Varianzen unterschiedlicher Sedimentdecken maskiert. Das Schwermineralspektrum wird durch Augit absolut dominiert, Anteile anderer Minerale treten demgegenüber sehr stark in den Hintergrund.

Die Mikrostruktur der basaltischen Basislagen ist meist sehr kompakt: Basaltsteine und Material in Sandkorngröße sind dabei in einer dichten, dunkel gefärbten Matrix aus Schluff und Ton eingebettet. Das Material wird aber an vielen Stellen von meist biogenen Hohlräumen durchbrochen und aufgelockert. In sehr locker gelagerten Bereichen finden sich auch hier Feinmaterialakkumulationen auf größeren Basaltstücken. Tonreichere Basislagen weisen eine subpolyedrisch aggregierte Mikrostruktur auf. Die einzelnen Aggregate sind dabei meist durch Risse voneinander getrennt. Die Feinsubstanz der basaltischen Basislagen erscheint im Dünnschliff heller als das Material der durch Verbraunungsprozesse überprägten hangenden Schichten. Auch die starke Verwitterung größerer Basaltstücke lässt sich im Dünnschliff häufig nachvollziehen: Neben Stücken mit einer dicken Verwitterungsrinde treten fragmentierte Basaltstücke und Klasten auf, deren kompakte Konsistenz fast vollkommen aufgelöst ist, so dass fließende Übergänge zur Matrix auftreten.

Basislagen aus Glimmerschiefern des Vorspessarts sind sehr häufig tonreich und rötlich gefärbt. Diese Eigenschaften weisen auf größere Anteile tertiärer Verwitterungsreste in den Sedimentdecken hin. Eine in der Regel dichte Lagerung des Substrates begünstigt den Stau perkolierenden Sickerwassers. Fehlt tonig verwittertes Material in den Basislagen aus Glimmerschiefer, so sind sie eher braun gefärbt. Die Abgrenzung der weitgehend fremdmaterialfreien Sedimentdecke gegen hangende Deckschichten ist meist unproblematisch. Die großen Lösslehmengen im Vorspessart haben dazu geführt, dass sowohl Mittel- als auch Hauptlagen bodenartig sehr deutlich von den Basislagen des Gebietes variieren. Ein ausgeprägtes Grobschluffmaximum weist auf die äolische Beeinflussung von Haupt- und Mittel-

lage hin. Sprünge im Sand-Schluff-Quotienten zwischen den lösslehmhaltigen und den lösslehmfreien Deckschichten sind meist sehr markant. Daneben sind die Basislagen dichter gelagert und enthalten immer mehr Skelett als das hangende Material. Die groben Klasten der Basislagen aus Glimmerschiefer zeigen in größeren Aufschlüssen oft eine hangparallele Einregelung ihrer Längsachsen. Im Schwermineralspektrum dominieren die stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Anatas. Eine Abfolge mehrerer Basislagen übereinander nachzuweisen, war im Untersuchungsgebiet nicht möglich. Das Vorkommen solcher Sedimentstapel kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, denn im Gegensatz zu den Buntsandsteinensedimenten gibt es im Glimmerschiefer des Vorspessarts kaum unterschiedliche Faziesausprägungen, so dass vielleicht vorhandene Schichtgrenzen nicht erkannt werden können. Lagerungsdichte und Skelettreichtum erschweren die Entnahme ungestörter Proben des Substrates, so dass nur Material aus dem direkten Grenzbereich oder weniger Zentimeter unter der hangenden Schichtgrenze mikromorphologisch untersucht werden konnte. Die Mikrostruktur der Basislage erscheint dabei als sehr kompakt: In dichter Lagerung sind Glimmerschieferstückchen in eine durch Eisen und Mangan sehr dunkelbraun bis teilweise schwarz gefärbte, schluffig-tonige Matrix eingebettet. Das Material wird nur durch wenige Hohlräume, in der Regel Risse, durchbrochen. Bioporen sind im Übergangsbereich zur hangenden Deckschicht auch im Dünnschliff nachzuweisen. Trotz der Hohlraumstrukturen ist keinerlei Aggregation des Materials erkennbar.

Für alle Basislagen des Untersuchungsgebietes kann eine in situ Entstehung durch Verwitterung ausgeschlossen werden. Besonders deutlich wird dies dort, wo die Deckschicht geologische Grenzen überschreitet und Material enthält, das aus dem hangaufwärtigen Bereich stammt. Deutlich sichtbar wird das Phänomen zum Beispiel, wenn eine dunkle, basaltische Basislage auf rötlichem Buntsandsteinmaterial liegt oder auch sandsteingeprägte Schutte auf den flachen Hängen des Bröckelschiefers zu finden sind. Auch mit Basislagen verschiedener Buntsandsteinstraten, deren fazielle Ausprägung variiert, kann die Verlagerung des Materials nachgewiesen werden. Ab dem Überschreiten der geologischen Grenze wird mit zunehmender Transportdistanz immer mehr Material des unterhalb der Grenze anstehenden Gesteins in die Basislage inkorporiert, so dass nicht nur Deckschichten aus einer Gesteinsart vorkommen, sondern auch Mischungen unterschiedlichster Anteile auftreten. Die Eigenschaften dieser „Mischsedimente“ sind dann auch, je nach Dominanz der Gesteinsart, mehr dem einen oder anderen Basislagentyp entsprechend ausgeprägt. Die im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen Transportdistanzen für Basislagen schwanken meist zwischen 100 und 150 Metern. Viele Basislagen enthalten Reste alter Verwitterungsprozesse, die wohl unter den tropischen Bedingungen im Tertiär gebildet wurden. Trotz der meist geringeren Anteile an der gesamten Basislage, beeinflusst das in der Regel tonige Substrat die Standortbedingungen, besonders in Hinblick auf die Wasserwegsamkeit der Sedimentdecke. Die Basislagen im hessischen Spessart enthalten nahezu keine Fremdmaterialanteile wie Lösslehm oder Laacher See-Tephra. Nur vereinzelt kann ein Eintrag einzelner Minerale schwermineralogisch nachgewiesen werden. Im Dünnschliff wird der Grund dafür oft sichtbar: In Hohlräumen, meist biogenen Ursprungs, kann Material aus dem Hangenden durch Einspülung oder durch



Wühlprozesse bis in die Basislage gelangen. Die Matrix der Sedimentdecke ist dagegen fremdmaterialfrei.

Die Intensität der bioturbaten Überprägung der Basislagen ist unter anderem von der Mächtigkeit der sie bedeckenden Sedimente abhängig. So kann im Vorspessart unter Haupt- und Mittellage ein bioturbater Einfluss in der Basislage nur noch mikromorphologisch nachgewiesen werden oder beschränkt sich auf die Durchwurzelung mit stabilisierenden Grobwurzeln der Bäume. Ist die Sedimentbedeckung geringer, sind auch die bioturbaten Prozesse in der Basislage intensiver. Sehr tonige, dichte Deckschichten, z.B. aus Bröckelschiefer oder mit tertiären Verwitterungsresten, werden häufig von den Wurzeln gemieden, im Dünnschliff zeigen sich aber durchaus noch Wühlstrukturen oder Hohlräume der bodenlebenden Fauna. Besonders biogen überprägt sind die Basislagen aus Basalt. Sie sind oft aufgelockert und gut durchwurzelt. Basislagen aus Buntsandsteinmaterial sind dagegen deutlich weniger durch Fauna und Flora überformt, auch wenn sie weder die Durchwurzelung behindern noch eine Barriere für Wühlprozesse darstellen. Die mikromorphologischen Untersuchungen zeigen, dass besonders die obersten Zentimeter der Basislagen durchaus noch zum Lebensraum des Edaphons zählen, so finden sich Wurzeln, Wurzelreste, Sklerotien und biogene Hohlräume in den Dünnschliffen. Mit zunehmender Tiefe geht diese Art der Überformung aber zurück.

### **Mittellagen**

Mittellagen finden sich im hessischen Spessart vor allem im stark lösslehmbeeinflussten Vorspessart. Bei den Geländearbeiten konnten im Buntsandsteinspessart keine Mittellagen untersucht werden. Damit ist die Existenz dieser Sedimentdecke für den hessischen Hochspessart natürlich nicht ausgeschlossen, beschreibt doch z.B. HEINRICH (1989a) Mittellagen in konkaven Unterhangpositionen des Kinzigtals, und auch im unteren Teil des Anstiegs der Buntsandsteinschichtstufe sind sie durchaus zu finden. Außerdem ist ihr Vorkommen in für ihre Erhaltung günstigen Positionen, z.B. enge Talschlussbereiche, Hangdellen oder konkave Unterhänge zu vermuten. Allerdings betrifft dies nur sehr kleine Areale, die in der Gesamtbetrachtung der Fläche des Untersuchungsgebietes zu vernachlässigen sind. Im Vorspessart sind die Mittellagen dagegen sehr weit verbreitet und beeinflussen wesentlich die Standortbedingungen. Die Sedimentdecke wird in ihrer faziellen Ausprägung durch große Mengen an Lösslehm dominiert. Dies äußert sich auch in der Schwermineralzusammensetzung, in der standortfremde Minerale wie Epidot und Grüne Hornblende als Lösslehmzeigerminerale bestimmend sind. Vereinzelt können Laacher See-Tuff-typische Schwerminerale wie Augit, Braune Hornblende oder Titanit bioturbat in das Substrat der Mittellage eingemischt sein, bleiben aber die Ausnahme. Neben den äolischen Fremdkomponenten ist in allen Mittellagen des Vorspessarts Basislagenmaterial enthalten. Dies belegt die Aufarbeitung des liegenden Materials bei der Formung der periglaziären Lage und schließt aus, dass die Bodenbildung an diesen Standorten in einer rein äolischen Deckschicht stattgefunden hat. Dabei findet sich der größte Anteil Basislagenmaterials im unteren Abschnitt der Deckschicht. Die Grenze zwischen Mittel- und Basislage erscheint im Gelände in sehr scharfer Ausprägung. Die Dünnschliffuntersuchungen belegen, dass nur in einem sehr engen Bereich

von ca. ein bis zwei Zentimetern beide Substrate in ähnlichen Anteilen vermischt sind. Schon in den angrenzenden hangenden bzw. liegenden Abschnitten dominiert ein Faziestyp jeweils deutlich. Die Mittellagen zeichnen sich gegenüber den Haupt- und Basislagen durch sehr hohe Tongehalte aus. Dass diese kein Ergebnis pedogenetischer Prozesse, z.B. der Tonverlagerung aus der Hauptlage sind, konnte erst mit Hilfe der Mikromorphologie eindeutig erkannt werden. In den Dünnschliffen der Mittellagen treten nebeneinander zwei verschiedene Matrixtypen auf: Die schluffdominierte Matrix besteht dabei aus dem äolisch eingetragenen Lösslehm, während der tonige Feinmaterialanteil aus umgelagerten Aggregaten einer älteren Bodenbildungsphase stammt, wie auch die enthaltenen, teils laminierten Toncutanfragmente belegen. Dieser ererbte Ton macht durchschnittlich etwa 60% des gesamten Tongehaltes der Mittellagen aus (vgl. auch Diskussion zur Phänoparabraunerde). Die Aufarbeitung und Inkorporation der Reste einer Bodenbildung durch Vermischung mit eingewehten Fremdkomponenten und Basislagenmaterial zur heutigen Mittellage zeigt, dass es vor der Formung der Deckschicht eine morphologische Ruhephase gab, in der die Genese einer Parabraunerde möglich war. Da die tonigen Aggregate als Zeugnisse dieser Pedogenese frei von Basislagenmaterial sind und fast ausschließlich Mineralkörner in Schluffkorngröße enthalten, ist davon auszugehen, dass die Bodenbildung in einem Substrat stattgefunden hat, das wohl als äolische Deckschicht die Basislage verhüllte. Im Anschluss an die Bodenbildungsphase wurde der größte Teil des pedogen überprägten Substrates offenbar erodiert, so dass nur noch Reste davon bei der Bildung der Mittellage vorhanden waren und in diese aufgenommen werden konnten.

Aus dem Tongehalt der Bodenreste lässt sich auf eine hohe Intensität der Lessivierung schließen, die nur in einer Warmzeit stattgefunden haben kann. Weiterhin ließe sich folgern, dass die Basislage rißzeitlichen Alters ist, im Eem die Genese einer Parabraunerde aus Löss stattgefunden hat, die wiederum zum größten Teil im Frühwürm erodiert wurde, bevor die Mittellage entstand. Diese Einordnungen bleiben spekulativ, da die wirkenden Prozesse und die Verteilung von älteren Sedimenten an einem Hang hochgradig divers sind. Außerdem sind Lessivierungsprozesse nicht auf interglaziale Klimabedingungen beschränkt (vgl. auch KÜHN 2003a, VAN VLIET & LANGOHR 1981), so dass die Bildung von Mittel- und Basislage im vorliegenden Fall nicht zwingend zwei verschiedenen Kaltzeiten zuzuordnen ist. Möglicherweise zeigen die Befunde auch eine Unterbrechung während der Formung der periglaziären Sedimente einer Kaltzeit an, während der eine Bodenbildung stattgefunden hat. Reste davon blieben bei einer anschließenden Abtragsphase, vielleicht in einer Schutzposition, zum Teil erhalten und sind deswegen heute in der Mittellage zu finden. Sichere Beweise fehlen für beide skizzierten Abläufe.

Die Befunde unterstreichen die Komplexität im Aufbau der Hangsedimente und den Mangel an direkten Datierungsmöglichkeiten periglaziärer Lagen, die ein besseres Verständnis der Landschaftsgenese ermöglichen würden. Bei der Betrachtung der Mittellagenzusammensetzung ergibt sich auch die Frage nach den für ihre Bildung verantwortlichen Formungsprozessen. Der Gehalt an Basislagenmaterial, äolischen Komponenten und den Aggregaten der älteren Bodenbildung lässt auf Vermischungsprozesse schließen. Diese können solifluidaler oder kryoturbater Natur gewesen sein, Anzeichen für Spülprozesse fehlen. Die intensive Vermischung der unterschiedlichen Materialien sind Anzeichen für eine stärkere Homogeni-

sierung. Dass dabei die sehr fragilen Aggregate erhalten blieben, lässt sich durch einen Transport in gefrorenem Zustand erklären. Sie hätten einen Transport im ungefrorenen Zustand in dieser Menge wohl kaum überstanden. Unter rezenten Bedingungen führen Bioturbationsprozesse zur Auflösung der Aggregate.

Die mikromorphologische Analyse zeigt für die Mittellage eine sehr kompakte Mikrostruktur, bei der tonige Aggregate, Toncutanfragmente, Glimmerschieferstückchen und schluffige Feinsubstanz in dichter Lagerung vorliegen. Unterbrochen und aufgelockert wird die kompakte Struktur durch Risse und biogene Hohlräume. Daneben finden sich in den Dünnschliffen vereinzelt Wurzeln und Wurzelreste sowie Toneinspülungen als Beleg rezenter Bodenbildungsvorgänge (vgl. Diskussion zur Phänoparabraunerde). Die Mittellage im Untersuchungsgebiet ist immer dichter gelagert als die im Hangenden vorkommenden Sedimente. Das ist wohl vor allem mit der verringerten Intensität der Bioturbation in der Mittellage zu erklären. Wurzeln, besonders die Feinwurzeln, meiden die tonigen Substrate, wenngleich diese eine Durchwurzelung nicht grundsätzlich verhindern. Die Faunalturbation ist dagegen sehr viel aktiver, wie an den Wühlstrukturen im Dünnschliff erkennbar ist oder auch an den vereinzelt eingemischten Mineralen des Laacher See-Tuffs, die sonst nur in der Hauptlage zu finden sind.

## Hauptlagen

Die Substrate der Hauptlagen im hessischen Spessart sind immer Mischungen aus Basislagenmaterial, Lösslehm und Laacher See-Tuff. Im Vorspessart tritt in einigen Gebieten der Anteil des Basislagenmaterials in der Hauptlage zugunsten von Mittellagensubstrat in den Hintergrund. Die Eigenschaften der Hauptlage variieren je nach Anteil der einzelnen Komponenten. So sind die Hauptlagen im Vorspessart sehr lösslehmreich, da dort viel äolisches Material während der Genese der periglaziären Lagen eingetragen und oft Mittellagenmaterial in die Hauptlage aufgearbeitet wurde. Der Einfluss des im tieferen Untergrund anstehenden Glimmerschiefers tritt demgegenüber zurück. Dagegen sind die Hauptlagen im Hochspessart arm an Fremdmaterial, so dass vor allem die Buntsandsteinkomponente die Faziesausprägung der Hauptlage bestimmt.

Hauptlagen in Buntsandsteingebieten sind in ihrer Charakteristik recht unterschiedlich ausgebildet. Der Anteil an Fremdmaterial (Lösslehm und Laacher See-Tuff) ist aber immer so hoch, dass eine Abgrenzung zur Basislage problemlos möglich ist. In den meisten Fällen umfasst die Hauptlage das gesamte Solum, wobei sich die Deckschicht farblich durch die pedogene Überprägung vom Liegenden abgrenzen lässt. Außerdem ist der Skelettgehalt der Hauptlage in der Regel viel geringer als der der Basislage. Häufig ist in den Profilen zu beobachten, dass der Anteil des Fremdmaterials mit der Tiefe abnimmt, da im unteren Teil der Lage der Anteil aufgearbeiteten Basislagenmaterials größer wird. Dieser allmähliche Materialwechsel umfasst oft einen zehn bis zwanzig Zentimeter mächtigen Bereich. Der Wechsel in der Durchwurzelung und vor allem im Skelettgehalt vollzieht sich dagegen meist auf sehr viel geringerem Raum. Eine weitere Besonderheit der Hauptlagen in Buntsandsteingebieten

sind die vor allem im Mittleren Buntsandstein häufig vorkommenden Steinanreicherungen am Übergang zur Basislage. Die groben Klasten sind dabei zumeist mit ihrer Längsachse hangparallel eingeregelt. Findet sich unter den Steinen Hauptlagenmaterial, ist eine Zugehörigkeit des Skeletts zu dieser Sedimentdecke eindeutig belegt. Viel häufiger ist aber eine Steinsohle vorzufinden, die direkt zur Basislage überleitet, also kein Hauptlagenmaterial unter den Steinen erkennen lässt. In diesem Fall könnte es sich bei den Grobkomponenten auch um ein Steinpflaster in Form eines Erosionsresiduums handeln, das aus Basislagenmaterial hervorgegangen ist und dann später von der Hauptlage bedeckt wurde. Der Schwermineralbestand der Hauptlagen in Buntsandsteingebieten schwankt mit den Anteilen des Fremdmaterials. Oft dominieren die buntsandsteinbürtigen Minerale Turmalin, Zirkon und Anatas. Die Fremdkomponente zeigt sich meist an Mineralen wie Epidot, Grüne Hornblende, Augit, Braune Hornblende und Titanit. Die Hauptlage ist in den Buntsandsteingebieten immer Hauptdurchwurzelungsraum für die Vegetation. Ausnahmen bilden nur Standorte, an denen sie durch mächtige Kolluvien bedeckt ist. Die mikromorphologischen Analysen zeigen für Hauptlagen in Buntsandsteingebieten sehr unterschiedliche Charakteristika. Allen gemeinsam ist die starke biogene Überprägung: In allen Schlifften findet sich eine große Anzahl von Bioporen, Wühlstrukturen, Wurzeln, Sklerotien und Resten organischer Substanz. Besonders in den oberen Zentimetern der Deckschicht lässt sich auch häufig Losung der Bodenfauna nachweisen. In Bh-Horizonten dominieren solche Losungsaggregate die gesamte Mikrostruktur. Je nach Feinmaterialanteil in der Hauptlage variiert die Mikrostruktur: Die Spannbreite reicht von einer sehr kompakten, aber immer bioturbat durchbrochenen, dichten Packung von Sandkörnern in einer Feinmaterialmatrix, die, wenn die Bioturbation eher schwach ist, auch stellenweise subpolyedrische Aggregierungstendenzen zeigt, über eine lockere Lagerung von Sandkörnern mit mehr oder weniger dicken Feinmaterialhüllen bis hin zu einer Lagerung von blanken Sandkörnern mit Mikroaggregaten aus Feinmaterial in den Zwischenräumen.

In Gebieten mit Basalt im tieferen Untergrund weichen die Eigenschaften der Hauptlage deutlich ab. Das liegt vor allem an dem hohen Schluffgehalt, der neben der Fremdmaterialkomponente auch auf die schluffige Verwitterung des Basalts zurückzuführen ist. Eine Abgrenzung der Hauptlage gegenüber einer basaltischen Basislage fällt meist schwer: Die dunkle Farbe des Gesteins maskiert pedogene Verfärbungen, die auf eine Abgrenzung des Solums hinweisen könnte, das wiederum bevorzugt in der Hauptlage entwickelt ist. Auch schwermineralogisch dominiert der Basalt mit seinen hohen Augitgehalten die prozentualen Anteile anderer Minerale, so dass der Nachweis einer Fremdkomponente dadurch erschwert wird. Weiterhin beschränkt sich die Durchwurzelung der Substrate in Basaltgebieten nicht auf die Hauptlage, sondern greift in nahezu unveränderter Intensität bis auf die Basislage über. Trotzdem kann eine Abgrenzung über einen in der Regel geringeren Skelettgehalt und eine Dominanz des Grobschluffs gelingen, der vor allem äolischen Ursprungs ist. Die Schichtentrennung wird dann erleichtert, wenn eine basaltisch geprägte Hauptlage über einer buntsandsteinmaterialdominierten Basislage liegt, wie es in den Grenzbereichen der beiden Gesteine häufig vorkommt. In solchen Profilen lässt sich auch sehr gut nachweisen, dass die Hauptlage bei ihrer Genese Untergrundmaterial (Basislage) aufgearbeitet hat, denn mit zunehmender Tiefe wird das Substrat der Hauptlage dann durch höhere Sandgehalte geprägt.



Die Mikrostruktur basaltischer Hauptlagen ist häufig stark bioturbat überformt. Überall im Dünnschliff finden sich biogene Hohlräume, Wühlstrukturen, Wurzeln und Sklerotien. Allerdings durchbrechen die bioturbaten Auflockerungen dabei eine recht kompakte Mikrostruktur, die durch Risse getrennt, subpolyedrische Aggregate bildet. Nur stellenweise ist im Dünnschliff auch eine völlige Auflösung der Struktur durch wühlende Tiere zu finden.

Hauptlagen im Vorspessart sind sehr reich an Lösslehm. Über Basislagen aus Glimmerschiefer erleichtert diese Eigenschaft die Schichtentrennung sehr. Die Unterschiede in der Korngrößenverteilung und dem Skelettgehalt sind so groß, dass weitere laboranalytische Untersuchungen die schon im Gelände zweifelsfrei erkannte Schichtgrenze nurmehr untermauern können. Vor allem schwermineralogisch ist der Fremdmaterialeinfluss durch hohe Prozentgehalte an Augit, Brauner Hornblende, Titanit, Grüner Hornblende und Epidot eindeutig und leicht vom Basislagenspektrum zu trennen, in dem die stabilen Minerale dominieren. Der Reichtum an Lösslehm ist es aber auch, der in Profilen mit Mittellage die Schichtabgrenzung immens erschwert. Haupt- und Mittellage unterscheiden sich dabei im Skelettgehalt und der Korngrößenzusammensetzung nicht sehr stark. Hier ist die Schwermineralanalyse nützlich, denn im Spektrum der Hauptlage finden sich die Laacher See-Tuff-Zeiger (Augit, Braune Hornblende und Titanit), die dem Spektrum der Mittellage, bis auf einzelne bioturbat eingemischte Körner, fehlen. Ein weiterer Unterschied zwischen Haupt- und Mittellage besteht im Vorspessart im Tongehalt. Diese Varianz ist aber nicht pedogenen Ursprungs, sondern konnte mit Hilfe der Mikromorphologie eindeutig als schichtungsbedingtes Merkmal identifiziert werden: Im unteren Teil der Hauptlage sind in den Dünnschliffen abgerollte Aggregate schichtfremden Materials zu finden, deren Ursprung der Mittellage zugeordnet werden kann. Zum Teil handelt es sich dabei um Aggregate tonigen Materials einer älteren Bodenbildungsphase, wie sie schon für die Mittellage beschrieben wurden, andererseits finden sich auch Aggregate, deren schluffbetonte Matrix durch viele Eisenhydroxidimprägnierungen gekennzeichnet ist, wie sie in der liegenden Schicht vorkommen. Es zeigt sich, dass bei der Bildung der Hauptlage Untergrundmaterial, in diesem Fall die Mittellage, mit neueingetragenen Material vermischt wurde. Damit wurde der hohe Tongehalt des Materials aus dem Liegenden durch neu dazugekommenes, schluffiges Material verdünnt und erzeugt einen Tongehaltsunterschied zwischen Haupt- und Mittellage. Dass die Aggregate im unteren Teil der Hauptlage bis heute erhalten sind, kann nur durch eine geringere Intensität der bioturbaten Überformung in diesem Bereich erklärt werden. Diese wiederum ist pedogen bedingt im unteren Abschnitt der Hauptlage weniger stark ausgeprägt, da das Substrat dort tonangereichert ist (vgl. Diskussion zur Pedogenese) und sowohl von der Durchwurzelung als auch von der Bodenfauna eher gemieden wird. Das Mikrogefüge der Hauptlage ist meist kompakt und zeigt keinerlei Aggregation, allerdings ist die Bioturbation besonders im oberen Abschnitt der Schicht sehr stark wirksam, so dass die Mikrostruktur aufgelockert wird. Manchmal bildet sich dabei eine schwammige Mikrostruktur heraus. In den Dünnschliffen findet sich immer eine große Anzahl an Wurzeln, Wurzelresten, Sklerotien und Losung der Bodenfauna.

Die Hauptlagen in Gebieten mit Bröckelschiefer im geologischen Untergrund weisen keine gesonderte Charakteristik auf. Das liegt vor allem daran, dass in den mittleren Hangberei-

chen, in denen der Bröckelschiefer schon die Basislage bildet, die Hauptlage immer noch durch hohe Anteile von Buntsandsteinmaterial geprägt wird. In den unteren Hangbereichen ist der Lösslehmanteil wiederum so hoch, dass der Bröckelschiefer im Substrat davon dominiert wird. Die Abgrenzung der Hauptlage gegenüber einer Basislage aus Bröckelschiefer ist in keinem Fall problematisch, denn sowohl buntsandstein- als auch lösslehmdominierte Hauptlagen unterscheiden sich in Bodenart und Skelettgehalt erheblich vom liegenden Material. In ihren Eigenschaften ähnelt die Hauptlage dieser Gebiete den Hauptlagen der Buntsandsteingebiete oder den lösslehmreichen Substraten des Vorspessarts, zu denen sie im Unterhangbereich ohnehin überleitet.

Allen beschriebenen Hauptlagen ist gemein, dass sie sehr stark durch bioturbate Prozesse überformt sind. Nur in Ausnahmefällen kann man ihre ursprüngliche Mikrostruktur noch ansatzweise erkennen, wie z.B. an den abgerollten Aggregaten von Mittellagenmaterial im unteren Abschnitt einiger Hauptlagen im Vorspessart. Nicht nur Feinmaterial sondern auch Skelett kann durch Bodenfauna und -flora umgelagert werden. So ist es nicht verwunderlich, dass in den Hauptlagen des Untersuchungsgebietes eine hangparallele Einregelung der groben Klaster in der Regel nicht nachgewiesen werden kann. Einzige Ausnahme bilden die Steinanreicherungen im Grenzbereich Hauptlage/Basislage, die aber nicht zwingend Teil der Hauptlage sind. Im Vergleich mit den Basislagen kann für viele Teile des hessischen Spessarts festgestellt werden, dass die Hauptlagen meist über weitere Strecken verlagert wurden. Oft kommt es vor, dass die Hauptlage in gleicher Distanz zur geologischen Grenze noch mehr Material des hangaufwärtigen Gesteins enthält als die Basislage an gleicher Stelle. Besonders deutlich zeigt sich das in Gebieten mit Basalt und Buntsandsteinsedimenten: Im Abstand von etwa 150 m zur geologischen Grenze enthält die Basislage (fast) ausschließlich Buntsandsteinmaterial, während die Hauptlage auch einige Zehnermeter weiter noch durch basaltische Anteile dominiert wird. Ob dies am meist höheren Schluffgehalt der Hauptlagen, bedingt durch den Anteil äolischen Fremdmaterials, liegt, der die Anfälligkeit für solifluidale Bewegungen erhöht, muss eine Vermutung bleiben.

Für alle Hauptlagen im hessischen Spessart ist noch einmal gesondert anzumerken, dass sie, abgesehen von eventuell vorhandenen Kolluvien, die obersten Dezimeter des oberflächennahen Untergrundes bilden. Sie sind damit die Schnittstelle zwischen Atmosphäre und Biosphäre auf der einen und der Geosphäre auf der anderen Seite. Bioturbate und andere pedogene Prozesse sind in diesem Abschnitt besonders wirksam. Der Fremdmaterialanteil der Hauptlage stellt dabei für weite Teile des hessischen Spessarts eine erhebliche Verbesserung des Standorts in Bezug auf Wasser- und Nährstoffhaushalt der Böden dar, da die Substrate im Liegenden zum überwiegenden Teil nährstoffarm sind und eher negative Eigenschaften für die Wasserversorgung der Pflanzen bedingen, sei es Wasserstau oder starke Austrocknungsgefährdung.

### **Sedimentdecke im Hangenden der Hauptlage**

Im Untersuchungsgebiet Flörsbachtal tritt im Hangenden der Hauptlage in einigen Profilen eine Sedimentdecke in Erscheinung, deren Genese nicht eindeutig zu klären ist. Gegenüber

der Hauptlage im Liegenden grenzt sich das Sediment durch höhere Skelett- und geringere Feinbodengehalte ab. Die hellere Färbung ist wahrscheinlich pedogen bedingt, da in dieser Schicht Eluvialhorizonte entwickelt sind, während die Hauptlage durch Illuvialhorizonte gekennzeichnet wird. Weitere Argumente für eine Trennung in zwei Schichten sind die Variationen in der Durchwurzelung, wobei die Hauptlage weniger stark durchwurzelt ist, und Unterschiede im Schwermineralspektrum. Beide Sedimente zeichnen sich durch sehr geringe Fremdmaterialanteile aus, so dass die stabilen, buntsandsteinbürtigen Minerale die Schwermineralzusammensetzung dominieren, allerdings finden sich in der Hauptlage mehr Minerale, die auf einen Gehalt an Laacher See-Tuff hinweisen, als im Hangenden. Mikromorphologisch ist das Sediment durch eine nichtaggregierte, schwammige Mikrostruktur gekennzeichnet, die sehr stark bioturbat geprägt ist. Die Dünnschliffe zeigen dabei Abschnitte mit unterschiedlichen Feinsubstanzgehalten zwischen den Sandkörnern. Feinmaterialverspülungen innerhalb des Sedimentes sind unter dem Mikroskop in Form von Feinmaterialhauben auf größeren Sandsteinstücken zu erkennen, die eine weitere Verspülung behindern, und durch teils mikrolaminierte, grau gefärbte Feinsubstanzeinspülungen im unteren Teil der Schicht.

Im Unterschied zu Kolluvien ist diese Sedimentdecke oft skelettreich, arm an organischer Substanz und ohne kolluvientypisches, krümeliges oder plattiges Gefüge. Auch Holzkohlereste, die sich in Solumsedimenten häufig finden, treten in dieser Sedimentdecke weder makro- noch mikroskopisch in Erscheinung. Eine Genese als Oberlage (i.S.v. AD-HOC-AG BODEN 2005) ist auszuschließen, da Sedimentquellen, wie Gesteinsdurchragungen der periglaziären Lagen oder Basislagen als oberste Schicht des oberflächennahen Untergrundes, hangaufwärts fehlen. Dort ist die feinmaterialreichere Hauptlage ubiquitär verbreitet.

Möglicherweise ist die vorgefundene Sedimentschicht über der Hauptlage mit den Beschreibungen einer zweigeteilten Hauptlage vergleichbar (KÖSEL 1996, SEMMEL 1968, 2002), die Ergebnis zweier Verlagerungsphasen ist.

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für die Entstehung einer solchen Schicht ist die Genese als Erosionsresiduum der Hauptlage, denn diese ist beim Auftreten der Sedimentdecke regelmäßig nur in verringerter Mächtigkeit im Profil zu finden. Eine bevorzugte Ausspülung des Feinmaterials aus dem oberen Teil der Hauptlage würde auch die Skelettanreicherung, die geringeren Gehalte standortfremder Schwerminerale (bestimmt an der Feinsandfraktion) und die Feinbodenarmut dieser Schicht erklären.

### **Solumsedimente**

Die Kolluvien im hessischen Spessart unterscheiden sich in vielen Eigenschaften nur sehr wenig von der jeweiligen Hauptlagenausprägung in der Region, da sie zumeist aus Hauptlagenmaterial hervorgegangen sind. Besonders die Korngrößenzusammensetzung weicht oft nur wenig ab. Trotzdem gibt es Merkmale, die schon bei den Geländeuntersuchungen eine Unterscheidung von Solumsediment und periglaziärer Lage ermöglichen. Die meisten Kolluvien sind skelettärmer und etwas lockerer gelagert als die liegenden Deckschichten. Häufig tritt auch ein erhöhter Gehalt an organischer Substanz auf, der dem Sediment einen Grauschleier in der Färbung verleiht. Gefügemerkmale, wie eine krümelige Struktur oder eine

leicht plattige Lagerung, können auf eine kolluviale Genese hinweisen. Solumsedimente sind im hessischen Spessart sehr weit verbreitet: Vielfältige Nutzungsformen (Glasherstellung, Köhlerei, Salzsiederei, Bergbau usw.), die in der Vergangenheit das Untersuchungsgebiet prägten, gingen mit immensen Holzentnahmen einher. Dazu kamen noch die weitflächige Entnahme der Streu, Waldweide und große Flächen mit heutiger Waldbedeckung, die landwirtschaftlich genutzt wurden, so dass die Bodenbedeckung oft sehr reduziert war, was Erosionsprozesse und damit auch die Bildung von Kolluvien begünstigte. Die Solumsedimente sind durch Bioturbation sehr stark überformt. Die ohnehin schon lockere Lagerung des Substrats und die relative Armut an Skelett erleichtern die Durchwurzelung und Wühlprozesse. Die Befunde der mikromorphologischen Untersuchungen bestätigen im Wesentlichen die makroskopisch ersichtlichen Eigenschaften der Kolluvien: Alle Dünnschliffe aus Solumsediment werden durch eine sehr lockere Mikrostruktur bestimmt. Die Spannbreite reicht von der Überformung einer kompakten Lagerung zu einem schwammigen Mikrogefüge bis hin zu einer völligen, krümeligen Auflösung der ursprünglichen Materialstruktur. Die intensive Bioturbation lässt sich auch anhand der zahlreich im Schliff auffindbaren Wurzeln, Sklerotien und Lösung der Bodenfauna nachvollziehen. Der makroskopisch häufig auftretende Grauschleier kann unter dem Mikroskop als erhöhter Gehalt organischer Substanz erkannt werden. Dazu kommt, dass im Dünnschliff oft kleine Holzkohlepartikel im Kolluvium eingeschlossen sind, auch wenn makroskopisch vergleichbare Befunde fehlen. In seltenen Fällen sind abgerollte Aggregate erkennbar. Die aquatische Umlagerung von Bodenmaterial am Hang, die zur Ausbildung von Solumsedimenten führt, begünstigt die Entstehung einer solchen Mikrostruktur, allerdings sind die meisten Aggregate wohl schon durch die intensive Bioturbation aufgelöst worden.

### **Schwemmsande**

Pleistozäne Schwemmsande kommen in den Buntsandsteingebieten des hessischen Spessarts auf und zwischen Basislagenbildungen vor. In der Regel handelt es sich dabei um geschichtete Sedimente unterschiedlicher Färbung und Korngrößenzusammensetzung. Ihre Unterscheidung von in situ verwitterten, laminierten Sandsteinen gelingt anhand der eindeutig umgelagerten Sedimente im Liegenden. Die einzelnen Schichten des Schwemmsedimentes sind häufig nur wenige Zentimeter mächtig. Die mikromorphologischen Analysen geben Aufschluss über die Zusammensetzung und den Grund der unterschiedlichen Färbung: Helle Schichten bestehen oft aus einer lockeren Lagerung von Quarz in Sandkorngröße ohne Feinmaterial in den Zwischenräumen. Außerdem sind die meisten Körner völlig blank, lassen also färbende Kornhüllen vermissen. Es kommen auch helle Schichten aus Sandkörnern mit sehr hellen Feinmaterialeinspülungen in den Kornzwischenräumen vor. Braun gefärbte Straten sind auf dunkle Mineralkörner (z.B. Glimmer) oder auf braune Tongehalte zurückzuführen. Der Ton ist dabei entweder eingespült (ungestörte Lagerung) oder als Toncutanbruchstücke zwischen den größeren Klasten eingelagert. Die Färbung der einzelnen Schichten kann entsprechend syn- oder postsedimentäre Ursachen haben.



Neben den Beschreibungen zur Verbreitung verschiedener Sedimente und ihrer Eigenschaften liefern die Untersuchungen auch Erkenntnisse zu den Formungs- und Überformungsprozessen des oberflächennahen Untergrundes. Der Einsatz mikromorphologischer Analysen trägt zur Unterscheidung verschiedener Sedimente bei. So lassen sich z.B. Kolluvien mit Hilfe der Dünnschliffuntersuchungen recht gut durch ihre lockere Lagerung, den erhöhten Anteil organischer Substanz, den Gehalt von mikroskopisch kleinen Holzkohlestückchen und die starke biogene Prägung von der Hauptlage im Liegenden trotz nahezu gleicher Materialzusammensetzung trennen. Auch die Genese der Schwemmsande und die verschiedenen Gründe ihrer unterschiedlichen Färbung sind durch mikromorphologische Analysen gut nachvollziehbar. Besonders gut stellt sich die Aufarbeitung liegender Sedimente, z.B. in Form abgerollter Aggregate, bei der Bildung einer neuen periglaziären Lage im Dünnschliff dar. Die meisten mikromorphologischen Merkmale von Lockersedimenten in aktuellen und fossilen Periglazialgebieten (linsenförmig-plattiges Mikrogefüge, Vesikel, gebänderte Matrix, steilgestellte Gesteinsstücke, eingeregelter Klasten) fehlen in den untersuchten Proben. Lediglich Feinmaterialanreicherungen auf Steinen, abgerollte Aggregate und fragmentierte Toncutane sind in vielen Schliffen zu finden. Allerdings sind diese Merkmale kein Beleg für die Bildung durch Solifluktion unter periglazialen Bedingungen, sondern können auch andere Ursachen haben. Feinmaterialanreicherungen auf Steinen können ebenso Ausdruck einer verhinderten Tiefenverlagerung mit dem Sickerwasser sein, abgerollte Aggregate sind auch kennzeichnend für Kolluvien, und die Fragmentierung von Toneinspülungen kann vielfältige Ursachen haben, z.B. Quellungs- und Schrumpfungsprozesse oder Bioturbation. Besonders die Haupt- und die Mittellage sind durch bioturbate Prozesse sehr stark überprägt. Möglicherweise wurden dadurch die ursprünglichen Gefügemerkmale bereits zerstört. Die Basislagen zeigen jedoch eine viel geringere biogene Überformungsintensität, so dass frühere Mikrostrukturen durchaus erhalten geblieben sein könnten. Dass sie in den Proben nicht nachweisbar sind, mag zum Teil an der sandigen Faziesausprägung vieler Basislagen liegen, die weniger anfällig für Frostprozesse ist (vgl. auch FRENCH 2007, OSTROUMOV 2004, VAN VLIET-LANOË, FOX & GUBIN 2004), aber da auch Basislagen anderer Korngrößenzusammensetzungen die Merkmale vermissen lassen, ist dies als einzige Erklärung recht unwahrscheinlich. Möglicherweise sind außer Solifluktion und Kryoturbation andere, nicht frostbedingte Prozesse wie Abspülung an der Genese der periglaziären Lagen stärker beteiligt als bisher angenommen. Eine rein denudativ-ablative Formung der Deckschichten kann allerdings ausgeschlossen werden, da in vielen Lagen, besonders in Basislagen, das Skelett häufig eine hangparallele Einregelung seiner Längsachsen zeigt, die so nur durch Solifluktion erklärbar ist. Durch Wasser oder gravitativ bewegte Steine, rollen dagegen über die kürzere Achse, also müsste die Einregelung quer zum Hang erfolgen.

Die bioturbate Überprägung des oberflächennahen Untergrundes kann über Geländemerkmale, wie Durchwurzelung und größere Wühlstrukturen hinaus durch die mikromorphologischen Analysen sehr gut untersucht werden. Die stärkste Überformung findet sich dabei in den Kolluvien. Aber auch die Hauptlage ist fast immer vollkommen von Bioporen durchzogen, und in den Schliffen finden sich zahlreiche Hinweise auf biologische Aktivität, wie z.B. Wurzeln, Sklerotien und Losung. Die Intensität der Überformung geht lediglich in tonangereicherten Horizonten zurück, dies betrifft sowohl die Faunal- als auch die Floralturbation. Mit-

tellagen sind in der Regel weniger stark überprägt. Das liegt zum einen an den meist erhöhten Tongehalten der entwickelten Bodenhorizonte, zum anderen am größeren Abstand zur Geländeoberfläche. So beschränkt sich zum Beispiel der Großteil der Durchwurzelung, mit Ausnahme großer Haltewurzeln, im Wesentlichen auf die oberen ca. 50-70 cm eines Bodenprofils. Die Bioturbation wirkt außerdem in Substraten mit höheren Skelettanteilen weniger intensiv als in skelettfreien oder –armen Sedimenten. Besonders die Faunalturbation scheint für das Einmischen von Laacher See-Tuff-Mineralen bis in größere Tiefe verantwortlich zu sein, da sich diese Minerale in Profilbereichen nachweisen lassen, in denen Wühlstrukturen im Dünnschliff zu finden sind, die Durchwurzelung allerdings bereits auf ein Minimum reduziert ist. Anthropogene Substratüberformungen sind im Untersuchungsgebiet hauptsächlich anhand erodierter und kolluvial überdeckter Profile nachweisbar. Außerdem gibt es Areale in der Umgebung alter Glashütten, Bergwerke, Meilerplatten und Steinbrüche, in denen Material gezielt durch den Menschen umgelagert wurde.

## 6.2 Pedogenese

Neben der Bioturbation, deren Einfluss auf die Substrate schon im vorigen Abschnitt näher beleuchtet wurde, sind im hessischen Spessart Verbraunung, Lessivierung, Pseudovergleyung und Podsolierung als wirksame bodenbildende Prozesse nachweisbar.

Der am weitesten verbreitete Bodentyp des Untersuchungsgebietes ist die Braunerde. Neben Normbraunerden treten erodierte, kolluvial überdeckte, sowie podsolierte und pseudovergleyte Profile auf. Der Erosions- bzw. Kolluviationsstatus ist dabei von der Intensität der anthropogenen Nutzung des jeweiligen Standortes in der Vergangenheit abhängig. Die anderen, die Braunerde modifizierenden Prozesse sind substratzusammensetzungsbedingt unterschiedlich stark ausgeprägt. So äußert sich die Pseudovergleyung von Braunerden durch eine leichte Rost- und Bleichfleckung oder Eisen-/Mangankonkretionen im (Sw-)Bv-Horizont, der in der Hauptlage entwickelt ist, während die Basislage durch eine dichte Lagerung und/oder ein sehr toniges Substrat als Sd-ICv-Horizont beschrieben werden kann. Die Podsolierung von Braunerden ist in der Regel als eher schwach einzustufen, da sie über die Ausbildung von Aeh- oder Ahe-Horizonten nicht hinausgeht. Der Anteil von Fremdmaterial in der Hauptlage, Lösslehm und Laacher See-Tuff, entscheidet dabei mit über die Häufigkeit und Intensität der Podsolierung: In den stark lösslehmhaltigen Substraten des Vorspessarts tritt dieser Prozess weniger häufig und auch schwächer in Erscheinung als in den lösslehmarmen Substraten des Hochspessarts (vgl. Untersuchungsgebiet Flörsbachtal). Die eigentliche Verbraunung äußert sich im Profil durch eine braune Verfärbung des Materials sowie durch Verlehmung. Die Dünnschliffe zeigen in den Bv-Horizonten die Bildung von braungefärbten Hüllen um die Sand- und Schluffkörner sowie relativ viel, ebenfalls braunes Feinmaterial in den Kornzwischenräumen. In basaltisch geprägten Substraten ist die Verbraunung aufgrund der dunklen Färbung des Gesteinsanteils sowohl makro- als auch mikroskopisch nur schwer zu erkennen. Die häufig beschriebene Koinzidenz von Bv-Horizont und Hauptlage (BETZER 1993, FELIX-HENNINGSSEN 1991, FELIX-HENNINGSSEN, SPIES & ZAKOSEK 1991,

FRÜHAUF 1983, HEINRICH 1989a, KLEBER 1992, 1997, LEOPOLD ET AL. 2008, PFEIFFER 2002, RAAB & VÖLKELE 2002, SALY 1972, SCHALLER ET AL. 2002, SEMMEL 1975, 1990, 1991, 2000, 2002a, 2005, 2007, SEMMEL & PETSCHICK 2006) kann durch die Untersuchungen im hessischen Spessart nur eingeschränkt bestätigt werden. Zwar ist der Verbraunungsprozess nur in der Hauptlage dominant, allerdings zeigt sich in zahlreichen Profilen ein fahnen- oder fleckenhaftes Übergreifen des Prozesses auf die Basislage im Liegenden. Selbst zwischen den Klasten von Steinsohlen an der Basis der Hauptlage hindurch ist die Verbraunung bis in den oberen Abschnitt des ICv-Horizonts hinein wirksam. Eine weitere Eigenschaft der Braunerden, die mit der veränderten Substratzusammensetzung bei zunehmender Profiltiefe verbunden ist, lässt sich besonders gut in Bodenprofilen mit hohem Buntsandsteinmaterialanteil in den periglaziären Lagen erkennen: Wie schon im Abschnitt über die Substratcharakteristik beschrieben, geht der Anteil an Fremdmaterial in der Hauptlage mit zunehmender Tiefe zugunsten des aufgearbeiteten Basislagenmaterials zurück. Da die Fremdkomponente meist in Schluff- und Feinsandgröße vorliegt und zu einem großen Teil aus leichter verwitterbaren Mineralen besteht als das Buntsandsteinmaterial, ist sie stärker von der Verbraunung betroffen als das lokale Material (hauptsächlich Quarz). Im Profilbild äußert sich das durch einen allmählichen Rückgang der braunen Färbung mit zunehmender Tiefe. Eine scharfe, liegende Begrenzung des Bv-Horizontes ist dann nicht ersichtlich. Die mikromorphologischen Analysen zeigen durch ungestörte Einspülungen von Ton und schluffigem Ton, dass in allen Bv-Horizonten Feinsubstanz verspült wird. Die Mengen sind jedoch so gering, dass sich dieser Prozess nicht horizontdifferenzierend auswirkt.

Auch Kolluvien sind von Tonverlagerung betroffen. In der Regel sind diese aber nicht stärker ausgeprägt als in den verbraunten Horizonten in der Hauptlage. Profilprägend ist die Tonverlagerung nur in einem näher untersuchten, mächtigen Kolluvium im Vorspessart: Dort hat sich eine Parabraunerde entwickelt. Die Intensität der Bodenbildung lässt auf einen längeren Zeitraum für ihre Entwicklung, also auf ein höheres Alter des Solumsedimentes schließen, wengleich das Substrat sicher vor seiner Umlagerung bereits pedogen überprägt war. Die Tonverlagerung hat aber erst nach der Akkumulation des Materials stattgefunden, da alle Toneinspülungen im Dünnschliff ungestört sind und keine Toncutanfragmente oder umgelagerte, tonige Aggregate auftreten. Eine genaue Alterseinstufung des Kolluviums war aufgrund fehlenden datierbaren Materials nicht möglich. Die stärksten Tongehaltsunterschiede sind in den lithologisch dreigeteilten Profilen (Hauptlage über Mittellage über Basislage) im Vorspessart zu finden. Bereits in der Hauptlage tritt dort eine Differenzierung in Eluvial- und Illuvialhorizont auf. Ein Teil des Tongehaltsunterschiedes ist allerdings nicht pedogenen Ursprungs, also nicht durch Tonverlagerung entstanden, sondern durch die Aufarbeitung tonigen Mittellagenmaterials als Substrateigenschaft im unteren Teil der Hauptlage zu charakterisieren. Die größte Differenz im Tongehalt dieser Profile besteht aber zwischen Haupt- und Mittellage. Mit Hilfe von Dünnschliffuntersuchungen lässt sich zeigen, dass in der Mittellage mehr Feinsubstanz eingespült wurde als in der Hauptlage: Die meisten Hohlräume sind an den Rändern mit tonigen oder schluffig-tonigen Einschlämmungen ausgekleidet. Einige werden auch komplett mit Ton verfüllt. Oft lassen sich mehrere Einspülungsphasen durch die Laminierung oder unterschiedliche Zusammensetzung der Cutane nachweisen. Trotz der großen Menge eingespülten Materials sind nur etwa 40% des Tongehalts der Mittellage auf

den Eintrag durch Lessivierungsprozesse zurückzuführen, der größere Teil des Tons ist ein Substratmerkmal: Im Dünnschliff treten in der Mittellage zwei verschiedene Matrixtypen auf. Die schluffdominierte Matrix repräsentiert dabei wohl den Anteil äolischen Materials, der während der Bildung der Deckschicht in das Substrat eingearbeitet wurde. Bei dem zweiten Matrixtyp dagegen handelt es sich um tonige Aggregate und Toncutanfragmente, die eine Umlagerung erfahren haben. Offenbar wurden bei der Genese der Mittellage Reste einer älteren Parabraunerdebildung in die neu entstehende Deckschicht integriert. Die bereits im Gelände offensichtlichen Merkmale einer Parabraunerde, der Tongehaltsunterschied und die Toncutane auf den Aggregaten der Illuvialhorizonte, stützen die Ansprache des Bodentyps als Parabraunerde, wenngleich der größte Teil der Tondifferenz innerhalb des Substrates schichtungsbedingt ist und damit als Phäno-Parabraunerdebildung (i.S.v. SEMMEL 2001) angesehen werden müsste. Da die vorgefundenen Bodenprofile beiden Definitionen genügen, sind sie wohl am genauesten als Parabraunerde-Phäno-Parabraunerden zu charakterisieren, wenngleich dies keine zulässige Bezeichnung eines Bodentyps darstellt, sondern lediglich die prozessuale Entstehung verdeutlichen soll. Damit ist den im Kapitel 2.1.4 (Offene Fragen bei der Erforschung periglaziärer Lagen) beschriebenen Theorien zur Genese von Phäno-Parabraunerden eine weitere hinzuzufügen: Durch Inkorporation von Resten einer älteren Bodenbildung bei der Entstehung der Mittellage wird diese durch einen hohen Tongehalt geprägt. Die danach entstandene Hauptlage ist aufgrund der „Verdünnung“ des aus dem Liegenden aufgearbeiteten Mittellagenmaterials mit neu eingetragenen Fremdmaterial (Lösslehm, Laacher See-Tuff) tonärmer als das liegende Substrat. Die im Anschluss abgelaufene Tonverlagerung innerhalb der Hauptlage und vor allem in die Mittellage hinein, maskiert den schichtungsbedingten Tongehaltsunterschied. Diese Entwicklungsgeschichte von Parabraunerdeprofilen muss zumindest für das Untersuchungsgebiet als charakteristisch angesehen werden, wenngleich auch Untersuchungen aus dem Odenwald darauf hindeuten, dass sie nicht allein auf den hessischen Spessart beschränkt ist (THIEMEYER & MÜLLER 2009).

Der Prozess der Tonverlagerung beschränkt sich nicht auf die bisher beschriebenen lösslehmhaltigen Substrate. Auch in der Basislage finden sich Anzeichen für Transport und Ablagerung von Feinmaterial. Zum einen wird bei Dünnschliffuntersuchungen deutlich, dass entlang von langgestreckten Hohlräumen, dabei handelt es sich oft um Bioporen, Ton und Schluff aus dem Hangenden bis in die oberen Bereiche der Basislage verspült werden kann. Zum anderen gibt es in den beschriebenen Schwemmsanden der Buntsandsteingebiete, bänderförmige Tonanreicherungen, die durch mikromorphologische Analysen klar als Einspülungen zu klassifizieren sind und sich damit von umgelagerten, meist gesteinsbürtigen Toncutanfragmenten in schichtförmiger Ablagerung unterscheiden. Das Vorkommen einspülungsbedingter Tonbänder in sehr sandigen Substraten wird häufig in der Literatur beschrieben (z.B. BERG 1984, KEMP & MCINTOSH 1989, PLASS 1972, SEMMEL & THIEMEYER 2005), dabei gehen die Autoren aber immer von Tonverschlämmungen aus einem hangenden, mächtigeren Eluvialhorizont und einer bänderförmigen Einspülung aus. Nach AHL & MEYER (2001) handelt es sich bei diesen Phänomenen dagegen oft um Tondisproportionierungen innerhalb eines Sedimentkörpers, wobei Ton nach seiner Mobilisierung nur sehr kurzstreckig (Millimeter bis Dezimeter) transportiert und danach in Form einer Lamelle wieder abgeschie-



den wird. Der Sedimentkörper als Ganzes erfährt dabei weder eine Tonabreicherung noch eine Anreicherung sondern lediglich eine Umverteilung. Da einige Schichten der Schwemmsandablagerungen eine Tonlaminiierung aufweisen, sie aber durch dichtgepackte Schichten im Hangenden von einer Materialzufuhr aus anderen Profilmereichen abgeschnitten sind, ist wohl eine solche Tondisproportionierung für ihre Entstehung verantwortlich.

Auch Pseudovertigleyungsmerkmale finden sich in vielen Böden des hessischen Spessarts. Besonders ausgeprägt sind sie, wenn die Basislage sehr tonig und/oder dicht gelagert ist. So ist in Gebieten mit Basislage aus Bröckelschiefer der Pseudogley dominierender Bodentyp. Aber auch bei größeren Residuen unter tropoiden Klimabedingungen des Tertiärs tonig verwitterten Materials in der Basislage kommt es häufig zum Sickerwasserstau im Bodenprofil. Bei diesen, primären Pseudogleyen ist die Basislage mit ihren Eigenschaften profilprägend, während sie bei anderen Bodenbildungen in ihrer Bedeutung zurücktritt. Außerdem entwickeln sich aus den Parabraunerden im Vorspessart bei geringer Hangneigung häufig pseudovertigleyte Profile. Die Profilprägung durch das gestaute Sickerwasser ist dabei weniger intensiv als bei den primären Bodenbildungen. Mikromorphologisch äußert sich die Pseudovertigleyung in den Sw- und Sew-Horizonten durch die Entfernung der braunen Kornüberzüge auf den Sand- und größeren Schluffkörnern und die Bleichung der Feinsubstanz. In den Sdw- und Sd-Horizonten treten dagegen sehr viele Eisen- und Mangananreicherungen in nodulärer Form und als Imprägnierungen in Erscheinung.

Die Podsolierung ist vor allem in Buntsandsteingebieten mit fremdmaterialarmen Substraten recht intensiv wirksam. Wie schon im Abschnitt über die Braunerden beschrieben, beschränkt sich der Versauerungsprozess in den meisten Teilen des Untersuchungsgebietes auf schwache bis mäßig starke Podsolierung von Braunerden. Eine stärkere Profilprägung ist immer dann zu beobachten, wenn durch anthropogene Einflüsse in der Vergangenheit Feinmaterial aus dem oberen Profilmereichen selektiv erodiert wurde und die Nutzung mit immensen Nährstoffentzügen einherging. So finden sich z.B. sehr stark podsolierte Böden in anthropogen veränderten Substraten im Umfeld der ehemaligen Glashütte im Untersuchungsgebiet Flörsbachtal oder dem intensiv genutzten Gebiet des Orber Reisig, wo stellenweise besonders schluffarme Kolluvien und künstliche Materialumlagerungen den oberflächennahen Untergrund prägen. Andere, sehr feinmaterialarme Substrate finden sich in einigen Teilen des Untersuchungsgebietes Flörsbachtal. Dort ist im Hangenden der Hauptlage eine weitere Sedimentdecke verbreitet, deren Genese nicht eindeutig zu fassen ist (vgl. Abschnitt zu den Substraten und ihren Eigenschaften). In dieser feinmaterialarmen und skelettreichen Schicht ist regelhaft ein mächtiger Ae-Horizont entwickelt. Die Illuvialbereiche finden sich als Bh- und Bsv-Horizonte in der liegenden Hauptlage. Diese weist höhere Gehalte an Feinmaterial auf. Vor allem dieser Gehalt an Feinsubstanz erscheint für die Ausprägungsstärke der Podsolierung verantwortlich zu sein, denn sie tritt immer dann sehr stark in Erscheinung, wenn es sich um besonders grobe Substrate handelt. Der Säuregrad des Materials bestimmt dagegen weniger die Intensität der Podsolierung, denn bei gleichem pH-Wert ist sie in den feineren Hauptlagen weniger stark ausgeprägt als in der feinmaterialarmen Schicht, die gebietsweise die Oberfläche bildet. Aus dem benachbarten Odenwald be-

schreibt FRIED (1984), dass die Podsolierung bevorzugt in Substraten auftritt, deren Sand-Schluff-Verhältnis den Faktor sechs überschreitet. Die podsolierten Substrate im hessischen Spessart bleiben dagegen regelhaft unter diesem Wert. Allerdings zeigen hier auch alle podsolierten Böden eine Braunerdevergangenheit, was im Odenwald nicht immer der Fall ist, daher ist eine direkte Vergleichbarkeit nur eingeschränkt gewährleistet. Die Bildung sogenannter Basket-Podsols (vgl. PHILLIPS & MARION 2004, 2005) in den Mulden von Windwürfen konnte im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden. Mikromorphologisch äußert sich die Podsolierung in den Eluvialhorizonten durch sehr wenig organisches Material, blanke Körner, deren Verwitterungshülle fehlt und geringe Mengen graugefärbter Feinsubstanz zwischen den Sandkörnern. In den Dünnschliffen der Illuvialhorizonte ist organisches Material und braune oder schwarze Feinsubstanz besonders in Form von Einspülungen zu finden. Diese Horizonte weisen im Schliffbild auch Wurzeln und Sklerotien in größerer Zahl auf als das hangende Material.

Zusammenfassend kann am Beispiel des hessischen Spessarts gezeigt werden, dass die Ausbildung bestimmter pedogenetischer Charakteristika an verschiedene Abfolgen periglaziärer Lagen gekoppelt ist. So sind Parabraunerden (mit Ausnahme eines mächtigen, lessivierten Kolluviums) an das Vorkommen der Schichtkombination Hauptlage über Mittellage über Basislage gebunden, wobei die Lessivierung schon in der Hauptlage zur Ausdifferenzierung von Eluvial- und Illuvialbereich geführt hat. Der größere Anteil des Tongehaltsunterschiedes ist aber an die schichtungsbedingte Substratdifferenz von tonärmerer Hauptlage und tonreicherer Mittellage gebunden. Pseudovergleyung gibt es in primärer Form, das heißt in einer Lagenabfolge von Hauptlage über tonig/dichter Basislage oder in sekundärer Form in Hauptlage über zusätzlich zum hohen schichtimmanenten Tongehalt durch Lessivierung weiter verdichteter Mittellage. Braunerden kommen in der häufigsten Kombination von periglaziären Lagen als Hauptlage-über-Basislage-Profile vor, wobei die Verbraunung auch von anderen pedogenen Prozessen teilweise überprägt wird, z.B. Pseudovergleyung oder Podsolierung. Tritt im Hangenden der Hauptlage eine feinmaterialarme, weitere Schicht auf, so sind diese Standorte in der Regel durch stärkere Podsolierungsprozesse gekennzeichnet. Fehlt die Hauptlage erosionsbedingt, sind in der Basislage Regosole ausgebildet.

Eine Koinzidenz von Schicht- und Horizontgrenzen kann im Wesentlichen bestätigt werden, wobei einschränkend anzumerken ist, dass bodenbildende Prozesse durchaus häufig Schichtgrenzen überschreiten. Die liegende Schicht ist dann aber nur in den obersten Zentimetern überprägt, der größere Teil der Schicht bleibt davon unberührt. Eine Ausnahme bildet dabei aber die Lessivierung, die die Grenze Hauptlage/Mittellage überschreitet. In der gesamten Mittellage sind erhebliche Mengen eingespülten Tons zu finden. Die Tonverlagerung überwindet in diesen Fällen häufig auch noch die nächste Schichtgrenze, so dass in den obersten Zentimetern der Basislage in Bioporen oder anderen Hohlräumen Ton bis in diese, sonst von Bodenbildung nicht überprägte Schicht gelangt. So sind Basislagen von der Pedogenese unberührt (mit Ausnahme der obersten Zentimeter) und in der Regel als ICv-Horizonte zu kennzeichnen. Lediglich eine Staunässe verursachende Basislage kann sich bodenprofilprägend auswirken. Die Entwicklung der Pseudovergleyung ist lediglich an die stauende

Wirkung eines Profilabschnittes gebunden, so können Sd-Horizonte sowohl in Mittellagen als auch in Basislagen entwickelt sein. Unabhängig davon ist der Sw-Horizont immer in der hangenden Schicht mit lockererer Lagerung – fast immer in der Hauptlage – ausgebildet. Schwache bis mäßige Podsolierungserscheinungen finden sich in der Hauptlage. Ist ein Ae-Horizont entwickelt, ist dieser allerdings an ein gröberes Substrat, zum Beispiel im Hangenden der feinmaterialreicheren Hauptlage gebunden, in der sich die Illuvialhorizonte finden. Die Verbraunung beschränkt sich meist auf die Hauptlage mit der Ausnahme, dass in einigen Profilen der Prozess zungenförmig die Schichtgrenze zur liegenden Basislage überwindet, sich dort aber nicht horizontprägend auswirkt. Dabei scheint der Anteil der Feinsubstanz (meist Fremdmaterial) für pedogenetische Prozesse entscheidend zu sein: So findet sich an Erosionsstandorten nur eine geringmächtige Bodenbildung in der fremdmaterialfreien Basislage (Regosol aus Basislage) während in einem feinmaterialreichen Kolluvium eine Parabraunerde entwickelt ist. Natürlich ließe sich argumentieren, dass beide Böden vielleicht einen unterschiedlichen Zeitraum für ihre Entwicklung zur Verfügung hatten, oder dass das Solumsediment bereits vor seiner Umlagerung pedogenetisch überprägt war, allerdings zeigte sich auch, dass mit dem allmählichen Rückgang des Anteils an Feinsubstanz im Substrat mit zunehmender Tiefe der Hauptlage auch die Verbraunungsintensität zurückgeht. Wahrscheinlich ist das Fremdmaterial durch seinen höheren Anteil leichter verwitterbarer Minerale und der spezifisch größeren Oberfläche der feineren Korngrößen gegenüber den lokalen quarzreichen Gesteinen schneller durch pedogene Prozesse zu überprägen.

## 7 Zusammenfassung und Ausblick

In weiten Teilen zentraleuropäischer Mittelgebirge wird das anstehende Gestein durch periglaziäre Lagen verhüllt. Diese polygenetisch entwickelten Lockergesteinsdecken sind Schichten im geologisch-sedimentologischen Sinne und das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Ihre Substrateigenschaften, die durch pedogenetische Prozesse lediglich modifiziert werden, beeinflussen maßgeblich die ökologischen Standortbedingungen.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt sind nur sehr wenige Informationen zum Aufbau des oberflächennahen Untergrundes und der Böden des hessischen Spessarts vorhanden. Deswegen wurden im Rahmen dieser Arbeit in fünf Untersuchungsgebieten die Verbreitung und Eigenschaften der periglaziären Lagen und Böden mit Hilfe von umfangreichen Geländeuntersuchungen, Laboranalysen und mikromorphologischen Analysen erfasst.

Der Anteil des eingewehten Fremdmaterials an den periglaziären Lagen, zum überwiegenden Teil Lösslehm, in geringeren Mengen auch Laacher See-Tephra, ist im Gebiet des Vorspessarts am größten. Die anstehenden Gesteine des Grundgebirges (Glimmerschiefer und Quarzit der Geiselbachformation) werden durch mächtige Lockersedimentauflagen verhüllt. Bei den Basislagen des Untersuchungsgebietes handelt es sich meist um dichtgelagertes Material, dessen grobe Klaster häufig eine hangparallele Einregelung ihrer Längsachsen erkennen lassen. An einigen Standorten ist toniges, im tropoiden Klima des Tertiärs verwittertes Gestein in die Sedimentdecke inkorporiert, was bei geringer Hangneigung die Perkolation des Sickerwassers behindert. In der Folge sind die Bodenprofile dieser Standorte häufig durch Stauvernässung geprägt. Die Hauptlagen des Untersuchungsgebietes sind sehr reich an Lösslehm. Die dadurch bedingte sehr schluffige Ausprägung des Substrates begünstigt schon im Gelände die Unterscheidung von der eher sandigen Basislage. Lithologisch zweigeteilte Profile aus Hauptlage über Basislage finden sich überwiegend in den Ober- und Mittelhangbereichen des Untersuchungsgebietes. Dabei handelt es sich in der Regel um Braunerden, deren Solum sich im Wesentlichen auf die Hauptlage beschränkt. Nur mikromorphologisch kann ein Übergreifen der Bodenbildung auf die Basislage nachgewiesen werden. In besonders steilen Hangabschnitten kommen auch erodierte Profile vor. Die korrelierten Sedimente der Bodenerosion finden sich zum großen Teil am Unterhang in Form von kolluvialer Überdeckung der natürlichen Profile. In weiten Teilen des Untersuchungsgebietes sind die Böden jedoch durch einen lithologisch dreigeteilten Substrataufbau (Hauptlage über Mittellage über Basislage) geprägt. Mikromorphologische Analysen konnten zeigen, dass das Substrat der Mittellage aus einer Mischung von Schluff, wahrscheinlich handelt es sich dabei um eingewehtes Material (Lösslehm), und aufgearbeiteten Resten einer älteren Bodenbildung (Bt-Material) zusammengesetzt ist. Die daraus resultierende Differenz im Tongehalt zwischen Haupt- und Mittellage wird durch rezente Lessivierungsprozesse maskiert. Die Geländeansprache des Bodentyps als Parabraunerde, aufgrund des Tongehaltsunterschiedes und den Toncutanen in den Illuvialhorizonten, konnte erst durch die mikromorphologische Analyse korrigiert werden: Da der größte Teil der Tongehaltsdifferenz schichtungsbe-



dingt ist, handelt es sich bei der Bodenbildung um eine Phäno-Parabraunerde. Die rezenten Lessivierungsprozesse maskieren nicht nur den primären Tongehaltsunterschied zwischen den Schichten, sondern haben bereits in der Hauptlage zur Ausdifferenzierung in Eluvial- und Illuvialhorizont geführt. Auch in Bv-Horizonten der Profile aus Hauptlage über Basislage lässt sich Tonverlagerung nachweisen, wengleich sie sich dort noch nicht profilprägend auswirkt. Tendenziell ist an fast allen Standorten eine initiale Podsolierung in Form von Aeh- oder Ahe-Horizonten nachzuweisen. Die Hauptlage bildet den Hauptdurchwurzelungsraum. Die Wurzeln meiden dichte, tonige und skelettreiche Substrate, so dass weder die tonigen Mittellagen noch die dichten, skelettreichen Basislagen eine nennenswerte Durchwurzelungsintensität aufweisen. Lediglich große Haltewurzeln der Bäume dringen auch in diese Profilbereiche vor. Die Faunalturbation erfasst in der Regel das gesamte Solum und ist auch mikromorphologisch noch in den oberen Bereichen der Basislagen nachweisbar.

Der Übergang zum Deckgebirge vollzieht sich über einen flachen Anstieg mit tonigen Gesteinen der Bröckelschieferformation im Untergrund zur steiler ausgebildeten Buntsandsteinschichtstufe. Besonders in den unteren Hangbereichen sind die periglaziären Lagen durch größere Gehalte an Lösslehm gekennzeichnet, die hangaufwärts allmählich zugunsten des Lokalmaterials zurückgehen. Die flachen Hänge mit bröckelschieferdominierten Basislagen tragen fast ausschließlich Pseudogleye. Die lösslehmbeeinflusste Hauptlage umfasst dabei den stauwasserleitenden Teil des Bodenprofils, während die dichten, tonigen Basislagen aus Bröckelschiefer ursächlich für den Wasserstau verantwortlich sind. In den oberen Hangbereichen wird das Substrat durch größere Mengen an Sedimenten des Buntsandsteins geprägt, dessen Material in den periglaziären Lagen einige Zehnermeter über den anstehenden Bröckelschiefer verlagert wurde. Erst mit zunehmender Sandsteinkomponente in der Basislage geht die wasserstauende Wirkung des Substrates zurück, so dass sich eine hangaufwärtige Abfolge von Pseudogley-, pseudovergleyter Braunerde- bis hin zu Braunerdeprofilen entwickeln konnte. Die Verbraunung beschränkt sich auch hier im Wesentlichen auf das Hauptlagenmaterial, das ebenfalls den Hauptdurchwurzelungsraum bildet. Die tonig-dichten, wasserstauenden Basislagen aus Bröckelschiefer werden von den Wurzeln der Bäume gemieden, auch Haltewurzeln sind nur selten bis in größere Profiltiefen zu finden. Daraus ergibt sich eine akute Windwurfgefährdung der Bäume an diesen Standorten, die durch Anlage von Drainagegräben von forstlicher Seite zu minimieren versucht wird.

Der größte Teil des hessischen Spessarts ist durch die Sedimente des Buntsandsteins geprägt, die durch periglaziäre Lagen verhüllt sind. Die Eigenschaften der Basislagen werden dabei durch die Charakteristik der jeweilig aufgearbeiteten Gesteine bestimmt, da sie keine äolische Fremdkomponente (Lösslehm, Laacher See-Tephra) enthalten. So finden sich tonige, wasserstauende Substrate im Wechsel mit sehr sandigen, hochdurchlässigen Sedimentdecken. Die im hangenden ausgebildete Hauptlage hat im Zuge ihrer Formung einen Teil des Basislagenmaterials aufgearbeitet und mit neu eingetragenen Fremdmaterial vermischt. Häufig lässt sich in den Profilen das allmähliche Ausdünnen des Basislagenmaterials in Richtung Geländeoberfläche beobachten, wobei der Schluffanteil (aus der Fremdkomponente) im gleichen Maße zunimmt. Dieses Phänomen hat auch pedogenen Einfluss: Wie bei der mikromorphologischen Analyse deutlich wurde, äußert sich die Verbraunung des Hauptla-

genmaterials vor allem durch die Verwitterung der schluffigen Bestandteile des Sediments, da diese durch ihre große spezifische Oberfläche und ihren Mineralbestand schneller verwittern als das lokale, durch Quarz geprägte Material. In Profilmereichen, in denen die Hauptlage durch größere Anteile von Basislagenmaterial geprägt wird, ist die Verbraunung daher weniger stark ausgeprägt als in den hangenden, feinmaterialreicheren Abschnitten des Solums. An anderen Standorten mit mehr Lösslehm in der Hauptlage umfasst die Verbraunung die gesamte Sedimentdecke in ähnlicher Stärke und greift gelegentlich auch zungenförmig über die Schichtgrenze hinweg auf die Basislage über. Böden aus feinmaterialarmen Substraten neigen zur Podsolierung: Oft sind Aeh- und Ahe-Horizonte ausgebildet. Trotzdem bleibt der Braunerdecharakter der Profile bestimmend. Stärkere Podsolierungserscheinungen beschränken sich auf in der Vergangenheit durch den Menschen stark veränderte Substrate. Dies betrifft künstliche Umlagerungen, z.B. im Umfeld ehemaliger Steinbrüche oder Glashütten, und auch anthropogen bedingt feinmaterialverarmte, natürliche (Hauptlage) oder quasinatürliche (Kolluvien) Sedimente, die infolge einer starken Nutzung zusätzlich einen erheblichen Nährstoffverlust erlitten haben. Die Bioturbation ist in den obersten Profilmereichen am stärksten ausgeprägt und geht mit zunehmender Tiefe zurück. Dennoch reicht die Durchwurzelung in Substraten, die nicht durch eine dichte Lagerung oder hohe Skelettgehalte eine Barriere bilden, durchaus bis in größere Tiefen, wenngleich die Hauptlage auch hier den Hauptdurchwurzelungsraum bildet. Die Faunalturbation ist ebenfalls in den feinmaterialreicheren Substraten in größerer Intensität wirksam als in den Basislagen, konnte aber mikromorphologisch bis in tiefere Profilmereiche nachgewiesen werden.

In den Gebieten des hessischen Spessarts, in denen basaltische Gesteine im tieferen Untergrund anstehen, sind die periglaziären Lagen durch die schluffige Verwitterung des vulkanischen Gesteins sehr viel feinmaterialreicher ausgebildet als in den Buntsandsteingebieten. Die mineralogische Zusammensetzung der basaltisch geprägten periglaziären Lagen bedingt, trotz gleicher Fremdmaterialanteile, einen sehr viel basenreicheren Charakter der Substrate als die der Sedimentdecken in Arealen mit quarzdominanten Gesteinen. Infolgedessen weisen die ausgebildeten Braunerden höhere Pufferkapazitäten auf und neigen nicht zur Podsolierung. Die schluffige Verwitterung des Basaltes erschwert die Unterscheidung von Haupt- und Basislage über den Fremdmaterialanteil. Auch mineralogisch ist dieses Kriterium nur eingeschränkt einsetzbar, da der hohe Augitanteil des Basalts das Schwermineralspektrum absolut dominiert und die Fremdminerale prozentual in den Hintergrund drängt. Dazu kommt die intensive Bioturbation, die sowohl in ihrer floralen als auch in ihrer faunalen Ausprägung die Schichtgrenze Hauptlage/Basislage vollkommen ignoriert. Dadurch kann weder die Durchwurzelungsintensität als Schichttrennungsmerkmal dienen, noch lassen sich unterschiedliche Schwermineralgehalte eindeutig einordnen, da große Mengen des Materials durch Bioturbation im Profil eine Durchmischung erfahren. Bestes Unterscheidungskriterium verschiedener periglaziärer Lagen in basaltisch geprägten Substraten ist daher der Skelettanteil, der in Menge und Größe zwischen Haupt- und Basislage variiert. Die pedogenetische Überprägung der Sedimentdecken ist durch die dunkle Gesteinsfarbe des Basaltes im Gelände nur eingeschränkt wahrnehmbar. Mikromorphologisch kann dagegen die Verbraunung über die Bildung von Verwitterungsrinden an Gesteinsfragmenten und Feinmaterialhüllen um

die einzelnen Mineralkörner erkannt werden. Dabei wird wiederum deutlich, dass der Prozess auf die oberen Basislagenbereiche übergreift. Auch die Verspülung von Ton und Schluff entlang größerer Hohlräume, die sich makromorphologisch nicht auf das Profilbild auswirkt, beschränkt sich nicht auf die Hauptlage.

In Hangabschnitten, in denen basaltische periglaziäre Lagen über die Grenze des anstehenden Gesteines hinweg Buntsandsteinsedimente überwandert haben, lässt sich die Bildung der Sedimentdecken besonders gut nachvollziehen: Mit größerer Entfernung zur Gesteinsgrenze verringert sich der Basaltanteil zugunsten des immer stärker inkorporierten Buntsandsteinmaterials, so dass ein allmählicher Verdünnungseffekt zum Tragen kommt. Dabei wird deutlich, dass Hauptlagen weiter transportiert wurden als Basislagen, da bei gleicher Entfernung zur Gesteinsgrenze häufig basaltdominierte Hauptlagen über bereits nahezu völlig basaltfreien Basislagen zu finden sind. In Profilen mit Mischsubstraten aus Basalt und Buntsandsteinmaterial ist die bioturbate Aktivität umso größer, je höher der Feinmaterialanteil des Substrates ist. Dabei ist die Herkunft des Schluffes, ob als Fremdmaterialkomponente in die Lage eingemischt oder basaltischer Herkunft, zweitrangig.

Allen Untersuchungsgebieten des hessischen Spessarts ist gemein, dass sie in der Vergangenheit stark anthropogen überformt wurden. Dies äußert sich außer in morphologischen Veränderungen des Reliefs vor allem in Form erodierter und kolluvial überdeckter Böden. Der Anteil des äolischen Feinmaterials in den periglaziären Lagen, der vom Vorspessart aus nach Osten in Richtung Hochspessart abnimmt, wurde in der Vergangenheit durch unangepasste Nutzung der Böden und Entfernen der vor Erosion schützenden Vegetationsbedeckung vielerorts durch selektive Ausspülung künstlich verstärkt. Zusätzlicher nutzungsbedingter Nährstoffentzug verringerte dort die Pufferkapazität der Böden, so dass diese verstärkte Podsolierungsprozesse erfahren. Natürlicherweise sind in weiten Teilen des hessischen Spessarts, auch in feinmaterialarmen Substraten, Braunerden ausgebildet. Starke Podsolierung ist (fast) immer anthropogen induziert.

Der Einsatz der Mikromorphologie ermöglicht genauere Analysen bezüglich der Bildung periglaziärer Lagen, ihrer Überprägung durch pedogene Prozesse und hinsichtlich ihrer bioturbaten und anthropogenen Überformung. Viele Fragen wären ohne diese Methode nicht zu beantworten gewesen. So offenbaren die Dünnschliffe der Mittellagen im Vorspessart die Aufarbeitung einer älteren Bodenbildung bei der Entstehung der neuen Sedimentdecke, in deren Folge ein schichtungsbedingter Tongehaltsunterschied durch rezente Pedogenese maskiert wird. Eine Unterscheidung der Tone (schichtungsbedingt bzw. rezent eingespült) und damit auch eine korrekte genetische Einordnung des Profils konnte nur mit Hilfe der Mikromorphologie gelingen. Auch für die genauere Analyse möglicher schichtübergreifender Bodenbildung und der Intensität bioturbater Substratüberprägung leistet die Untersuchung der Dünnschliffe wertvolle Dienste. Weiterhin kann anhand variierender Mikrostrukturen eine kolluviale Überdeckung der natürlichen Substrate erkannt werden, selbst wenn das Solumsediment aus dem gleichen Material besteht wie die liegende Schicht. Die Mikromorphologie stellt bezüglich der Charakterisierung des oberflächennahen Untergrundes eine sehr wertvolle Methode dar. Deshalb wären vergleichende Untersuchungen in anderen Regionen von

Vorteil, um die bisher gewonnenen Erkenntnisse zu verifizieren und einen allgemeingültigen Merkmalskatalog mikromorphologischer Eigenschaften der periglaziären Lagen zusammenzustellen. Von besonderem Interesse wären auch weiterführende Dünnschliffanalysen von Phäno-Parabraunerdeprofilen anderer Standorte, um eine eventuelle Übertragbarkeit der hier beschriebenen Entstehungsgeschichte überprüfen zu können. Die durch die vorliegende Arbeit gewonnenen Erkenntnisse sind nicht uneingeschränkt auf den anschließenden, südlichen Teil des Gebirges übertragbar: Die Substrate des bayerischen Spessarts weisen in der Regel höhere Lösslehmgehalte auf, und die Landschaft unterlag in der Vergangenheit wohl auch in der räumlichen Dichte einer weniger intensiven Nutzung als das beschriebene Gebiet des hessischen Spessarts. Weiterführende, vergleichende Untersuchungen wären auch diesbezüglich zu begrüßen.



## 8 Literatur

- ABDANK, H.; ZIMMERLING, B.; STEININGER, M. & MEIßNER, R. (1999): Präferentielle Fließwege - Ursache für schnellen Stoffeintrag im Festgesteinsbereich der Unterharz-Plateauflächen.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **91**: 731-734.
- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 5. Aufl.; 438 S.; Hannover.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 4. Aufl.; 392 S.; Hannover.
- AHL, C. & MEYER, B. (2001): Die Systematik der Böden der DBG und Probleme der Anwendung ihrer Nomenklatur auf die Charakterisierung weit verbreiteter Böden.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **96**(2): 463-464; Oldenburg.
- AK BODENSYSTEMATIK (1998): Gliederung periglaziärer Lagen.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **86**: 175-180.
- ALTEMÜLLER, H.-J. (1990): Fortschritte der Dünnschliff-Mikroskopie des ungestörten belebten Bodens.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **62**: 11-14.
- ALTEMÜLLER, H.-J. & BAILLY, F. (1976): Mikromorphologische Untersuchungen an einer nordwestdeutschen Parabraunerde-Pseudogley-Sequenz aus Löss.- Geoderma, **16**: 327-343.
- ALTERMANN, M. (1993a): Gliederung von pleistozänen Lagen.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **72**: 825-828.
- ALTERMANN, M. (1993b): Gliederung und Lithologie pleistozäner Lagen im Gebiet Sachsen-Anhalts.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **72**: 819-824.
- ALTERMANN, M.; JÄGER, K.-D.; KOPP, D.; KOWALKOWSKI, A.; KÜHN, D. & SCHWANECKE, W. (2008): Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre.- Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz, **6**: 5-42.
- ALTERMANN, M.; LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge.- Z. angew. Geol., **34**: 302-306.
- ALTERMANN, M.; MAUTSCHKE, J.; ERBE, C. & PRETZSCHEL, M. (1977): Zur Kennzeichnung der quartären Deckschichten im Unterharz.- Petermanns Geographische Mitteilungen, **2**: 95-110.
- ANDERSSON, J.G. (1906): Solifluction; a component of suaerial denudation.- Journal of Geology, **14**: 91-112.
- ANDRES, W.; BOS, J.A.A.; HOUBEN, P.; KALIS, A.J.; NOLTE, S.; RITTWEGER, H. & WUNDERLICH, J. (2001): Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany.- Quaternary International, **79**: 89-100.
- AROCENA, J.M.; PAWLUK, S. & DUDAS, M.J. (1992): Genesis of selected sandy soils in Alberta, Canada as revealed by microfabric, leachate and soil composition.- Geoderma, **54**: 65-90.
- BABEL, U. (1968/69): Enchytraeen-Lösungsgefüge in Löss.- Geoderma, **2**: 57-63.
- BAKKER, L.; LOWE, D.J. & JONGMANS, A.G. (1996): A micromorphological study of pedogenic processes in an evolutionary soil sequence formed on Late Quaternary rhyolitic tephra deposits, North Island, New Zealand.- Quaternary International, **34-36**: 249-261.

- BALEK, C.L. (2002): Buried Artifacts in stable upland sites and the role of bioturbation: a review.- *Geoarchaeology*, **17**: 41-51.
- BARGON, W.; FICKEL, W.; PLASS, W.; REICHMANN, H.; SEMMEL, A. & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen.- *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 361-372.
- BAUER, A.W. (1993): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und heutiger Zeit – Ausmaß, Ursachen und geoökologische Auswirkungen.- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **D14**: 194 S.; Frankfurt am Main.
- BECK, R.K. (2002): Schadstoff-Transferpotenziale von Böden in mehrschichtigen periglazialen Lagen im Keuper-Lias-Bergland des Schönbuchs.- *Berichte zur deutschen Landeskunde*, **76**: 169-185.
- BEDERKE, E. (1957): Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart.- *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **18**: 7-19; Wiesbaden.
- BERTRAN, P. (1993): Deformation-induced microstructures in soils affected by mass movements.- *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**: 645-660.
- BERTRAN, P.; HÉTU, B.; TEXIER, J.-P. & VAN STEIJN, H. (1997): Fabric characteristics of subaerial slope deposits.- *Sedimentology*, **44**: 1-16.
- BERTRAN, P. & TEXIER, J.-P. (1999): Facies and microfacies of slope deposits.- *Catena*, **35**: 99-121.
- BETZER, H.J. (1993): Periglaziale Deckschichten im Lipper Keuper-Bergland (Ostwestfalen), ihre Morphologie und Verbreitung sowie als Relikte einer pleistozänen Bodengenese.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **72**: 835-838.
- BIBELRIETHER, H. & SPERBER, G.S. (1958): Diluviale Bodenbildungen im Spessart.- *Allgemeine Forstzeitschrift*, **30**: 421-424.
- BIBUS, E. (1986): Die Bedeutung periglaziärer Deckschichten für Bodenprofil, Standort und junge Reliefentwicklung im Schönbuch bei Tübingen.- In: EINSELE, G. (Hrsg.): *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch*: 29-55; Bonn-Bad Godesberg.
- BINET, F. & CURMI, P. (1992): Structural effects of *Lumbricus terrestris* (oligochaeta: lumbricidae) on the soil-organic matter system: Micromorphological observations and autoradiographs.- *Soil Biol. Biochem.*, **24**: 1519-1523.
- BLANCKENHORN, M. (1895): Pseudoglaziale Erscheinungen in den mitteldeutschen Gebirgen.- *Z. Dt. Geol. Ges.*, **47**: 576-581.
- BLANCKENHORN, M. (1896): Theorie der Bewegung des Erdbodens.- *Z. Dt. Geol. Ges.*, **48**: 382-400.
- BLUME, H.-P. & EAQUB, M. (1973): Litho- und Pedogenese bei Hanglagen des Sandstein-Odenwaldes.- *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, **136**: 129-141.
- BOENIGK, W.; FRECHEN, M. & SCHWEITZER, U. (1999): Mikromorphologische Charakterisierung von Bodenhorizonten der pleistozänen Deckschichten aus Kärlich und Koblenz-Metternich.- *Mainzer geow. Mitt.*, **28**: 111-142; Mainz.

- BOLDT, K.-W. & KEMPF, J. (2002): Periglaziäre Lagen im Mainfränkischen Keuperbergland.- Geol. Bl. NO-Bayern, **52**: 1-42.
- BORMANN, B.T.; SPALTENSTEIN, H.; MCCLELLAN, M.H.; UGOLINI, F.C.; CROMACK, J. & NAY, S.M. (1995): Rapid soil development after windthrow disturbance in pristine forests.- Journal of Ecology, **83**: 747-757.
- BOS, J.A.A. (2001): Lateglacial and Early Holocene vegetation history of the northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), central-west Germany.- Review of Palaeobotany and Palynology, **115**: 177-212.
- BRAITSCH, O. (1957a): Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihre geologisch-tektonische Geschichte.- Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 21-72; Wiesbaden.
- BRAITSCH, O. (1957b): Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart.- Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 73-99; Wiesbaden.
- BRAUER, A.; ENDRES, C.; GÜNTER, C.; LITT, T.; STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): High-resolution sediment and vegetation response to Younger Dryas climatic change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany.- Quaternary Science Reviews, **18**: 321-329.
- BRAUER, A.; GÜNTER, C.; JOHNSEN, S.J. & NEGENDANK, J.F.W. (2000): Land-ice teleconnections of cold climatic periods during the Last Glacial/Interglacial transition.- Climate Dynamics, **16**: 229-235.
- BRAUKÄMPER, K. (1990): Zur Verbreitung periglazialer Deckschichten in Deutschland.- 156 S.; Bochum.
- BRONGER, A. (1969/70): Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lössböden in Südbaden.- Geoderma, **3**: 281-320.
- BROWN, G.G.; FELLER, C.; BLANCHART, E.; DELEPORTE, P. & CHERNYANSKII, S.S. (2003): With Darwin, earthworms turn intelligent and become human friends.- Pedobiologia, **47**: 924-933.
- BÜCKING, H. (1891a): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Langenselbold.- 42 S.; Berlin.
- BÜCKING, H. (1891b): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Bieber.- 55 S.; Berlin.
- BÜCKING, H. (1891c): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten; Blatt Lohrhaupten. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1994): Beihilfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5822 Wiesen, 30 S.; Wiesbaden.
- BÜCKING, H. (1892): Der nordwestliche Spessart. Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N.F., **12**: 274 S.; Berlin.
- BÜDEL, J. (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas.- Ergänzungsh. Petermanns geographische Mitteilungen, **229**: 71 S.
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.- Geol. Rdsch., **34**: 482-519.

- BÜDEL, J. (1953): Die "periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde.- *Erdkunde*, **7**: 249-266.
- BÜDEL, J. (1977): *Klima - Geomorphologie*.- 304 S.; Berlin, Stuttgart.
- BULLMANN, H. & HEINRICH, J. (2007): Substrate und Gliederung periglazialer Deckschichten auf Muschelkalk im östlichen Thüringer Becken.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **110**: 565-566.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T., [Eds.] (1985): *Handbook for soil thin section description*.- 152 S.; Albrighton, Wolverhampton [Waine Research Publications].
- BUNTING, B.T. (1983): High Arctic soils through the microscope: Prospect and retrospect.- *Ann. Ass. Americ. Geogr.*, **73**: 609-616.
- BUSSEMER, S. (2002): Periglacial cover-beds in the young moraine landscapes of northern Eurasia.- *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, **127**: 81-105.
- CARTER, B.J. & CIOLKOSZ, E.J. (1986): Sorting and thickness of waste mantle material on a sandstone spur in central Pennsylvania.- *Catena*, **13**: 241-256.
- CHARTRES, C.J. (1980): A quaternary soil sequence in the Kennet valley, central southern England.- *Geoderma*, **23**: 125-146.
- COLTORTI, M. (1995): The cronology of upper pleistocene stratified slope-waste deposits in central Italy.- *Permafrost Periglacial Processes*, **6**: 235-242.
- COSTIN, A.B. & POLACH, H.A. (1971): Slope Deposits in the Snowy Mountains, South-Eastern Australia.- *Quaternary Research*, **1**: 228-235.
- DAMBECK, R. (1999): Bodengenetische Interpretation von Podsolen im Buntsandstein-Odenwald.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **91**: 935-956.
- DAMBECK, R. & THIEMEYER, H. (2002): Fluvial history of the northern Upper Rhine River (southwestern Germany) during the Lateglacial and Holocene times.- *Quaternary International*, **93-94**: 53-63.
- DAMBECK, R.; MÜLLER, S. & STEPIEN, H. (2007): Podsol - Boden des Jahres 2007: Indikator für historische Waldnutzung in Mittelgebirgen?- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **110**: 441-442.
- DARWIN, C. (1881): *The formation of vegetable mould through the action of worms, with observations on their habits*.- 326 S.; London.
- DASOG, G.S.; MERMUT, A.R. & ACTON, D.F. (1987): Micromorphology and submicroscopy of illuviated mineral particles in boreal clay soils of Saskatchewan, Canada.- *Geoderma*, **40**: 193-208.
- DE KLERK, P. (2008): Patterns in vegetation and sedimentation during the Weichselian Lateglacial in north-eastern Germany.- *Journal of Biogeography*, **35**: 1308-1322.
- DELISLE, G. (1998): Numerical simulation of permafrost growth and decay.- *Journal of Quaternary Science*, **13**: 325-333.



- DENZER, V. (1996): Relikte und persistente Elemente einer ländlich geprägten Kulturlandschaft mit Vorschlägen zur Erhaltung und methodisch-didaktischen Aufbereitung am Beispiel von Waldhufensiedlungen im Südwest-Spessart.- Mainzer Geogr. Studien, **43**: 287 S.; Mainz.
- DIEDERICH, G. & K.H. EHRENBERG (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5721 Gelnhausen. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], 2. Aufl., 256 S.; Wiesbaden.
- DILLON, J.S. & SORENSON, C.J. (2007): Relict cryopedogenic features in soils with secondary carbonate horizons, Western Wyoming, USA.- Permafrost and Periglacial Processes, **18**: 285-299.
- DIETZE, M. & KLEBER, A. (2010): Characterization and prediction of thickness and material properties of periglacial cover beds, Tharandter Wald, Germany.- Geoderma, **156**: 346-356.
- DOLCH, M. (2005): Glasmacher und Glaser in der Pfalz. Nach Quellen des 15./17. Jahrhunderts.- Pfälzer Heimat, **56**(1): 1-20; Speyer.
- DWD (Deutscher Wetterdienst), Hess. L.-Amt f. Ernähr., Landw. und Landesentwickl., Kassel, Abteilung Landesentwicklung Wiesbaden [Hrsg.] (1981): Das Klima von Hessen. Standortkarte im Rahmen der Agrarstrukturellen Vorplanung.- 115 S.; Wiesbaden.
- EBERLE, J. (1998): Bodendegradierung mehrschichtiger Waldböden: Ergebnisse einer Fallstudie im Keuper-Lias Bergland Baden-Württembergs.- Die Erde, **128**: 103-120.
- EIBERWEISER, M. & VÖLKEL, J. (1993): Schwermetallverteilung als Indikator für Schichtwechsel in Böden des ostbayerischen Grundgebirges und seiner Randgebiete.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **72**: 327-330.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs.- Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, **1**: 171 S.
- ELLIOT, G. (1996): Microfabric evidence for podzolic soil inversion by solifluction processes.- Earth Surface Processes and Landforms, **21**: 467-476.
- EMMERICH, K.-H. (1994): Podsole im Buntsandstein-Odenwald.- Geol. Jb. Hessen, **122**: 173-184.
- ERNST, G.; FELTEN, D.; VOHLAND, M. & EMMERLING, C. (2009): Impact of ecologically different earthworm species on soil water characteristics.- European Journal of Soil Biology, **45**: 207-213.
- FEDOROFF, N. & GOLDBERG, P. (1982): Comparative micromorphology of two late Pleistocene paleosols (in the Paris basin).- Catena, **9**: 227-251.
- FEIJTEL, T.C.; JONGMANS, A.G.; VAN BREEMEN, N. & MIEDEMA, R. (1988): Genesis of two Planosols in the Massif Central, France.- Geoderma, **43**: 249-269.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge.- Relief, Boden, Paläoklima, **6**, 192 S.; Berlin.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1991): Bodenentwicklung in periglazialen Deckschichten des Osthunsrücks, Rheinisches Schiefergebirge.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **66**: 779-782.

- FELIX-HENNINGSSEN, P.; SPIES, E.-D. & ZAKOSEK, H. (1991): Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge).- Eiszeitalter und Gegenwart, **41**: 56-69.
- FITZPATRICK, E.A. (1956): An indurated soil horizon formed by permafrost.- Journal of Soil Science, **7**: 248-257.
- FRANCOU, B. (1990): Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains.- Permafrost Periglacial Processes, **1**: 249-263.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E.A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löss-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 267-282.
- FRENCH, H.M. (2007): The periglacial environment.- 3. Aufl.: 458 S.; Chichester [Wiley].
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald.- Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, **D4**: 201 S.
- FRÜHAUF, M. (1983): Landschaftsökologische Untersuchungen der Boden- und Substratverhältnisse im östlichen Harzvorland und am Harzrand.- Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **8**: 83-92.
- FRÜHAUF, M. (1990a): Untersuchungen zur standortökologischen Bedeutung der periglazialen Lockermaterialdecken des Harzes.- Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **15**: 103-115.
- FRÜHAUF, M. (1990b): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Fremdmaterialnachweis und Decksedimentfassung.- Petermanns Geographische Mitteilungen, **4**: 249-256.
- FRÜHAUF, M. (1991): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Erfassung und Bewertung postallerödzeitlicher decksedimentbildender Prozesse.- Petermanns Geographische Mitteilungen, **1**: 49-59.
- FRÜHAUF, M. (1996): Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen - Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme.- Heidelberger Geographische Arbeiten, **104**: 133-146.
- GABERT, G. (1957): Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts.- Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 101-133; Wiesbaden.
- GABET, E.J.; REICHMAN, O., J. & SEABLOOM, E.W. (2003): The effects of bioturbation on soil processes and sediment transport.- Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **31**: 249-273.
- GAMPER, M. (1981): Heutige Solifluktionsträger von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden.- Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark, **79**: 355-443.
- GERBER, R.; SALAT, C.; JUNGE, A. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (2007): GPR-based detection of Pleistocene periglacial slope deposits at a shallow-depth test site.- Geoderma, **139**: 346-356.
- GEYER, G. (2002): Geologie von Unterfranken und angrenzenden Regionen. Fränkische Landschaft.- Arbeiten zur Geographie von Franken, **2**: 588 S.; Gotha.
- HALL, K.; THORN, C.E.; MATSUOKA, N. & PRICK, A. (2002): Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives.- Progress in Physical Geography, **26**: 577-603.

- HARRIS, C. (1998): The micromorphology of paraglacial and periglacial slope deposits: a case study from Morfa Bychan, west Wales, UK.- *Journal of Quaternary Science*, **13**: 73-84.
- HARRIS, C. & ELLIS, S. (1980): Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, northern Norway.- *Geoderma*, **23**: 11-29.
- HARRIS, C. & LEWKOWICZ, A.G. (1993): Form and internal structure of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Northwestern Territories, Canada.- *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1708-1714.
- HARRIS, C.; DAVIES, M.C.R. & REA, B.R. (2003): Gelifluction: vicious flow or plastic creep?- *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**: 1289-1301.
- HARRIS, C.; ARENSON, L.; CHRISTIANSEN, H.H.; ETZELMÜLLER, B.; FRAUENFELDER, R.; GRUBER, S.; HAEBERLI, W.; HAUCK, C.; HÖLZLE, M.; HUMLUM, O.; ISAKSEN, K.; KÄÄB, A.; KERN-LÜTSCHG, M.A.; LEHNING, M.; MATSUOKA, N.; MURTON, J.B.; NÖTZLI, J.; PHILLIPS, M.; ROSS, N.; SEPPÄLÄ, M.; SPRINGMAN, S. & VONDER MÜHLL, D. (2009): Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses.- *Earth-Science Reviews*, **92**: 117-171.
- HEINONEN, T.; PUKKALA, T.; IKONEN, V.-P.; PELTOLA, H.; VENÄLÄINEN, A. & DUPONT, S. (2009): Integrating the risk of wind damage into forest planning.- *Forest Ecology and Management*, **258**: 1567-1577.
- HEINRICH, J. (1989a): Geoökologische Ursachen luftbildtektonisch kartierter Gefügespuren (Photolineationen) im Festgestein.- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **D9**: 203 S.; Frankfurt am Main.
- HEINRICH, J. (1989b): Sedimente, Bodenbildungen und Vegetation am westlichen Odenwaldrand (Bergsträsser Odenwald).- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **D10**: 43-54.
- HEINRICH, J. (1991): Ursachen von Sturmschäden in Buchenbeständen (*Fagus sylvatica*) aus bodengeographischer Sicht.- *Allgemeine Forst- und Jagdzeitung*, **8**: 145-149.
- HEINRICH, J.; KRÜGER, A. & OSTASZEWSKA, K. (2005): Genese und Aufbau periglazialer Lockersedimentdeckenkomplexe und ihre Bedeutung für die Bodenansprache - Beispiele aus Mitteldeutschland und Kleinpolen.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **107**: 335-336.
- HIMMELSBACH, G. (2006): Wirtschaftsgeschichte in einer „Einöde“? Die Entdeckung der Kulturlandschaft Spessart.-<http://www.spessartprojekt.de/spessart/bibliothek/Wirtschaftsgeschichte.php> [25.09.2009].
- HIRSCHMANN, G. & M. OKRUSCH (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteil der Mitteldeutschen Kristallinzone – ein Vergleich.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **177**: 1-39.; Stuttgart.
- HOFMANN, W. & MÜLLER, W. (1971): Beitrag zur Erforschung der Koniferenstandorte im Thüringer Buntsandsteingebiet.- 190 S.; Dresden.
- HOLE, F.D. (1981): Effects of animals on soil.- *Geoderma*, **25**: 75-112.
- HORN, M. & SEMMEL, A. (1985): Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck.- *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 83-96.

- HÖVERMANN, J. (1953): Die Periglazialerscheinungen im Harz.- Göttinger geogr. Abh., **14**: 128 S.
- HUCK, S. & J. JUNG (2002): Diversitätswandel kleinräumiger Landschaftsausschnitte Zechstein-Dolomit-Standorte im Spessart.- Natur und Museum, **132**: 63 – 76.; Frankfurt a.M..
- HÜLLE, D.; HILGERS, A.; KÜHN, P. & RADTKE, U. (2009): The potential of optically stimulated luminescence for dating periglacial slope deposits - A case study from the Taunus area, Germany.- Geomorphology, **109**: 66-78.
- HUNGER, W. (1994): Über Waldböden des Erzgebirges.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **74**: 17-22.
- ISARIN, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas.- Permafrost Periglacial Processes, **8**: 313-333.
- ISARIN, R.F.B. & RENSSSEN, H. (1999): Reconstructing and modelling Late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study.- Earth-Science Reviews, **48**: 1-38.
- JAESCHE, P.; VEIT, H. & HUWE, B. (2003): Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, Eastern Alps.- Permafrost Periglacial Processes, **14**: 399-410.
- JIM, C.Y. (1986): Experimental study of soil microfabrics induced by anisotropic stresses confined swelling and shrinking.- Geoderma, **37**: 91-112.
- JOHNSON, D.L. (1990): Biomantle evolution and the redistribution of earth materials and artifacts.- Soil Science, **149**: 84-102.
- JOHNSON, D.L. (2002): Darwin would be proud: bioturbation, dynamic denudation and the power of theory in science.- Geoarchaeology, **17**: 7-40.
- JOHNSON, D.L.; DOMIER, J.E.J. & JOHNSON, D.N. (2005): Reflections on the nature of soil and its biomantle.- Annals of the Association of American Geographers, **95**: 11-31.
- JONGMANS, A.G.; FEIJTEL, T.C.J.; MIEDEMA, R.; VAN BREEMEN, N. & VELDKAMP, A. (1991): Soil formation in a Quaternary terrace sequence of the Allier, Limagne, France. Macro- and micromorphology, particle size distribution, chemistry.- Geoderma, **49**: 215-239.
- JONGMANS, A.G.; VAN BREEMEN, N.; LUNDSTRÖM, U.; VAN HEES, P.A.W.; FINLAY, R.D.; SRINIVASAN, M.; UNESTAM, T.; GIESLER, R.; MELKERUD, P.-A. & OLSSON, M. (1997): Rock-eating fungi.- Nature, **389**: 682-683.
- JUNG, J. (2004): Historische Bodenverlagerung im Umfeld eines Brandhorizontes im Sandstein-Odenwald.- Natur und Museum, **134**: 44-56.
- JUNG, J. (2004): Tertiärzeitliche Verwitterungsbildungen im Buntsandstein des Südwest-Spessarts und ihre eiszeitliche Aufarbeitung.- Mitt. naturwiss. Mus. Aschaffenburg, **23**: 131 S.; Aschaffenburg.
- JUNG, J. (2005): Cretaceous-Tertiary weathering in sandstones of the Southwest Spessart/Germany.- Ferrantia, **44**: 165-169.
- JUNG, J. (2006): GIS-gestützte Rekonstruktion der neogenen Reliefentwicklung tektonisch beeinflusster Mittelgebirgslandschaften am Beispiel des Spessarts (NW-Bayern, SE-Hessen).- XIII+384 S.; Würzburg [Dissertation].

- JUVIGNÉ, E. & G. SEIDENSCHWANN (1989): Das Talverschüttungsprofil von Alzenau i. Ufr. (Ziegeleigrube Zeller) – eine Typlokalität frühmittelpleistozäner Tephren.- Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **140.-141.** Jahrgang: 143-172; Hanau.
- KAHLERT, H. (1956): Verbreitung und Rückgang des Weinbaues am Untermain. Eine wirtschaftsgeschichtliche Studie an acht Orten des Maintales.- Aschaffener Jahrbuch, **3**: 157-178; Aschaffenburg.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs.- Bochumer Geogr. Arb., **35**: 211 S.
- KEMP, R.A. (1987): Genesis and environmental significance of a buried Middle Pleistocene soil in eastern England.- Geoderma, **41**: 49-77.
- KEMP, R.A. (1999): Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change.- Catena, **35**: 179-196.
- KEMP, R.A. & FAULKNER, J.S. (1998): Short-range variations in the micromorphology of a palaeosol from Wivenhoe in southeast England.- Journal of Quaternary Science, **13**: 233-243.
- KEMP, R.A.; MCDANIEL, P.A. & BUSACCA, A.J. (1998): Genesis and relationship of macromorphology and micromorphology to contemporary hydrological conditions of a welded Argixeroll from the Palouse in Idaho.- Geoderma, **83**: 309-329.
- KINNARD, C. & LEWKOWICZ, A.G. (2005): Movement, moisture and thermal conditions at a turf-banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada.- Permafrost Periglacial Processes, **16**: 261-275.
- KLAUSING, O. (1974): Die Naturräume Hessens mit einer Karte der naturräumlichen Gliederung 1:200 000. – 86 S.; Wiesbaden [Hessische Landesanstalt für Umwelt].
- KLEBER, A. (1990): Upper Quaternary sediments and soils in the Great Salt Lake-area, U.S.A.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **34**: 271-281.
- KLEBER, A. (1991): Gliederung und Eigenschaften der Hang-Schuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengenese.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **66**: 807-810.
- KLEBER, A. (1992): Periglacial slope deposits and their pedogenic implications in Germany.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **99**: 361-371.
- KLEBER, A. (1993): A Stratigraphy of Slope Deposits and Soils in the Northeastern Great Basin and its Vicinity.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **92**: 173-188.
- KLEBER, A. (1994): On the paleoenvironment of the northern Great Basin and adjacent Rocky Mountains.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **38**: 421-434.
- KLEBER, A. (1997): Cover-beds as soil parent materials in midlatitude regions.- Catena, **30**: 197-213.
- KLEBER, A. (1999): Zur Übertragbarkeit des deutschen Deckschichtenkonzepts.- Petermanns Geographische Mitteilungen, **143**: 363-372.
- KLEBER, A. (2004a): Timing of the Central European upper layer ("Hauptlage") - a synthesis deduced from analogues.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **48**: 491-499.



- KLEBER, A. (2004b): Lateraler Wasserfluß in Hangsedimenten unter Wald.- In: LORZ, C. & HAASE, D. (Hrsg.): Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten: Beiträge zur EU-Wasserrahmenrichtlinie und Fallbeispiele. 7-22; Berlin, Heidelberg. [Springer].
- KLEBER, A. (2006): "Kolluvium" does not equal "colluvium".- Z. Geomorph. N.F., **50**: 541-542; Berlin, Stuttgart.
- KLEBER, A.; LINDEMANN, J.; SCHELLENBERGER, A.; BEIERKUHNLEIN, C.; KAUPENJOHANN, M. & PEIFFER, S. (1998): Slope deposits and water paths in a spring catchment, Frankenwald, Bavaria, Germany.- Nutrient Cycling in Agroecosystems, **50**: 119-126.
- KLEBER, A. & MAILÄNDER, R. (2000): Heavy metal sources in bedrock and cover-beds of the Steigerwald Mountains.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **123**: 125-133.
- KLEBER, A. & VÖLKELE, J. (2006): Hangsedimente und ihre Böden.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl.-Bd., **148**: 20-24.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Ber. geol. Ges. DDR, **10**: 739-771.
- KOPP, D. (1970): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet.- Petermanns Geographische Mitteilungen Ergänzungsheft, **274**: 269-279.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben.- Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten, **D1**: 147 S.
- KOWALCZYK, G. (1987): Der Zechstein am Nordrande der Spessart-Schwelle, Stop 8-13. Exkursionsführer Int. Symp. Zechstein, **87**: 171-191; Wiesbaden.
- KOWALINSKI, S.; PONS, L.J. & SLAGER, S. (1972): Micromorphological comparison of three soils derived from loess in different climatic regions.- Geoderma, **7**: 141-158.
- KRANZ, A. (2005): Räumliche Erfassung und kulturhistorische Bewertung von Schlackehalden im Nordspessart und deren methodisch-didaktische Aufarbeitung als Kulturweg.- 126 S.; Würzburg [unveröff. Staatsexamensarbeit].
- KUBIĚNA, W. (1962): Wesen, Ziele und Anwendungsgebiete der mikromorphologischen Bodenforschung.- Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, **97**: 193-205.
- KÜHN, P. (2001): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung.- Greifswalder Geogr. Arb., **23**: 133-143.
- KÜHN, P. (2003a): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands.- Greifswalder Geogr. Arb., **28**: 167 S.
- KÜHN, P. (2003b): Micromorphology and Late Glacial/Holocene genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany).- Catena, **54**: 537-555.
- KÜHN, P.; AGUILAR, J. & MIEDEMA, R. (2010): Textural pedofeatures and related horizons.- In: STOOPE, G.; MARCELINO, V. & MEES, F. [Hrsg.]: Interpretation of micromorphological features of soil and regoliths.- DOI: 10.1016/B978-0-444-53156-8.00011-8; Amsterdam [Elsevier, im Druck].

- KÜHN, P.; BILLWITZ, K.; BAURIEGEL, A.; KÜHN, D. & ECKELMANN, W. (2006): Distribution and genesis of Fahlerden (Albeluvisols) in Germany.- *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **169**: 420-433.
- KÜHN, P.; JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51**: 74-92.
- KÜHN, P. & SCHRÖDER, D. (2001): Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde zur spätglazialen Bodengenese in NO-Deutschland.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **96**: 523-524.
- KÜHN, P.; TERHORST, B. & OTTNER, F. (2006): Micromorphology of middle Pleistocene palaeosols in northern Italy.- *Quaternary International*, **156-157**: 156-166.
- KWAAD, F.J.P.M. & MÜCHER, H.J. (1977): The evolution of soils and slope deposits in the Luxembourg Ardennes near Wiltz.- *Geoderma*, **17**: 1-37.
- LAGIES, M. (2005): Neue pollenanalytische Forschungen in Spessart und Odenwald – eine Zusammenfassung.- *Carolinea*, **63**: 113-134; Karlsruhe.
- LANGMAACK, M.; SCHRADER, S.; RAPP-BERNHARDT, U. & KOTZKE, K. (2002): Soil structure rehabilitation of arable soil degraded by compaction.- *Geoderma*, **105**: 141-152.
- LANGOHR, R. (1993): Types of tree windthrow, their impact on the environment and their importance for the understanding of archaeological excavation data.- *Helinium*, **33**: 36-49.
- LEOPOLD, M.; DETHIER, D.; VÖLKELE, J. & RAAB, T. (2008): Combining sediment analysis and seismic refraction to describe the structure, thickness and distribution of periglacial slope deposits at Niwot Ridge, Rocky Mountains Front Range, Colorado, USA.- *Z. Geomorph. N.F.*, **52**: 77-94.
- LEOPOLD, M. & VÖLKELE, J. (2007): Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data.- *Quaternary International*, **162-163**: 133-140.
- LEROY, S.A.G.; ZOLITSCHKA, B.; NEGENDANK, J.F.W. & SERET, G. (2000): Palynological analysis in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preborial biozones.- *Boreas*, **29**: 52-71.
- LIETZ, J. (1967a): Die paläogeographische und lithofazielle Entwicklung vom Rotliegenden zum Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau.- VIII+84 S.; Köln [Dissertation].
- LIETZ, J. (1967b): Der Grenzbereich Rotliegendes-Zechstein im Gebiet des Spessart und der Wetterau in paläogeographischer Sicht.- *Jber. U. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F.*, **49**: 129-146; Stuttgart.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of lateglacial in the Eifel region, Germany.- *Quaternary International*, **61**: 5-16.
- LORZ, C. (2008a): Ein substratorientiertes Boden-Evolutions-Konzept für geschichtete Bodenprofile - Genese und Eigenschaften von lithologisch diskontinuierlichen Böden.- *Relief, Boden, Paläoklima*, **23**: 195 S.
- LORZ, C. (2008b): Lithological discontinuous soils - archives for the pedo-geochemical genesis of the soil-regolith-complex?- *Z. Geomorph. N.F.*, **52**: 119-132.

- LORZ, C. & PHILLIPS, J.D. (2006): Pedo-ecological consequences of lithological discontinuities in soils - examples from Central Europe.- *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **169**: 573-581.
- LÜCKE, A. & BRAUER, A. (2004): Biogeochemical and micro-facial fingerprints of ecosystem re-sponse to rapid Late Glacial climatic changes in varved sediments of Meerfelder Maar (Germany).- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **211**: 139-155.
- LÜCKE, A.; SCHLESER, G.H.; ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (2003): A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany.- *Quaternary Science Reviews*, **22**: 569-580.
- MACPHAIL, R. & GOLDBERG, P. (1988): The micromorphology of tree subsoil hollows: Their significance to soil science and archaeology.- In: DOUGLAS, L.A. [Hrsg.]: *Soil Micromorphology: A basic and applied science. (Developments in Soil Science 19)*. 425-429; Amsterdam, Oxford, New York, Tokio.
- MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rotformation.- *Naturwissenschaften*, **69**: 311-325.
- MAILÄNDER, R. & VEIT, H. (2001): Böden und Deckschichten auf kaltzeitlichen Sedimenten des Schweizer Mittellandes.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **96**: 529-530.
- MASUCH, K. (1953/1954): War die periglaziäre Fließerde die Ursache des Gesteinsverzuges in den deutschen Mittelgebirgen.- *Wiss. Z. Univ. Berlin*, 3.
- MATSUOKA, N. (2001): Solifluction rates, processes and landforms: a global review.- *Earth-Science Reviews*, **55**: 107-134.
- MATTHES, S. & M. OKRUSCH (1965): Spessart.- *Sammlung geologischer Führer*, **44**, 220 S.; Berlin.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M.L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. – *Clays Clay Minerals*, **7**: 317-327.
- MEISL, S. (1977): Petrographie der Buntsandstein-Sedimente.- In: DIEDERICH, G. & K.H. EHRENBERG: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5721 Gelnhausen. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.]*, 2. Aufl., 256 S.; Wiesbaden.
- MEIWES, K.-J.; KÖNIG, N.; KHANA, P.K.; PRENZEL, J. & ULRICH, B. (1984): Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralboden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden.- *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben*, **7**: 142 S.; Göttingen.
- MERMUT, A. & PAPE, TH., (1971): Micromorphology of two soils from Turkey, with special reference to in-situ formation of clay cutans.- *Geoderma*, **5**: 271-281.
- MEYSMAN, F.J.R.; MIDDELBURG, J.J. & HEIP, C.H.R. (2006): Bioturbation: a fresh look at Darwin's last idea.- *Trends in Ecology and Evolution*, **21**: 688-695.
- MIEDEMA, R.; KOULECHOVA, I.N. & GERASIMOVA, M.I. (1999): Soil formation in Greyzems in Moscow district: micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle size distribution.- *Catena*, **34**: 315-347.

- MILLERET, R.; LE BAYON, R.-C.; LAMY, F.; GOBAT, J.-M. & BOIVIN, P. (2009): Impacts of roots, mycorrhizas and earthworms on soil physical properties as assessed by shrinkage analysis.- *Journal of Hydrology*, **373**: 499-507.
- MOORE, J.R. (2000): Differences in maximum resistive bending moments of *Pinus radiata* trees grown on a range of soil types.- *Forest Ecology and Management*, **135**: 63-71.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1970): Fortschritte in der Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **10**: 246-279.
- MÜLLER, E.H. (1954): Die Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfließens (Solifluktion) für die Bodenbildung im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges.- *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, **65** (110): 52-61.
- MÜLLER, M.J.; SCHRÖDER, D. & STEPHAN, S. (1985): Frostdynamik und Bodenbildungen in weichselzeitlichen und älteren Deckschichten über ältestpleistozänen Terrassenschottern der Mosel.- *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 163-186.
- MÜLLER, S. (2004): Zur Anwendbarkeit verschiedener Gliederungen periglazialer Deckschichten. Ein Beitrag zur Landschaftsgenese des mittleren Saaletals.- 115 S.; Institut für Geographie, Universität Leipzig; Leipzig [Diplomarbeit, unveröffentlicht].
- MÜLLER, S. (2007): Zur Anwendbarkeit verschiedener Gliederungen periglazialer Deckschichten im Buntsandstein des mittleren Saaletals.- *Wetterau. Ges. ges. Naturkunde*, **155-157**: 67-83.
- MUNSELL (2000): *Munsell Soil Color Charts*.- Revised edition; New Windsor.
- MURAWSKI, H. (1957): Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart.- *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **18**: 135-148; Wiesbaden.
- MURAWSKI, H. (1964): Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle.- *Geol. Rdsch.*, **54**: 835-852; Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1966): Stofflicher Aufbau und petrogenetische Problematik der kristallinen Gesteine des zentralen Vorspessarts.- *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **115**: 374-424; Hannover.
- MURAWSKI, H. (1992): „Nur ein Stein“ Einführung in die geologische Entwicklung und die geologische Erforschungsgeschichte des Spessarts.- *Museen Stadt Aschaffenburg [Hrsg.]*, 308 S.; Neustadt a.d. Aisch.
- NEUMEISTER, H. (1966): Die Bedeutung äolischer Prozesse für die Eigenschaften periglazialer Hangsedimente im Ostthüringer Schiefergebirge.- *Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig*, **4**: 721-727.
- NITZSCHE, O. (2003): Bewirtschaftung des Wasserspeichers Boden aus Sicht der Landwirtschaft.- [http://www.smul.sachsen.de/de/wu/umwelt/boden\\_geologie/downloads/Band\\_4.pdf](http://www.smul.sachsen.de/de/wu/umwelt/boden_geologie/downloads/Band_4.pdf) [26102108].
- OKRUSCH, M. & K. WEBER (1996): Der Kristallinkomplex des Vorspessart.- *Z. geol. Wiss.*, **24**: 168 S.; Berlin.
- OKRUSCH, M. & W. WEINELT (1965): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen.- *Bayerisches geol. L.-Amt [Hrsg.]*, 327 S.; München.

- OSTROUMOV, V. (2004): Physico-chemical processes in cryogenic soils.- In: KIMBLE, J.M.: Cryosols – Permafrost affected soils. 343-364; Berlin, Heidelberg.
- PASSARGE, S. (1914): Morphologie des Meißtischblattes Stadtremsda.- 221 S.; Hamburg.
- PASSARGE, S. (1919): Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften.- *Pet. Mitt.*, **65**: 41-46.
- PAWELEC, H. (2006): Origin and palaeoclimatic significance of the Pleistocene slope covers in the Cracow Upland, southern Poland.- *Geomorphology*, **74**: 50-69.
- PEACOCK, E. & FANT, D.W. (2002): Biomantle formation and artifact translocation in upland sandy soils: An example from the Holly Springs National forest, North-Central Mississippi, U.S.A.- *Ge archaeology*, **17**: 91-114.
- PEREIRA, V. & FITZPATRICK, E.A. (1995): Cambisols and related soils in north-central Portugal: their genesis and classification.- *Geoderma*, **66**: 185-212.
- PERM-TRIAS-KOMMISSION (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenze Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zur Neubenennung im unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland.- *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, **49**: 76-81; Stuttgart.
- PFEIFFER, M. (2002): Periglaziale Lagen: ihre Zuordnung zum Relief und ihre sedimentologisch-pedologische Differenzierung sowie ihre Auswirkungen auf Standortqualitäten anhand ausgewählter Beispiele aus dem Steigerwald.- [http://edoc.ub.uni-muenchen.de/1468/1/Pfeiffer\\_Margit.pdf](http://edoc.ub.uni-muenchen.de/1468/1/Pfeiffer_Margit.pdf). [18.07.2009].
- PHILLIPS, J.D. (2007): Development of texture contrast soils by a combination of bioturbation and translocation.- *Catena*, **70**: 92-104.
- PHILLIPS, D.H. & FITZPATRICK, E.A. (1999): Biological influences on the morphology and micromorphology of selected Podzols (Spodosols) and Cambisols (Inceptisols) from the eastern United States and north-east Scotland.- *Geoderma*, **90**: 327-364.
- PHILLIPS, J.D.; LUCKOW, K.; MARION, D.A. & ADAMS, K.R. (2005): Rock fragment distributions and regolith evolution in the Ouachita Mountains, Arkansas, USA.- *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**: 429-442.
- PHILLIPS, J.D. & MARION, D.A. (2004): Pedological memory in forest soil development.- *Forest Ecology and Management*, **188**: 363-380.
- PHILLIPS, J.D. & MARION, D.A. (2005): Biomechanical effects, lithological variations and local pedodiversity in some forest soils of Arkansas.- *Geoderma*, **124**: 73-89.
- PHILLIPS, J.D. & MARION, D.A. (2006): Biomechanical effects of trees on soil and regolith: Beyond treethrow.- *Annals of the Association of American Geographers*, **96**: 233-247.
- PHILLIPS, J.D.; MARION, D.A. & TURKINGTON, A.V. (2008): Pedologic and geomorphic impacts of a tornado blowdown event in a mixed pine-hardwood forest.- *Catena*, **75**: 278-287.
- PLASS, W. (1966): Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen.- *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, **114**: 12-26.
- PLASS, W. (1968): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen, 1:25.000, Blatt 4720 Waldeck.- 144 S.; Wiesbaden.



- PLASS, W. (1980): Böden.- In: GOLWER, A. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Erläuterungen zu geologischen Karte von Hessen, Blatt 5917 Kelsterbach. 117-134; Wiesbaden.
- PLASS, W. (1981): Neuere quartärgeologisch-bodenkundliche Erkenntnisse und ihre Auswirkungen auf das Ökosystem Wald.- Vortr. Tag. AG Forstl. Standorts- Vegkde., **8**: 21-63.
- PLESSMANN, W. (1957): Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessarts.- Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 149-166; Wiesbaden.
- POETSCH, Th. (1974): Bimstufminerale in hessischen Böden.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **18**: 313-319; Göttingen.
- POETSCH, TH. (2005): Micromorphologische Dünnschliffuntersuchungen.- In: SEMMEL, A.: Vom oligozänen Laterit zur altholozänen Schwarzerde, Paläoböden an Rhein und Main. Exkursionsführer zur 24. Jahrestagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. 35-38; Hofheim.
- PRÜFERT, J. (1969): Der Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. Seine Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie.- 176 S.; Köln [Dissertation].
- PUCHERT, H. (1991): Der Hessische Spessart. Beiträge zur Forst- und Jagdgeschichte.- Mitt. d. Hess. Landesforstverwaltung, **23**: 272 S.; Wiesbaden.
- QUINE, C.P. & GARDINER, B.A. (2007): Understanding how the interaction of wind and tree results in wind-throw, stem breakage and canopy gap formation.- In: JOHNSON, E. & MIYANISHI, K. (Hrsg.): Plant disturbance Ecology: The process and the response.: 103-155; Academic Press.
- RAAB, T.; LEOPOLD, M. & VÖLKEL, J. (2007): Character, age and ecological significance of pleistocene periglacial slope deposits in Germany.- Physical Geography, **28**: 451-473.
- RAAB, T. & VÖLKEL, J. (2002): Verbreitung und Altersstellung polygenetischer Hangsediment-Komplexe am Kleinen Arbersee im Hinteren Bayerischen Wald.- Berichte zur deutschen Landeskunde, **76**: 131-149.
- RAGG, J.M. & BIBBY, J.S. (1966): Frost weathering and solifluction products in southern Scotland.- Geografiska Annaler, **48**: 12-23.
- REITZ, E. (1987): Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vorspessarts, NW-Bayern.-N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1987**: 699-704; Stuttgart.
- RENSSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (2003): Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation.- Quaternary Science Reviews, **22**: 209-233.
- REUTER, G. (1995): Disharmonische Lessivé-Braunerde-Interferenzen.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **76**: 1169-1172.
- REUTER, G. (1999): Profilmorphologische Studie zur 'disharmonischen' Polygenese von Podsolen.- J. Plant Nutr. Soil Sci., **162**: 97-105.
- REUTER, G. (2001): Durch holozäne Klimaänderung induzierte disharmonische Bodentyp-Interferenzen im mittleren Europa.- Ergänzung III zu Nova Acta Leopoldina NF, **88**: 1-5.

- RIDEFELT, H. & BOELHOUWERS, J. (2006): Observations on regional variation in solifluction landform morphology and environment in the Abisko region, northern Sweden.- *Permafrost Periglacial Processes*, **17**: 253-266.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie.- 350 S.; Gießen.
- ROMANS, J.C.C.; ROBERTSON, L. & DENT, D.L. (1980): The micromorphology of young soils from South-East Iceland.- *Geogr. Ann.*, **62A**: 93-103.
- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz. Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns.- *Erlanger Geogr. Arb.*, **51**: 306 S.; Erlangen.
- ROTSCHKE, J. (1973): Die Schwermineralzusammensetzung periglazialer Deckschichten des Thüringer Buntsandsteingebietes in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial.- *Chemie der Erde*, **32**: 259-269.
- RUSSOW, F. (2005): Struktur, Eigenschaften und Gefährdungspotenziale des oberflächennahen Untergrunds in historischen Erzbergbaugebieten des zentraleuropäischen Mittelgebirgsraumes.- 270 S.; Universität Leipzig [Diss.].
- RUSSOW, F. & HEINRICH, J. (2001): Jungholozäne Überprägungen von quartären Deckschichten und Böden des Mittelgebirgsraumes durch biomechanische Prozesse in Mitteleuropa.- *Geoöko*, **22**: 37-58.
- SABEL, K.-J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen).- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **3**: 116 S.
- SABEL, K.-J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes.- *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 303-313.
- SABEL, K.-J. (1989): Zur Renaissance der Gliederung periglazialer Deckschichten in der deutschen Bodenkunde.- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **D10**: 9-16.
- SABEL, K.-J. (1992): Böden.- In: Schmierer, T. (Hrsg.): Erläuterungen zu geologischen Karte von Hessen, Blatt 5017 Biedenkopf. 79-86; Wiesbaden.
- SABEL, K.-J. (1996): Gestein, Relief und Böden im Spessart.- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **194**: 69-76.
- SABEL, K.-J. & FISCHER, E. (1992): Boden und vegetationsgeographische Untersuchungen im Westerwald.- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **7**: 268 S.
- SALOMON, W. (1917): Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung der deutschen Landschafts- und Bodenformen.- *Geol. Rdsch.*, **7**: 30-41.
- SALY, R. (1972): Pleistozäne Periglazialbildungen als Muttersubstrat der Böden in den Westkarpathen.- *Geoderma*, **7**: 79-92.
- SANBORN, P.T.; SMITH, C.A.S.; FROESE, D.G.; ZAZULA, G.D. & WESTGATE, J.A. (2006): Full-glacial paleosols in perennially frozen loess sequences, Klondike goldfields, Yukon Territory, Canada.- *Quaternary Research*, **66**: 147-157.

- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge - anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel.- *Boden und Landschaft*, **36**: 294 S.
- SAUER, D. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (2004): Application of ground-penetrating radar to determine the thickness of Pleistocene periglacial slope deposits.- *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **167**: 752-760.
- SAUER, D. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (2006): Saprolite, soils and sediments in the Rhenish Massif as records of climate and landscape history.- *Quaternary International*, **156-157**: 4-12.
- SAUER, D.; SCHOLTEN, T. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (2001): Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im östlichen Westerwald in Abhängigkeit von Gestein, Exposition und Relief.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **96**: 551-552.
- SCARCIGLIA, F.; TERRIBILE, F. & COLOMBO, C. (2003): Micromorphological evidence of paleoenvironmental changes in Northern Cilento (South Italy) during the Late Quaternary.- *Catena*, **54**: 515-536.
- SCHÄBITZ, F.; STEIN, B. & TROMBOTTO, D. (1999): Periglazialerscheinungen in quartären Deckschichten des außerandinen Patagonien, südliches Argentinien.- *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **143**: 119-130.
- SCHAETZL, R.J. (1990): Effect of treethrow microtopography on the characteristics and genesis of spodosols, Michigan, USA.- *Catena*, **17**: 111-126.
- SCHAETZL, R.S.; JOHNSON, D.L.; BURNS, S.F. & SMALL, T.W. (1989): Tree uprooting: review of terminology, process and environmental implications.- *Can. J. For. Res.*, **19**: 1-11.
- SCHÄFER, D.; JÄGER, K.-D. & ALTERMANN, M. (1991): Zur Stratigraphie periglaziärer Decken im Thüringischen Bergland. Erste Ergebnisse einer Grabung mit paläolithischem Fundhorizont bei Oppurg, Ldkr. Pössneck (Ostthüringen).- *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **21**: 323-334.
- SCHALLER, M.; BLANCKENBURG, F.v.; VEIT, H. & KUBIK, P.W. (2002): Influence of periglacial cover beds on in situ-produced cosmogenic <sup>10</sup>Be in soil sections.- *Geomorphology*, **49**: 255-267.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes.- *Geologie*, **11**: 428-460.
- SCHMIDT, E.; LAUER, T. & BIBUS, E. (2007): Die Bedeutung des oberflächennahen Untergrundes für Boden und Relief an der Bauland/Odenwald-Grenze.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **110**: 535-536.
- SCHNEIDER, E. (1956): Zur Frage der frühen Spessartgläser.- *Aschaffenburg Jahrbuch*, **3**: 208-216; Aschaffenburg.
- SCHOLTEN, T. (2003): Beitrag zur flächendeckenden Ableitung der Verbreitungssystematik und Eigenschaften periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen.- 149 S.; Berlin, Stuttgart [Borntraeger].
- SCHOLTEN, T.; ALTERMANN, M.; SCHWANECKE, W. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (1999): Die Bedeutung periglaziärer Lagen für die Funktion des Bodens im Ostharz.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **91**: 1096-1099.

- SCHÖNHALS, E. (1955): Ein besonderer periglazialer Buntsandsteinschutt im Schlitzerland.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 295-299.
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens.- Eiszeitalter und Gegenwart, **8**: 5-17.
- SCHÖNHALS, E. (1974): Die Bedeutung geologischer, insbesondere quartärgeologischer Vorgänge für die Bodenbildung in Hessen.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **18**: 11-17.
- SCHRÖDER, H. & FIEDLER, H.J. (1977): Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes.- Z. geol. Wiss., **5**: 51-81.
- SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtsch.-Wiss., **102**: 83-107.
- SCHWENZER, B. (1967): Beiträge zur Morphologie des nordwestlichen Vorspessarts.- Rhein-Main.-Forsch., **60**, 116 S.; Frankfurt a. M. [Dissertation].
- SEEGER, T.; KASPAR, E.; KLAIBER, B. & EINSELE, G. (1989): Periglaziale Deckschichten und ihre hydrogeologische Bedeutung in Kammlagen des Buntsandstein-Nordschwarzwaldes.- Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **31**: 197-213.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes.- Rhein-Main. Forsch., **91**: 197 S.; Frankfurt a.M.
- SEIDENSCHWANN, G. (1989a): Die pleistozäne Talverschüttung im Kahl- und Kinziggebiet, ihre Gliederung und geomorphologisch-stratigraphische Stellung innerhalb der Terrassenfolgen von Kahl und Kinzig.- Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **140-141**. Jahrgang: 71-96; Hanau.
- SEIDENSCHWANN, G. (1989b): Zur jungpleistozän-holozänen Entwicklung der Kahl. Frankfurter Geowiss. Arb., D 10: 17-29; Frankfurt a.M.
- SEIDENSCHWANN, G. & JUVIGNÉ, E. (1989): Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Randbereich des Kristallinen Vorspessarts. Ein Beitrag zur Schwermineralogie und Stratigraphie quartärer Tephren.- Z. dt. geol. Ges., **137**: 625-655; Hannover.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen.- Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275-285.
- SEMMELE, A. (1966a): Über die Gliederung pleistozäner Schuttdecken in Hessen.- Eiszeitalter und Gegenwart, **17**: 209-219.
- SEMMELE, A. (1966b): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen, 1:25.000, Blatt 5224 Eiterfeld.- 89 S.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1967): Die Böden.- In: LAEMMLEN, M. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt 5124 Bad Hersfeld. 207-220; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter Geographische Hefte, **45**: -133.
- SEMMELE, A. (1973): Area between the Scandinavian and Alpine glaciation, periglacial sediments and their stratigraphy.- Eiszeitalter und Gegenwart, **23/24**: 293-305.

- SEMMELE, A. (1974): Schuttdeckengliederung im Taunus und auf dem Rheinhessischen Plateau.- Rhein-Mainische Forschungen, **78**: 187-189.
- SEMMELE, A. (1975): Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald.- Aufschluß Sonderband, **27**: 321-329.
- SEMMELE, A. (1976): Die Beziehung zwischen Relief, Gestein und Böden in hessischen Buntsandsteinlandschaften.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **24**: 23-32.
- SEMMELE, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente.- In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): Eiszeitforschung. 249-260; Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1991): Schuttdecken und ihre Bedeutung für den Landschaftshaushalt in hessischen Mittelgebirgen.- Geographische Rundschau, **43**: 298-302.
- SEMMELE, A. (1993): Böden und Windwurfschäden in Wäldern des Vortaunus.- Geol. Jb. Hessen, **121**: 141-150.
- SEMMELE, A. (1994a): Gliederung der Solifluktsdecken in deutschen Mittelgebirgen - noch ein Problem der Wiedervereinigung?- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **74**: 29-34.
- SEMMELE, A. (1994b): Zur umweltgeologischen Bedeutung von Hangsedimenten in deutschen Mittelgebirgen.- Z. dt. geol. Ges., **145**: 225-232.
- SEMMELE, A. (1994c): Periglazialmorphologie.- 2. Aufl.: 116 S.; Darmstadt [Wissenschaftliche Buchgesellschaft].
- SEMMELE, A. (1996): Deckschichten in den deutschen Mittelgebirgen, geoökologische Charakterisierung für den Bodenschutz.- In: ROSENKRANZ, D., EINSELE, G. & HARREß, H.-M. (Hrsg.): Bodenschutz. 1-16; Berlin. [Erich Schmidt].
- SEMMELE, A. (1998a): Anmerkung zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und hessischen Bergländern.- Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beiheft, **7**: 62-78.
- SEMMELE, A. (1998b): Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg).- Eiszeitalter und Gegenwart, **48**: 67-71.
- SEMMELE, A. (2000): Holozäne Umweltentwicklung im Spiegel der Böden.- Bayer. Ak. Wiss., Rundgespräche Komm. Ökol., **18**: 129-137.
- SEMMELE, A. (2001): In memoriam: die Phäno-Parabraunerde.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **96**: 561-562.
- SEMMELE, A. (2002a): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **46**: 167-180.
- SEMMELE, A. (2002b): Die periglaziale Hauptlage - Genese, Alter und anthropogene Veränderungen.- Terra Nostra, **6**: 342-348.
- SEMMELE, A. (2003): Der Laacher Bimstuff als Zeitmarke der Landschaftsentwicklung in der Wiesbadener Umgebung.- Jb. nass. Ver. Naturkde., **124**: 95-109.



- SEMMELE, A. (2005): Periglaziale Vergangenheit und bodenkundliche Gegenwart in den deutschen Mittelgebirgen. – überarb. Vortrag Festkolloquium Walther Schwanecke, Gernrode 2003.- [http://www.geo.uni-frankfurt.de/ipg/pers/Semmel\\_2005\\_Periglaziale\\_Vergangenheit\\_und\\_bdkdl\\_Ggw.pdf](http://www.geo.uni-frankfurt.de/ipg/pers/Semmel_2005_Periglaziale_Vergangenheit_und_bdkdl_Ggw.pdf). [18.07.2009].
- SEMMELE, A. (2007): Das Quartär im Rhein-Taunus und im Oberen Mittelrhein-Tal, Kolluvien, Solifluktsdecken, Laacher Bimstuff, Rhein-Terrassen.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **89**: 217-235.
- SEMMELE, A. (2008): Vorzeitliches Eiszeitklima und heutiger Boden im Spessart.- Jber. Wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **158**: 97-117.
- SEMMELE, A. & PETSCHICK, R. (2006): Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen.- Geol. Jb. Hessen, **133**: 109-120.
- SEMMELE, A. & PLASS, W. (1965): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **4**: 33-40.
- SEMMELE, A. & POETSCH, Th. (1996): Bodenentwicklung auf einer Flurwüstung am Eselsweg westlich Hofheim a. Ts.- Frankfurter geowiss. Arb., **D20**:79-83; Frankfurt a.M..
- SEMMELE, A. & TERHORST, B. (2010): The concept of the Pleistocene periglacial cover beds in central Europe: A review.- Quaternary International, **222**: 120-128.
- SEYFRIED, E.V. (1912): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Salmünster. – Königliche Geologische Landesanstalt, 26 S.; Berlin.
- SHALER, N.S. (1898): Outlines of the earth's history: A popular study in physiography.- New York.
- SMALL, T.W.; SCHAETZL, R.J. & BRIXIE, J.M. (1990): Redistribution and mixing of soil gravels by tree uprooting.- Professional Geographer, **42**: 445-457.
- SMOLIKOVA, L. (1967): Polygenese der fossilen Lössböden der Tschechoslowakei im Lichte mikromorphologischer Untersuchungen.- Geoderma, **1**: 315-324.
- SPIES, E.-D. (1991): Böden und Deckschichten der Münchberger Hochfläche und des Frankenwaldes.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **64**: 139-210.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald.- Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, **9**: 273 S.; Freiburg.
- STAHR, K. & SAUER, D. (2004): Gesteinsgemische und Substratabfolgen.- In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W. R., FREDE, H.-G., HORN, R., STAHR, K. [Hrsg.]: Handbuch der Bodenkunde, **18**. Erg.-Lfg. 4/04: 1-20; Weinheim [Wiley-VCH].
- STEPHAN, S. (1994): Interpretation von Bodendünnschliffen für die Bodengeschichte in Mitteleuropa.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **74**: 403-406.
- STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien.- Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 95-106.
- STEPHAN, S. & BRIXY, I. (1999): Eine von smectitreichem Tephra-Saprolith geprägte Bodengesellschaft im Pleiser Hügelland bei Bonn.- J. Plant Nutr. Soil Sci., **162**: 677-683.

- STÖHR, W. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 318-337.
- STOOPS, G. (2003): Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections.- XVI+184 S.; Madison [Soil Science Society of America, Inc.].
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges.- Bochumer Geogr. Arb., **40**: 31-40.
- STÜCKRAD, S.; SABEL, K.-J. & WILCKE, W. (2008): Periglacial transport distance of Pb derived from small-scale ore veins in the Rhenish Slate Mountains.- Geoderma, **148**: 232-239.
- SVEISTRUP, T.E.; HARALDSEN, T.K.; LANGOHR, R.; MARCELINO, V. & KVAERNER, J. (2005): Impact of land use and seasonal freezing on morphological and physical properties of silty Norwegian soils.- Soil and Tillage Research, **81**: 39-56.
- TARNOCAI, C. & SMITH, C.A.S. (1989). Micromorphology and development of some central Yukon paleosols, Canada.- Geoderma, **45**: 145-162.
- TERHORST, B. (2007): Periglacial cover beds and soils in landslide areas of SW-Germany.- Catena, **71**: 467-476.
- THALHEIM, K. (1994): Mineralogisch-granulometrische Untersuchungen an Deckschichten Im Osterzgebirge.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **74**: 35-38.
- THIEMEYER, H. & VEIT, H. (1993): Bodenkundliche und schwermineralogische Untersuchungen an ausgewählten periglazialen Deckschichtenprofilen in NE-Bayern.- Berliner Geographische Arbeiten, **78**: 265-286.
- THIEMEYER, H. & VON KLITZING, A. (1999): Vorkommen von Oberlagen im Thüringer Wald.- Frankfurter Geographische Hefte, **63**: 117-136.
- THIEMEYER, H.; BLÜMEL, W.D.; DAMBECK, R.; DIECKMANN, B.; EBERLE, J.; GLADE, T.; HECHT, S.; HOUBEN, P.; MOLDENHAUER, K.-M.; SCHROTT, L.; SCHULTE, A.; VOGT, R. & WUNDERLICH, J. (2005): Soils, sediments and slope processes and their effects on sediment fluxes into the river Rhine.- Erdkunde, **59**: 184-198.
- THIEMEYER, H. & MÜLLER, S. (2009): Untersuchungsgebiet östlicher Odenwaldrand, Exkursionsstandort „Schwedenschanze“.- In: HEINRICH, J. & THIEMEYER, H.: Exkursionsführer zur Jubiläumsexkursion anlässlich des 80. Geburtstags von Prof. Dr. Dr. h.c. Arno Semmel.- 24-43; Frankfurt [unveröffentlichter Exkursionsführer].
- THOMPSON, M.L.; FEDOROFF, N. & FOURNIER, B. (1990): Morphological features related to agriculture and faunal activity in three loess-derived soils in France.- Geoderma, **46**: 329-349.
- THÜRACH, H. (1893): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart.- Geogn. Jahresh., **5**: 11-60.; München.
- TILCH, N.; UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, C. (2002): Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialem Hangschutt geprägten Gebieten.- Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie, **4**: 206-216.
- TINAPP, CH. (2002): Geoarchäologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung der südlichen Leipziger Tieflandsbucht.- Trierer geogr. Studien, **26**: 275 S.; Trier.

- TODISCO, D. & BHIRY, N. (2008): Micromorphology of periglacial sediments from the Tayara site, Qikirtaq Island, Nunavik (Canada).- *Catena*, **76**: 1-21.
- TRACZYK, A. & ZURAWEK, R. (1999): Pleistozäne Schuttdecken und Schuttzungen im nord-westlichen Teil des Sleza-Massivs (Polen) und ihre Entstehung unter den Bedingungen eines Dauerfrostbodens.- *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **143**: 131-141.
- ULANOVA, N.G. (2000): The effect of windthrow on forest at different spatial scales: a review.- *Forest Ecology and Management*, **135**: 155-167.
- VAN NEST, J. (2002): The good earthworm: How natural processes preserve upland archaic archaeological sites of Western Illinois, U.S.A.- *Geoarchaeology*, **17**: 53-90.
- VAN VLIET, B. & LANGOHR, R. (1981): Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty weichselian deposits in Belgium and northern France.- *Catena*, **8**: 137-154.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1998): Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy.- *Catena*, **34**: 157-183.
- VAN VLIET-LANOË, B.; COUTARD, J.-P. & PISSART, A. (1984): Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments: A comparison of active, fossil and experimental data.- *Earth Surface Processes and Landforms*, **9**: 553-565.
- VAN VLIET-LANOË, B.; FOX, C.A. & GUBIN, S.V. (2004): Micromorphology of Cryosols.- In: KIMBLE, J.M.: *Cryosols – Permafrost affected soils*. 365-390; Berlin, Heidelberg.
- VEIT, H.; MAILÄNDER, R. & VONLANTHEN, C. (2002): Periglaziale Deckschichten im Alpenraum: bodenkundliche und landschaftsgeschichtliche Bedeutung.- *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **146**: 6-14.
- VEIT, H.; STINGL, H.; EMMERICH, K.-H. & JOHN, B. (1995): Zeitliche und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen. Eine Zwischenbilanz nach acht Jahren Solifluktiionsmessungen (1985-1993) an der Meßstation "Glorer Hütte", Hohe Tauern, Österreich.- *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, **99**: 107-122.
- VENEMAN, P.L.M.; JACKE, P.V. & BONDINE, S.M. (1984): Soil formation as affected by pit and mound microrelief in Massachusetts, USA.- *Geoderma*, **33**: 89-99.
- VÖLKELE, J. (1991): Bodentypen und -genese auf jungpleistozänen Deckschichten im Bayerischen Wald.- *Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, **66**: 877-880.
- VÖLKELE, J. (1993): Periglacial overlaying strata in the Bavarian Forest. Methods for their stratigraphic division and questions about their ecological significance.- *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, **92**: 113-125.
- VÖLKELE, J. (1994): Zur Frage der Merkmalscharakteristik und Gliederung periglazialer Deckschichten am Beispiel des Bayerischen Waldes.- *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **138**: 207-217.
- VÖLKELE, J. (1995a): Zur Darstellung von Schichtwechselln in periglazialen Decklagen des Bayerischen Waldes unter besonderer Berücksichtigung der Mittellage und ihrer Eigenschaften.- *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, **158**: 177-186.

- VÖLKELE, J. (1995b): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlagen landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **96**: 301 S.
- VÖLKELE, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **45**: 273-294.
- VÖLKELE, J.; LEOPOLD, M. & ROBERTS, M.C. (2001): Radar signatures and age of periglacial slope deposits, Central Highlands of Germany.- Permafrost Periglacial Processes, **12**: 379-387.
- VÖLKELE, J.; LEOPOLD, M.; MAHR, A. & RAAB, T. (2002): Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentraleuropäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie.- Petermanns Geographische Mitteilungen, **146**: 50-59.
- VÖLKELE, J. & MAHR, A. (1997): Neue Befunde zum Alter der periglazialen Deckschichten im Vorderen Bayerischen Wald.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **41**: 131-137.
- VÖLKELE, J. & MAHR, A. (2001): Die IRSL-Datierung von periglazialen Hangsedimenten - Ergebnisse aus dem Bayerischen Wald.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **45**: 295-305.
- VÖLKELE, J.; ZEPP, H. & KLEBER, A. (2002): Periglaziale Deckschichten in Mittelgebirgen - ein offenes Forschungsfeld.- Berichte zur deutschen Landeskunde, **76**: 101-114.
- WALKER, M.J.C. (1995): Climatic changes in Europe during the last Glacial/Interglacial transition.- Quaternary International, **28**: 63-76.
- WASHBURN, A.L. (1979): Geocryology: A survey of periglacial processes and environments.- 406 S.; London [Edward Arnold].
- WEISE, O. (1983): Das Periglazial: Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen.- 199 S.; Berlin [Borntraeger].
- WERNER, D. (1965): Über den Anteil anthropogen ausgelöster Abtragungsprozesse am aktuellen Erscheinungsbild von Relief und Boden im Mittleren Buntsandstein Südostthüringens.- 299 S.; Jena.
- WERNER, D. (1967): Periglaziale Deckschichten im Mittleren Buntsandstein Südostthüringens und ihre Bedeutung für die Abgrenzung der anthropogenen Formungskomponente.- Arch. Naturschutz und Landschaftsforschung, **7**: 247-280.
- WILKINSON, M.T.; RICHARDS, P.J. & HUMPHREYS, G.S. (2009): Breaking ground: Pedological, geological, and ecological implications of soil bioturbation.- Earth-Science Reviews, **97**: 257-272.
- WITTMANN, O. (1965): Über Podsole aus Buntsandstein im zentralen Spessart.- Geologica Bavarica, **55**: 389-403; München.
- WITTMANN, O. (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25.000, Blatt 6022 Rothenbuch: 71 S.; München.
- ZENSES, E. (1986): Vergleichende Untersuchungen zum Bau pleistozäner Schutttablagerungen.- Catena, **13**: 333-347.

ZOLITSCHKA, B. (1988): Spätquartäre Sedimentationsgeschichte des Meerfelder Maares (Westeifel).- Mikrostratigraphie jahreszeitlich geschichteter Sedimente.- Eiszeitalter und Gegenwart, **38**: 87-93.



# Lebenslauf

## Persönliche Daten

Susann Müller  
Einsiedlerstraße 2  
60439 Frankfurt am Main  
E-Mail: SusannMueller@gmx.de

geboren am 29.12.1978 in Borna  
ledig, keine Kinder

## Berufliche Tätigkeit

seit 01/2005

### **Wissenschaftliche Mitarbeiterin**

Institut für Physische Geographie, Goethe-Universität Frankfurt/Main,  
Professur für Bodenkunde (Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer)

- Promotionsthema: Neue Erkenntnisse zu periglaziären Lagen und Pedogenese im hessischen Spessart
- Lehrtätigkeit (Diplom Geographie, Bachelor und Master Geographie)  
Schwerpunkt: Bodenkunde
- Betrieb und Leitung des mikromorphologischen Labors (gemeinsam mit einer Kollegin)
- Mitarbeit an verschiedenen Projekten der Arbeitsgruppe

## Ausbildung

10/1998-  
10/2004

### **Studium der Geographie, Studienschwerpunkt: Physische Geographie**

Universität Leipzig  
Abschluss: Diplom

- Diplomarbeitsthema: Zur Anwendbarkeit verschiedener Gliederungen periglazialer Deckschichten. Ein Beitrag zur Landschafts-genese des mittleren Saaletals (Gutachter: Prof. Dr. Jürgen Heinrich, Leipzig; Prof. Dr. Karl-Josef Sabel, Wiesbaden; Note: „sehr gut“)
- Nebenfächer: Geologie, Soziologie

10/2003-  
12/2004

### **Studium der Geologie/Paläontologie (Parallelstudium zur Geographie)**

Universität Leipzig

10/1997-  
09/1998

### **Studium der Meteorologie**

Universität Leipzig

09/1989-  
07/1997

### **Wiprecht-Gymnasium Groitzsch**

Abschluss: Abitur

## Lehrtätigkeit

SS 2011 SS 2010, SS 2009, SS 2008, SS 2007	<b>Bodentypologie und Profilbeschreibung</b> (Geländeübungen in verschiedenen Gebieten, z.B. Taunus, Odenwald, Spessart, Wetterau, Oberrheingraben, Untermainebene)
WS 2009/10 WS 2010/11	<b>Bodenkunde in der praktischen Anwendung und Bodenschutz</b> (Seminar)
SS 2005, 2007	<b>Bodenkundliche Kartiertechnik</b> (Geländeübung im Spessart und der Eifel)
SS 2005	<b>Angewandte Bodenkunde und Bodenschutz</b> (Gelände- und Laborübung)
WS 2006/07, WS 2007/08, WS 2008/09	<b>Grundlagen der Bodenkunde</b> (Tutorium zur Vorlesung „Allgemeine Bodenkunde“)
SS 2007	<b>Periglazialmorphologie</b> (Seminar)
SS 2005, SS 2006, SS 2007, SS 2008	<b>Bodenhydrologische Übungen</b> (Gelände- und Laborübung)

## Projekte

10/2006- 08/2010	<b>Untersuchungen zum oberflächennahen Untergrund und den Böden des hessischen Spessarts</b> Dissertationsprojekt <ul style="list-style-type: none"><li>• Geländeuntersuchungen, Laboranalysen</li><li>• Mikromorphologie (Dünnschliffpräparation und Auswertung)</li></ul>
seit 10/2008	<b>Untersuchungen zur Landschaftsgenese und dem oberflächennahen Untergrund in der Umgebung der „Schwedenschanze“ bei Mömlingen (Odenwald)</b>
seit 01/2005	<b>Mitarbeit bei Projekten mit archäologischer und geoarchäologischer Fragestellung im In- und Ausland</b> (z.B. Glauberg, Waldgirmes, Tell Chuera/Syrien, Cordoba/Spanien, Nitra/Slowakei)
01/2005- 10/2006	<b>Untersuchungen zur Bestimmung von Critical Loads sorptionschwacher Böden im Rhein-Main Gebiet</b>