

**Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems
auf jungquartäre Klimaänderungen.
Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke.**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich 11 Geowissenschaften/Geographie
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
in Frankfurt am Main

von
Peter Houben
aus Kleve

Frankfurt am Main 2002

Vom Fachbereich Geowissenschaften/Geographie der
Johann Wolfgang Goethe-Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. Wolfgang Oschmann

Gutachter: Prof. Dr. Gotthard Kowalczyk
PD Dr. Jürgen Wunderlich

Datum der Disputation: 05.09.2002

WOLFGANG ANDRES
GEWIDMET

Danksagung

Prof. Dr. Wolfgang Andres hat diese Dissertation ermöglicht und kompetent betreut. Sein Vertrauen und seine stets uneigennützigte Unterstützung als Projektleiter und direkter Vorgesetzter erstreckte sich auf alle Aspekte meiner Tätigkeit am Institut für Physische Geographie der J. W. Goethe-Universität. Er wird mir in mancher Hinsicht ein Vorbild bleiben.

Ich danke den Familien Lotz, Röhlich und Seipp in Lich-Nieder-Bessingen bzw. Lich-Ober-Bessingen für die freundliche Erlaubnis, Untersuchungen und Exkursionen auf ihren Grundstücken durchführen zu dürfen. Insbesondere Familie Röhlich gegenüber bin ich zu tiefem Dank verpflichtet – mit ihnen fiel es leicht, die kleinen Tücken und großen Vorzüge der praktischen Geländearbeit wie ein Privileg zu genießen.

Für vertrauensvolle und konstruktive Zusammenarbeit danke ich Dr. Jürgen Wunderlich, Andreas Klein (Geländearbeiten), Dr. Angela Kreuz (Makrorestanalysen), Dr. Christian Morgenroth (¹⁴C-AMS-Datierungen), Tobias Heckmann (Magnetische Volumenssuszeptibilität), Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer (Schwermineraldurchsichten), Prof. Dr. Gotthard Kowalczyk, Wolfgang Schiller sowie Doris Bergmann-Dörr und Dagmar Schneider. Besonderer Dank gilt auch Dr. Klaus-Martin Moldenhauer, Prof. Dr. Jürgen Heinrich, Prof. Mark Macklin und Prof. Jim Rose für den anregenden Austausch über fachliche und nicht-fachliche Belange meiner Arbeit.

Diese Dissertation ist ein Beitrag zum Forschungsprojekt „Palökologie und fluviales Prozeßgeschehen des Spätquartärs in der Hessischen Senke“ (Projektleiter Prof. Dr. W. Andres, DFG-Fördernummer An-60/18). Sie wurde im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre – Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“ von der DFG gefördert. Der DFG sei gedankt für die finanzielle Unterstützung der Projektarbeit. Entscheidende Anstöße und zusätzliche Motivation verdanke ich dem Austausch mit Kollegen/-innen auf internationalen Tagungen, deren Teilnahme von der Vereinigung der Freunde und Förderer der J. W. Goethe-Universität, der Hermann-Willkomm-Stiftung und Herrn Prof. Dr. W. Andres finanziell unterstützt wurden.

Frankfurt am Main, den 10.05.2002

Inhaltsverzeichnis

1. Allgemeine Problemstellung und Ziele	1
2. Stand der sedimentologisch-fluvialmorphologischen Forschung.....	4
2.1. Sedimente als Archive der Umweltgeschichte.....	4
2.1.1. Marine Archive des jungquartären Umweltwandels.....	4
2.1.2. Terrestrische Archive des jungquartären Umweltwandels	7
2.2. Interne und externe Steuerungsfaktoren: Die räumlich-zeitliche Variabilität der fluvialen Reaktion.....	9
2.2.1. Funktionale Geomorphologie.....	9
2.2.2. Interne und externe Steuerungsfaktoren: Die Bedeutung der morphologischen Konfiguration	12
2.2.3. Repräsentativität über verschiedene Raum- und Zeitskalen	14
2.3. Bedeutung interner Faktoren am Beispiel holozäner Sedimentation	15
2.3.1. Holozäne Sedimentation und externe Steuerung durch Klima und Landnutzung.....	15
2.3.2. Holozäne Sedimentation im Kontext der physiographischen Konfiguration.....	17
2.4. Fluviale Architektur	18
2.5. Stand der fluvialmorphologischen Forschung im Untersuchungsgebiet.....	26
2.6. Schlußfolgerungen.....	30
3. Untersuchungsgebiet.....	33
3.1. Auswahlkriterien für geeignete Untersuchungsgebiete.....	33
3.2. Physiogeographie und naturräumliche Entwicklung im Untersuchungsgebiet.....	35
3.2.1. Naturraum.....	35
3.2.2. Gesteine und oberflächennaher Untergrund.....	36
3.2.3. Morphographie	39
3.2.4. Hydrographie	44
3.2.5. Böden.....	45
3.2.6. Klima	46
3.2.7. Vegetations- und Kulturgeschichte	47
3.3. Zusammenfassung.....	49

4. Feld- und Labormethoden.....	51
4.1. Feldmethoden.....	51
4.1.1. Sondagen	51
4.1.2. Rammkernsondierungen.....	54
4.1.3. Vermessung	55
4.2. Labormethoden.....	55
4.2.1. Korngrößenbestimmung.....	55
4.2.2. Carbonatgehalte.....	57
4.2.3. Kohlenstoffgehalte	57
4.2.4. Magnetische Volumenssuszeptibilität	57
4.2.5. Makrorestbestimmungen	59
4.2.6. Radiokarbondatierungen.....	59
4.3. Ergebnisdarstellung in Schichtungsprofilen	60
5. Die Anwendbarkeit des <i>fluvial architecture</i> -Konzepts auf kleine Einzugsgebiete	63
5.1. Methodischer Rahmen.....	63
5.1.1. Laterale Korrelation von Schichtungsprofilen und räumliche Auflösung	64
5.1.2. Korngrößenbasierte Differenzierung verschiedener <i>form units</i>	66
5.1.3. Empirisch-deduktives Vorgehen	67
5.2. Beispiel: Faziesarchitektur eines " <i>suspended-load river</i> "-Gerinnebettgürtels.....	69
5.2.1. <i>Form units</i> im ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtel, Auenquerschnitt NB2.....	69
5.2.2. <i>Form units</i> im ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtel, Auenquerschnitt NB1.....	78
5.2.3. Interpretation	78
5.3. Schlußfolgerungen zur methodischen Anwendbarkeit des <i>fluvial architecture</i> -Konzepts auf kleine Einzugsgebiete.....	81
6. Lithostratigraphie der Bessinger Talweitung.....	83
6.1. Älterer pleistozäner und tertiärer Untergrund	83
6.2. Jungquartäre Hangdeckschichten	94
6.3. Gerinnebettsedimente	94
6.4. Gerinnebettrandsedimente.....	98
6.5. Uferwallsedimente.....	98
6.6. Humose Altlaufsedimente	99
6.7. Ältere Sande und Kiese	100

6.8. Sande und Kiese der Niederterrasse, Sande der Niederterrasse	100
6.9. Spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflutlehme.....	102
6.10. Tonig-torfige Feinklastika	108
6.11. Laacher See Tephra-Lage	109
6.12. Jüngere Dryas-Auensande	110
6.13. Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme	112
6.14. Altholozäner Schwarzer Auenboden	114
6.15. Jungholozäne Hochflutlehme.....	117
6.16. Kolluvium	120
6.17. Künstliche Aufschüttung	121
6.18. Exkurs: Interpretation der Messungen zur magnetischen Volumenssuszeptibilität	121
7. Prozeß-basierte Interpretation der <i>form units</i> -Architektur	125
7.1. Ende Spätpleniglazial bis Spätglazial (ohne Jüngere Dryas)	129
7.2. Spätglazial: Jüngere Dryas	132
7.2.1. Frühe Jüngere Dryas.....	132
7.2.2. Spätere Jüngere Dryas	135
7.3. Altholozän: Übergang Jüngere Dryas/Präboreal bis Boreal.....	137
7.4. Jungholozän: Subboreal und Subatlantikum	138
8. Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion der Wetter auf jungquartäre Klimaänderungen	140
8.1. Jungquartäre Auensedimente im Wettereinzugsgebiet	140
8.2. Erklärungsmodell zur räumlich-zeitlich veränderten Erosion und Sedimentation.....	145
8.2.1. Steuergrößen der jungquartären fluvialen Entwicklung.....	145
8.2.2. Physiographische Konfiguration	146
8.2.3. Stofftransporthaushalte individueller Talabschnitte.....	149
8.3. Schlußfolgerungen.....	152
9. Zusammenfassung	154
10. Schriftenverzeichnis	159
11. Kartenverzeichnis	188
Anhang	(auf beigefügter CD-ROM)

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Chronostratigraphie des Jungquartärs.	5
Abb. 2	Übersicht über die wichtigsten terrestrischen Archive der Umweltgeschichte mit vereinfachter Darstellung der paläogeographischen Deutungsmöglichkeiten und ihrer räumlichen Repräsentativität.	6
Abb. 3	Bio- und Chronostratigraphie des Spätglazials und Holozäns.	7
Abb. 4	Die hierarchische Struktur der <i>architectural-element analysis</i>	19
Abb. 5	Beispiel für ein <i>fluvial style</i> -Modell eines (idealisierten) mäandrierenden Flusses und seiner fluvialen Architektur.	21
Abb. 6	Schematisierte Übersicht der Ebenen I bis IV der <i>alluvial systematics</i> , die die Hierarchie der verschiedenen Ebenen veranschaulicht.	23
Abb. 7	Flußgrundrißtypen und steuernde Prozeßvariable nach Schumm (1985), verändert.	24
Abb. 8	Lage des Arbeitsgebietes an der Wetter bei Lich.	35
Abb. 9	Übersicht über das Wetter-Gewässernetz und die naturräumlichen Einheiten nach Klausning (1988, verändert).	36
Abb. 10	Anstehende Gesteine im EZGA (Ausschnitt aus GÜK 300 Hessen).	37
Abb. 11	Halbschematisches Terrassensammelpprofil für den Raum Münzenberg.	38
Abb. 12	Reliefkarte des oberen Wetter-Einzugsgebietes mit Gewässernetz.	39
Abb. 13	Topographisches W–E-Profil des EZG _A	40
Abb. 14	Längsprofil (oben) und Talsohlengefälle (unten) des Wettertales.	41
Abb. 15	Die Durchbruchstalstrecke E Lich-Ober-Bessingen. Blick von Ober-Bessingen flußaufwärts nach E.	42
Abb. 16	Oberes Ende der Bessinger Talweitung. Blick flußaufwärts nach E auf Ober-Bessingen.	42
Abb. 17	Das Arbeitsgebiet in der Bessinger Talweitung zwischen Lich-Ober-Bessingen und Lich-Nieder-Bessingen sowie die Lage der Auenquerschnitte NB2 und NB1.	43
Abb. 18	Bessinger Talweitung bei Nieder-Bessingen. Blick flußaufwärts nach E auf die Basalkuppe des Mühlwäldchens.	43
Abb. 19	Die Wetter nahe des Hofgutes Mühlsachsen, Nieder-Bessingen.	44
Abb. 20	Flußordnungen im EZGA nach Horton-Strahler.	44
Abb. 21	Nutstangensondierung. Im Bild oben rechts: graue und hellgraue LST-Ablagerungen, im Liegenden (im Bild rechts, dunkelgrau) der obere Teil des spätglazialen Bodens.	51
Abb. 22	Korngrößendiagramm der Korngrößengemenge <2 mm.	53

Abb. 23	Nomogramm zum Vergleich der Phi-, Atterberg- und DIN-Skala.	56
Abb. 24	Graphische Abstufung der Korngrößengemenge im lithologischen Schichtungsprofil am Beispiel der Bohrung NB2-2A.	61
Abb. 25	Beispiel für form units, die in der Faziesarchitektur mitteleuropäischer Misch- und Suspensionsfrachtflüsse häufig auftreten.	68
Abb. 26	Schichtungsprofile im Bereich des ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtels im Auenquerschnitt NB2.	70
Abb. 27	Schichtungsprofile, Befunde der Makrorestuntersuchungen und AMS-Datierungen der Rammkernsondierungen NB2-5A, -4B und -3A.	72
Abb. 28	Kalibrierte Radiokarbondatierungen in Kalenderjahren BP.	74
Abb. 29	Modell der fluvialen Faziesarchitektur des ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtels im Auenquerschnitt NB2, 3fach überhöht.	75
Abb. 30	Modell der fluvialen Faziesarchitektur des ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtels im Auenquerschnitt NB1, 3fach überhöht.	77
Abb. 31	Die Paläomäander des jüngsten ehemaligen Wetterlaufes.	79
Abb. 32	Schneegriesel zeichnet Teilstücke des jüngsten ehemaligen Wetterlaufes nach.	80
Abb. 33	Lithostratigraphischer Aufbau der Auensedimente im Auenquerschnitt NB2, 10fach überhöht.	84
Abb. 34	Lithostratigraphischer Aufbau der Auensedimente im Auenquerschnitt NB1, 10fach überhöht.	85
Abb. 35	RKS NB2-24: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	86
Abb. 36	RKS NB2-5A: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	87
Abb. 37	RKS NB2-4B: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	88
Abb. 38	RKS NB2-3A: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	89
Abb. 39	RKS NB2-0/12B: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	90
Abb. 40	RKS NB1-50: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	91
Abb. 41	RKS NB1-9B: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	92
Abb. 42	RKS NB1-14A: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse.	93
Abb. 43	Repräsentative Histogramme für das ältere Quartär (A) und den tertiären Saproliten (B) unterhalb der jungquartären Basis der Bessinger Talweitung.	94
Abb. 44	Ausgewählte Histogramme illustrieren das Spektrum auftretender Korngrößenverteilungen in den Sanden und Kiesen der Niederterrasse.	101
Abb. 45	Ausgewählte Histogramme von Proben aus den Sanden der Niederterrasse.	102
Abb. 46	Repräsentative Histogramme für Proben der spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehme.	103
Abb. 47	Spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflutlehme und hangende LST-Lage. ..	104
Abb. 48	Repräsentative Histogramme von Proben aus den tonig-torfigen Feinklastika. ..	108

Abb. 49	Histogramme der Proben aus der LST-Lage.	109
Abb. 50	Repräsentative Histogramme illustrieren das Spektrum auftretender Korngrößenverteilungen in den Jüngere Dryas-Auensanden.	111
Abb. 51	Beispiel für den feinlaminierten Aufbau der Jüngeren Dryas-Auensande.	112
Abb. 52	Repräsentative Histogramme aus dem Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme. .	113
Abb. 53	Schwarzer Auenboden (oben) und Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme.	114
Abb. 54	Ausgewählte Histogramme für Proben des Schwarzen Auenbodens.	115
Abb. 55	Repräsentative Korngrößenhistogramme der jungholozänen Hochflutlehme. ..	119
Abb. 56	Graphische Regressionsanalyse zum statistischen Zusammenhang zwischen der mittleren Korngröße und der magnetischen Volumensuzzeptibilität in den RKS.	123
Abb. 57	Modell der fluvialen Faziesarchitektur im Auenquerschnitt NB2.	127
Abb. 58	Modell der fluvialen Faziesarchitektur im Auenquerschnitt NB1.	128
Abb. 59	Vereinfachte Lithostratigraphie jungquartärer fluvialer Sedimente der südlichen Hessischen Senke.	141
Abb. 60	Flußnetz der Wetter (ohne Usa-Einzugsgebiet) mit Angabe der Positionen vorliegender Auenquerschnitte.	141
Abb. 61	Generalisierter jungquartärer Sedimentaufbau in den Talabschnitten des Wettertals.	143
Abb. 62	Schematisierte Auenquerschnitte durch zwei Talabschnitte des Wettertals.	144
Abb. 63	Tallängsprofile der Hauptflüsse im Nidda-Einzugsgebiet.	146
Abb. 64	Deskriptive Modelle der wechselnden Stofftransporthaushalte der Wetter während ausgewählte Phasen im Jungquartär und die lokal differenzierte Reaktion auf die Klimaänderung zu Beginn der Jüngeren Dryas.	148

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Lithofazies-Bestimmungsschlüssel nach Miall (1985, 1996), verändert.	20
Tab. 2	Bestimmungsschlüssel für <i>architectural elements</i> nach Miall (1985, 1996), verändert.	21
Tab. 3	<i>Alluvial systematics</i> nach Lewin (2001).	22
Tab. 4	Arbeiten zur jungquartären Fluvialmorphologie der Hessischen Senke und angrenzender Gebiete.	26
Tab. 5	Litho- und chronostratigraphische Kurzübersicht jungquartärer Auen- sedimente im Ohm- und Wettertal.	28
Tab. 6	Flußordnungen und Bifurkationsindizes für Teileinzugsgebiete der Wetter.	45
Tab. 7	Hydrologische Kennwerte der Pegel an der Wetter, mit der Pegelstation Bad Vilbel an der Nidda zum Vergleich.	46
Tab. 8	Paläoböden im Vorderen Vogelsberges, nach verschiedenen Autoren zusammengestellt.	47
Tab. 9	Jungquartäre Vegetationsentwicklung in der südlichen Hessischen Senke nach Stobbe (1996), Bos (1998) und Kreuz et al. (1998).....	48
Tab. 10	Vergleich der Auswahlkriterien für ein Untersuchungsgebiet mit best- möglichen Sedimentation- und Erhaltungsbedingungen sowie die zeitliche und lithostratigraphische Auflösung sedimentärer Sequenzen begünstigender Merkmale und der Bessinger Talweitung.	49
Tab. 11	Vergleich verschiedener Nomenklaturen der Schichtflächen-Klassifikation.....	65
Tab. 12	Radiokarbondatierungen.....	73
Tab. 13	Kurzbeschreibung: Älterer pleistozäner und tertiärer Untergrund.	83
Tab. 14	Kurzbeschreibung: Jungquartäre Hangdeckschichten.	94
Tab. 15	Kurzbeschreibung: Gerinnebettsedimente.	95
Tab. 16	Kurzbeschreibung: Gerinnebettrandsedimente (nur Gerinnebettgürtel NB2).	98
Tab. 17	Kurzbeschreibung: Uferwallsedimente.	98
Tab. 18	Kurzbeschreibung: Humose Altlaufsedimente.	99
Tab. 19	Kurzbeschreibung: Ältere Sande und Kiese.	100
Tab. 20	Kurzbeschreibung: Sande und Kiese der Niederterrasse.	100
Tab. 21	Kurzbeschreibung: Sande der Niederterrasse.	101
Tab. 22	Kurzbeschreibung: Spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflutlehme.	102
Tab. 23	Alterseinstufung der Hochflutlehme nach Standorten.	107
Tab. 24	Kurzbeschreibung: Tonig-torfige Feinklastika.	108
Tab. 25	Kurzbeschreibung: Laacher See Tephra-Lage.	109
Tab. 26	Kurzbeschreibung: Jüngere Dryas-Auensande.	110

Tab. 27	Kurzbeschreibung: Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme.	112
Tab. 28	Kurzbeschreibung: Altholozäner Schwarzer Auenboden.	114
Tab. 29	Kurzbeschreibung: Jungholozäne Hochflutlehme.	117
Tab. 30	Kurzbeschreibung: Kolluvium.	120
Tab. 31	Kurzbeschreibung: Künstliche Aufschüttung.	121
Tab. 32	Werte zur graphischen Regressionsanalyse in Abb. 57.	124

Abkürzungsverzeichnis

a	Jahre	i.a.	im allgemeinen
Abb.	Abbildung	i.d.R.	in der Regel
AMS	Accelerator Mass Spectrometry	i.e.S	im engeren Sinne
AZ	Aktenzeichen	i.w.S	im weiteren Sinne
BC	¹⁴ C-Jahre vor Christus	ka	10 ³ Jahre
cal BC/AD	kalibrierte Kalenderjahre vor Christus/nach Christus	Kap.	Kapitel
cal BP	kalibrierte Kalenderjahre vor heute (1950)	LSE	Laacher See event, Laacher See-Ereignis
BP	konventionelle ¹⁴ C-Jahre vor heute	LST	Laacher See Tephra
Brg.	Bohrung(-en)	m	Meter
Bsp.	Beispiel	m ü. NN	Meter über Normalnull
bzw.	beziehungsweise	MhA	mittlere Abflußhöhe [mm]
ca.	circa	MhN	mittlere Niederschlagshöhe [mm]
cm	Zentimeter	MHQ	mittlerer Hochwasserabfluß [m ³ s ⁻¹]
Cges	Gesamtkohlenstoff	MHq	mittlere Hochwasserabflußspende [ls ⁻¹ km ⁻²]
CRA	Conventional Radiocarbon Aage	MNQ	mittlerer Niedrigwasserabfluß [m ³ s ⁻¹]
DHM	Digitales Höhenmodell	MNq	mittlere Niedrigwasserabflußspende [ls ⁻¹ km ⁻²]
dm	Dezimeter	MQ	mittlerer Abfluß [m ³ s ⁻¹]
E	Ost(-en), östlich	Mq	mittlere Abflußspende [ls ⁻¹ km ⁻²]
etc.	et cetera	MIS	marine isotope stage
evtl.	eventuell	mm	Millimeter
EZGA	(Fluß-)Einzugsgebiet bis zum Arbeitsgebiet	N	Nord(-en), nördlich
Fl.-%	Flächenprozent	n. Chr.	nach Christus
Gew.-%	Gewichtsprozent	NB1	Auenquerschnitt Nieder-Bessingen-1
HFL	Hochflutlehm	NB2	Auenquerschnitt Nieder-Bessingen-2
HLVA	Hessisches Landesvermessungsamt		

Nr.	Nummer(-n)	u.a.	unter anderem
RKS	Rammkernsondierung	varve yrs	Warvenjahre
S	Süd(-en), südlich	vgl.	vergleiche
s.	siehe	v.a.	vor allem
s.a.	siehe auch	Vol.-%	Volumenprozent
s.o., s.u.	siehe oben, siehe unten	W	West(-en), westlich
S/G	Sand(-e) und Kies(-e)	zw.	zwischen
schw.	schwarz	z.B.	zum Beispiel
sog.	sogenannte	z.T.	zum Teil
Tab.	Tabelle	z.Z.	zur Zeit
u.	und		

Kurzzeichen der Bodenarten und der Horizontbezeichnungen gemäß AG Bodenkunde (1982).

1. Allgemeine Problemstellung und Ziele

„Alles fließt, nichts besteht“. Dieser Satz bündelt Heraklits (550–480 BC) Grundthese von der Wandelbarkeit der Dinge, die er der seinerzeit vorherrschenden statischen Weltauffassung entgegenstellte. So ist auch jener Fluß, in den man laut Heraklit nie zweimal steigt, eher eine Metapher als bereits ein Hinweis auf fluvialmorphologische oder hydrologische Einsichten des Altertums. Das Wissen um die prinzipielle Veränderlichkeit der natürlichen Umwelt, um das Wirken endogener und exogener Kräfte und ihre Änderungen in der Zeit, entwickelte sich zusehends, insbesondere nachdem im 17. Jahrhundert die Abkehr vom Bild einer geschaffenen hin zur gewordenen physischen Umwelt erfolgte (Hölder 1989). In jüngerer Zeit erscheint auch einer breiteren Öffentlichkeit die Veränderlichkeit der Umweltbedingungen innerhalb kürzerer Zeiträume erfahrbar (Nennen 1991: 68 ff.), was durch die aktuelle Diskussion um „Global Warming“ verstärkt wird (IPCC 1996, Houghton et al. 2001). Die Möglichkeit zukünftiger klima- und anthropogen induzierter Umweltänderungen ist nicht nur auf dem Hintergrund direkter sozio-ökonomischer Wechselwirkungen von gesellschaftlicher Relevanz (Welt im Wandel 1999, Hughes 2001, McCarthy et al. 2001).

Den Geowissenschaften obliegt es, zu den Ursachen, dem Ausmaß und den Folgen natürlicher, quasi-natürlicher und anthropogen induzierter Prozeßabläufe in der Geosphäre Stellung zu nehmen. Dabei stellen Sedimente die einzigen auswertbaren Archive des Umweltwandels dar. Sie werden daher für empirische Untersuchungen über vergangene und aktuelle Umweltveränderungen herangezogen, um u.a. die Rahmenbedingungen für historisch belegte und zukünftige Entwicklungen zu definieren. Bei den Sedimenten stehen die Ablagerungen mariner, glazigener, periglazialer, fluvialer, lakustrischer, äolischer, gravitativer und organogener Fazies für jeweils unterschiedlich auflösende Zeitreihen und Aspekte der paläogeographischen Entwicklung.

Im wesentlichen angeregt durch die Ergebnisse der paläoklimatologischen Quartärforschung und die gegenwärtig erfahrbaren Umweltveränderungen („Global Change“) stehen die Ursachen, das Ausmaß und die Folgen der Prozeßabläufe in der terrestrischen Umwelt derzeit verstärkt im Mittelpunkt geowissenschaftlicher Forschung. Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Untersuchung fluvialer Sedimente bei der Rekonstruktion landschaftsverändernder Prozesse und ihrer Ursachen. Aufbauend auf den Stand der fluvialmorphologischen Forschung und den Forschungsstand in der Hessischen Senke können die Ziele können wie folgt umrissen werden:

- a) Die verbesserte lithofazielle Auflösung jungquartärer fluvialer Sedimente kleiner Einzugsgebiete durch die Anwendung des fluvialsedimentologischen Ansatzes der fluvialen Architektur.

Im deutschen Sprachraum machen auf Bohrungen basierende Studien zur jungquartären fluvialen Dynamik kaum Gebrauch von den stratigraphischen Möglichkeiten des Ansatzes fluvialer Architektur. Dabei existiert mit dem *fluvial-architecture*-Ansatz ein methodologisch strukturiertes Konzept, das auf die lithogenetische Interpretation fluvialer Formen im sedimentären Aufbau fokussiert. Dazu

gehört die lithofazielle Rekonstruktion des Gerinnebett- und gerinnebettnahen Bereichs ebenso wie die Aufdeckung der lithogenetischen Beziehungen zwischen dem Gerinnebett-/gerinnebettnahen Bereich und dem Hochflutbereich. Beides sind zentrale Aspekte der fluvialen Entwicklung eines Sedimentationsraumes (z.B. Amoros & Urk 1989, Bridge & Mackey 1993). Der zurückhaltende Gebrauch der fluvialen Architektur begründet sich möglicherweise in der ungenügenden direkten Übertragbarkeit der Architektur-Ansätze, die für großskalige Sedimentationsräume und geologische Zeitskalen entwickelt wurden, auf kleinskalige Sedimentationsräume mit jungquartären Lockersedimenten. Daher werden anhand einer Fallstudie die Möglichkeiten und Grenzen des Konzeptes fluvialer Architektur bei der Anwendung auf jungquartäre Sedimente kleiner Einzugsgebiete diskutiert.

Eine wesentliche Voraussetzung, um die Anwendbarkeit des *fluvial-architecture concept* sinnvoll zu überprüfen, ist neben der angemessenen Alterskontrolle mittels relativer und absoluter Chronostratigraphie ein lithostratigraphisch differenzierter Sedimentaufbau. Für die Bestimmung des geeigneten Untersuchungsstandortes sind demgemäß die physiographischen Eigenschaften zu beschreiben, die möglichst optimale Sedimentations- und Erhaltungsbedingungen bieten sowie eine hohe litho- und chronostratigraphische Auflösung sedimentärer Sequenzen begünstigen.

- b) Die prozeß-basierte Interpretation der Änderungen im fluvialen Erosions- und Sedimentationsgeschehen

Eine methodisch verbesserte lithofazielle Auflösung jungquartärer fluvialer Sedimente kleiner Einzugsgebiete ist die Grundlage für eine explizit prozeß-basierte Interpretation des fluvialen Wandels. Die Faziesseinheiten sind Produkte der lokalen Sedimentations- und Erosionsprozesse, die aus dem Zusammenspiel der lokalen Sedimentationsbedingungen mit dem jeweils herrschenden Wasser- und Sedimenthaushalt im flußaufwärts gelegenen Einzugsgebiet resultieren. Damit besteht die Möglichkeit, mittels der prozeß-basierten Interpretation auf die wichtigsten Prozeßvariablen des Stofftransporthaushaltes zurückzuschließen, die im relevanten Einzugsgebiet wirken. Dabei können die phasenhaft auftretenden Änderungen im Stofftransporthaushalt über Alterseinstufungen in Beziehung zur bekannten Klimato- und Biostratigraphie gesetzt werden.

- c) Aufstellen eines Erklärungsmodells für die räumlich und zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems im Wettereinzugsgebiet

Die prozeß-basierte Deutung fluvialer Ereignisse, die den Forschungsansatz des sich intrinsisch weiterentwickelnden fluvialen Systems integriert, liefert einen vielversprechenden Ansatz zur Erklärung der räumlich und zeitlich variablen Sensibilität eines fluvialen Systems gegenüber externen Impulsen. In den Einzugsgebieten der Hessischen Senke trat ein entsprechendes Verhalten in der Vergangenheit auf. Mit dieser Arbeit und der räumlich und zeitlich gut auflösenden Datenbasis aus früheren

Untersuchungen sind gute Voraussetzungen für die Aufstellung eines Erklärungsmodells der variablen fluvialen Reaktion gegeben. Daher wird am Beispiel der Fallstudie des Wettereinzugsgebietes überprüft, wie die physiographische Konfiguration und dessen sich verändernde Eigenschaften die Reaktion des fluvialen Systems auf externe Impulse beeinflusst.

In der vorliegenden Arbeit bilden zunächst die methodischen Aspekte der Beschreibung und kausalen Deutung der Änderungen des fluvialen Erosions- und Sedimentationsgeschehens einen Schwerpunkt. Darauf aufbauend werden, in Ergänzung zu den bisherigen, lokal abweichenden stratigraphischen Befunden, die räumlich und zeitlich differenzierten Aspekte der Änderung der fluvialen Dynamik seit dem Ende der letzten Kaltzeit sichtbar gemacht.

2. Stand der sedimentologisch-fluvialmorphologischen Forschung

Der fortschreitende klimatisch und anthropogen induzierte Wandel der Umwelt erfaßt auch die Komponenten des fluvialen Systems. Zudem sind dessen nutzbare Ressourcen (z.B. Trinkwasserversorgung, Abwasserentsorgung, landwirtschaftliche und gewerbliche Nutzflächen in Auenbereichen, Wasserkraft, Transportwege) einem wachsenden ökonomischen Druck ausgesetzt. Der ökonomische Wandel sowie der erwartete Klimawandel der nächsten Jahrzehnte werden die Stoffflüsse fluvialer Systeme verändern. Das erschwert zum einen die technische Planbarkeit der ökonomischen Nutzung des fluvialen Systems. Zum anderen wächst mit der intensiveren Nutzung das wirtschaftliche Gefährdungspotential durch die Variabilität natürlicher oder quasi-natürlicher fluvialmorphologischer Prozesse, insbesondere, wenn es sich um schwer vorhersehbare Ereignisse oder Entwicklungen handelt.

Der wohlüberlegte Umgang mit den Ressourcen des fluvialen Systems hängt somit zu einem gewissen Grad von der kurz- bis mittelfristigen Vorhersagbarkeit der Sensibilität ab, die dessen funktionale und räumliche Komponenten gegenüber externen Impulsen aufweisen. Um die Reaktionen der Flußsysteme auf die Änderung externer Einflußgrößen zuverlässig abschätzen und modellieren zu können, ist das Verständnis der damit verbundenen Prozesse unabdingbar. Es ist Gegenstand der Fluvialmorphologie, die Wirkungsweise dieser Prozesse im Kontext ihrer steuernden Randbedingungen zu erklären. Die Fluvialmorphologie ist in praxi an der Schnittstelle sedimentologischer und geomorphologischer Fragestellungen angesiedelt. In diesen Disziplinen ist in den letzten beiden Jahrzehnten eine methodologische Weiterentwicklung prozeß-basierter Forschungsansätze zu beobachten, die einem Paradigmenwechsel der Forschungsansätze gleichkommt. Im folgenden werden die Kernthesen dieser Konzepte aufgegriffen und deren Relevanz für die vorliegende Studie diskutiert.

2.1. Sedimente als Archive der Umweltgeschichte

2.1.1. Marine Archive des jungquartären Umweltwandels

Die Prozesse des Wandels der Geosphäre hinterlassen mannigfaltige Spuren, die von verschiedensten Disziplinen bzw. Teildisziplinen der Geowissenschaften studiert werden. Unter den formschaffenden exogenen Prozessen bieten insbesondere Akkumulationsformen und die Eigenschaften ihres stofflichen Bestandes die Möglichkeit, auf das prozessuale Geschehen während und nach ihrer Ablagerung rückzuschließen. In der Paläo-Umweltforschung macht man sich dies zunutze, um den vergangenen Wandel der Geosphäre in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Größenskalen zu rekonstruieren.

Dafür stehen unterschiedliche marine oder terrestrische Archive zur Auswahl. Die Art und Qualität der erzielbaren Aussagen wird durch die Wahl des terrestrischen Archivs und die Zeitfenster, die betrachtet werden, bestimmt.

Die Paläoklimatologie des Jungquartärs stützt sich wesentlich auf die Befunde aus zeitlich hochauflösenden marinen Klimaarchiven (Abb. 1; Adams et al. 1999). Die Untersuchung klastischer und Mikrofossilien führender Sedimente erlaubt es, über Isotopenverhältnisse

Alter [ka]	Chronostratigraphie		MIS
11,6	Holozän		1
14,5	Würm-/Weichsel-Glazial	Spätglazial	
27		Pleni-glazial	Spät~
59			Mittel~
74			Früh~
	Frühglazial		5a-d
110	Eem-Interglazial		5e
130			

Abb. 1 Chronostratigraphie des Jungquartärs (Altersangaben nach Adams et al. 1999)

und palökologische Transferfunktionen Aussagen über Wassertemperaturen, CO₂-Umsatz im Ozeanwasser und Nährstoffverhältnisse in verschiedenen marinen Habitaten zu treffen (z.B. Shackleton & Opdyke 1973, Schäfer et al. 2001). Damit kann u.a. die Warm-/Kaltphasen-Amplitude der nordatlantischen Meeresoberflächentemperatur mit etwa 5 °C zuverlässig bestimmt werden (Bradley 1999: 226 f.).

Eisbohrkerne (z.B. DYE3, GRIP, GISP2; Johnsen et al. 1992) ergänzen diese Befunde um Daten des atmosphärischen Zustandes der nördlichen Hemisphäre. Die Sauerstoffisotopenkurve wird beispielsweise als Äquivalent der nordatlantischen Lufttemperatur interpretiert. Demnach bewegen sich die nordhemisphärischen Kalt-Warm-Schwankungen zwischen 7 und 12 °C

(Bradley 1999: 163 f.). Weitere Klimaindikatoren sind der jährliche Eiszuwachs, die Gaszusammensetzung eingeschlossener Luft sowie Aerosolgehalte (z.B. Alley et al. 1993).

Die eigentlich bedeutungsvollen und vergleichsweise überraschenden Ergebnisse, die diese Archiven bereithalten, sind die bezifferten Zeitspannen, in denen sich drastische Klimawechsel abspielten (z.B. Bond et al. 1992, 1993, Dansgaard et al. 1993). Eisbohrkernen und marinen Sedimenten zufolge traten zwischen 115–14 ka vierundzwanzig *Dansgaard-Oeschger events* und weitere, weniger ausgeprägte Interstadiale auf (Bond et al. 1993, Bond & Lotti 1995). Diese etablierten sich innerhalb von 2–5 Dekaden und dauerten einige Jahrzehnte, Jahrhunderte oder maximal zwei Jahrtausende (Mayewski et al. 1997). Die Interstadiale endeten ebenfalls vergleichsweise plötzlich, worauf eine längere Abkühlungsphase folgte (Rasmussen et al. 1997). Dem stehen Kaltphasen, sogenannte *Bond cycles* gegenüber, die in extrem kalte *Heinrich events* von einigen Jahrhunderten Dauer kulminieren (Heinrich 1988, Maslin et al. 1995). *Heinrich events* treten mit wechselnder Periodizität innerhalb weniger Dekaden auf und enden ebenso abrupt (Bond et al. 1997, Adams et al. 1999). Diese kurzfristigen Klimaschwankungen werden von Warm-Kalt-Oszillationen von mehreren 10 ka überlagert, die sich wiederum für die letzten 900 ka Jahre in Glazial-/Interglazial-Zyklen mit einer 100 ka-Periodizität einfügen (z.B. Mudelse & Schulz 1997).

Archiv	Wesentliche paläogeographische Aussagen	Räumliche Auflösung	Beispiele
Böden	Klima, Wasserhaushalt, Nutzung, Palökologie	lokal–regional, Hangeinzugsgeb.	Sabel (1982), Hayward & Fenwick (1983)
kolluviale Sedimente	Nutzungsgeschichte, Bodendegradation	Hangeinzugsgebiet	Niller (1998), Lang & Hönscheidt (1999)
fluviale Sedimente	fluviales Verhalten; bedingt: Klima, Tektonik, Hangabtragung, biotische Reste: Vegetations-, Nutzungsgeschichte, Fauna	Flusseinzugsgebiet	Maddy et al. (2001), Berendsen & Stouthamer (2001)
lakuustrische Sedimente	Klima, Hangerosion, Chemismus, paläontologische Reste: Vegetationsgeschichte, Fauna, Nutzungsgeschichte	Seeinzugsgebiet, Flußeinzugsgebiet	Goslar et al. (1993), Zink et al. (2000)
Ablagerungen v. Massenversatz	Häufigkeit und Ausmaße, sehr bedingt: Klima (Niederschlag)	Hangeinzugsgebiet	Schrott & Adams (2002), Crozier & Glade (1999)
Moore	Chemismus, paläontologische Reste: Vegetations-, Nutzungsgeschichte, z.T. Fauna; Klima; Grundwasserhaushalt	lokal–regional	Barber et al. (1994), Beug et al. (1999)
fossile Baumstämme	v.a. absolute Geochronologie; Vegetations-, Nutzungsgeschichte, z.T. Fauna, z.T. fluviale Dynamik	lokal–regional	Becker 1982, Schweingruber & Briffa (1996)
archäologische Fundplätze	Besiedlungs- und Nutzungsgeschichte	Fundplatzumgebung	Street (1997), Vogt (1995)
laminierte Höhlensinter	Klima, Höhlen- und (bedingt) Talentwicklung	lokal–überregional	Baker et al. (1999), Niggemann et al. (1998)
periglaziale Sedimente	Klima, Permafrostverbreitung	regional	Semmel (1968), Veit (1993), Völkel & Leopold (2001)
glaziale Sedimente	Klima, Eisbedeckungsausdehnung	regional–überregional	Holzhauser (1997), Patzelt (1999)

Abb. 2 Übersicht über die wichtigsten terrestrischen Archive der Umweltgeschichte mit vereinfachter Darstellung der paläogeographischen Deutungsmöglichkeiten und ihrer räumlichen Repräsentativität.

2.1.2. Terrestrische Archive des jungquartären Umweltwandels

Andererseits können marine und glaziale Archive nur sehr begrenzt Erkenntnisse zu den Reaktionen terrestrischer Geoökosysteme auf diese abrupten Klimaänderungen beitragen. Marine Sedimente und Eisbohrkerne liefern keine Hinweise auf Tempo und Ausmaß, Schwellenwert- und Verzögerungseffekte der Veränderungen von Hangabtragung, Wasserhaushalt, Bodenentwicklung, Abflußregime und Sedimentation der Fließgewässer, Vegetation und Fauna. Die Beschreibung der Veränderlichkeit der terrestrischen Umweltsysteme – die als unmittelbarer Lebensraum des Menschen von gehobener Bedeutung sind – erfordert Belege aus dem terrestrischen Bereich (vgl. Andres 1998).

In Abb. 2 sind die am häufigsten untersuchten terrestrischen Archive zusammengestellt. Die Art und Qualität der paläogeographischen Daten variieren in Abhängigkeit von den generellen Interpretationsmöglichkeiten, der Vollständigkeit, Kontinuität und räumlichen Repräsentativität der Archive. Aufgrund der insgesamt sehr heterogenen Datenstruktur kann eine umfassendere, archivübergreifende Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Reichweite des Umweltwandels nur mittels einer zuverlässigen chronologischen Zuordnung der untersuchten Archive gelingen. Daher sind die Ergebnisse der im Einzelfall angewendeten Datierungsmethoden einschließlich ihrer Fehlerbereiche und Zuverlässigkeit von entscheidender Bedeutung.

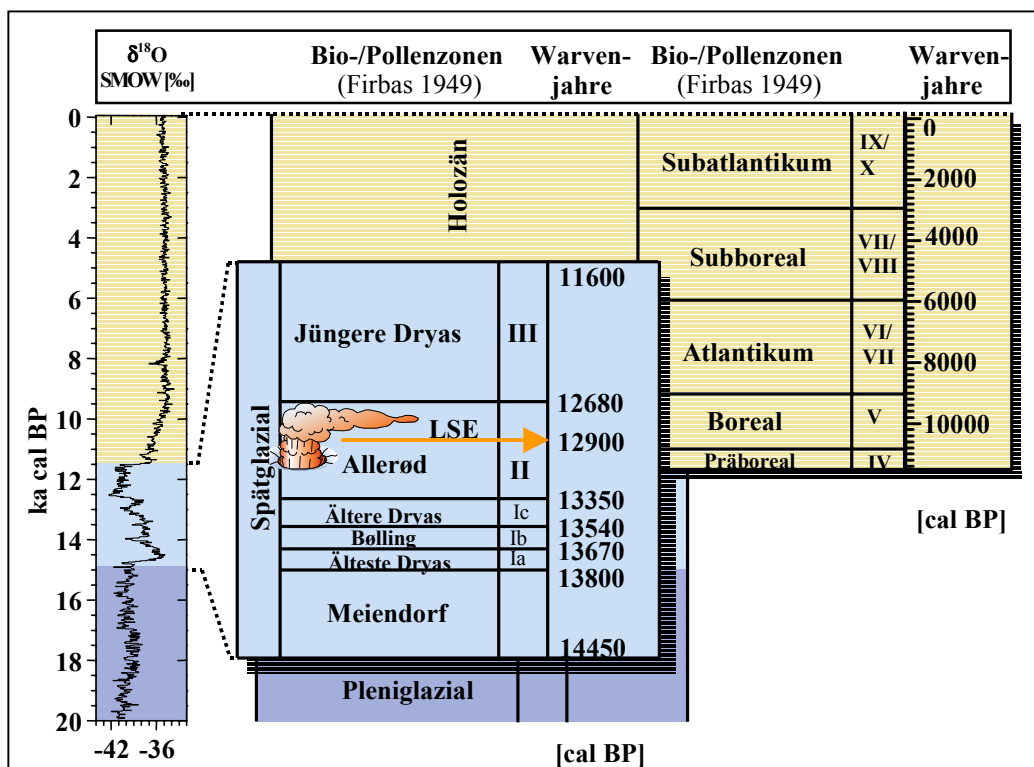


Abb. 3 Bio- und Chronostratigraphie des Spätglazials und Holozäns; Spätglazial nach Litt & Stebich (1999), Holozän nach Zolitschka (1998a); zum Vergleich $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve nach Dansgaard et al. (1993); Warvenjahre und die modellierten Alter der GRIP-Kurve können nicht direkt miteinander korreliert werden (z.B. Litt et al. 2001).

Besondere Fortschritte in der Chronologie spätglazialer und holozäner Klimatozonen und Biozonen sind der Untersuchung laminiertes Seesedimente zu verdanken (s. Andres & Litt 1999). Die Ablagerungen in Seen weisen vielfach eine rhythmische, feinlaminierte Schichtung auf, deren Jahrgang weitgehend klimatisch gesteuert ist (Warvite; z.B. Hajdas et al. 1993, Brauer et al. 1994, 1997). AMS-Datierungen, Präzisions-CRA und Tephrochronologie gestatten präzise klimatostratigraphische Rekonstruktionen des Jungquartärs (z.B. Goslar et al. 1993, Hajdas et al. 1995, Zolitschka 1998a, 1998b, Brauer et al. 1999a, 1999b, Merkt & Müller 1999, Brauer et al. 2000a, 2000b, Zink et al. 2000, Zolitschka et al. 2000, Brauer et al. 2001). Überdies gelang es, mit Hilfe der chronologisch stratifizierten Warvite Mitteleuropas die spätglazialen und holozänen (palynologischen) Biozonen mit stetigen Absolutdaten zu versehen (Hajdas et al. 1995, Brauer et al. 1999b, Litt & Stebich 1999, Kleinmann et al. 2000, Litt et al. 2001). Folglich können für diese Zeiträume Biozonen und Klimatozonen zueinander in Beziehung gesetzt werden, und mittels der verschiedenen Untersuchungsstandorte deren räumliche Variabilität dargelegt werden.

Die lakustrische Chrono- und Biostratigraphie ist daher besonders geeignet, um mit ihr als Bezugsbasis und mit transdisziplinär angewendeten Datierungsmethoden (Dendrochronologie, ^{14}C -Datierung, Tephrostratigraphie) weitere terrestrische Archive chronologisch und biostratigraphisch zu synchronisieren. Aufgrund dieser Vorzüge und der räumlichen Nähe zum Untersuchungsgebiet bezieht sich die in dieser Arbeit verwendete Chronostratigraphie auf die Arbeiten an Eifel-Maarsedimenten von Litt & Stebich (1999) und Zolitschka (1998a) (Abb. 3).

Im direkten Vergleich mit Seesedimenten zeichnen sich fluviale Sedimente nicht durch stapelbare, kontinuierlich hochauflösende Archive aus. Fluviale Systeme reagieren zwar gleichfalls auf Klimaänderungen und menschliche Eingriffe in den Landschaftshaushalt. Jedoch erzeugen die Erosions- und Sedimentationsprozesse innerhalb und außerhalb von Gerinnebetten komplexe sedimentäre Sequenzen, die Einzelereignisse, kurz-, mittel- bis langfristige Trends, Hiaten und Überprägungen durch Bodenbildungen beinhalten. Selektive postsedimentäre Erosion und Substitution erschweren die chronostratigraphische Auswertbarkeit zusätzlich. Trotz dieser Einschränkungen zeichnen sich fluviale Archive gegenüber anderen durch folgende Vorteile aus (vgl. Abb. 2):

- In Seesedimenten kleiner Seen können tektonische Einflüsse von anderen extern wirkenden, die Sedimentationsraten bestimmenden Faktoren (Sedimentzufuhr, Abflußregime) nicht deutlich unterschieden werden. Fluviale Sedimente bieten – als einzige unter den terrestrischen Archiven – hier Ansatzmöglichkeiten. In der Regel durchqueren Flüsse im longitudinalen Profil Talabschnitte, die prä-, syn- oder post-sedimentär in unterschiedlichem Maße von räumlich differenzierten Verstellungsbeträgen betroffen sind. Der Vergleich von Fazies- und Schichtmächtigkeitsänderungen kann Hinweise auf eine differenzierte tektonische Entwicklung und ihren Einfluß auf die sedimentäre Entwicklung liefern.
- Im Unterschied zu Seesedimenten können die Auensedimente kleiner und mittlerer Flüsse eine räumlich differenzierte, regionale Landschaftsveränderung in den Einzugsgebieten widerspiegeln. Beispielsweise berichten Houben et al. (2001), wie

durch die Kombination fluvialmorphologischer mit paläobotanischen Untersuchungen die räumlich differenzierte Reaktion verschiedener Landschaftseinheiten auf einen übergeordneten klimatischen Wechsel nachvollzogen werden kann.

- Von allen Archiven, die sich durch eine relativ scharf abgrenzbare räumliche Repräsentativität auszeichnen, erreichen Flußeinzugsgebiete die größte räumliche Reichweite terrestrischer Archive. Der hierarchische Aufbau aus geschachtelten Teileinzugsgebieten erlaubt es, die paläogeographischen Aussagen für physiographisch und räumlich distinkte Einheiten zu differenzieren und auf räumlich höheren Ebenen sukzessive zu integrieren.

Da die Zahl erhaltener Archive und ihr Erhaltungszustand mit dem Alter abnimmt, liegt es nahe, die Reaktionen des terrestrischen Geoökosystems auf drastische Klimawechsel am Beispiel des jüngsten Kalt-/Warmzyklus einschließlich des letzten großen *Heinrich events*, der Jüngerer Dryas (Severinghaus et al. 1998), zu untersuchen. Bezogen auf fluviale Sedimente ist nur für den Zeitraum des Spätpleniglazials und des Spätglazials eine Koinzidenz gegeben, die

- eine zeitlich hohe Auflösung (sowie deren mögliche Erfassung) beinhaltet und
- Größenordnungen des Klimawandels umfaßt, der nachweisbare Reaktionen im terrestrischen Geosystem bewirkte.

Die Klimaschwankungen und fluvialen Reaktionen im mittleren und jungen Holozän fallen um einige Größenordnungen geringer aus (s. $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve in Abb. 3). Entsprechend schwerer ist der Nachweis zu führen, wie sich diese Klimaschwankungen auf das fluviale System auswirkten. Zudem ist die Veränderung terrestrischer Geoökosysteme ab dem Jungholozän nicht mehr als ausschließlich klimatisch gesteuert einzuschätzen (z.B. Macklin & Needham 1992). Seit dem Jungneolithikum überlagern zunehmend Eingriffe des Menschen in entscheidende Komponenten des Landschaftshaushaltes (Vegetation und Vegetationsbedeckung, Wasserhaushalt, Sedimentzufuhr der Fließgewässer, Kleinklima) das klimatische Signal (z.B. Brose 1988, Macklin & Lewin 1993, Semmel 1995a, Vogt 1995, Niller 1998, Wunderlich 2000). Die Gewichtung verschiedener externer und interner Steuerfaktoren bei der kausalen Beschreibung von Änderungen im fluvialen Erosions- und Sedimentationsgeschehen gehört zu den zentralen Problemen der Fluvialmorphologie.

2.2. Interne und externe Steuerungsfaktoren: Die räumlich-zeitliche Variabilität der fluvialen Reaktion

2.2.1. Funktionale Geomorphologie

Der mittlerweile klassische Ansatz der sogenannten „funktionalen Geomorphologie“ (Chorley 1978, Church 1996) konzentriert sich gemäß Strahler (1952: 935) auf empirische Geländearbeiten und Experimente, die die z.T. statistisch auswertbare, objektive Beobachtung von Ursache und Wirkung geomorphologischer Prozesse zum Ziel hat. Insbesondere die

Fluvialmorphologie brachte Arbeiten hervor, die mathematisch und statistisch gestützte Bezüge zwischen morphologischen Parametern (z.B. Gerinnebettgeometrie, Mäandergeometrie) und ihren Steuergrößen (z.B. Abfluß) herstellten. Schumm & Lichty (1965) steuern dafür den methodologischen Unterbau bei, der eine funktionale Typologie abhängiger, unabhängiger und unmaßgeblicher Variable für verschiedene Zeitskalen postulierte. Die Studien von Leopold & Wolman (1957, 1960) und Leopold et al. (1964) liefern die klassischen Beispiele für die funktionale Geomorphologie, indem sie die Gerinnemorphometrie (Breite, Tiefe, Mäanderwellenlänge) als mittel- bis langfristiges Äquivalent der Steuergrößen der Gerinnebettformung (Abfluß, Vegetation, Flußfracht) interpretieren (s.a. Dury 1976, Williams 1986). Die betrachteten Zeitskalen sind i.d.R. längerfristig, was auf die Bezüge zur seinerzeit vorherrschenden Gleichgewichtstheorie verweist (vgl. Hack 1960). Im Umkehrschluß zum „funktionalen Ansatz“ entwickelte sich der Ansatz der Paläohydrologie (Dury 1965, Schumm 1968, Kochel & Baker 1982; z.B. Arbeiten von Baker et al. 1983, Maizels 1983, Baker 1987, Starkel et al. 1991). Die Paläohydrologie integrierte ab den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts ein Konzept, das anstelle morphographischer Parameter Ereignishäufigkeiten und –intensitäten (*frequency and magnitude*) in Beziehung zur Form setzt (Wolman & Miller 1960; z.B. Pickup & Warner 1976, Webb & Walling 1982, Baker 1989, Reinfelds & Bishop 1998).

Hauptsächlich die anglo-amerikanisch geprägte Geomorphologie verfolgte das gedankliche Konzept der „funktionalen Geomorphologie“. Die Beispiele aus den einflußreichen Arbeiten von Leopold & Wolman (1957, 1960) verdeutlichen: Anstelle der Erklärung der wirkenden Prozesse rückt die Kennzeichnung der ursächlichen Steuergrößen beobachteter morphographischer Veränderungen in den Mittelpunkt. Die Ursachen werden aus dem direkten Vergleich der räumlichen Variationsspanne bestimmter Steuergrößen mit der räumlichen Variationsspanne der Formen erschlossen (Lane & Richards 1997: 250). Hinter diesem Ansatz steckt die Hypothese, die formschaffenden Prozesse könnten durch die wiederholte Beobachtung und statistische Erfassung morphologischer Ereignisse aufgedeckt werden. Das wiederum basiert auf der Grundannahme, nach der sich die qualitative Wirkungsweise der Prozesse unmittelbar und v.a. eindeutig in den morphologischen Ereignissen abbildet, die „Form“ kreieren. Diese Art „eindeutige Prozesse“ wurden von Simpson (1963) als „immanente Prozesse“ bezeichnet. Folglich wurde die unidirektionale Orientierung *des* morphologischen Prozesses auf Form-Schaffung mit „Form“ als Ergebnis unterstellt. Die „eindeutige“ Orientierung impliziert, daß „Form“ nicht auf *den* morphologischen Prozeß zurückwirkt, daher für den morphologischen Prozeß weniger bedeutsam ist (s. Church 1996, Lane & Richards 1997, Richards 1999).

Die Kritik an diesem Konzept entzündet sich v.a. am unterstellten Verhältnis von Prozeß und Form. Jedes morphologische Ereignis findet in einer räumlich manifesten Struktur (Konfiguration) ab. Die Konfiguration repräsentiert ihrerseits einen gewordenen Zustand oder eine Abfolge von Zuständen, die aus der Wechselwirkung (vermeintlich) „immanenter“ Prozesse und mit jeweils präexistenten Zuständen entstand. Folglich ist jedes in einer bestehenden Struktur ablaufende morphologische Ereignis prinzipiell einzigartig, weil die Struktur, innerhalb derer es stattfindet, durch morphologische Ereignisse fortlaufend verändert wird (Beven 1981). *System response* wird durch die vorangegangene Konditionierung

(der morphologischen Eigenschaften) des Systems, also durch vorangegangene morphologische Ereignisse mitbestimmt (Newson 1980). Selbst die statistisch „objektivierte“ Beobachtung morphologischer Ereignisse des „funktionalen Ansatzes“ beinhaltet daher Abfolgen von Ereignissen, von denen – strenggenommen – jedes innerhalb einer anderen Konfiguration stattfand. Dieses trifft um so mehr zu, um so kleiner die betrachteten Raum- und Zeitskalen ausfallen. Die Beziehung zwischen der statistischen Aussage der klassischen „funktional-morphologischen“ Studien, die zumeist aus morphographischen Kriterien abgeleitet wird, und den aufzudeckenden „immanenten“ Prozessen bleibt daher unklar (Lane & Richards 1997: 250).

Nach Lewin (1983, 1989), Lane & Richards (1997) und Richards (1999) liegen die Defizite des „funktionalen Ansatzes“

- a) in der rein morphographischen Beschreibung von Veränderungen, die jedoch keine Erklärung bereithält, wie und welche fluvialen Prozesse im Gerinnebett jeweils spezifische Änderungen der Gerinnebettmorphologie bewirken;
- b) im häufigen Mangel an zahlreichen und genauen Datierungen, wodurch die zeitliche Auflösung fehlt, die die Abfolge morphologischer Ereignisse bzw. Prozesse und die jeweilige Konfiguration differenzieren könnte;
- c) in den eingeschränkten Aussagen zu den Ursachen und qualitativen Wirkungsweisen morphologischer Prozesse, wenn sie aus der räumlichen Koinzidenz bestimmter morphographischer Parameter (z.B. Gerinnebettbreite, -tiefe, etc.) mit Prozeßvariablen (z.B. Abfluß, Transportkapazität, Sedimentzufuhr) abgeleitet werden (s.a. Punkt a);
- d) in den Verallgemeinerungen, die aus der Vernachlässigung des Konfigurationsaspektes entstehen. Solche empirische Befunden sind der Gefahr ausgesetzt, eher für bestimmte Arbeitstechniken, methodische Ansätze oder Arbeitsgebiete als für ein objektives Prozeßgeschehen repräsentativ zu sein;
- e) in der impliziten Vernachlässigung räumlich-zeitlich kleinskaliger Systemkomponenten im Rahmen der „funktionalen Geomorphologie“ (z.B. Einzelereignisse, Fließgeschwindigkeitsänderungen, Teilsegmente im Gerinnelauf);
- f) in der Abhängigkeit der statistischen Aussagen über Ereignishäufigkeiten und -intensitäten (*frequency and magnitude*-Konzept) von der betrachteten Raum- und Zeitskala. Die Aussagen gelten nur für das morphologische Verhalten innerhalb definierter Raum- und Zeitskalenabschnitte;
- g) in der Vernachlässigung von Schwellenwerten, der gewordenen Morphologie sowie des Einflusses vorhergehender formativer Ereignisse, die statistischen Aussagen über Ereignishäufigkeiten und -intensitäten innewohnt (s.a. Brown et al. 2001).

2.1.1. Interne und externe Steuerungsfaktoren: Die Bedeutung der morphologischen Konfiguration

Die Skeptis gegenüber den verallgemeinernden Aussagen der „funktionalen Geomorphologie“ nährt sich u.a. aus den späteren Publikationen von Schumm (1977, 1979, 1991). Im Mittelpunkt von Schumms Forschungen stehen Prozesse, Prozeßketten, ihre Einflechtung in sich entwickelnde fluviale Systeme (*process-response*-Systeme) und deren Reaktion auf externe, v.a. klimainduzierte Änderungen im Holozän. Die Ergebnisse dieser Arbeiten können wie folgt zusammengefaßt werden:

- a) die Reaktionen variieren in Abhängigkeit von den räumlichen und zeitlichen Skalen,
- b) gleichartige Reaktionen können durch verschiedenartige Klimaeinflüsse bedingt sein,
- c) verschiedenartige Reaktionen können die Folge gleichgerichteter Klimaeinflüsse sein,
- d) es herrscht eine räumlich differenzierte Sensibilität fluvialer Systeme gegenüber externen Steuergrößen aufgrund unterschiedlich wirksamer Schwellenwerte,
- e) interne, systemimmanente Abläufe (durch *autogenic controls*, Lewin 2001) bedingen sog. *complex response*.

Die Reaktionen des fluvialen Systems auf Klimaänderungen sind demnach physiographisch spezifisch, nicht-deterministisch und nicht-linear.

Die grundlegenden Thesen Schumms werden durch Arbeiten aus benachbarten Arbeitsfeldern ausgebaut, die sich weniger der Formenentwicklung, sondern mehr dem fluvialen Sedimenthaushalt widmen. Im Zentrum steht die temporär und quantitativ variable Belegung von räumlich unterschiedlich strukturierten Sediment-Zwischenspeichern (am Hang, an Hangfüßen, in Tiefenlinien, Auen, verschiedenen Flußabschnitten, usw.). Dieser Ansatz beruht u.a. Studien zur Bodenerosion und Sedimentbudgets von Trimble (1975, 1983). Trimble belegt am Beispiel des Coon Creek-Einzugsgebietes (USA), wie die Mengen und die räumliche Verteilung der Zwischenspeicherbelegung im Laufe der Zeit variieren. Solche Sedimentbudgets definieren Sedimentspeicherung, -transfer, und -herkunft innerhalb von Flußeinzugsgebieten. Sie erlauben es, die Stofftransporthaushalte zwischen Hängen, Auen und Gerinneläufen zu quantifizieren (Macklin & Lewin 1997: 16).

Demzufolge herrscht in fluvialen Systemen i.d.R. zu keinem Zeitpunkt ein Gleichgewichtszustand zwischen der Abtragungsquantität, der Menge des im System kaskadenartig zwischengespeicherten Materials und der Menge, die das System verläßt. Zu den gleichen kommen auch weitere Arbeiten, die lokalisierte und datierte Sedimentbudgets auf anderen zeitlichen und räumlichen Skalen untersuchen (z.B. Dietrich & Dunne 1978, Walling & Webb 1983, Ibbeken & Schleyer 1991, Phillips 1991).

Parallel dazu liefert Walling (1983) mit der Einführung des *sediment delivery ratio* ($SDR = S_y/E$) ein Konzept zur quantitativen Beschreibung der Differenz zwischen dem Sedimentaustrag an einem bestimmten Punkt (S_y , *sediment yield*) und dem Gesamtbetrag des im Einzugsgebiet erodierten Materials (E). Damit fungiert der SDR als Maß für die

Menge zwischengespeicherten Sedimentes (Kolluvien, Schwemmfächermaterial, Alluvionen), mit dem innerhalb eines Einzugsgebietes das Zwischenspeicherverhalten von Teileinzugsgebieten bzw. der „Durchtransport“ von Sediment entlang der Entwässerungsachse räumlich erfaßt werden kann. Beispielsweise beträgt nach Lambert & Walling (1987) und Walling & He (1994) die Menge des in den Culm- und Severn-Einzugsgebieten verbliebenen Sedimentes ca. 25 % des Gesamtaustrages. Derart eingeschränkt zur Verfügung stehende Archive gebieten, bei der Rekonstruktion von Bodenabtrags- und fluvialen Akkumulationsphasen und deren Ursachen größtmögliche Umsicht walten zu lassen.

Die Entwicklung dieser jüngeren Konzepte in der Fluvialmorphologie führt zur Neubewertung der Erklärungsansätze für formschaffende Prozesse und deren Rahmenbedingungen (Lane & Richards 1997, Richards 1999). Demzufolge charakterisiert sich das fluvialmorphologische System durch komplexe und räumlich disparate Rückkopplungsmechanismen zwischen Prozeß und Form (Richards 1999: 13). Die umfassend ursächliche Deutung formschaffender Ereignisse erfordert die Verknüpfung der strukturellen Konfiguration mit den die morphologische Änderung (bzw. *system response*) verursachenden Prozessen (Simpson 1963: 34, vgl. Richards 1999: 8). Ins Zentrum rückt die Frage, wie sich die Prozesse der fluvialen Reaktion in Raum und Zeit ändern, wenn sich zugleich die Prozeßvariablen (z.B. Abfluß, Sedimentzufuhr, Gefälle) temporär ändern.

Die Bedeutung der gewordenen und werdenden strukturellen Konfiguration als Steuergröße eines variablen *system response* illustrieren zahlreiche jüngere Studien. Newson (1980) beschreibt die unterschiedliche prozessuale und morphologische Wirkung zweier aufeinander folgender Starkregenereignisse, bei denen das vorhergehende die Sedimentverfügbarkeit des nachfolgenden Ereignisses determiniert. Mitchell & Gerrard (1987) interpretieren an Fallbeispielen die beobachtete, temporär variable Wirkung von Starkregenintensitäten auf die Hochwasserdynamik als abhängig von der zeitlich variablen Bodenwassersättigung. Die Beurteilung über die Rolle von Klima und Landnutzung für holozäne Flußsysteme ist nach Macklin et al. (1992) weniger zugunsten eines dominanten Faktors entscheidbar. Sie ist vielmehr von einer differenzierten Sensibilität gegenüber Einflüssen durch jeweils beide Faktoren abhängig, die im Laufe des Holozäns zeitlich und räumlich variiert (Macklin et al. 1992). Auch Ritter (1988) und Brown (1990) betonen die Bedeutung der gewordenen morphologischen Struktur (Konfiguration) für den morphologischen *system response*. Kasse (1998) weist auf die Rolle hin, die der pro- und subglaziale Sedimentaufbau für die nachfolgende Ausbildung einer spezifischen fluvialen Architektur mitteleuropäischer Tundra-Flußsysteme hat. Furbish (1991) zeigt am Beispiel der progressiven Mäanderbogenentwicklung, inwiefern die Morphologie eines Mäanderbogens mittels einer innerhalb des Gerinnebettes unterschiedlich strukturierten Fließgeschwindigkeitsverteilung die flußauf- und flußabwärts vorliegende Mäanderbogenentwicklung beeinflusst. Lane et al. (1996) erörtern, wie Erosions- und Akkumulationsphasen in einem proglazialen *braided river* unabhängig von der Prozeßvariable Abfluß durch die flußaufwärts gegebene Sedimentzufuhr bestimmt wird, welche ihrerseits durch eine zeitlich variable Kombination aus bestehender Gerinnemorphologie und Abflußgeschehen gesteuert wird. In semi-ariden Flußsystemen werden durch vorangehende Akkumulationsprozesse morphologische Strukturen aufgebaut, die bei konstanten Klimaparametern scheinbar gegensinnige Erosions- und

Sedimentationsprozesse induzieren (Patton & Schumm 1975, Andres 1980). Lecce (1997) erklärt die räumliche Variation der Mächtigkeiten jüngerer Hochflutlehmdecken mit der Ausbildung von Mäandersystemen unterschiedlicher Durchflußkapazität, die auf der räumlich differenzierten Ausbildung morphologischer Parameter (v.a. Gefälle) verschiedener Talabschnitte zurückgeht. Asselmann & Middelkoop (1998) würdigen den Einfluß der Topographie des Ablagerungsraumes für die nicht-lineare Beziehung zwischen Abfluß und abgelagerten Auensedimentmächtigkeiten. Topographische und präexistente morphologische Eigenschaften dienen auch Macklin (1999), Moores et al. (1999), Antoine et al. (2000), Houben et al. (2001) und Knox (2001) als Erklärungsansatz für eine räumlich differenzierte fluviale Reaktion auf externe Impulse, während Mol et al. (2000) auf die Bedeutung sich zeitlich und räumlich ändernder morphologischer Eigenschaften für differenzierte Systemreaktionen aufmerksam machen.

In gleicher Weise könnte man das charakterisierte Verhalten auch als eine sich mit den Prozeßvariablen und den strukturellen Zuständen temporär wandelnde, räumlich differenzierte Sensibilität des Systems auffassen, die die Art, das Ausmaß und die Richtung der fluvialen Reaktion beeinflusst (z.B. Phillips 1992a). Mit betont räumlichen Bezug wurde dieses Phänomen erstmals von Brunsden & Thornes (1979) als *landscape sensitivity* beschrieben und kategorisiert (s.a. Allison & Thomas 1993, Burt et al. 1993, Downs & Gregory 1993, Brunsden 2001). Brunsden (2001) definiert *landscape sensitivity* als die Wahrscheinlichkeit, mit der eine Änderung in der Faktorenkonstellation oder einer externen Einflußgröße eine greifbare, deutliche und dauerhafte Reaktion des (fluvialen) System bewirkt. Auf die Existenz einer zeitlich differenzierten Sensibilität gegenüber externen Impulsen weist in u.a. bereits Rohdenburg (1970, „Aktivitäts- und Stabilitätsphasen“) hin.

2.2.3. Repräsentativität über verschiedene Raum- und Zeitskalen

Mit der zunehmenden Adaption der neueren Konzepte ergab sich die praktische Notwendigkeit, aufgrund des erforderlichen Aufwandes für die Erfassung der relevanten Parameter in zeitlich hoher Auflösung, die räumlich-zeitlichen Dimensionen der Studienobjekte zu begrenzen (Richards 1996, Lane & Richards 1997). Entsprechend ist während der letzten Jahrzehnte ein beständiger Rückgang der Untersuchungen großer Flußsysteme zugunsten einer steigenden Anzahl detaillierter Studien kleiner Einzugsgebiete und kürzerer Zeitskalen festzustellen.

Die in der gegenwärtigen Fluvialmorphologie herrschende Dominanz räumlich-zeitlicher kleinskaliger Untersuchungsobjekte provoziert die Frage nach der Repräsentativität von Fallstudien für räumlich und zeitlich großskaligere Einheiten (z.B. Blum & Straffin 2001) oder allgemeine geomorphologische Probleme, zumal da räumlich kleinskalige Prozesse i.d.R. auch innerhalb kleiner Zeitskalen ablaufen. Die grundsätzliche Relevanz für die Erklärung der großskaligen Formenentwicklung liegt in der Summe der lokal auftretenden spezifischen Reaktionen. Diese bewirken eine beständige Weiterentwicklung der internen Konfiguration, die in der Summe über alle Raumskalen übergreifend die wirksamen Wechselwirkungen zwischen den externen Impulsen und den internen Steuergrößen modifiziert.

Auf der Zeitebene bestimmen demzufolge die vorangegangenen Prozeßereignisse die Reaktion des fluvialen Systems (vgl. a. Richards 1996). Dadurch wird zugleich die Gültigkeit des Gleichgewichtsansatzes, der die Fluvialmorphologie lange beherrschte, substantiell in Frage gestellt (Philips 1991, Brown & Keough 1992a, Philipps 1992a, Rhoads 1992, Macklin & Lewin 1997, Richards 1999).

Für die Praxis des bautechnischen Ingenieurwesens wäre aus diesen Erkenntnissen eine Neubewertung der Grundannahmen, auf denen die Maßnahmen zu Hochwasserschutz, Schiffbarkeit und Wasserkraftnutzung beruhen, abzuleiten. Die getroffenen Maßnahmen setzen innerhalb ingenieurtechnischer Zeitspannen (ca. 100 a) das Klima und das fluviale Verhalten als konstant voraus. Die technische Dimensionierung von Flußbegradigungen, Kanalisierungen, Dammbauten, Kanälen und Hochwasserrückhaltebecken gründet sich auf die Annahme, die Gerinnemorphologie und der Sedimenttransport stünden im Gleichgewicht mit den hydrologischen Kennwerten Abfluß, Gefälle, Sohlenwiderstand und Flußfracht (Wasserbau: „Geschiebe“) (z.B. Mertens 1994; s.a. Lewin et al. 1988). Jedoch zeigt sich, daß auch kurzzeitige und geringe Klimaänderungen das morphologische Verhalten von Flüssen entscheidend verändern können (Knox 1993, Macklin & Lewin 1997). Des weiteren stehen die Gerinnemorphologie und der Sedimenttransport nicht nur in Beziehung zu diesen Größen. Sie sind auch Ausdruck der Raum- und Zeitskalen übergreifenden intrinsischen Entwicklung des fluvialmorphologischen System (z.B. Lane & Richards 1997, Trimble 1983, Russell et al. 2001).

Die Bedeutung der jüngeren methodologischen Ansätze für die wirkungs- und ursachenbezogene Interpretation des *fluvial response* auf signifikante Änderungen externer Steuergrößen sei im folgenden am Beispiel der Interpretation der Rolle von Klima und Landnutzung für die sedimentäre Entwicklung im Holozän erläutert.

2.3. Bedeutung interner Faktoren am Beispiel holozäner Sedimentation

2.3.1. Holozäne Sedimentation und externe Steuerung durch Klima und Landnutzung

Penck & Brückner (1909) gehören zu den ersten, die am Beispiel proglazialer Terrassentreppe im Alpenvorland die fluvialen Akkumulations- und Erosionsprozesse als Reaktion auf Klimaänderungen interpretierten. In der Geomorphologie fand in den folgenden Jahrzehnten die Bedeutung des Klimas für die Formengese ihre weitestgehende Würdigung im Konzept der Klimamorphologie (z.B. Büdel 1977). Das Paradigma der Klimamorphologie postuliert den unmittelbaren Bezug des örtlichen Klimaregimes zu Typ, Intensität und Ausmaß der morphologischen Prozesse. Dadurch setzt die klimamorphologische Analyse das Klima direkt in Beziehung zu den Landformen und vice versa.

Bereits Rohdenburg (1972) weist auf die problematische klimamorphologische Interpretation der Reliefentwicklung hin, indem er die Bedeutung der autigenen Komponente der Reliefentwicklung, die sich aus den Prozessen der Reliefformung ergibt, hervorhebt. Die

oben skizzierten jüngeren Konzepte könnten daher auch als Weiterentwicklung von Rohdenburgs (1972) Thesen aufgefaßt werden. Erstere führen, wie Ritter et al. (1995) und Richards (1996) unterstreichen, zu einem besseren Verständnis der nicht-linearen Reaktionen des fluvialmorphologischen Systems auf Klimaänderungen.

Brakenridge (1981), Schirmer (1983), Knox (1985, 1995, 2001), Starkel (1991, 1995), Martin (1992), und Macklin & Lewin (1997) betonen den Einfluß, den selbst die relativ geringfügigen holozänen Klimaänderungen für das fluviale Abfluß- und Sedimentationsverhalten haben. Dabei wirkte für die US-amerikanischen Studien begünstigend, daß bis ca. 1850 n.Chr. die Landnutzung als steuernder Faktor nahezu ausgeschlossen werden kann. Zudem ist die Landnutzung für die Zeit ab 1850 n.Chr. mit historischen Quellen belegt (z.B. Orbock Miller et al. 1993; s.a. Brooks & Brierly 1997, Wasson et al. 1998). Aus den „*pre-settlement*“ Sedimentsequenzen läßt sich das abschnittweise Auftreten kürzerer Wiederkehr-Intervalle für bis dahin 10- bis 1000jährige Hochwässer (Knox 2001) und das *clustering* von Hochwasserereignissen ableiten (Ely 1997). Demzufolge bewirken verminderte Niederschläge eine Auflichtung der Vegetationsdecke, gesteigerte Oberflächen- und Hochwasser-Abflüsse (Knox 1993). Die Klimafolgen wirken sich dabei wesentlich stärker auf die Intensität seltener (>10 Jahre) Hochwasserereignisse als auf die von häufigeren, kleineren Hochwässern aus. Wenngleich die Reaktionen aufgrund der lokal unterschiedlichen Physiographie kleinräumig z.T. gegenläufig ausfallen können, korrelieren diese Phasen großräumig mit klimatisch trockeneren Perioden des Holozäns, die aus unabhängigen Datensätzen abgeleitet wurden (Knox 2001).

Den Arbeiten über klimatisch induzierte holozäne Sedimente stehen scheinbar zahlreiche Arbeiten gegenüber, die den kausalen Zusammenhang zwischen landwirtschaftlicher Nutzung und den holozänen Kolluvial- und Alluvialbildungen betonen (z.B. Mensching 1951, 1957, Litt 1987, Brose 1988, aber auch Baker et al. 1993). Gerade im deutschen Sprachraum tradiert eine Dichotomie bis in die Gegenwart hinein, die das holozäne Sedimentationsgeschehen bevorzugt entweder einer klimatischen Steuerung (z.B. Becker & Schirmer 1977, Striedter 1988, Thomas 1988, Gerlach 1990, Schellmann 1990, Schirmer 1995) oder anthropogenen Einflüssen (z.B. Lüttig 1960, Richter & Sperling 1967, Wildhagen 1974, Lipps 1988, Thiemeyer 1988, Schramm 1989, Mäckel & Röhrig 1991, Molde 1991, Hagedorn & Rother 1992, Barsch et al. 1993, Pretzsch 1994, Mäckel & Zollinger 1995, Semmel 1995b, Rittweger 1997, Mäckel 1998, Nolte 2000, Wunderlich 2000) zuschreibt.

Die Mehrzahl der zitierten Arbeiten folgt zumindest implizit dem Ansatz der „funktionalen Geomorphologie“, indem

- a) eine unmittelbare und eindeutig orientierte Ursache-Wirkung-Beziehung zwischen den externen Faktoren (Klima, Landnutzung) und Prozeßereignissen (Sedimentation/Erosion) zugrunde gelegt wird.
- b) der eingetretene Systemzustand als das Äquivalent zum herrschenden externen *forcing* interpretiert wird (mittel- bis langfristig geltender Gleichgewichtszustand);
- c) die prozeß-basierte Interpretation der fluvialen Ablagerungen zumeist entfällt;

- d) die genauere Betrachtung der beschriebenen fluvialen Reaktion im Kontext der morphologischen Konfiguration vernachlässigt wird;
- e) die für die genauere Betrachtung hinreichend auflösende Chronologie fehlt, mit der die Abfolge morphologischer Ereignisse bzw. Prozesse und der herrschenden Konfiguration differenziert werden könnte.

Konsequenterweise kreist die Diskussion über Ursachen und Prozessen der holozänen Auensedimentation im deutschen Sprachraum auch nach Jahrzehnten noch vielfach um die Klima-Mensch-Dichotomie (vgl. Mensching 1951, Reichelt 1953, Nietsch 1955, Hempel 1956, Lüttig 1960, Mäkel & Zollinger 1995, Schirmer 1995, Mäkel 1998, Urz et al. 2000).

2.3.2. Holozäne Sedimentation im Kontext der physiographischen Konfiguration

Macklin (1999) demonstriert, wie die räumlich-zeitliche Variabilität des holozänen Sedimentationsgeschehens mittels einer systematisch prozeß-basierten Interpretation die spezifische fluviale Reaktion in einen physiographischen Kontext gesetzt werden kann. Ausgehend vom in Kap. 2.2. skizzierten Forschungsstand müssen die holozänen fluvialen Reaktionen auf Klima- und Nutzungswechsel nicht komplementär interpretiert werden (Macklin et al. 1992). Vergleichbare Interpretationsansätze finden sich auch bei Buch (1988a, 1988b, 1989) und Buch & Heine (1995). Am Beispiel der jungquartären Donau bei Regensburg leistet Buch (1988a) eine prozeß-basierte Interpretation, gemäß der die räumlich variabel auftretenden Erosions- und Akkumulationsphasen überwiegend durch die physiographische Konfiguration der Talabschnitte, also autigen gesteuert wurden. Im folgenden wird mit Hilfe des einfachen Beispiels von Macklin (1999) referiert, wie unter Einbezug der in Kap. 2.2. und 2.3.1. aufgeführten Kernthesen der interdependente Wirkungsgrad der Geofaktoren Klima bzw. Mensch interpretiert werden kann.

Macklin (1999) zufolge können die Flußsysteme der britischen Insel entweder Gebieten, die während des letzten Glazials vergletschert waren (*Upland Britain*), oder den unvergletscherten Regionen (*Lowland Britain*) zugeordnet werden. Die *Upland Britain*-Flußsysteme sind durch den starken Rückgang der postglazialen Sedimentzulieferung und glazioisostatische Hebung, glazial ererbten grobkörnigen Deckschichten, kiesigen Flußsohlen, steilen Gefälleverhältnissen und einer entsprechend bis ins Anstehende reichenden postglazialen Sohlenerosion gekennzeichnet (Macklin 1999: 523). Diese Flußsysteme zeigen mehrheitlich ein eindeutig klimaabhängiges Sedimentations- und Erosionsverhalten während des Holozäns, da nur entsprechende Änderungen der Hochwasserhäufigkeiten und -intensitäten den Transport der grobklastischen Fracht induzieren können. Diese Flußsysteme sind daher als *capacity-limited system* einzustufen (vgl. Definitionen in Kap. 7.).

In *Lowland Britain* ist die postglaziale Kompensationshebung weniger stark. Zudem stehen überwiegend lößhaltige, feinkörnige Deckschichten des Paläoperiglazials als Sedimentquelle zur Verfügung. Diese Materialien können bereits dann innerhalb des fluvialen Systems transferiert werden, wenn eine schützende Vegetationsdecke zumindest zeitweise, z.B.

infolge landwirtschaftlicher Nutzung, entfernt wird. Hierfür sind keine besonderen hydro-meteorologischen Klimawechsel erforderlich (s.a. Brown & Barber 1985). Diese Flußsysteme werden von Macklin (1999: 523) als *supply-limited* klassifiziert und spiegeln im Sedimentaufbau bevorzugt anthropogene Eingriffe wider.

Zur beschriebenen, eher großräumigen Differenzierung tritt v.a. in *Upland Britain* eine kleinräumige Segmentierung der Flußläufe in abwechselnd engere und weitere Talabschnitte hinzu (Macklin & Lewin 1989). Die sanduhrartige Konfiguration der Entwässerungsachsen ist hier ebenfalls den ehemals glazial und proglazial wirkenden Prozessen zuzuschreiben, die den heutigen Flüssen scheinbar überdimensionierte Talabschnitte (*underfit streams* sensu Dury 1964) und andererseits Talengungen in Gestalt durchbrochener Moränenzüge oder großer Schwemmfächer hinterließen. Extern induzierte Änderungen von Sedimentzulieferung und Abfluß machen sich in einer beträchtlichen räumlich-zeitlichen Variabilität von Sedimentation und Erosion bemerkbar, die innerhalb kurzer Laufstrecken variiert, wie Taylor & Lewin (1997) am Beispiel des Afon Tanat und des Afon Vyrnwy belegen. Der Aufsatz von Macklin (1999) verdeutlicht, daß auch im Rahmen mittel- bis großskaliger Betrachtungen die Art, die Richtung und das Ausmaß der räumlich-zeitlich differenzierten Sensibilität des fluvialen Systems gegenüber den externen klimatischen und anthropogenen Signalen durch die physiographischen, räumlich-strukturellen Eigenschaften bestimmt wird. Dieser Interpretationsansatz könnte analog auf die oben zitierten deutschen Arbeiten übertragen werden. Wenngleich in diesen Arbeiten der strukturelle Kontext nicht im Vordergrund der Argumentation steht, so läßt sich doch aus der allgemeinen Kenntnis des strukturellen Kontextes der dargestellten Flußsysteme die These aufstellen, daß die Flüsse bzw. Talabschnitte, deren sedimentäre Geschichte vorwiegend klimatisch bedingt ist, als *capacity-limited system* eingestuft werden können (Main, Donau, Rhein). Andererseits handelt es sich bei den Flußsystemen bzw. Talabschnitten mit starker anthropogener Beeinflussung in aller Regel um ein *supply-limited system* (z.B. Elsenz, Ilme, Leine, Ohm, Obere Weser, Wetter, etc.). Zumindest liefert diese Hypothese eine plausible Erklärung für klimagenetisch motivierte, gegenläufige Interpretationen des frühholozänen Sedimentationsgeschehens (vgl. Mäkel 1969 mit Schirmer 1988 oder Rittweger 1997). Gleiches könnte für die scheinbare Klima-Mensch-Dichotomie der mittel- bis jungholozänen Auensedimentation gelten (s. Macklin & Lewin 1993). Das Beispiel der deutschen Schriften stützt Lane & Richards (1997) These, daß aufgrund des fehlenden Konfigurationsaspektes die empirisch gefundenen Verallgemeinerungen hinsichtlich einer entweder klimatischen oder anthropogenen Steuerung eher für bestimmte Arbeitsgebiete als für ein objektives Prozeßgeschehen repräsentativ sind (s. Kap. 2.2.).

2.4. Fluviale Architektur

In etwa parallel zu den Entwicklungen in der Fluvialmorphologie vollzog sich seit den späten 70er Jahren des letzten Jahrhunderts in der fluvialen Sedimentologie die Wende zur verstärkten Integration des morphologischen Aspektes in die sedimentologischen Erklä-

rungsmuster. Der historische Hintergrund hierzu wird ausführlich bei Miall (1996) abgehandelt (s.a. Blum & Törnqvist 2000).

Einer einfachen Systematik zufolge können die Elemente des fluvialen Milieus in Gerinnebett-Formen (z.B. Rippelmarken, Dünen, *pools*, *riffles* und Transportkörper wie *mid-channel bars*) und Gerinnebettrand-Formen (*channel-edge forms*: z.B. *splays*, *point bars*, *alluvial benches*, *levees*, *scroll-bars*) unterschieden werden. Daneben finden sich im Bereich außerhalb der Gerinnebetten Altläufe, *flood channels*, *sloughs*, Hochflutsedimentdecken, Dammuferseen usw. (z.B. Lewin 1983: 303). Das Konzept der fluvialen Architektur geht von der Grundannahme aus, daß die fluvialen Formen als *nested forms* genetisch zueinander in Beziehung stehen und hierarchisch geordnet vorliegen. Das gilt sowohl für den internen Aufbau sedimentärer Einheiten als auch für deren räumliche Anordnung. Vergleichbare Ansätze werden in der Geomorphologie für numerische Simulationen der Formenentwicklung verfolgt (Dikau 1990, de Boer 1991, Dikau 1999).

Für das genetische Zusammenspiel aus innerer Struktur, Geometrie (Form), Größenverhältnissen und räumlicher Anordnung verschiedener Faziesseinheiten prägte Allen (1978, 1983) den Begriff „*fluvial architecture*“. Das „*fluvial-architecture concept*“ erweitert bestehende lithostratigraphische Ordnungsprinzipien (s. McKee & Weir 1953): Es rückt die regelrechten prozessual-genetischen Beziehungen zwischen fluvialen Prozessen, sedimentologischer Charakteristik, fluvialen Formen und deren Vergesellschaftung in den Mittelpunkt der Interpretation sedimentärer Sequenzen. Das prädestiniert diesen Ansatz dazu, mit Hilfe der sedimentologisch-morphologischen Parameter den differenzierten Faziesaufbau und das vergangene fluviale Prozeßgeschehen zu rekonstruieren (z.B. Schumm 1977, Friend 1983, Hickin 1983, Nanson & Croke 1992, Törnqvist 1993, Lewin 2001).

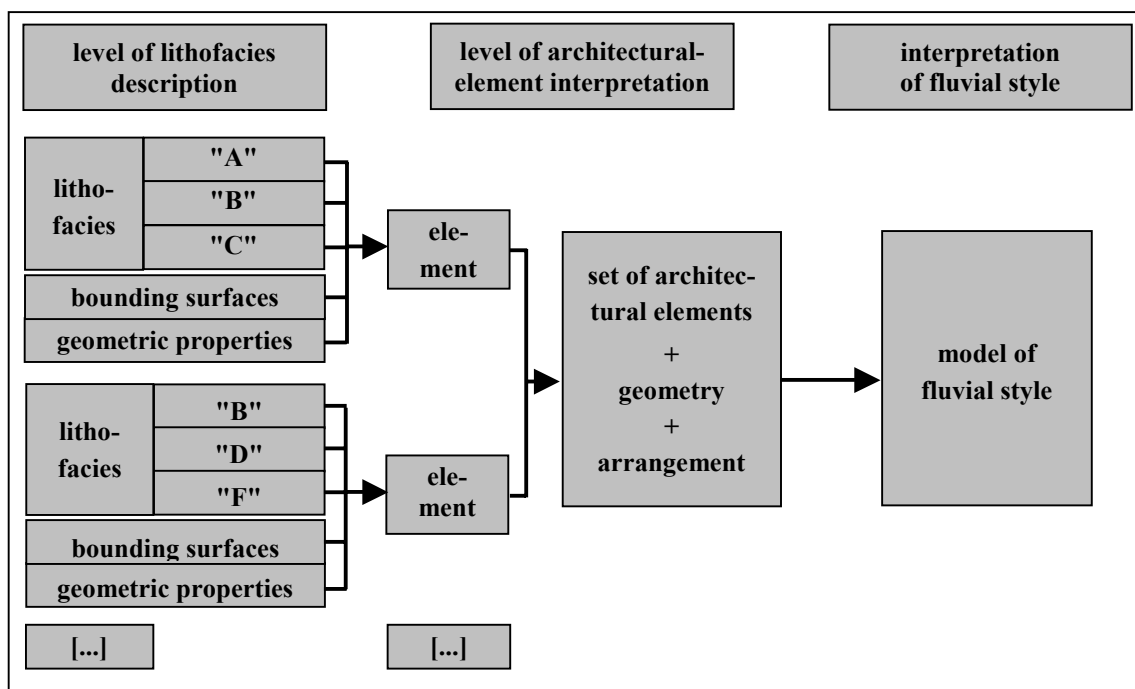


Abb. 4 Die hierarchische Struktur der *architectural-element analysis* (nach Miall 1996).

Das bekannteste und in zahlreichen Modifikationen angewandte Konzept zur fluvialen Architektur ist die „*architectural-element analysis*“ von Andrew Miall (Miall 1985, 1996). Dieses Konzept dient in erster Linie der systematischen Beschreibung und genetischen Interpretation von Textur (*texture*), Struktur (*structure*), Form (*geometry*) verschiedener Fazieselemente und ihrer relationalen Position im sedimentären Kontext. Grundsätzlich besteht Mialls (1996) System aus drei Ebenen ansteigender hierarchischer Ordnung (Abb. 4). Die unterste Ebene definiert sich über die Lithologie, Schichtflächen (*bounding surfaces*) and die Form (*geometry*) (Tab. 1). Derart kombinierte Lithofazies-Einheiten werden zu *architectural elements* (Tab. 2) gruppiert. Die Erfassung der *architectural elements* basiert somit auf

- a) ihrer sedimentologischen Zusammensetzung (Korngröße, Textur, Sortierung, Rundungsgrad),
- b) ihrer spezifischen Zusammensetzung aus verschiedenen Lithofazies-Einheiten,
- c) ihrer geometrischen Gestalt (inklusive Größe),
- d) der hierarchischen Klassifikation der Schichtflächen der sedimentären Einheiten und
- e) ihrer Raumlage relational zu anderen Einheiten (innerhalb bzw. außerhalb von Gerinnebetten).

Keines der Merkmale wäre allein hinreichend für die Identifikation eines Elementes. Gemeinsam spiegeln das Vorkommen, die Entwicklung und die räumliche Anordnung dieser Elemente die vergangenen und gegenwärtigen fluvialen Prozesse wider. Das morphologische Modell der fluvialen Entwicklung ist ein Ziel der *architectural-element analysis* und wird von Miall (1985) als *fluvial style* bezeichnet (Abb. 5).

Tab. 1 Lithofazies-Bestimmungsschlüssel nach Miall (1985, 1996), verändert.

Facies code	Lithofacies	Sedimentary structures	Interpretation
Gmm, Gmg, Gci, Gcm	massive, matrix clast-supported, [...]	inverse, normal grading	various debris flow deposits, [...]
Gh	massive or crudely bedded gravel	horizontal bedding, imbrication	longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits
Gt	gravel, stratified	trough crossbeds	minor channel fills
Gp	gravel, stratified	planar crossbeds	transverse bedforms, [...]
St	sand, fine to coarse, may be pebbly	solitary or grouped trough crossbeds	linguoid dunes (lower flow regime)
Sp	sand, medium to coarse may be pebbly	solitary or grouped planar crossbeds	linguoid, transverse bedforms, [...] (lower flow regime)
Sr	sand, very fine to coarse	ripple cross lamination	ripples (lower flow regime)
Sh	sand, very fine to v. coarse, may be pebbly	horizontal lamination, [...]	plane bed flow [...]
Sl, Ss	fine to coarse sands,	crossbeds, [...]	scour fills, splays, dunes
Fl, Fsm, Fm	sand, silt, mud	fine lamination, v. small ripples	overbank, aband. channel fills, waning flood or drape deposits
P	carbonate [...]	pedogenic features [...]	soil with chemical precipitation

Tab. 2 Bestimmungsschlüssel für *architectural elements* nach Miall (1985, 1996), verändert.

Element	Symbol	Principal lithofacies assemblage	Geometry and relationships
Channels	CH	any combination	finger, lens or sheet; concave-up erosional base, scale and shape highly variable; internal concave-up secondary erosion surfaces common
Gravel bars and bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	lens, blanket; usually tabular bodies; commonly interbedded with SB
Sandy bedforms	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	lens, sheet, blanket, wedge; occurs as channel fills, crevasses splays, minor bars
Downstream-accretion (foreset) macroforms	DA [FM]	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	lens resting on flat or channelled base, with convex-up 3 rd -order internal erosion surfaces and upper 4 th -order bounding surfaces
Lateral-accretion macroform	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, Gm, Gt, Gp	wedge, sheet, lobe; internal lateral-accretion 3 rd -order surfaces
Scour hollows	HO	Gh, Gt, St, Sl	scoop-shaped hollow with asymmetric fill
Levee	LV	Fl	small to large wedge
Crevasse channel	CR	St, Sr, Ss	ribbon
Crevasse splay	CS	St, Sr, Fl	lens
Abandoned channel	CH/FF	Fsm, Fl, Fm, Fr	ribbon, lens
Floodplain fines	FF	Fsm, Fl, Fm, Fr	thin to thick blankets; partly interbedded with SB

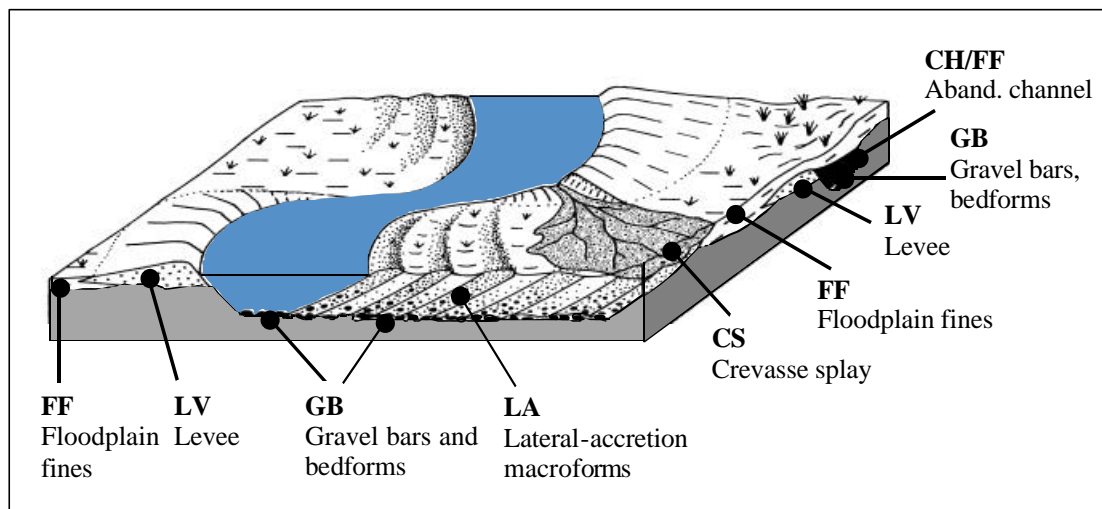


Abb. 5 Beispiel für ein *fluvial style*-Modell eines (idealisierten) mäandrierenden Flusses und seiner fluvialen Architektur.

Die methodologischen Stärken und Schwächen dieses Konzeptes werden u.a. eingehender von Bridge (1985, 1993), Hickin (1993) und Miall (1995) diskutiert. Wesentliche Kritikpunkte stellen die inkonsistente Definition der Lithofazies-Einheiten und der *architectural elements* dar, die deskriptive und genetische Definitionen vermischt. Die Beschreibung und Rangfolge der Schichtflächen und die Anwendbarkeit vorgefertigter Lithofazies- und *archi-*

Tab. 3. *Alluvial systematics* nach Lewin (2001).

Level 0 Particles

Scales of size, sorting, shape, etc., may be assigned to classes; Lithofacies coding (Miall 1977)
e.g. poorly-sorted gravel

Level I Strata sets

Involve sets and cosets, sheets, lenses, wedges, lobes, etc.; Contacts may be concordant and non-erosional, or discordant and erosional, reflecting depositional patterns. In section may involve lithofacies sequences; surface lineations may be mappable from ground survey or remote sensing imagery. Hierarchies of bounding surfaces have been proposed (Allen 1983; Miall 1988)
e.g. individual point bar scrolls, growth increments

Level II Form units

Generally relate to sediment supply/energy environments. Unit identification relatively straightforward for surface features, but in section involves interpretation of contact morphology, accordance and internal stratigraphy.
e.g. channels, bars or levees

Level III Architectural ensembles

Complex of unit forms and sediments. External boundaries may be erosional, inset or overlapping. Represents the total local alluvial complex produced by autogenic processes: alloformations, 'genetic floodplains'.
e.g. lateral-migration meander floodplains

Level IV Alluvial complexes

Two or more ensembles which contrast in contact patterns, sedimentation styles, elevation, etc., following allogenic changes (e.g. in discharge, sediment supply, tectonics, base level or human influence) and related to down-valley variation.
e.g. preserved total record of drainage basin alluvial

tectural elements-Definitionen auf verschiedenste Flußsysteme werden ebenfalls kritisch hinterleuchtet. Diese Aspekte werden an dieser Stelle nicht wieder aufgenommen.

Lewin (2001) schlägt einen alternativen Klassifikationsansatz vor (Tab. 3). Stark beeinflusst durch Mialls (1985) Ansatz baut er seine „*alluvial systematics*“ auf die gängige stratigraphische Praxis auf, die fluviale Sedimente im Sinne „genesteter“ Komponenten interpretiert, wobei die verschiedenen Hierarchieebenen mit räumlich-zeitlich verschiedenen Prozeßebenen korrespondieren (Abb. 6). Dieser vornehmlich konzeptionelle Entwurf umfaßt fünf Ebenen, welche sich v.a. im Hinblick auf die Kritik an Mialls (1985, 1996) System durch eine methodologisch gründlichere Definition der Unterscheidungskriterien auszeichnen. Lithofazies-Elemente werden nicht im Vorhinein festgeschrieben, ebenso ist die Hierarchie der Schichtflächen in Abhängigkeit vom Studienobjekt zu erstellen und auf die eingeschränkte Interpretierbarkeit des dynamischen Verhaltens aus Sedimenten wird explizit hingewiesen.

Lewins (2001) Klassifikation deckt sich mit den von Miall (1985) formulierten Zielen und den von Bridge (1993) bedeuteten Grenzen des „*fluvial architecture*“-Ansatzes. Darüber hinaus führt Lewin (2001) eine fünfte Ebene (*alluvial complexes*) ein, die die Gesamtarchitektur verschiedener erhaltener *architectural ensembles* (synonym zu: *fluvial styles, facies*

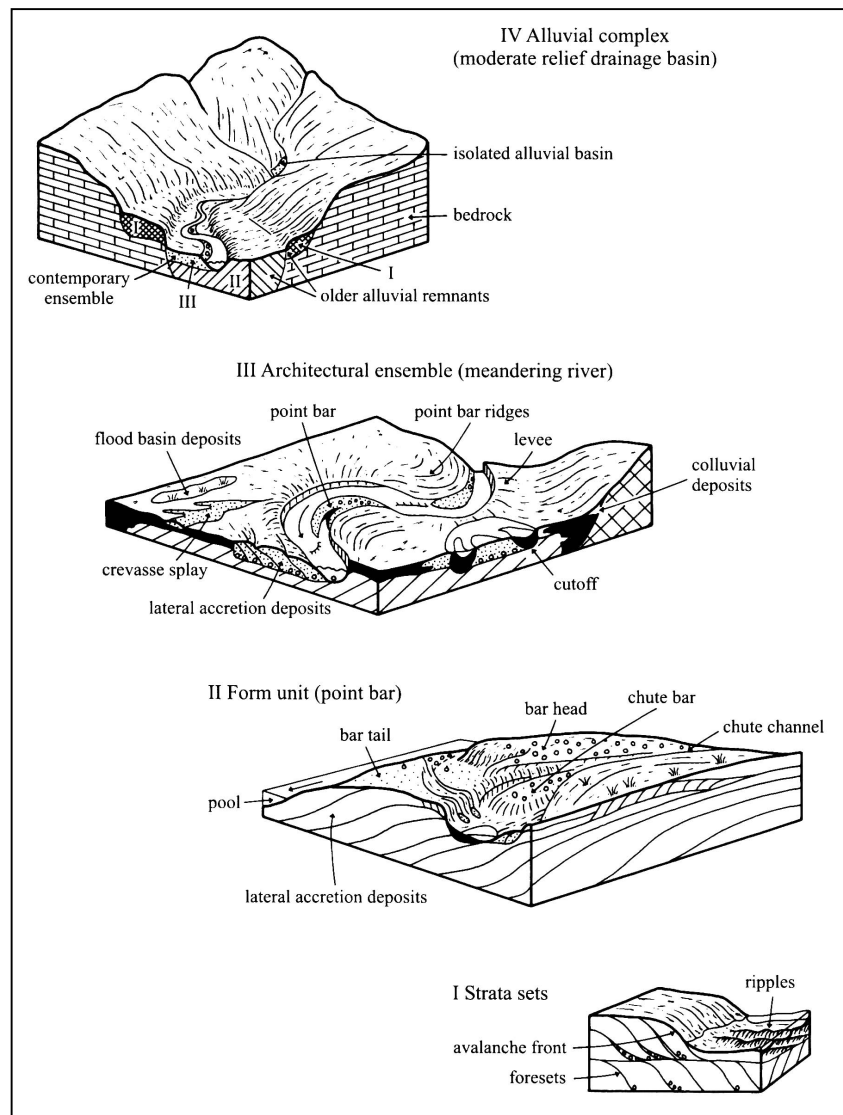


Abb. 6 Schematisierte Übersicht der Ebenen I bis IV der *alluvial systematics*, die die Hierarchie der verschiedenen Ebenen veranschaulicht (Lewin 2001: 23).

models, alluvial architecture, etc.) und damit v.a. den langfristigen fluvialen Wandel beschreibt. Die in dieser Arbeit verwendete Terminologie bezieht sich auf Lewin (2001).

Die Vorteile der vorgestellten Konzepte zur fluvialen Architektur liegen in der methodisch begründeten, systematischen Identifizierung „genesteter“ Faziesseinheiten unterschiedlicher Hierarchieebenen. Dieser Ansatz erlaubt zudem, auf den morphologischen Eigenschaften basierende, individuell angepaßte Modelle von *architectural ensembles* zu entwerfen (Miall 1985: 289). Dadurch bestehen konzeptionelle Parallelen zu den in der Fluvialmorphologie verfolgten Ansätzen, die die Rolle der physiographischen Konfiguration für die prozeßbasierte Interpretation herausstellen (s. Kap. 2.2., 2.3.). Aus fluvialmorphologischer Sicht ist besonders von Interesse, daß sich durch *architectural ensembles* die genetischen Beziehungen zwischen Gerinnebettmorphologie (z.B. Flußgrundrißtyp) und den Sedimentations- oder Erosionsformen (*depositional style*) außerhalb der Gerinnebetten beschreiben und

bewerten lassen. So bildet die Frage nach der Formengese der Gerinneläufe und der assoziierten Ablagerungs- und Erosionsprozesse des gesamten Sedimentationsraumes einen Schwerpunkt der Arbeiten zur fluvialen Architektur (z.B. Schumm 1977, Allen 1978, 1983, Friend 1983, Hickin 1983, Miall 1985, Nanson & Croke 1992, Bridge 1993, Hickin 1993, Miall 1996, Thorne 1997, Lewin 2001). Die Essenz dieser Arbeiten kann auf folgende Nenner gebracht werden (Blum & Törnqvist 2000: 11):

- Änderungen im Verhältnis von Abflußregime, Flußfracht und Gefälle bewirken eine statistische Anpassung der morphometrischen Gerinneigenschaften (z.B. Gerinnebettweite, -tiefe, Sinuosität, Gefälle) (Rust 1978, Church 1983, Smith 1983, Schumm 1985, Knighton & Nanson 1993). Einfache Zusammenhänge zwischen Geometrie, errechneter Kapazität, Intensitäten und Häufigkeitsintervallen und deren nicht hergestellt werden. Vielmehr spielen auch physiographische Faktoren und die Art der Flußfracht eine entscheidende Rolle (Lewin 1989) (Abb. 7).
- Es bestehen kausale Zusammenhänge zwischen Flußgrundrißmuster und Faziesarchitektur, d.h. Änderungen der Gerinnebettarchitektur bewirken Veränderungen im lateralen und vertikalen Aufbau des *depositional environments* (Miall 1985).

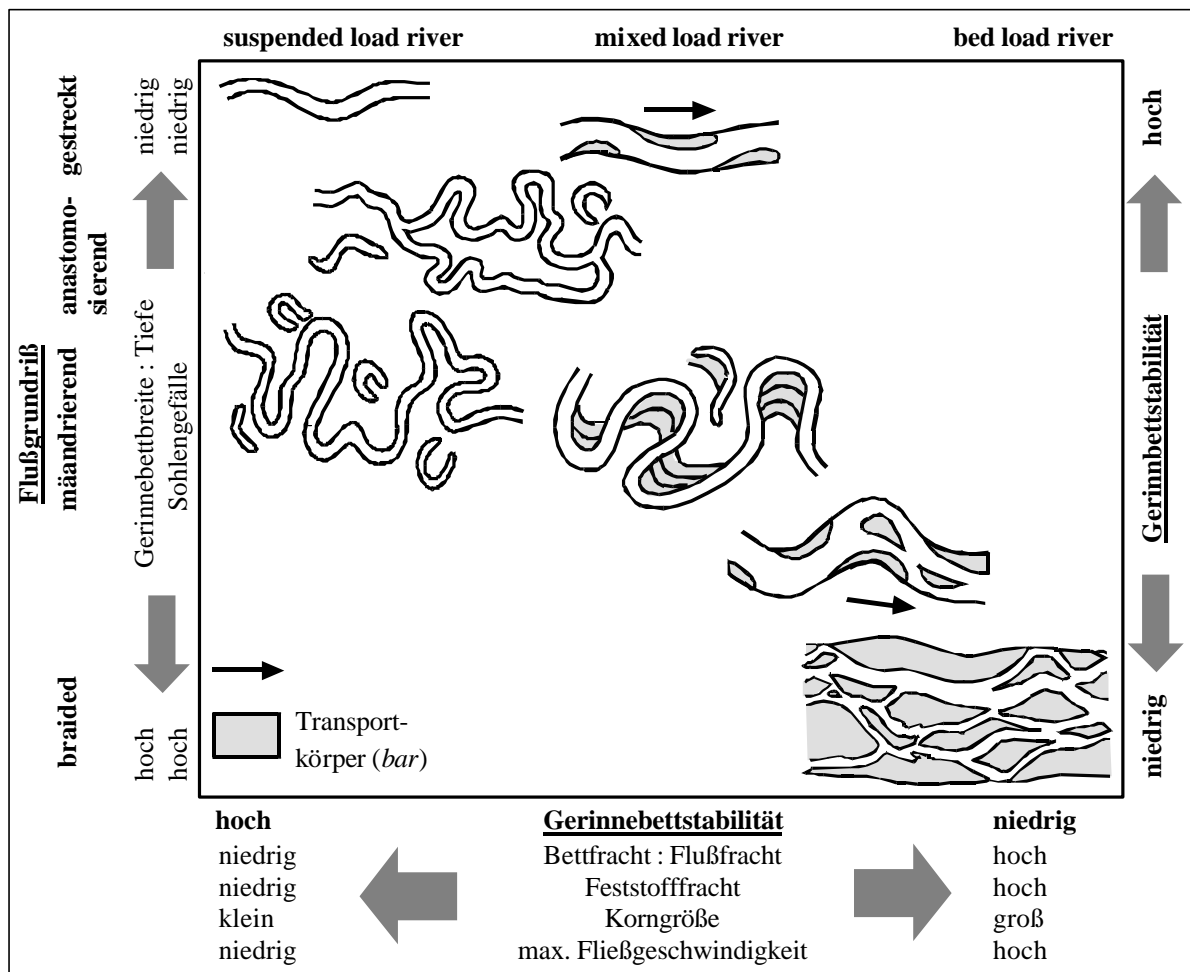


Abb. 7 Flußgrundrißtypen und steuernde Prozeßvariable nach Schumm (1985), verändert.

Sedimentologische Änderungen von Gerinnegeometrie und *depositional style* beruhen demnach auf der Änderung ihrer Prozeßvariablen (Abfluß, Gefälle, Sedimentzufuhr). Letztere resultieren aus der herrschenden Konfiguration aus externen Einflußfaktoren (Klima, Tektonik, Meeresspiegelschwankungen, Mensch) und internen Steuerfaktoren.

Das allgemeine Interesse an sog. Flußgrundrißtypen erklärt sich aus dem Zusammenhang zwischen dem morphologischen Flußgrundriß und der lithologischen Faziesarchitektur bzw. den damit assoziierten Erosions- und Akkumulationsprozessen des gesamten Sedimentationsraumes. Allerdings gibt es keinen zwangsläufig synchronen Zusammenhang, das Gerinnelauf-Aue-Systeme kann auch temporär entkoppelt sein (Lewin 1983, 1989, Hickin 1993). Bei den Flußgrundrißtypen handelt es sich um eine Flußklassifikation nach dem Grundrißmuster des Gerinnelaufes. Die grundsätzliche Unterscheidung in 4 bis 5 Leittypen umfaßt das *braided river system*, den mäandrierenden Fluß, den anastomosierenden Fluß und den gestreckten Fluß (Abb. 7). Diese Typologie wird gelegentlich um den *wandering river* ergänzt (Church 1983). Auf dem Hintergrund des Kontinuum-Konzeptes fluvialer Entwicklung (s.a. Kap. 2.2., 2.3.) sind die genannten Flußgrundrißtypen nicht als Fixpunkte, sondern eher als Leittypen aufzufassen (Miall 1985).

Zusammenfassend ist festzuhalten: Der wesentliche Fortschritt des Ansatzes der fluvialen Architektur liegt in der Erweiterung des lithostratigraphischen Ordnungsprinzips um eine morphologische Interpretation des sedimentären Aufbaus. Gleichzeitig liefert der Ansatz ein strukturiertes Konzept, das die Identifikation fluvialer Formen in sedimentären Sequenzen erleichtert. Das gilt insbesondere für den Gerinnebett- und gerinnebettnahen Bereich. Letztere werden bislang in den meisten Studien zur jungquartären Sedimentation im mitteleuropäischen Raum wenig differenziert dargestellt, gerade wenn es sich um Arbeiten handelt, die auf der Felderkundung durch Bohrungen beruhen.

Der Ansatz der fluvialen Architektur bietet die Möglichkeit, durch die verbesserte Ansprache aller fluvialen Faziesbereiche eine möglichst vollständig ausgearbeitete Stratigraphie aufzustellen. Dadurch sollten bei der Untersuchung jungquartärer Auensedimente auch zusätzliche Erkenntnisse über den Aufbau des Gerinnebettbereichs und die damit verbundene fluviale Dynamik gewonnen werden können. Zur Absicherung der grundlegenden Lithostratigraphie ist der Einsatz weiterer stratigraphischer Methoden wie Altersdatierungen, Boden-, Bio-, Tephro- und Magnetostratigraphie erforderlich (Miall 1983: 280). Neben der verbesserten stratigraphischen Auflösung begünstigt die schrittweise auf höheren Ebenen integrierende Rekonstruktion der fluvialen Architektur, daß eine an Formen und formschaffenden Prozessen orientierte Interpretation des Sedimentaufbaus gewährleistet ist. Methodologisch gesehen fördert das die Überwindung des klimagenetischen Prinzips, welches eine direkte Beziehung zwischen „Form“ und örtlichen Klimaregime vorsieht (s.a. Kochel & Miller 1997).

Die Spezifika jungquartärer Auensedimente des mitteleuropäischen Raumes verlangen nach einer Anpassung des Konzeptes an die Situation im jeweiligen Arbeitsgebiet. Die methodischen Rahmenbedingungen, die praktische Umsetzung, Vor- und Nachteile der Anwendung des Ansatzes zur fluvialen Architektur werden in Kap. 5. dargelegt und am Beispiel der Bessinger Talweitung erörtert.

2.5. Stand der fluvialmorphologischen Forschung im Untersuchungsgebiet

Die Einbindung in ein bestehendes Forschungsprojekt (s. Danksagung) begrenzte die Auswahl des Untersuchungsgebietes auf einen der südlichen Teilräume der Hessischen Senke ein. Eine Übersicht der vorliegenden Arbeiten zur Fluvialmorphologie der Hessischen Senke und benachbarter Naturräume ist in Tab. 4 zusammengestellt.

Tab. 4 Arbeiten zur jungquartären Fluvialmorphologie der Hessischen Senke und angrenzender Gebiete.

Einzugsgebiet	Arbeiten
Lahn	Lang (1955), Mäckel (1969), Heine (1970a, 1970b), Huckriede (1972, 1974), Delorme & Leuschner (1983), Lipps (1985), Urz (1995), Rittweger (1997), Wunderlich (1998), Rittweger (2000), Urz (2000)
Nidda	Bibus (1973, 1976b, 1978), Nowak (1978), Brunk (1982), Thiemeyer (1987), Filzinger (1992), Filzinger & Dohrn (1993), Houben (1997), Moissl (1997), Andres (1998), Fengler (1998), Lang & Nolte (1999), Nolte (2000), Andres et al. (2001)
Main (Untermaingebiet)	Semmel (1974), Protsch & Semmel (1978), Semmel (1989)
Kinzig	Seidenschwann (1980), Seidenschwann & Auer (1981), Seidenschwann (1985)

Aus diesen Arbeiten läßt sich folgender allgemeiner Aufbau der jungquartären Flußablagerungen in diesem Raum ableiten: Die Basis nahezu aller fluvialen Sequenzen bilden grobklastische, sandig-kiesige Ablagerungen der Niederterrasse, die chronostratigraphisch ins letztglaziale Maximum gestellt werden. Meistens wird das Terrassenmaterial von etwas feinkörnigeren, kiesig-sandigen bis sandigen, LST-führenden Sedimenten der Jüngerer Dryas überlagert (z.B. Lang 1955, Mäckel 1969, Protsch & Semmel 1978, Seidenschwann & Auer 1981, Urz 1995, Rittweger 1997, Wunderlich 1998, Nolte 2000). Örtlich schalten sich zwischen die Sedimente des letztglazialen Maximums und der Jüngerer Dryas feinklastische Hochflutlehme ein, die von den Autoren dem Spätglazial, häufig dem Allerød, zugerechnet werden (Lang 1955, Mäckel 1969, Bibus 1973, Nowak 1978, Protsch & Semmel 1978, Urz 1995, Houben 1997). In diesen Fällen findet man gelegentlich Ablagerungen, die aus LST bestehen oder damit hoch angereichert sind. Sie können als (par-)autochthon oder in einem hinreichend engen zeitlichen Zusammenhang mit dem LSE stehend interpretiert werden, wodurch für weite Bereiche der Hessischen Senke ein tephrochronologischer Marker zur Verfügung steht (Bibus 1973, Urz 1995, Houben 1997, Wunderlich 1998).

Im Hangenden der Jüngerer Dryas-Sedimente ist beinahe allen Talverfüllungen das Vorkommen einer ca. 70–150 cm mächtigen Schicht aus dunkelbraunen bis schwarzen siltigen

Tonen gemeinsam. Die Bezeichnung für diese Schicht variiert von Autor zu Autor (siehe Zusammenstellung in Wunderlich 1998: 82 ff.). Die dunklen Tone, die in weiten Teilen Deutschlands vorkommen (z.B. Wildhagen 1972, Wildhagen & Meyer 1974, Becker & Schirmer 1977, Bork 1983, Schellmann 1990, Mäckel & Röhrig 1991, Pretzsch 1994), werden auch für die Hessische Senke beschrieben (Mäckel 1969, Sabel 1982, Filzinger & Dohrn 1993, Urz 1995, Houben 1997, Nolte 2000, Rittweger 2000). Die angegebenen Bildungszeiträume decken i.d.R. eine Spanne zwischen dem frühen Boreal und dem Atlantikum ab. Die in den nachfolgenden subborealen und subatlantischen Zeiträumen flächen-deckend abgelagerten siltigen Tone bis tonigen Silte, gemeinhin als Auenlehm bezeichnet, schließen die jungquartäre fluviale Sequenz ab. Diese Hochflutlehme werden zumeist als mittelalterlich und jünger eingeordnet, örtlich können ältere Bildungen nachgewiesen werden (z.B. Nolte 2000). Eine wenigstens regional gültige Stratifizierung der Auenlehme der Hessischen Senke zeichnet sich bislang nicht ab, obgleich einige Autoren zwei distinkte Bildungen differenzieren (Mäckel 1969, Nowak 1978, Thiemeyer 1987).

Die fluvialmorphologischen Arbeiten werden durch Untersuchungen zur Vegetations- und Faunenentwicklung ergänzt, die teilweise begleitend zu den fluvialmorphologischen Untersuchungen durchgeführt wurden (Huckriede 1972, Kreuz 1991, 1995, Urz 1995, Rittweger 1997, Bos 1998, Kreuz et al. 1998, Rittweger 1999, Urz 2000, Bos 2001). Durch palynologische Studien im Untersuchungsraum konnten durch Stobbe (1996) und Bos (1998) Standardprofile der Vegetationsentwicklung erstellt werden, die im Vergleich untereinander und mit anderen Pollen-Biostratigraphien (z.B. Übersichten in Lang 1994, Küster 1995) die kleinräumige naturräumliche Differenzierung der Hessischen Senke widerspiegeln (Kalis & Stobbe 1991, Stobbe 1996, Schweizer 2001; s. Kap. 3.2.7.). Prinzipiell ist der Wandel der Vegetation in Art, Umfang, Häufigkeit und zeitlichem Ablauf räumlich unterschiedlich ausgeprägt, was das einst postulierte palynologische Paradigma einer denkbaren Pollen-chronostratigraphie widerlegt (Küster 1999). Pollenstratigraphien lassen sich, ähnlich den Bio- oder Lithostratigraphien anderer terrestrischer Archive, nur durch unabhängige Altersbestimmungen validieren (z.B. durch physikalische Datierungsverfahren).

Ausgelesene und bestimmte biotische Reste eignen sich jedoch gut für gezielte ^{14}C -Datierungen. Problematisch ist dabei die häufig schwer zu treffende Unterscheidung zwischen allochthonen und autochthonen Resten, die eine gute Annäherung an Antworten zur Herkunft, räumlichen Repräsentanz und zum möglichen *age offset* beinhalten kann. Des weiteren sind Aussagen über die Vegetationsbedeckung der Zuliefergebiete, die die Bedingungen für Oberflächenabfluß und Sedimentzufuhr eingrenzen, von Bedeutung. Ebenso können palökologische Befunde wertvolle Hinweise auf das untersuchte Sedimentationsmilieu und die herrschenden Sedimentationsbedingungen liefern (z.B. Rittweger 2000).

Neben dem vegetationsgeschichtlichen Aspekt komplettieren weitere transdisziplinär eingesetzte Untersuchungsmethoden das Bild vergangener fluvialer Umwelten. Begleitende archäologische Projekte liefern Hinweise auf Perioden, Art und Umfang menschlicher Aktivitäten (z.B. Thiemeyer 1987, Nolte 2000, Wunderlich 2000, Urz 2000), und Isotopengehalte ausgewählter Sedimente werden als Zeiger für das chemische Sedimentationsmilieu verwendet (Wunderlich 1998, Nolte 2000).

Tab. 5 Litho- und chronostratigraphische Kurzübersicht jungquartärer Auensedimente im Ohm- und Wettertal.

Biozone	Mittlere Ohm	Untere Ohm	Obere Wetter	Mittlere Wetter
	Rittweger (1997, 2000) Wunderlich (1998)	Wunderlich (1998)	Houben (1997)	Nowak (1978), Filzinger & Dohrn (1993), Nolte (2000)
Subatlantikum	mehrere datierte Kolluvien Bronzezeit bis Mittelalter); Auenlehm (Frühbronzezeit, Bronze- ze- bis Eisenzeit, Hochmittelalter)	ca. 2 m tonig-siltiger Auenlehm, nicht untergliedert;	1–1,5 m siltig-toniger Auenlehm, nicht untergliedert;	2 m siltig-toniger Auenlehm, litholo- gisch ungliedert; ab vorrömischer Eisenzeit, weitere Phasen verstärkter Sedimentation im Früh- und Hoch- mittelalter (Nolte 2000); 2-phasig nach Nowak (1978), un- datiert
Boreal–Atlantikum	toniger Schwarzer Auenboden Boreal bis Atlantikum	toniger Schwarzer Auenboden, Boreal	toniger Schwarzer Auenboden, ab Frühboreal;	toniger Schwarzer Auenboden, Boreal bis frühes Subboreal
Subboreal	datierte Kolluvien (Jung-, End- neolithikum, frühe Bronzezeit)			
Präboreal	Torfe, Moose (in Altläufen und Seen)	Torfe und Moose in Altläufen	feinklastischer Hochflutlehm, undatiert (älter als Jüngere Dryas, vermutlich jünger als Frühboreal);	organische Altlauffüllungen, undatiert Hochflutlehm (einzelne Lokalität);
Jüngere Dryas	Erosion, Akkumulation umgela- gerter Schotter	Erosion, Akkumulation umgela- gerter Schotter	nur Akkumulation siltiger, LST- haltiger Sande ohne vorangehende Erosion; Übergang zur feinklastischeren Sedimentation des Altholozäns	Erosion bis ins Anstehende, da- nach bis 3 m Akkumulation LST- haltiger Sande; datierte Altlauffüllungen deuten auf einen Wechsel des <i>fluvial style</i> noch in der Jüngeren Dryas, örtlich feinklastische Sedimentation
Meiendorf– Allerød	datierte „Schluffmudden“ (Wech- sel im <i>fluvial style</i> , feinklastische Sedimentation noch in der ersten Hälfte Jüngere Dryas)	„Schluffmudden“ (siehe Mittlere Ohm)	siltig-tonige Hochflutlehm, z.T. mit 2–3 schwachen Boden- bildungen; stratifizierte LST-Ablagerungen	örtl. „Schwemmlehm“ in Seitentälern (Nowak 1978); i.d.R. keine prä-jüngere Dryas- zeitlichen Sedimente

Die zitierten Arbeiten zur Fluvialmorphologie der Hessischen Senke zeichnen ein in den Grundzügen übereinstimmendes Bild der jungquartären Auenentwicklung. Der genauere Vergleich der einzelnen fluvialen Archive macht Gemeinsamkeiten und Unterschiede im sedimentären Aufbau der Flußtäler deutlich. Für einen direkten Vergleich mit den Flüssen der Hessischen Senke können Main, Kinzig und Lahn nicht berücksichtigt werden, weil sie in räumlich deutlich großskaligeren Dimensionen und damit unter anderen dynamischen Bedingungen operieren. Jedoch bietet sich der Vergleich des Untersuchungsgebiets im oberen Wettertal mit jenen Systemen der Hessischen Senke an, die in einem ähnlichen physiographischen Kontext stehen.

In Tab. 5 ist eine entsprechende litho- und klimatostratigraphische Übersicht über die jungquartären Sedimente im Wettertal (Wetterau, Vorderer Vogelsberg) und Ohmtal (Amöneburger Becken) zusammengestellt. Übereinstimmungen zeigen sich insbesondere in der *zeitlichen* Abfolge sedimentär dokumentierter Änderungen im fluvialen System. Hingegen treten größere Variationen in der *räumlichen* Verbreitung erhaltener Sedimentsequenzen auf. Diese Variabilität ist als allgegenwärtiges Phänomen fluvialmorphologischer Arbeiten bekannt, und aus physiographischen Gründen beim Vergleich unterschiedlich skalierten Flußsysteme unausweichlich. Allerdings ist von besonderem Interesse, daß die räumliche Variabilität im Aufbau der erhaltenen Sedimentsequenzen auch dann vorkommt, wenn es sich um physiographisch vergleichbare, ähnlich skalierte und benachbarte Einzugsgebiete handelt. Die Tab. 5 verdeutlicht dies für die Einzugsgebiete von Ohm und Wetter. Diese Variabilität tritt sogar in benachbarten Flußabschnitten und überdies unter umgekehrten Vorzeichen (Erosion/Akkumulation) auf, wie das Beispiel der Reaktion der Wetter auf den Klimaumschwung zu Beginn der Jüngerer Dryas zeigt.

Erklärungsansätze hierfür liegen bislang nicht vor. In den Schriften werden die sedimentär dokumentierten Wechsel im fluvialen Geschehen i.d.R. direkt mit bekannten Klimaänderungen korreliert. Gemäß dieser Argumentationskette wird die klimatische Zuordnung dann genutzt, um die prozessuale Deutung des Sedimentationsgeschehens zu liefern (klimagenetischer Ansatz). Gemäß diesem Ansatz scheiden jungholozäne Klimaänderungen aufgrund mangelnder Variabilität oder Intensität als dominierende Steuerfaktoren des fluvialen Systems aus. In der Konsequenz werden analog zur bekannten Klimatostratigraphie die Ursachen für spätglaziale bis mittelholozäne Wechsel im fluvialen System einer klimatischen Steuerung, und jungholozäne Änderungen im fluvialen System einer anthropogenen Steuerung zugeschrieben (Mäckel 1969, Filzinger & Dohrn 1993, Urz 1995, Rittweger 1997, Nolte 2000, Urz et al. 2000). Zwar deuten Delorme & Leuschner (1983) die Variabilität jungholozäner fluvialer Chronosequenzen (Auenlehme) von Lahn, Main und Oker als Ergebnis einer räumlich-zeitlich differenzierten Nutzungsgeschichte, jedoch scheidet die anthropogene Steuerung für die beschriebenen Verhältnisse im Wettertal aus. Die zeitliche Einordnung ins Spätglazial verweist auf rein natürliche Ursachen. Im Umkehrschluß ist die Allgemeingültigkeit von Delorme & Leuschners (1983) These stärker zu hinterfragen, denn schließlich laufen jungholozäne Sedimentationsvorgänge unter natürlichen Umweltbedingungen ab (vgl. Macklin et al. 1992; s.a. Kap. 2.3.). Hier fügt sich ins Bild, daß bislang keine der Arbeiten zur Fluvialmorphologie der Hessischen Senke das reaktive fluviale Verhalten explizit im Kontext einer sich wandelnden physiographischen Konfiguration

betrachtet. Gleichfalls findet die Beschreibung sedimentärer Sequenzen unter Berücksichtigung fluvialer Architektur nicht statt. Indessen basieren zahlreiche dieser Arbeiten v.a. auf der Auswertung von Bohrungen (vgl. Kap. 5.1.), die überdies keine Hinweise auf die Faziesarchitektur ehemaliger Gerinnläufe und Gerinnerandbereiche enthalten. Die erstellte Stratigraphie gründet sich vielfach auf das Vorkommen flächig verbreiteter Akkumulationskörper, die jenseits der Gerinnläufe entstanden, und verzichtet damit auf die Vorteile einer verbesserten lithogenetischen und chronostratigraphischen Auflösung, die die Gerinnelauf-Aue-Beziehung mit einschließt (z.B. Filzinger 1992, Filzinger & Dohrn 1993, Rittweger 1997, Nolte 2000).

2.6. Schlußfolgerungen

Fluviale Sedimente und Formen zählen zu den am häufigsten und intensivsten Untersuchungsobjekten in den Geowissenschaften (Blum & Törnqvist 2000). Zumindest für die gemäßigten Breiten der Nordhemisphäre kann von beinahe flächendeckend vorliegenden Daten zur allgemeinen fluvialen Stratigraphie der größeren Einzugsgebiete ausgegangen werden. Die sedimentologisch-fluvialmorphologischen Daten werden in jüngerer Zeit in zunehmenden Maße durch transdisziplinäre Forschungsergebnisse ergänzt. Dabei sind die Arbeiten zur botanischen und faunistischen Entwicklung in fluvialen Umwelten von besonderer Bedeutung. Fortschritte in den Datierungstechniken, speziell die Kalenderjahr-Kalibration von Radiokarbondatierungen (Hughen et al. 1998, Spurk et al. 1998, Stuiver et al. 1998, Friedrich et al. 1999), ermöglichen vermehrt den Vergleich verschiedener intra- und transdisziplinärer Archive.

Eine chronologisch hochauflösende Datenbasis, die jenen der gewarnten Seesedimente vergleichbar wäre, kann durch fluvialmorphologische Untersuchungen nicht erreicht werden. Des weiteren verhindert die Interdependenz der externen und internen Steuerungsfaktoren des fluvialen Systems den unmittelbaren Kausalschluß auf externe Parameteränderungen. Dagegen begründet sich der Wert, den fluvialmorphologische Ansätze für die Rekonstruktion des vergangenen Landschaftswandels haben, auf folgende Gesichtspunkte:

- Durch den Vergleich unterschiedlich strukturierter und verschieden skaliertes, „genesteter“ Einzugsgebiete können räumlich differenzierte, regionale Landschaftsveränderung offen gelegt werden.
- Dadurch kann mittels der hierarchischen Schachtelung der Einzugsgebiete eine räumliche Repräsentativität definiert werden, die (zumindest theoretisch) alle terrestrischen Raumskalen erfaßt.
- In letzterem liegt zugleich die Möglichkeit, die regionalen bis lokalen Abweichungen externer Impulse (Klima, Vegetation, Mensch) von großräumigen Trends auf verschiedenen Raumskalen darzulegen, sowie sie in Beziehung zum regional/lokal differenzierten Verhalten terrestrischer *process-response* Systeme zu setzen (s. Kap. 2.2.).

- Mit Hilfe fluvialmorphologischer Arbeiten können tektonische Einflüsse potentiell von anderen, extern wirkenden Faktoren (Klima, Landnutzung) des fluvialen Systems unterschieden werden.

In der Fluvialmorphologie etablieren sich Forschungsansätze, die die Entwicklung eines fluvialen Systems durch komplexe und räumlich disparate Rückkopplungsmechanismen zwischen Prozeß und Form erklären (Richards 1996). Die prozeß-basierte Deutung der Wechselwirkungen zwischen den externen Impulsen und den internen Steuergrößen tritt zunehmend an die Stelle der „funktionalen Geomorphologie“ und des klimagenetischen Ansatzes, die die Aspekte einer räumlich und zeitlich variablen Sensibilität des fluvialen Systems gegenüber externen Steuergrößen vernachlässigen. Parallel zum Paradigmenwandel in der Fluvialmorphologie setzte sich in der fluvialen Sedimentologie eine Arbeitsweise durch, die eine an den morphologischen Prozessen orientierte Interpretation lithostratigraphischer Komplexe in den Vordergrund rückte. In der Praxis steht mit dem Konzept der fluvialen Architektur ein stratigraphisches Werkzeug zur Verfügung, das die Identifikation fluvialer Formen in sedimentären Sequenzen erleichtert. Das betrifft speziell den fluvial-dynamisch besonders interessanten Gerinnebett- und gerinnebettnahen Bereich.

Die in den letzten beiden Jahrzehnten entwickelten Ansätze werden in den meisten Studien zur jungquartären Sedimentation im mitteleuropäischen Raum bislang wenig berücksichtigt, gerade wenn es sich um Arbeiten handelt, die auf der Felderkundung durch Bohrungen beruhen (Gegenbeispiele: Törnqvist 1993, Berendsen & Stouthamer 2001). Dabei legt der Überblick über den Stand der fluvialmorphologischen Forschung in der Hessischen Senke offen, daß innerhalb dieses Raumes in der Vergangenheit eine räumlich differenzierte Variabilität gegenüber Klima- und/oder Nutzungsänderungen herrschte.

Die Erfassung sich temporär wandelnder interner Systemzustände erfordert bei paläogeographischen Studien eine hinreichend auflösende und genaue Datierung der entscheidenden Konfigurationsänderungen. Zwar beinhalten gerade die älteren Arbeiten aus dem Untersuchungsgebiet Defizite im Hinblick auf eine gesicherte chronostratigraphische Auflösung, (Moldenhauer et al. 2002), jedoch existiert für die südliche Hessische Senke eine in jüngerer Zeit erhobene, fundierte Datenbasis mit litho- und chronostratigraphisch ausreichend differenzierten sedimentären Sequenzen, die für die kausale Interpretation der räumlich-zeitlichen Variabilität der fluvialen Reaktion verwendet werden können.

Demgegenüber dominiert in den den Schriften zur Fluvialmorphologie der Hessischen Senke, wie allgemein im deutschen Sprachraum, nach wie vor eine genetische Interpretation fluvialer Ablagerungen nach dem klimagenetischen Ansatz. Es überwiegen Erklärungsmuster, denen zufolge spätglaziale bis mittelholozäne Änderungen im sedimentären Aufbau als klimagesteuert, und jungholozäne Änderungen im Sedimentationsverhalten als anthropogen bedingt qualifiziert werden (Kap. 2.5.). An dieser Stelle ergibt sich ein erheblicher Forschungsbedarf, der in Gestalt von Fallstudien die vorliegenden Beispiele der räumlich-zeitlichen Variabilität fluvialer Reaktionen unter stärkerer Berücksichtigung des autigenen Aspekts aufarbeitet. Dabei bedingt das Konzept sich intrinsisch ständig weiterentwickelnder fluvialer Systeme, daß aufgrund der notwendigen Intensität aus praktischen Gründen v.a. kleinskalige Studien durchgeführt werden. Faßt man fluviale Systeme als sich intrin-

sisch ständig weiterentwickelnde Systeme auf, müssen sich die lokal wirksamen Wechselwirkungen zwischen internen Steuergrößen (z.B. variable Morphologie = variable Sedimentzufuhr, variables Gefälle) und externen Steuergrößen (z.B. Änderungen im Abflußverhalten) auch in der Raum- und Zeitskalen übergreifenden Entwicklung des Systems niederschlagen (Richards 1996, Lane & Richards 1997; vgl. Kap. 2.2.3.).

Die auf diesem Hintergrund formulierten Ziele der vorliegenden Arbeit werden eingangs in Kap. 1. zusammengefaßt.

3. Untersuchungsgebiet

Die zielorientierte Wahl des Arbeitsgebietes i.e.S. im gesteckten Rahmen ist Teil des verfolgten methodischen Ansatzes. Daher werden im folgenden die für den gewählten methodischen Ansatz maßgeblichen Auswahlkriterien dargelegt. Es folgt eine kurze Beschreibung der physiographischen Eigenschaften des Arbeitsgebietes bzw. des Flußeinzugsgebietes, die für das fluvialmorphologische Geschehen im untersuchten Talabschnitt relevant sind. Schließlich werden die Auswahlkriterien zusammenfassend den Eigenschaften des gewählten Teileinzugsgebietes gegenübergestellt.

3.1. Auswahlkriterien für geeignete Untersuchungsgebiete

Die Auswahl eines geeigneten Untersuchungsgebietes beschränkte sich auf die Beckenlandschaften von Wetterau, Amöneburger Becken und ihren Nachbarlandschaften, da diese Arbeit in den Rahmen eines bestehenden Forschungsprojektes eingebunden ist (s. Danksagung).

In der Wetterau und dem angrenzenden Vogelsberg sind keine für die Untersuchungszwecke geeigneten Aufschlüsse im Auenbereich vorhanden. Die Interpretation des Sedimentaufbaus stützt sich daher auf Bohrungen. Dies hat den Vorteil, daß sich die Auswahl des Arbeitsgebietes nach systematischen und methodologischen Arbeitszielen richten kann, wie dies z.B. von Hickin (1993: 213) oder Rose (1995: 65) gefordert wird. Für die methodischen und inhaltlichen Zielvorgaben (s. Kap. 1. und 2.6.) ist eine in geeignetem Maße differenzierbare Sedimentabfolge, anhand derer die sedimentäre Architektur der verschiedenen Faziesbereiche, die zu untersuchenden zeitlichen Skalen und die fluvialen Prozesse hinreichend klar dokumentiert werden können, erforderlich. Die Entscheidung für ein Arbeitsgebiet folgte daher physiographischen Kriterien, die in einem Talabschnitt und dessen Einzugsgebiet für

- möglichst optimale Sedimentations- und Erhaltungsbedingungen und
- die optimale räumliche, zeitliche und lithostratigraphische Auflösung sedimentärer Sequenzen sorgen.

Folgende Merkmale begünstigen Ablagerung und Erhaltung fluvialer Sedimente:

- Der Flußabschnitt liegt hinter und/oder vor Fließhindernissen, die bei Hochwasserereignissen wirksam werden, z.B. den Engtalstrecken eines Durchbruchstaes. Hinter und vor diesen verzögern sich Fließgeschwindigkeiten relativ abrupt, wodurch Sedimentation gefördert wird (z.B. Baker & Kochel 1988: 126).
- Bei dem Flußabschnitt handelt es sich um eine größere Talweitung im Flußlauf. Talweitungen gehen morphographisch meist mit einer deutlichen Gefälleverringering einher, wodurch mit Eintritt der Hochwasserwellen in die Weitung die Fließgeschwindigkeit nachläßt. Desgleichen steigt mit der Weite des Hochwasserbettes

die wirksame Reibung des hydraulischen Querschnitts. Dies bewirkt eine drastische Fließgeschwindigkeitsminderung, wie es auch in der Manning-Formel zum Ausdruck kommt (z.B. Julien 1995). Zugleich gewährleistet die größere Ausdehnung eines Talabschnittes einen für die Sedimentation notwendiges Raumangebot und die Minimierung der Wahrscheinlichkeit einer nachfolgenden Ausräumung (vgl. Brown 1987: 324, Passmore et al. 1992: 144, Schellmann 1990: 81).

- Junge oder aktuelle tektonische Subsidenz schafft Raum für die Sedimentation mitgeführten Materials, bedingt erhöhte Akkumulationsraten und bietet damit gute Voraussetzungen zur Erhaltung älterer Sedimente (Bull 1988: 159 ff.; Reineck & Singh 1980: 257).
- Einzugsgebiete mit erosionsanfälligen oberflächennahen Substraten begünstigen die Sedimentzulieferung zum fluvialen System. Besonders die potentiell leicht erodierbaren Löß-/Lößlehmsubstrate in der Wetterau und ihrer Randgebiete sind im doppelten Sinne erosionsgefährdet, da sie auch für die landwirtschaftliche Nutzung bevorzugt werden. Tonige Schichten oder die Bt-Horizonte im Unterboden der substrattypischen Parabraunerden verstärken die Bodenerosion zusätzlich, da sie eine schnelle Wassersättigung und damit stärkere Oberflächenabflüsse und Hochwasserspitzen bewirken (Hickin 1983: 74, Brown & Barber 1985: 100). In solchen Einzugsgebieten finden sich hohe Suspensionsfrachtkonzentrationen bei Hochwasser, die Voraussetzung für feinklastische Ablagerungen sind.

Die nachstehend aufgeführten physiographischen Kriterien beeinflussen die zeitliche und lithostratigraphische Auflösung sedimentärer Sequenzen positiv:

- Das Arbeitsgebiet befindet sich idealerweise nicht weit vom Oberlauf des Flusses, weil mit der Flußlänge eine zunehmende Sortierung zugunsten feinklastischer Partikel eintritt und die Ablagerungen texturell gleichförmiger werden (Mitchell & Gerrard 1987: 181, Füchtbauer 1988: 137). Ein differenziertes und umfangreicheres Korngrößenspektrum einschließlich höherer Anteile gröberer Korngrößensfraktionen ($>4 \phi$) verbessert jedoch die fazielle und lithostratigraphische Unterscheidung sedimentärer Sequenzen. Zudem nimmt für Mittellauf- und Unterlaufabschnitte die Wahrscheinlichkeit zu, daß sie im Sedimentaufbau vermehrt Material enthalten, das aus flußaufwärts gelegenen Sedimentspeichern – nach Ablauf eines unbekanntem und variablen Belegungszeitraumes – remobilisiert wurde (Brown 1987).
- Relativ kleine Einzugsgebiete, deren Quellläufe im Mittelgebirgsbereich liegen, reagieren deutlich sensibler auf Änderungen der Klimaparameter. Je höher ein Einzugsgebiet liegt und je reliefierter es ist, desto empfindlicher ist das hydrologische Regime gegenüber Klimaschwankungen. Dies drückt sich auch in einem relativ kleinen Wert für den Bifurkationsindex aus. Zudem treten dadurch im Sedimentaufbau größere granulometrische Variationen auf, und das Sedimentationsgeschehen reflektiert in stärkerem Maße klimatische Einflüsse (Knox 1985: 288, Macklin 1999). Des weiteren entwickeln sich extreme, geomorphologisch hochwirksame Hochwasserereignisse in kleineren Einzugsgebieten stärker als in größeren (Lewin

1989: 277 f.). Daher ist auch das Vorkommen und die Erhaltung von „catastrophic landforms“ in kleineren Einzugsgebieten wahrscheinlicher.

- Um den Zeitraum anthropogen bedingter Sedimentzulieferung im Holozän möglichst weit in die Vergangenheit auszudehnen, sollte ein Teil des Einzugsgebietes im Altsiedelland liegen. Siedlungs- und landwirtschaftliche Aktivitäten lassen i.d.R. eine anthropogen verstärkte Sedimentation im Auenbereich erwarten.

3.2. Physiogeographie und naturräumliche Entwicklung im Untersuchungsgebiet

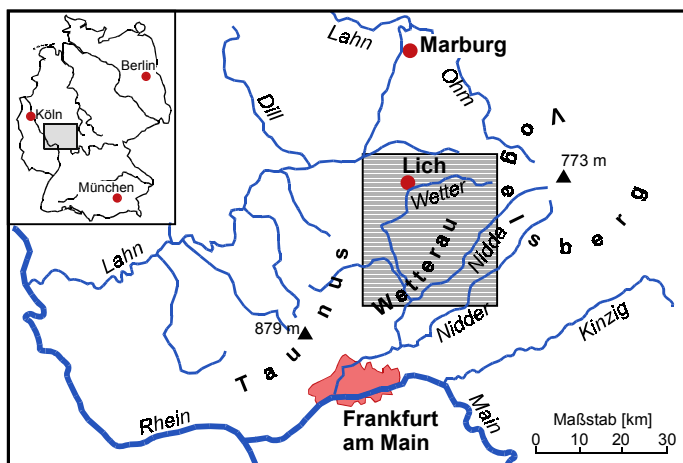


Abb. 8 Lage des Arbeitsgebietes an der Wetter bei Lich (grauer Rahmen s. Abb. 9).

Im vorgegebenen Untersuchungsraum Wetterau und Randgebiete wurden die Flußläufe von Wetter, Horloff und Nidda unter dem Gesichtspunkt der Erfüllung der genannten Kriterien kartographisch und kartometrisch begutachtet. Zur Validation fanden anschließend Geländebegehungen und einige Sondierungsbohrungen statt. Für eine detaillierte Fallstudie kristallisierte sich der zwischen Lich-

Ober-Bessingen und Lich gelegene Talabschnitt der Wetter, die Bessinger Talweitung, als der bei weitem geeignetste heraus (Abb. 8).

Die für die Untersuchung relevanten physiographischen Eigenschaften des Einzugsgebiets bis zum Arbeitsgebiet (EZG_A) bei Lich-Nieder-Bessingen werden im folgenden, unter Berücksichtigung der oben genannten Kriterien, kurz umrissen.

3.2.1. Naturraum

Die Wetter entwässert in ihrem oberen Einzugsgebiet Bereiche des Unteren und Vorderen Vogelsberges (Abb. 9). Der nördliche Rand des Einzugsgebietes wird durch die Wasserscheide zur Wieseck (Gießener Schwelle) und der nordöstliche durch die Wasserscheide zum Seenbach (Ohmzufluß) markiert. Die südliche Wasserscheide bis Lich, die im westlichen Teil zugleich die Grenze zur Wetterau (Hungener Höhen) darstellt, teilt sich die Wetter mit der Horloff.

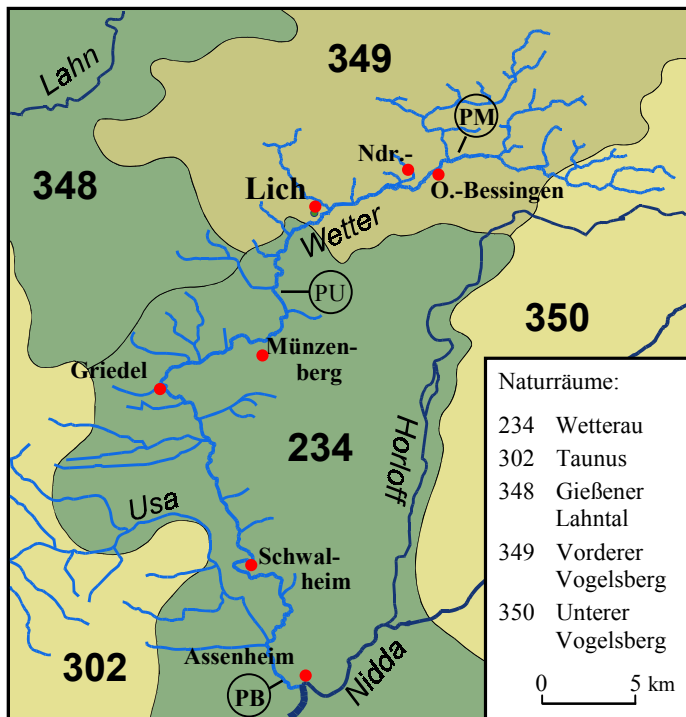


Abb. 9 Übersicht über das Wetter-Gewässernetz und die naturräumlichen Einheiten nach Klausning (1988, verändert); grün = Beckenlandschaften; gelbgrün = Piedmontzone; ocker = Mittelgebirgslandschaften; Nidda, Horloff und Lahn: nur Hauptflüsse dargestellt; Pegelstationen (s. Tab. 7): PM = Münster, PU = Muschenheim, PB = Bruchenbrücken.

Hinter Lich knickt die Wetter nach Süden ab und tritt in die Wetterau ein (Abb. 9). Die Wetterau ist der südliche Teil einer größer angelegten Beckenzone, die von den Mittelgebirgen Taunus im Westen bzw. dem Vogelsberg im Osten umgrenzt wird. Nach Süden hat die Wetterau bei Frankfurt am Main einen allmählichen Übergang in die Untermainebene (Klausning 1988).

Das Untersuchungsgebiet liegt im Übergangsbereich einer typischen mitteleuropäischen Becken- zur Mittelgebirgslandschaft. Der Vordere Vogelsberg vermittelt zwischen den tiefer liegenden Landschaftseinheiten und dem Vogelsberg. Für das Untersuchungsgebiet ist, mit stellenweise erhabenen morphologisch härteren

Basaltdecken und -kuppen, der stete orographische Anstieg zum zentralen Vogelsberg kennzeichnend.

3.2.2. Gesteine und oberflächennaher Untergrund

Die Genese der ältesten Gesteine und Reliefelemente im EZG_A reicht bis in das Tertiär zurück. Die großräumige Tektogenese im damaligen Mitteleuropa wurde von der alpidischen Orogenese beeinflusst, was u.a. im eozänen SW-deutschen Raum zum Einbruch des Oberrheingrabens und bei Hebung der umgebenden paläozoisch-mesozoischen Gebirge führte. Für tiefere Einblicke in die geologisch-tektonische Entwicklung der Hessischen Senke und des Vogelsberges sei an dieser Stelle auf die zitierten Schriften sowie auf Schenk (1968), Bibus (1976b), Boenigk et al. (1977), Kowalczyk et al. (1978), Brunk (1991), Ehrenberg & Hickethier (1985), Hottenrott (1985) und Lotz (1995) verwiesen.

Fortdauernde und intensiviertere Absenkungsbewegungen sorgten im Oberrheingraben und der in nordöstlicher Verlängerung liegenden Westhessischen Senke für zwei größere Transgressionszyklen (Mitteloligozän und Unter- bis Mittelmiozän, Kümmerle 1976: 12).

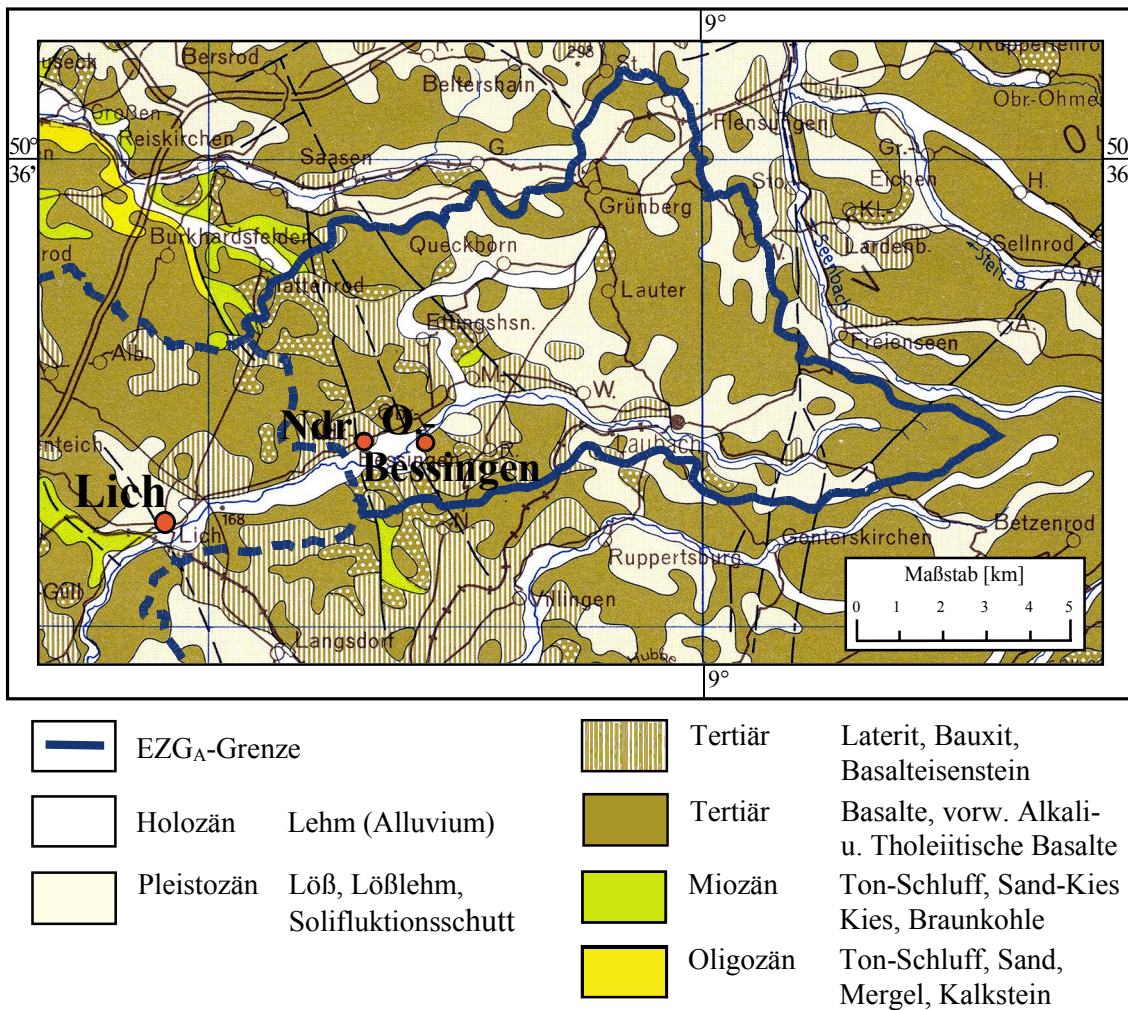


Abb. 10 Anstehende Gesteine im EZG_A (Ausschnitt aus GÜK 300 Hessen, verändert).

Die verstärkten epirogenetischen Bewegungen im Oberoligozän bis Miozän induzierten am Rand der Westhessischen Senke den Vogelsberg-Vulkanismus. Im Pliozän und im Quartär setzte sich für die Hessische Senke die senkende, für die umrahmenden Gebirge die heben- de Tendenz fort. Die im Pleistozän anhaltende tektonische Aktivität läßt sich an mehreren Befunden aus Übergangsbereich Vogelsberg/Hessische Senke belegen (Schenk 1955, 1961, Bibus 1976b: 75 ff., Bibus 1978: 140, Nowak 1978: 27). Ehrenberg & Hickethier (1978: 157) bewerten bei Ortenberg im Niddertal erbohrte Auenlehm-Mächtigkeit von 8,1 m als Indiz für jungholozäne Tektonik.

Entsprechend dem großtektonischen Geschehen beginnt die lithologische Abfolge des Anstehenden im EZG_A mit tertiären marinen und limnischen Sedimenten. Von den unter- miozänen Limniten, in die sich marine Zwischenlagen einschalten, finden sich kleinräumi- ge Vorkommen am Hahnberg (N Münster), W bis SW Ettingshausen, SW Hattenrod und längsseits des Jossoller (Abb. 10; Schottler 1918: 18 f., Schottler 1980: 35 ff. u. 81 ff.). Daneben existiert noch ein kleines miozänes Braunkohlenvorkommen am Brückenberg bei Münster.

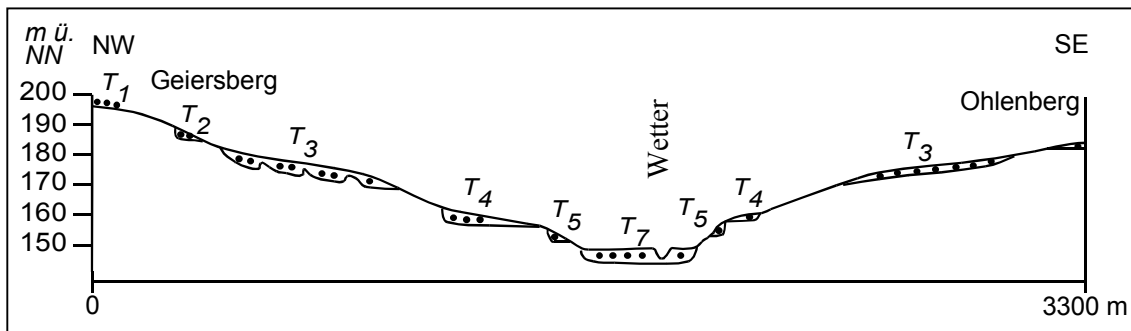


Abb. 11 Halbschematisches Terrassensammelprofil für den Raum Münzenberg (aus Nowak 1978: 83, abgezeichnet, Horizontalmaßstab ergänzt).

Der Untergrund im EZG_A besteht, wie im gesamten Vorderen Vogelsberg, im wesentlichen aus flächenhaft ausgebreiteten Basalten und Tuffen des Miozäns. An tiefreichenden Bruchlinien, Spalten und Schloten drang das Material aus dem Oberen Erdmantel auf (Schricke 1986: 25) und breitete sich meist deckenartig über die tieferliegenden Beckenbereiche des heutigen Vorderen Vogelsberges aus. Nachdem die Magmenförderung vor ca. 19 Mio. Jahren eingesetzt hatte, trat nach wiederholten Ruhephasen das Maximum der vulkanischen Aktivität zwischen 17 und 15 Mio. Jahren auf. Letzte Intrusionen fanden bis vor ca. 10 Mio. Jahren statt (Harre et al. 1975). Petrographisch handelt es sich hauptsächlich um Serien aus Alkali-Olivinbasalten bis Olivinbasalten, tholeiitischen Basalten und Analcim-Basaniten, in die sich Basalttuffe einschalten (Schottler 1918: 35 ff., Schricke 1975: 65, Ehrenberg & Strecker 1980).

Im Quartär bildeten sich in den reliefierten Bereichen flächendeckend periglaziale Decklagen aus z.T. lößhaltigen, schuttführenden bis grusigen Gelisolifluktuionsdecken (z.B. Semmel 1968, Plass 1975, Schrader 1983a, Semmel 1998). In tieferen Lagen kommen im EZG_A verbreitet Lößdecken und Lößlehme vor, deren obere orographische Verbreitungsgrenze um 280–300 m ü. NN liegt (Abb. 10, 13; Schottler 1918, Schönhals 1973: 26). Die Lössen sind im Gegensatz zu den benachbarten Beckenlandschaften kalkfrei, was entweder primär oder nach Schönhals (1943) durch die erhöhten Niederschlagsmengen am Vogelsberganstieg bedingt ist. Die z.T. mehrere Meter mächtigen Ablagerungen am W Vogelsbergstrand wurden aus SW–W Richtung angeweht (Schricke 1975: 88, Schrader 1981: 11, Schrader 1983a: 11).

In den Tiefenlinien des Reliefs finden sich weitere kleinräumig verbreitete Abtragungsprodukte des Pleistozäns. Dazu gehören umgelagerte tertiäre Sapolite und quartäre Flußterrassenablagerungen. Letztere finden sich an verschiedenen Positionen im Wettertal (Abb. 11; Schottler 1918, Nowak 1978), und vergleichbare Terrassenabfolgen werden für benachbarte Einzugsgebiete beschrieben (Bibus 1976a).

Aus jüngerer geologischer Zeit, dem Alleröd, stammt die weiträumige Ablagerung von Laacher See Tephra (LST; Bogaard & Schmincke 1985, Abb. 3). Auf deren Vorkommen („diluvialer Bimssteinsand“) im Bereich der geologischen Kartenblätter 5419 Laubach und 5519 Hungen macht bereits Schottler (1918, 1921) aufmerksam. Weitere Hinweise zur

LST-Verbreitung im Einzugsgebiet und der Umgebung finden sich bei Bibus (1973, 1976a), Schönhals (1973), Schrader (1981, 1983a) und Schricke (1986).

3.2.3. Morphographie

Die seit dem Tertiär anhaltende tektonische Aktivität schuf Basisdistanz, durch die während morphodynamischer Aktivitätsphasen im Jungtertiär und in den Kaltzeiten des Pleistozäns das Makrorelief gestaltet wurde. Entsprechend der geologischen, klimatischen und morphologischen Entwicklung präsentiert sich der Vordere Vogelsberg morphographisch als sanfte, flach hügelige, von W nach E zum zentralen Vogelsberg hin ansteigende Landschaft (Abb. 12, 13).

Die postbasaltisch verstärkte Hebung des Vogelsberges spiegelt sich in mehrfachen Flächenbildungen wider (Schricke 1986: 52). Unter den anhaltend wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen des Jungtertiärs entstanden schwach reliefierte Landoberflächen (Schrader 1986: 74), die ein heute von Verebnungen in drei verschiedenen Niveaus gekennzeichnetes Landschaftsbild schufen (s.a. Nagel 1965, Schönhals 1973, Bibus 1975).

In den Kaltzeiten des Quartärs führte das Zusammenspiel von fortdauernder Tektonik, kryoklastischer Verwitterung, periglazialer Erosions- und Sedimentationskaskaden und nivalem Flußregime zur sukzessiven Tieferlegung des Flußnetzes in die älteren Verebnungen. Im Mittelgebirgsbereich entstand der Formenschatz des periglazialen Frostwechsel-

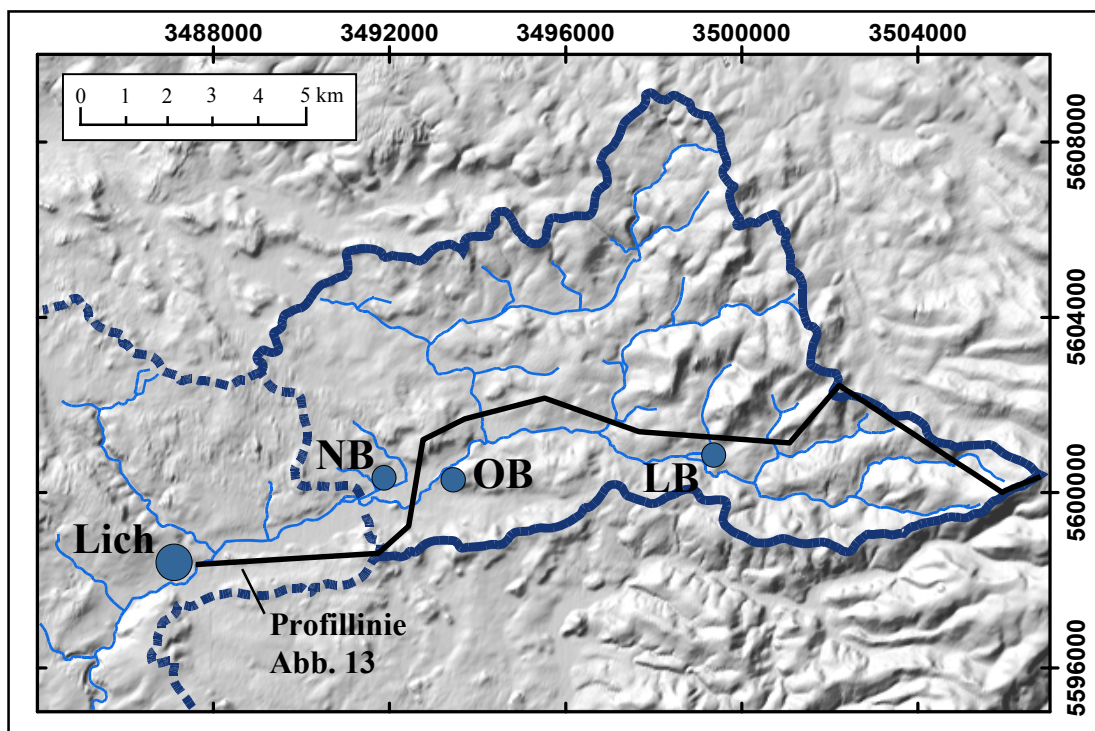


Abb. 12 Reliefkarte des oberen Wetter-Einzugsgebietes mit Gewässernetz (NB = Nieder-Bessingen, OB = Ober-Bessingen, LB = Laubach; Grundlage: DHM-Daten im 40 m-Raster, mit Genehmigung des HLVA: AZ 5616 LA123-071/01).

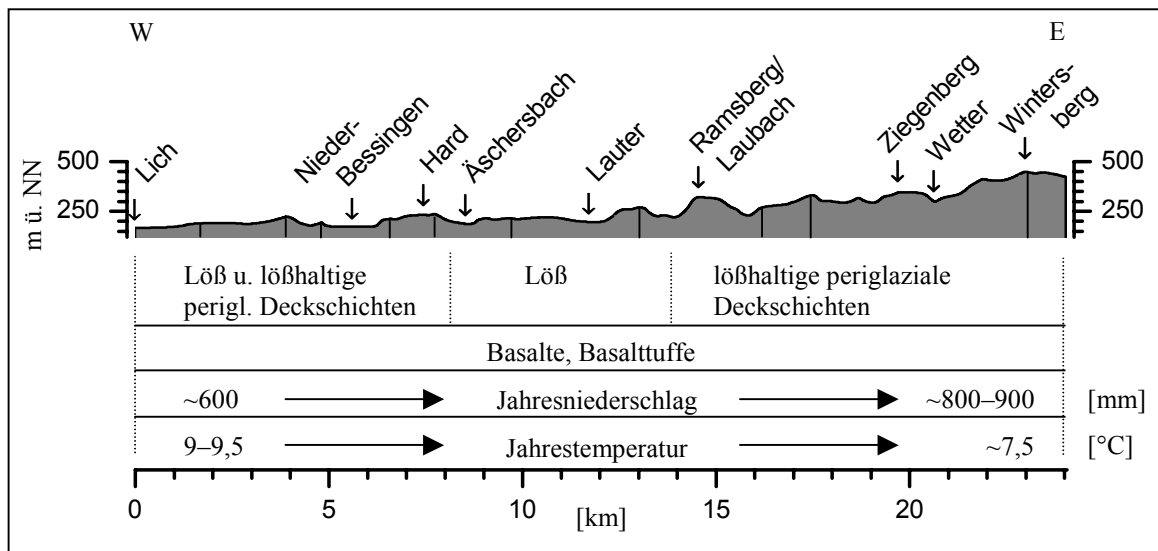


Abb. 13 Topographisches W–E-Profil des EZG_A (5fach überhöht, Profillinie s. Abb. 12; mit vereinfachter Zuordnung des oberflächennahen Untergrundes, anstehender Gesteine und der heutigen Temperatur- und Niederschlagsverteilung).

klimas: amorphe Solifluktionsschuttdecken, z.T. asymmetrische Kerb- und Kerbsohlentäler, Dellen, Flußterrassen und Lößdecken.

Die im Holozän aufgetretenen Abtragungs- und Sedimentationsvorgänge betreffen v.a. die Mikro- und Mesoformen des Reliefs. Die Veränderungen resultieren i.a. aus einer anthropogen induzierten Geomorphodynamik, wobei in der Fläche die mit der landwirtschaftlichen Nutzung verbundenen Umlagerungsprozesse von Bodenmaterial am schwersten wiegen. Neben der Kappung von Bodenprofilen durch Bodenerosion entstehen diverse kulturbedingte Kleinformen (Kulturwechselstufen, Ackerterrassen, Runsen usw.). Kleinere Hohlformen, Hangfüsse und Täler werden mit den Abtragungsprodukten (Solumsedimente, Auenlehme) überdeckt. Dies bewirkt langfristig eine allmähliche Abschwächung des Reliefs (z.B. Thiemeyer 1988, Wunderlich 2000).

Die Wetter entspringt auf 380 m ü. NN in der Feldkrücker Höhe und erreicht bis Laubach Gefällewerte von bis zu 12 ‰ (Abb. 14). Die steile Gefällsstrecke zwischen Laubach-Münster und Lich-Ober-Bessingen entspricht morphologisch einer Talengung (Abb. 15). Flußabwärts davon setzt bei Lich-Ober-Bessingen ein breiter Talabschnitt mit ausgeprägtem Unterlaufcharakter ein (Abb. 14, 16). Hier, in der Bessinger Talweitung, liegt das eigentliche Arbeitsgebiet (Abb. 17).

Die Bessinger Talweitung erstreckt sich auf einer Länge von 5,2 km mit einer mittleren Breite von 700 m zwischen Lich-Ober-Bessingen und Lich (Abb. 17, 18). Ähnlich geringe Gefällewerte von 1,4–1,6 ‰ werden erst wieder 20 km flußabwärts bei Oppershofen erreicht (Abb. 14). Für diese Talweitung unterstreichen insbesondere zwei Merkmale die Rolle der Tektonik bei der Schaffung dieses Sedimentationsraumes:

- a) das strikt erzgebirgische Streichen, das die Ordnung des radialen Gewässernetzes des Vogelsbergs durchbricht und

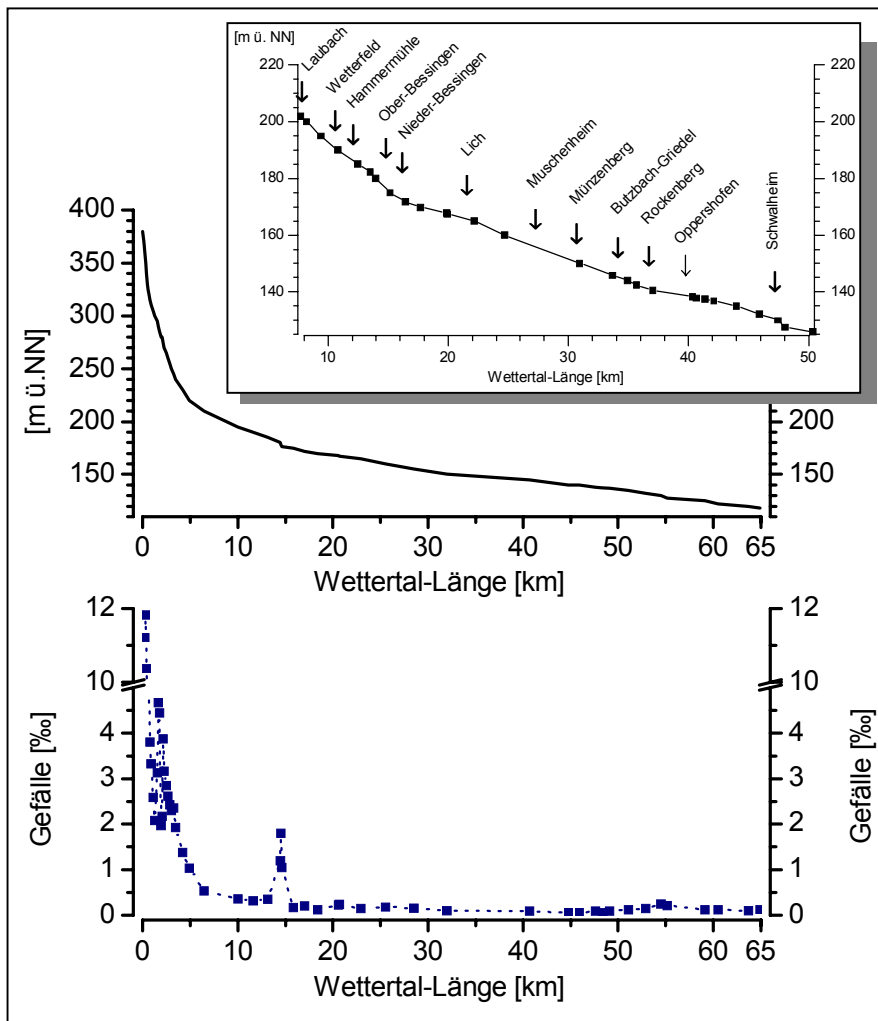


Abb. 14 Längsprofil (oben) und Talsohlengefälle (unten) des Wettertales (Längsprofil nach TOP25 (2000), bei Ober-Bessingen und Lich ergänzt um DHM-Daten (s. Abb. 12); Gefälle rechnerisch ermittelt als 1. Ableitung des Tallängsprofils).

b) die im Vergleich zum umgebenden Naturraum und dem übrigen Wettereinzugsgebiet außergewöhnliche longitudinale und laterale Ausdehnung dieses Talabschnitts.

Flußaufwärts und flußabwärts fassen enge Durchbruchstalstrecken die Bessinger Talweitung ein (Abb. 12). Diese und weitere Durchbrüche werden im Längsprofil durch Knickpunkte markiert (Abb. 14). Gemeinsam mit dem dreifach scharf abknickenden Lauf bis zur Mündung (Abb. 9) weisen sie auf die stark tektonisch beeinflusste Entwicklung des Wetter-Systems hin, die mehrfache Flußanzapfungen beinhaltet (s.a. Schottler 1918: 6 f., Bibus 1976b: 19). In diesen flußgeschichtlichen Rahmen ist die sanduhr-artige Untergliederung der Wettertalsohle in abwechselnd breite und enge Talabschnitte zu stellen, die charakteristisch für die Talmorphologie im Wetterlauf ist.

Die Flußanzapfung durch die Durchbruchstalstrecke bei Lich-Ober-Bessingen ist aus fluvi-almorphologischer Perspektive von gehobener Bedeutung für den Sedimentationsraum der Bessinger Talweitung. Durch diese Anzapfung wurde das flußaufwärts liegende, an den

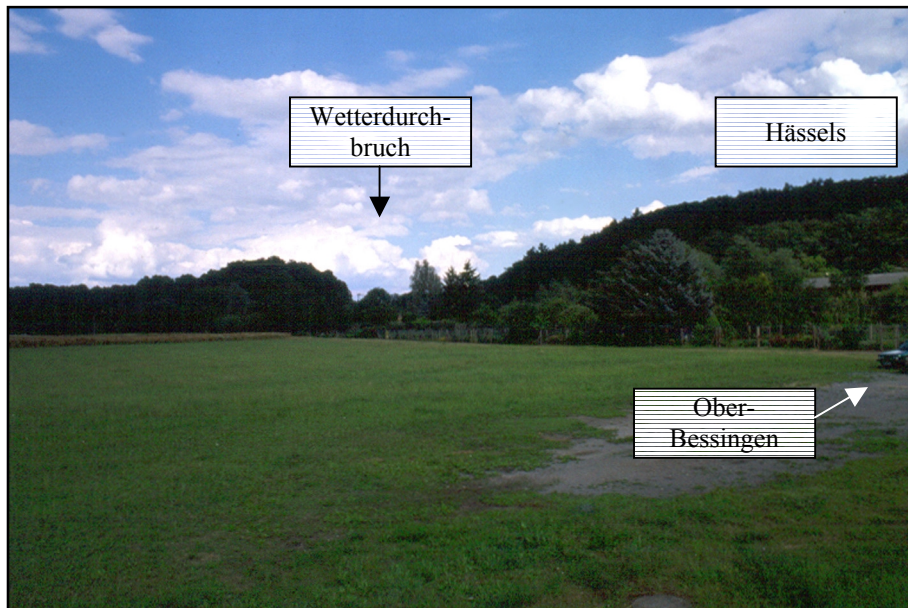


Abb. 15 Durchbruchstalstrecke E Lich-Ober-Bessingen. Blick von Ober-Bessingen flußaufwärts nach E.

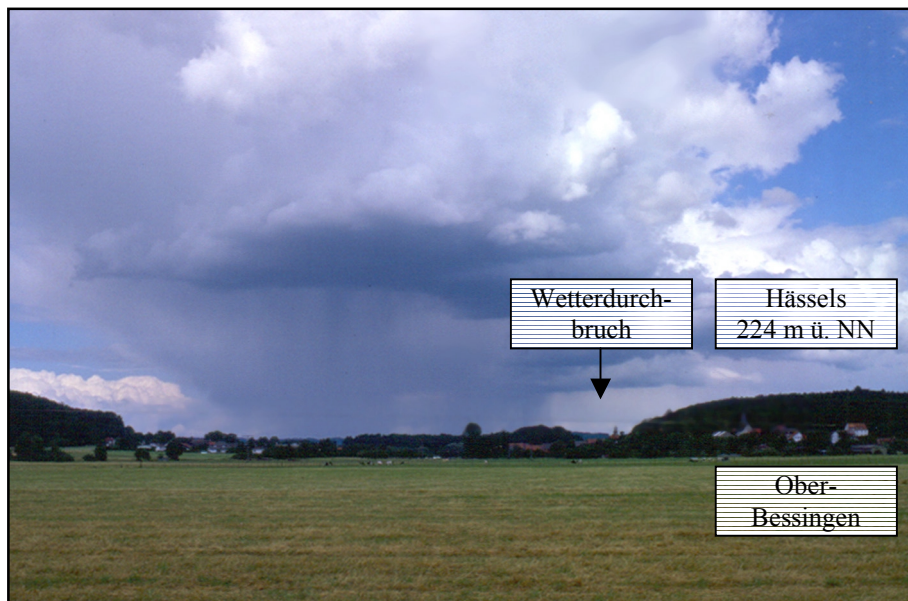
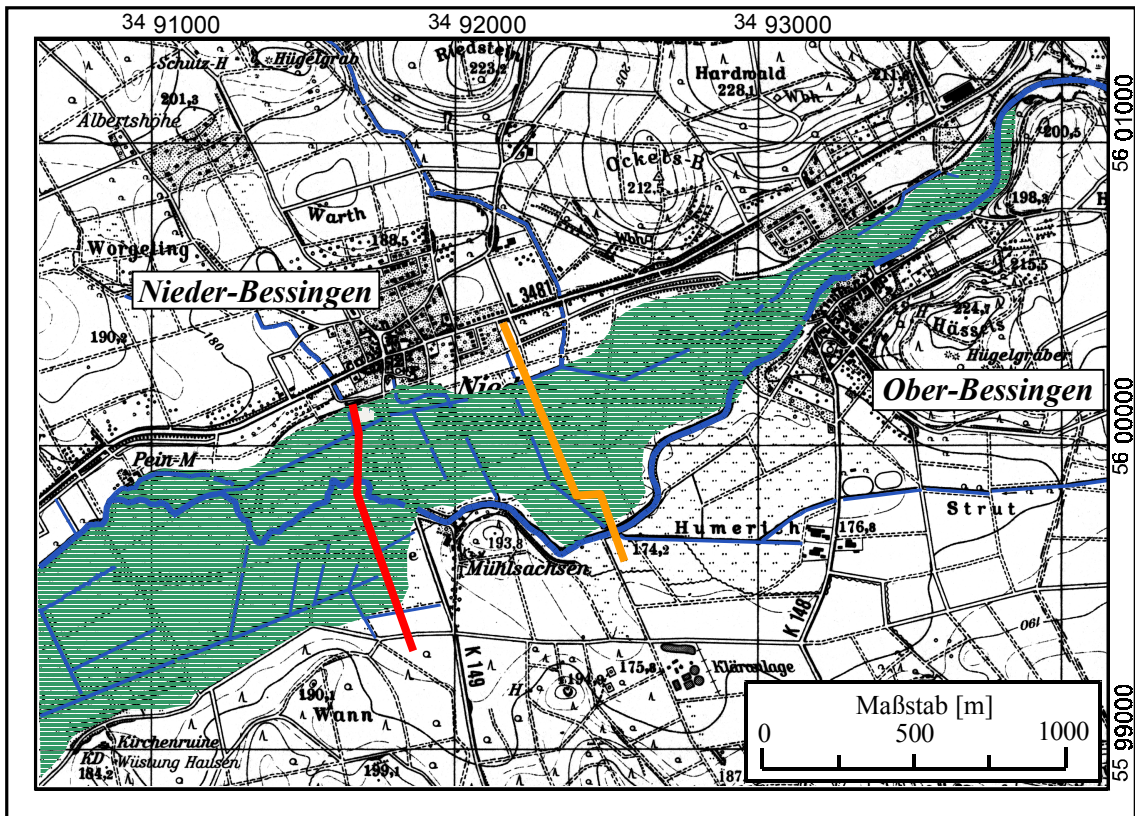


Abb. 16 Oberes Ende der Bessinger Talweitung. Blick flußaufwärts nach E auf Ober-Bessingen.

Rand des Vogelsberges hinaufreichende Teileinzugsgebiet angeschlossen. Zudem sorgt das steilere Gefälle der Talengung bei Lich-Ober-Bessingen für verbesserte Transportbedingungen des mitgeführten Materials, welche in der Bessinger Talweitung schlagartig nachlassen. Darüber hinaus könnte sich die flußabwärts bei Lich liegende Talengung durch einen Rückstauereffekt ebenfalls begünstigend auf die Sedimentationsprozesse in der Talweitung auswirken.




- | | | | |
|---|---------------------|---|--------------------------------|
|  | Auenquerschnitt NB2 |  | Wetter |
|  | Auenquerschnitt NB1 |  | Drainage-Gräben u. Nebenflüsse |
| | |  | Rezente Aue der Wetter |

Abb. 17 Das Arbeitsgebiet in der Bessinger Talweitung zwischen Lich-Ober-Bessingen und Lich-Nieder-Bessingen sowie die Lage der Auenquerschnitte NB2 und NB1 (Ausschnitt aus der TK25 Bl. 5419 Laubach, verändert).

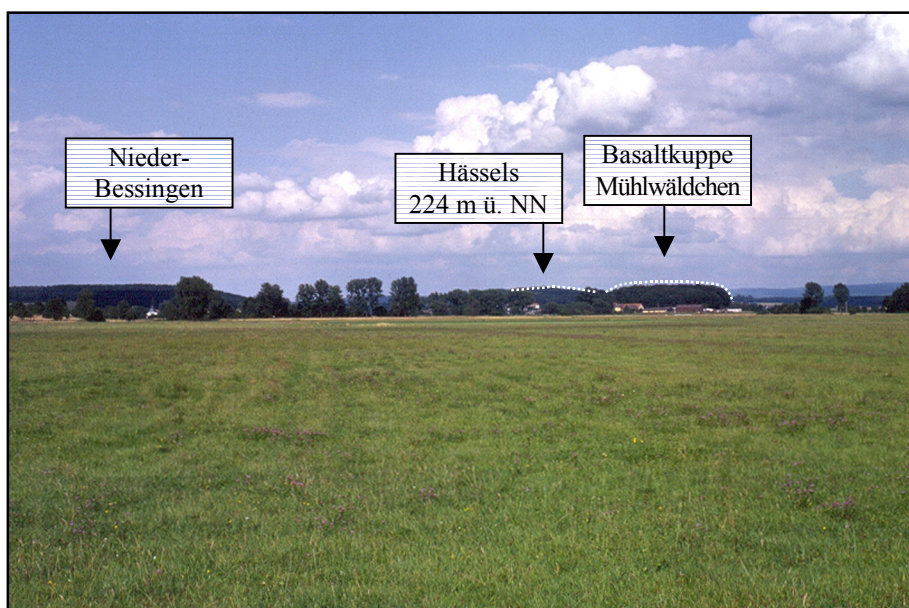


Abb. 18 Bessinger Talweitung bei Nieder-Bessingen. Blick flussaufwärts nach E auf die Basaltkuppe des Mühlwäldchens. Die Aue ist an dieser Stelle bis 800 m breit.



Abb. 19 Die Wetter nahe des Hofgutes Mühlsachsen, Nieder-Bessingen (Aufnahme vom 18.05.01).

In der Bessinger Talweitung ist die Wetter im Mittel 5–6 m breit und wird längsseits von einem Uferwall gesäumt, der etwa 80–90 cm über das umgebende Auenniveau ragt (Abb. 19). Der Gerinnelauf selbst wurde zumindest im Abschnitt zwischen Lich-Ober-Bessingen und Lich-Nieder-Bessingen künstlich verlegt, vermutlich um an der Wassermühle des Hofgutes Mühlsachsen die notwendige Sturzhöhe zu erhalten. Östlich von Lich-Nieder-Bessingen tritt mit einem Schwemmfächer ein kleinerer Zufluß von N in den Auenbereich ein („Alte Bach“). Das Gewässer fließt am nördlichen Auenrand an Lich-Nieder-Bessingen vorbei und mündet an der Pein-Mühle in die Wetter.

3.2.4. Hydrographie

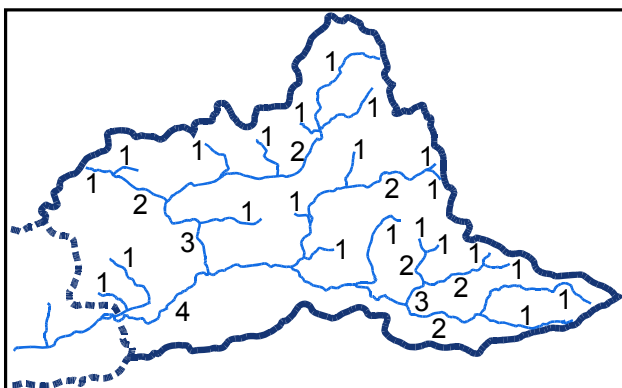


Abb. 20 Flußordnungen im EZG_A nach Horton-Strahler.

Bei der Bearbeitung fluvialmorphologischer und hydrologischer Fragestellungen hat sich die Betrachtung von Einzugsgebieten als räumliche Basiseinheiten durchgesetzt, da sie mit Hilfe von Wasserscheiden einfach und klar definiert werden können (Chorley 1967: 78). Überdies erlaubt die hierarchische Integration von Einzugsgebieten wachsender Ordnungszahl die Abdeckung verschiedener räumlicher Größenskalen.

Einzugsgebiete sind darüber hinaus Träger maßgeblicher fluvialmorphologischer-hydrologischer Funktionen: Sie

- sammeln Niederschlagswasser, speichern dieses zeitweise als Bodenwasser, Zwischenabfluß, oder Grundwasser, und
- funktionieren gleicherweise als Speicher bzw. Zwischenspeicher für Sedimente.
- Wasser und Sediment verlassen das Einzugsgebiet i.d.R. an einem Punkt.

Aus hydrographischer Sicht handelt es sich beim oberirdischen EZG_A , das eine Fläche von 94 km^2 einnimmt, um ein Teileinzugsgebiet 4. Ordnung nach Horton-Strahler (Abb. 20). Insbesondere zwei Merkmale begründen eine prinzipiell hohe Abflußbereitschaft (*flashy flood regime*) im EZG_A , die i.d.R. mit einer verstärkten und häufigeren Sedimentmobilisierung verbunden ist:

- Das Tallängsprofil bis Nieder-Bessingen, die geometrische Form des EZG_A und der relativ niedrige Bifurkationsindex von 2,9 weisen auf prononcierte Abfluß-Ganglinien hin. Dadurch erscheinen in diesem Teil morphologisch wirksame Hochwasserereignisse wahrscheinlicher (Abb. 14, 20, Tab. 6) (vgl. Chorley 1969: 80, Jones 1983: 6).
- Die rezenten Abflußwerte für den Wetterlauf (Tab. 7) belegen mit hohen Hochwasserabflußpenden und geringen Niedrigwasserabflußpenden das geringe Retentionsvermögen des basaltischen EZG_A im Vergleich zum flußabwärts gelegenen Wettereinzugsgebiet (s. MHq/MNq-Quotient in Tab. 7).

Der basaltische Untergrund birgt ein weitgefächertes Kluftsystem mit „eine[r] große[n] Bereitschaft für die Aufnahme und Fortleitung des Wassers in vertikaler und horizontaler Richtung“ (Schenk 1968: 30).

Tab. 6 Flußordnungen und Bifurkationsindizes für Teileinzugsgebiete der Wetter.

Einzugsgebiet bis ...	Ordnung	Bifurk.-Index
Nieder-Bessingen	4	2,9
Butzbach-Griedel	4	3,7
Bad-Nauheim-Schwalheim	4	4,0
Niddatal-Assenheim ¹⁾	5	3,7

¹⁾ mit Usa-Einzugsgebiet

Demnach ergeben sich Anhaltspunkte für ein vergrößertes unterirdisches Einzugsgebiet der Wetter zum Seebach- und Lumdatal (Schenk 1952: 195; Wiegand 1977: 179). Die Bedeutung des Grundwasserzuzugs ist nach Diedrich (1975, 1986) aber als gering einzuschätzen.

3.2.5. Böden

Bedingt durch Vulkanismus und neogene Tektonik veränderte sich der Vordere Vogelsberg ab dem Obermiozän zu einer terrestrischen Abtragungslandschaft. Die Basaltoberflächen wandelten sich hierbei in tiefgründige ferrallitische und fersiallitische Böden um (Fickel et al. 1982: 103 f), die örtlich als reliktsche und fossilisierte Grau-, Rot-, und Braunplastosole sowie Roterden erhalten sind (z.B. Plass 1975, Schricke 1975: 72 ff., Wirtz

Tab. 7 Hydrologische Kennwerte der Pegel an der Wetter, mit der Pegelstation Bad Vilbel an der Nidda zum Vergleich (Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft 1999). Die Pegelstation Münster befindet sich vor und der Pegel Muschenheim direkt hinter den Durchbruchstalstrecken, die das Arbeitsgebiet flußaufwärts bzw. flußabwärts eingrenzen (vgl. Abb. 9).

Pegel	Zeit- raum	MNQ	MQ [m ³ s ⁻¹]	MHQ	MNq [l×s ⁻¹ km ⁻²]	Mq	MHq	MHq/MNq	Mh _N [mm]	Mh _A
Münster	1966–96	0,21	0,72	13,2	2,48	8,34	153	61,7	781	264
Muschen- heim	1973–96	0,32	1,02	7,49	1,84	5,83	42,9	23,3	692	184
Bruchen- brücken	1962–96	0,86	2,92	23,0	1,67	5,69	44,8	26,8	690	180
Nidda bei Bad Vilbel	1962–96	2,91	10,5	57,6	1,80	6,48	35,6	19,8	889	205

1972, Schrader 1981: 31, 1986: 73 ff.). Sehr intensive Verwitterungsbedingungen waren die Voraussetzung für die Bildung lateritartiger Roterden und von Bauxit- und Eisenstein-Lagerstätten, die sich bis heute in tieferen Lagen, besonders unter Lößbedeckung, erhielten (Schottler 1918: 13, Wirtz 1972). Die Paläosole des Vorderen Vogelsbergs und seiner Nachbargebiete sind in Tab. 8 zusammengefaßt.

Im Holozän entstanden im EZG_A auf den Lößsubstraten Parabraunerdegesellschaften, die in den Gebieten ohne mächtige Löß-/Lößlehmauflage in Braunerdegesellschaften aus quartären Deckschichten übergehen. Die Auswertung der benachbarten geologischen und bodenkundlichen Kartenblätter ergab keine Anhaltspunkte für das flächenhafte Vorkommen degradierter Tschernoseme auf den Lößflächen des Vorderen Vogelsberges (vgl. Schottler 1918, Plass 1975, Schrader 1981, 1983a, 1983b, 1986). In den lößbedeckten Gebieten treten, bedingt durch anthropogen induzierte Bodenerosion, gekappte Profile aller Erosionsstadien von leicht erodierten Parabraunerden bis Regosolen auf. In den Tiefenlinien des Reliefs und in Hangfußlagen findet man i.d.R. Kolluvisole (vgl. Schrader 1983a: 11 ff.). Im Auenbereich sind die rezenten Böden nach AG Bodenkunde (1982: 233 ff.) überwiegend als Auenpseudogley-Auengleye aus holozänen Hochflutsedimenten anzusprechen.

3.2.6. Klima

Unter den gegenwärtigen Klimabedingungen kann man den südlichen und mittleren Vorderen Vogelsberg aufgrund seiner geographischen Lage als vom Klima begünstigt bezeichnen (Schönhals 1973: 24). Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe im Einzugsgebiet ist, ebenso wie die Temperaturverteilung, hauptsächlich orographisch beeinflusst. Gegenwärtig fällt in Höhen bis etwa 200 m ü. NN 600–700 mm, bis 300 m ü. NN ca. 800 mm Niederschlag pro Jahr. In den Höhenzügen, also in Quellnähe der Wetter und der im Vogelsberg entspringenden Zuflüsse, sind etwa 900 mm jährlicher Niederschlag zu erwarten (Deutscher Wetterdienst 1981: 16) (s. Abb. 13).

Tab. 8 Paläoböden im Vorderen Vogelsberg, nach verschiedenen Autoren zusammengestellt.

Autor	Ausgangs- substrat	Paläosol (Klasse)	Bodentyp, Merkmale, Vorkommen	Alter
Schönhals (1973)	Riß-Löß	Parabraun- erde	Parabraunerde (vorw. fossile Bt-Horizonte)	Eem
Schrader (1983, 1986)	Basalt, Basalttuff	Ferrallite, Fersiallite	stockwerkartige Abfolge: ↑ rote Latosole Rotlehme Braunlehm Graulehme	Miozän–Plioz.
Plass (1975)	Basalte	Fersiallite	Braunlehme, Rotlehme	Tertiär
Wirtz (1972)	Basalte	v.a. Ferrallite	rote Latosole, umgelagert, örtl. hydrothermale Merkmale	postbasaltisch bis Ober-Plioz.
Schottler (1918)	Basalte	Ferrallit	Rotlehm, blutrot, seltener rostbraun; auch gelb, braun, lehmfarben; mit Bauxit- u. Brauneisenknollen	Tertiär

Ähnlich gestaltet sich die Verteilung des mittleren Tagesmittels der bodennahen Lufttemperatur: in den unteren Lagen des Einzugsgebietes liegt es bei 9–9,5 °C, sinkt bis 300 m ü. NN auf 8,5 °C und bis 400 m ü. NN auf ca. 7,5 °C (Deutscher Wetterdienst 1981: 107).

In den aktuellen Temperatur- und Niederschlagsverteilungen spiegelt sich der entscheidende Einfluß der Höhen- und Reliefunterschiede auf mesoklimatische Situation wider. Die Bedeutung des Klimafaktors Relief für die räumliche Differenzierung des Klimas muß auch für die paläoklimatische Situation seit der letzten Kaltzeit berücksichtigt werden.

3.2.7. Vegetations- und Kulturgeschichte

Die jungquartäre Vegetationsentwicklung ist im Untersuchungsraum Wetterau/Vorderer Vogelsberg ab dem Mittelholozän eng mit der kulturgeschichtlichen Entwicklung verknüpft. Detaillierte Arbeiten zur Vegetationsgeschichte dieses Raumes liefern z.B. Stobbe (1996) und Bos (1998). Eine stark verkürzte Übersicht gibt Tab. 9, es sei daher auf die Studien zur Vegetations- und Kulturgeschichte in Stobbe (1996) und Bos (1998, 2001), oder den Überblick bei Nolte (2000: 21 ff.) verwiesen.

Die kultur- und siedlungsgeschichtlichen Aspekte der Region werden z.B. in Uhlhorn (1950), Jorns (1976), Herrmann & Jockenhövel (1990), Bernhardt (1991), Rupp (1991), Kunter (1992), Schnorr (1993), Saile (1995) und Steidl (2000) vertieft behandelt. Aufgrund der Fundsituation ist für die nähere Umgebung des Untersuchungsgebietes davon auszugehen, daß der edaphische und klimatische Gunstraum zu Füßen der umrahmenden Mittelgebirge gute Umweltbedingungen für jungmesolithische Jägergruppen sowie die seßhaften Kulturgruppen des Neolithikums bot (Müller 1992, Saile 1992). Aus dem oberen Einzugs-

gebiet der Wetter sind Fundplätze bekannt, die das Vordringen der Linearbandkeramik bis in den Vorderen Vogelsberg belegen (Jorns 1976). Viele frühbronzezeitliche, hügelgräberbronzezeitliche, urnenfelder-, hallstatt- und latènezeitliche Funde bezeugen die vorgeschichtliche Besiedlung des Vorderen Vogelsberges (Jorns 1976, Schnorr 1993). Funde aus der römischen Kaiserzeit sind ebenfalls vertreten.

Tab. 9 Jungquartäre Vegetationsentwicklung in der südlichen Hessischen Senke nach Stobbe (1996), Bos (1998) und Kreuz et al. (1998).

Bio-/Pollenzone	rekonstruierte Vegetationsentwicklung
Subatlantikum	Buchenwälder verdrängen Eichen und Linden, zunehmende Rodung seit Bronzezeit, ab Eisenzeit totale Entwaldung; römerzeitliche Wiederbewaldung der Auen; poströmisch bis frühmittelalterliche Ausdehnung der Buchenwälder, insgesamt zunehmende Entwaldung bis zum 17. Jhd. n. Chr.
Subboreal	Lindenwälder, später mehr Eichenmischwälder, Einwanderung der Buche
Atlantikum	Kiefern auf Trockenstandorten, Eichenmischwälder mit Linden
Boreal	Hasel-, später Ulmen- und Eichenausbreitung, nachfolgend Linde
Präboreal	geschlossene Kiefernbestände in der W Wetterau, einige Birkenvorkommen, Hasel wandert ein
Jüngere Dryas	Tallagen (Wettertal): lichte Kiefernbestände, einzelne Birken, Weiden, Wacholder; Hanglagen: Gräser, Kräuter, Zwergsträucher
Allerød	geschlossene Kiefernwälder
Ältere Dryas	lichte Kiefern-Birkenwälder mit Strauchvegetation
Bølling	lichte Birken-Kiefernwälder mit Strauchvegetation
Älteste Dryas	einzelne Birken und Strauchvegetation
Meiendorf	Pioniergehölze Zwergbirke, Weide, Wacholder, Sanddorn, später lichte Birkenwälder mit Zwergsträuchern und Sanddorn

Aus der Zeit nach der Christianisierung durch vermutlich iro-schottische Mönche stammen die ersten schriftlichen Zeugnisse, die auf die Existenz einer Kirche am Südrand der Besinger Talweitung hinweisen (778 n.Chr.). Die Siedlung Lich wird ebenfalls für das 8. Jahrhundert n.Chr. belegt. Die Mehrzahl der Ortschaften Raum Lich wird im 9. bis 10. Jhd. erstmalig urkundlich erwähnt (z.B. Laubach 786 n. Chr., Lich 790 n. Chr.). Weitere Aspekte des geschichtlichen Werdeganges im Raum Lich/Vorderer Vogelsberg lassen sich den Arbeiten von Battenberg (1986), Schnorr (1993) und Uhlhorn (1950) entnehmen. Die Phasen wechselnder Ausdehnung von Landnutzungsflächen bzw. Wiederbewaldungen verlau-

fen im mittel- und oberhessischen Raum ähnlich der allgemeinen Entwicklung in den deutschen Landen, näheres hierzu führt Stobbe (1996) aus (s.a. Küster 1995, 1996).

Gegenwärtig dominiert im Einzugsgebiet flächenmäßig die landwirtschaftliche Nutzung, die weitestgehend, aber nicht ausschließlich, an das Vorkommen lößbürtiger Böden orientiert ist und auf den mäßig kuppigen Basalthöhen den forstwirtschaftlichen Arealen weicht. Die Bessinger Talweitung wird bis auf einige Naturschutzgebietsflächen als Dauergrünland genutzt.

3.3. Zusammenfassung

In Tab. 10 werden die Gunstfaktoren für den Aufbau sedimentärer Sequenzen und deren Erhaltung in verkürzter Form zusammengefaßt und den Eigenschaften des Arbeitsgebietes in der Bessinger Talweitung gegenübergestellt. Der Vergleich zeigt die außergewöhnliche

Tab. 10 Vergleich der Auswahlkriterien für ein Untersuchungsgebiet mit günstigen Sedimentations- und Erhaltungsbedingungen sowie von Merkmalen, die die zeitliche und lithostratigraphische Auflösung sedimentärer Sequenzen begünstigen, mit dem Arbeitsgebiet (Bessinger Talweitung).

Auswahlkriterien	Bessinger Talweitung
<ul style="list-style-type: none"> • vor u./o. hinter einer Talengung 	<ul style="list-style-type: none"> • Durchbruchstäler flußaufwärts und flußabwärts, stark versteiltes Gefälle vor Eintritt der Wetter in das Untersuchungsgebiet (Abb. 12)
<ul style="list-style-type: none"> • bedeutende Talweitung mit flachem Gefälle 	<ul style="list-style-type: none"> • längste und breiteste Talweitung im gesamten Wetterlauf (s. Abb. 61, Kap. 9)
<ul style="list-style-type: none"> • jüngere o. aktuelle tektonische Subsidenz 	<ul style="list-style-type: none"> • streng variszisches Streichen, scharfer Umriß und die Ausdehnung lassen den Einfluß junger Absenkung wahrscheinlich erscheinen (Abb. 13)
<ul style="list-style-type: none"> • Einzugsgebiet mit erosionsanfälligen oberflächennahen Substraten 	<ul style="list-style-type: none"> • Löß- und Lößlehmverbreitung auf ca. 40 % der Einzugsgebietsfläche (Abb. 10)
<ul style="list-style-type: none"> • Nähe zum Oberlauf (breiteres Korngrößenspektrum) 	<ul style="list-style-type: none"> • Talweitung mit Unterlaufcharakter befindet sich nächstens zu den Oberläufen der Quellflüsse im Einzugsgebiet (Abb.14)
<ul style="list-style-type: none"> • relativ kleines Einzugsgebiete, mit Quellläufe im Mittelgebirgsanstieg (Klimasensitivität), kleiner Bifurkationsindex 	<ul style="list-style-type: none"> • EZG bis zum Arbeitsgebiet ca. 94 km², direkt im Übergang Wetterau/Vorderer Vogelsberg/Hoher Vogelsberg (Abb. 13; s. Bifurkationsindex Tab. 6)
<ul style="list-style-type: none"> • geologisch homogenes Einzugsgebiet 	<ul style="list-style-type: none"> • geologischer Untergrund: tertiäre Basalte mit eingeschalteten Tuffen, typische quartäre Deckschichtenentwicklung und Lößvorkommen (Abb. 10)
<ul style="list-style-type: none"> • weit zurückreichende Besiedlungsgeschichte 	<ul style="list-style-type: none"> • Besiedlung und Landnutzung des Raumes mindestens seit der Bronzezeit (frühere Siedlungen aufgrund fehlender Untersuchungen bisher nicht nachgewiesen)

Koinzidenz mit den sedimentationsfördernden Bedingungen, die die Bessinger Talweitung von weiteren Flußabschnitten der Wetter abhebt. Dieser Talabschnitt wurde daher als Untersuchungsgebiet ausgewählt. Die detaillierte Betrachtung des topographischen Längsprofils der Bessinger Talweitung zeigt einen relativ starken Anstieg der Talsohle zwischen Lich-Nieder-Bessingen und Lich-Ober-Bessingen in Richtung des Durchbruchstals (Abb. 14). Diese schwemmfächerartige Situation gab den Ausschlag für die Wahl der Auenquerschnitte bei Lich-Nieder-Bessingen.

4. Feld- und Labormethoden

Die nachfolgend dargestellten Ergebnisse beruhen auf der Datenaufnahme und Probengewinnung aus Bohrungen. Diese methodische Einschränkung hat Auswirkungen auf die Durchführbarkeit der Faziesrekonstruktionen gemäß dem Konzept der fluvialen Architektur. Die erforderlichen Modifikationen dieses Konzeptes wirken sich auch auf die Arbeitstechniken im Gelände aus. Daher werden einige methodisch-arbeitstechnische Aspekte bereits in diesem Kapitel abgehandelt, während die Adaption des *fluvial architecture*-Konzeptes ausführlich in Kap. 5. dargestellt wird.

Für diese Arbeit konnten die Felddaten von Houben (1996) verwendet werden, da sie nach den gleichen Geländeaufnahme-Prinzipien gewonnen wurden. Ergänzende Sondagen und Nachbohrungen ermöglichen es, die bestehenden Erhebungen in die weiterentwickelte Interpretation der Daten nach dem Konzept der fluvialen Architektur mit einzubeziehen. Im Gegensatz zu den Felddaten werden die vorliegenden Laborergebnisse von Houben (1996) nicht berücksichtigt, weil in der vorliegenden Arbeit ein verändertes Methodenspektrum angewandt wird. Um die Geländebefunde von Houben (1996) zu integrieren, wurden an repräsentativen Stellen neue Proben für Laboranalysen genommen.

4.1. Feldmethoden

4.1.1. Sondagen

Die überwiegende Mehrzahl der Sondierungen zur Sedimentaufnahme erfolgte mit einer Nutstange mit 1 m Nutlänge und einem Durchmesser von 24 mm, die mit einem Polyamid-Schonhammer eingetrieben wurde (Abb. 21). Wiederholte Versuche mit verschiedenen Bohrgerätesystemen zeigten, daß diese Sondierungstechnik am besten geeignet ist, um re-



Abb. 21 Nutstangensondierung. Im kleinen Bild oben rechts: graue und hellgraue LST-Ablagerungen, im Liegenden (rechte Seite, dunkelgrau) der obere Teil des spätglazialen Bodens.

produzierbare Bohrprofile zu erhalten. Die Störungen im Profilaufbau und Kernverluste nehmen demnach zu, je größer das verwendete Kaliber ist und wenn ein Vibrationsvortrieb (Motorhammer) eingesetzt wird.

Die Bohrungen erfolgten entlang von zwei 840 bzw. 760 m langen Profilen NB2 und NB1, die die Wetterau bei Lich-Nieder-Bessingen queren (Abb. 17). Zunächst wurden die Bohrungen im gleichmäßigen Abstand entlang der Bohrreihe gesetzt (NB1 = 15 m, NB2 = 10–15 m). Gemäß dem in Kap. 5.1. detailliert beschriebenen Konzept erfolgten in fraglichen Abschnitten weitere zwischenständige Bohrungen, bis die plausible Zuordnung von *Level II form units* möglich schien. Die stellenweise differenziertere Darstellung des Sedimentaufbaus leitet sich demnach nicht aus dort engständigeren Bohrungen ab, sondern die dichter angeordneten Bohrpunkte sind die Folge eines kleinräumig differenzierteren Sedimentaufbaus. Entsprechend variiert die Distanz zwischen einzelnen Bohrungen zwischen 2 und 10 bis höchstens 15 m im Auenbereich.

Alle Bohrungen wurden bis in die präquartäre Basis oder den Schotterkörper der Niederterrasse abgeteuft. Die Bohrtiefe betrug meistens 5–6 m, maximal 9 m unter Flur im Auenbereich. Mehr als ca. 0,5 m mächtige Schotterkörper, die in größerer Tiefe (>4 m unter Flur) liegen, konnten aus technischen Gründen i.d.R. nicht durchstoßen werden. In diesen Fällen entspricht die in den Querschnittsdarstellungen eingetragene untere Grenze nicht der Sohlfläche der Schotterkörper. Demgemäß fehlt an diesen Stellen die Darstellung des liegenden älteren Untergrundes.

Bei der Feldaufnahme wurden die Bohrprofile wie folgt schriftlich beschrieben:

a) Schätzung der Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung und deren Änderung ist das wichtigste Merkmal fluvialer Sedimente in Bohrprofilen. Die sorgfältige Aufnahme der *Level 0*-Merkmale (s. Kap. 2.4.) bildet die Basis für die weiterführende Interpretation des Sedimentaufbaus, da das lithostratigraphische Gerüst u.a. auf den Eigenschaften der differenzierten Korngrößenverteilung verschiedener sedimentärer Faziesseinheiten beruht. Der methodische Ansatz gebietet die Verwendung möglichst zahlreicher Bohrprofile (s. Kap. 5.1.), so daß die Laboranalysen in erster Linie der Ergänzung und Überprüfung der Geländebefunde dienen. Die Befunde zur Lithostratigraphie und Faziesarchitektur gehen daher zum überwiegenden Teil aus den lithologischen Geländeaufnahmen hervor. Für die sorgfältige Korngrößenbestimmung während der Geländeaufnahme wurde die in der bodenkundlichen Praxis bewährte „Fingerprobe“ nach AG Bodenkunde (1982) herangezogen, die sehr zuverlässige Korngrößenschätzungen ermöglicht (empirischer Fehler liegt bei ± 5 Gew.-% für erfahrene Kartierer).

Jedoch sind die Bodenarten- bzw. Korngrößenklassen der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Bodenkunde 1982) für zu beschreibende Korngrößenverteilungen gedacht, die durch in situ-Verwitterung und/oder verschiedenste terrestrische Sedimentationsprozesse entstanden. Daher würde die unveränderte Anwendung der Bodenartenklassifizierung auf fluviale Sedimente die ungenaue Erfassung von Korngrößeneigenschaften implizieren, die für die genetische Interpretation fluvialer Sedimente bestimmend sind:

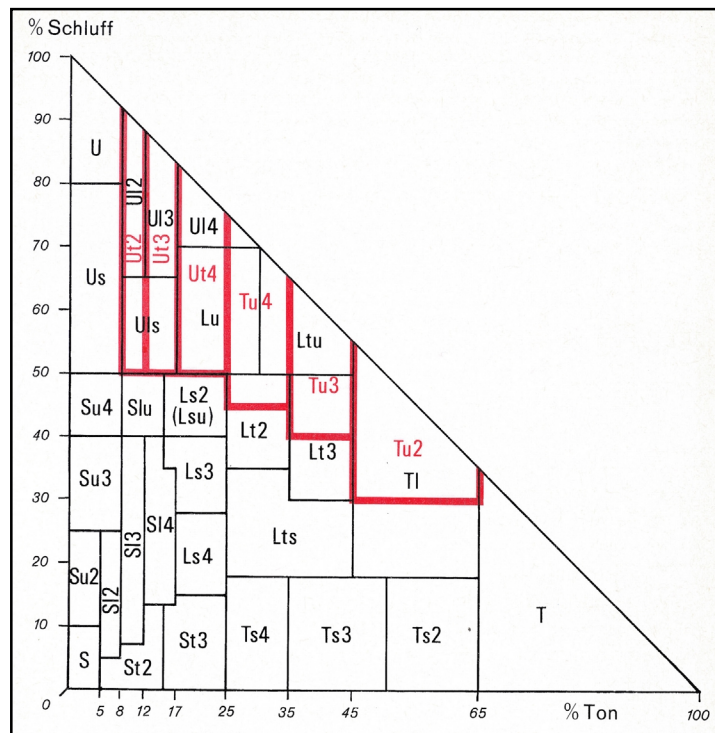


Abb. 22 Korngrößendiagramm der Korngrößengemenge ≤ 2 mm (AG Bodenkunde 1982: 85).

Alternative Bezeichnungen:

schwarz: bei Verwendung der Begriffe „Lehm, lehmig“ auch für Ton-Silt-Gemenge

rot/grau: für Ton-Silt-Gemenge bei Beschränkung der Begriffe „Lehm, lehmig“ auf Ton-Silt-Sand-Gemenge mit deutlich fühlbarem Sandanteil.

- Die Sortierung spielt bei Bodenausgangssubstraten nur eine untergeordnete Rolle. Demgegenüber hat die Sortierung fluvialer Sedimente einen hohen diagnostischen Aussagewert (z.B. Folk & Ward 1957, Passega 1957). Die 3. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung bietet die Möglichkeit, durch Beschränkung der Begriffe „Lehm, lehmig“ auf Ton-Silt-Sand-Gemische mit deutlichem Sandanteil eine etwas adäquatere Beschreibung der Korngrößenverteilung sortierter Sedimente zu ermöglichen (AG Bodenkunde 1982: 79; Abb. 22). Letztere Variante der Korngrößenklassifikation nach AG Bodenkunde (1982) bildete daher die Basis für die Korngrößenansprache während der Feldarbeit.
- Fluviale Sedimente weisen zwar eine bessere Sortierung als die Bodenausgangssubstrate der Hänge auf, doch sind normal-verteilte Korngrößengemische, die in enger genetischer Beziehung zum Gerinnebetttransport stehen, eher die Ausnahme als die Regel (Bridges 1981). Die über kurze Distanzen und Phasen stark wechselnden Fließbedingungen im Gerinnebett resultieren häufig in bimodalen Verteilungen, während angenähert log-normale Verteilungen eher durch Sedimentation aus der

Suspensionsfracht entstehen (Gale & Hoare 1991: 70). Daraus folgt, daß in Suspensionsfrachtflüssen die auftretende Bimodalität in Gestalt einer Sandbeimengung zur (feinkörnigen) Bettfracht ein wesentliches Merkmal der lithofaziellen Unterscheidung von Hochflut-, Gerinnebettrand- und Gerinnebettfazies ist. Diese wesentliche diagnostische Eigenschaft der Sandfraktion erfordert eine Weiterentwicklung der angewandten Korngrößenklassifizierung nach AG Bodenkunde (1982), für die die oben getroffene Beschränkung der Begriffe „Lehm, lehmig“ auf Gemenge mit deutlichem Sandanteil nicht ausreicht (s. Abb. 22).

Das zu untersuchende *suspended-load river environment* bedingt ein reduziertes Korngrößenspektrum, was die möglichst genaue Schätzung der Korngrößenverteilung der feinen Unterfraktionen erforderlich macht. Die besondere Berücksichtigung gilt der Sortierung und eventuellen bimodalen Verteilungen. Die Sandfraktion hat eine wichtige Indikatorfunktion, um zwischen Gerinnebettformen, Gerinnebettrandformen und außerhalb der Gerinneläufe geformten Sedimentkörpern zu unterscheiden. Innerhalb des reduzierten Korngrößenspektrums kann es bedeutsam, ob keine, einzelne, ca. 5, 10 oder mehr Prozent von Feinst-, Fein-, Mittel- oder Grobsandkörnern in einer sonst feinklastischen Probe enthalten sind. Daher wurde bei fühlbaren Sandbeimengungen die geschätzte Menge und die dominierende Sandunterfraktion separat notiert. Gleiches gilt für die aufzunehmenden Kiesfraktionen.

b) Neben der Korngrößenverteilung wurde die

- Farbe im erdfeuchten Zustand gemäß Munsell Soil Color Charts (1992) notiert.
- Ebenso wurden Hydromorphiemerkmale (v.a. Eisen- und Manganflecken/-konkretionen),
- Kalkgehalt (nach AG Bodenkunde 1982),
- das Vorhandensein makroskopisch erkennbarer pflanzlicher Reste
- sowie alle sonstigen makroskopisch erkennbaren sedimentären und pedogenetischen Merkmale berücksichtigt.

Die Terminologie und die Beschreibung der pedogenetischen Merkmale richtet sich nach AG Bodenkunde (1982).

4.1.2. Rammkernsondierungen

Zur Gewinnung größerer Probenmengen wurden an zehn Stellen mit repräsentativem Sedimentaufbau Rammkernsondierungen durchgeführt. Auf diese Weise wurden Sedimentkerne in geschlossenen, 998 mm langen und außen 50 mm weiten PVC-Rohren gewonnen. Die Positionen der Rammkernsondierungen sind in den Abb. 33 und 34 eingezeichnet.

Zur Probengewinnung der im Heidelberger Labor durchgeführten ¹⁴C-Datierungen kam ein motorgetriebener Schneckenbohrer („Minuteman“ der Fa. Atlas-Copco) zum Einsatz. In den derart vorgebohrten Löchern wurden die Proben mit einem Edelman-Bohrer geborgen.

Das Material für die AMS-Datierungen wurde den Bohrkernen der Rammkernsondierungen entnommen.

4.1.3. Vermessung

Die Lage der Bohrpunkte sowie weiterer Punkte der Profillinie der Bohrreihen wurde nach dem Spanmaß-Verfahren tachymetrisch mit einem elektronischen Zeiss EltaR50-Tachymeter eingemessen.

4.2. Labormethoden

Auf der Grundlage vorangegangener Untersuchungen (Houben 1996, Nolte 2000) konnte das Methodenspektrum um jene aufwendigen und kostenträchtigen Labormethoden reduziert werden, deren Aussagewert sich für die Ziele dieser Arbeit als irrelevant erwiesen hat: Methoden zur pH-Wert- und Carbonat-Bestimmung sowie die Bestimmung von Metallgehalten (vgl. Houben 1996, s.a. Kap. 4.2.2.).

4.2.1. Korngrößenbestimmung

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung bildet die Basis lithostratigraphischer und lithogenetischer Ansätze bei der Untersuchung klastischer Environments. Daher wurde der Schwerpunkt bei den Laboranalysen auf eine möglichst umfassende Korngrößenbestimmung gelegt. Um die in typischer Weise geringfügigen granulometrischen Variationen feinklastischer Sedimente transparenter zu gestalten, wurden größere Mischproben vermieden und in sehr engen, regelhaften Abständen von 3, i.d.R. 4–5 cm beprobt. Die „Mächtigkeit“ der Probe im vertikalen Kernschnitt betrug 1–1,5 cm, die Einwaage zur Korngrößenanalyse betrug standardmäßig 15 g. Der Probenabstand in grobklastischen Schichten wurde schichtspezifisch angelegt, Mischproben makroskopisch wechselnder Korngrößengemische wurden nicht genommen. Bedingt durch die enge Beprobung der Feinklastika liegt die Gesamtzahl der durchgeführten Korngrößenbestimmungen bei 614 Analysen.

Im Unterschied zur Geländeaufnahme wurde bei der Laboranalyse die international in der Sedimentologie übliche Phi-Skala der Kornfraktionen verwendet (Abb. 23). Ein bedeutender Vorteil liegt, neben der Vergleichbarkeit mit einer größeren Zahl internationaler Studien, in der Aufteilung des Spektrums in neun Korngrößenklassen gegenüber sechs, wie sie die DIN 19683 Bl. 1 und 2 vorsieht. Dadurch wird eine deutlich bessere Lesbarkeit nicht-unimodaler Verteilungen und eine höher auflösende statistische Auswertbarkeit erreicht.

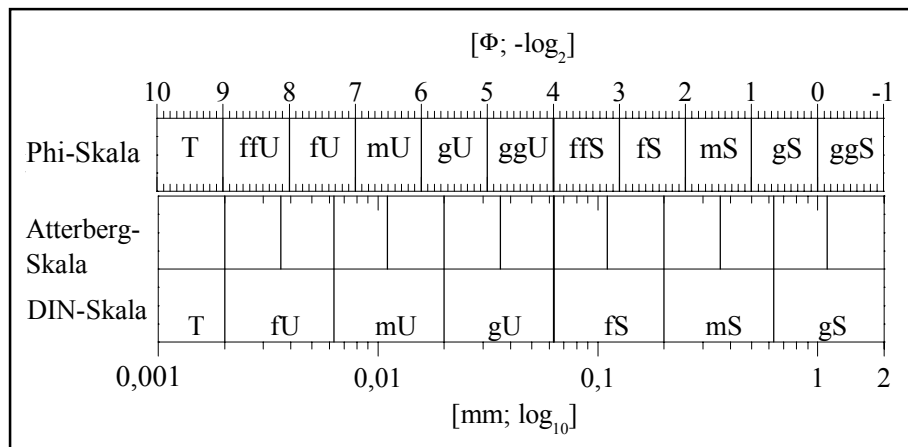


Abb. 23 Vergleich der Phi-, Atterberg- und DIN-Skala (f/m/g = fein/mittel/grob, T/U/S = Ton/Silt/Sand, ffU = sehr feiner Silt, usw.).

Das zur Korngrößenanalyse angewandte Verfahren umfaßte folgende Schritte:

- Trockensiebung zur Abtrennung der Korngrößenfraktion $> -1 \phi$ (2 mm)
- Dispergierung mit 0,4 N $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$
- Naßsiegung der Unterfraktionen 0 bis 4 ϕ (1–0,0625 mm)
- Pipettemethode nach Köhn für Fraktionen 5 bis 9 ϕ (0,0313–0,00195 mm)

Alle Proben mit einem makroskopisch erkennbaren Humusgehalt wurden einer Humuszerstörung unterzogen.

Die statistische Auswertung der Korngrößenanalysen bedient sich der Moment-Methode (hier nach Tucker 1996: 72 f., s.a. Füchtbauer 1988). Die Auswertung konzentriert sich auf die Ermittlung der einschlägigen Parameter mittlere Korngröße, Standardabweichung (Sortierung), Schiefe und Kurtosis. Insbesondere zur Charakterisierung der feinkörnigen, massigen Hochflutsedimente werden ein Feinsand/Silt+Sand- und Feinsilt/Silt+Sand-Quotient verwendet (Guccione 1993). Die Berechnungsgrundlage dieser Quotienten verzichtet auf die Berücksichtigung des Tonanteils in den Proben (Silt+Sand = 100 %), um denkbare Einflüsse pedogenetischer Prozesse auf die lithogenetische Interpretation der Proben auszuschließen. Der relative Feinsilt-Quotient eignet sich, um den „feinen Schwanz“ (Schiefe) der Hochflutlehme – und damit die Sedimentationsbedingungen – näher zu beschreiben (Guccione 1993). Zusätzlich wurde der Median graphisch aus der Korngrößensummenkurve bestimmt. Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen, die abgeleiteten sedimentstatistischen Parameter, die Korngrößensummenkurven und die Histogramme aller Korngrößenanalysen sind im Anhang 1 dokumentiert.

Zur Sedimentationsmilieu-Interpretation fluvialer Sedimente werden häufig die bivariaten CM-Korngrößendiagramme nach Passega (1957) eingesetzt (vgl. Houben 1997). Allerdings erwies sich die Verteilung im weitaus überwiegenden Teil der Proben als wenigstens bimodal (vgl. Korngrößensummenkurven im Anhang 1). Der in den CM-Diagrammen benutzte

Medianwert (50 %-Quantil) hat bei nicht-unimodalen Verteilungen nur einen sehr begrenzten Aussagewert und sollte nicht zur Interpretation des Sedimentationsmilieus herangezogen werden. Daher bietet sich die Verwendung der CM-Diagramme nicht für die untersuchten Sedimente an.

4.2.2. Carbonatgehalte

Die fluvialen Sedimente im Arbeitsgebiet erwiesen sich bei früheren Untersuchungen stets als nahezu carbonatfrei. Alle stichprobenartig gemessenen Carbonatgehalte bewegen sich meist um 0,1 Gew.-%, was die zuverlässige und reproduzierbare Carbonat-Bestimmung nach Scheibler (DIN 19684, Teil 5) vereitelt (Houben 1996). Das Lösungsverhalten der Proben bei der Bestimmung nach Scheibler deutet auf geringe Gehalte an Mg-Carbonaten hin, die in den gesteinsbildenden Mineralen des basaltischen Einzugsgebietes vorkommen. Die zu erwartenden Carbonatgehalte können daher weder für sich noch im Zusammenhang mit anderen Sedimentparametern interpretiert werden. Aus diesem Grunde wurde von der Durchführung systematischer CaCO_3 -Bestimmungen abgesehen.

4.2.3. Kohlenstoffgehalte

Anreicherungen mit organischem Kohlenstoff können u.U. Hinweise auf die Sediment- und sekundäre Pedogenese geben. Die Werte für den organischen Kohlenstoff errechnen sich aus der Differenz zwischen Gesamtkohlenstoffgehalt und carbonatisch gebundenem Kohlenstoff. Nach dem Mahlen und der Trocknung (105 °C) der Proben erfolgte die Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehaltes (Gew.-%) mittels spektrographischer CO_2 -Analyse (LECO EC-12). Da sich die Proben als nahezu carbonatfrei erwiesen, und zudem der zu vernachlässigende Anteil aus schwer löslichen Bicarbonaten stammen dürfte, entspricht bei den Proben aus dem Untersuchungsgebiet der Gesamtkohlenstoffgehalt nahezu dem Gehalt des organischen Kohlenstoffs (Houben 1996). Aus diesem Grund ist für dieses Arbeitsgebiet die Darstellung der Gesamtkohlenstoffgehalte zum Zweck litho- bzw. pedogenetischer Aussagen ausreichend. Insgesamt wurden 666 Kohlenstoffbestimmungen durchgeführt (Anhang 1).

4.2.4. Magnetische Volumenssuszeptibilität

Die mit der geschlossenen Rammkernsonde geborgenen Kerne wurden im Labor für Geomorphologie und Geoökologie, Institut für Geographie der R.-Karls-Universität Heidelberg, ungeöffnet auf ihre magnetische Volumenssuszeptibilität ($[\kappa]$ nach Dearing (1994), Thompson & Oldfield 1986: 25) untersucht. Die Ganzkern-Messungen liefen nach den Verfahrensvorschriften von Dearing (1994: 20 f.) ab.

Einzelheiten über die physikalischen Grundlagen, Anwendungsmöglichkeiten und Auswertung der magnetischen Suszeptibilität teilen z.B. Collinson (1983), Dearing (1994), Militzer et al. (1984), Petersen (1985) und Thompson & Oldfield (1986) mit. Daher werden die Grundlagen im folgenden nur soweit angerissen, wie sie zum Verständnis der Diskussion der Meßergebnisse notwendig sind.

Die Messungen zur Suszeptibilität beruhen auf den magnetischen Eigenschaften der Gesteine. Deren Gesamtmagnetisierung setzt sich aus der induzierten und der remanenten Magnetisierung zusammen (Petersen 1985: 67 ff.):

$$\mathbf{M}_{\text{ges}} = \mathbf{M}_{\text{R}} + \mathbf{M}_{\text{i}} \quad (1)$$

mit M_{ges} = Gesamtmagnetisierung
 M_{R} = remanente Magnetisierung
 M_{i} = induzierte Magnetisierung

Der Anteil der induzierten Magnetisierung ist von der Stärke des angelegten Magnetfeldes abhängig. Der zwischen dem äußeren Magnetfeld und der induzierten Magnetisierung vermittelnde Faktor ist die magnetische Suszeptibilität:

$$\begin{aligned} \mathbf{M}_{\text{i}} &= \kappa \mathbf{H} \\ \Rightarrow \kappa &= \mathbf{M}_{\text{i}}/\mathbf{H} \end{aligned} \quad (2)$$

mit M_{i} = induzierte Magnetisierung
 H = Magnetfeld (äußeres Magnetfeld $H_{\text{außen}}$ + remanente Feldstärke H_{R})
 κ = Suszeptibilität

Demnach liefert die magnetische Suszeptibilität ein Maß für die „Magnetisierbarkeit“ eines Gesteins. Wie aus Gleichung (2) hervorgeht, handelt es sich bei der Volumensuszeptibilität um eine dimensionslose Größe.

Die magnetische Suszeptibilität ist generell abhängig

- von Art und Konzentration der enthaltenen (ferri-)magnetischen Minerale,
- von der Stärke des induzierten Feldes,
- von der Korngröße der magnetischen Minerale,
- von der Temperatur,
- vom Gesteinsgefüge und
- von mechanischer Spannung.

Im wesentlichen ist die magnetische Suszeptibilität natürlicher Gesteine aber eine Funktion des *Volumens* ferrimagnetischer Minerale, also von Eisen-Titan-Oxiden, Eisensulfiden und Eisen-Hydroxiden (Dearing 1994). Die quantitativen Werte der magnetischen Volumensuszeptibilität sind daher ausschließlich miteinander dann vergleichbar, wenn eine identische Dichte in den Proben vorliegt. Um die Suszeptibilität als stratigraphisches Werkzeug nutzen zu können, wird daher normalerweise die *spezifische Suszeptibilität* angegeben. Diese

erhält man, indem man die Volumenssuszeptibilität durch die Dichte der Probe dividiert. Ein Gerät zur Messung der spezifischen Suszeptibilität an isolierten Proben mit definierten Volumina stand nicht zur Verfügung.

4.2.5. Makrorestbestimmungen

Die Großrestanalysen wurden von Dr. A. Kreuz und den Mitarbeiterinnen am Institut der Kommission für archäologische Landesforschung, Wiesbaden, durchgeführt. Die methodischen Grundlagen, Aufbereitungs- und Bestimmungsverfahren werden bei Jacomet & Kreuz (1999) ausführlich dargelegt. Die Auswahl des Probenmaterials erfolgte nach der gemeinsamen Begutachtung der Bohrkern unter schichtspezifischen Gesichtspunkten. Anschließend wurden den Halbkernen 5–10 cm lange Abschnitte entnommen und 330 Proben paläobotanisch begutachtet. Auf der Grundlage der ausgezählten und bestimmtem Proben sowie einer vorläufigen Interpretation des lithologischen Probenkontextes wurden geeignet erscheinende Großreste für AMS-Radiokarbondatierungen ausgewählt (s. Anhang 2). Um die Probleme, die sich aus der Interpretation von ^{14}C -Daten mit einem möglichen *age offset* durch umlagertes Probenmaterial oder biogene Carbonatanreicherung (Hartwassereffekt) ergeben, zu minimieren, wurden nach Möglichkeit terrestrische und einjährige Arten gesucht.

4.2.6. Radiokarbondatierungen

Radiokarbondatierungen gehören mittlerweile zu den einschlägigen physikalischen Altersbestimmungen in den Quartärwissenschaften. Die Grundlage, Einsatz und Grenzen dieser Methode sind entsprechend gut dokumentiert (z.B. Geyh & Schleicher 1990, Taylor et al. 1992, Wagner 1998).

Die CRA-Bestimmungen wurde im Labor des Instituts für Umweltphysik, Akademie der Wissenschaften Heidelberg, vorgenommen. Die Proben wurden zuvor freundlicherweise von Dr. H. Rittweger (seinerzeit Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg) auf pflanzliche Reste, die Altersverfälschungen bewirken könnten, durchgesehen. Bei dem größeren Teil der Altersdatierungen handelt es sich um AMS-Radiokarbondatierungen, die im KORA-Projekt des Physikalischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg durchgeführt wurden. Zur Datierung wurden überwiegend paläobotanisch bestimmte Großreste verwendet (Anhang 2). In einigen Fällen mußte auf sog. *bulk samples*, Sediment- und Bodenproben, zurückgegriffen werden (Tab. 12).

Zwar unterliegt grundsätzlich jede Radiokarbonprobe der Gefahr, durch syngenetische, syn- oder postsedimentäre Verunreinigungen ein Alter zu liefern, das im Verhältnis zum „wahren“ Alter des zu datierenden Materials entweder zu alt oder zu jung ist (vgl. Taylor 1987, Bowman 1990, Geyh & Schleicher 1990). Die ^{14}C -Datierung von Sediment- und Bodenproben (*bulk sample*) birgt indes weitere Fehlerquellen (z.B. Litt et al. 1987, Chichgova 1993, Orlova & Panychev 1993, Martin & Johnson 1995). Bei rasch abgelagerten Sedimen-

ten besteht immerhin die Möglichkeit, ein "eindeutiges" Alter zu erhalten. Hingegen repräsentieren Böden in jedem Fall die Zeitspanne, während der sich die im Boden enthaltene Biomasse im ^{14}C -Isotopenaustausch mit der Atmosphäre befand. Diese Datierungsergebnisse stehen daher für eine durchschnittliche ^{14}C -Aktivität einer längeren Zeitspanne, deren Wert von den relativen Anteilen der organischen Materialien abhängt, aus denen sich die Probe zusammensetzt. Diese Messungen an *bulk samples* sind entsprechend vorsichtig zu interpretieren.

Die Kalibration von Radiokarbonaten ist eine Voraussetzung für die Interpretation der Messdaten im Sinne einer vergleichenden Altersangabe in Kalenderjahren (z.B. Bartlein et al. 1995). Alle Daten wurden daher nachträglich mit dem Kalibrationsprogramm CALIB rev.4.3, unter Verwendung des Kalibrationsdatensatzes IntCal98 und der „*method b*“ (Wahrscheinlichkeiten) kalibriert (Stuiver & Reimer 1993, Stuiver et al. 1998; www.calib.org). Dadurch ist die methodisch einheitliche Kalibration aller Daten gewährleistet. Bezüglich Grundlagen, Fortschritte und problematischer Aspekte der Kalibration sei auf Wunderlich (1998) verwiesen, der diese Aspekte vertiefend behandelt. Eine Übersicht über die Proben und Ergebnisse gibt Tab. 12 in Kap. 5. Das verwendete Probenmaterial und sämtliche Kalibrationsergebnisse sind ausführlich im Anhang 2 dokumentiert.

4.3. Ergebnisdarstellung in Schichtungsprofilen

In Anlehnung an die in der Sedimentologie geläufigen Verwitterungsprofile können die Ergebnisse in Schichtungsprofilen summarisch dargestellt werden, die die Eigenschaften Korngrößenverteilung, Mächtigkeit, z.T. Sortierung, Farbe, Probenalter usw. individueller oder zusammengefaßter Schichten visualisieren. Vergleichbare Schichtungsdarstellungen werden in der fluvialmorphologischen Literatur häufig verwendet (z.B. Smith 1983, Krzyskowski 1993, Törnqvist 1993, Gelder et al. 1994, Junge & Böttger 1994, Passmore & Macklin 1994). In der graphischen Darstellung symbolisiert die Säulenbreite die dominierende Hauptfraktion, d.h. breiter abgebildete Schichten sind grobkörniger als schmaler dargestellte. Für die graphische Umsetzung der vorliegenden Korngrößenklassifizierung in Schichtungsprofile wurde für diese Arbeit ein eigenes PC-Programm entwickelt, mit dem die Schichtungsprofile mit der Standard-Software Origin 6.0 generiert werden können (s. Anhang/Inhalt).

Die Schichtungsprofile heben charakteristische Körngrößenvariationen im Sedimentaufbau hervor, um die visuelle Auswertung sich vertikal und lateral ändernder Körnungseigenschaften zu erleichtern. Entsprechend orientiert sich die graphische Umsetzung an den im Wettetal gegebenen subtilen Korngrößenvariationen, die in Form der modifizierten Korngrößenansprache nach AG Bodenkunde (1982) vorliegen (Kap. 4.1.1.). Die auftretenden Korngrößengemenge können entsprechend den in Kap. 4.1.1. dargelegten Überlegungen in drei Hauptgruppen von fein nach grob unterteilt werden:

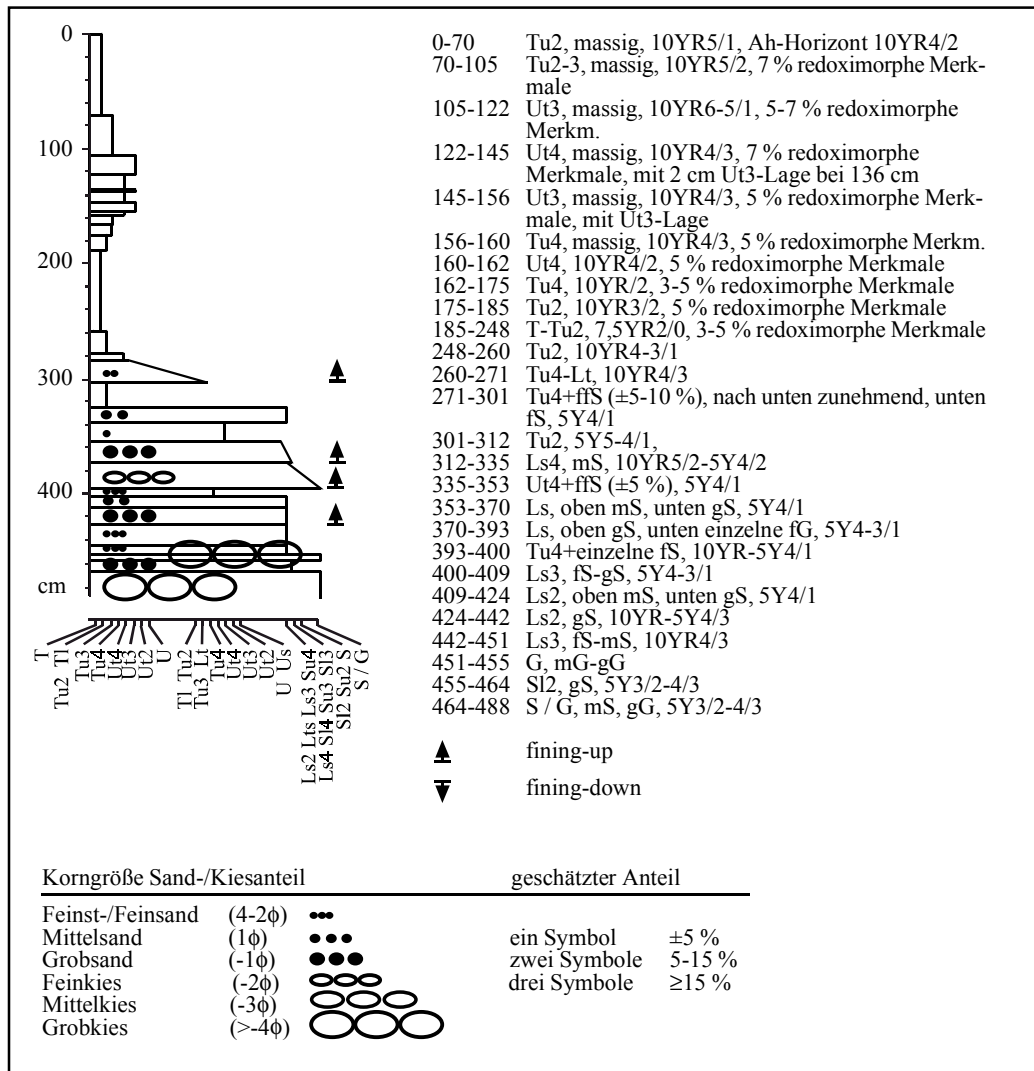


Abb. 24 Graphische Abstufung der Korngrößengemenge im lithologischen Schichtungsprofil am Beispiel der Bohrung NB2-2A. Für die verbesserte visuellen Lesbarkeit sind die drei empirisch ermittelten Hauptgruppen durch einen Sprung in der Säulenbreite voneinander abgesetzt. Zum Vergleich rechts die tabellarische Feldaufnahme.

- Feinsedimente: Silt- und Ton-Gemenge ohne fühlbaren Sandanteil;
- Feinsedimente mit Sandanteil: Silt- und Ton-Gemenge mit einer in verschiedenen Anteilen wahrnehmbaren Sandbeimengung, die unterhalb der Schwelle liegt, ab der der Sandanteil ausgewiesen wird;
- Grobklastische Lehm-/Sandgemenge einschließlich kiesiger Sedimente.

Entsprechend der verwendeten Korngrößenklassifizierung nach AG Bodenkunde (1982) sind die einzelnen Hauptgruppen wie folgt aufzuteilen:

- Feinsedimente ohne Sandanteil: T, T1, Tu2, Tu3, Tu4, Ut4, Ut3, Ut2, U;
- Feinsedimente mit Sandanteil: T, T1, Tu2, Tu3, Tu4, Ut4, Ut3, Ut2, U;

c) Lehm-/Sandgemenge: Lts, Ls3, Su4, Ls4, Sl4, Su3, Sl3, Sl2, Su2, S, S/G.

Die schlecht sortierten Varianten T mit Sandanteil, Ts3, Ts4, St3 und St2 treten in den fluvialen Sedimenten der Wetterau bei Lich nicht auf.

Innerhalb der drei Hauptgruppen können die einzelnen Gemenge wiederum von fein zu grob geordnet werden (s.o.). Die Rangfolge richtet sich bei den beiden Feinsedimentgruppen nach den Anteilen der Hauptfraktion. Diese deckt sich mit der Rangfolge der errechneten Modalwerte der (hypothetischen) Kornverteilungen nach AG Bodenkunde (1982: 80 ff.). Aus der Rangfolge können keinerlei quantitative Vergleiche abgeleitet werden. Für die Rangfolge der Lehm-/Sandgemenge wurde die Rangfolge der Modalwerte als Anhaltspunkt herangezogen. Bei den grobklastischen Sedimenten sind geringere Korngrößenvariationen weitaus weniger kennzeichnend für die lithogenetische Interpretation, da für diese Klasten die Grenzgeschwindigkeiten der Erosion und Sedimentation eng beieinander liegen, wie das Sundborg-Hjulström-Diagramm veranschaulicht (Sundborg 1956). Die einzelnen Korngrößengemenge der Lehm-/Sand-Gruppe können daher in vier Untergruppen näher beieinander liegender Modalwerte zusammengefaßt werden (Abb. 24).

Die Abb. 24 illustriert den Aufbau der verwendeten Schichtungsprofile. Die Schichtungsprofile werden aus drucktechnischen Gründen z.T. vereinfacht wiedergegeben. Die dabei getroffene Reduktion des dargestellten Korngrößenschlüssels ist vertretbar, da für die lithofazielle Interpretation die relativen Unterschiede, nicht die quantitativ absoluten Größenordnungen, maßgeblich sind.

5. Die Anwendbarkeit des *fluvial architecture*-Konzepts auf kleine Einzugsgebiete

In der Sedimentologie fußt die Interpretation fluvialer Ablagerungen mehr oder weniger explizit auf dem Konzept fluvialer Architektur, das sich in den letzten Jahrzehnten in der fluvialen Sedimentologie etablierte (z.B. Allen 1978, 1983; Miall 1985; vgl. Kap. 2.4.). Der Großteil der Studien zur fluvialen Architektur beschäftigt sich mit sedimentologisch-paläogeographischen oder erdölgeologischen Fragestellungen, die wesentlich großskaligere räumliche und zeitliche Dimensionen abdecken (z.B. Kraus & Gwinn 1997, Tweed & Russell 1999, Berendsen & Stouthamer 2001, Ashworth et al. im Druck). Indessen erscheinen die Vorteile des *fluvial architecture*-Konzepts für die Erkundung jungquartäre Auensedimente kleiner Einzugsgebiete nutzbar. Das sollte insbesondere für eine höher auflösende lithogenetische Stratigraphie des Gerinnebettbereiches und die damit verbundene Möglichkeit einer faziesübergreifenden Interpretation des Sedimentationsgeschehens im Gerinnebett- und gerinnebettferneren Bereich zutreffen. Eine vergleichbare Studie dazu liegt für die Hessische Senke, überhaupt für jungquartäre Auensedimente im deutschen Sprachraum, bislang nicht vor.

Die Anwendung des *fluvial architecture*-Konzepts auf jungquartäre Auensedimente erfordert Modifikationen, die sich unter Berücksichtigung der Spezifika dieser Ablagerungen sowohl auf die Möglichkeiten und Grenzen der angestrebten Faziesinterpretation als auch auf die praktische Durchführung der Feldaufnahme erstrecken. Dieser Abschnitt behandelt die methodologischen Probleme, die bei der Untersuchung jüngerer Auensedimente kleiner Flußsysteme, die durch Bohrungen erkundet werden, zum Tragen kommen. Die rekonstruierte Faziesarchitektur des Gerinnebett- und des gerinnebettnahen Bereichs der Wetter dient als Beispiel, an dem die Vor- und Nachteile der Faziesinterpretation kleinskaliger Flußsysteme diskutiert werden.

5.1. Methodischer Rahmen

Die Vorteile des Ansatzes fluvialer Architektur liegen einerseits in der Vereinfachung der systematischen Identifikation genesteter und räumlich-zeitlich variabler Sedimenteinheiten verschiedener Interpretationsebenen. Andererseits stehen durch die Betonung der Morphologie sedimentärer Einheiten und der dreidimensionalen Faziesbeziehungen die formgebenden Prozesse zwischen Gerinnebett und Auenbereich bei der Rekonstruktion von *architectural ensembles* im Vordergrund (vgl. Kap. 2.4.).

Das von Autoren wie Miall (1985, 1996) oder Lewin (2001) vorgeschlagene methodische Vorgehen wird allerdings im Fall jungquartärer Sedimente kleiner Flußeinzugsgebiete durch die überwiegende Abhängigkeit von Bohrprofilaufnahmen erschwert. Zusätzlich tritt in den kleinen bis mittelgroßen jungquartären Auen Mitteleuropas (außer Hochgebirgen) eine charakteristische Reduktion des Körngrößenspektrums hinzu, da diese Flußsystemen seit dem Spätglazial überwiegend als *mixed-load river* oder *suspended-load river* anzusprechen sind. Es sind im wesentlichen diese beiden Aspekte, die eine kritische Evaluation der Möglichkeiten und Grenzen einer *fluvial architecture*-Rekonstruktion für kleinskalige, jungquartäre Flußsysteme erfordern.

5.1.1. Laterale Korrelation von Schichtungsprofilen und räumliche Auflösung

Obzwar Aufschlüsse am besten geeignet sind, um die Faziesarchitektur aufzunehmen, basiert die Mehrzahl der Studien über jungquartäre Auensedimente auf Bohrungen. Im allgemeinen handelt es sich bei spät- bis postglazialen Flußsedimenten um unverfestigte Ablagerungen von einigen Metern Mächtigkeit, die bereits in geringer Tiefe unter Grundwassereinfluß stehen. Daher hängt in der Mehrzahl der Fälle die Verfügbarkeit von Aufschlüssen von zugänglichen Auskiesungen ab. Aus wirtschaftlichen Gründen fehlen diese in kleinen bis mittelgroßen Flußauen. Jedoch beherbergen gerade die kleineren bis mittleren Flußsysteme wertvolle Archive des spät- und postglazialen Landschaftswandels (z.B. Rose et al. 1980, Brown 1990, Barsch et al. 1993, Mäckel 1998, Wunderlich 1998, Preece & Bridgland 1999, Andres et al. 2001, Mäusbacher et al. 2001). Zusätzlich bedingen eine wachsende Besiedlungsdichte und zunehmend ausgewiesene Naturschutzflächen eine weitere Verschlechterung der Aufschlußsituation.

Auf der anderen Seite spricht für die Anwendung von Bohrmethoden, daß nicht die Verfügbarkeit zugänglicher Aufschlüsse, sondern morphologische Kriterien für die Wahl der Untersuchungsstandorte maßgeblich sein sollten (Hickin 1993, Rose 1995). Demnach sind Bohrungen und Aufgrabungen die zu bevorzugenden Arbeitstechniken, wobei die kostenintensive Aufgrabung nur in Ausnahmefällen durchgeführt wird.

Bohrprofile erschließen nur eine Art „eindimensionalen Aufschluß“, der strenggenommen nur *Level 0*-Eigenschaften (nach Lewin 2001) zeigt. Gemäß dem Konzept von Miall (1985) oder Lewin (2001) hängt die lateral konsistente Darstellung individueller *Level I strata sets* von lateralen Auflösung der *Level 0 particles*, den primären Bohrprofilen, ab. Durch die strikte Anwendung des hierarchischen Prinzips der fluvialen Architektur wäre die verlässliche zweidimensionale Darstellung der ranghöheren *Level II form units* nur gegeben, wenn die räumliche Auflösung der untergeordneten *Level I strata sets* ausreicht.

Dabei ist zu berücksichtigen, daß es sich bei *Level I strata sets* des Gerinnebettbereichs des zu untersuchenden Flußsystems um Sedimentkörper handelt, die lateral wie vertikal im dm-Bereich wechseln. Das Problem der lateralen Korrelation auf der *Level I*-Ebene könnte theoretisch durch unterhalb des dm-Bereiches beieinander liegende Bohrprofile gelöst werden. In der Praxis ist das jedoch mit der Undurchführbarkeit der hierarchisch aufsteigenden Analyse fluvialer Architektur gleichzusetzen, wenn diese nur auf Bohrungen basieren und der methodologischen Vorgabe folgen soll.

Abweichend von der postulierten Theorie wird in der Praxis, auch bei Aufschlußsituationen, die Darlegung der fluvialen Architektur vereinfacht, indem die Ausgliederung der Komponenten der einzelnen Hierarchieebenen zumindest teilweise empirisch-deduktiv von den über- zu den untergeordneten Ebenen durchgeführt wird. Des weiteren ist für die Praxis der Bohrprofilaufnahme hauptsächlich der maximal mögliche Bohrabstand interessant, der eine zuverlässige laterale Korrelation noch erlaubt. Im Fall kleiner Flüsse wie der Wetter handelt es sich bei *Level I strata sets* der Gerinnebett- und gerinnebettnahen Fazies um Ablagerungen im dm- bis m-Bereich. Aus praktischen Erwägungen ist daher nicht sinnvoll, die scharfe Darstellung der *Level I strata sets* durch eine entsprechend hohe räumliche Auflösung anzustreben.

Tab. 11 Vergleich verschiedener Nomenklaturen zur Schichtflächen-Klassifikation (Miall 1996: 81 f., verändert).

Bridge (1993)	Miall (1995)
microscale set (e.g., ripple)	1st-order unit
mesoscale set (e.g., dune)	1st-order unit
micro/mesoscale coset	2nd-order unit
macroscale inclined stratum	3rd-order unit (macroform increment)
macroscale inclined strata set	4th-order unit (macroform)
group of macroscale sets	5th-order unit (channel)
group of macroscale sets	6th-order unit (e.g., channel belt, minor sequence, base of incised valley)
	7th-order unit (sequence boundary, regionally extensive)
	8th-order unit (regional disconformity, basin-fill complex)

Hinzu kommt, daß zur sicheren Einordnung individueller Sedimentkörper in die Hierarchie der fluvialen Architektur eine angemessene Klassifizierung der Schichtflächen notwendig ist. Die laterale Verschneidung einer Schichtfläche mit anderen Schichtflächen kann in Bohrprofilen kaum verfolgt werden, insbesondere wenn es sich um niederrangige Schichtflächen handelt (Tab. 11). Im Gerinnebettbereich reicht die räumliche Auflösung durch Bohrprofile nicht aus, um eine zutreffende kleinstufige Klassifikation verschiedenrangiger Schichtflächen, und damit die Ausweisung verschiedener sedimentärer Einheiten der *Level I strata sets*-Ebene, zu gewährleisten. Demnach kann sich in Querschnittsdarstellungen, die auf Bohrprofilen beruhen, die laterale Korrelation zwischen *Level 0*- und *Level I*-Komponenten nicht auf hierarchisch ausgegliederte Schichtflächeneigenschaften stützen. Somit ist auch Mialls (1996) detaillierte Klassifikation der Schichtflächen nicht auf die Gerinnebettfazies kleiner Flußsysteme der gemäßigten Breiten anwendbar (Tab. 11). Allenfalls können im Verbund mit anderen stratigraphischen Methoden mittlere bis übergeordnete Schichtflächen erfaßt werden.

Bei kleineren Flußsystemen ist es daher zweckmäßig, sich auf die Rekonstruktion der gröberskaligen *Level II form units* zu konzentrieren, für die folgende Unterscheidungskriterien gelten (s.a. Friend 1983):

- a) sedimentologische Zusammensetzung (Korngröße, Textur, Sortierung, Rundungsgrad),
- b) kompositorische Zusammensetzung aus untergeordneten Lithofazies-Einheiten,
- c) Form (geometrische Gestalt, inklusive Größe),

- d) Schichtflächenhierarchie (soweit erkennbar) und
- e) regelhafte Raumlage in Relation zu anderen *form units*.

Um *form units* auf Basis dieser Kriterien und einer lateral konsistenten Korrelation von Bohrprofilen auszugliedern, verhält sich der zu wählende Bohrabstand direkt proportional zur vermuteten räumlichen Erstreckung der *Level II form units*. Dies gilt es bei der Planung und Durchführung der Feldarbeiten zu berücksichtigen (s. Kap. 4.1.1.).

5.1.2. Korngrößenbasierte Differenzierung verschiedener *form units*

Bei der Unterscheidung verschiedener Fazieselemente tritt die Reduktion des Korngrößenspektrums, die in den kleinen bis mittelgroßen jungquartären Auen Mitteleuropas (außer Hochgebirge, Steilstrecken) kennzeichnend ist, als erschwerendes Merkmal hinzu. Die Sedimente kleiner Einzugsgebiete setzen sich i.d.R. aus den Elementen ehemaliger *mixed-load* und *suspended-load rivers* zusammen (z.B. Brown & Barber 1985, Litt 1987, Molde 1991, Antoine 1997, Houben 1997, Pastre 1997, Antoine et al. 2000). Die auftretenden granulometrischen Unterschiede zwischen einzelnen *form units* sind entsprechend gering.

Die z.T. korngrößenbasierten Lithofazies-Einheiten der geläufigen Beispiele Mialls (1985, 1996; s. Tab. 1, 2) sind nicht auf das Untersuchungsobjekt übertragbar. Die erforderliche Neudefinition der granulometrischen Eigenschaften individueller Lithofazies-Einheiten hat sich an den Korngrößenrelationen des Untersuchungsobjekts zu orientieren. Das setzt die empirische Untersuchung des Sedimentationsraumes voraus, für den die Körnungseigenschaften der *form units* definiert werden sollen. Daher wurde die „Fingerprobe“ nach AG Bodenkunde (1982) modifiziert, um dem diagnostischen Wert der Sortierung und der Sandbeimengung in Sedimenten eines kleinskaligen *suspended-load river* gerecht zu werden (Kap. 4.1.1.). Von Bedeutung ist v.a. die Sandbeimengung als wichtiges Merkmale der faziellen Unterscheidung von Hochflut-, Gerinnebettrand- und Gerinnebettablagerungen (s. Kap. 4.1.1.).

Die Verwendung von Bohrprofilen schließt eine Anwendbarkeit vorgefertigter, ausschließlich korngrößen-basierter Definitionen für *form units* aus. Insbesondere in Bohrprofilen können sandig-siltige *cosets* eines Gleithangs nur durch die Bestimmung von Ausmaß, Form und Position von sandig-siltigen Dünen des Gerinnebettes, sandig-siltigen *alluvial benches* oder sandig-siltigen Uferwallsedimenten unterschieden werden. Das Beispiel verdeutlicht: Bestimmte Korngrößengemische sind nicht an bestimmte fluviale Formen gebunden. Korngrößenvariationen können nicht als alleiniges Kriterium für die Identifikation individueller Formen herangezogen werden (Friend 1983, Bridge 1993, Miall 1995). Dementsprechend fügt Lewin (2001) keinen korngrößenbasierten Bestimmungsschlüssel für *Level I*-Komponenten bei.

Die Bestimmung fluvialer Formen (*Level II form units*) und ihrer charakteristischen Korngrößeneigenschaften kann folglich nur in Zusammenhang mit weiteren sedimentologischen Eigenschaften geschehen (Schichtflächen, Raumlage, etc.; s. Kap. 5.1.1.).

Der Ansatz hierarchisch genesteter fluvialer Formen liefert zwar ein methodologisches Konzept zur räumlich-zeitlichen, genetischen Zuordnung fluvialer Formen. Er kann jedoch nicht direkt in ein induktiv strukturiertes Vorgehen umgesetzt werden, wie es die dargelegten Konzepte fluvialer Architektur suggerieren (Miall 1985, 1996, Lewin 2001). Die Möglichkeiten und Grenzen für die laterale Korrelation wechselnder Fazieseinheiten werden durch die skizzierten Rahmenbedingungen gesetzt. Die sichere und überprüfbare Ausweisung von *Level I strata sets* und der untergeordneten Ebene scheint impraktikabel. Die durch die bearbeitete Raumscale gesetzten Randbedingungen sprechen dafür, erst für Querschnittsdarstellungen der *form units*-Ebene eine zufriedenstellende Auflösung anzustreben.

5.1.3. Empirisch-deduktives Vorgehen

Die genetische Zuordnung fluvialer Formen in ein System fluvialer Architektur wird durch regelhafte auftretende Eigenschaften der Korngrößenverteilung und der räumlichen Anordnung der Fazieseinheiten erleichtert.

Die mittlere Korngröße individueller Komponenten der *Level I strata sets* (*lithofacies*) und *Level II form units* spiegelt in Grundzügen hydraulischen Fließbedingungen während der Sedimentation wider. Im allgemeinen stehen innerhalb des gegebenen Korngrößenspektrums grobklastischere Sedimente in Verbindung für Gerinnebett- und gerinnebettnahe Faziesbereiche, und feinkörnigere Sedimente für gerinnebettfernere Fazies (z.B. Hochflutsedimente). In einer auf Bohrprofilen aufbauenden Querschnittsdarstellung können die auf *Level II* auftretenden größeren Unterschiede von Korngrößenverteilung und Sedimentstrukturen leicht genutzt werden, um die Bereiche mutmaßlicher Gerinnefazies von den regelhaft räumlich getrennten, gerinnebettferneren Faziesbereichen zu unterscheiden (vgl. Korngrößenisolinien-Querschnitte in Magilligan 1992). Die folgenden Eigenschaften begünstigen die Rekonstruktion des fluvialmorphologischen Aufbaus auf der *form units*-Ebene:

- a) In den Sedimenten von Misch- und Suspensionsfrachtflüssen tritt meist eine laterale Variation der Korngrößenverteilung auf, die mit wachsender Distanz zum Gerinne feinere Korngrößen verzeichnet (z.B. Marriott 1992, Walling et al. 1997).
- b) Es existieren gesetzmäßige Beziehungen zwischen der räumlichen Anordnung, der Größe und der Gestalt der *form units* (Bridge & Mackey 1993), z.B. treten synchrone *lateral-accretion units* nicht auf der dem Gerinne abgewandten Seite eines Uferwalls auf.
- c) Bei spätglazialen und holozänen Auensedimenten tritt empirisch eine eingeschränkte Auswahl systematisch angeordneter *form units* auf (Abb. 25).
- d) Jungquartäre Talformen beherbergen zumeist Relikte verschiedener *architectural ensembles*, die die großskaligen Veränderungen des fluvialen Systems reflektieren. In Kombination mit einer differenzierten Lithostratigraphie ist der Einsatz chrono- und biostratigraphischer Methoden erforderlich, um zeitlich entkoppelte Fazieseinheiten zu differenzieren. Spätglaziale und holozäne Auen der gemäßigten Breiten

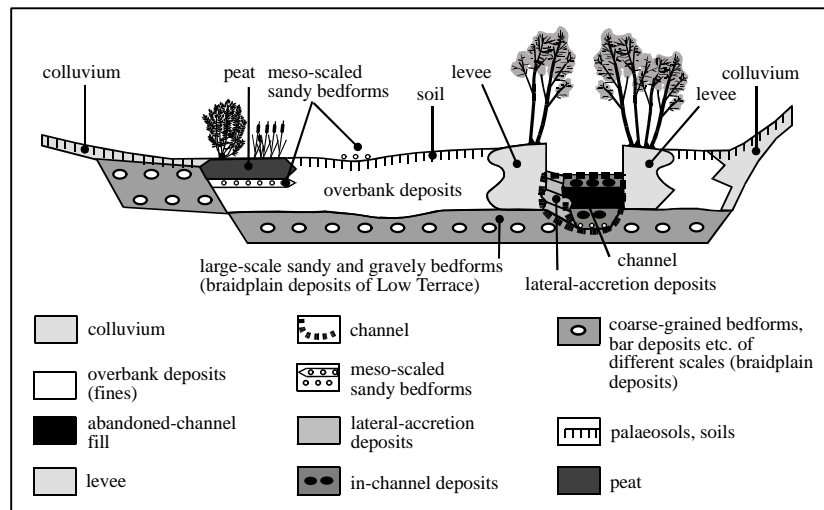


Abb. 25 Beispiel für *form units*, die in der Faziesarchitektur mittel-europäischer Misch- und Suspensionsfrachtflüsse häufig auftreten (Houben 2002a).

beinhalten i.d.R. Ablagerungen, die es erlauben, mit Radiokarbon- und OSL-Datierungen eine gesicherte Chronostratigraphie aufzustellen.

Neben physikalischen Altersbestimmungen können auch paläobotanische Hinweise zu Unterstützung der Lithostratigraphie genutzt werden. Insbesondere Makroreste können hilfreich bei der Zuordnung kleinströmiger palökologischer Habitate zum Gewässer, Gewässerrand- und Uferbereich sein. Kreuz et al. (1998), Rittweger (2000) und Houben et al. (2001) stellten konsistente Rekonstruktionen ehemaliger fluvialer Sedimentationsräume vor, die auf der Kombination chronostratigraphischer, paläobotanischer und lithostratigraphischer Ergebnisse beruhen.

Als flankierende stratigraphische Arbeitsweisen bieten sich die Bodenstratigraphie begrabener Bodenbildungen, Tephrostratigraphie und Magnetostratigraphie an. In Bohrprofilen hängt die Erfassung von Paläoböden meist vom Vorkommen erhaltener Oberbodenhorizonte und Oxidminerale ab. Abgesehen von großkalibrigen Kernbohrungen sind Gefügemerkmale, die auf bodenbildende Prozesse zurückgehen, kaum zu erschließen. Gekappte Paläoböden mit schwacher Unterbodenentwicklung werden daher leicht übersehen.

Zusammenfassend scheint es möglich, bei der Untersuchung kleinskaliger Auen der gemäßigten Breiten die fluviale Architektur auf der Ebene der *form units* zu rekonstruieren. Hierzu hat sich der Bohrabstand am erwarteten Ausmaß der kleinsten *form unit* zu orientieren, so daß die zweidimensionale Gestalt und ihre mittel- und größerskaligen Schichtflächen erfaßbar werden (vgl. Kap. 4.1.1.). Gegenüber der Erfassung der Gerinnebettfazies erfordert die Ausweisung der gerinnebettferneren Fazieseinheiten von Misch- und Suspensionsfrachtflüssen geringere Bohrabstände, da es sich i.d.R. um ausgedehntere und einheitlichere *form units* handelt (z.B. ungeschichtete, massige Hochflutlehme). Die begrenzte Auflösung von Gestalt und genauer Lage der Schichtflächen der untergeordneten *Level I*

strata sets führt zwangsläufig zu einer entsprechend unscharfen randlichen Auflösung der *form units*, die vom Auenbereich in Richtung des Gerinnebettbereichs zunimmt.

Aufgrund der eingeschränkten Interpretationsgrundlage und dem Fehlen einer vergleichbaren longitudinalen Auflösung des Auenaufbaus werden die vorliegenden zweidimensionalen Querschnittsdarstellungen dieser Arbeit nicht benutzt, um daraus ein dreidimensionales Modell des *architectural ensemble* abzuleiten.

5.2. Beispiel: Faziesarchitektur eines "suspended-load river"-Gerinnebettgürtels

Zwei Ausschnitte aus dem sedimentären Aufbau der Auenquerschnitte NB2 und NB1 (Abb. 17) dienen als Anwendungsbeispiele für die Faziesrekonstruktion eines früheren Gerinnebettgürtels der Wetter.

5.2.1. *Form units* im ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtel, Auenquerschnitt NB2

Lithologische Interpretation

Die grundlegende Level 0-Information basiert auf den Daten, die mit Hilfe der Sondagen, der Vermessung und den eingesetzten Labormethoden gewonnen wurden (Kap. 4.). Die zunächst im Abstand von 10 m gesetzten Bohrungen wurden solange durch zwischenständige Bohrungen ergänzt, bis aufgrund des Geländebefundes eine zur Darstellung der *Level II form units* ausreichende Auflösung erreicht war.

Die Abb. 26A und B zeigen einen vereinfachten Überblick über die in den Bohrprofilen auftretenden Korngrößenverteilungen, mit deren Hilfe eine erste lithologisch begründete Zuordnung verschiedener Faziesbereiche auf der *form units*-Ebene vorgenommen werden kann. Die basalen pleniglazialen Sande und Kiese der Niederterrasse können aufgrund von Korngrößenverteilung, Verwitterungszustand und Farbe leicht von den überlagernden Sedimenten getrennt werden. Abgesehen von Niederterrassensedimenten finden sich innerhalb des gezeigten Ausschnittes die relativ grobkörnigsten Sedimente, mittelkiesige Mittel- bis Grobsande, in den Bohrprofilen 3B bis 2A in 3 zwischen ± 169 bis ± 172 m ü. NN. Ebenso liegen hier deutlich feinschichtigere Wechsellagerungen vor. Zu diesem Bereich gehören auch die Bohrprofile 4B, 3A und 3B, die jedoch zwischen ± 170 und ± 172 m ü. NN etwas feinkörnigere Korngrößenverteilungen aufweisen. In diesem Bereich des Auenquerschnitts sind ehemalige Gerinnebettbereiche zu vermuten. Daran schließen sich seitlich tendenziell feinkörnigere Schichten an. Dies gilt insbesondere für die Bohrungen 4A und 5B, die zudem feinschichtiger sind (± 169 bis ± 172 m ü. NN). Die einzelnen Sandlagen und zahlreichen *fining-up sets* liefern weitere Hinweise auf die Sedimentation dieser Schichten im Bereich einer Gerinnebettinnenkurve, die vermutlich mit den Gerinnebettablagerungen in den Brg. 4B und 3A korrespondieren. Diese Schichten setzen sich nach NNW unter den hangenden schwarzen siltigen Tonen fort, die in den Bohrungen 5 bis 5B zwischen 171 und 172 m ü. NN auftreten. Nach NNW gehen die siltig-sandigen Ablagerungen in überwie-

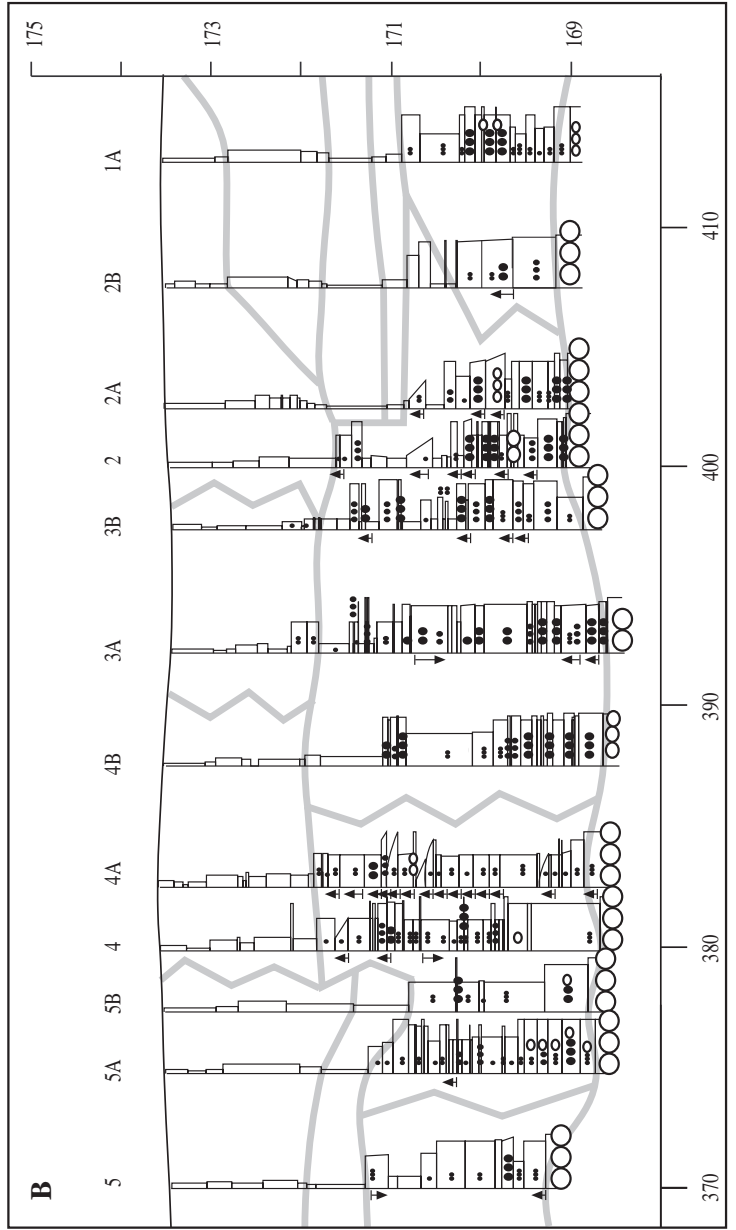
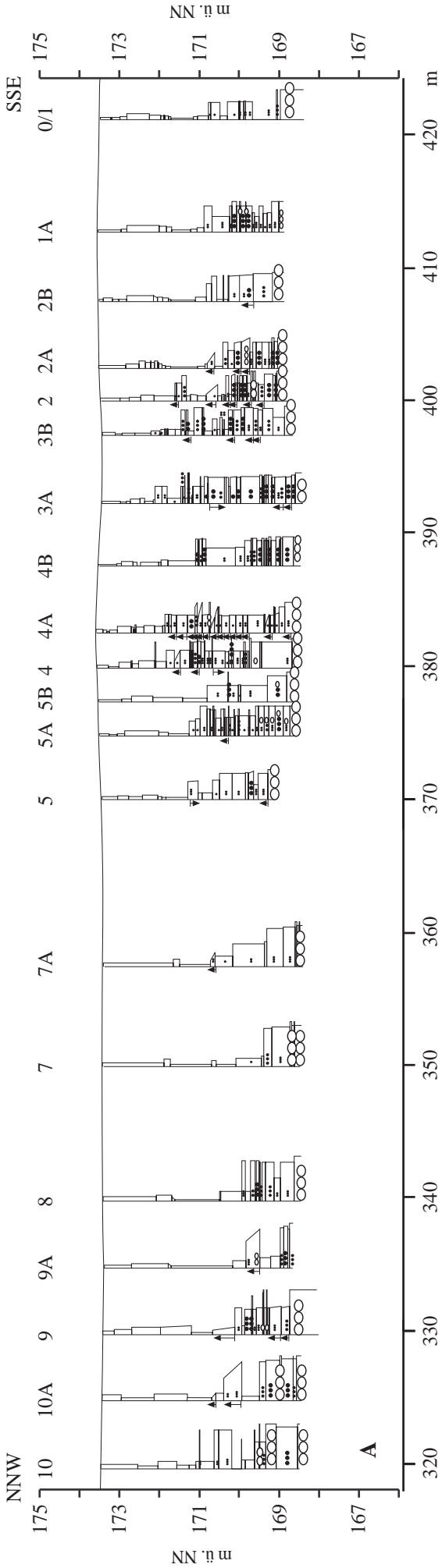


Abb. 26 A) Schichtungsprofile im Bereich des ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtels im Auenquerschnitt NB2.
 B) Ausschnittvergrößerung mit vorläufiger Abgrenzung verschiedener Fazieseinheiten (s. Erläuterung im Text; Legende zu den Schichtungsprofilen und den dargestellten Korngrößenleistungen s. Abb. 24).

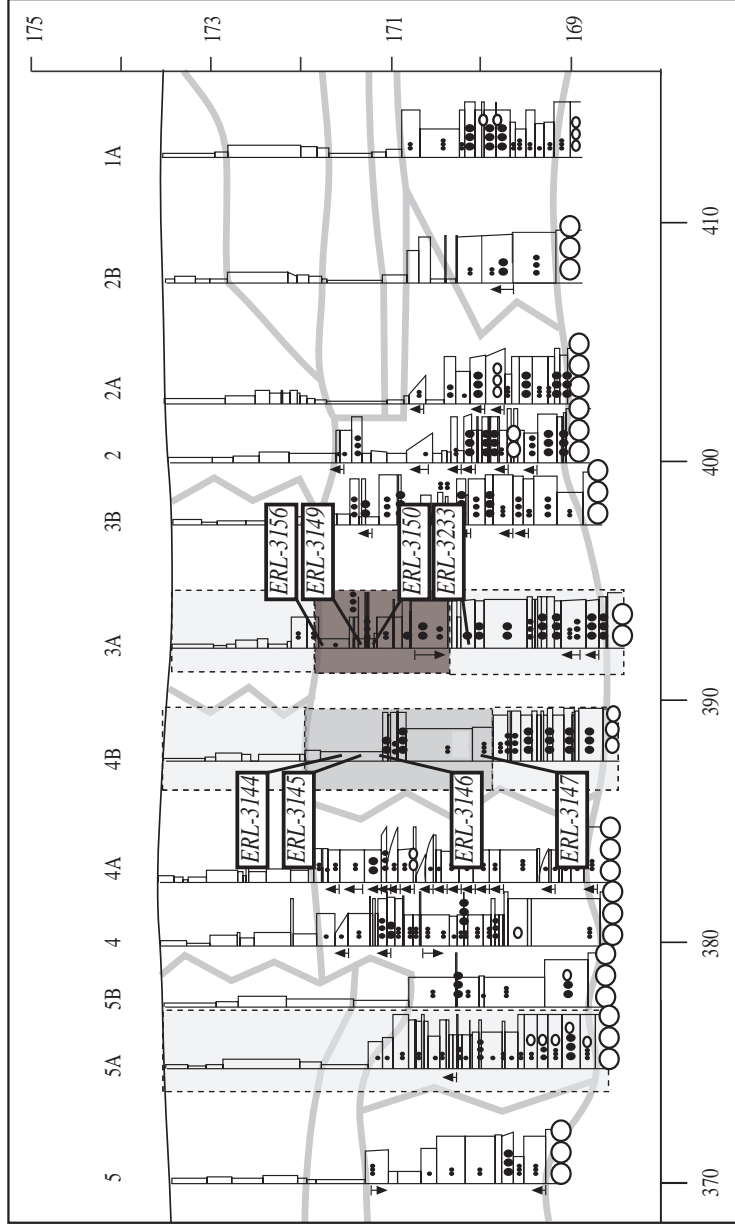
gend sandig-siltige, feingeschichtete bis laminierte Lagen über, die sich durch einen hohen Anteil an Laacher See Tephra-Partikeln auszeichnen. Diese Sedimente sind daher leicht von den liegenden wie hangenden Ablagerungen abzugrenzen.

Die dunklen siltigen Tone im Hangenden tauchen auch auf der südlichen Seite des Gerinnebettbereiches auf. Hier überdecken sie einen feinkörnigen Hochflutlehm, der seinerseits über den tephraführenden sandig-siltigen Sedimenten liegt. Letztere zeigen in dieser Position häufiger distinkte grobklastischere Lagen. Sie entsprechen deshalb vermutlich Ablagerungen im Uferwallbereich. Der obere Teil des Querschnitts zwischen ± 172 und $\pm 173,5$ m ü. NN wird von insgesamt wesentlich feinkörnigeren Sedimenten eingenommen. Die Bohrungen 3A und 3B weisen hier eine feinkörnigere, überwiegend siltig-tonige Zusammensetzung auf. Seitlich schließen sich häufiger wechsellagernde und tonig-siltige Sedimente an. Der innere Bereich dürfte somit der feinkörnigen Füllung eines abgeschnürten Wetterlaufes repräsentieren, der beidseits von Uferwallbildungen eingerahmt wird. Die sehr feinkörnige, homogene und minerogene Füllung deutet auf eine sehr rasche Plombierung des ehemaligen Wetterlaufes hin (*channel plug*). Beidseits dieser Position werden die tonig-siltigen Uferwallablagerungen ab den Bohrungen 5B und 1A/0-1 von den siltig-tonigen Sedimenten des jüngsten Hochflutlehms abgelöst.

Bereits der Vergleich des Sedimentaufbaus der eng benachbarten Bohrungen 2 und 2A ergibt klare Hinweise auf die Existenz verschieden alter Gerinnebettgenerationen innerhalb des Gerinnebettgürtels. So liegen in der Brg. 2A zwischen ± 171 und ± 172 m ü. NN der Hochflutlehm und die hangenden schwarzen Tone über Sedimenten des ehemaligen Gerinnebettbereiches, während die Gerinnebettablagerungen in Brg. 2 (± 171 bis ± 172 m ü. NN) die einst deckenartig abgesetzten schwarzen Tone und den Hochflutlehm nachträglich ausgeräumt haben. Im Gegensatz zur Situation auf der gegenüberliegenden Gerinneseite kann man durch das Fehlen eines lateralen Übergangs zum südlichen Auenbereich diese Stelle auch als ehemaligen, in den schwarzen Tonen angelegten Prallhangbereich deuten.

Weiterführende stratigraphische Methoden

Während die unterschiedlichen Sedimentkörper im gerinnebettferneren Bereich eher durch höherrangige Schichtflächen voneinander getrennt sind (s. Tab. 11), zeigt ein Gerinnebettbereich im allgemeinen ein häufig wechselndes Neben- und Übereinander von niederrangigen Schichtflächen, die in der Rangfolge der Schichtflächenklassifikation näher beieinander liegen. Insbesondere hier wirkt sich die mangelnde Anwendbarkeit der hierarchischen Schichtflächen-Klassifikation nachteilig aus (vgl. Kap. 5.1.). Die lithologische Interpretation, die auf Bohrungen basiert, stößt daher hier an eine Grenze, die die weiterführende lithologische Differenzierung innerhalb des Gerinnebettbereiches vereitelt. Die methodisch bedingte Unschärfe bei der Ausgliederung benachbarter, gleicher oder ähnlicher, aber verschieden alter *channel form-units* erfordert zusätzliche stratigraphische Belege. Im ehemaligen Gerinnebettgürtel der Wetter kann die weiterführende Differenzierung verschiedener Gerinnebettgenerationen durch Makrorestanalysen und Radiokarbondatierungen erreicht werden.



keine Erhaltung von Makroresten

Makroreste, größeres Artenspektrum meist trockenerer Auenstandorte (i.e. den Gerinnettrand besiedelnde Arten, z.B. e.g. *Juncus*, *Poa*, *Urtica dioica*, *Picris hier.*, *Polygonum lapathifolium*, *Ranunculus repens*, *Valeriana dent.*)

Makroreste, relativ wenige Arten, im unteren Teil Gehölzfunde (v.a. *Alnus*), im oberen Teil Pflanzen des Gewässerrandes und trockenerer Auenstandorte (z.B. *Chenopodium album*, *Luzula campestris*, *Sambucus spec.*)

AMS-Radiokarbondatierungen, siehe Tabelle in dieser Abbildung und Tab. 12.

AMS-Radiokarbondatierungen (vgl. Tab. 12)

Labornummer	BP	$\delta^{13}C$	1s cal BP	2s cal BP	Material
ERL-3144	987±32	-28	947-910	957-886	Samen/Früchte
ERL-3145	1028±31	-28	958-930	986-913	Samen/Früchte
ERL-3146	1086±34	-28	994-955	1056-937	Samen/Früchte
ERL-3147	3112±36	-28	3375-3323	3396-3235	Samen/Früchte, Holzfragmente
ERL-3156	1042±36	-27	970-928	1008-914	Holzfragmente
ERL-3149	1117±32	-26	1055-973	1085-950	Fagus-Holzkohle
ERL-3150	1123±32	-27	1037-974	1088-952	Carpinus-Früchte
ERL-3233	9920±114	-27	11440-11190	11770-11120	bulk sample

Abb. 27 Schichtungsprofile, Befunde der Makrorestuntersuchungen und AMS-Datierungen der Rammkernsondierungen NB2-5A, -4B und -3A.

Tab. 12 Radiokarbondatierungen. Kalibrierte Alter nach „Method B“, Calib4.3/IntCal98 (Stuiver & Reimer 1993, Stuiver et al. 1998; www.calib.org).

Labor-Nr.	pMC	pMC-Fehler	BP	$\delta^{13}\text{C}$	cal BP	1 σ cal BP	2 σ cal BP	Probenmaterial
Auenquerschnitt NB2								
ERL-3142	24,8	0,20	11189±66	-29	13150	13200-13010	13440-12980	Samen/Früchte
ERL-3143	21,8	0,18	12248±67	-29	14250	14370-14090	15390-14070	Samen/Früchte, Corylus-Fragment, diverse unbestimmte
					14160			
ERL-3144	88,4	0,35	987±32	-28	926	947-910	957-886	Samen/Früchte
ERL-3145	88	0,34	1028±31	-28	945	958-930	986-913	Samen/Früchte
					944			
					933			
ERL-3146	87,4	0,37	1086±34	-28	970	994-955	1056-937	Samen/Früchte
ERL-3147	67,9	0,30	3112±36	-28	3353	3375-3323	3396-3235	Samen/Früchte, Holzfragmente
ERL-3156	87,8	0,39	1042±36	-27	950	970-928	1008-914	Holzfragmente
ERL-3149	87	0,35	1117±32	-26	1050	1055-973	1085-950	Fagus-Holzkohle
					1031			
					991			
ERL-3150	87	0,35	1123±32	-27	1051	1037-974	1088-952	Carpinus-Früchte
					1030			
					993			
ERL-3233	29,1	0,41	9920±114	-27	11260	11440-11190	11770-11120	<i>bulk sample</i>
ERL-3151	86,6	0,35	1153±32	-25	1059	1087-988	1146-973	Holzkohle
ERL-3234	23,6	0,25	11586±87	-27	13490	13810-13430	13850-13300	<i>bulk sample</i>
Auenquerschnitt NB1								
ERL-3235	19	0,35	13337±148	-27	16030	16340-15710	16650-15110	<i>bulk sample</i>
ERL-3236	14,5	0,43	15516±243	-27	18530	18920-18150	19320-17800	<i>bulk sample</i>
ERL-3237	30,6	0,36	9509±95	-27	10740	10870-10670	11150-10560	<i>bulk sample</i> , Wurzelbahnfüllung
ERL-3238	18,2	0,44	13687±194	-27	16430	16750-16110	17120-15770	<i>bulk sample</i>
ERL-3152	94,4	0,96	464±82	-27	512	552-437	564-314	Samen
ERL-3157	80,5	0,36	1741±36	-27	1690	1701-1641	1722-1547	Holzkohle
					1669			
					1659			
					1628			
HD-17405			8990±75	-26	10190	10230-10140	10250-9890	<i>bulk sample</i>
ERL-3240	20,5	0,61	12714±244	-26	15360	15660-14340	15900-14160	<i>bulk sample</i>
ERL-3153	3,91	0,09	26042±190	-26				Holzkohle
HD-17407			12250±90	-29	14250	14380-14080	15400-14060	Pflanzenreste, unbestimmt
					14210			
					14160			
HD-17406			8580±95	-25	9540	9630-9480	9830-9420	<i>bulk sample</i>
HD-17409			13360±730	-29	16050	16980-15170	17750-14030	Pflanzenreste, unbestimmt
ERL-3154	19,9	0,22	12989±88	-27	15620	15970-15270	16080-14570	Samen/Früchte
HD-17408			13000±190	-27	15630	16080-15170	16190-14440	Pflanzenreste, unbestimmt
ERL-3155	21,4	0,20	12372±74	-30	14320	15030-14580	15410-14120	Samen/Früchte

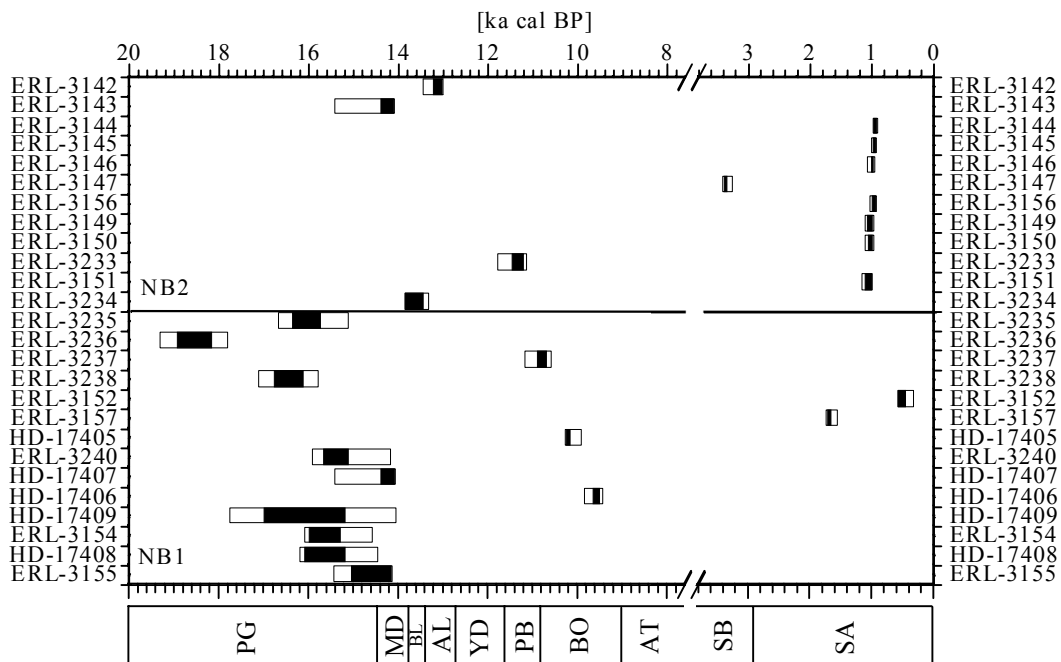
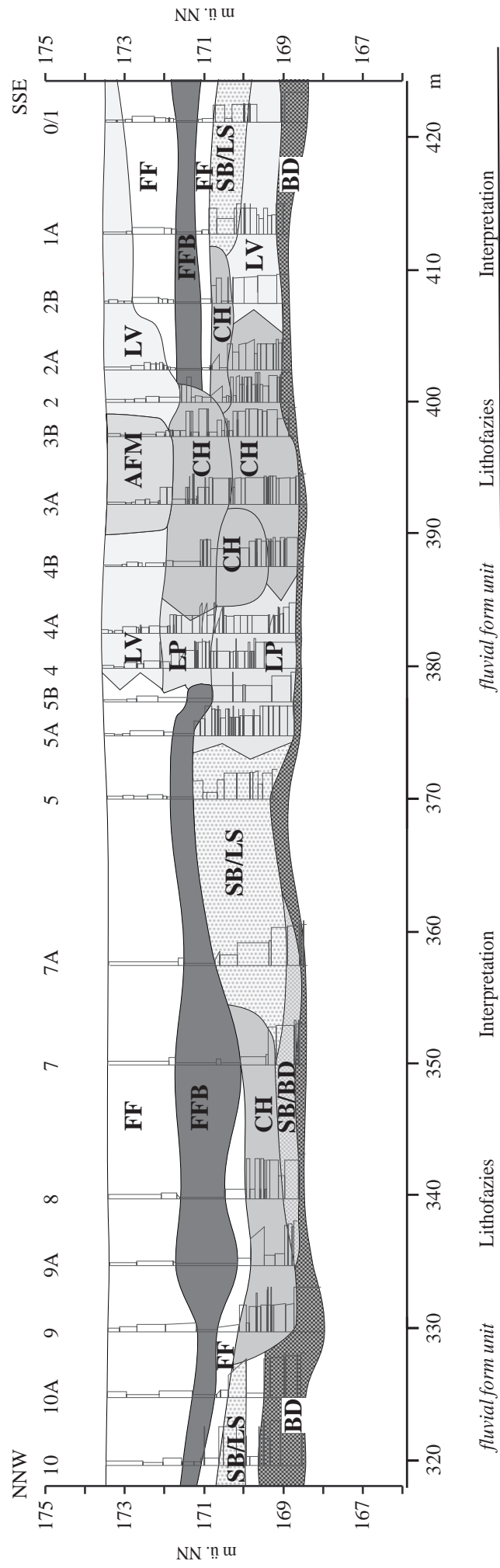


Abb. 28 Kalibrierte Radiokarbondatierungen in Kalenderjahren BP. Dargestellte Altersbereiche der 2 σ - (weiß) bzw. der 1 σ -Spanne (schwarz) gemäß „Method B“ mit Calib4.3/IntCal98 (Stuiver & Reimer 1993, Stuiver et al. 1998; www.calib.org). Unten: Biostratigraphie nach Litt & Stebich (1999) und Zolitschka (1998a) zum Vergleich (Warvenjahre, s. Abb. 3; PG = Pleniglazial, MD = Meiendorf, BL = Älteste Dryas-Bølling-Ältere Dryas, AL = Allerød, YD = Jüngere Dryas, PB = Präboreal, BO = Boreal, AT = Atlantikum, SB = Subboreal, SA = Subatlantikum).

Makrorestbestimmungen können zum einen wichtige Hinweise über den faziesabhängigen Erhaltungszustand organischer Reste liefern. Die allgemein intensivere Durchfeuchtung begrabener Gerinnebetten hemmt langfristig den Abbau organischer Substanz. Dagegen fallen gerinnebettfernere Hochflutsedimente postsedimentär häufiger und länger trocken, wodurch sich das weitgehende Fehlen auswertbarer Großreste in diesen Sedimenten erklärt.

Im Beispiel der RKS NB2-3A zeigt sich eine Dreigliederung des vertikalen Profils gemäß den Makrorestanalysen (Abb. 27). Im unteren und mittleren Teile kommen keine oder nur vereinzelt Großreste im Sediment vor, während sich der mittlere Teil zwischen $\pm 169,80$ und $171,60$ m ü. NN im unteren Teil durch zahlreiche Gehölzfunde (*Alnus*) charakterisiert. Im Gegensatz dazu fehlen im oberen Teil dieses Abschnittes (ab $170,70$ m ü. NN) unter den wenigen Gehölzzeugern (*Carpinus*, *Pomoideae*) solche, die auf feuchte bis nasse Auenstandorte verweisen. Dafür dominiert eine Mischung aus Arten feuchter Standorte (z.B. Röhricht) und relativ trockenerer Standorte (*Chenopodium album*, *Luzula campestris*, *Sambucus spec.*). In ähnlicher Weise teilt sich die RKS NB2-4B auf: nur im mittleren Teil zwischen $\pm 169,40$ und $171,50$ m ü. NN liegen Großreste in nennenswerter Anzahl vor. Im Vergleich zu den grobklastischeren Proben der benachbarten RKS NB2-3A herrscht in den Proben eine deutlich artenreichere Zusammensetzung, die selten Ufer- oder Gehölzarten (z.B. Wolfstrapp), dagegen v.a. Ruderal-, Tritt- oder Pioniervegetation (z.B. *Juncus*, *Poa*,



fluvial form unit	Lithofazies	Interpretation	fluvial form unit	Lithofazies	Interpretation
BD	Sande, siltige Sande, kiesige Sande, sandige Kiese, wechsellagernd	Transportkörper- und Gerinnebettablagerungen	AFM	feinstsandige Silte bis siltige Tone, ohne organische Beimengungen	channel plug, Altlauf-füllung
SB/BD	Sande, lehmig/siltige Sande, sandige Lehme gelegentlich Feinkiese, wechsellagernd	Transportkörper- und Gerinnebettablagerungen	LP	wechsellagernd feinst- bis mittelsandige Silte bis siltige Sande, fining up-Sequenzen	Ablagerungen im Verzahnungsbereich Gleithang/Uferwall
SB/LS	wechsellagernde, feinschichtige bis feinklaminierte sandige Silte bis siltige Sande, in rhythmisch geschichteten Laminar mit hoher TephraKonzentration	plane-bed flow, Transportkörper und Gerinnebettablagerungen	LV	wechsellagernde, feinst- bis mittelsandige Silte, untergeordnet siltige Sandlagen	Ablagerungen im Uferwallbereich
CH	wechsellagernde mittel- bis grobsandige Silte bis siltige Sande, selten mit Feinkies, mit organischem Material angereicherter dunkle siltige Tone	sets verschiedener Gerinnebettablagerungen (channel lag, dunes, ripples, bars, lateral-accretion bodies, etc.)	FF	siltige Tone bis tonige Silte, massig	Hochflutlehme
			FFB	siltige Tone, dunkelbraun bis schwarz, massig	Hochflutsedimente, pedogenetisch stark überprägt

Abb. 29 Modell der fluvialen Faziesarchitektur des ehemaligen Wetter-Gerinebettgürtels im Auenquerschnitt NB2, 3fach überhöht.

Urtica dioica, *Picris hier.*, *Polygonum lapathifolium*, *Ranunculus repens*, *Valerianella dent.*) enthält. Im Profil der RKS NB2-5A haben sich keine Makroreste erhalten.

Die paläobotanischen Ergebnisse wären für sich genommen nicht für eine gesicherte Ausweisung verschiedener Faziesbereiche ausreichend (Abb. 27). Die grobe biostratigraphische Unterteilung unterstützt jedoch die vorläufige lithologische Interpretation, die lateral Gerinnebettbereich mit Makroresterhaltung und einen „sterilen“ Uferwallbereich unterscheidet. Überdies liefert der vertikale Aufbau aus vorhandenen oder fehlenden Makrorestvorkommen Hinweise auf eine weiterführende Untergliederung der Gerinnebett-sedimente, die lithologisch nicht abzuleiten wäre.

Die Erstauswertung der Lithostratigraphie und der Makrorestbestimmung bildet die Grundlage, auf der bestimmte Makroreste für AMS-Datierungen ausgewählt wurden. Die Ergebnisse (sämtlicher vorgenommenen) Datierungen werden in Tab. 12 und Abb. 28 wiedergegeben. Die Konsistenz der Datierungsergebnisse an den (ausweislich der Altersbestimmungen) frühmittelalterlichen Gerinnebettsedimenten verdeutlicht, wie hilfreich eine vorherige abschätzende lithogenetische Zuordnung und die paläobotanische Einschätzung der Materialherkunft ist, um die Gefahr möglicher *age offsets* zu minimieren (Abb. 28).

Während die lithologischen und paläobotanischen Befunde keine chronostratigraphische Gliederung zulassen, belegen die Ergebnisse der physikalischen Altersbestimmungen das Vorhandensein von mindestens vier verschiedenen Gerinnelaufgenerationen (vgl. Abb. 27, 28, 29). Aufbauend auf den Datierungen, der vertikalen Verteilung der verschiedenen Großrest-Assoziationen und der lithologischen Differenzierung zeigt die Abb. 29 das abgeleitete Modell der Faziesarchitektur. Darin wird der Gerinnebettkomplex in verschiedene Gerinnebettgenerationen unterteilt wird. Die eingezeichneten „Schichtflächen“ zwischen den individuellen Gerinnebetten behalten jedoch ihren hypothetischen Charakter, der ihnen aufgrund der methodischen Unschärfe bei der Ausgliederung benachbarter, gleicher oder ähnlicher *strata sets* eigen ist. Die exakte vertikale Positionierung der Schichtflächen wird also letztendlich durch die räumliche Auflösung der physikalischen Altersbestimmungen und der Makrorestanalyse bestimmt. Für den vorliegenden Fall ist eine Unschärfe im Bereich einzelner bis einiger *strata* bzw. *strata sets* anzunehmen.

Für das aufgestellte Modell der Faziesarchitektur im ehemaligen Gerinnebettgürtel der Wetter (Abb. 29) bedeutet das:

- a) In gerinnebettferneren Bereichen kann eine recht scharfe räumliche Auflösung der ausgegliederten *form units* erzielt werden.
- b) Zum Gerinnebettbereich hin und im Gerinnebettbereich selbst ist aufgrund der methodisch bedingten, randlichen Unschärfe der *form units* nur von einer befriedigenden Auflösung der räumlichen Anordnung und Gestalt der *form units* auszugehen. Ursächlich hierfür ist die in diesem Bereich nur begrenzt anwendbare hierarchische Schichtflächen-Klassifikation in Bohrprofilen.

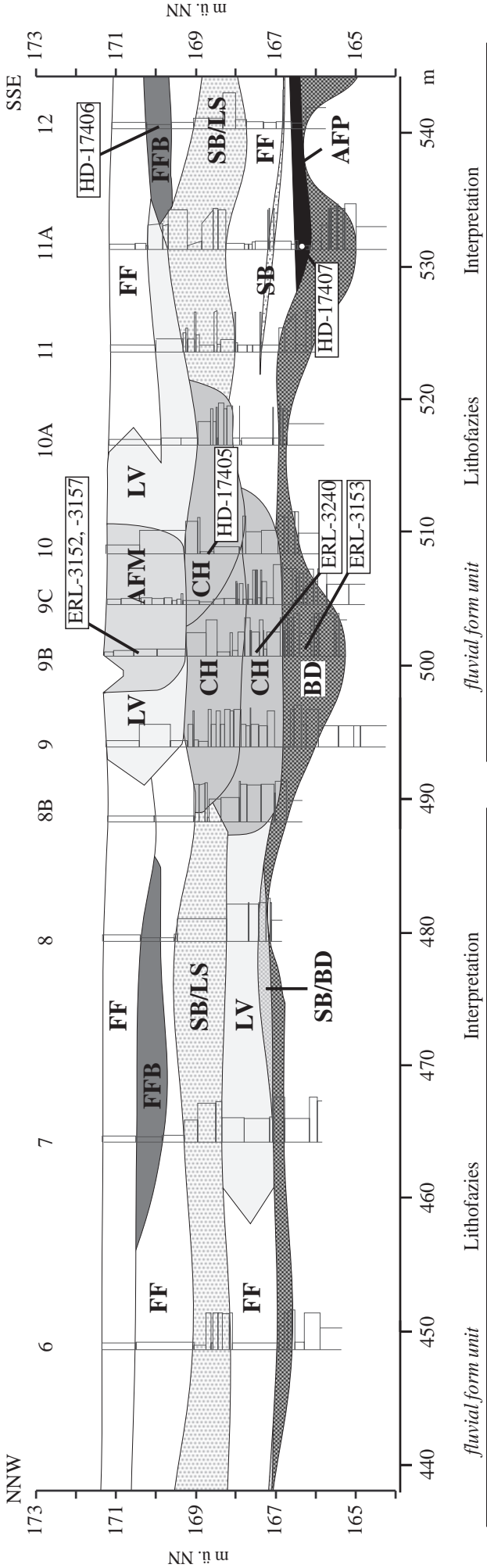


Abb. 30 Modell der fluvialen Faziesarchitektur des ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtels im Auenquerschnitt NB1, 3fach überhöht (¹⁴C-Datierungen s. Tab. 12).

5.2.2. *Form units* im ehemaligen Wetter-Gerinnebettgürtel, Auenquerschnitt NB1

Die Abb. 30 gibt eine zweite großmaßstäbliche Rekonstruktion der Faziesarchitektur des ehemaligen Gerinnebettgürtels flußabwärts liegenden Auenquerschnitt NB1 wieder (s. Abb. 17). Dieses Faziesmodell beruht auf der oben näher erläuterten Vorgehensweise. Für diesen Ausschnitt liegt allerdings nur ein paläobotanisch untersuchtes Bohrprofil vor (Brg. NB1-9B). Aus den Befunden zu den erhaltenen Makroresten und den ^{14}C -Datierungsergebnissen lassen sich vier verschiedene Gerinnebettgenerationen ableiten, deren Altersstellung nicht mit jener im Auenquerschnitt NB2 übereinstimmt (s. Kap. 6., 7.).

5.2.3. Interpretation

Die Abb. 29 und 30 zeigen graphische Modelle der *Level II form units*-Faziesarchitektur des ehemaligen Gerinnebettgürtels der Wetter. Die Interpretation beruht auf den skizzierten Rahmenbedingungen für die Rekonstruktion auf der Ebene der *form units* (Kap. 5.1.) und den zur Verfügung stehenden litho-, chronostratigraphischen und tephrochronologischen Befunden. Die zweidimensionalen Faziesmodelle spiegeln den inneren Aufbau der *form units* innerhalb des Gerinnebettgürtels früherer Wetterläufe wider.

Die lithologische Zusammensetzung der ausgegliederten *form units* (Lithofazies in Abb. 29 und 30) zeigt ein jeweils variables Korngrößenspektrum, wodurch sich die Spektren verschiedener *form units* überschneiden. Aufgrund der Überschneidung der Korngrößenspektren, Übergängen zwischen benachbarten *form units* und der methodisch bedingten Unschärfe (s. Kap. 5.1.) können die Grenzen zwischen individuellen *form units* im Gerinnebettbereich nicht räumlich exakt gezogen werden. Innerhalb der stark variierenden Gerinnebettablagerungen leitet sich die vertikale Zuordnung wichtiger Schichtflächen, die chronostratigraphisch individuelle Gerinnebett-*form units* trennen, hauptsächlich aus den paläobotanischen und radiometrischen Befunden ab. Gemäß der räumlichen Auflösung der zusätzlich zur Lithostratigraphie vorliegenden Hinweise bewegt sich die relative Unschärfe der *form units* vermutlich im Bereich mehrerer Schichten oder Schichtglieder.

Unter Berücksichtigung der gegebenen Einschränkungen ist es möglich, mittels einer vorsichtigen Interpretation der Faziesmodelle die morphologischen Aspekte des inneren Aufbaus im Gerinnebettbereich aufzudecken. Das wäre ohne die am *fluvial architecture-concept* orientierte, systematische Vorgehensweise nicht erreichbar. Demzufolge können aus den Modellen folgende qualitative Aussagen abgeleitet werden:

Auenquerschnitt NB2 (Abb. 29):

- a) Auf der basalen Niederterrasse liegen Gerinnebettsedimente, die aufgrund des lithologischen Kontextes und des vorliegenden ^{14}C -Alters in die Jüngere Dryas bis frühes Präboreal gestellt werden können. Das erhaltene Gerinnebett der Jüngeren Dryas war mit einer maximal möglichen Breite von 20 m erheblich breiter als alle erhaltenen, späteren Gerinneläufe der Wetter. Desgleichen liegen für diesen Teil die relativ grobkörnigsten Sedimente (bis zur Korngröße mittelkiesiger Sand) vor. Demgemäß sind seit der Jüngeren Dryas und dem frühen Präboreal keine vergleich-

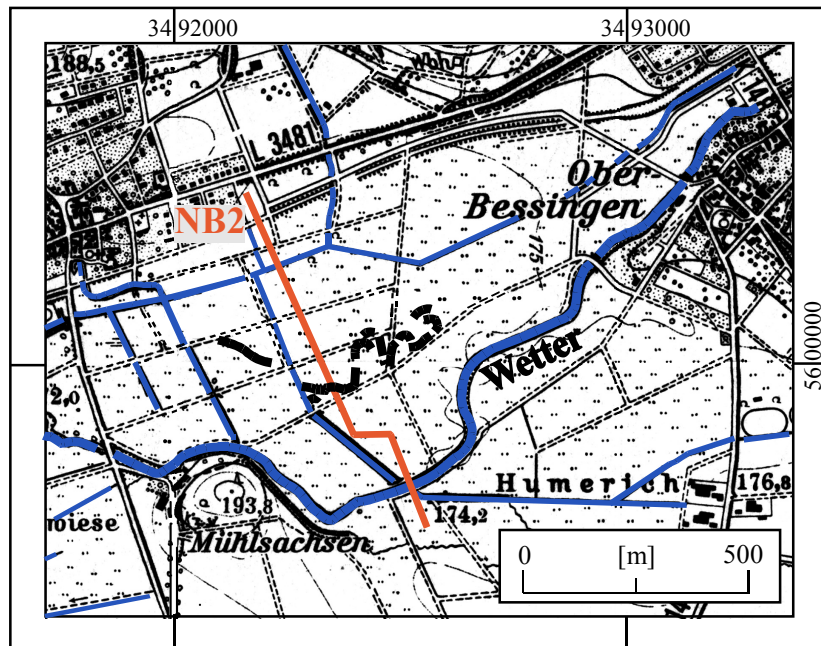


Abb. 31 Die Paläomäander des jüngsten ehemaligen Wetterlaufes (schwarz, Bildmitte; Kartierung, s. Abb. 32).

baren Transportkapazitäten im Abflußgeschehen mehr aufgetreten, die die Formung ähnlich breiter Gerinneläufe hätten bewirken können. Dieser Gerinnebettbereich wird an seinen seitlichen Rändern durch Uferwallschüttungen bzw. Sedimente flankiert, die auf der nördlichen Gerinnebettseite Charakteristika typischer Gleithangschichtungen aufweisen. Diese gerinnebettnahe Fazies geht in einen Komplex von LST-haltigen, wechsellagernden siltigen Sanden bis sandigen Silten über, der chronostratigraphisch der frühen Phase der Jüngeren Dryas zugerechnet wird (s. Kap. 6.12.). Allein dem morphologischen Befund des Gerinnebettbereiches zufolge kann sich während der Jüngeren Dryas in der Bessinger Talweitung kein *multi-channel braided river system* ausgebildet haben.

- b) Etwas nördlich vom beschriebenen Gerinnebettgürtel tritt Gerinnebettfazies auf, die aufgrund der relativen Lithostratigraphie jünger als der Komplex siltiger Sande bis sandiger Silte sein muß. Das Gerinnebett ist jedoch älter als der hangende Hochflutlehm, der den Komplex siltiger Sande bis sandiger Silte flächenhaft überdeckt. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem Gerinnebett um einen entweder temporär allein oder parallel benutzten Lauf der Wetter, der möglicherweise in der späteren Jüngeren Dryas oder im frühen Präboreal aktiv war.
- c) Innerhalb des Gerinnebettgürtels tritt zwischen der Jüngeren Dryas und dem Subboreal (archäologisch: Bronzezeit) ein chronostratigraphischer Hiatus auf, obwohl für den Faziesbereich außerhalb des Gerinnebettes zwischenzeitlich abgesetzte Hochflutlehme aus dem Präboreal bis Atlantikum vorliegen (s. Kap. 6.14.). Demzufolge könnte eine Gerinnebetttieferlegung im Subboreal die Ausräumung älterer Gerinnebettsedimente bewirkt haben, die auch die wesentlich grobklastischeren oberen Lagen des Jüngere-Dryas-Gerinnebettes erfaßte. Die zu postulierende Intensivierung



Abb. 32 Schneegriesel zeichnet Teilstücke des jüngsten ehemaligen Wetterlaufes nach (s. Abb. 31).

im Abflußgeschehen kann chronostratigraphisch einer Phase zugeordnet werden, für die aus benachbarten Flußgebieten eine verstärkte Kolluvien- und Hochflutlehm- bildung sowie Sohlenerosion dokumentiert ist (Rittweger 1997, Nolte 2000, Wunderlich 2000).

- d) Das frühmittelalterliche Gerinnebett ist beinahe doppelt so breit wie das jüngere im Hangenden. Die ^{14}C -Daten in der oberen Hälfte dieser Ablagerungen sprechen für eine relativ kurzzeitige Bildungsphase während des 9. bis 11. Jahrhunderts AD, die die oberen 8 dm im Zuge einer sukzessiven Sohlenerhöhung in 100 ± 20 Jahren sedimentierte.
- e) Die Größenordnung des jüngsten Gerinnebettes entspricht derjenigen, die gegenwärtig unbefestigte Laufabschnitte der Wetter aufweisen. Die granulometrisch homogene Verfüllung könnte für eine rasche Sedimentation des Altlaufes stehen, die nach der künstlichen Verlegung der Wetter an den S Rand der Aue eintrat (*channel plug*). Der ehemalige Wetterlauf zeichnet sich stellenweise im Kleinstrelief der Aue ab (Abb. 31, 32). Die Gerinnebettbreite und die kartierte Mäandergeometrie des jüngsten ehemaligen Wetterlaufes und die Gerinnebett- und Määnderentwicklung gegenwärtig unbefestigter Laufabschnitte zeigen ähnliche Größenordnungen. Geht man davon aus, daß sich Gerinnebettbreite und -tiefe über Zeiträume von 2 bis 5 Jahrzehnten an die vorherrschenden hydraulischen Bedingungen anpassen (Lewin 1989), herrschten im jüngsten ehemaligen Wetterlauf Abfluß- und Stofftransportbedingungen, die mit den heutigen vergleichbar sind.

Auenquerschnitt NB1 (Abb. 30):

- a) Im Hangenden der basalen Niederterrassensedimente liegen Gerinnebettsedimente, die gemäß der vorliegenden Datierung wahrscheinlich ein höchstens spätpleniglaziales Alter haben. Das korrespondiert mit der Alterseinstufung des lithologischen Kontextes, für den ebenfalls ein spätpleniglaziales bis spätglaziales Alter der lateral anschließenden Hochflutlehme angenommen werden kann (s. Kap. 6.3.). Der litho-

logische Aufbau der Bohrprofile deutet auf eine Prallhangsituation am südlichen Ufer. Die Gerinnebettablagerungen nehmen eine Breite von ca. 20 m ein. Die ehemalige Gerinnebettbreite kann diesen Wert nicht überschritten haben, jedoch ist aufgrund der dokumentierten Prallhangsituation am S Ufer von einer Verlagerung des Gerinnebettes zur Außenkurve hin auszugehen.

- b) In die spätpleniglazialen Hochflutlehme schaltet sich im Bereich des südlichen Ufers eine Sandlage ein, die teilweise in einzelne Schichtglieder zu untergliedern ist. Gemäß ihrer Korngrößenzusammensetzung und der räumlichen Lage kann sie als *crevasse splay* interpretiert werden. Auf der gegenüberliegenden Gerinnebettseite werden die nach außen weniger sandhaltigen und in der Sandkorngröße feiner werdenden Ablagerungen als Uferwallfazies ausgelegt.
- c) Im Hangenden des spätpleniglazialen bis spätglazialen Gerinnebettes treten in den Bohrungen 9 und 9B insgesamt gröbere Korngrößen auf. Nur in diesem Bereich treten vermehrt pflanzliche Reste auf. In den Proben fehlen Gehölze weitgehend, v.a. Typha kommt häufiger vor. Für diesen Bereich des vertikalen Profils sind keine unabhängigen Altershinweise verfügbar, sie sind in ihrer botanischen Zusammensetzung am ehesten jener des mittleren Teils der RKS NB2-4B vergleichbar. Die lithologischen Profile deuten auf die Existenz eines benachbarten zweiten Gerinnekomplexes, für den eine Radiokarbondatierung auf erhaltene Ablagerungen eines im Boreal verlandeten Gerinnelaufes hinweisen.
- d) Wie im Auenquerschnitt NB2 hebt sich die jüngste der erhaltenen Gerinnebettgenerationen durch ein deutlich feinkörnigeres Korngrößenspektrum von den liegenden ab. Die Datierungen stammen aus dem massigen, stark siltig-tonigen Sedimentpaket, das den ehemaligen Gerinnebettbereich verfüllt (s. Kap. 6.3.). Gleichfalls kann auch in diesem Fall von einer raschen Plombierung ausgegangen werden. Das Material für die Radiokarbondatierungen wurde aus einer Sedimentprobe herausgeschlämmt. Die Altersbestimmungen der ausgelesenen Samen und Früchte zeigen, daß die Verfüllung des Gerinnelaufs nicht vor dem 15. Jhd. AD stattfand. Das bedeutet gleichzeitig ein Maximalalter für eine erstmalige, höchstwahrscheinlich künstliche Verlegung des Wetterlaufes (s. dazu Kap. 6.15.).

5.3. Schlußfolgerungen zur methodischen Anwendbarkeit des *fluvial architecture*-Konzepts auf kleine Einzugsgebiete

Die Beispiele verdeutlichen, daß eine höher auflösende Faziesrekonstruktion selbst von Gerinnebettgürteln kleiner Suspensions- oder Mischfrachtflüsse möglich ist, wenn die Grundannahmen des *fluvial architecture concepts* in einen empirisch-deduktiven Ansatz für die Feldaufnahme und Datenauswertung übertragen werden. In Verbindung mit weiteren stratigraphischen Methoden kann die fluviale Architektur auf der *form units*-Ebene prinzipiell rekonstruiert werden. Im vorliegenden Fall hat sich insbesondere die angewandte Kombination von paläobotanischer Makrorestbestimmung und AMS-Datierung als wertvoll

für die litho- und chronostratigraphische Differenzierung des faziellen Sedimentaufbaus im Gerinnebettbereich erwiesen.

- a) Es können wesentliche Teilaspekte der Entwicklung der Gerinnebettmorphologie transparent gemacht werden. Im Gegensatz zu Sedimenten des Hochflutbereichs werden dadurch vergleichende Aussagen über das relative Abflußgeschehen, bzw. in Bezug auf die Sedimentationsprozesse, auf Änderungen der Transportkapazität ermöglicht.
- b) Dies gelingt auch für sehr kleinskalige Systeme von Suspensions- und Mischfrachten, die sich durch eine nur geringfügige lithofazielle Differenzierung auf der *form units*-Ebene auszeichnen. Trotz der inhärenten randlichen Unschärfe im Gerinnebettbereich stellen solche Modelle einen Fortschritt bei der morphologisch-sedimentologischen Interpretation der Gerinnebettfazies dar. Hierbei können auf der qualitativen Ebene reproduzierbare Ergebnisse erreicht werden, die auch vergleichende Aussagen zur relativen Dynamik chronostratigraphisch faßbarer Gerinneläufe zulassen.

Der methodologische Hintergrund bedingt einige wichtige Einschränkungen, die bei der Interpretation des Modells einer fluvialen Architektur zu berücksichtigen sind:

- a) Die räumliche Auflösung ist im Gerinnebettbereich an den Rändern der *form units* unscharf, da eine hinreichend kleinskalige Auflösung der untergeordneten *strata sets*-Ebene mit Bohrprofilen nicht erreicht werden kann. Besonders die laterale Lokalisierung der Grenze zwischen zwei *form units* hat den Charakter einer subjektiven Annäherung.
- b) Aus den selben Gründen hängt die Unterscheidung faziell ähnlicher, aber verschiedenen alter Gerinnebett-*form units* von der räumlichen Auflösung zusätzlicher stratigraphischer Methoden ab. Dadurch bestimmen die Probendichte und deren mögliche Zuordnung die Schärfe bzw. Unschärfe vermuteter Schichtflächen.
- c) Aufgrund der methodischen Einschränkungen eignen sich zweidimensionale Modelle der Faziesarchitektur, die auf Bohraufnahmen basieren, nicht, um daraus dreidimensionale Modelle von *architectural ensembles* abzuleiten. Hierfür wären ergänzende, longitudinal angelegte Querschnitte erforderlich.
- d) Die ausgewiesenen Eigenschaften der Korngrößenverteilung und räumlichen Dimension bestimmter *form units* können nicht proportional auf weitere Flußabschnitte übertragen werden, die eigenständige Sedimentationsräume innerhalb des Flußlaufes bilden.

6. Lithostratigraphie der Bessinger Talweitung

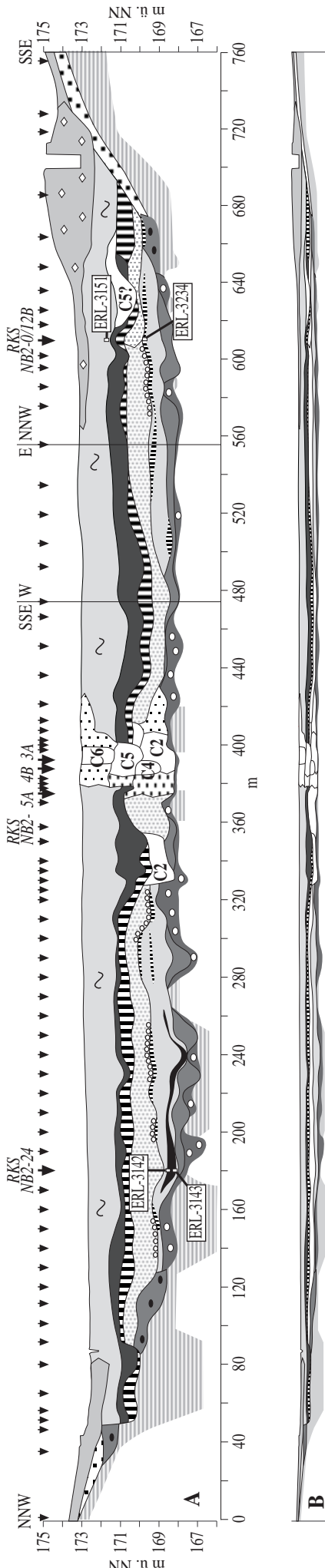
Die Lithostratigraphie der untersuchten Auenquerschnitte NB2 und NB1 zeigt einen insgesamt übereinstimmenden Aufbau hinsichtlich der vorkommenden Formationen, ihrer relativen Stratigraphie und ihrer chronostratigraphischen Positionen. Die Abb. 33 und 34 geben den lithostratigraphischen Aufbau in den Auenquerschnitten NB2 und NB1 wieder. In Ergänzung dazu liefern die Abb. 35 bis 42 detaillierte Angaben der lithologischen Parameter, die aus dem Probenmaterial der Rammkernsondierungen gewonnen wurden.







6.1. Älterer pleistozäner und tertiärer Untergrund








Tab. 13 Kurzbeschreibung: Älterer pleistozäner und tertiärer Untergrund.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
lehmige/siltige Tone, tonige Lehme, z.T. grusig, stellenweise zwischengeschaltete lehmige, grusige, grusig-kiesige oder (selten) sandige Lagen; 10YR4/3, -4/6, -5-4/1-2, 7,5YR4/4-6, 2,5YR2,5/4, -3/2	umgelagerte tertiäre Saprolite, örtlich umgelagerte pleistozäne Saprolite	Jungtertiär bis älteres Pleistozän

Das Liegende der erkundeten pleistozänen bis holozänen fluvialen Sedimente bilden überwiegend saprolitische Bildungen, die in verschiedenen Korngrößenzusammensetzungen und Farben auftreten. Das Spektrum umfaßt graue, braune, kräftig violette, rote Fersiallite und rote Ferrallite. Sie treten ohne erkennbares Ordnungsprinzip in wechselnden Abfolgen und Mächtigkeiten auf. Eine Ausnahmestellung nehmen die braunen fersiallitischen Substrate ein, die im Bereich zwischen 490 und 590 m in NB1 vorkommen. Granulometrisch fallen sie gegenüber den vermutlich tertiären Saproliten durch die Feinsandanteile auf (Fraktionen 2 und 3 ϕ ; Abb. 43). Eine mikroskopische Durchsicht zeigt das Vorkommen leicht angewitterter vulkanischer Glase und Basaltgruse. Damit weisen zumindest diese Ablagerungen noch ein pleistozänes Alter auf (vgl. weitere Vorkommen älteren Pleistozäns in der Wetterau/Vogelsberg-Region, u.a. bei Bakker 1930, Boenigk et al. 1977, Bibus 1978). Nach Schricke (1975: 76) und Schrader (1986: 74) haben die tertiären Basaltverwitterungsböden des Vogelsberges ursprünglich stockwerkartig in der Reihenfolge (Anstehendes -) Graulehm – Braunlehm – Rotlehm - Roterde übereinander gelegen. Die Lagerungsverhältnisse und die Einschaltungen von grusig-kiesigen oder sandigen Lagen verweisen auf erfolgte Umlagerungsprozesse (s.a. Schrader 1983a, Reichmann 1978). Durch die Identifikation quartärer Umlagerungsprodukte kann die unzutreffende Differenzierung in einen „präquartären Untergrund“ und „Abschwemmassen“ bei Houben (1997) revidiert werden. Den Befunden zufolge ist das saprolitische Material in einen schon im Jungtertiär und älteren Pleistozän bestehenden, tieferliegenden Akkumulationsraum sedimentiert worden.



-  Künstliche Aufschüttung, tonige Silte, siltige Tone, z.T. mit Grus, 10YR3-4/4
-  Kolluvium, tonige Silte, stark siltige Tone, 10YR4/3
-  Hochflutlehme, wechsellagernd stark tonige Silte bis siltige Tone, Jungholozän, mit ± 3 dm Ah-Horizont (10YR3/3), bis ± 9 dm stark pseudovergleyt (10YR4/3), ab 6 dm vergleyt (10YR5/2)
-  Schwarzer Auenboden, siltige Tone und Tone, Atholozän, 10YR2/1-2 bis 7,5YR2/0
-  Hochflutlehme, tonige Silte, siltige Tone, 10YR4-5/2, Jüngere Dryas/Präboreal, dunkelgrau bis schwarz (10YR3-2/1) geflekt/gestreift durch aus dem Hangenden verlagertes Material (dunkelgraue siltige Tone)
-  Auensande, -silte, wechsellagernd bis laminiert, feinst-, fein- u. mittelsandige Lehme, lehmige Sande, Sande, sandige Silte und Silte, 10YR3/1, -5/3, -6/2, 7/1-2, Jüngere Dryas, zum Auenrand steigender Siltanteil, basaler dm meist deutlich sandiger, z.T. Grobsand

-  Laacher See Tephra-Lage, Silt bis sandiger Silt, 10YR8-7/1-2
-  Fossile A-Horizonte, 10YR4/1-2, zw. 560 u. 680 m kräftig tonig, 10YR3/3
-  Hochflutlehme, siltige Tone, z.T. stark tonige Silte, Pleniglazial bis Spätglazial, 5Y5/1-3
-  Tonig-torfige Feinklastika, 10YR4-2/1-2
-  Sande der Niederterrasse, Pleniglazial, wechsellagernd lehmig/siltige Sande bis sandige Lehme, vereinzelt mit Feinkies, 10YR5-3/2-3, oliv-grünlich
-  Sande und Kiese der Niederterrasse, Pleniglazial, wechsellagernd lehmige/siltige Sande, sandige Lehme, kiesige Sande bis sandige Kiese, 10YR5-3/2-3, oliv-grünlich
-  Sande und Kiese, wechsellagernd lehmige Sande, sandige Lehme, siltige Sande, und kiesige Sande, Terrassenmaterial älter als Jungwürm-Pleniglazial, 7,5-10YR4-3/1-3








-  Uferwallsedimente, wechsellagernd fein- bis feinstsandige Silte bis schwach tonige Silte
-  Gerinnebettrand-, Gleithangsedimente, in Uferwallsedimente übergehend, wechsellagernd fein- bis feinstsandige Silte bis schwach tonige Silte, häufig als fining-up-Sequenzen
-  Gerinnebettsedimente, wechsellagernd sandige, selten feinkiesige Silte, Feinklastika, z.T. organisch angereichert; Gerinnebett C6: überwiegend minerogene Altlaufsedimente (vgl. Kap. 6. und 7.3.)
-  Jungquartäre Hangdeckschichten, undifferenziert
-  Älterer pleistozäner und tertiärer Untergrund, umgelagerte lehmige Tone, tonige Lehme (Saprolite), 10YR4/3, -4/6, -5-4/1-2, 7,5YR4/4-6, 2,5YR2,5/4, -3/2)
-  Bohrpunkte, RKS = Rammkernsondierung mit Kern-Nummer
-  ¹⁴C-Datierung (Labornummer, s. Tab. 12)

Abb. 33 A) Lithostratigraphischer Aufbau der Auensedimente im Auenquerschnitt NB2, 10fach überhöht (s. Erläuterungen im Text; weitere ¹⁴C-Datierungen zw. 380 und 400 m s. Kap. 6). B) Zum Vergleich gleiche Darstellung in 2facher Überhöhung, vereinfacht.

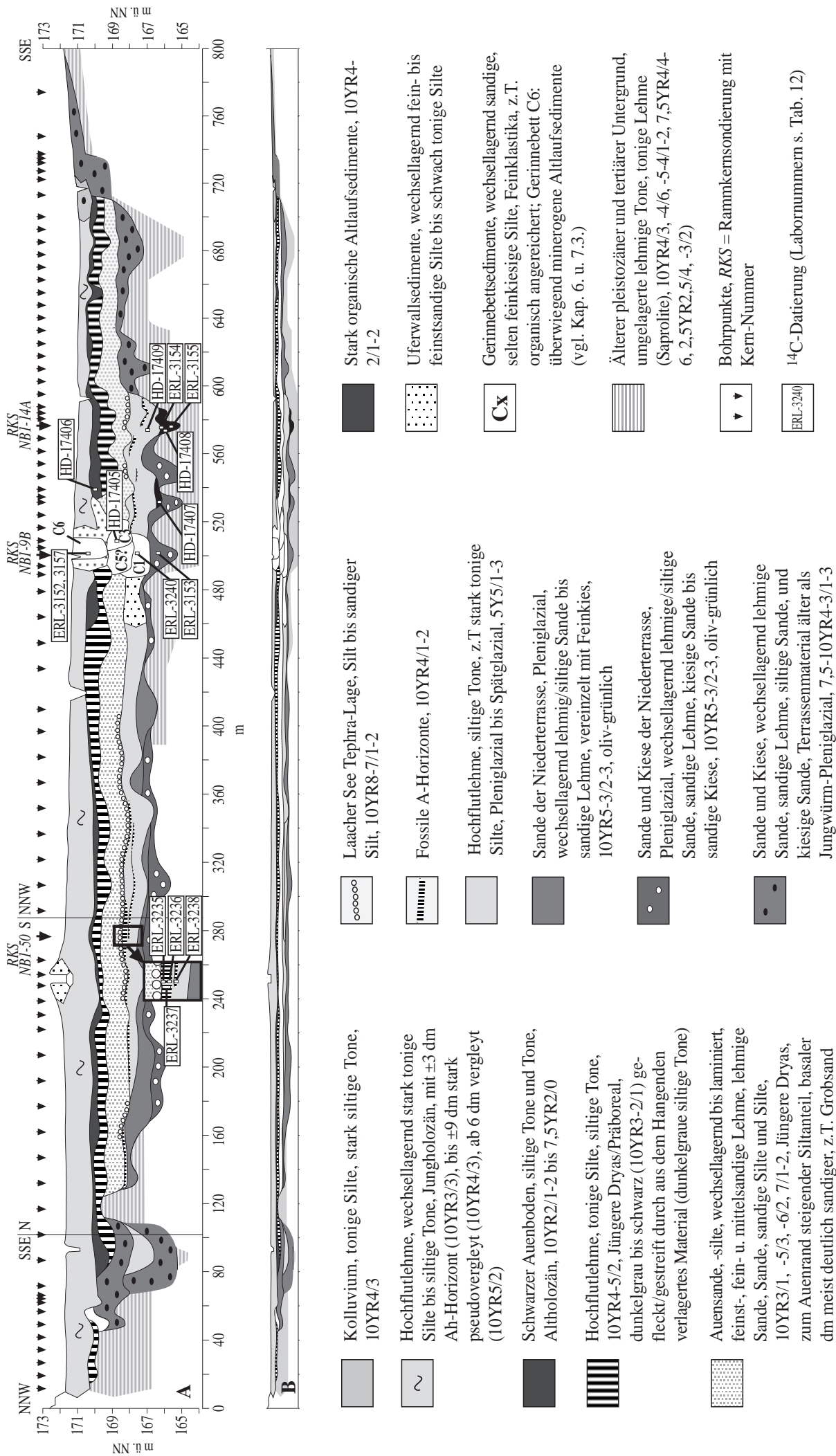


Abb. 34 A) Lithostratigraphischer Aufbau der Auensedimente im Auenquerschnitt NB 1, 10fach überhöht (s. Erläuterungen im Text). B) Zum Vergleich gleiche Darstellung in 2facher Überhöhung, vereinfacht.

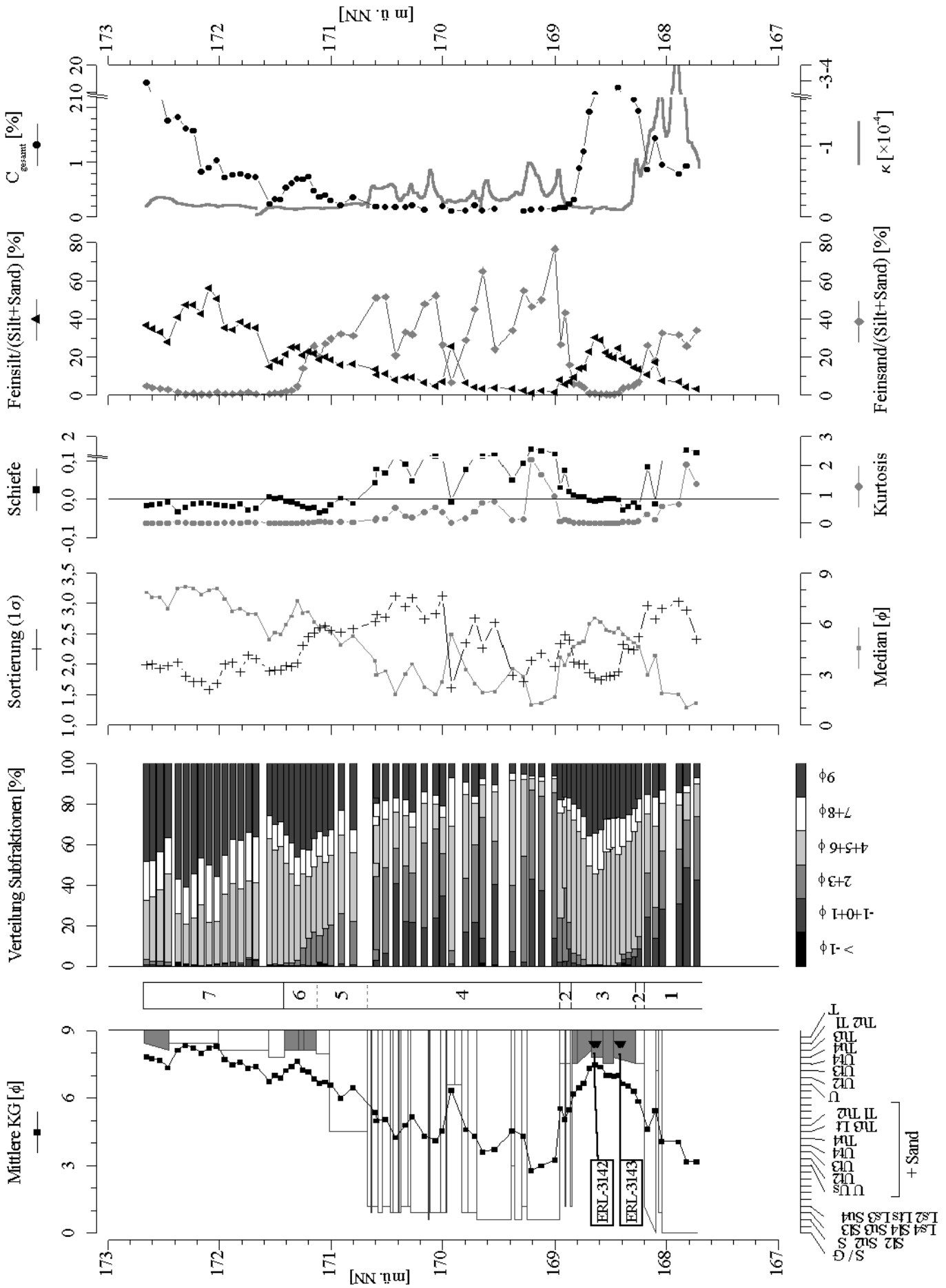


Abb. 35 RKS NB2-24: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse (1 = Sande u. Kiese der Niederterrasse, 2 = Spätpleistozäne u. spätglaziale HFL, 3 = Tonig-torfige Feinklastika, 4 = Jüngere Dryas-Auensande, 5 = Jüngere Dryas/präboreale HFL, 6 = Schw. Auenboden, 7 = Jungholozäne HFL; ^{14}C -Datierungen s. Tab. 12).

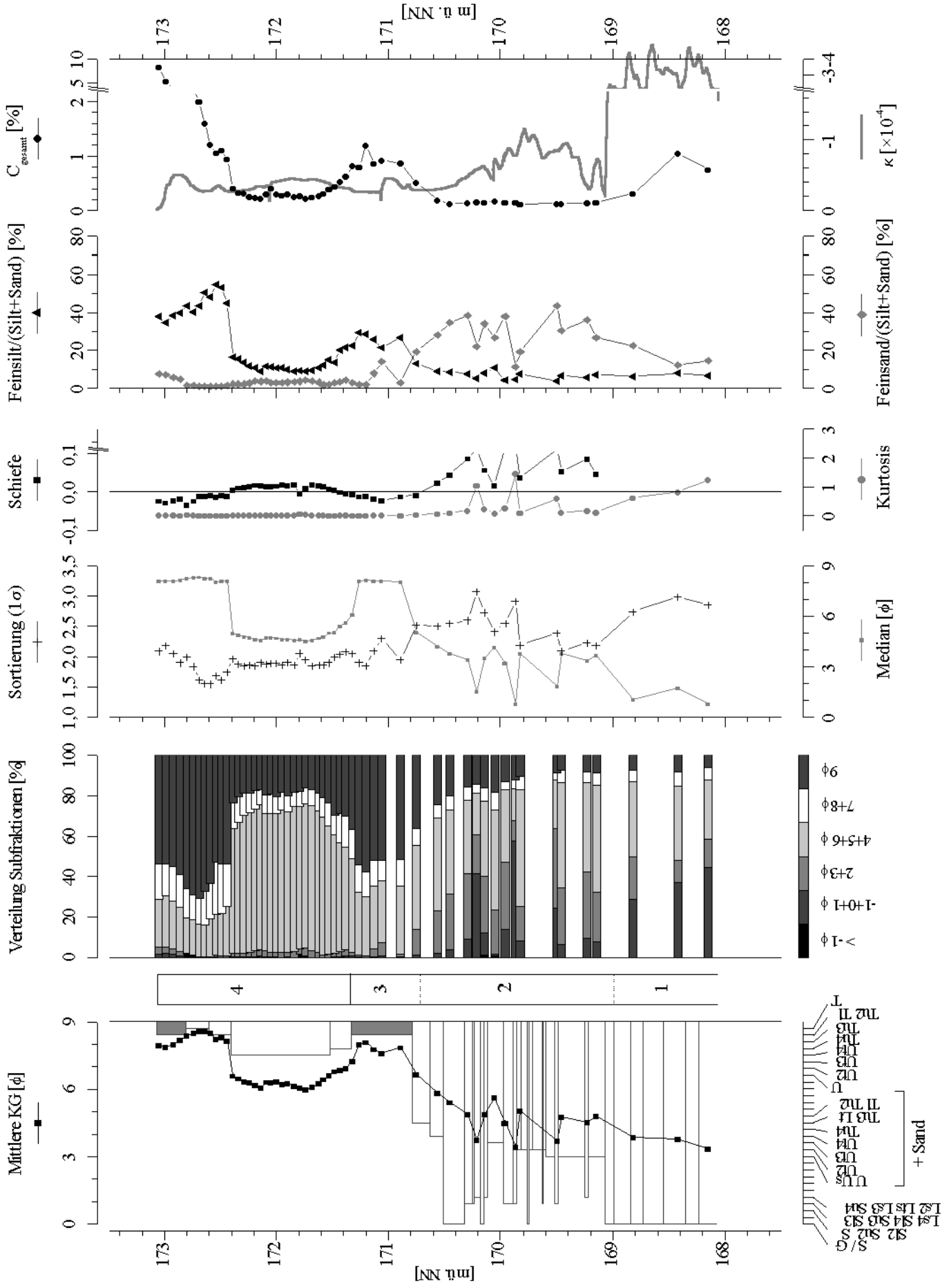


Abb. 36 RKS NB2-5A: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse (1 = Sande u. Kiese der Niederterrasse, 2 = Gerinnebettrandsedimente der jüngeren Dryas, 3 = Schw. Auenboden, 4 = Jungholozäne HFL).

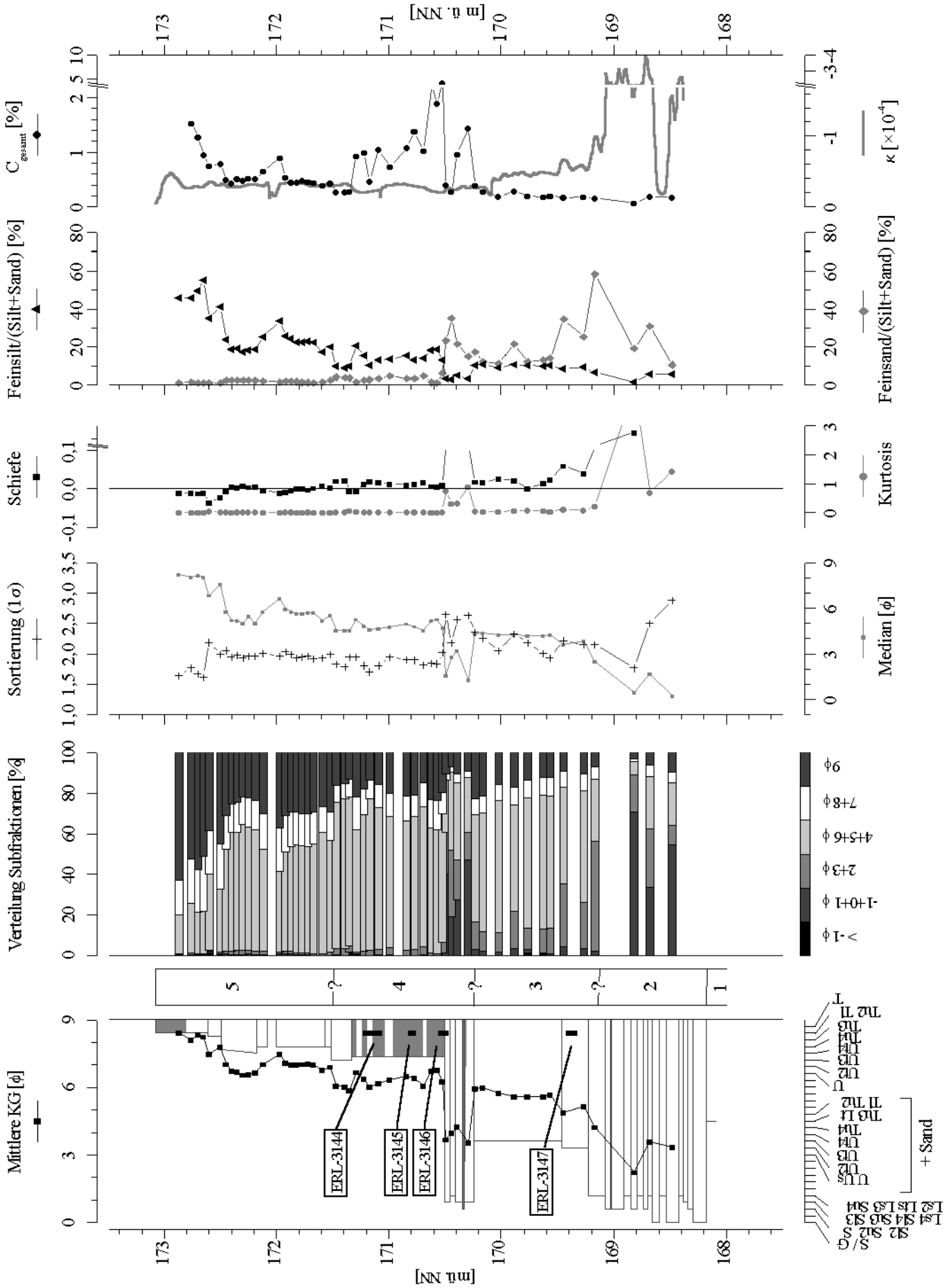


Abb. 37 RKS NB2-4B: Lithologie, Lithostratigraphie und Laboregebnisse (1 = Sande u. Kiese der Niederterrasse, 2 = Gerinnebettsedimente C2, 3 = Gerinnebettsedimente C4, 4 = Gerinnebettsedimente C5, 5 = Uferwallsedimente). Radiokarbon datierungen s. Tab.12.

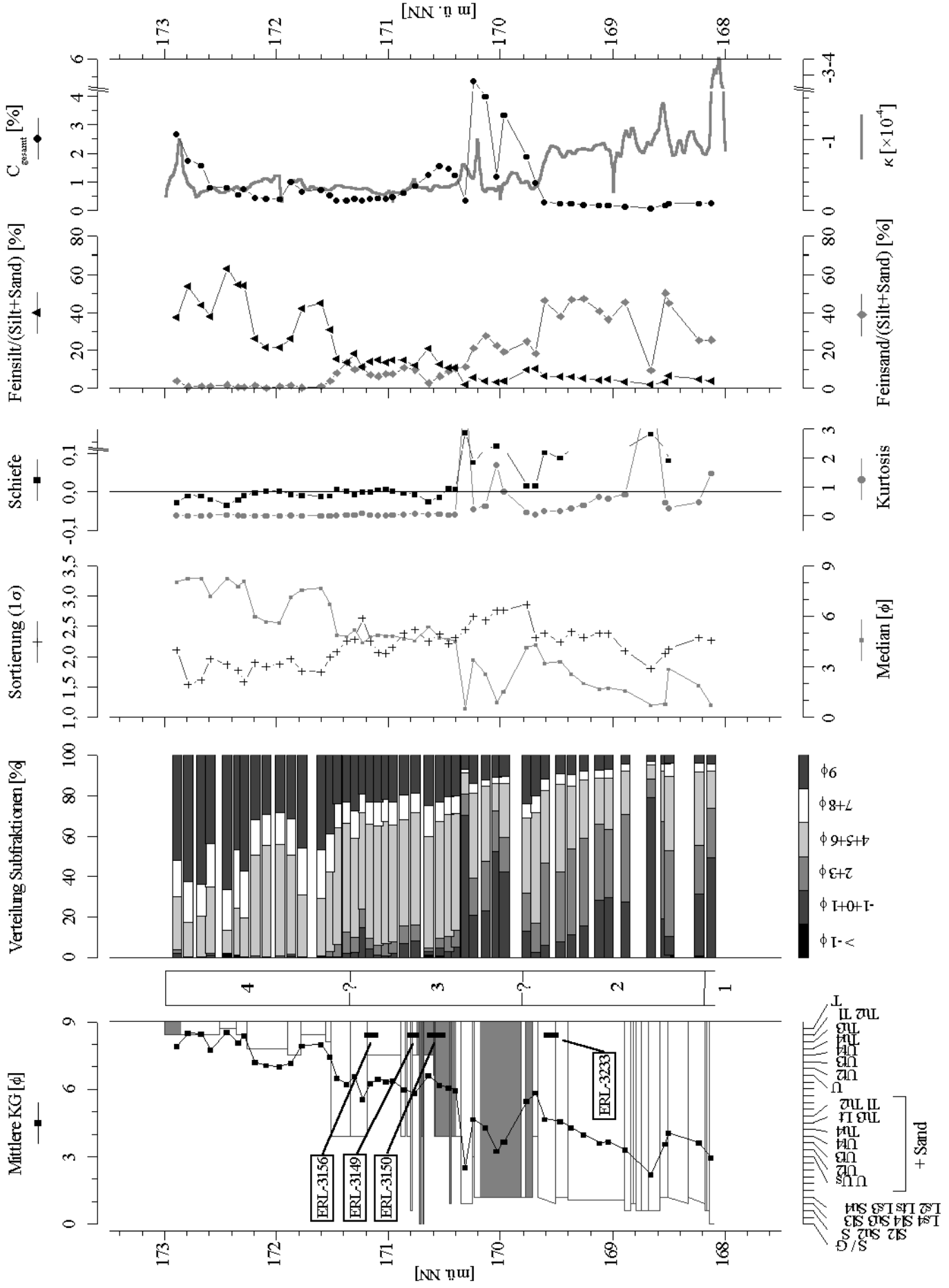


Abb. 38 RKS NB2-3A: Lithologie, Lithostratigraphie und Laboregebnisse (1 = Sande u. Kiese der Niederterrasse, 2 = Gerinnebettsedimente C2, 3 = Gerinnebettsedimente C5, 4 = minerogene Altlaufsedimente/C6; ¹⁴C-Datierungen s. Tab. 12).

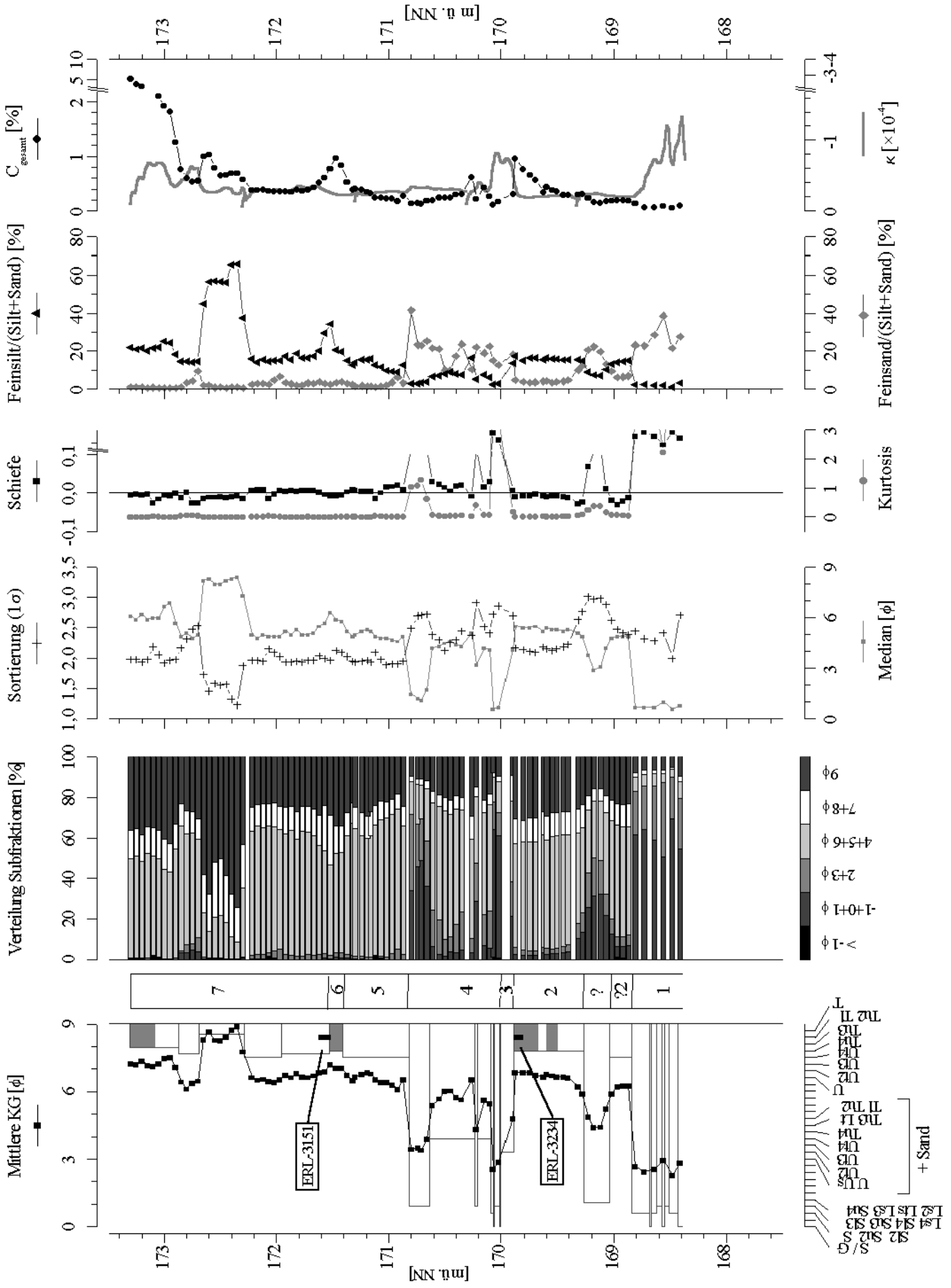


Abb. 39 RKS NB2-0/12B: Lithologie, Lithostratigraphie und Laboregebnisse (1 = Sande der Niederterrasse, 2 = Spätpleistozäne u. spätglaziale HFL, 3 = LST-Lage, 4 = Jüngere Dryas-Auensande, 5 = Jüngere Dryas/präboreale HFL, 6 = Schw. Auenboden, 7 = Jungtöziäne HFL, ^{14}C -Datierungen s. Tab. 12).

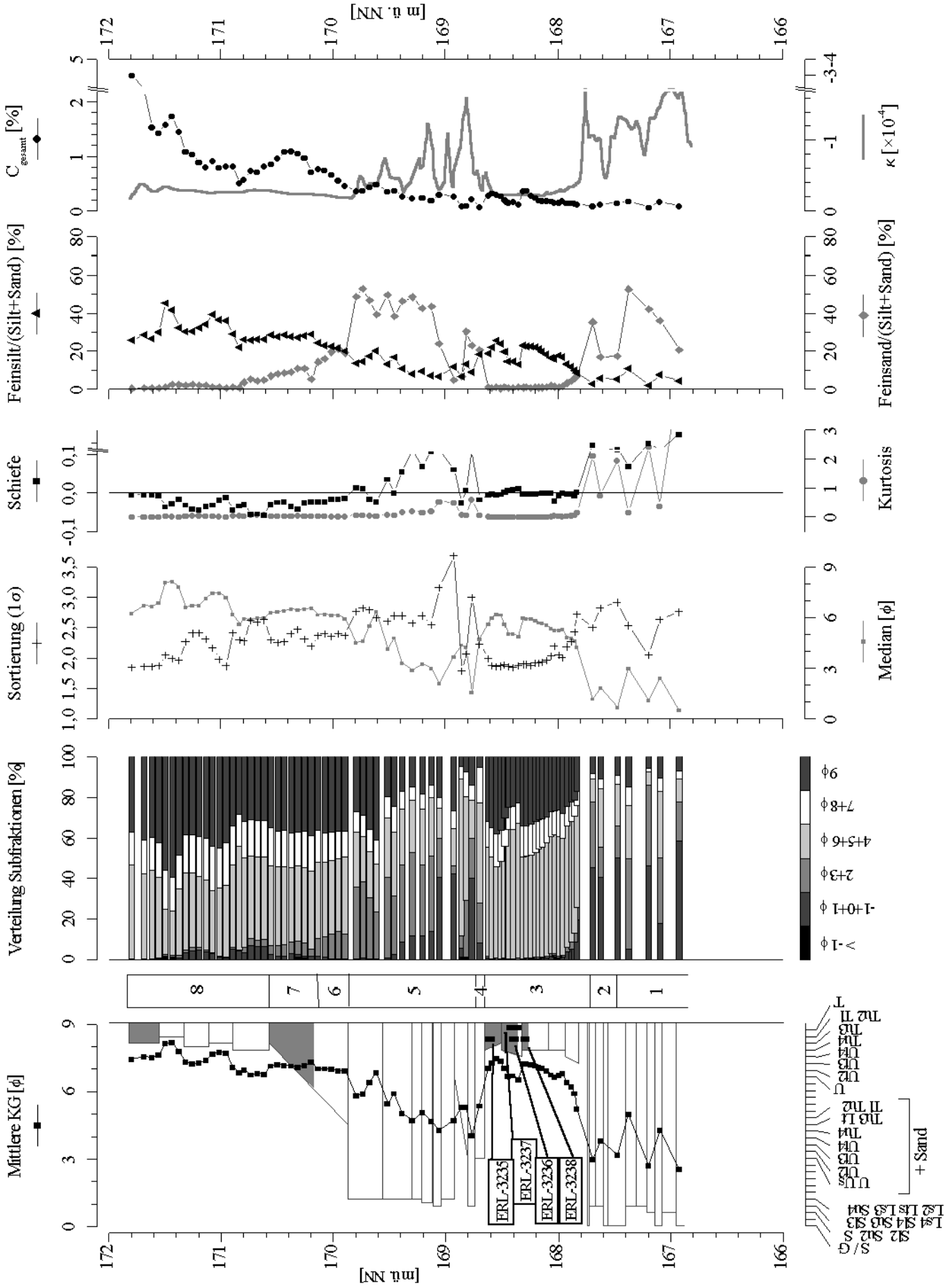


Abb. 40 RKS NB1-50: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse (1 = Sande u. Kiese der Niederterrasse, 2 = Sande der Niederterrasse, 3 = Spätpleistozäne u. spätglaziale HFL, 4 = LST-Lage, 5 = Jüngere Dryas-Auensande, 6 = Jüngere Dryas-/präh. HFL, 7 = Schw. Auenboden, 8 = Jungtotozäne HFL, ¹⁴C-Datierungen s. Tab. 12).

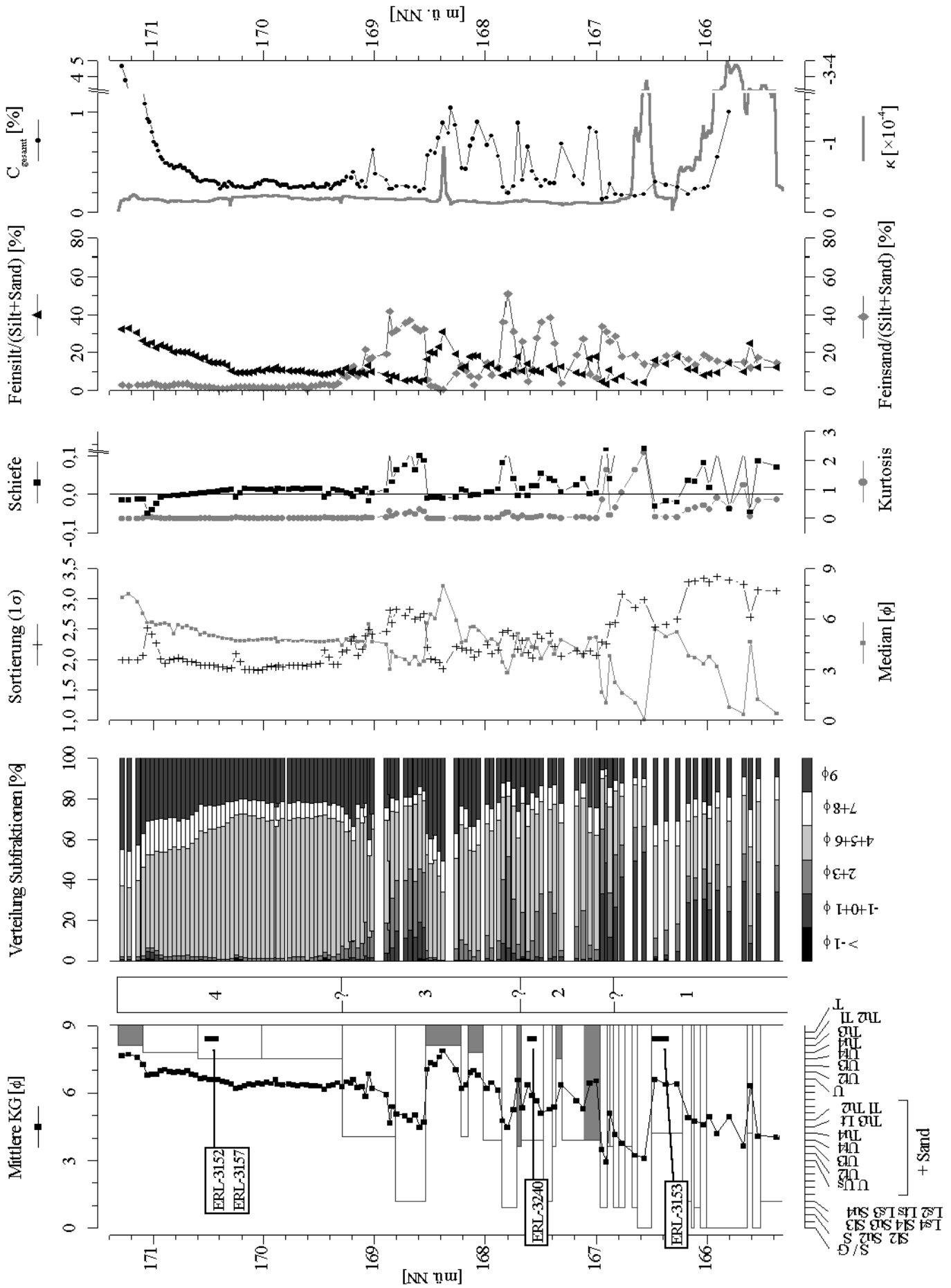


Abb. 41 RKS NB1-9B: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse (1 = Sande u. Kiese der Niederterrasse, 2 = Gerinnebettsedimente C1, 3 = Gerinnebettsedimente C5(?), 4 = minerogene Altaufsedimente/C6). Radiokarbon datierungen s. Tab.12.

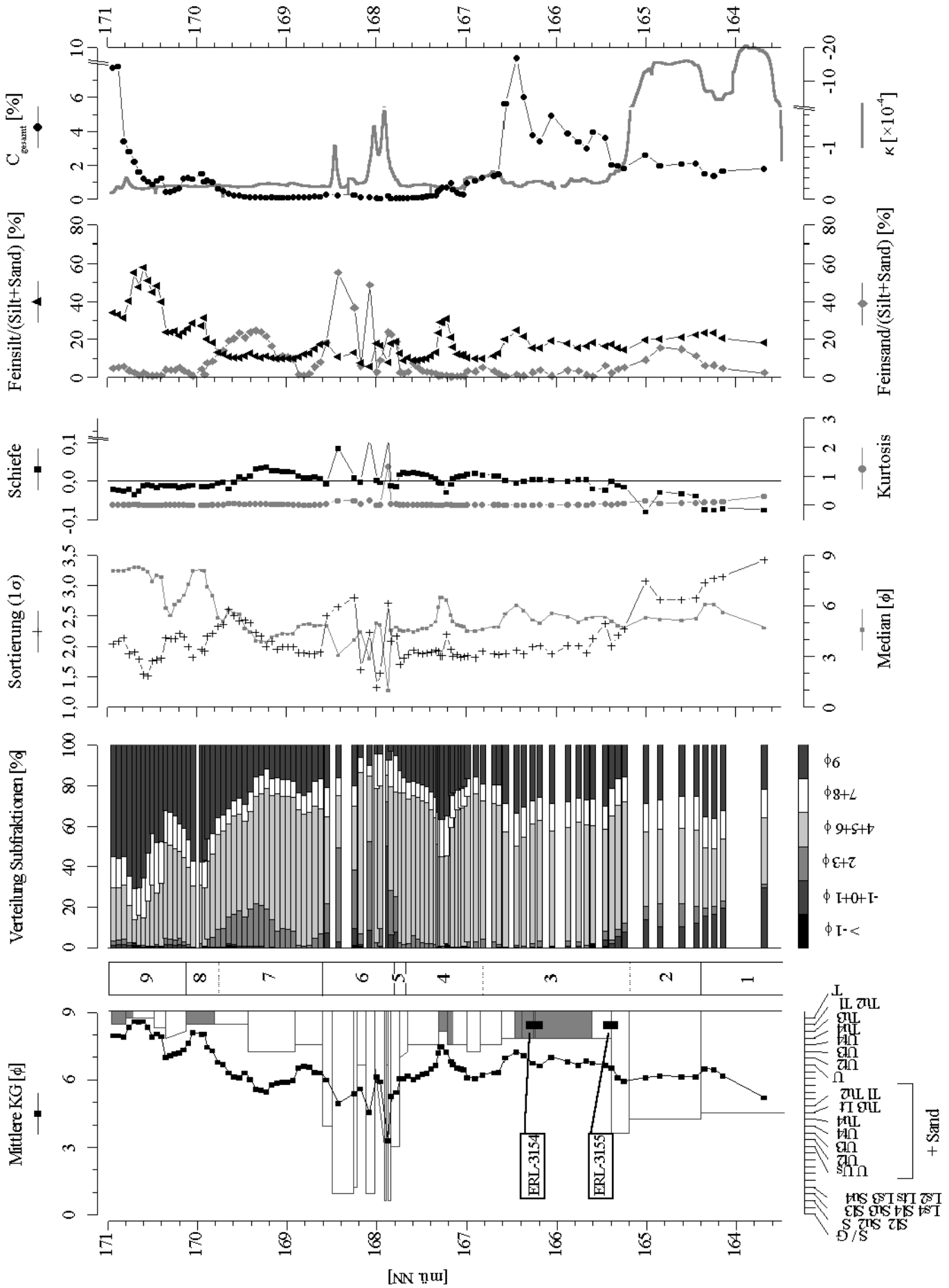


Abb. 42 RKS NB1-14A: Lithologie, Lithostratigraphie und Laborergebnisse (1 = tertiäre Saprolite, 2 = älteres Quartär, 3 = Altaufsedimente, 4 = Spätpleistozän u. spätglaz. HFL, 5 = LST-Lage, 6 = Jüngere Dryas-/präboreale HFL, 7 = Jüngere Dryas-/präboreale HFL, 8 = Schw. Auenboden, 9 = Jungholozäne HFL; ¹⁴C-Datierungen s. Tab. 12).

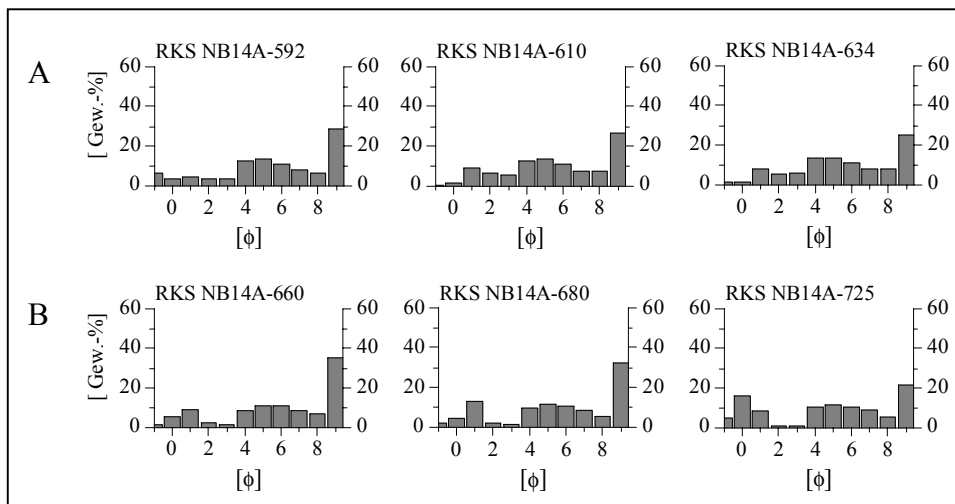


Abb. 43 Repräsentative Histogramme für das ältere Quartär (A) und den tertiären Saprolit (B) unter der jungquartären Basis der Bessinger Talweitung.

6.2. Jungquartäre Hangdeckschichten

Tab. 14 Kurzbeschreibung: Jungquartäre Hangdeckschichten.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
Grusig/steiniger, toniger Lehm; 10YR4-3/1	gelisolifluidale Deckschicht	Pleistozän

Im Auenquerschnitt NB2 kommen im Hangenden des Basaltzersatzes grusig-steinige, tonig-lehmige Substrate vor, die vom Hang in Richtung Aue abtauchen. Sie werden von einem Kolluvium überdeckt. Analog zum verbreiteten geologischen Aufbau des oberflächennahen Untergrundes im Einzugsgebiet werden sie als Teil der pleistozänen Hangdeckschichtenfolge angesprochen (vgl. Schrader 1981, 1983a, Semmel 1998).

6.3. Gerinnebettsedimente

Bedingt durch die Bohrprofilaufnahme können die einzelnen Schichten bzw. Schichtglieder dieser Sedimentkörper nicht dem lithostratigraphischen Ordnungsprinzip gemäß unterschieden werden (s. Kap. 5.). Daher werden unter der Bezeichnung Gerinnebettsedimente alle Ablagerungsvarietäten zusammengeführt, die ein Gerinnebett im morphologischen Sinne aufbauen (vgl. Diskussion bei Bridge 1993 und Miall 1995). Dazu zählen verschiedene Transportkörpersedimente, *channel lag*, *small-scale slackwater deposits*, Dünen, Rippelmarken, usw. Entsprechend handelt es sich um ein breites Korngrößenspektrum, das von siltig/lehmigen Mittel- bis Grobsanden bis zu siltig-tonigen, z.T. humosen Schichten reicht, die jeweils einige cm- bis mehrere dm-mächtig werden. Die Korngrößenparameter

Sortierung, Schiefe und Kurtosis zeigen folglich sprunghaft wechselnde Werte, gleiches gilt für die gemessenen Kohlenstoffwerte, die in den stärker organisch geprägten Lagen Werte zwischen ca. 1 bis 5 Gew.-% erreichen (Abb. 37, 38, 41). Die Grobklastika der Gerinnebettsedimente bestehen ausschließlich aus Basalt- und Milchquarzgeröllen.

Tab. 15 Kurzbeschreibung: Gerinnebettsedimente.

Auenquer-schnitt, Bezeichnung	Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkungen
NB1+2, C6	feinst-/feinsandig-tonige Silte, siltige Tone (s. Bemerkung); 10YR4/3, -4/2, -5/1, 7,5YR4/4	Gerinnebettablagerungen, minerogene Altlaufsedimente	Subatlantikum; jünger als C5, Abschnürung und Altlaufsedimentation nicht älter als 1500 AD; Datierung: ERL-3152, ERL-3157; nur an Basis grobkörnigere Lagen, Hangendes als minerogene Altlaufsedimente anzusprechen (siltige Tone)
NB1, C5	siltig-lehmige Mittel- bis Grobsande, feinkiesig-grobsandige Lehme, tonige Silte; 10YR6-5/3, -5/2-3, -4/2, -4/3, -3/2	verschiedene Gerinnebettablagerungen	Subatlantikum (Frühmittelalter); Datierungen: ERL-3144, ERL-3145, ERL-3146, ERL-3156, ERL-3149, ERL-3150; C5 bei 620–660 m in NB2 könnte auch als <i>splay</i> aus dem Seitental S Ober-Bessingen angesprochen werden (Abb. 17)
NB1, C5?	feinsandige Lehme, feinsandig-tonige Silte; 10YR5-4/3, -3/1	verschiedene Gerinnebettablagerungen	keine sichere Alterseinstufung möglich
NB2, C4	fein-/feinstsandige tonige Silte; 10YR5/3, -5-6/6	verschiedene Gerinnebettablagerungen	Subboreal; Datierung: ERL-3147
NB1, C3	feinkiesige Sande, feinsandige Lehme, tonige Silte, z.T. feinstsandig; 10YR5/2, -4/1, -3/1, -2/1	verschiedene Gerinnebettablagerungen	Boreal; Datierung: HD-17405
NB2, C2	lehmige/siltige Fein-, Mittel- und Grobsande, in NB2 z.T. mit Fein- u. Mittelkies; 10YR3/4, -5/8, 5Y3/1	verschiedene Gerinnebettablagerungen	Jüngere Dryas bis frühes Präboreal; Datierung: ERL-3233
NB1, C1	lehmige Feinsande, sandig-tonige Silte; 10YR5/2, 4/1-2, -3/1	verschiedene Gerinnebettablagerungen	Spätpleniglazial bis frühes Spätglazial; Datierung: ERL-3240

Die methodischen Aspekte der weiterführenden litho- und chronostratigraphischen Untergliederung des Gerinnebettgürtels sind Gegenstand des Kap. 5. Insbesondere in Kap. 5.2.3. werden bereits einige Ergebnisse der litho- und chronostratigraphischen Interpretation dargelegt. Die Kriterien der vertikalen Untergliederung in verschiedene Gerinnebettgenerationen beruht demnach auf der Synthese des in Kap. 5. beschriebenen methodischen Vorgehens und den generellen Änderungen der sedimentären und sedimentstatistischen Merkmale (insbesondere fein-/grob-schichtige Wechsellagerungen, mittlere und maximale Korngrößen, Sortierung, relativer Feinsilt- und Feinsandanteil, Kohlenstoffgehalte; s. dazu Abb. 35 bis 42). Die flächenhaft abgelagerten Sand-/Schotterkörper ehemaliger *braided river systems*, die sich lithogenetisch ebenfalls aus verschiedenartigen Gerinnebettsedimenten zusammensetzen, werden aufgrund ihrer stark abweichenden paläogeographischen Auslegung gesondert behandelt (Kap. 6.7. und 6.8.).

Gerinnebettsedimente C1

Gemäß des vorgeschlagenen morphologischen Modells des Gerinnebettaufbaus (Kap. 5.2.2.) werden für die Auenquerschnitte NB2 und NB1 verschiedene Gerinnebettgenerationen ausgewiesen. Die ältesten Gerinnebettsedimente C1 finden sich im Auenquerschnitt NB1 im Hangenden der Niederterrassensedimente (Abb. 34, 41). Die angenommene vertikale Begrenzung des C1-Gerinnebetts leitet sich vornehmlich aus dem lateralen Kontext ab (s. Kap 6.2.1., Abb. 30). Den unteren und oberen Teil bilden lehmige Sande, in die sich besonders im mittleren Teil sandig-tonige Silte (im Sinne der in Kap. 4.3. getroffenen Klassifikation) einschalten (Abb. 41). Die vorgenommene Alterseinstufung basiert auf der relativen stratigraphischen Position zu den spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehmen (Kap. 6.11.) und einer AMS-Datierung (ERL-3240, Tab. 12), die ein kalibriertes 1σ -Alter von 15660–14340 cal BP (Spätpleniglazial bis frühestes Spätglazial) erbrachte.

Gerinnebettsedimente C2

Die in NB2 ausgewiesenen Gerinnebettsedimente C2 werden aufgrund der lateral faziellen Übergänge als korrelierte Gerinnebettablagerungen der Jüngere Dryas-Auensande interpretiert (Abb. 33). Unter Hinzunahme des früh-präborealen Alters der Datierung ERL-3233 im oberen Teil des Gerinnebettes C2 kann von einer mindestens bis ins Präboreal anhaltenden Aktivität des Gerinnebettes ausgegangen werden. Verglichen mit den Gerinnebettsedimenten C1 (3–6,5 ϕ) treten in C2 insgesamt grobkörnigere Schichten auf (2–6 ϕ), die auf einen entsprechenden Zuwachs der Transportkompetenz der Wetter in der Jüngeren Dryas schließen lassen. Die im Hangenden von C2 sedimentierte Gerinnebettfazies zeigt wieder feinklastischere Korngrößenspektren (Abb. 38).

Gerinnebettsedimente C3

Die Gerinnebettsedimente C3 (Auenquerschnitt NB1, Abb. 34) beinhalten etwas mächtigere, humos-siltig-tonige Schichten, die als humose Stillwassersedimente interpretiert werden

können. Das Material wurde als Sedimentprobe (*bulk sample*) für eine CRA-Datierung benutzt (HD-17405; Tab. 12, Abb. 28). Demnach darf für die Sedimentation innerhalb des abgeschnürten Gerinnelauf(-teiles) C3 ein borealer Zeitraum angenommen werden.

Gerinnebettsedimente C4

Die durchgeführte AMS-Datierung ERL-3147 gibt einen Hinweis auf vorhandene Relikte eines subborealen Gerinnebettes im Hangenden des C2-Gerinnelaufs (Abb. 33). Das datierte Probenmaterial steht vermutlich in einem zeitnahen Bezug zum sedimentären Kontext. Aus dem lateralen Zusammenhang der Schichtungsprofile ergeben sich klare Hinweise auf eine Einschneidung des subborealen Gerinnebettes in die liegenden C2-Gerinnebettsedimente (s. Kap. 5.2.3.).

Gerinnebettsedimente C5

Für den Gerinnebettgürtel des Auenquerschnitts NB2 stehen mehrere und dicht beieinanderliegende AMS-Datierungen an ausgelesenen Pflanzenresten zur Verfügung, die die separate Ausgliederung eines frühmittelalterlichen Gerinnelaufes ermöglichen (s. Kap. 5.2.3.). Hierbei handelt es sich um basale siltig-lehmige Mittel- bis Grobsande oder feinkiesig-grobsandige Lehme, die von größtenteils dunklen, tonigen Silten überdeckt werden, die sich zudem durch zahllose, makroskopisch erkennbare Pflanzenreste auszeichnen (Abb. 33). Die fraglichen C5?-Ablagerungen am S Auenrand von NB2 stellen vermutlich einen temporär ausgebildeten Flußlauf, Schwemmfächerarm oder *splay* des angrenzenden Seitentals dar (s. Kap. 5.).

Auenquerschnitt NB1 wurden Gerinnebettsedimente „C5?“ ausgegliedert, deren relative stratigraphische Position und das den C5-Gerinnebettsedimenten (NB2) vergleichbare Spektrum der Großrest-Assoziationen am ehesten auf eine chronostratigraphische Verwandtschaft zu den C5-Gerinnebettsedimenten in NB2 hindeuten. Eine unabhängige Altersbestimmung liegt nicht vor, wodurch weder eine eindeutige Interpretation als eigenständige Gerinnebett-Form noch eine abgesicherte Alterseinschätzung möglich ist.

Gerinnebettsedimente C6

Den oberen Abschluß der auftretenden Gerinnebettgenerationen bilden die wesentlich feinklastischeren Gerinnebettsedimente C6 (Abb. 33, 34). Ferner unterscheiden sie sich von der lateral angrenzenden Uferwallfazies durch ein feineres, überwiegend siltig-toniges und vertikal gleichförmiges Korngrößenspektrum. Die hier als Gerinnebettsedimente ausgewiesenen C6-Ablagerungen repräsentieren zwar ein Gerinnebett im morphologischen Sinn, sie sind jedoch lithogenetisch als minerogene Altlaufauffüllungen anzusprechen.

Im Auenquerschnitt NB1 können die Gerinnebettgenerationen C5 und C6 auf Grundlage der vorliegenden Ergebnisse nicht unterschieden werden. Allerdings besteht eher eine lithologische und morphologische Verwandtschaft mit den C6- als mit den C5-Ablagerungen im Auenquerschnitt NB2. Die Datierungen ERL-3152 und ERL-3157

stammen aus einer geschlämmten Probe aus 80–90 cm Tiefe unter Geländeoberfläche. Die Holzkohledatierung (ERL-3157) liefert ein zu hohes Alter für den sedimentären Kontext. Dies geht aus der großen Altersdiskrepanz zu den Trifoliumsamen (ERL-3152) hervor (Tab. 12). Folgt man der Datierung der Samen, so läßt sich daraus zumindest ein Höchstalter für die künstliche Verlegung der Wetter bzw. für den Beginn der Altlaufsedimentation im Auenquerschnitt NB1 ableiten (Tab. 15).

6.4. Gerinnebettrandsedimente

Tab. 16 Kurzbeschreibung: Gerinnebettrandsedimente (nur Gerinnebettgürtel NB2).

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
Wechsellagernd fein- bis feinstsandige Silte, z.T. auch mittel- u. grobsandige Silte, schwach tonige Silte, häufig als <i>fining up</i> -Sequenzen, z.T. zwischengeschaltete grobsandige, feinkiesige Lagen; 10YR52, -5/3, 5Y5-4/1	Übergangsbereich zw. Gerinnebett- und Uferwallsedimenten, z.B. Gleithang, <i>alluvial benches</i>	s. korrele Gerinnebett- oder Auenfazies

Die im Gerinnebettgürtels des Auenquerschnitts NB2 erscheinenden Gerinnebettrandsedimente kennzeichnen sich gegenüber den benachbarten Gerinnebettsedimenten durch ein insgesamt feineres Korngrößenspektrum, das im vertikalen Profil feinschichtiger wechselt. Die überwiegend vorkommenden *fining up*-Sequenzen, die von wenigen, aber z.T. sehr groben Einschaltungen unterbrochen werden, und die Position zwischen gröberer Gerinnebett- und feinerer Uferwallfazies weisen auf eine Sedimentation dieser Schichten oder Schichtglieder im Gerinnebettrandbereich hin. Hierfür kommen beispielsweise Gleithangsedimente oder die Sedimentation im Bereich von *alluvial benches* in Frage.

6.5. Uferwallsedimente

Tab. 17 Kurzbeschreibung: Uferwallsedimente.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
in Abhängigkeit zur zugehörigen Gerinnebettgeneration	Uferwallsedimente	s. korrele Gerinnebett- oder Auenfazies

Die lithofazielle Ausprägung der Uferwallsedimente steht in starker Abhängigkeit zur lithologischen Charakteristik der zugehörigen Gerinnebettgeneration. Demgemäß besteht die Uferwallfazies des C2-Gerinnebettes in NB2 aus feinschichtig wechsellagernden, z.T. feinkiesigen, siltigen Mittel- bis Feinsanden und grob- bis feinsandigen Silten. Hingegen handelt es sich bei den Uferwallsedimenten des jüngsten ehemaligen Wetterlaufes C6 um wechsellagernd schwach tonige Silte bis stark siltige Tone (Abb. 37). In der Regel nähert sich das Korngrößenspektrum der Uferwallfazies eher der Matrix des Auenbereiches an, zeigt aber eine Beimengung gröberer Klastika (i.d.R. Sande) sowie separate Lagen von deutlich grobklastischerer Zusammensetzung.

6.6. Humose Altlaufsedimente

Tab. 18 Kurzbeschreibung: Humose Altlaufsedimente.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
siltige Tone; humos, seltener mit anmoorig-torfigen Lagen; 10YR3/1, -2/1, 7,5YR2/0	verlandender Altlauf	Spätpleniglazial bis frühes Spätglazial; Datierungen: HD-17408, ERL-3154, ERL-3155; nur in NB1

Mehr oder weniger humose feinklastische Schichten treten häufiger als Teil der Gerinnebettsedimente auf (Kap. 6.3.). Im Auenquerschnitt NB1 bilden sie hingegen einen größeren Komplex, der eine individuelle Ausweisung als „Humose Altlaufsedimente“ rechtfertigt. Im Unterschied zu den sog. tonig-torfigen Feinklastika (Kap. 6.10.) dominiert in den Altlaufsedimenten die minerogene Komponente (C_{ges} -Gehalte bis max. 9,85 %, Abb. 42). Für die sehr feinkörnigen, wechselnd stark humosen Ablagerungen existieren mehrere Radiokarbondatierungen (Abb. 34, 42, Tab. 12). Die Datierungsergebnisse der Altlauffüllung bei 680 m in NB1 liegen in inverser chronologischer Abfolge vor. Daher begann die Verlandung des Altlaufes möglicherweise zu einem nicht bestimmbar spätpleniglazialen Zeitpunkt und hielt mindestens bis ins frühe Spätglazial (Meiendorf) an (vgl. Abb. 28). Darauf deuten die entsprechend alten Samen und Früchte an der Basis der Altlauffüllung hin. Deren spätglaziales Alter korrespondiert mit dem ^{14}C -Datum HD-17407 für die humos-torfigen Ablagerungen bei 533 m (Abb. 28, 34, Tab. 12). Die von Dr. H. Rittweger (s. Kap. 4.2.6.) durchgesehenen Proben enthalten u.a. *Potamogeton spec.*, *Eleocharis palustris*, *Meringia trinerva*, *Batrachium spec.*, *Carex spec.*, *Hipuris spec.*, *Alisma plantago-aquatica* und zahllose Insektenreste (Käferkrallen, -flügel, Köcherfliegenlarvenhüllen) und deuten auf eine Schwimmblattgesellschaft eines verlandenden Gewässers mit randlicher Vernäsungszone hin. Die paläobotanischen Reste und die Mächtigkeit der Altlauffüllung zeigen eine länger anhaltende Verlandungsphase eines ehemaligen Gerinnebettes an.

6.7. Ältere Sande und Kiese

Tab. 19 Kurzbeschreibung: Ältere Sande und Kiese.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
Wechsellagernd siltig-tonige, sandig-siltigen, siltig-sandige bis sandig-kiesige Lagen; 5YR3/1-4, -4/1, -4/4, 7,5YR4/4, 10YR3/1-3, -4/1	<i>gravel-bed river braidplain deposits</i>	vermutlich >Jungwürm

Die lithostratigraphische Einheit „Ältere Sande und Kiese“ faßt alle in den Auenquerschnitten auftretenden, sandig-kiesigen Ablagerungen älteren Terrassenmaterials zusammen. Im Detail sind es wechsellagernde, cm bis dm mächtige Lagen, die aus feinklastischen bis sandig-siltigen, kiesig-sandigen oder sandig-kiesigen Basalt- und Milchquarzgeröllen aufgebaut werden. Das farbliche Spektrum deckt graue, grünlich-graubraune bis braune Farben ab. Das Material tritt in beiden Auenquerschnitten in verschiedenen, randlich gestuften Höhenniveaus auf, die z.T. zur Aue exponierte Terrassenkanten zeigen. Aufgrund der lithologischen und morphologischen Befunde werden diese Ablagerungen als älteres pleistozänes Flußterrassenmaterial interpretiert. Das fluvialmorphologische Environment wird als *braidplain* eines Geröllfrachtflusses (*gravel-bed river*) angesprochen.

Die wenigen in den Auenquerschnitten auftretenden Relikte können untereinander nicht im Sinne paariger Terrassenbildungen korreliert werden, jedoch heben sich die erhaltenen Dach- und Sohlflächenniveaus klar von denen der Sande und Kiese der Niederterrasse ab (Kap. 6.8).

6.8. Sande und Kiese der Niederterrasse, Sande der Niederterrasse

Tab. 20 Kurzbeschreibung: Sande und Kiese der Niederterrasse.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
siltige Sande, Sande, kiesige Sande, sandige Kiese; 10YR4/2-3, -3/2, 7,5YR4/2-4, 7,5YR4/6, 5Y4/2, -3/1-2	<i>gravel-bed river braidplain deposits</i>	Spätpleniglazial, mindestens 26000 BP (s. ERL-3153), Bildung höchstens bis ±17000 cal BP (s. ERL-3238); Datierung: ERL-3238

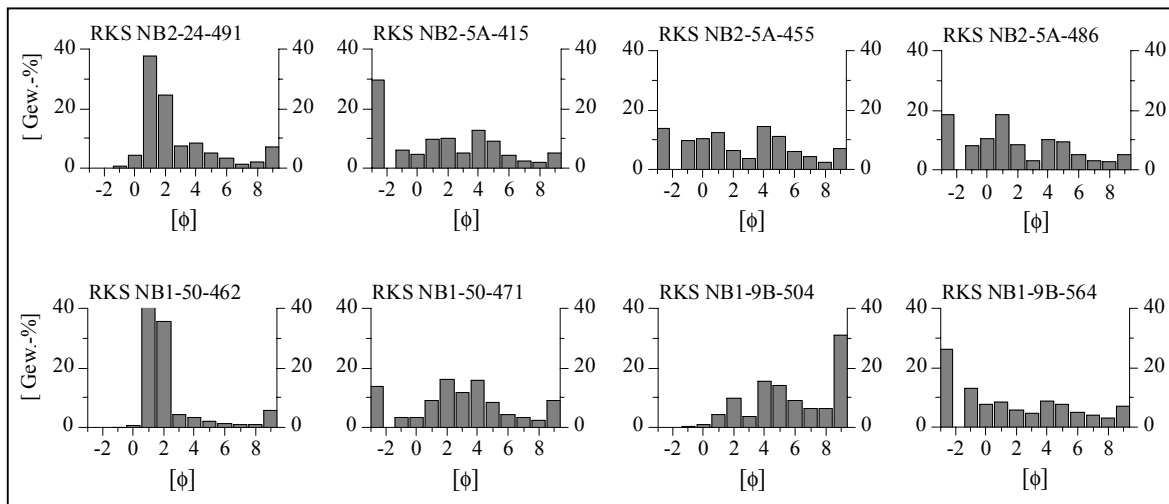


Abb. 44 Ausgewählte Histogramme illustrieren das Spektrum auftretender Korngrößenverteilungen in den Sanden und Kiesen der Niederterrasse. Die Fraktionen $> -1 \phi$ wurden als $-2,6 \phi$ -Fraktion aggregiert (entspricht der durchschnittlichen Größe der auftretenden Fraktionen $> -1 \phi$).

Die Sande und Kiese der Niederterrasse bilden die Basis die jungquartären Sedimentaufbaus in der Bessinger Talweitung (Abb. 44). Die allgemein eingeführte Bezeichnung Niederterrasse wird übernommen, obwohl die Ablagerungen nicht als morphologische Terrasse in Erscheinung treten. Die Niederterrassensedimente unterscheiden sich von den Sanden und Kiesen der älteren Terrassenkörper v.a. durch eine häufig charakteristisch olivgrünlich-braune Färbung, die vermutlich auf die Beimengung verwitternder vulkanischer Glase zurückgeführt werden kann.

Tab. 21 Kurzbeschreibung: Sande der Niederterrasse.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
sandige Silte, siltig/lehmmige Fein- bis Grobsande, feinkiesige Sande; 2,5Y4/1, 5Y4/1-2, 10YR5-4/3	<i>sand-bed river braidplain deposits</i>	Spätpleistozän, im oberen Teil ≤ 26000 BP (s. ERL- 3153), Bildung höchstens bis ± 17000 cal BP (s. ERL-3238; Kap. 6.8.)

In weiten Teilen der Aue gehen die Sande und Kiese der Niederterrasse zum Hangenden in sandige Ablagerungen über. Die Existenz einer entsprechend hoch anzusiedelnden 6th- oder 7th-order-Schichtfläche (Tab. 11) zwischen den liegenden kiesig-sandigen und den überlagernden sandigen Schichtgliedern läßt sich aus den Bohrprofilen nicht ableiten. Somit ist eine Kennzeichnung als eigenständige Formation im lithostratigraphischen System nicht gerechtfertigt (vgl. dagegen Houben 1997). Die Sande werden in den lithostratigraphischen Querschnittsdarstellungen (Abb. 33 und 34) dennoch gesondert dargestellt, da sie im Unterschied zu den liegenden kiesigen Substraten eher als Produkte eines *braided river system* mit geringerer Transportkompetenz, vermutlich einem *sand-bed braided river*,

zu deuten sind. Entsprechend der reduzierten Kompetenz kennzeichnen sich die Sande durch einen relativ größeren Anteil vulkanischer Glase, die eine kräftig leuchtend, olivgrünliche Färbung verursachen. Demgemäß nimmt die Intensität der Einfärbung in den häufig auftretenden *fining up*-Sequenzen noch oben zu. Im Unterschied zu den liegenden Sanden und Kiesen sind die Sande als Hinterlassenschaft eines *sand-bed river* zu deuten.

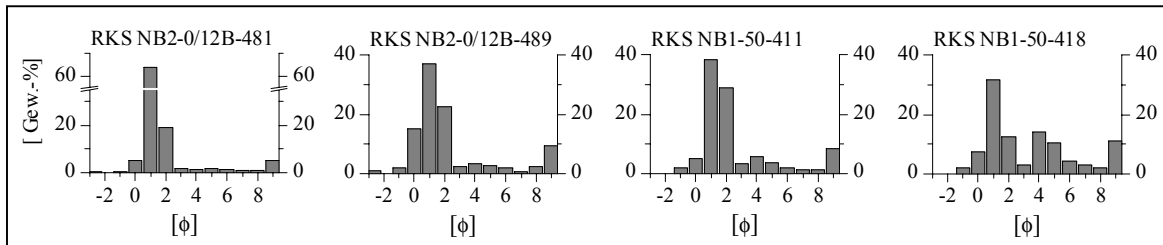


Abb. 45 Ausgewählte Histogramme von Proben aus den Sanden der Niederterrasse. Die Fraktionen $>-1 \phi$ wurden als $-2,6 \phi$ -Fraktion aggregiert (entspricht der durchschnittlichen Größe der auftretenden Fraktionen $>-1 \phi$).

Die Sande und Kiese können der Nadelholzkohledatierung (ERL-3153) zufolge zumindest im oberen Teil nicht älter 26000 BP sein. Unter Berücksichtigung der Datierungen aus den hangenden Hochflutlehmen ist der Bildungszeitraum der Sande auf ≤ 26000 BP bis ≥ 16500 cal BP einzugrenzen.

6.9. Spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflutlehme

Tab. 22 Kurzbeschreibung: Spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflutlehme.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
stark tonige Silte bis stark siltige Tone; 5Y5/1-2, 5Y4/1, 5Y6/1, 10YR5/1-3	Hochflutsediment	Ende Spätpleniglazial bis Spätglazial, mehrphasig; Datierungen: ERL-3234, ERL-3235, ERL-3236, ERL-3238, HD-17407, HD-17409

Die Niederterrasse wird großflächig durch feinklastische Hochflutsedimente bedeckt, die im Mittel ca. 10 dm Mächtigkeit erreichen. Nahezu alle Korngrößenproben der Hochflutlehme zeigen sehr ähnliche bimodale Verteilungen, deren Gipfel in der 5ϕ - (grober Silt) und $\leq 9 \phi$ -Unterfraktion (Ton) liegen (Abb. 46). Die mittlere Korngröße bewegt sich von $6,2$ bis $7,7 \phi$, die Sortierung ist nach Tucker (1996: 72) mit Werten zwischen $1,9$ und $2,1$ als schlecht bis sehr schlecht einzustufen (Abb. 35, 39, 40, 42). Die Schiefe ist symmetrisch, die Kurtosis aufgrund der ausgeprägten Bimodalität sehr breitgipflig.

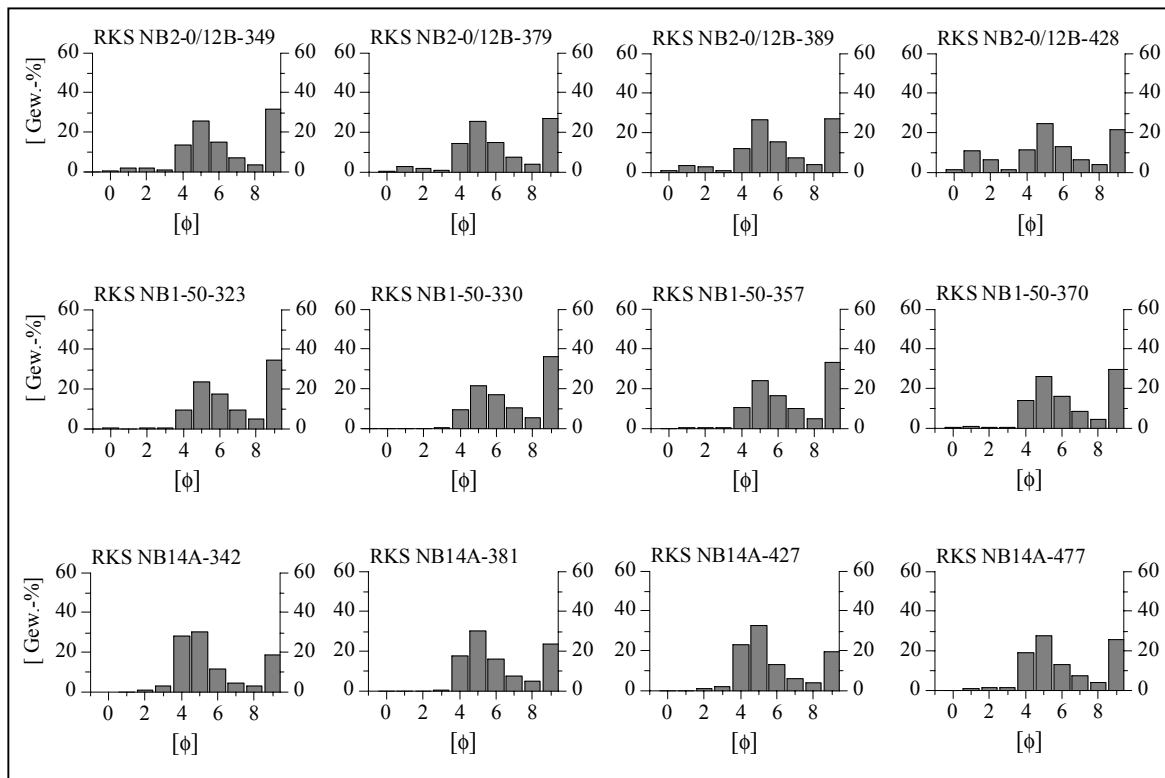


Abb. 46 Repräsentative Histogramme für Proben der spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehme.

In diesen Hochflutlehmen treten graue bis dunkelgraue Bodenhorizonte ($\pm 10\text{YR}4/1$) auf, die aufgrund ihrer charakteristischen Färbung, ihrer Position im sedimentären Kontext und den höheren Kohlenstoffgehalten als fossile A-Horizonte zu interpretieren sind (Abb. 39, 40, 46). Neben einem weitverbreiteten A-Horizont, der zumeist den oberen Abschluß der Hochflutlehme bildet, kommt in vielen Bereichen mindestens ein weiterer, i.d.R. geringmächtiger und schwächer ausgeprägter A-Horizont vor (Abb. 47). Da die Horizontuntergrenze des jüngeren A-Horizontes stets durch einen allmählichen Übergang zum Liegenden gekennzeichnet ist, darf für diesen eine autochthone Genese angenommen werden. Hingegen sind die Befunde für die innerhalb des Hochflutlempaketes existierenden A-Horizonte weniger eindeutig, da hier vereinzelt scharfe Horizontuntergrenzen notiert werden können. Für die älteren, geringmächtigeren und schwächeren A-Horizonte kann die Frage nach einer entweder autochthonen oder allochthonen Genese nicht beantwortet werden. Die sehr unterschiedlichen Horizontmächtigkeiten sind durch postpedogenetische Erosion bedingt. Der obere A-Horizont ist wenige cm bis i.d.R. einen, z.T. auch drei dm mächtig.

Von diesen Verhältnissen weicht die Situation im S Auenquerschnitt NB2 ab. Hier tritt der obere A-Horizont ab 530 m im Vergleich zum Ausgangsmaterial deutlich toniger auf. Ebenso ist er mächtiger ($\pm 3\text{--}4$ dm bei 585–620 m) und dunkler, was auf eine intensivere Pedogenese hinweist (Abb. 47). Das Oberflächenniveau des Horizontes steigt zum Auenrand leicht an. Die Bodenbildung erstreckt sich auch auf die randlichen älteren Sande und Kiese.

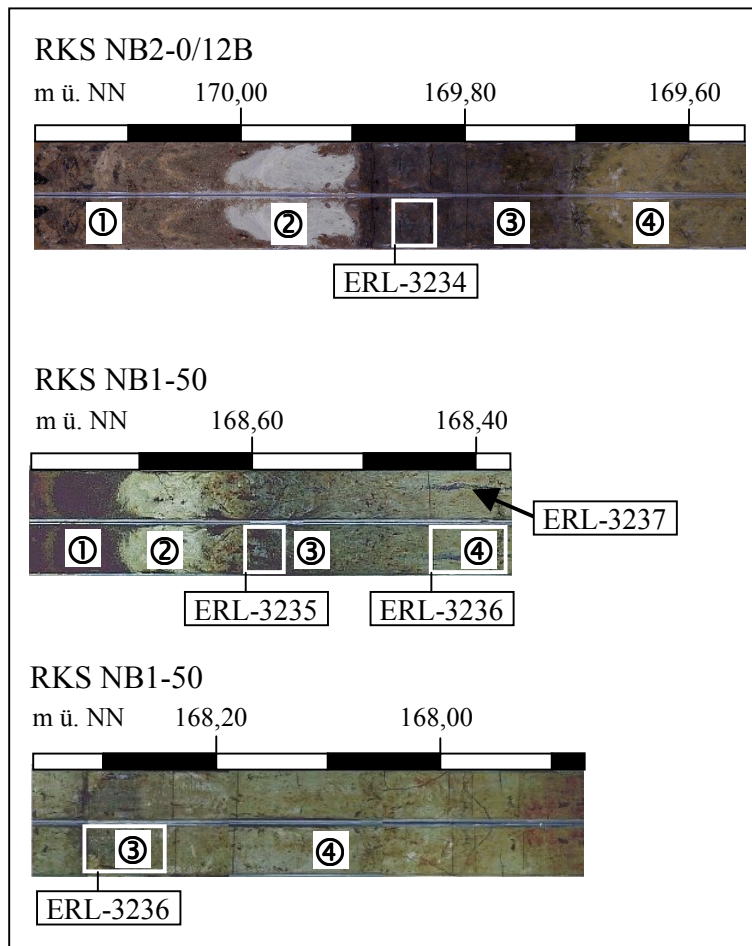


Abb. 47 Spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflutlehme und hangende LST-Lage.

① = Jüngere Dryas-Auensande; ② = LST-Lage;

③ = Paläoboden; ④ = Hochflutlehm;

weißer Rahmen = Bereich der Probennahme für AMS-Datierungen (s. Tab. 12).

Die Existenz der Paläoböden bezeugt den mehrphasigen Aufbau der Hochflutlehme, die in Zeiten geringerer Sedimentationsraten die Bildung humoser Oberbodenhorizonte ermöglichte. Die Mehrphasigkeit wird durch die Auswertung der Körnungseigenschaften gestützt. Die sehr enge Beprobung liefert Ergebnisse, die die allmähliche Verfeinerung der Sedimente von der Basis einer Hochflutlehmschicht bis zum Top eines A-Horizontes belegen (Abb. 39, 40). Dies läßt sich u.a. durch die Kurvenverläufe der mittleren Korngröße, der Sortierung und insbesondere des relativen Feinsiltanteiles, der nicht durch die Pedogenese beeinflusst wird, nachweisen. Im Falle der zweischichtigen Aufbaus am Standort der RKS NB1-50 zeichnet sich sogar eine gegenüber dem Standort NB2-0/12B deutlich erkennbare Erosionsdiskordanz ab. Wahrscheinlich ist sie die Ursache für die Geringmächtigkeit des unteren A-Horizontes. Der interne texturelle Aufbau der einzelnen Hochflutlehmschichten zeigt eine große Homogenität der Korngrößenverteilungen bzw. Korngrößenverteilungstrends. Dieses spricht eher für die Sedimentation im Verlauf eines Einzelereignisses oder von zeitlich kurz hintereinander auftretenden Hochwasserereignissen.

Neben den A-Horizonten sind weitere pedogenetische Merkmale in Form einer redoximorphen Überprägung der Hochflutlehmsedimente vorhanden. Durch Grundwassereinfluß sind die Hochflutlehme insgesamt leicht grünlich-grau gebleicht (10YR5/1–5/2 bis 5Y5/1–6/2), jedoch treten auch die Produkte einer irreversiblen Eisen- und Manganoxid-Fällung unter Sauerstoffzutritt auf. Es handelt sich um Eisen- und Manganflecken, -streifen und Eisenkonkretionen. Nur im S Auenquerschnitt NB1 kommen Eisenflecken mit >50 % Flächenanteil vor, die auch als Konkretionsnester oder bis 3 cm lange, ca. 3 mm starke Roströhren auftreten. Auch wenn man von der Roströhrengene auf eine syngenetische Vegetationsbedeckung schließen kann, lassen sich aus dem Umstand der persistenten Roströhren keine chronostratigraphischen Hinweise gewinnen. Möglicherweise steht die Häufung von Eisenkonkretionen in diesem Auenbereich in Zusammenhang mit den relativ stark oxidierten Umlagerungsprodukten des älteren pleistozänen Untergrundes, die in diesem Auenbereich die Basis der jungquartären Sedimente bilden. Dies deckt sich mit der Interpretation der Roströhrengene, die Haase et al. (1970: 148) liefern. Demzufolge entstehen Roströhrengley meistens in kompakten, lößbürtigen Substraten durch periodisch auftretende Vernässungen über Verdichtungsschichten. Bodengenetisch sind Roströhrengley als Übergangstyp zwischen Gley und Pseudogley aufzufassen.

Die chronostratigraphische Einordnung der Hochflutsedimentation beruht auf der hangenden LST-Lage als tephrochronologischem Marker sowie auf mehreren Radiokarbondatierungen. Der Umschwung vom *sand-bed river* zum *suspended-load river* kann nicht älter als 26000 Jahre sein, wie aus der Datierung ERL-3153 in den Sanden und Kiesen der Niederterrasse hervorgeht. Die flächenhafte Überdeckung mit der LST-Lage begrenzt den Bildungszeitraum zum Jüngeren hin auf das obere Allerød. Speziell die Anreicherungen organischer Substanz in den A-Horizonten können benutzt werden, um die Phasen der Hochflutlehmsedimentation chronostratigraphisch näher einzugrenzen.

Datierungen liegen für die A-Horizonte aus den RKS NB2-0/12B und NB1-50 vor (Abb. 33, 34, 47). Weiterhin können die Datierungen der in den Hochflutlehm eingeschalteten tonig-torfigen Feinklastika (Kap. 6.10.) und die Datierungen an den Altlaufsedimenten (Kap. 6.6.) herangezogen werden. Während für letztere durch die Verwendung ausgelesener Makroreste eine methodisch bessere Grundlage für die Interpretation der Altersbestimmungen gegeben ist, gestaltet sich die Altersinterpretation der *bulk samples* schwieriger (s. Kap. 4.2.5. und 4.2.6.). Insbesondere treten in den Sedimentproben des Hochflutlehms Holzkohlefitter auf, die eine Inkorporation umgelagerten, älteren Material darstellen könnten. Andererseits wirkt die Überlagerung der Hochflutlehme mit den verdichteten bzw. tonigen Formationen der Jüngere Dryas-Auensande und des Schwarzen Auenbodens begünstigend, indem diese eine postgenetische Kontamination mit jüngeren löslichen organischen Säuren oder Humusbestandteilen aus dem Hangenden verhindern. Darüber hinaus führt die Abwesenheit von Calciumcarbonat zur Immobilisierung der Humusverbindungen. Um eine weitere Fehlerquelle auszuschließen, wurden aus dem Probenmaterial die Wurzelbahnen entfernt (vgl. Kap. 4.2.6.; Ausnahme: ERL-3237, s.u.). Diese Umstände sprechen nach Fowler et al. (1986) dafür, daß für das Arbeitsgebiet dennoch zuverlässige *bulk sample*-Datierungen zu erhalten sind.

Der Datierung ERL-3143 (Auenquerschnitt NB2, Kap. 6.10.) zufolge ist das geringmächtige Hochflutlehmvorkommen im Liegenden der tonig-torfigen Feinklastika während oder vor der Meiendorf-Phase abgelagert worden. Die die tonig-torfigen Feinklastika überdeckende Hochflutsedimente haben an diesem Standort dagegen ein mindestens allerødzeitliches Alter (s. Datierung ERL-3142).

Die *bulk sample*-Datierung ERL-3234 im S Teil des Auenquerschnitts (RKS NB2-0/12B, Abb. 39, 47) liefert ein Messergebnis, dessen kalibrierter Altersbereich ins Prä-Allerød fällt, jedoch keinesfalls älter als Meiendorf ist. Der Datierung zufolge wäre der Hochflutlehm im Liegenden des A-Horizontes als „älter als Allerød“ einzustufen.

Aus dem mittleren Teil des Auenquerschnitts NB1 liegen 4 AMS-Datierungen vor (RKS NB1-50, Abb. 40). Die Probe ERL-3237 entstammt der dunkelgrau-humosen Senkwurzelfüllung, die sich aus dem Hangenden vom Schwarzen Auenboden (Kap. 6.14.) bis in den Hochflutlehm hinein verfolgen läßt (s. Abb. 47). Das Ergebnis legt nahe, für einen Großteil der Wurzelfüllung von einem Material auszugehen, welches aus dem Schwarzen Auenboden ins Liegende verlagert wurde. Die Ergebnisse der übrigen an den A-Horizonten durchgeführten Datierungen fallen sämtlich ins Spätpleniglazial. Dabei liegt keine chronologisch stringente Abfolge der Daten vor: das kalibrierte Alter des älteren A-Horizontes ist zwar älter als jenes aus dem Top des jüngeren A-Horizontes, jedoch ergab die dazwischen liegende Datierung an der Basis des jüngeren Horizontes ein um ± 2 ka älteres Datum. Da es sich bei der unteren Horizontgrenze gleichzeitig um eine Schichtgrenze zum liegenden Hochflutlehm handelt, könnte das hohe Alter auch die Folge einer stärkeren Aufarbeitung älteren Materials zu Beginn der neuerlichen Sedimentationsphase (Sedimentationsereignis) sein. Überdies erscheint die postsedimentäre und postpedogenetische Kontamination des älteren A-Horizontes mit jüngeren ^{14}C -Isotopen unwahrscheinlicher als die Kontamination der Basis des jüngeren Horizontes mit älterem ^{14}C . Die Hochflutsedimentation an diesem Standort ist daher in jedem Falle mindestens spätpleniglazial, da sich der ältere Oberboden noch gegen Ende des Spätpleniglazials, vermutlich um 16000 ka cal BP, entwickelte.

Weitere Hinweise zur Einstufung der Bildungsphasen der Hochflutlehme ergeben sich aus den Datierungen der Altlaufsedimente, die sich im S Teil des Auenquerschnitts NB1 im Liegenden der Hochflutlehme befinden (vgl. Kap. 6.6.). Diesen Datierungen zufolge hielt die Verlandung der Altläufe mindestens bis zum Übergang Spätpleniglazial/frühes Meiendorf an. Den Hochflutlehmsedimenten im Hangenden ist aufgrund dieser Daten und der überlagernden LST-Lage ein spätglaziales Alter zuzuweisen. Die *bulk sample*-Datierung HD-17409 ist in diesem Zusammenhang aufgrund der hohen Fehlerbereiche kaum verwertbar.

Die Ergebnisse der chronostratigraphischen Einordnung der Hochflutlehme werden in Tab. 23 nach Standorten zusammengefaßt. Trotz der methodisch bedingt vorsichtig definierten Altersspannen geht daraus klar hervor: Für jeden beprobten Standort liegen deutlich voneinander abweichende Alter für die jeweilige Hochflutsedimentation vor – auch wenn sie in vergleichbaren stratigraphischen Positionen vorkommen. Demzufolge handelt es sich bei dem regelhaft im unmittelbar Liegenden der LST-Lage auftretenden A-Horizont nicht

um eine im Auenquerschnitt synchrone Bildung. Ebenso wenig können die älteren Paläobodenhorizonte chronostratigraphisch miteinander korreliert werden.

Tab. 23 Alterseinstufung der Hochflutlehme nach Standorten.

Standort	Alterseinstufung
NB2, RKS NB2-24	unterer Teil: \geq Meiendorf oberer Teil: Allerød
NB2, RKS NB2-0/12B	älter als Allerød
NB1, RKS NB1-50	Spätpleniglazial
NB1, RKS NB1-14A	Spätglazial

Dieser Befund zum sedimentären Aufbau entspricht dem räumlich-zeitlichen Ablauf der Prozesse der Hochflutsedimentation. Übereinstimmend beschreiben z.B. Marriott (1992), Walling et al. (1997), Asselmann & Middelkoop (1998) und Walling & He (1998) die rezente Genese feinkörniger Hochflutsedimentdecken als kleinsträumig differenziert („patchy“) und bevorzugt der präexistenten Auentopographie folgend. Die räumlich-zeitliche Verteilung des vertikalen wie lateralen Sedimentaufbaus unterliegt dementsprechend einer autigenen Variabilität (Walling et al. 1997). Aus diesem Grunde sind die Hochflutsedimente mitteleuropäischer Auen keine im Querschnitt einheitlich stratifizierten, decken- oder stockwerkartig aufgebauten Sedimentkörper, deren Lithostratigraphie eine lateral wie longitudinal durchhaltende Ausweisung isochroner Schichten oder -glieder zuließe (vgl. Kap. 2.2.2.).

In der Bessinger Talweitung erfolgte die Sedimentation der feinklastischen Hochflutlehme in mehreren Phasen. Wahrscheinlich geschah dies in Einzelereignissen oder im Zuge einer zeitlich zusammenhängenden Reihung von Ereignissen. In den zwischenzeitlichen Sedimentationspausen entwickelten sich schwache A-Horizonte, die bei darauffolgenden Ereignissen stellenweise abgetragen wurden, aber auch stellenweise erhalten blieben. Vorherige Erosionsbereiche werden dadurch nachfolgend zu bevorzugten Sedimentationsbereichen. Die Prozeßdynamik der Hochflutlehmsedimentation resultiert einerseits in einer chronostratigraphisch korrekten Abfolge übereinanderliegender Hochflutlehme und Paläoböden. Andererseits bedingt dies zugleich ein Nebeneinander verschieden alter Hochflutlehme und A-Horizonte. Die textuellen und pedologischen Unterschiede zwischen den offenkundig verschieden alten Bildungen sind dabei so gering, daß eine chrono- und lithostratigraphisch gesicherte Differenzierung nicht möglich ist. Houben (1997) unternahm auf der Grundlage der topographischen Korrelation der Paläobodenhorizonte eine Versuch in diese Richtung, jedoch ist diese Gliederung auf dem Hintergrund der vorliegenden Ergebnisse zu revidieren. Die mehrphasigen spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehme werden deshalb in den Darstellungen der Auenquerschnitte zu einer Formation zusammengefaßt (Abb. 33, 34).

Die Zusammensetzung der Hochflutlehme verweist auf die Lößbedeckung im Einzugsgebiet als Sedimentliefergebiet. Dabei deckt sich der festgestellte Zeitraum der feinklastischen Hochflutsedimentation mit jenem der spätpleniglazialen Lössedimentation im Oberrheingebiet, deren jüngste Phase ein TL-Alter von 16–15 ka hat (Antoine et al. 2001: 226). Die Ergebnisse der Datierungen an den Hochflutsedimenten implizieren jedoch die Untauglichkeit der im Auenbereich auftretenden Bodenbildungen für die Lößstratigraphie.

6.10. Tonig-torfige Feinklastika

Tab. 24 Kurzbeschreibung: Tonig-torfige Feinklastika.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
stark tonige Silte bis stark siltige Tone; 10YR3/1-2, -2/1	Lokale Vermoorung in Senkenposition	Meiendorf bis Allerød; Datierungen: ERL-3142, ERL-3143 nur in NB2

Die tonig-torfigen Feinklastika sind mit einer mittleren Korngröße von 6,5–8 ϕ insgesamt etwas feiner als die im Hangenden wie Liegenden anstehenden Hochflutlehme (s.a. Abb. 48). Sie zeichnen eine ehemalige Senkenposition im Auenbereich nach. Der morphographische Befund wird durch die vertikale Entwicklung des Feinsilt- und Feinsandanteils gestützt, die die zunehmend feinklastischere Sedimentation in eine flacher werdende Senke widerspiegeln. Die sich darin etablierende Vegetationsgesellschaft weist auf einen hohen Grundwasserspiegel in den damaligen Auensedimenten hin. Den beiden Datierungen zufolge könnte die Vermoorung vom frühen Spätglazial (Meiendorf) oder früher bis zum Allerød bestanden haben (Abb. 28, 35, Tab. 12).

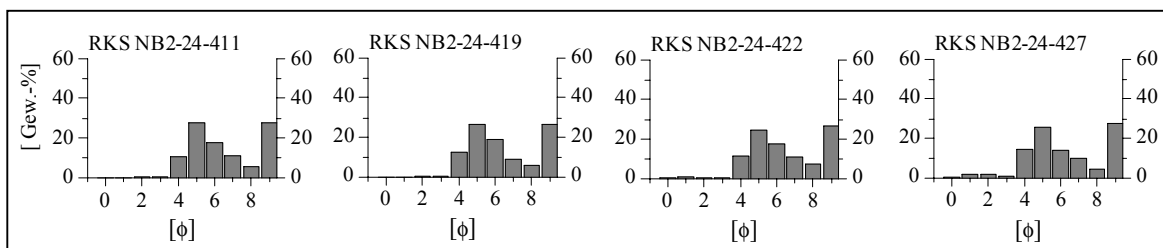


Abb. 48 Repräsentative Histogramme von Proben aus den tonig-torfigen Feinklastika.

6.11. Laacher See Tephra-Lage

Tab. 25 Kurzbeschreibung: Laacher See Tephra-Lage.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
Silt bis sandiger Silt; 10YR6-7/1-2, 5Y6/1-7/2	zeitnah zum LSE umgelagerte LST	Allerød, 12900 cal BP

Ein auffälliges Element der Lithostratigraphie der Bessinger Talweitung ist eine weißgraue bis hellgraue Silt- bis sandige Siltlage. Sie tritt zwischen den liegenden spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehmen und den hangenden Jüngeren Dryas-Auensanden auf (Abb. 47). Das Sediment zeichnet sich durch eine sehr schlechte Sortierung aus (Abb. 39, 40), die sich auch in den Korngrößen-Histogrammen abbildet (Abb. 49).

Die Durchsicht der Schwermineralgehalte der LST-Lage (nicht ausgezählte Präparate) ergab für alle Proben ein für die Laacher See Tephra signifikantes Schwermineralspektrum (kennzeichnende Minerale Ägirin-Augit, brauner Hornblende und Titanit; Durchsicht dankenswerterweise durch Herrn Prof. Dr. H. Thiemeyer, J. W. Goethe-Universität Frankfurt am Main, s.a. Kap. 6.12.). Demnach handelt es sich um eine Schicht, in der Laacher See Tephra-Minerale hochkonzentriert vorliegen und deren charakteristisch weißgrauer, unverwitterter Zustand den regionalen, autochthonen LST-Vorkommen im nicht-fluvialen Sedimentationsraum gleicht (z.B. Schottler 1918, 1921, Bogaard & Schmincke 1985). Lithogenetisch wird diese Schicht als Produkt von zeitnah zum LSE abgelaufenen Verspülungs- und Umlagerungsprozessen gedeutet. Die LST-Lage kann daher als tephrochronologischer Horizont interpretiert werden, der die Zeit des LSE um 12900 cal BP repräsentiert. Vergleichbare Vorkommen und Interpretationen werden für die nähere Umgebung des Einzugsgebiets von Mäckel (1969), Bibus (1973, 1976b) und Nolte (2000) beschrieben.

In den Proben der LST-Lage tauchen zahlreiche Holzkohlefitter auf. Die Sohlfläche der LST-Lage ist zum Liegenden stellenweise scharf abgrenzbar. Das deutet – gemeinsam mit den wechselnden Mächtigkeiten oder dem Aussetzen der liegenden A-Horizonte – auf eine nur örtlich erosive Sohlfläche hin. Die Sohlfläche ist als *6th-order*-Schichtfläche einzustufen, die stellenweise Aufarbeitung des Liegenden reichte aber i.d.R. nicht über die teilweise Kappung des obersten A-Horizontes hinaus. Hingegen bilden sich die Eigenschaften der Dachfläche der LST-Lage in den Bohrungen weniger eindeutig ab. Die Mächtigkeit der LST-Lage variiert stark vom cm- bis zum dm-Bereich. Die eingeschränkten Möglichkeiten

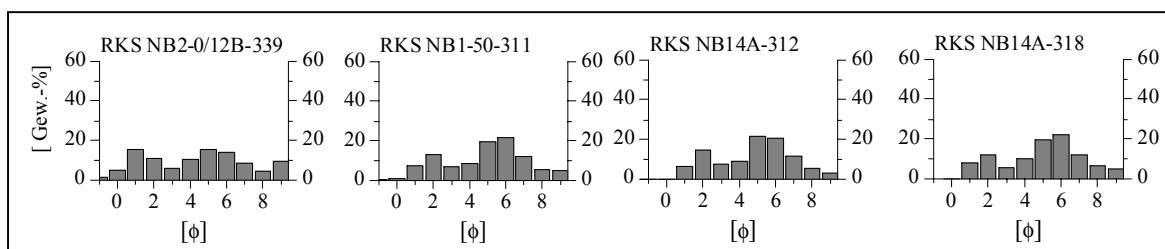


Abb. 49 Histogramme der Proben aus der LST-Lage.

einer hierarchischen Schichtflächenklassifikation erlauben es nicht, die über der hochkonzentrierten LST-Lage liegenden Schichten in ein lithostratigraphisches Korsett einzufügen (s. Kap. 5.). In den Darstellungen der Auenquerschnitte wird die LST-Lage daher als eigenständige Schicht bzw. „Formation“ ausgewiesen, was u.a. durch ihren tephrochronologischen Wert gerechtfertigt erscheint.

6.12. Jüngere Dryas-Auensande

Tab. 26 Kurzbeschreibung: Jüngere Dryas-Auensande.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
wechsellagernde, feinschichtige bis feinlaminierte, z.T. rhythmisch geschichtete sandige Silte und siltige Sande; 10YR5-3/1, -4/3-4, örtlich 10YR5-6/3	<i>single-thread river, sheetflood plain</i>	erste Phase der Jüngeren Dryas

Die im Mittel 10 dm mächtigen Auensande setzen sich aus verschiedenen feinschichtigen bis laminierten, z.T. schräggeschichteten Einzellagen (Schichten) zusammen. Diese umfassen ein breites Korngrößenspektrum von überwiegend fein- und feinstsandigen Silten und siltigen Fein-/Feinstsanden. An manchen Stellen wird die LST-Lage zunächst von betont grobklastischen, d.h. grobsandigen Sedimentlagen überdeckt (z.B. RKS NB1-50, Abb. 47). In den hangenden Bereichen treten die Grob- und Mittelsandfraktionen demgegenüber seltener als Hauptfraktionen oder Beimengungen in Erscheinung (Abb. 50). Untergeordnet tauchen auch hellgraue bis weißgraue Siltlagen auf. Insbesondere in den rhythmischen Partien können gradierte Feinschichtungen festgestellt werden, die oben mit einer feineren, häufig dunkelgrauen Schicht abschließen (Abb. 51). Petrographisch gesehen nimmt dabei die Konzentration umgelagerter LST-Partikel nach oben hin zu (vgl. Kap. 6.18.). Die mittleren Korngrößen der Auensande und ihre korrelierte Uferwallfazies (RKS NB2-5A) fluktuieren stark zwischen 2,5 und 7 ϕ . Der Sortierungsgrad ist überwiegend sehr schlecht und die Schiefe symmetrisch bis positiv, d.h. die beprobten Schichten haben häufig einen „feinen Schwanz“. Dessen ungeachtet läßt sich über die gesamte Ablagerungssequenz hinweg ein Trend zur zunehmenden Verfeinerung beobachten (s. Abb. 35, 36, 39, 40, 42). Die Auensande gehen schließlich mehrheitlich ohne erkennbare Schicht-/Schichtgliedgrenze in die hangenden Hochflutlehme über (s. Kap. 6.13.).

Die Auensande sind insgesamt sehr dicht und kompakt gelagert, wobei die Kompaktion und der Siltanteil zu den Auenrändern hin zunimmt. Es liegen keine Anzeichen für eine frühdiagenetische Überprägung durch Auflast und Zementierung vor, die die Ursache für die Kompaktion sein könnten. Vielmehr ist davon auszugehen, daß ein verlangsamter Sedimentationsprozeß der Feinstsand-, Silt- und Tonpartikel die wechselnd intensiv verdichteten Sedimentlagen schuf. Der hohe Tephraanteil, der im Einzugsgebiet überreichlich zur

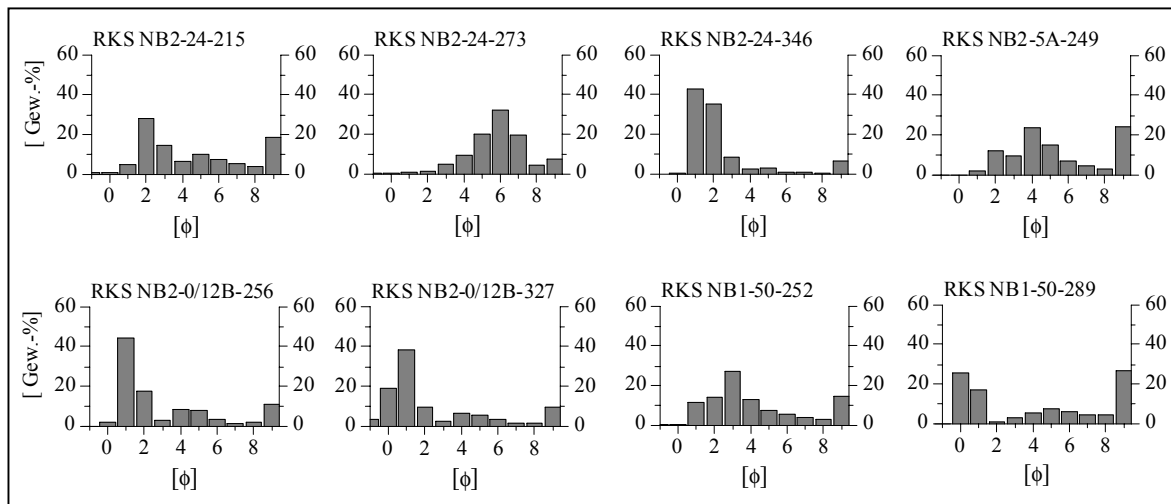


Abb. 50 Repräsentative Histogramme illustrieren das Spektrum auftretender Korngrößenverteilungen in den Jüngere Dryas-Auensanden.

Verfügung stand, und die leicht aufzunehmenden und in Suspension transportierten Korngrößen liefern weitere Hinweise auf eine Sedimentation aus Strömungen mit einem hohen Stoffkonzentration. Nach Costa (1988: 114 ff.), Julien (1995: 187 ff.) und Mulder & Alexander (2001) verändern sich die Fließeigenschaften in hochkonzentrierten Strömungen ab einem Feinkornanteil von ca. 20 Vol.-% die Fließ- und Fluideigenschaften: Dichte und Viskosität nehmen überproportional zu und die Sinkgeschwindigkeit der Partikel nimmt ab. In gleicher Weise ist das Sundborg-Hjulström-Diagramm zu interpretieren (Sundborg 1967). Mulder & Alexander (2001) entwickeln Kriterien für die weiterführende Definition verschiedener subaquatischer und subaerischer Stofftransporte, die sich durch – im Vergleich zu fluvialen Transporten i.e.S. – überhöhte Stoffkonzentrationen auszeichnen. Demnach sprechen folgende Merkmale der Auensande für die Sedimentation der Auensande durch sog. *concentrated density-flows* (Mulder & Alexander 2001: 284 f.): eine basale grobklastische Lage (Grobsande, s.o.), keine bis geringfügig intensiv ausgeprägte erosive Basis, laminierte Schichtungen, Schichten und Schichtglieder zeigen z.T. *fining up*-Sequenzen, Verfeinerungstendenz nimmt zum Top der Ablagerung zu, Schichtungsmerkmale, Hinweise auf gepulste Strömungen. Sie können demnach sedimentologisch von *Newtonian flows* und *hyperconcentrated flows* unterschieden werden, die Übergänge zum Fließ- und Sedimentationsverhalten letzterer sind fließend (Mulder & Alexander 2001). Die Sedimentationseigenschaften von *concentrated density-flows* erklären die zum Auenrand zunehmende Kompaktion und Dominanz der Siltfraktion, die auf distal zum Gerinnebett zunehmend geringere Wassertiefen und Fließgeschwindigkeiten zurückzuführen ist (Abb. 39).

Für die chronostratigraphische Einordnung der Auensande stehen keine unabhängigen Datierungen aus dem Arbeitsgebiet zur Verfügung. Der Transport des im Vergleich zum Liegenden deutlich grobklastischeren Materials verweist auf eine übergeordnete Klimaänderung, die eine hinreichend stark erhöhte Transportkapazität der Wetter bewirken kann. Aufgrund ihrer stratigraphischen Position kommt hierfür nur die Klimaänderung zu Beginn



Abb. 51 Beispiel für den feinlamierten Aufbau der Jüngeren Dryas-Auensande (RKS NB2-24).

der Jüngeren Dryas in Frage. In sedimentologischen und paläobotanischen Untersuchungen im flußabwärts gelegenen Wettertal (Bos 1998, 2001, Nolte 2000) und dem benachbarten Amöneburger Becken (Wunderlich 1998) konnte durch günstigere Datierungsmöglichkeiten eine sedimentäre wie vegetationsgeschichtliche Unterteilung der Jüngeren Dryas in zwei Phasen dokumentiert werden (s.a. Andres et al. 2001). Analog zu den Befunden aus den benachbarten Gebieten müssen die Jüngere Dryas-Auensande der Bessinger Talweitung wahrscheinlich der frühen Phase der Jüngeren Dryas zugeordnet werden (s. ausführliche Diskussion in Kap. 7.).

Die morphologischen Befunde zum Aufbau des Gerinnebettgürtels und die textuellen sowie strukturellen Eigenschaften der Auensande zeigen, daß in der Bessinger Talweitung zu Beginn der Jüngeren Dryas *kein* Environment herrschte, welches mit dem eines *sand-bed braided river* oder *gar gravel-bed braided river* vergleichbar wäre. Im Gegensatz dazu kann ein ausgeformtes Gerinnebett nachgewiesen werden, das noch mindestens bis zum Präboreal und darüber hinaus eine stabile Position einnahm (siehe Gerinnebett C2, Kap. 6.3. und Kap. 5.2.3.). Die laminierten Sande und Silte deuten auf eine gepulste Abfolge schichtflutartiger Sedimentationsereignisse hin (z.B. Miall 1985: 213), die bei der Ausuferung aus einem etablierten Gerinnebett auftraten. Die Häufung dieser Ereignisse dürfte zum einen durch die stadialen Klimabedingungen verursacht sein und auf häufigere und erhöhte Abflußspitzen eines schneeschnelzgesteuerten Abflußregimes hinweisen (Andres et al. 2001; s. weiterführende Diskussion in Kap. 7.).

6.13. Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme

Tab. 27 Kurzbeschreibung: Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
tonige Silte, z.T. auch siltige Tone; 10YR5-4/2	Hochflutsediment	spätere Jüngere Dryas (bis maximal Präboreal)

Die Jüngere Dryas-Auensande gehen flächendeckend in feinklastische Hochflutlehme über (s. Abb. 35, 40, 42). Nur stellenweise kann eine deutlichere Schichtgrenze festgelegt werden (z.B. Abb. 39). In dieser Arbeit wird die gezeichnete „Grenze“ zwischen beiden Forma-

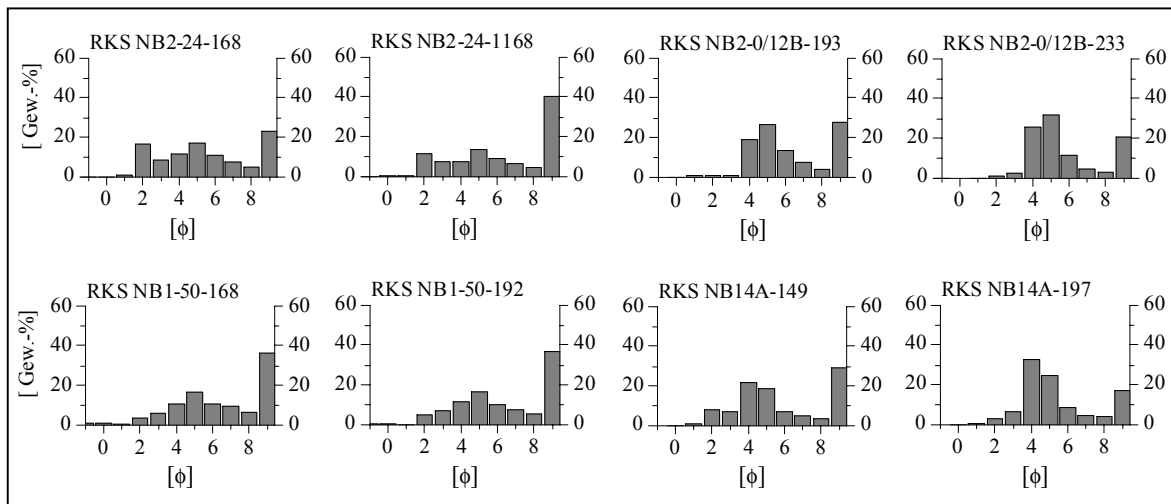


Abb. 52 Repräsentative Histogramme aus dem Jüngere Dryas-/präborealen Hochflutlehm. Die Proben RKS NB2-24-168 und RKS NB2-24-1168 stammen aus dem gleichen Teil der RKS: -168 = HFL-Material, -1168 = Wurzelbahnfüllung aus verlagerten Tonen und HFL-Material (vgl. Abb. 53).

tionen am (Feinst-)Sandanteil ausgerichtet: Bei den ausgewiesenen Hochflutlehmen handelt es sich um Feinklastika ohne bedeutende Sandbeimengung im Sinne der in Kap. 4.3. dargelegten Klassifikation (Abb. 52). Die mittleren Korngrößen sind mit Werten um 6 ϕ leicht grobklastischer als die der jüngeren oder älteren in der Bessinger Talweitung auftretenden Hochflutlehme. Verfolgt man die Entwicklung der mittleren Korngröße und des relativen Feinsiltanteils aus dem Liegenden bis ins Hangende, so scheint ein allgemeiner Verfeinerungstrend vorzuherrschen. Dieser setzt sich aus den liegenden Auensanden bis in den hangenden Schwarzen Auenboden fort (s. Kap. 6.14.).

Für eine genaue chronostratigraphische Positionierung des Hochflutlehms konnte kein datierfähiges Material gewonnen werden. Die Hochflutlehmgenese kann jedoch nicht älter sein als Jüngere Dryas. Auf der anderen Seite begrenzt der als mindestens boreal eingeschätzte Schwarze Auenboden (Kap. 6.14.) im Hangenden den möglichen Bildungszeitraum. Die Sedimentzulieferung des lößbürtigen Materials zum fluvialen System erfordert vegetationsfreie bzw. nur schwach mit Vegetation bedeckte Hänge in den lößbedeckten Teileinzugsgebieten, was einen Hinweis auf den möglichen Bildungszeitraum gibt. Nach Stobbe (1996) war in dieser Region die Wiederbewaldung bereits im Präboreal abgeschlossen, so daß eine Hochflutlehmsedimentation bis ins obere Präboreal unwahrscheinlich ist. Auch Nolte (2000: 90 ff.) beschreibt ein als „Hochflutsediment 4“ klassifiziertes Hochflutlehm-vorkommen im mittleren bis unteren Wettertal. Das „Hochflutsediment 4“ wird aufgrund der relativ-stratigraphischen Position zu chrono- und biostratigraphisch bestimmten Sedimenten als Bildung einer späteren Phase der Jüngeren Dryas eingestuft (Nolte 2000: 92).

Die stratigraphischen und sedimentären Eigenschaften des von Nolte (2000) dargelegten Hochflutlehm-vorkommens gleicht denen der Bessinger Talweitung. Daher kann man für die Hochflutlehme der Bessinger Talweitung von einem wahrscheinlich jüngere-dryas-

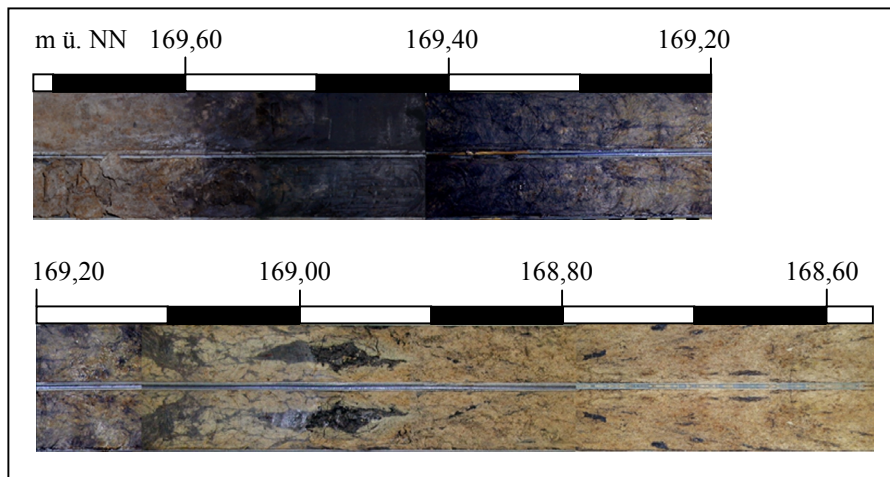


Abb. 53 Schwarzer Auenboden (oben) und Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme (unten; RKS bei 352 m in NB1). Gut sichtbar sind die aus dem Schwarzen Auenboden (oben) in Wurzelbahnen ins Liegende verlagerte dunklen Tone.

zeitlichen, jedoch höchstens noch frühpräborealen Alter ausgehen. Das liefert auch eine plausible Erklärung für die mehrheitlich auftretenden textuellen Übergänge von den liegenden Auensanden der frühen Jüngeren Dryas in den hangenden Hochflutlehm.

Der Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehm ist in charakteristischer Weise durch post-sedimentäre Prozesse der Verlagerung dunkelgrauen, humos-tonigen Materials aus dem Hangenden gekennzeichnet. Die wechselnd starke Fleckung und Streifung folgt ehemaligen Wurzelbahnen und Trockenrissen und nimmt i.d.R. nach unten ab (Abb. 54). Der Vergleich der Kornverteilungen des Hochflutlehms (Abb. 52, RKS NB2-24-168), der sekundären Wurzelbahnfüllung (Abb. 52, Proben RKS NB2-24-1168) mit dem Schwarzen Auenboden (Abb. 54) veranschaulicht die Herkunft des Füllmaterials aus dem hangenden Schwarzen Auenboden (s.a. Datierung ERL-3237, Kap. 6.9.).

6.14. Altholozäner Schwarzer Auenboden

Tab. 28 Kurzbeschreibung: Altholozäner Schwarzer Auenboden.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
siltige Tone; 10YR3/1-2, -2/1-2, 7,5YR2/0	Hochflutsediment, durch syn- und postsedimentäre Pedogenese stark überprägt	mindestens Boreal; Datierung: HD-17406

Der Wechsel vom Jüngere Dryas-/präborealen Hochflutlehm zum sog. Schwarzen Auenboden vollzieht sich meist als allmählicher Übergang. Das gilt zum einen für die vertikale Entwicklung der Korngrößenverteilungen vom liegenden Hochflutlehm in den Schwarzen Auenboden, zum anderen für die dunkle Färbung als auffälligstes Merkmal des Schwarzen

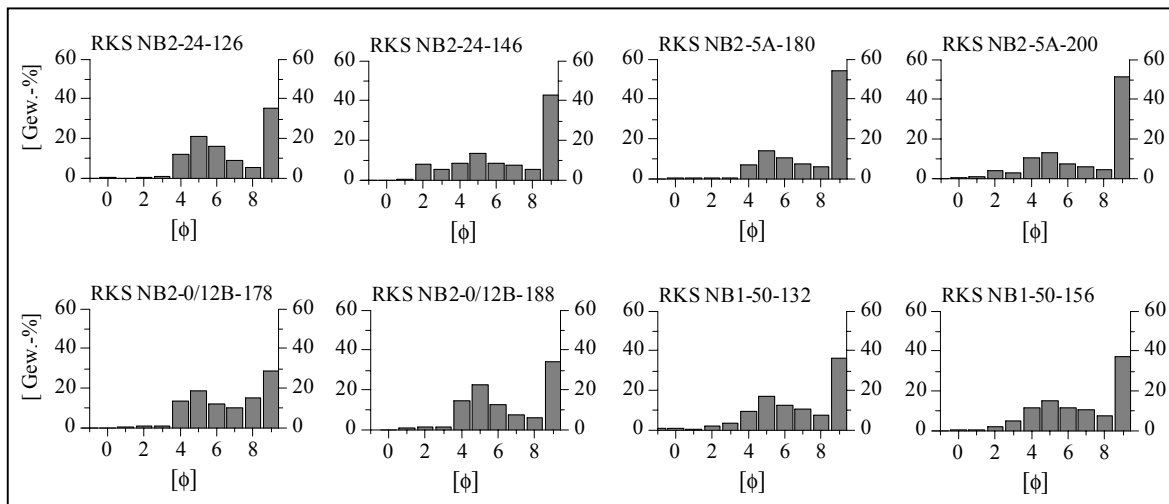


Abb. 54 Ausgewählte Histogramme für Proben des Schwarzen Auenbodens.

Auenbodens. Die mittlere Korngröße liegt bei 7–8 ϕ , die Feinsilt- und Kohlenstoffanteile steigen im Schwarzen Auenboden an (Abb. 35, 36, 39, 40, 42).

Die Korngrößenanalysen belegen die im Gelände beobachtete kontinuierliche Verfeinerung des Sedimentaufbaus von den Auensanden über die Hochflutlehme bis in den Schwarzen Auenboden. In allen Bohrprofilen, die den Schwarzen Auenboden enthalten, zeichnet die stetige Zunahme des relativen Feinsilt-Quotienten bei einer gleichzeitigen Abnahme des Feinsand-Quotienten diesen Verfeinerungstrend am deutlichsten nach (Abb. 35, 38, 39, 40, 42). Der eindeutige Trend der Feinsiltfraktion belegt die seit der Jüngerer Dryas zunehmend ruhigeren Sedimentationsbedingungen. Zwar zeigt der Tonanteil die gleiche Tendenz, jedoch ist die milieuspezifische Interpretation des Tonanteils problematisch, da dieser theoretisch auf pedogenetische Tonmineralneubildungen zurückgehen könnte (vgl. Diskussion bei Rittweger 2000). Andererseits kann aus dem Befund zur Verteilung der Feinsiltfraktionen die Zunahme des Tonanteils vom Liegenden auf 30–60 % im Schwarzen Auenboden sedimentären Prozesse zugeschrieben werden. Das erklärt auch die in den Korngrößen-Histogrammen sehr ähnliche relative Verteilung der Klassen –1 bis 8 ϕ für die Jüngere Dryas-/präboreale Hochflutlehme und den Schwarzen Auenboden. Letzterer unterscheidet sich durch einen höheren Anteil der Fraktionen $\geq 9 \phi$ (Grobton) vom liegenden Hochflutlehm, ohne das eine durch hydrolytische Tonmineralneubildungen verursachte relative Abnahmen der Siltfraktionen 4–8 ϕ zu verzeichnen sind.

Der morphographische Aufbau des Schwarzen Auenbodens zeigt in den Querprofilen eine Zunahme der Mächtigkeiten in Senkenpositionen der unterlagernden Hochflutlehmoberfläche. Ebenso wie die Körnungseigenschaften weist das auf den sedimentären Charakter der minerogenen Komponente des Schwarzen Auenbodens hin.

Der Schwarze Auenboden verdankt seine Bezeichnung der charakteristisch dunklen Färbung. Die Farben reichen in der Bessinger Talweitung von braun und dunkelbraun bis tiefschwarz (Abb. 53). Übereinstimmend steigen die Kohlenstoffgehalte im Schwarzen Auenboden gegenüber dem Liegenden und Hangenden an, jedoch scheinen die Werte von

0,9–1,1 Gew.-% Gesamtkohlenstoff vergleichsweise gering in Anbetracht der intensiven Färbung. Im Schwarzen Auenboden treten keine makroskopisch erkennbaren Pflanzenreste in Erscheinung.

Die intensive Verlagerung des dunklen und tonigen Schwarzen Auenboden-Materials entlang von Wurzelbahnen ins Liegende ist ein kennzeichnendes Merkmal der Bessinger Talweitung (Abb. 53). Die Intensität der Fleckung und Streifung nimmt nach unten ab und bedingt einen fließenden visuellen Übergang zwischen Schwarzem Auenboden und den liegenden Hochflutlehmen (Kap. 6.13.). Die Existenz einer sedimentären Sohlfläche des Schwarzen Auenbodens muß aufgrund der Korngrößenbefunde ohnedies als widerlegt gelten. Nach Wildhagen & Meyer (1972: 16) wird die Ton-Migration vom Schwarzen Auenboden ins Liegende durch kalkfreie Substrate begünstigt. Dadurch ließe sich die im Unterschied zum mittleren Wettertal wesentlich intensivere Ton-Migration der Bessinger Talweitung erklären, da im mittleren Wettertal carbonatische Gesteine des Tertiärs vorkommen (vgl. Nolte 2000). Die Entmischung kann nur durch den Transport dispergierter Ton-Humus-Komplexe mit dem vertikalen Sickerwasserstrom durch die ungesättigte Bodenzone erklärt werden. Das wiederum erfordert einen Grundwasserflurabstand, der über längere Zeit wenigstens mit dem unteren Verbreitungsbereich der verlagerten Tone korreliert.

Dunkle, tonige Sedimente des Altholozäns sind weitverbreitet in deutschen Auenlandschaften. Folglich widmen sich zahlreiche Publikationen den Eigenschaften und der Genese dieser Ablagerungen (z.B. Lüttig 1960: 44, Rohdenburg 1965, Wildhagen & Meyer 1972: 39 ff., Becker 1982: 93 f., Brosche 1984: 117, Litt 1987: 65, s.a. Kap. 8.3.). Die Benennung variiert in Abhängigkeit von den Autoren (z.B. „Schwarzer Leineton“ Pretzsch 1994, „Feuchtschwarzerde“ Mäckel 1969 und Sabel 1982, „Pseudo-Tschernosem“ Schirmer 1995). Die Merkmale des Schwarzen Auenbodens in der Bessinger Talweitung entsprechen den Beschreibungen von Filzinger & Dohrn (1993), Urz (1995), Rittweger (1997), Wunderlich (1998) und Nolte (2000) für die nähere Umgebung des Untersuchungsgebietes. Daher wird aus den jüngeren Publikationen mit Bezug zur S Hessischen Senke die Bezeichnung "Schwarzer Auenboden" übernommen (z.B. Rittweger 1997, 2000, Wunderlich 1998, Nolte 2000), gleichwohl dieser Ausdruck der komplexen Genese nicht völlig gerecht werden kann (s. Kap. 7.3.; vgl. Rittweger 2000).

Die Alterseinstufungen des Schwarzen Auenbodens in der Bessinger Talweitung liegt eine Sedimentdatierung (HD-17406) vor, das auf das Boreal als Bildungszeitraum für die Inhaltsstoffe hinweist, aus denen sich das ¹⁴C-Signal zusammensetzt. Diese Einschätzung fügt sich in die Alterseinstufungen für Beginn und Ende der Schwarzen-Auenboden-Genese der S Hessischen Senke. Aus dieser Region liegen örtlich variierende Alter vor, die zumeist vom Boreal, z.T. auch Präboreal bis ins Atlantikum oder Subboreal reichen (Mäckel 1969, Filzinger & Dohrn 1993, Urz 1995, Stobbe 1996, Rittweger 1997, 2000, Wunderlich 1998, Nolte 2000).

Der Stand der genetischen Interpretation des Schwarzen Auenbodens wird bei Rittweger (2000) ausführlicher diskutiert. Neben der minerogenen ist die organische Komponente für die genetische Bestimmung von Bedeutung, auch wenn sich diese durch die i.d.R. extrem

schlechte bis fehlende Erhaltung organischer Mikrofossilien (Pollen, botanische und faunistische Makroreste) gegenüber der einfachen Analytik verschleißt. Analog zum morphographischen Befund handelt es sich den paläobotanischen Untersuchungen Rittwegers (1997) zufolge um eine multifazielle Bildung. Diese umfaßt in Abhängigkeit von der standörtlichen Situation anmoorig-niedermoorige Bildungen in Senkenpositionen bis feuchthumusartige Horizonte in höheren, grundwasserferneren Positionen (Rittweger 1997, 2000). Das heutige, faziesunabhängig weitgehend einheitliche Erscheinungsbild geht auf eine spätere Grundwasserabsenkung zurück, in deren Folge unter Luftsauerstoffzutritt jegliche organische Substanz weitgehend zersetzt und mineralisiert wurde (Rittweger 1997). Die Grundwasserabsenkung im Auenbereich ist zugleich die Ursache für die erfolgte Verlagerung der Tonhumuskomplexe aus dem Schwarzen Auenboden ins Liegende (s.a. Houben et al. 2001). Rittweger (1997) ordnet diese Phase, für die auch Lipps (1988) Hinweise auf eine Grundwasserabsenkung darlegt, dem frühen Subboreal zu.

Im größeren Teil der Publikationen wird der Schwarzen Auenboden als Bodenbildung in Auenlage gedeutet (z.B. Mäckel 1969, Becker & Schirmer 1977, Sabel 1982, Brosche 1984, Mäckel & Röhrig 1991, Feldmann & Schellmann 1994, Pretzsch 1994; s. Überblick in Wunderlich 1998). Die Mehrzahl dieser Arbeiten wurde durch betont bodenkundlich vorgebildete Autoren geleistet, die besonders auf die Genese der organischen Komponente des Schwarzen Auenbodens fokussierten. Insofern deckt sich deren genetische Deutung mit der Auffassung Rittwegers (1997), da die faziell differenzierte Anreicherung mit organischem Material aus bodenkundlicher Perspektive auch dem Bereich verschiedener semiterrestrischer Bodenbildungsprozesse zugeordnet werden kann. Der morphographische Befund aus der Bessinger Talweitung entspricht ebenfalls soweit der Interpretation Rittwegers (1997). Auch fügt sich der Einzelbefund, der für die Proben aus der Senkenposition einer (RKS NB2-5A, Abb. 36) insgesamt feinere mittlere Korngrößen gegenüber den Standorten der NB2-24 und NB2-0/12B (Abb. 35, 40) zeigt, hier ein (Abb. 35, 36, 39).

6.15. Jungholozäne Hochflutlehme

Tab. 29 Kurzbeschreibung: Jungholozäne Hochflutlehme.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter
siltige Tone, z.T. mit Einschaltung von Tonen; 10YR3/3, -4/1-3, -5/1-2	Hochflutsediment	Jungholozän; zumindest stellenweise nicht älter als 1150 cal BP; Datierung: ERL-3151

Die jüngste stratigraphische Einheit wird durch die jungholozänen Hochflutlehme repräsentiert, für die in der geographischen Literatur meistens die Bezeichnung „Auenlehm“ verwendet wird. In der Bessinger Talweitung erreichen die jungholozänen Hochflutlehme mittlere Mächtigkeiten zwischen 120 und 170 dm. Speziell zum S Auenrand des Auenquerschnitts NB1 hin verringert sich die Mächtigkeit in Abhängigkeit von der Dachflächento-

pographie des Liegenden. Im Korngrößenspektrum sind überwiegend schwach- bis mittelsiltige Tone (mittlere Korngröße um $7 \pm 1 \phi$) vertreten. Darin schalten sich stellenweise mehrere dm mächtige Abschnitte aus schwach siltigem Ton bis Ton ($\leq 8 \phi$) ein, die allerdings bei wechselnden Mächtigkeiten nicht über den gesamten Auenquerschnitt zusammenhängend auftreten (s. Abb. 35, 36, 39, 40, 42). Die Farben variieren von kräftig braun bis fahlgrau in Abhängigkeit von der Überprägung durch sekundär-pedogenetische Prozesse. Die Prozesse der Vergleyung und Pseudovergleyung dominieren und rufen horizontgebundene, wechselnd intensive auftretende Merkmale der Redoximorphose hervor.

Die Hochflutlehme weisen die massige Textur auf, die für jungholozäne Hochflutlehme charakteristisch ist. Diese Eigenschaft wird zum einen der feinklastischen Zusammensetzung als auch postsedimentärer Bioturbation zugeschrieben. Die Arbeitshypothese zur Untersuchung der Korngrößenverteilungen in den jungholozänen Feinklastika lautete: Bei einem sich vertikal akkumulierenden Sediment können sich – ungeachtet des wahrscheinlichen Verlustes der primären Feinschichtung durch syn- und postsedimentäre Vermischung – längerfristige Veränderungstrends der Korngrößenzusammensetzung erhalten. Bedingt durch die postsedimentäre Veränderung können Schicht- oder Schichtgliedgrenzen nicht scharf definiert werden, doch sollte die Unschärfe die Mächtigkeit des Bioturbationshorizontes nicht überschreiten. Daher wurden die jungholozänen Hochflutlehme, unter Vermeidung größerer Mischproben, sehr eng beprobt, um möglicherweise vorhandene Trends aufzudecken (s. Kap. 4.2.1.).

Die sedimentstatistische Auswertung belegt das Vorhandensein eindeutiger Trends und Gruppierungen in der Korngrößenverteilung innerhalb der Hochflutlehme (Abb. 35, 36, 39, 40, 42). Dabei tritt in den RKS NB2-24, NB2-5A und NB2-0/12B in der oberen Hälfte des Hochflutlempaketes eine Ablagerungssequenz auf, die sich gegenüber dem Liegenden durch eine feinere Zusammensetzung ($\sim 8 \phi$), bessere Sortierung, besonders hohe Feinsiltanteile und einen Anstieg der Kohlenstoffgehalte auszeichnet. Mit Ausnahme der RKS NB2-5A folgen im Hangenden wieder grobklastischere Hochflutlehme (Abb. 55). Die petrographischen Befunde belegen den mehrphasigen Aufbau der jungholozänen Hochflutlehme in der Bessinger Talweitung, der demnach mindestens drei Phasen umfaßt.

Analog zur stratigraphischen Positionierung der verschiedenen spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehme kann aus den vorliegenden Befunden der Feldaufnahme und der Laboranalysen keine lithogenetisch und relativ-stratigraphisch sichere Lithostratigraphie für die einzelnen Schichtglieder der Formation „Jungholozäne Hochflutlehme“ abgeleitet werden. Der Grund liegt wie bei den spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehmdecken in den speziellen Bedingungen der Genese mächtiger feinklastischer Hochflutlehmdecken (s. Kap. 6.9.). Die Probleme der lithologischen und v.a. chronostratigraphischen Stratifikation solcher Hochflutsedimente und die methodischen Ansätze zu ihrer Überwindung werden z.B. bei Walling & He (1997) thematisiert (eng gerasterte Beprobung, exzessive Alterskontrolle durch unabhängige Datierungsmethoden; vgl. Kap. 2.2.2.).

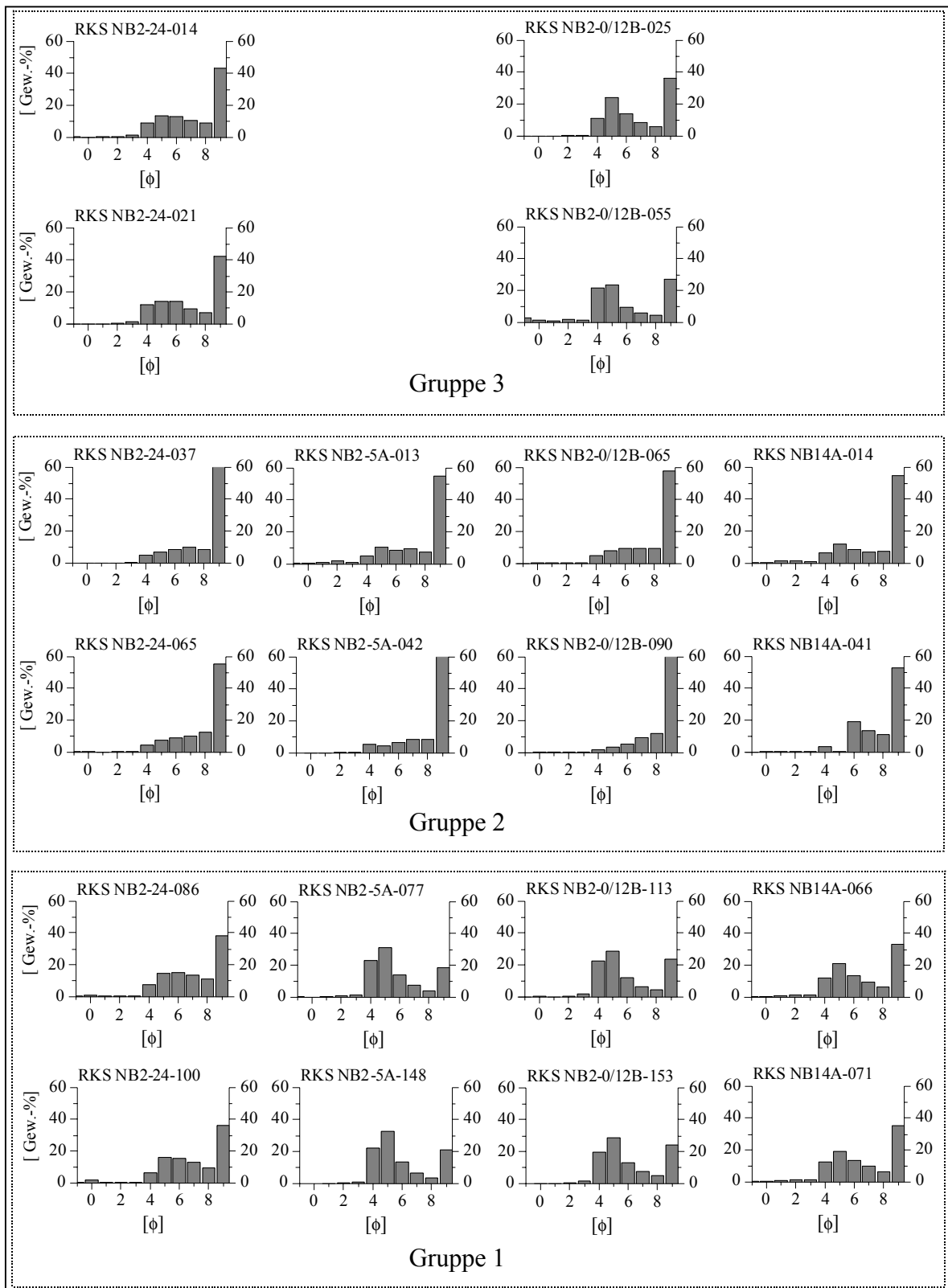


Abb. 55 Repräsentative Korngrößenhistogramme der jungholozänen Hochflutlehme (Erläuterung s. Text).

Die generelle Armut an ^{14}C -datierfähigem Material erschwert Altersbestimmungen an jungholozänen Hochflutlehm. Die organischen Großreste unterliegen im semiterrestrischen Milieu des Auenbereichs der Zersetzung und Humifizierung. An der Basis des jung-

holozänen Hochflutlehms in RKS NB2-0/12B wurde daher auf Holzkohle als einzig zur Verfügung stehendes Material zurückgegriffen (Datierung ERL-3151, Tab. 12). Die Datierung kann nur ein Hinweis auf das Höchstalter des sedimentären Kontextes der Holzkohle liefern. Das frühmittelalterliche Datum steht zeitlich den Datierungen aus dem Gerinnebett C5 sehr nahe (NB2, s. Kap. 6.3., Abb. 28). Im Bohrkern RKS NB2-0/12B sind keine visuellen Hinweise auf eine Erosionsdiskordanz an der Basis der Hochflutlehme vorhanden, ebensowenig ergeben die Korngrößenanalysen hier ein eindeutiges Ergebnis. Das schließt trotzdem nicht die Möglichkeit aus, daß zuvor an gleicher Stelle ein älterer Teil einer bereits bestehenden Hochflutlehmdecke abgetragen wurde. Während für den umgebenden sedimentären Kontext der Holzkohlenprobe nur ein Maximalalter abgeleitet werden kann, stellt die Datierung zugleich nur ein Minimalalter für den möglichen Beginn der holozänen Hochflutlehmsedimentation in der Bessinger Talweitung dar.

Immerhin fügt sich die Einzeldatierung ERL-3151 sehr gut in den Bildungszeitraum des frühmittelalterlichen Gerinnebettes C5 (NB2, Kap. 6.3.). Dessen morphologischer und chronostratigraphischer Aufbau zeigt die vertikal fortschreitende Sohlenerhöhung an, wodurch auch für die Auenbereiche mit einer Sedimentationsphase zu rechnen ist (vgl. Kap. 5., s. Kap. 7.2.1.). Aus siedlungsgeschichtlicher Perspektive deckt sich dieser Zeitraum mit der intensivierten karolingischen Erschließung großer Bereiche des Vogelsberges seit dem 9. Jahrhundert (Austermann 1992). Gestützt auf palynologische Befunde ist dieser Zeitraum nach Stobbe (1996: 193) durch eine deutliche, neuerliche Ausdehnung und Nutzungsintensivierung der landwirtschaftlicher Flächen der nördlichen Wetterau und des Vogelsbergrandes gekennzeichnet.

6.16. Kolluvium

Tab. 30 Kurzbeschreibung: Kolluvium.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
tonige Silte; 10YR3/6, -4/3	nutzungsinduziertes Hangsediment (Produkt der Bodenerosion)	Holozän/unbestimmt

Am N Auenrand des Auenquerschnittes NB2 gehen die Hochflutlehme entgegen des allgemeinen Verfeinerungstrends distaler Feinklastika in klar siltigere Ablagerungen mit geringerer Lagerungsdichte über. Diese lassen sich den angrenzenden Hang hinauf verfolgen und werden aufgrund ihren charakteristischen Korngrößeneigenschaften und Färbung als kolluviales Sediment interpretiert. Für dieses Sediment liegen keine Hinweise zu seiner chronostratigraphischen Einordnung vor.

6.17. Künstliche Aufschüttung

Tab. 31 Kurzbeschreibung: Künstliche Aufschüttung.

Lithofazies, Farbe	Interpretation	Alter, Bemerkung
stark tonige Silte, stark siltige Tone, z.T. mit Basaltgrus; 10YR3/4, 7,5YR4/4	künstliche Aufschüttung	unbestimmt, nicht älter als das Höchstalter der Laufverlegung der Wetter (s. Gerinnebett C6 in NB1)

Die podestartige Aufschüttung am S Auenrand des Auenquerschnittes NB2 baut sich aus Material auf, das wahrscheinlich aus dem Aushub der künstlichen Laufverlegung der Wetter stammt.

6.18. Exkurs: Interpretation der Messungen zur magnetischen Volumenssuszeptibilität

Die magnetische Volumenssuszeptibilität wird v.a. in paläo-lakustrischen Studien zur stratigraphischen Korrelation eingesetzt (z.B. Thompson et al. 1975, Oldfield et al. 1978, Giovanoli 1990, Stockhausen & Zolitschka 1999). Der stratigraphische Wert beruht auf dem Postulat einer proportional zum Gehalt magnetischer Minerale wachsenden magnetischen Suszeptibilität der Sedimente, wodurch wechselnde Phasen mit unterschiedlicher Materialherkunft oder Sedimentationsraten erkannt werden.

Die mit der magnetischen Volumenssuszeptibilität gemessenen physikalischen Eigenschaften erlauben es jedoch nicht, Aussagen über den relativen Gewichtsanteil magnetischer Minerale abzuleiten. Die Messungen bestimmen ausschließlich das Volumen der magnetischen Minerale, die im Meßbereich des Detektors am Gerät (± 6 cm im Fall der benutzten Anlage) vorkommen. Der Ausgabewert entspricht dem gemittelten Volumengehalt des Wertebereiches und wird für die Position des Detektors über dem Kern angegeben. Der über eine Kernlänge gemessene Wertebereich und die auftretenden relativen Suszeptibilitätsunterschiede beinhalten demnach nur eine Aussage über die relativen Unterschiede der entlang des Kerns auftretenden Volumina der magnetischen Minerale.

In homogenen Korngrößenverteilungen, wie sie etwa in Seen über lateral größerer Distanzen vorkommen, korreliert daher die magnetische Volumenssuszeptibilität mit dem Anteil magnetischer Minerale. Andererseits bedeutet der Bezug auf Volumina zugleich, das in inhomogenen Korngrößenverteilungen die gemessenen Intensitäten in einer starken Abhängigkeit zur Sedimentkorngröße stehen (z.B. Dearing 1986). Bei einem Volumenzuwachs, der gegenüber der zweidimensionalen Größe in der 3. Potenz zunimmt, bewirken wenige ferrimagnetische Minerale in grobklastischen, kiesigen Sedimenten die Messung eines vielfach größeren Volumens. In feinklastischen Sedimenten können aufgrund der Transportbedingungen nur feinkörnige magnetische Minerale enthalten sein, die auch bei einem größeren relativen Gewichtsanteil am Sediment nur kleine Volumina magnetischer Suszeptibilität ergeben.

Fluviale Sedimente weisen i.d.R. eine im Vergleich zu Seesedimenten kleinräumig wechselnde Korngrößenverteilung auf. Zu den primären Unterschieden in der Lagerungsdichte der Sedimente kommen postsedimentäre, differenzierte Veränderungen der Lagerungseigenschaften durch Auflast und pedogenetische Prozesse. Daraus folgt: Liegt eine fluviale Abfolge granulometrisch inhomogener Sedimente vor, kann mit der magnetischen Volumenssuszeptibilität daraus keine zeitlich differenzierte Variation des relativen Gehaltes an magnetischen Mineralen abgeleitet werden. Damit entfällt auch die Möglichkeit, eine Aussage über wechselnd stark zuliefernde Teileinzugsgebiete zu machen, sofern keine geeignete Bestimmung des relativen oder absoluten Anteils magnetischer Minerale am Sedimentkörper erfolgt (s. Anmerkung zur Massensuszeptibilität in Kap. 4.2.4.).

An den RKS der Bessinger Talweitung wurden Ganzkern-Messungen zur Volumenssuszeptibilität durchgeführt. Die vordergründige visuelle Auswertung der Messergebnisse zeigt für alle RKS einen allgemeinen positiven Zusammenhang zwischen der magnetischen Volumenssuszeptibilität und der Korngröße der Sedimente (Abb. 35 bis 42). Die höchsten Suszeptibilitätswerte treten in den grobklastischen Ablagerungen der Niederterrasse auf. Einzelne Werte hoher Suszeptibilität erscheinen auch in Teilen der Gerinnebettsedimente. Des weiteren liefern die Jüngere Dryas-Auensande erhöhte Suszeptibilitäten. Nur bei den Auensanden der Jüngeren Dryas zeigt die detailliertere Betrachtung, daß die Spitzenwerte unabhängig von der Korngröße auch dort auftreten, wo sich stark LST-haltige Schichten häufen oder besonders mächtig werden (s.a. Houben 1997: 473).

Diese Ergebnisse veranschaulichen die Überlagerung des Zusammenhanges zwischen dem Gehalt magnetischer Minerale und der Suszeptibilität durch den Korngrößeneffekt. Die Dominanz des Korngrößeneffektes bildet sich auch in den Ergebnissen der Regressionsanalyse ab, die den Zusammenhang zwischen der mittleren Korngröße und der Suszeptibilität (als abhängige Größe) testet (Abb. 58). Demnach besteht in den Sedimentkernen der Bessinger Talweitung ein überwiegend guter statistischer Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen (Abb. 58, Tab. 32).

Die Ursache für die im doppelten Sinne auftretende Übereinstimmung zwischen magnetischer Volumenssuszeptibilität und der Korngröße sowie auch der Liefergebiete liegt in der unterschiedlichen Lithologie der sedimentliefernden Wetter-Teileinzugsgebiete (bzw. deren magnetischer Eigenschaften). Die feinklastischen Formationen im Wettereinzugsgebiet sind lößbürtig. Deren Liefergebiete können a) kein grobklastisches Material, das auch großvoluminöse magnetische Minerale beinhaltet, zuliefern und b) zeichnen sich gerade die Löß- und lößverwandten Substrate gegenüber anderen Gesteinsgruppen durch eine relative Armut an primären magnetischen Mineralen aus (z.B. Thompson & Oldfield 1986: 27, Gale & Hoare 1991: 208). Demnach kann der Großteil des grobklastischen jungquartären Materials nur aus den Teileinzugsgebieten abseits der Lößbedeckung stammen kann. Die dort anstehenden basischen Eruptiva sind die Gesteinsgruppe, bei denen i.a. die höchsten Werte magnetischer Volumenssuszeptibilität gemessen werden. Im speziellen Fall des Wettereinzugsgebiets muß daher der Gehalt magnetischer Minerale positiv mit den Sedimentkorngrößen im Wettertal korrelieren.

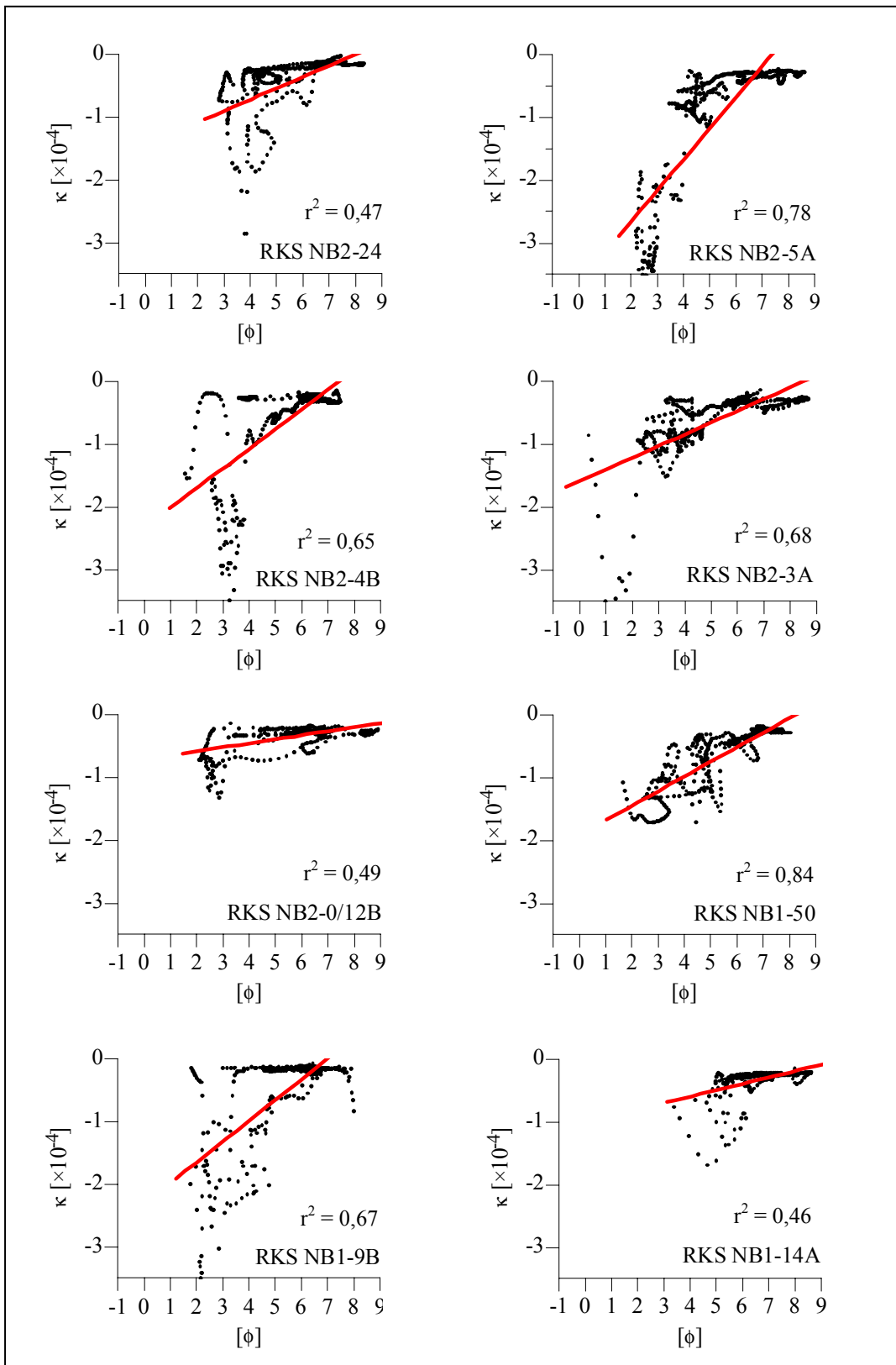


Abb. 56 Graphische Regressionsanalyse zum statistischen Zusammenhang zwischen der mittleren Korngröße und der magnetischen Volumensuzzeptibilität in den RKS (Rechenwerte s. Tab. 32).

Tab. 32 Werte zur graphischen Regressionsanalyse in Abb. 56 (Regressionsformel $y = a+b \times x$; r^2 = Pearson'scher Korrelationskoeffizient, SD = Standardabweichung, n = Anzahl (interpolierter) Werte, p = Wahrscheinlichkeit, mit der $r^2 = 0$ ist).

RKS ...	a b	(±Fehler) (±Fehler)	r^2	(±SD)	n	p
NB2-24	$-1,4 \times 10^{-4}$ $-1,8 \times 10^{-5}$	$\pm 0,09 \times 10^{-4}$ $\pm 0,02 \times 10^{-4}$	0,47	$\pm 0,53 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB2-5A	$-3,6 \times 10^{-4}$ $-4,9 \times 10^{-5}$	$\pm 0,10 \times 10^{-4}$ $\pm 0,02 \times 10^{-4}$	0,78	$\pm 0,71 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB2-4B	$-2,3 \times 10^{-4}$ $-3,1 \times 10^{-5}$	$\pm 0,09 \times 10^{-4}$ $\pm 0,02 \times 10^{-4}$	0,65	$\pm 0,51 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB2-3A	$-1,5 \times 10^{-4}$ $-1,9 \times 10^{-5}$	$\pm 0,05 \times 10^{-4}$ $\pm 0,08 \times 10^{-5}$	0,68	$\pm 0,36 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB2-0/12B	$-0,7 \times 10^{-4}$ $-1,8 \times 10^{-5}$	$\pm 0,03 \times 10^{-4}$ $\pm 0,05 \times 10^{-5}$	0,49	$\pm 0,18 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB1-50	$-1,9 \times 10^{-4}$ $-2,3 \times 10^{-5}$	$\pm 0,04 \times 10^{-4}$ $\pm 0,06 \times 10^{-5}$	0,84	$\pm 0,22 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB1-9B	$-2,3 \times 10^{-4}$ $-3,3 \times 10^{-5}$	$\pm 0,09 \times 10^{-4}$ $\pm 0,02 \times 10^{-4}$	0,67	$\pm 0,54 \times 10^{-4}$	500	<0,0001
NB1-14A	$-0,9 \times 10^{-4}$ $-1,0 \times 10^{-5}$	$\pm 0,06 \times 10^{-4}$ $\pm 0,09 \times 10^{-5}$	0,46	$\pm 0,19 \times 10^{-4}$	400	<0,0001

Bedingt durch die besondere lithologische Situation im Einzugsgebiet ist es der Korngrößeneffekt, auf den die scheinbare Übereinstimmung zwischen hohen Suszeptibilitätswerten und dem Herkunftsgebiet Unterer Vogelsberg zurückgeht. Demnach kann die magnetische Volumensuszeptibilität die einfache granulometrische Betrachtung im Feld nicht um weitergehende stratigraphische Aspekte ergänzen. Abweichend davon können an den RKS zwar die Suszeptibilitätsspitzen der Jüngere Dryas-Auensande den stärker LST-haltigen Schichten zugeordnet werden, aber dies trifft nur auf besonders LST-haltige Schichten zu, die am Bohrkern makroskopisch leicht zu identifizieren sind. Überdies dürfen die in den Auensanden besonders hervortretenden Suszeptibilitätsspitzen nicht überbewertet werden, da diese Werte noch sämtlich im Bereich der einfachen Standardabweichung der Meßwerte liegen. Aus diesen Gründen besitzt die magnetische Volumensuszeptibilität nur einen geringfügigen Aussagewert für stratigraphische Studien an jungquartären Auensedimenten der Wetter.

7. Prozeß-basierte Interpretation der *form units*-Architektur

Die Konzepte zur genetisch interpretierten Architektur fluvialer Sedimente beruhen auf dem Postulat regelrechter, prozessual-genetischer Beziehungen zwischen fluvialen Prozessen, sedimentologischer Charakteristik, fluvialen Formen und deren Vergesellschaftung. Rekonstruktionen der Faziesarchitektur sind damit eine Voraussetzung für die prozeßbasierte Interpretation des Sedimentationsgeschehens (s. Kap. 2.4.). Die in Kap. 6. erläuterte Lithostratigraphie der Auenquerschnitte NB2 und NB1 wird dafür in ein zweidimensionales Modell der Faziesarchitektur auf der *form units*-Ebene überführt (Abb. 57 und 58). Die mit den *form units* verbundenen genetischen Aspekte werden in den Abb. 57 und 58 in Kurzform wiedergegeben.

Die *form units* sind als Produkte der vor Ort erfolgten Sedimentations- und Erosionsprozesse aufzufassen. Letztere resultieren aus dem jeweils herrschenden Wasser- und Sedimenthaushalt im EZG_A und den lokalen Sedimentationsbedingungen. Damit besteht die Möglichkeit, mittels der lokalen Sedimentations- und Erosionsprozesse auf wichtige im EZG_A wirkende Prozeßvariable des Stofftransporthaushaltes zurückzuschließen.

Die fluvialen Prozesse der Sedimentation und Erosion im Gerinnebett- und Auenbereich lassen sich durch zwei Prozeßvariable beschreiben (Julien 1995).

- a) die Transportkapazität fließenden Wassers und
- b) die Verfügbarkeit transportablen Materials im Einzugsgebiet.

Demnach hängt die Menge des fluvial transportierten Materials von zwei Variablengruppen ab (Einstein 1964): a) Einflußgrößen der Transportkapazität: Gerinnebettgeometrie, Breite, Tiefe, Form, Gefälle, Bewuchs, Rauigkeit, Geschwindigkeitsverteilung, Schubspannung, Turbulenz, Abflußvariabilität. b) Einflußgrößen der Quantität und Qualität des bereitstehenden Materials (Flußfracht): Menge, Intensität und Verteilung des Niederschlags, Relief des Einzugsgebiets, Lithologie, Verwitterung, Böden, Wasserspeichervermögen, Vegetation, Landnutzung, etc.

Die analytische Auflösung der Variablen bzw. ihre Tragweite ist von der bemusterten Raum- und Zeitskala abhängig (s. Kap. 2., Schumm & Lichty 1965, Church & Mark 1980, Lane & Richards 1997). In dieser Arbeit geht die Analyse aus der Interpretation der *Level II form units*-Architektur hervor. Diese Maßstabsebene gestattet es lediglich, qualitative Aussagen über die beiden übergeordneten Prozeßvariablen Transportkapazität und Sedimentzufuhr abzuleiten. Die Aussagen haben jeweils Gültigkeit für das flußaufwärts des betrachteten Sedimentationsraumes liegende Einzugsgebiet.

Auf der Maßstabsebene eines individuellen Talabschnittes können die physiographischen Faktoren der Sedimentations- und Erosionsbedingungen als konstant angenommen werden. Daraus folgt: Die Änderungen im lokalen Sedimentations- und Erosionsgeschehen werden insbesondere durch das sich ändernde Verhältnis der Prozeßvariablen Sedimentzufuhr und Abflußgeschehen bestimmt.

Innerhalb des Wetterlaufes können die einzelnen Talabschnitte als in sich homogene, individuelle Sedimentationsräume angesehen werden (s. Analyse der spezifischen physi-

ographischen Konfiguration in Kap. 8.). Bezogen auf einen individuellen Talabschnitt ist die Rolle tektonischer Veränderungen des lokalen Gefälles (bzw. Tallängsprofils) angesichts der Beschränkung auf das jungquartäre Sedimentationsgeschehen <25 ka vernachlässigbar gering (s.a. Kap. 3.).

Die zu einem beliebigen Zeitpunkt herrschenden Sedimentations- und Erosionsbedingungen eines Talabschnitts unterscheiden sich von denen eines benachbarten Talabschnitts durch die veränderte physiographische Konfiguration des flußaufwärts gelegenen Einzugsgebietes. Überdies variiert im longitudinalen Profil des Wettertales die Prozeßvariable Gefälle von Talabschnitt zu Talabschnitt. Sie kann zwar für individuelle Talabschnitte und das Jungquartär als konstant angenommen werden, muß aber bei der vergleichenden Interpretation der Stofftransporthaushalte verschiedener Talabschnitte berücksichtigt werden (s. Kap. 8.).

Um den allgemeinen Stofftransporthaushalt eines individuellen Sedimentationsraumes (Talabschnitt) und des jeweils zuliefernden Einzugsgebietes zu charakterisieren, werden in der angewandten Fluvialmorphologie und in Modellierungsansätzen die Begriffe „*capacity-limited system*“ und „*supply-limited system*“ benutzt (z.B. Brown & Keough 1992a, Lewin 1992, Julien 1995, Bisson & Montgomery 1996, Montgomery & Buffington 1997, Macklin 1999).

- a) In einem *capacity-limited system* ist die Menge transportbereiten Materials größer als die Transportkapazität des Fließgewässers. Dadurch kann ein maximales Volumen transportiert werden (Beispiel: Geröllfracht im *braided river system*). Unter der Voraussetzung, die transportierte Menge ist äquivalent zur maximalen Transportkapazität, tritt in einem *capacity-limited system* Erosion dort ein, wo die Transportkapazität zunimmt, und Sedimentation, wo die Transportkapazität abnimmt.
- b) In einem *supply-limited system* unterschreitet die Menge des zugelieferten Materials die Transportkapazität, was in der Praxis einer großen Diskrepanz zwischen Transportkompetenz und zugeführter Partikelgröße entspricht (Suspensions- und Lösungsfracht). Die Prozeßvariable Sedimentzufuhr bestimmt das transportierte Stoffvolumen. Die Fracht eines *supply-limited system* kann demnach nur in unwesentlichen Anteilen im Gerinnebett sedimentiert werden. Die Sedimentation findet bei Hochwasserereignissen außerhalb des Gerinnebettes und bei entsprechend nachlassender Kapazität statt.

Die beiden Begriffe eignen sich daher zur Beschreibung des Stofftransporthaushaltes und der im Einzugsgebiet herrschenden Bedingungen für Sedimentzufuhr und Transportkapazität – insoweit sie aus der prozeß-basierten Interpretation der *fluvial-form units* abzuleiten sind. Weitere Informationen über die Steuergrößen der Prozeßvariablen Sedimentzufuhr und Transportkapazität können über die Alterseinstufung der *form units* gewonnen werden, indem die phasenhaft auftretenden Änderungen in Beziehung zur bekannten Klimato- und Biostratigraphie gesetzt werden. Zugleich wird ein Vergleich mit regional und überregional erzielten Aussagen zum jungquartären fluvialen Sedimentationsgeschehen ermöglicht. Die in diesem Abschnitt getroffenen Aussagen bilden die Basis für das Erklärungsmodell der räumlich und zeitlich veränderten Reaktion des Wettereinzugsgebiets auf übergeordnete Klimaänderungen, das im Kap. 8. vorgestellt wird.

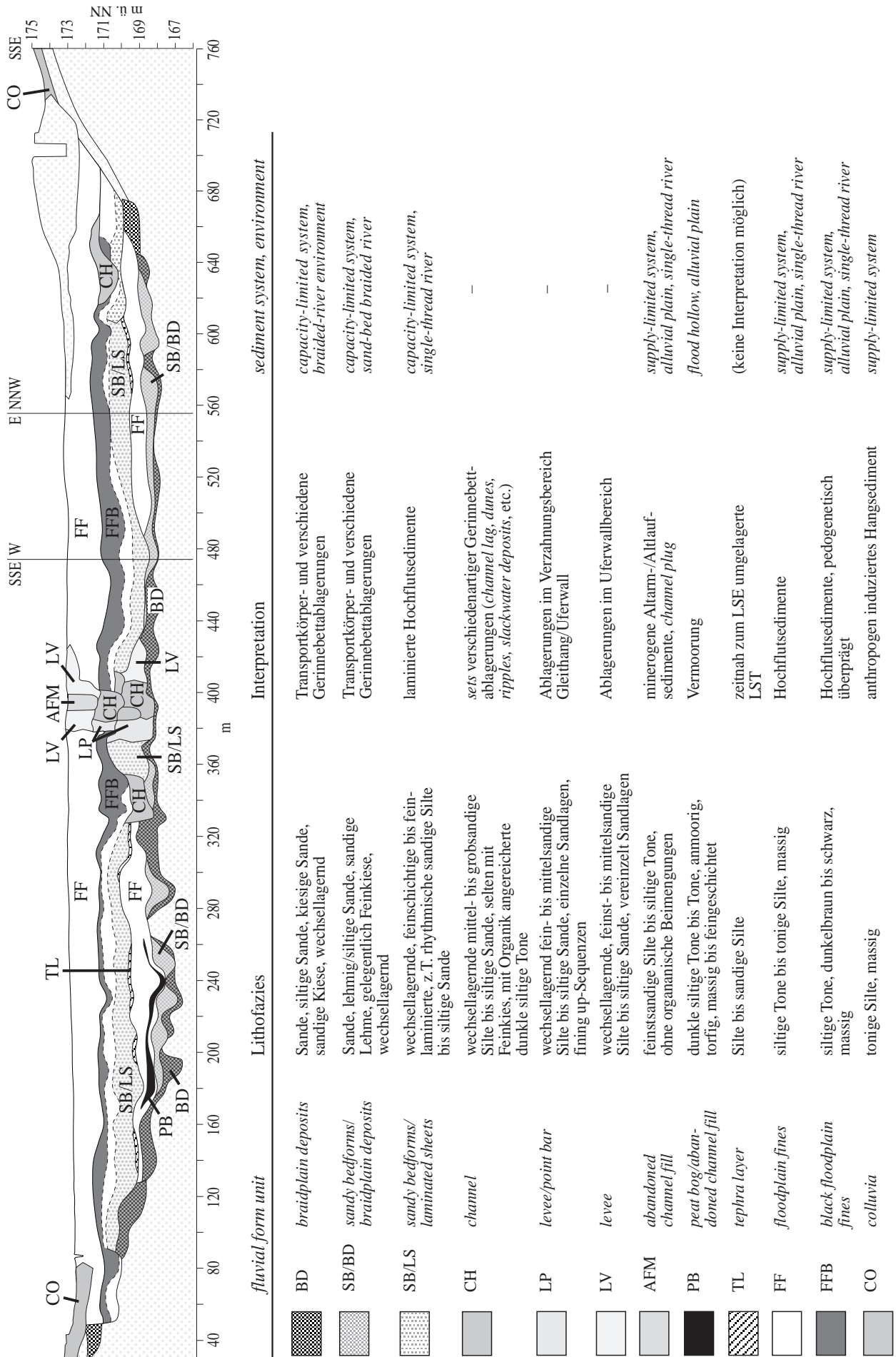
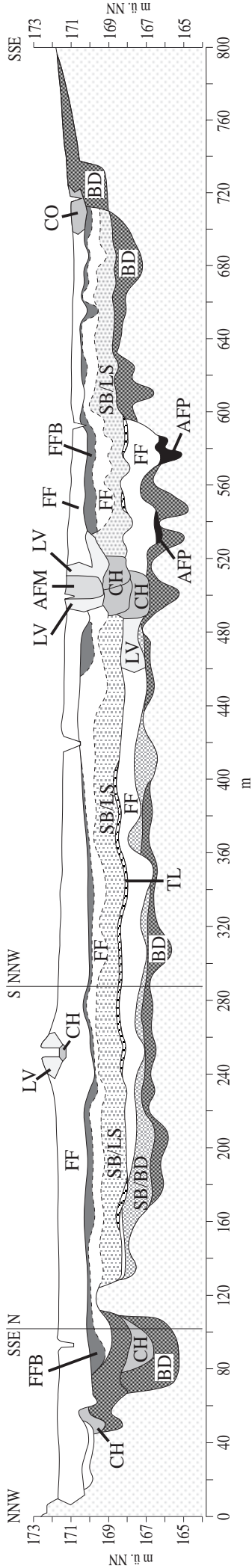


Abb. 57 Modell der fluvialen Faziesarchitektur im Auenquerschnitt NB2: form units, Lithofazies, Interpretation der Lithogenese und Morphologie und Morphologie sowie des Sedimenthaushalts (TL-form unit nicht maßstäblich, nicht-fluviale, tertiäre und ältere pleistozäne Fazies hell gerastert, unberücksichtigt).



<i>fluvial form unit</i>	Lithofazies	Interpretation	<i>sediment system, environment</i>
BD	Sande, siltige Sande, kiesige Sande, sandige Kiese, wechsellagernd	Transportkörper- und verschiedene Gerinnebettablagerungen	<i>capacity-limited system, braided-river environment</i>
SB/BD	Sande, lehmig/siltige Sande, sandige Lehme, gelegentlich Feinkiese, wechsellagernd	Transportkörper- und verschiedene Gerinnebettablagerungen	<i>capacity-limited system, sand-bed braided river</i>
SB/LS	wechsellagernde, feinschichtige bis feinschichtige laminierte, z.T. rhythmische sandige Silte bis siltige Sande	laminierte Hochflutsedimente	<i>capacity-limited system, single-thread river</i>
CH	wechsellagernde mittel- bis grobsandige Silte bis siltige Sande, selten mit Feinkies, mit Organik angereicherte dunkle siltige Tone	sets verschiedenartiger Gerinnebettablagerungen (<i>channel lag, dunes, ripples, slackwater deposits, etc.</i>)	–
LV	wechsellagernde, feinst- bis mittelsandige Silte bis siltige Sande, vereinzelt Sandlagen	Ablagerungen im Uferwallbereich	–
AFM	feinstsandige Silte bis siltige Tone, ohne organische Beimengungen	minerogene Altarm-/Altlaufsedimente, <i>channel plug</i>	<i>supply-limited system, alluvial plain, single-thread river</i>
AFP	dunkle siltige Tone bis Tone, ammoorrig, torffig, massig bis feingeschichtet	Altlauf- bzw. Altarmsedimente	<i>flood hollow, alluvial plain</i>
TL	Silte bis sandige Silte	zeitnah zum LSE umgelagerte LST	(keine Interpretation möglich)
FF	siltige Tone bis tonige Silte, massig	Hochflutsedimente	<i>supply-limited system, alluvial plain, single-thread river</i>
FFB	siltige Tone, dunkelbraun bis schwarz, massig	Hochflutsedimente, pedogenetisch überprägt	<i>supply-limited system, alluvial plain, single-thread river</i>
CO	tonige Silte, massig	anthropogen induziertes Hangsediment	<i>supply-limited system</i>

Abb. 58 Modell der fluvialen Faziesarchitektur im Auenquerschnitt NBI: *form units*, Lithofazies, Interpretation der Lithogenese und Morphologie sowie des Sedimenthaushalts (TL-*form unit* nicht maßstäblich; nicht-fluviale, tertiäre und ältere pleistozäne Fazies hell gerastert, unberücksichtigt).

7.1. Ende Spätpleniglazial bis Spätglazial (ohne Jüngere Dryas)

Die grobklastischen Ablagerungen älterer Glaziale und des letzten Pleniglazials (Niederterrasse) repräsentieren verschiedene Assoziationen von Transportkörper- und *in-channel*-Sedimenten. Die Ausdehnung über die gesamte Breite der damaligen Talsohle verdeutlicht ihren Charakter als Produkt eines *braided-river environment*, das zugleich für ein *capacity-limited system* steht.

Die Sande der Niederterrasse im Hangenden der sandig-kiesigen Niederterrassensedimente können nur als Verlust an Transportkapazität interpretiert werden, da größere Korngrößen im unmittelbar Liegenden potentiell zur Verfügung standen. Der Bildungszeitraum der Sande der Niederterrasse in der Bessinger Talweitung liegt auf der Basis der vorliegenden Datierungen zwischen ≤ 26000 BP und ≥ 16500 cal BP. Eine genauere chronostratigraphische Zuordnung zum letztglazialen Maximum ist nicht möglich.

Die lithostratigraphische Situation ist nicht ungewöhnlich, wie ein vergleichbar aufgebauter pleniglazialer Sedimentkomplex weiter flußabwärts im Wettertal (Nolte 2000: 62) und im Tal der Vecht zeigen (Huisink 1999: 85). Ebenso berichtet Wunderlich (1998: 94) für das benachbarte Amöneburger Becken von (undatierten, aber >12900 cal BP alten) Sanden im Hangenden grobklastischerer Niederterrassenablagerungen. Die Sande in der Bessinger Talweitung werden als Relikte eines *sand-bed braided river* eingeschätzt. Sie können als Übergangsphase zum *supply-limited system* des Spätpleniglazials und Spätglazials gedeutet werden. Ein gradueller Übergang in den fluvialen Systemen Mitteleuropas ist nach Vandenberghe (1995a) charakteristisch für die Phase der endpleniglazialen/spätglazialen Klimaentwicklung (s.a. Rose 1995). Huisink (1999) beschreibt ebenfalls einen allmählichen Übergang der spätpleniglazialen fluvialen Sande in äolische Sande und sieht einen Zusammenhang zwischen der nachlassenden Transportkapazität und dem gegen Ende des Spätpleniglazials trockeneren Klima.

Die feinklastische Sedimentation der spätpleniglazialen und spätglazialen Hochflutlehme belegt den vollendeten Wechsel im Stofftransporthaushalt zum *supply-limited system*. Die Sedimentation feinklastischer Hochflutlehme zeigt die Konzentration des Abflusses in stabilen Gerinnebetten. Das impliziert eine im Unterschied zum Hochglazial ausgeglicheneren Jahresgang der Wasserführung, die morphologische Festlegung der Abflussbahn ermöglichte. Die in den beiden Auenquerschnitten (NB2: 240 m; NB1: 530 bis 590 m) in die Oberfläche der Niederterrasse eingetieften Altläufe stehen für den Beginn dieser neuen Phase im fluvialen Prozeßgeschehen. Die von Transportkörpern gebildete Oberflächenstruktur und der wenig kohärente kiesig-sandige Untergrund begünstigten die Verlagerung des Gerinnebettes. Demgemäß entsprach die spätere Position der spätpleniglazialen und spätglazialen Wetter nicht mehr jener der Anfangsphase. Dadurch blieben die initialen Gerinnebetten erhalten.

Die nachfolgend eingenommene Gerinnebettposition muß als äußerst stabil bewertet werden, da sie sich bis zum Zeitpunkt der mutmaßlich künstlichen Verlegung des Wetterlaufes im 2. Jahrtausend n. Chr. nicht verändert hat. Die Ursache hierfür liegt in Veränderung des spätpleniglazialen Stofftransporthaushaltes und der damit verbundenen Sedimentation feinklastischer und sehr kohärenter Materialien, die u.a. auch die Böschungen am Gerinne-

betrand aufbauten. Das führte zu einer zunehmenden Festlegung und typisch stabilen Position des Gerinnebettes im *suspended-load river environment* eines kleinen Einzugsgebiets, in dem sich bedingt durch die mangelnd kritische Sohlenschubspannung und zu schwachen Strömungsangriff an der Böschung keine lateral und flußabwärts fortschreitende Mäanderdynamik entfalten kann (Schumm 1977, 1985, s.a. Brown & Keough 1992a, Hey 1997, Thorne 1997). Die sich bildenden irregulären „Wiesenmäander“ entstehen hauptsächlich durch Uferunterschneidung in Flußaußenkurven und Böschungsversturz. Die vermutete Prallhangsituation beim Gerinnebett C1 (NB1, Abb. 58) liefert ein entsprechendes Beispiel für die fluviale Morphodynamik des Spätpleniglazials und Spätglazials.

Die Hochflutlehm sedimentation ist Ausdruck der Bedingungen im Stofftransporthaushalt und kann nicht im klimagenetischen Sinne auf einen bestimmten Klimatyp festgelegt werden. Das Ende des Spätpleniglazials charakterisiert sich zwar durch eine fortschreitende thermale Erwärmung (z.B. Adams et al. 1999), jedoch herrschten bei schwachem Vegetationsbedeckungsgrad weiterhin kalte Klimabedingungen (Bos 2001, s.a. Hoek 1997, Litt & Stebich 1999). Die hygrisch und die vermutlich thermal bedingten Veränderungen des Wasserspeichungsvermögens im Einzugsgebiet sind daher von entscheidenderer Bedeutung für das Abfluß/Sedimentzufuhr-Verhältnis. Am Ende des Spätpleniglazials dürfte die einsetzende Permafrostdegradation (Van Huissteden & Vandenberghe 1988, Kasse 1997) für die zunehmende Verbesserung der Wasserspeicherkapazität, und damit für vergleichsweise ausgeglichene Abflußregime gesorgt haben (Van Huissteden et al. 2000). Die anhaltend kalten Wintertemperaturmittel des frühen Spätglazials führten zu langanhaltenden Frostperioden, die mit einem nivalen Abflußregime (Bohncke & Vandenberghe 1991) und einer langsamen Wiederbesiedlung der Hänge mit Vegetation verbunden waren. Mit der fortschreitenden Klimaverbesserung nahm die Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet im Laufe des Spätglazials zu (Bos 2001). Daraus ist eine wachsende Stabilisierung der Hänge durch Vegetation abzuleiten, die eine entsprechende Drosselung der Sedimentzufuhr bewirkte.

Der nachweislich mehrphasige Aufbau des Hochflutlehm-Komplexes in der Bessinger Talweitung spiegelt einerseits den labilen Landschaftszustand bzw. Stofftransporthaushalt des Einzugsgebiets im Spätglazial wider. Andererseits markieren sie den erfolgten vollständigen Wechsel zum *supply-limited system*. Die Bildungszeiträume der Hochflutlehme der Bessinger Talweitung streuen über den Zeitraum des Spätpleniglazials bis zum oberen Allerød. Eine kausale Einschränkung der Hochflutsedimentation auf die thermisch-regressive Phase der Älteren Dryas ist daher auszuschließen (s. dagegen Bewertung bei Bos 2001). Mit größerer Wahrscheinlichkeit könnten hygrische Schwankungen die Ursache für die wiederholten Sedimentationsphasen bzw. –ereignisse gewesen sein. So führt Knox (1993) vor, wie effektiv kurz- oder mittelfristig trockenere Perioden in humiden bis subhumiden Klimaten über die Auflichtung der Vegetationsdecke gesteigerte Oberflächen- und Hochwasserabflüsse hervorrufen (Knox 1993, 2001). Bei der Etablierung des *supply-limited system* könnte aber auch die zusätzliche externe Sedimentzufuhr durch die spätpleniglaziale und spätglaziale Lössedimentation eine entscheidende Rolle gespielt haben. Die übergeordnete klimatische Verbesserung im Spätglazial resultierte nach (Bos 2001) in einer schließlich geschlossenen Vegetationsdecke im Allerød. Es können daher in der Tendenz

zunehmend längere Sedimentationspausen angenommen werden, die in längerfristig stabilen Positionen die Pedogenese eines kräftigeren Oberbodens im A/C-Profil zuließ (vgl. S Auenrand NB2 und RKS NB2-0/12B, Abb. 47).

Gemäß den großskalig geltenden Umweltbedingungen am Ende des Pleniglazials treten vergleichbare Hochflutsedimentvorkommen nicht nur im Wettetal (Nolte 2000: 90) und seinen Nebentälern (Bibus 1976b, Nowak 1978), sondern auch überregional auf (Lang 1955: 73, Mäckel 1969: 143, Heine 1970a: 45, Semmel 1974: 22, Protsch & Semmel 1978, Lipps 1988, Urz 1995). Pastre et al. (2001: 360) beschreiben gleichfalls eine Gerinnebettfestlegung durch Sohlenerosion in die liegenden Sedimente, eine feinklastischere Sedimentation und basale Altlauffüllungen für den Übergang Pleniglazial/Spätglazial im Pariser Becken. Überhaupt dokumentiert sich der klimatisch gesteuerte Wechsel im Spätpleniglazial/Spätglazial in den meisten Ablagerungen europäischer Flußsysteme verschiedenster Skalierung. Dabei variieren jedoch die unterschiedlichen physiographischen Konfigurationen die Art und den Zeitpunkt des Wechsel (z.B. Starkel 1983, Kozarski et al. 1988, Vandenberghe et al. 1994, Kasse et al. 1995, Huisink 1999, Rose 1995, Collins et al. 1996, Antoine 1997, Macaire 1997, Larue 1999).

Ebenso weitverbreitet sind die in der Bessinger Talweitung zu findenden A/C-Bodenprofile, die direkt unter LST liegen (Rohdenburg 1964, Ikinger 1996, Antoine 1997, Schellmann 1998, Preece & Bridgland 1999, Pastre et al. 2001). Sie werden allgemein ins Allerød gestellt. Im Fall der Bessinger Talweitung muß den AMS-Datierungen zufolge die Pedogenese in einigen Positionen bereits früher eingesetzt haben. Die Bodenentwicklung läßt sich am S Auenrand von NB2 bis in die angrenzenden Terrassenablagerungen verfolgen. An diesem Standort ist die Mächtigkeit und der Tongehalt des spätglazialen Bodens der bemerkenswerteste Befund. Hier zeigen sich Parallelen zu den von Ikinger (1996) und Preece & Bridgland (1999) beschriebenen Profilen, die allerdings keine schlüssige These über die Ursachen für die vergleichsweise rasche und intensive Pedogenese liefern können. Am S Auenrand von NB2 ist der gut entwickelte A-Horizont möglicherweise das Ergebnis standörtlich stabiler Bedingungen, da dieser Standort im Unterschied zu den angrenzenden Auenbereichen seltener durch syn- oder postpedogenetische Sedimentation beeinflusst wurde.

Der jüngste spätglaziale Bodenhorizont wird häufig von der weiß-grauen LST-Lage überdeckt, die vermutlich zeitnah zum LSE auf parautochthoner Lagerstätte vorkommt (Bogaard & Schmincke 1985). Aus den Bohrprofilen ergeben sich kaum sedimentologisch verwertbare Hinweise, die auf den Charakter der denkbaren Umlagerung schließen lassen. Bedingt durch die eingeschränkte methodische Grundlage (s. Kap. 5.) können die chronostratigraphischen und lithogenetischen Beziehungen zum Liegenden wie Hangenden nicht näher bestimmt werden.

7.2. Spätglazial: Jüngere Dryas

7.2.1. Frühe Jüngere Dryas

Mit Beginn der Jüngeren Dryas trat ein bedeutender, klimainduzierter Wechsel des Stofftransporthaushalts im Wetter-Einzugsgebiete ein. Seit langem gilt mittels sedimentologischer und v.a. paläobotanischer Klima-Proxies das Auftreten eines plötzlich einsetzenden Stadials unmittelbar vor Beginn des Holozäns als gesichert. Neben terrestrischen Archiven (z.B. Seesedimente, Torfvorkommen, fluviale Sedimente, Speleotheme, usw.) dokumentieren auch marine Archive und Eisbohrkerne den zeitlichen Verlauf und die paläoklimatische Bedeutung der Abkühlungsphase (z.B. Dansgaard et al. 1989). Die klimatischen Auswirkungen sind für die ganze Nordhemisphäre (z.B. Hu et al. 1994, Peteet 1995a), möglicherweise auch global nachweisbar (z.B. Peteet 1995b, Linsley & Thunell 1990). Die derzeit methodisch sicherste und am höchsten auflösende Chronostratigraphie für Beginn und Ende der Jüngeren Dryas geht aus der Auswertung gewarvter Seesedimente und dendrochronologischer Daten hervor (z.B. Goslar et al. 1995, Spurk et al. 1998, Brauer et al. 1999a, Merkt & Müller 1999). Diesen Auswertungen zufolge setzte die Abkühlung ca. 12680 Warvenjahre vor heute (varve yrs BP) ein und dauerte bis ca. 11590 varve yrs BP (Litt & Stebich 1999). Die Jüngere Dryas erstreckte sich demnach über einen Zeitraum von ca. 1040 bis 1090 Kalenderjahren (Goslar et al. 1995, Brauer et al. 1999b, Litt et al. 2001).

Eine rasch einsetzende Abkühlung war der am deutlichsten hervortretende Klimaeffekt der Jüngeren Dryas (Anderson 1997). Dabei fand in Mitteleuropa eine deutliche Erniedrigung der Jahresmitteltemperaturen statt, die je nach Region und Kontinentalität unterschiedlich ausfiel. Im Vergleich mit gegenwärtigen Temperaturmitteln senkte sich die Jahresmitteltemperatur um etwa 10 bis 12 °C ab, die Herabsetzung der mittleren minimalen Julitemperatur lag bei -2 bis -4 °C (Bohncke & Vandenberghe 1991, Isarin & Bohncke 1999). Die mittleren Januartemperaturen sanken um -16 bis -20 °C. In diesen Werten spiegelt sich auch die mit der Jüngeren Dryas verbundene Zunahme der Kontinentalität des Klimas wieder (Isarin 1997).

Im Gegensatz zu den Rekonstruktionen der Paläotemperaturen, die im wesentlichen auf paläontologischen Arbeiten und grönländischen Eisbohrkernen basieren, gestaltet sich die Bewertung der Feuchteverhältnisse der Jüngeren Dryas naturgemäß schwieriger. Der postulierten Kontinentalität und der klimagenetischen Deutung fluvialer Sedimente folgend ist nach Bohncke & Vandenberghe (1991) und Kasse et al. (1995) mit vergleichsweise trockeneren Klimabedingungen zu rechnen. Desgleichen leiten auch Merkt & Müller (1999) trockenere Bedingungen bei höheren Abflußraten aus Untersuchungen an laminierten Hämelsee-Sedimenten (Niedersachsen) ab. Die quantitative Rekonstruktion allgemeiner Feuchteverhältnisse der Jüngeren Dryas scheint noch etwas fraglich, da der Wasserhaushalt durch interdependente Größen wie Evapotranspiration, Zwischenspeicherung des Niederschlags, Schneeschmelzereignisse und insbesondere bodenphysikalische Eigenschaften standörtlich und damit lokal stark differenziert ausgebildet ist.

Die Auswirkungen der drastischen Abkühlung zu Beginn der Jüngeren Dryas auf den terrestrischen Landschaftszustand werden in der Literatur z.T. kontrovers diskutiert. Indizien werden v.a. aus Merkmalen des oberflächennahen Untergrundes und palynologischen

Rekonstruktionen der Vegetationsentwicklung gewonnen. Während Semmel (1989) von einer flächendeckenden Rückkehr der Dauergefrorenis in hessischen Mittelgebirgs- und Beckenlandschaften ausgeht, dokumentieren Völkel & Leopold (2001) für deutsche Mittelgebirgsstandorte und Mailänder & Veit (2001) für die Schweizer Voralpen die Abwesenheit kryogener Umlagerungsprozesse während der Jüngeren Dryas.

Eine fundierte Zusammenfassung über die Permafrostverbreitung während der frühen Jüngeren Dryas gibt Isarin (1997). Unter Einbeziehung der räumlich besser auflösenden Ergebnisse von Bos (1998, 2001) lag das Untersuchungsgebiet während der Jüngeren Dryas in einer Zone mit strengen und anhaltenden Winterfrostperioden. Insbesondere für die höher gelegenen Bereiche des EZG_A kann daraus auf längere Frostperioden mit erhöhtem Oberflächenabfluß unter vergleichsweise kontinentalen Klimabedingungen geschlossen werden.

Die klimatische Interpretation von Pollenprofilen weist auf einen ausgeprägten N–S gerichteten Gradienten der Temperaturenniedrigung hin (Bos 1998): Die Vegetationsgesellschaften im Alpenvorland zeigen eine mäßige Reaktion auf die Abkühlung, Beginn und Ende der Jüngeren Dryas lassen sich daher im Schweizer Raum kaum erfassen (Lotter et al. 1992). Im fluvialen Milieu induzierte die Abkühlung im ozeanisch bis subkontinental geprägten Europa die teilweise Erosion des Liegenden und Sedimentation grobklastischer Materialien (z.B. Rose et al. 1980, Rose & Boardman 1983, Brown et al. 1994, Vandenberghe et al. 1994, Starkel 1994, Collins et al. 1996, Huisink 1999, Igl et al. 2000, Mäusbacher et al. 2001). Beispielsweise schließen Pastre et al. (2001) und Antoine (1997) aus der mineralogischen Zusammensetzung jüngere-dryas-zeitlicher Auensedimente auf verstärkte Hangabtragung durch Mikrosolifluktion und Rillenerosion, die den oberen Horizont des Allerød-Bodens erfaßte.

Die Änderungen im Sedimentationsverhalten in der Bessinger Talweitung sind auf dem Hintergrund der skizzierten paläobotanischen und paläoklimatischen Entwicklung zu interpretieren. Mit dem Beginn der Jüngeren Dryas entwickelte sich in der Bessinger Talweitung kein *sand-bed braided river* oder *gravel-bed braided river system*. Das kann sicher aus den in Kap. 6. dargelegten sedimentologischen und morphologischen Befunden geschlossen werden. Vielmehr setzten die häufigeren Hochwasserereignisse aus einem festen Gerinnebett heraus ein. Darauf verweist der textuelle Aufbau der Auensande und die Existenz eines Gerinnebettes mit assoziierter Gerinnebettrand- und Uferwallfazies (Kap. 5.2.3., 6.12.). Die Auensande zeigen Eigenschaften, die bei der Ablagerung aus *concentrated density flows* (nach Mulder & Alexander 2001) entstehen. Die saisonal auftauenden Böden könnten die durchgreifende Veränderung der Wasserspeicherkapazität im EZG_A verhindert haben. Hierin könnte die Erklärung für die Weiterführung des Abflusses innerhalb eines festen Gerinnebettes zu suchen sein.

Die Häufung und Intensivierung der Hochwasserereignisse gegenüber dem prä-jüngere-dryas-zeitlichen Spätglazial hat mit Sicherheit eine hauptsächlich klimatische Ursache (s.o.). Andererseits verweisen die speziellen sedimentären Merkmale der Auensande und die morphologische Persistenz eines stabilen Gerinnebettes auf die Steuerung des lokalen Erosions- und Sedimentationsgeschehens durch die systeminterne morphologische Konfi-

guration. Die entscheidende Modifikation des lokalen fluvialen Verhaltens geht letztlich auf den massiven Eintrag von LST im oberen Allerød zurück. Nach Schmincke et al. (1999) kann von einer ursprünglich ubiquitären Tephraabdeckung von ± 1 dm im EZG_A ausgegangen werden. Die Bedeutung des LSE für den Stofftransporthaushalt während der Jüngeren Dryas im EZG_A verdeutlicht eine grobe Schätzung der eingetragenen Tephramenge. Ausgehend von einem Trockenraumgewicht, das denen der Lockerbraunerden in Vogelsberg und Taunus vergleichbar sein könnte ($0,85 \text{ g/cm}^3$, Scheffer/Schachtschabel 1989; Trockenraumgewicht der distalen LST $< 1 \text{ g/cm}^3$ nach Schmincke et al. 1999) und einer 1 dm-mächtigen Bedeckung des 94 km^2 großen EZG_A, liefert die grobe Schätzung einen Wert von $\pm 7,99 \times 10^6$ t eingetragener Tephra. Auch wenn bereits ein Teil der Tephra zeitnah zur Deposition umgelagert wurde, dürften unter den Bedingungen des allerødzeitlichen Klimas und des *supply-limited system* nur relativ geringe Mengen aus dem EZG_A heraus transportiert worden sein (vgl. quantitative Schätzungen zum kaskadenartigen Sedimenttransfer in *supply-limited systems* bei Trimble 1983, Walling & He 1994). Dafür spricht auch die teilweise Erhaltung der autochthonen bis parautochthonen LST-Lage in der Bessinger Talweitung. Daher stand zu Beginn der Jüngeren Dryas wahrscheinlich noch eine beträchtliche Menge an leicht erodibler Tephra für fluviale Transportprozesse bereit. Die Ablagerung aus z.T. hochkonzentrierten Strömungen belegt die intensive Aufarbeitung und Verfrachtung der Tephrapartikel, die unter den Bedingungen eines nivalen Wasserhaushaltes und einer klimatisch bedingten Vegetationsdegradation im EZG_A stattfand.

Analog zur fortschreitenden Klimaentwicklung der Jüngeren Dryas sollten die Hochwasserintensitäten über den Zeitraum der vertikalen Auensand-Akkumulation eher nachgelassen als sich verstärkt haben. Aufgrund dessen konnte die fortgesetzte Verfeinerungstendenz während der vertikalen Akkumulation der Auensande nur anhalten, wenn parallel dazu im Gerinnebett Sohlenerhöhung stattfand. Andernfalls hätte sich – bei einer größer werdenden Gerinnebettquerschnittsfläche durch sukzessive Erhöhung des Auenniveaus – die Durchflußkapazität des Gerinnebettes erhöhen müssen. Das hieße, a) nur statistisch seltener eintretende und zunehmend stärkere Hochwasserereignisse wären in der Lage gewesen, den Auenbereich zu überfluten. b) Das wiederum hätte zu einer im Auensediment noch oben zunehmend grobklastischeren Zusammensetzung führen müssen (s. Natermann 1941, Strautz 1963, Magilligan 1992, Barsch et al. 1993). Die vertikale Akkumulation, die ohne eine vorausgehende Erosion des Liegenden stattfand, deutet ebenfalls eher auf eine Sohlenerhöhung im Gerinnebett als auf eine Sohlenerosion.

Demnach verweisen die texturellen und morphologischen Merkmale der Ablagerungen der frühen Jüngeren Dryas auf eine Sohlenerhöhung im Gerinnebett. Die postulierte Sohlenerhöhung ist ebenso wie die Ablagerung aus hochkonzentrierten Stofffrachtströmungen im Sinne eines *capacity-limited system* in der Bessinger Talweitung zu interpretieren. Die überproportionale Sedimentzufuhr in Form von lockerer Tephra bewirkte eine Kapazitätsauslastung, die zur Sohlenerhöhung in der Bessinger Talweitung führte. Die Kapazitätsauslastung verhinderte die Aufnahme größerer Korngrößen ($>$ Sand) im Einzugsgebiet oberhalb der Bessinger Talweitung, der Systemzustand ist somit zugleich als *competence-limited* einzustufen (vgl. Macklin 1999). Zum einen liegt hierin wahrscheinlich die Ursache für die weitgehend fehlende Erosionsdiskordanz an der Basis der Auensande. Zum anderen könnte

die anhaltende Sohlenerhöhung eine der Auensedimentation vorausseilende Verringerung der Durchflußkapazität zur Folge gehabt haben, die die fortgesetzte Hochflutsedimentation begünstigte. Über die Sohlenerhöhung könnten die spezifischen Bedingungen der Sedimentzufuhr im EZG_A zur Verkürzung der Wiederkehrintervalle für Hochwasserereignisse beigetragen haben. Ein vergleichbares Verhalten zeigten Gerinne im post-eruptiven Mt. St. Helens-Gebiet (Tilling et al. 1990).

Die mächtige Sedimentation der Auensande wurde in der Bessinger Talweitung durch ein klimatisch verursachtes Schneeschmelzregime induziert. Die basal nicht-erosive und im Vergleich zu den talabwärts untersuchten Talabschnitten feinklastischere Akkumulation wurde indessen durch die besonderen Umstände der internen physiographischen Konfiguration des EZG_A gesteuert. Diese Konfiguration konnte in dieser Art nur zu Beginn der Jüngeren Dryas vorliegen (vgl. Kap. 2.2.).

Abweichend vom sedimentologischen Befund in der Bessinger Talweitung sind für die jüngere-dryas-zeitlichen Sedimente der flußabwärts gelegenen Talabschnitte grobklastische, kiesig-sandige Umlagerungsprodukte kennzeichnend (Filzinger & Dohrn 1993, Nolte 2000). Je nach Talabschnitt konnte Nolte (2000) auf eine vollständige Aufarbeitung des Niederterrassenmaterials schließen, die örtlich mit ausgeprägten erosiven Sohlflächen bis ins Anstehende übergreift. Dies verweist auf den stark erosiven Charakter der Jüngeren Dryas im mittleren und unteren Wettertal, der im Kontrast zur zeitgleichen Akkumulationsphase in der Bessinger Talweitung steht. Grobklastische Umlagerungen mit einer teilweisen Aufbereitung des Liegenden sind ebenfalls für die größeren Nachbarflüsse des Wettereinzugsgebietes bezeichnend (Körber 1962, Seidenschwann & Auer 1981, Mäkel 1969, Urz 1995, Wunderlich 1998).

Somit kommt es neben der räumlich differenzierten Reaktion verschiedener Subsysteme (fluviales System, Vegetation, Wasserhaushalt) während der Jüngeren Dryas (Houben et al. 2001) auch zu einer räumlich differenzierten Reaktion innerhalb des fluvialen Systems. Dieses wird am kontrastierenden Sedimentations- und Erosionsgeschehen im longitudinalen Wettertalprofil deutlich. Das Auftreten der räumlich differenzierten Reaktion des fluvialen Systems kann in den Auensedimenten des Wettertales jedoch nur für den Zeitabschnitt der frühen Jüngeren Dryas belegt werden. Währenddessen zeichnet sich nach dem derzeitigen Stand der Forschung für die älteren und jüngeren Sedimentations- und Erosionsphasen ein räumlich-zeitlich übereinstimmendes Reaktionsmuster ab. Das Wettereinzugsgebiet liefert damit ein Beispiel für eine räumlich und zeitlich variable Reaktion des fluvialen Systems auf Klimaänderungen. Ein Erklärungsmodell wird in Kap. 8. vorgestellt.

7.2.2. Spätere Jüngere Dryas

Mittlerweile existieren zahlreiche Belege für eine klimageschichtliche Differenzierung der Jüngeren Dryas (z.B. Vandenberghe & Bohncke 1985, Bohncke et al. 1993, Berendsen et al. 1995, Kasse et al. 1995, Bohncke et al. 1995, Brauer et al. 1999a, Isarin & Bohncke 1999). Dabei überwiegen Einteilungen in eine frühe und spätere Phase, die ineinander übergehen.

Die erste Phase umfaßt annähernd das erste Drittel der Jüngerer Dryas und ist gekennzeichnet durch einen plötzlichen und maximalen Rückgang der mittleren minimalen Julitemperatur um -4 bis -6 °C gegenüber heute, der an beinahe kaltzeitliche Bedingungen anknüpft (Isarin & Bohncke 1999). Dem folgte eine zweite, thermal deutlich mildere Phase, für die von Isarin & Bohncke (1999) ein Rückgang der mittleren minimalen Julitemperatur um -1 bis -2 °C gegenüber heute rekonstruiert wurde. Pollenanalysen aus den Maarsedimenten der Eifel und aus dem Hämelsee deuten ebenfalls auf eine zeitlich und paläoklimatisch vergleichbar einzuordnende Zweiteilung (Litt & Stebich 1999) oder sogar weitergehende klimatische Differenzierung der Jüngerer Dryas (Merkt & Müller 1999).

Für eine klimatische Zweiteilung der Jüngerer Dryas liegen auch sedimentäre und palynologische Befunde aus dem Untersuchungsraum Wetterau/Amöneburger Becken vor (Wunderlich 1998, Nolte 2000, Bos 1998, 2001, s.a. Andres et al. 2001). Die thermale Verbesserung in der Jüngerer Dryas verdichtete die Vegetationsbedeckung der höheren Lagen (Bos 2001), was wiederum die Sedimentzufuhr vermindert haben dürfte. Im weiteren Verlauf der Jüngerer Dryas nahmen nach Bos (1998: 149 f., 155 f.) Gehölze, Kräuter und *Ericaceae* zu, was als Indikator für eine relativ trockenere 2. Phase gewertet wird (Bos 2001, s.a. Bohncke et al. 1993, Berendsen et al. 1995, Kasse et al. 1995, Vandenberghe 1995b). Die Verkürzung der saisonalen Frostperioden, die daraus ableitbare Verkleinerung der besonders winterkalten Flächenanteile des Einzugsgebietes müsste eine sukzessive Abschwächung des nivalen Abflußregimes herbeigeführt haben. Daraus ist die Abnahme der Transportkompetenz und andererseits die Sedimentzufuhr bevorzugt feinklastischer Partikel abzuleiten. Der Stofftransporthaushalt wandelte sich graduell im gesamten Einzugsgebiet vom *capacity-limited system* zum *supply-limited system*. Der sedimentologische Übergang von den Auensanden der frühen Jüngerer Dryas in die feinklastischen Hochflutlehme in den Ablagerungen der Bessinger Talweitung spiegelt diesen graduellen Klimawandel wider.

Vermutlich jüngere-dryas-zeitliche Hochflutlehme treten auch im mittleren Wettertal (Nolte 2000: 90 ff.) auf. Daher ist von einem Wechsel zum *supply-limited system* für das ganze Wettertal auszugehen. Die feinklastische Hochflutsedimentation kann möglicherweise mit stratigraphisch vergleichbar positionierten Bildungen parallelisiert werden. Rohdenburg (1965: 65), Bartels & Meyer (1972: 164 ff.) und Wildhagen & Meyer (1972: 26 ff.) referieren für das Leinetal und einige Nebenflüsse über ähnliche Hochflutlehmvorkommen. Wildhagen & Meyer (1972: 27, 45) berichten gleichfalls von einer Verlagerung humosen Tonmaterials aus einem Schwarzen Auenboden in den liegenden „Schwemmlehm“. Die genannten Autoren gehen von einer Sedimentation während der Jüngerer Dryas aus. Ebenso erkennt Vandenberghe (1992) am Beispiel niederländischer Flußsysteme den Übergang vom Spätglazial zum Holozän als die Phase, in der vor der raschen Wiederbewaldung feinkörnige Hochflutlehme abgelagert werden konnten.

7.3. Altholozän: Übergang Jüngere Dryas/Präboreal bis Boreal

Der charakteristische Übergang im lithostratigraphischen Aufbau der jüngere-dryaszeitlichen bis präborealen oder frühborealen Sedimente, und der Mangel an datierfähigem Material aus diesem Zeitraum erschweren den Abgleich mit der allgemein verwendeten biostratigraphischen Zonierung. Darum wird die Genese der Hochflutlehme, die möglicherweise noch ein präboreales Alter haben, zusammen mit der Genese der liegenden Auensande in Kap. 7.2. abgehandelt.

Die sich anschließende Weiterbildung zum Schwarzen Auenboden reicht weit ins Mittelholozän hinein (Rittweger 2000). In der Bessinger Talweitung steht der Schwarze Auenboden am oberen Ende einer bereits länger bestehenden Tendenz der zunehmenden Verfeinerung der Auensedimentation. Die Entwicklung des pedogenetisch unbeeinflussten Fein- und Feinstsiltanteils belegt die fortgesetzte Tendenz eines ruhiger werdenden Sedimentationsmilieus. Der sedimentologische Hintergrund spricht für eine zeitliche Einordnung dieser Sedimentationsprozesse in die spätere Jüngere Dryas bis ins frühe Präboreal.

Gerade in diesem Zeitraum muß die Entwicklung der Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet und in der Aue den entscheidenden Einfluß auf die Änderungen von Sedimentzufuhr und Sedimentationsbedingungen gehabt haben. Die spätglazial-frühholozänen Veränderungen im Vegetationsbild werden in hoher zeitlicher Auflösung von Stobbe (1996) und Bos (1998) für die nähere Umgebung des Untersuchungsgebietes dokumentiert. Demnach kam es bereits bis zum Ende des Präboreals zur Wiederbewaldung mit geschlossenen Kiefernwäldern in der N Wetterau. In den waldfreien Auen wuchsen v.a. Gräser, Hochstauden und später vermehrt Farne (Bos 2001: 202). Der zunehmende Vegetationsbedeckungsgrad auf den Hängen drosselte die Quantität der Sedimentzufuhr. Zusätzlich entstand durch die dichter werdende Auenvegetation ein Sedimentationsmilieu, das die Sedimentation feinstklastischer Korngrößen begünstigte (vgl. Walling et al. 1997: 59). Im späteren Präboreal sollte aufgrund des vollständigen Vegetationsbedeckungsgrades keine nennenswerte fluviale Hangdenudation mehr stattgefunden haben, wenn man den palynologischen Arbeiten von Stobbe (1996) und Bos (1998) folgt. Dadurch veränderte sich in der Talsohle das Prozeßgefüge. Ein eher sedimentationsbestimmtes Environment wandelte sich zum biotisch-pedogenetisch dominierten. Die belegte Verfeinerung der Sedimente, der zunehmende Kohlenstoff- und Tonanteil schon im Liegenden des Schwarzen Auenbodens lassen eine entsprechende Hypothese zu. Parallelen ergeben sich insbesondere zu den Befunden von Pastre et al. (2001), die für die zweite Hälfte des Präboreals ein deutliches Nachlassen der klastischen Sedimentation festhalten, wobei in kleineren Seitentälern zunehmend schwarze tonige Bodenbildungen und Gytien auftreten.

Demnach können die Befunde der Bessinger Talweitung in Richtung einer genetisch dreigliedrigen Bildung des Schwarzen Auenbodens gedeutet werden. Nach einer initialen, durch zunehmend feinklastischere Sedimentation gekennzeichneten Phase kommt es zu einer länger anhaltenden Periode, für die unter gleichbleibenden Umweltbedingungen ein hoher Biomasseumsatz bei fortgesetzter, schwacher feinklastischer Sedimentation, charakteristisch ist (s.a. Rittweger 1997). Durch standörtliche Unterschiede bilden sich faziell differenzierte bio- und pedogene Produkte.

Diese zunächst hypothetische Differenzierung in eine frühere und spätere Phase der Entwicklung des Sediment-/Boden-Komplexes des Schwarzen Auenbodens bedeutet, daß mit zunehmender Mächtigkeit die pedogenen, v.a. die bioturbaten Prozesse an Bedeutung gewinnen. Daraus kann eine Hypothese abgeleitet werden, nach der Radiokarbondatierungen an der organischen Substanz des Schwarzen Auenbodens insbesondere dann zu junge Alter ergeben können, je länger die pedogenetischen Prozesse fort dauerten. Hierin könnte die Erklärung für die vielfach auftretende Unsicherheit bei der Datierung des Endes der biotisch-pedogenen Phase liegen (s. Datierungen bei Wunderlich 1998, Nolte 2000: 119). Eine drastische Änderung der standörtlichen Umweltbedingungen rief die spätere Grundwasserabsenkung hervor (3. Phase), die zum weitgehenden Abbau der organischen Substanz und damit zum heutigen, einheitlichen Erscheinungsbild des Schwarzen Auenbodens führte (Rittweger 1997, Houben et al. 2001).

Aus der Perspektive des Stofftransporthaushaltes steht der im Resultat polygenetische Sediment-/Boden-Komplex des Schwarzen Auenbodens für die kontinuierlich fortgesetzte Sedimentation eines *supply-limited system*, die mehr oder weniger das gesamte Wettertal erfaßte. Die Veränderungen im Stofftransporthaushalt, die sich in der progressiven Verfeinerung und Reduktion der Sedimentationsraten seit der Jüngeren Dryas abzeichnen, sind in den früheren Abschnitten als überwiegend klimatisch gesteuert einzuschätzen. Mit der rasch fortschreitenden Wiederbesiedlung der Hänge wurde die postglaziale Vegetation sukzessive zum vordergründig bestimmenden Faktor, der über die Quantität der Sedimentzufuhr entschied. Die Verfeinerungstendenz der Sedimente wurde im Auenbereich durch die dort zunehmende Vegetationsdichte zusätzlich verstärkt.

7.4. Jungholozän: Subboreal und Subatlantikum

Unter natürlichen Bedingungen ist in den mittleren Breiten bei entwickelter Waldvegetation nur mit vergleichsweise geringen Stofffracht- und Sedimentationsraten zu rechnen (s. Kap. 7.3.; Moldenhauer 1993). Die feinklastischen Hochflutlehme im Hangenden des Schwarzen Auenbodens, die gemeinhin als Auenlehm bezeichnet werden, bezeugen die Erosion in den lößbedeckten Teileinzugsgebieten des EZG_A und den Transport des siltig-tonigen Materials mit anschließender Sedimentation im Auenbereich. Unter den holozänen Klimabedingungen sind solche Phasen verstärkter Hangabtragung nur mit der partiellen und temporären Entfernung der schützenden Vegetationsdecke zu erklären. Diese Bedingungen sind bei landwirtschaftlicher Nutzung im Einzugsgebiet gegeben, ausgeprägte hydro-meteorologische Klimafluktuationen sind nicht erforderlich (s.a. Brown & Barber 1985). Es handelt sich demnach um ein *supply-limited system*, das in typischer Weise die anthropogenen Eingriffe im EZG_A widerspiegelt (Macklin 1999, Pastre 2001).

Aufgrund der granulometrisch zu begründenden Stratifizierung der Hochflutlehme kann im Fall der Bessinger Talweitung von einer mehrphasigen Genese ausgegangen werden. Die Prozesse der feinklastischen Hochflutsedimentation und der Mangel an datierfähigen Materialien erschweren jedoch die fundierte Stratifizierung der chronologischen Bildungsphasen. Sicher erscheint nur, daß in der Bessinger Talweitung die subatlantische

Hochflutlehmgenese spätestens im Frühmittelalter einsetzte. Die dieser Einschätzung zugrunde liegende ^{14}C -Datierung (ERL-3151) weist ein 1σ -Alter von 1087–988 BP aus, das zeitlich mit den Gerinnebettdatierungen ERL-3144, -3145, -3146, -3156, -3149, -3150 korreliert (Tab. 12, Abb. 28, 33). Die frühmittelalterlichen Gerinnebettsedimente sind insgesamt 16 dm mächtig. Die regelhafte Abfolge der ^{14}C -Datierungen spricht für eine Sohlenerhöhung, die die Flußsohle in einer späteren Phase um mindestens 8 dm in ca. 100 ± 20 Jahren höherlegte. Die Sohlensedimentation selbst ist ein starkes Indiz für eine parallel dazu stattfindende Hochflutsedimentation im Auenbereich.

In den gleichen Zeitraum ordnen Lang & Nolte (1999) das Auftreten maximaler Sedimentationsraten während des Holozäns ein. Gleichfalls berichten Seidenschwann (1985), Skorupinski (1991) und Thiemeyer (1988) über gekappte Bodenprofile, Runsenbildung und die Akkumulation mächtiger Hochflutlehme, die ins Mittelalter datieren. Dieser Zeitraum steht allgemein und europaweit für intensivierete Eingriffe in den Landschaftshaushalt (z.B. Harvey et al. 1981, Hagedorn & Rother 1992, Starkel 1995, Gregory 1995, Brown 1998, Gay et al. 1998, Zolitschka 1998b, Mäkel 1998, Macklin 1999).

Mit der fortschreitenden Sedimentation des feinklastischen, sehr bindigen Materials verändert sich die Gerinnebettmorphologie in charakteristischer Weise. Das tonige, sehr kohärente Material hat, zusammen mit der die Böschungen besiedelnden Vegetation, einen morphologisch stabilisierenden Effekt (Schumm 1977, Smith 1983, Brown & Keough 1992b, Hey 1997, Lawler et al. 1997, Macklin 1999). Bei weiterhin stattfindender Bodenerosion im EZG_A und der korrelierten Sedimentation im Auenbereich erhöht sich das Hochflutniveau. Das Breite/Tiefe-Verhältnis des Gerinnequerschnitts nimmt zusehends ab, während die Durchflußkapazität steigt (s.a. Natermann 1941). Demnach könnte die erheblich größere Gerinnebettbreite des frühmittelalterlichen Gerinnenbettes als Indiz dafür gewertet werden, daß vor diesem Zeitraum in der Bessinger Talweitung keine rapide, feinklastische Hochflutlehmsedimentation stattgefunden hatte.

Die Verengung des Gerinnebettes folgt demnach einer autigenen Steuerung, die aus der feinklastischen Sedimentation unter holozänen Klimabedingungen resultiert (Brown & Keough 1992a, b). Die mittleren Abflüsse reichen nicht für eine Erweiterung des Gerinnebettes aus, bei wachsender Durchflußkapazität tritt nur noch bei außergewöhnlichen Abflußereignissen Hochflutsedimentation ein. In solchen Fällen ist mit einem bedeutenderen Sedimentationsereignis zu rechnen, da die Mächtigkeit der abgelagerten Hochflutsedimente positiv mit der Intensität der Hochwasserereignisse korreliert (z.B. Walling & He 1998). Die Breite der jüngsten Gerinnebetten im ehemaligen Gerinnebettgürtel der Wetter (Abb. 57, 58) entspricht in etwa der halben Gerinnebettbreite des Frühmittelalters, sie ist aber vergleichbar mit der Breite gegenwärtig unbefestigter Laufabschnitte der Wetter. Die minerogene Verfüllung des ehemaligen Wetterlaufs weist auf eine rasche Sedimentation (sog. Plombierung) hin, die vermutlich nach der künstlichen Verlegung der Wetter an den S Rand der Aue eintrat.

8. Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion der Wetter auf jungquartäre Klimaänderungen

In der Fluvialmorphologie wurden in jüngerer Zeit Forschungsansätze entwickelt, die die interdependenten Prozessabläufe im Gefüge interner und externer Steuergrößen thematisieren (vgl. Kap. 2.2.). Die besondere Aufmerksamkeit gilt der Bedeutung der internen morphologischen Konfiguration für sich fortentwickelnde Prozeß-Form-Beziehungen und umgekehrt. Morphologische Ereignisse verändern den internen, morphologischen Systemzustand, was in der zeitlichen Folge zu veränderten Reaktionen des morphologischen Systems gegenüber ähnlichen, externen Einwirkungen führt. Fluviale Systeme sind demnach sich beständig weiterentwickelnde Systeme, – angeregt durch die sich über verschiedene Raum- und Zeitskalen kontinuierlich verändernden Prozeß-Form-Beziehungen (Lane & Richards 1997; Beispiele und ausführlichere Darstellung in Kap. 2.2.).

Die auf dem Ansatz fluvialer Architektur und der prozeß-basierten Interpretation des Sedimentationsgeschehens beruhende Deutung der fluvialen Reaktion auf die Klimaänderung der frühen Jüngerer Dryas in der Bessinger Talweitung steht im Kontrast zum zeitgleichen Sedimentations- und Erosionsgeschehen im mittleren und unteren Wettertal (Kap. 7.2.1.). Darin wird nicht allein die räumlich gegenläufige Reaktion verschiedener Talabschnitte auf den gleichen externen Impuls deutlich, zugleich liefert das Wettereinzugsgebiet ein Beispiel für die zeitlich variable Reaktion des fluvialen Systems auf Klimaänderungen, weil dieses Verhalten nur für den Zeitabschnitt der früheren Jüngerer Dryas belegbar ist.

8.1. Jungquartäre Auensedimente im Wettereinzugsgebiet

Aus den vorliegenden Arbeiten von Lang (1955), Mäckel (1969), Heine (1970a), Huckriede (1972, 1974), Bibus (1973, 1976a, 1978), Nowak (1978), Protsch and Semmel (1978), Seidenschwann & Auer (1981), Delorme & Leuschner (1983), Lipps (1985), Seidenschwann (1985), Thiemeyer (1987), Filzinger (1992), Filzinger & Dohrn (1993), Urz (1995), Houben (1997), Rittweger (1997), Andres (1998), Wunderlich (1998), Lang and Nolte (1999), Nolte (2000), Rittweger (2000), Urz (2000) und Andres et al. (2001) kann ein allgemeingültiges Schema für jungquartäre fluviale Sequenzen der S Hessischen Senke abgeleitet werden, das in Abb. 59 wiedergeben wird. Der Stand der Forschung an jungquartären Sedimenten der S Hessischen Senke wird in Kap. 2.5. eingehender dargestellt. Deshalb seien die wesentlichen Punkte nur verkürzt wiedergegeben:

- Für die Hessische Senke existieren mittlerweile zahlreiche Arbeiten zur jungquartären Paläogeographie. Speziell in den letzten Jahren kamen mehrere Studien hinzu, die sich durch eine verbesserte und höhere chronostratigraphische Auflösung auszeichnen (Tab. 4).
- Es zeigen sich Übereinstimmungen in der *zeitlichen* Abfolge der Änderungen im fluvialen System. Größere Variationen treten in der *räumlichen* Verbreitung erhaltener Sedimentsequenzen auf. Die räumliche Variabilität betrifft auch physiographisch vergleichbare und ähnlich skalierte Einzugsgebiete (Tab. 5).

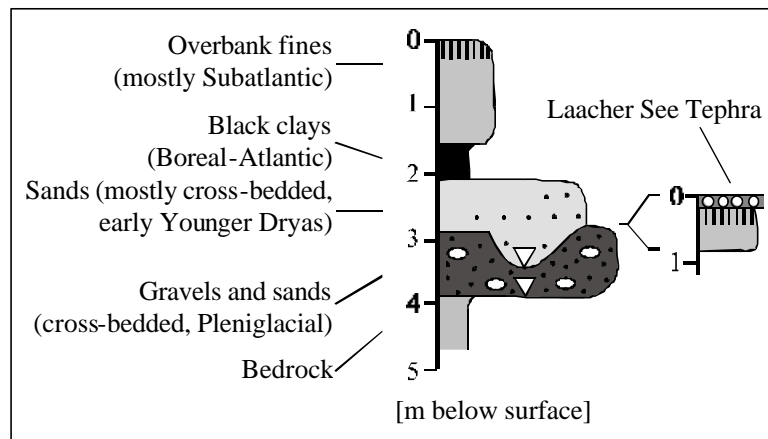


Abb. 59 Vereinfachte Lithostratigraphie jungquartärer fluvialer Sedimente der südlichen Hessischen Senke. Örtlich schalten sich spätglaziale Hochflutlehme mit Bodenbildungen und überlagernden LST-Ablagerungen ein (Legende s. Abb. 61; aus Houben 2002b, verändert).

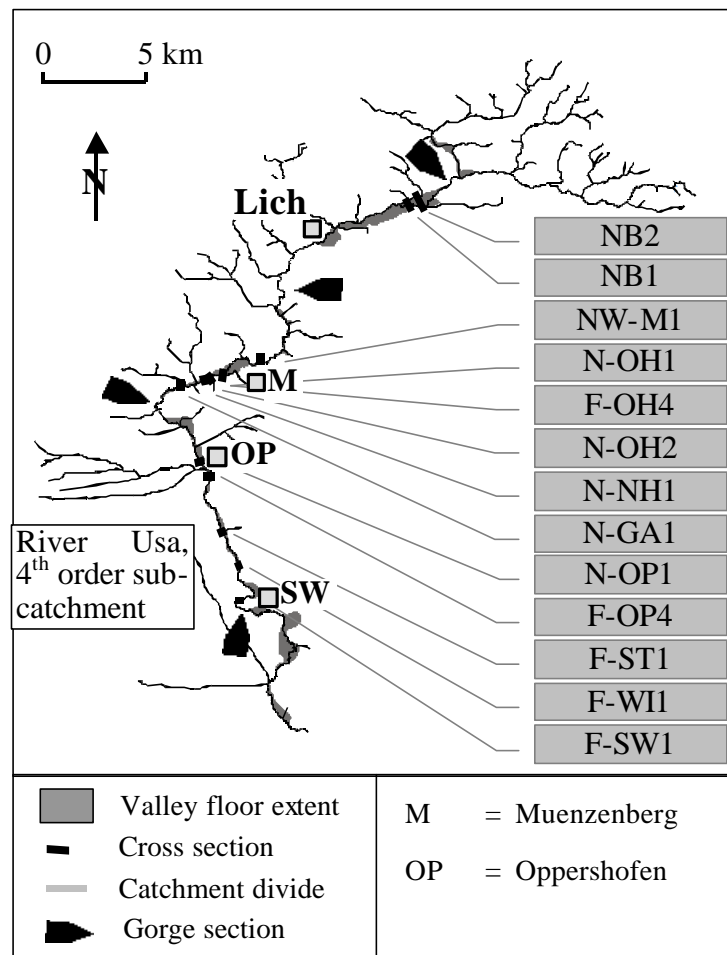


Abb. 60 Flußnetz der Wetter (ohne Usa-Einzugsgebiet) mit Angabe der Positionen vorliegender Auenquerschnitte (NB2 und NB1 s. Kap. 7. u. 8.; andere Auenquerschnitte: F-, Filzinger & Dohrn 1993; N-, Nolte 2000; NW-, Nowak 1978; aus Houben 2002b, verändert).

- Die Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt bislang überwiegend nur die standörtlichen Gegebenheiten und orientiert sich an klimagenetischen Aspekten. Die konzeptionelle Integration der räumlich und zeitlich variablen physiographischen Konfiguration in die Interpretation fluvialen Verhaltens wird größtenteils vernachlässigt. Das gilt auch für die prozessuale Interpretation des fluvialen Wandels entlang der Haupttalachse eines ganzen Einzugsgebietes (vgl. Kap. 2.5.).

Innerhalb der Hessischen Senke deutet sich für das Wettereinzugsgebiet das Vorkommen einer variablen Reaktionen auf Klimaänderungen an (Kap. 7.2.1.). Für eine vergleichende Analyse fluvialer Sequenzen entlang des gesamten Wettertals bieten sich neben den eigenen Untersuchungen die fluvialstratigraphischen Arbeiten von Nowak (1978), Filzinger (1992), Filzinger and Dohrn (1993), Houben (1997) und Nolte (2000) an (Abb. 60). Das chronostratigraphische Gerüst dieser Arbeiten stützt sich auf insgesamt mehr als 100 Radiokarbondatierungen (Filzinger and Dohrn 1993, Bos 1998, Nolte 2000, sowie Tab. 12) und der LST als tephrochronologischen Marker. Das paläogeographische Bild des Wettereinzugsgebietes wird durch paläobotanische Arbeiten ergänzt (Stobbe 1996, Kreuz et al. 1999, Bos 1998, 2001).

Im Vergleich zur generellen Lithostratigraphie der Hessischen Senke zeigen die fluvialen Sequenzen entlang des Wettertales beträchtliche Unterschiede. Dies betrifft das Vorkommen und die Mächtigkeit bestimmter Schichten sowie die auftretenden Erosionsdiskordanzen (Abb. 61). Nahezu alle Abfolgen weisen basale, spätpleniglaziale Sande und Kiese, Jüngere Dryas-Sande mit einem hohem Gehalt an LST-Partikeln, einen altholozänen Schwarzen Auenboden und jungholozäne Hochflutlehme auf. Insbesondere drei Talabschnitte des Wettertals zeigen eine außerordentliche Abweichung: H-NB1+2, N-OP1 und F-WI1. Die schlechte Erhaltung einer differenzierten Sedimentabfolge bei Wisselsheim (F-WI1) ist wahrscheinlich auf den dort sehr engen Talquerschnitt und die ungünstigen Sedimentationsbedingungen zurückzuführen (s.u.).

Im Unterschied zu den anderen Auenquerschnitten zeichnen sich die Abfolgen in H-NB1+2 und N-OP1 durch das Vorkommen weiterer spätpleniglazialer und spätglazialer Formationen aus:

- Die spätpleniglazialen Sande und Kiese werden von spätpleniglazialen Sanden und spätpleniglazialen bis spätglazialen, feinklastischen Hochflutsedimenten überlagert.
- In der Bessinger Talweitung (H-NB1+2) tritt an der Basis der Jüngere Dryas-Auensande keine bedeutende Erosionsdiskordanz auf, wodurch die liegende LST-Lage und spätglaziale Paläobodenhorizonte vor der nachträglichen Erosion bewahrt wurden. Im Aufbau der Auensedimente bei Oppershofen (N-OP1) liegt zwar eine erosive Sohlfläche an der Basis der Jüngere Dryas Sedimente vor, diese ist allerdings weniger stark ausgeprägt. Die spätpleniglazialen und spätglazialen Niederter-rassensande und Relikte der spätpleniglazialen/spätglazialen Hochflutlehme blieben erhalten.

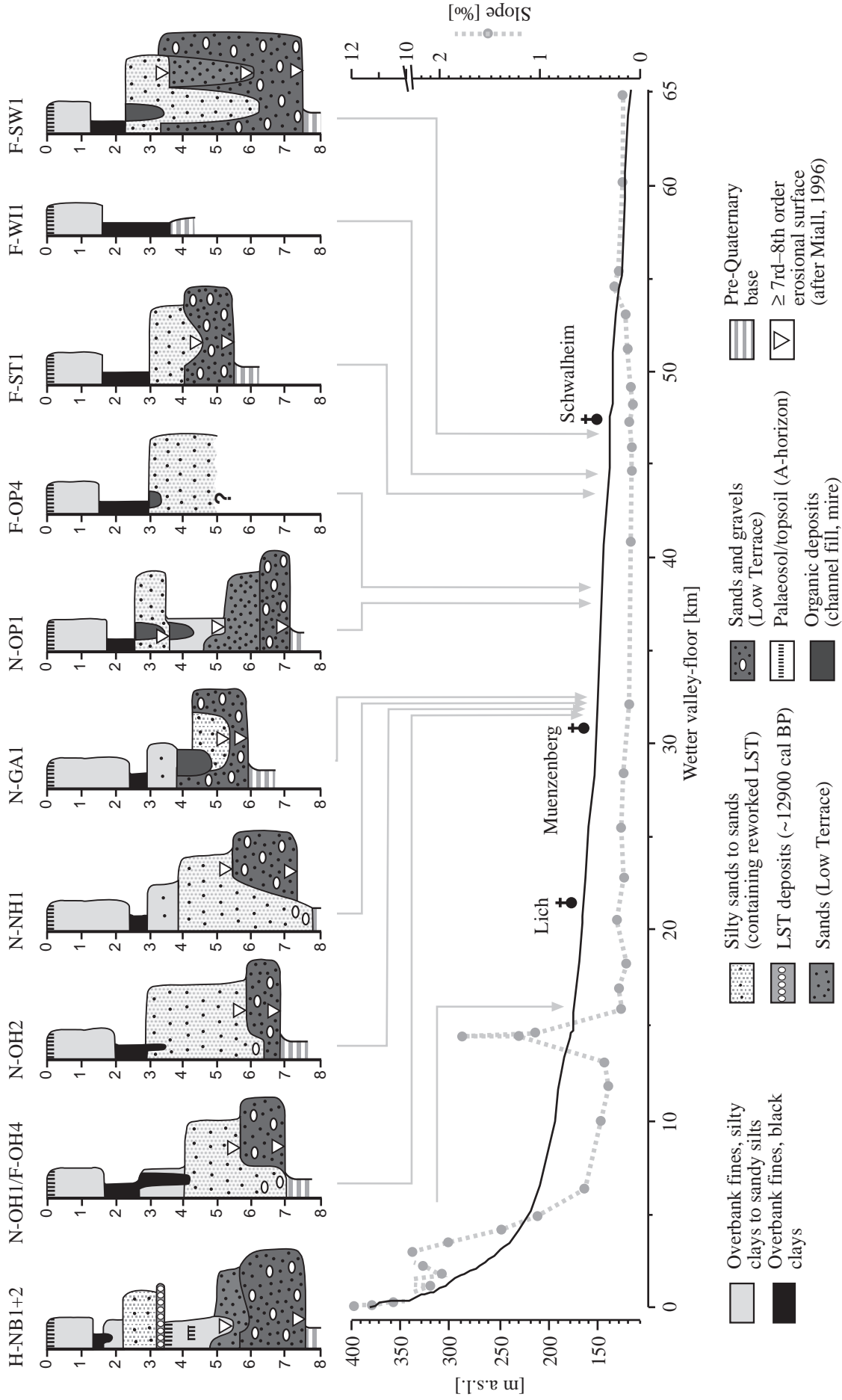


Abb. 61 Generalisierter jungquartärer Sedimentaufbau in den Talabschnitten des Wettertals. Zum Vergleich mit Tallängsprofil und Talsohlengefälle (s.a. Abb. 14; Benennung der Lokalitäten und Quellennachweis s. Abb. 60; aus Houben 2002b, verändert).

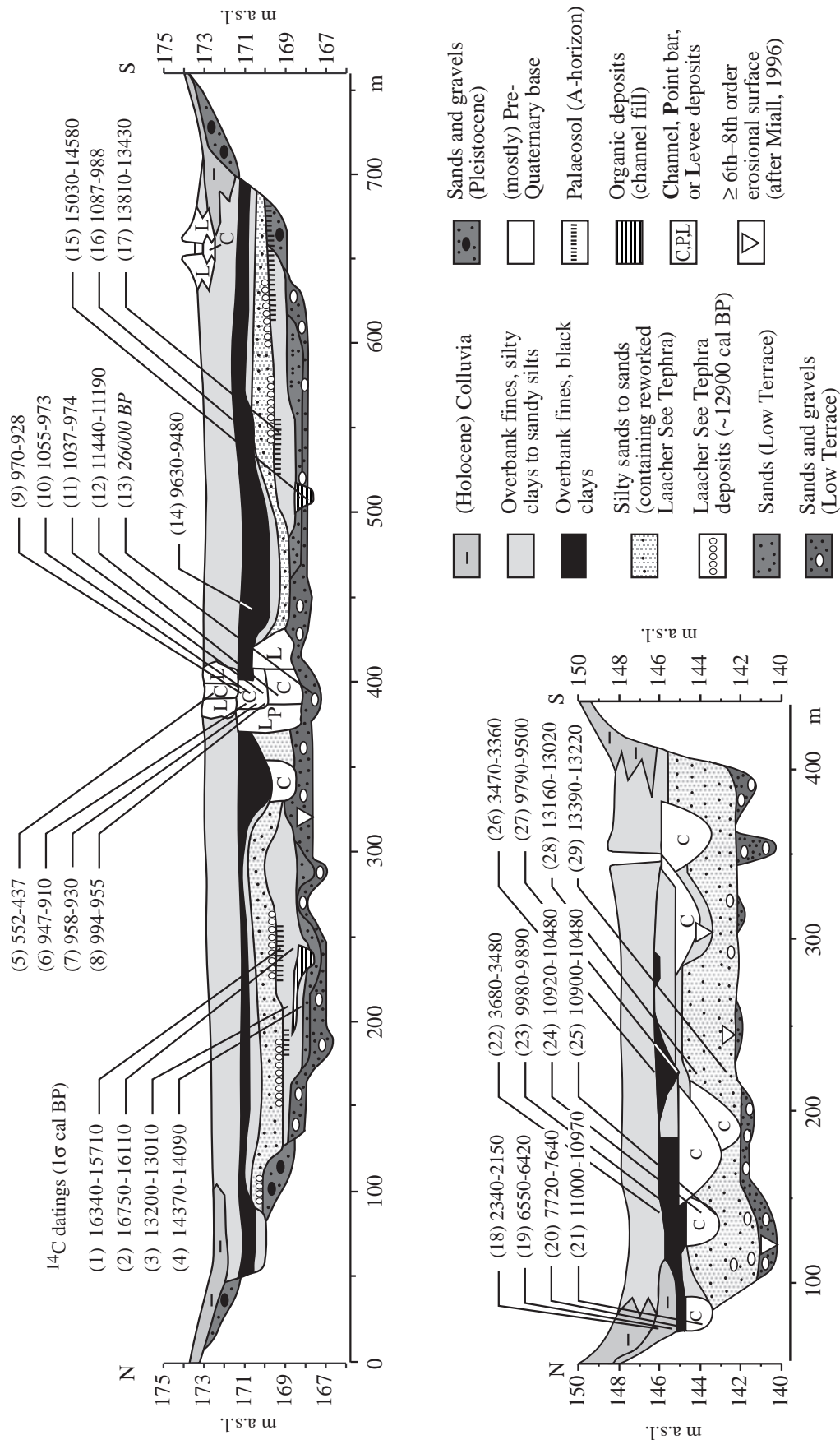


Abb. 62 Schematisierte Auenquerschnitte durch zwei Talabschnitte des Wettertals: A) Auenquerschnitt NB2 in der Bessinger Talweitung bei Lich (s. Kap. 7. und 8.). B) Auenquerschnitt N-OH1 flussabwärts bei Münzenberg (nach Nolte 2000, vereinfacht); ¹⁴C-Datierungen angegeben als 1σcal BP-Spanne (aus Houben 2002b).

- Die grobklastischeren Sedimente des Spätpleniglazials und der frühen Jüngerer Dryas fallen in den Auenquerschnitten Auenquerschnitten H-NB1+2 und N-OP1 weniger mächtig aus als im übrigen Wettertal.

Die Abb. 62 verdeutlicht am Beispiel der Auenquerschnitte H-NB1+2 und N-OH1 die temporär übereinstimmende bzw. abweichende Reaktion verschiedener Talabschnitte. Aus physiographischer Sicht liegt die Bessinger Talweitung in der Piedmontzone zwischen Vogelsberg und Wetterau. Der Auenquerschnitt N-OH1 befindet sich flußabwärts bei Münzenberg in einer typischen Beckenlage. Die abweichende fluviale Entwicklung erwächst aus der Erhaltung eines differenzierten spätpleniglazialen und spätglazialen Sedimentaufbaus in der Bessinger Talweitung, wohingegen der Münzenberger Abschnitt durch die tiefgreifende Umlagerung und Tieferlegung der jungquartären Basis bis ins Anstehende während der Jüngerer Dryas gekennzeichnet ist (s. Nolte 2000, vgl. Kap. 7.2.). Im Münzenberger Talabschnitt sind die Jüngere Dryas-Sande grobklastischer, z.T. kiesig, deutlich mächtiger und mit vergleichsweise geringeren Anteilen an LST befrachtet als in der Bessinger Talweitung. An beiden Standorten werden die Schichtglieder bzw. Formationen, die für die Phase voneinander abweichender Reaktion stehen, im Liegenden wie Hangenden von litho- und chronostratigraphisch vergleichbaren Ablagerungen eingefaßt.

Aus den Abb. 61 und 62 können demnach zwei wesentliche Aspekte der jungquartären fluvialen Entwicklung im Wettertal abgeleitet werden:

- a) Das Wettertal kennzeichnet sich durch eine räumlich differenzierte Sensibilität gegenüber externen Einwirkungsfaktoren, die im sedimentären Aufbau speziell durch die abweichenden sedimentären Sequenzen in den Auenquerschnitten H-NB1+2 und N-OP1 repräsentiert wird.
- b) Die räumlich differenzierte Reaktion trat nur während der frühen Jüngerer Dryas auf, während für die anderen Phasen des Jungquartärs eine im Einzugsgebiet einheitliche fluviale Reaktion angenommen werden kann.

Das Wettereinzugsgebiet liefert damit ein Beispiel für eine räumlich und zeitlich veränderte Reaktion eines fluvialen Systems auf Klimaänderungen.

8.2. Erklärungsmodell zur räumlich-zeitlich veränderten Erosion und Sedimentation

8.2.1. Steuergrößen der jungquartären fluvialen Entwicklung

Auf der Maßstabsebene der vergleichenden Betrachtung verschiedener Talabschnitte können die physiographischen Faktoren der lokalen Sedimentations- und Erosionsbedingungen innerhalb eines individuellen Talabschnitts als konstant angenommen werden. Demnach beruhen die Änderungen im lokalen Sedimentations- und Erosionsgeschehen auf dem sich ändernden Verhältnis Abflußgeschehen/Sedimentzufuhr im flußaufwärts gelegenen Einzugsgebiet (s. Kap. 7.). Die zu einem beliebigen Zeitpunkt lokal geltenden Sedimentations- und Erosionsbedingungen unterscheiden sich von denen eines anderen Talabschnitts durch

die abweichenden physiographischen Eigenschaften des flußaufwärts gelegenen Einzugsgebietes und die spezifischen (Gefälle, Breite) des Talabschnitts.

Das auffallendste physiographische Merkmal der Wettertalsohle ist die markante Gliederung in abwechselnd breite und schmale Talabschnitte (Abb. 60, vgl. Kap. 3.2.3.). Im Wettertal fällt ein niedriges Talsohlengefälle mit dem Auftreten breiter Talabschnitte zusammen. Einerseits können die abwechselnd breiten und engen Talabschnitte können als Sedimentationsabschnitte bzw. Transportabschnitte aufgefaßt werden (vgl. Abb. 60 und 61). Andererseits ist es bei der vergleichenden Betrachtung auf der Maßstabebene der Talabschnitte ausreichend, die physiographischen Variationen zwischen den Sedimentationsabschnitten vereinfacht mit der Prozessvariablen Talsohlengefälle zu beschreiben. Letztere ist demnach bei der vergleichenden Interpretation der Stofftransporthaushalte verschiedener Talabschnitte neben den Prozeßvariablen Sedimentzufuhr und Transportkapazität zu berücksichtigen. Um den allgemeinen Stofftransporthaushalt der individuellen Sedimentationsräume (Talabschnitte) im Wettertal zu charakterisieren, werden die Begriffe „*capacity-limited system*“ und „*supply-limited system*“ benutzt, da deren Definition die Berücksichtigung der Eigenschaften des jeweils zuliefernden Einzugsgebietes explizit mit einbezieht (s. Kap. 7.).

8.2.2. Physiographische Konfiguration

Der Aufriß des Wettersystem zeigt die strukturell bedingte Anlage des Wetterlaufes (Abb. 60). In der Orientierung der Talabschnitte paust sich die variszisch angelegte Struktur der Hessischen Senke durch. Insbesondere die breitesten und längsten Sedimentationsabschnitte, die Bessinger Talweitung und der Münzenberger Talabschnitt, sind im erzgebirgischen Streichen ausgerichtet. Es existieren weitere Hinweise auf die tektonisch gesteuerte Anlage dieser Talabschnitte. Die ursprünglich >25 m mächtigen tertiären Saprolite (Wirtz 1972), die auf den Hängen der Bessinger Talweitung abgetragen wurden, erhielten sich unter der jungquartären Basis durch die tektonische Subsidenz. Überdies befindet sich die

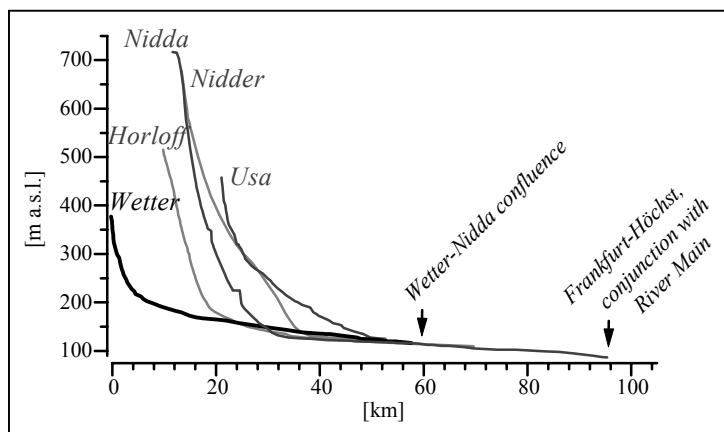


Abb. 63 Tallängsprofile der Hauptflüsse im Niddaeinzugsgebiet (Houben 2002b).

Bessinger Talweitung direkt oberhalb des nördlichen Randes der SW-streichenden Hungener Tiefscholle, dem im geologischen Bau des Vogelsberges maximal abgesenkten Krustenblock (Ehrenberg & Hickethier 1985). Im Münzenberger Talabschnitt deuten Salzquellen auf tiefreichende Störungen hin (z.B. Wirtz 1972, Kümmerle 1976).

Der tektonische Einfluß auf die Flußentwicklung im Niddaeinzugsgebiet erschließt sich auch aus den Tallängsprofilen des Niddasystems (Abb. 63). Bis auf das Wettertal-längsprofil spiegeln alle übrigen Tallängsprofile die tektonische Hebung bei gleichzeitiger Senkung der Beckenbereiche der Wetterau klar wider. Anders als Nidda und Nidder folgt die Wetter nicht dem radialen Entwässerungsnetz des Vogelsberges. Obwohl es dies suggerieren könnte, ist das beinahe idealtypische Wetter-Tallängsprofil nicht aus einer langanhaltenden Flußentwicklung in einem tektonisch ruhigen Umfeld hervorgegangen. Die epigenetischen und durch Flußanzapfung entstandenen Durchbruchsstrecken (s. Kap. 3.2.3.) sowie die Orientierung des Wetterlaufes verweisen auf ein tektonisch induziertes Zusammenschweißen der Wettertalsole im Laufe der postmiozänen Flußentwicklung. Das führte zur, im Unterschied zu anderen Flüssen der Hessischen Senke, markanten Untergliederung der Wettertalsole in Sedimentations- und Transportabschnitte. Dabei schließen sich die großen Sedimentationsabschnitte flußaufwärts an Durchbruchsstrecken an. Bereits Taylor & Lewin (1987) und Macklin & Lewin (1989) erkannten in der kleinräumigen Segmentierung und sanduhr-artigen Konfiguration einiger Talachsen die Ursache für lokal variable Reaktionen des fluvialen Systems.

Im Falle der Bessinger Talweitung können zwei weitere physiographische Eigenschaften als sedimentationsbegünstigend bewertet werden. Zum einen liegt die Bessinger Talweitung zwischen zwei Durchbruchstalstrecken. Das außergewöhnliche Gefälle von ca. 1,8 ‰ im oberhalb liegenden Durchbruchstal, die sich anschließende Gefälleminderung, die breite Talausdehnung, sowie mögliche Rückstaueffekte durch die flußabwärts positionierte Durchbruchsstrecke fördern die Sedimentationsprozesse im Talabschnitt. Zum anderen ist die Bessinger Talweitung die erste Sedimentfalle mit ausgesprochenem Unterlaufcharakter im Tallängsprofil, die überdies nahe am Ober- und Mittellauf liegt.

Zusammenfassend kann eine Beziehung zwischen der Vollständigkeit bzw. der Erhaltung fluvialer Abfolgen und dem Gefälle, der Talbreite und der Position innerhalb des Tallängsprofiles hergestellt werden. Die vollständigsten Sequenzen treten in den beiden Tal- bzw. Sedimentationsabschnitten auf, die das niedrigste Talsohlengefälle relativ zu den flußaufwärts liegenden Abschnitten aufweisen. Die lokal differenzierte, autigene Beeinflussung des Erosions- und Sedimentationsgeschehens kann als Erbe der tektonisch gesteuerten, langfristigen Flußentwicklung seit dem Postmiozän bewertet werden (s.a. Brown 1990, Macklin 1999). Entsprechend den ererbten physiographischen Eigenschaften sind die vollständigsten fluvialen Abfolgen H-NB1+2 und N-OP1 in der Bessinger Talweitung bzw. im Oppershofener Talabschnitt zu finden. Diesen beiden ist von allen breiteren Talabschnitten das niedrigste Talsohlengefälle relativ zu den flußaufwärts liegenden Abschnitten eigen (Abb. 61, s.a. Talsohlengefälle in Abb. 14).

Dennoch zeigt die Chronologie der jungquartären Auensedimente, daß ein an der physiographischen Konfiguration orientierter, räumlich-differenzierter fluvialer Sedimentaufbau nur zu Beginn der Jüngeren Dryas stattfand. Die Ursache hierfür kann unter Zuhilfenahme der Rekonstruktion der sich zeitlich und räumlich ändernden Stofftransporthaushalte der betroffenen Talabschnitte erklärt werden.

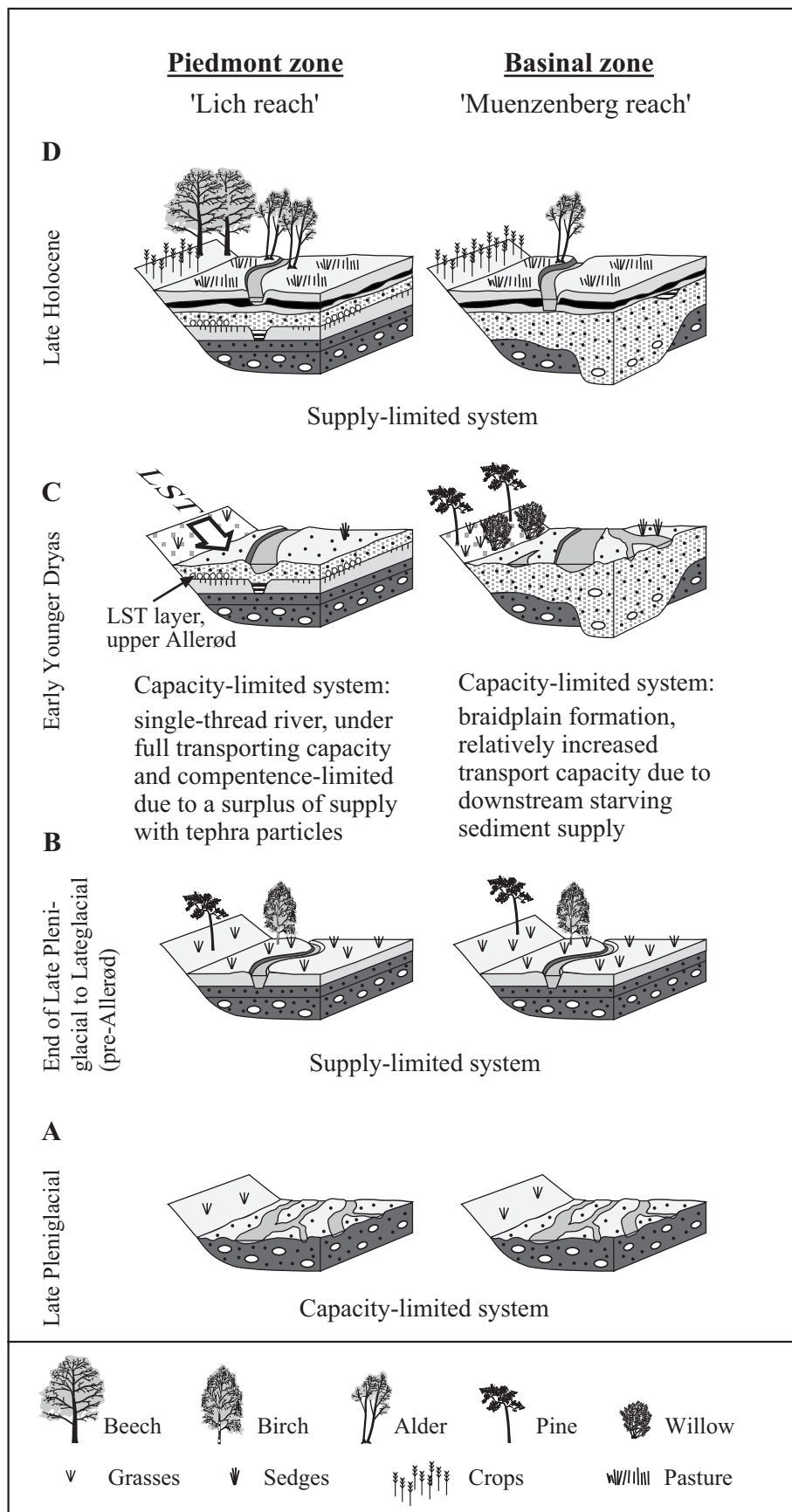


Abb. 64 Deskriptive Modelle der wechselnden Stofftransporthaushalte der Wetter während ausgewählter Phasen im Jungquartär und die lokal differenzierte Reaktion auf die Klimaänderung zu Beginn der Jüngerer Dryas (s. Erläuterungen im Text; Legende s. Abb. 62; aus Houben 2002b).

8.2.3. Stofftransporthaushalte individueller Talabschnitte

Während des Spätpleniglazials kam es zur Tieferlegung der Talsohle bei Ablagerung grobklastischer Flußfracht, die das Wettertal im gesamten Einzugsgebiet erfaßte. Diese Entwicklung wurde durch das Zusammenwirken von periglazialen Verwitterungsprozessen, maximaler Sedimentzufuhr und nivalem Abflußregime verursacht. Geringfügigere Änderungen in der Mächtigkeit der spätpleniglazialen Sedimente könnten in Zusammenhang mit Variationen des Talsohlengefälles individueller Talabschnitte stehen (s. Abb. 61). Das Geröllfrachtmaterial der Niederterrassensedimente repräsentiert eine *braided river system*, das mit einer Phase der Talsohlentieferlegung mit erosiven Sohlflächen 6. und höherer Ordnung (nach Miall 1996) einherging. Der Stofftransporthaushalt kann als klassisches *capacity-limited system* eingestuft werden (Abb. 64A).

Gegen Ende des Spätpleniglazials hatte sich der Stofftransporthaushalt zum *supply-limited system* gewandelt (Abb. 64B). Die Menge transportierter Stofffracht wurde durch die Prozeßvariable Sedimentzufuhr bestimmt. Die spätpleniglaziale und spätglaziale Hochflut-sedimentation verweist auf einen unzureichenden Vegetationsbedeckungsgrad in den lößbedeckten Teileinzugsgebieten, der a) auf einer zeitlichen Verzögerung der Vegetationsentwicklung gegenüber der thermischen Erwärmung und/oder b) auf regressive Vegetationsentwicklungen durch hygrische Schwankungen zurückzuführen sein kann. Als weitere Ursache der phasenhaften Hochflutlehmsedimentation kommt auch eine temporär überschüssige Sedimentzufuhr durch die spätpleniglaziale bis spätglaziale Lössedimentation in Betracht (vgl. ausführlichere Diskussion in Kap. 7.1.). Im Wettertal selbst sind die Vorkommen spätpleniglazialer und spätglazialer Feinklastika auf die Talabschnitte bei Lich (H-NB1+2) und Oppershofen (N-OP1) beschränkt, jedoch beschreiben Bibus (1976a) und Nowak (1978) die Existenz gleichalter Hochflutlehme für das Usa-Tal bzw. Wetter-Nebenflüsse 1. und 2. Ordnung. Das deutet auf Hochflutlehmvorkommen hin, die analog zu den regional und überregional nachzuweisenden Vorkommen auch im Wettereinzugsgebiet weiter verbreitet waren (s. Kap. 7.1.). Sie wurden im Tal der Wetter größtenteils nachträglich abgetragen (s.u.). Demnach herrschten im gesamten Wettereinzugsgebiet bis zum Beginn der Jüngeren Dryas vermutlich mehr oder weniger einheitliche Bedingungen im Stofftransporthaushalt.

Die ausgeprägte räumliche Divergenz der fluvialen Reaktion auf eine übergeordnete Klimaänderung trat während der frühen Jüngeren Dryas auf (Abb. 64C). Bis auf die Bessinger Talweitung (H-NB1+2) sind grobklastische, kiesig-sandige Umlagerungsprodukte mit erosiven Sohlflächen typisch für die Jüngere Dryas. Die räumliche Verbreitung der abweichenden fluvialen Sequenzen H-NB1+2 und N-OP1 kann mit Änderungen im Talsohlengefälle, der lateralen Ausdehnung der Sedimentationsräume und deren Position innerhalb des Tallängsprofils erklärt werden (s. Kap. 8.2.2.). Die abweichende Situation in der Bessinger Talweitung leitet sich aus dem lokal spezifischen Zusammenwirken zweier Determinanten des Stofftransporthaushaltes ab, die in dieser Konfiguration nur zu Beginn der Jüngeren Dryas gemeinsam auftraten (s. Kap. 7.2.1.).

- a) Im gesamten Einzugsgebiet ist mit einer ursprünglich flächenhaften Bedeckung der Geländeoberfläche mit ± 1 dm mächtiger, lockerer, körniger und siltiger LST im o-

berer Allerød zu rechnen (Schmincke et al. 1999). Die überwiegende Menge der schätzungsweise ca. 8×10^6 t eingetragenen Materials dürfte noch zu Beginn der Jüngeren Dryas für fluviale Transportprozesse auf den Hängen und in Auen bereit gestanden haben. Die Mächtigkeiten nahmen in W-Expositionen vermutlich mit der Höhenlage des Einzugsgebietes zu (vgl. Verbreitung von Lockerbraunerden, z.B. Semmel 1998).

- b) Die lokal differenzierte Intensität der Klimateffekte der frühen Jüngeren-Dryas-Abkühlung war in der Hessischen Senke von den orographischen Relieffaktoren abhängig (Andres et al. 2001, Bos 2001). Mit der Höhenlage wurde der Stofftransporthaushalt durch eine zunehmende Auflichtung des Vegetationsbedeckungsgrades (Bos 2001) aktiviert. Entsprechend der drastischen Klimaverschlechterung traten zu Beginn der jüngeren Dryas in den Höhenlagen lang anhaltende Winterfrostperioden auf, es setzte ein ausgeprägt nivales Abflußregime ein (s.a. Houben et al. 2001). Der in den höheren Lagen reduzierte Vegetationsbedeckungsgrad begünstigte zusätzlich die Aufnahme und den Transport der leicht erodiblen LST (s. Kap. 7.2.1.).

Die sedimentologischen Merkmale der Jüngere Dryas-Auensande der Bessinger Talweitung sprechen für ein *capacity-limited system*. In Kombination mit der überschüssigen Sedimentzufuhr mit leicht erodibler LST etablierte sich in der Bessinger Talweitung ein ausgelastetes *capacity-limited system* bei gleichzeitig stark limitierter Kompetenz (Kap. 7.2.1.). Die Akkumulationsprozesse überwiegen daher in der Bessinger Talweitung, und den Jüngere Dryas-Auensanden fehlt demgemäß eine erosive Sohlfläche. Aufgrund der lokal besonderen Bedingungen entspricht der spezifische Stofftransporthaushalt der Bessinger Talweitung nicht dem eines typischen *capacity-limited system*.

Flußabwärts von der Piedmontzone stellte sich ein abweichender Stofftransporthaushalt ein (Abb. 64C). Die sedimentologischen Befunde zu den Jüngere-Dryas-Sedimenten im mittleren und unteren Wettertal stehen im starken Kontrast zu jenen aus der Bessinger Talweitung. Für die untersuchten, flußabwärts gelegenen mittleren und unteren Talabschnitte sind grobklastische, kiesig-sandige Umlagerungsprodukte kennzeichnend (Filzinger & Dohrn 1993, Nolte 2000). Örtlich greifen sogar ausgeprägt erosive Sohlflächen unter einer vollständigen Aufarbeitung des Niederterrassenmaterials in das Anstehende über (Nolte 2000), was den Gegensatz zur zeitgleichen Akkumulationsphase in der Bessinger Talweitung verdeutlicht (s.a. Abb. 62).

Grobklastische Umlagerungen mit einer teilweisen Aufbereitung des Liegenden sind ebenfalls für die größeren Nachbarflüsse des Wettereinzugsgebietes bezeichnend (Körber 1962, Seidenschwann & Auer 1981, Mäckel 1969, Urz 1995, Wunderlich 1998). Die von den genannten Autoren geforderte starke fluviale „Aktivitätsphase“ aufgrund eines klimatisch destabilisierten Landschaftszustandes steht allerdings einer scheinbar gegenläufigen palynologischen Interpretation des Landschaftszustandes während der Jüngeren Dryas gegenüber (Stobbe 1996, Bos 1998). Entgegen dem sedimentologischen Signal zeigen die Pollenprofile des mittleren Wettertals und des benachbarten Amöneburger Beckens eine nur schwach ausgeprägte Reaktion des Vegetationskleides auf die Klimaverschlechterung. Nach Bos (1998, 2001) kam es in diesen Beckenlandschaften trotz der nordhemisphärisch

drastischen Abkühlung der Wintertemperaturen nur zu einer begrenzten Auflichtung der allerödzeitlichen Birken-Kiefernwälder bei gleichzeitiger Ausdehnung von Gräsern. In den Tieflagen der Wetterau und des Amöneburger Beckens überdauerten offene Kiefernwälder mit Birken, während in den feuchten Auen Weidengebüsch dominierte.

Von diesen Befunden ausgehend hat das Großrelief in der Jüngeren Dryas eine besondere klimatische Gunstlage für die S Hessische Senke geschaffen (Bos 2001). Bedingt durch die abgemilderten Temperatureffekte dürften sich in den Tieflagen der Hessischen Senke ein abgeschwächtes nivales Regime, längere saisonale Perioden mit erhöhter Bodenwasserspeicherungskapazität und eine entsprechend kontinuierlichere Spende an die Vorflut ergeben haben. Bezogen auf den Stofftransporthaushalt muß wegen der Vegetationsbedeckung und dem weniger proncierten Oberflächenabfluß mit einer stark gehemmten bis unterbundenen Sedimentzufuhr aus diesen Teileinzugsgebieten zum Wettersystem gerechnet werden. Hierin liegt der wesentlicher Unterschied zu den Sedimentzufuhr-Bedingungen, die im flußaufwärts gelegenen Teileinzugsgebiet am Fuße des Vogelsberges herrschten.

Zugleich fungierte die Wetter in den mittleren und unteren Talabschnitten als eine Art Förderband für die hohen Abflußspitzen, die auf das nivale Abflußregime des oberen Wettereinzugsgebietes zurückgingen. Die, in Relation zum wachsenden Einzugsgebiet, eintretende Verminderung der Sedimentzufuhr in den mittleren und unteren Talabschnitten führte zur *relativen* Erhöhung der Transportkapazität und Kompetenz, die wiederum in der Aufnahme der liegenden Grobklastika und einer Erosion des Liegenden resultierte. Die Aktivität beschränkte sich auf die Haupttalachse der Wetter, was die Erhaltung der älteren jungquartären Sedimente in den Nebentälern (Nowak 1978) erklärt. Demnach kann der Stofftransporthaushalt der mittleren und unteren Wetter aufgrund der dokumentierten Umlagerungsprozesse als *capacity-limited system* angesprochen werden. Dieser war – im Unterschied zu den Sedimentationsbedingungen in der Bessinger Talweitung – durch eine progressiv reduzierte Sedimentzufuhr und eine zunehmende *relative* Transportkapazität gekennzeichnet. Der Stofftransporthaushalt, der während der frühen Jüngeren Dryas in den mittleren und unteren Wettertalabschnitten vorherrschte, ist als *capacity-limited system* einzustufen, das zugleich teilweise Eigenschaften eines *supply-limited system* aufwies.

Gemäß den sich ändernden physiographischen Eigenschaften variiert das Erosions- und Sedimentationsverhalten in den mittleren bis unteren Talabschnitten von Sedimentationsraum zu Sedimentationsraum. Daher nimmt der Oppershofener Talabschnitt (N-OP1) im mittleren Wettertal eine Ausnahmestellung ein. Hier reduzierte das deutlich geringere Talsohlengefälle die Transportkapazität, und unter der Erosionsdiskordanz der Jüngeren Dryas erhielten sich örtlich die spätpleniglazialen Niederterrassensande und spätpleniglazialen/spätglazialen Hochflutlehme.

Die leichte thermale Erwärmung während der Jüngeren Dryas verbesserte den Vegetationsbedeckungsgrad der höheren Lagen (Bos 2001), die wiederum die Sedimentzufuhr verminderte. Desgleichen ist von einer Verkürzung der saisonalen Frostperioden auszugehen, die über die Verkleinerung und den Rückzug der besonders winterkalten Flächenanteile des Einzugsgebietes die sukzessive Abschwächung des nivalen Abflußregimes herbeiführte.

Dadurch wandelte sich im gesamten Einzugsgebiet der Stofftransporthaushalt graduell vom *capacity-limited system* zum *supply-limited system* (Kap. 7.2.).

Seit der oberen Jüngerer Dryas herrscht im Wettereinzugsgebiet ein *supply-limited system* (Abb. 64D). Die unbefriedigende chronostratigraphische Auflösung der holozänen Hochflutlehme erlaubt es nicht, räumlich übereinstimmende oder phasenhaft verschobene Reaktionen des fluvialen System auf anthropogene und/oder klimatische Einwirkungen zu differenzieren.

Angesichts der Gesamtmächtigkeit der jungquartären Auensedimente und der vergleichsweise kurzen Zeitspanne der frühen Jüngerer Dryas erscheinen die lokalen Vorkommen des divergenten Sedimentaufbaus relativ mächtig. Die dürfte zum einen mit den extremen Hochwasserspitzen, die zu Beginn der Jüngerer Dryas auftraten, korrespondieren. Zum anderen gingen mit der klimatischen Veränderung während der Jüngerer Dryas und den nachfolgenden holozänen Perioden eine signifikante Reduktion der Transportkapazitäten und der Transportkompetenz einher, die die Erhaltung der liegenden Jüngere Dryas-Abfolgen zur Folge hatte.

8.3. Schlußfolgerungen

Aus dem Erklärungsmodell für die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des Wettersystems auf jungquartäre Klimaänderungen können folgende Schlüsse gezogen werden:

- a) Die räumliche Verteilung einer variablen Reaktion auf verschiedene Talabschnitte kann den prä-existenten Eigenschaften der physiographischen Konfiguration zugeordnet werden. Die ausgeprägte sanduhr-artige Konfiguration der Wassertalsole und die Anlage der Sedimentationsabschnitte darin sind ererbte Merkmale einer langfristigen, maßgeblich tektonisch gesteuerten Flußentwicklung.
- b) Die klimatische Entwicklung und die klimatisch gesteuerte Vegetationsentwicklung setzten die Rahmenbedingungen für die Prozeßvariablen Transportkapazität und Sedimentzufuhr, die das lokale Erosions- und Sedimentationsgeschehen in den individuellen Talabschnitten bestimmten. Die lokal differenzierten Klimaeffekte und Vegetationsveränderungen in der frühen Jüngerer Dryas führten zu lokal differenzierten Erosions- und Sedimentationsbedingungen in den verschiedenen Talabschnitten.
- c) Die sedimentologisch entscheidende Verstärkung dieses Effektes beruht auf dem vorangegangenen atmogenen Eintrag von Laacher See Tephra im oberen Allerød. In den höheren Lagen des Einzugsgebietes resultierte die Klimaverschlechterung in einem Zusammenspiel aus nivalem Abflußregime, reduziertem Vegetationsbedeckungsgrad und überschüssiger Sedimentzufuhr mit Laacher See Tephra. Im Falle der Bessinger Talweitung stellte sich daher ein *capacity-limited system*, das unter Kapazitätsauslastung zugleich eine reduzierte Kompetenz aufwies. Im Gegensatz dazu begünstigte die deutlich abgemilderte Abkühlung in den mittleren und unteren Flußabschnitten zu Beginn der Jüngerer Dryas das Ausharren eines gelichteten Kie-

fernwaldes, wodurch es bei verminderter Sedimentzufuhr zu einer relativen Erhöhung der Transportkapazität kam (*capacity-limited system* mit verminderter Sedimentzufuhr).

- d) Die antezedente Tephraablagerung war eine Voraussetzung für einen temporär veränderten, intern-morphologischen Systemzustand, der in der Folge über die Prozeßvariable Sedimentzufuhr zu zeitlich veränderten Reaktionen des betrachteten morphologischen Systems gegenüber ähnlichen, externen Einwirkungen (z.B. Klimaänderungen) führte.
- e) Die lokal differenzierten Klima- und Vegetationsentwicklungen und das Bereitstehen ausreichender Mengen an leicht erodiblem Material, das in der Bessinger Talweitung in einen lokal spezifischen Stofftransporthaushalt mündete, traten in dieser sich verstärkenden Konfiguration während des Jungquartärs ausschließlich in der frühen Jüngeren Dryas auf.

Das aufgestellte Modell der räumlich differenzierten Stofftransporthaushalte betont die Rolle einer räumlich-zeitlich, auch kurzfristigen Veränderung der Vegetationsbedeckung für räumlich-zeitlich differenzierte Reaktionen des fluvialen Systems auf externe Impulse. Das verweist auf die Bedeutsamkeit, die künftige, ökonomisch oder klimatisch bedingte Landnutzungsänderungen bei gleichzeitigem Klimawandel auf das fluviale System haben können.

9. Zusammenfassung

Flußlandschaften galten lange Zeit als nur bedingt besiedelbar aufgrund unkalkulierbarer Hochwasser- und Gesundheitsgefahren. Überdies stellten sie Hemmnisse für Verkehr und Kommunikation dar. Es waren vornehmlich ingenieurtechnische Errungenschaften, die den Nutzwert der Flußlandschaften erschlossen (Hey 1997). Durch Hochwasserschutzkonzepte, Wasserkraftwerke und Flußregulierungen wurden u.a. eine geregelte Trinkwasserversorgung gewährleistet, die Schiffbarkeit verbessert sowie die landwirtschaftliche und gewerbliche Nutzung der fruchtbaren und flachen Auenbereiche ermöglicht.

Das fluviale System und dessen nutzbare Ressourcen stehen weiterhin unter einem steigenden ökonomischen Druck. Zusätzlich wird der erwartete Klimawandel der nächsten Jahrzehnte die Stoffflüsse der fluvialen Systeme einerseits direkt und andererseits, mittels veränderter Landnutzungsmuster, indirekt verändern. Die Beispiele aus der jüngeren Erdgeschichte belegen, wie empfindlich fluviale Systeme auf Änderungen der externen Steuergrößen reagieren (s. Kap. 2.2., 2.3.). Die ingenieurtechnischen Planungen berücksichtigen i.d.R. zeitliche Größenskalen von ± 100 Jahren, jedoch werden die erwarteten Änderungen der Klimaelemente das Ausmaß der Klimafluktuationen der letzten beiden Jahrhunderte übertreffen (z.B. Houghton et al. 2001). Zudem sind die Reaktionen des fluvialen Systems auf Änderungen externer Steuergrößen als physiographisch spezifisch, nicht-deterministisch und nicht-linear einzustufen, was sich in der räumlich und zeitlich veränderten Reaktion fluvialer Stofftransporthaushalte widerspiegelt (Kap. 2.2.).

Zum einen erschwert das die technische Planbarkeit der nutzbaren Ressourcen des fluvialen Systems, zum anderen wächst mit der intensiveren Nutzung das wirtschaftliche Gefährdungspotential durch natürliche oder quasi-natürliche fluvialmorphologische Prozesse. Der wohlüberlegte Umgang mit den Ressourcen des fluvialen Systems hängt somit zu einem gewissen Grad von der kurz- bis mittelfristigen Vorhersagbarkeit der Sensibilität ab, die dessen funktionale und räumliche Komponenten gegenüber externen Impulsen aufweisen. Beispiele für variable Reaktionen lassen sich aus der Untersuchung des fluvialen Wandels in der Vergangenheit gewinnen. So zeigen die Ergebnisse der fluvialmorphologischen Forschung in der Hessischen Senke eine räumlich und zeitlich differenzierte Veränderlichkeit der fluvialen Reaktion gegenüber Klimaänderungen.

In der Fluvialmorphologie haben sich in jüngerer Zeit Forschungsansätze etabliert, die komplexe und räumlich disparate Rückkopplungsmechanismen zwischen Prozeß und Form in den Mittelpunkt der fluvialen Entwicklung rücken (z.B. Schumm 1977, Philipps 1992b, Lane & Richards 1997; vgl. Kap. 2.2.). Die explizit prozeß-basierte Deutung der Wechselwirkungen zwischen den externen Impulsen und den internen Steuergrößen tritt an die Stelle der „funktionalen Geomorphologie“ und des klimagenetischen Ansatzes (Kochel & Miller 1997, Richards 1999). Von zentraler Bedeutung erweist sich zunehmend die interne morphologische Konfiguration des Systems für die sich fortentwickelnden Prozeß-Form-Beziehungen. Fluviale Systeme sind demnach sich beständig weiterentwickelnde Systeme (Lane & Richards 1997, Macklin 1999; vgl. Kap. 2.2.). In etwa parallel zum Paradigmenwandel in der Fluvialmorphologie wurde in der fluvialen Sedimentologie das Konzept der fluvialen Architektur entwickelt, das die morphologisch-genetische Interpretation sedimen-

tärer Komplexe in den Fokus lithofazieller Arbeitsweisen stellt (z.B. Allen 1978, Friend 1983, Miall 1985; vgl. Kap. 2.4.).

Die in den letzten beiden Jahrzehnten entwickelten Forschungsansätze werden im deutschen Sprachraum in den meisten Studien zur jungquartären Sedimentation bislang wenig berücksichtigt (Kap. 2.3., 2.5.). Das betrifft insbesondere Arbeiten, die auf der Felderkundung durch Bohrungen beruhen. Die vorliegende Arbeit verfolgt mit einer methodischen Schwerpunktsetzung a) die lithofaziell höhere Auflösung bei der Faziesrekonstruktion jungquartärer Sedimente durch die Anwendung des sedimentologischen Konzepts fluvialer Architektur und b) die prozeß-basierte Interpretation der sedimentologischen und morphologischen Strukturen fluvialer Sedimente. Darauf aufbauend wird eine Hypothese zur räumlich und zeitlich veränderten Reaktion der Wetter, einem Fluß des Niddaeinzugsgebiets, auf jungquartäre Klimaänderungen entwickelt.

Zunächst werden die methodischen Rahmenbedingungen, die praktische Umsetzung, die Vor- und Nachteile der Anwendung des ursprünglich für erdölgeologische Zwecke entwickelten Ansatzes zur fluvialen Architektur in den Kap. 2.4. und 5. dargelegt. Die Übertragbarkeit dieses Ansatzes auf jungquartäre Auensedimente kleinskaliger Einzugsgebiete wird am Beispiel der Bessinger Talweitung (Vorderer Vogelsberg, Hessen) diskutiert. Die Diskussion der Übertragbarkeit der von Miall (1985, 1996) und Lewin (2001) formulierten Konzepte weist auf die methodologischen Probleme hin, die sich aus der Untersuchung jüngerer Auensedimente kleiner Flußsysteme ergeben (Kap. 5.1.). Im Fall der lithofaziellen Rekonstruktion des Sedimentaufbaus der Bessinger Talweitung umfaßt die spezifische Anpassung des Konzeptes fluvialer Architektur a) eine stärker differenzierende Charakterisierung der Korngrößengemische, b) die Anpassung der zu wählenden Bohrabstände an die angestrebte räumliche Auflösung der Faziesrekonstruktion und c) ein – abweichend vom theoretischen Konzept – empirisch-deduktives Vorgehen bei der Interpretation individueller Fazieseinheiten.

Das Fallbeispiel der rekonstruierten Faziesarchitektur zweier ehemaliger Gerinnebettgürtel der Wetter demonstriert, daß sich im Vergleich zu anderen Studien an jungquartären Sedimenten eine höhere räumliche Auflösung des Gerinnebett- gerinnebettnahen Bereichs erreichen läßt. Die angewandte Kombination lithostratigraphischer Methoden mit paläobotanischen Makrorestbestimmungen und AMS-Datierungen hat sich hierbei als besonders wertvoll für die lithofazielle und chronostratigraphische Differenzierung des Gerinnebettbereichs erwiesen. Mittels relativer Lithostratigraphie und absoluter Chronostratigraphie gelingt es in einigen Fällen, Aspekte der Gerinnebett- und gerinnebettnahen Entwicklung in eine lithogenetische Beziehung zum Hochflutbereich zu setzen. Beispielhaft ist der morphologische Nachweis eines stabilen Gerinnebettes der frühen Jüngeren Dryas, der durch die Anwendung des *fluvial architecture concept* leistbar ist. Der Nachweis des Gerinnelau- fes führt in Zusammenhang mit der prozeß-basierten Interpretation der zugehörigen Jüngere Dryas-Auensande zu einer Neubewertung der Rahmenbedingungen des Stofftransporthaus- haltes im Einzugsgebiet der Bessinger Talweitung während der frühen Jüngeren Dryas. Des weiteren ermöglichen die ansatzweise sichtbaren Eigenschaften der Gerinnebett-

morphologie – im Gegensatz zu Sedimenten des Hochflutbereichs – vergleichende Aussagen über die relative Anpassung des Gerinnes an sich ändernde Transportkapazitäten.

Bei der Interpretation der aufgestellten Modelle zur fluvialen Architektur der Bessinger Talweitung sind jedoch methodisch bedingte Einschränkungen zu berücksichtigen. Zum einen nimmt die räumliche Auflösung vom Hochflutbereich zum Gerinnebett- und gerinnebettnahen Bereich hin ab. Die Ränder individueller *form units* werden hier unschärfer, da eine hinreichend kleinskaligere Auflösung der untergeordneten *strata sets*-Ebene mit Bohrprofilaufnahmen nicht erreicht werden kann. Zum anderen hängt die Unterscheidung faziell ähnlicher, aber verschieden alter Gerinnebett-*form units* von der räumlichen Auflösung der zusätzlich eingesetzten stratigraphischen Methoden ab. In der vorliegenden Arbeit bestimmt die Beprobungsdichte der Makrorestanalysen und AMS-Datierungen die randlich scharfe oder unscharfe Auflösung individueller *form units*.

Trotz der inhärenten randlichen Unschärfe stellen die Faziesmodelle einen Fortschritt bei der sedimentologischen Interpretation insbesondere der Gerinnebettfazies jungquartärer Auensedimente kleiner Einzugsgebiete dar. Damit sind die allgemeinen Vorteile des Konzeptes der fluvialen Architektur, die höher auflösende lithogenetische Stratigraphie, auch für die Erkundung jungquartärer Auensedimente kleiner Einzugsgebiete nutzbar. Mit dem adaptierten Ansatz der fluvialen Architektur können reproduzierbare Modelle der Faziesarchitektur formuliert werden, die auf einer Auswahl der Arbeitsgebiete nach physiographischen Kriterien, und nicht nach der Verfügbarkeit von Aufschlüssen, beruhen. Die praktische Umsetzung bedingt eine intensive Feldaufnahme, die aufgrund des hohen Zeitaufwandes nur im Rahmen von dezidiert lithogenetisch ausgerichteten Forschungszielen gerechtfertigt erscheint.

Im weiteren dienen die Modelle der fluvialen Faziesarchitektur der Bessinger Talweitung einer prozeß-basierten Interpretation des lokalen Erosions- und Sedimentationsgeschehens, die auf die maßgeblichen Prozeßvariablen (Transportkapazität, Sedimentzufuhr, Gefälle) und deren Steuergrößen im zuliefernden Einzugsgebiet abzielt. In Anlehnung an die bekannte Klimato- und Biostratigraphie können die phasenhaften Änderungen der Prozeßvariablen mittels Alterseinstufungen in Beziehung zu den Steuergrößen Klima und Vegetation gesetzt werden. Der allgemeine Stofftransporthaushalt eines individuellen Sedimentationsraumes (Talabschnitt) und des zuliefernden Einzugsgebietes kann mit den der angewandten Fluvialmorphologie entlehnten Begriffen *capacity-limited system* und *supply-limited system* zutreffend charakterisiert werden (Kap. 7).

Demzufolge ist ungeachtet der raschen Erwärmung zu Beginn des Spätglazials ein wesentlich früher einsetzender, allmählicher Wandel im fluvialen Stofftransporthaushalt zu verzeichnen. Der beginnende Wandel vom klassischen *capacity-limited system* des Spätpleniglazials machte sich morphologisch durch den Wechsel von einer *gravel-bed* zur *sand-bed river braidplain* bemerkbar. Noch vor dem klimato- und biostratigraphisch definierten Ende des Spätpleniglazials etablierte sich ein *supply-limited system* mit Hochflutlehmsedimentation. Datierungen und detaillierte Korngrößenbeprobungen zeigen, daß sich die spätpleniglazialen und spätglazialen Feinklastika aus mehreren, verschieden alten Schichtgliedern aufbauen. Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen sprechen für eine Gene-

se der individuellen Hochflutlehmschichten im Zuge eines Einzelereignisses oder durch eine Abfolge zeitlich eng zusammenhängender Hochflutereignisse. Die einzelnen Hochflutlehme werden z.T. durch schwache Paläoböden nach oben abgeschlossen, die zwischenzeitliche Sedimentationspausen markieren. Die wiederholten Sedimentationsphasen bzw. -ereignisse erstreckten sich über einen Zeitraum vom oberen Spätpleniglazial bis ins obere Allerød. Eine kausale und zeitliche Einschränkung der Hochflutlehmsedimentation auf eine spezielle thermisch-regressive Phase, z.B. die Ältere Dryas, ist auszuschließen. Die früh einsetzenden, graduellen Änderungen im spätpleniglazialen bis spätglazialen fluvialen System dürften auf die fortschreitende Abschwächung des Schneeschmelzregimes, die Permafrostdegradation und die langsam zunehmende Vegetationsbedeckung zurückzuführen sein. Bei der Etablierung des *supply-limited system* könnte die zusätzliche Sedimentzufuhr durch die spätpleniglaziale und spätglaziale Lösssedimentation eine entscheidende Rolle gespielt haben. Auch Vandenberghe (1995a) deutet den graduellen Verlauf des fluvialen Wandels als typische Reaktion auf thermale Klimaverbesserungen.

Im Gegensatz zur graduellen Anpassung des fluvialen Systems an die vorangegangene Klimaerwärmung reagierte das fluviale System direkt auf die drastische Klimaverschlechterung zu Beginn der Jüngeren Dryas. Die lokalen Erosions- und Sedimentationsbedingungen im Wettertal wurden im wesentlichen durch das wiederkehrende Schneeschmelzregime gesteuert. Obwohl eine lokal differenzierte fluviale Reaktion auftrat (s.u.), ist die allgemeine Reaktion in den mittleren und unteren Talabschnitten durch eine Umlagerung grobklastischer Sedimente und Sohlflächen 6. Ordnung gekennzeichnet. Entsprechend den wärmeren und trockeneren Bedingungen im weiteren Verlauf der Jüngeren Dryas wandelte sich dieses *capacity-limited system* in der Bessinger Talweitung allmählich in ein *supply-limited system*. Die beschleunigte Vegetationsausbreitung während des Präboreals reduzierte die Sedimentzufuhr weiterhin. Verstärkt durch die dichter werdende Auenvegetation ging diese Phase in die Entwicklung des sog. Schwarzen Auenbodens über. Demgemäß kann der Wechsel im fluvialen System an der Wende Spätglazial/Holozän als klimatisch induziert gelten, jedoch wurde nachfolgend die Vegetation zunehmend zur dominierenden Steuergröße des Stofftransporthaushaltes.

Zusammenfassend betrachtet stellt sich die fluviale Reaktion des Wettersystems sowohl auf die spätglaziale als auch auf die holozäne Klimaerwärmung als gradueller Übergang von einem *capacity-limited system* zu einem *supply-limited system* dar. Folgt man der dargelegten prozeß-basierten Interpretation des dokumentierten fluvialen Wandels, wird in beiden Fällen der graduelle Wandel des Stofftransporthaushalts zuerst durch die Änderungen der Prozeßvariablen Transportkapazität und nachfolgend zunehmend durch die Änderungen der Prozeßvariablen Sedimentzufuhr bestimmt. Demgemäß zeigen sich im Arbeitsgebiet der Bessinger Talweitung bei der fluvialen Reaktion auf Klimaerwärmungen zeitliche Diskrepanzen zwischen fluvialmorphologisch bedeutenden Änderungen und der biostratigraphischen Zonierung.

Am kontrastierenden Sedimentations- und Erosionsgeschehen im longitudinalen Wettertalprofil wird eine gegenläufige Reaktion verschiedener Talabschnitte deutlich, die jedoch nur bei der Klimaänderung der frühen Jüngeren Dryas auftrat. Das Wettereinzugsgebiet

liefert somit ein Beispiel für eine räumlich und zeitlich variable Reaktion des fluvialen Systems auf Klimaänderungen. Aus dem Vergleich der morphologisch-sedimentologischen Merkmale entlang der Wettertalsole können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden:

- a) Die räumliche Verteilung der variablen Reaktion auf verschiedene Talabschnitte kann den Eigenschaften der physiographischen Konfiguration zugeordnet werden, die ererbte Merkmale der langfristigen, maßgeblich tektonisch gesteuerten Flußentwicklung sind.
- b) Klimaänderungen und die klimatisch bedingte Vegetationsentwicklung setzen die Rahmenbedingungen, innerhalb derer die Prozeßvariablen Sedimentzufuhr und Transportkapazität die lokalen Stofftransporthaushalte bestimmen. Gemäß der großskaligen Reliefsituation führten während der frühen Jüngerer Dryas räumlich differenzierte Klimaeffekte zu lokal unterschiedlichen Änderungen im Abflußverhalten und Vegetationsbedeckungsgrad.
- c) Die für den Stofftransporthaushalt entscheidende Verstärkung dieses Effektes beruht auf dem vorherigen atmogenen Eintrag von Laacher See Tephra im oberen Allerød. In den höheren Lagen des Einzugsgebietes resultierte die Klimaverschlechterung in einem nivalen Abflußregime, reduziertem Vegetationsbedeckungsgrad und daraus folgend überschüssiger Sedimentzufuhr mit Laacher See Tephra. Im Falle der Bessinger Talweitung stellte sich daher ein *capacity-limited system* mit einer gleichzeitig stark reduzierten Kompetenz ein. Im Gegensatz dazu begünstigten deutlich abgemilderte Abkühlungseffekte im mittleren und unteren Einzugsgebiet das Ausharren des spätglazialen Kiefernwaldes. Dort herrschte ein *capacity-limited system* mit verminderter Sedimentzufuhr, was zu einer relativen Erhöhung der Transportkapazität im mittleren und unteren Wettertal führte.

Folglich veränderte der vorherige massive Laacher See Tephra-Eintrag die interne morphologische Konfiguration derart, daß die lokal abweichenden Klima- und Vegetationseffekte zu einer ausgeprägten räumlich differenzierten Reaktion des fluvialen Systems führten. Die hierzu notwendigen Randbedingungen trafen in dieser Kombination nur zu Beginn der Jüngerer Dryas zusammen. Das aufgestellte Modell der räumlich differenzierten Stofftransporthaushalte betont die Rolle einer räumlich-zeitlich, auch kurzfristigen Veränderung der Vegetationsbedeckung für räumlich-zeitlich differenzierte Reaktionen des fluvialen Systems auf externe Impulse. Das verweist auf die Bedeutsamkeit, die künftige, ökonomisch oder klimatisch bedingte Landnutzungsänderungen bei gleichzeitigem Klimawandel auf das fluviale System haben können.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit betonen die Bedeutung von Forschungsansätzen, die auf eine prozeß-basierte Interpretation des lokalen Erosions- und Sedimentationsgeschehens auf der Basis des jeweils zuliefernden Einzugsgebiets abzielen. Über die funktionale Schachtelung der Teileinzugsgebiete können das Auftreten und die Ursachen einer räumlich und zeitlich veränderten Sensibilität gegenüber externen Impulsen offengelegt werden. In diesem methodischen Vorgehen liegt eine Möglichkeit, die Vorhersagbarkeit zukünftiger, räumlich differenzierter Änderungen des fluvialen Systems und seiner nutzbaren Ressourcen empirisch abzusichern.

10. Schriftenverzeichnis

- Adams, J., Maslin, M. A. & Thomas, E. (1999): Sudden climate transitions during the Quaternary. – *Prog. Phys. Geogr.*, 23: 1–36; Sevenoaks.
- AG Bodenkunde (1982): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 3. Aufl.: 331 S.; Hannover (Schweizerbart).
- Allen, J. R. L. (1978): Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled suites. – *Sed. Geol.*, 21: 129–147; Amsterdam.
- Allen, J. R. L. (1983): Studies in fluvial sedimentation: bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. – *Sed. Geol.*, 33: 237–293; Amsterdam.
- Alley, R. B., Meese, D. A., Schumann, C. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Weddington, E. D., Mayewski, P. A. & Zielinski, G. A. (1993): Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. – *Nature*, 362: 527–529; London.
- Allison, R. J. & Thomas, D. S. G. (1993): The sensitivity of landscapes. – In: Thomas, D. S. G. & Allison, R. J. [Hrsg.]: *Landscape Sensitivity*: 1–5; Chichester (Wiley).
- Amoros, C. & Urk, G. van (1989): Palaeoecological analyses of large rivers: some principles and methods. – In: Petts, G. E. [Hrsg.]: *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*: 143–165; Chichester (Wiley).
- Anderson, D. E. (1997): Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. – *Prog. Phys. Geogr.*, 21: 230–249; Sevenoaks.
- Andres, W. (1980): On the paleoclimatic significance of erosion and deposition in arid regions. – *Z. Geomorphol. N.F., Suppl.-Bd.*, 36: 113–122; Berlin.
- Andres, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. – In: Dikau, R., Heinritz, G. & Wiessner, R. [Hrsg.]: *Global Change – Konsequenzen für die Umwelt*: 118–133; Stuttgart (Steiner).
- Andres, W. & Litt, T. [Hrsg.] (1999): Termination I in Central Europe. – *Quatern. Int.*, 61: 72 S.; Amsterdam.
- Andres, W., Bos, J. A. A., Houben, P., Kalis, A., Nolte, S., Rittweger, H. & Wunderlich, J. (2001): Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in Central Germany. – *Quatern. Int.*, 79: 89–100; Amsterdam.
- Antoine, P. (1997): Modifications des Systèmes fluviaux à la transition pléiglaciaire-tardiglaciaire et à l'Holocène: l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). – *Géogr. Phys. Quatern.*, 51: 93–106; Montréal.
- Antoine, P., Lautridou, J. P. & Laurent, M. (2000): Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. – *Geomorphology*, 33: 183–207; Amsterdam.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.-V., Hatté, C. & Fontugne, M. (2001): High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch

- loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. – *Quatern. Int.*, 76/77: 211–229; Amsterdam.
- Ashworth, P. J., Best, J. L., Peakall, J. & Lorsche, J. A. (im Druck): The influence of aggradation rate on braided alluvial architecture: field study and physical scale modelling of the Ashburton gravels, Canterbury Plains, New Zealand. – In: Smith, N. D. [Hrsg.]: *Fluvial Sedimentology VI, Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.*; Oxford (Blackwell).
- Asselmann, N. E. M. & Middelkoop, H. (1998): Temporal variability of contemporary floodplain sedimentation in the Rhine-Meuse delta. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 23: 595–609; Chichester.
- Austermann, M. (1992): Bemerkungen zur frühmittelalterlichen Besiedlung am Rande der Wetterau. – *Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen*, 2: 113–138; Büdingen.
- Baker, A., Caseldine, C. J., Gilmour, M. A., Charman, D., Proctor, C. J., Hawkesworth, C. J., Phillips, N. (1999): Stalagmite luminescence and peat humification records of palaeo-moisture for the last 2500 years. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 165: 157–162; Amsterdam.
- Baker, R. G., Schwert, E. A. B. & Humbley, C. A. (1993): Impact of Euro-American settlement on a riparian landscape in northeast Iowa, midwestern USA: an integrated approach based on historical evidence, floodplain sediments, fossil pollen, plant macrofossils and insects. – *Holocene*, 3: 314–323; Sevenoaks.
- Baker, V. R. (1987): Palaeoflood hydrology and extraordinary flood events. – *J. Hydrol.*, 96: 76–99; Amsterdam.
- Baker, V. R. (1989): Magnitude and frequency of palaeofloods. – In: Beven, K. & Carling, P. [Hrsg.]: *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*: 171–184; Chichester (Wiley).
- Baker, V. R., Kochel, R. C., Patton, P. C. & Pickup, G. (1983): Palaeohydrologic analysis of Holocene flood slack-water sediments. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6: 229–239; Oxford.
- Baker, V. R. & Kochel, R. C. (1988): Flood sedimentation in bedrock fluvial systems. – In: Baker, V. R., Kochel, R. C. & Patton, P. C. [Hrsg.]: *Flood Geomorphology*: 123–137; New York (Wiley).
- Bakker, J. P. (1930): Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. – *Physiogr.-geol. Reeks*, 3, 112 S.; Utrecht.
- Barber, K. E., Chambers, F. M., Maddy, D., Stoneman, R. & Brew, J. S. (1994): A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. – *Holocene*, 4: 198–205; Sevenoaks.
- Barsch, D., Mäusbacher, R., Schukraft, G. & Schulte, A. (1993): Die Änderungen des Naturraumpotentials im Jungneolithikum des nördlichen Kraichgaus dokumentiert an fluvialen Sedimenten. – *Z. Geomorphol. N. F., Suppl.-Bd.*, 93: 175–187; Berlin.
- Bartels, G. & Meyer, B. (1972): Spät- und postglaziale Erosion und Akkumulation im Luttertal bei Göttingen. – *Göttinger bodenkdl. Ber.*, 21: 159–188; Göttingen.

- Bartlein, P. J., Edwards, M. E., Shafer, S. L. & Barker Jr., E. D. (1995): Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. – *Quatern. Res.*, 44: 417–424.
- Battenberg, F. (1986): Solmser Urkunden. – *Repertorien hess. Staatsarch. Darmstadt*, 15/5: 579 S.; Darmstadt.
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft [Hrsg.] (1999): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II, Main, 1996. – München.
- Becker, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österreichischen Akad. Wiss.*, 5: 1–120; Wien.
- Becker, B. & Schirmer, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany. – *Boreas*, 6: 303–321; Oslo.
- Berendsen, H. J. A., Hoek, W. & Schorn, E. (1995): Late Weichselian and Holocene river channel changes of the Rhine and Meuse in the Netherlands (Land van Maas en Waal). – In: Frenzel, B. [Hrsg.]: *European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene*. – Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man, 14: 151–171; Stuttgart (Fischer).
- Berendsen, H. J. A. & Stouthamer, E. (2001): Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. – Assen (Koninklijke Van Gorcum).
- Bernhardt, G. (1991): Vorgeschichte der Wetterau: Eine Einführung. – *Wetterauer Geschichtsbl.*, 40: 77–87; Friedberg.
- Beug, H.-J., Henrion, I. & Schmüser, A. (1999): Landschaftsgeschichte im Hochharz. Die Entwicklung der Wälder und Moore seit dem Ende der letzten Eiszeit. – In: *Gesellschaft zur Förderung des Nationalparks Harz e.V.* [Hrsg.]: 454 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- Beven, K. (1981): The effect of ordering on the geomorphic effectiveness of hydrological events. – *IAHS Publ.*, 132: 510–526; Wallingford.
- Bibus, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 101: 346–361; Wiesbaden.
- Bibus, E. (1975): Eigenschaften tertiärer Flächen in der nördlichen Umrahmung der Wetterau. – *Z. Geomorphol. N.F., Suppl.-Bd.*, 23: 49–61; Berlin.
- Bibus, E. (1976a): Jüngsttertiär und Quartär im Bereich der Mörlener Bucht. – In: Kümmerle, E.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt 5618 Friedberg*: 75–85; Wiesbaden.
- Bibus, E. (1976b): Pliozän und Quartär der Wetterau und ihrer Randgebiete. – *Rhein-Mainische Forsch.*, 82: 17–42; Frankfurt a. M.
- Bibus, E. (1978): Pleistozän. – In: Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5620 Ortenberg*: 138–152; Wiesbaden.
- Bisson, P. & Montgomery, D. R. (1996): Valley segments, stream reaches and channel units. – In: Hauer, F. R. & Lamberti, G. A. [Hrsg.]: *Methods in Stream Ecology*: 23–52; San Diego (Academic Press).

- Blum, M. D. & Törnqvist, T. E. (2000): Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. – *Sedimentology*, 47, Suppl. 1: 2–48; Oxford.
- Blum, M. D. & Straffin, E. C. (2001): Fluvial response to external forcing: examples from the Massif Central of France, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of Tunisia, and the Lower Mississippi Valley (USA). – In: Maddy, D., Macklin, M. G. & Woodward, J. C. [Hrsg.]: *River Basin Sediment Systems – Archives of Environmental Change*: 195–228; Rotterdam (Balkema).
- Boenigk, W., Brellie, G. v. d., Brunnacker, K., Kempf, E. K., Koci, A., Schirmer, W., Stadler, G., Streit, R. & Tobien, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. – *Geol. Abh. Hessen*, 75: 80 S.; Wiesbaden.
- Bogaard, P. van den & Schmincke, H.-U. (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary ash layer in central and northern Europe. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, 96: 1554–1571; Boulder.
- Bohncke, S. J. P. & Vandenberghe, J. (1991): Palaeohydrological development in the southern Netherlands during the last 15000 years. – In: Starkel, L., Gregory, K. J. & Thornes, J. B. [Hrsg.]: *Temperate Palaeohydrology*: 253–281; Chichester.
- Bohncke, S. J. , Vandenberghe, J. & Huijzer, A. S. (1993): Periglacial environments during the Wechselian Late Glacial in the Maas valley, the Netherlands. – *Geol. Mijnbouw*, 72: 193–210; Dordrecht.
- Bohncke, S. J. P., Kasse, C. & Vandenberghe, J. (1995): Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland. – *Quaestiones Geogr., Spec. Issue*, 4: 43–64; Poznan (Mickiewicz).
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. & Ivy, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. – *Nature*, 360: 245–249; London.
- Bond, G. C., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, 365: 143–147; London.
- Bond, G. C. & Lotti, R. (1995): Iceberg Discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last deglaciation. – *Science*, 267: 1005–1010; Washington.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Menocal, P. de, Priore, P., Cullen H., Hajdas I. & Bonani G. (1997): A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. – *Science*, 278: 1257–1265; Washington.
- Bork, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten. Beispiele aus dem Untereichsfeld. – *Catena, Suppl.-Bd.*, 3: 1–93; Cremlingen.
- Bos, J. A. A. (1998): Aspects of Lateglacial-Early Holocene Vegetation Development in western Europe, palynological and palaeobotanical investigations in Brabant (The Netherlands) and Hessen (Germany). – *LPP Contribution Series*, 10: 239 S.; Utrecht.
- Bos, J. A. A. (2001): Lateglacial and Early Holocene vegetation history of the northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), central-west Germany. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 115: 177–212; Amsterdam.

- Bowman, S. (1990): Radiocarbon dating. – London (British Museum Publ.).
- Bradley, R. S. (1999): Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary. – San Diego (Academic Press).
- Brakenridge, G. R. (1981): Late Quaternary floodplain sedimentation along the Pomme de Terre, Southern Missouri. – *Quatern. Res.*, 15: 62–76; Washington.
- Brauer, A., Hajdas, I., Negendank, J. F. W., Vos, H., Rein, B. & Zolitschka, B. (1994): Warvenchronologie. Eine Methode zur absoluten Datierung und Rekonstruktion kurzer und mittlerer solarer Periodizitäten. – *Geowissenschaften*, 10/11: 325–332; Weinheim.
- Brauer, A., Endres, C. & Negendank, J. F. W. (1997): Lake Meerfelder Maar annually laminated record – varve chronology and Late Glacial and early Holocene environmental changes. – *Würzburger geogr. Manusk.*, 41: 39–40; Würzburg.
- Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M. & Negendank, J. W. F. (1999a): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. – *Quatern. Sci. Rev.*, 18: 321–329; Amsterdam.
- Brauer, A., Endres, C. & Negendank, J. F. W. (1999b): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from lake Meerfelder Maar, Germany. – *Quatern. Int.*, 61: 17–25; Amsterdam.
- Brauer, A., Endres, C., Negendank, J. F. W. & Zolitschka, B. (2000a): Lateglacial and Holocene AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Radiocarbon*, 42: 355–368; Tulsa.
- Brauer, A., Kubitz, B., Litt, T., Negendank, J. F. W. & Zolitschka, B. (2000b): Precision of varve timescales as demonstrated by comparing two long annually laminated sediment profiles from lakes Holzmaar and Meerfelder Maar. – *Terra Nostra*, 6: 65–70; Berlin.
- Brauer, A., Litt, T., Negendank, J. F. W. & Zolitschka, B. (2001): Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. – *Boreas* 30: 83–88; Oslo.
- Bridge, J. S. (1981): Hydraulic interpretation of grain-size distributions using a physical model for bedload transport. – *J. Sed. Petrol.*, 51: 1109–1124; Tulsa.
- Bridge, J. S. (1985): Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. – *J. Sed. Petrol.*, 55: 579–589; Tulsa.
- Bridge, J. S. (1993): Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – *Sedimentology*, 40: 801–810; Oxford.
- Bridge, J. S. & Mackey, S. D. (1993): A revised alluvial stratigraphy model. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 17: 319–336; Tulsa.
- Brooks, A. P. & Brierly, G. J. (1997): Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance. – *Geomorphology*, 18: 291–304; Amsterdam.
- Brosche, K.-U. (1984): Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratal zwischen Hannoversch-Münden und Philippstal (östl. Bad Hersfeld). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 34: 105–129; Hannover.

- Brose, F. (1988): Weichselspätglaziale und holozäne Flußgenese im Bereich der nordeuropäischen Vereisung und ihre Wechselbeziehungen zur Entwicklung der menschlichen Gesellschaft unter besonderer Berücksichtigung der Aue der unteren Oder. – Diss. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, 147 S.; Greifswald.
- Brown, A. G. (1987): Long-term sediment storage in the Severn and Wye catchments. – In: Gregory, K. J., Lewin, J. & Thornes, J. B. [Hrsg.]: *Palaeohydrology in Practice*: 307–332; Chichester (Wiley).
- Brown, A. G. (1990): Holocene floodplain diachronism and inherited downstream variations in fluvial processes: a study of the River Perry, Shropshire, England. – *J. Quatern. Sci.*, 5: 39–51; London.
- Brown, A. G. (1998): Fluvial evidence of the Medieval warm period and the Late Medieval climatic deterioration in Europe. – In: Benito, G., Baker, V. R. & Gregory, K. J. [Hrsg.]: *Palaeohydrology and Environmental Change*: 43–52; Chichester (Wiley).
- Brown, A. G. & Barber, K. E. (1985): Late Holocene palaeoecology and sedimentary history of a small lowland catchment in Central England. – *Quatern. Res.*, 24: 87–102; Washington.
- Brown, A. G. & Keough, M. (1992a): Holocene floodplain metamorphosis in the Midlands, United Kingdom. – *Geomorphology*, 4: 433–445; Amsterdam.
- Brown, A. G. & Keough, M. (1992b): Palaeochannels and palaeolandsurfaces: the geoarchaeological potential of some Midland floodplains. – In: Needham, S. & Macklin, M. G. [Hrsg.]: *Alluvial Archaeology in Britain*: 185–195; Oxford (Oxbow).
- Brown, A. G., Keough, M. K. & Rice, R. J. (1994): Floodplain evolution in the East Midlands, United Kingdom: the Lateglacial and Flandrian alluvial records from the Soar and Nene valleys. – *Phil. Trans. Royal Soc. London*; A348: 261–293; London.
- Brown, A. G., Cooper, L., Salisbury, C. R. & Smith, D. N. (2001): Late Holocene channel changes of the Middle Trent: channel response to a thousand-year flood record. – *Geomorphology*, 39: 69–82; Amsterdam.
- Brunk, K. (1982): Aufbau und Genese des unteren Niddertales (Wetterau): Schwerpunkt Niddertalaue. – Unveröff. Dipl.-Arb. Fb 17 Geowissenschaften, J. W. Goethe-Universität, 147 S.; Frankfurt a. M.
- Brunk, K. (1991): Die Landschaftsentwicklung in der Wetterau im jüngeren Tertiär und Quartär. – *Wetterauer Geschichtsbl.*, 40: 19–30; Friedberg.
- Brunsdon, D. & Thornes, J. B. (1979): Landscape sensitivity and change. – *Trans. Inst. Br. Geogr. N.S.*, 4: 463–484; London.
- Brunsdon, D. (2001): A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. – *Catena*, 42: 99–123; Amsterdam.
- Buch, M. W. (1988a): Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse mit Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän – Versuch einer geomorphodynamischen Deutung von Befunden von Donau und Main. – *Z. Geomorphol. N. F., Suppl.-Bd.*, 70: 131–162; Berlin.

- Buch, M. W. (1988b): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. – Regensburger geogr. Schr., 21: 197 S.; Regensburg.
- Buch, M. W. (1989): Late Pleistocene and Holocene Development of the Danube valley east of Regensburg. – Catena, Suppl.-Bd., 15: 279–287; Cremlingen.
- Buch, M. W. & Heine, K. (1995): Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary – theses, questions and conclusions. – Z. Geomorphol. N. F., Suppl.-Bd., 100: 53–64; Berlin.
- Büdel, J. (1977): Klima-Geomorphologie. – 304 S.; Berlin (Borntraeger).
- Bull, W. B. (1988): Floods, degradation and aggradation. – In: Baker, V. R., Kochel, R. C. & Patton, P. C. [Hrsg.]: Flood Geomorphology: 157–165; New York (Wiley).
- Burt, T. P., Heathwaite, A. L. & Trudgill, S. T. (1993): Catchment sensitivity to land use controls. – In: Thomas, D. S. G. & Allison, R. J. [Hrsg.]: Landscape Sensitivity: 229–240; Chichester (Wiley).
- Chichagova, O. A. (1993): Radiocarbon age of humus of paleosols and some problems of paleogeography and geoecology. – Eurasian Soil Sci., 25: 89–99; Moskau.
- Chorley, R. J. (1969): The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. – In: Chorley, R. J. [Hrsg.]: Water, Earth, and Man: 77–99; London (Methuen).
- Chorley, R. J. (1978): Bases for theory in geomorphology. – In: Embleton, C., Brunsten, D. & Jones, D. K. C. [Hrsg.]: Geomorphology – Present Problems and Future Prospects: 1–13; Oxford (OUP).
- Church, M. (1983): Pattern of instability in a wandering gravel-bed channel. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 6: 169–180; Oxford.
- Church, M. (1996): Space, time and the mountain – How do we order what we see? – In: Rhoads, B. L. & Thorn, C. E. [Hrsg.]: The Scientific Nature of Geomorphology – Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology: 147–170; Chichester (Wiley).
- Church, M. & Mark, D. M. (1980): On size and scale in geomorphology. – Prog. Phys. Geogr., 4: 342–390; Sevenoaks.
- Collins, P. E. F., Fenwick, I. M., Keith-Lucas, D. M. & Worsley, P. (1996): Late Devensian river and floodplain dynamics and related environmental change in northwest Europe, with particular reference to a site at Woolhampton, Berkshire, England. – J. Quatern. Sci., 11: 357–375; London.
- Collinson, D. W. (1983): Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. – 503 S.; London (Chapman and Hall).
- Costa, J. E. (1988): Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. – In: Baker, V. R., Kochel, R. C. & Patton, P. C. [Hrsg.]: Flood Geomorphology: 113–122; New York (Wiley).
- Crozier, M. J. & Glade, T. (1999): Frequency and magnitude of landsliding: fundamental research issues. – Z. Geomorphol. N.F., 115: 141–155; Berlin.

- Dansgaard, W., White, J. W. C. & Johnsen, S. J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. – *Nature*, 339: 532–534; London.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjrnsdottir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature*, 364: 218–220; London.
- Dearing, J. (1986): Core correlation and total sediment influx. – In: Berglund, B. E. [Hrsg.]: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 247–270; Chichester (Wiley).
- Dearing, J. (1994): *Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System*. –104 S.; GB-Witney (Bartington Measuring Instruments).
- de Boer, D. H. (1992): Hierarchies and spatial scale in process geomorphology – a review. – *Geomorphology*, 4: 303–318; Amsterdam.
- Delorme, A. & Leuschner, H. M. (1983): Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flußgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 45–57; Öhringen.
- Deutscher Wetterdienst [Bearb.] (1981): *Das Klima von Hessen*. – 115 S.; Offenbach.
- Diedrich, G. (1975): Hydrogeologie. – In: Schricke, W.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25000, Blatt Nr. 5319 Londorf*: 126–139; Wiesbaden.
- Diedrich, G. (1986): Hydrogeologie. – In: SCHRICKE, W.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25000, Blatt Nr. 5320 Burg-Gemünden*: 80–96; Wiesbaden.
- Dietrich, W. E. & Dunne, T. (1978): Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. – *Z. Geomorphol. N. F.*, 29: 191–220; Berlin.
- Dikau, R. (1990): Geomorphic landform modelling based on hierarchy theorie. – *Proc. 4th Int. Symp. Spatial Data Handling*: 230–239; Zürich.
- Dikau, R. (1999): The need for field evidence in modelling landform evolution. – In: Hergarten S. & Neugebauer, H. [Hrsg.]: *Process Modelling and Landform Evolution, Lecture Notes in Earth Sciences*, 78: 3–12; Berlin.
- Downs, P. W. & Gregory, K. J. (1993): The sensitivity of river channels in the landscape system. – In: Thomas, D. S. G. & Allison, R. J. [Hrsg.]: *Landscape Sensitivity*: 15–30; Chichester (Wiley).
- Dury, G. H. (1964): Principles of underfit streams. – *United States Geol. Surv. Prof. Pa.*, 452A: 67 S.; Reston.
- Dury, G. H. (1965): Theoretical implications of underfit streams. – *United States Geol. Surv. Prof. Pa.*, 452C: 57 S.; Reston.
- Dury, G. H. (1976): Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. – *J. Hydrol.*, 30: 219–245; Amsterdam.
- Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1978): *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5620 Ortenberg*. – 351 S.; Wiesbaden.

- Ehrenberg, K.-H. & Strecker, G. (1980): Vulkanische Gesteine. – In: Schottler, W. [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25000 Bl. Nr. 5418 Gießen: 84–97; Wiesbaden.
- Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, 113: 97–135; Wiesbaden.
- Einstein, H. A. (1964): Sedimentation, part II: River sedimentation. – In: Chow, V. T [Hrsg.]: Handbook of Applied Hydrology: 33 S.; New York (McGraw-Hill).
- Ely, L. L. (1997): Response of extreme floods in the southwestern United States to climatic variations in the late Holocene. – Geomorphology, 19: 175–201; Amsterdam.
- Feldmann, L. & Schellmann, G. (1994): Abflußverhalten und Auendynamik im Isartal während des Spät- und Postglazials. – Düsseldorfer geogr. Schr., 34: 95–110; Düsseldorf.
- Fengler, A. (1998): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen an jungholozänen Auensedimenten der oberen Wetter bei Lich-Nieder-Bessingen (Vorderer Vogelsberg). – Unveröff. Dipl.-Arb. Fb 17 Geowissenschaften, J. W. Goethe-Univ.; Frankfurt a.M.
- Fickel, W., Schrader, L., Semmel, A. & Zakosek, H. (1982): Paläoböden in Hessen. – Geol. Jb., F14: 101–128; Hannover (Schweizerbart).
- Filzinger, O. (1992): Geomorphologische Untersuchungen im Wettertal und Horloffgraben. – Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen, 1: 56–58; Büdingen.
- Filzinger, O. & Dohrn, M. (1993): Sondierungen an Sedimenten in der Wetterau. – Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen, 2: 171–181; Büdingen.
- Firbas, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte von Mitteleuropa nördlich der Alpen. – Jena (Fischer).
- Folk, R. L. & Ward, W.C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. – J. Sed. Petrol., 27: 3–27; Tulsa.
- Fowler, A. J., & Gillespie, R., & Hedges, R. E. M. (1986): Radiocarbon dating of sediments. – Radiocarbon, 28 (2A): 441–450; Tuscon.
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, M., Hofmann, J. & Kaiser, K. F. (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – Quatern. Int., 61: 27–39; Amsterdam.
- Friend, P. F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 6: 345–354; Oxford.
- Füchtbauer, H. [Hrsg.] (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – Stuttgart (Schweizerbart).
- Furbish, D. J. (1991): Spatial autoregressive structure in meander evolution. – Bull. Geol. Soc. Am., 103: 1576–1589; Boulder.
- Gale, S. J. & Hoare, P. G. (1991): Quaternary sediments – petrographic methods for the study of unlithified rocks. – London (Belhaven).
- Gay, I., Macaire, J.-J. & Cocirca, C. (1998): Evolution qualitative des flux particuliers depuis 12600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif Central, France. – Bull. Soc. géol. France, 169: 301–314; Paris.

- Gelder, A. van, Berg, J. H. van den, Cheng, G. & Xue, C. (1994): Overbank and channelfill deposits of the modern Yellow River delta. – *Sediment. Geol.*, 90: 293–305; Amsterdam.
- Gerlach, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. – *Forsch. dt. Landeskd.*, 234: 247 S.; Trier.
- Geyh, M. A. & Schleicher, H. (1990): Absolute Age Determination. – Berlin (Springer).
- Giovanoli, F. (1990): Korrelation der lithologischen Einheiten im Bodensee-Untersee mittels reversibler magnetischer Suszeptibilität. – *Ber. Röm.-German. Komm.*, 71: 264–271; Mainz.
- Goslar, T., Kuc, T., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rozanski, K., Arnold, M., Bard, E., Geel, B. v., Pazdur, M. F., Szeroczynska, K., Wicik, B., Wieckowski, K. & Walanus, A. (1993): High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in central Europe. – *Quatern. Sci. Rev.*, 12: 287–294; Amsterdam.
- Goslar, T., Arnold, M. & Pazdur, M. F. (1995): The Younger Dryas cold event – was it synchronous over the Atlantic region. – *Radiocarbon*, 37: 63–70; Tuscon.
- Gregory, K. J. (1995): Human activity and palaeohydrology. – In: Gregory, K. J., Starkel, L. & Baker, V. R. [Hrsg.]: *Global Continental Palaeohydrology*: 151–172; Chichester.
- Guccione, M. J. (1993): Grain-size distribution of overbank sediment and its use to locate channel positions. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 17: 185–194; Oxford.
- Haase, G., Lieberoth, I. & Ruske, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. – *Petermanns geogr. Mitt., Ergänz.-H.*, 274: 99–214; Berlin.
- Hack, J. T. (1960): Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. – *Am. J. Sci.*, 258A: 80–97; New Haven.
- Hagedorn, J. & Rother, N. (1992): Holocene floodplain evolution of small rivers in the uplands of Lower Saxony, Germany. – *Geomorphology*, 4: 423–432; Amsterdam.
- Hajdas, I., Ivy, S. D., Beer, J., Bonani, G., Imboden, D., Lotter, A. F., Sturm, M. & Suter, M. (1993): AMS radiocarbon dating and varve chronology of lake Soppensee: 6,000–12,000 ¹⁴C years BP. – *Climate Dynamics*, 9: 107–116.
- Hajdas, I., Zolitschka, B., Ivy-Ochs, S. D., Beer, J., Bonani, G., Leroy, S. A. G., Negen-dank, J. W. F., Ramrath, M. & Suter, M. (1995): AMS radiocarbon dating of annually laminated sediments from Lake Holzmaar, Germany. – *Quatern. Sci. Rev.*, 14: 137–143; Amsterdam.
- Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P., Pucher, R. & Schricke, W. (1975): Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik. – In: Schricke, W.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5319 Londorf*: 67–72; Wiesbaden.
- Harvey, A. M., Oldfield, F., Baron, A. F. & Pearson, G. W. (1981): Dating of post-glacial landforms of the central Howgills. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 6: 401–412; Chichester.
- Hayward, M. & Fenwick, I. (1983): Soils and hydrological change. – In: Gregory, K. J. [Hrsg.]: *Background to Palaeohydrology*: 167–187; Chichester (Wiley).
- Heine, K. (1970a): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. – *Bonner geogr. Abh.*, 42: 195 S.; Bonn.

- Heine, K. (1970b): Einige Bemerkungen zu den Liefergebieten und Sedimentationsräumen der Löss im Raum Marburg/Lahn auf Grund tonmineralogischer Untersuchungen. – *Erdkde.*, 24: 180–194; Bonn.
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. – *Quatern. Res.*, 29: 142–152; Washington.
- Hempel, L. (1956): Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7: 35–42; Öhringen.
- Herrmann, F.-R. & Jockenhövel, A. [Hrsg.] (1990): *Die Vorgeschichte Hessens*. – Stuttgart (Theiss).
- Hey, R. D. (1997): River engineering and management in the 21st century. – In: Thorne, C. R., Hey, R. D. & Newson, M. D. [Hrsg.]: *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*: 3–11.; Chichester (Wiley).
- Hey, R. D. (1997): Stable river morphology. – In: Thorne, C. R., Hey, R. D. & Newson, M. D. [Hrsg.]: *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*: 223–236.; Chichester (Wiley).
- Hickin, E. J. (1983): River channel changes: retrospect and prospect. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6: 6–83; Oxford.
- Hickin, E. J. (1993): Fluvial facies models: a review of Canadian research. – *Prog. Phys. Geogr.*, 17: 205–222; Sevenoaks.
- Hoek, W. Z. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations – Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. – *Nederlandse geogr. Stud.*, 230: 160 S.; Utrecht.
- Hölder, H. (1989): *Kurze Geschichte der Geologie und Paläontologie*. – Berlin (Springer).
- Holzhauser, H. (1997): Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results. – In: Frenzel, B., Boulton, G. S., Gläser, B. & Huckriede, U. [Hrsg.]: *Glacier Fluctuations During the Holocene. Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man*, 24: 35–58; Stuttgart (Fischer).
- Hottenrott, M. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen. – *Geol. Jb. Hessen*, 113: 75–82; Wiesbaden.
- Houben, P. (1996): Befunde zum spätglazialen und holozänen Sedimentationsgeschehen der oberen Wetter bei Lich (Vorderer Vogelsberg). – Unveröff. Dipl.-Arb. Fb 17 Geowissenschaften, J. W. Goethe-Univ.; Frankfurt a.M.
- Houben, P. (1997): Late-glacial and Holocene fluvial sedimentation in a small upland catchment in Hesse (Germany). – *Z. Geomorphol. N.F.*, 41: 461–478; Berlin.
- Houben, P. (2002a): Benefits and constraints of applying fluvial architecture concepts to coring-based facies reconstructions of Late Quaternary alluvia. – In: Collins, P. & Marriott, S. [Hrsg.]: *Late Quaternary Floodplains: Spec. Publ. Geol. Soc. London*; London (in review).
- Houben, P. (2002b): Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late-Pleistocene climate change: a case study from central Germany. – *Quatern. Sci. Rev.*; Amsterdam (in review).

- Houben, P., Nolte, S., Rittweger, H. & Wunderlich, J. (2001): Lateglacial and Holocene environmental change indicated by fluvial sediments of the Hessian Depression (Central Germany). – In: Maddy, D., Macklin, M. G. & Woodward, J. C. [Hrsg.]: *River Basin Sediment Systems – Archives of Environmental Change*: 249–264; Rotterdam (Balkema).
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Linden, P. J. van der, Xiaosu, D., Maskell, K. & Johnson, C. A. [Hrsg.] (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. – Cambridge (CUP).
- Hu, F. S., Wright, H. E. & Ito, J. E. (1994): Climatic effects of glacial Lake Agassiz in the midwestern United States during the last deglaciation. – *Geology*, 19: 602–605; Amsterdam.
- Huckriede, R. (1972): Altholozäner Beginn der Auelehm-Sedimentation im Lahn-Tal? – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 100: 153–163; Wiesbaden.
- Huckriede, R. (1974): Bericht über die Exkursion in die Wetterau und nach Dreihausen am Vogelsberg-Nordrand. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 25: 218–221; Öhringen.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Lehmann, S. J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L. C., Alley, R. & Sigman, D. M. (1998): Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. – *Nature*, 391: 65–68; London.
- Hughes, J. D. (2001): *An environmental history of the world: humankind's changing role in the community of life*. – London (Routledge).
- Huisink, M. (1999): *Changing fluvial styles in response to climate change. Examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleni- and Lateglacial*. – 127 S., Thesis Vrije Universiteit; Amsterdam.
- Ibbeken, H. & Schleyer, R. (1991): *Source and Sediment – Case Study of Provenance*. – Berlin (Springer).
- Igl, M., Mäusbacher, R., Schneider, H. & Baade, J. (2000): Sensitivity of fluvial systems to climate change and human impact. – In: Slaymaker, O. [Hrsg.]: *Geomorphology. Human Activity and Global Environmental Change*: 215–233; Chichester (Wiley).
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (1996): *Second assessment report*. – 3 Bd.; Cambridge (CUP).
- Iking, A. (1996): Bodentypen unter Laacher See-Tephra im Mittelrheinischen Becken und ihre Deutung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 25: 223–284; Mainz.
- Isarin, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. – *Permafrost Periglac. Proc.*, 8: 313–333; Chichester.
- Isarin, R. F. B. & Bohncke, S. J. P. (1999): Mean July temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as inferred from climate indicator plant species. – *Quatern. Res.*, 51: 158–173; Washington.
- Jacomet, S. & Kreuz, A. (1999): *Archäobotanik – Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations- und agrargeschichtlicher Forschung*. – Stuttgart (Ulmer).
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. & Steffensen, J. P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. – *Nature*, 359: 311–313; London.

- Jones, P. (1983): *Hydrology*. – Oxford (Blackwell).
- Jorns, W. [Hrsg.] (1976): *Inventar der urgeschichtlichen Geländedenkmäler und Funde des Stadt- und Landkreises Gießen*. – *Inventar Bodendenkmäler*, 5: 256 S.; Darmstadt.
- Julien, P. Y. (1995): *Erosion and Sedimentation*. – Cambridge (CUP).
- Junge, F. W. & Böttger, T. (1994): Zu den rhythmisch geschichteten glazilimnischen Sedimenten (Bänderton, Bänderschluff) in der nördlichen Leipziger Tieflandsbucht. – *Altenburger naturwiss. Forsch.*, 7: 296–307; Altenburg.
- Kalis, A. J. & Stobbe, A. (1991): Zur holozänen Waldgeschichte der Wetterau. – *Wetterauer Geschichtsbl.*, 40: 31–39; Friedberg.
- Kasse, C. (1997): Cold-climate aelian sand-sheet formation in north-western Europe (c. 14–12.2 ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. – *Permafrost Periglac. Proc.*, 8: 295–311; Amsterdam.
- Kasse, C. (1998): Depositional model for cold-climate tundra rivers. – In: Benito, G., Baker, V. R. & Gregory, K. J. [Hrsg.]: *Palaeohydrology and Environmental Change*: 85–97; Chichester (Wiley).
- Kasse, C., Vandenberghe, J. & Bohncke, S. (1995): Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. – In: Frenzel, B., Vandenberghe, J., Kasse, C., Bohncke, S. & Gläser, B. [Hrsg.]: *European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene*: 123–150; Stuttgart.
- Klausing, O. (1988): *Die Naturräume Hessens + Karte 1: 200000*. – *Umweltplan., Arbeits- u. Umweltschutz*, 67: 1–43; Wiesbaden.
- Kleinmann, A., Merkt, J. & Müller, H. (2000): Climatic lake-level changes in German lakes during the Holocene? – *Terra Nostra*, 7: 55–63; Berlin.
- Knighton, A. D. & Nanson, G. C. (1993): Anastomosis and the continuum of channel pattern. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 18: 613–625; Chichester.
- Knox, J. C. (1985): Responses of floods to Holocene climatic change in the Upper Mississippi valley. – *Quatern. Res.*, 23: 287–300; Washington.
- Knox, J. C. (1993): Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. – *Nature*, 361: 430–432; London.
- Knox, J. C. (1995): Fluvial systems since 20,000 yrs BP. – In: Gregory, K. J., Starkel, L. & Baker, V. R. [Hrsg.]: *Global Continental Palaeohydrology*: 233–257; Chichester.
- Knox, J. C. (2001): Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley. – *Catena*, 42: 193–224; Amsterdam.
- Kochel, R. C., Baker, V. R. & Patton, P. C. (1982): Palaeohydrology of southwestern Texas. – *Water Resour. Res.*, 18: 1165–1183; Washington.
- Kochel, R. C. & Miller, J. R. (1997): Geomorphic responses to short-term climatic change: an introduction. – *Geomorphology*, 19: 171–173; Amsterdam.
- Körber, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. – *Würzburger geogr. Arb.*, 10: 170 S.; Würzburg.

- Kowalczyk, G., Murawski, H. & Prüfert, J. (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.*, 60: 181–205; Stuttgart.
- Kozarski, S., Gonera, P. & Antczak, B. (1988): Valley floor development and palaeohydrological changes: the Late Vistulia and Holocene history of the Warta river (Poland). – In: Lang, G. & Schlüchter, C. [Hrsg.]: *Lake, Mire and River Environments*: 185–203; Rotterdam (Balkema).
- Kraus, M. J. & Gwinn, B. M. (1997): Controls on the development of early Eocene avulsion deposits and floodplain paleosols, Willwood Formation, Bighorn Basin. – *Sed. Geol.*, 114: 33–54; Amsterdam.
- Kreuz, A. (1991): Die ersten Bauern in der Wetterau – eine archäobotanische Untersuchung zu Umwelt und Landwirtschaft der Ältesten Bandkeramik. – *Wetterauer Geschichtsbl.*, 40: 117–129; Friedberg.
- Kreuz, A. (1995): Landwirtschaft und ihre ökologischen Grundlagen in den Jahrhunderten um Christi Geburt: zum Stand der naturwissenschaftlichen Untersuchungen in Hessen. – *Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen*, 3: 59–91; Büdingen.
- Kreuz, A., Nolte, S. & Stobbe, A. (1998): Überlegungen zur Interpretation pflanzlicher Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wetter-Tales (Hessen). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 48: 133–161; Hannover.
- Krzyskowski, D. (1993): Pleistocene glaciolacustrine sedimentation in a tectonically active zone, Kleszczow Graben, central Poland. – *Sedimentology*, 40: 623–644; Oxford.
- Kümmerle, E. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25000, Bl. 5618 Friedberg. – 247 S.; Wiesbaden.
- Kunter, K. (1992): Zwischen Wetterau und Vogelsberg: Zur archäologischen Erforschung eines Kleinraumes im Ostteil des Kreises Gießen. – *Kl. Schr. Vorgeschichtl. Sem. Marburg*, 39: 1–66; Marburg.
- Küster, H. (1995): Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa. Von der Eiszeit bis zur Gegenwart. – München (Beck).
- Küster, H. (1996): Auswirkungen von Klimaschwankungen und menschlicher Landschaftsnutzung auf die Arealverschiebung von Pflanzen und die Ausbildung mitteleuropäischer Wälder. – *Forstwiss. Cbl.*, 115: 301–320; Hamburg.
- Küster, H. (1999): Konstanz und Wandel in der holozänen Vegetationsgeschichte Mitteleuropas. – In: Dikau, R., Heinritz, G. & Wiessner, R. [Hrsg.]: *Global Change – Konsequenzen für die Umwelt*: 134–145; Stuttgart (Steiner).
- Lambert, C. P. & Walling, D. E. (1987): Floodplain sedimentation: a preliminary investigation of contemporary deposition within the lower reaches of the river Culm, Devon, UK. – *Geogr. Ann.*, 69A: 47–59; Stockholm.
- Lane, S. N., Richards, K. S. & Chandler, J. H. (1996): Discharge and sediment supply controls on erosion and deposition in a dynamic alluvial channel. – *Geomorphology*, 15: 1–15; Amsterdam.
- Lane, S. N. & Richards, K. S. (1997): Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 22: 249–260; Chichester.

- Lang, A. & Nolte, S. (1999): The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and ^{14}C dating. – *Holocene*, 9: 207–214; Sevenoaks.
- Lang, A. & Hönscheidt, S. (1999): Age and source of soil erosion derived colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. – *Catena*, 38: 89–107; Amsterdam.
- Lang, H. D. (1955): Zur Flußgeschichte der Lahn. Ergebnis geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg/Lahn. – Unveröff. Diss. Philipps-Univ. Marburg: 182 S.; Marburg.
- Lang, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – Stuttgart (G. Fischer).
- Larue, J.-P. (1999): L'évolution morphodynamique des vallons et vallées dans les bassins de la Maine et du Cher (sud-ouest du Bassin parisien) depuis le Tardiglaciaire. – *Bull. Soc. géol. France*, 170: 927–938; Paris.
- Lawler, D. M., Thorne, C. R. & Hooke, J. M. (1997): Bank erosion and instability. – In: Thorne, C. R., & Hey, R. D., & Newson, M. D. [Hrsg.]: *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*: 137–172; Chichester (Wiley).
- Lecce, S. A. (1997): Spatial patterns of historical overbank sedimentation and floodplain evolution, Blue River, Washington. – *Geomorphology*, 18: 265–277; Amsterdam.
- Leeder, M. R. (1978): A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. – *Canad. Soc. Petrol. Mem.*, 5: 587–596; Calgary.
- Leopold, L. B. & Wolman, M. G. (1957): River channel patterns: braided, meandering and straight. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Pa.*, 282-B; Reston.
- Leopold & Wolman (1960): River meandering. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71: 769–794; Boulder.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G. & Miller, J. P. (1964): *Fluvial processes in geomorphology*. – San Francisco (Freeman).
- Lewin, J. (1983): Changes of channel patterns and floodplains. – In: Gregory, K. J. [Hrsg.]: *Background to Palaeohydrology*: 303–319; Chichester (Wiley).
- Lewin, J. (1989): Floods in fluvial geomorphology. – In: Beven, K. & Carling, P. [Hrsg.]: *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*: 265–284; Chichester (Wiley).
- Lewin, J. (1992): Alluvial sedimentation style and archaeological sites: the Lower Vyrnwy, Wales. – In: Needham, S. & Macklin, M. G. [Hrsg.]: *Alluvial Archaeology in Britain*: 103–109; Oxford (Oxbow).
- Lewin, J. (2001): Alluvial systematics. – In: Maddy, D., Macklin, M. G. & Woodward, J. C. [Hrsg.]: *River Basin Sediment Systems – Archives of Environmental Change*: 19–40; Rotterdam (Balkema).
- Lewin, J., Macklin, M. G. & Newson, M. D. (1988): Regime theory and environmental change – irreconcilable concepts? – In: White, W. R. [Hrsg.]: *International Conference on River Regime*: 431–445; Chichester (Wiley).

- Linsley, B. K. & Thunell, R. C. (1990): The record of deglaciation in the Sulu Sea: evidence for the Younger Dryas event in the tropical western Pacific. – *Paleoceanography*, 5: 1025–1039; Washington.
- Lipps, S. (1985): Relief- und Sedimententwicklung an der Mittellahn. – *Marburger geogr. Schr.*, 98: 100 S.; Marburg.
- Lipps, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38: 78–86; Hannover.
- Litt, T. (1987): Stratigraphische Belege für anthropogen ausgelöste Bodenverlagerungen vom Neolithikum bis zur frühen Eisenzeit im circumhercynen Raum – Klocksedimente in Auen, Hangfußlagen und Dellen. – *Diss. Univ. Greifswald*: 109 S.; Greifswald.
- Litt, T., & Kohl, G., & Görtsdorf, J., & Jäger, K.-D. (1987): Zur Datierung begrabener Böden in holozänen Ablagerungsfolgen. – *J.-Schr. mitteldt. Vorgeschichte*, 70: 177–189; Berlin.
- Litt, T., Stebich, M. & Brauer, A. (1998): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region based on varved sediments. – *Terra Nostra*, 98: 82–88; Berlin.
- Litt, T. & Stebich, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region. – *Quatern. Int.*, 61: 5–16; Amsterdam.
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Balaga, K., Müller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M. & Negendank, J. F. W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – *Quatern. Sci. Rev.*, 20: 1233–1249; Amsterdam.
- Lotter, A. F. & Eicher, U. & Siegenthaler, U. & Birks, H. J. B. (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. – *Climate Dynamics*, 6: 187–204.
- Lotz, K. (1995): Einführung in die Geologie des Landes Hessen. – Marburg.
- Lüttig, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 11: 39–50; Öhringen.
- Macaire, J.-J., Bossuet, G., Coquier, A., Cocirca, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Methy, E. & Guenet, P. (1997): Sediment yield during Late Glacial and Holocene periods in the lac Chambon watershed, Massif central, France. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 22: 473–489; Chichester.
- Mäckel, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20: 138–174; Öhringen.
- Mäckel, R. (1998): Flußaktivität und Talgeschichte des Spät- und Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. – *Freiburger geogr. Hefte*, 54: 31–49; Freiburg.
- Mäckel, R. & Röhrig, A. (1991): Flußaktivität und Talentwicklung des Mittleren und Südlichen Schwarzwaldes und Oberrheintieflandes. – *Ber. dt. Landeskd.*, 65: 287–311; Trier.
- Mäckel, R. & Zollinger, G. (1995): Holocene river and slope dynamics in the Black Forest and Upper Rhine Lowlands under the impact of man. – *Z. Geomorphol. N.F., Suppl.-Bd.*, 100: 89–100; Berlin.

- Macklin, M. G. (1999): Holocene river environments in Prehistoric Britain: human interaction and impact. – *Quatern. Proceed.*, 7: 521–530; London.
- Macklin, M. G. & Lewin, J. (1989): Sediment transfer and transformation of an alluvial valley floor: the River South Tyne, Northumbria, UK. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 14: 233–246; Chichester.
- Macklin, M. G. & Needham, S. (1992): Studies in British alluvial archaeology: potential and prospect. – In: Needham, S. & Macklin, M. G. [Hrsg.]: *Alluvial Archaeology in Britain*: 9–23; Oxford (Oxbow).
- Macklin, M. G., Passmore, D. G. & Rumsby, B. T. (1992): Climate and cultural signals in Holocene alluvial sequences: The Tyne basin, northern England. – In: Needham, S. & Macklin, M. G. [Hrsg.]: *Alluvial Archaeology in Britain*: 123–139; Oxford (Oxbow).
- Macklin, M. G. & Lewin, J. (1993): Holocene river alluviation in Britain. – *Z. Geomorphol. N. F., Suppl.-Bd.*, 88: 109–122; Berlin.
- Macklin, M. G. & Lewin, J. (1997): Channel, floodplain and drainage basin response to environmental change. – In: Thorne, C. R., Hey, R. D. & Newson, M. D. [Hrsg.]: *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*: 15–45; Chichester (Wiley).
- Maddy, D., Bridgland, D. R. & Westaway, R. (2001): Upland-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. – *Quatern. Int.*, 79: 23–36; Amsterdam.
- Magilligan, F. J. (1992): Sedimentology of fine-grained aggrading floodplain. – *Geomorphology*, 4: 393–408; Amsterdam.
- Mailänder, R. & Veit, H. (2001): Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. – *Catena*, 45: 251–272; Amsterdam.
- Maizels, J. K. (1983): Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits. – In: Gregory, K. J. [Hrsg.]: *Background to Palaeohydrology*: 101–139; Chichester (Wiley).
- Marriott, S. (1992): Textural analysis and modelling of a flood deposit: River Severn, UK. – *Earth Surf. Proc. Landf.*, 17: 687–697; Chichester.
- Martin, C. W. (1992): The response of fluvial systems to climate change: an example from the central Great Plains. – *Phys. Geogr.*, 13: 101–114; Los Angeles.
- Martin, C. W. & Johnson, W. C. (1995): Variation in radiocarbon ages of soil organic matter fractions from Late Quaternary buried soils. – *Quatern. Res.*, 43: 232–237; Washington.
- Maslin, M. A., Shackleton, N. J. & Pflaumann, U. (1995): Surface water temperature, salinity and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep-water formation, and climatic rebounds. – *Paleoceanography*, 10: 527–543; Washington.
- Mäusbacher, R., Schneider, H. & Igl, M. (2001): Influence of late glacial climate changes on sediment transport in the River Werra (Thuringia, Germany). – *Quatern. Int.*, 79: 101–108; Amsterdam.

- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W. B. & Prentice, M. (1997): Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. – *J. Geophys. Res.*, 102: 345–365; Washington.
- McCarthy, J. J., Canziani, O. F., Leary, N. A., Dokken, D. J. & White, K. S. [Hrsg.] (2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. – Cambridge (CUP).
- McEwen, L. J. & Werritty, A. (1988): The hydrology and long-term geomorphic significance of a flash flood in the Cairngorm Mountains, Scotland. – *Catena*, 15: 361–377; Cremlingen.
- McKee, E. D. & Weir, G. W. (1953): Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. – *Bull. geol. Soc. America*, 64: 381–390; Boulder.
- Mensching, H. (1951): Die Entstehung der Auelehmddecken in Nordwestdeutschland. – In: *Proceedings 3rd intern. Congr. Sedimentology*: 193–210; Groningen, Wageningen.
- Mensching, H. (1957): Bodenerosion und Auelehmbildung in Deutschland. – *Gewässerkdl. Mitt.*, 1: 110–114; Koblenz.
- Merkt, J. & Müller, H. (1999): Varve chronology and palynology of the Late Glacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. – *Quatern. Int.*, 61: 41–59; Amsterdam.
- Mertens, W. (1994): Hydraulische und sedimentologische Berechnung naturnah gestalteter Fließgewässer. – *DVWK-Mitteilungen*, 25: 92 S.; Bonn.
- Miall, A. D. (1977): A review of braided river depositional environment. – *Earth-Sci. Rev.*, 13: 1–62; Amsterdam.
- Miall, A. D. (1983): Basin analysis of fluvial sediments. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6: 279–286; Oxford.
- Miall, A. D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth-Sci. Rev.*, 22: 261–308; Amsterdam.
- Miall, A. D. (1988): Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. – *Sed. Geol.*, 55: 233–262; Amsterdam.
- Miall, A. D. (1995): Discussion: Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – *Sedimentology*, 42: 379–384; Oxford.
- Miall, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. – Berlin (Springer).
- Militzer, H., Scheible, R. & Seiberl, W. (1984): Angewandte Magnetik. – In: Militzer, H. & Weber, F. [Hrsg.]: *Angewandte Geophysik*: 127–149; Berlin (Springer).
- Mitchell, D. J. & Gerrard, A. J. (1987): Morphological responses and sediment patterns. – In: Gregory, K. J., Lewin, J. & Thornes, J. B. [Hrsg.]: *Palaeohydrology in Practice*: 177–199; Chichester (Wiley).
- Moissl, T. (1997): Geochemische und sedimentologische Untersuchungen spätholozäner Auensedimente an der mittleren Wetter bei Münzenberg. – Unveröff. Dipl.-Arb. Fb 17 Geowissenschaften, J. W. Goethe-Univ.; Frankfurt a.M.

- Mol, J. & Vandenberghe, J. & Kasse, C. (2000): River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. – *Geomorphology*, 33: 131–148; Amsterdam.
- Molde, P. (1991): Aktuelle und jungholozäne fluviale Geomorphodynamik im Einzugsgebiet des Wendebaches (Süd-niedersachsen). – *Göttinger geogr. Abh.*, 94: 107 S.; Göttingen.
- Moldenhauer, K.-M. (1993): Quantitative Untersuchungen zu aktuellen fluvial-morphodynamischen Prozessen in bewaldeten Kleineinzugsgebieten von Odenwald und Taunus. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, D15: 307 S.; Frankfurt a. M.
- Moldenhauer, K.-M., Wunderlich, J. & Houben, P. (2002): Sediment propagation during the last 6 millennia in the Rhine-Main area. – In: Dikau, R., Dix, A. & Schirmer, W. [Hrsg.]: *Land Use and Climatic Impacts on the Rhine System During the Period of Agriculture*; (im Druck).
- Montgomery, D. R. & Buffington, J. M. (1997): Channel Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, 109: 596–611; Boulder.
- Moores, A. J., Passmore, D. G. & Stevenson, A. C. (1999): High resolution palaeochannel records of Holocene valley floor environments in the North Tyne Basin, northern England. – In: Brown, A. G. & Quine, T. A. [Hrsg.]: *Fluvial Processes and Environmental Change*: 283–310; Chichester (Wiley).
- Mudelse, M. & Schulz, M. (1997): The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build up by 280 ka. – *Earth Planet. Sci. Letters*, 151: 117–123; Amsterdam.
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. – *Sedimentology*, 48: 269–300; Oxford.
- Müller, C. (1992): Archäologisches Kataster für den südlichen Teil des Landkreises Gießen. – *Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen*, 1: 21–27; Büdingen.
- Munsell® Soil Color Charts (1988). – Kollmorgen Instruments Corp., Baltimore.
- Nagel, G. (1965): Beiträge zur Morphologie des Ronneburger Hügellandes. – *Rhein-Main. Forsch.*, 57: 61 S.; Frankfurt a. M.
- Nanson, G. C. & Croke, J. C. (1992): A genetic classification of floodplains. – *Geomorphology*, 4: 459–486; Amsterdam.
- Natermann, E. (1941): Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung des Wesertales. – *Arch. Landes- u. Volkskde. Niedersachsens*, 9: 288–309; Oldenburg.
- Nennen, H.-U. (1991): Ökologie im Diskurs – Zu Grundfragen der Anthropologie und Ökologie und zur Ethik der Wissenschaften. – 362 S.; Opladen (Westdeutscher Verlag).
- Newson, M. D. (1980): The geomorphological effectiveness of floods – a contribution stimulated by two recent events in mid-Wales. – *Earth Surf. Processes Landf.*, 5: 1–16; Chichester.
- Niggemann, S., Mangini, A., Oelze, R., Richter, D. K. & Wurth, G. (1998): Postglaziale Sinterrhythmik in Massenkalkhöhlen des Sauerlandes. – *Erlanger geol. Abh., Sonder-Bd.*, 2: 67–69; Erlangen.

- Niller, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg – Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – Regensburger geogr. Schr., 31: 429 S.; Regensburg.
- Niensch, H. (1955): Hochwasser, Auenlehm und vorgeschichtliche Siedlung. – Erdkunde, 9: 20–39; Berlin.
- Nolte, S. (2000): Auensedimente der Wetter als Indikatoren für die spätglaziale und holozäne fluviale Morphodynamik in der nördlichen Wetterau, Hessen. – Diss. J. W. Goethe-Univ. Frankfurt a. M., 206 S.; Aachen (Shaker).
- Nowak, W. (1978): Böden und Relief im Wettertal. – Unveröff. Examensarb., J. W. Goethe-Universität, 173 S.; Frankfurt a. M.
- Oldfield, F., Dearing, J. A., Thompson, R. & Garret-Jones, P. (1978): Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rates. – Pol. Arch. Hydrobiol., 25: 321–331; Warschau.
- Orbock Miller, S., Ritter, D. F., Kochel, R. C. & Miller, J. R. (1993): Fluvial responses to land-use changes and climatic variations within the Dury Creek watershed, southern Illinois. – Geomorphology, 6: 309–329; Amsterdam.
- Orlova, L. A. & Panychev, V. A. (1993): The reliability of radiocarbon dating of buried soils. – Radiocarbon, 35: 369–377.
- Pasega, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposition. – Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41: 1952–1984; Tulsa.
- Passmore, D. G., Macklin, M. G., Stevenson, A. C., O'Brien, C. F. & Davis, B. A. S. (1992): A Holocene alluvial sequence in the lower Tyne valley, northern Britain: a record of river response to environmental change. – Holocene, 2: 138–147; Sevenoaks.
- Passmore, D. G. & Macklin, M. G. (1994): Provenance of fine-grained alluvium and late Holocene land-use change in the Tyne basin, northern England. – Geomorphology, 9: 127–142; Amsterdam.
- Pastre, J.-F., Limondin-Lozouet, N., Gebhardt, A., Leroyer, C., Fontugne, M. & Krier, V. (2001): Lateglacial and Holocene fluvial records from the central part of the Paris Basin (France). – In: Maddy, D., Macklin, M. G. & Woodward, J. C. [Hrsg.]: River Basin Sediment Systems – Archives of Environmental Change: 357–373; Rotterdam (Balkema).
- Patton, P. C. & Schumm, S. A. (1975): Gully erosion, Northwestern Colorado: A threshold phenomenon. – Geology, 3: 88–90; Boulder.
- Patzelt, G. (1999): Werden und Vergehen der Gletscher und die nacheiszeitliche Klimaentwicklung in den Alpen. – Nova Acta Leopoldina N.F., 81: 231–246; Halle.
- Penck, A. & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd. 1–3: 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- Peteet, D. M. (1995a): North American evidence for the Younger Dryas cooling. – Proceedings of the Royal Academy of Arts and Sciences, 44: 37–46; Amsterdam.
- Peteet, D. M. (1995b): Global Younger Dryas? – Quatern. Int., 28: 93–104; Amsterdam.

- Petersen, N. (1985): Gesteinsmagnetismus. – In: Bender, F. [Hrsg.]: *Angewandte Geowissenschaften: Band II*: 67–84; Stuttgart (Enke).
- Phillips, J. D. (1991): Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont. – *Geomorphology*, 4: 231–241; Amsterdam.
- Phillips, J. D. (1992a): The end of equilibrium? – *Geomorphology*, 5: 195–201; Amsterdam.
- Phillips, J. D. (1992b): Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution. – *Geomorphology*, 5: 219–229; Amsterdam.
- Pickup, G. & Warner, R. F. (1976): Effects of hydrological regime on magnitude and frequency of dominant discharge. – *J. Hydrol.*, 29: 51–75; Amsterdam.
- Plass, W. (1975): Böden. – In: Schricke, W.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5319 Londorf*: 104–125; Wiesbaden.
- Preece, R. C. & Bridgland, D. R. (1999): Holywell Combe, Folkestone: a 13,000 year history of an English chalkland valley. – *Quatern. Sci. Rev.*, 18: 1075–1125; Amsterdam.
- Pretzsch, K. (1994): Spätpleistozäne und holozäne Ablagerungen als Indikatoren der fluvialen Morphodynamik der mittleren Leine. – *Göttinger geogr. Abh.*, 99: 105 S.; Göttingen.
- Protsch, R. & Semmel, A. (1978): Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden, des ältesten Vertreters des *Homo sapiens sapiens* in Europa. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 28: 200–210; Öhringen.
- Rasmussen, T. L., Weering T. C. E. van & Labeyrie, L. (1997): Climatic instability, ice sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58–10 ka BP). – *Quatern. Sci. Rev.*, 16: 73–80; Amsterdam.
- Reichelt, G. (1953): Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. – *Petermanns geogr. Mitt.*, 79: 245–261; Gotha.
- Reichmann, H. (1978): Böden. – In: Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5620 Ortenberg*: 183–191; Wiesbaden.
- Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1980): *Depositional sedimentary environments – with reference to terrigenous clastics*. – Berlin (Springer).
- Rhoads, B. L. (1992): Fluvial geomorphology. – *Prog. Phys. Geogr.*, 16: 456–477; Sevenoaks.
- Richards, K. S. (1996): Samples and cases: generalisation and explanation in geomorphology. – Rhoads, B. L. & Thorn, C. E. [Hrsg.]: *The Scientific Nature of Geomorphology – Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology*: 171–190; Chichester (Wiley).
- Richards, K. S. (1999): The magnitude-frequency concept in fluvial geomorphology: a component of a degenerating research programme? – *Z. Geomorphol. N.F., Suppl.-Bd.*, 118: 1–15; Berlin.
- Richter, G. & Sperling, W. (1967): Anthropogen bedingte Dellen und Schluchten in der Lößlandschaft, Untersuchungen im nördlichen Odenwald. – *Mainzer naturwiss. Archiv*, 5/6: 136–176; Mainz.

- Ritter, D. F. (1988): Landscape analysis and the search for geomorphic unity. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100: 160–171; Boulder.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C. & Miller, J. R. (1995): *Process geomorphology*. – Dubuque.
- Rittweger, H. (1997): Spätquartäre Sedimente im Amöneburger Becken – Archive der Umweltgeschichte einer mittelhessischen Altsiedellandschaft. – *Mat. Vor- u. Frühgeschichte Hessen*, 20: 242 S.; Wiesbaden.
- Rittweger, H. (1999): Eine boreale-subboreale Molluskensukzession als Spiegel der Vegetationsgeschichte in der Ohmniederung bei Marburg/Lahn. – *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten*, D24: 197–220; Frankfurt a.M.
- Rittweger, H. (2000): The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic and Subboreal dry period in Central Europe. – *Catena, Special Issue*, 41: 143–164; Amsterdam.
- Rohdenburg, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 15: 66–71; Öhringen.
- Rohdenburg, H. (1965): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. – *Gießener geogr. Schr.*, 7: 1–84; Gießen.
- Rohdenburg, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21: 81–96; Öhringen.
- Rohdenburg, H. (1972): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. – 350 S.; Gießen (Lenz).
- Rose, J. (1995): Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain. – In: Frenzel, B. [Hrsg.]: *European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene. Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man*, 14: 51–74; Stuttgart (Fischer).
- Rose, J., Turner, C., Coope, G. R. & Bryan, M. D. (1980): Channel changes in a lowland river catchment over the last 13,000 years. – Cullingford, R. A., Davidson, D. A. & Lewin, J. [Hrsg.]: *Timescales in Geomorphology*: 159–175; Chichester (Wiley).
- Rose, J. & Boardman, J. (1983): River activity in relation to short-term climatic deterioration. – *Quatern. Stud. Pol.*, 4: 189–198; Warschau.
- Rupp, V. [Hrsg.] (1991): *Archäologie der Wetterau. Aspekte der Forschung*. – *Wetterauer Geschichtsbl.*, 40: 356 S.; Friedberg.
- Russell, M. A., Walling, D. E. & Hodgkinson, R. A. (2001): Sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the UK. – *J. Hydrol.*, 252: 1–24; Amsterdam.
- Rust, B. R. (1978): A classification of alluvial channel systems. – *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 187–198; Calgary.
- Sabel, K. J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen). – *Frankfurter geowiss. Arb.*, D3: 116 S.; Frankfurt a. M.
- Saile, T. (1992): Archäologisches Kataster des nördlichen Wetteraukreises. – *Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen*, 1: 27–34; Büdingen.
- Saile, T. (1995): Untersuchungen zur ur- und frühgeschichtlichen Besiedlung der nördlichen Wetterau. – *Mat. Vor- u. Frühgesch. Hessen*, 21: 228 S.; Wiesbaden.

- Schäfer, P., Ritzrau, W., Schlüter, M. & Thiede, J. [Hrsg.] (2001): *The Northern North Atlantic – a Changing Environment*. – Berlin (Springer).
- Scheffer/Schachtschabel (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*. – 12. Aufl.; Stuttgart (Enke).
- Schellmann, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer geogr. Schr.*, 29: 131 S.; Düsseldorf.
- Schellmann, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklung in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen. – *GeoArchaeoRhein*, 2: 183–193; Düsseldorf.
- Schenk, E. (1952): Die hydrogeologischen Verhältnisse in Wetterau und Vogelsberg. – *Z. dt. geol. Ges.*, 104: 194–195; Hannover, Stuttgart (Enke).
- Schenk, E. (1955): Postpliozäne Krustenbewegungen mit Faltenformen in der Wetterau. – *Geol. Rdsch.*, 43: 93–103; Stuttgart (Enke).
- Schenk, E. (1961): Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. – *Notizbl. Hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, 89: 310–319; Wiesbaden.
- Schenk, E. (1968): Über den Wasserhaushalt des basaltischen Paläovulkans Vogelsberg in Hessen. – *Steir. Beitr. Hydrogeologie*, 20: 23–50, 11 Abb.; Graz.
- Schirmer, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, A71: 11–43; Hannover.
- Schirmer, W. (1988): Holocene valley development on the upper Rhine and Main. – In: Lang, G. & Schlüchter, C. [Hrsg.]: *Lake, Mire and River Environments During the Last 15000 Years*: 153–160; Rotterdam (Balkema).
- Schirmer, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary – Der Talgrund im jüngeren Quartär. – *Z. Geomorphol. N.F., Suppl.* 100: 27–51; Berlin.
- Schmincke, H.-U., Park, C. & Harms, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. – *Quatern. Int.*, 61: 61–72; Amsterdam.
- Schnorr, H. (1993): *Lich – Geschichte und Gegenwart*. – 2. Aufl.: 95 S.; Gießen (Brühl-scher Verlag).
- Schönhals, E. (1943): Die Grenze zwischen kalkhaltigen und entkalktem Löß im westlichen Oberhessen und deren bodenkundliche Bedeutung. – *Ber. R.-Amt Bodenforsch.*, 1943: 59–66; Wien.
- Schönhals, E. (1973): Zur Landesnatur Mittelhessens. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, 17: 11–62; Göttingen.
- Schottler, W. (1918): *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstab 1: 25000, Blatt Laubach*. – 108 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverlag).
- Schottler, W. (1921): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstabe 1: 25000, Blatt Hungen*. – 107 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverlag).
- Schottler, W. [Hrsg.] (1980): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25000, Bl. Nr. 5418 Gießen*. – 2. Aufl.: 163 S.; Wiesbaden.
- Schrader, L. (1981): *Erläuterungen zur Bodenkarte 1: 25000, Bl. Nr. 5418 Gießen*. – 124 S.; Wiesbaden.

- Schrader, L. (1983a): Erläuterungen zur Bodenkarte 1: 25000, Bl. Nr. 5519 Hungen. – 122 S.; Wiesbaden.
- Schrader, L. (1983b): Schwarzerdevorkommen in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, 111: 315–323; Wiesbaden.
- Schrader, L. (1986): Böden. – In: Schricke, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25000, Blatt Nr. 5320 Burg-Gemünden: 65–79; Wiesbaden.
- Schramm, E. (1989): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – Diss. J. W. Goethe-Univ. Frankfurt a.M.: 159 S.; Frankfurt a.M.
- Schricke, W. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5319 Londorf. – 192 S.; Wiesbaden.
- Schricke, W. (1986): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 25000, Blatt Nr. 5320 Burg-Gemünden. – 135 S.; Wiesbaden.
- Schrott, L. & Adams, T. (2002): Quantifying sediment storage and denudation in an Alpine valley (Dolomites/Italy). – Z. Geomorphol. N.F., Suppl.-Bd. (im Druck).
- Schumm, S. A. (1968): Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. – Bull. Geol. Soc. Am., 79: 1573–1588; Boulder.
- Schumm, S. A. (1977): The Fluvial System. – Chichester (Wiley).
- Schumm, S. A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. – Trans. Inst. Br. Geogr. N.S., 4: 485–515; London.
- Schumm, S. A. (1985): Patterns of alluvial rivers. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 13: 5–27; Palo Alto.
- Schumm, S. A. (1991): To interpret the earth – ten ways to be wrong. – Cambridge (University Press).
- Schumm, S. A. & Lichty, R. W. (1965): Time, space and causality in geomorphology. – Am. J. Sci., 263: 110–119; New Haven.
- Schweingruber, F. H. & Briffa, K. R. (1996): Reconstruction of summer temperatures with a circumpolar tree ring network. – In: Goldammer, G. J. & Furyaev, V. [Hrsg.]: Fire in Ecosystems of Boreal Eurasia: 105–111; Dordrecht (Kluwer).
- Schweizer, Astrid (2001): Archäopalinologische Untersuchungen zur Neolithisierung der nördlichen Wetterau, Hessen. Mit einem methodischen Beitrag zur Pollenanalyse in Lößgebieten. – Diss. Botanicae, 350: 158 S.; Stuttgart.
- Seidenschwann, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. – Rhein-Main. Forsch., 91: 197 S.; Frankfurt a.M.
- Seidenschwann, G. (1985): Bemerkungen zur holozänen Entwicklung der Kinzig. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde, 136/137: 105–112; Hanau.
- Seidenschwann, G. & Auer, F. (1981): Der Untergrund der Talaue zwischen Langenselbold und Rodenbach/Erlensee. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., 131/132: 61–90; Hanau.
- Semmel, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. Hefte, 45: 133 S.; Frankfurt a. M.

- Semmel, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Main. Forsch., 78: 9–56; Frankfurt a. M.
- Semmel, A. (1989): Die quartäre Landschaftsentwicklung im Untermaingebiet. – Führer arch. Denkmälern Deutschland, 19: 15–30; Stuttgart.
- Semmel, A. (1995a): Development of gullies under forest cover in the Taunus and Crystalline Odenwald Mountains, Germany. – Z. Geomorphol. N. F., Suppl.-Bd., 100: 115–127; Berlin.
- Semmel, A. (1995b): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Boden-erosion um 8000 B.P. im Rhein-Main-Gebiet. – Archäol. Korrespondenzbl., 25: 157–163; Mainz.
- Semmel, A. (1998): Lockerbraunerden, periglaziale Fließerden und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart, 48: 66–70; Hannover.
- Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B. & Bender, M. L. (1998): Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. – Nature, 391: 141–146; London.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. – Quatern. Res., 3: 39–59; Washington.
- Simpson, G. G. (1963): Historical science. – In: Albritton, C. C. [Hrsg.]: The Fabric of Geology: 24–48; Stanford (Freeman).
- Skorupinski, T. (1991): Historische Bodenerosion in der Gemarkung Nieder-Wöllstadt, Wetteraukreis. – Wetterauer Geschichtsbl., 40: 47–55; Friedberg.
- Smith, D. G. (1983): Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 6: 155–168; Oxford.
- Spurk, M., & Friedrich, M., Hofmann, J., Remmele, S., Frenzel, B., Leuschner, H. H. & Kromer, B. (1998): Revisions and extensions of the Hohenheim oak and pine chronologies – new evidence about the timing of the Younger Dryas/Preboreal transition. – Radiocarbon, 40: 1107–1116; Tucson.
- Starkel, L. (1983): The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. – In: Gregory, K. J. [Hrsg.]: Background to Palaeohydrology: 213–235; Chichester.
- Starkel, L. (1991): Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. – In: Starkel, L., Gregory, K. J. & Thornes, J. B. [Hrsg.]: Temperate Palaeohydrology: 473–495; Chichester (Wiley).
- Starkel, L., Gregory, K. J. & Thornes, J. B. [Hrsg.] (1991): Temperate Palaeohydrology. – Chichester (Wiley).
- Starkel, L. (1994): Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river Basin, Poland. – Terra Nova, 6: 486–494; Oxford.
- Starkel, L. (1995): Palaeohydrology of the temperate zone. – In: Gregory, K. J., Starkel, L. & Baker, V. R. [Hrsg.]: Global Continental Palaeohydrology: 233–257; Chichester.

- Steidl, B. (2000): Die Wetterau vom 3. bis 5. Jahrhundert n. Chr. – Mat. Vor- u. Frühgesch. Hessen, 22: 284 S.; Wiesbaden.
- Stockhausen, H., & Zolitschka, B. (1999): Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). – Quatern. Sci. Rev., 18: 913–925; Amsterdam.
- Stobbe, A. (1996): Die holozäne Vegetationsgeschichte der nördlichen Wetterau – paläo-ökologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. – Diss. Botanicae, 260: 216 S.; Berlin.
- Strahler, A. N. (1952): Dynamic basis of geomorphology. – Bull. Geol. Soc. Am., 63: 923–938; Boulder.
- Strautz, W. (1963): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. – Beitr. Landespf., 1: 273–314; Stuttgart.
- Street, M. (1997): Faunal succession and human subsistence in the Northern Rhineland 13,000–9,000 BP. – In: Fagnart, J.-P., Thévenin, A. [Hrsg.]: Le tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest: 545–567; Paris.
- Striedter, K. (1988): Holozäne Talgeschichte im Unterelsaß. – Diss. Heinr.-Heine-Univ. Düsseldorf: 211 S.; Düsseldorf.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J. (1993): Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. – Radiocarbon, 35: 215–230; Tucson.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Van der Plicht, J. & Spurk, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000–0 cal BP. – Radiocarbon, 40: 1041–1083; Tuscon.
- Sundborg, Å. (1956): The river Klarälven, a study study of fluvial processes. – Geogr. Ann., 38: 127–316; Stockholm.
- Sundborg, Å. (1967): Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology: I. General views and graphic methods. – Geogr. Ann., 49: 333–343; Stockholm.
- Taylor, R. E. (1987): Radiocarbon dating: an archaeological perspective. – 212 S.; Orlando (Academic Press).
- Taylor, M. P. & Lewin, J. (1997): Non-synchronous response of adjacent floodplain systems to Holocene environmental change. – Geomorphology, 18: 251–264; Amsterdam.
- Taylor, R. E., Long, A. & Kra, R. S. [Hrsg.] (1992): Radiocarbon After Four Decades – An Interdisziplinäre Perspektive. – New York (Springer).
- Thiemeyer, H. (1987): Zur holozänen Entwicklung der unteren Wetter-Aue bei Bruchentrüben. – Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde., 138/139: 31–39; Hanau.
- Thiemeyer, H. (1988): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lößgebieten. – Rhein-Mainische Forsch., 105: 174 S.; Frankfurt a. M.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O’Sullivan, P. E. & Oldfield, F. (1975): Magnetic susceptibility of lake sediments. – Limnol. Oceanogr., 20: 687–698; Lawrence.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986): Environmental Magnetism. – London (Allen & Unwin).

- Thorne, C. R. (1997): Channel types and morphological classification. – In: Thorne, C. R., Hey, R. D. & Newson, M. D. [Hrsg.]: *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*: 175–222; Chichester (Wiley).
- Tilling, R. L., Topinka, L. & Swanson, D. A. (1990): Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present, and Future. – USGS Spec. Interest Pub., 56 S.; Vancouver/WA.
- Törnqvist, T. E. (1993): Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (Central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. – *J. Sed. Petrol.*, 63: 683–693; Tulsa.
- Trimble, S. W. (1975): Denudation studies: can we assume stream steady state? – *Science*, 188: 1207–1208; Washington.
- Trimble, S. W. (1983): A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless area, Wisconsin, 1953–1975. – *Am. J. Sci.*, 283: 454–474; New Haven.
- Tucker, M. (1996): *Methoden der Sedimentologie*. – Stuttgart (Enke).
- Tweed, F. S. & Russell, A. J. (1999): Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. – *Prog. Phys. Geogr.*, 23: 79–110; Sevenoaks.
- Uhlhorn, F. (1950): Geschichte der Stadt Lich. – In: *Licher Heimatbuch*: 9–25; Lich (Selbstverlag Stadt Lich).
- Urz, R. (1995): Jung-Quartär im Auenbereich der mittleren Lahn – Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen zur Rekonstruktion vergangener Flußlandschaften. – Dissertation, Fb Geowissenschaften Philipps-Univ.; Marburg/L. (unveröff.).
- Urz, R. (2000): Begraben unter Auelehm: Frühmesolithische Siedlungsspuren im mittleren Lahntal. – *Arch. Korrespondenzbl.*, 30: 33–43; Mainz.
- Urz, R., Röttger, K., Schnurbein, S. von & Thiemeyer, H. (2000): Environmental change and human impact in the middle Lahn valley (Hessen) during the middle and late Holocene. – Poster Final Int. Coll. DFG Priority Program “Changes of the Geo-Biosphere during the past 15,000 years” – A Contribution to IGBP-PAGES, PEPIII, Bonn 30.11.–1.12.2000; Bonn [www.uni-frankfurt.de/fb11/ipg/spp].
- Van Huissteden, J. & Vandenberghe, J. (1988): Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in the eastern Netherlands. – *Z. Geomorphol. N.F.*, 71: 131–146; Berlin.
- Van Huissteden, K. J., & Vandenberghe, J., & Hammen, T. van der, & Laan, W. (2000): Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. – *Geomorphology*, 307–321; Amsterdam.
- Vandenberghe, J. (1992): Climatic change and landscape development: an example from the past. – *Catena, Suppl.-Bd.*, 22: 73–83; Cremlingen.
- Vandenberghe, J. (1995a): Timescales, climate and river development. – *Quatern. Sci. Rev.*, 14: 631–638; Amsterdam.
- Vandenberghe, J. (1995b): Postglacial river activity and climate: state of the art and future prospects. – In: Frenzel, B. [Hrsg.]: *European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene*. – Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man, 14: 1–9; Stuttgart (Fischer).

- Vandenbergh, J., Kasse, C., Bohncke, S. & Kozarski, S. (1994): Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. – *Terra Nova*, 6: 476–485; Oxford.
- Vandenbergh, J. & Bohncke, S. J. (1985): The Weichselian Lateglacial in a small lowland valley (Mark river, Belgium and The Netherlands). – *Bull. Ass. française l'étude Quatern.*, 1985: 167–175; Paris.
- Veit, H. (1993): Holocene solifluction in the Austrian and southern Tyrolean Alps: dating and climatic implication. – In: Frenzel, B. [Hrsg.]: *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene. Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man*, 11: 23–32; Stuttgart (Fischer).
- Vogt, R. (1995): Archäologische und bodenkundliche Beobachtungen zu Bodenerosion und Akkumulation in Hornstaad am Bodensee. – *Arch. Informationen aus Baden-Württemberg*, 30: 44–48; Stuttgart.
- Völkel, J. & Leopold, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. – *Z. Geomorphol. N.F.*, 45: 273–294; Berlin.
- Wagner, G. A. (1998): *Age determination of young rocks and artifacts*. – Berlin (Springer).
- Walling, D. E. (1983): The sediment delivery problem. – *J. Hydrol.*, 65: 209–237; Amsterdam.
- Walling, D. E. & Webb, B. W. (1983): Patterns of sediment yield. – In: Gregory, K. J. [Hrsg.]: *Background to Palaeohydrology*: 69–100; Chichester (Wiley).
- Walling, D. E. & He, Q. (1994): Rates of overbank sedimentation on the floodplains of several British rivers during the past 100 years. – *IAHS Publ.*, 224: 203–210; Wallingford.
- Walling, D. E., Owens, P. N. & Leeks, G. J. L. (1997): The characteristics of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. – *Catena*, 31: 53–75; Amsterdam.
- Walling, D. E. & He, Q. (1998): The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. – *Geomorphology*, 24: 209–223; Amsterdam.
- Wasson, R. J., Mazari, R. K., Starr, B. & Clifton, G. (1998): The recent history of erosion and sedimentation on the Southern Tablelands of southeastern Australia: sediment flux dominated by channel incision. – *Geomorphology*, 24: 291–308; Amsterdam.
- Webb, B. W. & Walling, D. E. (1982): The magnitude and frequency characteristics of fluvial transport in a Devon drainage basin and its geomorphological implications. – *Catena*, 9: 9–23; Cremlingen.
- Wiegand, K. (1977): Die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des Vogelsberges. – *Geol. Jb. Hessen*, 105: 177–184; Wiesbaden.
- Welt im Wandel (1999): *Strategien zur Bewältigung globaler Umweltrisiken*. – 383 S.; Jahresgutachten wiss. Beirat d. Bundesregierung Globale Umweltveränderungen 1998; Berlin (Springer).

- Wildhagen, H. (1974): Holozän-Chronostratigraphie der Auensedimente der Leine im Bereich des Leinetalgrabens. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 18: 328–337; Göttingen.
- Wildhagen, H. & Meyer, B. (1972): Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. – Göttinger bodenkdl. Ber., 21: 1–75; Göttingen.
- Williams, G. P. (1986): River meanders and channel size. – J. Hydrol., 88: 147–164; Amsterdam.
- Wirtz, R. (1972): Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforschung, 61: 158 S.; Wiesbaden.
- Wolman, M. G. & Miller, J. P. (1960): Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. – J. Geol., 68: 54–74; Chicago.
- Wunderlich, J. (1998): Palökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Entwicklung im Bereich der Hessischen Senke – ein Beitrag zur internationalen Global Change-Forschung. – Habil.-Schr. Philipps-Universität, 216 S.; Marburg/L. (unveröff.).
- Wunderlich, J. (2000): Prähistorische und historische Bodenerosion im Amöneburger Becken – Abgeleitet aus einer Sequenz datierter Kolluvien. – Ber. Komm. Arch. L.-Forsch. Hessen, 5: 9–15; Wiesbaden.
- Zink, K.-G., Leythäuser, D., Mayer, B., Lechterbeck, J. & Schwark, J. (2000): Variations in geochemical composition of laminated sediments from Lake Steisslingen (SW Germany), induced by postglacial paleoenvironmental/climatic and anthropogenic processes. – Poster Final Int. Coll. DFG Priority Program “Changes of the Geo-Biosphere during the past 15,000 years” – A Contribution to IGBP-PAGES, PEPIII, Bonn 30.11.–1.12.2000; Bonn [www.uni-frankfurt.de/fb11/ipg/spp].
- Zolitschka, B. (1998a): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente. – Relief, Boden, Paläoklima, 13: 176 S.; Berlin.
- Zolitschka, B. (1998b): A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. – Geomorphology, 22: 1–17; Amsterdam.
- Zolitschka, B., Brauer, A., Negendank, J. F. W., Stockhausen, H. & Lang, A. (2000): An annually dated continental palaeo-climate record from the Eifel, Germany. – Geology, 28: 783–786; Boulder.

11. Kartenverzeichnis

Topographische Kartenwerke

TK 25 Bl. 5419 Laubach; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1993.

TK 25 Bl. 5420 Schotten; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1985.

TK 50 Bl. L5518 Gießen; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1993.

TOP25 Hessen, Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 2000.

Luftbildkarten

Luftbildkarte 1: 5000 Bl. 4-9000 L Nieder-Bessingen; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1990.

Luftbildkarte 1:5000 Bl. 2-9098 L Peinmühle; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1990.

Luftbildkarte 1:5000 Bl. 4-9200 L Ober-Bessingen; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1990.

Luftbildkarte 1:5000 Bl. 4-9298 L Nonnenroth; Hessisches Landesvermessungsamt [Hrsg.], 1990.

Geologische Karten

GK 25 Bl. Nr. 5319 Londorf; Hessisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.], 1975.

GK 25 Bl. Nr. 5320 Burg- Gemünden; Hessisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.], 1986.

GK 25 Bl. Nr. 5418 Gießen; Hessisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.], 1980.

GK des Großherzogtums Hessen im Maßstabe 1 : 25000 Bl. Laubach; Schottler, W. [Bearb.], 1918.

GK von Hessen im Maßstabe 1 : 25000 Bl. Schotten; Schottler, W. [Bearb.], 1924.

GÜK 300 Hessen, Hessisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.], 1989.

Bodenkarten:

BK 25 Bl. Nr. 5418 Gießen; Hessisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.], 1981.

BK 25 Bl. Nr. 5519 Hungen; Hessisches Landesamt für Bodenforschung [Hrsg.], 1983.

Anhang

Der Anhang 1 bis 3 befindet sich auf der beigefügten CD-ROM.

Lebenslauf und akademischer Werdegang

- 1966 geboren in Kleve
- 1973–1987 Besuch der Gemeinschaftsgrundschule, der Städt. Realschule und der Oberstufe des Meerbusch-Gymnasiums in Meerbusch, Abschluß: Allg. Hochschulreife (Abitur)

Akademische Ausbildung

- 1989 Studium der Geographie (Dipl.) an der J. W. Goethe-Univ. Frankfurt a.M., Kurse in Physischer Geographie u.a. bei Prof. Dr. G. Nagel, Prof. Dr. A. Semmel
- 1991 Diplom-Vorprüfung Physische Geographie, Anthropogeographie, Meteorologie und Geologie, Gesamtnote: sehr gut
- 1991–1996 Wiss. Hilfskraft und stud. Tutor für Kurse des Grundstudiums; Kurse in Physischer Geographie mehrheitlich bei Prof. Dr. W. Andres
- 1995–1996 Diplomarbeit “Befunde zum spätglazialen und holozänen Sedimentationsgeschehen der oberen Wetter bei Lich (Vorderer Vogelsberg)”, Erstgutachter Prof. Dr. W. Andres, Diplomprüfung Physische Geographie, Gesamtnote: mit Auszeichnung bestanden
- 1996–1997 Beschäftigung als wissenschaftliche Hilfskraft mit Abschluß am Institut für Physische Geographie, J. W. Goethe-Univ. Frankfurt a.M. (Lehrtätigkeiten); Erziehungsjahr
- 1997–2002 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl für Physische Geographie, Prof. Dr. W. Andres, Institut für Physische Geographie, J. W. Goethe-Univ. Frankfurt a.M.;
- Mitarbeit in der Selbstverwaltung des Instituts und in der Lehre (4–8 SWS Lehrveranstaltungen des Grund- und Hauptstudiums, u.a. “Ü Einführung in die Physische Geographie”, “Ü Physisch-geographische Untersuchungsmethoden im Gelände”, “S Seminar zum Landschaftshaushalt”, “S Methoden zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes”, “Projekt Physische Geographie: Tal- und Flußlandschaften – Angewandte Fluvialmorphologie am Beispiel der Flußrenaturierung”, mehrere Arbeitsexkursionen, Großexkursion Frankreich-Spanien);
- Mitglied der “Fluvial Archives Group” (Quaternary Research Association/UK) und des AK Geomorphologie;
- Mitautor am Lexikon der Geowissenschaften (Spektrum-Verlag Heidelberg), Fachgebiet Fluvialmorphologie, weitere Einträge z.B. Geographie, Geomorphologie, Physische Geographie u.a.; versch. Review-Tätigkeiten, u.a. für Spec. Pub. Int. Ass. Sed. (Blackwell, Oxford);
- Mitarbeit bei der Vorbereitung eines dt. Beitrages zu “LUCIFS: Land use and climatic impacts on fluvial systems during the period of agriculture”, IGBP core project PAGES, Focus 3 (geplantes DFG-Schwerpunktprogramm “Rhein-LUCIFS”).
- Aktive Teilnahme an 5 internationalen sowie mehreren nationalen Tagungen mit Vorträgen und Posterpräsentationen

Anhang zur Dissertation

Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems
auf jungquartäre Klimaänderungen.
Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke.

P. Houben

Inhalt

Anhang 1 Laboranalysen Rammkernsondierungen

Der Anhang 1 enthält nach Rammkernsondierungen (RKS) geordnet:

- Ergebnisse aller Korngrößenanalysen im Unterordner „Korngrößenanalysen Einzelproben“ [Tabellen im Excel[®]-Format]
- nach Probennummern geordnet alle den Korngrößenanalysen zugehörigen Summenkurven und Histogramme im Unterordner „Summenkurven Histogramme Einzelproben“
[Zum Lesen der Dateien wird das Programm „Origin[®] 6.0“ oder höher von Microcal benötigt ([www.http://www.additive-net.de/software/origin](http://www.additive-net.de/software/origin) oder www.originlab.com).]
- Tabelle mit allen ermittelten Korngrößenparametern sowie Kohlenstoffbestimmungen [Tabellen im Excel[®]-Format]

Anhang 2 Radiokarbondatierungen

- Kalibrationsprogramm Calib.rev.4.3 (s. Stuiver & Reimer 1993, Stuiver et al. 1998)
- Probenbeschreibungen, Datierungs- und Kalibrationsergebnisse nach Probennummern im Unterordner „Proben Ergebnisse Kalibration“ [PDF-Format]

Anhang 3 Ausgewählte Bilddateien

- PDF-Dateien aller Abbildungen im Unterordner „Abbildungen“
- PDF-Dateien der Tabellen 1 bis 12 im Unterordner „Tabellen“

zusätzlich im Wurzelverzeichnis der CD-ROM:

- Acrobat Reader 5.05 zum Betrachten von PDF-Dateien