

Zur spätquartären Flussgeschichte NE-Nigerias

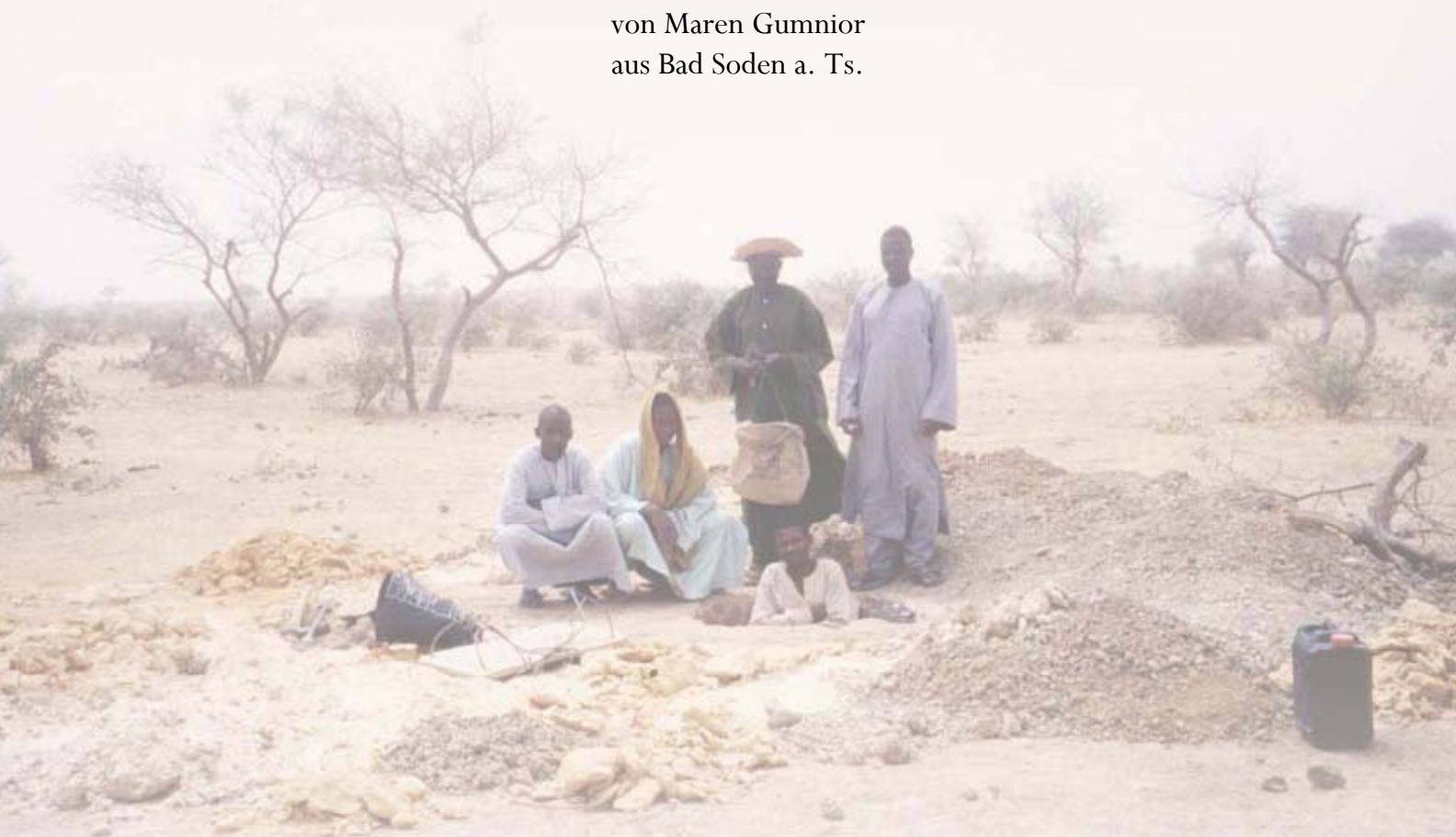
Morphologische, lithostratigraphische und pedologische Untersuchungen im Sedimentationsbereich der Tschadsee-Tributäre Komadugu Yobe und Komadugu Gana

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften

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

von Maren Gunnior
aus Bad Soden a. Ts.



Frankfurt am Main 2005

D 30

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

Dekan: Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer

Gutachter: Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer
Prof. Dr. Jürgen Wunderlich

Datum der Disputation: 04. Juli 2006

Inhaltsverzeichnis

	Verzeichnis der Abbildungen im Text	iii
	Verzeichnis der Tabellen im Text	vi
	Verzeichnis der Abbildungen im Anhang.....	vi
	Verzeichnis der Tabellen im Anhang.....	vii
	Danksagung/Acknowledgements	x
1	E i n l e i t u n g	1
2	D e r U n t e r s u c h u n g s r a u m	4
2.1	Das südwestliche Tschadbecken	4
2.1.1	Erdgeschichtliche Entwicklung und geologische Situation	6
2.1.2	Landschaftsinventar und bodengeographische Übersicht	9
2.1.3	Grundzüge des heutigen Klimas und ökozonale Einordnung	16
2.1.4	Anthropogene Einflüsse	20
2.2	Das Komadugu-System	22
2.2.1	Hydrologie.....	22
2.2.2	Hydrogeologie	27
2.2.3	Relief, Sedimente und Böden des Yobe River Complex	28
2.2.4	Vegetation und Landnutzung	31
2.2.5	Aquatische Ressourcen und ihr Management.....	34
2.3	Spätquartäre Klimageschichte des Großraums	36
2.3.1	Umwelthistorische Archive.....	36
2.3.2	Atmosphärische Zirkulationsmuster	39
2.3.3	Klimatochronologische Gliederung	41
2.3.4	Vergleich mit benachbarten Regionen.....	45
3	F l u v i a l e S y s t e m e	49
3.1	Gerinnebettmuster und Auengeometrie.....	51
3.2	Systemkomponenten und fluviale Fazies	52
3.2.1	Gerinnebett- und gerinnebettnahe Sedimente	54
3.2.2	Ablagerungen der Hochflutbereiche	55
3.3	Alluviale Systematik und Faziesmodelle	56
3.4	"Floodplain Evolution"	59
3.5	Alluviale Archive	61
3.6	Die fluviale Reaktion auf Klimawechsel	63
3.7	Kennzeichen von Flusssystemen arider Räume.....	65
4	M e t h o d i k	68

4.1	Grundlegende Problemstellung	68
4.2	Datenbasis	70
4.3	Fernerkundung und digitale Bildverarbeitung	70
4.3.1	Satellitenszenen	71
4.3.2	Luftaufnahmen	74
4.4	Standortwahl	75
4.5	Datenerhebung.....	78
4.6	Laboruntersuchungen	81
4.6.1	Standardmethodik	81
4.6.2	Weiterführende Analysen	83
4.7	Datierungen	85
4.7.1	Optisch stimulierte Lumineszenz	85
4.7.2	Radiokarbon	87
5	Paläogeographische Situation und rezente morphologische Ausstattung	89
5.1	Die reliktsche Schwemmebene	89
5.1.1	Regionale Vergleiche und Satellitenbildinterpretation.....	89
5.1.2	Reliefgenese und räumlich-zeitlicher Wandel	98
5.2	Die rezente Aue.....	102
5.2.1	Postmegaschadzeitliche Landschaftsentwicklung	102
5.2.2	Luftbildauswertung und Geländebefunde	105
5.2.3	Gegenwärtige Morphodynamik	117
6	Sedimentologische Untersuchungen	122
6.1	Granulometrische Befunde	123
6.1.1	Grundzüge der Sedimentstatistik	123
6.1.2	Standörtliche Erhebungen.....	127
6.1.2.1	Überblick	127
6.1.2.2	Einzelprofile	129
6.1.2.3	Zwischenbilanz.....	145
6.1.2.4	Aufschluss westlich Geidam (Standort G W 4)	151
6.1.3	Lithofazielle Klassifizierung.....	154
6.2	Weiterführende Ansätze	167
6.2.1	Morphoskopie	167
6.2.2	Bezug zu Ergebnissen anderer Arbeiten	175
6.2.3	Schwerminerale	180
6.2.4	Diatomeen	185
7	Chronostratigraphie der Ablagerungen.....	190
7.1	OSL-Datierungen.....	190

7.2	¹⁴ C-Datierungen	196
8	P e d o a n a l y t i s c h e B e f u n d e	199
8.1	Besonderheiten alluvialer Böden	199
8.2	Auswertung einzelner pedogenetischer Parameter	203
8.3	Tonminerale	216
8.4	Rückschlüsse auf postsedimentäre Umweltbedingungen	224
9	S y n t h e s e z u m s p ä t p l e i s t o z ä n e n u n d h o l o z ä n e n L a n d s c h a f t s w a n d e l.....	229
9.1.	Systemcharakter und Variabilität der fluvialen Reaktion	229
9.2	Paläoklimatischer Bezug und chronologischer Ablauf	236
9.3	Bewertung der Ergebnisse	242
10	Z u s a m m e n f a s s u n g	244
11	S u m m a r y	249
12	Q u e l l e n v e r z e i c h n i s	254
12.1	Literatur	254
12.2	Weitere Quellen	276
12.2.1	Websites	276
6.2.1	Karten, Luftbilder und Satellitenaufnahmen.....	277
	A n h a n g	
A-1	Klimadaten.....	A-1
A-2	Profilbeschreibungen und Analysenwerte	A-6
A-3	Körnungsparameter	A-60
A-4	Tonmineralgehalte	A-99

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 1.1:	Strukturierung der vorliegenden Untersuchung	3
Abb. 2.1:	Das Tschadbecken mit seinen hydrologischen und geologischen Grenzen	4
Abb. 2.2:	Der rezente Tschadsee und Teile seines Einzugsgebiets im Satellitenbild.....	5
Abb. 2.3:	Schematisierter Querschnitt durch das Tschadbecken	9
Abb. 2.4:	Geomorphologische Formenkomplexe NE-Nigerias unter Berücksichtigung ihrer Bildungsepochen	11
Abb. 2.5:	Generalisierte catenale Abfolge N-nigerianischer Böden.....	16
Abb. 2.6:	Walter'sches Klimadiagramm, Station Nguru	17
Abb. 2.7:	Jährliche Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet	18
Abb. 2.8:	Prozentuale Abweichungen der jährlichen Niederschlagswerte vom Mittel.....	19
Abb. 2.9:	Das Komadugu-Yobe-Einzugsgebiet	24

Abb. 2.10:	Ganglinie des Komadugu Yobe an verschiedenen Stationen im Untersuchungsgebiet.....	25
Abb. 2.11:	Land systems im Untersuchungsgebiet nach Bawden et al. (1972)	30
Abb. 2.12:	Auenquerschnitt mit typischer Nutzungsabfolge.....	33
Abb. 2.13:	Spätquartäre klimatische Trends und assoziierte landschaftsgenetische Prozesse im südwestlichen Tschadbecken	45
Abb. 3.1:	Fluviale Reaktion auf externe Steuerkräfte	50
Abb. 3.2:	Auenmorphologie und alluviale Stratigraphie im Mändersystem nach Allen (1964, 1970)	54
Abb. 3.3:	Sedimentmobilisierung als Funktion des mittleren Jahresniederschlags unter Berücksichtigung des abhängigen Einflussfaktors Vegetation.....	64
Abb. 3.4:	Gegenüberstellung fluvialer Parameter in ariden und humiden Breiten	67
Abb. 4.1:	Verfügbares Karten- und Bildmaterial zu NE-Nigeria	70
Abb. 4.2:	Koordinatentransformation bei der Hauptkomponentenanalyse.....	73
Abb. 4.3:	Lage der Untersuchungsareale und der Bohrpunkte	77
Abb. 4.4:	Vergleich der international und national verwendeten Kornskalierungen	82
Abb. 4.5:	Typische Verteilung der Äquivalenzdosis für drei der OSL-datierten Proben.....	87
Abb. 5.1:	Morphostratigraphische Gliederung im Komadugu-Unterlauf nach Durand et al. (1984).....	91
Abb. 5.2:	Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Ausschnitt ca. 150 x 150 km).....	93/94
Abb. 5.3:	Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Ausschnitt ca. 60 x 60 km).....	95/96
Abb. 5.4:	Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Ausschnitt ca. 27 x 27 km).....	97
Abb. 5.5:	Die reliktsche Aue zwischen Gumsa und Geidam.....	102
Abb. 5.6:	Blick von der Niederterrasse in die rezente Flutebene (westlich von Geidam) und umgekehrt (bei Geidam Ost)	102
Abb. 5.7:	Der Komadugu Gana südlich von Geidam und unmittelbar vor seiner Mündung südwestlich von Damasak	103
Abb. 5.8:	Auffälliger Altarm bei Gazargamo im Rückstaubereich des innersten Strandwalls	104
Abb. 5.9:	Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Ausschnitt ca. 12 x 12 km).....	106
Abb. 5.10:	Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Dapchi	107
Abb. 5.11:	Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Gashua	108
Abb. 5.12:	Interdünen anmutender Paläomäander bei Dapchi und schwach eingetiefter Altarm in der uniformen Schwemmebene bei Gashua	109
Abb. 5.13:	Typische Fadama-Nutzung in Form von Reis- und Gemüsefarmen nahe Damasak	109
Abb. 5.14:	Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Geidam West.....	110
Abb. 5.15:	Blick vom Standort G W 4 in die Fadama zur Trocken- und Regenzeit	110
Abb. 5.16:	Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Geidam Ost.....	111
Abb. 5.17:	Oberer flacher und unterer anthropogen vertiefter Part eines spillways im Areal Damasak Nord	111
Abb. 5.18:	Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Damasak Nord	112
Abb. 5.19:	Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Damasak Süd	113
Abb. 5.20:	Standort Dk S 3 zur Trocken- und Regenzeit	113
Abb. 5.21:	Rezente Levées und Terrassen am Komadugu Yobe	114
Abb. 5.22:	Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Ausschnitt ca. 18 x 24 km).....	115
Abb. 5.23:	Auentopographie im Umfeld der flussnahen Bohrstandorte	116
Abb. 5.24:	Beispiel für ein Auentypen-Klassifikationsschema	117
Abb. 5.25:	Altarm im Areal Geidam Ost zur Trocken- und Regenzeit	118
Abb. 5.26:	Unterspülter Termitenhügel als Zeiger des letzten Hochflutniveaus und Hochwasser im Untersuchungsgebiet Damasak Nord am 12.09.2001	119

Abb. 5.28:	Zerstörte Vegetationsdecke an der Piste zwischen Damasak und Geidam und Sandsturmwalze im Vorfeld eines Starkregenereignisses.....	120
Abb. 5.29:	Aquatische Erosion bei Geidam	121
Abb. 6.1:	Wichtige Daten und Kennzeichen von Kornverteilungen.....	126
Abb. 6-2:	Graphische Darstellung der Profile Dapchi 1 bis 4	130
Abb. 6.3:	Graphische Darstellung der Profile Gashua 1 bis 4	131
Abb. 6.4:	Graphische Darstellung der Profile Geidam W 1 bis 3	133
Abb. 6.5:	Graphische Darstellung der Profile Geidam W 4 N bis S	134
Abb. 6.6:	Graphische Darstellung der Profile Geidam E 1 bis 4 b	136
Abb. 6.7:	Graphische Darstellung der Profile Damasak N 1 a bis 3.....	137
Abb. 6.8:	Graphische Darstellung der Profile Damasak S 1 bis 4	139
Abb. 6.9:	Graphische Darstellung der Profile Gumsa 4 a bis Gashua W 4	140
Abb. 6.10:	Graphische Darstellung der Profile Gashua N 4 a bis Bayomari E 4.....	142
Abb. 6.11:	Stark subrosiv beeinflusstes Lagunensediment am Standort Ga N 4 c	143
Abb. 6.12:	Graphische Darstellung der Profile Geidam SW 4 bis Gazargamo 3	144
Abb. 6.13:	Nördlicher und mittlerer bis südlicher Aufschlussbereich (Standort G W 4)	152
Abb. 6.14:	Detailansichten der Straten XVII, V/XII/XIII, X/XI und VIII/IX/XII (Standort G W 4).....	153
Abb. 6.15:	Korngrößenverteilungen der beprobten jüngeren Alluvionen (komplettes Spektrum und bezogen auf die Sandfraktion).....	157
Abb. 6.16:	Korngrößenverteilungen der beprobten älteren Alluvionen (komplettes Spektrum und bezogen auf die Sandfraktion).....	158
Abb. 6.17:	Sortierungsgrade aller untersuchten Sedimente nach Sombroek & Zonneveld (1971) im Vergleich mit Folk & Ward (1957).....	160
Abb. 6.18:	Erstes und zweites Potenzmoment alluvialer Subfazies des Komadugu-Systems (untergliedert nach Untersuchungsarealen)	161
Abb. 6.19:	Korngrößenmittel und Sortierungsgrade des älteren Alluviums in 4 m Tiefe	162
Abb. 6.20:	Vergleichstabelle zur visuellen Einschätzung von Kornrundung und Sphärität nach Powers (1953, 1982).....	169
Abb. 6.21:	Quarzkorneigenschaften und auffällige Sekundärmerkmale ausgewählter Sedimentproben	171/172
Abb. 6.22:	Gemittelte Korngrößen jüngerer und älterer Komadugu-Ablagerungen im Vergleich mit Sedimenten verschiedener NE-nigerianischer Landschaftseinheiten....	177
Abb. 6.23:	Lithologische Informationen aus Bohrlochdaten	178
Abb. 7.1:	Übersicht aller OSL-Daten vor dem Hintergrund grundlegender Klimatrends.....	195
Abb. 7.2:	Litho- und Chronostratigraphie am Fundort des Einbaums von Dufuna	198
Abb. 8.1:	pH- und Carbonatwerte der Auen- und Niederterrassenprofile	207/208
Abb. 8.2:	Austauschbare Kationen, potentielle Kationenaustauschkapazität, Basensättigung sowie Leitfähigkeit ausgewählter Proben.....	210/211
Abb. 8.3:	Humusgehalt und C/N-Verhältnis (sortiert nach relativen Positionen innerhalb der Auen-Catenen)	213
Abb. 8.4:	Dithionit-extrahierbares Eisen und Eisenaktivitätsgrade ausgewählter Profile	215
Abb. 8.5:	Diffraktogramm des Profils G SW 4 (lufttrocken)	218
Abb. 8.6:	Diffraktogramm des Profils G SW 4 (glykoliert)	219
Abb. 8.7:	Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G W 2.....	221
Abb. 8.8:	Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen ausgewählter Proben des Profils G W 4.....	221
Abb. 8.9:	Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G E 2	221
Abb. 8.10:	Tonmineralgruppen einer ausgewählten Probe des Profils Ga N 4 c.....	222

Abb. 8.11:	Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G SW 4	222
Abb. 8.12:	Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G S 4	223
Abb. 9.1:	Hypothetischer Querschnitt durch das ältere Alluvium der Niederterrasse	231
Abb. 9.2:	Gerinnebettgeometrie der Geidam Plain.....	233
Abb. 9.3:	Gerinnebettgeometrie der Hadejia-Nguru Wetlands	234
Abb. 9.4:	Gerinnebettgeometrie des Bama Deltaic Complex.....	234

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tab. 2.1:	Generalisierte Sedimentabfolge im Tschadbecken.....	8
Tab. 2.2:	Zusammenstellung vorliegender hydrographischer Daten des Yobe-Flusssystems	26
Tab. 2.3:	Ältere regional-stratigraphische Übersicht	48
Tab. 3.1:	Zeitabhängiger Status fluvialer Einflussfaktoren	50
Tab. 3.2:	Beispiel einer englischsprachigen Klassifizierung fluvialer Ablagerungen	53
Tab. 3.3:	Fluvialer Lithofazies-Code, ergänzt um kritische Anmerkungen.....	58
Tab. 3.4:	Elemente fluvialer Architektur, ergänzt um kritische Anmerkungen	59
Tab. 3.5:	Mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen auf den mittleren Jahresabfluss und die Sedimentfracht	63
Tab. 4.1:	Angewendete Verfahren zur Aufbereitung und Auswertung fernerkundlicher Daten ..	71
Tab. 4.2:	Spektralinformation der Landsat-5-Kanäle und ihre Interpretierbarkeit bezüglich ausgewählter Objekteigenschaften	72
Tab. 4.3:	Überblick über die Standorte.....	78
Tab. 5.1:	Deltagenerationen des Chari-Systems	90
Tab. 6.1:	Überblick potentieller Unterscheidungskriterien äolischer und alluvialer Fazies	123
Tab. 6.2:	Granulometrische Parameter und diesbezügliche Faziesinterpretationen innerhalb der Aue-Catenen	146/147
Tab. 6.3:	Granulometrische Parameter und diesbezügliche Faziesinterpretationen innerhalb der Paläoschwemmebene	148
Tab. 6.4:	Übersicht der granulometrischen Spannbreiten ermittelter Faziesgruppen (jüngeres Alluvium)	155
Tab. 6.5:	Übersicht der granulometrischen Spannbreiten ermittelter Faziesgruppen (älteres Alluvium)	156
Tab. 6.6:	Hydrogeologische Parameter im Untersuchungsgebiet.....	180
Tab. 6.7:	Schwermineralvorkommen in ausgewählten Profilen.....	182-184
Tab. 6.8:	Liste der Diatomeenarten der Schicht XIV (Standort G W 4).....	187
Tab. 6.9:	Liste der Diatomeenarten der Schicht VIII (Standort G W 4)	188
Tab. 6.10:	Verteilung der Artengruppen nach ihren ökologischen Präferenzen bzw. Toleranzen	189
Tab. 7.1:	OSL-Daten mit konstantem und gemitteltem variablen Wassergehalt	191
Tab. 8.1:	Übersicht der im Arbeitsgebiet vorhandenen Bodeneinheiten	202
Tab. 9.1:	Spätquartäre Landschaftsgenese NE-Nigerias, ergänzt um die neu gewonnenen Informationen aus dem Komadugu-System	241

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abb. A-1:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 1	A-60
Abb. A-2:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 2	A-61
Abb. A-3:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 3	A-62

Abb. A-4:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 4	A-63
Abb. A-5:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 1	A-64
Abb. A-6:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 2	A-65
Abb. A-7:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 3	A-66
Abb. A-8:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 4	A-67
Abb. A-9:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 1	A-68
Abb. A-10:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 2	A-69
Abb. A-11:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 3	A-70
Abb. A-12:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 4 (Nordteil)	A-71
Abb. A-13:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 4 (Mittelteil)	A-72
Abb. A-14:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 4 (Südteil)	A-73
Abb. A-15:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 1	A-74
Abb. A-16:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 2	A-75
Abb. A-17:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 3	A-76
Abb. A-18:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 4 a	A-77
Abb. A-19:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 4 b	A-78
Abb. A-20:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 1 a	A-79
Abb. A-21:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 1 b	A-80
Abb. A-22:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 2 a	A-81
Abb. A-23:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 2 b	A-82
Abb. A-24:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 3	A-83
Abb. A-25:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk 4	A-84
Abb. A-26:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk S 1	A-85
Abb. A-27:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk S 2	A-86
Abb. A-28:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk S 3	A-87
Abb. A-29:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Gu 4 a	A-88
Abb. A-30:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Gu 4 b	A-89
Abb. A-31:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga W 4	A-90
Abb. A-32:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga N 4 a – d	A-91
Abb. A-33:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga E 4	A-92
Abb. A-34:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils By N 4 a – c	A-93
Abb. A-35:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils By E 4	A-94
Abb. A-36:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G SW 4	A-95
Abb. A-37:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G S 4	A-96
Abb. A-38:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G SE 4	A-97
Abb. A-39:	Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Gz 3	A-98

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tab. A-1:	Monatliche Niederschläge ausgewählter Stationen des Einzugs- und des Untersuchungsgebiets	A-1-A-5
Tab. A-2:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 1	A-6
Tab. A-3:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 1	A-7
Tab. A-4:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 2	A-8
Tab. A-5:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 2	A-8
Tab. A-6:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 3	A-9
Tab. A-7:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 3	A-10
Tab. A-8:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 4	A-11
Tab. A-9:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 4	A-11

Tab. A-10:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 1.....	A-12
Tab. A-11:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 1	A-13
Tab. A-12:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 2.....	A-13
Tab. A-13:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 2	A-14
Tab. A-14:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 3.....	A-14
Tab. A-15:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 3	A-15
Tab. A-16:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 4.....	A-16
Tab. A-17:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 4	A-17
Tab. A-18:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 1	A-17
Tab. A-19:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 1.....	A-18
Tab. A-20:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 2.....	A-18
Tab. A-21:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 2.....	A-19
Tab. A-22:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 3.....	A-20
Tab. A-23:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 3.....	A-21
Tab. A-24:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 4.....	A-21
Tab. A-25:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 4.....	A-23
Tab. A-26:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 1	A-24
Tab. A-27:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 1	A-25
Tab. A-28:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 2	A-26
Tab. A-29:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 2	A-26
Tab. A-30:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 3	A-27
Tab. A-31:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 3	A-27
Tab. A-32:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 4 a	A-28
Tab. A-33:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 4 a	A-29
Tab. A-34:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 4 b	A-29
Tab. A-35:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 4 b.....	A-30
Tab. A-36:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 1 a	A-31
Tab. A-37:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 1 a	A-31
Tab. A-38:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 1 b.....	A-32
Tab. A-39:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 1 b.....	A-32
Tab. A-40:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 2 a	A-33
Tab. A-41:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 2 a	A-34
Tab. A-42:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 2 b.....	A-34
Tab. A-43:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 2 b.....	A-35
Tab. A-44:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 3	A-35
Tab. A-45:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 3	A-36
Tab. A-46:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk 4	A-37
Tab. A-47:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk 4	A-38
Tab. A-48:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk S 1	A-39
Tab. A-49:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk S 1	A-39
Tab. A-50:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk S 2	A-40
Tab. A-51:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk S 2.....	A-40
Tab. A-52:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk S 3	A-41
Tab. A-53:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk S 3.....	A-42
Tab. A-54:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Gu 4 a	A-42
Tab. A-55:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Gu 4 a	A-43
Tab. A-56:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Gu 4 b.....	A-44
Tab. A-57:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Gu 4 b.....	A-44
Tab. A-58:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga W 4.....	A-45
Tab. A-59:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga W 4	A-46
Tab. A-60:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 a + b	A-47

Tab. A-61:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga N 4 a + b.....	A-48
Tab. A-62:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 c	A-48
Tab. A-63:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 d	A-49
Tab. A-64:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga N 4 c + d.....	A-49
Tab. A-65:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga E 4	A-50
Tab. A-66:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga E 4.....	A-50
Tab. A-67:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By N 4 a.....	A-51
Tab. A-68:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By N 4 b	A-51
Tab. A-69:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By N 4 c.....	A-52
Tab. A-70:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils By N 4 a + b + c.....	A-52
Tab. A-71:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By E 4	A-53
Tab. A-72:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils By E 4.....	A-53
Tab. A-73:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G SW 4	A-54
Tab. A-74:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G SW 4	A-55
Tab. A-75:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G S 4	A-56
Tab. A-76:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G S 4	A-57
Tab. A-77:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G SE 4.....	A-57
Tab. A-78:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils G SE 4	A-58
Tab. A-79:	Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Gz 3	A-58
Tab. A-80:	Physiko-chemische Kennwerte des Profils Gz 3	A-59
Tab. A-81:	Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G W 2.....	A-99
Tab. A-82:	Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G W 4.....	A-100
Tab. A-83:	Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G E 2	A-101
Tab. A-84:	Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils Ga N 4 a – c.....	A-102
Tab. A-85:	Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G SW 4	A-103
Tab. A-86:	Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G S 4	A-105

Abbildungen Titelseite / Danksagung:

<i>Titelseite oben:</i>	Blick auf den hochwasserführenden Komadugu Yobe (Standort G W 4)
<i>Titelseite unten:</i>	Bergung des steckengebliebenen Bohrgerätes aus 5 m Tiefe (Standort Gu 4 b)
<i>Danksagung:</i>	Bekannte und unbekannte Bohrhelfer (Standort G SE 4)

Danksagung/Acknowledgements

Die vorliegende Arbeit wurde in der Endphase des multidisziplinären Sonderforschungsbereichs 268 "Kulturentwicklung und Sprachgeschichte im Naturraum Westafrikanische Savanne" (1988 – 2002) begonnen und somit in Teilen von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert. Weitere Unterstützung erfolgte im Rahmen eines Kurzstipendiums für Doktoranden des Deutschen Akademischen Austauschdienstes zwischen Januar und Juli 2003. Herzlich gedankt sei außerdem den folgenden Personen, die direkt oder indirekt an der Erstellung meiner Dissertation beteiligt waren:

Prof. Heinrich Thiemeyer für die Überlassung des Themas und seine engagierte Betreuung sowie Schwermineraldurchsichten, Prof. Jürgen Wunderlich für die freundliche Übernahme der Zweitbegutachtung, Dagmar Schneider und Doris Bergmann-Dörr (Laboranalysen), Dr. Frank Preusser (OSL-Datierungen), Willi Meier (Bereitstellung von Datenmaterial), Dr. Anja Broszinski (Diatomeen), Dr. Rainer Petschick (Tonminerale), Dr. Ulrich Salzmann (Pollen), Uwe Radtke, Dr. Ina Franke-Scharf und Dr. Rainer Dambeck (Korrekturen), Ursula Olbrich (Druck) sowie meinen Eltern für die zeitweise Betreuung ihres Enkels, der im letzten Jahr hart mit der Fertigstellung der Dissertation konkurrierte.

I am particularly grateful to my "African father" Prof. Joseph Ijere for his moral support and to Dr. Jacob Nyanganji for encouraging me to look for Nigeria's hidden treasures. I dedicate this work to the people who passed away before the completion of the project:

Jibrin Abdullahi, Jeremiah Adanu, Raymond and Veronica Nyanganji.

Frankfurt, November 2005

Maren Gunnior



1 Einleitung

Flussauen^{1.1} sind azonale Ökosysteme, die insbesondere in Trockenregionen als essentielle Lebens- und Wirtschaftsräume für eine häufig im Wachsen begriffene Bevölkerung fungieren. Dabei ist selbst in semi- bis vollariden Landschaften oftmals ein Großteil des generellen Formenschatzes alluvialen^{1.2} Ursprungs, wobei den konservierten feuchtzeitlichen Strukturen nicht selten eine besondere paläo-ökologische Bedeutung zukommt. Doch auch in der Gegenwart können die Hauptvorfluter in Trockengebieten beträchtliche (meist stark schwankende) Abflussmengen aufweisen, die im Allgemeinen humideren extrazonalen Quellregionen entstammen. Der Stoffhaushalt im Einzugsgebiet spiegelt sich in Menge und Zusammensetzung der mitgeführten Fracht wider, deren abschließende Akkumulation häufig innerhalb intrakontinentaler Sedimentationsbecken erfolgt.

Das Abflussgeschehen auf verschiedenen Maßstabsebenen sowie die damit verbundene Reliefgenese sind Gegenstand der fluvialen Geomorphologie. Insbesondere bei paläogeographischen Erhebungen ist diese eng mit sedimentologischen Analysen verknüpft. Die lithofaziellen Spektren reflektieren ähnlich wie die erhaltenen Vorzeitformen ehemalige Abflussverhältnisse, Transport- und Sedimentationsbedingungen sowie deren Änderungen. Da als mögliche Auslöser im Allgemeinen klimatische, tektonische und/oder anthropogene Impulse in Betracht kommen, können alluviale Archive zur Rekonstruktion des ökologischen Wandels herangezogen werden, wobei ihre Indikatorfunktion aufgrund der komplexen fluvialen Reaktionsmuster jedoch umstritten ist. Bereits die lithostratigraphische Klassifizierung von Alluvionen kann durch deren kleinräumige Variabilität und etwaigen Hiatenreichtum erheblich erschwert sein. Eine Identifizierung lokaler und/oder regionaler paläoklimatischer Signale besteht dabei in erster Linie in der Erkennung *relativer* Trends, die erst in Verbindung mit transdisziplinären geochronologischen Zusatzinformationen (vor allem numerischen Datierungen) in einen konkreten räumlich-zeitlichen Kontext gesetzt werden können.

Die vorliegende Arbeit setzt sich mit einem in der Vergangenheit bestenfalls peripher untersuchten Flusssystem auseinander, das die beiden großen nordnigerianischen Tschadsee-Tributäre, Komadugu Yobe und Komadugu Gana^{1.3}, umfasst. Sie ist in das physisch-geographische Teilprojekt D6 "Naturraumpotential und Landnutzung im südlichen Tschadbecken" des ehemaligen Sonderforschungsbereichs 268 eingebettet, in dem überwiegend Fragen zu Landschaftsgenese und -haushalt unter Einsatz fernerkundlicher sowie relief-, substrat- und pedoanalytischer Methoden nachgegangen wurde. Diese Studie verknüpft jene Vorgehensweisen (vgl. Abb. 1.1) und ergänzt die bislang gewonnenen inhaltlichen Erkennt-

^{1.1} Begriffsdefinitionen im Rahmen dieser Arbeit: Als rezente Aue wird der Talbodenbereich unterhalb der Hochwasserlinie angesprochen, welcher unter dem gegenwärtigen Klimaregime von periodischen oder episodischen Überflutungen betroffen ist. Von ihr zumeist durch eine deutliche Geländestufe getrennt und außerhalb des Einflusses von Hochwasserereignissen liegt die reliktsche Aue, die auch als Paläoüberschwemmungsebene oder Niederterrasse bezeichnet wird. Der Begriff Altaue wird vermieden, da er für die Untersuchungen irrelevant und im gegebenen System schwierig zu definieren ist. Der Terminus Auenterrasse bezieht sich ausschließlich auf Bildungen innerhalb der rezenten Aue. Desweiteren werden für fluviale Systemkomponenten (wie auch für regionale Phänomene) vielfach englische Begriffe benutzt, da diese sich im Allgemeinen durch eine besondere Prägnanz auszeichnen.

^{1.2} Der Begriff "alluvial" bezieht sich hier und im Folgenden auf mit Fließgewässern assoziierte Reliefelemente, Ablagerungen oder Böden.

^{1.3} In der lokalen Kanuri-Sprache bedeutet Komadugu "Fluss" und Gana "klein", während Yobe ein Eigenname ist.

nisse zur Entstehung und geoökologischen Ausstattung des Großraums. Details bezüglich der gewählten Methoden, relevanten Fragestellungen und konzeptionellen Hintergründe sind in Kap. 4 ausgeführt, nachdem im Vorfeld die wichtigsten grundlegenden Informationen zur Region (Kap. 2.1 u. 2.2), Klimageschichte (Kap. 2.3) sowie zu Flusssystemen im Allgemeinen (Kap. 3) dargelegt worden sind.

Bisherige Untersuchungen an benachbarten, heutzutage morphologisch nahezu stabilen Landschaftseinheiten belegen eine weitestgehende Abhängigkeit der Formen- und Substratgenese von spätquartären Klimatrends. Sie entstanden entweder in einem durch ein spezifisches Klimaregime charakterisierten Zeitraum oder wurden unter wiederkehrenden Klimakonstellationen weitergebildet. Demgegenüber stellt der Yobe-Komplex ein bis in die Gegenwart dynamisch gebliebenes System dar, welches auf prä-rezente Änderungen im Geofaktorengefüge mit einem breiten Spektrum systeminterner Anpassungen reagiert haben dürfte. Eine nachträgliche definitive Zuordnung von Ursache und Wirkung im fluvialen System muss daher in Teilen spekulativ bleiben und der Aussagewert der Fazies bezüglich regionaler Umweltveränderungen selbst bei vermeintlichen Korrelationen stets kritisch hinterfragt werden.

Die vorrangige Intention der Arbeit ist eine detaillierte Beschreibung und Interpretation der morphologischen (Kap. 5) und sedimentologischen (Kap. 6) Situation, während ergänzende chronometrische Analysen wichtige Hinweise auf die jungquartäre Entstehungsgeschichte zu geben vermögen. Darauf soll die räumlich-zeitliche Integration des Komadugu-Komplexes in das Landschaftsinventar des Großraums sowie in die für die Savanneregionen Westafrikas bereits entwickelten chronostratigraphischen und paläoökologischen Modelle basieren (Kap. 7). Ausgehend von der Qualität der Ergebnisse soll abschließend die Bedeutung der Landschaftseinheit als zuletzt erschlossenes paläoökologisches Archiv in der Region für den Erkenntnisfortschritt bezüglich der spätquartären Genese des südwestlichen Tschadbeckens evaluiert werden (Kap. 9).

Teilziele der Arbeit bestehen in der Erfassung der Verteilungsmuster und Charakteristika von Böden (Kap. 8), der (sub-) rezenten Fluviomorphodynamik sowie genereller Aspekte des naturräumlichen Wandels im Untersuchungsgebiet (Kap. 5.2.3). Die pedochemischen Analysen können die chronostratigraphische Gliederung der Auensedimente unterstützen und ermöglichen zum anderen wichtige Rückschlüsse auf das Natur- und Nutzungspotential des Ökosystems, das vor allem aufgrund seiner Eignung zum Bewässerungsfeldbau für die zukünftige Versorgung der kontinuierlich zunehmenden Bevölkerung von Bedeutung ist. Das heutige fluviale Prozessgefüge spiegelt vornehmlich den verstärkten anthropogenen Einfluss im Einzugsgebiet wider, und trägt vergleichsweise wenig zum Verständnis vergangener Abflussregimes bei. Umgekehrt eröffnet die Erforschung fluvialer Reaktionsmechanismen auf variable externe Steuerfaktoren in Vergangenheit und Gegenwart verbesserte Prognosemöglichkeiten angesichts zu erwartender Klimaänderungen, und kann über Einschätzungen zur Stabilität des Ökosystems zu einem nachhaltigeren Management vorhandener aquatischer Ressourcen beitragen.

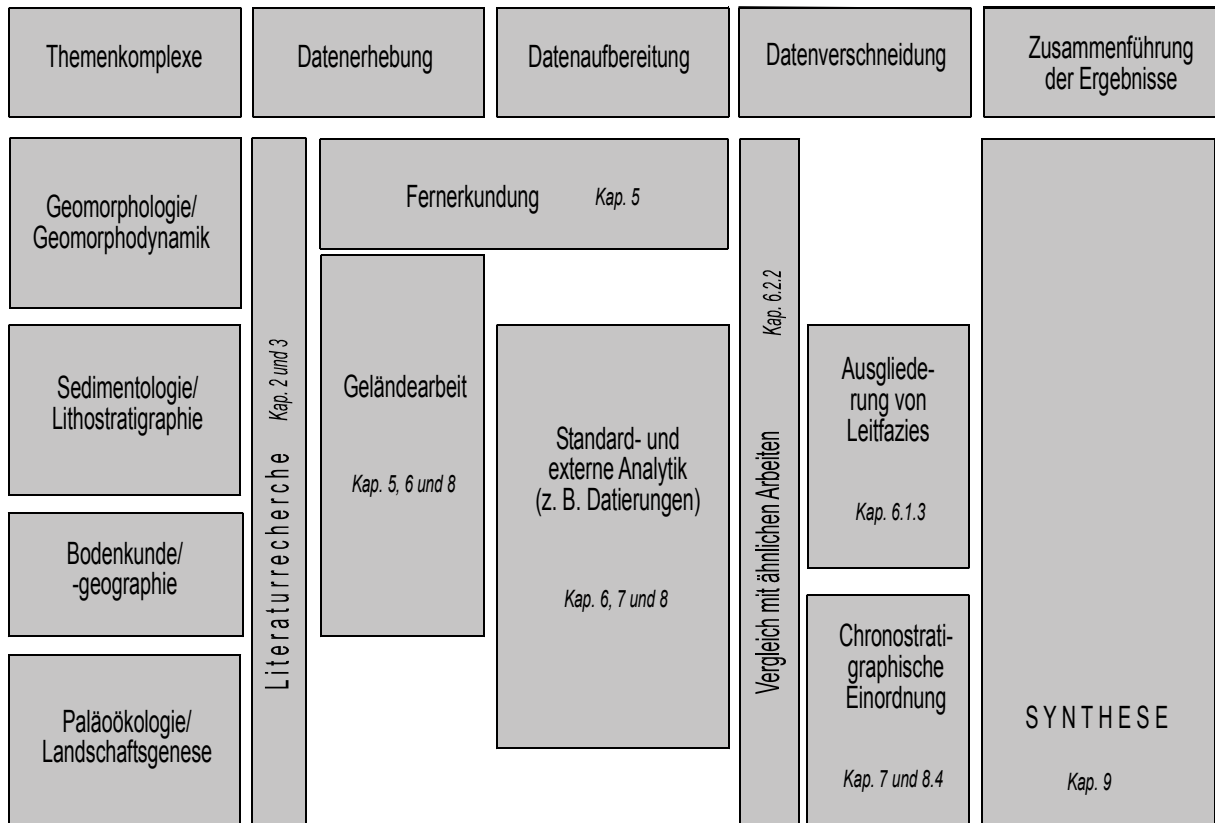


Abb. 1.1: Strukturierung der vorliegenden Untersuchung

2 Der Untersuchungsraum

2.1 Das südwestliche Tschadbecken

Der Komadugu Yobe ist Teil des mit ca. 2,3 Mio. km² größten Inland-Drainagesystems Afrikas^{2.1}, dem Tschadbecken. Es stellt vor allem aufgrund seiner hydrologischen Ressourcen einen naturräumlich und sozioökonomisch einzigartigen Raum dar, der im Fokus der fachübergreifenden Forschung des Sonderforschungsbereichs 268 in zahlreichen Studien ausführliche Würdigung erfahren hat. Etwa 10 % des Tschadbeckens befinden sich auf nigerianischem Territorium.

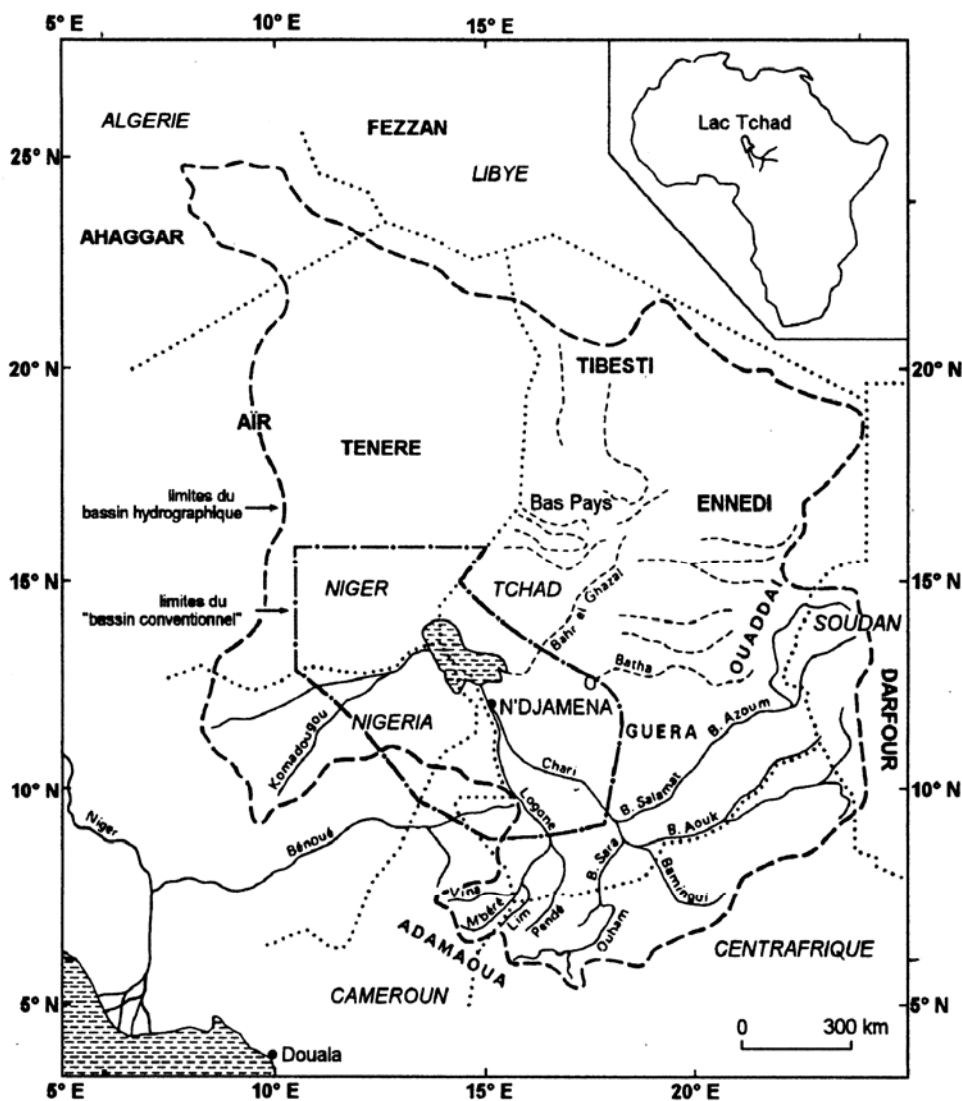


Abb. 2.1: Das Tschadbecken mit seinen hydrologischen und geologischen Grenzen (Olivry et al. 1996: 7)

^{2.1} Die in der Literatur ebenfalls häufig zu findende Angabe von rund 1,5 Mio. km² bezieht sich auf das konventionelle Becken als tektonisch begrenztem Sedimentationsraum (vgl. Abb. 2.1).

Der Tschadsee ist einer der weltweit größten endorhäischen Frischwasserkörper, wobei ihn besonders seine Wüstenrandlage^{2.2} einzigartig macht. Er untergliedert sich in ein nördliches und ein südliches Becken, die durch die reliktschen Dünenzüge der Great Barrier getrennt sind, so dass hydrochemische Austauschvorgänge nur bei hohen Wasserständen stattfinden (Grove 1985: 66). Das gesamte System wird zu etwa 95 % vom Chari-Logone-Regime gespeist, das Teile der humiden Hochländer der Zentralafrikanischen Republik, des südlichen Tschads und Kameruns drainiert. Bedeutendster Tributär auf nigerianischer Seite ist mit annähernd 4 % der El Beid oder Ebeji, der ebenfalls ins Südbecken mündet (SATTEC 1993 b: 96).

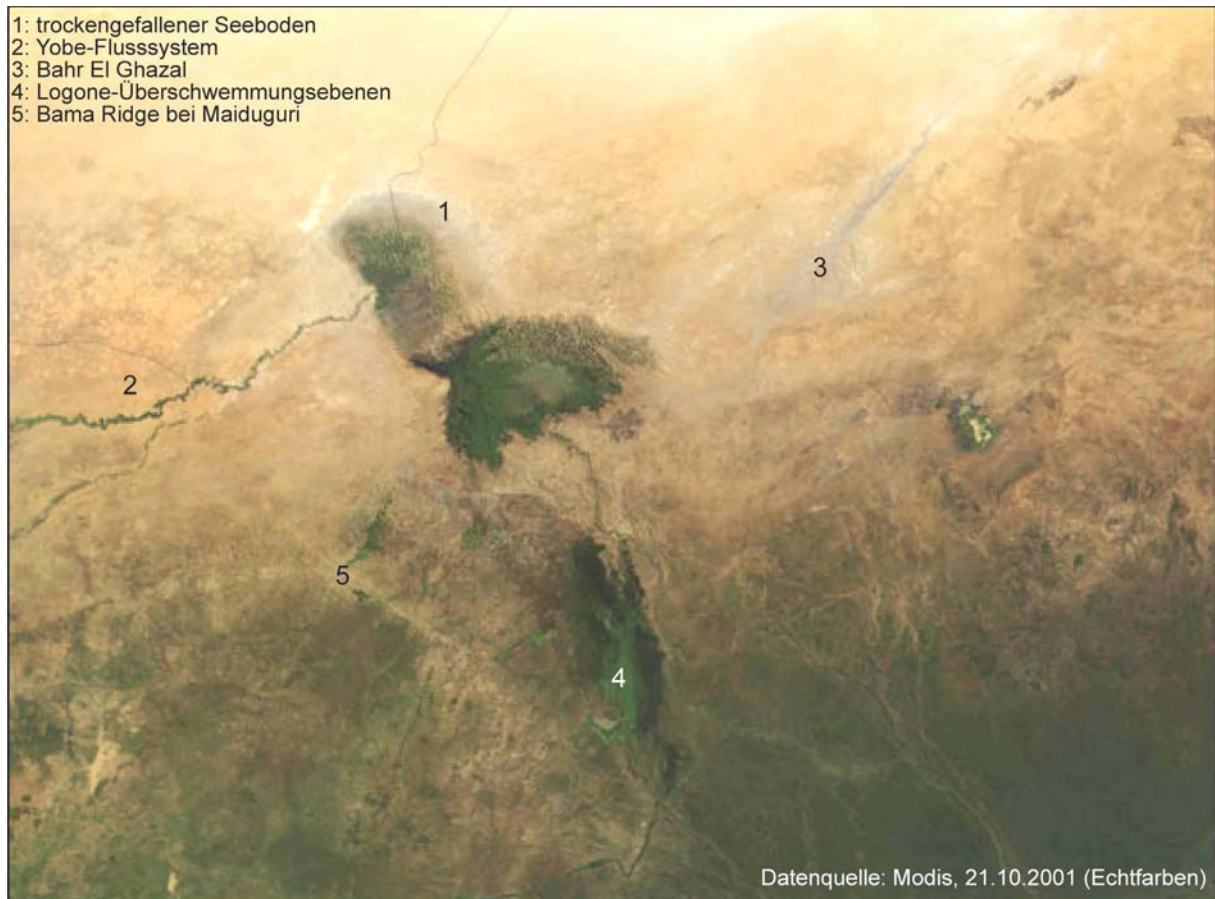


Abb. 2.2: Der rezente Tschadsee und Teile seines Einzugsgebiets im Satellitenbild (http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=5199, verändert)

Aufgrund klimatischer Fluktuationen und der geringen mittleren Tiefe von 2 - 4 m treten weit reichende Veränderungen des Seespiegels auf, der bereits in Abhängigkeit von der saisonalen Wasserzufuhr durch Zuflüsse und Niederschläge sowie Verdunstungsverlusten zwischen 279,5 m amsl^{2.3} im Juli und 284 m amsl von November bis Januar ($\bar{\sigma} = 281,75$ m amsl) schwankt (Gasse 1987: 131, SATTEC 1993 b: 98). Dies entspricht einer rezenten Seefläche zwischen 10.000 und 25.000 km² (Bawden 1972 d: 78, Servant 1983: 14), wobei allerdings die Dürreperiode im letzten Drittel des 20. Jh. drastische Rückgänge auf bis zu 2.000 km² mit sich brachte. Die Satellitenszene in Abb. 2.2 zeigt den stark ge-

^{2.2} zwischen ca. 12° 30' und 14° 20' N und 13° und 15° 20' E

^{2.3} 'above mean sea level'

schrumpften Tschadsee im Jahr 2001, wobei insbesondere die weitestgehende Austrocknung des Nordbeckens ins Auge fällt (1). Bemerkenswert ist überdies, wie markant der Komadugu Yobe (2) trotz seines verhältnismäßig geringen Abflusses als Fremdlingsfluss inmitten der umgebenden sahelischen Sandgebiete in Erscheinung tritt.

2.1.1 Erdgeschichtliche Entwicklung und geologische Situation

Nigerias erdgeschichtliche Ursprünge liegen an der Grenze vom oberen Proterozoikum zum unteren Kambrium, als die beiden präkambrischen Plutonit-Nuklei des W-afrikanischen Kratons (ca. 2,2 Ga alt) und des Kongo-Kratons (ca. 2,5 Ga alt) im Zuge der **Panafrikanischen Orogenese** gegen 0,5 Ga zum Afrikanischen Sockel oder auch **Basement Complex** konsolidiert wurden. Mit der thermotektonischen Rejuvenation des Grundgebirges unter Faltung und Heraushebung der Togo-Benin-Nigeria-Schwelle (Dahomeyide Belt) endete bereits die Phase plattentektonischer Aktivität für diesen Raum. An der Oberfläche liegt das Basement rezent noch in den SW- und N-nigerianischen Schilden, wobei für diese Arbeit nur letzterer von Belang und mit insgesamt 66.000 km² auch der deutlich größere ist. Seine Gesteine bestehen überwiegend aus Graniten, nieder bis hoch metamorphen Schiefen und Gneisen, Migmatiten und Pegmatiten, die teils der panafrikanischen Episode entstammen, teils deren Edukte darstellen und oft unter der Bezeichnung Older Granites^{2,4} zusammengefasst werden (Murawski 1980: 4, Tuley 1972 a: 49).

Der präkambrisch-unterpaläozoische Kristallinsockel bildet nicht nur die südwestliche Umrahmung, sondern mit großer Wahrscheinlichkeit auch den Untergrund des Tschadbeckens. Ebenso wie die anderen kontinentalen Sedimentationsräume des Landes (z. B. das Sokoto-Becken oder die Benue- und Niger-Gräben) befindet sich dieses in einer bereits während der panafrikanischen Tektogenese angelegten Schwächezone, die im Mesozoikum erneut von epirogenetischen Krustenbewegungen betroffen wurde. Eine Phase starker Intra-Plattentektonik setzte zur Zeit des mittleren Jura ein (170 – 160 Ma), als die mit Faltungen und Hebungen im Bereich des heutigen **Jos-Plateaus** einhergehende Intrusion der Jüngerer Granite erfolgte, die entlang eines NNE-SSW-verlaufenden Megalineaments über das N-nigerianische Matsina bis ins Air-Gebirge zu verfolgen sind. Diese subvulkanischen, mit Rhyoliten vergesellschafteten, biotithaltigen Plutonitkörper liegen in Form von ca. 50 kalkalkalischen Ringkomplexen^{2,5} vor. Sie haben eine außerordentliche ökonomische Bedeutung durch ihre metallischen Lagerstätten erlangt, wobei eines der weltweit größten Vorkommen von Zinnerz (Cassiterit) an erster Stelle steht, das vor allem in Seifen der tertiären fluviovolkanischen Serie angereichert ist (Kogbe 1989: 112, Zeese 1996: 30). Die tektonische Reaktivierung signalisierte offensichtlich den beginnenden Gondwana-Zerfall, welcher in der Unterkreide zum Einbruch des **Benue-Trogs** als dritter Achse des Atlantischen Riftsystems unter vorherrschendem intermediären Vulkanismus führte. Die Grabenstruktur erstreckt sich vermutlich bis ins Tschadbecken und folgt dem Streichen eines breiten panafrikanischen Pegmatitgürtels (Avbovbo et al. 1986: 1791, Burke 1976: 204, Murawski 1980: 1, Zeese 1996: 44).

^{2,4} Als Ältere Granite sensu stricto sind nur die weit verbreiteten synorogenen Intrusiva definiert, die jedoch auch basisch und intermediär sein können (Kogbe 1989: 20).

^{2,5} konzentrische Schalen unterschiedlicher mineralogischer Zusammensetzung

Wegen der kontinuierlichen Absenkung sowie der analogen Hebung der kristallinen Randzonen konnten bis in die Gegenwart erhebliche Mengen an fluvial transportierten Abtragungsprodukten ins Tschadbecken gelangen, die dort bis zu 11 km Mächtigkeit erreichen (Carroll 1970: 5, Thiemeyer 1998: 91) und von denen ca. 3 – 5 km kreidezeitlich sind (Heinrich 1995: 46; vgl. Tab. 2.1). Die Genese des Deckgebirges begann in der Oberkreide (Alb) mit dem Bima-Sandstein als einer im SW des Beckens über 1.000 m erreichenden, dem Basement diskordant aufliegenden kontinentalen Sequenz (Matheis 1989: 342). Im Anschluss begann im Zuge der Atlantik-Öffnung eine Serie extensiver mariner Vorstöße über den Benue-Graben, auch als cenomane Transgression bekannt, in deren Endphase außerdem eine transsaharische Verbindung bis zum Mittelmeer angenommen wird (Kogbe 1989: 257). Über der basalen, südlich von Damboa^{2.6} an die Oberfläche tretenden marinen Gongila-Formation des Turon aus Kalken und Schiefeln folgen die ebenfalls marinen, teilweise gefalteten Fika-Schiefer des Turons und Senons, die bei Maiduguri bis in Tiefen von ca. 1.050 m nachgewiesen wurden und dort Mächtigkeiten von 500 m erreichen (Barber & Jones 1960: 9). Wiederum primär am südwestlichen Beckenrand ausgebildet ist das bis zu 350 m mächtige Sedimentpaket des spätkretazischen Gombe-Sandsteins. Diese vorwiegend psammitischen, untergeordnet auch pelitischen, partiell stark eisenhaltigen Schwemmfächer- und Deltasedimente beenden die thalassokratische Phase und weisen im Vergleich zu den älteren Formationen auch kaum mehr Faltungen und Bruchlinien auf (Matheis 1989: 342).

Das Tertiär beginnt mit einer Diskordanz, die gleichzeitig den endgültigen Rückzug des Meeres markiert (Zeese 1996: 36). Die fortschreitende Subsidenz, welche in mächtigen kontinentalen, nahezu horizontalen Ablagerungen resultierte, wird mittlerweile vorwiegend als Zeichen einer bis heute wirksamen neogenen Tektonik und das Tschadbecken in diesem Kontext sogar häufig als eigentliches Produkt tertiärer strukturgeologischer Prozesse interpretiert (z. B. Burke 1989: 445). Dafür spricht beispielsweise seine Lage im Kreuzungsbereich zweier Haupt-Störungszonen, dem NE-SW-verlaufenden Tibesti-Kamerun- und dem NW-SE-gerichteten Air-Tschad-Graben, die sich endgültig erst im Känozoikum (vor allem Oligozän) herausgebildet haben und, gemeinsam mit den zeitgleich wiederum gehobenen Randgebirgen, durch subrezentem basischen Vulkanismus gekennzeichnet sind (Matheis 1989: 342, Murawski 1980: 40, Thiemeyer 1997 b: 7). Die durch Krustenbewegungen ausgelöste verstärkte fluviale Abtragung kretazischer Sedimente lieferte größtenteils das Ausgangsmaterial für die Deposition der bis zu 200 m mächtigen Kerri-Kerri-Formation im östlichen Anschluss an die Zone der Jüngeren Granite am Beckenrand (SATTEC 1993 b: 30). Diese paläozänen bis eozänen Deltaablagerungen setzen sich aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit örtlichen Einschaltungen von lakustrischen Tonsteinen und Konglomeraten aus lateritischem Detritus zusammen und schließen aufgrund des Eisenreichtums nach oben hin ihrerseits überwiegend mit Krusten ab. Der Kerri-Kerri-Sandstein steht unter anderem im Mittellauf des Komadugu Gana und südlich der Wasserscheide zum Gongola River an, taucht aber in nordöstlicher Richtung unter pleistozäne Lockersedimente ab (Heinrich 1995: 66).

Ab dem Miozän kam es zur diskordanten limnischen und fluvialen Sedimentation sowie potenzierten Abtragungsprozessen im gesamten Großraum, was zur Ausbildung der in W-afrikanischen Becken weit verbreiteten African Surface bzw. dem Continental Terminal führte (Bawden 1972 c: 67, Kogbe 1989:

^{2.6} 90 km südwestlich von Maiduguri gelegen

363). Zu dieser Zeit erfolgte höchstwahrscheinlich auch die Anlage der NE-nigerianischen Entwässerungssysteme wie dem Komadugu, die mit ihrer bevorzugten SW-NE-Orientierung etablierten tektonischen Leitlinien folgen (Thiemeyer 1997 b: 182). Im Pliozän setzte eine bis ins Quartär andauernde Sedimentation kontinentaler Fazies ein, die in NE-Nigeria den Fika-Schiefern im S, dem Kerri-Kerri-Sandstein im SW und dem präkambrischen Basement im W und SE diskordant aufliegen (Matheis 1989: 342). Diese so genannte **Chad Formation**^{2.7}, welche aufgrund von Diatomeen- und Vertebratenfunden (*Melosira* sp. resp. ein Kiefer von *Hippopotamus imaguncula*) größtenteils ins untere Pleistozän gestellt wird, reicht mit einer Ausdehnung von über 90.000 km² allein in Nigeria bis weit in die Nachbarländer Niger, Kamerun und Tschad hinein (NEAZDP 1990 a: 5, SATTEC 1993 b: 31). Die Mächtigkeit der Sequenz, die leicht in Richtung des Beckenzentrums einfällt, steigt von 600 m bis auf 840 m bei Baga am westlichen Seeufer an (Bawden 1972 c: 67).

Tab. 2.1: Generalisierte Sedimentabfolge im Tschadbecken (Matheis 1989: 342, verändert)

Periode/Epoche	Formation	Lithologie	durchschnittl. Mächtigkeit (m)	Mächtigkeit ausweislich seismischer Daten (m)	Beschreibung
QUARTÄR	CHAD		400	800 (durchschnittl.)	bunte Tone mit sandigen Zwischenlagen
TERTIÄR	KERRI-KERRI		130		eisenreicher Sandstein und Ton mit Lateritkruste
Maastricht	GOMBE		315	0 - 1.000	Sandstein, Siltstein und Ton mit Kohleflözen (fossilreich)
Senon	FIKA		430	0 - 900	dunkelgraue bis schwarze Schiefer, gipshaltig mit kalkigen Zwischenlagen
Turon	GONGILA		420	0 - 800	wechselgelagerte Sandsteine und Schiefer mit kalkigen Zwischenlagen
Cenoman	BIMA SANDSTEIN		3.050	2.000	Sandstein, kiesig, schlecht sortiert und feldspatreich
Alb	unbenannt ??			3.600	(vermutlich monolithisch)
	unbenannt ??			0 - 3.000	(Schwemmfächer- und Rift-Sedimente)
PRÄ-KAMBRIUM	BASEMENT				

Legende:

tonig

sandig

kristallin

^{2.7} erstmals von Raeburn & Jones (1934) als Chad Group beschrieben

Charakteristisch für die Chad Formation ist ihre große fazielle Spannbreite, die sich in einer starken lateralen und vertikalen petrographischen Inhomogenität. Dabei gehen basale, bereits diagenetisch verfestigte Schiefer des Pliozäns, die auch mehrere Meter mächtige Betten reinen Diatomits enthalten, graduell in kiesige bis sandige, teils schluffige bis tonige, untergeordnet auch carbonathaltige Lockersedimente über (Heinrich 1995: 61, SATTEC 1993 a: 45). Insgesamt dominieren tonige Straten, wobei der feinkörnige Charakter mit Tschadsee-Nähe zunimmt und auf uferferne, lakustrine Sedimentationsbedingungen schließen lässt (Durotoye 1989: 439). Die zwischengeschalteten dünnen Psammitlagen wurden vermutlich in Form punktueller Schwemmfächer deponiert, dürften partiell aber auch äolischer Natur sein (Edmunds et al. 1999: 347, Matheis 1989: 342). Dabei stellen insbesondere zwei alluviale Sandzonen, die im Allgemeinen zwischen 0 und 120 m und unterhalb von 300 m Tiefe vorkommen, wichtige Aquifere dar, die für die Grundwassergewinnung der Region eine große Bedeutung haben (Barber & Jones 1960: 9; Kap. 2.2.2). Exponiert ist die Chad Formation unter anderem südlich des Untersuchungsgebiets, während sie in selbigem von häufig als Post-Chad-Formation (Carter et al. 1963) bezeichneten, spätpleistozänen bis holozänen Lockersedimenten bedeckt ist, die das rezente Landschaftsbild prägen und im folgenden Kapitel behandelt werden.

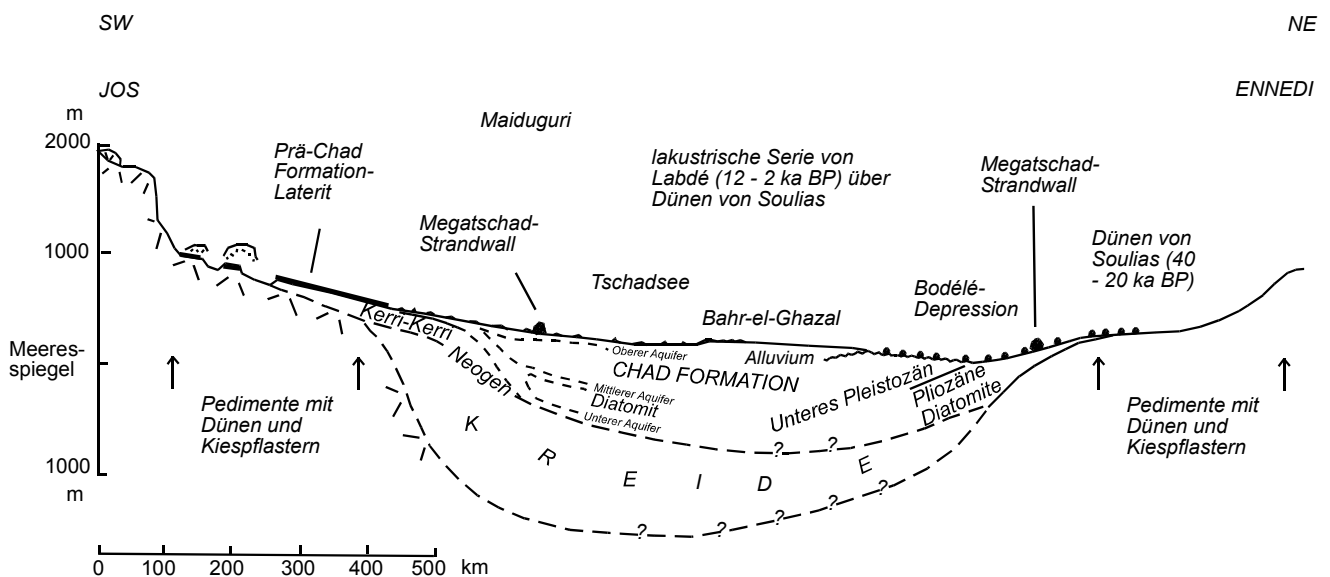


Abb. 2.3: Schematisierter Querschnitt durch das Tschadbecken (Burke 1976: 200, verändert)

2.1.2 Landschaftsinventar und bodengeographische Übersicht

Die subrezente Tektonik und eine wechselvolle spätquartäre Klimageschichte (Kap. 2.3.3) haben dazu geführt, dass die Straten der Chad Formation im NE-nigerianischen Tschadbecken abseits des südlichen Wasserscheidenbereichs überwiegend von jüngeren alluvialen und äolischen Lockersedimenten bedeckt sind. Diese bilden heute flache bis schwach gewellte Ebenen, die von 400 – 450 m amsl am südwestlichen Beckenrand auf ca. 280 m amsl in Seeufernähe abfallen, wobei die Reliefenergie kleinräumig selten mehr als 15 m beträgt (Bawden 1972 a: 43). Nicht zuletzt aufgrund des geringen Alters besteht dabei eine deutliche Kongruenz von Oberflächenformen, geologischen Substraten und Böden, was die Kartierungsmöglichkeiten auf der Basis von Fernerkundungsdaten optimiert. Die spätquartären Humiditätsschwankungen manifestierten sich sowohl in der unter wüstenhaften Bedingungen maßgeb-

lichen äolischen Formung als auch in weit reichenden Oszillationen des aufgrund seiner geringen Tiefe und des minimalen Gefälles diesbezüglich prädestinierten Tschadsees, was sich in Sequenzen von Paläodünenfeldern, Strandwällen und mit letzteren häufig unmittelbar vergesellschafteten lakustrischen bis fluviodeltaischen Komplexen widerspiegelt. Obwohl vor einiger Zeit noch der Mangel an chronometrischen Datierungen der zugehörigen Ablagerungen beklagt wurde (Durotoye 1989: 440), existieren inzwischen zahlreiche chronologisch abgesicherte biostratigraphische Gliederungen des gesamten Tschadbeckens, auf die im Rahmen der regionalen Klimageschichte ausführlicher eingegangen wird (Kap. 2.3).

Die ältesten zur Post-Chad-Formation zählenden Landschaftselemente NE-Nigerias bestehen aus Akkumulationen pleistozäner äolischer Sande, welche in den nördlichen Teilen von Borno und Yobe State weiträumig oberflächennah anstehen. Nach der von Völkel (1988: 255 ff.) durchgeführten Untergliederung E-nigrischer Dünenfelder aufgrund unterschiedlicher Entstehungsalter und Verwitterungsintensitäten gehört das Gros der nigerianischen Flugsandareale der ersten Generation des Erg Récent an, der auf das Spätpleistozän (Kanémien nach Servant (1973), synonym: Ogolien nach Michel (1973)^{2,8}) zwischen ca. 20 und 12 ka BP datiert wird. Weder die Existenz einer zweiten, postkanémienzeitlichen Dünengeneration noch präkanémienzeitlicher Relikte eines Erg Ancien ließen sich bislang auf nigerianischem Territorium nachweisen. Dennoch werden entsprechende Altersstellungen für unzureichend datierte äolische Sedimente weiterhin in Erwägung gezogen.

So könnte die klar abgrenzbare Reliefeinheit der Manga-Ebenen im extremen N möglicherweise frühpleistozänen (Holmes et al. 1999: 357) oder aber holozänen Ursprungs (Völkel 1988: 264) sein. In den Zwischenzonen der dort verbreiteten, bis mehrere Dekameter Höhe erreichenden Barchane befinden sich reliktsche Playas – abflusslose, ehemals von Niederschlägen und/oder Grundwasser gespeiste Depressionen teilweise salinen oder alkalischen Milieus, die möglicherweise im genetischen Zusammenhang mit fossilen Flusssystemen stehen (SATTEC 1993 a: 39). Auch die südlichsten Flugsandvorkommen nahe des 13. nördlichen Breitengrads, welche beispielsweise in den Damaturu Plains amorphe Decken im Hangenden der Chad Formation bilden, sind chronostratigraphisch bislang nicht zweifelsfrei einzuordnen und könnten entweder synchron zu den nördlich anschließenden Dünengebieten sedimentiert worden sein oder aber Relikte eines ehemaligen Erg Ancien repräsentieren (Heinrich 1995: 364).

Die eigentlichen Altdünenmassive NE-Nigerias, die auch als Ancient Erg of Hausaland (Grove 1958: 529) bezeichnet werden und das südlichste Element der subsaharischen Erg-Kette W-Afrikas ausma-

^{2,8} nach dem Erg von Kanem nördlich des Tschadsees bzw. den Dünen von Ogol in Mauretanien bezeichnet

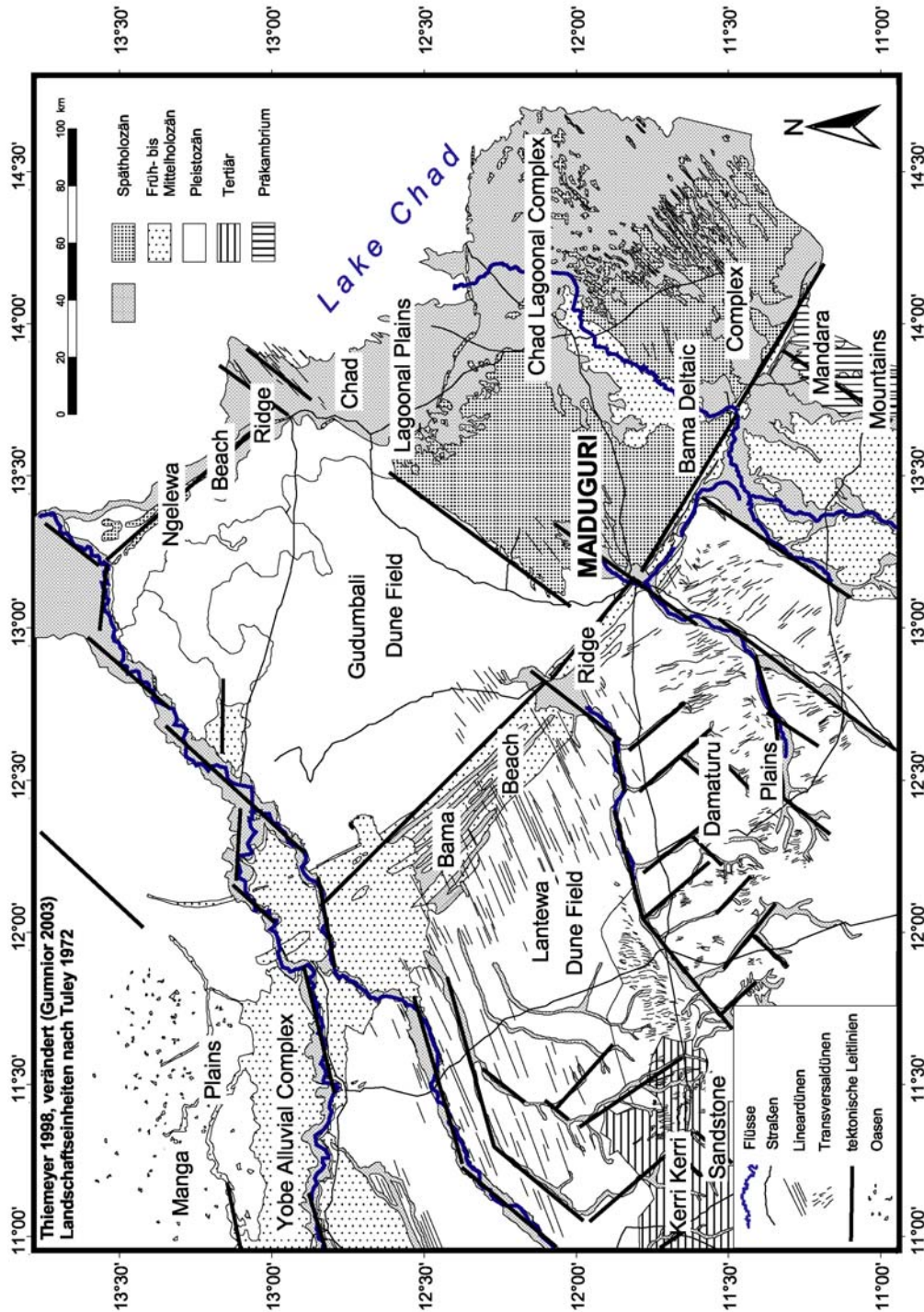


Abb. 2.4: Geomorphologische Formenkomplexe NE-Nigerias unter Berücksichtigung ihrer Bildungsepochen^{2,9}

^{2,9} Die Altersstellung der Yobe-Alluvionen stellt ein vorweggenommenes Ergebnis dieser Arbeit dar, das jedoch weitestgehend den vorherigen Mutmaßungen entspricht.

chen, sind das Lantewa- und das Gudumbali^{2.10}-Dünenfeld, welche bezüglich ihrer sedimentologischen, morphogenetischen und pedologischen Charakteristika ausführlich von Thiemeyer (1997 b) bearbeitet wurden. Das Ausgangsmaterial der äolischen Akkumulation stammt mit hoher Wahrscheinlichkeit aus ehemals trocken gefallenem Überschwemmungsbereichen des Komadugu-Systems, die als Zwischenspeicher von Abtragungsprodukten großräumig anstehender älterer Gesteine, vor allem des Grundgebirges, dienen. Die Datierung auf das Kanémien (Thiemeyer 1997: 54) schließt eine polygenetische Bildung während verschiedener klimageomorphologischer Aktivitätsphasen nicht aus, welche häufig mit einer Vererbung älterer Merkmale in jüngeren Umlagerungsprodukten einhergeht (Heinrich 1995: 96, Mensching 1979: 75, SATTEC 1993 b: 39). Dabei nennen diverse Autoren Niederschläge von ≤ 100 mm/a, äquatorwärtige Verschiebungen des saharischen Klimagürtels um einige 100 km sowie erhöhte Windgeschwindigkeiten als essentielle Rahmenbedingungen für die vorliegende arid-morphodynamische Formung (Grunert 1988: 295, Littmann 1988: 106, Mensching 1979: 68, Servant & Servant 1983: 12; vgl. jedoch Kap. 2.3.1). Postsedimentär wurden die Formen in der ersten, deutlich feuchter ausgeprägten Hälfte des Holozäns vegetativ fixiert, während spätholozäne, sowohl klimatisch als auch anthropogen ausgelöste Umlagerungsprozesse höchstwahrscheinlich auf einen lokalen Rahmen beschränkt blieben (Bawden 1972 c: 68).

Das Lantewa Dunefield setzt sich aus Längsdünen NE-SW-licher Orientierung zusammen und weist dabei eine deutliche Parallelität zur bis heute vorherrschenden Hauptwindrichtung auf (Pfeiffer 1991: 21), auch wenn der Ursprung solcher Akkumulationsformen als Produkt unimodaler Windsysteme inzwischen angezweifelt wird (Thomas 1997: 398). Die Zusammensetzung aus teilweise ton- und grobsandhaltigen Mittel- bis Feinsanden ist insgesamt verhältnismäßig heterogen und wird im Vergleich mit den fluvialen Sedimenten des Komadugu-Systems noch näher betrachtet (Kap. 6.2.2). Das Lantewa-Dünengebiet dehnt sich bis in den S des 12. nördlichen Breitengrads bzw. der aktuellen 500-mm-Isohyete aus und wird im NE vom Gudumbali-Transversaldünenfeld abgelöst, dessen Südgrenze bei ca. 10° N liegt und das wahrscheinlich ebenfalls bereits im Kanémien angelegt wurde. Dabei liegen als Materialquelle wiederum fluvial aus dem Basement herantransportierte Sande zugrunde, die mehrfach bei zurückweichender Küstenlinie aus alten Deltasystemen des Yobe ausgeblasen wurden. In die NNW-SSE-gerichteten Barchane sind ausgedehnte Ebenen feinkörniger, transgressiver Seesedimente eingeschaltet (SATTEC 1993 b: 39). Die Interdünen-Verfüllungen des Lantewa-Landschaftskomplexes werden demgegenüber als alluviale Ablagerungen feuchtzeitlicher Paläodrainagesysteme angesprochen, die gleichfalls im Liegenden der Flugsande anstehen sollen (Bawden 1972 a: 43).

Südwestlich des N-nigerianischen Altdünengürtels, insbesondere in der Gegend von Zaria, sind mächtige, als Wüstenlöß bezeichnete Harmattanstaub^{2.11}-Ablagerungen vorhanden, die aus diversen subsaharischen und sahelischen Liefergebieten (z. B. der Bodélé-Depression^{2.12}) stammen und fachlich auf große Beachtung gestoßen sind (z. B. McTainsh 1987, McTainsh & Walker 1982, Smith & Whalley 1981, Zeese 1991 b). Im Tschadbecken selbst tritt spätpleistozäner Wüstenlöß nicht als eigenständiger

^{2.10} Die Bezeichnungen der Landschaftselemente entstammen der 1972 von Tuley herausgegebenen Land Resource Study, die bis heute für die naturräumliche Gliederung maßgeblich ist.

^{2.11} Kap. 2.1.3

^{2.12} vgl. Fußnote 2.58

Sedimentkörper auf, sondern wurde entweder vollständig erodiert oder im Zuge von Lessivierungen in den Oberboden eingearbeitet (Heinrich 1995: 63, McTainsh 1987: 159). Im Yobe-System ist die Remobilisierung fein- bis mittelsiltiger Stäube allerdings bis in die Gegenwart zu beobachten, wenn diese bei hohem Wasserstand fluvial weitertransportiert und in der Trockenzeit wiederum aus den Alluvionen verblasen werden (McTainsh 1987: 158, Zeese 1991 b: 344).

Die Dünenkomplexe von Lantewa und Gudumbali werden durch den Bama Beach Ridge getrennt, welcher bereits frühzeitig als reliktscher Strandwall identifiziert wurde, der den Wasserspiegelmehrstand des Tschadsees in humiden Perioden markiert (Pullan 1964: 116). Dieser so genannte Megatschad (Tilho 1925, Schneider 1967) bedeckte eine Fläche von ca. 320.000 – 330.000 km² und erreichte somit nahezu die Dimension des Kaspischen Meeres^{2.13}. Das damit assoziierte, ungefähr 40 m oberhalb des gegenwärtigen Ufers gelegene Niveau von 320 m amsl wurde im Zuge mehrfacher Transgressionen mit hoher Wahrscheinlichkeit sowohl im frühen als auch letztmalig im mittleren Holozän erreicht^{2.14}, wobei die initiale Anlage des Bama Ridge Complex allerdings bereits vor dem LGM^{2.15} erfolgt sein dürfte (Kap. 2.3.3). Mit einer mittleren Höhe von 12 m (maximal: 30 m) durchzieht er Maiduguri in NW-SE-licher Richtung, wird im E der Ortschaft Geidam vom Yobe gequert und ist bei einer Gesamtlänge von über 1.200 km bis nach Kamerun, Tschad und Niger zu verfolgen (Bawden 1972 a: 44, Durotoye 1989: 439, Grove & Warren 1968: 202). Seiner polyzyklischen Genese entsprechend, besteht er aus mehreren parallel verlaufenden, im N stärker aufgefächerten Wällen aus wechselgelagerten kreuzgeschichteten Fein- bis Mittelsanden mit variablen Grobsand- und Kiesanteilen, die zunächst fluvial bereitgestellt und dann bei starker Wellentätigkeit aufgehäuft wurden. Ferner sind mächtige äolisch umgelagerte Sedimente als etwaige Relikte eines ehemaligen Strand- bzw. Küstendünensystems insbesondere im Top der litoralen Ablagerungen weit verbreitet^{2.16}.

Der Bama Ridge ist einer der am besten geeigneten Indikatoren für die bis in die Gegenwart reichende endogene Prägung der im Tschadbecken verbreiteten geomorphologischen Elemente, denn seine mehrphasige Akkumulation ist offensichtlich an eine neostrukturelle Verwerfung gekoppelt (Nyanganji 2002: 30, Thiemeyer 1997 b: 34). Obwohl die meisten Lineamente von quartären Decksedimenten maskiert sind, können einige Aspekte der Landschaftsgenese nur durch eine über rein klimatische Einflüsse hinausgehende tektonische Steuerung erklärt werden, die sich anhand der bevorzugten Orientierung von Reliefeinheiten an den überwiegend NW-SE- und NE-SW-streichenden Störungszonen offenbart (vgl. Abb. 2.4). Ebenfalls mit der Bama-Ridge-Linie assoziiert ist eine sprunghafte Zunahme der quartären Sedimentmächtigkeiten von etwa 200 m außerhalb auf um die 600 m nordöstlich des Strandwalls^{2.17} (Burke 1976: 200). Die von Durand (1982, 1995) geäußerte Vermutung, die circumtschadische Vollform sei ein tektonischer Horst, der nichts mit lakustrinen Fluktuationen des Holozän zu tun habe (vgl. Kap. 2.3.3), fand allerdings keine generelle Akzeptanz.

^{2.13} dem mit ca. 372.000 km² größten See der Gegenwart

^{2.14} Die größte Ausdehnung des Megatschad wird von der Mehrzahl der Autoren übereinstimmend bei ca. 6 ka BP angesetzt (Kap. 2.3.3).

^{2.15} Letztes Glaziales Maximum der nordischen Chronologie, ca. 18 ± 3 ka BP

^{2.16} am Komadugu-Durchbruch z. B. ein Dekameter (Thiemeyer 1997 b: 37)

^{2.17} Offensichtlich fand bei über das 320-m-Level hinausgehenden Überflutungen bereits seit dem Frühquartär ein Überlauf in das Benue-System bei Bongor statt (Durotoye 1989: 439).

Auch im ehemaligen Megatschad-Bereich bestimmen strukturgeologische Verhältnisse die Verbreitung bestimmter Fazies, die sich jedoch nicht in unmittelbarer Nachbarschaft zum Komadugu-System befinden. Während die früh- bis mittelholozäne Flutung des Gudumbali-Dünenfeldes im nördlichen Sektor scheinbar eher geringfügige Spuren lokalen aquatischen Abtrags hinterlassen hat, führte eine spätere, ungefähr vom 287- – 290-m-Limit begrenzte und somit deutlich weniger weit reichende Transgression im Spätneolithikum zur Entstehung der auffälligen, in ihrer Begrenzung zum Dünenkomplex offenbar gleichfalls tektonisch limitierten 'firgi'-Ebenen im SW des Sees, die bis heute saisonal überflutet werden (Chad Lagoonal Complex). Sie bestehen aus schwärzlichen pelitischen Ablagerungen mit hohem Montmorillonit-Anteil, die eventuell von ebenfalls weitgehend tonigen Megatschad-Sedimenten unterlagert und von Sandinseln der Altdünen durchragt werden (Grove & Pullan 1964: 242, Thiemeyer 1997 b: 183). Die firgi-Sedimente des "lagunalen"^{2,18} Sedimentationsmilieus sind durch den Ngelewa-Strandwall, der ca. 7 m oberhalb des rezenten Wasserspiegels liegt und seinerseits eine neotektonisch prädestinierte Position einnimmt, von den vorrangig sandigen Chad Lacustrine Plains des rezenten Seeuferbereichs getrennt. In Anlehnung an diese Vollform wird die zugrunde liegende humide Episode häufig auch als Ngelewa-Feuchtzeit bezeichnet. Unter Verzahnung mit den Lagunentonen erfolgte zeitgleich die Schüttung mächtiger, überwiegend feinkörniger Deltasedimente durch die Flüsse El Beid, Ngadda und Yedseram (Bama Deltaic Complex), deren Schwemmfächer bereits damals den Tschadsee nicht mehr erreichten (Thiemeyer 1997 b: 7).

Die Bodengesellschaften des südwestlichen Tschadbeckens sind vorrangig lithomorpher, untergeordnet ebenfalls topomorpher Natur, spiegeln in einigen Fällen aber auch die klimatische Evolution der Region in Form kumulativer pedogener Merkmale wider und weisen somit einen partiellen Reliktcharakter auf (Thiemeyer 1997 b: 60). In der Land Resource Study wurden sie auf der Grundlage des überwiegend deskriptiven Systems von Aubert (1965) klassifiziert, das eine direkte Ansprache im Gelände sowie Korrelationen mit Erhebungen in den frankophonen Nachbarländern ermöglicht. Es findet sich darin jedoch auch eine Einordnung der großräumig verbreiteten Bodentypen in die Systematik der 7th Approximation des USDA Soil Survey Staff (1960) sowie des für spätere FAO-Klassifizierungen maßgeblichen World Map System/World Soil Map nach Dudal (1968/1969) (Carroll & Klinkenberg 1972: 116 ff.)^{2,19}.

In der Sudanzone dominieren auf sandigen Ausgangsgesteinen als 'ferruginous tropical soils' bezeichnete Fersialite, welche bei fortgeschrittener Pedogenese unter wechselfeuchten Bedingungen deutlich ausgeprägte B-Horizonte aufweisen können und auch nördlich der 500-mm-Isohyete als reliktsche Zeugnisse feuchterer Paläoklimate zu finden sind. Neben der deszendente Verlagerung freier Eisenoxide kam es bei ausreichenden Niederschlägen auch zu Lessivierungen in Form von Lamellen- und Bänderbildungen ('weakly leached ferruginous tropical soils'), die durch die gute Durchlässigkeit der Substrate be-

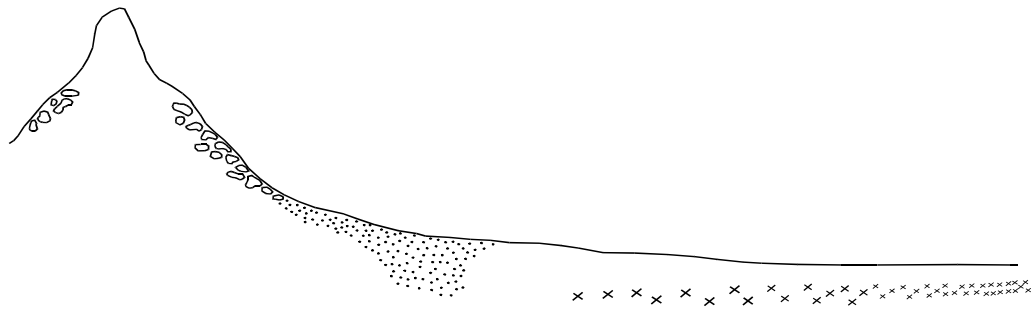
^{2,18} Lagunale Verhältnisse sensu stricto herrschen gemeinhin im marinen Umfeld; jedoch wird der Begriff "Lagune" in der regionalen Literatur (z. B. Land Resource Study) auch für längerfristig überschwemmte Sedimentationszonen in der Peripherie von Flüssen und Seen verwendet und hier im Zusammenhang mit dem Yobe-System teilweise beibehalten.

^{2,19} Ausführliche Informationen zu weiteren in W-Afrika gebräuchlichen Nomenklaturen sind Ahn (1970: 202) zu entnehmen, während eine detaillierte Stellungnahme zu Entwicklung und Inhalten der bekanntesten Klassifikationen bei Skowronek (1987: 125) nachzulesen ist.

günstigt wurden. Nwaka (1991: 197) nennt als primären profildifferenzierenden Prozess im betrachteten Großraum die Ausbildung einer charakteristischen Bodenfarbe ('chromatization'), worunter auch die ins frühe Holozän gestellte Rubefizierung der Altdünen fällt (chromic Arenosols nach Thiemeyer (1997 b: 100 ff.)). Grunert (1988 a: 39) bezeichnet solche Bildungen als Jetztzeitböden mit partiellem pluvialzeitlichen Reliktcharakter, wobei die Färbung bei postpedogenetischen Umlagerungen vererbt wird, so dass ihr Zeigerwert in Bezug auf die Entstehungszeit stark eingeschränkt ist. Bei geminderter Verwitterungsintensität aufgrund eines jüngeren Alters oder der spezifischen topographischen Position entstanden schwächer gefärbte verbrauchte Böden wie z. B. die cambic Arenosols des Gudumbali Dunefields (Thiemeyer 1997 b: 185), die üblicherweise auch deutlich geringere Entwicklungstiefen als die rot verwitterten Varianten aufweisen. Sie leiten zu den braunerdeartigen 'semi-arid brown soils' des Sahel über, die aufgrund der geringeren Niederschläge nur ein schwach ausgeprägtes Gefüge besitzen und in der Regel basenreich und oft auch carbonathaltig sind (Carroll & Klinkenberg 1972: 90).

Die Genese intrazonaler Böden ist vor allem an das Relief gebunden, da in bestimmten Lagen der Bodenwasserhaushalt durch Zuschusswasser geprägt wird, so dass sich an Hangfüßen und in Senkenpositionen hydromorphe Böden bildeten. Ihr Ausgangsmaterial besteht aus eingeschwemmten, im Allgemeinen feinkörnigeren Sedimenten (Besler 1992: 62), die einer weitergehenden lateralen Stoffzufuhr sowie durch das variable Feuchteregime hervorgerufenen Wechseln von Lösungs- und Ausfällungsprozessen (z. B. von Carbonat, Salzen oder Eisen) unterlagen. Doch auch bei scheinbar ausreichender interner Drainage weisen viele Böden NE-Nigerias weiträumig redoximorphe Merkmale als Resultat saisonal ausgeprägter Stau- oder Haftnässe auf. Dabei kann selbst in Sedimenten mit mäßigem Tongehalt aufgrund von Verschlammungen oder Inkrustierungen die hydraulische Leitfähigkeit stark herabgesetzt sein, so dass sie als ausgesprochene Stauschichten fungieren, was z. B. beim oberflächennahen Anstehen bestimmter Subfazies der Chad Formation und ebenem Relief regelhaft gegeben ist (Gunnior 2000: 63 f.). Die Folge sind Pseudovergleyungserscheinungen wie Fleckungen, Konkretionen, Marmorierungen und Nassbleichungen, die ihrerseits häufig reliktsche Vergleyungsmerkmale überlagern, welche durch erhöhte Grundwasserstände vergangener Feuchtphasen hervorgerufen sind. Reliktsche Vergleyungen sind gerade innerhalb fluvialer Fazies regelhaft gegeben, wobei in den Überschwemmungsebenen normalerweise auch rezente Grundwasserschwankungen innerhalb der Solumbereiche zu beobachten sind.

Laut Heinrich (1995: 377), der im südlichen Tschadbecken überwiegend präquartäre Landschaftseinheiten mit entsprechend lang zurückreichender, mehrphasiger Pedogenese untersuchte, soll dort die holozäne Überprägung (z. B. in Form von Eisenmigration und/oder Tonverlagerung) relativ schwach ausfallen. Ein unbestrittener und ökologisch bedeutsamer Aspekt der subrezentem Profilmodifikation ist jedoch die vornehmlich auf anthropo-zoogen ausgelöster äolischer Dynamik gründende Verbreitung kolluvialer Deckschichten. So weisen die vorherrschenden in-situ-Böden flächendeckend allochthone, vorwiegend sandig ausgeprägte Oberböden auf, die insbesondere bei feldbaulicher Nutzung von einer zusätzlichen Ausspülung von Kolloiden betroffen sind und folglich eine edaphische Aridifizierung bedingen (Heinrich 1995: 3; Kap. 2.1.5).



	<i>Böden auf Anstehendem</i>	<i>Gesteinsreiche Böden</i>	<i>Flach- und tiefgründige Sandböden</i>	<i>Gut drainierte Lehm Böden</i>	<i>Schlecht drainierte Lehm- und Tonböden</i>	<i>Böden mit Sesquioxidkrusten</i>
<i>Topographie</i>	<i>sehr steil</i>	<i>steil</i>	<i>gewellt</i>	<i>nahezu flach</i>	<i>nahezu flach</i>	<i>flach</i>
<i>Profilentwicklung</i>	--	--	<i>schwach</i>	<i>mittel</i>		<i>gut</i>
<i>Tongehalt</i>	<i>sehr niedrig</i>		<i>niedrig</i>	<i>mittel</i>	<i>mittel bis hoch</i>	<i>mittel</i>
<i>Flecken</i>	--	--	--	<i>keine bis wenige</i>	<i>häufig und viele</i>	<i>häufig und viele</i>
<i>Eisenkonkretionen</i>	--	--	--	<i>wenige</i>	<i>häufig</i>	<i>viele</i>
<i>Carbonatkonkr.</i>	--	--	--	--	<i>lokal</i>	<i>lokal</i>

Abb. 2.5: Generalisierte catenale Abfolge N-nigerianischer Böden (Carroll & Klinkenberg 1972: 86, verändert)

Hinsichtlich weiterer Bodentypen im Großraum, die außerhalb des unmittelbaren Arbeitsgebiets vorliegen, beispielsweise der Vertisole der 'firgi'-Tonebenen, wird auf die diesbezügliche Literatur verwiesen (z. B. Carroll & Klinkenberg 1972, Thiemyer 1995 u. 1997 b).

2.1.3 Grundzüge des heutigen Klimas und ökozonale Einordnung

Das Untersuchungsgebiet mit seinem semiariden Savannenklima zählt zur randtropischen Sommerregenzzone, die aufgrund der zyklischen Migration der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) von zwei planetarischen Drucksystemen, der subtropischen Hochdruckzone und der äquatorialen Tiefdruckrinne, geprägt ist (Janke 1973: 22). Daraus resultieren ausgesprochen saisonale Niederschlagsmuster in Form einer zu Beginn sehr kühlen und gegen Ende überaus heißen Trockenzeit unter Passat-Einfluss und einer warmen, aufgrund der Wolkenbedeckung jedoch moderat temperierten, durch Sommermonsune gekennzeichneten Regenzeit. Die absoluten Niederschlagsmengen sind dabei abhängig von der Mächtigkeit feuchttropisch-maritimer Luftmassen aus dem SW, die sich – zunächst unter Bildung einer stabilen Front – unter die überwiegend gegensätzlich gerichtete kontinentale Luft schieben (Mainguet 1999: 7).

Im Winterhalbjahr werden vom NE-Passatwindssystem saharische Luftmassen ins Arbeitsgebiet gebracht (Harmattan), die eine lange, 8- bis 9-monatige Trockenzeit (September/Oktober bis Mai) bewirken (Barber & Jones 1960: 7). Dabei ist der Harmattan nicht nur durch Temperaturdepressionen, sondern auch durch wochenlange Staubstürme und Trockennebel gekennzeichnet, während Niederschläge in dieser Periode nicht zu erwarten sind. Allerdings steigen die Temperaturen ab der kältesten Zeit um den Jahreswechsel herum (nächtliche Minima von ca. 0 °C) bis zu Beginn der Regenzeit kontinuierlich von durchschnittlichen 25 – 28 °C auf Extremwerte von 45 – 50 °C an (NEAZDP 1991: 2, SATTEC 1993 a: 44). Die sommerliche Niederschlagsperiode weist eingipflige Niederschläge zwischen Juni und

Oktober^{2.20} auf, für deren Jahressumme vor allem die Zahl der Starkregentage (> 25 mm/Tag) entscheidend ist. An diesen gehen überaus heftige konvektive Gewitter nieder, denen außerdem eine ausgeprägte räumliche Disparität zugrunde liegt (Besler 1992: 26, Tschierschke 1997: 59 ff.). Die allgemeine Luftfeuchte beträgt 70 – 90 % in der Regenzeit, durchschnittlich 50 % in der Trockenzeit und kann unter Harmattan-Einfluss bis auf 6 % sinken (NEAZDP 1991: 2).

Gemäß den gängigen Klimaklassifikationen liegt im Untersuchungsgebiet nach Köppen & Geiger (1926) ein subtropisches Steppenklimate (BSh) bzw. nach Troll & Paffen (1964) ein tropisches Trockenklimate (V4) mit 2 – 4,5 humiden Monaten vor (Müller 1996: 332). Insgesamt ist der Jahresgang weitaus weniger von Temperaturdifferenzen als von wechselnden hygrischen Bedingungen (Niederschlägen, Luftfeuchtigkeit und generellem Wasserhaushalt) bestimmt. Einfache Ariditätsindizes lassen sich z. B. an Klimadiagrammen nach Walter (1960) rekapitulieren, die sowohl Niederschläge als auch Temperaturen integrieren – dabei ist derjenige Monat als humid einzustufen, dessen Niederschlagswerte (in mm) doppelt so hoch wie die Temperaturen (in °C) sind, wobei vollaride Klimate 0 – 1 und semiaride Klimate 2 – 4 humide Monate aufweisen (Besler 1992: 19). Da aus den im engeren Untersuchungsraum gelegenen Stationen keine Temperaturmessungen vorliegen, ist in Abb. 2.6 exemplarisch das Klimadiagramm der westlich von Gashua gelegenen Stadt Nguru dargestellt, in der die Niederschläge geringfügig höher als im Arbeitsgebiet ausfallen.

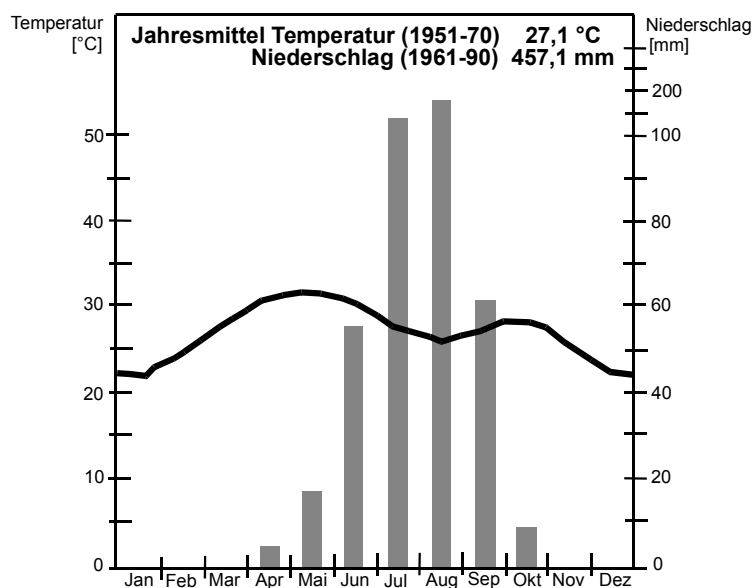


Abb. 2.6: Walter'sches Klimadiagramm, Station Nguru (Tschierschke 1997: 33)

Die annuellen Temperaturmittel in NE-Nigeria liegen zwischen 26 und 28 °C (Nwaka 1991 a: 196) mit einer jährlichen Temperaturamplitude von ca. 10 °C bei Potiskum (Heinrich 1995: 73), was auch für das eigentliche Arbeitsgebiet repräsentativ ist (SATTEC 1993 b: 87). Die mittleren Jahresniederschläge reichen von um die 450 mm bei Dapchi über 400 mm bei Gashua und Geidam bis < 300 mm zwischen Damasak und der Yobe-Mündung (IUCN 1997: 4, NEAZDP 1991: 2; vgl. Abb. 2.7). Im oberen Ein-

^{2.20} Spitzenwerte aller Stationen des Untersuchungsgebiets fallen in den August - mit Ausnahme von Dapchi, wo sie bereits im Juli auftreten (SATTEC 1993 a: 78).

zugsgebiet des Komadugu-Systems, das eine ungleich größere Relevanz für dessen Abflussgeschehen besitzt, betragen sie im Allgemeinen um die 1.000 bis 1.400 mm (Hollis et al. 1993: 22, Müller 1996: 332). Verfügbare Niederschlagsdaten auf Monatsbasis für Bauchi, Jos und Kano (vgl. Abb. 2.9) sowie Dapchi, Gashua und Geidam sind im Anhang dargestellt (Tab. A-1). Weitere Angaben zur Datenqualität sowie der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Klimaparameter finden sich im 'Water Resources Report' von NEAZDP (1990 c) bzw. – das gesamte Tschadbecken betreffend – in Tschierschke (1997).

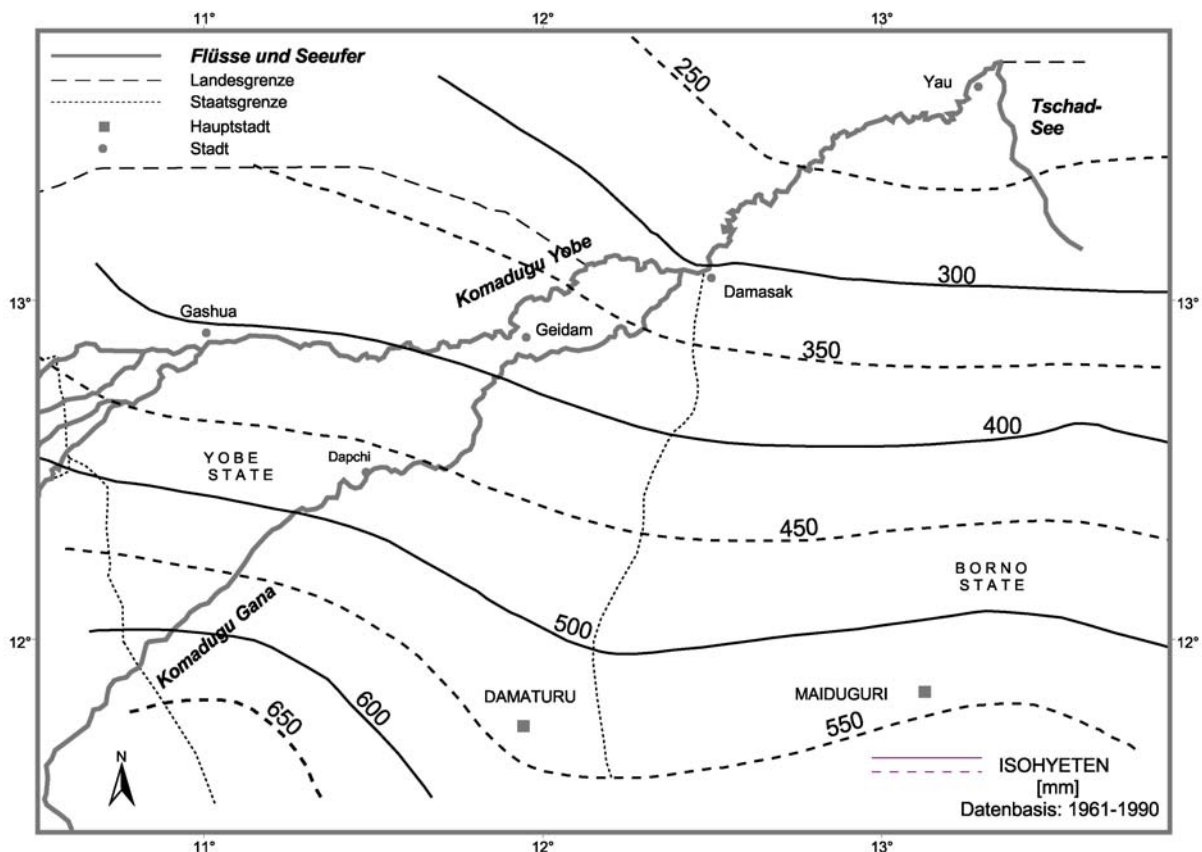


Abb. 2.7: Jährliche Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet (Tschierschke 1997: 36, verändert)

Charakteristisch für das Klima NE-Nigerias ist eine extreme Episodizität der Regenfälle, wobei der statistische Mittelwert nur in Ausnahmefällen erreicht wird und es durchaus zu Schwankungen der Jahressummen um den Faktor 3 kommen kann (Thiemeyer 1997 b: 11). Zusätzlich treten dekadische Abweichungen von teilweise periodischem Charakter auf, wobei besonders die extreme Dürre der 1970er und 1980er Jahre zu nennen ist^{2.21}. Die Variabilität als Abweichung einzelner Jahre vom langjährigen Mittelwert ist generell antiproportional zum mittleren Jahresniederschlag. Im Untersuchungsraum beträgt sie durchschnittlich zwischen 20 und 30 % unter linearem Abwärtstrend der Niederschlagssummen in den letzten drei Jahrzehnten (Besler 1992: 24, Carter 1995: 6; vgl. Abb. 2.8).

^{2.21} Einige Autoren argumentieren allerdings, dass diese Trockenperiode eher eine Rückkehr zu "normalen" Bedingungen nach einer überdurchschnittlich feuchten Phase in den 1950ern und frühen 1960ern darstellt ((Brooks 2000 in www.cru.uea.ac.uk/~e118/thesis/chap2.pdf).

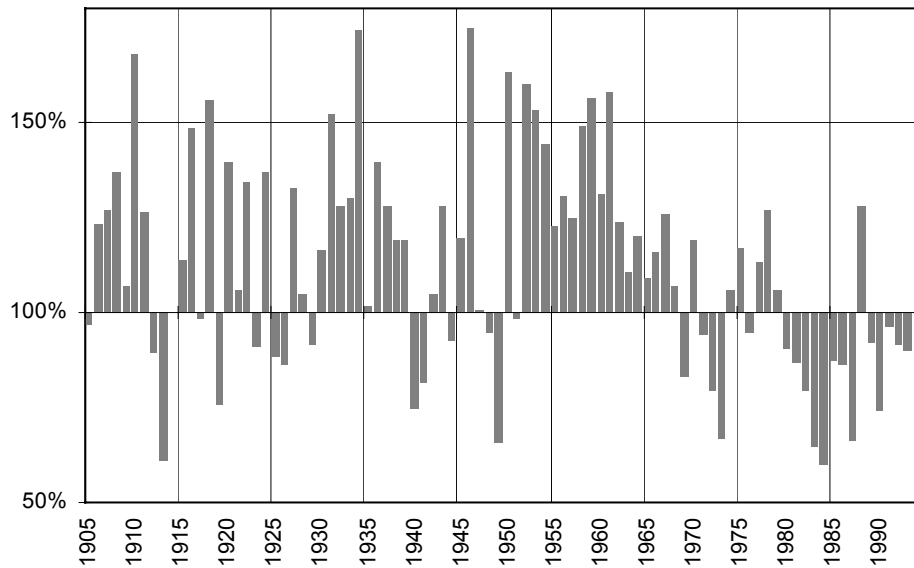


Abb. 2.8: Prozentuale Abweichungen der jährlichen Niederschlagswerte vom Mittel (= 100 %) ^{2.22} (Tschierschke 1997: 17)

Detaillierte Ausführungen zum Kenntnisstand hinsichtlich des jüngeren Klimawandels und des zugrunde liegenden Faktorengefüges ^{2.23} sind z. B. in der Arbeit von Brooks (2000) zu finden (<http://www.cru.uea.ac.uk/~e118/thesis/chap2.pdf>) ^{2.24}. Weitere Informationen für den gesamten Kontinent unter starker Betonung von Zukunftsszenarien einschließlich der ökologischen und ökonomischen Konsequenzen des sich ändernden Globalklimas können http://grida.no/climate/ipcc_tar/wg2/pdf/wg2TARchap10.pdf entnommen werden.

Mit den Niederschlagsverhältnissen korrespondiert auch die bioklimatische Gliederung in nahezu breitenkreisparallele Landschaftsgürtel. Die grundlegende Einteilung in Guinea-, Sudan- und Sahel-Zone entspricht der alten Klassifizierung in Feucht-, Trocken- und Dornbuschsavanne, wobei die Grenzziehung je nach Autor leicht variiert. So kann der westliche Tschadseeraum beispielsweise in die saharisch-sahelische Zone mit 100 – 200 mm a⁻¹, Sahelzone mit 200 – 600 mm a⁻¹, sahelisch-sudanische Zone mit 600 – 800 mm a⁻¹ und Sudanzone mit 800 – 1200 mm a⁻¹ unterteilt werden (Mainguet 1999: 25). Nach d'Aubréville (1970) reicht der **Sahel**, in dem das Arbeitsgebiet zweifelsohne angesiedelt ist, von der 200-mm- bis zur 1.100-mm-Isohyete, wobei die 500-mm-Isohyete die sahelo-saharische von der sahelo-sudanischen Subzone trennt (Tschierschke 1997: 8). Ein anderes ökozonales Unterscheidungskriterium ist die Anzahl der humiden Monate pro Jahr, die ebenfalls entscheidend für die quasi-natürlichen Vegetationsmuster sind. So differenziert Jäger (1945) innerhalb der wechselfeuchten Savannenökosysteme in Trockensavannen mit 4,5 – 7 Regenmonaten, in denen Trockenwälder vorherrschen und Sommerregfeldbau betrieben werden kann, und Dornsavannen mit 2 – 4,5 humiden Monaten, die bereits zu den

^{2.22} errechnet aus den Stationen Cheti-Marie (Niger), Diffa (Niger), Maiduguri, Maiduguri-Waterworks, Maine Soroa (Niger), Mao (Tschad), N'Djamena (Tschad), Nguigmi (Niger), Nguru und Potiskum

^{2.23} Maßgeblich für klimatische Schwankungen sind demnach vor allem Veränderungen der ozeanischen Oberflächentemperaturen, inter-hemisphärische Gradienten, das El-Niño-Phänomen oder auch der wechselnde Staubgehalt in der Atmosphäre.

^{2.24} zum Zeitpunkt der Recherche bezüglich zitierter Internetadressen vgl. Fußnote 12.1

randtropischen Trockengebieten gerechnet werden können. In letztgenannten ist nurmehr Bewässerungsanbau möglich, und es dominiert die nomadisierende Viehwirtschaft.

Floristisch gesehen liegt der Großraum in der sudanisch-sambesischen Region, die in eine sudanische und eine sahelische Domäne unterteilt ist (Anhuf & Frankenberg 1991: 244). Unter naturnahen Bedingungen finden sich im Sahel Kurzgras-Akazien-Savannen – d. h. offene Trockenwald-Dornbuschformationen, welche an die starke klimatische Saisonalität sowie edaphisch bedingte Feuchtigkeitsdefizite angepasst sind (De Leeuw & Tuley 1972: 121, Littmann 1988: 39). Bei den xeromorphen Bäumen handelt es sich vornehmlich um Laub abwerfende, kleinblättrige Gewächse mit relativ großen Wurzelsystemen wie *Acacia albida*, *A. arabia*, *A. raddiana*, *A. senegal*, *A. seyal* und *Balanites aegyptiaca*, während alte Siedlungsplätze insbesondere durch *Adansonia digitata*, den Baobab, angezeigt werden (NEAZDP 1991 c: 9). Die Grasschicht setzt sich vorwiegend aus Annuellen wie *Aristida mutabilis*, *Cenchrus biflorus*, *Schizachyrium exile* und *Schoenefeldia gracilia* zusammen, wohingegen mehrjährige Spezies aufgrund von Überweidung sehr stark zurückgedrängt wurden (Frankenberg 1985: 122, NEAZDP 1991 b: 14). Dominante Sträucher sind unter anderem *Leptadenia pyrotechnica*, *Commiphora africana*, *Boscia senegalensis*, *Guiera senegalensis*, *Ziziphus jujuba*, *Ziziphus spina-christi* und *Calotropis procera* (Edmunds et al. 1999: 347, Salzmann 1999: 11), die auch in sudanisch geprägten Regionen auftreten und dort mit einer durch anthropogene Übernutzung ausgelösten Aridifizierung bzw. "Sahelisierung" in Verbindung gebracht werden (Kap. 2.1.5).

So gilt neben der Steuergröße Klima die wirtschaftende Tätigkeit des Menschen als bedeutender landschaftsprägender Faktor, wobei von einem omnipräsenten anthropo-zoogenen Einfluss in den letzten 2.000 Jahren ausgegangen werden kann (Heinrich 1995: 389). Das Gros der westafrikanischen Savannen wurde seit dem Neolithikum sukzessive in eine Kulturlandschaft transformiert, in der die meisten der ursprünglichen Florenelemente nur noch Reliktcharakter aufweisen (Salzmann 1999: 7; Kap. 2.1.4). Auch edaphische Parameter spielen eine nicht unbedeutende Rolle, wie das teilweise Zusammenfallen von Geokomplexen und Pflanzenassoziationen erkennen lässt (Heinrich 1995: 80). Kleinräumige Standortunterschiede erzeugen häufig mosaikartige Muster, wobei das Bodenwasserdargebot als limitierender Wachstumsfaktor die größte Bedeutung innehat und wechselnde Drainagebedingungen durch unterschiedliche Pflanzengesellschaften repräsentiert werden (Frankenberg 1985: 123).

2.1.4 Anthropogene Einflüsse

Die die rezente Kulturlandschaft der W-afrikanischen Savanne charakterisierenden "Pseudoklimax"-Pflanzengesellschaften treten in Form zweier Hauptkategorien auf: den überwiegend in der Sudanzone zu findenden Parklands, die dem Dauerfeldbau unterliegen, aber auch vereinzelte Nutzbäume wie *Adansonia digitata* (Baobab) und *Faidherbia* (synonym: *Acacia albida*) aufweisen, und der typisch sahelischen 'tree-and-shrub'-Savanne, in der die extensive agrarische Nutzung hinter weidewirtschaftlichen Aktivitäten zurücktritt (De Leeuw & Tuley 1972: 122), was nicht minder zur Existenz von Sekundärformationen führte. Die häufig artenverarmte Vegetation brachgefallener Gebiete ist durch Spezies wie *Cenchrus biflorus*, *Boscia senegalensis*, *Guiera senegalensis*, *Piliostigma reticulatum*, *Calotropis procera*, *Bauhinia rufescens* und *Ziziphus* spp. charakterisiert, die eine quasi-natürliche Schlussgesellschaft bilden

(Frankenberg 1985: 124). Mit dieser Problematik verknüpft ist auch die Frage nach dem Ursprung des Ökosystems Savanne, das nach wie vor überwiegend als instabile anthropogene Degradationsform einer ursprünglichen Waldvegetation eingestuft wird. Nach Walter (1973) sind sämtliche Ausprägungen der Savanne südlich der 500-mm-Isohyete entweder edaphisch und/oder anthropogen verursacht, wobei sowohl natürliche als auch gelegte Feuer eine bedeutende Rolle zu spielen scheinen (Anhuf & Frankenberg 1991: 244). Letzteres bestätigt auch Salzmann (1999: 70), der anhand archäobotanischer Untersuchungen nachwies, dass die W-afrikanischen Savannen bereits vor dem Auftreten des Menschen durch ein ausgesprochen offenes Erscheinungsbild gekennzeichnet waren, wofür neben klimatischen Rahmenbedingungen auch der Einfluss von Wildtieren (vor allem Elefanten) verantwortlich sein könnte.

In der Gegenwart wirft die starke anthropogene Prägung der Savanne insbesondere Fragen bezüglich der Regenerationsfähigkeit des Ökosystems auf. Wegen der geringen Tragfähigkeit führt übermäßige und unsachgemäße Landnutzung beinahe zwangsläufig zu Degradations- und Devastierungserscheinungen, denn der starke Bevölkerungsanstieg in N-Nigeria, und der konsequent potenzierte Druck auf die Ressourcen bewirkt sowohl über Expansions- als auch Intensivierungsmaßnahmen teilweise irreparable Landschaftsschäden. So wächst die per 1990 auf 1,4 Mio. geschätzte Einwohnerzahl des Untersuchungsgebiets jährlich um 2 – 2,5 % an, wobei nahezu die Hälfte davon in Dörfern lebt (Carter 1995: 1, Jawi 1992: 4, NEAZDP 1990 b: 1). Ein weiteres Problem stellt die natürliche Klimavariabilität dar, aufgrund derer das Ausmaß der anthropogen bedingten Austrocknung und somit Ausbreitung der Wüste mitsamt wechselseitigen Rückkopplungen sicherlich auch häufig überbewertet wird (Mainguet 1999: 35). So kritisiert Brooks (2000) ausdrücklich die Tendenz unter westlichen Wissenschaftlern, nurmehr lokale Wirtschaftsweisen und deren Intensivierung für die Degradationserscheinungen im Sahel verantwortlich zu machen, und sieht eine ungleich bedeutendere Gefahr für die langfristige Stabilität des Ökosystems im industriell verursachten globalen Klimawandel (www.cru.uea.ac.uk/~e118/thesis/chap2.pdf).

Der sesshafte, Ackerbau betreibende Anteil der Bevölkerung setzt sich überwiegend aus Hausa und Kanuri zusammen, und wird durch die große Rinderherden besitzenden, semi-nomadischen Fulani oder Fulbe ergänzt. In der Literatur wird vor allem die Einschränkung der Brachen und erhöhter Flächenverbrauch infolge des Bevölkerungszuwachses als bodendegradierender Faktor auf dem landwirtschaftlichen Sektor herausgestellt. Doch mehrt sich auch die Kritik an der Weidewirtschaft, die in ihrer ursprünglichen Form des Nomadismus grundsätzlich als die im Sahel bestangepasste Nutzungsvariante gilt, da es mittlerweile zu einer nahezu dauerhaften Überstockung der zur Verfügung stehenden Flächen gekommen ist. Dies kann über die Abnahme der Primärproduktion und Verschiebung der floristischen Artenzusammensetzung bis zur partiellen Vegetationslosigkeit größerer Areale und weit reichenden Erosionserscheinungen führen^{2.25} (Sturm 1995: 164). Weitere ökologisch bedenkliche Maßnahmen sind die gegen Ende der Trockenzeit in erster Linie zur Stimulanz der Regeneration der Phytomasse gelegten Buschfeuer und die Brennholzgewinnung. Der Holzverbrauch pro Familie für die täglichen Küchenfeuer soll im Jahr ungefähr 200 Bäume betragen (Besler 1992: 157), während Savannenbrände nochmals gravierendere, vor allem die Bodeneigenschaften verschlechternde Effekte nach sich ziehen (vgl. Bourlière 1983: 617 ff., Eitel 1999: 176 ff.) und gleichzeitig die Verbreitung von Pyrophyten fördern

^{2.25} Eine inzwischen viel beachtete, außerordentlich devastierte Zone ("Pyosphäre") findet sich im Bereich von zur Viehtränkung genutzten Bohrlöchern (Mainguet 1999: 73; vgl. auch der Viehtritt in der Yobe-Aue in Abb. 5.17.1)

(Anhuf & Frankenberg 1991: 258). Im Arbeitsgebiet kann die Veränderung des Vegetationsspektrums aufgrund anthropogen ausgelöster Aridifizierung (Kap. 2.1.3) unter anderem auch in der Zerstörung von Galeriewäldern durch eine Grundwasserabsenkung infolge von Wasserentnahme bestehen (vgl. Heinrich 1995: 390).

Schlüsselbegriff des durch erhöhten Druck auf die Ressourcen^{2.26} ausgelösten Landschaftswandels, der Nutzungspotential, Produktivität und somit die Existenzgrundlage der ansässigen Bevölkerung weitergehend einschränkt, ist die **Desertifikation**. Der Terminus wurde nicht nur in der Vergangenheit kontrovers diskutiert und bezeichnet, im Gegensatz zur klimatisch ausgelösten Aridifizierung, laut UN-Definition von 1994 eine menschengemachte Landschaftsdegradation, bei der die natürliche Regenerationsfähigkeit des Ökosystems irreversibel^{2.27} außer Kraft gesetzt wird (Heinrich 1994: 7, Mainguet 1999: 249, Thiemeier 1997 b: 110). Die Desertifikation ist per definitionem auf Trockengebiete beschränkt und beginnt zunächst mit einer Beeinträchtigung der Vegetation, der im fortgeschrittenen Stadium mit einer Bodendegradation durch Wind und/oder Wasser einhergeht (Rehm 1986: 136). In welcher vielfältigen Weise der abiotische Standortfaktor Boden betroffen sein kann, ist unter anderem bei Heinrich (1995) nachzulesen. Dazu zählt beispielsweise die äolische Materialmobilisierung unter gleichzeitiger aquatischer Abreicherung der feineren Kornfraktionen^{2.28} und generell verstärkte Abspülungsprozesse bei schütterer Pflanzendecke, die über eine allgemeine Profilverkürzung hinaus bis zur Gully-Bildung führen können (Besler 1992: 157, Heinrich 1995: 75, Thiemeier 1997 b: 106). Auch die Versalzung und Alkalisierung von Böden bei unsachgemäßer Bewässerung und die unter anderem durch Brandrodung bzw. edaphische Austrocknung bedingte Verarmung an organischer Substanz mit albedo-bedingter Rückkopplung, Nährstoffverlusten und Verringerung der Sorptions- und Wasserkapazität gelten als Desertifikationserscheinungen (Heinrich 1995: 389, Nwaka 1985: 239, Rehm 1986: 160).

2.2 Das Komadugu-System

2.2.1 Hydrologie

Der Komadugu Yobe beginnt an der Konfluenz von Hadejia und Jama'are bei Gashua und mündet in das 439 km entfernte Nordbecken des Tschadsees (IUCN 1997: 64). Gegenwärtig steuert er nur ca. 1 % der Wassermenge des Sees bei und spielt demzufolge trotz allgemein rückläufigen Abflussmengen aufgrund von Dürren und flussaufwärts situierten Großprojekten keinerlei Rolle bei den gravierenden Seespiegelschwankungen und der drastischen Reduktion der Seefläche im ausgehenden 20. Jahrhundert (Carter 1995: 3, IUCN 1997: 34). Allerdings handelt es sich beim Yobe um eines der nördlichsten perennierenden Gerinne im subsaharischen Raum, welches mit 146.298 km² das flächenmäßig bedeutendste Einzugsgebiet N-Nigerias besitzt (vgl. Abb. 2.2) und dabei 9 % des gesamten Landes bedeckt^{2.29}

^{2.26} Dieser ist häufig ein Resultat sozioökonomischer Missstände, als welcher unter Umständen auch die Überbevölkerung angesehen werden kann.

^{2.27} Zeitlicher Maßstab für die Reversibilität ist eine Generation.

^{2.28} vor allem zu Beginn der Regenzeit, wenn Starkregen fallen, aber noch kein Bodenbewuchs vorhanden ist

^{2.29} Im Vergleich zum Yobe erreicht der südöstlich gelegene Yedseram ein Fünftel seines Anteils am Tschadsee-Input (Kolawole & Scoones & Awogbade & Voh 1994: 104), jedoch nur ein Zehntel der Größe seines Einzugsgebiets (Bawden 1972 d: 71).

(Connah 1981: 67, IUCN 1997: 64, NEAZDP 1990 b: 35). Westlich der Wasserscheide befindet sich das Sokoto-Rima-Flusssystem, das mit ähnlichen Ressourcen ausgestattet ist, aber in nördlicher Richtung zum Niger entwässert (Ezeigbo & Ogbukagu 1985: 418, NEAZDP 1990 b: 29).

Die Hadejia-Tributäre Kano, Challawa und Watari drainieren den Basement Complex bei Kano, während die Zuflüsse des Jama'are vor allem aus dem Jos Plateau, aber auch den diesem nördlich vorgelagerten Ebenen stammen. Jenes Grundgebirge um Bauchi bildet in seinen südöstlichen Ausläufern ebenfalls das Quellgebiet des Komadugu Gana, welcher dort auch als Misau bezeichnet wird und als wichtigster Tributär 10 km vor Damasak in den Yobe mündet. Das Yobe-Flussbecken kann in zwei physiographische Zonen unterteilt werden, die häufig auch als oberes und unteres Einzugsgebiet bezeichnet werden. Der obere Teil besteht aus hügeligem bis steilem Terrain, dessen Untergrund aus (prä-) kambrischen Graniten und Metamorphiten aufgebaut ist. Der untere umfasst die Chad Formation und weitere quartäre Lockersedimente, zu denen auch die extensiven Alluvionen des Yobe-Flusssystems selbst zählen. Im Fall des Komadugu Gana werden außerdem Bereiche des Kerri-Kerri-Sandsteinplateaus vom Mittellauf gequert (Bawden et al. 1972: 319).

Der Abfluss des Yobe ist saisonal mit Spitzen gegen Ende der Regenzeit und sehr geringer Wasserführung in der Trockenzeit, während der Gana nur periodisch fließt (Adams & Hollis 1988: ix, SATTEC 1993 a: 40). Das gesamte Regime kann nicht mehr als natürlich bezeichnet werden, da insbesondere der Hadejia in den letzten drei Jahrzehnten stark von wasserbaulichen Maßnahmen betroffen war (Kap. 2.2.5). Doch auch nach diesen Eingriffen speisen die saisonalen Überflutungen extensive Systeme von Auen und Feuchtgebieten, die in der Hausa-Sprache **Fadamas** genannt werden. Sie sind von großer sozioökonomischer Relevanz, da sie sowohl agrarwirtschaftlich (speziell zum Bewässerungsanbau in der Trockenzeit) als auch zur Beweidung und Fischerei genutzt werden können (Kap. 2.2.4 u. 2.2.5). Um dieses hohe Nutzungspotential nachhaltig zu entwickeln und die öffentliche Wasserversorgung zu verbessern, wurde 1989 das EU-geförderte North East Arid Zone Development Programme (NEAZDP) implementiert. Es deckt weite Bereiche des Untersuchungsgebietes ab und schuf entscheidende Datengrundlagen vor allem bezüglich der hydrologischen Situation.

Das Yobe-System ist weitestgehend unabhängig von den lokalen Regenfällen im Mittel- und Unterlauf, sondern bezieht seinen Abfluss vornehmlich aus dem oberen Einzugsgebiet, wo höhere Niederschlagswerte und hartes Kristallin vorliegen. Sobald die Flüsse in die Chad Formation eintreten, beginnen sie, Wasser zu verlieren, indem ein gravierender Anteil in den ausgedehnten Überschwemmungsebenen verdunstet^{2.30} und der (nicht zuverlässig bestimmbare) Rest zur Grundwasserneubildung beiträgt (Carter

^{2.30} Man rechnet mit der Verdunstung von 64 % des Yobe-Wassers allein in den Hadejia-Nguru Wetlands (NEAZDP 1991 a: 6) bzw. einem Verhältnis von Versickerung zu Evaporation der Größenordnung 1 : 7 oberhalb Gashuas (Schultz 1976), doch bzgl. der zugrundeliegenden Berechnungen und Modelle bestehen teilweise erhebliche Zweifel (Carter 1995: 123).

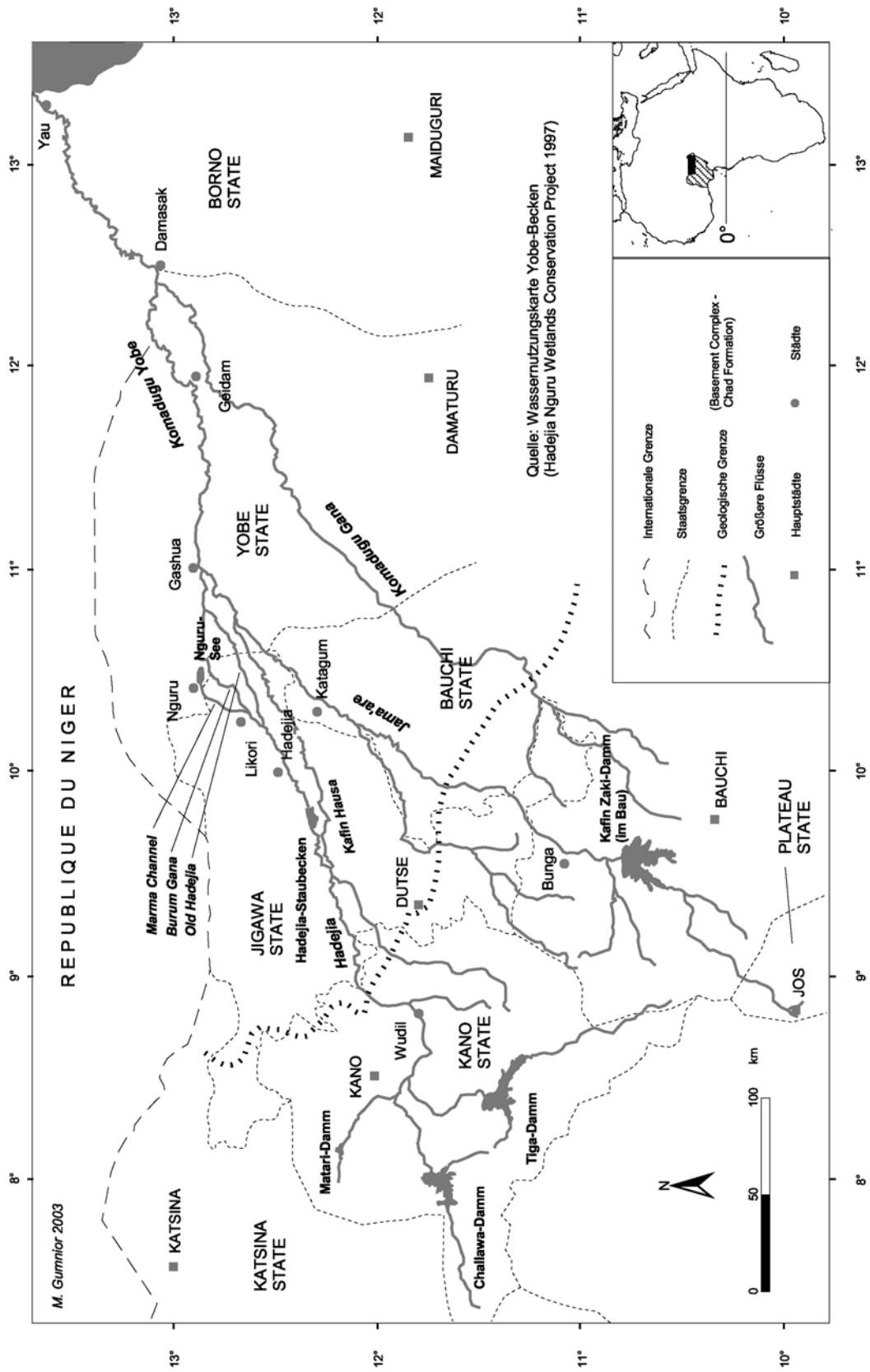


Abb. 2.9: Das Komadugu-Yobe-Einzugsgebiet

1995: 9). Frühere Schätzungen, dass 40 – 45 % des Yobe-Wassers aus dem Hadejia und 50 – 55 % aus dem Jama'are stammen, sind aufgrund der konträren Auengeometrie der Tributäre als unrealistisch bezeichnet worden (IUCN 1997: 33). Aufgrund des distributiven Charakters des Hadejia^{2.31} mit starken Verlusten des Trockenzeitabflusses, der starken wasserwirtschaftlichen Eingriffe, aber auch Dürren der letzten drei Jahrzehnte stammt heutzutage quasi der komplette Yobe-Abfluss aus dem Jama'are (Carter 1995: 112). Der nördlich gelegene Burum Gana ist ein wichtiger Teil des Paläo-Drainagesystems, wenngleich er im Zuge erhöhter Aridität in historischer Zeit trockenfiel (NEAZDP 1991 a: 3; vgl. Kap. 2.2.3).

Der Abfluss des Komadugu Yobe ist aufgrund des sehr kleinen Einzugsgebiets (ca. 22.000 km²) mit stärker schwankenden Niederschlägen hoch variabel und unterliegt aufgrund des langen Verlaufs über durchlässige Sedimente starken Verlusten (NEAZDP 1990 b: 29 u. 1991: 3). Er hat die Konfluenz mit dem Yobe seit Beginn der Dürreperiode in den frühen 70ern nicht mehr erreicht (vgl. Abb. 2.2 u. 5.7.2) und endet in der Trockenzeit in einer Serie von kleineren Tümpeln und Seen zwischen Dapchi und Gumsa (IUCN 1997: 5). Auch der Abfluss des Yobe ist in den letzten dreißig Jahren stark zurückgegangen und mündet bei Yau ebenfalls in eine Sumpflandschaft, die aufgrund der subrezenten Austrocknung des Nordbeckens mit dem eigentlichen Tschadsee in keiner Verbindung steht (IUCN 1997: 15).

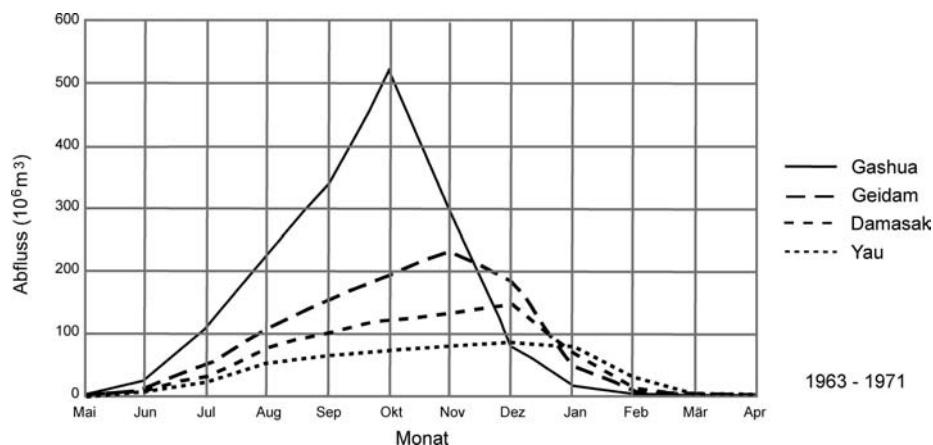


Abb. 2.10: Ganglinie des Komadugu Yobe an verschiedenen Stationen im Untersuchungsgebiet (Carter & Alkali 1995: 69, verändert)

Abb. 2.10 zeigt die Abflusskurve des Komadugu Yobe auf Basis gemittelter Werte aus den 1960er Jahren. Bei Gashua passieren größere Wassermengen zwischen Juli und Dezember als Resultat des hohen, aufgrund der relativen Bedeutung von Starkregen häufig episodischen Abflusses im oberen Einzugsgebiet. Das bedeutende Speicherpotential im unteren Einzugsgebiet in Form von Altarmen, Totwasserbereichen oder interdunären Depressionen überführt dabei die zahlreichen Peaks der Tributäre, von denen 80 % im August und September liegen, in einen einzigen breiten Gipfel gegen Mitte Oktober (Hollis et al. 1993: 19, NEAZDP 1990 b: II-9). Nach der großflächigen Flutung der Fadamas bewegt sich dieser unter starken Wasserverlusten verlangsamt flussabwärts. Wird der Abfluss bei Gashua mit 100 % veranschlagt, erreichen 70 % davon Geidam, 45 % Damasak und 28 % Yau, wobei die Flutwelle von Gashua

^{2.31} Dieser spaltet sich in den Hadejia-Nguru-Feuchtgebieten auf in den Marma Channel, der im See von Nguru endet, den Hadejia im engeren Sinne und den Burum Gana, der schließlich wieder in den Hadejia mündet (IUCN 1997: 2; vgl. Abb. 2.9).

nach Geidam 58 Tage und weitere 66 Tage bis Yau benötigt, den Tschadsee also gegen Januar erreicht (IUCN 1997: 34). Nach der Passage des Peaks geht der Abfluss rapide zurück, und beträgt im Unterlauf des Yobe östlich von Geidam zwischen April und Juni $< 1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (SATTEC 1993 b: 91). Der Komadugu Gana trocknet bereits gegen November/Dezember aus (NEAZDP 1991 a: 6).

Die dargestellte Abflussganglinie bildet das Regime in einer verhältnismäßig niederschlagsreichen Phase ab, was die Repräsentativität für größere Zeiträume stark einschränkt. Ohnehin ist zu beachten, dass selbst kurzfristige Schwankungen erhebliche Abweichungen realer Messungen vom arithmetischen Mittel bedingen können. Im Zeitraum 1971 – 1985 betragen maximaler und minimaler Jahresabfluss bei Gashua $1.606 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (im Jahr 1975) bzw. $423 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (1985) (NEAZDP 1990 b: 22). Beispiele für dürrebedingte Phasen niedriger Wasserführung liefern vor allem die erste Hälfte der 1970er Jahre (1972/73, 1976) sowie die mittleren 1980er (ca. 1984) (IUCN 1997: 14). Doch lassen sich an der Summe vorliegender Daten (vgl. Tab. 2.2) durchaus auch die Auswirkungen der verstärkten stromaufwärtigen Wasserentnahmen und langfristige klimatische Trends ablesen, welche in den letzten drei Dekaden zu einem kontinuierlichen Rückgang von Dauer und Ausmaß der Yobe-Flut, gemeinsam mit dem Absinken des Grundwasserspiegels (Kap. 2.2.2), geführt haben (Hollis et al. 1993: 21).

Tab. 2.2.1: Zusammenstellung vorliegender hydrographischer Daten des Yobe-Flusssystems
mittlerer Jahresabfluss in $10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$

Gana bei Dapchi	Yobe bei Gashua	Yobe bei Geidam	Yobe bei Damasak	Yobe bei Yau	Zeitraum	Quelle
k. A.*	1.850	k. A.	986,8	444	1959 – 1964	Bawden (1972 d: 77)
k. A.	1.441	972	666	544	1965 – 1966	NEAZDP (1991 a: 5)
119,2	1.275	791,6	551,3	322,5	**	SATTEC (1993 a: 83 u. b: 91)
k. A.	1.147	772	551	345	***	IUCN (1997: 15)

Tab. 2.2.2 mittlerer Hochwasserabfluss in $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$

Gana bei Dapchi	Yobe bei Gashua	Yobe bei Geidam	Yobe bei Damasak	Yobe bei Yau	Zeitraum	Quelle
k. A.	283	k. A.	65	40	1959 – 1964	Bawden (1972 d: 77)
22,9	159	85,6	60,8	37,1	**	SATTEC (1993 a: 83 u. b: 91)
k. A.	140 – 180	80 – 90	50 – 60	30 – 40	***	IUCN (1997: 34)

* k. A. = keine Angabe

** Dapchi: 1968 – 1979; Gashua: 1963 – 1968, 1970 – 1971, 1984 – 1989; Geidam: 1963 – 1965, 1968 – 1978; Damasak: 1963 – 1988; Yau: 1964 – 1979.

*** Gashua: 1963 – 1996 (ohne 1995), Geidam 1963 – 1985 (ohne 1975, 1977, 1978); Damasak: 1963 – 1984 (ohne 1971, 1972, 1975, 1976, 1979 – 1983); Yau: 1963 – 1984 (ohne 1968, 1969, 1973, 1975, 1979 – 1983)

Die Fadamas stellen in dem allgemein durch Aridität gekennzeichneten Großraum wertvolle Ökotope dar, die als Grundwasserreservoir, Retentionsraum und Refugium für bedrohte Arten (besonders Vögel) dienen. Bedeutendstes Feuchtgebiet sind die Hadejia-Nguru Wetlands, die durch Rückstau im Lantewa-

Längsdünengebiet entstanden sind. Das ca. 1.000 km² große Gebiet weist ein komplexes Muster permanent und saisonal gefluteter Depressionen und stark verzweigter Gerinnebetten mit chaotischem Abfluss auf, während in der Regenzeit überwiegend lagunale^{2.32} Bedingungen vorherrschen (Hollis et al. 1993: 5). Die Ökologie der Wetlands und Fadamas hängt entscheidend von Beginn, Amplitude und Dauer der Flut ab (NEAZDP 1991 a: 30). Schwellenwerte, ab welchen der Yobe über die Ufer tritt, wurden für Gashua bei 115 m³ s⁻¹, für Geidam bei 85 m³ s⁻¹ und für Yau bei 15 m³ s⁻¹ veranschlagt. In den Jahren 1964 bis 1996 waren durchschnittlich 232 km² der Fadamas zwischen Gashua und Geidam, 154 km² zwischen Geidam und Damasak und 58 km² zwischen Damasak und Yau von häufigen Überschwemmungen betroffen (IUCN 1997: 37). Das Wasser ist aufgrund der hohen Zufuhr von organischem Material^{2.33} und dem Auskämmeffekt der Gräser überaus nährstoffreich, so dass ergiebige Fischgründe existieren, von denen ein wichtiger lokaler Wirtschaftszweig abhängt (NEAZDP 1991 a: 8; Kap. 2.2.5).

2.2.2 Hydrogeologie

Die Alluvionen des Komadugu Yobe stellen bedeutende phreatische Speicher dar, deren Reserven im Zuge der Fadama-Überflutungen periodisch aufgefüllt werden. Die tatsächlichen Grundwasserneubildungsraten sind Gegenstand kontroverser Schätzungen^{2.34}, wobei das Prozessgefüge durch rezente Eingriffe in den Landschaftshaushalt zusätzlichen, schwer kalkulierbaren Änderungen unterworfen ist. So existieren gleichfalls divergierende Aussagen zur relativen Bedeutung der zugrunde liegenden Mechanismen. Zwischen Gashua und Damasak wird die Auffüllung des alluvialen Aquifers durch perkolierende Hochwässer scheinbar durch eine hangende Tonschicht eingeschränkt, deren Infiltrationsraten auf maximal 1 mm h⁻¹ veranschlagt werden (Carter 1995: 70). Die laterale Interaktion mit dem Fluss selbst ist aufgrund des niedrigen hydraulischen Gradienten und der Sättigung der größtenteils fein texturierten Sandkörper ebenfalls begrenzt (Edmunds et al. 1999: 345), wird jedoch dennoch als wichtig erachtet (IUCN 1997: 70). Mit wachsender Distanz zu den Fließgewässern und Überflutungsbereichen erhöht sich der Grenzflurabstand, da die Auffüllung dort primär durch die Versickerung von Niederschlagswasser sowie des temporären Oberflächenabflusses ephemerer Gerinne erfolgt (Bawden 1972 d: 81, NEAZDP 1990 a: 13). Langfristig ist die Grundwasserneubildung definitiv vom Faktor der Wasserverfügbarkeit limitiert und über kurzzeitige Schwankungen in Abhängigkeit von Niederschlagstrends hinaus aufgrund der partiellen Yobe-Regulierung und dem konsequenten Schrumpfen der Fadamas im Sinken begriffen (Carter & Alkali 1995: 79, NEAZDP 1991 c: 4). Zur sicheren Prognose der zukünftigen hydrogeologischen Situation, welche ihrerseits ernsthafte ökologische und sozioökonomische Konsequenzen bedingen kann, sind, ebenso wie zur fortgeschrittenen Klärung der Fragen zur Aquiferauffüllung, weiterführende Anstrengungen hinsichtlich eines planvollen Monitorings vonnöten (NEAZDP 1990 a: 31).

^{2.32} vgl. Fußnote 2.18

^{2.33} Primärproduktion höherer Vegetation, kleinere Organismen und Kuhdung

^{2.34} Nach einer Studie von IWACO (1985) beläuft sich der jährliche Nettoeintrag zwischen Gashua und Geidam auf 600 10⁶ m³ a⁻¹ (NEAZDP 1990 a: 13) – an anderer Stelle werden 37 10⁶ m³ a⁻¹ zwischen Gashua und dem Tschadseeufer veranschlagt (IUCN 1997: 69).

Tiefere Grundwasserstockwerke, die sich hauptsächlich im Spätpleistozän in drei geringmächtigen (Kies- und) Sandlagen gebildet haben (Edmunds et al. 1999: 345), sind der Chad Formation zugehörig (Kap. 2.1.1). Sie wurden ausführlich von Raeburn & Jones (1934), Barber & Jones (1960) und Barber (1965) beschrieben und als Upper, Middle und Lower Aquifer bezeichnet (z. B. Kogbe 1989: 346). Während der untere Grundwasserleiter nur in der Gegend von Maiduguri nachgewiesen wurde, ist der mittlere, überwiegend artesischer Aquifer mit Fördermengen von $90 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ vor allem im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets in Tiefen von 150 – 200 m vorhanden (SATTEC 1993 a: 29). Der obere Aquifer befindet sich in den meisten Bereichen des betrachteten Raums weniger als 50 m unter der Geländeoberfläche und steht größtenteils mit dem alluvialen Grundwasserleiter in Verbindung (Ezeigbo & Ogbukagu 1985: 415, NEAZDP 1990 a: 12). Beide sind sowohl über handgegrabene Brunnen als auch Bohrlöcher in den flussferneren Gebieten erschlossen (Edmunds et al. 1999: 345, SATTEC 1993 a: 45).

Das alluviale Grundwasser ist vom Calciumbikarbonat- bzw. Natriumbikarbonat-Typ und verhältnismäßig arm an gelösten Stoffen^{2.35} (SATTEC 1993 a: 10). Die Qualität ist – wie erst recht bei den tiefer liegenden Aquiferen – beinahe überall hoch, und sowohl der Konsum durch Menschen und Tiere als auch der landwirtschaftliche Einsatz zu Bewässerungszwecken ist bei grundlegenden Vorkehrungen gegen Bodenversalzung möglich^{2.36} (NEAZDP 1990 a: 15). Aufgrund des oberflächennahen Grundwasserspiegels besteht allerdings eine erhebliche Verschmutzungsgefährdung, falls die Abwasserentsorgung nicht kontrolliert wird (Bawden 1972 d: 81). Die verbesserungswürdigen Zustände der Brunnen (z. B. wegen mangelnder Stabilität der anstehenden Feinsande) als ein weiterer, die Nutzungsmöglichkeiten einschränkender Umstand sind dank der Bemühungen von Entwicklungsprojekten mittlerweile weitestgehend behoben worden.

2.2.3 Relief, Sedimente und Böden des Yobe River Complex

Erhebungen bezüglich Lithogenese und -stratigraphie des Komadugu-Komplexes, die eines der vorrangigen Ziele der vorliegenden Studie darstellen, lieferten bislang nur rudimentäre Einblicke, die teilweise bereits in den Ausführungen zur Hydrogeologie zur Sprache kamen. Geringfügig detaillierter sind die Kenntnisse zu bodengeographischen Mustern und der großmaßstäbigen Auentopographie, wenn auch hinsichtlich der absoluten Höhen, die zwischen dem Westrand des Untersuchungsgebiets und dem Tschadseeufer ungefähr 335 bis 280 m amsl betragen, lediglich zweifelhafte Daten vorliegen^{2.37}. Evident ist der Facettenreichtum der mit dem Flusssystem verknüpften Mesoreliefeinheiten, die sich in reliktsche und aktuelle Elemente untergliedern lassen. Die markanten Paläoformen in Gestalt ausgehnter Überflutungsebenen sowie Altläufe eines fossilisierten Drainagesystems, das auch nördliche, vollaride Teile des Tschadbeckens integriert (Talbot 1980: 46), sind in optimaler Weise auf Satellitenszenen zu erkennen (Kap. 5.1).

^{2.35} Am Komadugu Gana stößt man gemäß eigenen Beobachtungen jedoch häufig auf stark eisenhaltiges (rostfarbenes) Wasser, welches dessen ungeachtet als Trinkwasser genutzt wird.

^{2.36} Maßgebliche hydrochemische Qualitätskriterien sind Natrium-Absorptions-Ratio und elektrische Leitfähigkeit, die unter anderem von SATTEC (1993 a: 56 ff. u. 1993 b: 77 ff.) erhoben wurden. Eine ausführliche hydrochemische Datenbasis ist außerdem bei Edmunds & Fellman & Goni (1991: 347 ff.) zu finden.

^{2.37} So mussten auf der Grundlage der "Digital Chart of the World" (ESRI 1991) für diese Arbeit erstellte Isohypsenkarten als ungenau bis falsch verworfen werden.

Im Rahmen der Land Resource Study wurde eine hierarchische Gliederung der naturräumlichen Elemente in 'land systems'^{2.38} durchgeführt, die repräsentative Muster von Geofaktoren, edaphischen Standortparametern, Vegetationsbedeckung und somit relativ einheitliche Landschaftspotentiale aufweisen (Bawden et al. 1972: 7 ff.; vgl. Abb. 2.11). Der Yobe-Komplex beinhaltet demnach, neben der im Projektbereich 1.359 km² umfassenden rezenten Aue, verschiedene ältere alluviale Ebenen mit partiellem Binnendeltacharakter, wie die zwischen Gashua und Geidam gelegene Geidam Plain oder die Burum Gana Plain nördlich des Komadugu, die aufgrund der später erfolgten fluvialen Einschneidung als großflächige Terrassen in Erscheinung treten (Bawden 1972 a: 43). In anderen Bereichen grenzt die aktuelle Überflutungsebene unmittelbar an alte Dünenfelder an, wie z. B. östlich von Gashua an das Lantewa Dunefield, deren Tiefenlinien teilweise ebenfalls alluviale Einträge aufweisen (Hollis et al. 1993: 12). Im Gegensatz zu lokalen Drainagestrukturen ist der Verlauf der großen Vorfluter nur sehr untergeordnet vom äolischen Relief beeinflusst, beispielsweise des Komadugu Gana stromaufwärts von Dapchi oder der Entwässerungsstrukturen der Hadejia-Nguru Wetlands (Talbot 1980: 44), wohingegen Jama'are und Yobe weitestgehend unabhängig von der dunären Morphologie gemäß der bruchtektonisch vorgegebenen E-NE-lichen Streichrichtung verlaufen (Nichol 1998: 337). Während der Hadejia und teilweise auch der Jama'are keine durchgängig fixierten Flussbetten besitzen, sondern innerhalb der extensiven interdunären Sumpflandschaften anastomosieren, sind die heutigen Gerinneläufe von Komadugu Yobe und Gana vergleichsweise festgelegt, mäandrieren jedoch ab ihrem Eintritt ins untere Einzugsgebiet innerhalb mehrerer Kilometer breiter Fadamas (NEAZDP 1990 c: 2). Ein Großteil der Hochwässer endet dabei aufgrund des geringen Gefälles in saisonalen Seen und Sümpfen. Die für Mäandersysteme typischen Reliefkomponenten sind in der jüngeren Yobe-Aue in nahezu idealer Weise realisiert (Kap. 5.2).

In der Land Resource Study sind die jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe als **Recent Alluvium**, ältere Ablagerungen außerhalb des heutigen Überflutungsbereichs als **Ancient Alluvium** kartiert. Als ungefähre maximale Mächtigkeit der fluvialen Sedimente werden 30 m genannt (NEAZDP 1990 a: 7). Die älteren Terrassenablagerungen enthalten neben Silten und Tonen vor allem Sande, die heute bereits wieder äolisch überformt sind (Bawden et al. 1972: 371, Thiemeyer 1997 b: 7, SATTEC 1993: 39), was den in ähnlichen Situationen häufig zu beobachtenden engen genetischen Zusammenhang zwischen Flusssystem und den umliegenden Dünenfeldern unterstreicht (Mensching 1979: 74), wobei unter anderem die Morphologie des Lantewa Dunefields im Mittellaufbereich des Komadugus nachhaltig verwischt wurde (NEAZDP 1990 a: 5). Desweiteren weisen die wenigen existenten geologischen Prospektionen auf eine Tonschicht zwischen Gashua und Geidam hin, die als Produkt eines feuchtzeitlichen lagunalen^{2.39}

^{2.38} Insgesamt sind aufgrund von Bodenkarten und Satellitenbildern in NE-Nigeria 123 land systems ausgewiesen, welche zu 'land regions' und diese wiederum zu insgesamt fünf 'land provinces' mit identischem geologischen Untergrund zusammengeschlossen wurden (Bawden et al. 1972: 8).

^{2.39} vgl. Fußnote 2.18



Abb. 2.11: Land systems im Untersuchungsgebiet nach Bawden et al. (1972)^{2.40}

^{2.40} Die digitale Datenbasis ist im Vergleich zum Satellitenbild nicht ausreichend präzise, so dass die Kartiereinheiten geringfügig verschoben sind.

Milieus interpretiert wird (Bawden 1972 c: 68, Carroll 1970: 30, Edmunds et al. 1999: 350, Kolawole et al. 1994: 135) und die Paläoüberschwemmungsebene in Tiefen von 14 bis 18 m durchziehen soll (Carter 1995: 73; vgl. Kap. 2.2.2).

Laut Carroll & Klinkenberg (1972: 116) liegen im Komadugu-Komplex Assoziationen schwach entwickelter, teilweise hydromorpher und halomorpher Böden sowie vereinzelter topogener Vertisole vor, deren Vorkommen wiederum abhängig von der Lage innerhalb des Meso- und Mikroreliefs und den daran gebundenen Korngrößenspektren der Ausgangsgesteine sind. Die 'weakly developed soils of deposition' der gut drainenden Gleithang- und Uferdamm-Ablagerungen werden gemäß der FAO-Nomenklatur als (eutric) Fluvisols^{2.41} angesprochen (FAO/UNESCO 1997: 23), welche durch einen geschichteten Aufbau ohne deutliche Horizontierung charakterisiert sind. Die Bodenartenwechsel innerhalb der juvenilen Böden reflektieren die Primärstrukturen der Substrate, in denen sowohl lokaler Abtrag als auch die Überdeckung durch jüngere Sedimente bei einer zumeist circumneutralen Reaktion einer Profilentwicklung entgegenwirken.

Flussauen der semiariden Tropen sind im Allgemeinen verhältnismäßig reich an mineralischen Nährstoffen, die der Neuzufuhr von Hochflutmaterial aus chemisch nur schwach verwitterten Gesteinen des Einzugsgebiets entstammen. Dies kontrastiert oft mit geringen Mengen organischer Substanz^{2.42}, die allerdings angesichts fossiler Humushorizonte vorangegangener Bodenbildungsphasen bzw. allochthoner organischer Akkumulationen, welche z. B. aus erodierten A-Horizonten stammen, vertikal stark schwanken können (Carroll & Klinkenberg 1972: 88, Nwaka 1985: 241, Rehm 1986: 64). Während in nahezu allen fluvialen Böden Reduktionsmerkmale in den unteren Solumbereichen auftreten, sind die in etwas größerer Entfernung zu den Fließgewässern dominanten, tendenziell feinkörnigeren Gleysols durch eine hydromorphe Prägung in den oberen 50 cm definiert, die häufig Flecken an der unmittelbaren Geländeoberfläche einschließt (Eitel 1999: 191). Bei hohen Tongehalten können darüber hinaus auch vertikale Eigenschaften wie Blockstruktur, Trockenrisse und Peloturbationserscheinungen vorhanden sein (Carroll 1970: 30). In den ehemaligen 'floodplain'-Bereichen kommen auf älteren sandigen Alluvionen überwiegend terrestrisch gereifte, zonale Böden vor (Kap. 2.1.2), die an konkreten Beispielen aus den eigenen Untersuchungen, gemeinsam mit den Auenböden sensu stricto und den typischen zugrunde liegenden Prozessgefügen, in Kap. 8.1 nochmals ausführlicher thematisiert werden.

2.2.4 Vegetation und Landnutzung

Die zonale quasi-natürliche Vegetation des Arbeitsgebiets besteht aus offenen Savannenformationen, in denen diverse Akazien-Spezies bestandsbildend sind (Kap. 2.1.3), wobei *Acacia seyal* neben *Balanites aegyptiaca* sowohl in Dünengebieten als auch in hydromorph beeinflussten Tiefenlinien in Form sekundärer Dickichte vorkommt. Die tiefer gelegenen rezente Auen und teilweise auch die interdunären Depressionen weisen aufgrund der speziellen Standortbedingungen, wie dem geringeren Grenzflurabstand oder teilweise erhöhten Salzgehalten in den Böden, überwiegend azonale Vegetationsformationen auf. Die unbestrittene Charakterart des Flusssystemes ist die insbesondere auf den jüngsten Terrassen

^{2.41} Ausweislich der 7th Approximation handelt es sich um Aquic/Typic Ustipsamments (Carroll & Klinkenberg 1972: 117).

^{2.42} im Gegensatz zu teilweise ausgesprochen organikreichen Böden der Schwemmebenen mittlerer und höherer Breiten, die aus dem gehemmten Humusabbau bei Wasserüberschuss hervorgehen

häufig bestandsbildende Dumpalme, *Hyphaene thebaica* (NEAZDP 1991 c: 9). Neben diesen Palm-
dickichten sind auf feinkörnigeren Alluvionen oft auch Galeriewälder mit *Mitragyna inermis*, *Diospyros
mespiliformis*, *Khaya senegalensis*, *Tamarindus indica* und *Mimosa* spp. oder *Acacia nilotica*-Bestände präsent
(Salzmann 1999: 25, von Maydell 1986). Verbreitete Gräser sind *Andropogon gayanus* und *Vetiveria
nigritana* am Rand der Überflutungsbereiche, die an ausgesprochen sumpfigen Standorten von *Oryza
barthii* (Wildreis) und *Echinochloa stagnina* abgelöst werden (IUCN 1997: 46). Auf offenen Wasserflächen
gedeihen Seerosen-Arten (*Nymphaea* spp.) (Hollis et al. 1993: 13).

Die *Hyphaene*-Palme wird traditionell in vielfacher Hinsicht (z. B. zur Anfertigung von Körben und
Matten) genutzt^{2,43}, ebenso wie auch *Acacia (Faidherbia) albida*, *Acacia nilotica*, *Adansonia digitata*, *Balanites
aegyptiaca*, *Diospyros mespiliformis*, *Tamarindus indica* (Tamarinde), *Mangifera indica* (Mango) und *Psidium
guava* (Guave) wichtige Nutzbäume in agroforstwirtschaftlichen Systemen darstellen (Hambolu 2000:
36, Rehm 1986: 153, Salzmann 1999: 69). Auch das Gras in der rezenten Aue, speziell *Echinochloa* sp.,
wird handwerklich verarbeitet und eignet sich zudem bestens als Viehfutter (Hollis et al. 1993: 211). Im
Übrigen belaufen sich Nutzungsaspekte im Arbeitsgebiet vor allen Dingen auf seine land- und viehwirt-
schaftlichen Funktionen, die von konkreten Standortfaktoren determiniert werden. Generell sind feld-
bauliche Aktivitäten nicht vom Nährstoffstatus, sondern von der Wasserverfügbarkeit limitiert. Für den
regional dominanten **Regenfeldbau** werden dabei im Besonderen die tiefgründigen durchlässigen
Sandböden mit hoher nutzbarer Feldkapazität außerhalb des rezenten Überflutungsbereichs geschätzt.
Bedeutendste Feldfrucht ist die Kolbenhirse, *Pennisetum* spp. (engl. 'millet'), neben der untergeordnet
auch *Sorghum* spp. (engl. 'guinea corn'), eine etwas anspruchsvollere Rispenhirse-Gattung, und Mais (*Zea
mays*) angebaut werden. Dies geschieht normalerweise in Mischkultur mit Hülsenfrüchten, allen voran
der Augenbohne, *Vigna unguiculata* (engl. 'cow pea') zur Risikominimierung im Fall von Missernten und
einer optimierten Flächenausnutzung^{2,44}. Der traditionelle Hackbau, der früher in Shifting Cultivation
betrieben wurde, erfolgt heutzutage beinahe ausnahmslos in stationärer Form, was zu Degradationser-
scheinungen führen kann (Kap. 2.1.4).

Die alljährlich unterschiedlich verlaufende Regenzeit stellt mit ihren schwankenden Niederschlags-
summen einen steten Risikofaktor in der konventionellen, bis heute überwiegend subsistenzorientierten
Landwirtschaft dar. Demgegenüber bietet das geökologische Faktorengefüge der Fadama eine Vielzahl
von Möglichkeiten einer marktbezogenen modernen Agrarwirtschaft, wobei der trockenzeitliche
Bewässerungsfeldbau unter Nutzung von Flusswasser an vorderster Stelle steht (Schuchmann 1996:
102). Seine Produkte umfassen Cassava, Erdnüsse, cow pea, Zwiebeln, Tomaten, Gewürzpaprika oder
Chilipfeffer, Karotten, Gurken, Okra, Salat, Süßkartoffeln, Auberginen, Kürbis, 'garden egg' und
Garongo^{2,45}. Der Großteil wird im kälteren ersten Abschnitt der Trockenzeit und aufgrund der
kommerziellen Bedeutung verstärkt in der Nähe urbaner Zentren angepflanzt. Teilweise ist der
Grundwasserspiegel hoch genug, um solche Kulturen ohne zusätzliche Bewässerungsmaßnahmen

^{2,43} Sie ist daher, insbesondere allerdings als Folge von Brennholzeinschlag, in der Nähe von Ortschaften nur noch in ihrer
degradierten, verbuschten Form erhalten.

^{2,44} Leguminosen, genauer gesagt ihre symbiotischen Wurzelknöllchenbakterien der Gattung *Rhizobium* spp., sind außerdem
essentiell für die Fixierung atmosphärischen Stickstoffs und haben somit einen bedeutenden Düngeneffekt.

^{2,45} ein Nachtschattengewächs, das einen roten Farbstoff liefert, mit dem die Kanuri sich aus ästhetischen Gründen die Zähne
färben

gedeihen zu lassen, oder es erfolgt die althergebrachte Schaduf-Bewässerung, bei der vorwiegend Grundwasser mit Hilfe von Kalebassen oder Eimern aus flachen Gruben geschöpft wird. Sie wird allerdings zunehmend durch Motorpumpen zur Förderung von Flusswasser verdrängt, mit deren Hilfe sich die Anbauperiode um einige Monate verlängert, so dass mehrfache Ernten ermöglicht werden (Turner 1985: 88). Auch in früheren Entwicklungsprojekten kam den Motorpumpen oft eine tragende Rolle zu, indem sie z. B. zur Intensivierung des im Zuge eines Importboykotts im Jahr 1987 kurzfristig sehr lukrativen Weizenanbaus dienten, welcher aufgrund des mittlerweile aufgehobenen Einfuhrverbots wieder stark rückläufig ist (Hollis et al. 1993: 92). Als Cash Crop dauerhaft etabliert hat sich hingegen der Reis, wobei abhängig von der Standortgunst entweder der robuste, bereits vor der Jahrhundertwende domestizierte *Oryza glaberrima* oder der hochwertigere, aber empfindlichere, aus Asien stammende *Oryza sativa* kultiviert werden. Als einzige Feldfrucht gedeiht er in den regenzeitlich überschwemmten Gebieten, wo er kurz vor Ankunft der Flut gepflanzt und bereits im August wieder geerntet wird. Im Anbauzyklus folgt unter allmählichem Wasserrückgang auf den rezenten floodplain-Flächen unmittelbar das so genannte 'recession farming', das sich die residuale Bodenfeuchte zunutze macht. War die annuelle Flut beschränkt, werden nur die besonders profitablen und somit risikoarmen cow peas und evtl. Egusi (eine Melonenart) kultiviert (Kundiri et al. 1997: 205). Wenn jedoch aufgrund weit reichender vorangegangener Überschwemmungen günstigere Bedingungen vorherrschen, liegen die eingebrachten Ernten von Sorghum, cow peas, Erdnüssen, Spinat, Cassava und anderen im ökonomischen Wert oft sogar vor den bereits sehr gewinnträchtigen Erzeugnissen des 'irrigation farming' (IUCN 1997: vii).

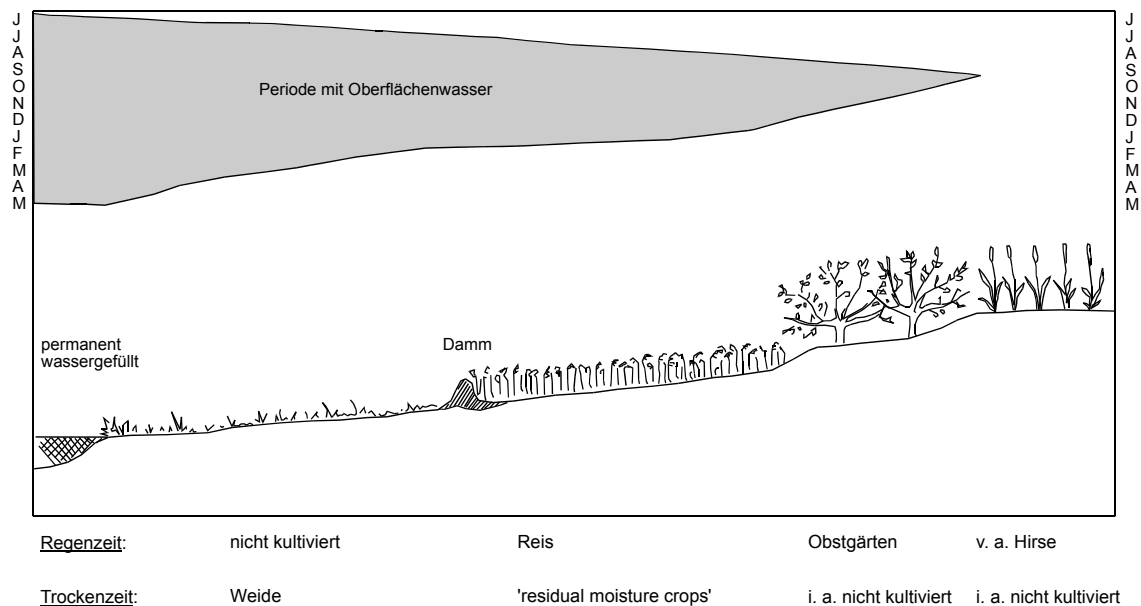


Abb. 2.12: Auenquerschnitt mit typischer Nutzungsabfolge (Thomas 1992: 29, verändert)

Für die ganzjährige Produktivität der Fadamas ist neben dem Ackerbau auch die in vielen Bereichen nach wie vor dominante Weidewirtschaft bedeutend, die sich vor allem nach Flutrückgang in den Überschwemmungsbereichen konzentriert. Sie erfolgt heutzutage weniger in rein nomadischer, sondern meist in halbsesshafter Form oder Transhumanz, wobei auch die Herden der Dorfbevölkerung häufig fremden Fulani-Hirten überlassen werden (Mainguet 1999: 138). Die Beweidung der regenzeitlich grasbewachsenen Dünengebiete im Wechsel mit den trockenzeitlich begrünenden Auen durch Rinder und

Kamele stellt immer noch eine der nachhaltigsten Nutzungsformen im Ökosystem dar^{2.46} (Sombroek & Zonneveld 1971: 10; vgl. Kap. 2.1.4). Oft ist von einem nahezu symbiotischen Verhältnis zur Landwirtschaft die Rede, da die weidewirtschaftlich genutzten Brachflächen mit Kuhmist gedüngt werden und man somit dem fortschreitenden Nährstoffverlust entgegenwirkt (Kundiri et al. 1997: 206, Rehm 1986: 158). Jedoch führt die starke Konkurrenz mit dem Bewässerungsfeldbau um Freiflächen in der Aue beinahe zwangsläufig zu Konflikten (Hollis et al. 1993: 95), im Zuge derer die traditionellen Rechte der Herdenbesitzer zunehmend beschnitten werden (Kolawole et al. 1994: 95).

2.2.5 Aquatische Ressourcen und ihr Management

Eine weitere ökonomisch signifikante Aktivität in den Fadamas ist die Fischerei. Sie wird meistens als Teilzeittätigkeit ausgeübt, die allerdings sowohl in der Regen- als auch in der Trockenzeit betrieben werden kann – im letzten Fall sind die Tiere in den schrumpfenden Restseen besonders einfach zu fangen (NEAZDP 1991: 14). Die hohe natürliche Produktivität in den nährstoffreichen Gewässern von $> 75 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ist mittlerweile stark rückläufig. So haben sich aufgrund der reduzierten Überflutungen durch wasserwirtschaftliche Eingriffe Abfluss, Sedimentfracht und Planktongehalte teilweise irreversibel geändert, wodurch die gleichzeitige durch erhöhte Nachfrage bedingte Überfischung mit zunehmend engmaschigeren Netzen extrem forciert wurde (Hollis et al. 1993: 110).

Die schon mehrfach angesprochenen wasserbaulichen Großprojekte konzentrieren sich weitestgehend auf den Hadejia und seine Tributäre (vgl. Abb. 2.9), wobei allen voran der Tiga-Damm (Bauzeit 1974 – 1976), aber auch der Challawa-Damm (Fertigstellung 1992) zu nennen sind, an die das Hadejia Valley Irrigation Project und das Kano River Project gekoppelt sind. Am Jama'are wurde zu Beginn der 1980er Jahre mit dem Bau des Kafin-Zaki-Damms begonnen, der jedoch wiederholt unterbrochen und bis heute nicht vollendet wurde, was als Zeichen eines politischen Sinneswandels gewertet werden dürfte. Hauptzweck der Reservoirs stellte die Wasserversorgung groß angelegter Landbauprojekte, der städtischen Bevölkerung und Industrie, vorrangig in der Metropole Kano, und untergeordnet ebenfalls die Stromerzeugung dar. Große Hoffnungen, auch für Vertreter ökologischer Interessen, knüpften sich außerdem an die Möglichkeit der saisonalen Flutkontrolle, durch die theoretisch nicht nur die desaströsen Effekte besonders ausgeprägter Überschwemmungen vermieden werden können, sondern über den Wasserrückhalt auch ein bestimmtes Abflussminimum in Trockenjahren garantiert wird, so dass mehr Wasser für die Landwirtschaft verfügbar ist (NEAZDP 1990 b: 10). Im Nachhinein wurde der Dammbau jedoch bereits den ökonomischen Zielvorstellungen in keiner Weise gerecht, indem er sich kurz- bis mittelfristig als unrentabel und somit abhängig von fortlaufenden staatlichen Subventionierungen erwies (Kolawole et al. 1994: ix). Neben dem Ausbleiben erwarteter Profite wurde selbst die Deckung des Wasserbedarfs nur sporadisch erreicht. Anstelle dessen traten zahlreiche unvorhergesehene Negativeffekte der weit reichenden hydrologischen Regime-Regulierung in den Vordergrund (Hollis et al. 1993: 156).

^{2.46} Im Gegensatz dazu birgt die rurale Schaf- und Ziegenhaltung ein weitaus größeres Desertifikationspotential, wobei es gerade in Dürrephasen häufig zu deren Aufstockung unter Aufgabe der größeren Herdetiere kommt (Mainguet 1999: 147).

Als primäre Ursache für die Verfehlung gesteckter Ziele werden die beinahe zwangsläufigen Irrtümer bei der Konzeption angeführt, obgleich der der Reservoirerrichtung größtenteils zugrunde liegende Schultz-Report (1976) umfassende Simulationen beinhaltet. Doch bildete dabei ausgerechnet die letzte regenreiche Phase (1964 – 1973) die Kalkulationsgrundlage für die mit dem Beginn der anschließenden Trockenperiode erfolgenden Baumaßnahmen (Hollis et al. 1993: 121, NEAZDP 1990 b: 21). Die Ursachen des konsequenten Rückgangs des Yobe-Abflusses scheinen allerdings ihrerseits nicht ultimativ ergründet worden zu sein, denn die diesbezüglichen Angaben sind ambivalent. Beispielsweise sollen einerseits 75 % der flussabwärtigen Wasserverluste durch die Dürre und 25 % durch den Bau des Tiga-Damms verursacht worden sein (Carter 1995: 9), zum anderen haben beide Einflussgrößen den absoluten Abfluss angeblich um jeweils 23 % reduziert (Hollis et al. 1993: 188).

Unbestritten gravierend ist die Reduktion der Überschwemmungsfläche aufgrund der Errichtung des Tiga-Reservoirs um bis zu 450 km² allein in den Hadejia-Nguru-Feuchtgebieten (Hollis et al. 1993: 188). Dadurch wurde neben der Fischerei vornehmlich der kleinskalige Ackerbau (insbesondere die Reisfelder) quantitativ eingeschränkt, aber auch qualitativ in Mitleidenschaft gezogen, da sich die Nährstoffzufuhr, unter anderem aufgrund der Rückhaltung der Schwebfracht in den künstlichen Seen, deutlich verringerte (Kolawole et al. 1994: 94). Jenseits dieses unmittelbaren Nutzungspotentials besitzt das Komadugu-Flusssystem jedoch auch wichtige (bereits dargelegte) ökologische Funktionen, wie z. B. bezüglich Grundwassererneuerung und Biodiversität (Kap. 2.2.1). So bringt die Destabilisierung durch anthropogene Eingriffe großen Stils aufgrund der gegebenen natürlichen Variabilität des Ökosystems ein über gegenwärtige Umweltschäden hinaus reichendes nahezu unkalkulierbares Risiko mit sich.

Auch für die Menschen als planmäßige Haupt-Nutznieber der Baumaßnahmen ergaben sich Beeinträchtigungen, die monetär nur schwer zu bemessen sind. Die Projekte bewirkten in vielen Fällen die Untergrabung der durch traditionelles Recht geregelten Landnutzungsmuster und eine Disharmonie insbesondere innerhalb der benachteiligten bzw. ungenügend eingebundenen Bevölkerungsgruppen, was im schlimmsten Fall zu einer weitergehenden Aufspaltung der Gesellschaft und der Verstärkung des Arm-Reich-Gefälles führte. Besonders nachteilig wirkten sich die Veränderungen auf die Pastoralisten aus, die bei den Projektplanungen, zusammen mit den Fischern, stets zugunsten des Bewässerungslandbaus vernachlässigt wurden und bis in die jüngere Vergangenheit keine adäquate Betrachtung in sozioökonomischen Studien erfahren haben (NEAZDP 1991 b: 4). Die Analyse fehlerhafter Entwicklungen im Komadugu-System zeigt den Bedarf an integrativen umweltschonenden Nutzungsschemen und somit einem zeitgemäßen Management der hydrologischen Ressourcen. Dabei werden vor allem folgende Aspekte eingefordert:

- Verbesserung der Datenlage: Um eine fundierte Planung zu ermöglichen, sind eine weiterführende Grundlagenforschung sowie eine Intensivierung des Monitoring zur Erstellung von Langzeitstudien, z. B. über klimatische Trends und den (Grund-) Wasserhaushalt, vonnöten (Carter 1995: 3).
- Konzertiertes Vorgehen der Behörden: 1976 wurden in Nigeria neun River Basin Development Authorities ins Leben gerufen, eine davon für das Hadejia-Jama'are-Einzugsgebiet und eine andere für das Tschadbecken, die auch den Unterlauf des Komadugu Yobe abdeckt. Dabei wird bereits das Problem dieser Institutionen transparent, die zu einer kohärenten Ressourcenplanung nicht in der

Lage waren, sondern vielmehr Misswirtschaft und politische Fehlentscheidungen förderten (Ezeigbo & Ogbukagu 1985: 413). Für die Zukunft wird nicht nur ein Einzugsgebiets-übergreifender Masterplan, sondern mindestens ebenso dringlich eine Kooperation der "River Manager" mit den verschiedenen Interessensgruppen im Ober-, Mittel- und Unterlauf des Yobe als unerlässlich angesehen (Hollis et al. 1993: 176).

- Umfassende ökonomische Bewertungen: Aus den mangelhaften Kosten-Nutzen-Kalkulationen, die die Handlungsgrundlage früherer wasserwirtschaftlicher Maßnahmen darstellten, müssen einige dringende Konsequenzen gezogen werden. So wurden aufgrund der im obigen Punkt geschilderten Betrachtung isolierter Flussabschnitte die flussabwärtigen Effekte von Baumaßnahmen teilweise komplett ignoriert. Zu spät erfolgte üblicherweise die Feststellung, dass die ökonomischen Negativfolgen im Unterlauf fast immer bedeutender ausfielen als der im Oberlauf angestrebte Nutzen (NEAZDP 1991: 54). Auch sekundäre Konsequenzen, wie z. B. die entstandenen Düngekosten als Resultat des durch Sedimentrückhalt in den Reservoirien ausbleibenden Nährstoffeintrags in der Aue (NEAZDP 1991: 31), müssen zukünftig unter Einbeziehung sämtlicher konkurrierender Nutzungen im Yobe-System akribisch miteinander verrechnet werden. Konkret gefordert wird die Einbeziehung von 'direct use values' (z. B. Beweidung der Aue, Sammeln von Brennholz, Fadama-Kultivierung und Fischerei), 'indirect use values' (natürliche Funktionen der Feuchtgebiete, die den Bestand ökonomischer Ressourcen gewährleisten) sowie 'non-use values' (Schutz der Feuchtgebiete aus rein ökologischen Beweggründen) (Hollis et al. 1993: 191).
- Integration des Naturschutzes und Gewährleistung der Nachhaltigkeit: Im letztgenannten Punkt klang bereits das bis heute deutlich gestiegene Umweltbewusstsein an. Frühere Argumente, dass beispielsweise den hohen Versickerungs- und Verdunstungsverlusten des Hadejia durch Flussbegradigungen zu begegnen sei, sind aufgrund der impliziten Vernachlässigung des ökologischen Wertes der Feuchtgebiete heute nicht mehr populär (Hollis et al. 1993: 154). Die oft schwierige Balance zwischen Umweltschutz (z. B. in Form von "Fadama Rehabilitation Projects") und der Sicherung der Existenzgrundlagen der ansässigen Bevölkerung kann nur im Rahmen einer nachhaltigen Landnutzung gewährleistet werden, die das gegenwärtig einzige universal akzeptierte Modell einer langfristig produktiven Ressourcenentwicklung repräsentiert. Die notwendige Prüfung von Eingriffen hinsichtlich ihrer ökologischen und sozioökonomischen Verträglichkeit resultiert in einer Tendenz zu überschaubaren, in traditionelle Nutzungsmuster eingebetteten Projekten mit minimiertem Input, die gleichzeitig als Auslöser verbesserter ruraler Sozialstrukturen fungieren sollen (Carter 1995: 100). Konkret werden dabei eine Förderung von kleinskaligen Bewässerungsmaßnahmen und die Fruchtbaumanpflanzung in den Fadamas als agroforstwirtschaftlich orientierte Nutzungsform unter gleichzeitiger Integration ausreichender Weideflächen für die Herden der Fulani empfohlen (NEAZDP 1991 c: 9).

2.3 Spätquartäre Klimageschichte des Großraums

2.3.1 Umwelthistorische Archive

Im Zentrum räumlich-zeitlicher paläoökologischer Synthesen steht im Allgemeinen die Rekonstruktion von Vorzeitklimaten als dominanten Regelgrößen nahezu aller vergangenen abiotischen und biotischen

Zustände und Prozesse. Die diesbezüglich überlieferten Proxy-Daten sind mit einem breit gefächerten methodischen Spektrum zu erschließen, beschränken sich aber jeweils auf einen durch ein Gerüst chronometrischer Datierungen definierten, spezifischen stratigraphischen Kontext. Eine optimale paläoklimatische Datenbasis bieten hoch auflösende Tiefseebohrkerne, deren Texturabfolge eventuell Rückschlüsse auf kleinmaßstäbige Abtragungsmechanismen als Funktionen einer klimageomorphologisch gesteuerten Dynamik^{2.47} zu geben vermag. Wechselnde Gehalte biogener Einträge verweisen darüber hinaus auf die konkreten Existenzbedingungen fossiler Thanatozöosen^{2.48} und haben in den Schalenresten mariner Mikrofossilien zudem die syngenetischen Sauerstoff-Isotopenverhältnisse (z. B. $\delta^{18}\text{O}$) der präexistenten Ozeanosphäre konserviert, welche beispielsweise Rekonstruktionen der klimagene-tisch bedeutsamen ozeanischen Oberflächentemperaturen ermöglichen. Die den daraus abgeleiteten Entwicklungen zugrunde liegenden Gesetzmäßigkeiten und Kausalitäten sind ihrerseits Gegenstand verschiedenster deduktiver Modellierungen von Paläoklimaten.

Isotopen^{2.49}-Tiefenfunktionen und -Anomalien können auch in terrestrischen Räumen untersucht werden; ebenso wie diverse geochemische Ratios in terrigenen Sedimenten Aufschluss über Änderungen der P/E-Ratio^{2.50} zu geben vermögen (z. B. das Sr/Ca-Verhältnis als Maß der Salinität) (Durand & Lang 1986: 273, Holmes et al. 1997: 311, Salzmann et al. 2002: 76). Diesbezügliche Archive in Form ungestörter, über einen längeren Zeitraum abgelagerter Schichten finden sich überwiegend im lakustrischen Milieu, wenn teilweise auch Lücken in der Sedimentation, z. B. aufgrund von Austrocknung oder äolischer Aufarbeitung, in Kauf genommen werden müssen. Seesedimente sind außerdem für biostratigraphische Analysen mikropaläontologischer und palynologischer Funde prädestiniert, wobei die Pollenkörner allerdings unter anaeroben Bedingungen konserviert worden sein müssen, was in semiariden Zonen nicht regelhaft verwirklicht ist^{2.51} (Salzmann 1999: 8). Die daraus rekonstruierten ehemaligen Pflanzengesellschaften müssen in ihrer Indikatorfunktion für regionale klimatische Bedingungen zum Ablagerungszeitraum sorgfältig abgesichert werden^{2.52}. Mikrofloristische (überwiegend Diatomeen) und –faunistische Marker in geschlossenen Gewässern gewähren zwar konkretere Einblicke bezüglich biochemischer Parameter wie Wassertiefe, pH und Salinität, doch werden auch hier die hoch variablen Randbedingungen oftmals vernachlässigt, so dass selbst solche Chronostratigraphien nicht immer zweifelsfrei die eigentlichen hygrischen und thermischen Fluktuationen des Großraums abbilden (Gasse 1980: 334 u. 1987: 159).

Punktuelle Resultate können im Rahmen standortübergreifender Vergleiche durchaus von beträchtlichem Wert sein, denn sie spiegeln direkte Einflüsse sowie vielschichtige Reaktionsmuster im gegebenen landschaftsökologischen Zusammenhang unmittelbar und gewichtet wider (Baumhauer et al. 1989: 493,

^{2.47} Feuchtzeitliche Flussschlämme am Kontinentalhang sind im Idealfall ebenso wie die trockenzeitlich erhöhten äolischen Siliziklasteinträge durch bestimmte dominante Kornfraktionen und charakteristische bi- bzw. monomodale Verteilungen gekennzeichnet (Sarnthein 1982: 137).

^{2.48} "Todesgemeinschaften", d. h. die Summe erhaltener Organismenreste früherer Biozöosen, deren Artenspektrum an bestimmte Optima von Wassertemperatur, Chemismus, Trophiegrad u. ä. gebunden ist

^{2.49} $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

^{2.50} 'precipitation' vs. 'evaporation'; Verhältnis von Niederschlag zu Verdunstung

^{2.51} z. B. auch als Konsequenz von Vertisoldynamik und der raschen Mineralisierung organischer Substanz

^{2.52} unter anderem hinsichtlich des Einflusses lokaler Florenkomponenten, Richtung und Transportweite des Pollenflugs, aber auch artenspezifischer Konkurrenz und Unterschieden der Pollenproduktion und -haltbarkeit (Littmann 1988: 36, Sarnthein 1982: 131)

Houben 2002: 7, Littmann 1988: 38). Letztendlich tangieren nur derartige regionale Befunde den menschlichen Lebensraum und sind somit speziell in der zweiten Hälfte des Holozäns für eine gleichzeitige Einschätzung der massiv anwachsenden und demzufolge häufig maßgeblichen anthropogenen Einflüsse von Belang. Ferner besteht das Bestreben, auch geomorphologische, pedologische und sedimentologische Erkenntnisse landschaftshistorisch auszuwerten, wobei primär relative Trends und keine exakten pluviothermischen Klimafunktionen rekapituliert werden. Dies bietet sich in einer klimatisch sensibel reagierenden Region wie dem Tschadbecken in idealer Weise an, wobei semiaride Räume generell ein sehr hohes diesbezügliches Reaktionspotential aufweisen (Littmann 1989: 172). Angesichts der Größe des Einzugsgebiets muss allerdings stets auch die starke Abhängigkeit des Seespiegels vom Eintrag durch endorhäische Flüsse und somit den extrazonalen Wasserbudget-Änderungen berücksichtigt werden^{2.53}, weshalb regionale Chronostratigraphien vorzugsweise auf anderweitigen, in sich geschlosseneren Archiven fußen (s. u.).

Reliktische Ergs gelten als relativ zuverlässige Ariditätszeiger, doch muss dabei in Betracht gezogen werden, dass bereits kurzfristige Klimaoszillationen sowie Human Impact zu weit reichenden äolischen Umlagerungen führen können^{2.54} (Mensching 1979: 67). Auch muss nicht unbedingt eine der heutigen Grenze arider Morphodynamik entsprechende Isohyeten-Verschiebung stattgefunden haben (Kap. 2.1.2); vielmehr sind bei einem stärker ausgeprägten Passatregime^{2.55} durchaus humidere Verhältnisse während der Dünengengese denkbar (Talbot 1980: 43). Abseits der markanten sahelischen Altdünengürtel ist eine äolische Prägung nur schwer nachzuweisen, da gerade im fluvialen Umfeld Trockenphasen überwiegend durch Erosionsdiskordanzen gekennzeichnet sind (Durand & Lang 1986: 269). Demgegenüber verkörpern Böden aufgrund der benötigten Entwicklungsdauer eine Phase relativen geomorphologischen Stillstands (Stabilitätszeiten nach Rohdenburg (1970); Kap. 3.6), wobei ihnen aufgrund der zentralen Stellung im Ökosystem (bodenbildende Faktoren entsprechen Geofaktoren) eine paläoökologische Schlüsselrolle zukommt (Leser 1985: 8). Diesbezüglich besonders interessant sind fossilisierte Böden, aber auch Kolluvien, deren pedogene Merkmale ursächlich mit bestimmten ehemaligen Klimakonstellationen in bzw. ex situ verknüpft werden können (Gerrard 1992: 200). Allerdings erschwert die kumulative Addition von Bodeneigenschaften eine definitive zeitliche Einordnung der ausschlaggebenden Prozesse^{2.56} (Heine 1995: 32).

Im gesamten W-afrikanischen Sahel stellen die erwähnten lakustrinen Domänen das wichtigste Archiv bezüglich quartärer Umweltveränderungen dar, wobei insbesondere bei kleineren geschlossenen Seen ein direkter Zusammenhang zwischen P/E-Ratio, Wasserständen und abgelagerter Fazies in sedimentologischer, geochemischer oder paläontologischer Hinsicht existiert (Gasse 1980: 347, Holmes et al. 1999: 359, Street-Perrott et al. 1985: 163). Somit herrscht ein höheres Maß an Ökovarianz^{2.57} vor als beim Tschadsee selbst. Konsequenterweise basieren die von **Servant** (z. B. 1967, 1973, 1983) ent-

^{2.53} beispielsweise bei der Interpretation alter Strandlinien, limnischer Ablagerungen und anderer potentieller Zeugen humiderer Phasen

^{2.54} Albert (2003: 218) bezweifelt hingegen die flächenhafte morphologische Wirksamkeit kurzfristiger klimatischer Schwankungen, wie z. B. der ariden Episode um 8 cal. ka BP (Kap. 2.3.3), für die er in der Altdünenlandschaft Burkina Faso keinerlei Nachweise fand.

^{2.55} Es wird von einer 40- – 50-prozentigen Erhöhung der Windgeschwindigkeiten ausgegangen.

^{2.56} Auch die Datierung sekundärer Merkmale wird durch vererbte sedimentäre Charakteristika nochmals verkompliziert.

wickelten frühen Chronostratigraphien des Tschadbeckens auf mehrfach ^{14}C -datierten Verfüllungen episodisch gefluteter bzw. Grundwasser gespeister Depressionen nördlich gelegener Altdünenbereiche (z. B. der Ergs von Bilma und Ténéré). Die weitestgehend kontinuierlichen, mitunter durch äolische Zwischenschaltungen oder postsedimentäre Trockenrisse gekennzeichneten, kalk- und ostracodenreichen Ablagerungen enthalten unter anderem seit dem Ende des Tertiärs akkumulierte Diatomeen-Vorkommen von mehreren 100 m Mächtigkeit (Servant & Servant 1983: 11). Sie wurden, ebenso wie die in isolierten Positionen konservierten diatomeehaltigen transgressiven Alluvionen des Bahr El Ghazal^{2.58}, von **Servant-Vildary** (z. B. 1970, 1977, 1978, 1979) in unterschiedliche paläoökologische Stadien untergliedert. Die resultierenden Klimakurven konnten desweiteren von **Maley** (z. B. 1973, 1976, 1977, 1980, 1981) über Pollenanalysen präzisiert werden (Servant 1983: 111, Durand & Lang 1986: 286). Bezüglich der Methodik bleibt allerdings zu beachten, dass die untersuchten Seen durch eine hohe hydrogeologische und topographische Variabilität gekennzeichnet sind, was die Möglichkeit genereller klimatischer Korrelationen limitiert. Zudem müssen die zugrunde liegenden ^{14}C -Messungen partiell als unsicher eingestuft werden, da einige der Proben aus Kalkkrustenbereichen phreatisch-lakustriner Genese mit Gehalten an vermutlich unterschiedlich altem Kohlenstoff stammen (Kap. 4.7.2), aber in den liegenden Profilmereichen auch per se große Standardabweichungen aufweisen (Baumhauer 1986: 164, Servant & Servant 1983: 15, Van Zinderen Bakker & Maley 1979: 94). Neuere, mutmaßlich exaktere Daten werden, ebenso wie zusätzliche Beiträge zum frühen Datenfundus, teilweise im weiteren Verlauf des Kapitels aufgeführt. Bezüglich einer noch detaillierteren paläoklimatischen Übersicht wird auf die dazu im Schriftenverzeichnis aufgeführten Arbeiten und die dortigen Literaturzitate verwiesen^{2.59}.

2.3.2 Atmosphärische Zirkulationsmuster

Die quartären Klimaschwankungen, welche zu breitenkreisparallelen Oszillationen der subsaharischen Landschafts- und Vegetationsgürtel W-Afrikas in Größenordnungen zwischen ca. 500 und 1.000 km geführt haben sollen (Kadomura 1994: 206), weisen in Anlehnung an die Chronostratigraphie von Servant (1973) eine grobe Gliederung in eher aride Phasen (vor ca. 40 ka BP, ca. 20 – 12 ka BP, ca. 7,5 – 6,5 ka BP, ca. 2 ka BP – heute)^{2.60} und Perioden überwiegend humiden Charakters (ca. 40 – 20 ka BP, ca. 10 – 8 ka BP, ca. 6,5 – 5 ka BP, ca. 3,5 – 3 ka BP) auf. Sie stehen in einem definierten Kausalzusammenhang zu globalen Klimatrends und können daher auch mit den Entwicklungen in den rezent gemäßigten Zonen korreliert werden. Eine ehemals postulierte Synchronität von glazialen Maxima und tropischen Pluvialen wurde bereits gegen Ende der 50er Jahre wieder verworfen und stattdessen eine gegenteilige Konfiguration, nämlich die vor allem mit dem Hochwürm koinzidierende Hyperaridität südlich der Sahara sowie mit außertropischen Erwärmungsphasen zusammenfallende hygri-sche Optima

^{2.57} Summe aller feststellbaren geoökologischen Veränderungen (Littmann 1988: 149)

^{2.58} Das Bahr El Ghazal bildet den langfristig größtenteils trocken gefallenen Überlauf in die Bodélé-Depression, die, in ca. 30 km nordöstlicher Richtung und 70 – 80 m unterhalb des rezenten Seespiegels gelegen, die tiefste Stelle des Tschadbeckens darstellt (Bawden 1972 d: 78; vgl. Abb.2.2).

^{2.59} Ausführliche Literaturangaben finden sich beispielsweise in den Arbeiten von Oteze & Tamajong (1986: 6), Salzmann (1999: 14) und Servant & Servant-Vildary (1980: 134).

^{2.60} Sofern nicht anderweitig kenntlich gemacht, handelt es sich bei allen zitierten Altersangaben um Radiokarbonalter. In wenigen Fällen lässt sich nicht wirklich nachvollziehen, ob diese kalibriert wurden, was jedoch bei den älteren Datierungen, welche maßgeblich für die etablierten Chronostratigraphien sind, auszuschließen ist. Um Vergleiche mit den eigenen OSL-Ergebnissen zu ermöglichen (Kap. 7), wurden Kalibrationen der Eckdaten mit dem Programm OxCal (Bronk Ramsey 2001) vorgenommen, deren Ergebnisse unter anderem den Abb. 2.13 und 7.1 zu entnehmen sind.

im Sahel, festgestellt (z. B. Grove 1985: 35, Maley 1977: 574, Nicholson & Flohn 1980: 333). Die komplexen Klimavariationen sind ursächlich von der Energiebilanz der bipolaren Vereisungen dominiert, welche zu tief greifenden Änderungen der ozeanisch-terrestrischen Temperaturgradienten und der oberen atmosphärischen Zirkulation führten (Van Zinderen Bakker & Maley 1979: 84). Die beträchtlichen meridionalen Temperatur- und Luftdruckunterschiede manifestieren sich vor allen Dingen in Vorstößen polarer Kaltwässer und schwankenden Verdunstungsbeträgen oberhalb der Weltmeere, die als sekundäre Steuerfaktoren äquatorparalleler Verlagerungen des Westwinddrifts, der subtropischen Hochdruckgebiete und des monsonalen Regengürtels gelten (Kodomura 1994: 206 ff., Pokras & Mix 1985: 146, Sarnthein 1982: 125, 133, 147).

Annähernd zeitgleich zum LGM ist im subsaharischen W-Afrika ein Ariditätspeak zu verzeichnen. Er korrespondierte mit erniedrigten Oberflächentemperaturen der Ozeane und einer konsequent minimierten Evaporation, was auch eine Forcierung des NE-Passats mit sich brachte (Gasse 2000: 189, Nicholson & Flohn 1980: 332). Im N des Kontinents dominierten währenddessen zyklonale Winterregen, und selbst die saharischen Gebirge erhielten, basierend auf der Interaktion von Polar- und Monsoonfront, Niederschläge durch tropische oder sudano-saharische Depressionen^{2,61}. Die nachfolgenden früh- bis mittelholozänen Seephasen, deren Einsatz weitestgehend abrupt und auf überregionaler Ebene erfolgte (Nicholson 1978: 15), sind gleichermaßen Produkte konträrer tropischer und extratropischer Klimatendenzen. So wird zumindest für das verhältnismäßig kühle Frühholozän von einer Überlagerung N- und S-pluvialer Regime im Sahel ausgegangen, die via N-hemisphärische Frühlings- und Herbstniederschläge des subtropischen Jetstreams sowie monsunale gesteuerte tropisch-sommerliche Starkregen eine nahezu gleichmäßige Verteilung der Jahressummen bedingten (Flohn & Nicholson 1980: 2, Maley 2000: 121, Völkel 1989: 223; Kap. 2.3.3 u. 2.3.4).

Die nordwärtige Verlagerung tropischer Konvektionsniederschläge des SW-Monsuns um mehrere 100 km und das damit einhergehende globale Klimaoptimum erfolgten im Rahmen eines Druckausgleiches infolge der graduell gesteigerten sommerlichen Insolation über den Landmassen, erwärmter Meeresoberflächen und einer zunehmenden ozeanischen Verdunstung sowie positiven Feedback-Prozessen, wie einer dichteren Pflanzendecke und einer verringerten Albedo (De Menocal et al. 2000: 348). Seit ca. 7.000 a BP soll die klimatische Zirkulation im Tschadseebereich ungefähr der rezenten Situation entsprechen haben, wobei auch in der Sahara die bislang durch tropische Depressionen ausgelösten Regenfälle zunächst durch Niederschläge sahelischen Charakters ersetzt wurden (Burke 1976: 200, Servant & Servant-Vildary 1980: 156). Die Ursachen kleinskaliger klimatischer Schwankungen im Spätholozän sind dabei lediglich von Unterschieden in der Höhenlage der Passatinversion und der Grenze der Nordwärtswanderung der ITC geprägt, werden im Detail jedoch nach wie vor diskutiert, wobei man außergewöhnlich trockene Episoden (z. B. gegen 4 ka BP) beispielsweise mit Variationen der ozeanischen Salinität in Verbindung bringt (Gasse 2000: 205).

^{2,61} N-Pluviale mit zyklonalen Niederschlägen eines mediterranen Typs (Maley 1977 a: 577)

2.3.3 Klimatochronologische Gliederung

Ghazalien^{2.62} (ca. 40 – 20 ka BP): Vor dem Beginn des Ghazalien scheinen zunächst zwei lakustrine Phasen, ein oberpleistozänes Seenmaximum von ca. 100.000 a BP bis 65.000/50.000 a BP (Grove & Warren 1968: 203) und ein weiteres klimatisches Optimum gegen 46.000 a BP kennzeichnend gewesen zu sein (Schneider 1994: 29). Anschließend erfolgte bis in den Bereich der heutigen 800-mm-Isohyete nördlich des 13. Breitengrads die Aufwehung ursprünglich aquatischer Ablagerungen zum ältesten sahelischen Erg (Erg Ancien), der jedoch in der vorliegenden Region nicht dokumentiert ist (Durand et al. 1984: 237, Grunert 1988: 293, Thiemeyer 1997 b: 42, Zeese 1996: 43). Eine recht schwache Transgression zwischen 38.000 und 36.000 a BP ist anhand gering mächtiger carbonatischer Alluvionen in Interdünenbereichen nachgewiesen (Durand & Mathieu 1980 a: 201, Oteze & Tamajong 1986: 6). Daran schloss sich eine etwas trockenere Phase an, die sich im Tschad in Form von evaporitischen und äolischen Zwischenschaltungen der Chari-Sedimente niederschlug (Durand & Mathieu 1980 b: 331). Auch im NE weisen die lakustrischen Sedimentationsabfolgen Hiaten und Einwehungen auf, woraus eine mittelghazalienzeitliche Trockenperiode um 30 ka BP abzuleiten ist (Servant & Servant-Vildary 1980: 144).

Spätestens zwischen 25.000 und 20.000 a BP begann in der heutigen Trockensavanne eine deutlich ausgeprägte humide Phase, die im Sahel bereits gegen 30.000 – 29.000 a BP mit der Genese interdüner Seen einsetzte und durch datierte lakustrine Tone bis zu 40 bzw. 60 m oberhalb des heutigen Tschadseeufers belegt ist (Faure et al. 1963: 58, Grove 1985: 33, Littmann 1988: 67, Servant-Vildary 1979: 66). Paläoökologische Untersuchungen an nur innerhalb dieses Zeitabschnitts derart ausgeprägt vorhandenen temperierten Pollen sowie psychrophilen Diatomeen^{2.63} (*Cyclotella ocellata* und andere) weisen auf feuchtkühle Bedingungen hin, die auf ein Vorstoßen alpiner Luftmassen rückschließen lassen (Gasse 1980: 339, Servant & Servant-Vildary 1980: 158). Mit Hilfe von Edelgas-Ratios wurden die mittleren Jahrestemperaturen zwischen 24 und 18,6 ka BP bei ca. 6 °C unterhalb den heutigen Durchschnittstemperaturen angesetzt (Edmunds et al. 1999: 345). Analog zur Flutung der Zwischendünenbereiche wird die Existenz eines extensiven Paläotschadsees vermutet, der bis ca. 50 km südlich der heutigen Uferlinie reichte und zu limnischen Transgressionen im Bereich des Chari-Deltas führte. Datierungen dieses Seespiegelhöchststandes durch Durand & Mathieu belaufen sich auf ca. 21.800 ± 1.100 a BP (Oteze & Tamajong 1986: 7). Dabei deuten, jenseits des durch Zuflüsse aus den feuchteren Tropen gespeisten Tschadsees, die Höchststände isolierter Seen im E-Niger ebenfalls auf die Zunahme lokaler Niederschläge hin (Baumhauer 1986: 53). Synchron soll es laut Hervieu (1970) zwischen ca. 26.000 und 20.000 a BP zur tiefgründigen Verwitterung (Rubefizierung, Eisen- und Tonverlagerung) der Altdünen unter wechselfeuchtem Klima gekommen sein. Gegen Ende dieser Episode erfuhren wiederum tropische Pollen- und Diatomeentaxa vorwiegend sudano-sahelischen Charakters^{2.64} eine bis heute währende Dominanz (Schneider 1994: 30), wobei allerdings kurz darauf ein erneuter Klimaumschwung hin zu extremer Aridität erfolgte und die lakustrine Sedimentation aussetzte.

^{2.62} diese und folgende Bezeichnungen gemäß Servant (1973)

^{2.63} Kaltwasserarten der mittleren Breiten

^{2.64} z. B. *Melosira goetzeana*, *Melosira granulata*, *Nitzschia lancetula*

Kanémien (ca. 20 – 12 ka BP): Die im späten Pleistozän vorherrschende Xerotendenz, deren Maximum zwischen 18.000 und 14.000 a BP mit der globalen Abkühlung im Hochwürm und der konsequenten meridionalen Verlagerung der Hochdruckzellen korrespondierte (Schneider 1994: 29, Servant & Servant-Vildary 1980: 158), führte nicht nur zur Akkumulation des rezenten Ergs (Kap. 2.1.2), sondern auch zur weitestgehenden Austrocknung des Tschadsees, der demzufolge vor allem im N-Teil basale degradierte Dünen aufweist. Die interdunären Seen im N verschwinden vollständig und weisen Hiaten innerhalb der fluviolimnischen Deposition von ca. 22.000 bzw. 18.000 a BP bis ca. 13.000 bzw. 12.000 a BP auf (Servant & Servant 1983: 12, Servant-Vildary 1979: 68). Das Klima soll auch zu dieser Zeit relativ kühl gewesen sein (Flohn & Nicholson 1980: 8). Dass dabei durchaus gewisse Mengen an Niederschlägen fielen^{2.65}, wird aus der verhältnismäßig geringen Beeinflussung der größeren Flussläufe durch die Dünentopographie abgeleitet, denn ihr Abfluss scheint offenbar zum Aufrechterhalten des alten Kurses ausgereicht haben (Kap. 2.2.3). Auch im S-Teil des Tschadbeckens existierte wohl ein perennierender fluvialer Input unter Persistenz von Sumpfbereichen im Chari-Delta (Littmann 1989: 105), doch kann dort die Ghazalien-Kanémien-Grenze anhand carbonatischer Ablagerungen, welche vermutlich eine damalige Grundwasserabsenkung nachzeichnen, rekapituliert werden (Durand & Lang 1986: 272).

Nigéro-Tchadien I – III (ca. 12 – 8 ka BP): Der Umschwung vom Ende des Klimapessimums bis zum definitiven Beginn der Feuchtphase vollzog sich innerhalb von ungefähr 2.000 Jahren (Anhuf & Frankenberg 2000: 101). Damit setzte eine Periode ausgeprägter monsunaler Intensität im Zuge einer globalen Erwärmung ein, die jedoch einigen Oszillationen unterlag und somit in diversen lakustrischen Vorstößen resultierte, wobei sich insbesondere zwei große Feuchtzeiten in sedimentologischen und paläolimnischen Daten widerspiegeln (Edmunds et al. 1999: 345). Das erste, humidere Intervall, das sich graduell ab ca. 12.000 a BP abzeichnete^{2.66}, wird auch als frühholozänes Klimaoptimum bezeichnet (Durand et al. 1984: 237, Völkel & Grunert 1990: 1, Williams 1985: 231). Es führte in weiten Teilen des tropischen Afrikas zu quasi-simultanen Maxima der Seen- und Grundwasserspiegel ab ca. 9.500 a BP (Baumhauer 1986: 53, Oteze & Tamajong 1986: 8, Schneider 1994: 37, Street & Grove 1976: 389) und zu einer nordwärtigen Verschiebung der Vegetationszonen um ungefähr 400 km (Salzmann et al. 2002: 82). Die relativ gleichmäßig über das Jahr verteilten Niederschläge sollen ungefähr 150 % der heutigen Regenmengen im Sahel betragen haben (Flohn & Nicholson 1980: 8, Street & Grove 1976: 385, Talbot 1980: 49), was sich auch am deutlichen überregionalen Anstieg sudano-guineischer Taxa in Pollenprofilen nachvollziehen lässt (Salzmann 1999: 15).

Die zugrunde liegende, wiederum verhältnismäßig kühle Witterung verhielt sich gegenläufig zu den weltweiten paläoklimatischen Entwicklungen und stellte somit vermutlich eine auf den Vorstößen polarer Luftmassen gründende, regionale Anomalie dar (Servant & Servant-Vildary 1980: 157; Kap. 2.3.2), die in den montanen Bereichen der Sahara^{2.67} durch mediterrane Florenelemente belegt ist (Kap. 2.3.4). Der Einfluss tropischer Depressionen ist ferner durch die Diatomeenfloren perennierender, oligotro-

^{2.65} schätzungsweise 20 – 50 % der heutigen Beträge (Talbot 1984: 203)

^{2.66} Servant-Vildary (1979: 65) vermutet anhand der Artenzusammensetzung von Diatomeen, dass bereits ab 12,5 ka BP ein saisonales Klima vorherrschte.

^{2.67} ebenso im südwestlich ans Tschadbecken angrenzenden Biu Plateau gelegenen Lake Tilla (vgl. Abb. 2.13), wo sich erhöhte Pollengehalte der Bergolive *Olea hochstetteri* fanden (Salzmann & Hoelzmann & Morczinek 2002: 81)

pher Zwischendünenseen mit kalten, sauerstoff- und siliciumreichen Wässern dokumentiert, die vermutlich in Verbindung mit dem Aquifer standen (Baumhauer 1986: 160). Während zu Beginn insbesondere die Steigerung lokaler Niederschläge für die Transgressionen verantwortlich zeichnete, spielten ab ca. 8.500 a BP zunehmend fluviale Einträge aus dem S eine Rolle (Faure et al. 1963: 41).

Nigéro-Tchadien IV – V (ca. 8 bis 4,5 ka BP): Der frühholozänen folgte eine mittelholozäne Feuchtzeit, welcher vermutlich ein kurzes Trockenintervall gegen 7,5 ka BP voranging, das unter Umständen durch das rapide Abschmelzen kanadischer und skandinavischer Eismassen ausgelöst wurde, was zu starken Abkühlungen und verminderten Verdunstungsraten im atlantischen Bereich führte (De Menocal et al. 2000: 355, Flohn & Nicholson 1980: 10, Grunert 1988: 296, Tschierschke 1997: 10). Der Seespiegelstand des Tschadsees entsprach eventuell dem heutigen (Oteze & Tamajong 1986: 9), und vereinzelt liegen sedimentologische Nachweise einer äolischen Reaktivierung von Altdünensanden vor (z. B. Holmes et al. 1999: 364), die allerdings nicht zwingend mit einer vollarenidischen Morphodynamik in Zusammenhang zu bringen ist. Andere Studien legen Phasenverschiebungen sowie gegenläufige ökologische Bedingungen in Sahel- und sudano-guineischer Zone nahe, so dass der Tschadsee als paläoklimatischer Zeiger für den Sahelbereich zu dieser Zeit möglicherweise verworfen werden muss (Van Zinderen Bakker & Maley 1979: 97). Zweifelsohne wären weitergehende regionale geochronostratigraphische Erkenntnisse aus dieser Epoche wünschenswert.

Gegen 7.000 a BP fanden bemerkenswerte Wechsel in der Diatomeenflora interdunärer Bereiche von oligo- hin zu eutrophen Spezies statt, was vermutlich in der erneuten fluvialen Speisung dieser Seen begründet ist und offensichtlich selbst zu Zeiten des frühholozänen Klimaoptimums in dieser Form nicht gegeben war^{2.68}. So häufen sich auch erst zwischen 7.000 und 6.500 a BP die Hinweise auf den Megatschad als großen eutrophen See im Beckenzentrum (Kap. 2.1.2), der zwischen 6,2 und 5 ka BP seine maximale holozäne Ausdehnung von ca. 330.000 km² erreicht haben muss (Servant 1967: 95, Thiemeyer 1997 b: 177, Van Zinderen Bakker & Maley 1979: 96). Wiederum wurden im nordwestlichen Tschadbecken in isolierten oligotrophen Seen in geschlossenen Depressionen bei geringerer Salinität und unter Abwesenheit carbonatischer Ausfällungen Diatomite akkumuliert (Servant & Servant 1983: 18). Die Pollenspektren weisen Anteile guineischer Elemente bis zu 80 % auf, die ebenfalls überwiegend fluvialen Ursprungs sein dürften (Servant & Servant-Vildary 1980: 155), doch ließ dieser allochthone Einfluss gegen 5.500 a BP deutlich nach. Die Sahara-Sahel-Grenze (falls sie in einer mit heute vergleichbaren Form existierte) verlief schätzungsweise 200 km südlicher als zur Zeit des frühholozänen Optimums, in welchem sie bei ca. 20° N angesiedelt wird^{2.69} (Anhuf & Frankenberg 2000: 108).

Neben einem bereits für das Jungpleistozän um ca. 55 ka BP, aber auch gegen 22 ka BP veranschlagten Seehöchststand bei 380 – 400 m amsl (z. B. Durand & Mathieu 1980, Faure 1963) unter Überfluss via Mayo-Kebbi-Schwelle in das Benue-System (Kap. 2.1.2) ist für die Ausdehnung des **Megatschad** vor allem die 320-m-Linie des Bama-Ridge-Komplexes maßgeblich, die offensichtlich mehrfachen stationären Höchstständen seit seiner geschätzten initialen Anlage zwischen 29 und 20 ka BP bis hin zum letzten

^{2.68} Dabei wurden Arten wie *Cyclotella ocellata*, *Melosira granulata* var. *muzzanensis* und *Fragilaria brevistata*. zunehmend von *Stephanodiscus astrea*, *Melosira granulata* var. *tubulosa* und *Fragilaria construens* verdrängt (Servant & Servant 1983: 21).

^{2.69} Demgegenüber wird gemutmaßt, dass die annuellen Niederschläge im Einzugsgebiet des Tschadsees im Mittelholozän im Vergleich zu den heutigen um 350 – 300 mm erhöht waren (<http://members.cox.net/quaternary/nercAFRICA.htm>).

lakustrischen Maximum gegen 6 ka BP entsprach. So belaufen sich bei Konduga durchgeführte ^{14}C -Datierungen von Thiemeyer (1992) und Breunig et al. (1996) auf 6.350 ± 250 a BP resp. 6.190 ± 60 a BP. Allerdings wird das Bestehen eines mittelhöhen Megatschadsees (neben dem zugrunde liegenden Ausmaß an Humidität) von Durand und Mitarbeitern kategorisch bestritten. Sie berufen sich unter anderem auf letztmalige limnische Depositionen (diatomeenreiche Karbonate und Tone) im Chari-Delta-system gegen 20 ka BP und räumen bestenfalls feuchtere Bedingungen gegen 8 ka BP ein^{2.70}, die durch palustrische^{2.71} Ablagerungen und reliktsche Grundwasserhorizonte belegt sind (Durand & Lang 1986: 276, Durand & Mathieu 1980 a: 200, Garba et al. 1986: 176). Der Bama Ridge wird von ihnen als rein tektonisch stimulierter Dünenwall begriffen, der keine indikatorielle Relevanz für Klimaoszillationen besitzt (Durand 1995: 223, 1996: 1, Durand et al. 1984: 224; vgl. Kap. 2.1.2).

Nigéro-Tchadien VI – VII (ca. 4,5 ka BP bis heute): Im jüngeren Holozän setzte erneut eine Trockenphase ein, die bis ungefähr 3.500 a BP vorherrschte (Gasse 1980: 346, Grove 1985: 47, Schneider 1994: 78). Anschließend erfolgte bei wiederum gesteigerten Monsunregen eine kleinere Transgression im Rahmen der so genannten spätneolithischen Pluvialzeit. Sie brachte die Flutung südlich des zeitgleich in etwa bei 290 m amsl akkumulierten Ngelewa Ridge unter Sedimentation des Chad Lagoonal Complex bis ca. 3.000 a BP (Kap. 2.1.2) sowie den erneuten Abfluss durch das Bahr El Ghazal mit sich (Connah 1981: 22, Street & Grove 1976: 387, Thiemeyer 1997 b: 186). Die nachfolgende regressive Phase, in der vermutlich eine äolische Aufarbeitung fluviodeltatischer Sande des Yobe-Systems und jüngste Remobilisierung der nordwestlich gelegenen Gudumbali-Transversaldünen stattfand, setzte gegen 2 ka BP ein und markiert den Beginn eines bis in die Gegenwart reichenden Aridifizierungstrends (Baumhauer 1986: 54, Pullan 1964: 134, Thiemeyer 1997 b: 20).

Die Ngelewa-Feuchtzeit wird zunehmend als Produkt einer allochthonen Hygrotendenz begriffen, während der die Wasserspiegel in den nördlichen Dünenfeldern auf niedrigem Niveau verblieben (Servant & Servant 1983: 17). Dies wird durch die Analysen weiterer Autoren bekräftigt, die den Beginn negativer klimatischer Trends gegen 4,5 – 4 cal. ka BP ansetzen, wobei eine ausgesprochene Instabilität unter Vorherrschen von Dürren ab ca. 1,5 cal. ka BP zu bemerken sein soll (Anhuf & Frankenberg 2000: 101, Holmes et al. 1997: 318, Holmes et al. 1999: 367, Mainguet 1999: 32). Der thermisch-hygrische Stress war eventuell dermaßen ausgeprägt, dass von einer Klimakatastrophe gesprochen werden kann, die in südlicher Richtung bis in die Feuchtwaldgebiete hinein sedimentologisch verfolgbar ist (De Menocal et al. 2000: 355, Zeese 1996: 42). Spätere Fluktuationen (z. B. humidere Bedingungen im Rahmen des Little Ice Age gegen 1.300 – 1.850 AD) hatten ebenfalls Bedeutung, sind dabei jedoch einer späteren, deutlich besser dokumentierten Zeitscheibe zugehörig, auf die im Detail unter anderem von Brunk & Gronenborn (2004: 111 ff.), Edmunds et al. (1999: 345), Holmes et al. (1999: 366), Grove (1985: 17), Maley (1993: 161), Nicholson (2000: 141) und Oteze & Tamajong (1986: 9) eingegangen wird^{2.72}.

^{2.70} An anderer Stelle wird auf Basis von Diatomeen-, $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Bestimmungen im fluviolakustrinen Kadzell (Kap. 5.2.1) die Rückkehr zu humiden Verhältnissen zwischen 12.000/11.400 und 10.200 a BP sowie eine nachweislich limnische Phase zwischen 9.400 und 7.200 a BP angesetzt (Durand et al. 1984: 240). Die zugehörigen Datierungen sind aufgrund der Assoziation mit dem Komadugu-System für Vergleiche mit den eigenen Ergebnissen der OSL-Altersbestimmung von großem Interesse (Kap. 7.1).

^{2.71} i. e. Sumpf-

^{2.72} Dabei stellt unter anderem die episodische Flutung des Bahr El Ghazal, die letztmalig vermutlich im späten 18. Jh. stattfand, einen zuverlässigen Feuchte-Indikator dar (Nicholson 1979: 46).

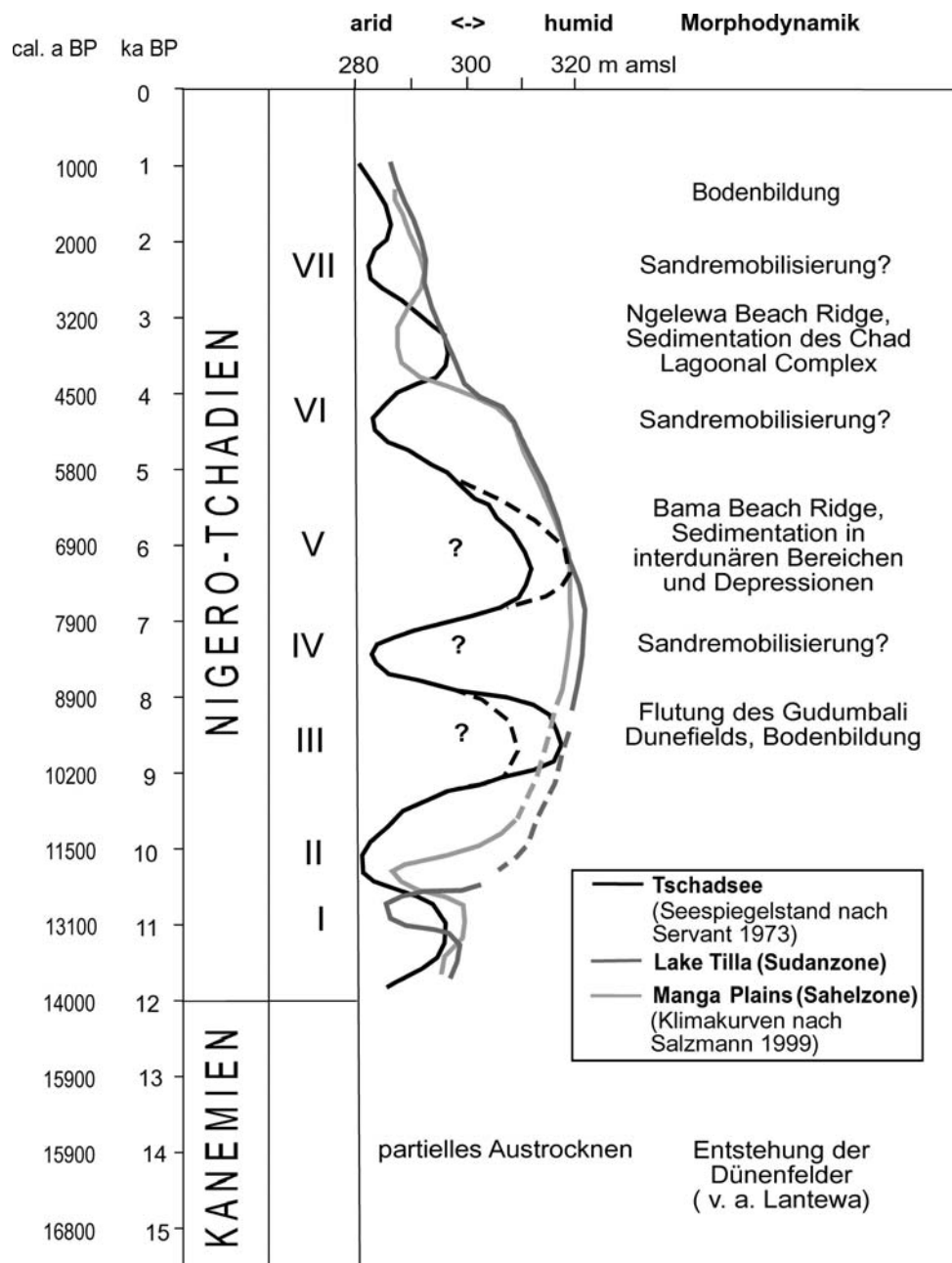


Abb. 2.13: Spätquartäre klimatische Trends und assoziierte landschaftsgenetische Prozesse im südwestlichen Tschadbecken^{2.73} (nach Salzmann 1999 und Thiemeyer 1997 b; Kap. 2.1.2)

2.3.4 Vergleich mit benachbarten Regionen

Die klimatischen Tendenzen im Tschadbecken waren nicht immer synchron mit überregionalen Entwicklungen. Auch die Reaktion des Wasserbudgets auf planetarische Temperaturschwankungen verlief nicht in allen Teilen Afrikas im Sinne einphasiger Niederschlagssteigerungen während borealer Erwärmungsperioden (Littmann 1989: 164). Besonders starke Parallelen mit der dargestellten Entwicklung existieren offenkundig in den westlichen Randbereichen des Kontinents, im Besonderen dem Senegaltal

^{2.73} Kalibration mit OxCal (Bronk & Ramsey 2001)

(Michel 1973), das ebenso wie das Tschadbecken insofern typisch für den Großraum ist, dass der überwiegende Teil des Abflusses aus humideren südlich gelegenen Regionen stammt (Talbot 1980: 39). Dort sind über marine Transgressionen, lakustrische Einschaltungen und Dünenböden humide Phasen vor 100.000 a BP und von 40 bis 30 ka BP nachgewiesen. Der mit dem Kanémien Servants korrespondierenden spätpleistozänen Trockenperiode des Ogolien, das vornehmlich durch weit reichende äolische Akkumulationen gekennzeichnet war, folgte ein humides Intervall zwischen ca. 11 und 8 ka BP, das im Anschluss an die Stabilisierung der Dünen in Bodenbildungen mündete (Michel 1980: 298). Für den Niger wurden derweil mutmaßliche Abflussmaxima um 13.000 – 11.800 a BP sowie 11.500 – 4.500 a BP festgestellt (Williams 1985: 231). Das vergleichsweise frühe Einsetzen fluvialer Aktivität ist mit dem häufig bereits zwischen 16 und 13 ka BP veranschlagten Ende des Ogolien konform (z. B. Mensching 1979: 73, Michel 1980: 299, Pfeiffer 1991: 24).

Vor der Küste Mauretaniens sind äolische Ablagerungen in Tiefseekernen datiert worden, die ergeben, dass die afrikanische Feuchteperiode im Spätpleistozän gegen 14,5 cal. ka BP einsetzte und bis ca. 5,5 cal. ka BP andauerte (De Menocal et al. 2000: 347). Sie soll von einem kurzen Rückfall in trockenere Verhältnisse um \pm 11.000 cal. a BP unterbrochen worden sein (Gasse 2000: 200, Kadomura 1994: 209, Salzmann et al. 2002: 73), der auch im Tschadseebereich nachgewiesen ist (vgl. Abb. 2.13) und ebenfalls durch Lumineszenzdatierungen an Paläodünen in Burkina Faso nahe gelegt wird (Albert 2003: 212). Im Niger-Delta weisen immense Sedimentationsraten zwischen 11.500 und 10.900 a BP auf einen gesteigerten Abtrag in einer frühen postglazialen Übergangsphase von ariden zu humiden Bedingungen hin, die die Akkumulationsraten späterer Feuchtzeiten bei weitem übertreffen (Street-Perrott et al. 1985: 183). Drei Bohrungen vor der senegalesischen Küste, die palynologisch ausgewertet wurden, kündigen von trockenen Bedingungen zwischen 22,5 und 19 ka BP, sehr trockenen Bedingungen von 19 bis 12,5 ka BP und anschließenden tropisch-feuchten Verhältnissen bis ca. 5,5 ka BP (Rossignol-Strick & Duzer 1980: 227). So sollen Maxima des Meeresspiegels zwischen 6 und 5,5 ka BP, aber auch gegen 4,4 ka BP vorgelegen haben (Durotoye 1989: 440, Van Zinderen Bakker & Maley 1979: 89). In S-Ghana wurden klimatische Oszillationen anhand von lakustrischen Sequenzen nachgewiesen, die auf feuchte Bedingungen von 12.500 bis 5.000 a BP rückschließen lassen, welche ihren Höhepunkt, aber auch kurzfristige abrupte Rückgänge zwischen 10.000 und 8.000 a BP aufwiesen (Williams 1982: 231). Im humiden W-Kamerun zeigen Kraterseesedimente auf, dass die Regenwälder nach vorangegangenen Regradationen vor allem gegen 11,5 ka BP (mit Maxima von ca. 9,5 – 3 ka) wieder expandierten. Im Anschluss an einen massiven Trockeneinbruch zwischen 2.500 und 2.000 a BP kam es erneut zu einer subrezentem progressiven Waldentwicklung (Giresse et al. 1994: 65).

Ausweislich neuerer Studien wurde die holozäne feuchtzeitliche Akkumulation von organischen Schluffen in interdunären Oasen des N-Sahel sowohl gegen 8,1 als auch 4,1 cal. ka BP unterbrochen und beinhaltet Hinweise auf eine seitdem fortschreitende Aridität, die zwischen 1,2 und 1 cal. ka BP kulminierte (Gasse 2000: 203). Ein dementsprechender markanter biostratigraphisch-sedimentologischer Wechsel ist in nahezu allen W-afrikanischen Seen zwischen 4.000 und 2.000 a BP vorhanden, wobei allerdings hohe räumlich-zeitliche Disparitäten einzuräumen sind (Salzmann et al. 2002: 82). Trotz der spätholozänen Schwankungen des P/E-Verhältnisses verhalten sich die Pollenspektren nach vorangegangener Dominanz sudano-guineischer Taxa offenkundig stabil und zeugen seit spätestens 3.000 a BP von einer

zunächst mosaikartigen, dann jedoch raschen zonalen Etablierung moderner sahelischer Elemente. Bezüglich einer Überlagerung natürlicher Faktoren mit dem simultan verstärkt zum Tragen kommenden anthropogenen Einfluss in der Eisenzeit wurden bereits in Kap. 2.1.4 einige Erkenntnisse aus der Studie von Salzmann (1999) dargelegt. So ist die Genese der Savanne in Form einer menschengemachten Kulturlandschaft als Degenerationsform dichter Wälder palynologisch nicht nachweisbar, d. h. relativ lichte Vegetationsformationen haben in Abhängigkeit von klimatischen Schwankungen voraussichtlich über das gesamte Holozän hinweg dominiert, was auch für große Teile derjenigen sahelischen und sudanischen Bereiche gelten dürfte, für die bislang Wälder als naturnahe Formationen angenommen wurden (Anhuf & Frankenberg 2000: 106).

Paläoklimatisch gründlich erforscht wurden die zentrale und die südliche Sahara, welche in Zeiten verstärkter Monsunaktivität teilweise ebenfalls zum effektiven Einzugsgebiet des Tschadbeckens zählten. So erfolgte, parallel zur partiellen Auffüllung saharischer Aquifere, zwischen 12 und 9 ka BP eine größere Deltaschüttung durch Vorfluter aus dem Tibesti-Gebirge in die Bodélé-Depression, die eine vielfältige Molluskenfauna beinhaltet (Littmann 1988: 105, Williams 1985: 231). Ein viel beachteter Zeiger früherer Landschaftszustände ist die über größere Distanzen verfolgbare Mittelterrasse des Tibesti, die von Geyh & Jäkel (1974) auf ca. 16 – 7 ka BP datiert wurde. Sie ist Teil einer ubiquitären Terrassensequenz, die angeblich eine direkte Korrelation zwischen fluvialer Akkumulation und Erosion im Gebirge und der fluvial-limnischen, mitunter äolischen Formung in den Endpfannenbereichen des Vorlands ermöglicht, und auf deren Basis eine detaillierte Klimakurve für die Zentralsahara erstellt wurde (Jäkel 1978: 382 ff.). Die Ablagerung der feinkörnigen Mittelterrasse erfolgte im Gegensatz zu den Schotterkörpern arider Phasen unter feuchten Bedingungen durch Rückstaueffekte hinter Kalksinterbarrieren. Sie belegt eine außergewöhnlich früh einsetzende Seenperiode (vgl. Tab. 2.3), die südlich der Sahara so bisher nicht nachgewiesen werden konnte, aber eventuell dennoch als Indiz für eine wesentlich kürzere Dauer der kanémien- bzw. ogolienzeitlichen Trockenzeit gewertet werden kann (Baumhauer et al. 1989: 497). Dabei existieren chronostratigraphische und fazielle Parallelen in weiteren saharischen Hochländern, wie z. B. Atakor, Hoggar und Aïr (Littmann 1988: 169).

Der Mittelterrassen-Komplex spiegelt zahlreiche geringfügige Oszillationen wider, die bis gegen 9.200 a BP einen definitiv feuchtkalten Gesamtcharakter aufweisen, wie aus der Analyse der Pollen- und Molluskenspektren, aber auch den Isotopengehalten fossiler Grundwässer hervorgeht (Jäkel 1978: 394). Diese tropischen Depressionen wurden anschließend zunehmend von monsunal-wechselfeuchten, tropisch-warmen Bedingungen überlagert, welche ab ca. 6 – 5 ka BP zum heutigen Trockenklima überleiteten (Van Zinderen Bakker & Maley 1979: 93). Die Überschneidung dieser gegenläufigen meteorologischen Einflüsse resultierte in der offensichtlich feuchtesten Epoche im Tibesti zwischen 9.500 und 8.500 a BP (Jäkel 1979: 14), an die sich im Vorfeld des nachfolgenden mittelholozänen Optimums die auch von Servant für das Tschadbecken vermutete kurzzeitige Rückkehr zu ariden Bedingungen zwischen ca. 8 und 7,5 ka BP angeschlossen zu haben scheint (Rognon 1980: 129). Auch die neolithische Feuchtzeit ist in der Zentralsahara (nach einer Dünenbildungsphase bis ca. 4.100 a BP) anhand von auf 3.385 ± 60 a BP datierten alluvialen Ablagerungen nachgewiesen, wobei die letzten Zeugnisse fluvialer Überprägung gegen 1.900 a BP der bis heute dominanten äolischen Formung wichen (Jäkel 1978: 378).

Tab. 2.3: Ältere regional-stratigraphische Übersicht (nach Baumhauer 1986 und Littmann 1988)^{2,74}

ka BP	Mittleres Tschadbecken		Nordost-Niger		Mittleres Tschadbecken		Südlich des Tschadsees		Südlicher Tschadsee		Westlich des Tschadsees (Kadzell)	
	M. Servant (1973), S. Servant (1978)	M. Servant (1973), S. Servant (1978)	M. Servant (1973), S. Servant (1978)	M. Servant (1973), S. Servant (1978)	Maley (1980)	Durand & Mathieu (1980)	Durand & Mathieu (1980)	Durand & Mathieu (1980)	Durand & Mathieu (1980)	Durand et al. (1984)	Mauritanien	Senegal
0												
1		Seephassen mit Schwankungen	Seephassen mit Schwankungen	Seephassen mit Schwankungen							Reg. Dünen	Niedrigwasser
2												
3					Seephassen							Uferdämme
4	Zahlreiche Seephassen mit Schwankungen				mit limnischer Akkumulation in den Dünen-depressionen	Fluviale Akkumulation der Formation deltaïque supérieure	rezenter Tschadsee					
5												
6												
7	Série de Labdé		Regression?									
8												
9												
10	Regression				Regression		Seephase					
11												
12												
13	Äolische Akkumulation				Äolische Akkumulation	Fluviale Akkumulation der Formation deltaïque intercalaire	Fluviale Akkumulation der Formation deltaïque intercalaire					
14	Hangendes der Série des Soullas		Äolische Erosion		Hangendes der Série des Soullas							
15												

ka BP	Mauritanien		Senegal		Mali		Niger		Zentralahar, Gebirge		
	Mauritanien	Senegal	Mali	Niger	Hoggar	Tibesti	Air	Mauritanien	Senegal	Mali	
0											
1											
2											
3											
4											
5											
6											
7											
8											
9											
10											
11											
12											
13											
14											
15											

^{2,74} Die meisten der zugrunde liegenden Tabellen reichen in ihrer Originalfassung bis ins Ghazalien zurück (vgl. Baumhauer 1986: 57, Durand & Lang & Morel & Roset 1983: 55, Littmann 1988: 65 und Servant 1983: 72). Die morphostratigraphischen Befunde aus den südlichen und westlichen Tschadseebereichen nach Durand & Mathieu (1980) resp. Durand et al. (1984) sind nicht nur für die regionale Klimarekonstruktion, sondern auch im Rahmen eines regionalen landschaftsgenetischen Vergleichs interessant, weshalb sie in Kap. 5.2.1 wieder aufgegriffen werden.

3 Fluviale Systeme

Flüsse gelten als offene 'process-response'-Systeme mit komplexer nicht-linearer Reaktion. Demzufolge wird ein wichtiger Schlüssel zum Verständnis von Aufbau (Kap. 3.2) und Entstehung (Kap. 3.4) der assoziierten Landschaftseinheiten in der Prozessgeomorphologie gesehen. Allerdings unterliegt jegliche quantitative oder qualitative Studie fluvialen Verhaltens von vornherein erheblichen Schwierigkeiten, welche durch systeminterne Besonderheiten hervorgerufen werden, die Schumm (1977 u. 1991) wie folgt präziserte:

- Spezifische Prozess-Form-Modelle sind Funktionen des räumlichen und zeitlichen Maßstabs; Erkenntnisse hinsichtlich kausaler Muster sind nur für die untersuchte Größenordnung gültig.
- Identische Mechanismen können unterschiedliche Reaktionen hervorrufen (Divergenz), ebenso wie identische Reaktionen teilweise von unterschiedlichen Mechanismen verursacht werden (Konvergenz).
- Die Sensitivität von Flusssystemen gegenüber externen Einflüssen variiert abhängig von internen Schwellen, was im Normalfall zu diskontinuierlichen bzw. sprunghaften Reaktionen führt (Blum & Törnquist 2000: 5, Brown 1997: 17, Davis 1992: 202, Dollar 2000: 388).

Daraus ergibt sich, dass Beziehungen zwischen Prozessen und Formen nur selten eindeutig sind. Zusätzlich bedingt die hohe Komplexität der Regimes einschließlich ererbter Ausgangsszenarien im Allgemeinen eine mangelnde Repräsentativität von Modellen und Einzelergebnissen (Houben 2002: 10, Schumm 1981: 21). Insofern ist es kaum verwunderlich, dass die Suche nach generalisierten analytischen Konzepten, welche die fluvialmorphologische Forschung der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts kennzeichnet, sich bislang nicht in Gestalt eines einzelnen allgemeingültigen Modells etablieren konnte, sondern vielmehr ein Sammelwerk diverser quantitativer Ansätze hervorgebracht hat (Thornes 1977 a: 93).

Die differenzierte Ausprägung des Systems hat ihren Ursprung unter anderem auch in der Vielzahl an Steuerfaktoren, die sich in allogene (externe) und autogene (interne) Variablen untergliedern lassen. Zu den unabhängigen Faktoren zählen Klima (Niederschläge und die Temperatur als generelle Quelle der kinetischen Energie), Geologie (Lithologie, Tektonik), Topographie (ursprüngliches Relief, Reliefenergie, lokale Erosionsbasis) und eustatisch sowie tektonisch bedingte Schwankungen der Erosionsbasis, wobei erstgenannte Größen häufig als 'upstream controls', letztere hingegen als 'downstream controls' klassifiziert werden. Bereits als abhängige Variablen werden diverse, insbesondere hydrologische und geomorphologische Parameter des Einzugsgebiets angesehen, die gewisse Rückkopplungen durch das fluviale Regime erfahren, wie z. B. Abfluss und Sedimentfracht, Drainagemuster und Hang-/Talmorphologie, Bodenbildung und Vegetation, Gerinnebettformen und örtliche hydraulische Charakteristika (Gerinnebettbreite/-tiefe, Erosionsresistenz von Gerinnebettboden/-ufer etc.). Von entscheidender Bedeutung in rezenten Systemen sind außerdem menschliche Aktivitäten wie Landnutzung oder Flussregulierungen (Bull 1991: 5, Allen 1977: 16, Davis 1992: 202, Knighton 1998: 3, Todd 1996: 338).

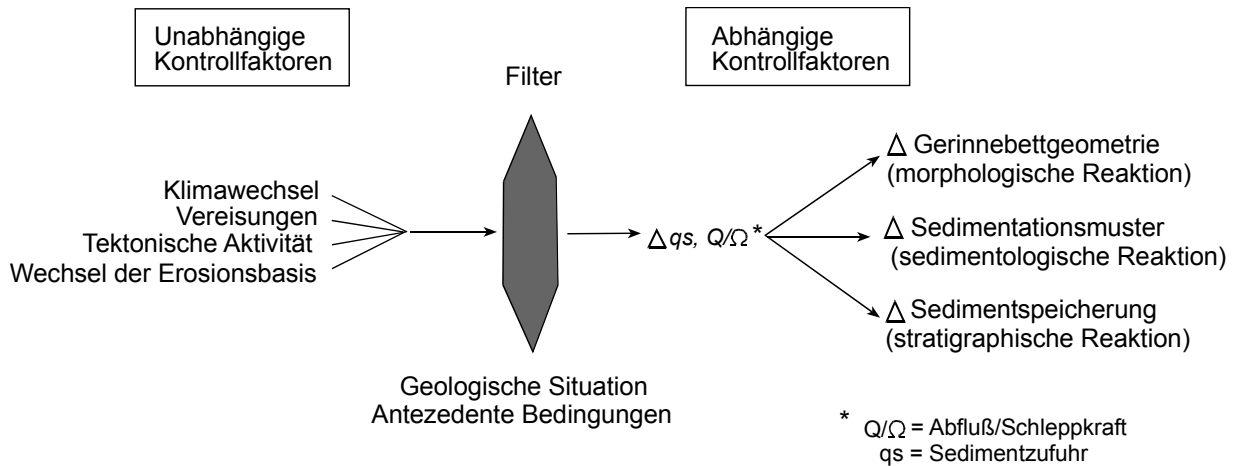


Abb. 3.1: Fluviale Reaktion auf externe Steuerkräfte (Blum & Straffin 2001: 196, verändert)

Abb. 3.1 zeigt ein vereinfachtes Kausalmodell einiger der genannten Mechanismen. Die Unterteilung in unabhängige und abhängige Größen basiert dabei nicht nur auf unterschiedlichen räumlichen Skalen, sondern variiert auch gemäß der gewählten zeitlichen Auflösung. Generell werden übergeordnete, extrinsische Umweltbedingungen durch autogene Vorgänge katalysiert, wobei zumeist bestimmte Schwellen überschritten werden müssen, um einen metastabilen Gleichgewichtszustand (Kap. 3.4) dauerhaft und merklich zu verändern (Lewin 2001: 33, Schumm 1981: 28). Großräumige und langfristige Bildungen sind indessen fast immer von den externen Kontrollfaktoren des oberen und unteren Einzugsgebiets beeinflusst, wobei temporär wechselnde abhängige Steuergrößen wie Abfluss und Sedimentzufuhr als Prozessauslöser bedient werden (Knighton 1998: 262, Maddy et al. 2001: 3). Die relative Zunahme instabiler Faktoren mit wachsender betrachteter Zeitspanne ist Tab. 3.1 zu entnehmen.

Tab. 3.1: Zeitabhängiger Status fluvialer Einflussfaktoren (Schumm & Lichty 1965 zit. in Knighton 1998: 263, verändert)

Variablen	langer Zeitraum > 10 ⁵ Jahre	mittl. Zeitraum 10 ³ – 10 ⁴ Jahre	kurzer Zeitraum 10 ¹ – 10 ² Jahre	Gegenwart < 10 ⁻¹ Jahre
Geologie	E	E	E	E
Klima	E	E	E	E
Regionales Relief	D	E	E	E
Hangmorphologie	D	D	E	E
Bodeneigenschaften	D	D	E	E
Vegetationseigensch.	D	D	E	E
Ø Abfluss/Sed.fracht	I	D	E	E
Gerinnemorphologie	I	D	D	E
hydraul. Charakteristika	I	I	I	D

E = unabhängige/'environmental', D = abhängige/'dependent', I = irrelevante Variablen.

3.1 Gerinnebettmuster und Auengeometrie

Die Morphologie eines Gerinnes in Bezug auf Form, Größe, Querschnitt, Längsverlauf und Grundriss wird von Prozessen der Erosion, des Transports und der Deposition von Material bestimmt, welche ihrerseits sowohl durch eher lokale lithologische und physiographische Verhältnisse als auch überregionale klimatische und tektonische Gegebenheiten gesteuert werden. Deren Ausmaße sind direkt abhängig vom hydrologischen Abflussgeschehen und der Menge und Art des zur Verfügung stehenden Lockergesteins (Reineck & Singh 1975: 228, Thorne 1997: 176). Daraus resultieren bestimmte Gerinneklassen, die bei mesoskaliger Betrachtung außerdem von der Auentopographie, der Ausprägung der Gerinnebett- und gerinnebettnahen Ablagerungen (z. B. hinsichtlich ihrer Kohäsion) und der stabilisierenden Funktion der Ufervegetation geprägt sind, wobei die beiden letztgenannten insbesondere für die Verhältnisse von Gerinnebettbreite und -tiefe verantwortlich zeichnen (Schumm 1968: 60, Thorne 1997: 179).

Die ehemalige Hypothese eines quantifizierbaren Zusammenhangs zwischen geometrischen und hydraulischen Parametern im fluvialen System, die seit Erscheinung des Standardwerks "Fluvial Processes in Geomorphology" von Leopold, Wolman & Miller (1964) immer wieder aufgegriffen wurde^{3.1}, wird mittlerweile eher kritisch gesehen, da die Grundsätze der hydraulischen Geometrie auf der nicht mehr aufrecht zu erhaltenden Annahme eines dynamischen Gleichgewichts mit direkten kausalen und linearen Beziehungen zwischen Ursache und Wirkung gründen (Lewin 2001: 179, Thornes 1977 a: 91). So führte Schumm 1973 das Konzept intrinsischer (sowie extrinsischer) Schwellen ein, nach dem es bei der Überschreitung kritischer Werte von Abfluss und Fracht im Wechselspiel von Erosion und Akkumulation zu abrupten Modifikationen der Fließmuster kommen kann^{3.2}, die in keinem synchronen Zusammenhang mit allogenen Systemparametern wie Klimaänderungen stehen (Houben 2002: 25, Knighton 1998: 278, Vandenberghe 1995: 631).

Bezüglich des Longitudinalprofils der Vorfluter existieren ebenfalls differenzierte Erkenntnisse, die grundsätzlich immer noch an das klassische Modell der zyklischen Formenbildung von Davis (1899) angelehnt sind. Dabei wird der stromabwärtige Wandel von Änderungen der Wassermenge, Sedimentfracht, lokaler Geologie und Reliefenergie dirigiert und drückt sich in den meisten Fällen in einer Abfolge unterschiedlicher Fließmuster und Gerinnebettformen aus (Brown 1997: 63, Todd 1996: 332). So verlässt das idealisierte Fließgewässer sein Quellgebiet als junge erosive Rinne und deponiert im verflochtenen Oberlauf vorzugsweise Grobfracht. Im fortgeschrittenem Stadium bei vermindertem Gefälle ist es als mäandrierender Unterlauf trotz relativer Dominanz von Seitenerosion weitestgehend festgelegt durch Sandbänke, Ufer- und Auensedimente, um anschließend im Mündungsbereich im überwiegenden Fall ein deltaisches, furkatives Netzwerk unter Vorherrschen von Akkumulation auszubilden (Besler 1992: 130, Fürchtbauer 1988: 874, Reineck & Singh 1975: 225). Damit geht gleichfalls ein Wechsel in der Beschaffenheit der Bodenfracht einher, die sich flussabwärts gemeinhin durch abnehmende durchschnittliche Partikelgröße und zunehmende Sortierung auszeichnet (Davis 1992: 249, Engelhardt 1973: 120). Schumm (1968: 20) unterteilte fluviale Drainagebecken in drei konsequente Zonen (I: 'production

^{3.1} siehe dazu auch Allen 1970: 120 f.

^{3.2} Das denkbar einfachste Beispiel ist die Abschnürung eines Mäanders.

zone', II: 'transport zone', III: 'deposition zone') und betonte gleichzeitig den episodischen Charakter des kaskadenartigen Masse- und Energietransfers inklusive seiner Zwischenspeicherfunktion.

Die Kategorisierung von Gerinnebett-Typen als Basis der Auengeometrie ist vor allem in ihrer lateralen Ausprägung unter Einbeziehung der Überflutungsbereiche begründet. Diese unterscheidet sich wiederum in Abhängigkeit von externen Parametern und steht gleichzeitig in einer engen Beziehung zu Abflussmenge/-geschwindigkeit, der Verfügbarkeit des Materials und der von der kritischen Schubspannung bestimmten Sedimentlast, die, unabhängig von den ebenfalls mitgeführten gelösten Stoffen, sowohl als Boden- als auch als Suspensionsfracht transportiert werden kann (Engelhardt 1973: 138, Fürchtbauer 1988: 784, Reineck & Singh 1975: 117). Standardisierte Flussformen sind gerade, sinuose (d. h. sehr schwach schwingende), mäandrierende, verflochtene ('braided') und sehr stark verzweigte ('anabranching' und 'anastomosing') Gerinne, von denen der Mäanderstrom und der braided river die bedeutendsten sind und, im Gegensatz zu den Modellvorstellungen, unter natürlichen Verhältnissen fließende Übergänge aufweisen, da sich die ausschlaggebenden Variablen relativ kurzfristig ändern können (Schumm 1968: 24) oder aber ererbte Bedingungen älterer Talkomplexe in Regimes mit Reliktcharakter resultieren (Brown 1997: 23, Miall 1985: 274).

Da das betrachtete Flusssystem in diese Kategorie fällt, werden an dieser Stelle vorrangig **Mäanderflüsse** betrachtet. Bei ihnen handelt es sich um unverzweigte Läufe, deren Sinuosität^{3.3} über 1,5 liegt (Einsele 2000: 44, Thorne 1997: 181). Sie treten bei geringem Gefälle im unteren Strömungsregime auf und sind verhältnismäßig suspensionsreich^{3.4} (Fürchtbauer 1988: 785, Selley 1982: 273), wobei Krümmungsradius und Mäanderlänge von der Wasserführung abhängig sind (Reineck & Singh 1975: 228). Unter Seitenerosion und talwärtiger Wanderung der Mäander wird Material am Prallhang erodiert und häufig bereits wieder am nächsten Gleithang abgelagert. Bei Hochwasser tendieren die Mäanderflüsse dazu, ihren Lauf zu begradigen und Mäanderschleifen abzuschneiden. Flussebenen werden dabei maßgeblich durch laterale Gerinnebettverlagerung als auch Hochflutsedimentation außerhalb der Gerinnebetten aufgebaut (Brakenridge 1988: 139). Im Gegensatz zu den mäandrierenden entstehen die verflochtenen Flüsse im Allgemeinen bei höherem Gefällegradienten, stärker schwankendem Abfluss, erhöhter oder größerer Bodenfracht sowie leicht erodierbaren Uferbänken (Nanson & Croke 1992: 480, Prothero & Schwab 1996: 145). Doch spalten sich auch Mäanderflüsse mit schwankender Wasserführung bei Niedrigwasser tendenziell in mehrere verflochtene Läufe auf und stellen somit in Wirklichkeit zusammengesetzte Gerinnetypen dar (Graf 1988 a: 197, Miall 1980: 68).

3.2 Systemkomponenten und fluviale Fazies

Der Schlüsselbegriff der **Lithofazies** bezeichnet stratigraphische Gesteinseinheiten, die sich über die Summe ihrer lithologischen Eigenschaften wie Mineralogie, chemische Zusammensetzung, Farbe, Korngröße, Kornform, Sortierung und Textur (Gefüge), Schichtung^{3.5} und weitere Sedimentstrukturen^{3.6}

^{3.3} Sie stellt als Fluss"schwingung" gemäß der gängigsten Definition die Ratio zwischen Gerinnebett- und Tallänge dar.

^{3.4} Bodenfracht in der Regel < 10 %

^{3.5} Schichtform, -dicke, -geometrie, Kontakt zwischen den Schichten

^{3.6} schichtinterne, schichtflächen- und schichtübergreifende Großstrukturen

definieren (Tucker 1996: 5) und dabei häufig spezifische Bildungsbedingungen reflektieren (Boggs 1995: 257, Leeder 1983: 119). Vor allem von den Korncharakteristika und dabei wiederum insbesondere von der Korngrößenzusammensetzung ausgehend sind weit reichende Rückschlüsse hinsichtlich vorherrschender Erosions-, Transport- und Ablagerungsprozesse möglich (Brown 1997: 72), wobei allerdings Einflüsse der Verwitterung, eventuelle Änderungen des Einzugsgebietes und Wechsel im fluvialen Regime berücksichtigt werden müssen (Brakenridge 1988: 152).

Tab. 3.2: Beispiel einer englischsprachigen Klassifizierung fluvialer Ablagerungen (Knighton 1998: 142)

Place of deposition	Name	Characteristics
Channel	Transitory channel deposits	Largely bed load temporarily at rest; coherent structures include microforms ($\lambda^* \sim 10^{-2} - 10^0$ m) such as ripples, and mesoforms ($\lambda \sim 10^0 - 10^2$ m) such as dunes in sand-bed streams, pebble clusters and transverse ribs in gravel-bed streams, and boulder steps
	Alluvial bars	Formed initially from the lag deposition of coarser sediment; coherent structures include macroforms ($\lambda \sim 10^1 - 10^3$ m) such as riffles and mid-channel bars, and megaforms ($\lambda > 10^3$ m) such as sedimentation zones
	Channel fills	Accumulations in abandoned or aggrading channel reaches
Channel margin	Lateral deposits	Point bars on the convex bank of meanders and marginal bars which may form an alternating sequence along straight reaches; may be preserved through channel shifting
Floodplain	Vertical accretion deposits	Usually fine-grained material deposited from the suspended load of overbank floodwaters; includes natural levée and backswamp deposits
	Splays	Local accumulations of predominantly sandy material; formed when water escapes from channels on to adjacent floodplains through breaks (crevasses) in natural levées
Piedmont	Alluvial fans	Formed by ephemeral or perennial streams emerging from steeply dissected terrain on to a lowland; sediments rapidly decrease in grain size with distance from the fan apex; several fans may coalesce to form an alluvial plain (bajada)
River mouth	Deltas	Formed where a stream deposits its load upon entering the sea or a lake; morphology depends on characteristics of sediment supply, and interplay between fluvial and marine processes

* λ is a characteristic wavelength.

Flussauen gelten als Assoziationen von Mesoformen, welche auch in dieser Arbeit im Fokus der Betrachtung stehen. Ihre Rekonstruktion mit Hilfe aktualistischer Analogien über Korngrößenverteilungen und interne Strukturen wird relativ häufig praktiziert. In der alluvialen Systematik existiert eine Vielzahl an Termini für mittelskalige Landschaftseinheiten, wobei zumeist eine Kategorisierung in die zwei großen genetischen Gruppen, Strombett- und Überflutungssedimente, vorgenommen wird (Engelhardt 1973: 140). Im Fall mäandrierender Systeme kann auch eine Untergliederung in die Produkte lateraler (Gerinne- und gerinnenahe Sedimente, 'bank deposits') und vertikaler Akkretion (Hochflutablagerungen) erfolgen (Reineck & Singh 1975: 229).

Das Querprofil mäandrierender Ströme weist eine charakteristische Asymmetrie mit Erosion am Prall- und Akkumulation am Gleithang auf. Die systemimmanenten Oszillationen bewirken die kontinuierliche stromabwärtige Migration der Laufbögen, die häufig an den schmalen Mäanderhälsen durchbrochen werden und dabei Totwasserarme bilden, sich mitunter aber auch sprunghaft durch Avulsion verlagern (Davis 1992: 224; Kap. 3.4). Charakteristische Komponenten des Systems (in Klammern jeweils die englischen Bezeichnungen; vgl. Abb. 3.2 u. Tab. 3.2) sind die Strombetten selbst ('channels'), die Gleithänge in den konvexen Flussrandbereichen ('point bars'), natürliche Hochflutdämme ('levees'), die dahinter liegenden Flutebenen (floodplains) als auch deaktivierte Altarme ('oxbow lakes') (Boggs 1995: 280). Als kennzeichnend für fossile Alluvionen des Mäandertypus werden dabei vor allem die gradierten Gleithang-Sedimentkörper mit 'epsilon'-Schichtung (Allen 1963, 1965; s. u.) genannt (Brierley 1996: 274).

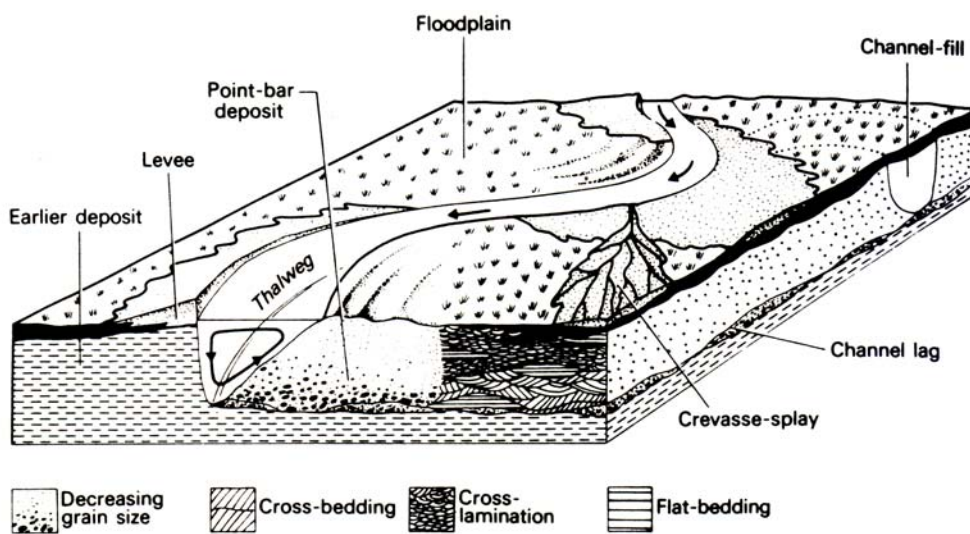


Abb. 3.2: Auenmorphologie und alluviale Stratigraphie im Mäandersystem nach Allen (1964, 1970) (Fürchtbauer 1988: 872)

3.2.1 Gerinnebett- und gerinnebettnahe Sedimente

Strombettsedimente bestehen prinzipiell aus relativ grobkörniger Bodenfracht, die bei Abnahme der Schubkraft abgelagert wird. Als residuale Linsen stellen sie häufig die Basis fluvialer Zyklen dar und können teilweise auch Feinmaterial enthalten, das der Erosion von Auelehmen entstammt und anschließend in Form von Tongeröllen akkumuliert wird (Engelhardt 1973: 143). Oft sind Mikroformen wie Rippel oder Dünen konserviert. Komplette Gerinnebettverfüllungen existieren in den Altarmen, die hier im Rahmen der Überflutungsebenen abgehandelt werden.

An den Innenseiten der Flusswindungen bilden sich durch laterale Akkretion Ufersandbänke, die die Hauptsedimentationseinheit von Mäanderflüssen ausmachen. Ihre vertikale Ausdehnung reicht von den im unteren Teil inkorporierten Gerinnebettablagerungen bis zur Mittelwasserlinie, weshalb sie gemeinhin mit der Flusstiefe korreliert werden. Seitlich können sich point-bar-Systeme über mehrere Quadratkilometer erstrecken, wobei die wellige Topographie ('scroll bars'/'ridges and swales') von der lateralen

Flussverlagerung bei Hochwasser zeugt (Davis 1992: 227, Einsele 2000: 44, Reineck & Singh 1975: 231, Vanoni 1971: 46). Infolge der durch die Aufhöhung abgeschwächten Strömung werden die Gleithangpakete nach oben hin feiner (Unten-grob- bzw. 'fining-upward'-Sequenzen); oft liegen Abfolgen mehrerer solcher Zyklen vor (Selley 1982: 272). Die Kornfraktionen variieren gemäß ihrer primären Verfügbarkeit (und dabei vor allem dem Kies-Sand-Verhältnis); generalisierend wird von Grob- bis Feinsandabfolgen ausgegangen, die nach oben hin mit einer Tonschicht ('mud drape') abschließen, welche jedoch vor Ablagerung der nächsten Sequenz häufig erodiert wird (Brown 1997: 73). Damit geht eine idealisierte Schichtungsabfolge von groß- zur kleinskaligen Kreuz- über trogförmige Schräg- zur horizontalen Schichtung bzw. Laminierung (von unten nach oben) einher (Allen 1970: 142, Graf 1988 a: 201). Diese wird durch die epsilon-Stratifizierung der Vorschüttungsschichten ('foreset beds') als flach rinnenwärts einfallende, longitudinale Pseudo-Schrägschichtung mit relativ starken Materialwechsellagen überlagert, die die laterale Sedimentakkretion widerspiegelt (Miall 1980: 62, Tucker 1996: 33).

Weitere Flussbanksedimente, die als 'non-channel deposits' oft bereits in den Kontext der distalen Schwemmebenen gestellt werden, sind die der levees und der 'crevasse splays' (Durchbruchsfächer). Erstere entsprechen Uferdämmen, die bei Hochflutereignissen akkumuliert werden und besonders deutlich an Prallhängen ausgeprägt sind. Innerer Aufbau und Korngrößenspektrum ähneln denen der Gleithang-Tops^{3,7}, wobei zudem zwischen levees und scroll bars fließende Übergänge bestehen. Die splays sind Schwemmfächer aus verhältnismäßig grobem Material, die sich bei Uferdammbrüchen zungenförmig in der Hochflutebene ausbreiten und seitlich auskeilen (Miall 1985: 279).

3.2.2 Ablagerungen der Hochflutbereiche

Wenn das Fließgewässer über die Ufer tritt, werden oft ausgedehnte Bereiche des Talbodens überflutet, wobei aufgrund der plötzlichen Verringerung des Gefälles und demzufolge herabgesetzter Transportkraft vor allem Schwebfracht in Form von Silten und/oder Tonen sedimentiert wird (Engelhardt 1973: 142), was mit durchschnittlich veranschlagten Ablagerungsraten von maximal 1 – 2 cm innerhalb einer Flutperiode einen recht langsamen Vorgang darstellt (Davis 1992: 235, Reineck & Singh 1975: 248). Dadurch gewinnen sekundäre Prozesse wie Kompaktion, Anreicherung organischer Substanz, anderweitige Formen der Bodenbildung, wie die Entwicklung hydromorpher Merkmale, Salz- oder Carbonatausfällungen, Entstehung von Trockenrissen und die häufig überaus starke Bioturbation an Bedeutung. Die primär horizontal geschichteten Hochflutsedimente erreichen insbesondere dann eine besondere Mächtigkeit, wenn tektonische Absenkung vorherrscht und die Gerinne relativ fixiert sind, und werden dabei stets von der ursprünglichen Topographie der floodplain bestimmt (Walling & He 1998: 209). Die tiefstgelegenen Teile der Flussebenen, die 'backswamps', sind in besonderem Maße von mangelhafter Drainage und Sauerstoffarmut betroffen, so dass sie in den gemäßigten Breiten häufig der Sumpf- und Moorbildung unterliegen und somit wertvolle Proxy-Daten aufweisen können (Kap. 2.3.1). Sie entsprechen in einer Vielzahl der Fälle den oxbow lakes, die genetisch zu den Gerinnebettformen zählen und aufgrund von Durchbrüchen am Mäanderhals ('neck cut-offs') bzw. generellen Laufverkürzungen ('chute cut-offs') deaktiviert worden sind. Ihre Verfüllung erfolgt nach der Plombierung der Enden innerhalb kürzester Zeiträume (North 1996: 452), wobei teilweise quasi-lakustrische Sedimentationsbedingungen

^{3,7} im Allgemeinen horizontal geschichtete Feinsande bis Schluffe von cm- bis dm-Mächtigkeit

vorherrschend. Die enthaltenen mineralischen Depositionen bestehen daher zumeist aus laminierten bis eventuell sogar gewarpten Schluffen bis Tonen (Morisawa 1968: 89).

Es wurde bereits ausgeführt, dass je nach Ablagerungslokalität bestimmte Klasten vorherrschen (z. B. Tone im Überflutungsbereich, Grobsande und Kiese in der Fließrinne) bzw. zumindest relative Korngrößengradienten im Sedimentationsraum erwartet werden können (entweder in Form von fining-upward-Zyklen oder horizontal mit zunehmender Distanz zum Gerinne). Es liegt jedoch auf der Hand, dass die Bodenarten expliziter genetischer Einheiten nicht nur von Vorfluter zu Vorfluter, sondern auch innerhalb einzelner Systeme variieren (Morisawa 1968: 88), so dass sie nach Möglichkeit nicht als einziger Parameter zur Faziesbestimmung herangezogen werden sollten. Ein definitiv besser geeigneter Indikator für die dargestellten Mesoformen bietet die Sedimentstruktur in Form der Schichtung, die allerdings häufig ebenfalls an bestimmte Partikelgrößen gebunden ist bzw. von Material- und Bodenartenwechseln begleitet wird, wobei die Mächtigkeit der Straten ihrerseits proportional zum Korngrößemittel ist (Davis 1992: 76, Selley 1982: 224). Im Allgemeinen treten Zyklen von Ablagerungen auf, deren einfachster die bereits beschriebene Unten-grob-Abfolge der point bars darstellt, welche gleichzeitig einen der häufigsten terrestrischen Zyklen repräsentiert (Fürchtbauer 1988: 852). Neben solchen von intrinsischen Prozessen kontrollierten Autozyklen können durch Änderungen in der externen Faktorenkonstellation auch Allozyklen auf unterschiedlichen Skalenniveaus gebildet werden (Boggs 1995: 459).

3.3 Alluviale Systematik und Faziesmodelle

Bei der Untersuchung alluvialer Sedimente stößt man unweigerlich auf das Konzept der fluvialen Architektur, das zunächst von Allen (1965, 1983) konzipiert und von Miall (z. B. 1978, 1985, 1986, 1996) kontinuierlich weiterentwickelt wurde. Daraus resultierten zahlreiche weitere Klassifikationsversuche, die allesamt auf einer hierarchischen Ordnung der sedimentären Elemente basieren, welche in erster Linie durch ihre Petrologie, innere Struktur, äußere Form und räumliche Beziehung zu den umliegenden Einheiten definiert und möglichst standardisiert beschrieben werden (Miall 1995: 382, North 1996: 421). Ziel stratigraphischer Faziesmodelle ist der Rückschluss auf die zugrunde liegenden Prozesse sowie die Rekonstruktion der ehemaligen Auenmorphologie als Ausdruck einer spezifischen Faktorenkonfiguration (Miall 1980: 60). Detailliert setzte sich unter anderem Houben (2002) mit diesem Themenkomplex auseinander und wandte in seinem Untersuchungsgebiet das System von Lewin (2001) an, der sich bemüht hat, kleinere methodische Schwächen und Ungenauigkeiten früherer Konzepte auszumerzen. Der hierarchische Kontext der einzelnen Komponenten setzt ein "sich selbst organisierendes" System voraus, in dem sich Mikro- zu Meso- und diese sich wiederum zu Makroformen vereinigen (Lewin 1978: 411).

Dies sind konkret:

- Level 0: 'particles',
- Level 1: 'stratases',
- Level 2: 'form units',
- Level 3: 'architectural ensembles',
- Level 4: 'alluvial complexes' (Lewin 2001: 33).

Dabei entsprechen die in Kap. 3.2 vorgestellten morphologischen Einheiten (point bars, levees etc.) dem zweiten Level. Auf dem Level 3 wäre beispielsweise bereits der Mäanderfluss angesiedelt, und Level 4 umfasst schließlich den kompletten fluvialen Formen- und Sedimentkomplex eines Einzugsgebiets. Ein wichtiges Kriterium bei der Ausgliederung von Elementen in allen Systemen sind die Grenz- bzw. Schichtflächen verschiedener Ordnung, die so genannte allostratigraphische Einheiten trennen (Davis 1992: 111, Miall 1997: 12). In Tab. 3.3 und 3.4 ist die ursprüngliche Klassifikation Mialls nebst einiger prinzipieller als auch konkreter Kritikpunkte von Bridge (1993) dargestellt^{3.8}. Er stört sich unter anderem am hohen interpretatorischen Stellenwert der Lithofazies^{3.9} (Bridge 1993: 801) und bemängelt (wie Miall teilweise selbst) das mangelnde Wissen über rezente Flusssysteme, das einer adäquaten Deutung oder gar Generalisierung von Paläoformen im Wege steht (Bridge 1993: 809, Miall 1980: 72). Andere Autoren sehen zusätzliche Schwächen von Faziesmodellen vor allem darin begründet, dass autogene und allogene Faktoren ungenügend differenziert seien und zudem der Zeitaspekt ausgeklammert werde (North 1996: 420).

Allgemein zeigt sich, dass die Klassifikation in mancherlei Hinsicht anfechtbar ist, indem z. B. zu abstrakte Kriterien (unter anderem das der 'boundaries') festgelegt wurden und eine universelle Anwendung nach wie vor nicht gewährleistet ist. Dennoch wurden traditionellere sedimentologische Gliederungen um den wichtigen Aspekt der lateralen Faziesvariation erweitert, dem gerade im alluvialen Milieu nach Möglichkeit Rechnung getragen werden sollte. So fordert das Konzept fluvialer Architektur unbedingt die Betrachtung des Sedimentaufbaus in zwei- bis (idealerweise) dreidimensionaler Perspektive und relativiert somit deutlich den Aussagewert eindimensionaler Bohrungen, welche immer noch das Kernstück von Feldforschungen darstellen (Bristow 1996: 358, Davis 1992: 143, Leeder 1983: 120). Auf der anderen Seite scheitert die praktische Umsetzung dieses Anspruchs auch bei Vertretern solch differenzierter Faziesmodelle oft am mangelhaften Aufschlusspotential (Bridge 1993: 807, Miall 1985: 272).

^{3.8} Miall wollte dies so nicht stehen lassen und konterte, die Schwächen der Systematik seien längst bekannt, müssten im Zuge angestrebter Generalisierungen jedoch in Kauf genommen werden (Miall 1995: 379).

^{3.9} z. B. in Form von Rückschlüssen von der Korngröße auf das Gerinnebettmuster

Tab. 3.3: Fluvialer Lithofazies-Code (Miall 1992), ergänzt um kritische Anmerkungen (Bridge 1993: 807)

Facies code	Facies description	Interpretation (Miall 1992)	Critical comments, alternatives (Bridge 1993)
Gms	Gravel, matrix support, massive, graded	Debris flow deposits	Debris flow deposits contain other important fabrics and not all are graded.
Gm	Gravel, massive or crude horizontal bedding, and imbrication	Longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits	Deposition from migrating low height bedwaves (e. g. bedload sheets). Bar interpretation requires distinctive macrostructures and scaling with channel geometry.
Gt	Gravel, trough cross-stratified	Minor channel fills	Deposition from migrating curved-crested dunes. Channel fill interpretation requires evidence of elongation and possible bar migration.
Gp	Gravel, planar cross-stratified	Longitudinal bars, deltaic growths from older bar remnants	Straight-crested dunes or bars (e. g. tributary mouth, chute, or scroll bars). If bars, need macrostructures scaling with channel geometry.
St	Sand, medium to very coarse, trough cross-stratified	Dunes	Curved-crested dunes, can occur in fine sand also.
Sp	Sand, medium to very coarse, planar cross-stratified	Linguoid, transverse bars, sand waves	Straight-crested dunes or bars. If bars, need macrostructures scaling with channel geometry. Also occur in fine sands.
Sr	Sand, very fine to coarse, ripple cross lamination	Ripples	If it contains 'ripple cross lamination', the ripple interpretation is given.
Sh	Sand, very fine to very coarse, horizontal lamination	Upper flow regime plane beds	Also formed by low height bedwaves, or those with low angles of climb.
Sl	Sand, very fine to very coarse, low angle (< 10°) cross-beds	Scour fills, washed-out dunes, antidunes	Scour fill interpretation requires detail of geometry of bounding surface.
Se	Erosional scours with intraclasts and 'crude' cross-bedding	Scour fills	What is difference between Sl, Se, and Ss; and between a scour fill and a channel fill?
Ss	Sand, fine to very coarse, broad, shallow occurs	Scour fills	
Fl	Sand, silt, mud with fine lamination, very small ripples	Overbank or waning flood	Not necessarily. Episodic deposition from bedload and suspended load, bedload moving as ripples or plane bed.
Fsc	Silt, mud, laminated to massive	Backswamp deposit	Episodic deposition from suspended load, not necessarily in backswamp.
Fcf	Mud, massive with freshwater molluscs	Backswamp pond deposit	As above.
Fm	Mud, silt, massive with desiccation cracks	Overbank or drape deposits	Desiccated muds occur in channels and overbank. Meaning of 'drape'?
C	Coal, carbonaceous mud, plants	Swamp deposits	Carbonaceous muds deposited from suspension, common in channel fills.
P	Carbonate with pedogenic features	Palaeosol	Pedogenic features not described. By definition, must occur in palaeosols.

Tab. 3.4: Elemente fluvialer Architektur (Miall 1992), ergänzt um kritische Anmerkungen (Bridge 1993: 808)

Element symbol	Element	Geometry and relationships (Miall 1992)	Comments (Bridge 1993)
CH	Channels	Finger, lens or sheet; concave-up erosional base; internal 3 rd order erosion surfaces	All other elements (and lithofacies) can occur in CH, thus a composite of other elements.
GB	Gravel bars and bedforms	Lens, blanket, tabular; commonly interbedded with SB	GB and SB can occur within CH, LA and DA; thus not separate elements.
SB	Sandy bedform	Lens, sheet, blanket, wedge; occur as channel fills, crevasse splays, minor bars	See above. Crevasse splays and channel fills cannot be represented by one element.
DA	Downstream-accretion macroforms	Lens on flat or channelled base; convex-up 3 rd order surfaces, 4 th order upping bounding surface	Most channel bar (macroform) deposits result from both downstream and lateral accretion. Thus LA and DA are two special views through the same feature.
LA	Lateral-accretion macroforms	Wedge, sheet, lobe; internal 3 rd order surfaces	
SG	Sediment gravity flow	Lobe, sheet, typically interbedded with GB	SG is a lithofacies (Gm), not an element.
LS	Laminated sand sheet	Sheet, blanket	LS is a lithofacies that can occur in elements LA, DA and CH at least.
OF	Overbank fines	Blankets; commonly interbedded with SB; may fill abandoned channels	'Overbank' facies (Fm, Fl) are not always overbank deposits, occurring commonly in CH, LA and DA.

3.4 "Floodplain Evolution"

Die floodplain (im Deutschen weniger griffig als Aue, Überschwemmungsebene o. ä. bezeichnet) wird als flussnahe Ebene definiert, die zumindest episodischen Überflutungen ausgesetzt ist und deren oberflächennaher Untergrund meist aus alluvialen Sedimenten besteht (Brown 1997: 17, Graf 1988 a: 214, Nanson & Croke 1992: 460). Im hiesigen Kontext soll sie allerdings als genetische Einheit begriffen werden, die neben dem Hochflutbereich sensu stricto auch das Gerinnebett selbst sowie alle in Kap. 3.2 spezifizierten Akkumulationsformen einschließt. Vor allem bei tektonischer Subsidenz stellen die floodplains der Mittel- und Unterläufe bedeutende Sedimentsenken dar, in denen Material temporär zwischengelagert, lokal aufgearbeitet und/oder gewissen pedo- und biogenen Transformationen unterworfen wird (Boggs 1995: 257, Einsele 2000: 29, Lewin 1978: 408). Das Wechselspiel von Sedimentation und Erosion ist abhängig von der Transportkapazität des Fließgewässers und der Art und Menge der zur Verfügung stehenden Sedimentfracht, die ihrerseits tektonischen, klimatischen oder anthropogenen Kontrollen unterliegen. Die partielle Reflektion von vorherrschenden Umweltbedingungen und deren Wandel (Brown 1997: 63) bedingt die diskontinuierliche Sedimentationsgeschichte sowie Stratigraphie der floodplains (Brakenridge 1988: 147), welche sich letztendlich im Konzept der Fluvial Architecture Analysis niederschlug (Kap. 3.3). Julien (1995, zit. in Houben 2002: 18) unterscheidet 'capacity'- und 'supply-limited systems' – bei ersteren steht mehr, bei letzteren weniger Material Verfügung, als transportiert werden kann. Nanson & Croke (1993: 459) entwarfen unter zusätzlicher Berücksichtigung der

Erodibilität der Uferbänke eine Klassifizierung in 'high-energy non-cohesive', 'medium-energy non-cohesive' und 'low-energy cohesive floodplains'.

In älteren Arbeiten wurden Erosion und Akkumulation häufig als Abweichungen von einem postulierten dynamischen Gleichgewicht interpretiert (Brown 1997: 34). Dieses Konzept aus den 60er Jahren geht auf Gilbert (1877) zurück, der annahm, dass das fluviale System über die Regulierung des Gefällegradienten eine (auch als 'steady state' bezeichnete) Balance anstrebt, in der die Transportkapazität dem anfallenden Sedimentvolumen genau entspricht (Leopold & Bull 1979: 168, Morisawa 1968: 133, Tooth & Nanson 2000: 185)^{3.10}. Heute legt man vor allem dank der Arbeiten von Schumm (z. B. 1981: 22) eher episodische Modifikationen des autogenen Prozessgefüges durch die Überschreitung von Schwellenwerten zugrunde (Kap. 3.1), unterhalb derer der Fluss externen Impulsen normalerweise mit Anpassungen des Gerinnebettmusters ohne Änderung des Gradienten begegnet (North 1996: 436). Ein Gleichgewichts- oder "End"zustand, in dem weder erodiert noch akkumuliert wird, ist aufgrund der räumlich-zeitlichen Variabilität des Systems und seiner Prozessvariablen schlichtweg nicht zu erreichen (Brown 1997: 17, Oloolobou 1989: 1).

Die Stratigraphie von Tälern weist vertikale und horizontale Dimensionen auf. Bereits in Kap. 3.1 und 3.2 wurde dargelegt, dass Mäandersysteme mit ihrer Prallhang-Gleithang-Ausprägung eine starke laterale Komponente aufweisen. Die extremste Variante lateraler Dynamik ist die als Avulsion bezeichnete, plötzliche Gerinnebettverlagerung, die aus Hochwassersituationen hervorgeht. Sie wird insbesondere dann begünstigt, wenn der bisherige Flussverlauf – aufgrund der Aufhöhung des Gerinnebettes zu einem so genannten 'alluvial ridge', Sackung und Kompaktion feinkörniger Hochflutsedimente oder auch regionaler Tektonik – nicht mehr der eigentlichen Tiefenlinie entspricht (Allen 1970: 134, Boggs 1995: 284, Bridge & Leeder 1989: 627, Vanoni 1971: 48). Ebenso wie die "gewöhnliche" flussabwärts gerichtete Mäandermigration, durch die marginale ältere Sedimente ebenfalls zerstört werden (Blum & Törnquist 2000: 12, Davis 1992: 225), wird sie nicht nur durch Schwankungen in der Wasserführung, sondern auch durch leicht erodierbares Material und schütterere Vegetation forciert (Miall 1985: 262, Morisawa 1968: 86). Vertikale Instabilität schlägt sich hingegen häufig in 'scour-and-fill'-Gerinnestrukturen nieder (Oloolobou 1989: 4), wobei das kleinskalige Alternieren von Diskonformitäten und fining-upward-Zyklen eine autozyklische Erscheinung ist, der jedoch allozyklische Vorgänge übergeordnet sind (Miall 1980: 64; Kap. 3.5). Theoretisch liegt an einer bestimmten Stelle im Flusslängsprofil der so genannte 'threshold intersection point', an dem aufgrund nachlassender Schubspannung die Degradation in Aggradation umschlägt (Bull 1988: 161). Wenn dieser Ansatz auch eine möglicherweise nicht ganz legitime Simplifizierung darstellt, so ist doch der Mittellauf der Vorfluter mit Sicherheit ein besonders sensibler Bereich gegenüber wechselnden Prozessvariablen, in dem der Wandel von Fazies und Form sowohl aufgrund klimatischer oder tektonischer Wechsel als auch systeminterner "Gegenreaktionen" (z. B. Laufverkürzungen) vermutlich am besten dokumentiert ist (Schumm 1968: 1).

Die bereits in Kap. 3.1 herausgestellte Komplexität, Eigendynamik und räumlich-zeitliche Variabilität des fluvialen Regimes erschweren generelle Aussagen bezüglich der Steuerung von Erosion und Sedi-

^{3.10} Dies symbolisiert auch die bekannte Abbildung von Lane (1957), in der sich Sedimentfracht (nebst Partikelgröße) und fließendes Wasser (sowie Hangneigung) auf einer Waage gegenüberstehen (Lane's Balance).

mentation, und spezifische Ursache-Wirkung-Beziehungen sind nur in den seltensten Fällen messbar. Wichtige Impulse gehen von Gefälleänderungen aus, die durch Tektonik oder (anderweitige) Schwankungen der Erosionsbasis verursacht werden. Die Relevanz des letztgenannten Faktors, z. B. für die Situation im Mittellauf, wurde des Öfteren bezweifelt (Leopold & Bull 1979: 195), während der grundsätzliche Einfluss der Tektonik unbestritten ist (Fürchtbauer 1988: 863, Selley 1982: 334). Doch dürfte die Evaluierung standortgebundener Prozesse bereits im Fall von im Talverlauf unterschiedlich starken Vertikalbewegungen (speziell epirogenetischer Art) einige Probleme bereiten. Als nochmals ungleich komplizierter kann die Reaktion auf klimatische Auslöser angesehen werden, die in Kap. 3.6 behandelt wird. Es bleibt festzuhalten, dass bei der großskaligen Betrachtung lediglich eine qualitative Abschätzung der Kausalzusammenhänge möglich ist, während quantitative Erklärungsmodelle unter Verschneidung der teilweise gegenläufigen Faktoren^{3.11} und eindeutiger Zuordnung der resultierenden Prozesse meistens nicht erbracht werden können (Blum & Straffin 2001: 223, Miall 1997: 338).

Ein vorherrschender, häufig rhythmischer Prozess mit relativ hohem Persistenzcharakter ist die Terrassenbildung. Die Abfolge von Aufschotterung und Einschneidung, bei der die ehemalige Aue zur Niederterrasse transformiert und gleichzeitig zukünftigen Überschwemmungen entzogen wird, ist besonders kennzeichnend für holozäne Klimafluktuationen (Kap. 3.6), wobei tektonische (und/oder eustatische) Ursachen grundsätzlich gleichermaßen bedeutend sind (Maddy et al. 2001: 7). Terrassenabfolgen entstammen zumeist dem Zeitraum nach der geomorphologisch aktivsten Phase, da anschließende Ereignisse höherer Amplitude ältere Spuren ausgeräumt bzw. begraben hätten (Brown 1997: 34). Zusätzlich sind häufig kleinskaligere Terrassen als temporäre Zeugnisse interner Gerinnebettanpassungen ausgebildet (Bull 1990: 351).

3.5 Alluviale Archive

Fluviale Systeme nehmen bei der Gewinnung von paläoökologischen Informationen eine nicht unbedeutende Stellung ein. Zwar liefern sie nur eingeschränkt Proxy-Daten zur Klimageschichte und sind auch in ihrer Chronostratigraphie zwangsläufig lückenhaft. Dennoch ist der Bedarf an alluvialen Archiven nach wie vor von besonderer Relevanz für die differenzierte Rekonstruktion von Ökosystemen und Lebensräumen, denn schließlich haben Flussauen für menschliche Aktivitäten gerade in Trockengebieten schon immer eine entscheidende Rolle gespielt (Graf 1988 a: 169). Sie bieten außerdem aufgrund ihrer Längsausdehnung das Potential für regionale Betrachtungen von Landschaftsveränderungen und somit eventuell auch für den differenzierten Nachweis übergeordneter klimatischer oder tektonischer Einflüsse (Houben 2002: 8). Umwelt- und Faziesanalysen zur Rekonstruktion von Paläomilieus fußen auf dem aktualistischen Prinzip, wobei die Indikatoren früherer Prozesse und Faktorenkonstellationen skalenabhängig sind. Unter günstigen Bedingungen ist die morphometrische Ausprägung früherer Gerinne noch weitgehend erhalten, während bei geringerer räumlich-zeitlicher Auflösung nurmehr lithologische Fazieseigenschaften zur Interpretation herangezogen werden können (Knighton 1998: 268). Dabei greift die Analyse von Elementen fluvialer Architektur unterschiedlichen hierarchischen Stellenwerts allerdings

^{3.11} Beispielsweise müssten sich im untersuchten Flusssystem Trockenphasen in einer Absenkung der Erosionsbasis niederschlagen, die die Einschneidung fördert, während der ariditätsbedingte Rückgang des Abflussvolumens möglicherweise zu einer Aufschotterung führen würde.

durchaus auch bei größeren erdgeschichtlichen Dimensionen. Gerade in ariden Räumen ist außerdem die Fossilisierung fluviomorphologischer Strukturen über Hunderte bis Tausende von Jahren hinweg nicht ungewöhnlich, was sich unter anderem die **Paläohydrologie**^{3.12} zunutze macht.

Die fluviale Morphogenese hängt zu einem nicht unerheblichen Teil von hydraulischen Vorgaben ab, so dass reliktsche und/oder fossile Gerinnebettdimensionen teilweise Rückschlüsse auf das frühere Abflussverhalten zulassen (Brown 1997: 81). Der ursprünglich sehr optimistische Umgang mit paläohydrologischen Zeugnissen resultierte zunächst in mathematischen Rekonstruktionen der Wassermenge, Fließgeschwindigkeit und Schubspannung, Sedimentfracht oder gar der Größe des Einzugsgebiets und vergangener Niederschlagsverhältnisse (Dollar 2000: 389, Ferguson 1977: 237, Schumm 1965 zit. in Graf 1988 a: 107). Da die direkte Korrelation geometrischer und hydraulischer Beziehungen jedoch zunehmend angezweifelt wurde (Kap. 3.1), konnte sich ein solches Modell niemals endgültig etablieren. Es existieren jedoch einige allgemein akzeptierte "Meander Laws" wie das der zur Abflussmenge proportionalen Mäander-Wellenlänge (Hickin 1977: 249, Leeder 1983: 142). Ähnlich plausibel ist die Ableitung ehemaliger Rinnendimensionen aus der Mächtigkeit von Altarmverfüllungen, während ebensolche Rückschlüsse aufgrund des vertikalen Ausmaßes der longitudinalen Schrägschichtung bereits deutlich spekulativer sind (Fürchtbauer 1988: 32). Gerinnebettablagerungen erhalten sich meist als in feinkörnige Matrix alter Hochflutablagerungen eingebettete longitudinale Sandkörper, die sich abhängig von der seitlichen Verlagerungsrate stapeln und/oder überlagern (Fürchtbauer 1988: 868, Prothero & Schwab 1996: 155). Ein generelles Problem bei der Auswertung fossiler Querschnitte ist jedoch die durch räumlich-zeitlich differierende Trends bedingte mangelnde Repräsentativität (Williams 1988: 331).

Das in Kap. 3.4 skizzierte laterale und vertikale Verhalten von Flüssen hat einen großen Einfluss auf die Erhaltung von landschaftsgeschichtlich relevanten Paläoformen und Straten (Bristow 1996: 366). Beispielsweise treten Hochflutsedimente im stratigraphischen Archiv oft unverhältnismäßig stark zurück^{3.13} und sind somit exemplarisch für die stetige Umlagerung und den temporären Charakter von Alluvionen, deren endgültige Sedimentation vornehmlich von großräumigen Krustenbewegungen abhängig ist (Engelhardt 1973: 144, Gerrard 1987: 4, Lewin 1978: 415, Reineck & Singh 1975: 250). Die vertikale Nettoakkumulation gewinnt um so mehr an Bedeutung, je größer der betrachtete Zeitraum ausfällt, wobei die Relevanz autogener Mechanismen bei der Ausbildung großräumiger Sedimentationseinheiten stark zurücktritt (Blum & Törnquist 2000: 28). Perioden der Ausräumung manifestieren sich dabei in Form von Hiaten, während längere Phasen relativer Stabilität, wie bereits mehrfach erwähnt, durch pedogenetische Vorgänge gekennzeichnet sein können (Brown 1997: 42, Bull 1988: 157). So bleibt auch bei Alluvionen allozyklischen Ursprungs die chronostratigraphische Zuordnung unklar, wenn sie nicht durch (möglichst hoch auflösende) numerische Datierungen unterstützt und mit bekannten klimato- und biostratigraphischen Befunden korreliert werden (Houben 2002: 269, Knighton 1998: 269).

^{3.12} zuerst von Leopold & Miller (1954) definiert und von Schumm (1965, 1977) spezifiziert

^{3.13} Dabei werden gleichzeitig Bodenbildungen ausgeräumt, die grundsätzlich eher ein Charakteristikum der Überschwemmungsebenen sind, so dass die für Landschaftsrekonstruktionen besonders interessanten Paläoböden nur in eingeschränktem Ausmaß vorgefunden werden.

3.6 Die fluviale Reaktion auf Klimawechsel

In Deutschland haben klimatische und klimagenetische Morphologie ihren Ursprung, welche hinsichtlich ihrer Detailgenauigkeit zwar deutlich hinter der Prozessmorphologie des anglophonen Raumes zurückstehen, aber dafür unter Umständen ein höheres Niveau der Abstraktion und Integration erreichen (Bremer 2002: 233). Der direkte Nachweis paläoklimatischer Impulse im fluvialen Archiv stellt allerdings ein bedeutendes Problem dar, so dass fluvialmorphologische Relikte wie Terrassen häufig zu pauschal zu Klimazeugen erklärt werden (Boggs 1995: 468, Bull 1991: 4, Sarnthein 1982: 152). Im Idealfall weisen über Einzugsgebiete hinweg greifende stratigraphische und geomorphologische Gemeinsamkeiten auf eine klimatische Steuerung der fluvialen Reaktion hin, welche Dimensionen bis zu 10^5 Jahren^{3.14} umfassen kann (Blum & Törnquist 2000: 11). Alluviale Lithofazies sollten keinesfalls per se als Indikatoren für Klimawechsel herangezogen, sondern möglichst als datierte Sequenzen im Rahmen der bekannten Klimageschichte interpretiert werden (Coulthard & Macklin 2001: 347, Reid 1994: 572).

Tab. 3.5: Mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen auf den mittleren Jahresabfluss und die Sedimentfracht (Knighton 1998: 303)

Ursprüngl. Klima	Neues Klima			
	Kühler ($T_m - 5\text{ °C}$)	Wärmer ($T_m + 2.5\text{ °C}$)	Kühler ($T_m - 5\text{ °C}$)	Wärmer ($T_m + 2.5\text{ °C}$)
	Feuchter ($P_m + 250\text{ mm}$)	Feuchter ($P_m + 250\text{ mm}$)	Trockener ($P_m - 125\text{ mm}$)	Trockener ($P_m - 125\text{ mm}$)
Temperiert:				
$T_m = 10\text{ °C}$	R_u+	R_u+	R_u0	R_u-
$P_m = 750\text{ mm}$	S_y-	S_y- or S_y0	S_y0	S_y+
Subhumid:				
$T_m = 12.5\text{ °C}$	R_u+	R_u+	R_u0	R_u-
$P_m = 500\text{ mm}$	S_y-	S_y-	S_y0	S_y0
Semiarid:				
$T_m = 15\text{ °C}$	R_u+	R_u+	R_u-	R_u-
$P_m = 350\text{ mm}$	S_y+	S_y+	S_y0	S_y-

Symbole: T_m : mittlere Jahrestemperatur; P_m : mittlerer Jahresniederschlag; R_u : mittlerer Jahresabfluss; S_y : mittlerer jährlicher Sedimentaustrag

Warmzeiten werden, ebenso wie die mit ihnen weitgehend korrespondierenden tropischen Feuchtzeiten, im Allgemeinen mit erhöhter fluvialer Aktivität und gesteigertem Abfluss in Verbindung gebracht, der Einschneidung und somit Terrassenbildung stimulieren kann (Thomas 1997: 579). Auf der anderen Seite gelten sie als Phasen der Formenruhe, verstärkten chemischen Verwitterung und Bodenbildung. Wie in Kap. 3.4 ausgeführt, sind spezifische Reaktionen jedoch Resultat der Verschneidung teilweise divergierender Mechanismen – so können sowohl gesteigerte, rückgängige oder hochgradig

^{3.14} so genannte Milankovitch-Zyklen

variable Niederschläge zur Erosion (oder Akkumulation) führen (Graf 1988 a: 221). Für Einschneidung in arideren Phasen spricht z. B. der aufgrund geringer Vegetationsbedeckung gesteigerte Abfluss, doch führen die schütterere Bewachsung und Hangerosion meist auch zur Sedimentüberlastung in den betroffenen Strömen (Coulthard & Macklin 2001: 349, Schumm 1968: 56). Generell ist erwiesen, dass Degradation und Aggradation im selben System parallel stattfinden (Graf 1988 a: 222). Außerdem wird grundsätzlich die geomorphologische Wirksamkeit von Zeiten klimatischer Umbrüche ('transition periods') sowohl in Richtung ariderer als auch humiderer Bedingungen herausgestellt (Andres 1980: 115, Littmann 1988: 32, Schumm 1968: 9). Diese Erkenntnis basiert auf Rohdenburg (1970), der die Vorstellung des Verhältnisses zwischen Klima, Erosion und Sedimentation revolutionierte, indem er die Hypothese der geomorphologischen (In-) Stabilität im Wirkungsgefüge von Niederschlägen, Abfluss, Vegetation und Bodenbildung aufstellte (Sombroek & Zonneveld 1971: 85). Wie gravierend die Änderungen sein können, ist ebenfalls der Kurve von Langbein & Schumm (1958) in Abb. 3.3 zu entnehmen. Dabei reagieren langfristig als semiarid charakterisierte Räume offensichtlich auf Ereignisse geringerer Größenordnung sowie anthropogene Veränderungen der Vegetationsdecke gleichermaßen sensibel (Knighton 1998: 302).

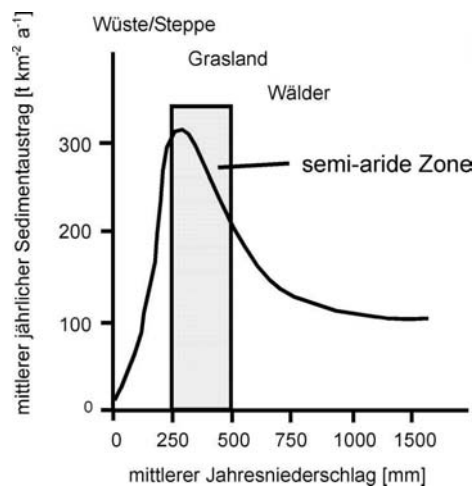


Abb. 3.3: Sedimentmobilisierung als Funktion des mittleren Jahresniederschlags unter Berücksichtigung des abhängigen Einflussfaktors Vegetation (Langbein & Schumm 1958 zit. in www.tucson.ars.ag.gov/agwa/manual/modeling.html, verändert)

Immer wieder werden kausale Verknüpfungen von Terrassengeneese und Klimaoszillationen versucht, wie Littmann (1988) zusammenfasst. Einmal wird die Aufschotterung im Wechsel von Trocken- zu Feuchtperioden und dem damit verbundenen initialen Feuchteüberschuss und der denudativen Materialzufuhr (Hagedorn 1980) begründet; in anderen Fällen wird in ebendieser Situation Tiefenerosion beobachtet (Grunert 1975, Jäkel 1971), wobei die Erkenntnisse teils aus Oberläufen, teils aus Unterläufen stammen und schon allein deshalb nur schwer verglichen werden können. Teilweise sind rhexistatischen, d. h. hanginstabilen Verhältnissen, die unter ariden Bedingungen bei hoher Transportkapazität und mangelnder vegetativer Fixierung zur Akkumulation von Grobschuttterrassen führen, biostatische, also hangstabile, geoökologische Zustände gegenübergestellt, die z. B. die Entstehung von Feinmaterialterrassen fördern können (Littmann 1988: 32).

Mensching (1979) führt die Terrassengenese zwar auf morphodynamische Wechsel zurück, lehnt aber eine Zuordnung zu Feucht- und Trockenphasen ab. Er beobachtete beispielsweise die Aufschotterung und Zerschneidung einer 5 m mächtigen Terrasse in Tunesien innerhalb von drei Tagen und leitet daraus eine Terrassenbildung bei lediglich punktueller Unterbrechung der ariden Formung (z. B. bei extremen Hochwässern) ab, ohne dass eine echte Klimaschwankung zugrunde liegt (Littmann 1988: 33). Wiederrum gilt, dass Terrassenakkumulationen nur dann valide klimatische Indikatoren sind, wenn ihre Sedimente weitergehend interpretierbar und datierbar sind und sowohl die genetischen Prozesse als auch die stratigraphische Zuordnung geklärt sind (Littmann 1988: 37). Andres (1980: 114-117) warnt vor allem davor, lokale Beobachtungen mit klimatischen Deutungen zu unterlegen, und verweist auf die Bedeutung des zur Aufbereitung verfügbaren Materials für konsequente Erosions- und Akkumulationsprozesse. Ebenfalls benennt er eine Reihe von Studien mit scheinbar widersprüchlichen Ergebnissen, die seiner Ansicht nach oft nicht viel mehr als die spezifische Situation im jeweiligen Untersuchungsgebiet repräsentieren.

3.7 Kennzeichen von Flusssystemen arider Gebiete

Trotz offensichtlich fließender Übergänge von humiden zu ariden Flusssystemen hat sich eine getrennte Betrachtung bewährt, da viele herkömmliche fluviale Modelle in ariden Räumen nicht greifen (Thornes 1977 b: 333, vgl. Abb. 3.4). Zur differenzierten Anschauung hat besonders das Werk "Fluvial Processes in Dryland Rivers" von Graf (1988 a) beigetragen. Die darin enthaltenen Erkenntnisse wurden kürzlich gemeinsam mit neueren Befunden (unter starker Betonung von Modellierungen) im Buch "Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels" von Bull & Kirkby (2002) nochmals herausgestellt. Eine grundsätzlich zu konstatierende Instabilität und der (scheinbare) Mangel an Gleichgewicht ist vor allem durch die hohe Variabilität saisonaler bis langfristiger Klimaschwankungen in Trockenräumen bedingt (Graf 1988 b: 231), doch darf der eventuelle Einfluss der Tektonik ebenfalls nicht vernachlässigt werden (Bull & Kirkby 2002: 8). Auch ist Schumms Theorie geomorphologischer Schwellen gerade auf den Beobachtungen von ariden Systemen begründet (Graf 1988 a: 295).

Da der durchschnittliche Abfluss in der Realität nur selten auftritt, gewinnen die Folgen von katastrophalen Events hinsichtlich Auengeometrie und alluvialer Stratigraphie unverhältnismäßig an Bedeutung (Bull 1988: 167, Graf 1988 a: 108). Insgesamt ist die Dynamik arider Flusssysteme nicht nur von extremen Schwankungen der Abflussmengen und des Materialtransports, sondern auch einer größeren Diversität der Formen und Prozesse ohne die Möglichkeit einer unmittelbaren kausalen Zuordnung gekennzeichnet (Knighton 1998: 80, Knighton & Nanson 1997: 188, Littmann 1988: 31). Die Niederschläge in Trockengebieten sind nicht nur zeitlich variabel, sondern auch räumlich limitiert, was eine direkte Ableitung des Abflussverhaltens schon allein aufgrund des unterschiedlichen Inputs der Tributäre verhindert (Knighton & Nanson 1997: 185, Reid & Frostick 1997: 207). Mit ephemeren Strömen koexistieren perennierende Fremdlingsflüsse (Graf 1988 a: 69, Nanson et al. 2002: 21), die häufig mäandrierenden Charakters sind, sich aber im Zuge von historischen Aridifizierungsprozessen in die Richtung von braided rivers weiterentwickeln können (Graf 1988 a: 201). Der Abfluss nach Wolkenbrüchen erfolgt häufig in Form von unkanalisierten Schichtfluten ('Hortonian overflow') (Reineck & Singh 1975: 192), die sich aufgrund der schwach ausgeprägten Böden, der schütterten Vegetation und der allgemein herab-

gesetzten Infiltration infolge von Oberflächenversiegelung relativ rasch an das Niederschlagsereignis anschließen und bis zu 50 % der ursprünglichen Wassermenge ausmachen können (Besler 1992: 28, Graf 1988 a: 90). Daraus folgt, dass im semiariden Bereich auch die Zone der stärksten Abtragung angesiedelt wird (Besler 1992: 73), wobei es sich im Allgemeinen um kapazitätslimitierte Systeme handelt, denn die Sedimentzufuhr von Flüssen in Trockengebieten ist normalerweise aufgrund der Verfügbarkeit von hangbürtigem Material extrem hoch (Bull & Kirkby 2002: 9, Reid 1994: 289). Dabei schwankt die Ratio von Schweb- und Bodenfracht: Obwohl grundsätzlich eine Tendenz zu größerem Alluvium bei wachsender Aridität zu verzeichnen ist (Graf 1988 a: 140), wird das Gros des Materials gleichzeitig in Terrassen oder ähnlichen Reliefeinheiten zwischengelagert (Graf 1988 a: 229). Die Mechanismen scheinen sich komplizierter als in humiden Räumen zu gestalten, wobei ein bedeutender Einfluss auf Abfluss und Sedimenttransport von der Vegetation ausgeht (Bull & Kirkby 2002: 6). Typisch sind verflochtene breite, aber verhältnismäßig flache Gerinne geringer Sinuosität (Bull & Kirkby 2002: 7), deren Ablagerungen bei nachfolgender Einschneidung unter feuchteren Bedingungen als Terrassen erhalten bleiben (Thomas 1997: 579).

Seit langem kontrovers diskutiert wird die relative Bedeutung von extremen Einzelereignissen im Vergleich zum kumulativen Effekt häufigerer Fluten geringerer Magnitude bei der Auenentwicklung (Graf 1988 a: 56, Maddy et al. 2001: 15). Für Ströme gemäßiger Breiten wurde nachgewiesen, dass der überwiegende Teil des Sedimentarchivs eher graduellen ('high frequency') Abläufen als katastrophalen ('high magnitude') Events entstammt (Coulthard et al. 2001: 485, Dury 1977: 61). Diese Erkenntnis ist jedoch nicht ohne weiteres auf andere Klimazonen übertragbar. So konzentrieren sich in semiariden Regionen nicht nur aufgrund einer begrenzten Resistenz gegenüber größeren Überschwemmungen, sondern auch wegen der eingeschränkten Anzahl "normaler" Fluten vor allem die Einflüsse katastrophaler Events (Bull & Kirkby 2002: 46). Nach Neff (1967) werden bis zu 60 % der Fracht in Ereignissen bewegt, die in Intervallen von mindestens 10 Jahren wiederkehren, während sich in der Zwischenzeit sozusagen ein Übergangsstadium etabliert (Baker & Pentead-Orellana 1977: 413, Bull 1998: 167, Graf 1998 a: 58). Andererseits scheinen sich gerade in saisonal geprägten Klimaten kurzzeitige Variationen in deutlichen morphologischen Adaptionen niederzuschlagen (Brown 1997: 31). Die Feststellung eines Ungleichgewichts von Flusssystemen in Trockengebieten ist heutzutage ebenso überholt wie die eines Gleichgewichts in den gemäßigten Breiten (Tooth & Nanson 2000: 183), da erstere durchaus eine gewisse Stabilität aufzuweisen vermögen, wenn auch durchschnittliche Zustände der Erosion, Akkumulation oder aber der Formenruhe aufgrund der hochgradigen Variabilität der Rahmenbedingungen eigentlich nicht erreicht werden (Bull & Kirkby 2002: 8). Weitere charakteristische Kennzeichen manifestieren sich im Längsprofil, da in Trockenräumen die Wassermenge aufgrund von Verdunstungs- und Versickerungsverlusten flussabwärts abnimmt (Knighton & Nanson 1997: 187, Reid 1994: 289). Ferner tritt die Akkumulation organischer Substanz zugunsten eventueller Vorkommen oberflächennaher Kalk- und Eisenkonkretionen oder aber Alkalisalz-Anreicherungen zurück (Allen 1970: 119, Nanson & Croke 1992: 479, Reineck & Singh 1975: 252).

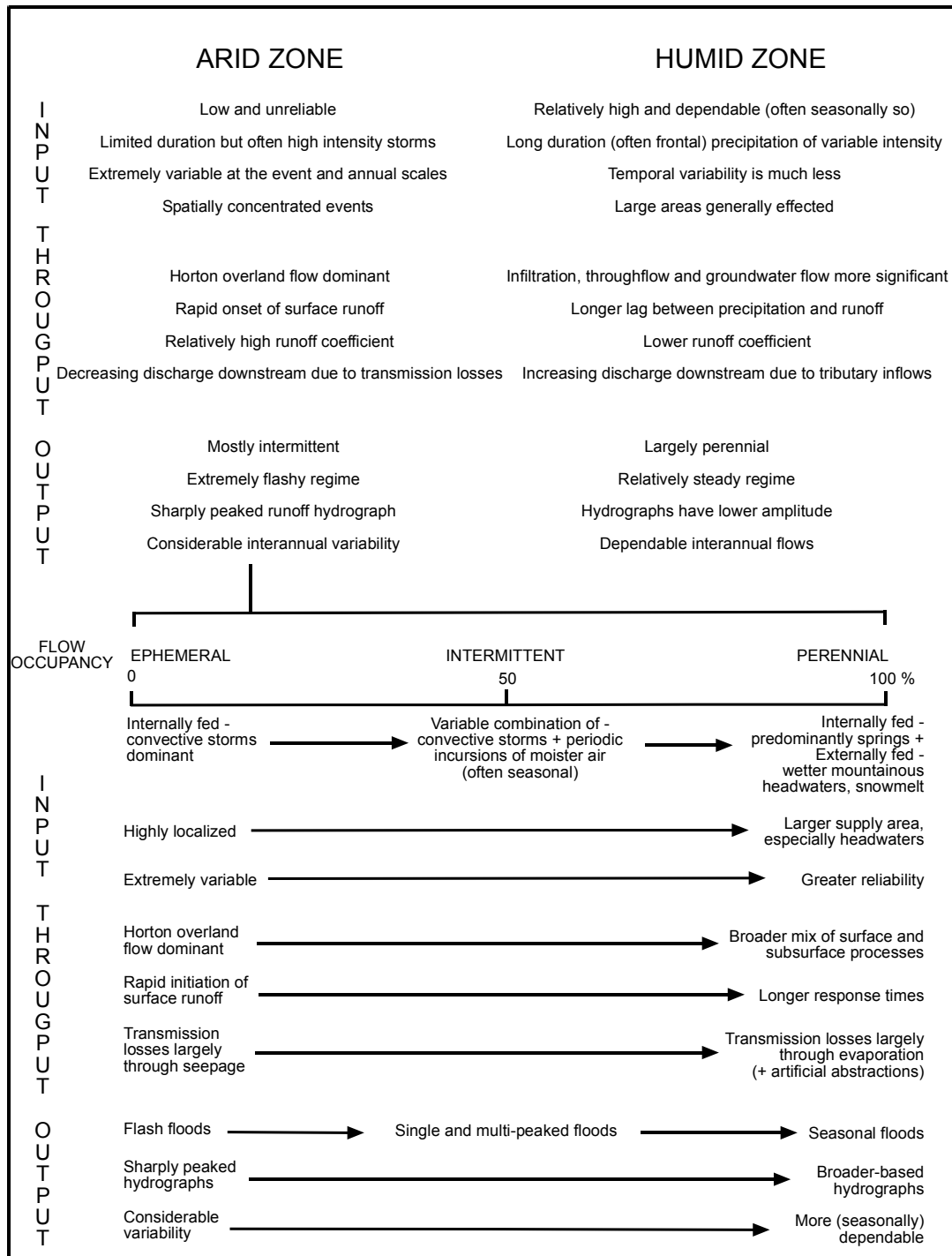


Abb. 3.4: Gegenüberstellung fluvialer Parameter in ariden und humiden Breiten (Knighton 1998: 79)

4 Methodik

4.1 Grundlegende Problemstellung

Wie bereits in Kap. 1 angerissen, ist der Aussagewert fluvialmorphologisch-sedimentpetrographischer Studien, die über aktualistische process-response-Analysen hinausgehen, gerade in Hinblick auf großskalige, historische Umweltrends umstritten. Paläohydrologische Auslegungen sind aufgrund methodischer Schwachpunkte nur unter Vorbehalten möglich, während lithostratigraphische Untersuchungen durch die Komplexität der sedimentären Architektur erschwert und deren bisweilen unterhalb des Dekameterbereichs liegenden, dreidimensionalen Fazieswechsel außerdem auf ein überwiegend intern gesteuertes Prozessgefüge zurückgeführt werden (Kap. 3). In diesem Kontext treten im Allgemeinen ebenfalls zahlreiche Hiaten auf, weshalb neben den alluvialen Sedimentkomplexen auch die darin potentiell enthaltenen landschaftsevolutionären Informationen lückenhaft sind. Um so entscheidender für die Rekapitulation vergangener Akkumulations- und Erosionsphasen ist demnach die starke chronostratigraphische Kontrolle anhand von physikalischen Altersbestimmungen, die in der erforderlichen Messdichte allerdings nur in Einzelfällen erbracht werden können.

Sollen Alluvionen ungeachtet dieser konzeptionellen Einschränkungen auf ihre indikatorielle Funktion bezüglich vorzeitlicher Ökofaktorenkonfigurationen überprüft werden, muss zwecks generalisierender Aussagen eine Vielzahl großräumig gestreuter Daten erhoben werden. Das minimiert zwar die Möglichkeiten der Erfassung des systeminternen großmaßstäbigen Sedimentaufbaus, doch erlaubt im Gegenzug die Betrachtung kleiner Einzugsgebiete keinerlei Extrapolationen (Pörtge & Hagedorn 1980: 10). Auch existiert bislang selbst für prozessorientierte Analysen rezenter morphographischer Muster kein grundlegendes Modell, das ausreichende quantitative und qualitative Vergleichsmöglichkeiten gewährleistet (Lewin 2001: 179). Insofern ist bei dem weiterführend verfolgten Ansatz sowohl generell als auch konkret eine gewisse Anzahl an methodologischen Kompromissen in Kauf zu nehmen, welche bei den anschließenden Interpretationen in adäquater Weise berücksichtigt werden müssen.

Die für die Analyse fluvialarchitektonischer Elemente im Sinne Mialls (Kap. 3.4) einzufordernden dreidimensionalen Aufschlussituationen sind im Rahmen konventioneller geomorphologisch-bodenkundlicher Feldarbeit selbst unter günstigsten Bedingungen nicht zu realisieren. Muss sich die Untersuchung sogar weitestgehend auf eindimensionale Bohrungen stützen, kann streng genommen nur die Körnung als unterste Hierarchieebene des fluvialstratigraphischen Systems nach Lewin (2001) bestimmt werden (Kap. 3.4). Zieht man jedoch sämtliche Einzelbefunde vor dem theoretischen Hintergrund der alluvialen Systematik hinzu, kann eine Eingrenzung in Frage kommender form units vorgenommen werden, die auch einen Rückschluss auf bestimmte systemspezifische Parameter ermöglicht. Dabei sollte das Konzept der fluvialen Architektur als maßgebliche Modellvorstellung für die Abschätzung räumlicher Faziesverbreitungen und daraus abzuleitender Bildungsbedingungen eine zentrale Position bei allen Interpretationen einnehmen, was bislang in der deutschen Quartärforschung noch unzureichend verwirklicht ist. So werden nach wie vor punktuell ermittelte Lithofazies (sowie teilweise auch Datierungsergebnisse) auf den gesamten Auenbereich umgeschlagen und als monogenetische Produkte übergeordneter extrinsischer Impulse pauschalisiert. Treffend bemerkt Houben (2002: 16), dass diese Form der funktionalen

Morphologie häufig Fehleinschätzungen hinsichtlich der Entstehung und Zusammensetzung des oberflächennahen Untergrunds induziert, indem sie eindeutige Ursache-Wirkung-Beziehungen zugrunde legt, den Systemzustand mit unabhängigen Faktoren gleichsetzt und prozessbasierte Erklärungsmodelle außer Acht lässt.

Es ist prinzipiell zweifellos illegitim, fluviale Archive bei paläoökologischen Betrachtungen zu diskriminieren. So besteht ein grundsätzlicher Informationsbedarf in Bezug auf ihre sedimentologische und morphologische Entwicklungsgeschichte, und speziell bei einem noch kaum erforschten Alluvialkomplex wie dem vorliegenden stellt jegliche Form objektiver Datenerhebung einen Erkenntnisfortschritt dar. Eine grundsätzliche kausale Verknüpfung persistenter fluvialer Strukturen mit paläoklimatischen Fluktuationen steht dabei meist außer Frage, so dass es durchaus von Interesse ist, einzelne Systemkomponenten und Lithofazies in Beziehung zu regionalen klimageschichtlichen Daten zu setzen. Für diese Studie ergibt sich daraus eine Reihe relevanter Fragen^{4.1}, die auf die Erfassung der allgemeinen landschaftsgeschichtlichen Zusammenhänge, aber auch auf die Prüfung der Eignung gewählter Methoden abzielen:

- Können anhand von Bohrlochdaten repräsentative fluviale Fazies ausreichend sicher bestimmt werden?
- Sind diese Sedimentabfolgen im weitesten Sinne^{4.2} räumlich korrelierbar und somit eventuell auch von regionaler Relevanz?
- Erlaubt die Datierung bestimmter Segmente eine Integration in bekannte Chronostratigraphien, und ergeben sich daraus Rückschlüsse auf eine extern gesteuerte fluviomorphodynamische Reaktion?
- Gibt es wesentliche lithologische Unterschiede zwischen älterem und jüngerem Alluvium, die im Fall ungewisser Schichtzugehörigkeiten auch als Zuordnungskriterium herangezogen werden können?
- Können annähernde Mächtigkeiten des jüngeren/älteren Alluviums sowie präsedimentäre Einschneidungsbeträge abgeschätzt und mit postulierten überregionalen Steuerfaktoren, wie wechselnden Abflussmengen, Schwankungen der Erosionsbasis oder Tektonik in Relation gesetzt werden?
- Existieren innerhalb des älteren Alluviums mehr oder weniger durchgängige Straten, die als humidzeitliche Megatschad-Korrelate interpretiert werden können, und welche Rückschlussmöglichkeiten bieten sie hinsichtlich des damaligen Sedimentationsmilieus?
- Kann den fluvialen Akkumulationen sowie den darin nachweisbaren Hiaten mittels der durchgeführten Datierungen eine Indikatorfunktion für klimatische Wechsel attestiert werden? Ist in konkreten Fällen das Vorhandensein, aber auch Fehlen von Schichten als eher fluviodynamisch (autogen) oder klimatisch (allogen) bedingt anzusehen?
- Inwieweit können potentielle Bodenbildungen als paläoökologische Zeiger herangezogen werden?

^{4.1} Diese werden im Mittelteil (Kap. 5 – 8) der Arbeit erläutert und in der Diskussion in Kap. 9 nochmals abschließend aufgegriffen.

^{4.2} nicht in Bezug auf konkrete Schichten, sondern in Form identischer lithogenetischer Sequenzen im Rahmen der fluvialen Architektur

4.2 Datenbasis

Zum einen war innerhalb des Teilprojekts des Sonderforschungsbereichs 268 bereits Material vorhanden, zum anderen wurden gezielt weitere Daten akquiriert (insbesondere Satellitenszenen). Die wichtigsten für das Untersuchungsgebiet vorliegenden Karten- und Bildquellen zeigt Abb. 4.1. Im Zentrum der Auswertungen standen die Luftbildserie einer von der Entwicklungshilfeorganisation NEAZDP Ende des Jahres 1990 nördlich des 12. Breitengrads durchgeführten Befliegung NE-Nigerias im Maßstab von 1:25.000 und die beiden Landsat-5-TM-Szenen 186-51 vom 07.02.1987 und 187-51 vom 29.01.1987 (Kap. 4.3 u. 5.2).

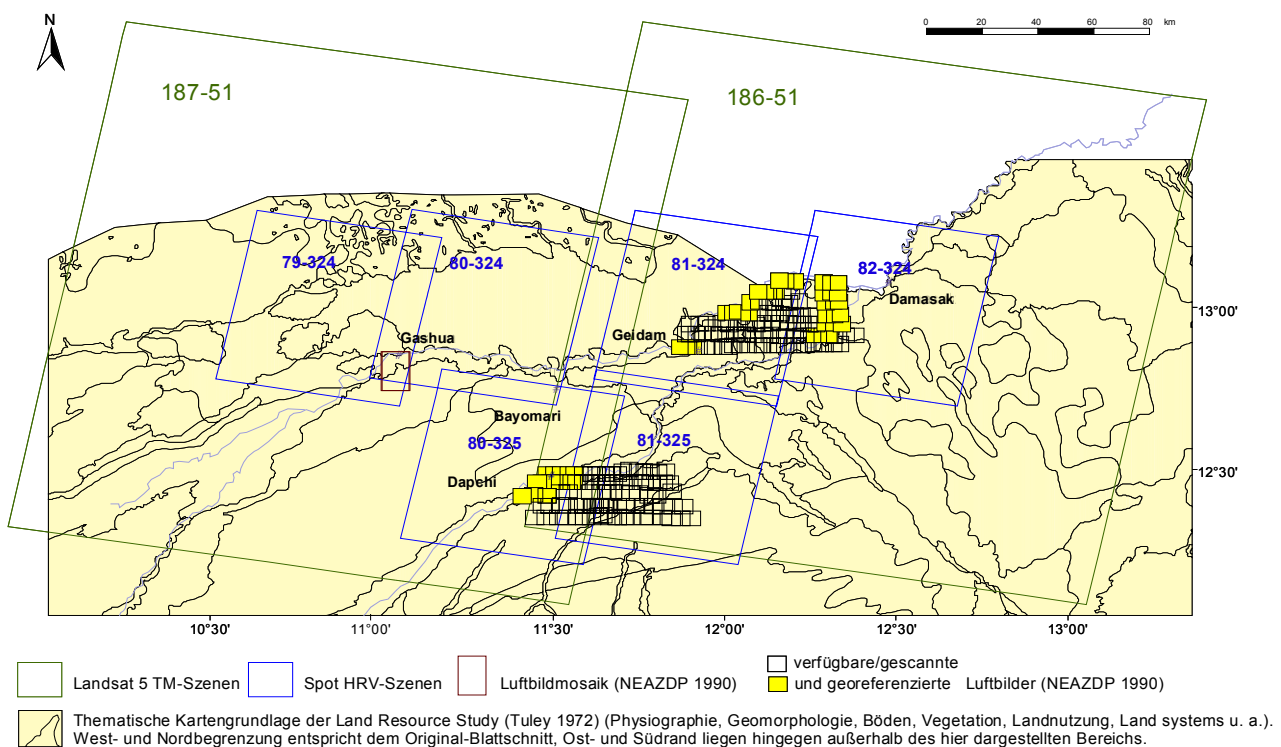


Abb. 4.1: Verfügbares Karten- und Bildmaterial zu NE-Nigeria^{4.3}

4.3 Fernerkundung und digitale Bildverarbeitung

Als Fernerkundung bezeichnet man die Messung von Phänomenen an der Erdoberfläche ohne direkten physischen Kontakt. Neben der analogen photographischen Aufnahme erfolgt sie vor allem in digitaler Form durch Satelliten. Dabei wird objektspezifische elektromagnetische Reflektionsstrahlung von Sensoren empfangen und in Bilddaten umgesetzt (Albertz 1991: 1, Csaplovics 1992: 56). Die weitere Verarbeitung beinhaltet eine Reihe geo- und/oder radiometrischer Manipulationen des Ursprungsbilds auf Basis komplexer arithmetischer Pixeloperationen (Schuchmann 1996: 22). Da die digitale Prozessierung und Evaluierung von Fernerkundungsdaten während des Bestehens des SFB 268 stets im Fokus geogra-

^{4.3} Nicht dargestellt ist die topographische Kartengrundlage im Maßstab 1:50.000 (Federal Surveys Nigeria 1970 – 1978). Sie ist zwar für das gesamte Untersuchungsgebiet vorhanden, aber verhältnismäßig informationsarm und stark veraltet.

phischer Forschung stand, konnte auf einen umfangreichen Fundus an diesbezüglichen Arbeiten^{4.4} zurückgegriffen werden. Auf sie ist auch zwecks detaillierterer Ausführungen hinsichtlich grundlegender und spezieller analytischer Aspekte zu verweisen. Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchung verfolgten Arbeitsschritte, für die das Programm Erdas Imagine (Version 8.4 – 8.6) verwendet wurde, sind Tab. 4.1 zu entnehmen. Bei allen eingesetzten Methoden erfolgten die finalen Interpretationen ausschließlich auf qualitativer Ebene. Es wurde sowohl von anfänglichen radiometrischen Verbesserungen^{4.5} als auch von weiterführenden automatisierten Verfahren (z. B. Ratioberechnungen aus bestimmten Kanälen) abgesehen.

Tab. 4.1: Angewendete Verfahren zur Aufbereitung und Auswertung fernerkundlicher Daten

Quelle	Vorgehensweise	Ziel
Luftbilder	visuell	Geomorphologische Charakterisierung der rezenten Aue (Kap. 5.2), vorläufige Standortauswahl und Suche nach potentiellen Aufschlüssen zur zweidimensionalen lithostratigraphischen Ansprache (Prallhänge, Gully-Systeme)
	(semi-) automatisch	Geometrische Verarbeitung (Referenzierung) vorab gescannter Bildsequenzen zur Anfertigung von Karten für die Nutzung im Gelände, Verschneidung mit bereits digital vorliegenden Datensätzen (z. B. Land Resource Study)*, digitale Stereoauswertung und Erstellung dreidimensionaler Geländemodelle
Satellitenbilder	visuell	Paläohydrologische und -ökologische Interpretationen der relik-tischen Auenbereiche (Kap. 5.1)
	(semi-) automatisch	dito, jedoch unter Einsatz spektraler Analysetechniken zwecks einer verbesserten Visualisierung (Kap. 5.1)

* mit dem Programm ArcView 3.2

4.3.1 Satellitenszenen

Im Vergleich zu den panchromatischen Luftbildern weisen Satellitenszenen aufgrund ihres multispektralen Informationsgehaltes ein weitaus höheres analytisches Potential auf. Neben grundsätzlichen Auswahlkriterien (fehler- und wolkenfreie Bilder, evtl. bestimmte Aufnahmezeitpunkte etc.) stellt sich dabei zunächst die Frage nach dem adäquaten Sensor. Obgleich bereits mehrere Spot^{4.6}-Bilder aus der Yobe-Region vorlagen, wurde das von der NASA entwickelte Aufnahmesystem Landsat als Datenquelle präferiert. Die zwei Szenen 186-51 und 187-51 (beides Trockenzeitaufnahmen aus dem Jahr 1987), welche mit jeweils 185 x 185 km Fläche beinahe um ein Zehnfaches größer als die Spot-Aufnahmen sind (vgl. Abb. 4.1), decken das Untersuchungsgebiet komplett ab und sind dabei für den gegebenen Maßstab auch eindeutig günstiger in der Anschaffung. Ihre räumliche Auflösung beträgt 30 x 30 m^{4.7} im Vergleich zu 20 x 20 m bei Spot (XS-Modus), wobei jedoch zwischen den verfügbaren Szenen beider Trägersysteme keine bemerkenswerten Diskrepanzen in der Detailgenauigkeit festzustellen waren. Demgegen-

^{4.4} Franke-Scharf (2000) und Schuchmann (1996) für das Tschadbecken, Fritscher (2000) für das südliche NE-Nigeria sowie Schmid (1999) und Albert (2003) für den Sahel Burkina Faso

^{4.5} Dazu zählen Korrekturen von Störungen, Kontraststreckungen, Filterungen und weitere Grauwertoptimierungen zur Hervorhebung oder Unterdrückung bestimmter Bildinhalte (Schuchmann 1996: 33), welche bei strukturell inhomogenen Flächen allerdings auch Informationsverluste bedingen können.

^{4.6} SPOT = Système probatoire pour l'observation de la terre (Das von der französischen Regierung initiierte Programm wird vom Centre National d'Etudes Spatiales koordiniert.)

^{4.7} 120 x 120 m beim Thermalen IR (vgl. Tab. 4.2)

über besitzen Landsat-Daten allerdings eine erheblich höhere spektrale Auflösung^{4.8}. Viele multispektrale Berechnungen sind folglich nur auf Landsat-Basis sinnvoll bzw. (bei weiterführenden Analysen wie Indexermittlungen) überhaupt möglich, doch standen sie nicht im Fokus dieser Arbeit. In Tab. 4.2 sind die Bänder des Landsat-5-TM-Sensors präzisiert, von denen jeweils drei im sichtbaren und nahen bis mittleren infraroten und einer im thermalen infraroten Wellenlängenbereich aufzeichnen^{4.9}. Außerdem ist eine Auswahl von Anwendungsmöglichkeiten aufgelistet, da einige Phänomene aufgrund ihres charakteristischen Reflektionsverhaltens besonders gut in bestimmten Spektralbereichen zur Geltung kommen.

Tab. 4.2: Spektralinformation der Landsat-5-Kanäle und ihre Interpretierbarkeit bezüglich ausgewählter Objekteigenschaften^{4.10}

Sensor	Kanal	Wellenlängenbereich	Bandbreite in μm	Thematische Nutzungsbereiche
TM	1	Sichtbares Blau	0,45 – 0,52	Ufer- und Küstenkartierung (aufgrund der Durchdringung der oberen Wasserschichten), Nadel-Laubbaum-Unterscheidung (starke Absorption durch Vegetation)
	2	Sichtbares Grün	0,52 – 0,60	Vitalität der Vegetation (starke Reflektion)
	3	Sichtbares Rot	0,63 – 0,69	Vitalität der Vegetation (sehr starke Absorption durch Chlorophyll), Differenzierung von Pflanzenarten bzw. Feldfrüchten
	4	Nahes Infrarot	0,76 – 0,90	Zustand der Vegetation (sehr starke Reflektion), Biomassekartierungen, Land-Wasser-Kontraste, Abgrenzung von Wasserkörpern
	5	Mittleres Infrarot	1,55 – 1,73	Feuchtegehalte von Böden/Vegetation, Differenzierung von Mineralarten, Schnee-Wolken-Unterscheidung
	6	Thermales Infrarot	10,40 – 12,50	Wärmeunterschiede, thermale Kartierungen von Wasserflächen, Vegetationsstress (Hitzebeeinträchtigung von Pflanzen)
	7	Mittleres Infrarot	2,08 – 3,45	Gesteine und Böden, Differenzierung von Mineralarten, hydrothermale Kartierungen

Allgemein gebräuchlich sind 3-Kanal-Darstellungen im RGB-Format. Über konventionelle Echt- und Falschfarbenbilder (Kanalreihenfolge 3-2-1 bzw. 4-3-2) hinaus gelten beispielsweise die Kombinationen 7-5-4 als geeignet zur Ansprache mineralogischer und pedogener Charakteristika, 5-4-3 für den Wassergehalt der Substrate, 6-2-1 für Wärmeunterschiede und 7-4-3 für Vegetationsschäden (z. B. Brandflächen). Mehr als drei Strahlungsbereiche können weder vom menschlichen Auge wahrgenommen noch von den Ausgabegeräten (Bildschirm, Drucker) verarbeitet werden. Das Problem der obligatorischen Reduktion der hochdimensionalen Primärdaten ist jedoch durch die Vorschaltung bestimmter digitaler Bildverarbeitungsprozesse teilweise eliminierbar (Schuchmann 1996: 21 u. 110). Zur optimierten

^{4.8} sieben Kanäle gegenüber drei bei Spot, von denen die ersten beiden außerdem stark korrelieren (Schmid 1999: 48)

^{4.9} Beim Landsat 7 ETM+, der sich seit 1999 im Orbit befindet (Landsat 5 TM seit 1984), kommt zusätzlich noch der panchromatische Kanal 8 mit 15 x 15 m Pixelgröße hinzu, und die Auflösung des emittierten thermalen IR ist auf 60 x 60 m erhöht.

^{4.10} vgl. Csaplovics 1992: 57

Darstellung des Informationsgehalts von Satellitenaufnahmen bietet sich insbesondere das multivariate Verfahren der Hauptkomponententransformation an. Diese Analysetechnik beruht auf der Tatsache, dass ein Großteil der Bildinformation aufgrund signifikant korrelierter Reflektionseigenschaften der Objekte^{4.11} als redundant verworfen werden kann. Ausgehend von Kovarianz- und Korrelationsmatrizen der Einzelbänder erfolgt die Dekorrelation der Grauwerte zu Hauptkomponenten, wobei die Regressionsgerade der ersten Hauptkomponente in Richtung der größten Ausdehnung der ursprünglichen Punktwolke im Merkmalsraum weist, auf der senkrecht die Achse der zweiten Hauptkomponente in Richtung der zweitgrößten Ausdehnung steht (Schmid 1999: 54; vgl. Abb. 4.2).

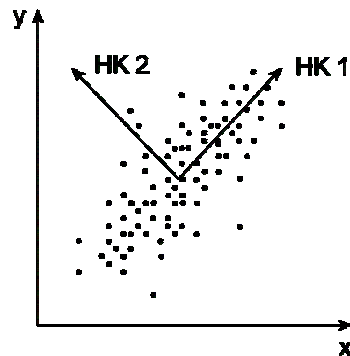


Abb. 4.2: Koordinatentransformation bei der Hauptkomponentenanalyse (HK = Hauptkomponente) (Schönwiese 2000: 204, verändert)

Insgesamt ergibt sich also eine Konzentration der maximalen Streuung in den ersten Hauptkomponenten sowie die Reduktion und Umverteilung auf wenige neue, unabhängige Kanäle, die eine aussagekräftige Reproduktion der originären Datenmatrix in einem einzelnen Bild ohne nennenswerten Informationsverlust^{4.12} garantiert. Dabei dient die Analyse gleichzeitig der Kontrastverstärkung und Hervorhebung bestimmter struktureller Details unter Beseitigung von Bildstörungen. Desweiteren liefert sie eine optimale Datenbasis für weitere mathematische Verfahren, wie z. B. digitale Klassifizierungen, indem sie über die Darstellung spektraler Unterschiede eine gute Trennung der Klassen gewährleistet (Albertz 1991: 164).

Bei der Multispektralklassifikation werden mit Hilfe von Clusterungsalgorithmen aufgrund von Merkmalsähnlichkeiten und Nachbarschaftsbeziehungen ursprüngliche kontinuierliche Spektralklassen (bzw. transformierte Daten nach vorangegangenen Hauptkomponentenanalysen) diskreten Informationsklassen im Sinne einer thematischen Kartierung zugewiesen (Schmid 1999: 63, Schuchmann 1996: 53). Die unüberwachte Variante erfolgt rein statistisch nach vorheriger Festlegung der Clusteranzahl. Beim überwachten Vorgehen werden, eventuell unter Berücksichtigung der Ergebnisse des unüberwachten Verfahrens, möglichst homogene Trainingsgebiete im Feld ausgewählt, aus denen ein spektraler Signaturenkatalog zur weitergehenden Abgrenzung und Untergliederung abgeleitet wird. Der überwachten Klassifizierung liegt demnach eine stärkere subjektive Komponente zugrunde, da die Testflächenauswahl

^{4.11} vor allem in den ersten drei Kanälen, während demgegenüber nahes und thermisches IR kaum gegenseitige Abhängigkeiten zeigen

^{4.12} Die ersten drei Hauptkomponenten beschreiben im Allgemeinen 99 % der Varianz von sechs Landsat-Kanälen (ausgenommen ist der TIR-Kanal), wobei ca. 90 % dieser Information bereits in der ersten Hauptkomponente enthalten ist (Schuchmann 1996: 45).

für die Güte der Auswertung entscheidend ist. In der hiesigen Arbeit erfolgte zunächst die automatische Ausweisung fünf verschiedener Klassen sowie eine anschließende Überprüfung der Resultate anhand vorliegender Luftbilder. Diese erlauben ähnlich konkrete Korrelationsmöglichkeiten wie etwaige Geländeerhebungen, so dass von einem hybriden methodischen Ansatz gesprochen werden kann. Wegen unbefriedigender Zwischenergebnisse (heterogene Objektklassen) wurde das Verfahren jedoch nicht weitergehend vertieft (Kap. 5.1.1).

4.3.2 Luftaufnahmen

Zur Auswertung vielfältiger fernerkundlicher Daten muss zunächst eine rechnergestützte geometrische Entzerrung und Überführung der Rohdatensätze in ein geodätisches Bezugssystem erfolgen. Da im Verlauf dieser Arbeit Satelliten- und Luftbilder teilweise gemeinsam rektifiziert wurden und für viele der bereits digital vorliegenden Daten keine Angaben zur Projektion vorlagen, dienten geographische Koordinaten des WGS-84-Sphäroids als Referenz (vgl. Franke-Scharf 2000: 49). Photogrammetrische Korrekturen zentralperspektivischer Luftbilder in Form von differentiellen Entzerrungen mittels neu entwickelter Software konnten erst zu einem späteren Zeitpunkt durchgeführt werden, ohne dass die Generierung von Orthophotos allerdings einen Mehrwert für die qualitativen Analysen erbrachte (s. u.).

Bild-zu-Bild-Entzerrungen der im Hinblick auf potentielle Untersuchungsareale ausgewählten und gescannten Luftaufnahmen erfolgten relativ auf die vom US Geological Survey im GeoTIFF-Format erworbenen, geocodierten Landsat-5- sowie teilweise auch auf bereits korrigierte Spot-HRV-Szenen. Die Grundlage der dabei angewandten polynomialen Transformationsgleichungen erster Ordnung stellen manuell gesetzte homologe Passpunkte (hier durchschnittlich zwanzig pro Luftbild in möglichst gleichmäßiger Anordnung). Zur Neuberechnung ('resampling') wurde die 'nearest-neighbor'-Methode angewendet, bei der die ursprünglichen Grauwerte der (benachbarten) Pixel beibehalten werden. Die rektifizierten Luftbilder wurden, soweit nötig, in Adobe Photoshop unter Einsatz von radialen Verlaufsmasken nachbearbeitet, um Helligkeits- und Kontrastverhältnisse zu synchronisieren. Nach dem Ausschneiden der Bildinhalte zur Beseitigung der schwarzen Aufnahmeänder wurden diese, ähnlich der in den NEAZDP Staff Quarters in Garin Alkali direkt erworbenen Luftbildkarte aus der Gegend von Gashua (vgl. Abb. 4.1), zu größeren Mosaiken zusammengefügt, um eine verbesserte visuelle Präsentation zu erzielen. Desweiteren konnte die Integration zusätzlicher geographischer Daten (wie GPS-Messungen) und Lagebestimmungen abgebildeter Landschaftselemente erfolgen.

Nach Beendigung der Geländearbeiten wurden in einem letzten Schritt zusätzliche Möglichkeiten der 3-D-Modellierung auf Basis stereophotogrammetrischer Luftbildauswertungen mit Hilfe der Erdas-Programmodule OrthoBASE und Stereo Analyst ausgetestet und deren Ergebnisse wiederum qualitativ bewertet (Kap. 5.2.2). Dabei wurden zunächst innere und äußere Orientierung^{4,13} der verwendeten Kamera definiert bzw. im Rahmen so genannter Bündelblocktriangulationen ermittelt. Über das Setzen von Passpunkten mit bekannten Höhenwerten und zusätzlichen Verknüpfungspunkten konnten die zweidimensionalen Bildkoordinaten daraufhin in dreidimensionale Raumkoordinaten transformiert

^{4,13} geometrische Verhältnisse innerhalb des Aufnahmesystems sowie seine Lage im Raum

werden^{4.14}. Auf eine ausführlichere Darstellung photogrammetrischer Grundlagen sowie des konkreten methodischen Vorgehens soll hier verzichtet werden, da das gewünschte Resultat in Form einer hinreichend präzisen Terrassenkartierung und -klassifizierung nicht erreicht werden konnte. Einer der Gründe hierfür liegt bereits in der mangelnden Güte der Eingangsdaten, da neben den Geländekoordinaten der zweidimensionalen Luftbildentzerrungen nur eine beschränkte Anzahl an in den Nivellements (Kap. 4.4) ermittelten relativen Höheninformationen zur Verfügung stand^{4.15}.

4.4 Standortwahl

Die im Mittel- bis Unterlaufbereich des Yobe sowie entlang des Unterlaufes des Komadugu Gana konzentrierten sedimentologischen Untersuchungen sollten zu einer möglichst umfassenden Dokumentation der präzistenten fluvialen Formung und somit zu großen Teilen auch der naturräumlichen Entwicklung im vorliegenden Landschaftssystem beitragen. Dabei ist eine ausreichend hohe chronostratigraphische Auflösung unter weitestgehender Erfassung der morphodynamisch besonders aktiven Zeitabschnitte zu erreichen. Es erfordert auch eine annähernd repräsentative Abdeckung großräumig verbreiteter Fazieskomplexe, wobei die Integration charakteristischer Einzelformen des Mesoreliefs als hilfreich für die Rekonstruktion geökologisch aussagekräftiger Beziehungsgefüge erachtet wird. Unter dieser Prämisse erfolgte im Vorfeld der Geländeuntersuchungen die Selektion mehrerer engerer, von den verfügbaren Luftaufnahmen abgedeckter Arbeitsgebiete (vgl. Abb. 4.3), welche sich im Umkreis der Ortschaften **Dapchi**, **Gashua**, **Geidam** und **Damasak** befinden. Im Rahmen der nachfolgenden Feldarbeit dienten Übersichtsbefahrungen zunächst der deskriptiven Erfassung des Ökosystems (Kap. 5) unter Identifikation der in vorangegangenen Studien^{4.16} ausgewiesenen Landschaftseinheiten. Definitive Standorte wurden teilweise anhand mitgeführter Luftbildkarten gezielt angesteuert, häufiger allerdings wegen der vergleichsweise sehr schlechten Zugänglichkeit der rezenten Aue im Gelände ausgewählt. Dabei war jedoch stets die spezifische Auenmorphologie in Betracht zu ziehen, um die Anlage schematischer Querschnitte zu gewährleisten (vgl. Abb. 5.10 ff.). So sollten aufgrund der catenalen Positionen der Sondierungen bereits Rückschlüsse auf Depositionsbedingungen, räumliche Beziehungen zu benachbarten Fazies und somit der relativen Altersstellung getroffen werden. Sowohl das Ansteuern vorab bestimmter Lokalitäten als auch die Lageermittlung konkreter Bohrpunkte erfolgte mit einem GPS-Empfangsgerät der Marke Garmin GPS II^{4.17}. An allen Beprobungspunkten wurde eine standardisierte Aufnahme der großmaßstäbigen Landschaftsform (form unit nach Lewin (2001) bzw. 'land facet' im Sinne von Bawden et al. (1972)), der diesbezüglichen relativen Position der Bohrung sowie eventuellen morphologischen Besonderheiten durchgeführt. Ferner registriert wurden standörtliche Vegetationsbedeckung, Nutzungsverhältnisse und regenzeitliche Situation^{4.18} (Kap. A-2).

^{4.14} Grundlage für die Höhenberechnung aus Stereobildern ist die Parallaxenverschiebung bei der Aufnahme eines Objektes von zwei unterschiedlichen Standpunkten aus, analog dem menschlichen stereoskopischen Sehen.

^{4.15} Auch Kontrast- und Grauwertunterschiede der einzelnen Aufnahmen können dazu beigetragen haben.

^{4.16} vor allem der Land Resource Study (Tuley 1972 a)

^{4.17} Da die Messungen größtenteils Anfang 2001 und somit vor der Aufhebung der künstlichen Signalverschlechterung durch das US-amerikanische Verteidigungsministerium stattfanden, wurden dabei Genauigkeiten um die 100 m erreicht (vgl. Albert 2003: 26, Schuchmann 1996: 38). Daher wurde auch von Entzerrungen unreferenzierten Bildmaterials auf GPS-Daten abgesehen, die geringere Präzisionen als die als Referenz zugrundeliegenden Landsat-Pixel ergeben würden.

^{4.18} Konkret wurde erfasst, ob der Ort der Beprobung zur Zeit des regenzeitlichen Geländeaufenthalts im September 2001 unter Wasser stand.

Infolge der stark erschwerten Bedingungen beim Bohren (Kap. 4.5) musste die zur Absicherung bzw. Generalisierung der Ergebnisse und Abschätzung horizontaler Faziesgrenzen angestrebte maximale Beprobungsdichte auf jeweils vier (in Ausnahmefällen auch mehr), für bestimmte Reliefelemente repräsentative Leitprofile innerhalb der ausgewählten Areale beschränkt werden:

- 1 **Flussufer**-Standorte in unmittelbarer Nähe des gegenwärtigen Gerinnebetts, nach Möglichkeit im Bereich rezenter Gleithänge, so dass unter anderem auch das aktuelle Sedimentationsgeschehen erfasst wurde ("1er-Standorte"),
- 2 weitere Lokalitäten in der **rezenten Aue** als Akkumulationsbereich jetztzeitlicher Hochflutablagerungen ("2er-Standorte"),
- 3 **Altarme** – speziell im Bereich prärezenter Prallhänge, wo oftmals die vollständigsten Sedimentsequenzen zu finden sind ("3er-Standorte"),
- 4 die **reliktische Aue**, also Standorte im Ablagerungsbereich des älteren Alluviums, die sich durch eine möglichst geringmächtige Flugsandbedeckung auszeichnen ("4er-Standorte"; vgl. Tab. 4.3).

Im Hinblick auf holozäne Landschaftsveränderungen kommt dem älteren Alluvium (4er-Standorte) aufgrund seines vergleichsweise hohen Alters und der prognostizierten Verbindung zur Megatschad-Dynamik eine Schlüsselrolle zu. Konsequenterweise wurden die dortigen Beprobungen zwecks einer weiterführenden faziologischen Differenzierung verdichtet. Dabei wurden im Anschluss an obige Erhebungen zusätzliche Bohrungen in der Peripherie von **Gumsa**, **Gashua**, **Bayomari** und **Geidam** abgeteuft, die das Arbeitsgebiet in Längsrichtung abdecken und gleichfalls Priorität bei den späteren Datierungen erhielten (Kap. 4.5 u. 4.7). Desweiteren wurden Profile am Rand von flachgründigen Straßengruben nördlich von **Gashua** und **Bayomari** angesprochen und beprobt sowie eine zusätzliche Bohrung in einem auffälligen Paläomäander nahe der archäologischen Fundstätte **Gazargamo**^{4.19} unmittelbar westlich vom jüngsten Strandwall des Bama Ridge Complex durchgeführt (vgl. Abb. 4.3).

Neben lithostratigraphischen Untersuchungen wurden an den Standorten auch pedologische Erhebungen vorgenommen, die, ausgehend von der Verbreitung charakteristischer Bodenformen, generelle bodengeographische Erkenntnisse und eine damit verbundene weitestgehende Klärung der räumlich-zeitlichen Relief-Substrat-Boden-Beziehungen ermöglichen sollen (Kap. 8). Bezüglich der Auentopographie, besonders in Hinblick auf die subrezente Terrassengese, wurden außerdem Nivellements im Bereich der flussnahen Beprobungsstellen (1er-Standorte) durchgeführt, die auch die Grundlage der digitalen Geländemodellierungen bildeten (Kap. 5.2.2). Damit in Beziehung stehen Einschätzungen der aktuellen

^{4.19} Birni N'Gazargamo war Hauptstadt des Königreichs von Kanem-Borno vom 15. bis zum 19. Jh. n. Chr.

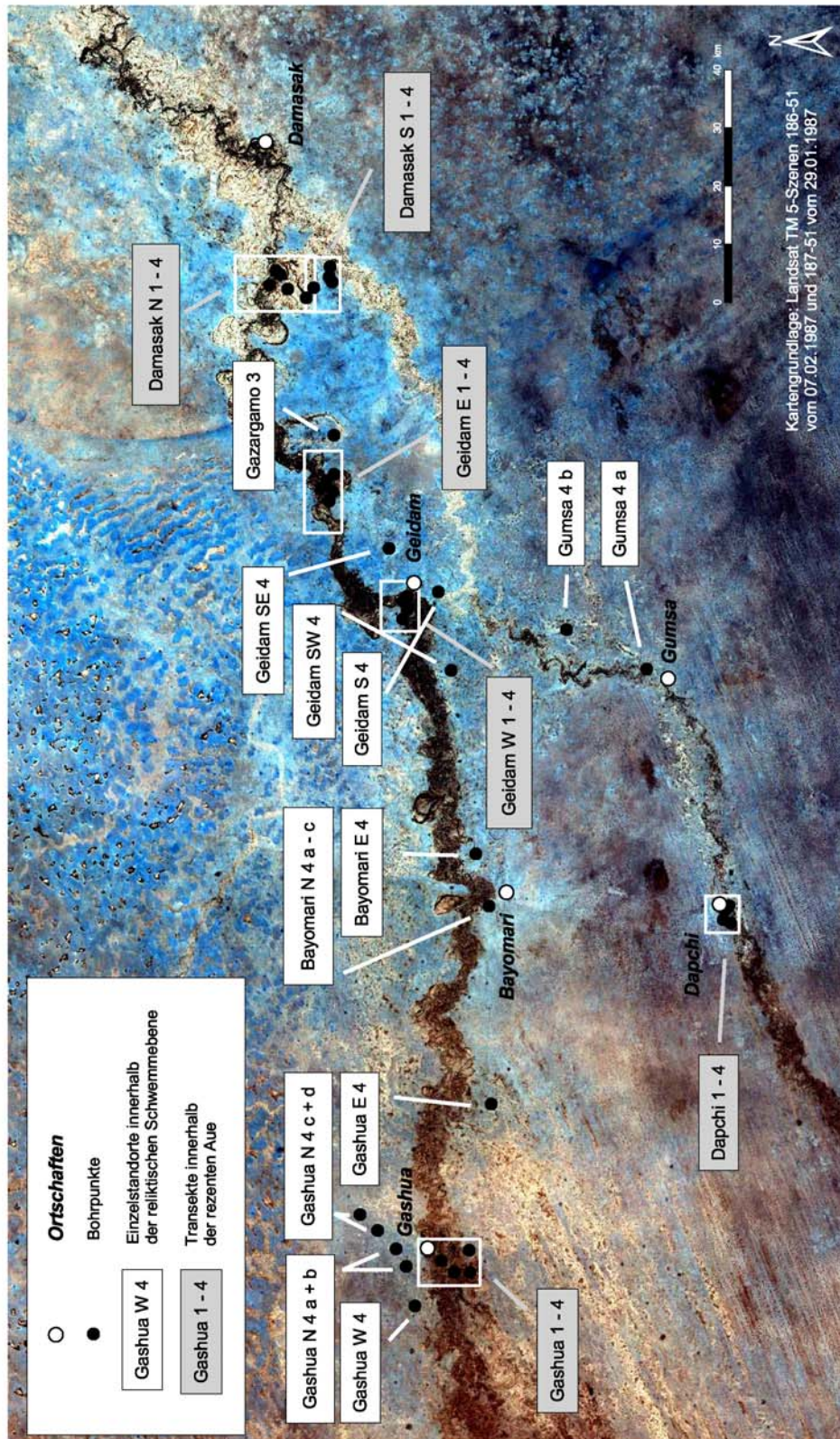


Abb. 4.3: Lage der Untersuchungsareale und der Bohrpunkte^{4.20}

^{4.20} Luftbildkarten der weiß umrahmten Areale mit den genauen Positionen darin enthaltener Einzelstandorte finden sich in Kap. 5.2.2.

Morphodynamik und des anthropogenen Einflusses als abhängige Faktoren des generellen Natur- und Nutzungspotentials, die teilweise auch qualitative Erkenntnisse abseits der zentralen Analysen widerspiegeln (Kap. 5.2.3).

Tab. 4.3: Überblick über die Standorte^{4,21}

Untersuchungsareal	Einzelstandorte			
	Flussufer	rezente Aue	Altwasser	reliktische Aue
Dapchi	D 1	D 2	D 3	D 4
Gashua	Ga 1	Ga 2	Ga 3	Ga 4
Geidam West	G W 1	G W 2	G W 3	G W 4 (Aufschluss)
Geidam Ost	G E 1	G E 2	G E 3	G E 4 (a + b)
Damasak Nord	Dk N 1 (a + b)	Dk N 2 (a + b)	Dk N 3	Dk 4
Damasak Süd	Dk S 1	Dk S 2	Dk S 3	
Gumsa	--	--	--	Gu 4 (a + b)
Gashua West	--	--	--	Ga W 4 (Aufschluss)
Gashua Nord	--	--	--	Ga N 4 (a – d)
Gashua Ost	--	--	--	Ga E 4
Bayomari Nord	--	--	--	By N 4 (a – c)
Bayomari Ost	--	--	--	By E 4
Geidam Südwest	--	--	--	G SW 4
Geidam Süd	--	--	--	G S 4
Geidam Südost	--	--	--	G SE 4
Gazargamo	--	--	Gz 3	--

4.5 Datenerhebung

An dieser Stelle soll das Vorgehen bei den Geländeuntersuchungen, bestehend aus der eigentlichen Bohrung, Sedimentansprache und Probennahme, skizziert werden. Gearbeitet wurde mit einer offenen und einer geschlossenen Rammkernsonde sowie zugehörigem Gestänge von insgesamt 12 m Länge. Dass die Bohrungen im Regelfall eine maximale Tiefe von ca. 6 m nicht überschritten, ist das Resultat technischer Komplikationen, die nahezu standortübergreifend auftauchten. Dies stellt die grundsätzliche Eignung der gewählten Methode für den gegebenen Untersuchungsraum in Frage, da die Erfassung mächtigerer Schichtenabfolgen durchweg wünschenswert gewesen wäre. Insbesondere bei reliktischen Alluvionen

^{4,21} Profilzeichnungen siehe Abb. 6.2 ff.

erwies sich die Ausrüstung aufgrund der extremen Aushärtung der wasserfreien Sedimente als zu schwach – ein erstes Zeichen der Überlastung des eingesetzten Geräts stellte z. B. das starke Vibrieren des Bohrers bei minimaler Eindringgeschwindigkeit über größere Profildbereiche hinweg dar ("singing auger"). Bei den anschließenden Extraktionen wurde die zunächst verwendete Kugelklemme (inkl. eines Ersatzgeräts) insgesamt sechsmal gesprengt, während beim späteren Einsatz einer Backenklemme infolge der hohen Scherbelastung das Ziehgerät (Hubkraft: 6 t) zu Bruch ging^{4.22}. Demgegenüber waren beim Vorkommen (grund-) wasserreicher Feinsande innerhalb der rezenten Aue auch bei der Verwendung von Kernfängern teilweise 80 bis 90 % Sedimentverlust zu konstatieren. Letztgenanntes Problem konnte auch durch Wiederholungen der Sondierungen kaum kompensiert, ersteres jedoch durch eine rechtzeitige Wässerung des Standorts etwas eingeschränkt werden.

Insgesamt erwies sich der Zeitaufwand als deutlich größer als geplant, weshalb der ursprüngliche Voratz, eine höchstmögliche Anzahl an Standortaufnahmen zu erzielen und davon nur eine repräsentative Auswahl für nachfolgende Laboruntersuchungen zu berücksichtigen, verworfen werden musste, so dass schließlich alle aufgeschlossenen Profile in uniformer Weise beprobt und analysiert wurden. Die Anzahl von geschlossenen Sedimentkernen, die mittels 1 m langer, opaker^{4.23} Plastikliner (Ø 50 mm) extrahiert wurden, war bereits bei der anfänglichen Konzipierung des Vorgehens aufgrund finanzieller Erwägungen^{4.24} limitiert. Ursprünglich sollten gekernete Proben vorwiegend dort entnommen werden, wo vorher organikhaltige Straten angeschnitten werden konnten, deren vermuteten Gehalte an ¹⁴C-datierbarem Material, Pollen und anderen potentiellen Biomarkern eine differenzierte Analytik erfordern hätten (Kap. 2.3.1). Nachdem jedoch bereits im Anfangsstadium der Geländeerhebung quantitative Zugeständnisse erfolgen mussten, konzentrierte sich das Ziehen intakter Kerne auf die Außenbögen der Altaufseen innerhalb des rezenten Alluviums (3er Standorte), wo hochwertige paläoökologische Archive aus ehemaligen Verlandungsphasen vermutet wurden. Da diese Hypothese im Anschluss an die erste Gelände- und Auswertungsphase ebenfalls revidiert werden musste (Kap. 4.6.2), kam das Kernrohr letztendlich nur noch zur gezielten Probennahme für OSL-Analysen zum Einsatz (Kap. 4.7.1). Bei der Gewinnung gekernter Proben wurden vertikal um jeweils 0,5 m versetzte Parallelprofile angelegt, um angesichts der bei der Rammkernsondieretechnik üblichen Sedimentkompaktion und Bohrlochnachfall eine höhere stratigraphische Sicherheit durch Überlappung zu gewährleisten.

Bei der Mehrheit aller Profile war der durch Nachfall verursachte Versatz am Top der Folgemeter nur schwer zu erkennen, weshalb eine Umrechnung der komprimierten in-situ-Ablagerungen aufgrund von geschätzten Obergrenzen zu erfolgen hatte. Im Allgemeinen mussten zwischen 10 und 50 cm pro Meter verworfen werden. Der letztere Fall war meist bei hoch anstehendem Grundwasser gegeben, welches zu einem extremen Nachsacken der instabilen Wandbereiche führte^{4.25}, wobei die gewählte Methode offensichtlich wiederum an ihre Grenzen stößt (vgl. Salzmann 1999: 33). Bei versetzten Bohrungen, die grundsätzlich in 50 cm Seitenabstand durchgeführt wurden, waren stratigraphische Differenzen uner-

^{4.22} Dreimal musste die Sonde von Brunnengräbern geborgen werden, davon zweimal aus 6 m (vgl. Abb. Titelseite unten) und einmal aus lediglich 2 m Tiefe!

^{4.23} essentiell für spätere OSL-Datierungen (Kap. 4.7.1)

^{4.24} Gewichtsbeschränkung zur Mäßigung der Luftfrachtkosten

^{4.25} Daher ist auch der Brunnenbau in diesen Substraten laut Aussage von Dorfbewohnern oftmals lebensgefährlich (vgl. Kap. 2.2.2).

wartet häufig bis weitestgehend normal (Kap. A-2). Bei der Förderung von datierbarem Material wurden zu dessen annähernd präziser Lagebestimmung die Schichtmächtigkeiten der zwei Sedimentsequenzen gemittelt. Für die reguläre Ansprache und Beprobung fand jedoch, in Anlehnung an alle offenen Sondierungen, jeweils nur das erste Profil^{4.26} Berücksichtigung, während das zweite nurmehr im Fall von signifikanten Abweichungen in der Faziesausprägung oder einem zusätzlichen Schichtanschnitt in den untersten 50 cm in die qualitative Beschreibung einfluss.

Die Profilbeschreibung im Gelände (Kap. A-2) erfolgte, soweit nicht anderweitig kenntlich gemacht, in Anlehnung an AG Boden (1994) anhand der folgenden Parameter:

Schicht- und Horizontmächtigkeit, Bodenart, Bodenfarbe in trockenem und feuchtem Zustand^{4.27} nach Munsell-Farbtafel (Munsell Color Division 1988), Humosität, Carbonatgehalt, Gefüge, Steingehalt, Hydromorphiemerkmale^{4.28}, (scheinbarer) Grundwasserstand, Ausprägung des Schicht- bzw. Horizontübergangs und sonstige makroskopische Kennzeichen^{4.29}.

Die teilweise zur Ableitung relativer Flächenanteile gemäß KA 4 ermittelten Prozentzahlen werden aufgrund der kritischen Bestimmung im Bohrkern und konsequenten Scheingenauigkeit bei den Profilbeschreibungen nicht weiter aufgeführt. Ursprünglich erhoben, aber nachträglich nicht weitergehend beachtet wurde der Grad der Durchwurzelung, weil diese zu unmittelbar den punktuellen Standortbewuchs^{4.30} widerspiegelt. Da, abgesehen vom Yobe-Durchbruch am Bama Ridge bei Garingada^{4.31}, so gut wie keine natürlichen Aufschlüsse existieren, ist eine Profilwand in Prallhanglage in unmittelbarer Nähe der Stadt Geidam (Standort G W 4) besonders bemerkenswert. Dort konnte, ebenso wie in einer Lehmgrube westlich von Gashua (Standort Ga W 4), über die genannten Kriterien hinausgehend verstärkt auf vorhandene Sedimentstrukturen sowie laterale Faziesübergänge Bezug genommen werden.

Die Beprobung der Sondeninhalte erfolgte in Hinblick auf eine bestmögliche Charakterisierung der wechselnden Lithofazies und makroskopisch sichtbaren, teilweise aber auch gemutmaßten pedogenetischen Prozesse zwecks einer sicheren Bestimmung der Bodenform. Das Material wurde, da es an der Schaftwand stets auf mehreren mm Breite verschleppt war, generell aus dem Zentrum, und dabei in Anbetracht der für die Laborauswertungen nötigen Mengen in 2 – 3 cm Mächtigkeit entnommen^{4.32}. Die Vertikalabstände entsprachen überwiegend mehr oder weniger standardisierten Tiefen und wurden einzig beim Auftreten deutlicher Schicht- und Horizontwechsel durch zusätzliche Materialentnahmen in den Zwischenbereichen verdichtet, womit im Allgemeinen eine gute Vergleichbarkeit gewährleistet war. So korrespondierte das gewählte Raster im oberen Meter weitestgehend mit den pedologischen Verhältnissen, indem bei 5 cm zumeist die rezente äolische Auflage, bei 30 cm bzw. 60 cm etwaige A-

^{4.26} 0 – 1 m, 1 – 2 m etc. im Gegensatz zu 0,50 – 1,50 m, 1,50 m – 2,50 m usw. bei den versetzten Bohrungen

^{4.27} Je nach Lokalität der Probenentnahme können beide die dominante Geländesituation reflektieren.

^{4.28} qualitative Ausprägung und Flächenanteile von Oxihydroxiden

^{4.29} Bioturbation, Schichtung, Gradierung etc.

^{4.30} Diese muss teilweise auch hinsichtlich der Gehalte organischer Substanz berücksichtigt werden, welche oft nur rudimentäre Zersetzungsgrade aufweist.

^{4.31} ca. 5 km flussabwärts von Geidam, Profil bearbeitet von Thiemeyer (1997 b: 51)

^{4.32} Wenn dabei jedoch Stratengrenzen überschritten wurden oder die gewünschte granulometrische Homogenität der Probe aus anderen Gründen nicht gewährleistet war, wurde sie im Allgemeinen verworfen.

resp. B-Horizonte und bei 90 cm im Fall ausreichender Schichtmächtigkeit das Ausgangsmaterial der Bodenbildung erfasst wurden. In den liegenden Metern wurde im Allgemeinen sichergestellt, dass vorhandene Straten in mindestens zwei unterschiedlichen Bereichen beprobt wurden, woraus sich üblicherweise Abstände von ca. 50 cm ergaben.

Dennoch erforderte die lithostratigraphische Differenzierung teilweise erhebliche Kompromisse bei der Probenahme. Theoretisch ist eine hohe vertikale Auflösung zu fordern, da die Ansprache im Feld die Korngrößenbestimmung im Labor nur bedingt ersetzen kann. Dies ist im eingeschränkten Bodenartenspektrum und der konsequenterweise diffizilen Klassifizierung alluvialer Fazies begründet, die oft zusätzliche statistische Operationen notwendig macht, für welche konkrete Prozentzahlen gefordert sind. In der Praxis ist die gewissenhafte Beprobung unter Erfassung aller gegebenen granulometrischen Variationen bei einer Profilanzahl wie der hiesigen ($n = 41$) jedoch laboranalytisch kaum zu bewältigen. Die raschen Bodenartenänderungen, die mit der konventionellen Fingerprobe meist mühelos erfasst werden können, sind nicht nur in der teilweise kleinskalig wechselnden Lithofazies begründet^{4.33}, sondern vor allem auch in deren häufig bis überwiegend heterogenen Körnungsspektren, die beispielsweise auf Gradierungen oder feine Wechsellagerungen zurückzuführen sind. Als weiterer Kompromiss neben der aus Zeitgründen bereits minimierten Anzahl der Bohrungen als auch weiterer methodischer Einschränkungen^{4.34} wurde die Probenahme daher auf ein notwendiges Maß reduziert.

Die mit den PVC-Rohren extrahierten Sedimentkerne wurden nach ihrem Transport nach Frankfurt in der fachbereichseigenen Werkstatt aufgesägt und anschließend halbiert, wobei jeweils eine Hälfte zur Aufbewahrung eingefroren wurde^{4.35}. Die andere Hälfte wurde einer mit dem Vorgehen im Gelände weitestgehend identischen Profilanprache sowie Beprobung unterzogen, die im Fall von profilmorphologischen Abweichungen jeglicher Art durch die versetzten Zweitprofile ergänzt wurden. Im Folgenden wurde das verbliebene Material vor seiner endgültigen Entsorgung zerkleinert und gesiebt, was dem Auffinden eventuell vorhandener Holzkohle dienen sollte.

4.6 Laboruntersuchungen

4.6.1 Standardmethodik

Zur Unterstützung und Erweiterung vorangegangener Geländeresultate fand im Labor des Frankfurter Instituts für Physische Geographie die Erfassung zusätzlicher bodenphysikalischer und -chemischer Parameter statt. Nach Lufttrocknung und Siebung der vorhandenen Proben ($n = 474$) auf < 2 mm Korngröße wurden folgende Analysen durchgeführt:

- Korngrößenbestimmung anhand von Nasssiebung und Pipettmethode nach Köhn (DIN 19683, Teil 1 und 2) an allen verfügbaren Proben^{4.36}. Aufgrund der starken Dominanz sandiger Sedimente ka-

^{4.33} sowohl durch die alluviale Architektur bedingt als auch im Fall, dass ehemalige Ablagerungen in ihrer Mächtigkeit durch postsedimentäre Erosion reduziert worden sind

^{4.34} ein- anstelle von aussagekräftigeren zwei- bzw. dreidimensionalen Daten

^{4.35} wegen anschließender palynologischer Analysen

^{4.36} Von vorherigen Humus- und Carbonatzerstörungen wurde wegen der durchgängig niedrigen Gehalte abgesehen.

men fünf Siebe zum Einsatz, was besonders detailgenaue Diagnosen erlaubt. Die vorliegenden Maschengrößen 1.000, 500, 250, 125 und 65 µm korrespondieren mit der international gebräuchlichen phi(ϕ)-Skala (Krumbein 1934; vgl. Abb. 4.4), weshalb die Ergebnisse vor allem für den Vergleich mit Daten aus dem Ausland geeignet sind^{4.37}.

- pH-Wert-Bestimmung durch elektrometrische Messung in 0,1 N KCl (VDLUFA-Methodenbuch 1991) an allen vorhandenen Proben.
- Gasvolumetrische Carbonatbestimmung nach Scheibler (DIN 19684, Teil 5) an Proben mit pH-Werten ab 7 sowie denjenigen Straten, die trotz niedrigerem pH bei der Salzsäure-Probe nach KA 4 als carbonathaltig angesprochen worden waren.
- Kolorimetrische Ermittlung der organischen Substanz^{4.38} am Spektralphotometer nach nasser Veraschung (DIN 19684, Teil 2) sowie Bestimmung des Gesamtstickstoffs nach Kjeldahl (DIN 19684, Teil 4) und Bildung des C/N-Verhältnisses. Beides erfolgte an Proben aus den obersten Profilmetern sowie aus einigen backswamps bzw. Altarmen.
- Bestimmung pedogener Sesquioxide, insbesondere des Gehalts der gesamten freien Eisenanteile (Fe_d) nach der Dithionit-Citrat-Methode und der amorphen Eisenanteile (Fe_o) mit Ammonium-Oxalat-Extraktion (DIN 19684, Teil 6 und 7) sowie Errechnung des Eisenaktivitätsgrads (Fe_o/Fe_d) zur Abschätzung der Intensität und Aktualität der Bodenbildung ausgewählter Profile.
- Messung der elektrischen Leitfähigkeit am 1:5-Extrakt (DIN 19684, Teil 11) zur Bestimmung der Salinität an Proben, die zwischen 0 und 1 m Tiefe pH-Werte über 7 aufwiesen (Ausgliederung eventueller Solonchaks) und in der Peripherie carbonatischer Horizonte (zum Nachweis weiterer auszendenden Bodenwasserströmen bzw. bei Grundwasserabsenkung ausgefallter Evaporite)^{4.39}.

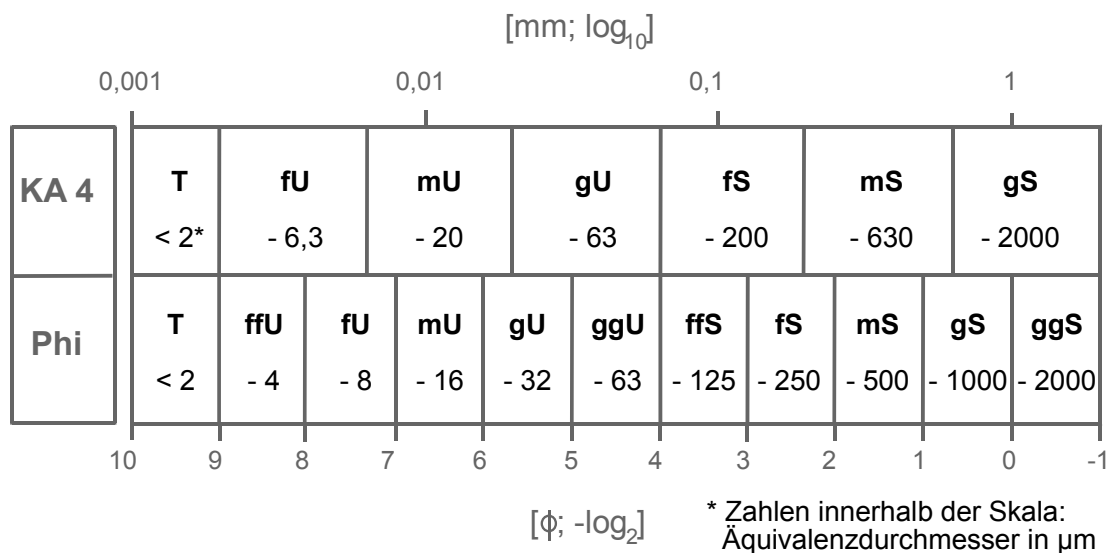


Abb. 4.4: Vergleich der international und national verwendeten Kornskalierungen

^{4.37} Ursprünge, Vor- und Nachteile der ϕ -Skala sind, zusammen mit der darauf aufbauenden Momentstatistik und in dieser Arbeit getroffenen individuellen Anpassungen der Nomenklatur zur präzisierten Sedimentsprache, nochmals in Kap. 6.2.1 erläutert.

^{4.38} Multiplikation von C_{org} mit 1,72 (AG Boden 1994: 107)

^{4.39} Demgegenüber wurde von Schwefel-Bestimmungen zur Ermittlung von Gips- und anderen Sulphat-Anreicherungen abgesehen, da solche Vorkommen nur im S des Einzugsgebiets des Komadugu Gana bekannt sind.

- Bestimmung der austauschbaren Kationen Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} und der potentiellen Kationenaustauschkapazität (KAK_{pot}) nach Mehlich (DIN 19684, Teil 8), die weniger zur Abschätzung des Nährstoffstatus als der Alkalinität vorliegender Böden (Anteil austauschbares Na^+ an Gesamt-KAK, z. B. zur Ausgliederung von Solonetzen bei $\text{pH} > 8,5$) zur Ergänzung der Leitfähigkeitsmessungen durchgeführt wurde.

4.6.2 Weiterführende Analysen

Zur möglichst fundierten faziellen Charakterisierung und räumlich-zeitlichen Differenzierung wurden im Rahmen dieser Arbeit neben den bodenphysikalischen Partikelgrößenbestimmungen und qualitativen sedimentstrukturellen Betrachtungen (Level 1 nach Lewin (2001)) auch morphoskopische Quarzsandanalysen und mineralogische Untersuchungen, wie z. B. an Tonen, herangezogen (Kap. 6.2.1, 6.2.3 u. 8.3). Außerdem wurden potentielle biostratigraphische Archive in Gestalt von Pollen- und Diatomeenvorkommen (Kap. 6.2.4) vermutet.

Grundsätzlich können Verteilungen von **Tonmineralen** als multifunktionale ökologische Indikatoren bezüglich vorherrschender Bildungsbedingungen fungieren, wobei ihre Interpretation im alluvialen Umfeld allerdings durch die Überlagerung allochthoner und autochthoner Prozesse stark erschwert wird. Dabei kann generell zwischen herantransportierten Primärtonen, in situ entstandenen Neubildungen sowie Transformationen ererbter Tone unterschieden werden. Der pelitische Detritus erlaubt Rückschlüsse auf den Chemismus der im Einzugsgebiet anstehenden Gesteine, eventuelle Bodenbildungen und die dabei herrschenden Klimaverhältnisse. Neoformationen geben Aufschluss über syn- und postsedimentäre Verwitterungsbedingungen (Klima, Hydrologie, Zeitraum etc.), während Umwandlungen von chemischen Milieuänderungen zeugen, die allerdings oft erst bei beginnender Diagenese relevant werden (Tucker 1996: 203).

Bei der vorliegenden Untersuchung stellt sich vor allem die Frage, inwiefern sich paläoklimatische Signale in tonmineralogischen Tiefengradienten widerspiegeln könnten, was nur anhand von durchdatierten Profilen zu evaluieren ist. Bei signifikanten Verschiebungen im Mineralbestand sind anschließend möglicherweise Parallelen zu anderen Standorten zu ziehen. Die dazugehörigen Analysen wurden mittels Röntgendiffraktometrie im Geologischen-Paläontologischen Institut der Universität Frankfurt am Main durchgeführt, wobei sowohl luftgetrocknete als auch glykolierte^{4.40} Präparate verwendet wurden. Prinzipielle methodische und technische Grundlagen bezüglich des angewandten Meßverfahrens sowie der zur endgültigen semi-quantitativen Tonmineralbestimmung nötigen graphischen Auswertung sind Petschick (2002: 99 ff.) zu entnehmen.

Vor allem in Kombination mit der Bestimmung morphoskopischer Kornparameter hat sich die Analyse von **Schwermineralen** zu einer Standardmethode der paläogeographischen Rekonstruktion von Sedimentationsräumen entwickelt (Boenigk 1983: 1). Spezifische Schwermineralassoziationen können Informationen zur Lithologie des Liefergebiets, Transportdistanz und -medium sowie Verwitterungs-

^{4.40} Glykol dient der Gitteraufweitung und Verdrängung des Zwischenschichtwassers von Smectiten oder Vermiculiten (Lagaly 1991: 87).

tensität bzw. Reife der Ablagerungen enthalten und bei einer adäquaten Datenbasis die Ausgliederung sedimentpetrographischer Provinzen unterstützen. Im fluvialen Umfeld kennzeichnen sie in Form seifenartiger Anreicherungen oft spezielle hydraulische Verhältnisse und zeigen außerdem durch markante Sprünge in der Tiefenverteilung mögliche Sedimentationslücken auf (Mange & Maurer 1991: 30).

Im Rahmen dieser Arbeit ist die Schwermineralanalyse insbesondere als potentiell Instrument zur Unterscheidung und Korrelation aquatischer und äolischer Fazies von Interesse. Damit verbunden ist die Bestimmung der Materialquellen, wobei sowohl die fluviale Zufuhr aus dem oberen Einzugsgebiet (Basement) als auch lokale Umlagerungen quartärer Lockersedimente in Frage kommen. Da im Laufe der sedimentologischen Untersuchungen zunehmend von einer polyzyklischen Genese der Alluvionen ausgegangen wurde, war jedoch ein gewisser Reifegrad des Substrats einschließlich verarmter, überwiegend stabiler Mineralspektren als Resultat mehrfacher Sortierungs-, Auslesungs- und Auflösungsprozesse und somit eingeschränkte Interpretationsmöglichkeiten zu erwarten. Daher wurden zunächst qualitative Erhebungen der vorherrschenden Mineralgruppen an ausgewählten, vorzugsweise durchdatierten Profilen vorgenommen, für deren Genese ein Wechsel der Transport- und Ablagerungsmechanismen als sicher erachtet wurde, um die diesbezügliche Aussagekraft des gegebenen Schwermineralinventars exemplarisch zu überprüfen^{4.41}. Die Präparation^{4.42} und anschließende mikroskopische Bestimmung erfolgte an Feinsanden, die im Normalfall vollständige Assoziationen aufweisen (Mange & Maurer 1991: 13, Pfeiffer 1991: 48). Wenngleich die Beschränkung auf eine bestimmte Fraktion ohne parallele Testversuche stets eine gewisse Fehlerquelle bezüglich ihrer Repräsentativität für die Gesamtprobe beinhaltet, ist dies bei den vorliegenden Sedimenten tragbar, da in diesen sehr gut sortierte Feinsande grundsätzlich dominieren.

Bei ausreichender Kenntnis der Vegetationsgeschichte des Großraums ermöglichen palynologische Erhebungen über biostratigraphische Parallelisierungen häufig eine relative geochronologische Einordnung. Da die Konservierung von **Pollen** im alluvialen Milieu prinzipiell möglich und speziell in tonigeren, überdurchschnittlich humosen und durch Staunässe gekennzeichneten Profilabschnitten wahrscheinlich ist (Brown 1997: 47), wurde eine Reihe solcher Proben aus den in den Paläomäandern gezogenen Kernen aufbereitet. Dabei erwiesen sich die untersuchten Straten jedoch als weitestgehend steril und die wenigen erhaltenen Pollenkörner zudem als Lokalkomponenten, weshalb nicht nur die Analytik selbst, sondern auch das Konzept geschlossener Bohrungen in sämtlichen Altarmbereichen verworfen wurde (Kap. 4.5).

Diatomeen sind einzellige Algen der Klasse Bacillariophyceae mit silikatischem Außenskelett, die in aquatischen Habitaten nahezu ubiquitär verbreitet sind und dabei eine hohe Varietät an Lebensformen^{4.43} hervorgebracht haben. Sie gelten demzufolge als sensible Zeiger von Gewässertiefe, präzenter Salinität und Alkalinität, pH-Wert, Nährstoffstatus, Sauerstoffgehalt, Saprobie^{4.44} sowie Temperatur, wobei Erhebungen im fluvialen Umfeld bis heute selten sind (Brown 1997: 142). Da ein Großteil der Chrono-

^{4.41} Dies setzt allerdings eine weitestgehende Allochthonie der Sedimente voraus (vgl. Fußnote 6.47).

^{4.42} Vorbehandlung mit 25-prozentiger HCl, Abtrennung mit Na-Polywolframat ($d = 2,9$), Einbetten in MOUNTEX® (Brechungsindex = 1,67)

^{4.43} planktonisch, sessil- oder vagil-benthonisch bzw. epiphytisch (Walber 1991: 16)

^{4.44} Grad der Zersetzung organischer Substanz im Wasser

stratigraphie des Tschadbeckens auf der Auswertung von Diatomeenassoziationen beruht (z. B. Gasse 1980, Servant-Vildary 1978, Walber 1991), wäre eine Integration von Daten aus dem Yobe-System in den regionalen klimageschichtlichen Kontext auf der Basis differenzierter Diatomeenspektren wünschenswert. Die mikroskopische Auswertung am Botanischen Institut der Universität Frankfurt zeigte jedoch, dass die Erhaltungsbedingungen für die Algenschalen aufgrund mutmaßlicher SiO_2 -Defizite größtenteils nicht gegeben waren, so dass nur vereinzelt Analysen an punktuell aufgeschlossenen fluviolagunären Tonen vorgenommen werden konnten. Sie beinhalteten die Aufbereitung der Proben (Säureoxidation), die lichtmikroskopische Identifizierung von mindestens 500 Schalen^{4.45} und die Erstellung einer Artenliste sowie eines kurzen Berichts (Broszinski 2003).

4.7 Datierungen

Ein aus physikalischen Altersbestimmungen abgeleitetes chronologisches Gerüst ist für die prozessorientierte landschaftsgenetische Interpretation fluvialer Depositionen unabdingbar. In der Mehrzahl kommen Methoden zur Anwendung, die auf dem radioaktiven Zerfall von Nukliden mit charakteristischen Halbwertszeiten basieren. Die zu messenden Elemente werden abhängig von der erwarteten zeitlichen Tiefe und dem Vorhandensein von für Datierungszwecke geeignetem Material ausgewählt. Dabei sind eine Reihe von Rahmenbedingungen und Einschränkungen sowie stets auch der gesamtökologische Kontext zu beachten. Für die chronostratigraphische Gliederung der Komadugu-Ablagerungen erwiesen sich OSL-Datierungen als ideale Methode. Damit sie in die regionale Chronostratigraphie, die auf konventionellen ^{14}C -Altern beruht, eingliedert werden können, musste diese nachträglich kalibriert werden (Kap. 7).

4.7.1 Optisch stimulierte Lumineszenz

Natürliche radioaktive Strahlung, welcher grundsätzlich alle Gesteine ausgesetzt sind, führt zu Schäden an den Mineralen, die ab dem Zeitpunkt der Sedimentüberdeckung (Abdunklung) akkumulieren können. Dabei setzen sich ionisierte Elektronen so lange an Störstellen des Kristallgitters fest, bis alle verfügbaren Defekte ("Zentren") belegt sind. Die Elektronen können nur bei der Zufuhr externer Energie wieder an ihren ursprünglichen Bindungsstellen rekombinieren, was entweder bei erneuter Lichtexposition des Materials (z. B. durch erosionsbedingte Umlagerung) oder der gezielten thermischen (TL) bzw. optischen (OSL) Stimulation im Labor erfolgt. Während so die "innere Uhr" der Ablagerung auf Null zurückgesetzt wird, emittieren freigesetzte Photonen in Form eines Leuchtsignals. Diese Lumineszenz entspricht der natürlichen Äquivalenzdosis (ED), gemessen in $\text{Gy}^{4.46}/\text{ka}$, welche die Strahlungs- und Schädigungsintensität widerspiegelt, der das begrabene Sediment seit seiner letztmaligen Belichtung ausgesetzt war. Dieser Effekt kann zur Berechnung der Bestrahlungsdauer und somit zur Altersmessung genutzt werden, indem die Äquivalenzdosis durch die natürliche Dosisleistung (D) als Quelle vergangener Ionisierungen dividiert wird. Letztere setzt sich aus dem natürlichen Zerfall radioaktiver Isotope von Uran, Thorium, Kalium sowie – in geringerem Ausmaß – kosmischer Strahlung zusammen und wird

^{4.45} nach Hustedt (1971), Krammer & Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991 a, 1991 b), Simonsen (1987 a, 1987 b, 1987 c) und Lange-Bertalot & Metheltn (1996) sowie Auszählung nach Schrader & Gersonde (1978) (alle zit. in Broszinski 2003)

^{4.46} Die Maßeinheit Gray bezeichnet die absorbierte Energiedosis von 1 J/kg (Lang 1996: 27).

unter Berücksichtigung der genauen Position des beprobten Substrats (geographische Breite, Höhe über dem Meeresspiegel und Tiefe der Probenentnahme zur Abschätzung der Intensität der Höhenstrahlung) massenspektrometrisch ermittelt (Lang 1996: 100, Wagner 1994: 136).

Traditionell zielt die bereits früh etablierte TL auf die Datierung äolischer Sedimente ab, da bei vielen aquatischen Ablagerungen aufgrund von Tiefe und Turbulenz der Wassersäule oder hohen Schwebfrachtanteilen die erforderliche mehrstündige Belichtung zur Zurücksetzung des Signals beim Transport nicht gewährleistet werden kann. Folge solcher unvollständigen Bleichungen wäre die Messung zu hoher Alter. Mittlerweile haben sich jedoch optisch (häufig infrarot) stimulierte Lumineszenzverfahren an Quarzen bzw. Feldspäten durchgesetzt, für die maximal nur noch Minuten zur Nullstellung nötig sind, weshalb auch eine Reihe von Tests ihre Eignung für Datierungen insbesondere fluvialer Sande belegt (Becker-Haumann et al. 2000: 28 ff., Brown 1997: 53, Stokes 1999: 155). Dies ist zweifellos bemerkenswert, da diese Fazies bis vor einiger Zeit angeblich noch als undatierbar galt (Wagner 1994: 14). OSL kann zur Altersbestimmung innerhalb einer Spanne zwischen wenigen 100 a und mindestens 100.000 a herangezogen werden und schließt somit die Lücke zwischen der ^{14}C - und $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Methode sowie der Paläomagnetik (Thiemeyer 1997 b: 43). Die Untergrenze wird von Nachweisempfindlichkeit und Dosisleistung bestimmt, wohingegen das obere Limit von den Sättigungs- und Stabilitätseigenschaften der Signale abhängt (Prescott & Robinson 1997: 914). Ein ausführlicher Vergleich der Methoden findet sich unter anderem in Thomas (1997: 611 ff. für Datierungen im Allgemeinen u. 615 ff. für Lumineszenzverfahren im Besonderen).

Insgesamt wurden 18 Grobkornanalysen an Quarzen am Geographischen Institut der Universität Köln vorgenommen. Dafür wurden die Inliner-Rohre im Labor unter gedämpftem Rotlicht geöffnet, die Proben anschließend gesiebt und mittels Salzsäure und Wasserstoffperoxid von Carbonaten sowie organischer Substanz befreit. Die Quarzfraktion wurde mit Schwereflüssigkeiten abgetrennt und für 40 Minuten mit 40-prozentiger Flusssäure gereinigt. Die Messung der Äquivalenzdosis (D_E) erfolgte mit der Einzelpräparat-Regenerationsmethode ('single-aliquot regenerative-dose protocol'/SAR nach Murray & Wintle (2000), zit. in Gumnior & Preusser (in press)). Dabei wurden eine Vorheiztemperatur von 230 °C für 10 Sekunden und eine 'cut-heat'-Temperatur von 160 °C für die Testdosisbestimmungen benutzt. Das Lumineszenzlicht wurde nach Durchgang durch einen Hoya-U-340-Glasfilter während eines 50-sekündigen Ausleuchtens durch blau emittierende Dioden gemessen. Routinemäßige Überprüfungen auf Verunreinigungen mit Feldspat durch Bestrahlung, Vorheizen und Ausleuchten der Proben mit IR-Dioden am Ende jedes SAR-Zyklus (Wintle 1997, zit. in Gumnior & Preusser (in press)) fielen negativ aus. 'Dose-response'-Kurven wurden anhand von drei regenerierten Dosispunkten rekonstruiert. Die niedrigste regenerative Dosis wurde zweimal gemessen (jeweils am Anfang und Ende jedes SAR-Zyklus), um die Verlässlichkeit der Korrektur möglicher Sensitivitätsänderungen zu überprüfen ('recycling ratio'). Das durchschnittliche Recycling-Verhältnis aller 192 D_E -Bestimmungen, deren Mittelwerte und Standardabweichungen Tab. 7.1 zu entnehmen sind, betrug 1.00 ± 0.03 und zeugt von einem idealen Verhalten des beprobten Materials. Die Symmetrie der Verteilungen lässt auf eine vollständige Nullstellung des OSL-Signals vor der Sedimentation rückschließen (vgl. Abb. 4.5). Die Bestimmung der Konzentration dosisrelevanter Elemente (K, Th, U) erfolgte mittels ICP^{4.47}-Massenspektro-

^{4.47} 'inductively coupled plasma'

metrie. Beim Vorliegen inhomogener Proben wurden die Messungen durch zusätzliche gammaspektrometrische Messungen überprüft (vgl. Kap. 7.1). Der Berechnung der Dosisleistung wurde eine Alphaeffizienz von 0.10 ± 0.02 zugrunde gelegt.

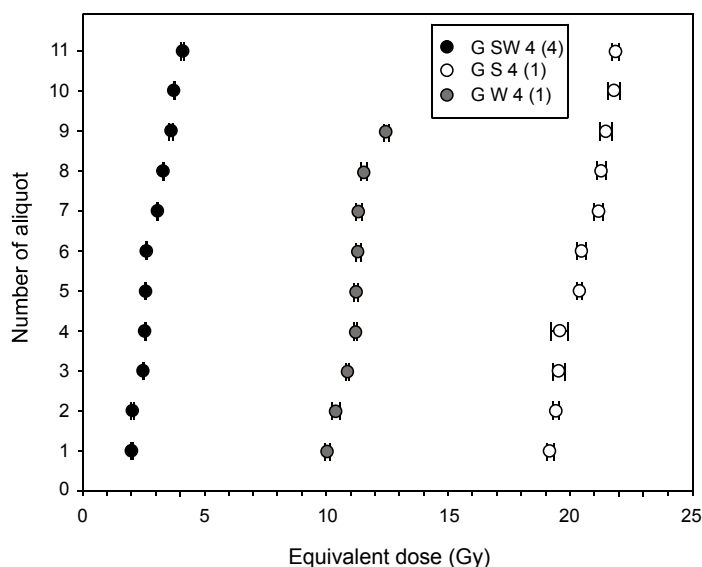


Abb. 4.5: Typische Verteilung der Äquivalenzdosis für drei OSL-datierte Proben (Gunnior & Preusser in press; vgl. Tab. 7.1)

Ein permanentes Problem bei der Bestimmung der Dosisleistung ist die Relevanz des sedimentären Wassergehalts als strahlungsabsorbierende Größe, weshalb eine Feuchtigkeitskorrektur erforderlich wird (Wagner 1994: 138). Kritisch sind dabei die präzenten Schwankungen des Feuchteregimes, denen die geläufige Einberechnung des aktuellen Wassergehaltes in Form eines Quotienten von Feucht- zu Trockengewicht^{4.48} oftmals nicht gerecht werden dürfte. Gerade bei Alluvionen ist von einer (variablen) Grundwasserbeeinflussung in der Vergangenheit auszugehen, wobei Wassergehalte bis zur Höhe des Porenvolumens angenommen werden müssen. Es stellt sich unweigerlich die Frage, ob der aus der Anlehnung an aktuelle Feuchtebedingungen resultierende Fehler grundsätzlich akzeptiert oder ob aufgrund der mutmaßlichen paläohydrogeologischen Situation eine Datenmanipulation vorgenommen werden soll, die im ungünstigsten Fall zu einer Scheingenauigkeit der Dosisleistung und einem weitestgehenden Verlust der analytischen Objektivität führen könnte. In der hiesigen Studie wurden beide Szenarien in die Betrachtung einbezogen (Kap. 7.1).

4.7.2 Radiokarbon

Das kosmogene ^{14}C -Isotop steht in einem dynamischen Gleichgewicht zum Gesamtkohlenstoff und ist aufgrund von Austauschprozessen nicht nur in der Atmo-, sondern auch der Hydro- und Biosphäre in ähnlichen Konzentrationen verbreitet. Im Körper von Lebewesen unterliegt ^{14}C nach deren Tod einer sukzessiven Abreicherung entsprechend dem radioaktiven Zerfallsgesetz, die zur Altersberechnung genutzt werden kann (Geyh 1980: 87). Infolge des verhältnismäßig schnellen Abbaus und diverser methodischer Grenzen, die im Anschluss noch konkretisiert werden, reicht die datierbare Zeitspanne

^{4.48} Fehler $d = (T + W)/T$, wobei T das Trockengewicht und W den Wassergehalt darstellt (Lang 1996: 58)

von ungefähr 300 a BP bis ca. 50 ka BP (Wagner 1994: 78). Die Halbwertszeit beträgt 5.730 a, konventionell wird jedoch der von Libby (1947) ermittelte Wert von 5.568 a benutzt, um die Vergleichbarkeit mit älteren Messdaten zu wahren. Die fehlerhafte Libby-Halbwertszeit fußt auf der mittlerweile widerlegten Annahme zeitlich unveränderlicher globaler ^{14}C -Gehalte. Tatsächlich existieren sowohl Schwankungen in der Produktionsrate und dem CO_2/N -Verhältnis, die zudem von Reservoireffekten, wie abweichenden Kohlenstoff-Spektren in den Ozeanen und diesbezüglich geänderten Austauschraten, überlagert sind. Evident ist dieses z. B. im Zeitalter der Industrialisierung wegen der Nutzung fossiler Brennstoffe und fällt spätestens ab Beginn der Kernwaffenversuche massiv ins Gewicht^{4.49} (Geyh 1980: 89). Aus der dargelegten Isotopenverschiebung folgt, dass ^{14}C -Zeitskala und Sonnenkalender nicht synchron sind und zwischen Radiokarbon- und Kalenderjahren unterschieden werden muss. Eine Kalibration von ^{14}C -Daten unter Korrektur der Altersverfälschungen ist allerdings mit Hilfe gesicherter dendrochronologischer Referenzbefunde zu erlangen. So resultiert die Verwendung international anerkannter, wiederholt präzisierter Eichkurven in direkt vergleichbaren kalibrierten^{4.50} Radiokarbon-Daten, die sowohl als Datum (cal. BC/cal. AD) oder als Alter vor heute (cal. BP) angegeben werden können, wobei "heute" dem Bezugsjahr 1950 entspricht (Wagner 1994: 3).

In fluvialen Ablagerungsräumen bestehen datierbare Materialien im Wesentlichen aus residualen Anreicherungen von Holzkohle, pflanzlichen und tierischen Organismenresten, die postmortalen Umlagerungen unterlagen, was häufig nur die Ermittlung von Maximalaltern der einbettenden Matrix zulässt (Brown 1997: 50, Houben 2002: 120). Zu junge Alter können hingegen auf dem stets einzukalkulierenden Faktor der Zooturbation oder auch der Kontamination durch intrudierte Wurzeln sowie infiltrierte Humussäuren beruhen, die vor allem bei der Messung ohnehin junger Materialien relativ stark ins Gewicht fallen. Carbonate, die mitunter zur zeitlichen Einordnung pedogenetischer Prozesse herangezogen werden, sind häufig einem nachträglichen Isotopenaustausch mit allochthonem CO_2 aus Luft und Grundwasser unterworfen, so dass Carbonate tendenziell als zu jung und Grundwasser als zu alt angesprochen werden (Hartwassereffekt) (Geyh 1980: 91, Wagner 1994: 84).

In den hiesigen Untersuchungen bestand das Fundgut durchweg aus Holzkohle, weshalb konsequenterweise von Höchstaltern für den datierten Kontext auszugehen ist, da der Grad sedimentärer Aufarbeitung nicht abgeschätzt werden kann^{4.51}, wenn auch im Vergleich zu der Datierung anderer Materialien ein relativ hohes Ausmaß an Zuverlässigkeit erreicht wird (Geyh & Jäkel 1974: 85). Die generelle Häufigkeit organogener Substanzen im Arbeitsgebiet ist als gering einzustufen, wie die Anzahl von nurmehr zwei geborgenen Holzkohlefragmenten beweist. Ihre Datierung mittels AMS^{4.52} wurde am Physikalischen Institut der Universität Erlangen vorgenommen. Sie beinhaltete die Umwandlung in CO_2 , Reduktion zu Eisenkarbid, Messung im Tandembeschleuniger, Bestimmung des ^{14}C -Alters sowie die Umrechnung auf das Kalenderalter.

^{4.49} ungefähre Verdoppelung von ^{14}C zwischen 1950 und 1965 (Wagner 1994: 81)

^{4.50} Da Kalibrationskurven regional variieren, empfiehlt Brown (1997: 49) jedoch im Zweifelsfall die Arbeit mit unkalibrierten Ergebnissen.

^{4.51} Bereits bei in-situ-Vorkommen liegt die Datierung entsprechender Straten aufgrund der begünstigten Erhaltung von Altholz aus Stammkernen nach den Bränden manchmal um einige Jahrhunderte zu hoch (Wagner 1994: 26).

^{4.52} Beschleuniger-Massenspektrometrie (Accelerator Mass Spectrometry): direkte Messung des ^{14}C anstelle der Ermittlung der Radioaktivität bei der konventionellen Methode, wobei nur minimale C-Mengen (ca. 1 g) benötigt werden (Brown 1997: 52)

5 Paläogeographische Situation und rezente morphologische Ausstattung

In diesem Kapitel werden fluvialmorphologische Erkenntnisse, überwiegend auf Basis von Fernerkundungsdaten und Geländeerhebungen, den wenigen existenten konkreten Ergebnissen aus vorangegangenen Arbeiten bezüglich der untersuchten Landschaftseinheiten sowie denen benachbarter Flusssysteme gegenübergestellt (Kap. 5.1.1, 5.2.1 u. 5.2.2) und im unmittelbaren Anschluss interpretiert (Kap. 5.1.2 u. 5.2.3). Dies ist zum Vorverständnis der Darstellung und Diskussion lithologischer und faziologischer Ergebnisse (Kap. 6), aber auch der Datierungen (Kap. 7) unerlässlich, obwohl nicht alle der hier angebotenen Überlegungen mit sedimentologischen und chronometrischen Daten untermauert werden können und daher zwangsläufig hypothetisch bleiben müssen.

5.1 Die reliktsche Schwemmebene

5.1.1 Regionale Vergleiche und Satellitenbildinterpretation

Die ungefähr 5.000 km² große Niederterrasse zwischen Gashua, Gumsa und Geidam befindet sich auf einer Höhe von ca. 300 – 330 m amsl und weist eine Reliefenergie auf, die überwiegend unterhalb von 3 m liegt (Bawden et al. 1972: 367). Die Landschaftseinheit, deren größtes zugehöriges Land System die Geidam Plain darstellt (Bawden et al. 1972; Kap. 2.2.3; vgl. Abb. 2.11), wird den ausgedehnteren Borno Plains südwestlich des Tschadsees zugerechnet (Grove 1985: 172). Sie ist vermutlich mit dem früh- bis mittelholozänen Megatschad assoziiert, dessen Strandwallkomplex von langfristig wiederkehrenden bzw. stationären Seespiegelständen zeugt (Kap. 2.3.3). Dieser bewirkte gleichzeitig die Abdämmung der Flüsse, was weit reichende Rückstauwirkungen innerhalb der schwach geneigten alluvialen Schwemmländer der großen Tributäre und somit die Ausbildung einer Art Binnenlagune und Ablagerung des Ancient Alluvium außerhalb der so genannten 'inner shoreline' auslöste^{5.1} (Kap. 2.2.3). Letzterer steht im W ebenfalls auf 320-m-Niveau die 'outer shoreline' gegenüber, die flussaufwärts bis über die mehr als 100 km entfernte Ortschaft Gashua hinaus ausbiegt. Im SW reicht sie ungefähr bis Gumsa, das ca. 40 km vom Bama Ridge entfernt ist, aber höchstwahrscheinlich war das weitere 20 km flussaufwärts gelegene Dapchi ebenfalls vom Aufstau des Komadugu Gana betroffen. Auch oberhalb des Megatschad-Seespiegels sind beispielsweise im Lantewa-Dünenfeld weit reichende überflutungsbedingte Degradationserscheinungen an den kanémienzeitlichen Längsdünen sowie korrelierte Schwemmsedimente zu erkennen, die bis in Höhen von 365 m amsl^{5.2} zu finden sein sollen (z. B. Grove & Pullan 1964: 233; vgl. Kap. 2.3.3). Das ältere Alluvium der Paläoüberflutungsebene unterlag seinerseits wiederum einer postsedimentären äolischen Überformung (Kap. 2.2.3), deren lithostratigraphischen Konsequenzen noch zu evaluieren sind.

^{5.1} Einer ähnlichen humidzeitlichen Morphogenese unterlag vermutlich der unmittelbar nördlich anschließende reliktsche Alluvialkomplex des Burum Gana.

^{5.2} Solche Angaben müssen angesichts ausnahmslos defizitärer Höhendaten allerdings kritisch gesehen werden. So bestehen horizontale Abweichungen der existenten topographischen Modelle einschließlich der landschaftsgeschichtlich bedeutsamen 320-m-Linie bis zu mehreren 100 km (vgl. Franke-Scharf 2000: 13, Durand et al. 1984: 218-219, Ghienne et al. 2002: 82, Pias 1970: 99).

Zu den konkreten Bildungsbedingungen und der vorherrschenden Morphodynamik im ehemaligen Überschwemmungsbereich des Komadugu gibt es bislang noch überraschend wenig gesicherte Erkenntnisse. Bei Anfertigung der Land Resource Study charakterisierte man die Landschaftseinheit rund um Geidam zunächst als lagunale (Ton-) Ebene (Bawden 1972 c: 68), was sich auch in den meisten der nachfolgenden Studien wieder findet (z. B. Edmunds et al. 1999: 350) und sich aus der ausschließlichen Auswertung von Luftbildern ohne gleichzeitige Geländeuntersuchungen erklärt (Bawden et al. 1972: 367). Letzteres trifft auch für den im ehemaligen Megatschadbereich gelegenen Teil des Untersuchungsgebiets zu, wo die Substrate nachweislich sandig sind und daher als fluviodeltaisch angesprochen wurden, so dass gewisse Parallelen zu anderen NE-nigerianischen Strömen wie Ngadda und Yedseram existieren (Kap. 2.1.2). Das komplexeste Deltasystem des Tschadbeckens befindet sich allerdings im Chari-Logone-Mündungsbereich und wurde von Pias (1970) sowie Durand & Mathieu (1980) chronostratigraphisch untersucht (vgl. Tab. 2.3). Tab. 5.1 zeigt im Wesentlichen die ursprüngliche Gliederung auf^{5.3} und korreliert die einzelnen Schüttungen mit Transgressionsphasen des Tschadsees. Ausweislich Durand & Mathieu (1980 b: 329) waren ausgesprochene Seehochstände gegen 35 ka BP, 20 ka BP und 11 ka BP zu verzeichnen, wobei jedoch selbst aus Zeiten starker Aridität aquatische Sedimentation sowie ein kontinuierlicher Abfluss dokumentiert ist.

Tab. 5.1: Deltagenerationen des Chari-Systems (vgl. Sombroek & Zonneveld 1971: 92)

Bezeichnung	Position	Entstehungszeit	Art der Ablagerungen
1. Delta	400 m amsl	vor 40.000 a BP	aufgearbeitete (äolische) Sande
2. Delta	350 m amsl	30.000 – 21.350 a BP*	ältere fluviolakustrine Serie (sandig)
3. Delta	320 m amsl	11.600 – 7.300 a BP	rezente fluviodeltatische Serie (sandig) und rezente fluviolakustrische Serie (tonig)*
4. Delta	287 – 290 m amsl	3.200 – 1.800 a BP	(sub-) aktuelle fluviolakustr. Serien (tonig)

* nach Gac (1980: 25)

Auch für das Komadugu-System ist von Durand und Mitarbeitern eine räumlich-zeitliche Kategorisierung fluviodeltatischer Sequenzen vorgenommen worden, die sich vorwiegend auf das nigrische Pendant des östlich der Bama-Ridge-Begrenzung gelegenen Teils der Borno-Ebene, das so genannte Kadzell, bezieht (vgl. Abb. 5.1). Zum ersten, auf ca. 40 – 20 ka BP datierten Delta, welches heute als Hochterrasse in Erscheinung tritt, werden die auf Höhen von 330 bzw. 320 m amsl gelegenen Strände von Mainé-Soroa und Sayam zusammengefasst, deren oberflächennaher Untergrund aus verschwemmten Erg-Sanden aufgebaut sein soll. In nordöstlicher, später zunehmend in östlicher Richtung sind sukzessive das zweite, dritte und vierte Delta eingetieft. Das zweite, dem die jetzige Mittelterrasse auf durchschnittlich 300 m amsl entspricht, entstammt der gemäß Durand et al. (1984) letzten bedeutenderen Feuchtepisode zwischen 12.000/11.400 und 7.200 a BP^{5.4}. Im Zuge der mittel- bis spätholozänen Aridifizierung kam es zur erneuten Einschneidung und Schüttung des dritten Deltas gegen 3.000 a BP (Durand et al. 1984: 229 ff.).

^{5.3} In diesem Kapitel wurden die Altersangaben aus der Literatur ebenfalls in ihrer unkalibrierten Originalform übernommen.

^{5.4} vgl. Fußnote 2.70

Mit dem dritten Delta korrespondiert die rezente Schwemmebene des Komadugu bei ca. 284 m amsl, die von Durand et al. (1984) als Niederterrasse angesprochen wird. Im eigenen Untersuchungsgebiet liegt der überwiegende Teil der Reliefeinheit noch unterhalb der gegenwärtigen Hochwasserlinie, wengleich aktuelle Tendenzen zur Tiefenerosion zu beobachten sind, die mit anthropogenen Eingriffen in das Abflussregime in Verbindung gebracht werden (Kap. 5.2.1). Da Durands Studie jedoch deutlich weiter flussabwärts angesiedelt ist, sind bei ihm episodische Überschwemmungen weniger häufig und die spätholozänen Auenbereiche aufgrund der ausgeprägteren rückschreitenden Einschneidung während der Anlage des vierten, momentan aktiven Deltas am heutigen Tschadseeufer bereits weitestgehend fossilisiert. Daran wird deutlich, dass die Stratigraphie Durands nicht ohne weiteres auf das Arbeitsgebiet übertragbar ist, wo außerdem weit gespannte alluviale Ebenen den schmalen Terrassenflächen des Kadzell gegenüberstehen. Abgesehen von den rezenten Überflutungsbereichen (Durands Niederterrasse) können einzig die als Ancient Alluvium kartierten Akkumulationen östlich des Bama Beach Ridge potentiell mit Durands Mittelterrasse parallelisiert werden, während die westlich gelegene Paläolagune trotz ähnlicher Höhenlage wohl kein Äquivalent der nigrischen Hochterrasse darstellt. Korrelationen sind möglicherweise auch insofern bedenklich, dass Durands morphogenetische Erklärungsversuche dem allgemein akzeptierten Modell teilweise zuwiderlaufen (Kap. 2.1.2 u. 2.3.3)^{5.5}. So wird die als palustrisch^{5.6} bis fluviodeltaisch katalogisierte Paläoumgebung nicht ursächlich mit Fluktuationen des Tschadseespiegels in Verbindung gebracht, ein limnischer Einfluss innerhalb des "perilakustrischen Dünengürtels" (Bama Ridge) vollständig negiert und als dominante Ursache für die weitestgehende Einebnung der Gudumbali-Dünen deren Deflation genannt (Durand 1995: 223).

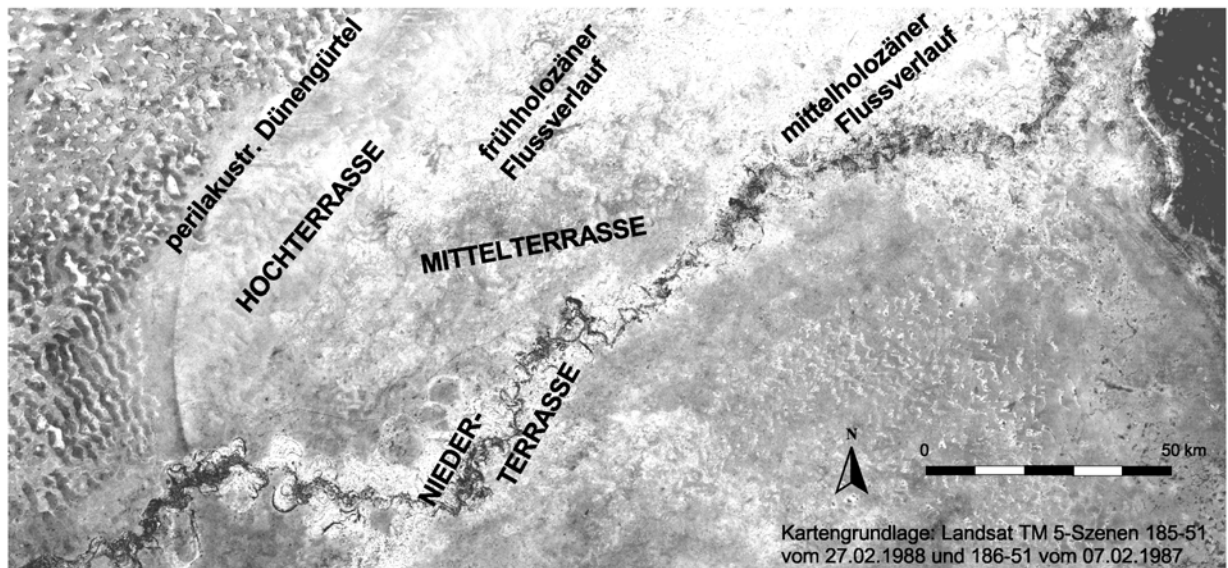


Abb. 5.1: Morphostratigraphische Gliederung im Komadugu-Unterlauf nach Durand et al. (1984)

Während definitiv lakustrische Ablagerungen offensichtlich rar sind, wurden weitere morphostratigraphische Beweise für die Existenz des Megatschad erst kürzlich von Ghienne et al. (2002) erbracht, die verschiedene digitale Höhenmodelle^{5.7} der Region auswerteten. Sie fanden eine circumlakustrine

^{5.5} Auch seinen Höhenangaben sollte kritisch begegnet werden (vgl. Fußnote 5.2 sowie die weiteren Ausführungen).

^{5.6} vgl. Fußnote 2.71

^{5.7} TOPO6 und GLOBE

Erosionsterrasse auf 305 ± 5 m amsl, die insbesondere im NE und SE des Sees große Flächen einnimmt. Die schelfartige Morphologie soll von küstenparallelen Strömungen sowie Ausblasungen in Trockenphasen herrühren, welche ebenfalls zur umfassenden äolischen Aufarbeitung des assoziierten Bama Ridge führten. Neotektonische Verstellungen der Uferterrasse, die Durand (1982, 1995) als Ursache für die Existenz des perilakustrischen Walles bewertet, sind nicht zu beobachten (Ghienne et al. 2002: 83 f.). Der Terrassenstratigraphie von Durand und Mitarbeitern widersprechen diese Erkenntnisse allerdings nur bezüglich der Topographie, denn die vorwiegend erosive limnische Dynamik schließt die Persistenz mutmaßlich ghazalienzeitlicher und/oder frühholozäner fluvialer Strukturen im Kadzell nicht aus. Die östlich des Strandwalls gelegenen Teile des Arbeitsgebiets bei Damasak entsprechen höchstwahrscheinlich der Seeterrasse, während die Kartierung dieser Reliefeinheit bis Gashua resp. Dapchi im W (vgl. Abb. 4.3) auf die Unkenntnis der Autoren bezüglich der Morphogenese der Paläolagune zurückgeführt werden muss, deren abrasionsbedingte Entstehung wenig wahrscheinlich ist.

Zwecks weitergehender Erkenntnisse zur Reliefgenese wurden verfügbare Satellitenbilder, teilweise im Anschluss an automatische Bildoptimierungsverfahren, visuell interpretiert (vgl. Kap. 4.3.1). Zur differenzierten Betrachtung erfolgte die Darstellung diverser Bildausschnitte des weiteren und engeren Untersuchungsgebiets in unterschiedlichen Bandkombinationen, Hauptkomponenten sowie Spektralklassen (Abb. 5.2 – 5.4, 5.9 u. 5.22). Dafür wurden Farbkomposite ausgewählt, in denen die relevanten Geländeobjekte am besten zur Geltung kommen. Neben der zur Substratanalyse prinzipiell gut geeigneten Kombination von mittlerem und nahem Infrarot vermitteln auch die Wellenlängenbereiche des sichtbaren Lichts einen präzisen Eindruck der geomorphologischen Ausstattung. So enthält die erste der Hauptkomponenten, in deren Berechnung alle verfügbaren Spektralkanäle eingingen, vorrangig Informationen der TM-Bänder 5 und 7 (Korrelationskoeffizienten^{5,8} $> 0,5$), weniger signifikant auch der Kanäle 1 – 4. Indem die Hauptkomponententransformation gezielt die Varianz der spektralen Information hervorhebt, ist sie das ideale Instrument zum Herauspräparieren struktureller Reliefelemente (Kap. 4.3.1). Auf ihr basiert auch die hier dargestellte automatische Klassifikation, für die eine Festlegung auf fünf diskrete Klassen am Geeignetsten erschien.

In Abb. 5.2 sind zur besseren Orientierung nochmals einige aus der geomorphologischen Übersichtskarte von Thiemeyer (1998; vgl. Abb. 2.4) bekannten Reliefelemente bzw. Sedimentkomplexe ausgewiesen (I = Manga Plains, II = Lantewa Dunefield, III = Gudumbali Dunefield, IV = Bama Ridge, V = Ancient Alluvium und VI = Recent Alluvium). Besonders in Abb. 5.2.3 ist zu sehen, dass das im S stark aufgefächerte, komplexe Bama-Ridge-System (1) im N von einem einzelnen, deutlich hervortretenden Wall (2) abgelöst wird, der offenbar der letzten bedeutenderen, mittelholozänen Transgression entstammt. Unmittelbar östlich schließt sich die von Ghienne et al. (2002) beschriebene Erosionsterrasse an (3). Auffällig sind ferner die abflusslosen Senken innerhalb des stark degradierten Gudumbali Dünenfeldes, deren alluviale Verfüllungen teilweise dieselbe Färbung aufweisen wie die den darüber liegenden Abschnitt des Yobe flankierenden älteren Alluvionen. In Abb. 5.2.4 scheint die rot eingefärbte Klasse

^{5,8} Korrelationskoeffizienten zwischen einzelnen Originalbändern und Hauptkomponenten sind so genannten Eigenmatrizen (hier nicht dargestellt) zu entnehmen.

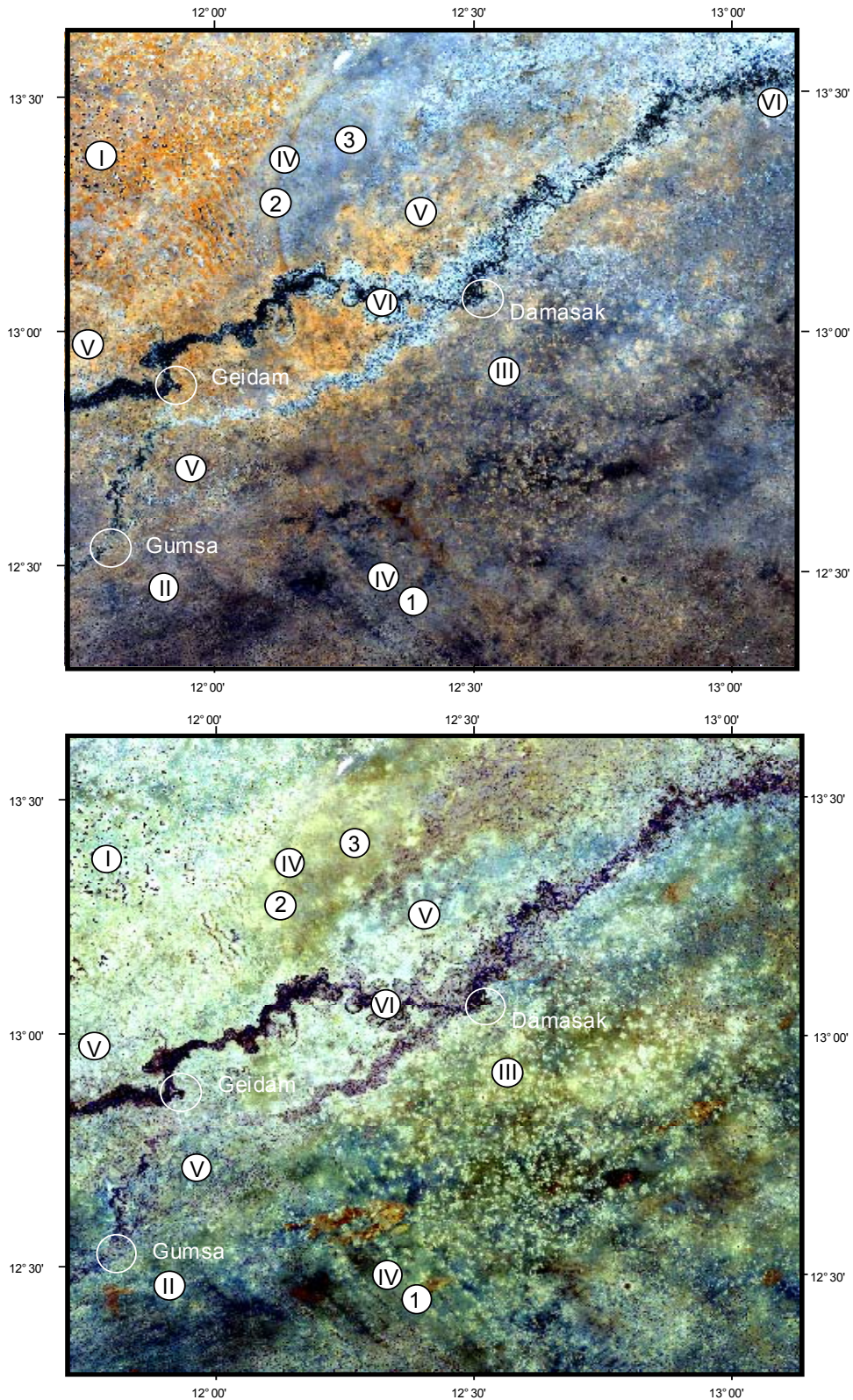


Abb. 5.2.1 und 5.2.2: Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Bandkombinationen 3-2-1 (R-G-B) und 7-5-4 (MIR-MIR-NIR), Ausschnitt ca. 150 x 150 km, Bezifferung siehe Text)

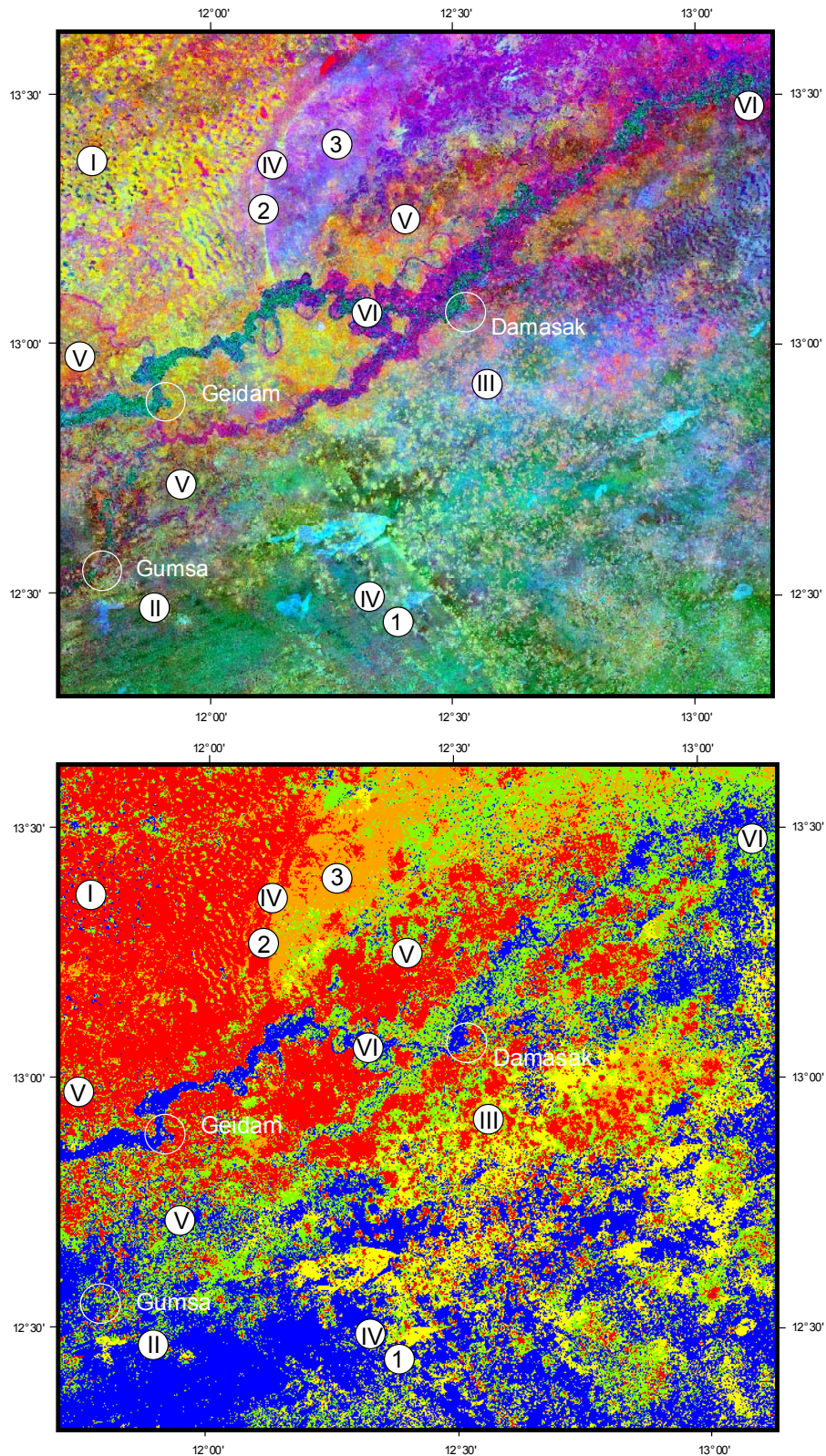


Abb. 5.2.3 und 5.2.4: Hauptkomponententransformation und unüberwachte Klassifikation der Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Hauptkomponenten 1-2-3 und 5 Spektralklassen), Ausschnitt ca. 150 x 150 km, Bezifferung siehe Text)

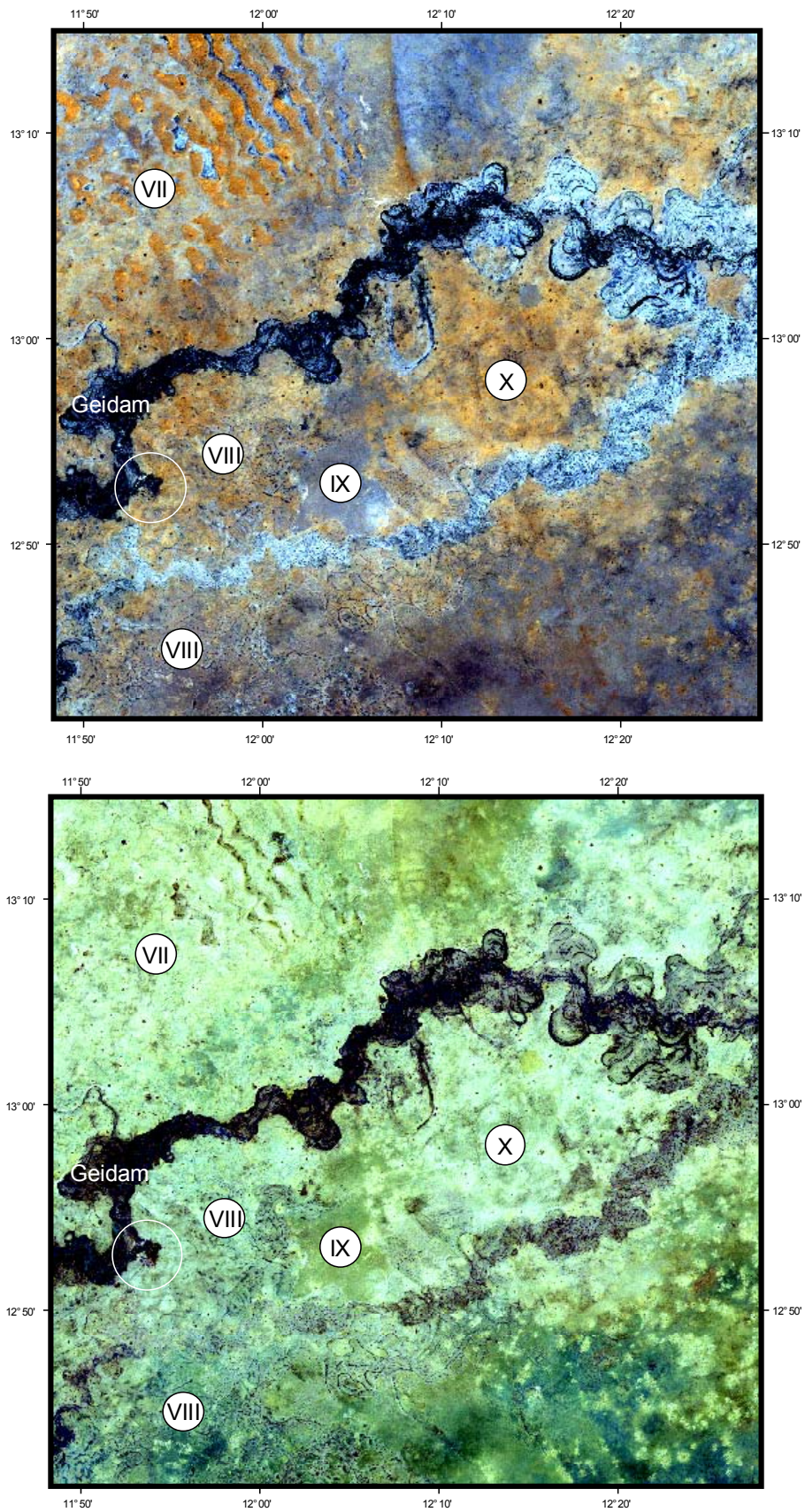


Abb. 5.3.1 und 5.3.2: Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Bandkombinationen 3-2-1 (R-G-B) und 7-5-4 (MIR-MIR-NIR), Ausschnitt ca. 60 x 60 km, Bezifferung siehe Text)

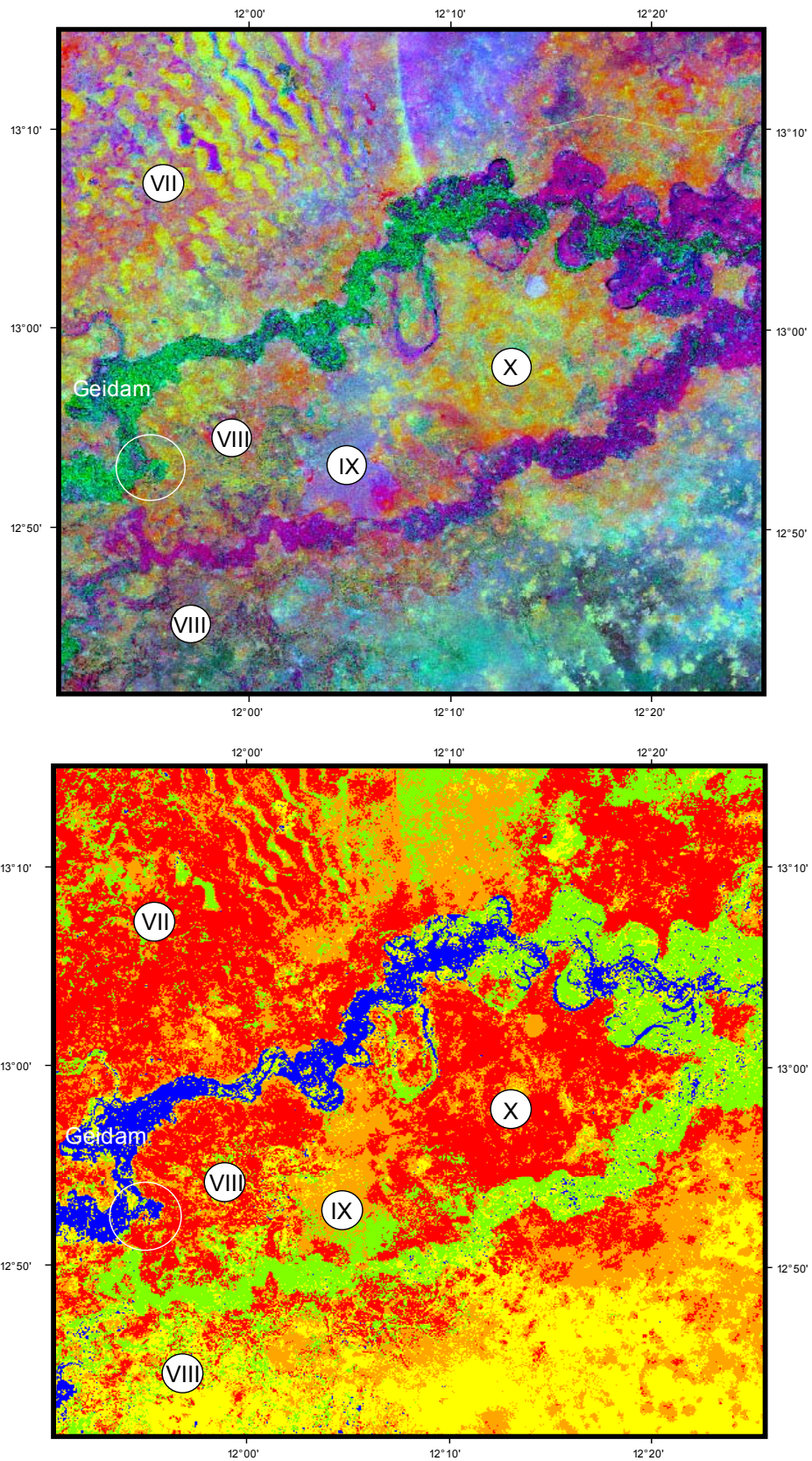


Abb. 5.3.3 und 5.3.4: Hauptkomponententransformation und unüberwachte Klassifikation der Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Hauptkomponenten 1-2-3 und 5 Spektralklassen, Ausschnitt ca. 60 x 60 km, Bezifferung siehe Text)

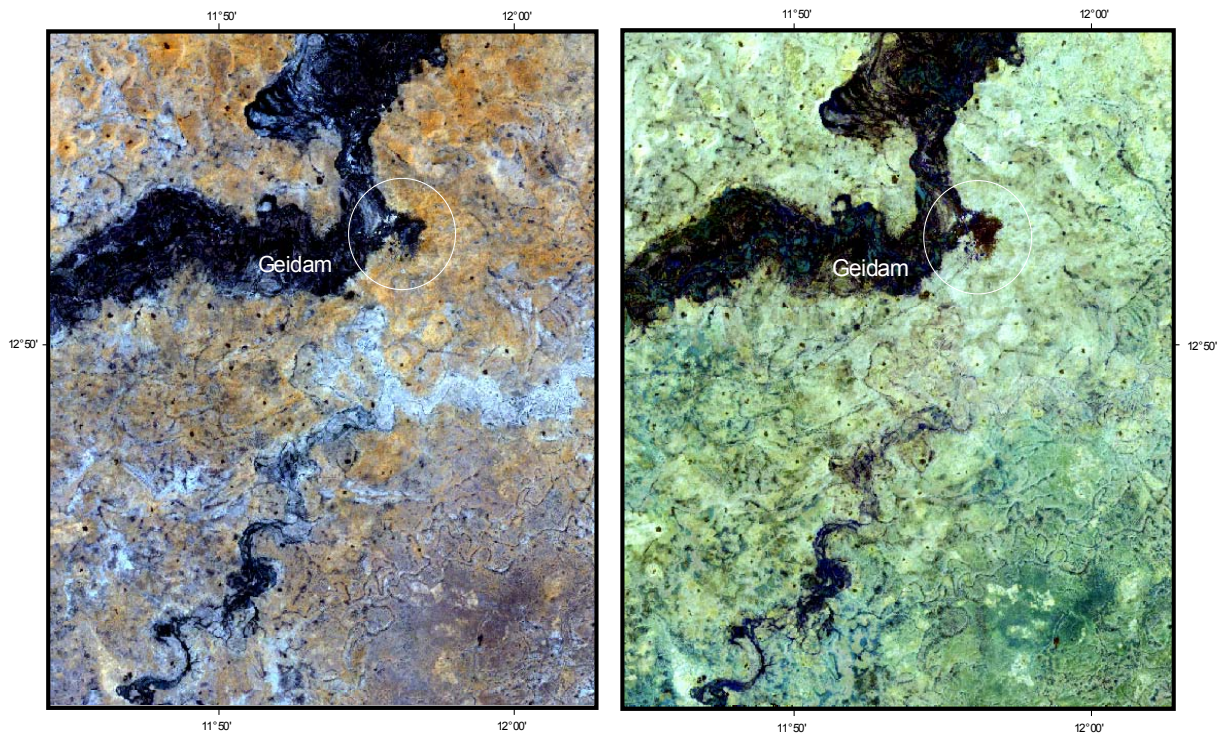


Abb. 5.4.1 und 5.4.2: Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Bandkombinationen 3-2-1 (R-G-B) und 7-5-4 (MIR-MIR-NIR), Ausschnitt ca. 27 x 27 km)

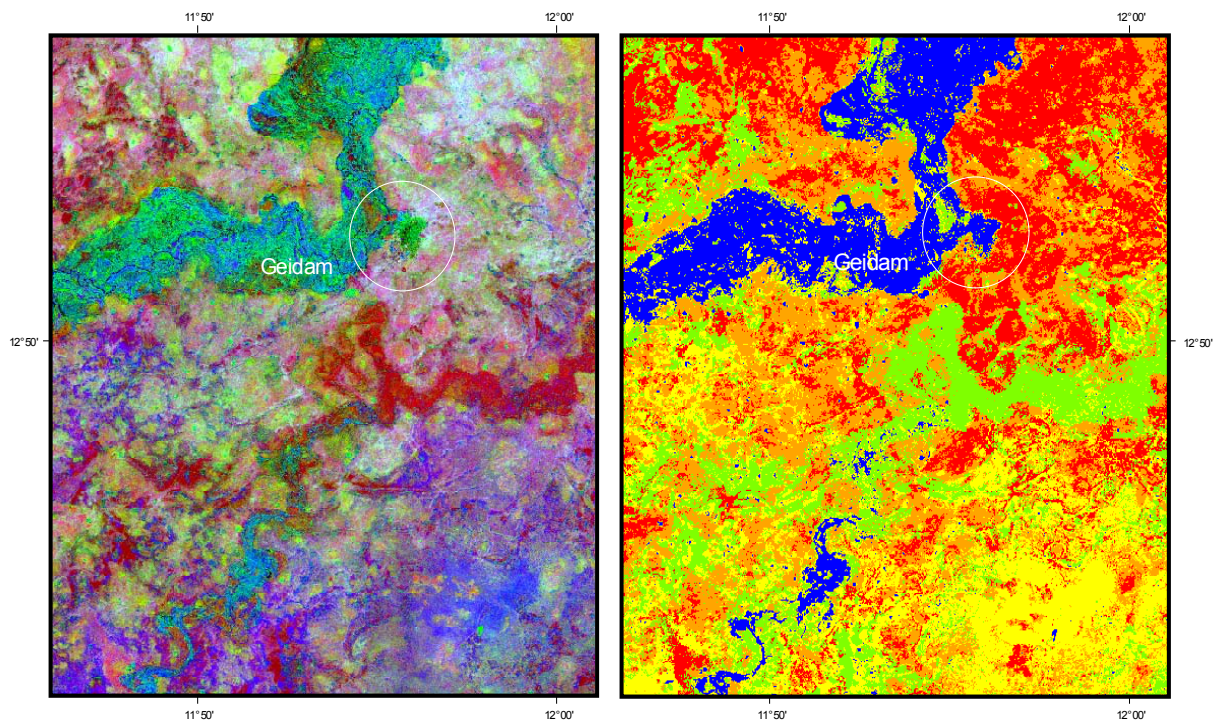


Abb. 5.4.3 und 5.4.4: Hauptkomponententransformation und unüberwachte Klassifikation der Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Hauptkomponenten 1-2-3 und 5 Spektralklassen, Ausschnitt ca. 27 x 27 km)

ebenfalls größtenteils älteren aquatischen Sedimenten zu entsprechen. Die blauen und grünen Klassen, die das rezente Alluvium abdecken, sind jedoch auch geomorphologisch andersartigen Objektgruppen innerhalb der südlich gelegenen Dünenfelder zugewiesen.

In Abb. 5.3 treten die fluvialen Sedimentationsmuster innerhalb der rezenten sowie der reliktschen Aue östlich und westlich des Bama-Ridge-Komplexes differenzierter hervor. Auf dieser Maßstabsebene sind die land systems von Bawden et al. (1972; vgl. Abb. 2.11) optimal nachzuvollziehen und durch Ziffern kenntlich gemacht (VII = Zigindi Plain, VIII = Wagiri Plain, IX = Dilawa Ridge, X = Chirawa Plain). Der hier abgebildete Teil der Niederterrasse ist weitestgehend der Wagiri-Ebene zugehörig, während die zentrale Einheit in Abb. 5.4 die Geidam-Ebene darstellt. Darüber hinaus sind homogene Sandflächen zu erkennen, die litoralen Ebenen bzw. degradierten Wällen des Bama-Beach-Ridge-Komplexes entsprechen und in Abb. 5.3.4 von der orangefarbenen Klasse abgedeckt werden. Die größte Fläche nimmt der Dilawa Ridge ein, der sich offensichtlich an einem NNW-SSE-verlaufenden Lineament orientiert. Während auf seiner seewärtigen Seite nur schwache Spuren fluvialer Aktivität zu verzeichnen sind, kann man innerhalb der Geidam und Wagiri Plain deutlich zahlreiche lineare Drainagelinien ausmachen.

In Abb. 5.4 sind neben verfüllten Gerinnebetten zugehörige Gleithangflächen in Form reliktscher Sandinseln sowie Levées und abflusslose 'backplains' einer fluviodeltaisch geprägten Paläoumgebung zu differenzieren, die in den unterschiedlichen Spektralbereichen, ebenso wie die internen Fließ- und Sedimentationsmuster der rezenten Aue, in wechselnder Deutlichkeit abgebildet sind. Der unterschiedliche Erhaltungsgrad der Flussläufe der Niederterrasse lässt darauf schließen, dass sie in verschiedenen Phasen aktiv waren (Kap. 5.1.2). Dies wird durch stark divergierende Bodenfeuchtegehalte unterstützt, die sich vor allem im fünften TM-Kanal (bzw. der ersten Hauptkomponente) niederschlagen und in Abb. 5.4.4 von der blauen über die grüne und gelbe Klasse rückläufig sind. Da die paläohydrologischen Strukturen in der Mehrzahl linear und nicht flächig sind, eignen sich die Hauptkomponentenkomposite am besten zu ihrer Visualisierung. Die Klassifizierungen ermöglichen gewisse Korrelationen spezifischer Strahlungsintensitäten mit konkreten Systemkomponenten, wobei sich offensichtlich Informationen zu Vegetationstypen, Bodenwassergehalten und Substrateigenschaften überlagern. Insbesondere in der komplexen Landschaftseinheit der rezenten Aue, aber auch in Teilbereichen der Paläoflutebene führen heterogene Areale zur Klassifizierung von Mischpixeln, die keine sinnvollen Zuordnungen mehr zulassen. Die linearen Strukturen werden bei der spektralen Klassifikation im Allgemeinen verschleiert, was zu einem erheblichen Informationsverlust führt, wie der direkte Vergleich mit den Hauptkomponentenbildern offenbart. Resümierend können Satellitenbildinterpretationen zweifelsohne als ideales Instrument zur qualitativen landschaftsgenetischen Analyse gewertet werden, denn die darin identifizierbaren Paläofließmuster treten aufgrund der geringmächtigen Flugsandbedeckung weder im Gelände noch auf Luftbildern in einer annähernd vergleichbaren Deutlichkeit zutage (vgl. Abb. 5. 10 ff.).

5.1.2 Reliefgenese und räumlich-zeitlicher Wandel

Obwohl die extreme Ausdehnung der Landschaftseinheit zunächst die Existenz eines großen Stillwasserkörpers nahe legt, was in der Vergangenheit vermutlich zur Ausweisung ausgedehnter Tonebenen rund um Geidam beitrug (Kap. 5.1.1), können lagunale Bildungsbedingungen für den oberflächennahen Untergrund anhand der vorliegenden Fließmuster bereits im Vorfeld der sedimentologischen Untersu-

chungen ausgeschlossen werden. Anstelle dessen finden sich auch westlich des Bama Ridge Spuren einer ausgeprägt fluviodeltatischen Paläomorphodynamik, wenn auch kein ausgesprochen distributives Gerinnenetz entwickelt ist. Aufgrund des postulierten polygenetischen Charakters und der mangelhaften Konservierung kann die Auengeometrie nicht exakt erfasst werden, doch scheinen die Abflussbahnen sowohl mäandrierende als auch untergeordnet anastomosierende bis braided-river-Grundzüge zu vereinen. Vor allem das Phänomen des anabranching (Kap. 3.2) ist bei geringen Gefällegradienten in Unterläufen, Feuchtgebieten oder allgemein bei aktiver tektonischer Absenkung nicht ungewöhnlich, wobei in verschiedenen Abschnitten eines Systems mal vorwiegend stabilere mäandrierende, mal eher instabile verflochtene Fließrinnen zum Tragen kommen. Die Mischung der klassischen 'planform'-Formen betont die zugrunde liegende Irregularität der früheren Abflussregimes sowie möglicherweise auch die Persistenz von Strukturen unterschiedlicher Alter und Entstehungsbedingungen^{5,9}. Die channel-floodplain-Ratio ist vergleichsweise hoch und belegt wiederholte partielle Ausräumungen und Verfüllungen von Gerinnebetten und crevasse splays. Bei den oft relativ abrupten Verlagerungen der Gerinne durch Avulsion (Kap. 3.4) bleiben neben den neuen normalerweise auch ältere Gerinne noch für eine gewisse Zeit aktiv. Die wiederholte Auf- und Umarbeitung der Elemente der Schwemmlandebene war vermutlich an geomorphologische Schwellen gekoppelt (Kap. 3.1), welche mit episodisch bis periodischen Schwankungen im Abflussgeschehen und Materialtransport unter Zurücktreten der Ufervegetation in Verbindung standen (vgl. Graf 1988 a: 210). Dabei könnten auch saisonale Impulse eine Rolle gespielt haben, indem viele der kleineren Drainagelinien nur unter Hochwasserbedingungen aktiv waren oder umgekehrt die fluviale Aktivität in der feuchten Jahreszeit hinter der lagunalen zurücktrat. So erscheint die Reliktaue mit ihren nahezu chaotischen Mustern ehemals migrierender Flussläufe zu Ungunsten der floodplain sensu stricto trotz niedriger Reliefenergie als Produkt einer hohen morphodynamischen Aktivität.

Dazu kommt die Existenz mehrerer Generationen von Gerinnebettgürteln, die sich unterschiedlich kräftig durch die hangenden Decksande durchpausen. Dabei sind die Schüttungsrichtungen sowie die Zugehörigkeit der Paläoformen zu Yobe und Gana nicht immer einwandfrei zu klären. Der Komadugu Yobe zeichnet sich vor allem durch eine gleich bleibend breite Niederterrasse aus, der westlich von Gashua die bis heute regelmäßig gefluteten Hadejia-Nguru Wetlands vorgeschaltet sind. Der Komadugu Gana bildete hingegen nach seinem Eintritt in die prärezente Schwemmebene bei Gumsa einen nordostwärts gerichteten Schwemmfächer aus. Außerdem verlagerte er nach Ende der Megatschad-Episode noch mehrfach seinen Lauf und floss dabei im Allgemeinen etwas weiter südlich. Zudem sind ihm einige Strukturen unmittelbar südlich von Geidam zuzuordnen, wobei unklar ist, ob es sich um einen ehemaligen Mündungsbereich handelt. Ein solcher könnte aus Zeiten vor dem Anstieg der Lagune stammen, was ebenfalls für die blind hinter degradierten Strandwällen endenden Tiefenlinien gilt. Auch die rezente Aue des Komadugu Gana weist unterschiedliche Aktivitätsgrade auf, indem sie hinter Dapchi nur noch episodisch überflutet zu werden scheint und schließlich ab Geidam nahezu fossilisiert ist.

Die vier von Durand et al. (1984) beschriebenen grundlegenden Richtungswechsel des Yobe-Unterlaufs im Quartär wurden von Änderungen der Erosionsbasis ausgelöst, die die postsedimentäre Zerschneidung alter Deltas zu Terrassen und die flussabwärtige Aufschüttung neuer Schwemmfächer bewirkten.

^{5,9} z. B. Trans- versus Regressionen

Auch im Untersuchungsgebiet kam es, vermutlich im Anschluss an humide Phasen, zu längerfristigen Flusslaufverlagerungen, indem die vorher durch im Uferbereich akkumulierte Strandwall- sowie Küstendünensysteme partiell blockierten Vorfluter Teile der litoralen Vollformen wieder ausräumten. Die neuen Flussverläufe orientierten sich wiederum nur untergeordnet an tektonischen Vorgaben und wiesen in den Bereichen Geidam und Damasak eher eine Korrektur nach N auf, während die Kursmodifikationen innerhalb der von Durand et al. (1984) untersuchten Landschaftseinheiten von NE nach E dazu führten, dass die Yobe-Mündung in den Tschadsee immer weiter nach S verlegt wurde. Im Einflussbereich der Lagune sind räumlich-zeitlich differenzierte Deltaabfolgen allerdings nicht evident. Der Richtungswechsel bei Damasak könnte möglicherweise bereits präholozän angelegt worden sein, da dort ausgedehntere fluviodeltatische Ablagerungen des Ghazalien wiederholt zu Dünen aufgeweht wurden, jedoch in den anschließenden Feuchteperioden durch aquatische Morphodynamik wieder degradiert wurden (Kap. 2.1.2). Eine seewärtige Wanderung immer jüngerer Schwemmfächer infolge holozäner Tschadseeregressionen ist aufgrund der Existenz der Bama-Ridge-Barriere im Arbeitsgebiet nicht nachzuvollziehen und auch in anderen Studien aus flussaufwärts gelegenen Gebieten wird die Abwesenheit differenzierter Terrassensysteme bekräftigt (z. B. Sombroek & Zonneveld (1971: 97) für den Hadejia). Hinsichtlich der Evolution der Paläoschwemmebene ergeben sich einige vorläufige Erkenntnisse, die allerdings erst durch konkrete Ergebnisse von Sedimentdatierungen untermauert werden müssen. Vermutlich wahrscheinlich ist die Entstehung dieser physiographischen Einheit in holozänen Feuchtphasen, als erhöhte Niederschläge innerhalb des Einzugsgebiets (oder Teilen davon) zu einer deutlichen Zunahme des Abflusses führten, deren Konsequenz wiederum die Ausdehnung überfluteter Flächen und eine verstärkte Fluviomorphodynamik darstellte. Ohne chronometrischen Rahmen kann die syngenetische Beziehung zwischen Niederterrasse und Megatschad zunächst nur vermutet werden, indem von einer zumindest annähernden klimatischen Synchronität der Einzugsgebiete ausgegangen wird. Dabei werden die jüngsten der für die Alluvionen ermittelten Alter sicherlich auch wichtige Rückschlüsse zum letzten Tschadseespiegelstand auf Bama-Ridge-Level ermöglichen, denn es ist anzunehmen, dass die transgressive Ablagerung fluviodeltatischer Fazies im damaligen Unterlauf in Verbindung mit der Verlandung der Lagune erfolgte.

Es kann als gesichert gelten, dass zur Zeit des ghazalienzeitlichen Paläotschad alluviale Ablagerungen auf deutlich höherem Niveau sedimentiert wurden (Kap. 2.3.3), die aber in der spätpleistozänen Trockenperiode von Längsdünen des Lantewa-Feldes überlagert wurden. Ähnlich wahrscheinlich ist, dass letztere auch im Bereich der Geidam Plain ausgebildet waren und im Zuge der beschriebenen Dynamik umgelagert und ausgeräumt wurden, ebenso wie die diversen Strandwälle bei erneuten Abkommen der Flüsse zu Zeiten der Lagunenrückbildung der Seitenerosion sowie rückschreitender Abtragung unterlagen. Entsprechend der beiden mutmaßlichen holozänen Optima müssten eigentlich zwei Phasen der Niederterrassen-Deposition zwischen ca. 12 und 8 ka BP resp. ca. 7 und 5 ka BP zu rekonstruieren sein. Solange diese Entwicklung noch nicht verifiziert worden ist, dürfen alternative Modelle jedoch nicht völlig außer Acht gelassen werden. Da die betrachtete Reliefeinheit sich nicht unmittelbar hinter dem (inneren und somit höchstwahrscheinlich auch) jüngsten Strandwall des Bama-Ridge-Komplexes befindet, könnte sie ein höheres Alter besitzen als angenommen, was auch insofern plausibel wäre, dass präholozäne Feuchtphasen in der Regel stärker ausgeprägt waren als die nachfolgenden. Auch eine potentielle aridzeitliche Aktivität des Fließgewässers kann nicht a priori ausgeschlossen werden, wobei der Yobe ein Binnendelta mit braided-river-Eigenschaften ausgebildet haben könnte. Sehr unwahrscheinlich erscheint die Möglich-

keit, dass die Sedimentsequenzen der reliktschen Schwemmebene nur noch unvollständig erhalten sind, falls Änderungen der Systemparameter einen flächenhaften denudativen Abtrag bewirkt hätten. Darüber hinaus ist anzunehmen, dass die zu untersuchenden Alluvionen polyzyklischer Natur sind, wie auch der erwähnte unterschiedliche Erhaltungsgrad der paläohydrologischen Grundmuster vermuten lässt.

Sowohl oben dargestellter Hypothese als auch der Chronostratigraphie Durands (1984) liegt die Annahme zugrunde, dass die Ablagerung fluviodeltischer Sedimentkörper unter erhöhter Pluviosität vonstatten ging. Jeder weitere Zyklus bedingte die Zerschneidung des jüngsten Deltabereiches zur Terrasse unter flussabwärtiger Schüttung des nächsten Schwemmkegels. Wie bereits in Kap. 3.6 ausführlich dargelegt wurde, ist die Rolle von Terrassen als Klimaindikatoren nicht unumstritten, da die Dominanz von Aggradation resp. Degradation sich letztendlich über eine Vielzahl von Variablen entscheidet. In den meisten Studien werden Linearerosion und Talbildung tentativ mit einer verstärkten Monsunaktivität in Verbindung gebracht (z. B. Janke 1973, Urvoy 1942 für die Terrassen des Niger, Zeese 1991 a), während in Trockenzeiten überwiegend rückschreitende Deposition vorherrscht (z. B. Hagedorn 1980: 120). Entscheidender als die Wassermenge innerhalb des Systems ist die Sedimentfracht des Fließgewässers, welche meist über die Hangstabilität bzw. -bewachung reguliert wird. Vegetationsveränderungen sind, ebenso wie eine generell gesteigerte morphologische Instabilität, insbesondere in den Übergangphasen zwischen Feucht- und Trockenperioden und vice versa gegeben (Kap. 3.6). Gleichfalls maßgeblich ist die Position des betrachteten Flussschnitts im Longitudinalprofil, denn mit Erosionsprozessen im Oberlauf korrespondiert üblicherweise Akkumulation im Unterlauf. Dies wird häufig noch durch neotektonische Vorgänge forciert, da obere Einzugsgebiete oftmals noch von aktiver Hebung betroffen sind, während die Mündungsareale in Senkungszonen liegen. Auch im Fall der großräumig ausgebildeten Niederterrasse der Paläolagune scheint eine Subsidenz vorzuliegen, die im E eventuell vom Dilawa Ridge begrenzt wird, was die Ausbildung von Terrassen im Kadzell sowie das relativ ungewöhnliche Vorliegen deltaischer Strukturen außerhalb des lakustrinen Bereichs erklären würde.

Offensichtlich sind Terrassen mehrheitlich das Resultat komplexer Reaktionen, welchen neben tektonischen Stimuli häufig auch ein umfassender ökologischer Wandel zugrunde liegt (Kap. 3.5). Ob die Änderung systeminterner Parameter, welche über Erosivität und Sedimentzufuhr entscheiden, eher durch klimatische Impulse oder aber durch davon oftmals abhängige Schwankungen der Erosionsbasis hervorgerufen wurde, ist wegen ihrer häufig antagonistischen Auswirkungen nicht immer einfach zu entscheiden (vgl. Fußnote 3.11). Im konkreten Fall macht wohl die Nähe der Erosionsbasis diese zum fundamentalen Einflussfaktor, wobei der threshold intersection point (Kap. 3.5) bei Ereignissen variabler Amplitude in häufiger Verlagerung zwischen Tschadseeufer und Lagunenrand begriffen war, was partiell verantwortlich für die dortigen Drainagemuster sein dürfte (vgl. Miall 1997: 341). In Phasen der Lagunenbildung dominierten Avulsion und Aggradation vor allem aufgrund des abrupt nachlassenden Gefälles und des Abdämmeffektes durch Strandwälle. Der damit einhergehende pluvialzeitliche Sedimentüberschuss steht vermutlich in enger Beziehung zu den leicht erodierbaren Lockersedimenten der ehemals weiter nach E reichenden Lantewa-Dünen.

Abb. 5.5.1 und 5.5.2 zeigen zwei Geländeansichten der Paläoüberschwemmungsebene. Auf der ersten Aufnahme ist eine ausgesprochene 'hardpan'-Landschaft nordöstlich von Gumsa zu sehen. Die Fläche im Vordergrund prägen Abspülungsprozesse, denn sie ist mit Grundwasserpisolithen gepflastert und selbst

in der Regenzeit zu großen Teilen vegetationsfrei. Rechts davon ist der Standort G S 4 südlich von Geidam abgebildet, der durch eine äolische Decksandauflage charakterisiert ist. *Hyphaene*-Palmen weisen auf die Nähe des Grundwasserspiegels, weshalb solche Standorte aufgrund ihres verbesserten Feuchtestatus auch häufig zum Hirseanbau genutzt werden.



Abb. 5.5.1 und 5.5.2: Die reliktsische Aue zwischen Gumsa und Geidam (Aufnahmen vom Beginn der Regenzeit)

5.2 Die rezente Aue

5.2.1 Postmegatschadzeitliche Landschaftsentwicklung

Die gegenüber der Niederterrasse um durchschnittlich 5 – 15 m eingetieften Täler, in denen Komadugu Gana und Yobe heutzutage mäandrieren, werden in dieser Arbeit als rezente Auen (seltener auch mit dem Hausa-Wort Fadama) bezeichnet. Die jüngere Überschwemmungsebene des Yobe ist zwischen Gashua und Geidam durchschnittlich 3 – 4 km breit, doch nimmt der Durchmesser in Mündungsrichtung tendenziell ab. Auch der aktive Mäandergürtel des Gana verjüngt sich von ca. 3,5 km Durchmesser bei Dapchi bis auf < 1,5 km nordöstlich seines Eintritts in das reliktsische Überflutungsgebiet^{5,10}.



Abb. 5.6.1 und 5.6.2: Blick von der Niederterrasse in die rezente Flutebene (westlich von Geidam) und umgekehrt (bei Geidam Ost) (Trockenzeitenaufnahmen)

^{5,10} Dies ist besonders gut auf Abb. 4.3 zu erkennen, während die Abbildungen in Kap. 5.1 im W nicht bis Dapchi reichen.

Auf großskaligeren Satellitenbild-Ausschnitten (vgl. Abb. 5.2) fällt desweiteren ein Farbwechsel innerhalb der rezenten Aue ins Auge, welche im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets in deutlich dunkleren Farbtönen in Erscheinung tritt, was auf die bereits erwähnte partielle Deaktivierung und verminderte Bodenfeuchte der Fadama im Megatschad-Bereich zurückgeführt wird. Beim Komadugu Gana weisen die dunkleren Bereiche außerhalb der outer shoreline möglicherweise außerdem ein höheres Alter gegenüber den stromabwärtigen Gebieten auf (vgl. Abb. 4.3). So liegt zwar für die Unterlaufbereiche nahe, dass die Anlage der Reliefeinheit im Anschluss an die letzte größere Tschadseeregression erfolgte, doch können die außerhalb des Megatschad- bzw. Niederterrassenbereichs konservierten Paläostrukturen innerhalb der rezenten Schwemmebene auch syngenetischen Ursprungs sein. Für den Komadugu Gana scheint außerdem ungewiss, wann letztmalig ein regulärer Abfluss bis zur Mündung vor Damasak vorhanden war, denn vor allem zwischen Geidam und dem Dilawa-Strandwall ist eine jüngere floodplain quasi kaum zu erkennen, und subrezente Laufmodifikationen können nicht ausgeschlossen werden.



Abb. 5.7.1 und 5.7.2: Der Komadugu Gana südlich von Geidam und unmittelbar vor seiner Mündung südwestlich von Damasak (Regenzeitaufnahmen)

Sombroek und Zonneveld (1971) beschreiben für das in NW-Nigeria gelegene Sokoto-Rima-Becken eine gegen Ende des Pleistozän erfolgte Transformation von seichten, vorrangig sandiges Material transportierenden, verwilderten Flussnetzen zu perennierenden Mäandersystemen mit erhöhter Suspensionsfracht (Talbot 1980: 47). Eine ähnliche Wandlung scheint – vorbehaltlich der Datierungsergebnisse in Kap. 7 – im vorliegenden System im jüngeren Holozän, allerdings bei einer gegenläufigen klimatischen Tendenz zur Aridifizierung und unter starker Einengung und Tieferlegung des Hochflutbereichs, von-statten gegangen zu sein. Bereits verhältnismäßig sicher ist von hygrischen Oszillationen während der Entstehung der jüngeren Yobe-Schwemmebene auszugehen, die exzellent erhaltene Altarme teilweise divergierender, jedoch generell deutlich erhöhter Amplitude aufweist^{5.11}. Auch wenn die meisten paläohydrologischen Ableitungen aus rein lithostratigraphischen Befunden mittlerweile kritisch gesehen werden (Kap. 3.6), ist die Proportionalität von ehemaligen Krümmungsradien, Gerinnebettdimensionen und Abflussmengen unumstritten. So können für die Entstehungszeit einiger der in den Luftbildkarten in Kap. 5.2.2 erkennbaren reliktschen Mäanderbögen mindestens doppelt so hohe Wassermengen wie heute veranschlagt werden.

Die Flussschleifen mit der größten Wellenlänge, die im Allgemeinen den Rand der rezenten Aue markieren, sind vermutlich auch die ältesten, während nur im inneren Bereich des Gerinnebettgürtels eine

^{5.11} Somit erfüllt der heutige Yobe die Kriterien eines 'underfit stream' nach Dury (1977).

fortgesetzte Wiederaufarbeitung unter Sedimentdurchtransport stattgefunden hat. Sind einzelne Schlingen besonders stark ausgebuchtet, ist dies wahrscheinlich in einer nahe gelegenen, über längere Zeit stationären Erosionsbasis begründet, was besonders gut an einem Altarm bei Gazargamo unmittelbar hinter dem jüngsten Wall des Bama-Beach-Ridge-Komplexes nachzuvollziehen ist (vgl. Abb. 5.8). Er wurde wahrscheinlich im Zuge der Akkumulation litoraler Sande unter humiden Bedingungen aufgestaut, könnte aber ebenso gut die Wiederaufnahme fluvialer Aktivität nach dem Rückzug der Lagune und vor dem Durchbruch des Strandwalls markieren. Ob innerhalb der heutigen Flutebene mehrere ausgesprochene Mäandergenerationen vorliegen, lässt sich ohne detaillierte chronostratigraphische Analysen nicht abschätzen^{5.12}. Einzig im östlichen Arbeitsgebiet jenseits des innersten Strandwalls scheinen die Paläostrukturen so weit differenziert, dass von einer jüngeren und einer älteren Auengeneration gesprochen werden kann. Die älteren, auf Satellitenszenen heller erscheinenden Parts (vgl. Abb. 5.3) entsprechen dabei höchstwahrscheinlich der Niederterrasse sensu Durand et al. (Kap. 5.1.1) und werden hier zwecks eindeutiger Unterscheidung von der Paläolagune als Auenterrasse bezeichnet, welche im Arbeitsgebiet noch episodisch überschwemmt wird. Im Untersuchungsareal Damasak Nord wurden diesbezüglich lokale Höhendifferenzen von 7 m zur reliktschen Schwemmebene und 3,50 m zu den tiefer gelegenen aktuellen Auenzonen eingemessen. Auch geben vereinzelte Siedlungen^{5.13} in hochwassergeschützten Positionen einen deutlichen Hinweis auf verschiedene Niveaus innerhalb der rezenten Schwemmebene.

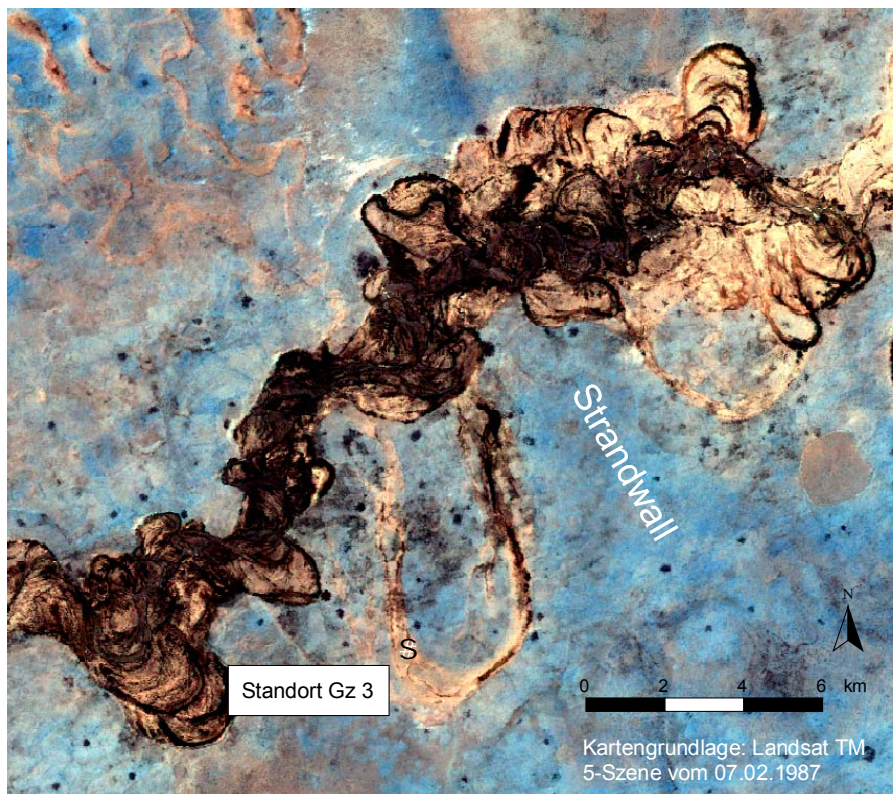


Abb. 5.8: Auffälliger Altarm bei Gazargamo im Rückstaubereich des innersten Strandwalls

^{5.12} Morphostratigraphische Analysen auf Basis von 3-D-Modellen stellten sich allerdings als wenig praktikabel heraus (Kap. 5.2.2).

^{5.13} z. B. das Dorf Kaideri in Abb. 5.18

Konform mit der Annahme, dass Einschneidungsphasen durch das Zurückweichen der Erosionsbasis ausgelöst werden, ist es plausibel, für den Megatschadbereich von zwei Episoden der Taleintiefung im Anschluss an das mittel- sowie das spätholozäne Klimaoptimum auszugehen. Die größeren Paläomäander, ebenso wie der überwiegende Teil der Auenterrasse, müssten somit überwiegend in der spätneolithischen Ngelewa-Feuchtzeit um ca. 4 – 3 ka BP gebildet worden sein. Es gibt ohne chronologisches Rahmenwerk ebenfalls die (allerdings unwahrscheinliche) Möglichkeit, dass sich dabei auch prämegatschadzeitlich angelegte Rinnensysteme durchpausen, wie dies Durand und Mitarbeiter (1984) für die Mittelterrasse des Kadzell postulieren. Die These eines vorwiegend erosiv wirksamen Megatschad von Ghienne et al. (2002) stützt diese Option, und auch die Tatsache, dass die Fadama des Komadugu Gana östlich des Dilawa Ridge wieder deutlicher ausgeprägt ist (vgl. Abb. 5.3), wäre unter dieser Prämisse weniger verwunderlich.

5.2.2 Luftbildauswertung und Geländebefunde

Die von stetig wandernden Mäanderschlingen aufgebauten Gleitebenen, die einen Großteil der rezenten Yobe-Aue kennzeichnen, weisen eine Topographie aus Rinnen und Rücken auf, so genannten ridge^{5.14}-swale-Systemen, die einige Meter Reliefenergie besitzen können. Diese Strukturen lateraler Akkretion sowie die ehemaligen Flussverläufe sind ausgezeichnet auf Satellitenbildern, besonders nach vorangegangener Hauptkomponentenberechnung, zu erkennen (vgl. Abb. 5.9). Eine Flutebene sensu stricto, in der vertikale Akkretion vorherrscht, scheint nicht vorhanden zu sein, wenn die flächenbetontere Darstellung des klassifizierten Bildes dies auch suggeriert.

Noch günstiger zur Erfassung der Morphologie des rezenten Gerinnebettgürtels sind Luftbildanalysen. Bei einer gegenüber den Satellitenszenen signifikant erhöhten Auflösung liefern die Aufnahmen der NEAZDP-Serie (Kap. 4.2) optimale Detailinformationen zum Landschaftsinventar, gerade wenn ergänzende Geländebefunde vorliegen. Auf den Abbildungen der folgenden Seiten, die sämtliche Einzelstandorte zeigen, welche in Catenen-Form untersucht wurden, bilden sich deutlich die für Mäandersysteme typischen Reliefkomponenten ab. In allen Untersuchungsarealen sind in unterschiedlichen Flächenanteilen Assoziationen von scroll-bar-dominierten Gleithängen, Uferdämmen mit rückwärts anschließenden Randsenken und kleineren saisonal aktiven Rinnen^{5.15} zu finden. Die aktuellen, oft nur temporären Gleithangablagerungen bestehen aus hellen Sanden, während vorherrschende dunkle Farben, welche auf lehmige Fazies hinweisen, vornehmlich die Rückstaubereiche, swales und Altarmverfüllungen kennzeichnen. Am Rand der rezenten Aue schließen sich die zu großen Teilen beackerten Sandflächen der Niederterrasse an, die auf Fotografien im Vergleich zu den Satellitenszenen uniform erscheinen und im Gelände aufgrund ihrer postsedimentären äolischen Aufarbeitung den Eindruck einer in Teilen pediplanierten Flugsandlandschaft vermitteln.

^{5.14} Die Sandbankkrippen werden ebenfalls häufig als 'meander scrolls' bzw. scroll bars bezeichnet (Kap. 3.3.1).

^{5.15} Solche 'spillways' stellen häufig die Verbindung zwischen den älteren, abgeschnürten Flusschlingen sowie den darin enthaltenen semi-permanenten Wasserkörpern und dem heutigen Niedrigwasserbett dar und konzentrieren sich am Standort Damasak N, weshalb sie an jener Stelle noch einmal ausführlicher erläutert werden.

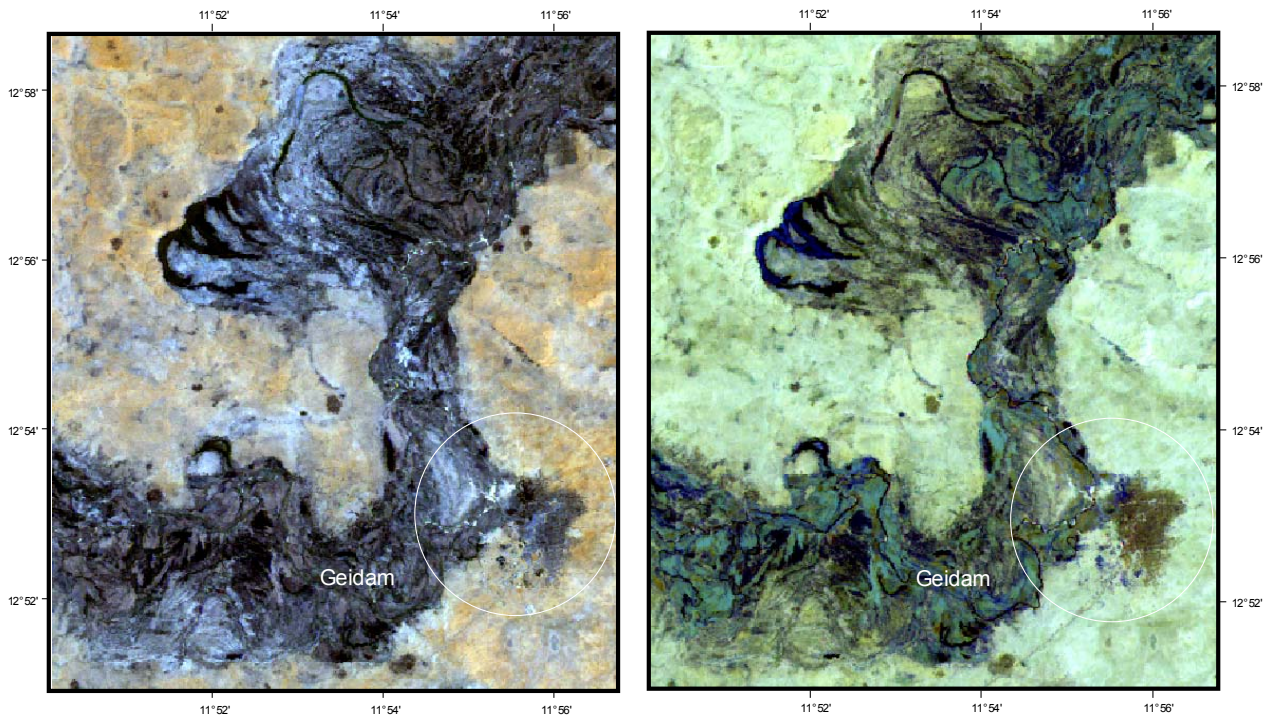


Abb. 5.9.1 und 5.9.2: Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Bandkombinationen 3-2-1 (R-G-B) und 7-5-4 (MIR-MIR-NIR), Ausschnitt ca. 12 x 12 km)

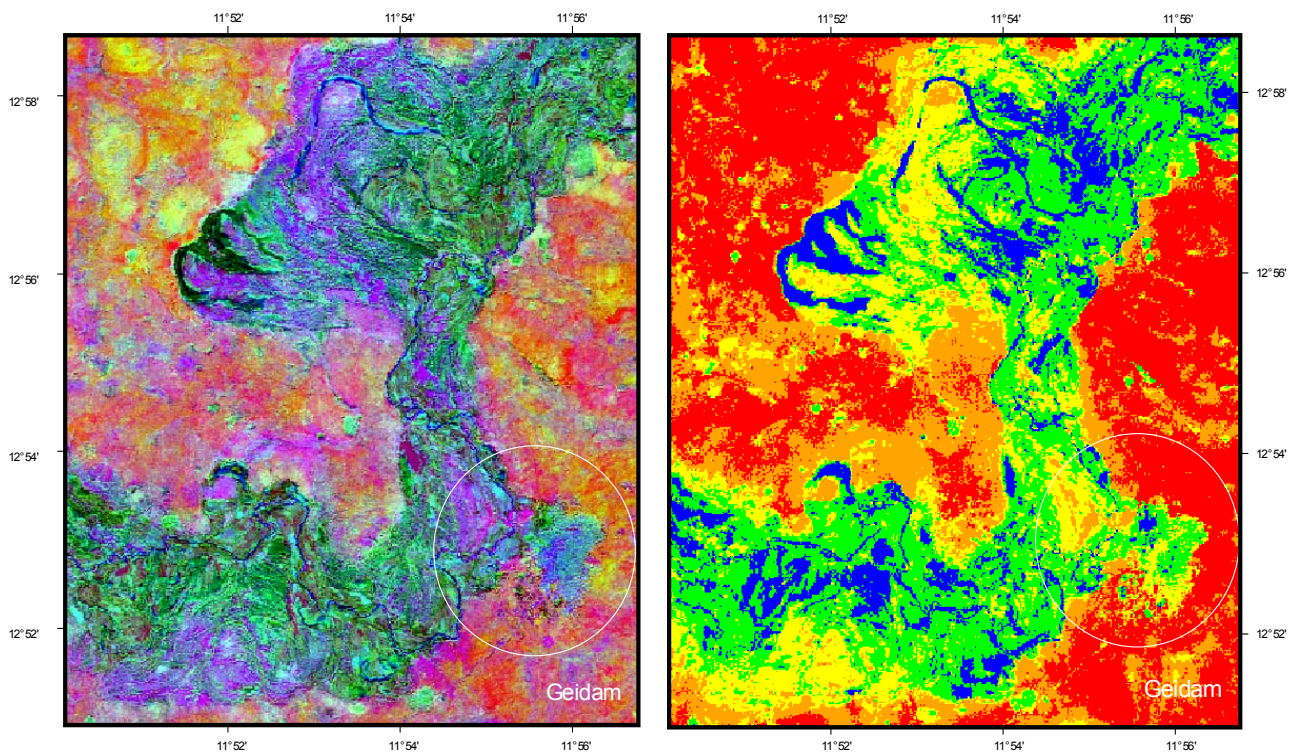


Abb. 5.9.3 und 5.9.4: Hauptkomponententransformation und unüberwachte Klassifikation der Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Hauptkomponenten 1-2-3 und 5 Spektralklassen, Ausschnitt ca. 12 x 12 km)

Die Flutebene bei Dapchi (vgl. Abb. 5.10) ist vom Lantewa-Längsdünenfeld gesäumt und hat partiellen Reliktcharakter, wobei sie möglicherweise mit der westlichen Begrenzung der Paläolagune zusammenfällt (Kap. 5.1.1). Die älteren Aueneinheiten sind nur geringfügig äolisch überprägt, doch ist das fluviale Relief selbst schwach gewellt. So entsteht zunächst der Eindruck, der Komadugu Gana habe seinen Lauf vorrangig an kleinskalige interdunäre Depressionen angepasst (vgl. Abb. 5.12.1), was spätere sedimentologische Untersuchungen jedoch widerlegten. Im S des Flusses weisen mit schwärzlichen Sedimenten verfüllte Depressionen auf die Existenz temporärer Überschwemmungsseen hin, die die Bevölkerung neben den alluvialen Aquiferen bis weit in die Trockenzeit hinein mit Nutzwasser versorgen.

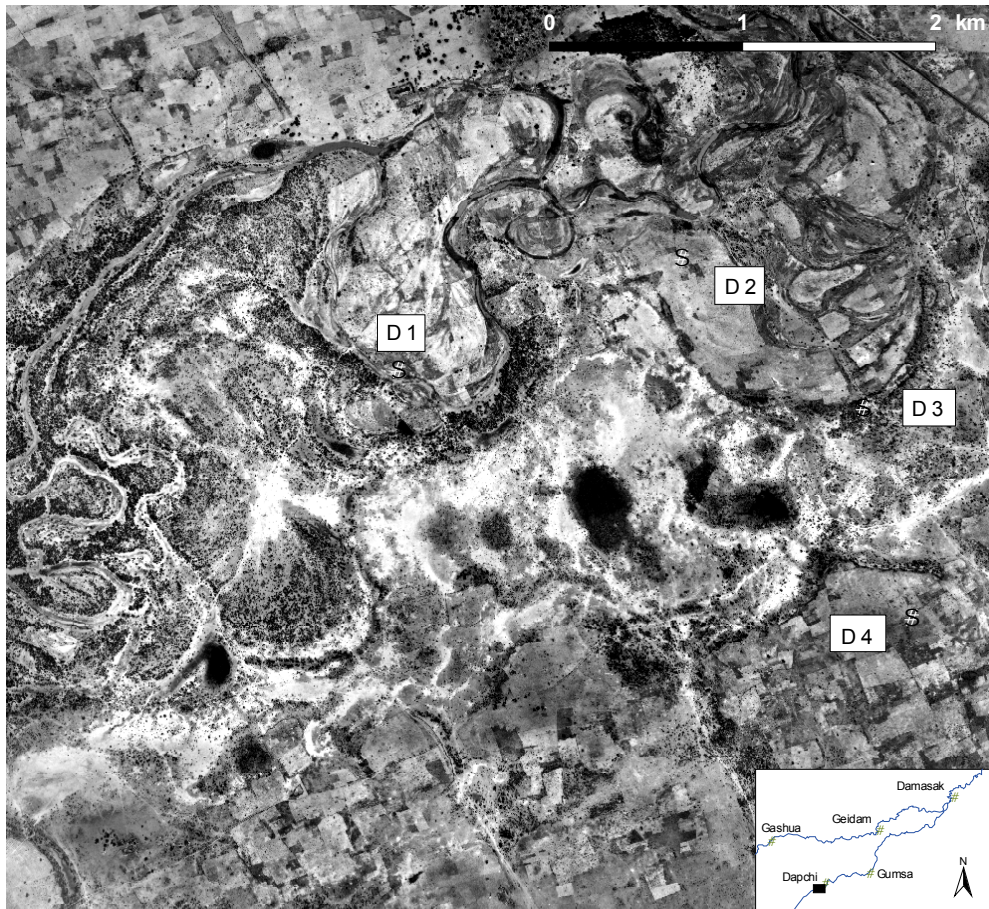


Abb. 5.10: Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Dapchi (inklusive der einzelnen Bohrpunkte^{5.16})

Der Yobe bei Gashua (vgl. Abb. 5.11) ist ca. 5 m tief in seine jüngeren Ablagerungen eingeschnitten und mäandriert unter Ausbildung saisonaler Sandbänke innerhalb seines Hochflutbettes. Der oberhalb gelegene Überflutungsbereich ist über weite Strecken ausgesprochen eben; die in diesem Areal besonders hohe Flächenanteile aufweisenden oxbows und backswamps sind im Allgemeinen weniger als 1 m eingetieft (vgl. Abb. 5.12.2). Das Relief gibt über die Flutdauer die Nutzung vor, so dass in den höher gelegenen Bereichen Gemüse- und in den tiefer gelegenen Reiskultivierung vorherrscht (vgl. Abb. 5.13). Die zum Nassreisanbau geeigneten, über viele Monate durch stagnierende Oberflächenwässer gekennzeich-

^{5.16}vgl. Tab. 4.3

neten Auensegmente dienen auch als wichtige Reservoirs für Viehfutter und andere Gräser, die beispielsweise zur Herstellung der strohmattenartigen Zäune verwendet werden (Kap. 2.2.4).

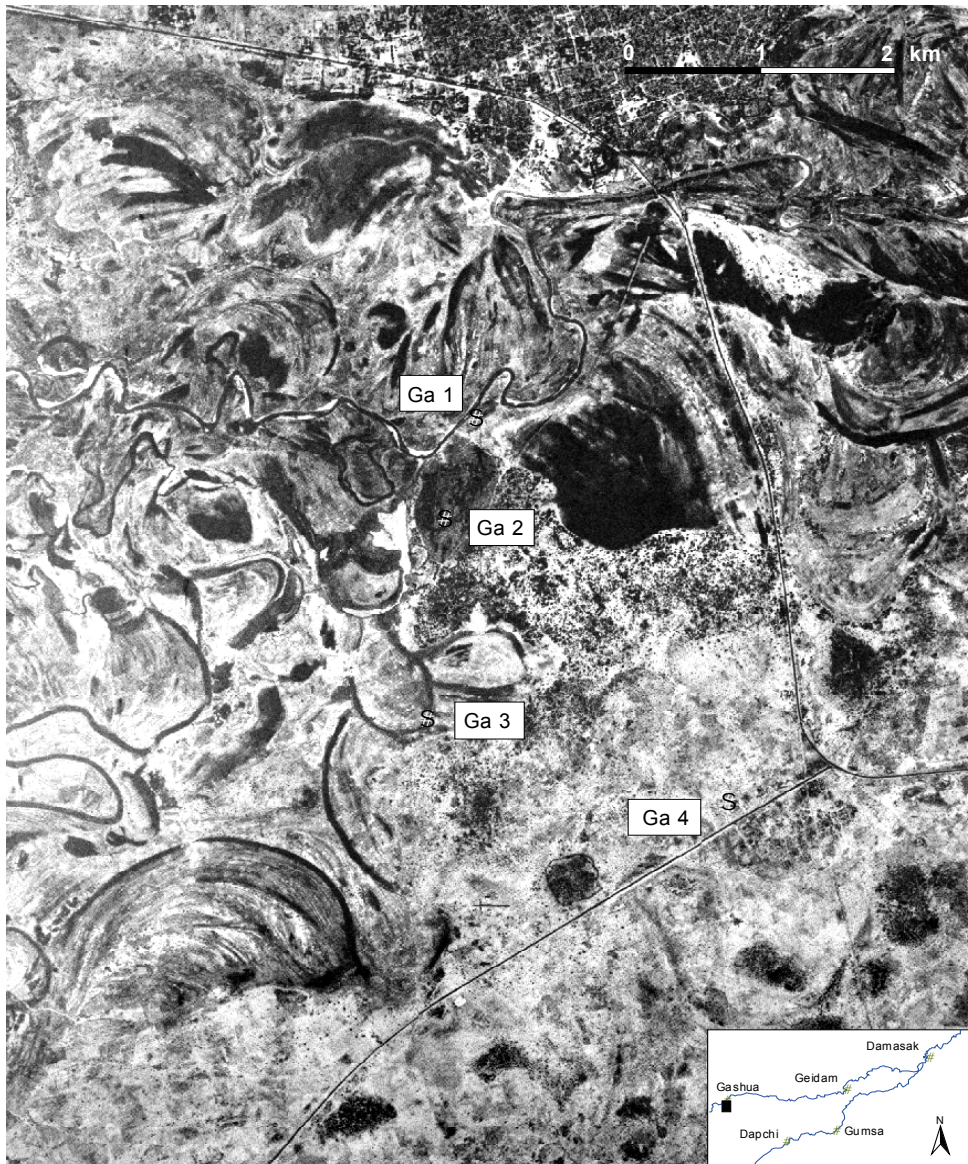


Abb. 5.11: Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Gashua

Der Standort Geidam W (vgl. Abb. 5.14) stellt eine der seltenen Lokalitäten dar, wo aufgrund einer Verlagerung des aktuellen Flussbetts an den Rand der rezenten Aue in einer Prallhangsituation ältere Schichtenfolgen bis in größere Tiefen angeschnitten sind. Das am dortigen Standort G W 4 um bis zu 10 m höhere Niveau der Niederterrasse (vgl. Abb. 5.15 u. 5.23) lässt sich mit einigen weiteren älteren Flächenresten in unmittelbarer Nähe parallelisieren, die aber zunehmend durch anthropogen gesteuerte Erosion zerschnitten bzw. egalisiert werden. So mündet direkt am Standort ein sehr aktives Gully-System (vgl. Abb. 5.29.2), das infolge des regen Verkehrs zwischen der als Viehtränke und Furt genutzten Flussbiegung und der nahe gelegenen Stadt entstanden ist. Die konzentrierten menschlichen Aktivitäten spiegeln sich auch in den weit verbreiteten instabilen Böschungen des aktuellen Flussbetts wider, die in der Aufsicht als weiße Sande in Erscheinung treten und gegenwärtig mobil sind. Ansonsten

dominieren regenzeitlich geflutete Gleitebenen, welche in der Trockenzeit bevorzugte Weideareale darstellen. An sie schließen die etwas älteren, nurmehr episodisch überschwemmten ridge-and-swale-Bereiche an, die für Gemüsefarmen im Bewässerungsfeldbau genutzt werden oder aber ihren ursprünglichen Bewuchs in Form von *Hyphaene-thebaica*-Dickichten aufweisen. Ein weiterer, in diesen Habitaten überaus häufiger Baum, dessen Verbreitung anthropogen gefördert wird, ist *Tamarindus indica*. Er präferiert offensichtlich hochwassergeschützte Standorte auf großen Termitenhügeln der Spezies *Macrotermes bellicosus*, die ihrerseits vor allem in den swales verbreitet sind und dabei das Landschaftsbild sowie das Mesorelief der Yobe-Aue in weiten Bereichen prägen.



Abb. 5.12.1 und 5.12.2: Interdunär anmutender Paläomäander bei Dapchi und schwach eingetiefter Altarm in der uniformen Schwemmebene bei Gashua (im Bildmittelgrund) (Trockenzeitenaufnahmen)

Das Untersuchungsareal Geidam E (vgl. Abb. 5.16) liegt am Durchbruch des Yobe durch den Dilawa Ridge, einer der markantesten Vollformen des Bama-Strandwall-Komplexes, die unmittelbar von jenem Altarm angeschnitten wird, in dem die Bohrung G E 3 abgeteuft wurde^{5.17}. Der morphologische Kontrast zwischen Fadama und der älteren Umgebung ist entsprechend deutlich (vgl. Abb. 5.6.2 u. 5.25), zumal in der Gegend ebenfalls Relikte küstenparalleler Dünenzüge vorhanden sind. Über die Extraktion zweier Kerne an der Terrassenkante (G E 4 a + b) wurde versucht, dem starken Reliefunterschied von ungefähr 20 m gerecht zu werden. Die flussnäheren Bereiche besitzen eine charakteristische meander-



Abb. 5.13.1 und 5.13.2: Typische Fadama-Nutzung in Form von Reis- und Gemüsefarmen nahe Damasak (Trockenzeitenaufnahmen)

^{5.17} In Abb. 5.16 erscheint er aufgrund der Reflektion der im Zenit stehenden Sonne durch das Wasser hell.

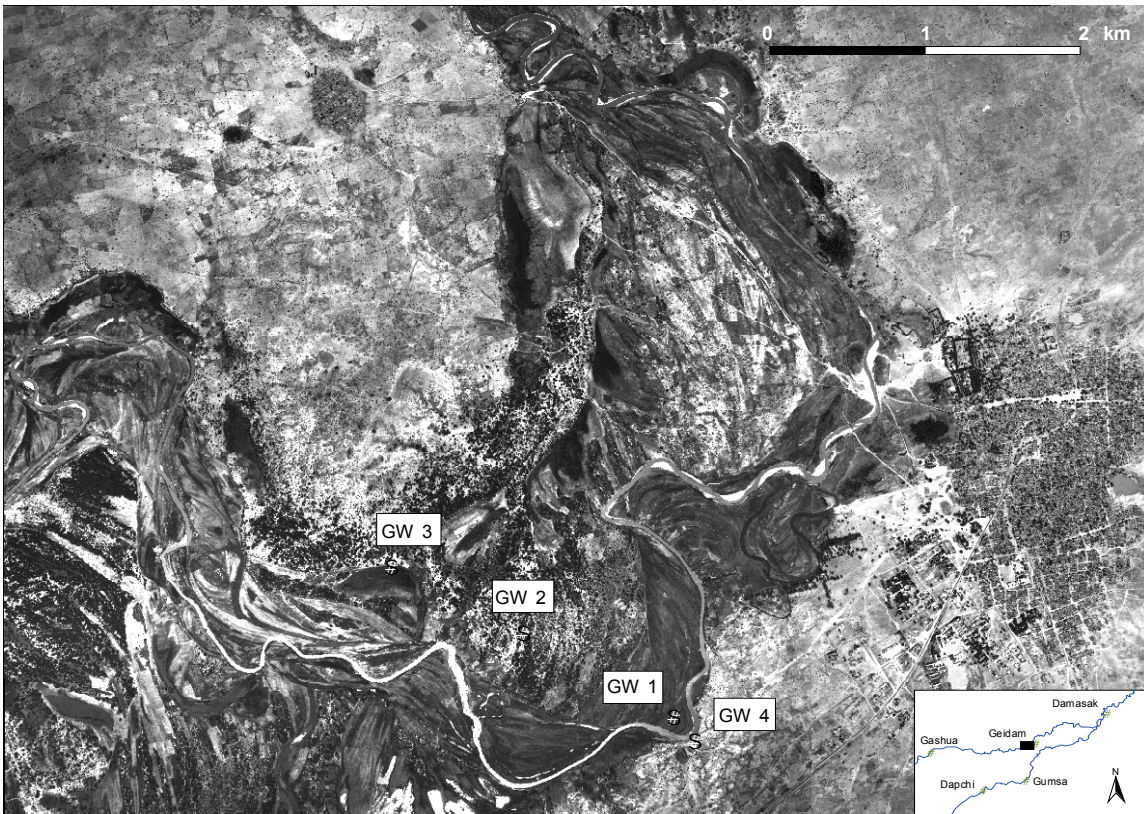


Abb. 5.14: Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Geidam West

scroll-Topographie, die ebenfalls leicht terrassiert erscheint (vgl. Abb. 5.23). Die Landschaftseinheit weist hier relativ naturnahe Bedingungen auf, wie der hochstämmige *Hyphaene*-Bestand beweist, welcher bei anthropogenem Holzeinschlag zur bodennahen Verbuschung neigt (vgl. Fußnote 2.43). Während die Palmen eher auf den sandigeren ridges verbreitet sind, stockt in den tendenziell feinklastischeres Material enthaltenden swales, ähnlich wie in größeren trocken gefallenen Altarmen, eine durch gräuliche Kräuter charakterisierte Schwemmlandvegetation. Aber auch die für sahelische Auen ebenfalls typischen Fruchtbäume *Mitragyna inermis* und *Diospyros mespiliformis* sind zu finden (Kap. 2.2.4).



Abb. 5.15.1 und 5.15.2: Blick vom Standort G W 4 in die Fadama zur Trocken- und Regenzeit

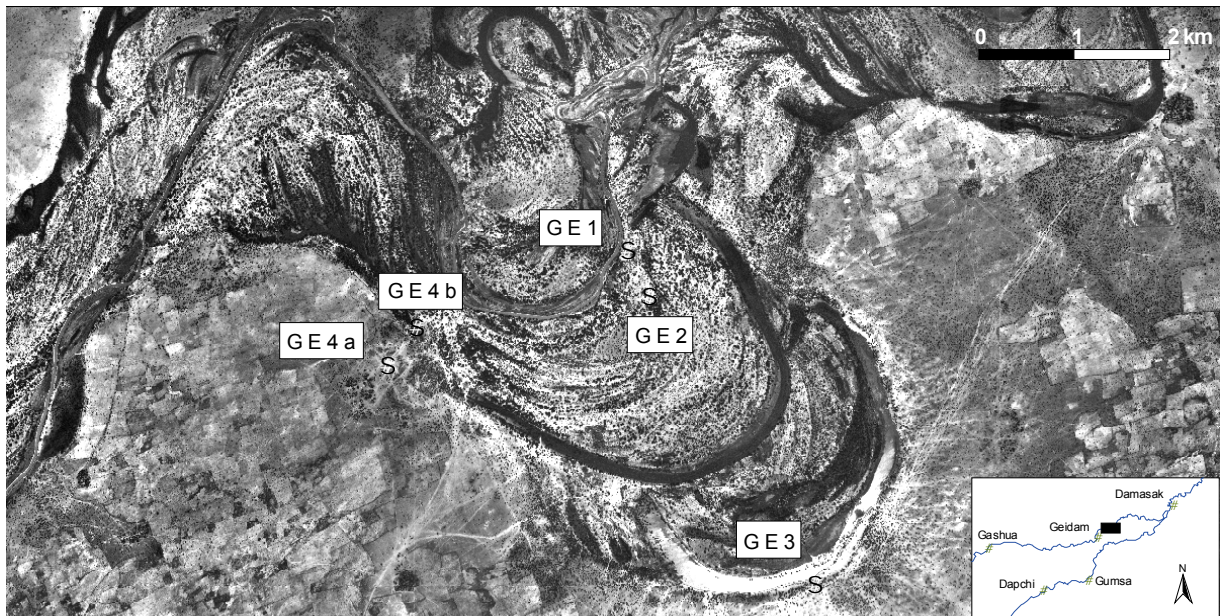


Abb. 5.16: Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Geidam Ost

Das Areal Damasak Nord (vgl. Abb. 5.18) weist die differenzierteste und komplexeste Auenlandschaft mit einer Fülle von Mäandergenerationen und ausgeprägter spillway-Dynamik insbesondere auf der etwas höher gelegenen Auenterrasse auf, die auf dem Landsat-Ausschnitt in Abb. 5.22 vor allem nach vorangegangener Hauptkomponentenberechnung gut zu erkennen ist. Typische ridge-swale-Bereiche beschränken sich hingegen auf die etwas tieferen flussnahen Partien. Uferwälle sind vor allem entlang gerader Flussabschnitte und an Prallhängen ausgeprägt und hier im östlichsten der Untersuchungsgebiete durchschnittlich 1 m hoch (vgl. Abb. 5.21.1).



Abb. 5.17.1 und 5.17.2: Oberer flacher und unterer anthropogen vertiefter Part eines spillways im Areal Damasak Nord (Trockenzeitaufnahmen)

Die sekundären Entwässerungsbahnen sind dem lokalen Relief der Auenterrasse angepasst und verlaufen teilweise parallel zu den benachbarten Paläomäandern (vgl. Abb. 5.18). In ihren oberen Teilen sind sie noch nahezu flach und häufig durch feinkörnigere Ablagerungen und *Acacia-nilotica*-Gestrüpp gekennzeichnet (vgl. Abb. 5.17.1). An den Mittelhängen nehmen sie das Aussehen kleiner Muldentälchen an,

die schließlich in Richtung des Vorfluters aufgrund von rückschreitender Erosion gullyartig eingetieft sind. Die Entwicklung dieser in der Aufsicht flussaufwärts gerichteten crevasse splays ähnelnden Drainagelinien wurde vermutlich durch das rezent sinkende Niedrigwasserniveau begünstigt. Oft werden sie auch anthropogen vergrößert und als Bewässerungskanäle genutzt (vgl. Abb. 5.17.2). Die meisten der zerschnittenen Gleithänge erfahren keine aktive Weiterbildung mehr, sondern wurden von einer ca. 1 m tiefer liegenden temporären Sandbankgeneration abgelöst, die das Produkt rezenter Mäanderabschnü-

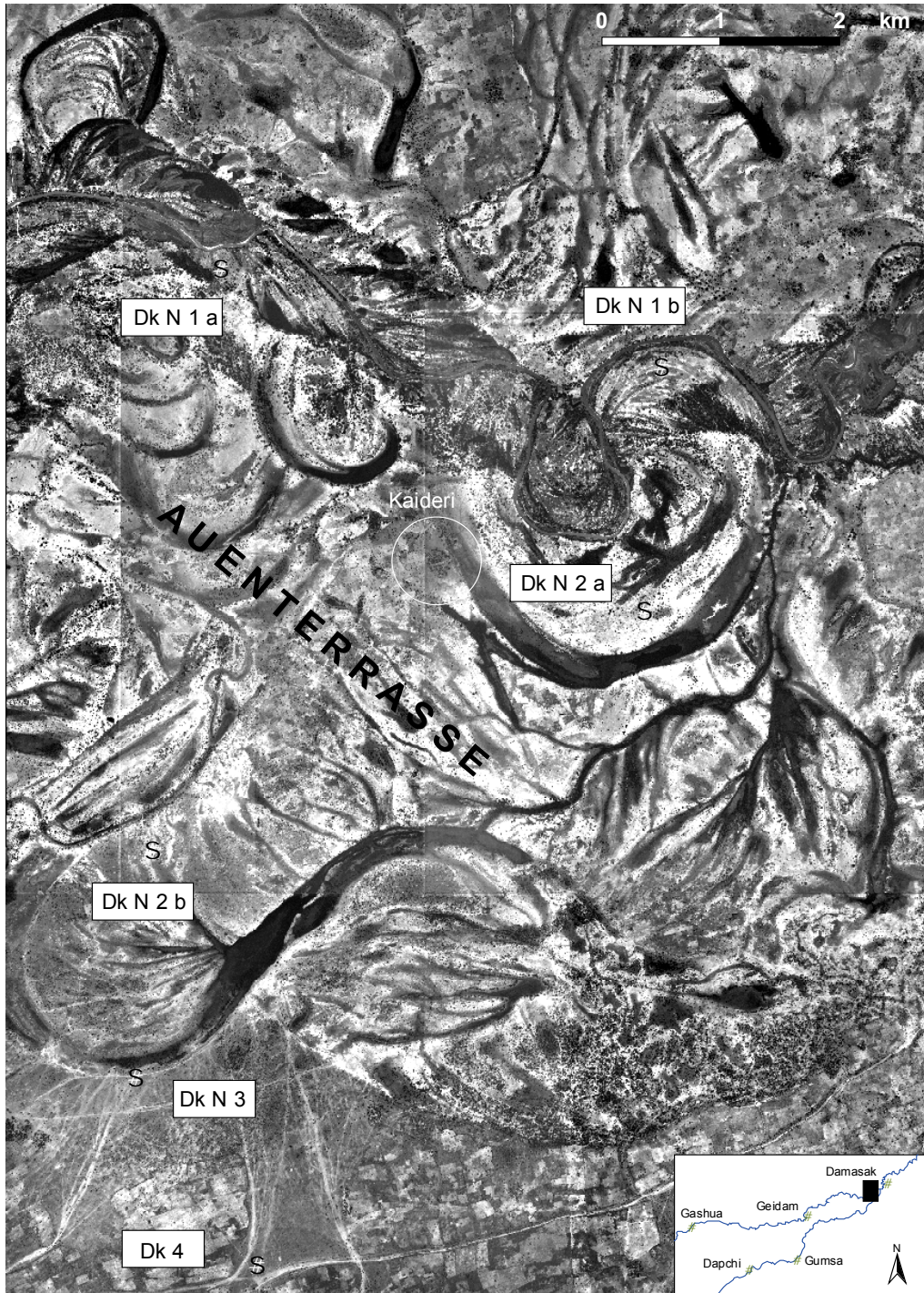


Abb. 5.18: Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Damasak Nord

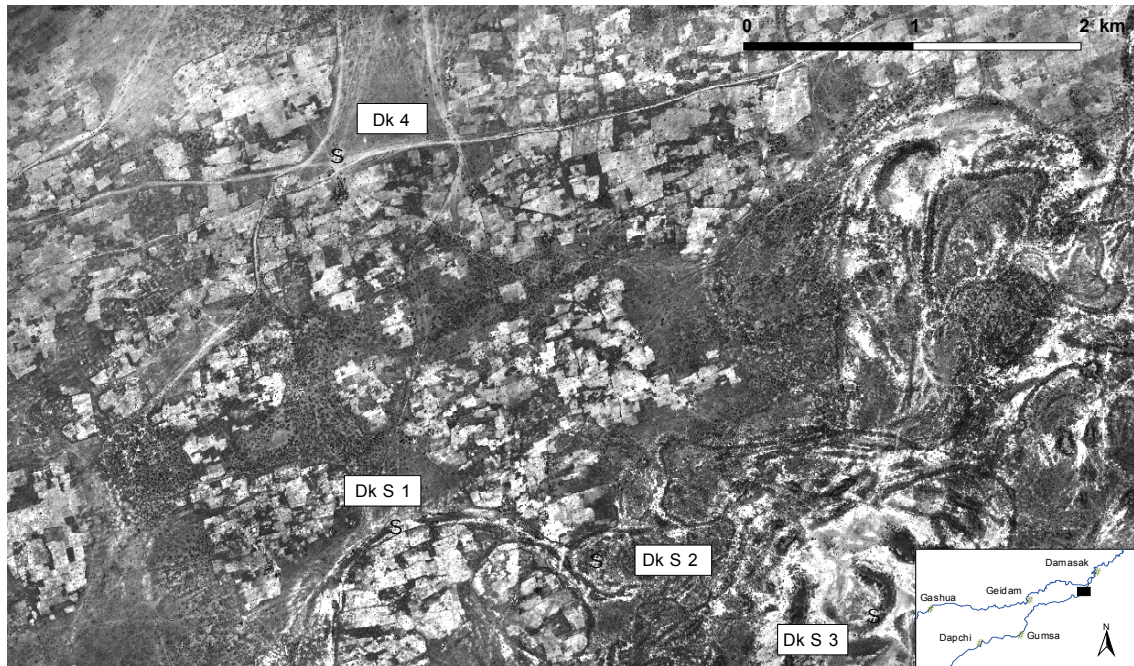


Abb. 5.19: Luftbildkarte des Untersuchungsgebiets Damasak Süd

zung infolge rückläufiger Abflussmengen ist. Somit eignet sich dieser Standort optimal zur Diagnostizierung des aktuellen fluviomorphologischen Wandels. Auf der Auenterrasse fallen währenddessen zahlreiche Merkmale anthropogener (Über-) Nutzung und genereller ökologischer Degradation ins Auge (vgl. Abb. 5.27.2). Der verbleibende *Hyphaene*-Busch ist von starkem Brennholzeinschlag betroffen, während swales und Einzugsbereiche von spillways aufgrund von Überweidung und Viehtritt häufig keinen Gras- oder Krautbewuchs mehr aufweisen (vgl. Abb. 5.17.1). Auch die sandigen Partien sind durch Vegetationsarmut und ein unruhiges Relief mit rezenter Sandverwehung gekennzeichnet.



Abb. 5.20.1 und 5.20.2: Standort Dk S 3 zur Trocken- und Regenzeit

Im S des Areals Damasak N quert man ein kleineres Vorkommen älteren Alluviums, welches der Mittel-terrasse von Durand et al. (1984) entspricht und wo sich der Standort Dk 4 befindet. Nach weiteren 2 km erreicht man den Komadugu Gana (Areal Damasak S; vgl. Abb. 5.19), der an dieser Stelle – entgegen der ungefähr 18 km stromabwärts gelegenen Mündung (vgl. Abb. 5.7.2) – noch episodisch geflutet wird. Wie bereits auf der Höhe von Dapchi ist das fluviale Relief durch äolische Überprägung kaschiert und hat vielerorts interdunären Charakter. Die hohe Siedlungsdichte in diesem Gebiet mit ent-

sprechendem Viehbestand trägt ihrerseits zur morphologischen Instabilität und Desertifikationserscheinungen bei. Die Bäume sind stark geschneitelt oder abgeholzt, und die Grasbedeckung ist größtenteils gänzlich abgeweidet. In der Regenzeit alternieren hier trockene sandige Interfluves mit versumpften und/oder dicht bewachsenen Tiefenlinien (vgl. Abb. 5.20.2).



Abb. 5.21.1 und 5.21.2: Rezente Levées und Terrassen am Komadugu Yobe (Standort Dk N 1 a und 1 b^{5.18}) (Trockenzeitaufnahmen)

Subrezente Levée- und Terrassenabfolgen (vgl. Abb. 5.21) sind Zeugen allerjüngster Veränderungen im Flusssystem und hier nur von marginalem Interesse, zumal sie nicht unbedingt ökologisch bedeutsame Trends widerspiegeln müssen, was auch für die Eintiefungsbeträge der rezenten Gerinne gilt. Bezüglich der Ausprägungen des Mesoreliefs wurden flussnahe Nivellements durchgeführt, die in Abb. 5.23 dargestellt sind. Abb. 5.21.2 zeigt eines der vier bis fünf bei Damasak N ausgebildeten Terrassenniveaus der Gleithangflächen mit jeweils ca. 1 m Höhenunterschied, die alle mit einem baumbestandenen Wall an der Kante abschließen und relativ steile Böschungen aufweisen.

Wie in Kap. 4.3.2 erwähnt, wurden zur Gewinnung von Höheninformationen auch stereophotogrammetrische Analysen an den die einzelnen Untersuchungsareale abdeckenden Luftbildern vorgenommen. Die dabei erzeugten digitalen Geländemodelle waren zwar von befriedigender Qualität^{5.19}, wurden aber dem eigentlichen Ziel, das in der Ausgliederung deutlich unterscheidbarer Terrassengenerationen bestand, dennoch nicht gerecht. Selbst die östlich des Bama Ridge zweifelsohne mehrstufigen Sequenzen wiesen keine eindeutigen Niveaus auf, denn die Geländeoberflächen sind, nicht zuletzt wegen postsedimentärer äolischer Modifikationen, relativ variabel. Histogramme aller für die Luftbildmosaik triangu-lierten Höhenwerte (hier nicht dargestellt) zeigten konsequenterweise weniger Abstufungen klar identifizierbarer einheitlicher Terrassenflächen als vielmehr flach ansteigende Kurven.

^{5.18} im Vordergrund Bewässerungsleitung

^{5.19} durchschnittliche Z-Wert-Abweichungen zwischen 1 und 2 m

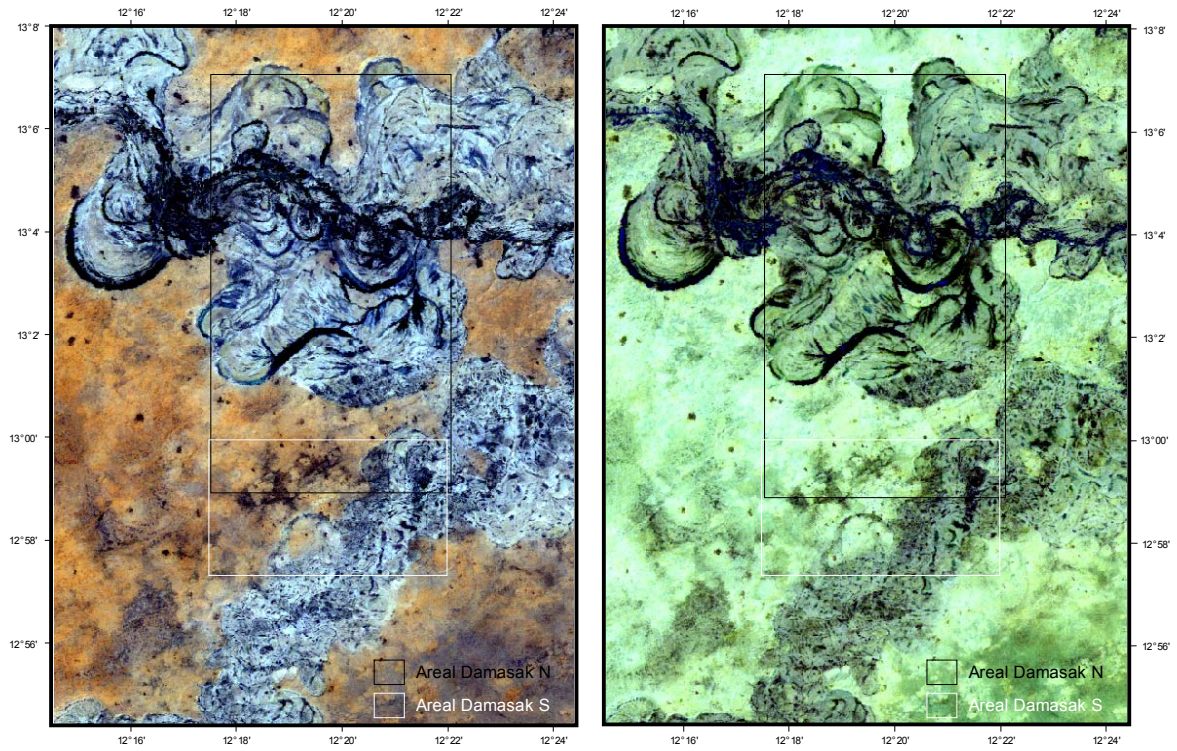


Abb. 5.22.1 und 5.22.2: Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Bandkombinationen 3-2-1 (R-G-B) und 7-5-4 (MIR-MIR-NIR), Ausschnitt ca. 18 x 24 km)

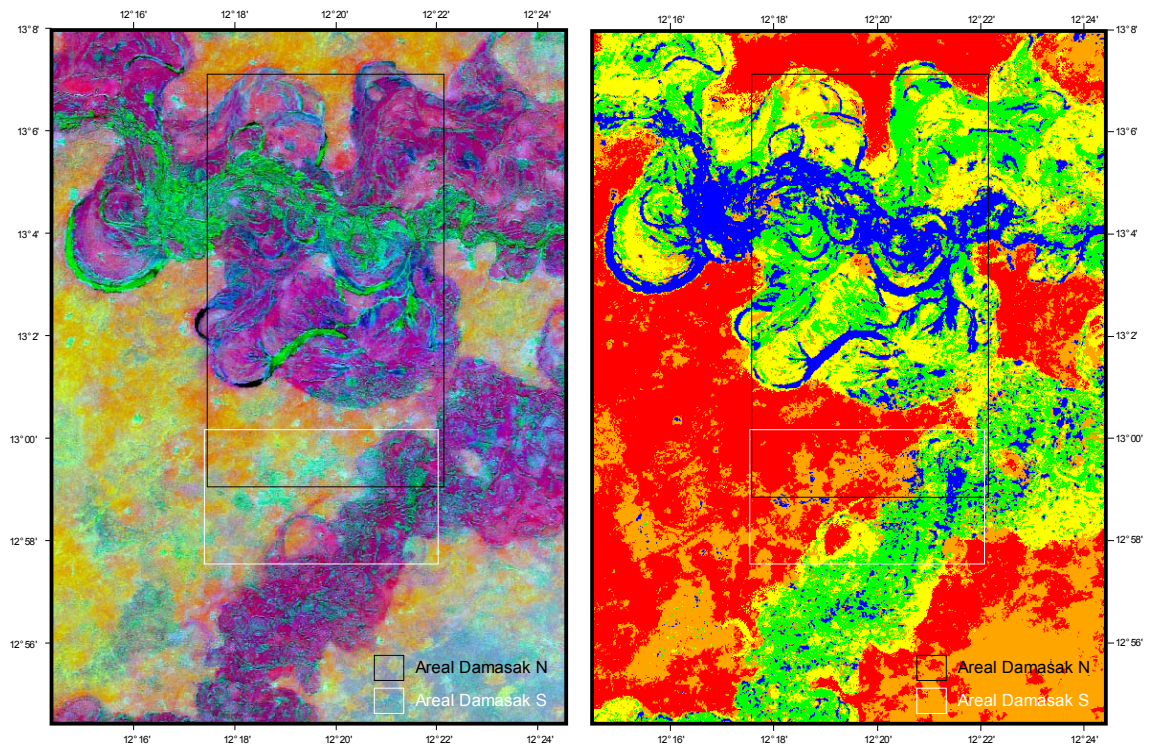


Abb. 5.22.3 und 5.22.4: Hauptkomponententransformation und unüberwachte Klassifikation der Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987 (Hauptkomponenten 1-2-3 und 5 Spektralklassen), Ausschnitt ca. 18 x 24 km)

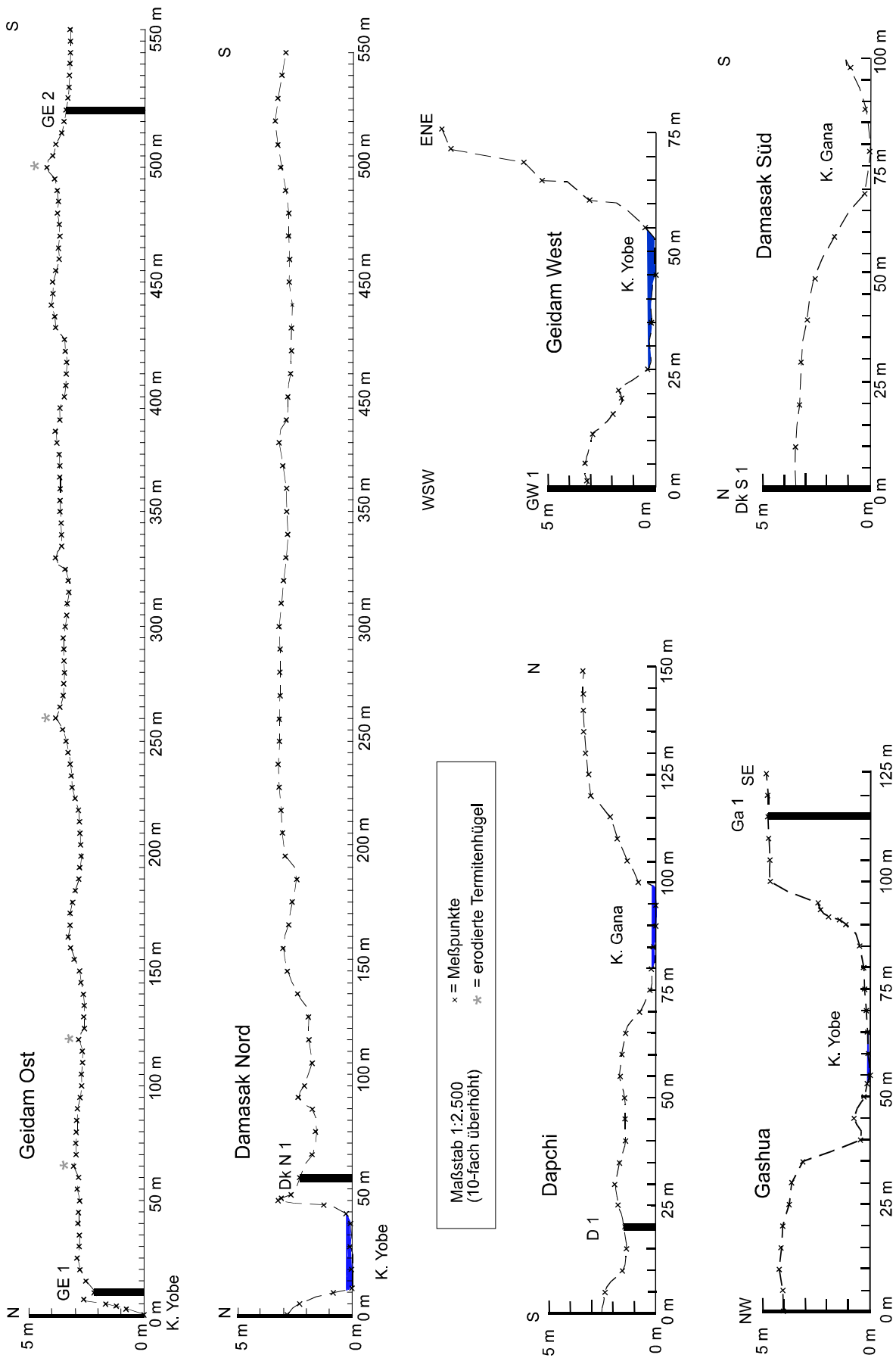


Abb. 5.23: Auentopographie im Umfeld der flussnahen Bohrstandorte

5.2.3 Gegenwärtige Morphodynamik

Unter flussmorphologischen Gesichtspunkten werden verschiedene Gerinne- bzw. Auentypen unterschieden, die im Allgemeinen durch den Charakter der mitgeführten Fracht prädestiniert sind (Kap. 3.2). In Abb. 5.24 ist das Schema von Rosgen (1994) dargestellt, das unter anderem den engen Zusammenhang zwischen Flusstyp und Gefälle herausstreicht. Die Mäandergeometrie des Yobe stimmt hinsichtlich ihrer Sinuosität relativ exakt mit dem E-Typ überein. Berücksichtigt man allerdings die kastenförmige Eintiefung des rezenten trockenzeitlichen Flusses nebst seinem Breiten-Tiefen-Verhältnis, werden Parallelen zu Typ F deutlich. Beide Flussformen repräsentieren einfache Gerinne mit 'riffle-pool'-Sequenzen im Längsverlauf, die bei einem geringen Gefällegradienten in ihren eigenen Ablagerungen mäandrieren.

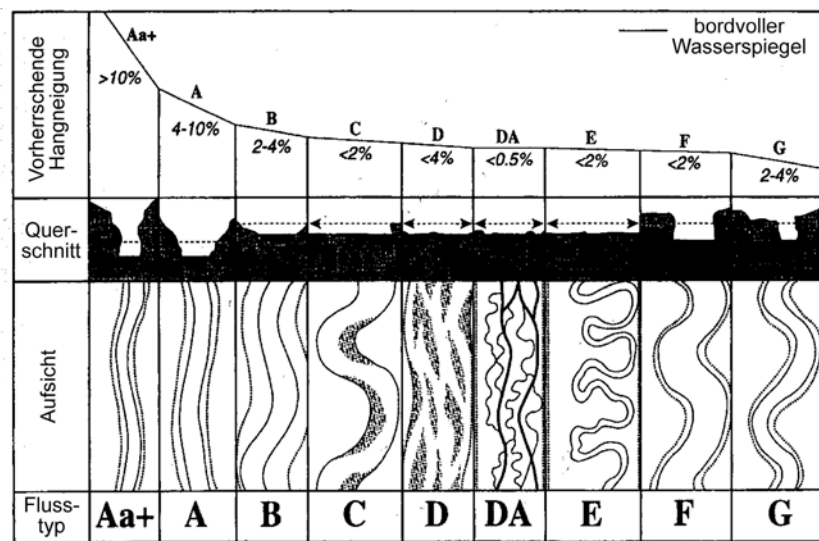


Abb. 5.24: Beispiel für ein Auentypen-Klassifikationsschema (Rosgen 1994 zit. in Thorne 1997: 213, verändert)

Die Transekte in Abb. 5.23 zeigen, dass die vertikalen Differenzen zwischen Niedrigwasserbett und bordvollem Wasserspiegel ungefähr zwischen 2 und 5 m liegen. Zur Zeit der saisonalen Hochflut findet zunächst unter Erhöhung der Transportkapazität eine verhältnismäßig starke Erosion der Prallhänge statt. Nach Überschreiten der Mittelwasserlinie erfolgt schließlich die Akkumulation eines Großteils des mitgeführten Materials im Levée-Bereich. Auch wenn Periodizität und Amplitude der Wasserstandsschwankungen heute stark durch anthropogene Eingriffe beeinflusst sind (Kap. 2.2.5), ist die Variabilität immer noch hoch, und die regenzeitlichen Überschwemmungen reichen insbesondere wegen der Auffüllung der Paläomäander regelmäßig bis zur Terrassenkante, wo sie sich, ebenso wie in anderen tiefer gelegenen Randsenken, schließlich bei sinkendem Flutniveau konzentrieren (vgl. Abb. 5.25). Obwohl das Wasser teilweise über spillways wieder in Richtung des Gerinnebetts abfließt, verbleibt es in den ausgedehnten Totwasserreservoirs im Allgemeinen bis weit in die Trockenzeit hinein. Mit sinkendem Wasserspiegel setzt im Flussbett vermehrt äolische Dynamik ein, und das geschrumpfte Gewässer mäandriert unter Deposition temporärer Ufersandbänke, welche oft in den eigentlichen Prallhangbereichen stattfindet, während die regenzeitlichen Gleithänge unterschritten werden.



Abb. 5.25.1 und 5.25.2: Altarm im Areal Geidam Ost zur Trocken- und Regenzeit^{5.20}

^{5.20} Der Standort ist nicht identisch.



Abb. 5.26.1 und 5.26.2: Unterspülter Termitenhügel als Zeiger des letzten Hochflutniveaus (Standort Dk N 1 b, Trockenzeit 2002) und Hochwasser im Untersuchungsgebiet Damasak Nord am 12.09.2001 (N 13° 3' 58.3" E 12° 20' 16.6")

Auch heute herrschen in der Komadugu-Aue wieder rhexistatische Verhältnisse, die sich zwar weitestgehend auf den eigentlichen Talbodenbereich beschränken, aber dennoch mit weit reichenden Veränderungen in Wasser- und Stoffhaushalt sowie der ökologischen Standortbedingungen einhergehen. Wie weit die Regenerationsfähigkeit des Systems davon tatsächlich tangiert wird, muß von Fall zu Fall geprüft werden, doch kann eine Entwicklung sicherlich bereits dann als problematisch begriffen werden, wenn sich die allogenen Effekte klimatischer Trends und anthropo-zoogenen Drucks auf die Ressourcen potenzieren. Daraus ergeben sich vor allem verringerte Abflussmengen und sinkende Grundwasserspiegel unter moderater Tiefenerosion des verschälerten trockenzeitlichen Gerinnebetts (vgl. IUCN 1997: 17), während allerdings ein gravierender Rückgang der überfluteten Flächen in den Untersuchungsarealen nicht unmittelbar offensichtlich ist. Partiiell grasbewachsene Sandbänke im Flussbett, die mit mobilen Dünen vergesellschaftet sind, haben, ebenso wie der eigentliche Gerinneverlauf bei Niedrigwasser, nach wie vor temporären Charakter (vgl. Abb. 5.27.1). Unter Abdämmung und Verkleinerung der Mäanderradien entwickeln sich dabei ausgesprochene braided-river-Eigenschaften. Diese zwischen Aufnahme der Luftbilder und dem Zeitpunkt der Geländearbeiten stetig vorangeschrittene, wenn auch reversible Transformation der Auengeometrie ist an den westlich und östlich gelegenen Standorten gleichermaßen zu beobachten. Sie ist unter anderem Indikator dafür, dass die Wasserbau-



Abb. 5.27.1 und 5.27.2: Aktuelle Laufabschnürung mit Sandbankbildung und degradierte Auenvvegetation im Areal Damasak Nord (Trockenzeitenaufnahmen)

maßnahmen im oberen Einzugsgebiet keinesfalls zu stabileren Abflussganglinien geführt haben, was in anderen Flusssystemen arider Räume häufig die gegenteilige Verschiebung zu trockenzeitlich mäandrierenden Regimes zur Folge hatte (z. B. Graf 1988 a: 202 ff.; Kap. 3.2).

In der rezenten Aue können abgestorbene Bäume, wie sie punktuell immer wieder zwischen Geidam und Damasak auftreten (vgl. Abb. 5.27.2), möglicherweise als Indikatoren für eine gegenwärtige Grundwasserabsenkung herangezogen werden. Der entscheidendere Faktor für Degradationserscheinungen der floodplain-Vegetation ist jedoch die intensive Nutzung, die sich vornehmlich in der Zerstörung der Gehölze niederschlägt. Diese fallen teilweise gelegten Feuern zur Anlage neuer Farmen zum Opfer, dienen als Brennholz oder (im Fall dorniger Sträucher) als Zäune, die Felder vor herumziehendem Vieh schützen sollen. Dabei sind die abiotischen Komponenten des Ökosystems im momentanen Stadium anthropogener Beeinflussung durchaus noch intakt, so dass keinesfalls von Desertifikation gesprochen werden kann (Kap. 2.1.4). Andere Verhältnisse herrschen in der reliktschen Überschwemmungsebene des Komadugu-Systems, wo der Bodenabtrag durch Wind oder Wasser in Abhängigkeit von den hangenden Substraten teilweise erhebliche Ausmaße angenommen hat.



Abb. 5.28.1 und 5.28.2: Zerstörte Vegetationsdecke an der Piste zwischen Damasak und Geidam (Trockenzeitaufnahme) und Sandsturmwalze im Vorfeld eines Starkregeneignisses (Aufnahme S. Kuhse zu Beginn der Regenzeit)

Erosive Sand- und Staubstürme stellen ein gängiges Phänomen kurz vor Beginn der ersten Starkregen dar (vgl. Abb. 5.28.2). Eigene Beobachtungen ergaben, dass dabei vor allen Dingen weißliche, vermutlich alluviale Sande bewegt werden, die sich deutlich von den meist rötlichen Decksedimenten der Niederterrasse abheben und somit entweder aus dem rezenten Flussbett^{5.21} oder aber lokalen Deflationsbereichen stammen, in denen bereits großflächig unverwitterte Sedimente aufgeschlossen sind. Während sich die zerstörte Vegetation in jeder Regenzeit aufs Neue regenerieren kann, liegt mit dem Verlust der stabilisierenden besser aggregierteren Oberböden eine dauerhafte Schädigung vor, indem in Zukunft von einer zunehmend sensibleren Reaktion auf die Windeinwirkung ausgegangen werden muss. Mobile Dünen kennzeichnen häufig die Terrassenkanten im Übergang zur rezenten Flutebene, aber auch Gegenden, welche anthropogen in besonders augenfälliger Weise beansprucht werden. Obwohl es sich gemäß demographischer Statistiken um spärlich besiedelte Gebiete handelt, sind die tatsächlichen Konzentrationen speziell semi-nomadischer Fulani-Hirten und folglich auch des Viehbesatzes teilweise außeror-

^{5.21} das ungefähr 5 km vom Standort der Betrachtung entfernt lag

dentlich hoch. So ist insbesondere in der Peripherie von Wasserlöchern und Rastplätzen der Herden die ursprüngliche Grasbedeckung komplett eliminiert (vgl. Kap. 2.1.4). Ein weiterer offensichtlicher Faktor sind die zahlreichen Pisten, auf denen sich vorrangig schwere Lastkraftwagen bewegen. Um nicht in bereits vorhandenen Fahrspuren stecken zu bleiben, wird üblicherweise auf bewachsenen Untergrund ausgewichen, so dass Pistenbreiten von > 1 km keine Seltenheit sind (vgl. Abb.5.28.1).



Abb. 5.29.1 und 5.29.2: Aquatische Erosion bei Geidam (oberhalb des Standorts G W 4)
(Aufnahmen vom Beginn der Regenzeit)

Auch in ebenen Bereichen mit quasi-lagunalen Ablagerungen ist das Mesorelief in Siedlungsnähe oft äolisch geprägt. Dabei bilden sich häufig Nebkha-Dünen aus allochthonem Material, wobei niedrig gewachsene Büsche als Sedimentfänger fungieren und somit Sandsockel entstehen. Charakteristischer sind allerdings Formen aquatischen Bodenabtrags, welcher sich ebenfalls vorwiegend im Umfeld größerer Städte abspielt. Die Ablagerungen neigen vor allem bei Schluff- und Feinsanddominanz zur Verschlammung, während der in dieser Klimazone häufig zu konstatierende Na^+ -Reichtum zusätzlich die Disper- sion von Tonen begünstigt (Kap. 8.2). Die mangelnde Infiltrationskapazität hat die Überstauung von Oberflächenwasser, flächenhafte Abspülungen^{5.22}, Tunnelerosion und Gully-Bildung zur Folge (vgl. Abb. 5.29). Das im alluvialen bzw. fluviolagunalen Milieu des Untersuchungsgebiets weit verbreitete Piping wird üblicherweise als entscheidende Vorstufe des linearen Abtrags angesehen. Die subkutanen Auswaschungsprozesse setzen an Trockenrissen, Wurzelbahnen und Tiergängen an, wobei die Röhren- bildung ebenfalls durch alternierende Schichten stark unterschiedlicher Permeabilität und einen hohen hydraulischen Gradienten begünstigt wird (vgl. Besler 1992: 75, Thomas 1997: 272). Der Prozess muss auch bei der Ansprache und faziellen Interpretation von Sedimentabfolgen berücksichtigt werden, da bei ungenügend dimensionierten Profilanschnitten solche verfüllten Röhren nicht immer zweifelsfrei zu identifizieren sind (vgl. Abb. 6.11).

^{5.22} Durch den Austrag von Pflanzensamen entstehen dabei häufig völlig vegetationsfreie Flächen (Heinrich 1995: 395; vgl. Abb. 5.5.1).

6 Sedimentologische Untersuchungen

In Kap. 4 wurden Ziele und Vorgehen bei den sedimentologischen Erhebungen bereits ausführlich geschildert. Die Analyse des rezenten Alluviums dient einer generellen petrographischen Charakterisierung sowie einer Korrelation mit dem vorliegenden Formenschatz (Kap. 5.2), wobei von einem starken systemimmanenten Zusammenhang ausgegangen werden kann. Die wichtigsten vorhandenen Toposequenzen sind durch Transekte abgedeckt und anhand der Luftbildkarten in Abb. 5.10 ff. nachzuvollziehen. Dieses Vorgehen ermöglicht sowohl den lithogenetischen Vergleich der Substrate innerhalb der einzelnen Untersuchungsareale als auch die Erfassung longitudinaler Gradienten über den Vergleich sämtlicher Typuslokalitäten (1er-, 2er-, oder 3er-Standorte; Kap. 4.4) im Arbeitsgebiet. Nochmals entscheidender ist die Gegenüberstellung mit dem älteren Alluvium, dem aufgrund seiner großflächigen Verbreitung, der abweichenden Bildungsbedingungen und allgemeinen landschaftshistorischen Relevanz eine zentrale Bedeutung zukommt (Kap. 5.1.2). Außerdem soll eine weitestgehende Abgrenzung der Alluvionen gegenüber im System gleichfalls vorhandenen Flugsanden erfolgen, wenn auch eine sichere Ansprache wegen der in semiariden Talsystemen typischerweise intensiven Verschneidung fluvialer und äolischer Ablagerungen als relativ problematisch einzustufen ist (vgl. Mensching 1979: 77).

Tab. 6.1 gibt einen Überblick über verschiedene lithofazielle Charakteristika, die unter günstigen Bedingungen als Klassifizierungskriterien stratigraphischer Einheiten hinsichtlich Ablagerungs- und Transportmedium herangezogen werden können. Die bei weitem wichtigste Eigenschaft der Sedimente stellt ihre Korngrößenzusammensetzung dar (vgl. Kap. 3.2), weshalb in Kap. 6.1 detaillierte Texturanalysen^{6.1} dargelegt werden. In Kap. 6.2.1 folgen quarzmorphoskopische Betrachtungen weiterer bedeutender Parameter der primären Sedimentstruktur ausgewählter Klasten. Die mineralogische Zusammensetzung gibt zusätzliche Hinweise zur Herkunft des Materials und betrifft im gegebenen Fall vor allem die Schwerminerale als dominante Fremd Beimengung der überwiegend quarzhaltigen Sedimente (Kap. 6.2.3). Bei allen Untersuchungen ist aufgrund wiederholter Aufarbeitungen der Substrate von einer partiellen Vererbung von Korneigenschaften auszugehen, welche dann nur noch eingeschränkte Indikatorfunktionen für das zu untersuchende Sedimentationsmilieu besitzen. Die diesbezüglich zuverlässigere Ansprache von Schichtungsmerkmalen und anderen weiterführenden Kennzeichen der fluvialen Architektur (Kap. 3.3) konnte ebenfalls nur punktuell durchgeführt werden (z. B. Kap. 6.1.2.4).

^{6.1} Der Begriff Textur wird häufig auch auf die geometrische Anordnung von Körnern bezogen (Kap. 3.2), beschränkt sich an dieser Stelle allerdings auf ihre granulometrischen Eigenschaften.

Tab. 6.1: Überblick potentieller Unterscheidungskriterien äolischer und alluvialer Fazies (nach Allen 1970, Einsele 2000, Reineck & Singh 1975, Sarnthein 1982, Thomas 1997, Von Engelhardt 1973)

Sedimenteigenschaft	Transportweise resp. Ablagerungsbedingungen
Korngrößenverteilung	<p>äolisch: Spektrum reicht im Allgemeinen von Grobschluff bis Grobsand, mehrheitlich Fein- und Mittelsand (100 – 500 µm), Median meist zwischen 200 und 250 µm, Schluff + Ton < 25 %, Häufigkeitsverteilung oft unimodal mit leicht positiver Schiefe</p> <p>fluvial: im Regelfall gesamtes Spektrum mit charakteristischen Beimengungen von Feinmaterial, Häufigkeitsverteilung oft bimodal mit stark variabler Schiefe</p> <p>andere: im Vergleich meist deutlich gröber (litorale Sande) bzw. feiner (lagunale Schluffe und Tone) als oben genannte Fazies</p>
Sortierung	<p>äolisch: gut bis extrem gut (durch Saltation), in Ausnahmefällen auch schlecht</p> <p>fluvial: sehr gut bis sehr schlecht je nach Subfazies, meist relativ gut innerhalb der Sandfraktion</p>
Rundung	äolisch deutlich besser als fluvial , vor allem bei Körnern > ca. 30 µm
Kornoberflächen	<p>äolisch: deutlich mattiert (Saltations-Einwirkung), V-förmige Schlagnarben und andere typische Muster bei Betrachtung durch das Elektronenmikroskop, bei älteren Sanden oft durch Zementierungen/Fe-oxidische Kornhüllen kaschiert</p> <p>fluvial: vorwiegend glänzend</p>
Leichtminerale	äolisch: im Allgemeinen glimmerfrei (wegen anderem Verhalten der Körner beim Windtransport), jedoch hohe Feldspatgehalte möglich (Quarzdominanz meist aufgrund von Vorverwitterung des Substrats)
Schwerminerale	äolisch: kleinere Größenunterschiede zw. sedimentierten Quarz- und Schwermineralkörnern als im alluvialen Milieu
Schichtung	<p>äolisch: teilw. Laminierungen und/oder Kreuzschichtungen ähnlich wie bei alluvialen Fazies (Einfallswinkel ca. 30°, aber oft mehrere Meter mächtig)</p> <p>fluvial: in der Regel gradiert (Unten-grob-Zyklen unterschiedlicher Mächtigkeit)</p> <p>andere: lakustrine/deltaische Fazies oft Oben-grob-Schichtungen</p>

6.1 Granulometrische Befunde

6.1.1 Grundzüge der Sedimentstatistik

Statistische Beschreibungen der Fraktionierung von Korngemengen unterlagen einem jahrzehntelangen Boom^{6.2}, der durch die schrittweise Entwicklung verbesserter bzw. vereinfachter Skalen forciert wurde (vgl. Miall 1996: 18). Die Korngrößeneinteilung im anglophonen Raum geht auf Udden (1898, 1914) und Wentworth (1922) zurück und basiert auf dem Faktor 2, so dass man, ausgehend von 1 mm, durch Verdoppelung bzw. Halbierung die weiteren Klassengrenzen erhält. Dies trägt unter anderem der Beobachtung Rechnung, dass geringfügige Änderungen in den feineren Fraktionen von größerer lithogenetischer Bedeutung sind als am anderen Ende des Spektrums. Krumbein (1934) entwickelte die dimen-

^{6.2} verstärkt in den 60er und 70er Jahren

sionslose geometrische phi-Skala als negative logarithmische Transformation der Wentworth-Skala^{6.3}, die in der modernen Sedimentstatistik herkömmliche mm-Einteilungen weitestgehend ersetzt hat (vgl. Kap. 4.6.1). Die Fraktionsgrenzen sind somit durch ganze Zahlen repräsentiert; 0 markiert das 1-mm-Limit, wobei den kleinsten Korngrößen die größten phi-Werte bzw. den größten Korngrößen negative phi-Werte entsprechen (vgl. Abb. 4.4). Dabei ergeben sich üblicherweise log-normale Verteilungen der Körnungen, die eine einfache Darstellung auf arithmetischem Papier und leichte Interpolationen statistischer Parameter ermöglichen (vgl. Graf 1988 a: 115). Problematisch ist die Übertragbarkeit skalierten Daten, vor allem wenn sich, wie bei der hiesigen Arbeit, andere Erhebungen im vorliegenden Großraum der gemäß DIN-Praxis üblichen Einteilung bedienen, doch gilt diese Einschränkung auch in umgekehrter Richtung (vgl. Kap. 4.6.1).

Da es sich bei den sedimentologischen Untersuchungen nicht um Zufallsbeprobungen, sondern um systematisch ausgewählte Standorte handelte, können streng genommen nur Anwendungen aus dem Bereich der deskriptiven Statistik zum Zuge kommen. Zur Erkennung von Kausalitäten und Mustern existieren uni- bis multivariate Verfahren, wobei letztere zur Analyse komplexer parametrischer Zusammenhänge angewendet werden. Clusteranalysen *sensu stricto*, mit denen Ähnlichkeiten zwischen Variablen und/oder Proben herausgearbeitet werden, finden eher bei mineralogischen, geochemisch orientierten Fragestellungen Anwendung, während die Sedimentpetrographie kein klassisches Feld der multivariaten Statistik darstellt. Neben der Trivialität vieler Korrelationen liegt dies nicht zuletzt an der herausragenden Bedeutung der qualitativen Auswertung, welche auch bei komplizierteren statistischen Operationen weiterhin im Zentrum steht. Mittlerweile wächst selbst die Kritik an univariaten Verfahren (s. u.), was jedoch deren Nutzen bei der Aufbereitung und Darstellung größerer Datenmengen keinesfalls in Frage stellen kann.

Die Bodenarten von Sedimentproben stellen prozentuale Häufigkeitsverteilungen dar, die entweder graphisch dargestellt oder durch aus den Rohdaten errechnete Kenngrößen charakterisiert werden können. Man unterscheidet Lage- oder Mittelungsparameter, die beispielsweise zentralste oder häufigste Werte betreffen, Variations- bzw. Streuungsmaße sowie Zahlen zur weiteren Kennzeichnung des Verteilungstyps. Voraussetzung zur Anwendung solcher Maßzahlen ist, dass die Daten einer Gauß'schen Normalverteilung angenähert sind oder aber mittels log-Transformation in eine entsprechende Kurve überführt werden. Bei der visuellen Interpretation ist kumulativen Summenkurven insoweit der Vorzug zu geben, dass bestimmte Häufigkeitsanteile (Perzentile) direkt abgelesen werden können, doch auch Histogramme sind eine gängige, da inhaltlich korrektere Präsentationsform, indem sie die Fraktionierung der Daten hervorheben.

Für direkte numerische Vergleiche findet die so genannte Moment-Methode Verwendung. Erstes Moment ist die mittlere Korngröße (arithmetisches Mittel), danach folgt die Sortierung bzw. Streuung der Korngröße (am häufigsten in Form der Standardabweichung) ferner die Asymmetrie der Kurve (Schiefe oder 'skewness'), die die Sortierung in Richtung der Kurvenenden vergleicht, und schließlich als viertes Potenzmoment die Kurtosis (auch als Gipfeligkeit, Exzess oder Wölbung bezeichnet) als Grad der Konzentration der Körner um den Modalwert. Da ursprüngliche Formeln nur für ausgesprochene

^{6.3} $\phi = -\log_{2d}/d_0$; d_0 = Durchmesser des 1-mm-Korns

Normalverteilungen konzipiert sind, wird hier der Methodik von Folk & Ward (1957) gefolgt, welche die Kurvenenden einbezieht. Unter anderem umfasst der in Abb. 6.1 aufgeführte Sortierungskoeffizient ein deutlich breiteres Spektrum als die konventionelle Standardabweichung mit 68 % (1σ), da er auf 90 % der Häufigkeitskurve ausgedehnt ist. Die Schiefe wird als positiv oder linkssteil bezeichnet, wenn sie in Richtung der feinen Bodentextur gerichtet ist, und vice versa. Bei besonders stark bzw. schwach ausgeprägtem Exzess nennt man eine Kurve leptokurtisch (positiv exzessiv) resp. platykurtisch (negativ exzessiv).

Einfache Ableitungen aus Verteilungsparametern führen nicht immer zu soliden Erkenntnissen, sondern können auch Fehlschlüsse provozieren. Sehr ausführliche Erläuterungen zu diesem Aspekt sind bei Folk (1980: 3 ff.) oder auf diesbezüglichen Websites (Kap. 12.2.1) nachzulesen. Die **mittlere Korngröße**, die die Kompetenz des Transportmediums reflektiert, kann unter Umständen charakteristisch für Ablagerungsbedingungen sowie die durchschnittliche kinetische Energie des betrachteten Systems sein, doch sind dabei die Überschneidungen immens. Normalerweise wird die mineralische Bodensubstanz mit zunehmender Entfernung zum Quellgebiet feiner; allerdings müssen bei diesbezüglichen Pauschalisierungen stets auch andere potentielle Faktoren berücksichtigt werden (z. B. Materialverfügbarkeit, lokale Variablen, Einfluss durch Tributäre). Gerade bei Alluvionen gilt, dass gröbere und feinere Gemische oft in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander zu finden sind. Das so genannte 'downstream fining', das im Fall von Strombetsedimenten zweifelsohne häufig vorliegt und sich bei gröberen Ausgangsmaterialien stärker auswirkt als bei bereits relativ feinkörnigen, wird weniger mit Abrasion als vielmehr mit einer selektiven hydraulischen Sortierung erklärt, da der Transport feiner Klasten weniger abhängig von der Stärke der Strömung ist.

Demnach ist die **Sortierung** antiproportional zur mittleren Korngröße, was jedoch wiederum eine nur bedingt zulässige Generalisierung darstellt. Definitiv sind die beiden Maße korreliert, wobei die Standardabweichung bei siltig-tonigen Substraten normalerweise wieder zunimmt, so dass maximale Sortierungen im Feinsandbereich ($2 - 3 \phi$) beobachtet werden. Die longitudinale Zunahme des Sortierungsgrades ist somit weitestgehend abhängig vom bereitgestellten Material, während örtliche Gradienten zumeist prozessgebunden sind. Die Sortierung kann darüber hinaus als Zeiger für die Variabilität und Effizienz der Transportbedingungen fungieren, wobei konstante Strömungen zu den geringsten Streuungen führen. Ausführliche Erläuterungen der unterschiedlichen Segregationsprozesse sind bei Whiting (1996: 223) nachzulesen. Allgemein steht der Sortierungsgrad im Fokus vieler faziologischer Interpretationen, da er die Ablagerungsbedingungen sowie den Reifegrad von Korngemischen besonders gut reflektiert. Hinsichtlich **Schiefe** und **Kurtosis** kann generell konstatiert werden, dass jegliche Abweichung von der Normalverteilung einen Indikator für multiple Sedimentquellen darstellt. So sind selektive Transportbedingungen ein möglicher Grund für asymmetrische, aber vor allem auch für polymodale Kurven. Extreme Werte der Kurtosis geben eventuell zusätzliche Hinweise darauf, dass Substrate unterschiedlich starker Vorsortierung vermischt worden sind^{6.4}.

^{6.4} Ansonsten hat die Gipfeligkeit laut Aussagen der meisten Autoren keine besondere Bedeutung für lithogenetische Auslegungen.

mm	ϕ	Kürzel	Momentberechnung nach Folk & Ward (1957: 12 ff.)	
bis 2	-1	ggS	Mittel	$= \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
1	0	(f)gS	Sortierung	$= \frac{\phi_{16} + \phi_{84}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$
0,5	1	mS	Schiefe	$= \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$
0,25	2	(g)fS	Kurtosis	$= \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
0,125	3	ffS		
0,063	4	ggU		
0,032	5	(f)gU		
0,016	6	mU		
0,008	7	(g)fU		
0,004	8	ffU		
0,002	9	T		

ϕ 16 etc. stehen für die entsprechenden Perzentile, d. h. die phi-Werte, die x % am groben Ende der Skala vom Rest der Population separieren.

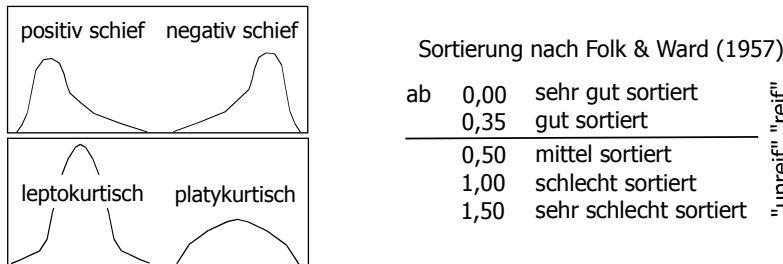


Abb. 6.1: Wichtige Daten und Kennzeichen von Kornverteilungen

Alle vier Parameter wurden von Folk & Ward (1957) in standardisierte Klassen eingeteilt (z. B. fünf Klassen für sehr gut bis sehr schlecht sortierte Klasten; vgl. Abb. 6.1). Um weitergehende Aussagen aus der Bodenart abzuleiten, bildet man häufig Quotienten, die sich sowohl auf bestimmte Kornfraktionen (wie die U/T-Ratio als Indikator für Verwitterungsbedingungen) oder aber verschiedene Potenzmomente der Verteilung beziehen. So können in bivariaten Diagrammen unter anderem Schiefe, Sortierung und Mittelwert gegeneinander abgetragen und auf Korrelationen überprüft werden. Entsprechende Quotienten sind dann ebenso wie Primär- oder Sekundärdaten weitergehend graphisch zu verarbeiten^{6.5} und können ihrerseits aufgrund möglicherweise markanter Verteilungen Auskunft über die Vorzeitbedingungen geben. Der Trend zu solchen ausführlicheren statistischen Erhebungen hat mittlerweile jedoch wieder stark nachgelassen, da sie hinter den ehemals in sie gesetzten Erwartungen zurückblieben bzw. recht unterschiedliche Einschätzungen bezüglich ihres Nutzens existieren (vgl. Boggs 1995: 72).

Einer der meist diskutiertesten bivariaten Plots, an dem sich auch ein Hauptteil allgemeiner Kritik am Nutzwert deskriptiver Sedimentstatistik entzündete, ist das response- bzw. Reaktionsdiagramm nach Besler (1983). Darin wird der Sortierungsgrad gegen die mittlere Korngröße^{6.6} abgetragen, was erstmals von Friedman (1961) zur textuellen Diagnostizierung äolischer, fluvialer und litoraler Sande eingesetzt wurde, wobei jedoch ein breiter Überlappungsbereich offenkundig war. Besler wandte sich insbesondere diesem zu und erweiterte die Anwendung des Diagramms um die Differenzierung stabiler, mobiler und residualer Sande in diversen ariden Regionen. Sie stellte dabei ihrerseits starke Überlagerungen der verschiedenen Sedimentprovinzen fest und relativierte die Gültigkeit des Diagramms für Barchan-Sande, welche keine typischen Korngrößenkurven aufweisen (Besler 1983 a: 11). Mittlerweile wurden auch von anderen Autoren^{6.7} vor allem die Defizite des Verfahrens aufgegriffen, da seine Anwendung gerade

^{6.5} z. B. Mittelwert der Schiefe oder Standardabweichung der Kurtosis für sämtliche Proben o. ä.

^{6.6} beides nach Folk & Ward (1957)

^{6.7} Harmse & Swanevelder 1988, Livingstone 1989, Thomas 1986, Vincent 1985 u. 1988

bei bimodalen Verteilungen zu offensichtlich falschen Ergebnissen führt, was jedoch bei der deskriptiven Statistik, wie sie beispielsweise von Folk & Ward (1957) entwickelt wurde, generell der Fall ist (Vincent 1985: 121). Doch auch das Konzept der äolischen Stabilität, mit welchem zunächst Voraussagen zukünftiger Mobilisierungen von Sanden bei Vegetationsdegradationen möglich schienen (Besler 1983 b: 287), erscheint zweifelhaft, da granulometrische Charakteristika für die Empfindlichkeit gegenüber rezenter Windeinwirkung nicht zwangsläufig entscheidend sein müssen. Auch als adäquates Werkzeug für ablage- rungsgeschichtliche Untersuchungen dürfte das response-Diagramm nicht unbedingt geeignet sein (Livingstone 1989: 501). In Kombination mit Feldbefunden und darauf basierenden (korrekten) Ableitungen kann das Modell allerdings durchaus auf eine konkrete Geländesituation zutreffen, doch sollten diesbezügliche Aussagen stets einer kritischen Prüfung unterzogen werden. Dieses gilt mehr oder weniger auch für alle weiteren Kombinationen statistischer Parameter und Techniken.

6.1.2 Standörtliche Erhebungen

6.1.2.1 Überblick

Zur exakten und detailgetreuen granulometrischen Analyse aller beprobten Sedimente wurden die Gesamtspektren der vorgefundenen Korngemenge zunächst standortweise beschrieben (Kap. A-2) und in ihren Tiefenverteilungen als Balkendiagramme abgebildet (Kap. A-3). Aufgrund der ausgesprochenen Dominanz der Sandgehalte und ihrer daraus abzuleitenden Bedeutung bei der Interpretation der reduzierten Spektren wurde die Terminologie der Bodenarten in Anlehnung an AG Boden (1994: 136) modifiziert. Indem die dominanten Unterfraktionen, auch in Form akzessorischer Beimengungen bei Lehmen, Schluffen oder Tonen, in die Benennung einfließen (z. B. fS, fSms oder Ulfs; vgl. Kap. A-2), sind insbesondere reine Sande besser differenzierbar. Überwog innerhalb des Feinsandes entweder der grobe oder der feine Feinsand mit über 75 % an der gesamten Bodenartenuntergruppe, wurden die entsprechenden Kürzel verwendet (z. B. Ulfs oder Ulgfs, während in dem Gemisch Ulfs keine der beiden dermaßen eindeutig vorherrscht). Da die Verwendung der phi-Skala, gemessen an der DIN-Skala, den Mittelsand zugunsten des Grobsandanteils beschneidet, können Gemische wie gSfs entsprechend häufiger vorkommen als im Rahmen der deutschen Einteilung, wo dasselbe Substrat eventuell als mSfs angesprochen würde. Dies muss vor allem beim Vergleich der Ergebnisse mit anderen Arbeiten beachtet werden. Selbiges gilt für die Siltfraktion, die aufgrund ihrer vergleichsweise geringen Bedeutung für die vorliegende Studie nur in Form von drei anstatt der bei der phi-Skala üblichen fünf Unterfraktionen erfasst wurde^{6,8}.

Im Anschluss an nach Einzelstandorten differenzierte Darstellungen wurden aus allen Bodenarten arithmetische sowie log-transformierte Histogramme generiert (nicht dargestellt), um sie auf Basis der Modalitäten der Verteilungskurven auf ihre Eignung zur Anwendung weitergehender statistischer Techniken zu überprüfen. Von insgesamt 361 zur Auswertung herangezogenen Proben erwiesen sich dabei 325 (90 %) als bimodal mit primären Maxima im (zumeist feineren) Sandbereich und sekundären Tonbeimengungen, wie sie für Alluvionen mit 'mixed-load'-Charakter typisch sind, aber durchaus auch von

^{6,8} Zur Wahrung der Äquidistanzen müssen diese dann allerdings in Diagrammen und bei Momentberechnungen gesplittet werden (z. B. je 1 % ggU und gU anstelle gemessener 2 % Gesamt-gU).

faziesunabhängigen Bodenbildungen herrühren können. 11 weitere Gemische kann man als unimodal ansprechen, da ihre Kolloidanteile deutlich unter 1 % liegen. Die übrigen 25 sind sowohl in der arithmetischen als auch der log-transformierten Verteilung multimodal mit geringfügigen tertiären Maxima. Bei diesen Proben handelt es sich entweder um (lehmige) Tone, Sande mit signifikantem Grobkornanteil, aber auch um relativ schlecht sortierte Gemenge, deren diverse Häufigkeitsmaxima sich teilweise aus der konkreten Skaleneinteilung ergeben. Allgemein ist die Bimodalität ein valider Zeiger für die Mischung von Kornpopulationen verschiedener Bildungsprozesse inklusive postsedimentärer Einflüsse, wie z. B. äolischer Ein- und Austräge, und sollte daher bei weitergehenden Interpretationen detaillierter beachtet werden. Einfache Texturauswertungen wie die nach Folk & Ward (1957) bieten sich nicht an, da sie zur Ableitung künstlicher Modi führen. Im gegebenen Fall wurden zur Generierung unimodaler Kurven die Tongehalte herausgerechnet und nurmehr die S-U-Gemenge zur Moment-Statistik und der Ermittlung relativer Unterschiede herangezogen. Ausgenommen blieben insgesamt 22 Proben reiner, schwach schluffiger und lehmiger Tone. Separat in Abb. A-1 – A-39 dargestellt und ausgewertet wurden bestimmte Ratios wie das gfS/ffS -Verhältnis zur Betrachtung regionaler Unterschiede, das ffS/gU - als höchstwahrscheinlich korrelierte Größe ebenso wie das $gU/(mU+fU)$ -Verhältnis zur möglichen Differenzierung von Transportprozessen und das bereits erwähnte U/T -Verhältnis zwecks pedogenetischer Befunde^{6,9}. Selbst wenn sich daraus keine grundlegenden Erkenntnisse für eine Faziesklassifizierung ergeben, können relative Schwankungen der genannten Modalgrößen bestimmte Mutmaßungen eventuell unterstützen bzw. in Frage stellen.

Die Gesamtheit aller entnommenen Proben ist in Abb. 6.15.1 – 6.16.2 in Form von Dreiecksdiagrammen^{6,10}, getrennt nach Standorten auf jüngerem und älterem Alluvium, dargestellt. Die darin vorgenommenen Faziesableitungen werden in Kap. 6.1.3 diskutiert, weshalb die Diagramme auch erst an dortiger Stelle abgebildet sind. Abb. 6.15.2 und 6.16.2 demonstrieren die Verteilung innerhalb der Sandfraktion^{6,11}, wobei die fünf ursprünglichen phi-Klassen darstellungshalber wieder zu dreien zusammengefasst wurden. Auf den ersten Blick fällt die starke Dominanz sandreicher Substrate und bei diesen wiederum eine explizite Konzentration im Feinsandbereich auf. Abgesehen davon herrscht insgesamt eine relativ große Streuung des gesamten Spektrums ohne auf den ersten Blick offensichtliche Clusterungen vor. Sämtliche Bodenarten außer schwach sandigem Ton, reinem, schwach und mittel tonigem Schluff sowie stark schluffigem Sand sind mehrfach vertreten; bei den Sandgemischen fehlt (vermutlich skalenbedingt) der grobsandige Mittelsand. Pauschal können bereits viele der Proben aufgrund ihrer granulometrischen Zusammensetzung klar als fluvigen ohne eindeutig abzugrenzende Subfazies eingestuft werden. Die bereits attestierte Bimodalität der meisten Sedimente, die insbesondere durch die x-Werte in Abb. 6.15.1 und 6.16.1 ausgedrückt wird, weist auf das gleichzeitige Vorliegen von Boden- und Suspensionsfracht hin, wofür jedoch der allochthone Charakter des Tons außer Frage stehen muss (Kap. 8.3). Beim psammitisch geprägten Gros der Proben stellt sich wiederum die bereits mehrfach artikulierende Frage einer praktikablen Abtrennung von äolischen Ablagerungen innerhalb des Komadugu-Systems.

^{6,9} Zur besseren graphischen Visualisierung wurden die Ratios durch ihr arithmetisches Mittel geteilt, welches durch die vertikale Linie in den entsprechenden Diagrammen angezeigt wird.

^{6,10} hier, wie bei den Bodenartenbezeichnungen generell, die in Deutschland übliche Variante

^{6,11} Ausgenommen sind die im letzten Abschnitt erwähnten 22 tonigen Proben, für welche der Sand lediglich untergeordnete Bedeutung hat.

So können bislang allenfalls Mutmaßungen bezüglich der unterschiedlichen Transportarten auf Basis der gegebenen Maximal- bzw. Modalgrößen angestellt werden.

6.1.2.2 Einzelprofile

Das Vorgehen zur weitestmöglichen Faziesidentifikation gründet vornehmlich auf den Geländebefunden, die die umfassendsten Einblicke bezüglich des Ablagerungsmilieus gewährleisten. Laboranalytik und deskriptive Statistik können die dabei gewonnenen Erkenntnisse allerdings präzisieren, indem Unklarheiten minimiert und generelle Aussagen durch Grenzwerte sowie Maßzahlen der Moment-Methodik untermauert werden. Die sedimentpetrographischen Ergebnisse sind nachfolgend, gegliedert nach Untersuchungsarealen und relativen Positionen innerhalb der Auentopographie (vgl. Tab. 4.3), resümiert und können ansatzweise anhand der Profilzeichnungen in Abb. 6.2 ff. nachvollzogen werden. Es wird in diesem Rahmen jedoch ausdrücklich auch auf die detaillierten Beschreibungen der Einzelprofile gemäß litho- und pedogenetischer Kriterien sowie die graphischen Darstellungen der Korngrößentiefenverteilungen und diverser statistischer Parameter verwiesen, die sich aufgrund ihres beträchtlichen Umfangs im Anhang befinden (Kap. A-2 u. A-3). Viele der lithofaziellen Ansprachen haben notgedrungen spekulativen Charakter und werden, ebenso wie die gesicherten Befunde, im Anschluss einer vergleichenden Auswertung unterzogen (Kap. 6.1.3).

Areal Dapchi: Die Sedimente des Profils D 1 wurden als Hochflutlehm über Uferbanksedimenten angesprochen. Die relativ tonreichen, teils gebänderten Ufersande stellen aller Wahrscheinlichkeit nach zwei jeweils ca. 3 m mächtige, gradierte point-bar-Sequenzen dar, in denen sporadisch auch Flussbettkiese und gerinnebettbürtige Tonlinsen vertreten sind^{6.12}. Es handelt sich konsequenterweise um relativ junge, rasch sedimentierte Fazies des rezenten Alluviums. In D 2 sind vermutlich ebenfalls Flussbett- bis Hochflutsedimente inkorporiert, die möglicherweise wiederum aus zwei Paketen zusammengesetzt sind. Ihre Mächtigkeit scheint mit der subrezentem Gewässertiefe des Komadugu Gana zu korrespondieren. Ungewöhnlich ist die große Spannbreite der Körnung sowie die ausgeprägte Bimodalität an der Basis der hangenden Ablagerung, die sich im Skelettanteil des ansonsten relativ feinen Substrats manifestiert. Siltig-tonige Hochflutfazies, wie sie möglicherweise in benachbarten swale-Positionen liegen, wurden nicht erbohrt. Die obere Hälfte des am Standort D 3 gezogenen Kerns enthält nach oben feiner werdende backswamp-Sedimente, die die Verlandung des Mäanderbogens nachzeichnen. Darunter finden sich Strombettssedimente aus dessen aktiver Phase, für die auch an dieser Stelle die Mischung von Klasten des groben und des feinen Skalenendes kennzeichnend ist. Die offensichtliche Wechsellagerung weist auf die Existenz einiger Hiaten hin, während die liegenden Mittelsande nicht ohne weiteres zu kategorisieren sind und unter Vorbehalt als lokal verspülte Flugsande angesprochen wurden. Die Sondierung D 4 brachte stark pelitisch dominiertes älteres Alluvium zutage, was angesichts der Situation im gesamten Arbeitsgebiet außergewöhnlich ist und auch deutlich vom Resultat einer zu einem früheren Zeitpunkt in unmittelbarer Nähe abgeteufte, nicht beprobte Bohrung abweicht. Somit haben die vertikal akkumulierten Tone und Schluffe höchstwahrscheinlich örtlichen Charakter und gehören keiner großräumig verbreiteten lagunären Fazies an. Die hangenden Straten unterlagen vermutlich einem äolischen Materialeintrag sowie postsedimentären Umlagerungen durch Wasser und/oder Wind, während

^{6.12} Dies war insbesondere in einer ersten, nicht beprobten Sondierung der Fall (Kap. A-2).

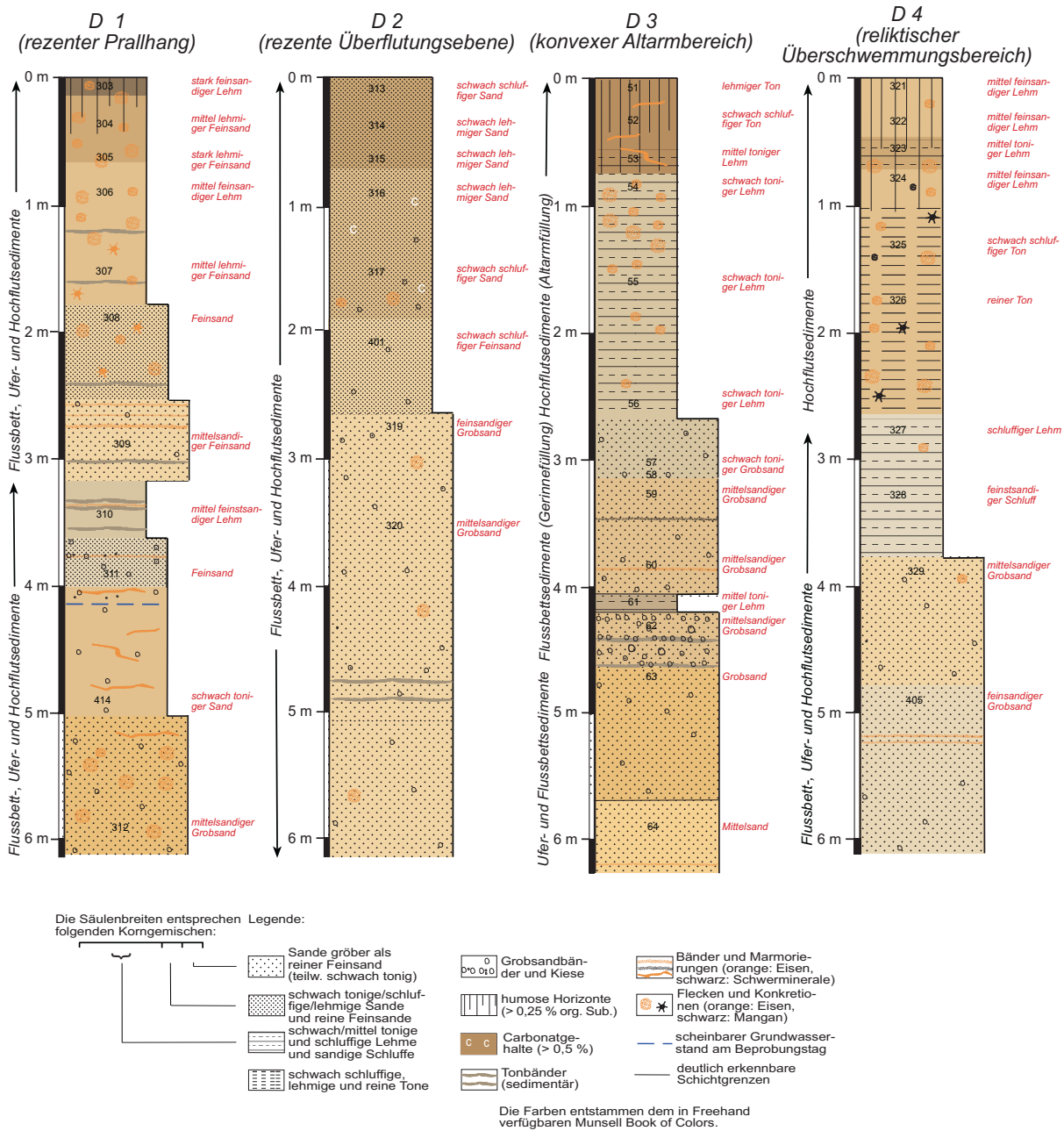


Abb. 6.2: Graphische Darstellung der Profile Dapchi 1 bis 4^{6.13}

^{6.13} Aufgrund des exemplarischen Charakters der Catenen, die teilweise erhebliche Horizontalabstände zwischen den Einzelstandorten aufweisen, und der vor dem Hintergrund fluvialer Architektur ohnehin unwahrscheinlichen Möglichkeit von Schichtkorrelationen (vgl. Fußnote 4.2) wurden die Profilzeichnungen bewusst nicht miteinander verbunden.

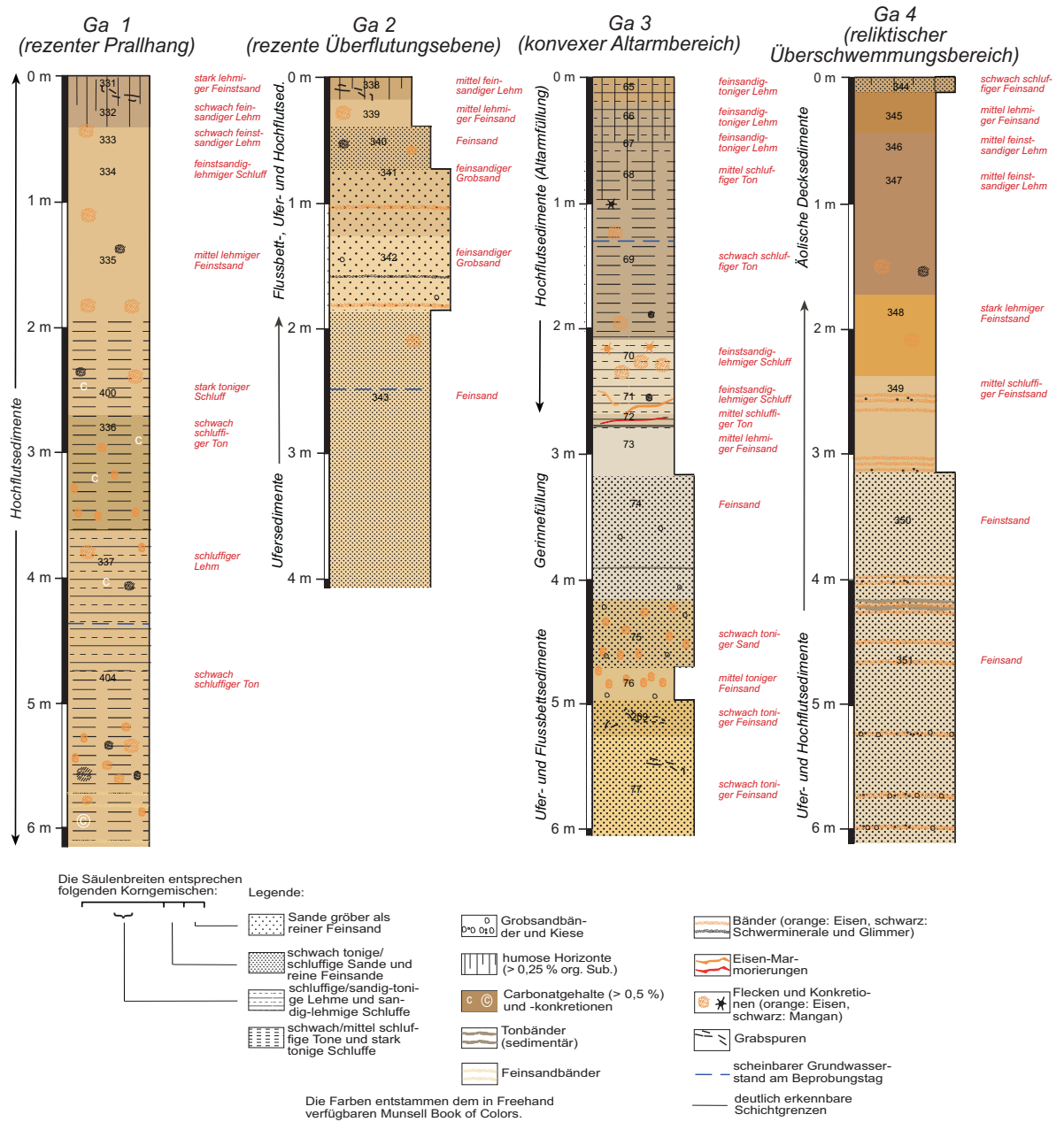


Abb. 6.3: Graphische Darstellung der Profile Gashua 1 bis 4

die Psammite an der Basis große Übereinstimmung mit den (Gerinnebett- bis) Gleithangakkretionen der vorigen Standorte aufweisen.

Areal Gashua: Das Profil Ga 1 schneidet ein mächtiges Paket Stillwassersedimente wechselnder Zusammensetzung, aber insgesamt sehr hoher Schluffdominanz an. Im oberen Drittel fand sich eine sandigere Fazies, die möglicherweise von einem intensivierten äolischen Einfluss zeugt. Da keine stratigraphischen Parallelen zu den anschließenden Profilen gezogen werden können, muss es sich bei den Überschwemmungssedimenten wieder um eine mehr oder weniger punktuell ausgebildete Schichtenabfolge handeln, wenn tonige Depositionen in diesem Areal auch besonders häufig zu sein scheinen (vgl. Abb. 5.11). Unklar bleibt die zeitliche Dimension und Kontinuität der Ablagerung, doch es wird aufgrund der feinklastischen Ausprägung angenommen, dass es sich um eine längerfristige Akkumulation im Rahmen des rezenten Alluviums handelt. Ga 2: Im Gegensatz zum vorangegangenen Profil sind Silt- und Tongehalt an diesem Auenstandort nur minimal. Die obere Hälfte wird offensichtlich von einer gradierten point-bar-Sequenz eingenommen, während der untere Teil auffällig uniform ist. Ähnlich wie bei den liegenden Mittelsanden in D 3 ist daher eine Vorsortierung durch mehrfache Aufarbeitung zu vermuten, wobei ebenfalls Windtransport eine Rolle gespielt haben mag. Ga 3: Die feinklastische, wechselgelagerte Altarmplombierung hat eine Mächtigkeit von ca. 3 m, während die darunter befindlichen Ablagerungen faziologisch weniger eindeutig zu klassifizieren sind. Es liegt nahe, dass sich bis zu einer Tiefe von ungefähr 5 m Strombettsedimente anschließen, die die grobkörnige Basis der Rinnenfüllung darstellen. Unterhalb der Erosionsdiskordanz befinden sich vermutlich großflächig anstehende Sedimente, welche sowohl durch laterale als auch vertikale Akkretion entstanden sein könnten und dabei auch Charakterzüge äolischer Ablagerungen aufweisen. Die Niederterrassenlandschaft am Standort Ga 4 erinnert stark an eine Flugsandebene, da an ihrer Oberfläche äolisch aufgearbeitete Substrate anstehen. Ab ca. 1,75 m überwiegt allerdings das fluviale Erscheinungsbild, was durch die im anschließenden Meter auftretende Stratifizierung konkretisiert wird.

Areal Geidam W: G W 1: Es liegen bis zu vier Uferbank-Zyklen vor, die aufgrund der subrezentem Mäanderwanderung nur noch partiell erhalten sind, wobei von Hiaten bei 1,15 m, 2,50 m und 3,15 m ausgegangen werden kann. Die hangenden Akkumulationen sind jetztzeitlich, denn der Standort wird alljährlich überflutet. Auch der restliche Bohrkern sollte jüngeren Datums sein, während weniger als 100 m östlich älteres Alluvium in Gestalt der Profilwand G W 4 ansteht. Die Bohrung G W 2 zeigt eine scheinbar monozyklische Abfolge von Hochflut-, Uferbank- und Flussbettablagerungen. Eine äolische Komponente ist im oberen Profildrittel, gerade angesichts der starken aktuellen Dynamik in dieser Gegend, nicht völlig auszuschließen. Die liegenden Schichten sind denen in G W 1 nicht unähnlich, sollten aufgrund der rezenten südwardigen Verlagerung des Komadugu-Flussbetts jedoch ein vergleichsweise höheres Alter aufweisen. Der Altlaufsee G W 3 enthält an seinem Außenbogen und der damit tiefsten Stelle an die 4 m recht variabel gekörnte wechselgelagerte Verlandungssedimente, an die sich gradierte geschichtete Sande anschließen. Diese stellen entweder die Untergrenze der ehemaligen Fließrinne dar oder repräsentieren ein point-bar-Paket unterhalb eines nicht hinreichend sichtbaren Hiatus. Die feinere Altarmverfüllung erscheint zweigeteilt, wobei ihr unterer Teil bei Unkenntnis der Reliefsituation sicherlich als Top einer liegenden fining-upward-Sequenz interpretiert worden wäre. Das Profil ist somit symptomatisch für die unvermeidlichen Unsicherheiten bei der Ansprache fluvialer Architektur im eindimensionalen Anschnitt. Demgegenüber offenbart der etwa 10 m mächtige Aufschluss G W 4 an

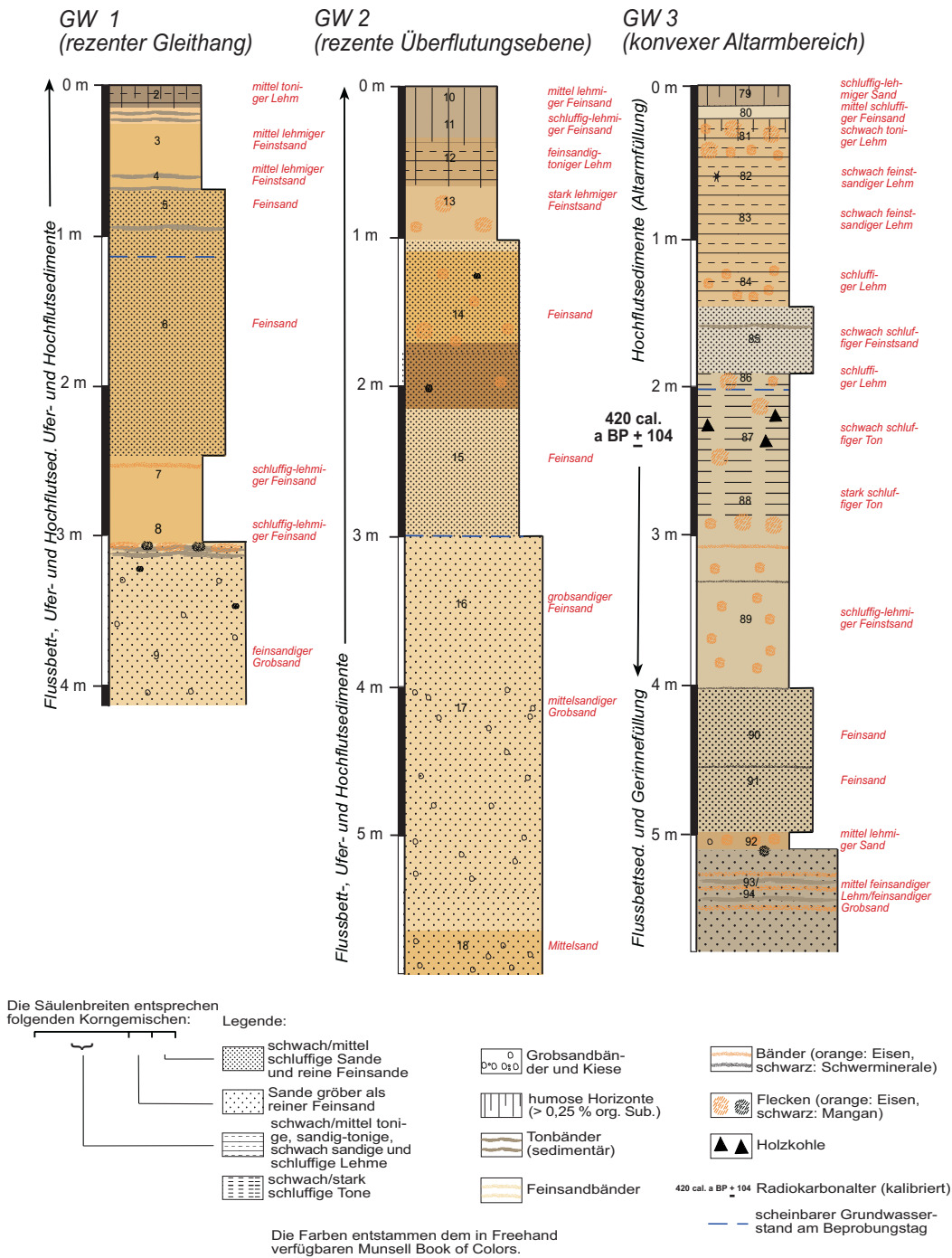


Abb. 6.4: Graphische Darstellung der Profile Geidam W 1 bis 3

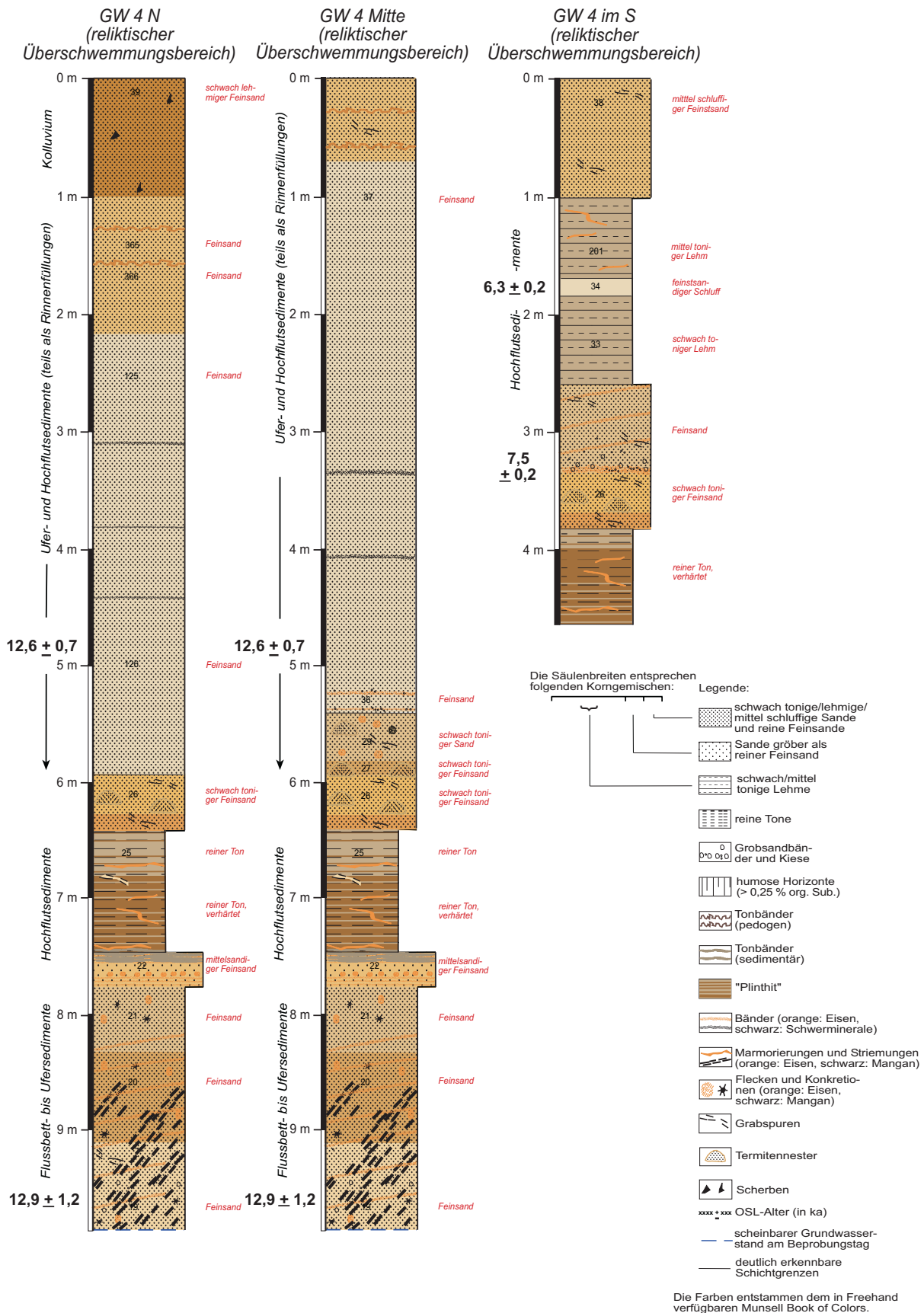


Abb. 6.5: Graphische Darstellung der Profile Geidam W 4 N bis S

einem Prallhang des Yobe einen einmaligen Einblick in die Sedimentstrukturen des präzentes Alluviums und wird daher im Unterkapitel 6.1.2.4 separat abgehandelt. Er ist ein Beispiel für die Komplexität fluvialer Stratigraphie und gebietet somit Vorsicht bei verbindlichen Aussagen, wie etwa faziellen Generalisierungen auf Basis der restlichen Sedimentsäulen. Unterhalb einer mindestens 1 m mächtigen Kulturschicht dominieren alluviale Feinsande bis zu einer Tiefe von ca. 6 m. Trotz einheitlicher Textur bilden die Sedimentstrukturen diverse polyzyklische Rinnenverfüllungen ab. Im Bohrkern wäre eine adäquate Ablagerung eventuell pauschal als Ufersediment gedeutet worden, was in der Faziesdiskussion (Kap. 6.1.3) entsprechend berücksichtigt werden muss. Die im Aufschluss vorherrschenden cut-and-fill-Strukturen machen außerdem deutlich, warum so gut wie keine Korrelationen zwischen arealinternen Profilen möglich sind bzw. etwaig getroffene Parallelisierungen mit hoher Wahrscheinlichkeit zu Falschaussagen führen würden. Auch in der unteren Partie der Profilwand finden sich diverse Fazies, die, nicht zuletzt aufgrund der erhöhten visuell erfassbaren Merkmalsvielfalt, die über die sedimentären Primärstrukturen hinausgeht, keine simplen verallgemeinernden Interpretationen erlauben (Kap. 6.1.2.4).

Areal Geidam E: G E 1: Ähnlich wie in Ga 1 ist ein mächtiges, an dieser Stelle zudem auffällig reines Tonpaket angeschnitten, das sich in den anderen Bohrungen nicht wieder findet und aufgrund der schluffig-lehmigeren Auflage auch nicht ohne Weiteres anhand von Mesorelief, Vegetation oder landwirtschaftlicher Nutzung zu erwarten war. Es wird den Hochflut- bzw. backswamp-Fazies zugeordnet, unter welchen sich wahrscheinlich Ufersedimente anschließen. Bohrung G E 2, die in einem swale abgeteuft wurde, zeigt mit einer, wenn im Liegenden auch unvollständigen point-bar-overbank-fines-Abfolge die häufigste Ausprägung alluvialer Architektur in den Mittel- und Unterläufen von Komadugu Yobe und Gana. Die Füllung des Altarms G E 3 ist deutlich sandiger als an den westlich gelegenen Standorten, aber weist ebenfalls ein tendenzielles fining-upward auf. Eine tonigere Schicht an der Basis beruht vermutlich auf einer kurzfristigen Änderung der standörtlichen Faktorenkonfiguration und kann lithogenetisch weder den oberen noch den unteren Straten eindeutig zugeordnet werden. Darunter finden sich Substrate des oberhalb des beprobten oxbows situierten Dilawa Beach Ridge, zu denen mit weitestgehender Gewissheit auch assoziierte Küstendünenakkumulationen zählen. Genaue Grenzziehungen zwischen äolischen, litoralen und fluvialen Fazies sind im Bohrkern nur mit Schwierigkeiten möglich. Dennoch sind die basalen Kiese recht deutliche Indikatoren für den primären Strandwallcharakter des Sediments, während die Feinsande im 4. Meter wahrscheinlich eher mit den Ufersedimenten in der weiteren Umgebung zu korrelieren sind. G E 4 a und b liegen ca. 350 m auseinander (vgl. Abb. 5.16), während die vertikale Differenz 20 m beträgt, wobei die Profile zumindest sinngemäß zusammengesetzt werden können. Beide enthalten feinsandige Uferbanksedimente, die in den hangenden Partien durch subrezente Dynamik überprägt sind. Bei Profil G E 4 a sind es an diesem exponierten Standort regelhaft auftretende äolische Translokationsprozesse, wobei scheinbar Solumsedimente unter fortgesetzter Bodenbildung konserviert worden sind. Dass die autochthonen Verbraunungs- und Entkalkungsprozesse allerdings die gesamten pedogenetisch veränderten oberen 3 m umfassen, wird in Zweifel gezogen (Kap. 8.2). Ab dort sind schließlich eindeutige fluviale Sedimentstrukturen zu erkennen, wobei jedoch nicht ausgeschlossen werden kann, dass es sich nahezu beim gesamten Profil um in-situ-Alluvionen handelt, wie sie bei Übersichtsbegehungen immer wieder in kleineren Schürfen anhand eindeutiger Ablagerungsstrukturen in ähnlichen Reliefpositionen identifiziert wurden. G E 4 b liegt in unmittelbarer Nachbarschaft eines die postmegatschadzeitliche Aue distal abgrenzenden Totwassers, so dass die hangenden Straten

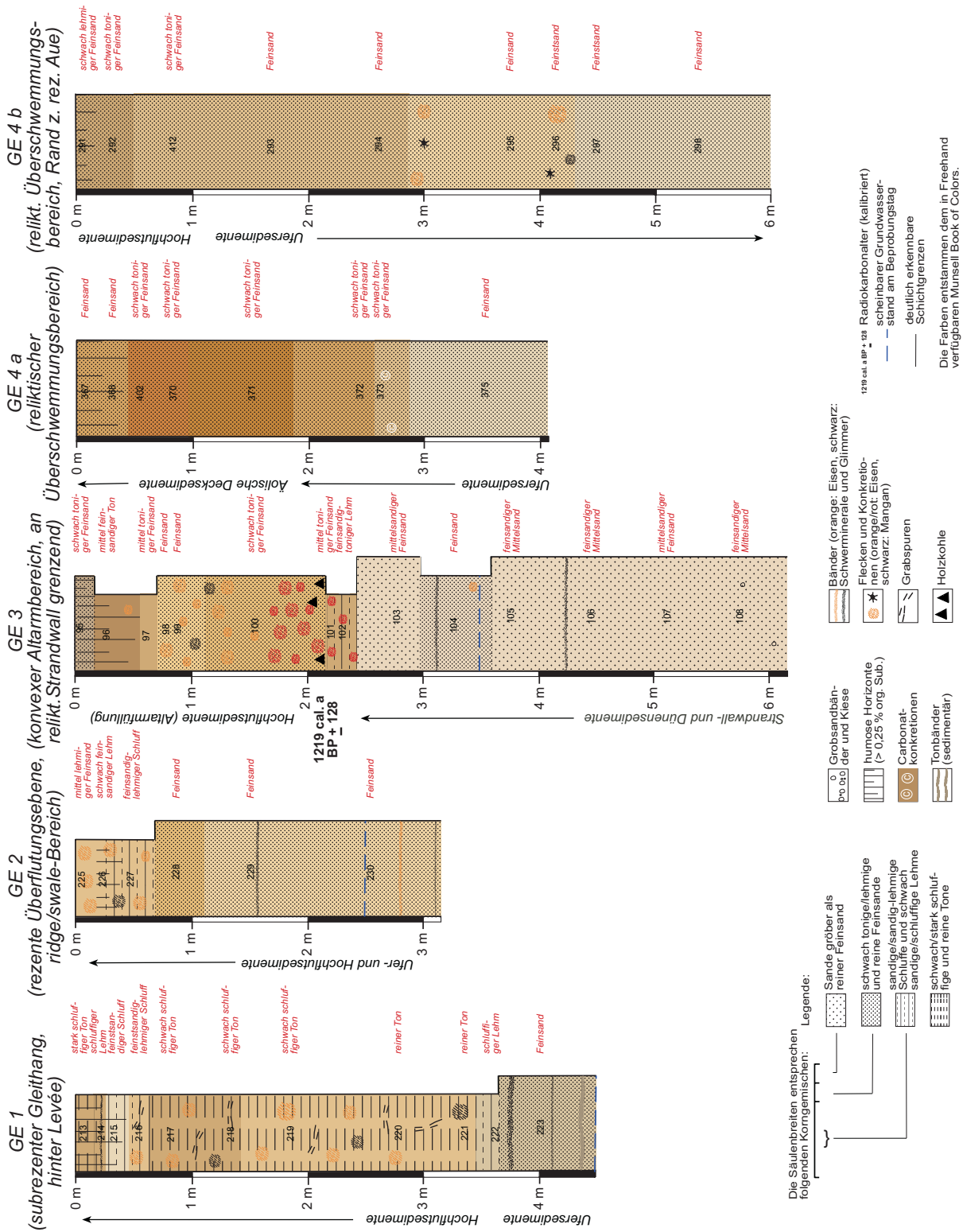


Abb. 6.6: Graphische Darstellung der Profile Geidam E 1 bis 4 b

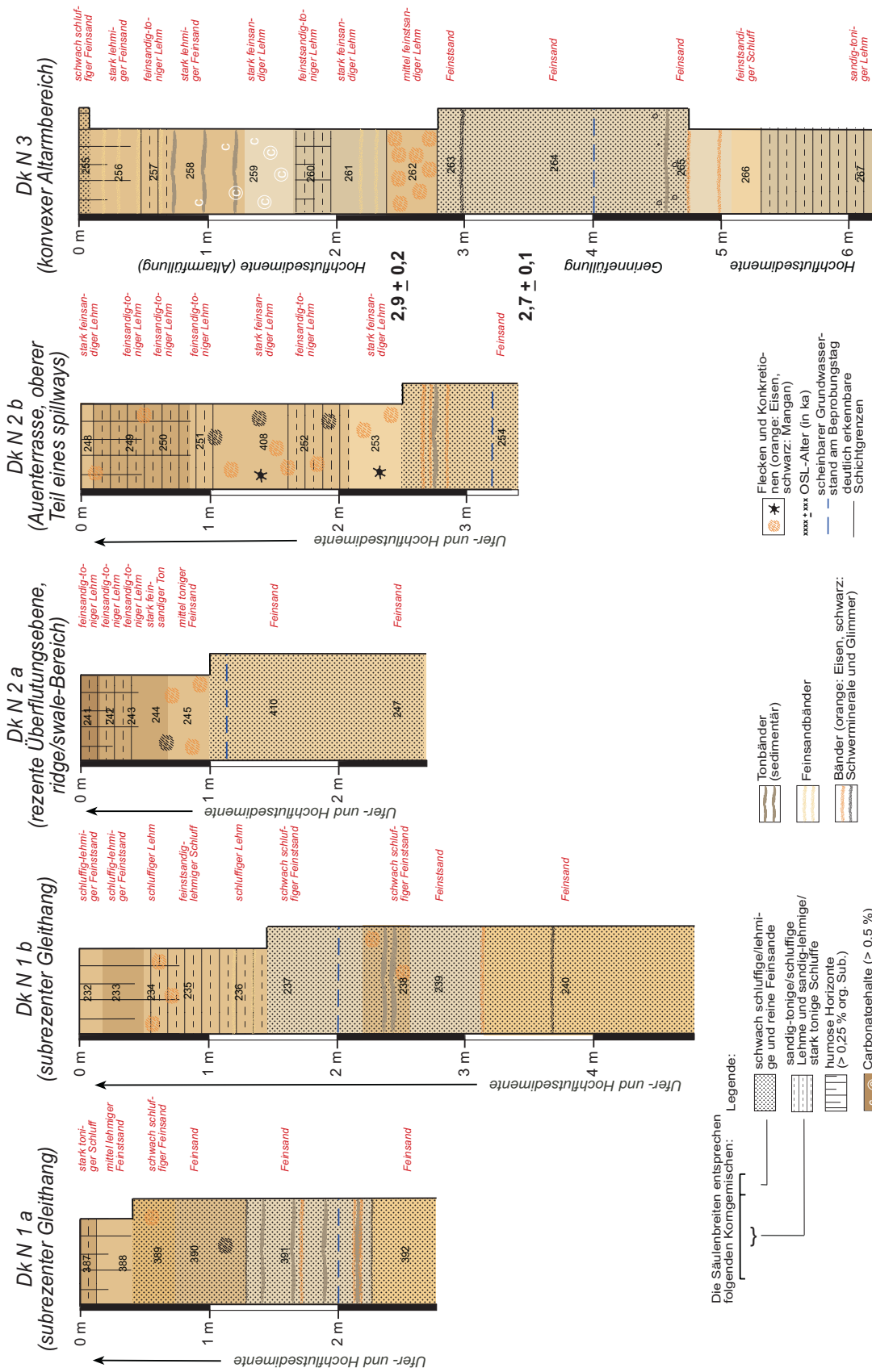


Abb. 6.7: Graphische Darstellung der Profile Damasak N 1 a bis 3 (Dk 4 siehe Abb. 6.8)

bereits zum jüngeren Alluvium zählen dürften. Auch hier ist der Übergang zu den älteren Gleithangakkretionen nicht eindeutig zu fassen, da die Unterschiede ebenfalls weniger in petrographischen Wechseln als in sekundären Schichtungsmerkmalen zu suchen sind. Scheinbar liegen keine Umlagerungsprodukte des nahe gelegenen Strandwalls vor, doch wird dies an späterer Stelle nochmals in Erwägung gezogen (Kap. 6.2.1).

Areal Damasak N und S: Dk N 1 a + b: An beiden Standorten kommen als Ufer- bis Hochflutsedimente angesprochene Feinst- und Feinsande, untergeordnet auch siltig-lehmigere Fazies vor, die dem rezenten Alluvium zugerechnet werden. Sie könnten sehr junge Monozyklen, aber auch mehrere unvollständige zusammengesetzte Sequenzen verkörpern, wobei im ersten Profil die laterale, im zweiten die vertikale Akkretion und somit der feinkörnigere Charakter dominiert. Die Profile Dk N 2 a und b bilden eine ähnliche Situation ab. Insbesondere am letztgenannten Standort überwiegen feinklastische Überschwemmungssedimente, was auf die spezifische Topographie der ridge-swale-Landschaft zurückzuführen ist. Die Feinsande an der Basis müssten aufgrund der topographischen Anordnung der Profile in Dk N 2 b älter sein als in Dk N 2 a. Dk N 3: Aufgrund der Größe des Paläomänders erscheint es plausibel, dass eine ca. 4,90 m mächtige Gerinnefüllung vorliegt, deren Untergrenze durch einen geringen Grobbodenanteil angezeigt wird. Der lehmigere Part ist wechselgelagert sowie horizontiert, während der liegende Teil der Schüttung phänologisch an eine Uferbankablagerung erinnert. Darunter schließen sich möglicherweise Hochflutsedimente des älteren Alluviums an, denn auch dieses Altwasser liegt am Rand der gegenwärtigen Überflutungsebene. Auffällig ist der Mittelsandanteil der untersten Probe, der wahrscheinlich durch einen lokalen Eintrag alluvial umgelagerter Dünensedimente verursacht ist. Das Profil Dk 4 zeigt ein lithologisch verhältnismäßig homogenes Feinsandpaket, das als älteres Alluvium angesprochen wurde. Hiaten oder fazielle Unterschiede sind vor allem unterhalb von ca. 2,50 m nicht auszumachen. Darüber sind die Sedimente pedogenetisch beeinflusst, was sich sowohl in Farbwechseln als auch Bänderbildungen niederschlägt. Ähnlich wie bei G E 4 a stellt sich die Frage, inwieweit hier vorverwittertes Material äolisch aufgetragen wurde und ob nicht etwa diskontinuierliche, kumulative Prozesse zum heutigen Erscheinungsbild des Bodens führten. Hier wurden die hangenden verbrauchten Partien, die keinerlei sedimentären Primärstrukturen mehr erkennen lassen, aufgrund ihres geringen Alters ebenfalls als äolische Umlagerungsprodukte angesprochen (Kap. 7.1 u. 8.2). Da Bodenbildung und die Zerstörung ursprünglicher Schichtung im Allgemeinen parallel ablaufen (Kap. 8.1), wäre allerdings auch eine Klassifizierung des gesamten Profils als Abfolge reliktscher Pedisedimente über Uferbankablagerungen legitim. Desweiteren ist angesichts der Lage der Bohrung im Megatschadbereich auch eine lakustrine Aufarbeitung älterer Dünensande in Erwägung zu ziehen, was sich allerdings nur über weitere vergleichende Untersuchungen östlich des Bama-Ridge-Komplexes definitiv klären ließe. Desweiteren sprechen der in nahezu allen Proben signifikante Mittelsandanteil, der so nur östlich des Bama Ridge vorgefunden wurde, sowie teilweise auch die Schluffarmut der basalen Schichten eindeutig für das Vorliegen ehemaliger Gudumbali-Sedimente (vgl. Kap. 6.2.2).

Die Lokalität Dk S 1 liegt im nur noch episodisch gefluteten Unterlauf des Komadugu Gana, dessen geringe Fließgeschwindigkeit zur Ablagerung von hochflutlehmartigen Gerinnebettsedimenten führte. Darunter schließen sich sehr gut sortierte Feinsande einer uferbankähnlichen Fazies an. Inwiefern es sich im Liegenden der rezenten Rinne um über weitere Strecken transportiertes Alluvium oder um lokal ausgeräumte Materialien handelt, kann nicht zweifelsfrei beantwortet werden, da die im Bohrkern ersichtli-

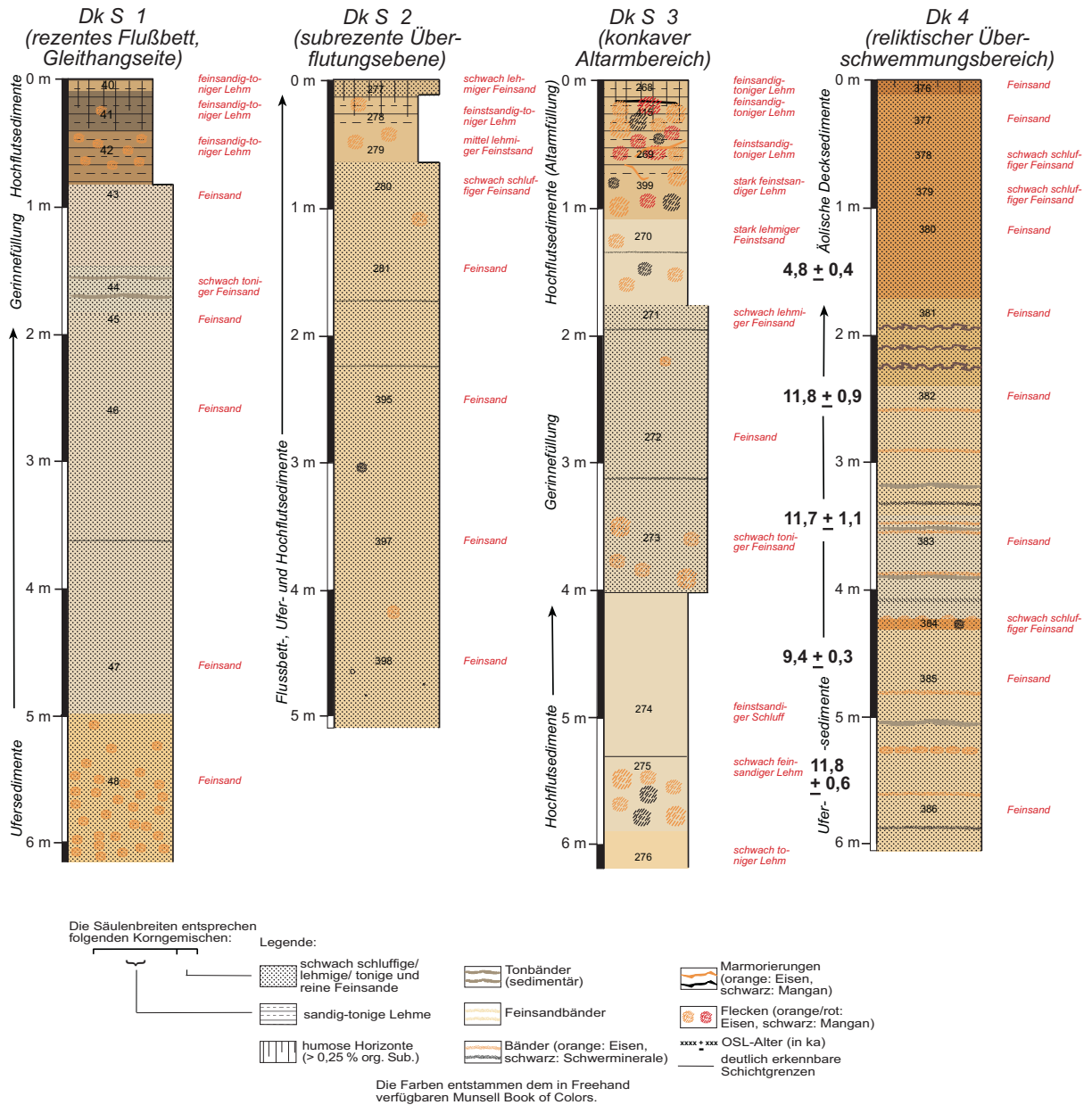


Abb. 6.8: Graphische Darstellung der Profile Damasak S 1 bis 4

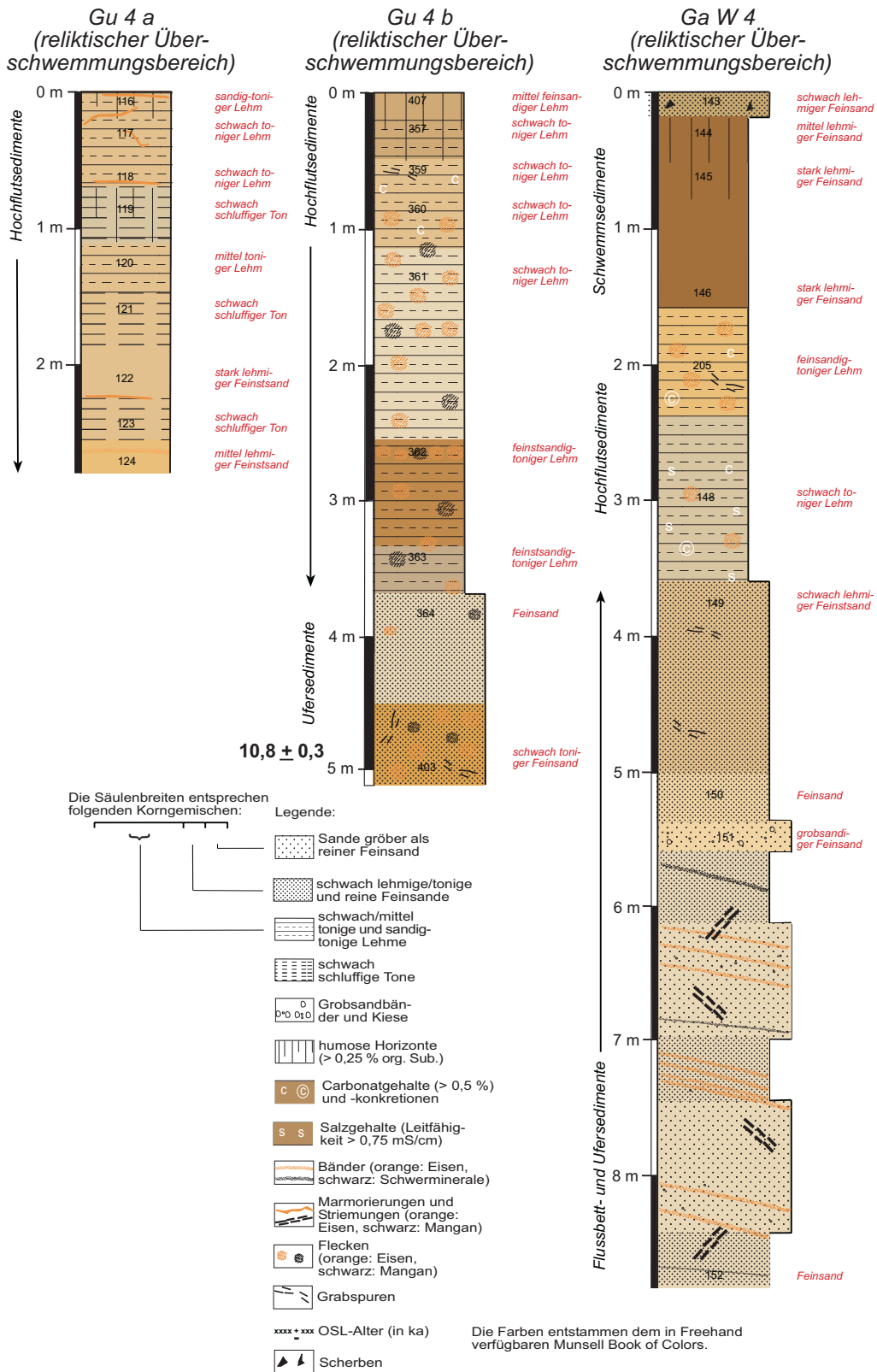


Abb. 6.9: Graphische Darstellung der Profile Gumsa 4 a bis Gashua W 4

che fluviale Schichtung nicht spezifisch für eine bestimmte form unit ist. Eventuell deuten die Tonanreicherungen im zweiten Meter jedoch einen derartigen Fazieswechsel an. Dk S 2: Innerhalb der dünenhaft anmutenden subrezentem Flutebene sind auch an diesem Standort Schichtungsmerkmale ausgeprägt, wie sie in der Region in äolischen Ablagerungen nicht diagnostiziert werden konnten (mdl. Mitt. H. Thiemeyer). Die Feinsande wurden demzufolge als Gleithangakkumulationen angesprochen, die im Hangenden möglicherweise in Überschwemmungssedimente übergehen. Dies ist bei der Exposition der Bohrstelle jedoch nicht unbedingt wahrscheinlicher als eine ebenso denkbare postsedimentäre Verlehmung innerhalb eines B-Horizontes. Auch könnte kolloidales (Solum-) Material vom Wind eingetragen worden sein. Bemerkenswert ist außerdem der an diesem Standort nicht unbedingt zu erwartende Skelettanteil des ansonsten gut sortierten basalen Feinsands, der auf eine Überlagerung von Sedimentationsmechanismen hindeutet. Am Standort Dk S 3 sind bis in ca. 1,75 m Tiefe feinkörnige, mehr oder weniger gradierte backswamp-Sedimente vertreten. Die liegenden Feinsande könnten den größeren Part der Altarmverfüllung darstellen oder aber einer etwas weiträumiger verbreiteten Uferfazies zugehören. Die Summe bisheriger Beobachtungen macht erstgenannte Variante wahrscheinlicher. Unterhalb von 4 m befindet sich ein nach oben durch einen Hiatus begrenztes lehmig-schluffiges Substrat, das mangels anderweitiger Indikatoren als Hochflutablagerung angesprochen wurde. Dabei könnte es sich sowohl um rezentes als auch um reliktsches Alluvium handeln.

Areal Gumsa bis Gashua (Niederterrassenprofil): Gumsa 4 a + b: Die beiden Lokalitäten sind exemplarisch für die Paläoüberschwemmungsebene nahe der damaligen Mündung des Komadugu Gana. Bis in den dritten Meter sind die beiden Profile von insgesamt sehr hohen, alternierenden Gehalten an Silten und Tonen geprägt, während die Psammitbeimengungen der Sedimente fast ausschließlich aus Feinstsand bestehen und in einem vergleichsweise niedrig energetischen Milieu zur Ablagerung gekommen sein müssen. Das erste Profil ist dabei insgesamt feiner als das zweite; ansonsten sind sich die beiden selbst hinsichtlich der relativen Bodenarten-Tiefenverteilungen sehr ähnlich. Während Bohrung a oberhalb von 3 m abgebrochen werden musste, ist in Gu 4 b auch der tiefere Untergrund aufgeschlossen, in welchem Feinsande auftreten, die auch in der näheren Umgebung beim Brunnenbau zutage gefördert werden. Sie wurden, gemeinsam mit den liegenden schlechter sortierten Sanden, als Uferbanksediment angesprochen. Aufschluss Ga W 4 gibt Einblick in äolisch und anthropogen geprägte Decksedimente, unter denen sich eine Vielzahl gradierter fluvialer Sequenzen anschließen. Die oberhalb solcher Gleithangsannde typischerweise ausgebildeten Hochflutsedimente sind nur in der obersten Abfolge erhalten; alle weiteren trennen vermutlich Erosionsdiskordanzen. Die kreuzgeschichteten Lagen fallen mit ca. 25° ein und umfassen Dutzende von wenigen dm mächtigen Unten-grob-Zyklen. Die Profilgrube liefert somit ein Beispiel für eine um einiges simpler als am Standort G W 4 ausgebildete alluviale Architektur, da die Mehrzahl der Straten flächig ist und Rinnenfüllungen stark zurücktreten. Die Auflage besteht aus verschwemmten Flugsanden mit Kolloideinspülungen. Auch die Profile Ga N 4 a bis d zeigen Hochflutsedimente und äolische Deckschichten, die ihrerseits größtenteils wieder aquatisch verlagert sind, was sich aus der starken rezenten Dynamik im Einzugsbereich der Lehmgrube erklärt. Unterhalb von ca. 2 m finden sich Uferbankfazies aus reinem Feinsand (Profil 4 d). Von größtem Interesse an diesem Standort sind die lagunalen Tone des Profils 4 c, die eine Reihe von postsedimentären subaerischen und/oder pedogenetischen Modifikationen aufweisen (Kap.A-2). Vor allem ein massiver deszendenter Materialeintrag durch Piping und Bioturbation ist zu nennen (vgl. Abb. 6.11), während die Schichtoberfläche ebenfalls stark durch Rinnenerosion zerschnitten ist, was deutlich vom fluvialen

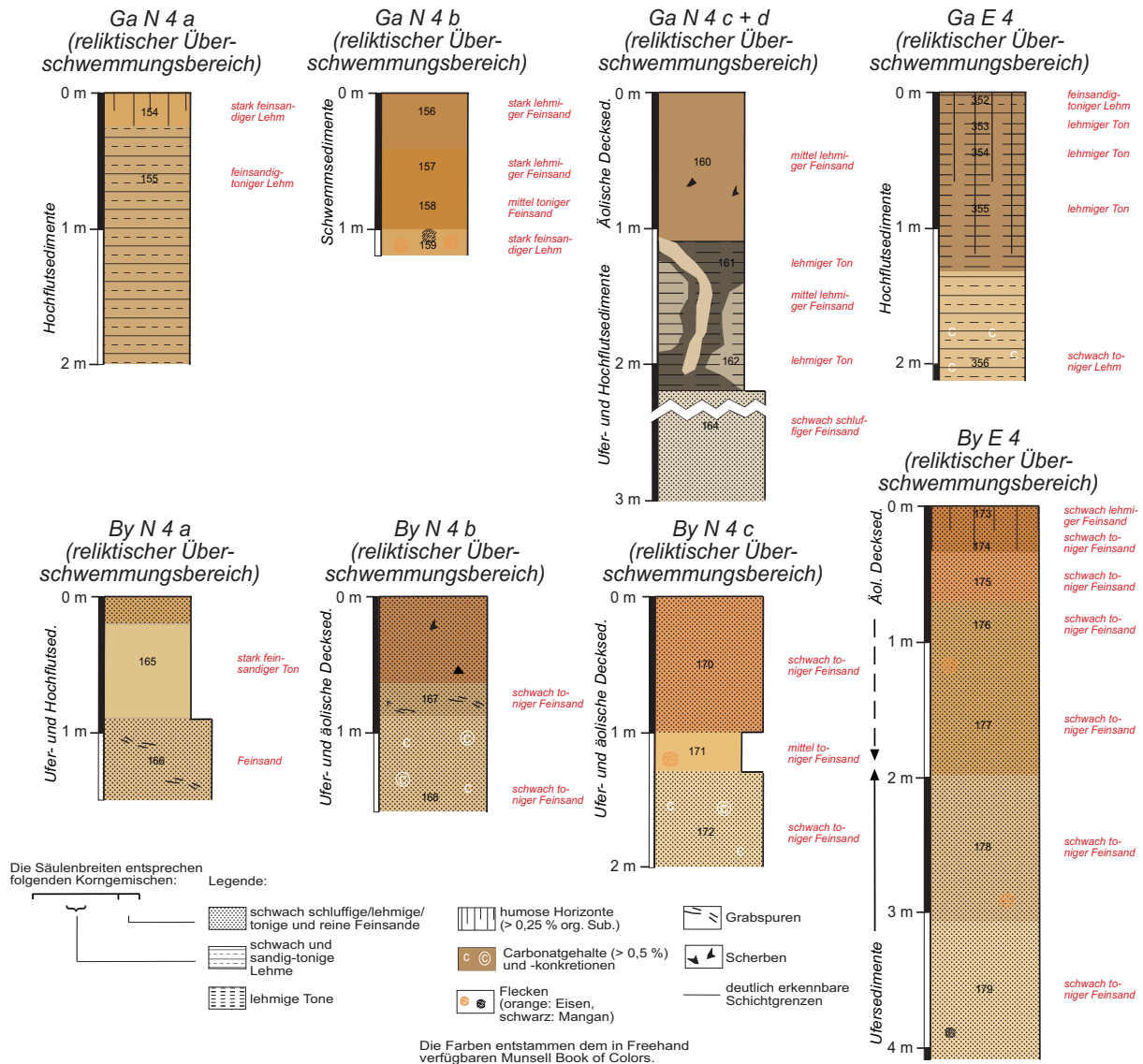


Abb. 6.10: Graphische Darstellung der Profile Gashua N 4 a bis Bayomari E 4

Ursprung der Landschaft zeugt. Auch am Standort Ga E 4 stehen Hochflutsedimente lagunären Charakters an. Sie weisen überwiegend mehr als 40 % Tongehalt auf, und ihre laterale Ausdehnung ist unklar.



Abb. 6.11: Stark subrosiv überprägtes Lagunensediment am Standort Ga N 4 c (Schicht II, Maßstab ca. 1:10)

Areal Bayomari (Niederterrassenprofile): By N 4 a bis c: In allen drei Schürfen wurden mitunter verschwemmte äolische Decksedimente über Hochflut- und/oder Ufersedimenten vorgefunden, die sich faziell teilweise sehr ähnlich sind, was angesichts der offensichtlichen mehrfachen Materialaufarbeitung nicht verwundert. Die Bohrung By E 4 brachte texturell verhältnismäßig homogene, mäßig bis schlecht sortierte Ufersande zutage, die im oberen, nicht verlässlich separierbaren Teil äolisch und/oder pedogenetisch modifiziert sein dürften.

Areal Geidam bis Gazargamo (Niederterrassenprofile): Beim Standort G SW 4 handelt es sich um wechselgelagerte Lehme und Sande, die vermutlich zwei point-bar-Zyklen verkörpern. G S 4: Auch hier wechseln Überschwemmungs- und Ufersedimente. Offenbar sind wiederum zumindest zwei Zyklen realisiert, wobei Hiaten an keiner Stelle ausgeschlossen werden können. Es handelt sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um ältere Depositionen des Komadugu Gana. Aufgrund der leichten Interdünen-Position ist anzunehmen, dass sich zumindest der obere Meter aus selektiv verschwemmtem Lokalmaterial konstituiert, worauf die signifikant gesteigerten Siltgehalte hinweisen könnten. Am Standort G SE 4 ist der Typus der Flugsandlandschaft innerhalb der Paläofloodplain nochmals deutlicher verwirklicht, was teilweise auch mit einer Konzentration der maßgeblichen Landnutzungsmuster zusammenhängt, welche die äolische Erosion forcieren. Das Profil weist mit durchgängig vorhandenen schwach tonigen Feinsanden nur geringfügige vertikale Variationen auf. Sicher zu identifizierende Alluvionen liegen ab ca. 2,10 m Tiefe vor; darüber lagern vermutlich leicht tonangereicherte Schwemmsedimente äolischen Ursprungs, die sich im Gegensatz zum vorangegangenen Standort allerdings durch keine bedeutende Siltkomponente auszeichnen. Gz 3: Der durch Rückstau am innersten, vermutlich

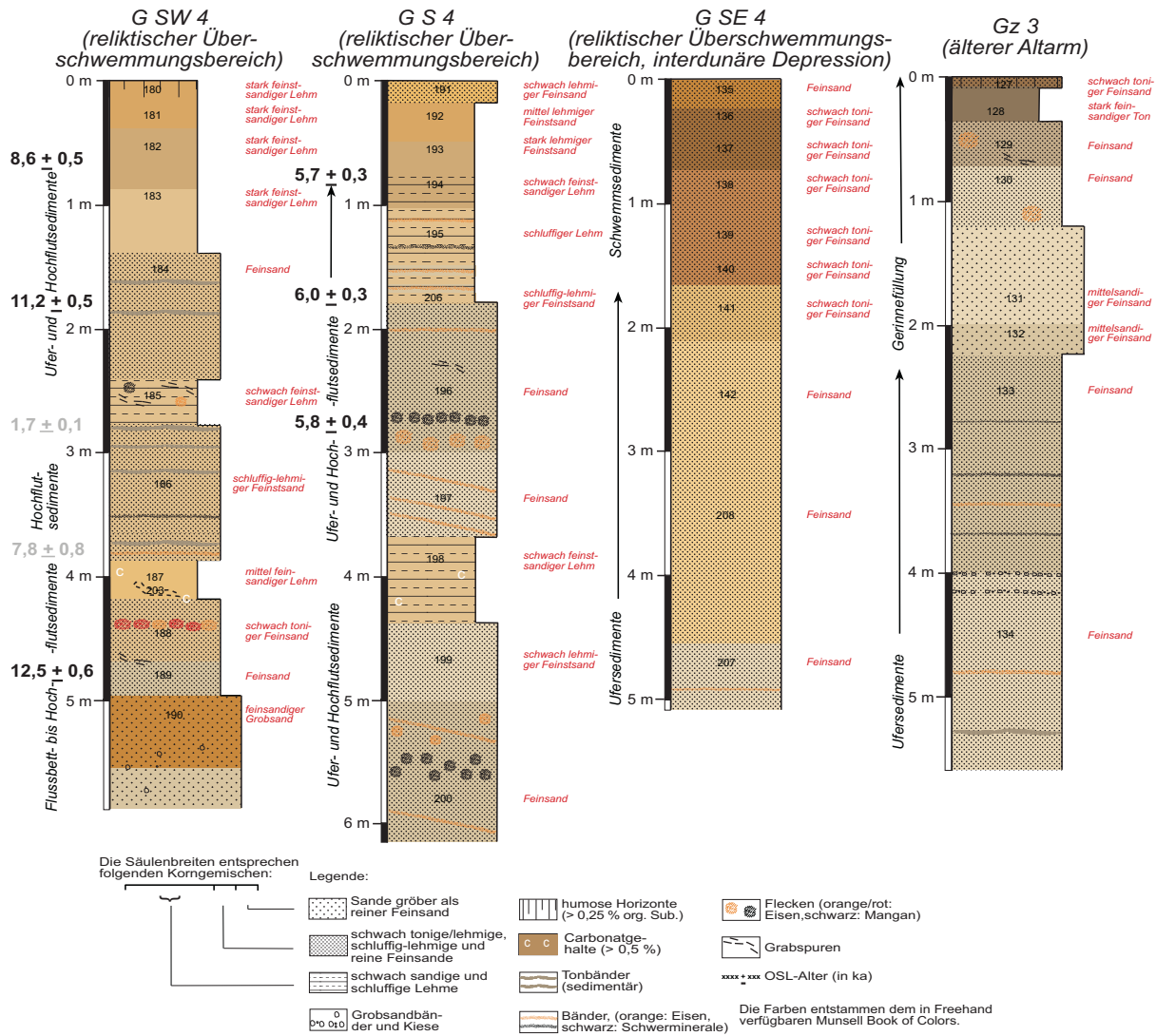


Abb. 6.12: Graphische Darstellung der Profile Geidam SW 4 bis Gazargamo 3

jüngsten Strandwall des Megatschadsees entstandene Paläomäander ist vergleichsweise schwach eingetieft, denn die Basis der gradierten Gerinneverfüllung wird bei 2,20 m angesetzt. Das akkumulierte Material unterlag höchstwahrscheinlich einem regional sehr begrenzten Transport. Die liegenden, sehr gut sortierten Feinsande wurden, wie auch an anderen Lokalitäten, als Uferfazies angesprochen, was keinesfalls ausschließt, dass es sich bei ihnen nicht auch um eine Rinnen- oder Schwemmsandfazies handeln könnte (Kap. 6.1.3). Umstritten bleibt die chronologische Einordnung des Substrats, da der Mäander entweder zu Beginn der Megatschad-Transgression oder zu ihrem Ende vor dem darauffolgenden Erosionsimpuls aufgestaut worden sein könnte.

6.1.2.3 Zwischenbilanz

Tab. 6.2 fasst nochmals einige lithologische Charakteristika der einzelnen Standortgruppen zusammen. Abhängig von der relativen Lage der Standorte innerhalb der Transekte sind hauptsächlich Hochflut-, Uferbank- und Flussbettsedimentabfolgen (Lokalitäten am Flussufer und innerhalb der rezenten Aue) sowie gradierte Gerinneverfüllungen (Totwasserstandorte) realisiert. Aktive Gleithänge sind durch rasche Deposition geprägt. An Prallhängen und im aktuellen Überflutungsbereich überwiegen zwar degradierte point-bar-Ablagerungen, doch existieren untergeordnet auch Hochflutfazies vertikaler Akkretion, wobei grobe und feine Klasten in unmittelbarer Nachbarschaft vorkommen und somit nicht unbedingt indikativ für die Situation im fluvialen Längsprofil sind. Die Altarmprofile bereiten die geringsten Schwierigkeiten bei der Ansprache der reliktschen Systemkomponenten, wenn auch die Untergrenzen der ehemaligen Strombetten nicht immer einwandfrei zu rekonstruieren sind. An den 4er-Standorten der Catenen befindet sich älteres Alluvium, das im Allgemeinen aufgrund der schlechteren Konservierung intakter Sedimentkörper weniger deutlich die intrinsische Dynamik des Systems abbildet. Zusätzlich ist die stratigraphische Kategorisierung an diesen Lokalitäten durch äolische sowie pedogenetische Einflüsse erschwert.

Es ist zu überlegen, ob im Liegenden der 1er-, 2er- und 3er-Standorte eventuell ebenfalls ältere Alluvionen anstehen, wengleich angesichts der subrezentem Reliefenergie von einer präsedimentären Ausräumung bis zu mehreren Dekametern im Bereich der gegenwärtigen Schwemmebene ausgegangen wird. Bezüglich primärer sedimentologischer Parameter ist allerdings festzustellen, dass sich die unteren Profilbereiche in einigen Arealen wie Dapchi oder Geidam W bodenphysikalisch allesamt stark ähneln. Auenmorphologisch wäre das Vorhandensein von jüngerem sowie älterem Alluvium in Bohrkernen des jetztzeitlichen Überflutungsbereichs außerdem im Liegenden der Paläomäander in Erwägung zu ziehen, welche die Niederterrasse unmittelbar anschneiden, wie dies bereits anhand des Profils Dk N 3, aber auch von Dk S 3 erwähnt wurde. Dennoch wird ausgeschlossen, dass die Mächtigkeit des jüngeren Alluviums identisch mit den vertikalen Ausmaßen solcher Altarme oder des heutigen Flusses ist. Vielmehr ist anzunehmen, dass es in Form mehrerer Stockwerke vorliegt, weshalb vorzugsweise davon ausgegangen wird, dass innerhalb der Fadama keine älteren Flussablagerungen angebohrt wurden.

Tab. 6.2: Granulometrische Parameter und diesbezügliche Faziesinterpretationen innerhalb der Aue-Catenen

Areal	Körnungsspektrum	Momente (Sand-Schluff-Spektrum)	gemutmaßte Faziesabfolgen
Dapchi	<p>gesamt: v. a. reine Sande und schwach schluffige /lehmige/tonige Sande, Lehme (D 3) über sandige Schluffe bis reine Tone (D 4)</p> <p>Sandfraktion: Feinsande (v. a. D 1), grobsandige Feinsande (D 2), Mittel- und Grobsande (D 3)</p>	<p>Mittel: D 1: ffS, D 2: gS – ffS, D 3/D 4: gU</p> <p>Sortierung: D 1: schlecht bis mäßig, D 2: mäßig, D 3: gut, D 4: schlecht bis mäßig</p> <p>Schiefe: sehr positiv bis sehr negativ</p> <p>Kurtosis: sehr breit bis sehr schmalgipfelig</p>	<p>D 1: Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>D 2: Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>D 3: grob- bis feinkörnige Altarmfüllung über Flussbett- und Ufersedimenten (jüngeres Alluvium)</p> <p>D 4: Flussbett-, Ufer und mächtige Hochflutsedimente (älteres Alluvium)</p>
Gashua	<p>gesamt: v. a. Lehme (reine Sande über sandig-lehmige Schluffe und sandig-tonige Lehme zu schwach schluffigen Tonen (v. a. Ga 1, Ga 3)</p> <p>Sandfraktion: Feinsande, untergeordnet auch gröber (Ga 2)</p>	<p>Mittel: Ga 1: ffS – gU, Ga 2: gS – ffS, Ga 3: gfS – gU, Ga 4: ffS</p> <p>Sortierung: Ga 1: mäßig, Ga 2: schlecht bis gut, Ga 3: schlecht bis sehr gut, Ga 4: schlecht bis gut</p> <p>Schiefe: sehr positiv bis sehr negativ</p> <p>Kurtosis: sehr breit bis extrem schmalgipfelig</p>	<p>Ga 1: mächtige Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>Ga 2: Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium), evtl. Dünenande</p> <p>Ga 3: grob- bis feinkörnige Altarmfüllung über Flussbett- und Ufersedimenten (jüngeres Alluvium), evtl. Dünenande</p> <p>Ga 4: äolische Decksedimente über Ufer- und Hochflutsedimenten (älteres Alluvium)</p>
Geidam W	<p>gesamt: Sande (v. a. G W 3) über sandige Schluffe und mittel tonige Lehme (G W 2) zu schwach sandigen bis reinen Tonen (G W 1, G W 4)</p> <p>Sandfraktion: Feinsande, untergeordnet auch gröber (v. a. G W 2)</p>	<p>Mittel: G W 1 – 3: gU – mS, G W 4 v. a. ffS</p> <p>Sortierung: G W 1/G W 2: schlecht bis (sehr) gut, G W 3/G W 4: (v. a.) mäßig bis schlecht</p> <p>Schiefe: sehr positiv bis (v. a.) sehr negativ,</p> <p>Kurtosis: sehr breit bis extrem schmalgipfelig, mit allg. Tendenz zur Schmalgipfeligkeit</p>	<p>G W 1: Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>G W 2: Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>G W 3: grob- bis feinkörnige Altarmfüllung über Flussbettsedimenten (jüngeres Alluvium)</p> <p>G W 4: äolische Decksedimente über Ufer- und Hochflutsedimenten (Rinnenfüllungen) über äolisch geprägten Ufersedimenten über Hochflutsedimenten lagunalen Charakters über Ufersedimenten (älteres Alluvium)</p>

Tab. 6.2: Granulometrische Parameter und diesbezügliche Faziesinterpretationen innerhalb der Aue-Catenen (Fortsetzung)

Areal	Körnungsspektrum	Momente (Sand-Schluff-Spektrum)	gemutmaßte Faziesabfolgen
Geidam E	<p>gesamt: v. a. Sande und schwach lehmige/tonige Sande (G E 3, G E 4 a + b), teilweise auch sandige Schluffe bis schluffige und reine Tone (G E 1)</p> <p>Sandfraktion: Feinsande, G E 3 auch mittel-sandige Feinsande und feinsandige Mittelsande</p>	<p>Mittel: G E 1/G E 2: gU – ffS, G E 3 v. a. gfS, G E 4 ffS – gfS</p> <p>Sortierung: G E 1: mäßig, G E 2: mäßig bis sehr gut, G E 3: schlecht bis gut, G E 4: mäßig bis gut</p> <p>Schiefe: sehr negativ bis sehr positiv</p> <p>Kurtosis: sehr breit bis (v. a.) sehr schmalgipfelig</p>	<p>G E 1: Ufer- und mächtige Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>G E 2: Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>G E 3: feinkörnige Altarmfüllung (jüngeres Alluvium) über Strandwall- und Dünensedimenten</p> <p>G E 4: äolische Deck- und Hochflutsedimente über Ufersedimenten (älteres Alluvium)</p>
Damasak N	<p>gesamt: v. a. Sande, untergeordnet auch schluffige (D N 1) und sandig-tonige Lehme (Dk N 2, Dk N 3)</p> <p>Sandfraktion: Feinsande, teilweise mit geringfügigen Mittelsandanteilen (Dk N 3, Dk 4)</p>	<p>Mittel: Dk N 1: gU – ffS, Dk N 2: gU – fS, Dk N 3: gU – ffS, Dk 4 ffS – gfS</p> <p>Sortierung: Dk S 1: gut bis schlecht, Dk N 2/Dk N 3: tendenziell schlecht, Dk 4: eher gut</p> <p>Schiefe: sehr positiv bis sehr negativ</p> <p>Kurtosis: sehr breit bis sehr schmalgipfelig</p>	<p>Dk N 1: Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>Dk N 2: Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>Dk N 3: grob- bis feinkörnige Altarmfüllung über Hochflutsedimenten (jüngeres Alluvium)</p> <p>Dk 4: äolische Decksedimente über Ufersedimenten (älteres Alluvium)</p>
Damasak S	<p>gesamt: v. a. Sande und sandig-tonige Lehme, teils auch etwas höhere Schluffanteile (Dk S 3)</p> <p>Sandfraktion: Feinsande</p>	<p>Mittel: Dk S 1/Dk S 2: ffS, Dk S 3: ffS – mU, Dk 4: gfS</p> <p>Sortierung: schlecht bis (sehr) gut,</p> <p>Schiefe: sehr positiv bis sehr negativ</p> <p>Kurtosis: sehr breit bis extrem schmalgipfelig</p>	<p>Dk S 1: grob- bis feinkörnige Gerinnefüllung über Ufersedimenten (jüngeres Alluvium)</p> <p>Dk S 2: Ufer- und Hochflutsedimente (jüngeres Alluvium)</p> <p>Dk S 3: grob- bis feinkörnige Altarmfüllung über Hochflutsedimenten (jüngeres Alluvium)</p> <p>Dk 4: äolische Decksedimente über Ufersedimenten (älteres Alluvium)</p>

Tab. 6.3: Granulometrische Parameter und diesbezügliche Faziesinterpretationen innerhalb der Paläoschwemmebene

Areal	Körnungsspektrum	Momente (Sand-Schluff-Spektrum)	gemutmaBte Faziesabfolgen
Gumsa	gesamt: v. a. sandige Lehme und schluffige Tone Sandfraktion: Feinsande	Mittel: ffS - mU Sortierung: mäßig bis schlecht Schiefe: sehr negativ bis sehr positiv Kurtosis: breit bis sehr schmalgipfelig	Gu 4: (Ufer- und) Hochflutsedimente (älteres Alluvium)
Gashua	gesamt: lehmige Sande (Ga W 4), sandige Lehme (Ga N 4) bis tonige Lehme (Ga E 4) Sandfraktion: Feinsande, vereinzelt auch Grobsande (Ga W 4)	Mittel: Ga W 4: gU – mS, Ga N 4/Ga E 4: ffS Sortierung: mäßig bis (v. a.) schlecht Schiefe: v. a. (sehr) positiv Kurtosis: v. a. (sehr) schmalgipfelig	Ga W 4: äolische Decksedimente über Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimenten (älteres Alluvium) Ga N 4: Schwemm- und/oder äolische Decksedimente über (Ufer- und) Hochflutsedimenten (älteres Alluvium) Ga E 4: Hochflutsedimente (älteres Alluvium)
Bayomari	gesamt: v. a. schwach tonige Sande Sandfraktion: Feinsande	Mittel: ffS – gfS Sortierung: mäßig bis schlecht Schiefe: sehr negativ bis sehr positiv (By E 4 v. a. symmetrisch) Kurtosis: v. a. (sehr) schmalgipfelig	By N 4: äolische Decksedimente über (Hochflut- und) Ufersedimenten (älteres Alluvium) By E 4: äolische Decksedimente über Ufersedimenten (älteres Alluvium)
Geidam bis Gazargamo	gesamt: v. a. reine und schwach tonige Sande (G SE 4, Gz 3), sandige Lehme (G SW 4) bis sandige/lehmige Tone (G S 4) Sandfraktion: Feinsande, stark untergeordnet mit Grobsandanteil (G SW 4)	Mittel: G SW 4/G S 4: mU – mS, G SE 4/Gz 3: gfS Sortierung: G SW 4/G S 4: schlecht bis gut, G SE 4: mäßig bis gut, Gz 3: mäßig bis sehr gut Schiefe: sehr positiv bis sehr negativ Kurtosis: sehr breit bis sehr schmalgipfelig	G SW 4: Flussbett-, Ufer- und Hochflutsedimente (älteres Alluvium) G S 4: Ufer- und Hochflutsedimente (älteres Alluvium) G SE 4: äolische Decksedimente über Ufersedimenten (älteres Alluvium) Gz 3: Gerinnefüllung über Ufersedimenten (älteres Alluvium oder auch Übergangsfazies)

Bei der Gegenüberstellung der Areale sind grundlegende Unterschiede auszumachen, die auf die Existenz systeminterner granulometrischer Gradienten hinweisen. Die Sedimente bei Dapchi weisen das weiteste Spektrum und einen primär detritischen Charakter auf, was sich aus der Nähe zum oberen Einzugsgebiet des Komadugu Gana erklärt und auf eine nicht unbedeutende Kompetenz des episodischen Regimes hinweist, die selbst noch am flussabwärts gelegenen Standort Damasak S zu spüren ist, wo geringe Mengen an Grobbodenmaterial erbohrt wurden. Unabhängig davon steigt die Sortierung zwischen den beiden Untersuchungsgebieten stark an, wohingegen sich bei der von W nach E gerichteten Betrachtung der Yobe-Standorte ein differenzierteres Bild bietet. Dort stellt das ausgedehnte rezente Schwemmland um Gashua bis heute eine Senke für sehr feine Kornmische dar, doch beweist die Bohrung Ga 2, dass dort auch sandige Fazies verbreitet sind. In der Gegend von Geidam wurden die dominanten Feinsande teilweise bereits als Ufer- bis Hochflutsedimente angesprochen, was der östlich gerichteten Reduktion der Korngrößen-Spannbreite und somit vermehrten textuellen Gleichförmigkeit Rechnung trägt. Dies tangiert vor allem das ältere, aber auch das in Teilen daraus hervorgegangene jüngere Alluvium und gilt verstärkt für das Areal Geidam E, wenn dort auch immer noch Abweichungen vom insgesamt recht gut sortierten Feinsandspektrum zu konstatieren sind (Standort G E 1). Ebenfalls sehr homogen sind die Sedimente bei Damasak N, doch macht sich hier deutlich eine erhöhte Schluffkomponente bemerkbar. Ob dies ebenfalls im Sinne eines flussabwärtigen Gradienten zu werten ist oder ob etwa die Situierung im ehemals limnisch geprägten Umfeld eine Rolle spielt, ist zu diskutieren (Kap. 6.2.2 u. 9.1). Ähnliches gilt für die hangenden Sedimente des Areals Damasak S, wo insgesamt die höchsten Sortierungsgrade im Untersuchungsgebiet auftreten. Bei den liegenden Sanden handelt es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um aufgearbeitetes Material aus örtlichen Zwischenspeichern, welches sowohl vorangegangenen äolischen als auch lakustrinen Einflüssen unterlag.

Die Standorte der Niederterrasse (vgl. Tab. 6.3) weisen relativ wenige charakteristische Lithofazies auf, so dass überregionale Vergleiche leichter möglich sind; speziell wenn man die äolisch überprägten Tops der Bohrkerne bei der Betrachtung zunächst unberücksichtigt lässt. Dabei stehen vereinzelte Vorkommen toniger Hochflutlehme in den Profilen D 4, G W 4, Ga N 4 und Ga E 4 dem Gros der gerinnebett-nahen Fazies psammitischen Charakters mit partiellen sekundären Tonmaxima gegenüber. Grundlegende, wenn auch graduelle Änderungen in der granulometrisch allgemein sehr homogenen Paläolagune zeigen dabei generelle Wechsel im fluvialen Environment an, fallen aber aufgrund des nach E hin zunehmend begrenzten Spektrums des aufgearbeiteten Materials verhältnismäßig undeutlich aus. Nahe der ehemaligen outer shoreline sind die Sedimente noch relativ heterogen (Lehme bis gröbere Sande bei Gashua, tonige bis sandige Lehme bei Gumsa), werden aber in Richtung Geidam von zunehmend besser sortierten Fein- und Feinständen abgelöst, die partiell mit Lehmen wechselgelagert sind. Gradienten bezüglich des Bodenartenmittels, wie sie für Wechsel in der kinetischen Energie des ablagernden Mediums kennzeichnend sind, beschränken sich somit auf die Sandfraktion, da feinere Klaster ebenfalls zugunsten dieser zurücktreten. Damit korrespondiert die flussabwärtige Zunahme des Sortierungsgrades, welcher im Feinsandbereich im Allgemeinen sein Maximum erreicht (Kap. 6.1.1). Durch die kaum mehr vorhandenen Bodenartenunterschiede der form units ist die stratigraphische Ansprache im östlichen Sektor des Arbeitsgebiets nochmals erschwert. Dabei tritt auch eine generelle Schwäche der Vorgehensweise zutage, denn an den westlichen Standorten wurden vergleichsweise mehr Flussbett- bis Uferbankfazies und an den östlichen mehr Ufer- bis Hochflutfazies identifiziert. Dies hat sicherlich keinerlei fluviomorphodynamischen Ursachen, sondern ist in der Natur des verfügbaren Materials und

diesbezüglichen Gradienten begründet, was bei der späteren Gegenüberstellung der diversen Fazies berücksichtigt werden muss. An jener Stelle wird auch nochmals auf systematische Änderungen der unterschiedlichen Korngrößenparameter eingegangen, wobei präzisere Erkenntnisse möglich sind als bei der Betrachtung der vergleichsweise facettenreichen Einzelstandorte.

Bezüglich des gfS/ffS-Verhältnisses ist zu sagen, dass hohe gfS-Anteile im Allgemeinen in sanddominierten Sedimenten vorkommen, während hohe ffS-Gehalte normalerweise mit erhöhten gU-Mengen einhergehen und somit eher in lehmigen Fazies vertreten sind. Da die Darstellung im Korngrößendreieck und nach wie vor auch viele der präzisierten Bodenartenbezeichnungen die Zweiteilung des Feinsands unberücksichtigt lassen, ist die zusätzliche Betrachtung der Ratio von großer Bedeutung. Bezogen auf das gesamte Arbeitsgebiet liegt sie bei durchschnittlich 2,21, doch überwiegt der grobe Feinsand nicht überall so deutlich. Vor allem im westlichen bzw. südwestlichen Sektor der Paläoschwemmebene, insbesondere bei Gashua, ist der Feinstsand merklich stärker vertreten, während nach Osten eine relative Zunahme der gfS-Fraktion zu bemerken ist. Das resultiert überraschenderweise ausgerechnet beim jüngeren Alluvium in einer sehr klaren Trennung der Standorte (süd-)westlich von Bayomari, die < ca. 40 % gfS und bis ca. 80 % ffS aufweisen, von jenen östlich von Bayomari, wo ca. 40 – 80 % gfS, aber nur bis ca. 50 % ffS vorliegen. Beim älteren Alluvium ist dieselbe Tendenz nicht ganz so ausgeprägt, was teilweise im erhöhten Feinstsandgehalt der Hochflut- und Schwemmsedimente von Standorten wie Geidam SW 4 oder S 4 begründet ist^{6.14}. Das mittlere Verhältnis der korrelierten Größen ffS und gU liegt bei 8,79. Positive sowie negative Abweichungen von diesem Wert fallen analog mit einem insgesamt gröberen bzw. feineren Charakter der Korngemenge aus. Die Ratio nimmt ebenfalls nach E hin zu, doch an einigen der Standorte mit deutlichen gfS/ffS-Peaks ist sie wegen der dort herrschenden gfS-Dominanz eher gering. Die Variationen des Quotienten aus Grobsilt und der Mittel- und Feinsilt-Summe, welcher im Mittel bei 5,75 liegt, entsprachen ebenfalls den Erwartungen, indem die Werte feinsanddominierter Proben verhältnismäßig hoch und die insgesamt sehr feiner Körnungen unterdurchschnittlich ausfielen.

Beim im Mittel 2,45 betragenden U/T-Verhältnis ist davon auszugehen, dass Unterschiede in erster Linie durch die geologische Schichtung bedingt und nur beim Vorliegen gemutmaßter Pedisedimente darüber hinausgehende Vergleiche möglich sind. Vergleichsweise niedrige Ratios treten erwartungsgemäß in ausgeprägt bimodalen Korngemischen (z. B. von Flussbettablagerungen), aber auch regional auf (z. B. in der Gegend von Bayomari oder in einigen der liegenden Schichten der Standorte bei Damasak, wo teilweise eklatant niedrige Schluffanteile auf eine Aufarbeitung von Gudumbali-Sanden hinweisen (vgl. Thiemeyer 1997 b: 79)). Die Schwankungen in den Tiefenfunktionen fallen beim älteren Alluvium geringer aus, was für eine generelle pedogene Überprägung sprechen könnte, die, gemeinsam mit eventuellen rezenten Tonanreicherungen in den oberen Metern, in Kap. 8.2 nochmals angesprochen wird. Auch die gfS/ffS- resp. ffS/gU-Quotienten wurden bezüglich schwer nachzuvollziehender Übergänge zwischen äolisch verlagerten und in-situ-Alluvionen betrachtet und wiesen dabei bestenfalls geringfügige Unterschiede auf. Auffällig waren einzig die teilweise erhöhten Quotienten^{6.15} bei jenen Sedimenten, die aufgrund der Korngrößenzusammensetzung als äolisch vorsortiert angesprochen worden waren (z. B. im Untergrund von D 3, Ga 2 oder Ga 3). Somit stimmen qualitative Einschätzung und quantitatives Ergeb-

^{6.14} Dafür überwiegt der grobe Feinsand wieder deutlich am Megatschadstandort Dk 4.

^{6.15} vor allem gfS/ffS-

nis überein, woraus allerdings keinerlei prozessbezogenen Schlüsse gezogen werden können. Etwas eindeutiger sind die diesbezüglichen Tendenzen bei der $gU/(mU+fU)$ -Ratio, da in einigen der äolischen Decksedimenten eine Abreicherung vor allem der Grobsiltfraktion stattgefunden zu haben scheint. Vor allem aber beim Küstendünen- bzw. Strandwallmaterial (G E 3) und einigen Ufer- bzw. Schwemmsedimenten potentiell äolischer Prägung (G W 4) liegen die Quotienten unter der Norm. Dies ist beim Vergleich mit Flugsanden, aber auch im Zusammenhang mit Modifikationen der Komadugu-Alluvionen durch Wind nochmals zu berücksichtigen (Kap. 6.2.2).

6.1.2.4 Aufschluss westlich Geidam (Standort G W 4)

Unmittelbar hinter der Profilwand schließt ein alter Siedlungsplatz an, auf welchen zahlreiche Holzkohle- und Scherbenfunde in dem rötlichen Decksediment (Schicht I; vgl. Abb. 6.13) hinweisen, das die ehemalige Landoberfläche bildet und nur noch im N-Teil des Prallhangs erhalten ist. Bedingt durch den starken anthropogenen Einfluss im Umfeld der nahe gelegenen Stadt Geidam mündet an dieser Flussbiegung ein sehr aktives Gully-System (vgl. Abb. 5.29), durch welches, in Kombination mit der regenzeitlichen Prallhangerosion, alljährlich weite Bereiche der verbliebenen Vollform abgetragen werden.

Unterhalb der äolisch-kolluvialen Decklage liegen mehrere Meter mächtige, verhältnismäßig gut sortierte, kreuzgeschichtete Alluvionen (Schicht II – V und IX – XI), die in der oberen Hälfte ebenfalls von Bodenbildung in Gestalt von Tonverlagerung betroffen sind. Deutlich sind einige horizontale, aber vor allem auch vertikale stratigraphische Wechsel zu erkennen, wobei ein Großteil der Flusssande unter mehrfachem Alternieren von Einschneidung und Verfüllung in Abflussbahnen akkumuliert wurde (cut-and-fill-Strukturen). Der Querschnitt korrespondiert klar mit den auf Satellitenaufnahmen erkennbaren chaotischen Gerinnebettmustern (Kap. 5.1), so dass ähnliche Sedimentsequenzen auch in der restlichen Paläoüberflutungsebene vermutet werden können. Die Schichtungen zeugen von mehrfachen Wechsellagen der Fließrichtung und fallen im Allgemeinen mit einem Winkel von 30° unter Anschmiegen der Leeblätter ein. Am Boden der Abflussrinnen ist der Einfallswinkel in der Regel steiler (ca. 45°) und in Richtung des Rinnentiefsten orientiert. Insbesondere am Fuß der fossilisierten Sandrippeln sind die Strukturen von starken Eisenausfällungen, teilweise aber auch von Tonlaminae, nachgezeichnet. Eventuell handelt es sich bei den in Bohrkernen häufiger identifizierten Ton-Eisen-Bändchen (Kap. 8.2 u. A-2) um ebensolche Anreicherungen an sedimentären Schichtflächen. Im südlichen Aufschlussbereich sind die Substratabfolgen (Schicht VI – VIII; vgl. Abb. 6.14) dichter gestaffelt und texturell vielfältiger. Die Straten fallen flacher ein, werden von den sandigeren Rinnenfüllungen randlich gekappt und keilen in gegenläufiger Richtung aus. Ihre teilweise feine Körnung weist auf deponierte Suspensionsfracht hin, die in ihrer engmaschigen Vergesellschaftung mit groben Gerinnebettsedimenten symptomatisch für die ausgeprägte autogene Dynamik ist^{6.16}.

Eine präzisere genetische Faziesinterpretation soll im hiesigen Kontext zugunsten kleinmaßstäbig valider Aussagen nicht weiter verfolgt werden. Zu erwähnen ist allerdings die ausgesprochene Übereinstimmung zwischen der vorliegenden Schichtenabfolge und dem Aufbau von Deltasedimenten, die an dieser

^{6.16} Ob in dem gesamten Ensemble auch vermittelnde gerinnebettnahe Fazies wie Strömungsrinnen üblicherweise flankierende, zumeist schluffige Uferdämme konserviert sind, ließ sich aufgrund der partiellen Unzugänglichkeit der mittleren und oberen Aufschlussbereiche nicht befriedigend klären.

Stelle auch vom Komadugu Gana stammen könnten. Bei einem stärker ausgeprägten distributiven Strombettmuster entspräche die das Gros der Profilwand aufbauende Fazies den in Deltas gängigen 'barfinger'-Sedimenten. Sie treten in Querprofilen ebenfalls als gegeneinander versetzte Sandkörper in Erscheinung, deren Mächtigkeit in Längsrichtung variiert. Im Idealfall sind sie in toniges Material eingebettet, welches außerdem in Form von 'bottomset'-Ablagerungen auftritt, die die Basis des Deltavorbaus darstellen. Mit Sicherheit zu veri- bzw. zu falsifizieren wäre die These eines vorliegenden Deltas jedoch nur bei einem dreidimensionalen Anschnitt, in welchem die variable Orientierung der Mündungsarme nachvollzogen werden kann. In dieser Arbeit wird bezüglich der megatschadzeitlichen Paläolagune generell von fluvialen Formenelementen mit teilweise deltaischem Habitus ausgegangen, doch sind solche Mischformen bei der gegebenen Aufschlussituation nicht eindeutig zu belegen.

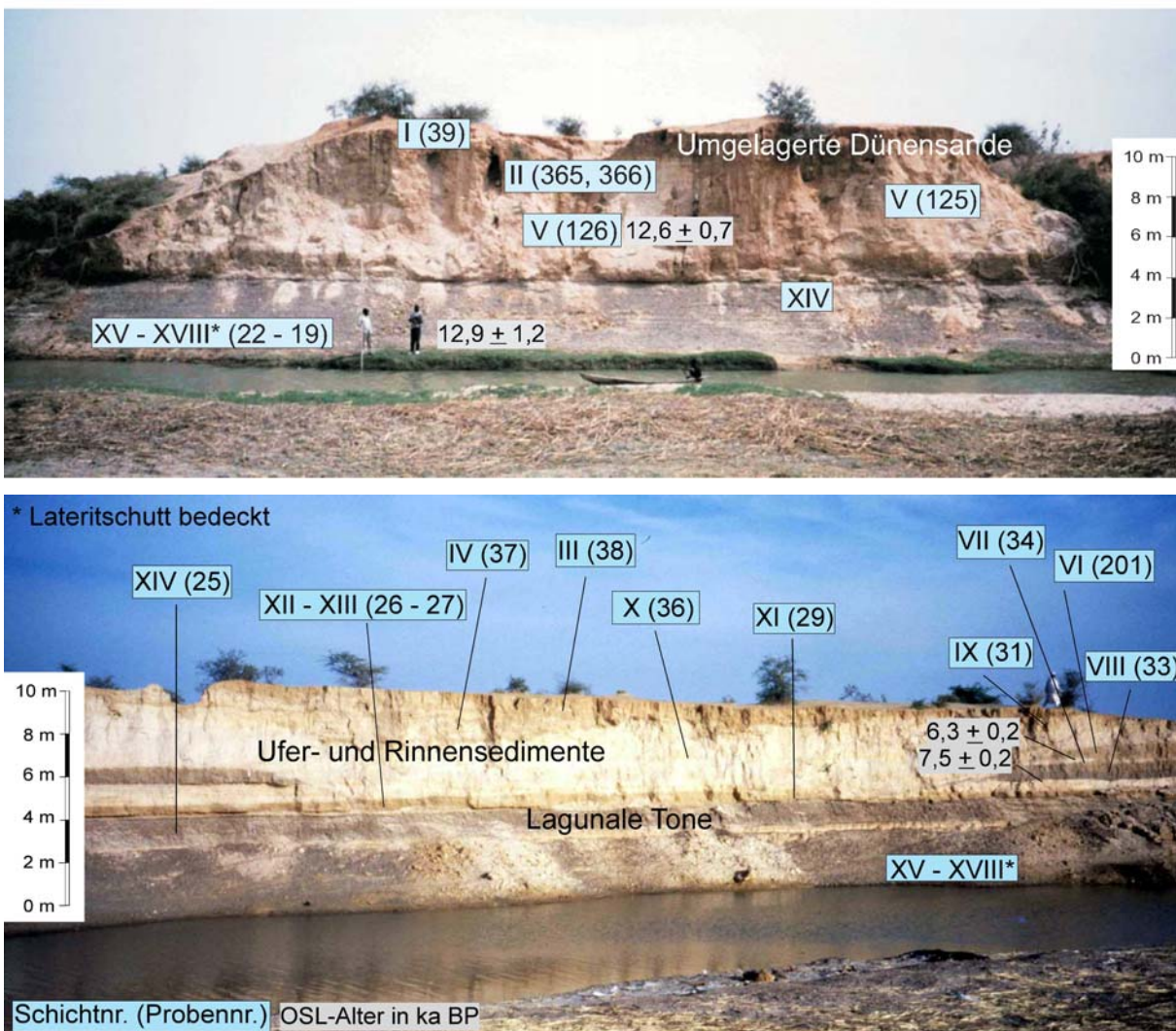


Abb. 6.13.1 und 6.13.2: Nördlicher (linker) und mittlerer bis südlicher (rechter) Aufschlussbereich (Standort G W 4)^{6.17}

Im Liegenden der bislang beschriebenen Sedimente befinden sich ausschließlich durchgängige Straten. Ein psammitischer Übergangsbereich (Schicht XII – XIII; vgl. Abb. 6.14) leitet zu einer mächtigen Tonlage (Schicht XIV) über, die, im Gegensatz zur nächst höher gelegenen (Schicht VIII; vgl. Abb. 6.14),

^{6.17} Die enthaltenen Datierungen werden in Kap. 7.1 erläutert.

über einige weitere 100 m in der Landschaft zu verfolgen ist. Die sehr markante plinthitische Schicht, die im unteren Teil ausgehärtet ist (Kap. 8.2), liegt unterhalb der üblichen Bohrtiefe. Neben der erwähnten Möglichkeit, dass hier der Untergrund einer Deltasequenz angeschnitten ist, muss in Erwägung gezogen werden, dass es sich bei Schicht XIV um ein flächenhaft verbreitetes Produkt lagunaler Deposition handelt. Vorbehaltlich des für den Standort noch zu ermittelnden chronostratigraphischen Gerüsts ist es daher denkbar, dass in Form der unteren Tone eine megaschadzeitliche Stillwasserfazies realisiert ist, die im Zuge des Rückstaus der Komadugu-Fluten zur Ablagerung kam. Zur Klärung wurden Proben für OSL-Datierungen ober- und unterhalb der Pelitschicht entnommen (Kap. 7.1), die zusätzlich hinsichtlich ihres Diatomeen-Gehalts untersucht wurde, um weitere paläoökologische Aussagen zu ermöglichen (Kap. 6.2.4). An der Basis der Profilwand schließen sich wiederum fluviale Sande an (Schicht XV – XVIII), die mit ungefähr 20° in Fließrichtung einfallen (vgl. Abb. 6.14).

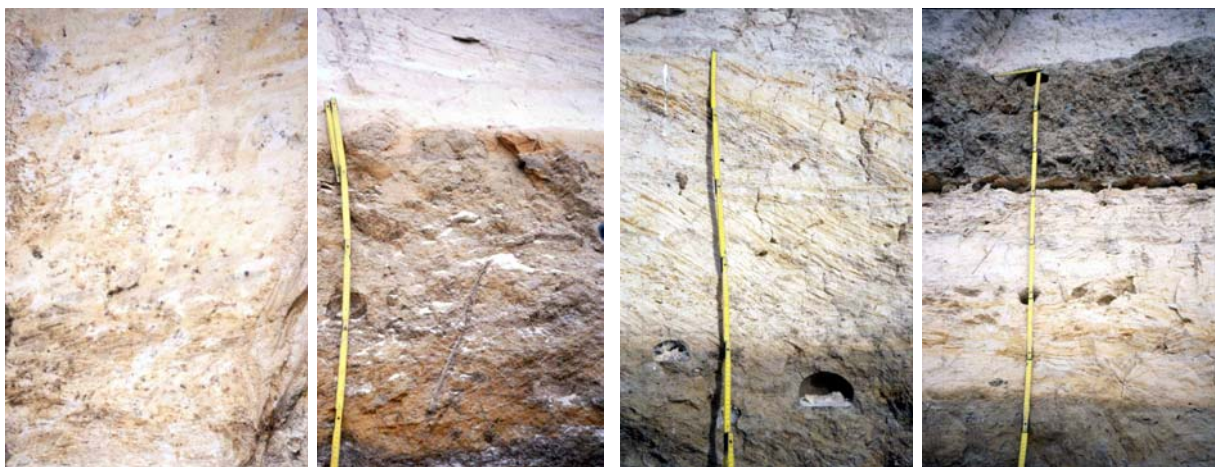


Abb. 6.14: Detailansichten der Straten XVII, V/XII/XIII, X/XI und VIII/IX/XII (Standort G W 4)^{6.18}

Die Sedimente unmittelbar oberhalb der Tonlage (Schicht XII – XIII; vgl. Abb. 6.14) wurden ohne Gewähr als alluvial verlagerte Flugsande bezeichnet und gehören zu einer Fazies, die auch an anderen Standorten Probleme bei der lithogenetischen Ansprache bereitete. Sie weist die Bodenart fSt2 auf, mit welcher im Gelände stets eine Vorverwitterung auto- und allochthoner Natur assoziiert wurde. Diese ist bei Flugsanden deutlich häufiger zu beobachten als im alluvialen Milieu (Kap. 6.1.3), weshalb eine präsedimentäre äolische Prägung angenommen wurde. Die entsprechenden Sedimente wurden in den nachfolgenden Diskussionen gesondert betrachtet sowie mittels eines erweiterten Methodenspektrums untersucht (Kap. 6.2). Am Aufschluss G W 4 traten neben dem primären Reliktcharakter der betrachteten Straten noch weitere sekundäre Merkmale zutage, welche in den Bohrkernen nicht ohne weiteres identifiziert werden konnten (vgl. Abb. 6.14). Allen voran sind dies die nachhaltigen Modifikationen des Sedimentkörpers durch die Tätigkeit des Edaphons, wie sie auch an anderen Stellen der Profilwand augenfällig sind. Der bedeutende Einfluss dieses bodenbildenden Faktors im gesamten System, der sich an der hiesigen Stelle unter anderem in einer Konzentration überwiegend reliktscher Termitennester von ca. 4/m² äußert, findet auch rezent noch bis in den tieferen Untergrund statt, wobei es sich vor allem um die Tätigkeit subterranner Spezies handelt. Dabei wird die Primärschichtung des Sediments zerstört und eine sekundäre zooturbate Struktur angelegt, die die Ausweisung eigenständiger, biogenetisch

^{6.18} Die zugehörigen Beschreibungen finden sich in Kap. A-2.

geprägter Lithofazies rechtfertigen würde, was auf Basis der 1-D-Daten jedoch nicht hinreichend praktikabel ist. Die sukzessive Anreicherung von Fremdmaterial in Tiergängen und -nestern sowie den ebenfalls bis in große Tiefen verbreiteten Wurzelbahnen bewirkt bodenphysikalische, aber auch –chemische Änderungen der initialen Schichteigenschaften, die in Kap. 8.2 nochmals genauer ausgeführt werden.

6.1.3 Lithofazielle Klassifizierung

Auf Grundlage der Profilsprachen in Kombination mit den bodenphysikalischen Laboranalysen wurden insgesamt 18 Faziesklassen gebildet, die in Tab. 6.4 und 6.5 aufgelistet und im hiesigen Unterkapitel ausführlicher skizziert sind. Sie basieren größtenteils auf form units des Level 2 der alluvialen Systematik (Kap. 3.4) und sind weniger eng gefasst als die Fazies der im hiesigen Kontext weitestgehend untauglichen^{6.19} Gliederung von Miall (1992; vgl. Tab. 3.3). Es handelt sich um Sedimentkörper mit spezifischer gemutmaßter Genese, deren Bestimmung somit über eine rein deskriptive Ansprache hinausgeht. Die Rückschlüsse auf charakteristische Sedimentationsmodi erfolgten vorrangig induktiv aus singulären Erkenntnissen und haben daher nur teilweise Beweischarakter, wobei Verallgemeinerungen aufgrund der Größe des Untersuchungsgebiets und der standortübergreifenden Bedeutung von Korngrößengradienten ohnehin nur bedingt vorgenommen werden können.

Die Faziestypisierung erfolgte zunächst separat für die Standorte der rezenten Aue sowie der Niederterrasse, deren Sedimente im Folgenden der Einfachheit halber übergreifend als jüngerer resp. älteres Alluvium bezeichnet werden, wenn ihnen untergeordnet auch nicht-alluviale Fazies zugehörig sind. Dazu wurde eine Vielzahl von Parametern abgefragt und graphisch dargestellt^{6.20}. Neben den Korngrößendreiecken in Abb. 6.15 und 6.16 handelt es sich um sämtliche mögliche bivariaten Kombinationen der Potenzmomente sowie die bereits in 6.1.2.3 angeführten Quotienten selektierter Kornfraktionen. Der überwiegende Teil der Diagramme zielte auf die Erfassung von Clusterbildungen, der Rest auf eine nochmalige Visualisierung der gebietsweiten Variationen ab. So sind breite Streuungen der ansonsten relativ deutlich ausgeprägten Punktwolken in der Regel gradientenbedingt. Außerdem haben gradierte, per definitionem weiter gefasste Substrate (wie Ufer- bis Hochflutsedimente) naturgemäß breitere Spektren, die sich mit denen anderer Faziesklassen überlappen. Ausreißer wurden in Hinblick auf eine etwaige falsche Einordnung genauer untersucht, aber befinden sich ebenfalls in Übereinstimmung mit der individuellen Ausprägung der jeweiligen Fazies^{6.21}.

Vorab ist zu bemerken, dass übergreifende Vergleiche von jüngerem und älterem Alluvium nicht zu hoch bewertet werden sollten, da diese mit unterschiedlichen regionalen Schwerpunkten, d. h. in nicht

^{6.19} vgl. Abb. 9.1 sowie Fußnote 9.5

^{6.20} Es findet sich allerdings nur eine geringe Anzahl der Diagramme in dieser Arbeit wieder.

^{6.21} beispielsweise in Form einer Tonlinse (Lt3) innerhalb der Flussbettakkumulationen des heutigen Überflutungsbereichs (Probe 61/Profil D 3)

Tab. 6.4: Übersicht der granulometrischen Spannweiten ermittelter Faziesgruppen (jüngeres Alluvium)

Fazies	ggS+fgS +mS in %	U+T in %	gfS in %	ffS in %	Proben- und Profildnummern
Flussbettsedimente	3,78 – 95,66	1,23 – 73,40	1,02 – 45,55	0,56 – 21,89	61, 62, 63 (D 3), 75, 76 (Ga 3), 18 (G W 2), 94 (G W 3)
Flussbett- bis Ufersedimente	1,28 – 74,12	0,16 – 16,70	5,19 – 87,41	1,78 – 47,94	309, 414, 312 (D 1), 401, 319, 320 (D 2), 341, 342 (Ga 2), 9 (G W 1), 15, 16, 17 (G W 2), 281, 395, 397, 398 (Dk S 2)
Ufersedimente	0,00 – 6,66	1,13 – 11,84	19,99 – 94,71	1,70 – 69,69	308 (D 1), 6 (G W 1), 14 (G W 2), 228, 229, 230 (G E 2), 390, 391, 392 (Dk N 1 a), 239, 240 (Dk N 1 b), 410, 247 (Dk N 2 a), 254 (Dk N 2 b), 45, 46, 47, 48 (Dk S 1)
Ufer- bis Hochflutsedimente	0,01 – 37,27	1,86 – 82,76	0,81 – 76,05	10,36 – 63,94	306, 307, 310, 311 (D 1), 313, 314, 315, 316, 317 (D 2), 339, 340 (Ga 2), 3, 4, 5 (G W 1), 13 (G W 2), 80 (G W 3), 222, 223 (G E 1), 291, 292, 412 (G E 4 b), 388, 389 (Dk N 1 a), 237, 238 (Dk N 1 b), 245 (Dk N 2 a), 253 (Dk N 2 b), 279, 280 (Dk S 2)
Hochflutsedimente	0,02 – 9,57	30,36 – 95,61	0,41 – 42,57	3,86 – 47,42	303, 304, 305 (D 1), 331, 332, 333, 334, 335, 400 (Ga 1), 338 (Ga 2), 2, 7, 8 (G W 1), 10, 11, 12 (G W 2), 213, 214, 215, 216 (G E 1), 226, 227 (G E 2), 101, 102 (G E 3), 387 (Dk N 1 a), 232, 233, 234, 235, 236 (Dk N 1 b), 241, 242, 243, 244 (Dk N 2 a), 249, 250, 251, 408, 252 (Dk N 2 b), 266, 267 (Dk N 3), 278 (Dk S 2), 274, 275, 276 (Dk S 3)
Altarm-/ Gerinnefüllungen mit Hochflutcharakter	0,00 – 8,99	3,68 – 95,02	0,05 – 75,74	3,14 – 63,76	51, 52, 53, 54, 55, 56 (D 3), 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72 (Ga 3), 79, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89 (G W 3), 95, 96, 97, 98, 99, 100 (G E 3), 256, 257, 258, 259, 260, 261, 262 (Dk N 3), 40, 41, 42 (Dk S 1), 268, 415, 269, 399, 270 (Dk S 3)
Gerinnefüllungen	0,01 – 91,01	2,30 – 24,20	2,02 – 64,36	0,63 – 74,14	57, 58, 59, 60 (D 3), 73, 74 (Ga 3), 90, 91, 92 (G W 3), 263, 264, 265 (Dk N 3), 43, 44 (Dk S 1), 271, 272, 273 (Dk S 3)
Hochflutsedimente mit lagunalem Charakter	0,00 – 1,05	86,97 – 99,33	0,08 – 2,94	0,54 – 9,04	336, 337, 404 (Ga 1), 217, 218, 219, 220, 221 (G E 1)
Ufersedimente äolischer Prägung	3,65 – 74,15	2,42 – 19,16	20,99 – 74,80	2,44 – 31,51	64 (D 3), 343 (Ga 2), 209, 77 (Ga 3)
Äolisch geprägte Deck- und Hochflutsedimente	1,55 – 4,46	16,33 – 54,30	18,45 – 36,68	19,20 – 50,32	225 (G E 2), 248 (Dk N 2 b), 255 (Dk N 3), 277 (Dk S 2)
Strandwall- bis Dünensedimente	5,02 – 61,80	1,14 – 3,46	33,71 – 72,85	2,08 – 18,97	103, 104, 105, 106, 107, 108 (G E 3)

Tab. 6.5: Übersicht der granulometrischen Spannbreiten ermittelter Faziesgruppen (älteres Alluvium)

Fazies	ggS+fgS +mS in %	U+T in %	gfS in %	ffS in %	Proben- und Profilnummern
Gerinnefüllungen	0,06 – 47,03	1,08 – 12,47	35,18 – 77,60	2,43 – 54,66	37, 125, 126, 31, 36, 29 (G W 4), 128, 129, 130, 131, 132 (Gz 3)
Flussbett- bis Ufersedimente	3,63 – 79,61	1,30 – 6,97	13,72 – 77,10	2,60 – 33,85	329, 405 (D 4), 19, 22 (G W 4), 150, 151, 152, 153 (Ga W 4), 189, 190 (G SW 4)
Ufersedimente	0,03 – 21,15	1,06 – 21,41	12,72 – 86,90	6,18 – 77,81	21, 20 (G W 4), 372, 373, 375 (G E 4 a), 293, 294, 295, 296, 297, 298 (G E 4 b), 381, 382, 383, 384, 385, 386 (Dk 4), 364, 403 (Gu 4 b), 164 (Ga N 4 d), 166 (By N 4 a), 168 (By N 4 b), 172 (By N 4 c), 178, 179 (By E 4), 184 (G SW 4), 196, 197 (G S 4), 141, 142, 208, 207 (G SE 4), 133, 134 (Gz 3)
Ufer- bis Hochflutsedimente	0,03 – 5,94	2,74 – 52,91	1,13 – 70,18	27,03 – 77,33	348, 349, 350, 351 (Ga 4), 365, 366, 38, 34 (G W 4), 149 (Ga W 4), 167 (By N 4 b), 171 (By N 4 c), 188 (G SW 4), 199, 200 (G S 4)
Hochflutsedimente	0,15 – 6,22	20,77 – 93,26	0,81 – 29,21	5,39 – 57,10	323, 324, 327, 328 (D 4), 201, 33 (G W 4), 116, 117, 118, 122, 124 (Gu 4 a), 357, 359, 360, 361, 362, 363 (Gu 4 b), 205, 148 (Ga W 4), 155 (Ga N 4 a), 159 (Ga N 4 b), 356 (Ga E 4), 165 (By N 4 b), 180, 181, 182, 183, 185, 186, 187, 203 (G SW 4), 194, 195, 206, 198 (G S 4)
(Hochflut-) Sedimente mit lagunalem Charakter	0,19 – 4,97	69,43 – 98,52	0,28 – 11,62	0,94 – 18,22	325, 326 (D 4), 119, 120, 121, 123 (Gu 4 a), 352, 353, 354, 355 (Ga E 4); 25 (G W 4), 161, 162 (Ga N 4 c)
Ufer- und Schwemmsedimente äolischer Prägung	0,24 – 8,31	9,56 – 50,70	2,35 – 65,96	21,95 – 46,82	27, 26 (G W 4), 144, 145, 146 (Ga W 4), 154 (Ga N 4 a), 156, 157, 158 (Ga N 4 b), 192, 193 (G S 4), 136, 137, 138, 139, 140 (G SE 4)
Weitere äolisch und/oder pedogen geprägte Sedimente	0,43 – 18,39	5,43 – 82,91	3,99 – 59,65	10,79 – 51,43	39 (G W 4), 143 (Ga W 4), 160 (Ga N c); 344, 345 (Ga 4), 367, 368, 402, 370, 371 (G E 4 a), 376, 377, 378, 379, 380 (Dk 4), 170 (By N 4 c), 191 (G S 4), 135 (G SE 4); 173, 174, 175, 176, 177 (By E 4), 127 (Gz 3); 321, 322 (D 4), 346, 347 (Ga 4), 407 (Gu 4 b)

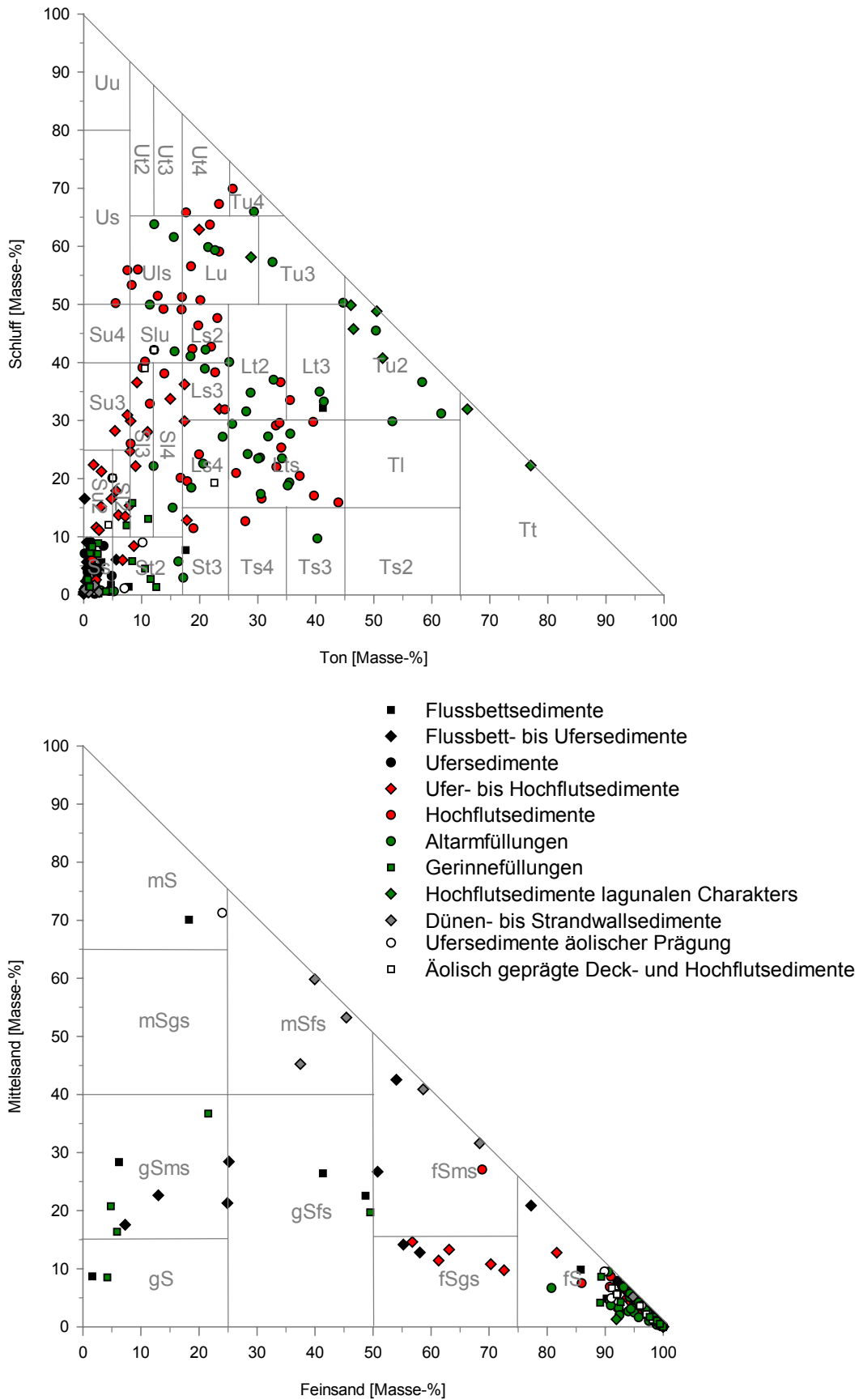


Abb. 6.15.1 und 6.15.2: Korngrößenverteilungen der beprobten jüngeren Alluvionen (komplettes Spektrum und bezogen auf die Sandfraktion)

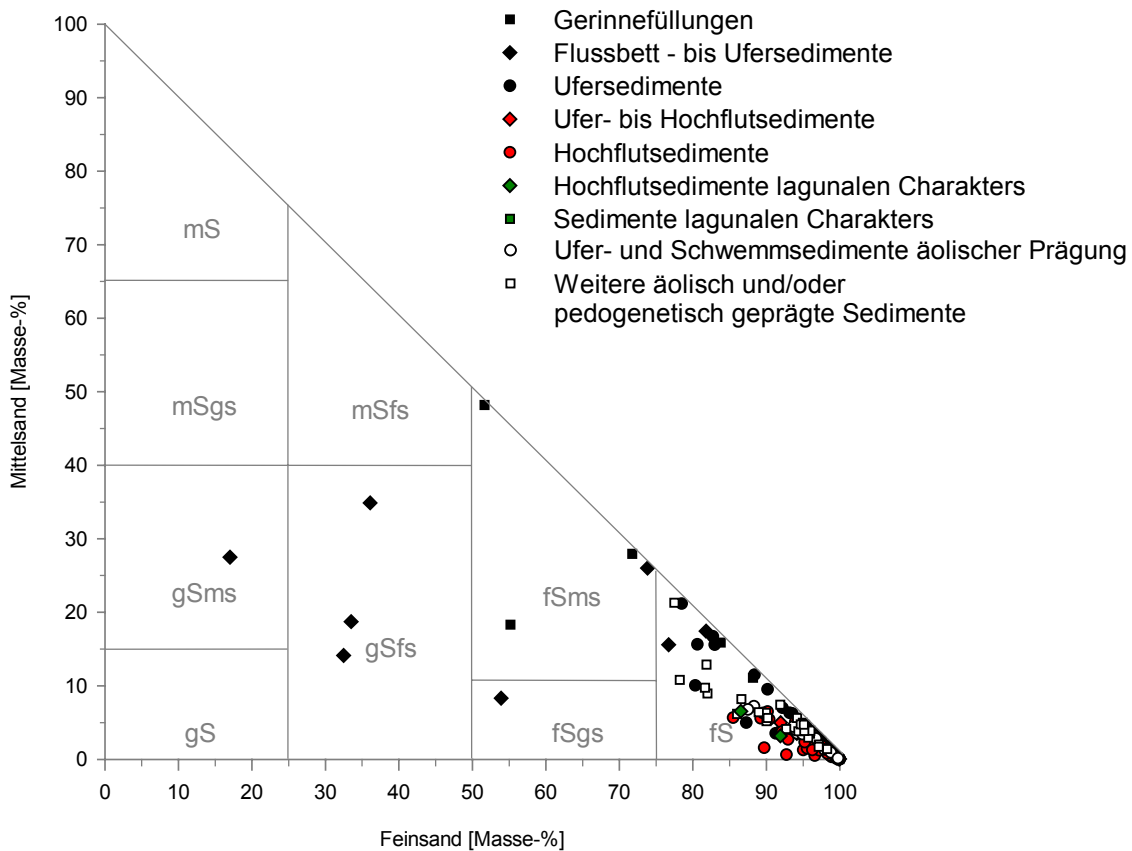
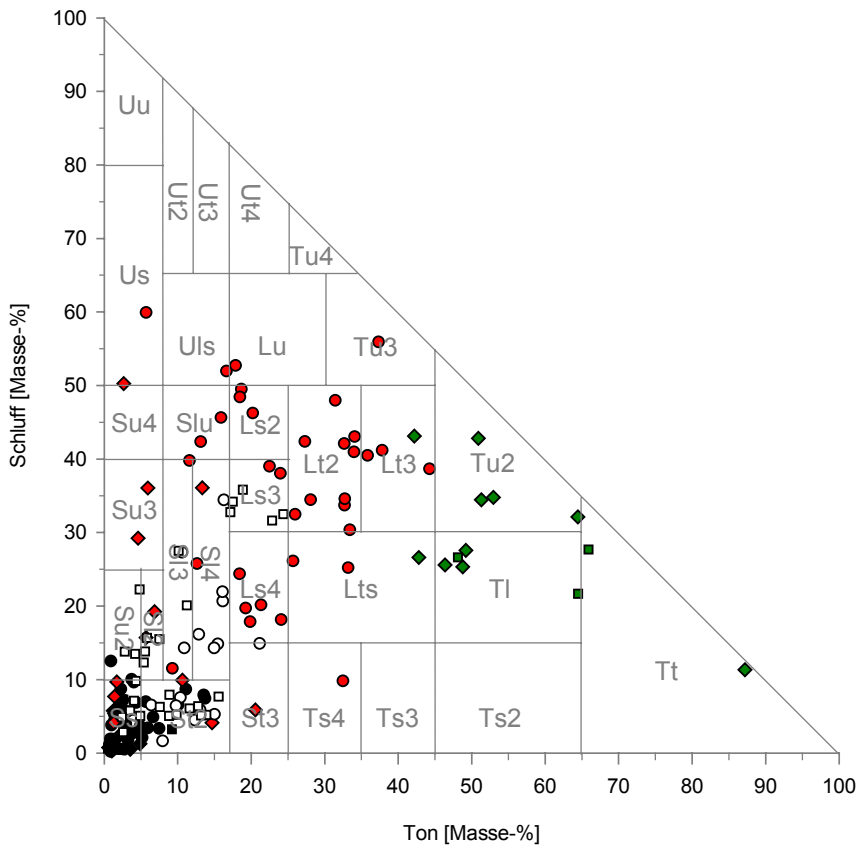


Abb. 6.16.1 und 6.16.2: Korngrößenverteilungen der beprobten älteren Alluvionen (komplettes Spektrum und bezogen auf die Sandfraktion)

identischer Weise, beprobt wurden^{6.22}. Dennoch sind gewisse Verallgemeinerungen möglich. Aus Abb. 6.15 und 6.16 wird ersichtlich, dass die rezenten Auenablagerungen stärker streuen, z. B. mehrheitlich höhere Silt- und Tongehalte aufweisen, als die prärezenten. Nochmals offenkundiger reduziert ist bei den Sedimenten der Paläoschwemmebene das Sandspektrum mit einem ausgeprägten Schwerpunkt im Feinsandbereich. Aufschlussreich ist auch der Vergleich der gfS-ffS-Verteilung (nicht dargestellt) – konform mit der Tatsache, dass sich ungefähr doppelt so viel grober wie feiner Feinsand im System befindet, können die gfS-Gehalte einzelner Proben bis zu 95 % betragen, während der feinere Feinsand maximal 75 % erreicht und mehrheitlich zwischen ca. 30 und 40 % liegt. Letzterer dominiert in den jüngeren Alluvionen; ersterer erreicht seine höchsten Werte in den älteren und einigen der jüngeren Uferbank-sedimente. An letztgenannter Fazies zeigt sich desweiteren, dass Cluster innerhalb der jüngeren Alluvionen oftmals enger gefasst sind als in denen der älteren, was die Tatsache unterstreicht, dass die lithogenetischen Einheiten der heutigen Aue deutlicher zu differenzieren sind. Bezüglich der feinklastischen Fazies des jüngeren Alluviums ist zu konstatieren, dass die Überflutungssedimente eher schluffreich und die Altarmplombierungen eher tonreich sind. Eine ähnliche Feststellung ist bei den Ablagerungen der Niederterrasse nicht möglich, da Paläomäander dort nicht gezielt beprobt werden konnten. Dafür wurden dort vermehrt (Hochflut-) Sedimente mit lagunalem Charakter ausgewiesen, deren Klassifizierung allerdings rein lithologisch begründet ist (festgelegter Mindestgehalt an Ton von 40 %).

Ergebnisse aus der vergleichenden Momentstatistik werden partiell im Zusammenhang mit den einzelnen Faziesgruppen diskutiert. Entgegen den Resultaten der meisten darauf fokussierten Arbeiten^{6.23} sind eindeutige Trennungen zwischen fluvialen Sanden und anderen Fazies im Reaktionsdiagramm nicht möglich. Die für andere Regionen vorgeschlagenen lithogenetischen Grenzziehungen scheinen im Vergleich mit den Ergebnissen aus dem vorliegenden System unangemessen und somit allgemein von eingeschränkter Gültigkeit. Darüber hinaus wird die relativ ausgewogene Verteilung des Sortierungsgrades zwischen sehr gut und sehr schlecht nach Folk & Ward (1957) sowohl beim jüngeren als auch beim älteren Alluvium dem subjektiven Empfinden von oftmals exzellent sortierten Feinsanden (vgl. Abb. 6.15.2 und Abb. 6.16.2) kaum gerecht. Daher wurde als alternative Methode zur Ermittlung des Sortierungsgrades die Systematik von Sombroek & Zonneveld (1971: 13) herangezogen, die ebenfalls nur für den Bereich $> 2 \mu\text{m}$ Gültigkeit hat. Sie betrachtet die jeweils zwei benachbarten Klassen mit dem insgesamt größten Anteil am Gesamtspektrum^{6.24} und vermittelt daher ähnliche Eindrücke wie die Dreiecksdiagramme, wo die beiden (gemeinhin die höchsten Werte aufweisenden) Feinsand-Unterfraktionen ebenfalls zusammengefasst sind. Wie aus Abb. 6.17 zu ersehen, ergeben sich Änderungen im Sinn allgemein sehr viel besser sortierter Sedimente. Bei den generellen Betrachtungen wurde dennoch dem Vorgehen nach Folk & Ward (1957) gefolgt, da dieses auch zur Ermittlung der restlichen Potenzmomente herangezogen wurde, obgleich die Normalverteilung der erzielten Sortierungswerte (vgl. Abb. 6.17) nicht unbedingt realitätsnah erscheint.

Nicht zuletzt deshalb, weil die Tonfraktion nicht in die Berechnungen einging, sind alles in allem nur interne Vergleiche möglich, was auch für die Kurvensymmetrie gilt. So liegt ohne Berücksichtigung der

^{6.22} So belegen etwa Ausreißer wie die Tone am Standort D 4 (Probe 326), dass auch innerhalb der Niederterrasse große lithofazielle Unterschiede bestehen können.

^{6.23} vgl. Fußnote 6.7

^{6.24} $> 80 \%$: sehr gut sortiert, $> 70 \%$: gut sortiert, $> 60 \%$: mäßig sortiert, $\leq 60 \%$: schlecht sortiert

Ton-Peaks auch bei weitem nicht überall die für fluviale Fazies typische schwach positive Schiefe vor. Vielmehr ist das gesamte Spektrum inklusive Extremwerten vertreten, und im älteren Alluvium besteht darüber hinaus eine klare Tendenz zu negativer Schiefe bei den fluvialen Fazies sensu stricto, während äolisch geprägte Subfazies sowie teils auch Substrate vertikaler Akkretion sich als überwiegend positiv schief erwiesen. Eine ähnliche Unterscheidung konnte wiederum für die Proben aus der Paläoflutebene bezüglich der Kurtosis getroffen werden, indem den normalgipfeligen Flussbett- bis Hochflutsedimenten eher schmalgipfelige postsedimentär modifizierte Ablagerungen gegenüberstehen.

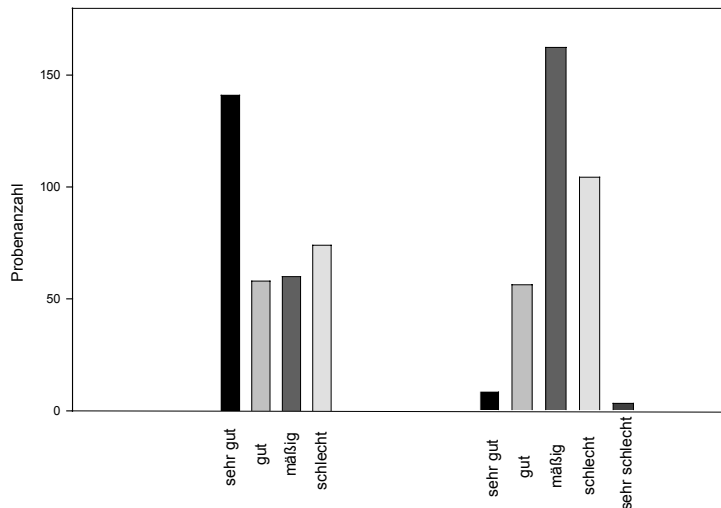


Abb. 6.17: Sortierungsgrade aller untersuchten Sedimente nach Sombroek & Zonneveld (1971) (links) im Vergleich mit Folk & Ward (1957) (rechts)

In Abb. 6.18 erfolgt die Darstellung von mittleren Partikelgrößen und Sortierungsgraden der Faziesklassen getrennt nach den (von W nach E aufgelisteten) Untersuchungsarealen^{6.25}. Stillwassersedimente sind dabei nicht berücksichtigt, da sie relativ tonlastig sind und demzufolge nicht korrekt repräsentiert wären. Bezüglich der Korngrößenmittel zeigt sich sowohl beim jüngeren als auch beim älteren Alluvium nur sporadisch ein W-E-Gradient; häufiger sind bei letzterem jedoch rückläufige Tendenzen in Richtung E zu beobachten, die bereits an früherer Stelle angesprochen wurden und mit einem Anstieg der $S/(U+T)$ -Ratio einhergehen. Die Niederterrassensedimente weisen ähnliche Mittel und auch nicht unbedingt weniger Schwankungen auf als die der Fadama. Jedoch ist die Sortierung bei den älteren Alluvionen besser und ein östlich gerichteter Gradient definitiv vorhanden, wenn man den feinstsandigen Charakter der Hochflutfazies berücksichtigt und außerdem den im Megatschadbereich gelegenen Standort Damasak von der Betrachtung ausnimmt. Ansonsten variiert die Sortierung abhängig von der jeweiligen Fazies. Innerhalb des jüngeren Alluviums sind die Ufersande sowohl im E-Teil der Paläolagune als auch bei Damasak S am reinsten, doch im Allgemeinen liegt den subrezentem Flussablagerungen eine etwas schlechtere Sortierung zugrunde als denen vermuteten äolischen Ursprungs (einschließlich Strandwallfazies). Abb. 6.19 zeigt nochmals die exakte räumliche Verteilung der ersten beiden Potenzmomente der Niederterrasse in 4 m Tiefe (wofür die größte Probenanzahl vorliegt). Wie erwähnt, nehmen die Korngrößenmittel von Gashua nach E zunächst einmal zu, erreichen dann die niedrigsten Werte in den

^{6.25} Eine Schwäche des Diagramms ist, dass es die jeweilige Probenanzahl und somit die Repräsentativität der Werte nicht unmittelbar widerspiegelt.

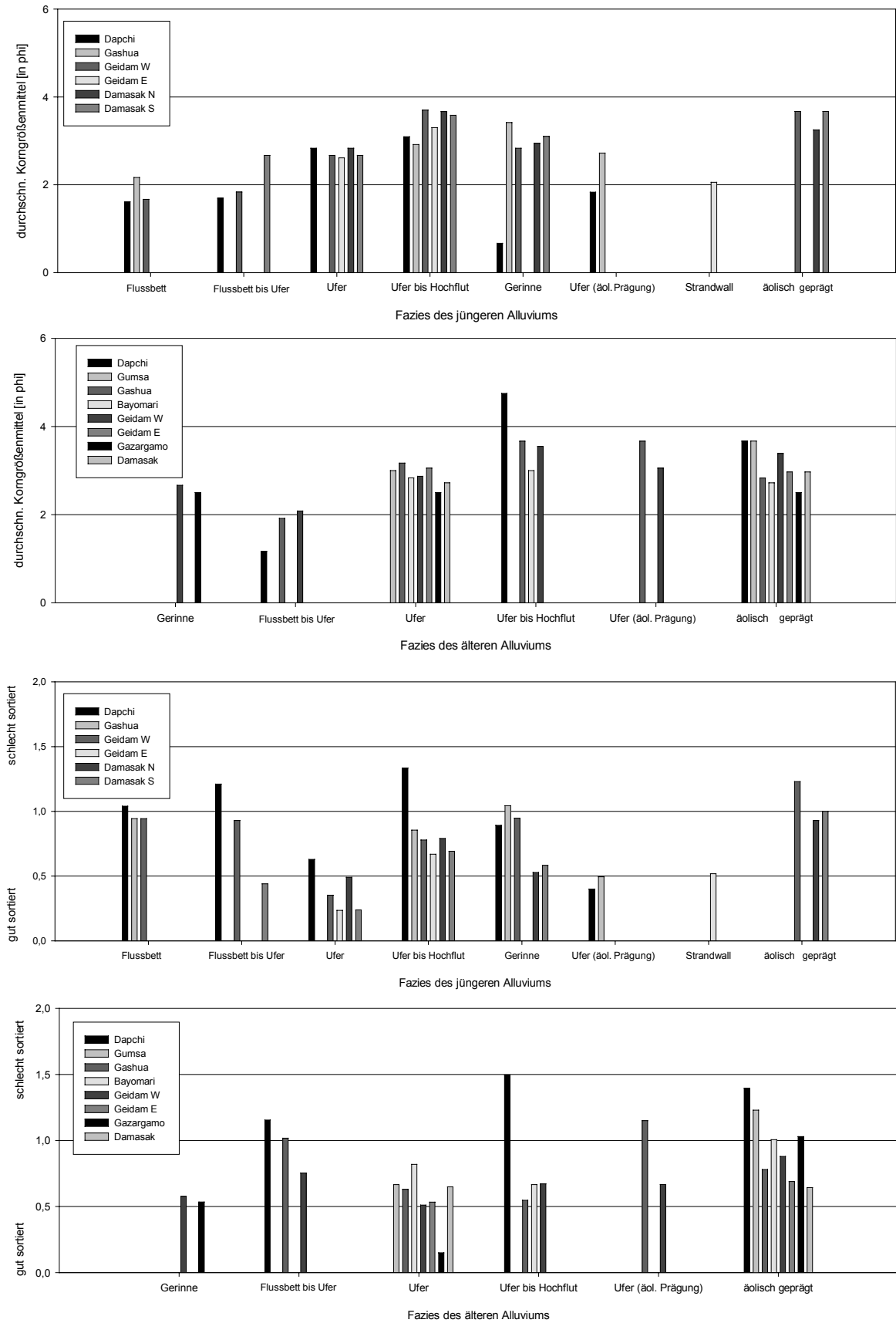


Abb. 6.18: Erstes und zweites Potenzmoment alluvialer Subfazies des Komadugu-Systems (untergliedert nach Untersuchungsarealen)

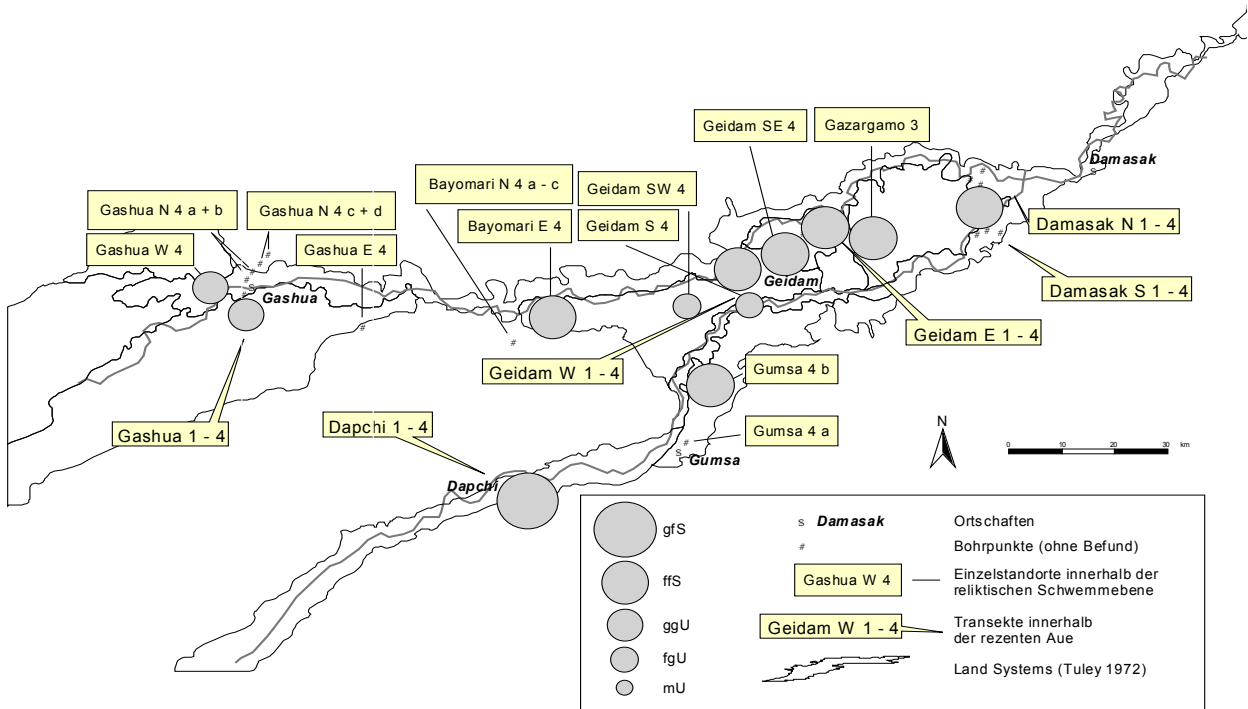


Abb. 6.19.1: Korngrößenmittel des älteren Alluviums in 4 m Tiefe^{6,26}

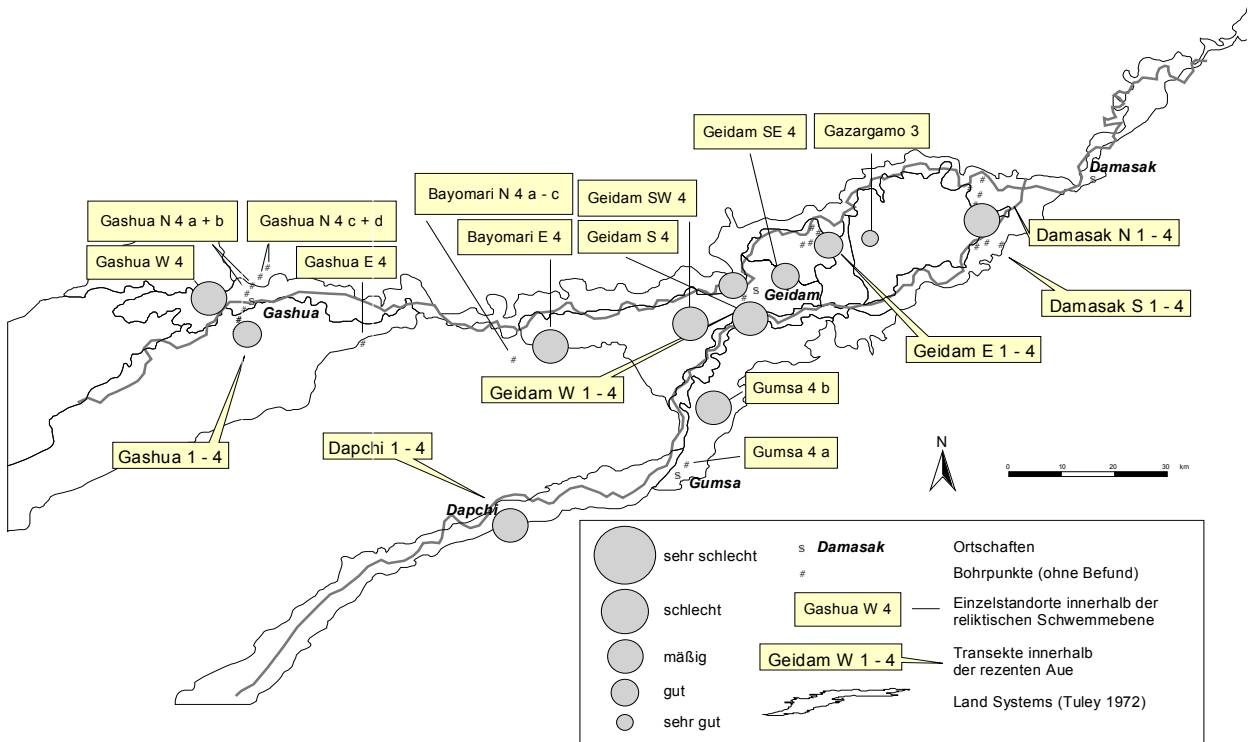


Abb. 6.19.2: Sortierungsgrade des älteren Alluviums in 4 m Tiefe^{6,26}

^{6,26} bezüglich der land-systems-Begrenzungen vgl. Fußnote 2.40

Ebenen südwestlich von Geidam, um sich anschließend im Feinstsandbereich einzupendeln. Die Sortierung wird in flussabwärtiger Richtung deutlich besser, erlangt ihr Optimum nahe Gazargamo und nimmt bei Damasak, wo bereits ein anderes Ablagerungsmilieu vorliegt, wieder etwas ab.

Abschließend sollen sämtliche lithogenetischen Gruppen des Arbeitsgebiets explizit beschrieben werden, wobei jüngeres und älteres Alluvium oftmals gemeinsam behandelt werden können. Ein Abgleich mit den in Kap. 3.4 dargelegten Elementen fluviabler Architektur nach Miall (1992) findet sich abschließend in Abb. 9.1 und würde an dieser Stelle, vor allem aufgrund der konzeptionellen Unstimmigkeiten bei der Ausgliederung von Lithofazies (Tab. 3.3), zu keinen herausragenden zusätzlichen Erkenntnissen führen (s. o.).

Flussbett-, Flussbett- bis Ufer- und Ufersedimente des jüngeren und älteren Alluviums

Laterale Produkte der Flussschlingenwanderung stellen gemeinhin das Gros der Ablagerungen mäandrierender Systeme dar. Im vorliegenden Fall sind sie überwiegend feinsandig ausgeprägt, während in den unteren Bereichen der meist gradierten Sequenzen häufig grobkörnigere Reste basaler Rinnenfazies inkorporiert sind. Korngrößenmittel reichen daher von gS bis gU, Sortierungen von schlecht bis sehr gut. Die rezenten Akkumulationen weisen merklich mehr U und T auf als die der Paläoüberschwemmungsebene, und bei den Sandunterfraktionen dominiert mit geringerem Alter der gröbere fS. Viele Autoren zählen auch Uferdamm- und Dambruchsedimente zu den dominanten Gerinnebettrandfazies, wobei sich erstere durch vergleichsweise feine Körnungen, letztere durch das Vorliegen eines einzigen Unten-grob-Zyklus auszeichnen. Levée-Material könnte beispielsweise im Profil D 2 (Probe 402) vorhanden sein, wo der obere Gleithangbereich eine stark schluffige Komponente aufweist. Weitere diesbezügliche Grenzfälle fallen in die anschließende Faziesklasse (Ufer- bis Hochflutsedimente), während mögliche splay deposits in keinem konkreten Fall vermutet werden. Das Gefüge der Uferbankfazies wurde in den Bohrkernen je nach Erkennen als Einzelkorn- oder Schichtgefüge angesprochen, wobei höchstwahrscheinlich alle beprobten Sedimente stratifiziert sind, was gleichzeitig den deutlichsten Hinweis auf ihren alluvialen Ursprung bei den Geländeuntersuchungen lieferte (vgl. Kap. 6.1.2.2). Besonders hilfreich waren dabei syn- und untergeordnet auch postsedimentäre Materialanreicherungen, z. B. in Form von Schwermineralen (Kap. 6.2.3) und Eisen(hydr)oxiden. Auch Grobsand- und Ton"bänder" (gemäß der Situation in den Bohrkernen) bis -linsen aus dem Strombettmilieu treten des Öfteren in der hier beschriebenen Faziesgruppe auf. Die tatsächlichen Level-1-Eigenschaften konnten allerdings nur an zweidimensional aufgeschlossenen Straten erhoben werden. Dort wurden vorrangig über mehrere Schichtenabfolgen einheitliche Schräg- sowie Kreuzschichten sichtbar, die aus den foreset beds der migrierenden Strömungsrippeln hervorgegangen sind.

Ufer- bis Hochflut-, Hochflutsedimente und (Hochflut-) Sedimente lagunalen Charakters des jüngeren und älteren Alluviums

Übergänge von Akkumulationen lateraler zu denen vertikaler Akkretion wurden entweder aufgrund von Material- oder aber Schichtungswechseln evident, wobei die Ansprache in der Sonde zwangsläufig mit Unsicherheiten verbunden war. Die erhöhte Uniformität insbesondere des älteren Alluviums wirft außerdem die Vermutung auf, dass auch basale Teile von Uferbank-Zyklen in diese Kategorie eingeflos-

sen sind (Kap. 6.1.2.3)^{6.27}. Reine Sande wurden daher vornehmlich bei einem Wechsel zu horizontalen 'topsets' (in Aufschlüssen) bzw. dem eindeutigen Vorliegen von Laminierungen als Hochflutablagerungen angesprochen. Feingeschichtete Schwemmsandkörper mit Siltreichtum, wie sie in den Profilen Dk N 1 a und b oder am Rand des Aufschlusses G W 4 (Probe 34) vertreten sind, könnten wiederum auch Levées entstammen. Alternierende Lagen sandigeren und tonigeren Materials, wie sie bei hochvariabler Strömung für Gleithangsedimente durchaus typisch sind, sind unter anderem in den Geidam Plains vertreten, und auch die Tonbändchen in diversen Profilen (vgl. Abb. 6.2 ff.) könnten Grenzflächen von Kreuzlaminierungen darstellen (vgl. Kap. 6.1.2.4). Neben schwach erhöhten Tongehalten wird die Schichtung wiederum durch Variationen der Eisen- und Schwermineralanteile nachgezeichnet, wobei neben feinen, teils trogförmigen Kreuzschichtungen vor allem warvenartige horizontale Lagerungen vertreten sind^{6.28}, die ebenfalls ein Zeichen für saisonale Schwankungen darstellen. Da gerade solche Mikrostratifizierungen im gegebenen Sedimentationsraum offensichtlich rasch durch Bioturbation zerstört werden, ist dieses Kennzeichen alluvialen Ursprungs häufig nur noch anhand vereinzelter Schwermineralinlagerungen zu rekonstruieren (Kap. 6.2.3). Ein anderer, relativ komplexer Sachverhalt wird anhand der Profile D 2 (Proben 313 – 317) und Ga 2 (Proben 339 – 340) deutlich, die beide auffällig breit gestreute Korngrößenverteilungen aufweisen, so dass in Tab. 6.4 in dieser Faziesklasse des jüngeren Alluviums höhere Grob- und Mittelsandanteile erreicht werden als in der vorangehend beschriebenen. Nicht zuletzt aufgrund der Reliefposition ist zu vermuten, dass es sich um Uferbank- bis Hochflut-sedimente handelt, wenn auch nicht ausgeschlossen werden kann, dass besonders kolloidreiche Flussbett- bis Uferfazies oder aber tonangereicherte Produkte subrezenter Bodenbildung präsent sind. Die wahrscheinlichere Variante ist allerdings ein synsedimentärer Eintrag der gröberen Klasten durch Wind oder aber die postsedimentäre Durchmischung durch Bodentiere.

Generell stehen im Komadugu-System Hochflut- stark hinter Uferbankablagerungen zurück (vgl. Kap. 5.1.2), was unter anderem an ihrer höheren Erosionsanfälligkeit liegen mag, jedoch in Auen aktiver Mäanderflüsse auch nicht ungewöhnlich ist. Es handelt sich dabei um vertikale Niedrigenergieakkumulationen aus der Suspensionsfracht mit mittleren Korngrößen im gU-Bereich und einer mäßigen bis sehr schlechten Sortierung. Per definitionem wurden Ablagerungen mit mehr als 40 % Tongehalt als Hochflutsedimente lagunalen Charakters bezeichnet (s. o.). Dazu zählen auch zwei Straten innerhalb des älteren Alluviums (Proben 25/Profil G W 4, Proben 161 u. 162/Profil Ga N 4 c), für die eine weiträumigere Verbreitung und somit klimatisch bedingte Genese nicht ausgeschlossen werden konnte, während die restlichen Substrate dieser Klasse offenkundig intrinsischer Natur sind. Bei den möglicherweise lagunalen bzw. palustrisch-lakustrinen Fazies (Durand et al. 1984) muss allerdings auch die Beschaffenheit des Paläoreliefs berücksichtigt werden, das, wie bei den vorliegenden degradierten Dünen zu vermuten ist, einer flächenhaften Verbreitung ebenfalls im Wege stand. Allgemein sind die als Hochflutsedimente angesprochenen Substrate weniger tonig als vielmehr schluffig ausgeprägt (s. o.), wobei das alte Alluvium nochmals leicht erhöhte Feinstsandgehalte aufweist. Bedeutend im oben diskutierten Kontext auffällig grobsandlastiger Uferbank- bis Hochflutlehm ist die Feststellung, dass in allen der hier zusammengefassten Auensedimente, auch denen explizit lagunaler Prägung, ein gewisser Grob- und Mittelsandanteil zu konstatieren ist, weshalb auch die Probe 267 des Profils Dk N 3 dieser Kategorie zugeord-

^{6.27} Andererseits treten selbst im östlichen Arbeitsgebiet sporadisch noch Grobbodenanteile auf (Profile Dk N 3 und Dk S 2), so dass die Ausweisung einer separaten Klasse von Flussbett- bis Hochflutsedimenten als unnötig erachtet wurde.

^{6.28} beispielsweise im Profil G S 4 zwischen 180 und 370 cm sowie Gz 3 von 212 bis 560 cm Tiefe

net wurde. Obwohl die zuletzt besprochenen Fazies üblicherweise sehr geringe Sedimentationsraten bzw. diesbezüglich charakteristische Laminierungen aufweisen, wurden solche, höchstwahrscheinlich aufgrund vorangegangener Zerstörung beim Bohren, im Allgemeinen nicht vorgefunden.

Altarm- und Gerinnefüllungen (teils mit Hochflutcharakter) des jüngeren Alluviums; Gerinnefüllungen des älteren Alluviums

Je nach relativer Position und spezifischer Verlandungsdynamik können Paläomäander fein- oder grobkörnig verfüllt sein, wobei Gradierungen der Regelfall sind und insbesondere im letztgenannten Fall oft fließende Übergänge zu Strombettfazies bestehen. Zur besseren Unterscheidung wurden feinklastische Plombierungen als Altarm- und sandigere Varianten als Gerinnefüllungen bezeichnet. Da allein im Fall des jüngeren Alluviums gezielte Bohrungen in Tiefenlinien abgeteuft wurden^{6.29}, war nur dort eine hinlänglich sichere Ausweisung von Altarmsedimenten möglich, die, im Vergleich zu den vorangehend erläuterten Hochflutakkumulationen, meist deutlich tonhaltig^{6.30} sowie laminiert sind. Die vorwiegend sandigen Rinnenfüllungen weisen auf den unteren beiden Leveln alluvialer Architektur nach Lewin (2001), soweit im Bohrkern ersichtlich, starke Überschneidungen mit den Gleithangsedimenten auf. Gerinneverfüllungen des älteren Alluviums konnten nur an zwei Lokalitäten (G W 4, Gz 3) aufgrund von Level-2-Eigenschaften eindeutig als solche identifiziert werden, woraus sich die Wahrscheinlichkeit ergibt, dass es sich bei einem beträchtlichen Teil der als Ufersedimente sowie teilweise sogar der als Ufer- bis Hochflutablagerungen klassifizierten Fazies vorrangig um Verfüllungen linearer Strukturen handelt, wie sich dies auch anhand der Satellitenbilddaufnahme der Niederterrasse vermuten lässt (Kap. 5.1). Innerhalb des jüngeren Alluviums liegt mit der laminierten Verfüllung des episodisch gefluteten Flusslaufes des Komadugu Gana am Standort Dk S 1 eine den hangenden Straten von Gz 3 äquivalente Schichtflutfazies vor. Sind die Abflussrinnen flacher ausgeprägt, bestehen möglicherweise fließende Übergänge zu crevasse splay deposits (vgl. 5.1.2).

Schwemm- und Ufersedimente äolischer Prägung und/oder pedisedimentären Charakters, jüngeres und älteres Alluvium

Diese Faziesklasse stellte sich als die problematischste bei der Ansprache dar, denn die darin zusammengefassten Ablagerungen unterlagen scheinbar sowohl Vorsortierungen als auch sekundären Veränderungen. Relativ eindeutig ist die Situation im Hangenden der Profile Ga N 4 a und b sowie Ga W 4, aber auch G S 4 und G SE 4, wo Reliefposition und teilweise Schichtung der betroffenen Sande auf eine lokale Verspülung vormals äolisch verlagerten Oberbodenmaterials hinweisen. Nördlich von Gashua sind die Proben im Mittel feinstsandig bis grobschluffig, mäßig bis schlecht sortiert, symmetrisch und leptokurtisch, während es sich in der Gegend von Geidam um feinstsandige, mäßig sortierte, stark positiv schiefe, mesokurtische Substrate handelt, die vermutlich Produkt einer Durchmischung mit lehmigeren Alluvionen und/oder Solummaterial sind. Ähnliche Umlagerungen aquatischer Natur können durch-

^{6.29} Die Identifikation alter oxbows gestaltet sich aufgrund der äolischen Überprägung der Paläofloodplain als relativ schwierig bzw. zeitaufwendig und wurde daher nicht gezielt verfolgt.

^{6.30} Wegen der Bedeutung der Tonkomponente wurden sie weitestgehend aus der Momentstatistik herausgenommen (Kap. 6.1.2.1).

aus auch für weitere, bislang als äolisch angesprochene Decksedimente des Untersuchungsraums angenommen werden, wo ein eventuelles Schichtgefüge jedoch in der Rammkernsonde nicht erkennbar war.

Die Proben 64, 343, 209 und 77 stammen aus verhältnismäßig tief gelegenen Profilmereichen des jüngeren Alluviums bei Dapchi und Gashua. Die enthaltenen Sande sind relativ homogen ausgeprägt, locker gelagert und enthalten keinerlei makroskopisch erkennbaren Sedimentstrukturen, die durch redoximorphe Stoffausfällungen oder mineralische Seifen nachgezeichnet sind. Sie wirken wie aufgearbeitete, möglicherweise sogar autochthone Dünen sande^{6.31} mit vergleichsweise hohen Anteilen an größerem Feinsand, wobei die Tongehalte allerdings bis zu 10 % erreichen. Hier ist im Folgenden sowohl die morphoskopische Analyse der Kornformen (Kap. 6.2.1) als auch ein Vergleich mit den Korngrößenverteilungen des umgebenden Ergs von Lantewa vonnöten (Kap. 6.2.2). Nochmals unsicherer war die Ansprache der Schicht XIII im Aufschluss G W 4 (Kap. 6.1.2.4), die ebenfalls als Ufersediment gemutmaßter äolischer Prägung bezeichnet wurde, weil an ihrer Basis eindeutig Grenzflächen fluvialer Sandrippel zu rekonstruieren sind. Da die Schicht außerdem über die gesamte Profilwand hinweg in einheitlicher Ausprägung zu verfolgen ist, kann sie nicht aus punktuell verschwemmtem Hangmaterial bestehen, sondern stellt vermutlich ein Schichtflutsediment dar, das einer übergreifenden oberflächenparallelen Ausräumung unterlag. Das Material ist im Gegensatz zu den umliegenden Fazies offensichtlich deutlich verwittert, wobei sowohl allochthone als auch autochthone Bodenbildungsprozesse in Frage kommen. Es handelt sich um die Bodenart fSt2, die desweiteren in Gleithangzyklen und äolisch beeinflussten Sedimenten des älteren Alluviums vertreten ist, innerhalb des jüngeren Alluviums jedoch ausschließlich in der hier beschriebenen Faziesklasse vorgefunden wurde. Dies kann als Zeichen schwacher pedogener Überprägung gewertet werden (vgl. Kap. 6.1.2.3), welche generell eher ehemaligen Flugsanden, die in erhöhten Dünenpositionen einer freien Drainage mit konsequenter Stoffverlagerung unterlagen, als bislang autochthon unverwitterten Alluvionen zugeordnet wird (vgl. Kap. 6.1.2.4). Darüber hinaus wird die Wirksamkeit sekundärer Prozesse anhand des stark verfestigten Gefüges belegt, welches eine frühdiagenetische Zementierung der Schwemmsande bezeugen könnte.

Strandwall- bis Dünen sedimente im Umfeld des jüngeren Alluviums

Die äolischen und/oder litoralen Sande am Standort G E 3 stellen im Grunde das einzige im Rahmen dieser Studie gewonnene Referenzmaterial, für welches ein unmittelbarer fluvialer Ursprung weitgehend ausgeschlossen ist; doch wurde das Material ehemals ebenfalls durch fluvialen Transport bereitgestellt, und in begrenztem Umfang mögen auch spätere Umlagerungen stattgefunden haben. Die mittel- bis feinsandige Fazies ist in allen Diagrammen relativ deutlich vom Rest der Sedimente unterscheidbar und weist eine gute Sortierung nebst unterdurchschnittlichen ffS- und U-Anteilen auf. Von weiteren generalisierenden Vergleichen mit den älteren und jüngeren Alluvionen muss aufgrund der minimalen Probenanzahl abgesehen bzw. auf Kap. 6.2.2 verwiesen werden.

^{6.31} Ein häufigeres Auftreten dieser ist angesichts der These einer fluvialen Egalisierung des Dünenreliefs durchaus wahrscheinlich.

Weitere äolisch und/oder pedogen geprägte Sedimente des jüngeren und älteren Alluviums

Diese Faziesklasse umfasst im Einzelnen Kolluvien, geringmächtigere Decksande, äolisch aufgearbeitete Ufer-, Hochflut- und Altarmsedimente und ist vor allem in der reliktschen Schwemmlandchaft vertreten. Die postulierte Modifikation durch Windeinwirkung drückt sich offensichtlich in Form selektiver Materialabreicherungen gegenüber den alluvialen Ausgangsgesteinen aus^{6.32}. So sind die Korngrößenpektren deutlich reduziert, ihre Mittel bewegen sich im ffS-gU-Sektor, und die Sortierung ist mäßig bis schlecht. Abreicherungen betreffen die beiden Feinsand-Unterfraktionen, die in der Summe verhältnismäßig geringe Werte erreichen – betrachtet man sie in Relation zueinander, ist festzustellen, dass die gfS-Gehalte stark schwanken, jedoch stets ein gewisser ffS-Anteil (meist zwischen 30 und 50 %) vorliegt, welcher an und für sich eher charakteristisch für aquatische Depositionen ist (Kap. 6.2.2). Dies ist insofern unerklärlich, dass Feinstsand- und Grobsiltvorkommen aneinander gekoppelt sind (Kap. 6.1.2.1) und letztgenannte Unterfraktion, ebenso wie der grobe Feinsand, offensichtlich dem äolischen Austrag ausgesetzt ist. Die gU-Gehalte liegen zwischen 0 und 30 %, und das U/T-Verhältnis differiert stark. Hohe Tongehalte insbesondere im oberen Profilmeter werden im Allgemeinen mit einer subrezenten Verlehmung in Verbindung gebracht, die im Fall äolischer Decksedimente vorrangig allochthoner Natur ist (Kap. 8.1 u. 8.2). Dem stehen die hangenden Partien des überwiegenden Teils der feinklastischen Fazies gegenüber, die trotz hoher primärer Tongehalte als äolisch überprägt angesprochen wurden, wobei offenbar vor allem eine Abreicherung der Kolloidfraktion stattfindet. Entscheidend für die Ausgliederung dieser Subfazies war die während der Geländeaufenthalte beobachtete Deflation, welche durch die völlige Austrocknung der Substrate in der niederschlagsfreien Jahreszeit und zusätzliche anthro-po-zoogene Einflüsse, wie etwa die Gefügeschädigung durch Viehtritt (vgl. Abb. 5.17.1), forciert wird.

6.2 Weiterführende Ansätze

6.2.1 Morphoskopie

Quarzsandanalysen wurden zur zusätzlichen Charakterisierung vorhandener Subfazies, zur möglichen Unterscheidung jüngerer und älterer Alluvionen, was Herkunft und Transportwege angeht, wegen eventueller Hinweise auf das ablagernde Medium sowie zur Ausweisung von Pedisedimenten und mutmaßlichen äolischen Zwischenlagerungen durchgeführt. Die unter dem Binokular bei 4-facher Vergrößerung vorgenommenen morphoskopischen Betrachtungen betrafen Proben aus den Mittel- und/oder Feinsandfraktionen ausgewählter Profile zur Erfassung relativer Veränderungen in ihrer Tiefenfunktion, insbesondere, wenn im Vorfeld Fazieswechsel vermutet worden waren. Ferner wurden einzelne Bereiche von Bohrkernen, in welchen die Proben noch im Kernverbund vorlagen, zur weiteren Beurteilung herangezogen. Wegen der hohen Probenmenge wurden die Quarzpartikel nicht ausgezählt, sondern die Häufigkeiten der Korneigenschaften geschätzt und durch qualitative Aussagen zu Sekundärmerkmalen ergänzt. Um dabei eine weitestgehende Objektivität zu gewährleisten, wurde sichergestellt,

^{6.32} Dabei besteht allerdings auch die Gefahr von Zirkelschlüssen, da in einigen Fällen keine weiteren stichhaltigen Beweise für eine äolische Umlagerung existieren.

dass die Identität der Probe bei der Ansprache nicht bekannt war. Im Vordergrund stand vor allem die Oberflächenbeschaffenheit, aufgrund welcher sich mattierte und glänzende Quarze, untergeordnet auch Übergangsformen, deutlich unterscheiden ließen. Von spezifischeren Analysen mit dem Rasterelektronenmikroskop, auf deren Basis die verschiedensten chemischen und mechanischen Fremdeinwirkungen unterschieden werden können, welche nochmals zuverlässigere Indikatoren für das ehemalige Sedimentationsmilieu darstellen, musste aufgrund des sehr hohen Aufwands abgesehen werden. Neben den Oberflächen der Körner wurde ebenfalls deren Form, gesplittet in Sphärizität und Rundung, untersucht und nach der Bildtafel von Powers (1953; vgl. Abb. 6.20) bewertet. Die Sphärizität bezeichnet die Proportionen der einzelnen Kornachsen zueinander, während der Rundungsgrad sich auf die Ecken und Kanten bezieht. Weitere besondere Kennzeichen der Einzelproben umfassen sowohl monomineralische Fremd Beimengungen als auch Bodenbildungsmerkmale, wobei vor allem Ausfällungen von Carbonat-, Eisen- und Manganverbindungen sowie Kornpatinierungen zu nennen sind.

Es gilt der Grundsatz, dass Abrasion im fluvialen Milieu zunächst eine Polierung, später eine bedingte Rundung^{6.33}, nach sehr viel längerer Zeit eine Erhöhung der Sphärizität und letztendlich die Verringerung der Korngröße auslöst (Folk 1980: 14). Die mechanische Einwirkung auf windtransportierte Teilchen ist im Allgemeinen ungleich größer, so dass jene sich durch eine bessere Rundung^{6.34} sowie eine gemeinhin deutliche Mattierung, die in erster Linie durch Saltationsnarben auf der Oberfläche erzeugt wird, auszeichnen. Diese per se recht eindeutigen Eigenschaften können allerdings vererbt werden, weshalb immer auch untergeordnet vertretene Anzeichen (z. B. die am wenigsten gut gerundeten Körner) und die stets gegebene Wahrscheinlichkeit vorliegender Mischpopulationen berücksichtigt werden sollten. Auch existieren Übergangsformen, was insbesondere den glänzenden Charakter von Flusssanden betrifft, der bei einer raschen Sedimentation der Körner nicht genügend ausgeprägt ist. Partikel, die weder mattiert noch poliert sind, traten innerhalb der vorliegenden Proben grundsätzlich jedoch stark zurück, so dass sie in Abb. 6.21 nur in verbaler Form einfließen.

In den Profilen, für die gleichermaßen Mittel- und Feinsandproben vorhanden waren, sind sich die Tiefenfunktionen der beiden Unterfraktionen ähnlich, wobei die Feinsande insgesamt einen höheren Anteil glänzender Komponenten aufweisen. Dieser häufig zu beobachtende Trend ist damit zu erklären, dass feinere Teilchen oft in Suspension transportiert werden, während Mittelsande generell stärker von Saltation betroffen sind und beim Vorliegen von Mischpopulationen den bedeutendsten Anteil des äolisch eingetragenen und/oder aufgearbeiteten Materials ausmachen dürften. Im Allgemeinen sind mehrheitlich glänzende Komponenten vorhanden, wie dies bei Flusssanden auch den Prognosen entspricht. Der Prozentsatz mattierter Körner liegt durchschnittlich allerdings immerhin zwischen 45 und 50 % und zeugt somit vom immensen Windeinfluss in der Transport- und Sedimentationsgeschichte der Partikel. Erstaunlicherweise ist der Anteil matter Quarze innerhalb des älteren Alluviums kaum höher, was möglicherweise von einem hohen Grad der lokalen Materialaufbereitung bei der Genese der jüngeren Alluvionen kündigt^{6.35}.

^{6.33} Oftmals wird konstatiert, dass alluviale Sedimente unterhalb der Kiesfraktion so gut wie gar nicht gerundet sind.

^{6.34} laut Boggs (1995: 78) 100 – 1000 mal besser als bei fluvialen Sanden

^{6.35} Allerdings sind solche generalisierenden Aussagen angesichts der eingeschränkten Profilauswahl problematisch.

Die mattierten Komponenten sind deutlich stärker gerundet (Rundungsgrad von zumeist 4,5 – 5,5 gegenüber durchschnittlichen 2,5 – 3,5) und weisen diesbezüglich signifikant bessere Sortierungen auf, wie dies bei den mutmaßlichen Flugsanden auch zu erwarten war. Korngrößenbedingte Unterschiede sind relativ gering und entsprechen ebenfalls den üblichen Mustern, indem die mechanische Wirkung auf die Teilchen proportional zu deren Größe ist. Matte Mittelsande weisen die ausgeprägtesten Zurundungen auf (Profil G W 4 ausgenommen); glänzende Körner zeigen keine eindeutigen Tendenzen. Vereinzelt betrachtete Grobsande sind abgesehen von frischeren Anschlägen nahezu ausnahmslos mattiert, aber dabei nur mäßig gerundet. Diese Beobachtung ist unter anderem im Zusammenhang mit der maximalen Korngröße benachbarter Dünensande von Interesse (Kap. 6.2.2). Ein erhöhter Reifegrad der mattierten Sande ist auch hinsichtlich der Sphärizität zu diagnostizieren. Der Bereich zwischen 2,5 und - 2,5 wird in Abb. 6.21 als enges, der zwischen 0,5 und - 0,5 als erweitertes Spektrum bezeichnet. Letzteres tangiert in der Regel die polierten Partikel, ist aber standortspezifisch auch für die matten feststellbar, wobei insbesondere das ältere Alluvium betroffen ist, das teilweise im lokalen Rahmen polyzyklisch aufgearbeitete Dünensande beinhaltet (vgl. Kap. 5.1.2). Dies betrifft auch eine besondere Variante wenig sphärischer Körner in Form prismoidaler Nadeln (Sphärizität - 0,5, Rundung 5,5), die sowohl glänzende als auch matte Oberflächen aufweisen können und in einigen Proben gehäuft auftreten^{6.36}. Hier wird, anders als vormals zitiert, die Auffassung vertreten, dass es sich dabei um von fluvialer Formung stark beanspruchte, besonders gereifte Substrate handelt. Als geeigneter Indikator für den fluvialen Ursprung einer Schicht wird generell eine hohe Standardabweichung des Zurundungsgrades angesehen, da extrem eckige Komponenten am ehesten auf aquatischen Transport detritischer Verwitterungsprodukte rück-schließen lassen.

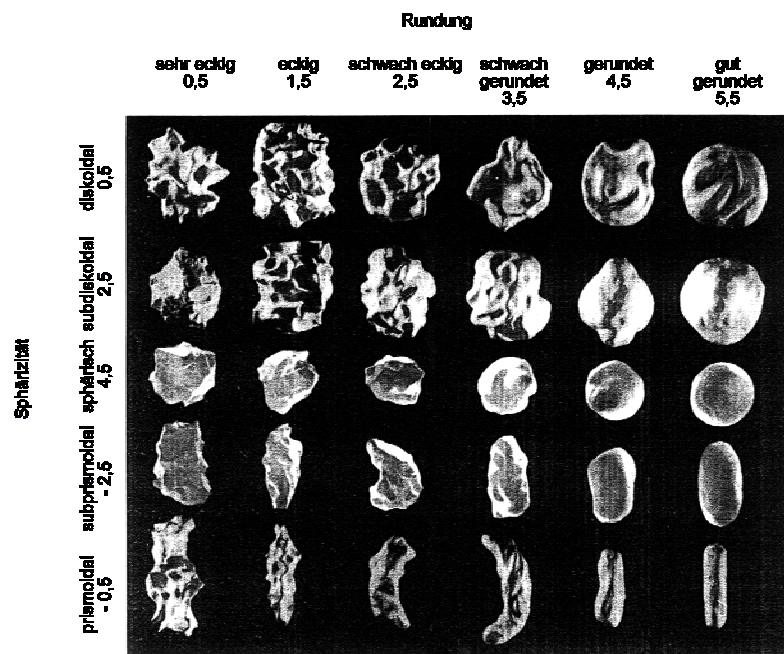


Abb. 6.20: Vergleichstabelle zur visuellen Einschätzung von Kornrundung und Sphärizität nach Powers (1953, 1982) (Tucker 1996: 14, verändert)

^{6.36} So ist z. B. das Profil G S 4 besonders betroffen, welches eventuell einer wiederholten Aufarbeitung im frühen und mittleren Holozän unterlegen hat (Kap. 7.1).

In den Proben sind neben Quarz auch weitere klastische Akzessorien wie Feldspäte, Glimmer und Schwerminerale (Mengenanteile in dieser Reihenfolge; insgesamt bis ca. 5 %) vertreten, die nahezu keine Anzeichen von Verwitterung (wolkiges Aussehen o. ä.) aufweisen. Die Schwerminerale liegen als hydraulisch sortierte seifenartige Anreicherungen vor, die überwiegend schwarz und extrem kugelig sind^{6.37}. Im Aufricht bestehen Verwechslungsmöglichkeiten mit detritischem Krustenmaterial, das insbesondere in der Sedimentfracht des Komadugu Gana zu erwarten ist, welcher den ferricretisch ausgeprägten Kerri-Kerri-Sandstein quert. Bei genauerer Betrachtung der opaken Residuate zeigte sich, dass sowohl Schwerminerale als auch Metallverbindungen vertreten und im gesamten Untersuchungsgebiet in schwankenden Mengenanteilen, teilweise mit Glimmer vergesellschaftet, vorliegen. Sind sie, wie im überwiegenden Fall der Profile, deutlich stratifiziert, werden sie als valider Indikator eines alluvial dominierten Sedimentationsregimes angesehen (Kap. 6.1.3). Authigenes Eisen und Mangan als Ausfällungen in grundwasserbeeinflussten Bereichen treten im Allgemeinen in Komplexform auf und sind daher vor allem in der Mittelsandfraktion eindeutig als Aggregate zu identifizieren. Ähnliches trifft auf CaCO_3 als sekundäres Bindemittel zu, das ansonsten eine gewisse Ähnlichkeit mit weißlichen Feldspäten aufweist. Neben diesen pedogenen Komponenten treten rötliche Patinierungen als Hinweis auf Bodenbildungen auf. Sie sind bei stark erhöhten Mengenanteilen gegenüber auch in den übrigen Proben stets vorhandenen 5 – 15 % ein eindeutiger Zeiger für B- bzw. M-Horizonte und ansonsten vor allem in Ton-Eisen-Bändern konzentriert. Auffällig ist auch hier der vermutete Zusammenhang zwischen Kornbelägen und matten Oberflächen (z. B. im oberen Teil des Profils Dk 4), der beweist, dass vererbte Bodenbildungsmerkmale eng an verlagertes Dünenmaterial gekoppelt sind, was die Ausweisung der Faziesgruppe äolisch und/oder pedogen geprägter Sedimente nochmals legitimiert (vgl. Kap. 6.1.2.4 u. 6.1.3). Auf der anderen Seite sind hämatitische Coatings beinahe ausnahmslos auf glänzenden Körnern zu finden und somit offensichtlich typisch für aquatische Sedimente (vgl. Davis 1992: 191) sowie möglicherweise ein Hinweis auf alte tropische Bodenbildungen im Einzugsgebiet.

Ein großer Teil der Profile wurde zu dem Zweck ausgewählt, Ablagerungen mit der Bodenart St2 morphoskopisch genauer zu entschlüsseln^{6.38}. Es handelt sich um keine einheitliche Faziesgruppe (Kap. 6.1.3), und auch hinsichtlich der hier untersuchten Korneigenschaften bietet sich kein uniformes Bild. Eine ausgesprochene äolische Prägung bestätigt sich im Verhältnis glänzender zu matten Partikeln nicht, und in der Feinsandfraktion liegen die Gehalte mattierter Quarzsande mit ca. 40 % sogar unter dem Durchschnitt. Im direkten Vergleich mit den darüber und darunter liegenden Sedimenten ist allerdings insoweit eine gewisse Tendenz zu beobachten, dass die Ratio in den betroffenen Proben relativ stark divergiert (mattere Mittel-, glänzendere Feinsande), was zwar prinzipiell der Norm entspricht, aber dennoch ein Indiz für die Überlagerung zweier Populationen unterschiedlichen Ursprungs darstellen dürfte. Rundung und Sphärizität schwanken entsprechend den allgemeinen Trends innerhalb der untersuchten Grundmenge. Da beim Rundungsgrad der fluvialen Bestandteile das gesamte Spektrum vertreten ist, kann von einer herausragenden Sedimentreife nicht ausgegangen werden. Als Erklärung des leicht erhöhten Tongehalts in den betrachteten Proben ist eventuell eine Umlagerung nach vorangegangener Bodenbildung heranzuziehen. Auch hierfür wurde unter dem Binokular kein signifikanter Hinweis gefunden. Einzig im Profil By E 4 könnte eine gewisse Rubefizierung durch fein verteiltes Eisen

^{6.37} so genannte 'black sands' (u. a. Boggs 1995: 94)

^{6.38} Proben 57, 58, 75, 209, 77, 100, 101, 402, 370-73, 292, 412, 44, 273, 403, 167-70, 172, 174-79, 199, 135-41, 29, 27, 26 gemäß der Reihenfolge in Abb. 6.21

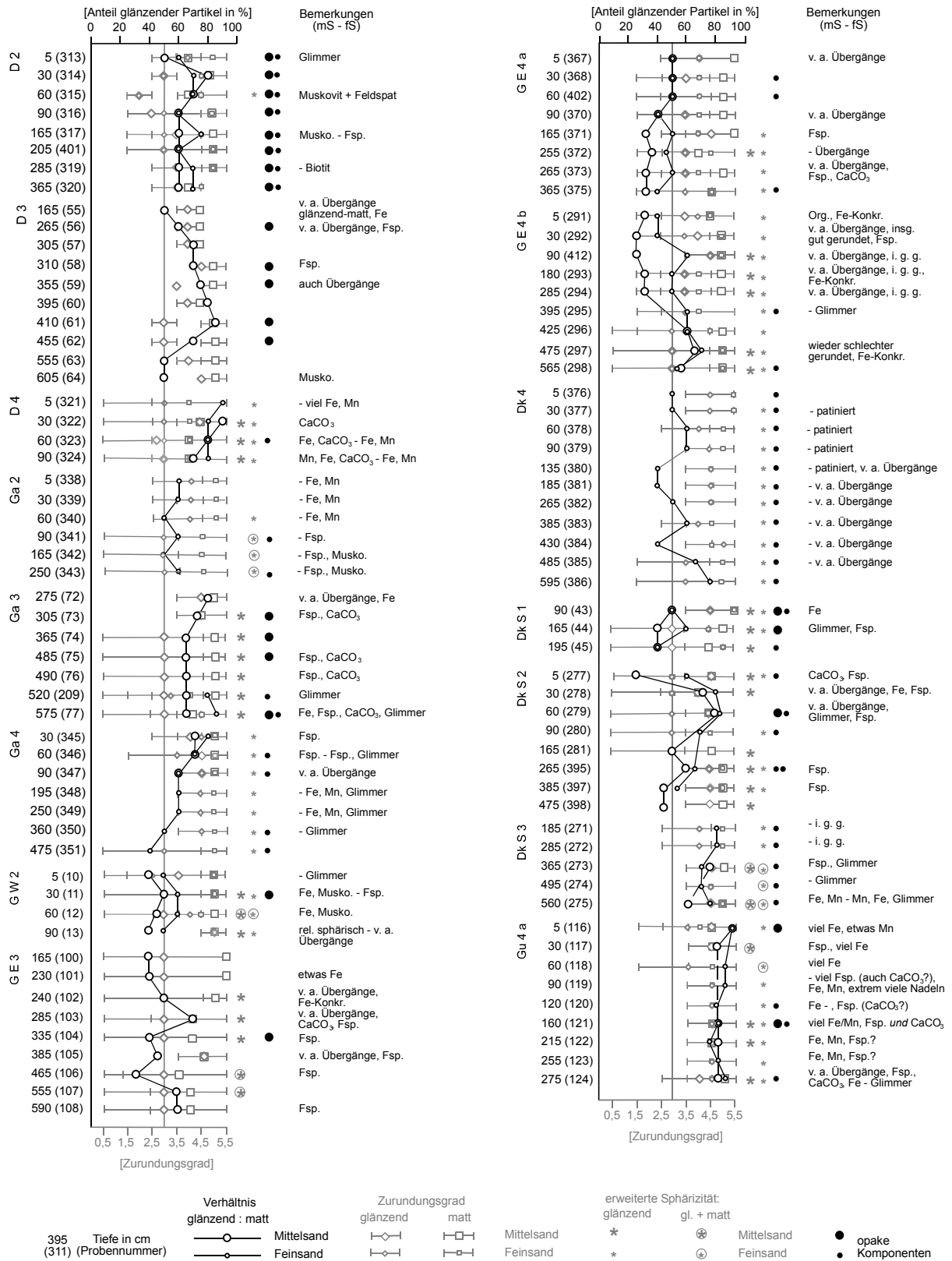


Abb. 6.21: Quarzkorneigenschaften und auffällige Sekundärmerkmale ausgewählter Sedimentproben

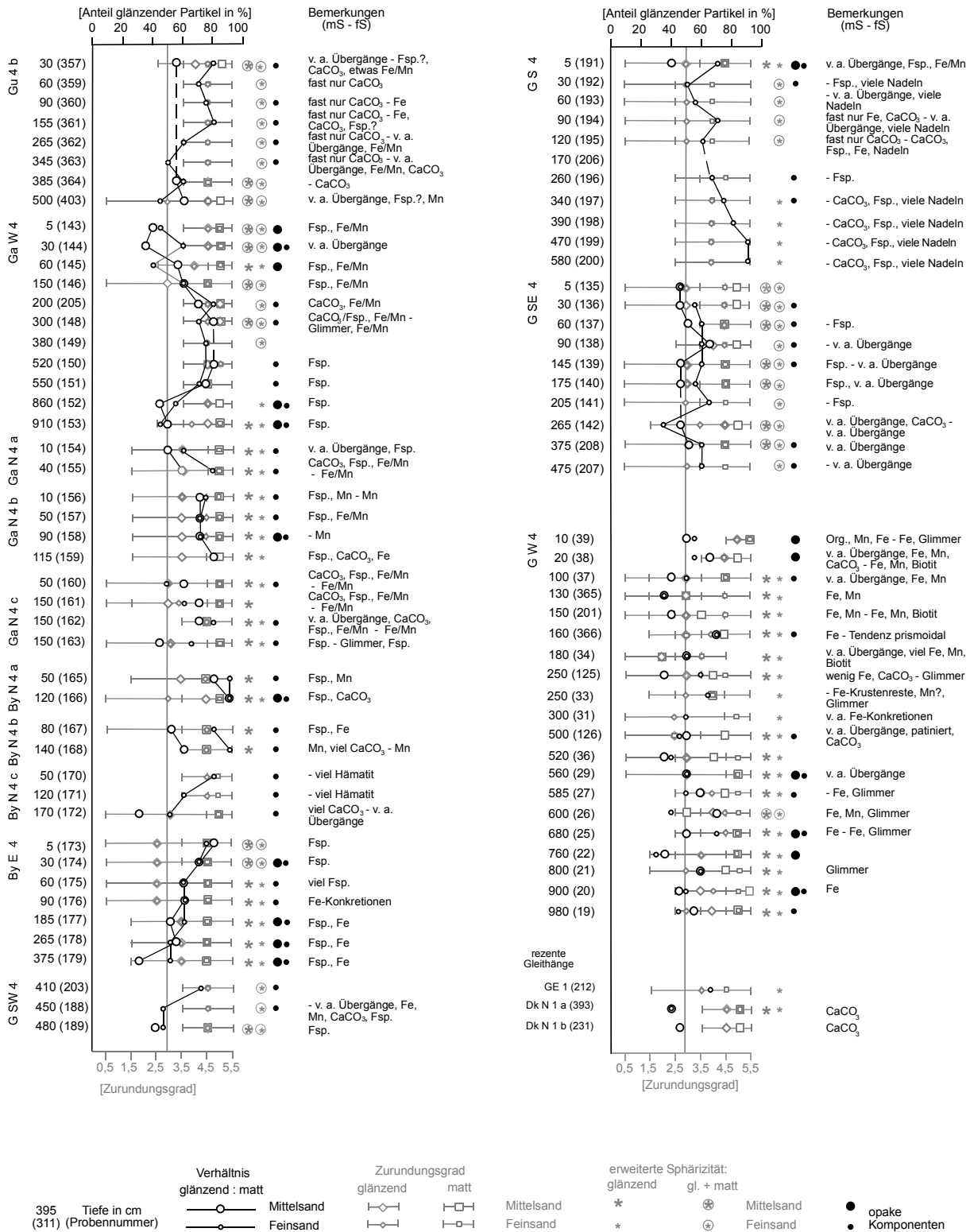


Abb. 6.21: Quarzkorneigenschaften und auffällige Sekundärmerkmale ausgewählter Sedimentproben (Fortsetzung)

die Wirksamkeit pedogenetischer Prozesse belegen, welche vermutlich überwiegend Reliktstatus aufweisen (Kap. 8). Dem stehen die merklichen Feldspatgehalte im selben Profil gegenüber, die von einem eher geringen Verwitterungsgrad künden, was als weiterer Beweis für den heterogenen Charakter des vorliegenden Mischsediments gewertet werden kann. Ähnliche Ergebnisse erbringt die Analyse der Schichten XI – XIII im Aufschluss G W 4, wo die Existenz zwei verschiedener Sedimentquellen durch gegenläufige Merkmalsausprägungen belegt ist. So liegen mehr mattierte Fein- als Mittelsande vor^{6.39}, während der Rundungsgrad sowohl bei den kleineren als auch (in Probe 26) den glänzenden Körnern die höheren Werte erreicht. Die Glimmergehalte implizieren, dass fluviatile Prozesse bei der Sedimentgenese zugrunde liegen; ob darüber hinaus bei der Mischung der Substrate vor allem äolische und/oder zoogene Einflüsse zum Tragen kamen (vgl. Kap. 6.1.2.4), kann an dieser Stelle nicht hinreichend geklärt werden.

Auch Sedimente des jüngeren Alluviums, welche eine äolische Vorsortierung aufzuweisen scheinen, wurden morphoskopisch untersucht, wobei es zu unterschiedlichen Ergebnissen kam. Im Liegenden des Profils D 3 ist der Anteil mattierter Mittelsande durchaus entscheidend höher als weiter oben, wenn auch nicht ausschließlich in der von dieser Korngröße dominierten Schicht, was sich mit der partiellen aquatischen Aufarbeitung der Flugsande erklären lässt. Die basalen Sande an den Standorten Ga 2 und 3 weichen hinsichtlich Kornform und Oberflächentracht so gut wie gar nicht vom Hangenden ab, und der enthaltene Glimmer ist ein relativ zuverlässiger Zeiger dafür, dass primär keine äolischen Ablagerungsdynamik zugrunde liegt, wobei sekundäre Sortierungsprozesse natürlich nicht auszuschließen sind. Glimmer ist ebenfalls Bestandteil des oberflächennahen Untergrundes bei Ga 4 und bestätigt so ein weiteres Mal den alluvialen Charakter der dortigen Sande. Neben den genannten Beispielen kam es gleichfalls zur Analyse einiger oberer Profilbereiche, die unter rezemem äolischem Einfluss stehen. Dabei konnten, abgesehen von vereinzelten Erhöhungen der mattierten Anteile (Dk S 2, Ga W 4), keinerlei Auffälligkeiten bei den untersuchten Parametern beobachtet werden, was angesichts einer relativ kurzfristigen oberflächlichen Materialverlagerung durch Wind auch nicht zu erwarten war. Schwer- und Leichtminerale sind dabei gleichermaßen von Verwehungen betroffen. Ein äolischer Einfluss in den Interdünenprofilen G S 4 und G SE 4 lässt sich anhand der Tiefengradienten ebenfalls kaum nachweisen, da selbst in den verschwemmten Dünensanden mehrheitlich Kennzeichen des fluvialen Milieus vererbt sind.

Von speziellem Interesse war in diesem Zusammenhang der Vergleich der Profile G E 4 a und b, wobei für das erstgenannte ein starker jetztzeitlicher Windeinfluss angenommen worden war. Offensichtlich bei der Kornanalyse wurde dabei jedoch vor allem das Vorhandensein einer äolischen Komponente gerade auch in den tieferen Profiltteilen. Diese Tendenz spiegelt sich ebenfalls im Hangenden des flussnäheren Standorts G E 4 b wider, wo erst in erheblichen Tiefen eine klare Dominanz der fluvial geprägten Körner zu beobachten ist. Eine Aufarbeitung von Dünenmaterial an dieser Lokalität ist kaum zu negieren, wenn auch eine stets vorhandene Mischung mit wechselnden Anteilen unreiferer, vermutlich durch fluvialen Ferntransport bereitgestellter Partikel sowie ihre letztmalige aquatische Ablagerung ebenso außer Frage steht. Die reiferen Ausgangsgesteine sind wahrscheinlich mit dem Strandwall- und Dünenkomplex des Dilawa Ridge assoziiert, dessen Sedimente am Standort G E 3 beprobt wurden (vgl. Kap.

^{6.39} Dies gilt jedoch gleichermaßen für hangende Ufer- und Rinnensedimente an diesem Standort.

6.1.2.2 u. A-2). Schwankungen in der vertikalen Zusammensetzung glänzender und matter Fraktionen verdeutlichen relativ gut die vermutete Wechsellagerung von äolischen und litoralen Sanden. Demgegenüber variiert die Rundung der litoralen Sande ebenso wie ihre Sphärizität erstaunlicherweise stark, was mit der relativen Lage der Bohrstelle zum Strandwall abseits der megatschadischen Brandungszone zu tun haben mag. Insofern ist bei der vorliegenden Fazies von keiner längerfristigen zyklischen Aufarbeitung der Depositionen auszugehen, wenn auch strandseifenartige Schwermineralanreicherungen innerhalb des Bohrkerns für ein dementsprechendes hydraulisches Regime sprechen.

Signifikanter als der litorale Charakter am letztgenannten Standort ist der fluviale Ursprung der Sedimente an den westlich gelegenen Standorten der Paläoüberschwemmungsebene (Gumsa 4 a und b, Gashua W und N 4), wo innerhalb der Proben glänzende Körner eindeutig vorherrschen. Der nach E hin zunehmende äolische Einfluss, der sich unter anderem auch in einem deutlichen Rückgang der Glimmeranteile äußert^{6.40}, lässt auf eine intensivierte Remobilisierung lokaler spätpleistozäner Dünen- und Flutensande beim Rückstau der feuchtzeitlichen Komadugu-Fluten schließen. Sie geht mit einer in gleicher Richtung anwachsenden Sedimentreife einher, die vor allem in einem ehemaligen äolischen Transport über größere Distanzen begründet sein dürfte, sich aber ebenfalls im Vorhandensein der auffällig prismoidalen Körner^{6.41} äußert, welche über längere Zeiträume im Wasser bewegt worden sein müssen. Weiterhin auffällig ist, dass im östlichsten Teil des Untersuchungsgebiets ein gewisser Anteil an Sanden vorkommt, die weder matt noch glänzend sind^{6.42}, mehrheitlich eine höhere Sphärizität und auch relativ hohe Zurundungsgrade aufweisen. Dem liegt mit Sicherheit ein Milieuwechsel zugrunde, wobei möglicherweise auch frühere lakustrine Einflüsse zum Tragen kommen. Besonders interessant ist diese These bezüglich des Profils G SE 4, das demzufolge Megatschadsedimente aus Zeiten vor der Akkumulation des östlichsten Strandwalls enthalten müsste. Nochmals plausibler ist das Phänomen am Standort Dk 4, der auch in Hinblick auf andere Trends beachtenswert ist. Entgegen der granulometrischen Homogenität der Substrate zeigt die quarzmorphoskopische Analyse eine variable Zusammensetzung von Kornpopulationen alluvialer sowie äolischer Prägung, die im Zusammenhang mit OSL-Datierungen erneut interessant werden könnte (Kap. 7.1). Es kann kein Nachweis darüber erbracht werden, bis in welche Tiefe die subrezente äolische Aufarbeitung gereicht hat, doch scheint, wie in diesem Kapitel bereits mehrfach erwähnt, eine enge Beziehung zwischen Dünen- und Bodenbildung bestanden zu haben, die der Ablagerung an diesem Standort vorangegangen sind.

Schließlich sind noch zwei weitere Profile mit gemutmaßten Mischpopulationen zu thematisieren. D 2 hat sich bereits insoweit als problematisch herausgestellt, dass es eine außergewöhnlich große Spannbreite bezüglich seiner Körnung aufweist. Die Betrachtung der Kornoberflächen und Rundungsgrade bestätigt den heterogenen (wenn auch unbestritten fluvialen) Charakter des Sediments, da Feinsande vereinzelt mehr matte Bestandteile aufweisen als die Mittelsande und vice versa, und die Rundung matter bzw. glänzender Teilchen teilweise ungewöhnlich stark divergiert. Das Profil Dk S 2 weist einen verhältnismäßig klaren Sprung der Tiefenfunktionen im zweiten Meter auf, der einen Wechsel von alluvial zu äolisch dominierten Sedimenten suggeriert. Offensichtlich ist jedoch auch die Aussagekraft der

^{6.40} Eine gewisse Ausnahme stellt der Standort Dk S 2 dar.

^{6.41} in Abb. 6.21 als Nadeln bezeichnet

^{6.42} "Übergänge" in Abb. 6.21

morphoskopischen Ansprache begrenzt, denn die Schichtung der Substrate zeugt von einer anderen (gegenläufigen) Sedimentationsabfolge. Neben der guten Sortierung der Feinsande an der Basis sprechen die erhöhten Rundungsgrade selbst der glänzenden Komponenten für eine gewisse Substratreife, wobei die an dieser Stelle ungewöhnlichen Grobsandbeimengungen sowie erhöhte äolische Anteile eine mögliche Überlagerung der Transportmechanismen demonstrieren.

Das vorrangige Ergebnis der exemplarischen Quarzsanduntersuchungen ist wiederum der über das gesamte Arbeitsgebiet hinweg mehr oder weniger deutlich ausgeprägte heterogene Charakter der Alluvionen. Die Kombination von Sedimenten unterschiedlicher textueller und mineralogischer Reife weist sowohl auf multiple Sedimentquellen als auch wechselnde energetische Rahmenbedingungen bei Materialtransport und -ablagerung hin. Dabei können die vor allem das ältere Alluvium im östlichen Großraum kennzeichnenden, reiferen Ablagerungen eindeutig mit aufgearbeiteten Sanden des Lantewa-Dünenfeldes parallelisiert werden (s. o.), welche einem intensiveren Recycling unterlagen als fluviale Abtragungsprodukte aus dem Basement Complex resp. im Mittellauf und/oder in nördlich gelegeneren Erg-Bereichen vorhandenen alluvialen Zwischenspeichern. Eine generelle Überlagerung fluvialer und äolischer Mechanismen ist bei der Mehrzahl der untersuchten Substrate offensichtlich, wobei vererbte Merkmale sicherlich eine bedeutende Rolle spielen, so dass diese oftmals nicht konform mit dem der letztmaligen Ablagerung zugrunde liegenden Prozess sind, der folglich eher von sekundärer Bedeutung für die übergreifende Dynamik im vorliegenden Flusssystem ist.

6.2.2 Bezug zu Ergebnissen anderer Arbeiten

Durand konstatierte bereits in diversen Studien^{6.43} die textuelle Gleichförmigkeit der Komadugu-Sedimente und die Seltenheit stratigraphischer Marken. Liegen zwar auch im Chari-Einzugsgebiet Straten mit bis zu 80 % an feinen und sehr feinen Sanden vor, sind nach Gac (1980: 59) im gesamten Chari-Logone-System immerhin 65 % Tone vorhanden. Pelitische Serien tragen daher maßgeblich zur Gliederung der dortigen Sedimentationseinheiten bei (Kap. 5.1.1), was durch die enge Verzahnung fluvialer und limnischer Depositionen begünstigt wird. Doch auch in anderen Regionen wie der Senegal-Aue alternieren grobe und feine Klasten, wobei erstere häufig äolische Sande repräsentieren und letztere eindeutig fluviale Fazies darstellen, die größtenteils zweifelsfrei den postgoliäzeitlichen Feuchtzeiten zuzuordnen sind (Littmann 1988: 66). Das Flusssystem, welches optimal für Vergleiche zu sein scheint, da sein Einzugsgebiet unmittelbar westlich an das des Yobe anschließt, ist das des Sokoto im Iullemeden-Becken, wo Sombroek & Zonneveld (1971) und Kogbe (1979) morphogenetische und substratanalytische Untersuchungen durchführten. Dabei wurden faziell recht unterschiedliche Schichten beschrieben, die unter anderem aufgrund von Zwischenschaltungen glimmerreicher Lagen sowie topographisch deutlich in Erscheinung tretenden Terrassengenerationen zu einer hohen Sicherheit in der stratigraphischen Ansprache führen, wie sie im Komadugu-System, zumindest im Bereich der durchschnittlich erreichten Bohrtiefen und vorbehaltlich der Datierungsergebnisse (Kap. 7.1), so nicht gegeben ist.

^{6.43} z. B. Durand et al. 1984, Durand & Mathieu 1980 b

Eine Arbeit, die sich aufgrund ihrer geographischen sowie inhaltlichen Nähe für Vergleiche mit den bisherigen Ergebnissen anbietet, stammt von Völkel (1989), der neben den nördlich anschließenden Senigrischen Dünenfeldern auch einige wenige Profile alluvialen und lakustrinen Ursprungs im Yobe-Mündungsbereich untersuchte. Er konstatiert für die fluvialen Schwemmlandböden charakteristische Grobsilt- und Tonanteile, die sie von den umliegenden Flugsanden unterscheiden. Neben U- und T-Gehalten von insgesamt 58 – 71 % herrscht Feinsand vor, doch soll dessen Anteil in den Seesedimenten, die zudem durch zahlreiche Schichtwechsel auffallen, nochmals deutlich erhöht sein (Völkel 1989: 136). Die Dominanz der feineren Klasten legt scheinbar die Existenz eines longitudinalen Korngrößengradienten innerhalb der Fadama nahe, doch ist in den im Rahmen der hiesigen Arbeit untersuchten Sedimenten eher eine flussabwärtige Reduktion der Siltanteile zu verzeichnen (nicht dargestellt). Es scheint somit nicht ratsam, Völkels Angaben mit den eigenen Erkenntnissen zu verschneiden, da bei seinen punktuellen Analysen möglicherweise rein autogene Faktoren zum Tragen kommen.

Aufschlussreicher dürfte die Gegenüberstellung mit den Sedimentanalysen aus den von Komadugu Yobe und Gana gequerten Dünengebieten ausfallen. In diesem Rahmen sind allen voran die Resultate von Thiemeyer (1997 b) zu nennen, die in Abb. 6.22 zusammengefasst und mit den eigenen Befunden verglichen werden. Dabei musste zur Wahrung der Übersichtlichkeit auf wenig aussagekräftige Mittelwerte sämtlicher Proben des jüngeren und älteren Alluviums zurückgegriffen werden^{6.44}. Im Allgemeinen bestehen die Dünensande aus mittelsandigem Feinsand im Verhältnis von ca. 10 – 30 % mS und 55 – 70 % fS. Die Schluffgehalte sind zu vernachlässigen und sekundäre Tonmaxima, die grundsätzlich unter 10 % liegen (Nwaka 1991: 200), in erster Linie durch Bodenbildungsprozesse zu erklären (Thiemeyer 1997 b: 78). Demgegenüber weisen die fluvialen Sedimente deutlich erhöhte Grobschluff- und Tongehalte auf, wenn auch im Arbeitsgebiet bei weitem nicht die von Völkel (1989) genannten Werte erreicht werden (s. o.). Innerhalb der Sandklasse erreichen die Feinsandanteile mittlere Gehalte, während die Mittelsandanteile der eigenen Proben eklatant hinter denen der nicht-fluvialen Fazies zurücktreten. Ein erhöhter Prozentsatz an Mittelsand, wie er z. B. im Profil Dk 4 auftritt, dürfte konsequenterweise ein deutlicher Hinweis auf lokal verschwemmte, wenig modifizierte Dünensande sein. Für die als äolisch geprägt angesprochenen Sedimenten bei Dapchi und Gashua ergeben sich hingegen bei stark überdurchschnittlichen Werten des Fein- (vor allem Ga 2), aber auch des Mittelsandes (D 3) keine eindeutigen Hinweise aus dem Vergleich mit den Lantewa-Sanden, deren bemerkenswert hohe Grobsandanteile sogar knapp oberhalb der alluvialen Mittelwerte liegen.

Dass die Zusammensetzung der von Thiemeyer bearbeiteten Flugsande (vor allem jener des Lantewa-Dünenfeldes) keinesfalls unbeeinflusst von der präsedimentären fluvialen Dynamik sein dürfte, beweist der Vergleich mit anderen äolischen Sedimenten des Großraums, welche sich sehr viel markanter von den Komadugu-Alluvionen absetzen. Ein typisches Vorherrschen der Mittelsandfraktion wird den sahelischen und südsaharischen Dünensanden beispielsweise von Pfeiffer (1991: 49) attestiert, wobei es sich vermutlich überwiegend um unimodale Kornverteilungen handelt. Sombroek & Zonneveld (1971: 33) bezeichnen Feinsandpeaks um 40 % in den Flugsanden des Iullemmeden Basin bereits als ausgeprägt. Auch Völkel (1989: 136 ff.) assoziiert höhere Feinsandgehalte in spätpleistozänen Dünenprofilen mit

^{6.44} Gleichzeitig ist zu beachten, dass aufgrund der gewählten phi-Einteilung die Mittelsande und –schluffe gegenüber den nächst größeren Fraktionen geringfügig unterrepräsentiert sind.

einer Aufarbeitung älterer Komadugu-Sedimente, deren Körnungscharakteristika durch die lediglich schwache äolische Aktivität nicht nachhaltig verändert worden seien. Eine primäre fluvial gesteuerte Materialsortierung führt somit scheinbar zu einer Konzentration der Bestandteile $< 0,2$ mm, was teilweise auch aus anderen semiariden Räumen berichtet wird. So erwähnt Besler (1983 a: 15) fluviale Sande in der Kalahari, die feiner als die benachbarten Dünensedimente sind, und bei welchen daher – ebenso wie in hiesiger Arbeit – das response-Diagramm aufgrund seiner zu starren fazziologischen Prämissen nicht mehr greifen kann.

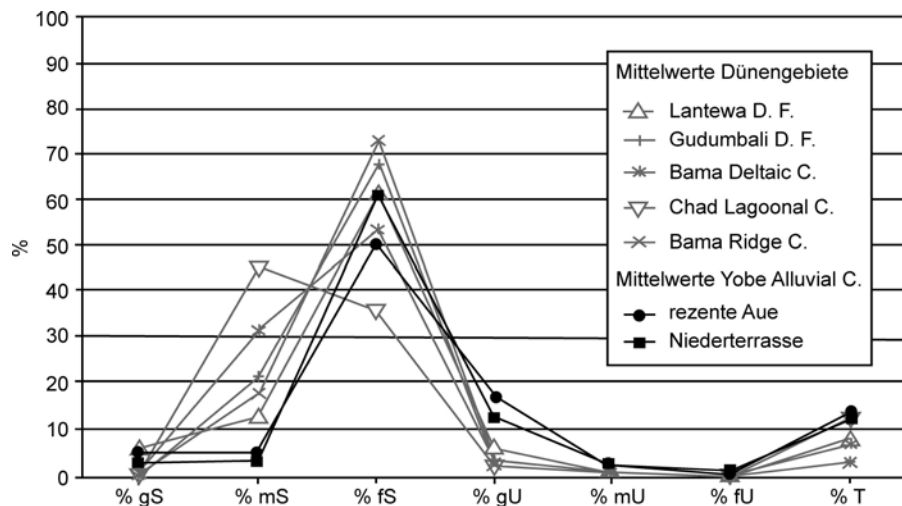


Abb. 6.22: Gemittelte Korngrößen jüngerer und älterer Komadugu-Ablagerungen im Vergleich mit Sedimenten verschiedener NE-nigerianischer Landschaftseinheiten (Thiemeyer 1997: 79, verändert)

Die fortschreitende äolische Umgestaltung der in diesem Entwicklungsstadium bimodalen Sande, wie sie für große Teile der Komadugu-Schwemmebenen charakteristisch sind (vgl. auch Garba et al. 1986: 167), bedingt schließlich die Abreicherung von Feinstmaterialien und deren aquatischen Eintrag in Depressionen. Zusammenfassend scheint ein erhöhter Grobschluffanteil der prinzipielle Indikator für die Sedimentation von Basement-Produkten zu sein, wobei die Akkumulationen des Yobe-Systems häufig als wichtige Quelle des Harmattan-Staubs genannt werden (vgl. Kap. 2.1.2). Dieser so genannte Wüstenlöss besteht bei Zaria vor allem aus Feinstsand und Grobschluff (Smith & Whalley 1981: 345), kann jedoch auch Tongehalte von bis zu 30 % erreichen (McTainsh & Walker 1982: 418). Dabei handelt es sich um genau jene Subfraktionen, die auch in den hier untersuchten Flussablagerungen bedeutende Mengenanteile erreichen können, was den Nachweischarakter der entsprechenden Korngrößen relativiert, die in unterschiedlichen Gegenden Zeiger für verschiedene Transportmechanismen sind. Desweiteren ist bei den generell eher als Liefergebiet zu betrachtenden Schwemmebenen ebenfalls von einer großflächigen und längerfristigen (präzenten) äolischen Modifikation auszugehen, so dass hier eventuell keine unbeeinflussten Referenzgemenge mehr existieren (vgl. Kap. 6.1.2.3). Dabei mögen jedoch auch lokale Windfelder eine Rolle gespielt haben, weshalb punktuell erhöhte Siltgehalte ebenfalls einem potentiellen äolischen Eintrag zugeschrieben werden könnten (z. B. im Profil Dk S 2). Vor dem Hintergrund aller möglichen Einflussfaktoren sollten zu detaillierte Deutungen in Einzelfällen vermieden und

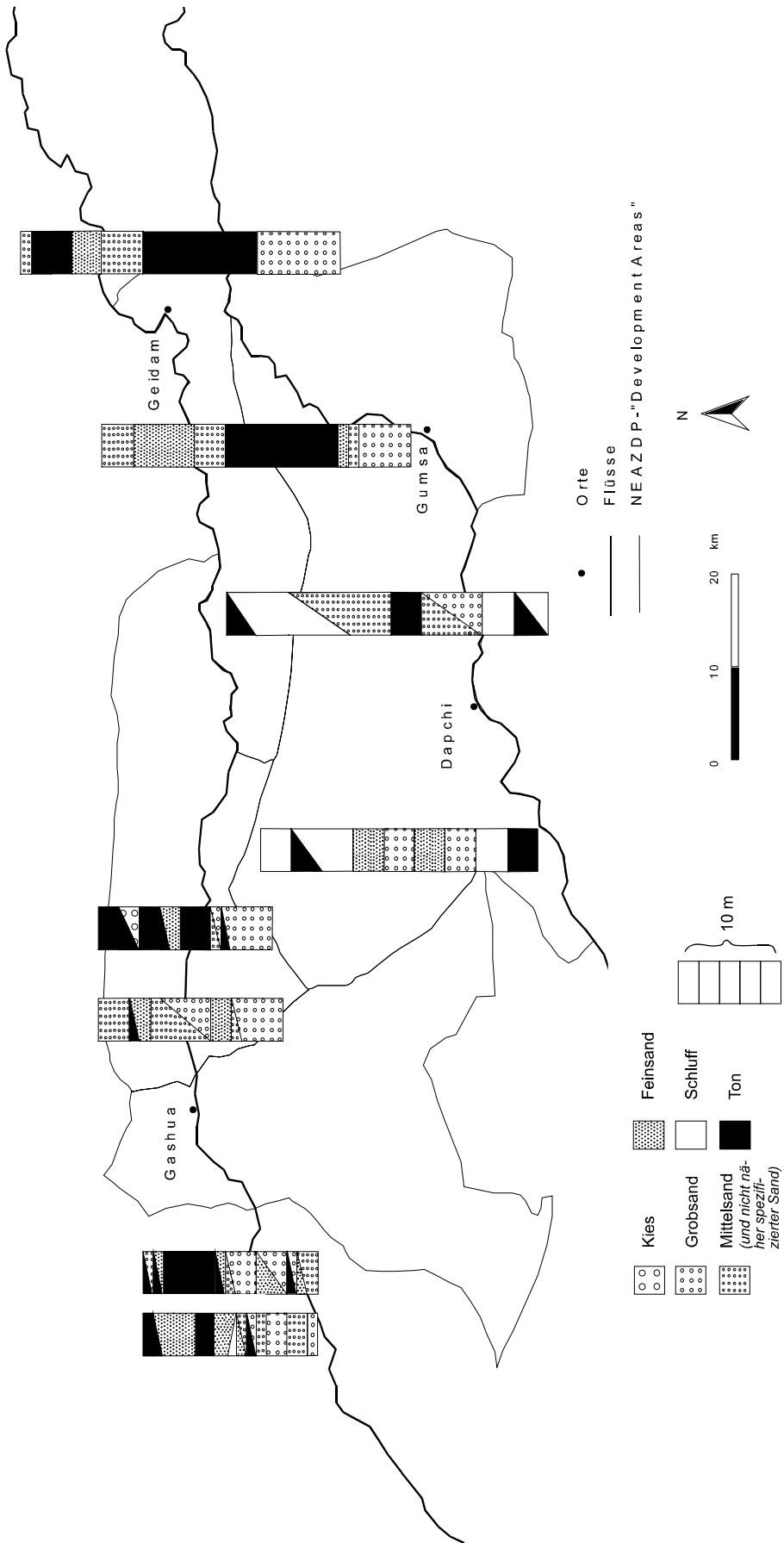


Abb. 6.23: Lithologische Informationen aus Bohrlochdaten (nach NEAZDP 1992 – 1996, unveröff.)

nurmehr die Bedeutung einer generell erhöhten feinstsandig-grobschluffigen^{6.45} sowie tonigen^{6.46} Komponente gegenüber den Substraten der Lantewa- und Gudumbali-Dünenfelder herausgestellt werden, die im W des Arbeitsgebiets naturgemäß am Deutlichsten zutage tritt.

Bezüglich des tieferen Untergrundes im Arbeitsgebiet konnte auf diverse Bohrlochdaten zurückgegriffen werden, die freundlicherweise vom North East Arid Zone Development Programme zur Verfügung gestellt worden waren (vgl. Abb. 6.23). Weiterhin lagen hydrogeologische Karten im Maßstab 1:250.000 (SATTEC 1993) vor, die zwecks zusätzlicher Substratinformationen herangezogen werden konnten. Das bis zu 30 m mächtige Yobe-Alluvium (Kap. 2.2.3) wird in der diesbezüglichen Literatur des Öfteren mit den hangenden Straten der großflächiger verbreiteten Chad Formation zum oberen Aquifer zusammengefasst (z. B. NEAZDP 1990 a: 5, SATTEC 1993 b: 46; Kap. 2.2.2), während andere Autoren die Existenz einer durchgängigen feinklastischen Schicht innerhalb der untersuchten Terrassensande herausstellen (Kap. 2.2.3). Laut Talbot (1980: 47) liegt diese zwischen 8 und 10 m, was für das eigene Profil G W 4 zu bestätigen ist. Er berichtet, dass eine klar definierte Phase der Tonakkumulation in vielen sahelischen fluvialen Sequenzen sowie in der zentralen und südlichen Sahara nachgewiesen werden konnte und in die frühholozäne Feuchtphase zwischen 12 und 8 ka BP fällt, was im Zusammenhang mit den eigenen Ergebnissen noch zu diskutieren sein wird (Kap. 9.1).

Da im Fall der Bohrlochdaten keine Zugriffsmöglichkeit auf die Sedimente selbst bestand, ist eine Verschnidung mit den eigenen Daten schwierig, wie bereits angesichts von abweichendem Maßstab und Auflösung offensichtlich wird. Teilweise wurden nur die Hauptbodenarten erfasst und bei Gemengen keinerlei Angaben zu den Relationen gemacht. Auch ist die Lage der Dörfer, in denen die Bohrungen abgeteuft wurden, nicht immer eindeutig, wenn es sich bei der betroffenen Landschaftseinheit auch im überwiegenden Fall um die Paläoschwemmebene des Komadugu handelt. Die Karte in Abb. 6.23 weist einige gemeinsame, aber auch abweichende Tendenzen gegenüber den vorangegangenen Befunden auf. Im Hangenden sind die NEAZDP-Profile vergleichsweise wenig sandig, obgleich eine deutlich tonige resp. siltige Komponente in den westlichen Untersuchungsarealen durchaus auch bei den eigenen Beprobungen offensichtlich wurde. Nochmals interessanter sind die im Rahmen der hiesigen Bohrungen nicht mehr erreichten Ablagerungen. Die bereits mehrfach erwähnte Pelitschicht aus der Literatur findet sich offenbar auch hier zwischen Gumsa und Geidam in ca. 10 bis 20 m Tiefe wieder. Bemerkenswert ist desweiteren eine in der Mehrheit der Niederterrassen-Bohrungen vertretene grobsandige Komponente im Liegenden, welche grundlegende systemare Veränderungen anzeigen könnte und, ebenso wie die Tone, in spätere Diskussionen einzubeziehen ist (Kap. 9.1 u. 9.2).

Die Erläuterungen zur hydrogeologischen Kartierung (SATTEC 1993) zeichnen ein vergleichsweise einheitlicheres Bild des oberflächennahen Untergrundes der Paläolagunenlandschaft. An verschiedenen Lokalitäten zwischen Dapchi, Geidam und Damasak fanden sich ca. 30 – 50 m mächtige, überwiegend feine alluviale Sande über einer bereits zur Chad Formation gehörigen Tonschicht von bis zu 200 m Dicke (SATTEC 1993 b: 46 ff.). Weitflächigere lagunale Ablagerungen im Hangenden werden in dieser

^{6.45} Die durchschnittlichen Grobschluffgehalte betragen ca. 15 % bei den Komadugu- gegenüber < 6 % bei den Dünenablagerungen (Nwaka 1991: 200).

^{6.46} Dabei sind unterdurchschnittliche U/T-Verhältnisse allerdings wiederum kennzeichnend für äolisch und/oder litoral beeinflusste Subfazies, wie etwa die (lokal verschwemmten) Küstensande von G E 3 und G E 4 b (vgl. Kap. 6.1.3).

Quelle nicht erwähnt. Die Karten selbst weisen die folgende Situation aus, die prinzipiell konform mit den eigenen Ergebnissen ist:

Tab. 6.6: Hydrogeologische Parameter im Untersuchungsgebiet (nach SATTEC 1993)

Landschaftseinheit	Ablagerungen	Bodenwasserhaushalt
Proximale Flussauen	Sande, Lehme, Schluffe	mittlere Permeabilität, mittlere Feldkapazität
Distale Flussauen	Sande, schwach schluffig bis schwach lehmig, teils schluffig	mittlere Permeabilität, geringe bis mittlere Feldkapazität
Übergangsbereich zu höheren Sandpartien	Sande, schwach schluffig bis schluffig oder schwach lehmig	mittlere bis hohe Permeabilität, geringe bis mittlere Feldkapazität
Niederterrasse S des Komadugu Gana und E von Geidam	Sande, schluffige Sande, Lehme und Tone	mittlere bis hohe Permeabilität, mittlere Feldkapazität
Lantewa-Dünenfeld und andere höher liegende Sandbereiche	Sande, schwach schluffig bis lehmig	hohe Permeabilität, geringe bis mittlere Feldkapazität
Dilawa Ridge, östlich vorgelagerter Strand, Paläoschwemmebene bei Damasak	Sande, schluffig, schwach lehmig bis lehmig und/oder tonig	sehr hohe Permeabilität, mittlere Feldkapazität
Lantewa-Dünenfeld und andere höher liegende Sandbereiche	Sande, schwach schluffig bis lehmig	hohe Permeabilität, geringe bis mittlere Feldkapazität

6.2.3 Schwerminerale

Da der mögliche Informationsgewinn durch die Methode in Bezug auf relevante Fragestellungen anfangs nicht abzusehen war, wurde die Schwermineralführung der Feinsandfraktion ($2 - 4 \phi$) selektierter Bohrkernkerne zunächst qualitativ ausgewertet. Aufgrund des einheitlichen Liefergebiets und des zu einer paläogeographischen Analyse sedimentpetrographischer Provinzen benötigten engmaschigen Beprobungsrasters konzentrierten sich die Untersuchungen auf vertikale Unterschiede und die damit verbundenen Aussagemöglichkeiten hinsichtlich fazieller Wechsel unter geänderten paläoökologischen Rahmenbedingungen. So können Erosionsdiskordanzen anhand schwermineralogischer Tiefenverteilungen oft besser visualisiert werden (Kap. 4.6.2), wobei allerdings auch sekundäre Spektrenveränderungen, beispielsweise durch Grundwassereinfluss oder Verwitterung, einkalkuliert werden müssen. Zwecks erster grundlegender Erkenntnisse wurden die Paläoschwemmland-Profile Gashua 4, Geidam S 4, Geidam SE 4 und Damasak 4 ausgewählt, um sowohl den generellen Schwermineralbestand älterer, weitestgehend unverwitterter Alluvionen als auch potentielle Modifikationen durch äolische Überprägung oder Bodenbildung aufzuzeigen. Die unter Vorbehalt als lokal verschwemmte Flugsande angesprochenen liegenden Partien der Profile D 3, Ga 2 und Ga 3 wurden ebenso auf ihre Gehalte überprüft wie gleichfalls enthaltene hydraulische Residualanreicherungen (Kap. 6.2.1).

Die mikroskopisch bestimmten Mineraltypen in Tab. 6.7 sind zunächst in Relation zu den Erkenntnissen anderer Arbeiten zu setzen, wie sie für die Region in recht großer Zahl vorliegen. Dabei wurden insbesondere Dünensedimente analysiert (Pfeiffer 1991, Pfeiffer & Grunert 1989, Thiemeyer 1997, Völkel

1989); vorrangige Fragestellungen betrafen die Allochthonie^{6.47} bzw. Autochthonie der Flugsande sowie etwaige Unterschiede zwischen einzelnen Dünengenerationen. Regelmäßig thematisiert wurde dabei der enge lithogenetische Bezug zum Komadugu-System, welches als Primärlieferant der granitischen und metamorphen Schwerminerale in NE-nigerianischen und SE-nigrischen Substraten begriffen wird. Vermutlich lagen die betroffenen Spektren wegen des verhältnismäßig langen Transportweges und der damit einhergehenden selektiven Sortierung vor ihrer äolischen Aufarbeitung bereits in reduzierter Form mit Dominanz der stabilen Gruppe (Zirkon, Turmalin, Rutil) vor, woraufhin vornehmlich örtliche Umlagerungen erfolgten. Je häufiger sich die Dünenbildungsprozesse wiederholten, desto geringer fallen die Gesamtgehalte in den entsprechenden Akkumulationen aus, wobei Pfeiffer (1991: 177) allerdings nur von minimalen Unterschieden zwischen jüngeren und älteren Ergsanden berichtet.

Drei Parameter erwiesen sich als entscheidend für die Diagnose der weitestgehenden Autochthonie des Dünenmaterials und somit seiner engen Verwandtschaft mit den Komadugu-Alluvionen:

- ein merklicher Anteil leicht verwitterbarer Minerale^{6.48},
- idiomorphe Zirkone sowie
- (untergeordnet) charakteristische Mineralvarietäten wie blaue und rosa Turmaline (Thiemeyer 1997 b: 97).

Bei wachsendem äolischen Einfluss bzw. Ferntransport werden die genannten Komponenten zugunsten der resistenten ubiquitären Bestandteile ausgemerzt. Vor allem die Zirkone sind deutlich gerundet und reichern sich bei zunehmender Sedimentreife gegenüber den Turmalinen an. Bis auf letztgenannten Punkt sind solche Tendenzen ausweislich Pfeiffer (1991: 199) angeblich bereits in wenigen Kilometern Entfernung von den Flüssen zu beobachten. Dies wird jedoch weniger einem etwaigen allochthonen Einfluss als vielmehr der Intensität bzw. Häufigkeit der Wiederaufbereitung zugeschrieben.

Thiemeyer (1997 b: 99) fand in Sedimenten der Lantewa- und Gudumbali-Dünenfelder neben Zirkon, Turmalin und Rutil immerhin noch wechselnde Anteile von Staurolith, Epidot, Disthen, Anatas, grüner Hornblende sowie gelegentlich Andalusit, Apatit, Brookit, Granat, Sillimanit, Topas und Xenotim. Die Spektren der alluvialen Bohrkerne ähneln diesen größtenteils, und auch die Gesamtgehalte liegen mit 0,04 – 0,17 % für die Niederterrassensedimente im selben Rahmen, womit sie als schwermineralarm angesprochen werden müssen. Höhere Werte von durchschnittlich 1,08 % enthalten die im westlichen Arbeitsgebiet gelegenen Profile der rezenten Aue, wobei in den liegenden Gleithangsandten von D 3 und dem Residuat aus 1,65 m Tiefe am Standort Ga 2 sogar Anteile von 4,56 % resp. 4,81 % gemessen wurden. Neben den stabilen granitbürtigen Zirkonen, Turmalinen und Rutilen sind diverse metamorphe Minerale aus dem gneissischen Teil des Basements vertreten. Dabei ist insbesondere das Vorhandensein der instabilen Amphibole aufschlussreich, wohingegen Epidot nahezu überall vertreten ist. Alle anderen Mineraltypen vorwiegend stabiler Natur sind mehr oder weniger an bestimmte Lokalitäten gebunden. Inwiefern sich aus den Tiefenverteilungen der grünen Hornblende Rückschlussmöglichkeiten auf Fazies-

^{6.47} Während mit Allochthonie im fluvialen Kontext der Ursprung der Sedimente im Basement Complex gemeint ist, bezeichnet er im äolischen Milieu einen zugrunde liegenden Ferntransport aus der Sahara.

^{6.48} In den fluvialen Sanden selbst betragen laut Völkel (1989: 134) Hornblende und Epidot bis zu 8 % des Gesamtspektrums.

Tab. 6.7: Schwermineralvorkommen in ausgewählten Profilen

Lithofazies	Tiefe in cm	Schwerminerale*
Dapchi 3		
Flussbettsediment (Linse)	410	Zirkon, Turmalin, Rutil** ; Disthen, Epidot, grüne Hornblende, Xenotim. Zirkon/Turmalin ◆ + ●***.
Flussbettsediment	455	Epidot, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Flussbettsediment	555	Epidot, Staurolith, Disthen, Sillimanit, Topas, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Grüne Hornblende angewittert.
?Ufersediment äolischer Prägung	605	Epidot, Anatas, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Zirkon dominant, wenig grüne Hornblende.
Gashua 2		
Ufer- bis Flussbettsediment	90	Epidot, grüne Hornblende, Disthen, Sillimanit, Staurolith, blaugrüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
"Schwermineralbändchen"	165	Staurolith, Epidot, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Zirkon dominant, wenig grüne Hornblende.
?Ufersediment äolischer Prägung	250	Grüne Hornblende, Xenotim, ?Orthopyroxen. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Viel grüne Hornblende.
Gashua 3		
?Flussbettsediment	490	Disthen, Topas, Epidot, Staurolith. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Ufersediment äolischer Prägung	520	Epidot, Sillimanit, Disthen, blaugrüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Ufersediment äolischer Prägung	575	Epidot, grüne Hornblende, Topas, Sillimanit. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Gashua 4		
Äolisches Decksediment	5	Epidot, Xenotim, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Turmalin blau und braun.
Äolisches Decksediment	30	Epidot, Anatas, grüne Hornblende, Disthen, Topas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment	60	Epidot, blaugrüne Hornblende, grüne Hornblende, Disthen, Baryt. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment	90	Epidot, Topas, grüne Hornblende, Disthen, Anatas Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Hochflut- bis Ufersediment	195	Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Hochflut- bis Ufersediment	250	Disthen, grüne Hornblende, Epidot. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Hochflut- bis Ufersediment	360	Disthen, Anatas, grüne Hornblende, Epidot. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Hochflut- bis Ufersediment	475	Disthen, Epidot, Anatas, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.

* Art (überwiegend in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit) und gegebenenfalls besondere Kennzeichen wie Form und Farbe

** Die drei Minerale sind ausnahmslos in allen Proben vorhanden und daher nachfolgend nicht mehr aufgeführt.

*** ◆ = idiomorph, ● = gerundet

Tab. 6.7: Schwermineralvorkommen in ausgewählten Profilen (Fortsetzung)

Lithofazies	Tiefe in cm	Schwerminerale
Geidam S 4		
Äolisches Decksediment	5	Disthen, Epidot, grüne Hornblende, Granat. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Zirkon dominant, wenig grüne Hornblende.
?Schwemmsediment	30	Epidot, Anatas, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Zirkon dominant, wenig grüne Hornblende.
?Hochflutsediment	60	Epidot, Disthen, Sillimanit, Brookit. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Hochflutsediment	90	Epidot, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Wenig grüne Hornblende.
Hochflutsediment	120	Disthen, Epidot, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Wenig grüne Hornblende.
Gradiertes Ufersediment	260	Grüne Hornblende, Disthen, Anatas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Gradiertes Ufersediment	340	Epidot, grüne Hornblende, Disthen, Sillimanit. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Hochflutsediment	390	Epidot, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Wenig grüne Hornblende.
Hochflut- bis Ufersediment	470	Grüne Hornblende, Disthen, Epidot, blaugrüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Relativ viel Turmalin und grüne Hornblende.
Hochflut- bis Ufersediment	580	Epidot, grüne Hornblende, Disthen. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Geidam SE 4		
Äolisches Decksediment	5	Epidot, Disthen, Staurolith. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Zirkon dominant.
?Schwemmsediment	30	Epidot, Anatas, Topas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Turmalin blau, braun und grün.
?Schwemmsediment	60	Epidot, Andalusit. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Schwemmsediment	90	Topas, Epidot, Disthen, ?Staurolith. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Turmalin blau, braun, rosa und grün.
?Schwemmsediment	145	Epidot. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Schwemmsediment	175	Epidot, ?Staurolith, Anatas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Turmalin rosa, braun, grün und farblos.
?Ufersediment	205	Epidot, Disthen, Topas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	265	Epidot, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	375	Epidot, ?Topas, Staurolith. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	475	Epidot, Disthen, grüne Hornblende, Anatas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.

Tab. 6.7: Schwermineralvorkommen in ausgewählten Profilen (Fortsetzung)

Lithofazies	Tiefe in cm	Schwerminerale
Damasak 4		
Äolisches Decksediment	5	Epidot, grüne Hornblende, Disthen. Zirkon ◆ + ●, Turmalin v. a. ●.
?Äolisches Decksediment	30	Disthen, Epidot, ?Apatit, grüne Hornblende, ?Andalusit, ?Topas. Zirkon ◆ + ●, Turmalin v. a. ●.
?Äolisch aufgearbeitetes Ufersediment	60	Xenotim, grüne Hornblende, Epidot, Disthen. Zirkon ◆ + ●, Turmalin v. a. ●.
?Äolisch aufgearbeitetes Ufersediment	90	Disthen, Epidot, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
?Äolisch aufgearbeitetes Ufersediment	135	Epidot, grüne Hornblende, Topas. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	185	Epidot. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	265	Disthen, grüne Hornblende, Epidot. Zirkon ◆ + ●, Turmalin v. a. ●.
Ufersediment	385	Epidot, Staurolith, grüne Hornblende. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	430	Epidot, Staurolith, Disthen, grüne Hornblende. Zirkon ◆ + ●, Turmalin v. a. ●.
Ufersediment	485	Grüne Hornblende, Disthen, Epidot. Zirkon/Turmalin ◆ + ●.
Ufersediment	595	Granat, Epidot, grüne Hornblende, Disthen. Zirkon/Turmalin ◆ + ●. Grüne Hornblende angewittert.

wechsel ergeben, muss profilspezifisch diskutiert werden. Wenig generelle Unterschiede sind bezüglich idiomorpher bzw. gerundeter Komponenten auszumachen, die in fast allen Proben parallel vorkommen. Zirkon ist mehrheitlich in gut gerundeter sowie idiomorpher Ausprägung vorhanden, während Turmalin eher kanten- bis gut gerundet ist. Das Zirkon-Turmalin-Verhältnis wurde nicht quantifiziert, doch in einigen Fällen konnten klare Tendenzen erkannt werden. Turmalinvarietäten traten selten und dann vor allem bei mutmaßlich äolisch beeinflussten Deck- und Schwemmsedimenten auf und belegen somit deren lokalen Charakter.

Die ausgewählten Profilschnitte von D 3, Ga 2 und Ga 3 enthalten womöglich äolisch vorsortierte reifere Korngemische, die diesbezüglich bereits morphoskopisch analysiert wurden. Auch an dieser Stelle bestätigt sich im Fall des Altarms bei Dapchi neben dem durch die hohen Schwermineral-Gesamtanteile bezeugten residualen Charakter eine erhöhte Sedimentreife anhand der höheren Zirkon-Turmalin-Ratio und dem reduzierten Anteil grüner Hornblende. Dies gilt wiederum nicht für die entsprechenden Ablagerungen bei Gashua, die eher durch erhöhte Mengen leicht verwitterbarer Bestandteile (grüne Hornblende, Orthopyroxene) auffallen. Die Probe aus 1,65 m Tiefe des Auenprofils bei Gashua steht exemplarisch für die schwarzen Sande, die im gesamten Arbeitsgebiet in unterschiedlichen morpho- und lithostratigraphischen Konstellationen auftreten. Ein geringer relativer Bestand an Turmalin und grüner Hornblende zeigt auch hier eine längerfristige Modifikation und selektive Sortierung des ursprünglichen Spektrums auf, weshalb die Schwermineralpopulationen solcher Seifen im Allgemeinen nicht repräsentativ für die sie enthaltenden Formationen sind (vgl. Mange & Maurer 1991: 13).

Das Profil Ga 4 ist durchgängig fluvial geprägt und weist keine markanten Sprünge in der Mineralverteilung auf. Eine Verarmung des Spektrums im Hangenden als eventuelle Folge einer Überdeckung mit Flugsanden liegt nicht vor. Am Standort G S 4 schwanken die Amphibolanteile offensichtlich, was die These einer wiederholten Aufarbeitung der hangenden Sande stützt, und auch in den feinklastischen Hochflutablagerungen liegen vergleichsweise geringe Mengen des Minerals vor. Im Profil G SE 4 tritt die grüne Hornblende in den oberen 2 m ebenfalls zurück und stützt die Annahme mehrfacher äolischer und aquatischer Verlagerungen sowie möglicher autochthoner Bodenbildungen. Auffällig ist das Vorkommen diverser Farbvarietäten des Turmalins, und mit der durchgängig vorhandenen idiomorphen Komponente innerhalb der stabilen Fraktionen liegen genug Indikatoren für einen fluvialen Ursprung der Sedimente vor. Geringfügig anders fällt die Diagnose für die Ablagerungen des Profils Dk 4 aus, die bereits mehrfach als aquatisch sowie äolisch beeinflusste Mischfazies angesprochen wurden. Dabei sind leicht verwitterbare Komponenten bis an die Basis vorhanden, doch die dominanten hohen Rundungsgrade des Turmalins verweisen auf vererbte Dünensand-Eigenschaften. Eine explizite Wechsellagerung von eher äolisch und eher fluvial geprägten Schichten könnte möglicherweise dann nachgewiesen werden, wenn die Tiefenfunktion entsprechender Indikatoren mit denen der Quarzsandanalysen in Abb. 6.21 parallel verlief. Dies ist jedoch nicht der Fall.

Aus den dargelegten Beobachtungen können keine verlässlichen Schlüsse gezogen bzw. die ansatzweise vorhandenen Hypothesen nicht nachhaltig untermauert werden. Für fundiertere Aussagen wäre die Bestimmung von Kornzahlprozenten notwendig, doch an einer ausreichenden Beweiskraft für Fazieswechsel bestehen berechtigte Zweifel, weshalb von weitergehenden Analysen abgesehen wurde. Die Ergebnisse anderer Studien lassen vermuten, dass vertikale Variationen im Mineralbestand nicht zwangsläufig Zeiger für Wechsel des Transportagens darstellen, sondern sich im überwiegenden Fall mehrzyklische Prozesse überlagern, wobei sich ererbte Eigenschaften durch besondere Signifikanz auszeichnen können. Dieses ist vor allem durch das nahezu ausnahmslose Vorkommen sowohl idiomorpher als auch (gut) gerundeter Zirkone in allen präparierten Proben dokumentiert und unterstreicht somit ein weiteres Mal deren heterogenen Charakter im Sinn einer Mischung unterschiedlich reifer Sedimentpopulationen. Postsedimentäre pedogenetische Beeinflussungen der schwermineralogischen Stratigraphie sind ebenfalls denkbar, wenn dies auch von Thiemeyer (1997: 98) in diesbezüglichen Untersuchungen an Dünensanden nicht konkretisiert werden konnte. Eine interessante Beobachtung in diesem Zusammenhang belegt eine Konzentration von grüner Hornblende und Epidot an den Geländeoberflächen bzw. in den Oberböden der Dünen. Sie ist in dieser Form nur in der Grobschlufffraktion nachzuweisen und stützt eventuell die These einer ausgeprägten Schluffauswehung aus trocken gefallenem Komadugu-Ablagerungen sowie deren Deposition im näheren und fernerem Umkreis.

6.2.4 Diatomeen

Abgesehen von vereinzelten Schwammnadeln und weitestgehend aufgelösten Schalenbruchstücken waren nur an einem einzigen Standort innerhalb von zwei verschiedenen Ablagerungen ausreichend Organismenreste vorhanden, um eine Auszählung der Diatomeen durchführen zu können (Kap. 4.6.2). Dabei handelt es sich um Material aus zwei quasi-lagunalen Straten der Profilwand G W 4: Schicht XIV, aus welcher bei 40 cm die Probe I entnommen wurde, und Schicht VIII, aus deren Mitte Probe Nr. II stammt (Kap. 6.1.2.4 u. A-2). Insbesondere in Verbindung mit Datierungen (Kap. 7.1) sind aus den

enthaltenen Diatomeenassoziationen einige grundlegende Aussagen zur Ausstattung der Paläohabitate abzuleiten. So wurde anhand der Analyse der Florenzusammensetzungen und der autökologischen^{6.49} Ansprüche der einzelnen Taxa, teils mit Hilfe bestimmter Indizes, eine weitestgehende Rekonstruktion der Gewässertypen, ihrer Trophie, Salinität und Acidität vorgenommen. Beurteilt wurden außerdem die Authentizität der Thanathozönosen^{6.50} sowie die strukturelle Ähnlichkeit der Proben über ihre Dominanz-Identität nach Renkonen (1938) (Broszinski 2003: 1).

Die Authentizität der Diatomeenpopulation in Probe I (vgl. Tab. 6.8) ist wahrscheinlich gering, wie die generell schlechte Erhaltung der überwiegend korrodierten Bruchstücke zeigt. Die Artenzahl von 20 ist sehr niedrig, und es herrscht mit 65 % eine starke Dominanz von *Aulacoseira granulata* vor. Dennoch reichen die indikativen Eigenschaften der identifizierten Taxa aus, um einen Rückschluss auf die Paläoumgebung zu ermöglichen. Die meroplanktischen Diatomeen der Gattung *Aulacoseira* sp. haben außergewöhnlich hohe Sinkraten und sind daher im Allgemeinen auf eine gewisse Wasserturbulenz angewiesen. Die vorliegende Art bevorzugt jedoch stehende Gewässer, in selteneren Fällen auch Flüsse mit geringer Strömungsgeschwindigkeit. Darüber hinaus identifiziert wurden Arten der Gattung *Fragilaria* sp., welche typisch für epipelische Periphytongesellschaften in seichten Seen und flachen Uferzonen sind. Gemäß der überwiegend euträphenten, oligohaloben und alkaliphilen Taxa muss es sich beim Sedimentationsraum um ein gut gepuffertes Calcium-Hydrogencarbonat-Gewässer, d. h. ein typisches Süßwasser, gehandelt haben.

Die zweite Probe aus dem mittleren Hochflutsediment desselben Standorts weist ebenfalls eine sehr geringe Authentizität mit mehrheitlich fragmentierten Schalen auf (vgl. Tab. 6.9). Die Diversität ist mit 31 Arten deutlich höher, wobei mit 72 % wiederum *Aulacoseira granulata* dominiert. Desweiteren handelt es sich beim Diatomeenbestand dieser Probe um ein Gemisch von Arten, deren autökologische Ansprüche sich gegenseitig ausschließen. Es liegen somit definitiv allochthone Taxa aus anders gestalteten Lebensräumen vor, zu welchen beispielsweise die oligoträphenten (ca. 2 %) und acidophilen (ca. 1 %) Spezies gerechnet wurden. Sie könnten durch ein mündendes Fließgewässer in das ansonsten deutlich eutrophierte, wahrscheinlich basische Milieu eingetragen worden sein. Bemerkenswert im Vergleich zur ersten Probe ist ferner der mit 7,4 % recht auffällige Anteil halobionter Arten, der entweder auf einen erhöhten oder einen stärker schwankenden Salzgehalt bedingt durch Austrocknung hinweist.

Die strukturelle Ähnlichkeit der beiden Proben ist insbesondere wegen des Vorherrschens von *Aulacoseira granulata* relativ hoch, so dass die Sedimentationsbedingungen bis zu einem gewissen Grad vergleichbar sein dürften. Die Substrate sind laut Broszinski (2003: 6) wahrscheinlich beide in einem stehenden Gewässer deponiert worden, wofür vor allem die dominante Spezies spricht. Aber auch die subdominanten Taxa sind typisch für epipelische Periphytongesellschaften in seichten Süßwasserseen und stammen gleichfalls aus einem deutlich eutrophen und alkalischen Milieu. Während die Thanathozönose der Probe I sehr homogen zusammengesetzt ist, treten in Probe II Schalen allochthonen Ursprungs auf, die vermutlich durch Fließgewässer eingetragen wurden. Eigene Interpretationsansätze konzentrieren sich speziell auf die Unterschiede der beiden Gesellschaften und damit eventuell verbundene paläoökolo-

^{6.49} Bezüglich der zahlreichen Fachbegriffe wird auf die Fachliteratur (Kap. 12) bzw. Lexika verwiesen.

^{6.50} gleichbedeutend mit dem Übereinstimmungsgrad mit den Ausgangsassoziationen (vgl. auch Fußnote 2.48)

gische Implikationen (vgl. Tab. 6.10). Aufgrund der im Aufschluss erkennbaren sedimentären Architektur besteht bereits die Vermutung, dass die untere Tonschicht vergleichsweise großflächig angelegt ist, während die beiden hangenden^{6,51} eher punktuellen autogenen Ursprungs sein dürften. Dies bestätigen die Diatomeen-Analysen insofern, dass der allochthone und somit fluviale Charakter bei den oberen Tonen stärker ausgeprägt ist. Außerdem könnte die heterogenere Zusammensetzung dieser Thanathozönose entweder auf ein ökologisch vielfältigeres Einzugsgebiet oder aber eine vergleichsweise komplexe Dynamik intrinsischer und/oder extrinsischer Natur hinweisen, die z. B. in Gestalt eines wechselfeuch-

Tab. 6.8: Liste der Diatomeenarten der Schicht XIV (Standort G W 4) (Broszinski 2003: 9)

Es bedeuten: a. H.: absolute Häufigkeit; r. H.: relative Häufigkeit; H: Habitat; T 1: Trophie-Einstufung nach Hofmann (1994); T 2: Trophie-Einstufung nach Krammer & Lange-Bertalot (1991), Denys (1991), Hofmann (1994) und Van Dam et al. (1994); S: Salinität; b: benthisch; p: planktisch; am-eut: a-meso-eutraphent; tol: tolerant; eut: eutraphent; met: meso- bis eutraphent; et: eutraphent; oh: oligohalob; mh: mesohalob; alkf: alkaliphil; alkb: alkalibiont

	a. H.	r. H.	H	T 1	T 2	S	pH
<i>Achnanthes exigua</i>	1,0	0,2	b	am-eut	met	oh	alkf
<i>Amphora copulata</i>	x	0,0	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Aulacoseira granulata</i> , MT1, fein	293,0	54,0	p		et	oh	alkf
<i>Aulacoseira granulata</i> , MT2, grob	57,0	10,5	p		et	oh	alkf
<i>Cavinula scutelloides</i>	1,0	0,2	b	eut	et	oh	alkb
<i>Cyclotella ocellata</i>	4,0	0,7	b		met	oh	alkf
<i>Cymatopleura solea</i>	x	0,0	b	eut	et	oh	alkf
<i>Fragilaria africana</i>	34,0	6,3	b				
<i>Fragilaria cf. africana</i> , bauchig	12,0	2,2	b				
<i>Fragilaria brevistriata</i>	52,0	9,6	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Fragilaria construens f. construens</i>	32,0	5,9	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Fragilaria inflata</i> var. <i>istvanffy</i>	20,0	3,7	b			oh	alkf
<i>Fragilaria martyi</i>	12,0	2,2	b		met	oh	alkf
<i>Fragilaria parasitica</i>	2,0	0,4	b	am-eut	met	oh	alkf
<i>Fragilaria ulna</i>	1,0	0,2	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Gomphonema grovei</i> var. <i>lingulatum</i>	3,0	0,6	b			oh	
<i>Gomphonema</i> spp.							
<i>Gyrosigma</i> spp.	1,0	0,2	b			oh	
<i>Mastogloia smithii</i>	4,0	0,7	b				
<i>Navicula costulata</i>	x	0,0	b			mh	alkf
<i>Navicula pupula</i> var. <i>pseudopupula</i>	x	0,0	b		et	oh	alkf
<i>Navicula</i> sp. 1	x	0,0	b	tol	tol	oh	
<i>Navicula utrmoechlii</i>	9,0	1,7	b				
<i>Nitzschia amphibia</i>	1,0	0,2	b	am-eut	met	oh	alkf
<i>Stephanodiscus medius</i>	1,0	0,2	b	eut	et	oh	alkf
	3,0	0,6	p			oh	

^{6,51} Schicht VIII und die knapp darüber liegende Schicht VI

Tab. 6.9: Liste der Diatomeenarten der Schicht VIII (Standort G W 4) (Broszinski 2003: 10)

Es bedeuten: a. H.: absolute Häufigkeit; r. H.: relative Häufigkeit; H: Habitat; T 1: Trophie-Einstufung nach Hofmann (1994); T 2: Trophie-Einstufung nach Krammer & Lange-Bertalot (1991), Denys (1991), Hofmann (1994) und Van Dam et al. (1994); S: Salinität; b: benthisch; p: planktisch; am-eut: a-meso-eutraperent; tol: tolerant; eut: eutraperent; ot: oligotraperent; ol-amt: oligo-a-mesotraperent; met: meso- bis eutraperent; et: eutraperent; omt: oligo- bis mesotraperent; oh: oligohalob; hp: halophil; mh: mesohalob; alkf: alkaliphil; alkb: alkalibiont; acf: acidophil; circ: circumneutral

	a. H.	r. H.	H	T 1	T 2	S	pH
<i>Achnanthes delicatula</i>	3,0	0,5	b	eut	et	mh	alkb
<i>Achnanthes exigua</i>	1,0	0,2	b	am-eut	met	oh	alkf
<i>Achnanthes lanceolata</i> f. <i>rhombica</i>	4,0	0,7	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Amphora copulata</i>	1,0	0,2	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Aulacoseira granulata</i> , MT1, fein	337,0	60,4	p		et	oh	alkf
<i>Aulacoseira granulata</i> , MT2, grob	66,0	11,8	p		et	oh	alkf
<i>Cocconeis placentula</i>	1,0	0,2	b	tol	tol	oh	alkb
<i>Cyclotella meneghiniana</i>	2,0	0,4	bp		et	oh hp	alkf
<i>Diploneis smithii</i>	7,0	1,3	b			mh	
<i>Eunotia flexuosa</i>	3,0	0,5	b	ot	ot	oh	
<i>Eunotia pectinalis</i> var. <i>undulata</i>	4,0	0,7	b	ot	ot	oh	acf
<i>Eunotia praerupta</i>	1,0	0,2	b			oh	
<i>Eunotia</i> sp.	4,0	0,7	b			oh	
<i>Fragilaria</i> cf. <i>africana</i> , bauchig	49,0	8,8	b				
<i>Fragilaria berolinensis</i>	2,0	0,4	b			oh	
<i>Fragilaria brevistriata</i>	6,0	1,1	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Fragilaria</i> spp.	6,0	1,1	b				
<i>Fragilaria ulna</i>	1,0	0,2	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Gomphonema grovei</i> var. <i>lingulatum</i>	4,0	0,7	b			oh	
<i>Gomphonema subtile</i>							
<i>Gyrosigma</i> spp.	x	0,0	b	ol-amt	omt	oh	circ
<i>Luticola mutica</i>	5,0	0,9	b				
<i>Navicula cryptotenella</i>	3,0	0,5	b		tol	oh hp	circ
<i>Navicula gastrum</i>	1,0	0,2	b	tol	tol	oh	alkf
<i>Navicula radiopunctata</i>	1,0	0,2	b	eut	et	oh	alkf
<i>Navicula</i> sp. 1	3,0	0,5	b			oh	
<i>Nitzschia amphibia</i>	2,0	0,4	b				
<i>Nitzschia levidensis</i> var. <i>viktoriae</i>	4,0	0,7	b	eut	et	oh	alkf
<i>Pinnularia</i> spp.	26,0	4,7	b	eut	et	mh	alkf
<i>Sellaphora</i> cf. <i>laevis</i>	6,0	1,1	b			oh	
<i>Stauroneis phoenicenteron</i>	1,0	0,2	b				
<i>Stephanodiscus hantzschii</i>	3,0	0,5	b	tol	tol	oh	circ
	1,0	0,2	p		et	oh	alkb

Tab. 6.10: Verteilung der Artengruppen nach ihren ökologischen Präferenzen bzw. Toleranzen (Broszinski 2003: 11)

	Probe I (in %)	Probe II (in %)
planktisch	64,5	72,9
benthisch/planktisch	0,0	0,4
benthisch	35,0	26,7
eutraphent	64,8	78,9
meso- bis eutraphent	3,7	0,2
oligo- bis mesotraphent	0,0	0,0
oligotraphent	0,0	1,3
tolerant	15,7	3,6
oligohalob	89,0	81,2
oligohalob halophil	0,0	0,9
mesohalob	0,0	6,5
alkalibiont	0,2	0,7
alkaliphil	87,7	80,8
circumneutral	0,0	1,1
acidophil	0,0	0,7

ten Klimas gegeben wäre, was unter anderem durch die verschiedenen Paläosalinitätszeiger nahe gelegt wird. Aber auch ein äolischer Eintrag allochthoner Skelette durch den Harmattan kann nicht ausgeschlossen werden. Generell ähneln beide Spektren den von Salzmann et al. (2002) in Lake Tilla vorgefundenen. Dort wird die Kombination benthonischer und planktonischer Arten unter Vorherrschen von *Aulacoseira granulata* als Zeichen eines verhältnismäßig hohen Seespiegels interpretiert, der jedoch Schwankungen unterworfen war (Salzmann et al. 2002: 76). Insgesamt muss festgestellt werden, dass die aufgestellten Theorien zum jeweiligen Gewässertyp nicht vollends überzeugen, da eutrophile Verhältnisse auch in Fließgewässern vorherrschen und die vertretenen Diatomeengesellschaften durchaus auch aus backswamp-Bereichen des Auenökosystems stammen können (vgl. Brown 1997: 142). Es handelt sich folglich nur sehr eingeschränkt um Zeiger allgemein vorherrschender feuchtzeitlicher Bedingungen.

7 Chronostratigraphie der Sedimente

7.1 OSL-Datierungen

Zur Bestimmung ihrer numerischen Altersstellung mit optisch stimulierter Lumineszenz^{7.1} wurden die Standorte Gumsa 4 b, Geidam S 4, Geidam SW 4, Geidam W 4, Damasak 4 und Damasak N 3 selektiert und abhängig von der jeweiligen Aufschlussituation gezielt beprobt. Der geochronologische Schwerpunkt lag somit auf der Geidam Plain als Zentrum der mit dem Megatschad assoziierten Niederterrasse (G S 4, G SW 4, G W 4). Die Bohrung bei Gumsa repräsentiert den ehemaligen Mündungsbereich des Komadugu Gana zur Zeit der größten Ausdehnung der zugehörigen Paläolagune; die beiden Profile westlich von Damasak liegen seewärts des Bama Beach Ridge, wo vermutlich fluviodeltatische und limnische Dynamik interagierten. Es handelt sich bei letzteren, wie in Kap. 6.1.2.2 ausgeführt, sowohl um eine als älteres Alluvium kartierte Lokalität als auch einen subrezentem Paläomäander größeren Ausmaßes. Die datierten Straten inklusive der Ergebnisse sind in den Profilzeichnungen in Abb. 6.5 ff. ausgewiesen und die entsprechenden Bereiche des Aufschlusses westlich von Geidam außerdem in Abb. 6.13 kenntlich gemacht. Von den in Horizontalbohrungen extrahierten Proben des Standorts G W 4 wurden aufgrund der augenfälligen alluvialen Architektur des Standorts in Verbindung mit mehreren fluviolagunär anmutenden Tonlagen besonders aufschlussreiche Resultate erwartet.

Abb. 4.5 zeigt, dass aufgrund der sehr geringen Streuung bei der Reaktion der Proben von einer hohen Präzision der Messwerte auszugehen ist. Ein gewisses Defizit in der Methodik ergab sich aus dem geringen Sedimentvolumen der Bohrkern, was die normalerweise bei inhomogenen Proben üblichen hoch auflösenden gammaspektrometrischen Kontrollmessungen der mit ICP-MS erzielten Dosisraten nicht überall gestattete (Kap. 4.7.1). In zwei der Fälle, wo dies aufgrund höherer Mengen an Umgebungsmaterial dennoch möglich war, ergaben sich signifikante Unterschiede in der Dosimetrie (Proben Gu 4 b (1) und G W 4 (4); vgl. Tab. 7.1), obwohl sich beide Methoden als fehlerfrei erwiesen. Für die Ermittlung der durchschnittlichen Dosisrate radioaktiver Elemente ist in solchen Fällen die Gammaskpektrometrie als repräsentativer anzusehen, da ihr mit 800 g eine höhere Menge an Probenmaterial zugrunde lag (mdl. Mitt. F. Preusser). Bei anschließenden Diskussionen werden daher ausschließlich die gammaspektrometrischen Ergebnisse verwendet. Zur Determinierung des Anteils kosmischer Strahlung diente im Allgemeinen die Tiefe des beprobten Substrats unter der heutigen Geländeoberfläche. Eine Ausnahme stellen die Proben aus dem südlichen Part des Aufschlusses westlich von Geidam dar, wo offensichtlich ein Teil der ursprünglichen Sedimentbedeckung erodiert ist und die ehemalige Landoberfläche deshalb 2 m höher angesetzt wurde. Inversionen innerhalb der Profile kommen oft durch leichte Fehleinschätzungen der hypothetischen Wassergehalte zustande, wobei obere Lagen, die in der Realität einem kürzeren bzw. geringeren Grundwassereinfluss unterlagen als die liegenden, etwas zu hohe Alter zugewiesen bekommen und vice versa. Dies ist darin begründet, dass aufgrund der im Vergleich zu Luft

^{7.1} Dabei entsprechen alle angegebenen Alter Kalenderjahren.

Tab. 7.1: OSL-Daten mit konstantem und gemitteltem variablen Wassergehalt (W) (Gunnior & Preusser in press, verändert)

Probennr.	Entnahmetiefe (m)	Korngröße (µm)	n =	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Dosisleistung (Gy ka ⁻¹)	Äquivalenzdosis (Gy)	Alter* (ka ± 1 σ)	W (%)	Alter (ka ± 1 σ)
Dk N 3 (1)	2,25 – 2,50	40 – 63	7	1,92 ± 0,17	14,01 ± 0,29	3,42 ± 0,15	3,93 ± 0,25	8,10 ± 0,28	2,1 ± 0,1	45,6	2,9 ± 0,2
Dk N 3 (2)	3,25 – 3,50	100 – 150	11	0,64 ± 0,06	7,94 ± 0,17	1,46 ± 0,06	1,64 ± 0,08	3,39 ± 0,11	2,1 ± 0,1	36,9	2,7 ± 0,1
Dk 4 (1)	1,25 – 1,50	150 – 200	9	0,36 ± 0,03	3,51 ± 0,07	0,68 ± 0,03	0,90 ± 0,04	4,16 ± 0,28	4,6 ± 0,4	11	4,8 ± 0,4
Dk 4 (2)	2,25 – 2,50	150 – 200	9	0,33 ± 0,03	1,93 ± 0,04	0,40 ± 0,02	0,68 ± 0,03	8,17 ± 0,49	12,1 ± 0,9	4	11,8 ± 0,9
Dk 4 (3)	3,25 – 3,50	150 – 200	9	0,31 ± 0,03	4,71 ± 0,10	0,57 ± 0,03	0,87 ± 0,04	10,28 ± 0,86	11,8 ± 1,1	5	11,7 ± 1,1
Dk 4 (4)	4,25 – 4,50	100 – 150	9	0,33 ± 0,03	4,73 ± 0,10	0,80 ± 0,04	0,95 ± 0,04	9,03 ± 0,15	9,5 ± 0,4	5	9,4 ± 0,3
Dk 4 (5)	5,25 – 5,50	150 – 200	10	0,33 ± 0,03	2,65 ± 0,06	0,81 ± 0,04	0,78 ± 0,04	9,24 ± 0,32	11,9 ± 0,7	5	11,8 ± 0,6
G S 4 (1)	0,85 – 1,00	40 – 63	11	1,85 ± 0,16	16,20 ± 0,34	3,20 ± 0,14	3,82 ± 0,25	20,65 ± 0,29	5,4 ± 0,4	11	5,7 ± 0,3
G S 4 (2)	1,85 – 2,00	63 – 100	11	1,63 ± 0,15	10,95 ± 0,23	3,35 ± 0,15	3,36 ± 0,20	19,18 ± 0,22	5,7 ± 0,3	10	6,0 ± 0,3
G S 4 (3)	2,85 – 3,00	100 – 150	9	0,88 ± 0,08	7,07 ± 0,15	1,86 ± 0,08	1,90 ± 0,10	10,63 ± 0,61	5,5 ± 0,4	9	5,8 ± 0,4
Gu 4 b (1 a)	3,50 – 4,50	125 – 150	10	0,31 ± 0,03	1,64 ± 0,03	0,39 ± 0,02	0,52 ± 0,03	9,18 ± 0,19	17,6 ± 1,1	5	17,4 ± 1,0
Gu 4 b (1 b)	3,50 – 4,50	125 – 150	10	0,42 ± 0,01	2,63 ± 0,12	0,63 ± 0,02	0,84 ± 0,03	9,18 ± 0,19	10,9 ± 0,4	5	10,8 ± 0,3
G SW 4 (1)	0,85 – 1,00	100 – 150	10	1,08 ± 0,10	9,15 ± 0,19	1,97 ± 0,09	2,12 ± 0,13	18,10 ± 0,44	8,6 ± 0,6	6	8,6 ± 0,5
G SW 4 (2)	1,85 – 2,00	100 – 150	10	0,67 ± 0,06	5,80 ± 0,12	1,03 ± 0,05	1,44 ± 0,08	16,40 ± 0,28	11,4 ± 0,6	4	11,2 ± 0,5
G SW 4 (3)	2,85 – 3,00	100 – 150	10	0,55 ± 0,05	7,81 ± 0,16	1,57 ± 0,07	1,58 ± 0,08	2,79 ± 0,18	1,8 ± 0,1	4	1,7 ± 0,1
G SW 4 (4)	3,85 – 4,00	100 – 150	9	2,42 ± 0,22	11,44 ± 0,24	2,50 ± 0,11	3,76 ± 0,24	29,99 ± 2,31	8,0 ± 0,8	4,5	7,8 ± 0,8
G SW 4 (5)	4,85 – 5,00	150 – 200	10	0,36 ± 0,03	2,40 ± 0,05	0,71 ± 0,03	0,77 ± 0,04	9,71 ± 0,26	12,6 ± 0,7	7,5	12,5 ± 0,6
G W 4 (1 a)	2,30 – 2,70 ⁺	150 – 200	9	0,57 ± 0,05	10,12 ± 0,21	2,34 ± 0,10	1,91 ± 0,09	11,14 ± 0,22	5,8 ± 0,3	7,5	5,9 ± 0,2
G W 4 (1 b)	2,30 – 2,70 ⁺	150 – 200	9	0,47 ± 0,01	9,98 ± 0,45	2,26 ± 0,08	1,79 ± 0,10	11,14 ± 0,22	6,2 ± 0,4	7,5	6,3 ± 0,2
G W 4 (2 a)	3,80 – 4,20 ⁺	100 – 150	10	0,85 ± 0,08	1,47 ± 0,03	0,33 ± 0,01	1,09 ± 0,08	6,65 ± 0,14	6,1 ± 0,5	7,5	6,2 ± 0,4
G W 4 (2 b)	3,80 – 4,20 ⁺	100 – 150	10	0,57 ± 0,01	1,93 ± 0,09	0,50 ± 0,02	0,90 ± 0,03	6,65 ± 0,14	7,4 ± 0,4	7,5	7,5 ± 0,2
G W 4 (3)	4,80 – 5,20	63 – 100	10	0,80 ± 0,07	7,16 ± 0,15	1,22 ± 0,05	1,68 ± 0,11	20,89 ± 0,45	12,4 ± 0,8	7,5	12,6 ± 0,7
G W 4 (4 a)	9,80 – 10,20	125 – 150	10	0,16 ± 0,01	1,32 ± 0,03	0,33 ± 0,01	0,38 ± 0,02	6,34 ± 0,55	16,6 ± 1,6	39,2	21,5 ± 2,0
G W 4 (4 b)	9,80 – 10,20	125 – 150	10	0,19 ± 0,01	3,15 ± 0,14	0,80 ± 0,03	0,65 ± 0,03	6,34 ± 0,55	9,8 ± 0,9	39,2	12,9 ± 1,2

* W = 6 ± 3 %

⁺ unterhalb der gemutmaßten ehemaligen Geländeoberfläche

(a) ICP-MS, (b) Gammaskpektrometrie

und Sedimenten deutlich stärkeren Absorption der Strahlung durch Wasser mit dem angenommenen Feuchtegehalt auch das ermittelte Alter steigt (vgl. Kap. 4.7.1). Zudem können geringfügige Inversionen oftmals als Zeichen dafür gewertet werden, dass es sich um rasch abgelagerte Sedimentpakete einheitlichen Alters handelt (G S 4, Dk 4). Fehlerhafte Altersbestimmungen liegen hingegen im Fall der Proben G SW 4 (3) und (4) vor^{7.2}. Erstere stammt aus einem Horizont mit starker Zooturbation, welche für das unrealistisch junge Alter verantwortlich sein dürfte, auch wenn eine diesbezüglich zu erwartende Schiefe in der Verteilung der Äquivalenzdosis nicht gegeben ist (vgl. Abb. 4.5). Möglicherweise wurde dabei Fremdmaterial aus einem Termitennest datiert. Die Berechnung des zu geringen Alters der Probe G SW 4 (4) könnte hingegen in der Anwesenheit von Tonlaminae (vgl. Abb. 6.12) und einer verstärkten Adsorption von Isotopen (allen voran ⁴⁰K) begründet sein, wie die im Vergleich zur restlichen Sequenz erhöhte Dosisleistung vermuten lässt.

Wie bereits in Kap. 4.7.1 erläutert, wurde der Feuchtigkeitskorrektur der Dosisleistung zunächst ein konstanter und anschließend ein individueller mittlerer Wassergehalt zugrunde gelegt. Im ersten Beispiel wurde pauschal eine Sättigung zwischen 3 und 9 % angenommen. Der reale Durchschnittswert muss einer Größe zwischen dem rezenten Wassergehalt^{7.3} und dem Porenvolumen entsprechen, wobei im Fall fluvialer Sedimente auf der Hand liegt, dass diese sich für eine unbestimmte Dauer im Grundwasserbereich befunden haben. Bei der nachfolgenden Berechnung wurde bei jeder Probe pauschal für jeweils tausend Jahre eine Wassersättigung in Höhe des Gesamtporenvolumens^{7.4} angenommen; für den Rest der Zeit, die sich aus dem vorläufigen Alter bei $W = 6 \pm 3 \%$ ableitet, wurde bei tiefer gelegenen Schichten ein Gehalt von 9 %, bei den hangenden von 3 % zugrunde gelegt und beides anteilig auf das Gesamtprofil umgeschlagen. Ausnahmen sind die Proben Dk N 3 (1), Dk N 3 (2) und G W 4 (4), für welche für 90 % der seit Sedimentdeposition veranschlagten Zeit eine Wassersättigung in Höhe des Gesamtporenvolumens prognostiziert wurde, da die betroffenen Ablagerungen bis in die Gegenwart unter längerfristigem saisonalen Grundwassereinfluss stehen. Darüber hinaus wurden keine Manipulationen vorgenommen, denn mit einem weitergehenden rechnerischen Einbezug gemutmaßter paläoklimatischer und hydrogeologischer Variationen seit Bedeckung der betroffenen Probe hielte eine zunehmende Willkür in die Methodik Einzug, die eine Beurteilung der Datengüte zusätzlich erschwerte (vgl. Kap. 4.7.1). Die Alter sind sich jedoch unter Berücksichtigung der Mutungsintervalle außerordentlich ähnlich. In den weiteren Diskussionen (wie auch allen Abbildungen) wird ausschließlich auf die Werte bei variabler Wassersättigung Bezug genommen, wobei sich die verbleibende mögliche Abweichung auf wenige hundert Jahre beläuft (Gumnior & Preusser in press).

Das Liegende des Profils **Gumsa 4 b**, das sich aus gradierten Ufer- bis Hochflutsedimenten zusammensetzt, stammt mit $10,8 \pm 0,3$ ka aus dem frühen Holozän. Möglicherweise befindet sich oberhalb davon ein Hiatus, da im datierten Bereich eine leichte Verbraunung festzustellen ist (Kap. 8.4). Die basale Lage könnte aufgrund ihrer negativen Schiefe (vgl. Abb. A-30) außerdem als umgelagerter Lantewa-Dünensand interpretiert werden, für welchen ein gewisser Prozentsatz an Grobsand charakteristisch ist. Die relativ feinklastischen Sedimente am Standort **Geidam S 4**, die vermutlich ebenfalls vom Komadugu

^{7.2} grau markierte Daten in Tab. 7.1

^{7.3} in den meisten Fällen 0 %

^{7.4} Luft- und Feldkapazität in Vol.-% in Abhängigkeit von Bodenart und effektiver Lagerungsdichte (AG Boden 1994: 125 u. 297), wobei letztere im Allgemeinen als gering erachtet wurde.

Gana angeliefert wurden, erscheinen als Produkt zweier Zyklen. Das Alter von ca. 5,8 ka weist auf eine kurzfristige Ablagerung des gesamten Segments während der mittelholozänen Feuchtzeit hin, in welcher die Aufschüttung des jüngsten Strandwalls des Bama-Ridge-Systems vonstatten ging. Da die Daten in das Endstadium des Pluvials fallen, könnte es synchron mit einer lakustrinen Regression zur Ablagerung gekommen sein. Nur ca. 11 km entfernt liegen die (hier) faziologisch recht ähnlichen Alluvionen des Komadugu Yobe in Gestalt des Profils **Geidam SW 4**, dessen Genese jedoch offensichtlich im frühholozänen Optimum anzusiedeln ist. (Dis-) Kontinuitäten in der Sedimentation sind aufgrund der zweifelhaften Datierungen zwischen 2,85 und 3,00 m und zwischen 3,85 und 4,00 m nicht nachzuvollziehen. Das untere Drittel des Profils fällt in die wahrscheinlich durch kurzfristige klimatische Schwankungen charakterisierte finale Phase des Spätpleistozäns. Die auffällig grobe Korngrößenzusammensetzung (vgl. Abb. A-36) markiert dabei entweder eine Zeit intensivierte fluviale Abflusses oder aber eine lokale Aufarbeitung von Ablagerungen eines kanémienzeitlichen verflochtenen Systems (Kap. 9.1 u. 9.2).

Die paläoökologische Auslegung der OSL-Ergebnisse vom Standort **Geidam W 4** passt gut in das Grundmuster bisheriger klimatochronologischer Erkenntnisse. Vor allem bei der Rekapitulation der Umweltbedingungen während der Ablagerung der untersten Tonschicht, die in Fragmenten auch an weiteren Flussbiegungen der unmittelbaren Umgebung erhalten ist, liegt es nahe, von einer feuchtzeitlichen Akkumulation auszugehen. Der chronostratigraphische Rahmen der gammaspektrometrischen Ergebnisse ($12,6 \text{ ka} \pm 0,7$ im Hangenden und $12,9 \text{ ka} \pm 1,2$ im Liegenden) platziert die Entstehung der Tonschicht in die Übergangsphase zum frühholozänen Klimaoptimum. Wenn dieser generelle Klimawandel offensichtlich auch mit kurzen Rückfällen in aride Bedingungen verbunden war (Kap. 2.3.3 u. 2.3.4), kann den lithofaziellen Gegebenheiten doch ein gewisser Indikatorwert für humide Verhältnisse zugeschrieben werden, was das obere bis mittlere Einzugsgebiet des Komadugu-Systems angeht. Die Daten des südlichen Sektors ($6,3 \pm 0,2$ und $7,5 \text{ ka} \pm 0,2$) stammen aus dem mittleren Holozän und implizieren somit, dass die gesamte dortige Sequenz zur Zeit der letzten megatschadischen Transgression zur Ablagerung kam. Der Hiatus zum frühholozänen Sedimentpaket muss sich dabei unmittelbar im Liegenden der auf 7,5 ka datierten Ablagerung befinden, da die dortige Schicht XIII im gesamten Aufschlussbereich und somit auch unter der auf 12,6 ka datierten nördlichen Rinnenfüllung verbreitet ist. Auch die mittelholozänen Hochflutablagerungen sind zweifelsfrei ein Produkt des damaligen Feuchte-maximums, obgleich ein klimatogener Charakter dieser lokalen, lagunal anmutenden Straten nach wie vor angezweifelt wird (vgl. z. B. Kap. 6.2.4). Die Sedimentabfolge ist im mittleren Aufschlussbereich durch lineare Erosion ausgeräumt worden, weshalb die dort befindlichen Rinnenverfüllungen jüngeren Datums sein müssen. Es kann sich keinesfalls um Ablagerungen späterer jungholozäner Pluviale handeln, da die Niederterrasse zu diesem Zeitpunkt bereits oberhalb der Hochwasserlinie gelegen haben muss. Die cut-and-fill-Dynamik im Zentrum des Prallhangs wird folglich ebenfalls der mittelholozänen Feuchtperiode zugeschrieben und dürfte als Produkt eines verhältnismäßig rasch nach der Sedimentation der datierten Schichten einsetzenden, weitergehenden autogenen Wandels gewertet werden. Insgesamt ist anhand der vertikalen Untergliederung des Aufschlusses ideal verdeutlicht, wie der räumliche Übergang verschiedener allozyklischer Sequenzen aus den wichtigsten Sedimentationsphasen des Holozäns beschaffen sein kann.

Das Alter von $4,8 \text{ ka} \pm 0,4$ im zweiten Meter des Profils **Damasak 4** scheint den gemutmaßten äolischen Ursprung unter zunehmend ariden Bedingungen zu bestätigen. Das Alluvium darunter wurde auf

ca. 11 – 12,5 ka datiert. Dies belegt die mehrfach geäußerte Annahme, dass es sich bei den grobsiltarmen Mittel- und Feinsanden um örtlich aufgearbeitete Gudumbali-Dünen handelt, die im Zuge der beginnenden lakustrinen Transgression zur Zeit des pleistozänen-holozänen Übergangs letztmalig bewegt wurden. Da die Korncharakteristika der Sedimente in Dk 4 keinen wirklichen Nachweis eines spezifisch lakustrinen Milieus darstellen, könnte dabei auch eine verstärkt wieder einsetzende fluviale Aktivität zugrunde gelegen haben. Dafür spricht auch, dass das Paket in seiner gesamten Mächtigkeit umgelagert wurde, was gleichfalls nur eingeschränkt konform mit den Erkenntnissen von Ghienne et al. (2002: 84) ist, die die Landschaftseinheit als Erosionsterrasse ansprechen (Kap. 5.1.1). Ebenfalls verhältnismäßig zweifelsfrei ist die zeitliche Einordnung der Altarmablagerungen von **Damasak N 3**. Die Verfüllung wurde zwischen 2,25 und 3,50 m auf ca. 2,8 ka datiert, was auf eine relativ rasche Plombierung des Paläomänders hinweist. Da dieser zu einer Generation mit deutlich höherer Wellenlänge als die der jetztzeitlichen gehört, ist es plausibel, dass die Anlage des Altarms mit der letzten bedeutenderen jung-holozänen Feuchtphase vor ca. 4.000 Jahren im Zusammenhang steht, die sich am Standort in gesteigerten Abflussmengen widerspiegelte.

Die OSL-Altersbestimmungen sind mit den bereits vorhandenen (nachträglich kalibrierten) Klimadaten gut korrelierbar und stützen viele der bislang aufgestellten Theorien zur regionalen fluvialen Dynamik. Einschließlich der 1σ -Abweichungen decken die Daten insbesondere Teile des frühen und mittleren Holozäns ab, was im Übrigen auch ursprüngliche Bedenken hinsichtlich ausreichender Bohrtiefen zerstreut. Die Niederterrasse ist offensichtlich polyzyklischen Ursprungs; aufgrund der im vorliegenden System dominanten lateralen Akkretion handelt es sich außerdem um eine lediglich eingeschränkt repräsentative Event-Chronologie. Dabei ist zu beachten, dass einzelne Bereiche der floodplain durch Gerinnebettverlagerung beliebig oft aufgearbeitet worden sein können, während andere über Tausende von Jahren vom Vorfluter unbeeinflusst blieben (vgl. Brown 1997: 26). Das spezifische Sedimentationsverhalten führt zur Existenz überwiegend vertikaler Isochronen, wie nahezu alle Profile beweisen, für welche Datierungen aus unterschiedlichen Tiefen vorliegen. Daraus ergibt sich eine überaus variable Stratigraphie, die so gut wie keine Parallelisierungen zwischen einzelnen Standorten gestattet. Weiterhin liegt es nahe, die rasche Sedimentation episodischen Ereignissen hoher Magnitude zuzuordnen, welche üblicherweise dennoch im Kontext langfristiger Trends angesiedelt sind (vgl. <http://www.abdn.ac.uk/~gmi196/DrylandRivers.htm>).

Es ist anzunehmen, dass die Mehrheit der Substrate aus humid geprägten Übergangsphasen des Nigéro-Tchadien stammt (vgl. Abb. 7.1). Besonders häufig vertreten ist die Transition vom ariden Spätpleistozän zur frühholozänen Feuchtzeit, die offensichtlich eine Zeit intensivierter Morphodynamik verkörpert. Damals standen große Mengen an Material zum fluvialen Transport zur Verfügung, die zusätzlich günstigen postsedimentären Konservierungsbedingungen unterlegen haben müssen. Wie in Kap. 2.3.3 und 2.3.4 erwähnt, zeugen die anerkannten Klimachronologien für diese Phase von einem langfristigen klimatischen Wandel, der außerdem von einer Trockenphase unterbrochen worden sein soll (Kap. 2.3.4). Salzmann et al. (2002: 77) setzen diese zwischen 13 und 12,5 cal. ka BP (10.900 – 10.500 ^{14}C a BP; Kap. 2.3.4) an, während Durand et al. (1984: 240) sie im unteren Komadugu-Einzugsgebiet bei 11.800 – 10.700 cal. a BP (10.200 – 9.400 ^{14}C a BP; vgl. Fußnote 2.70) nachwiesen. Unter Berücksichtigung

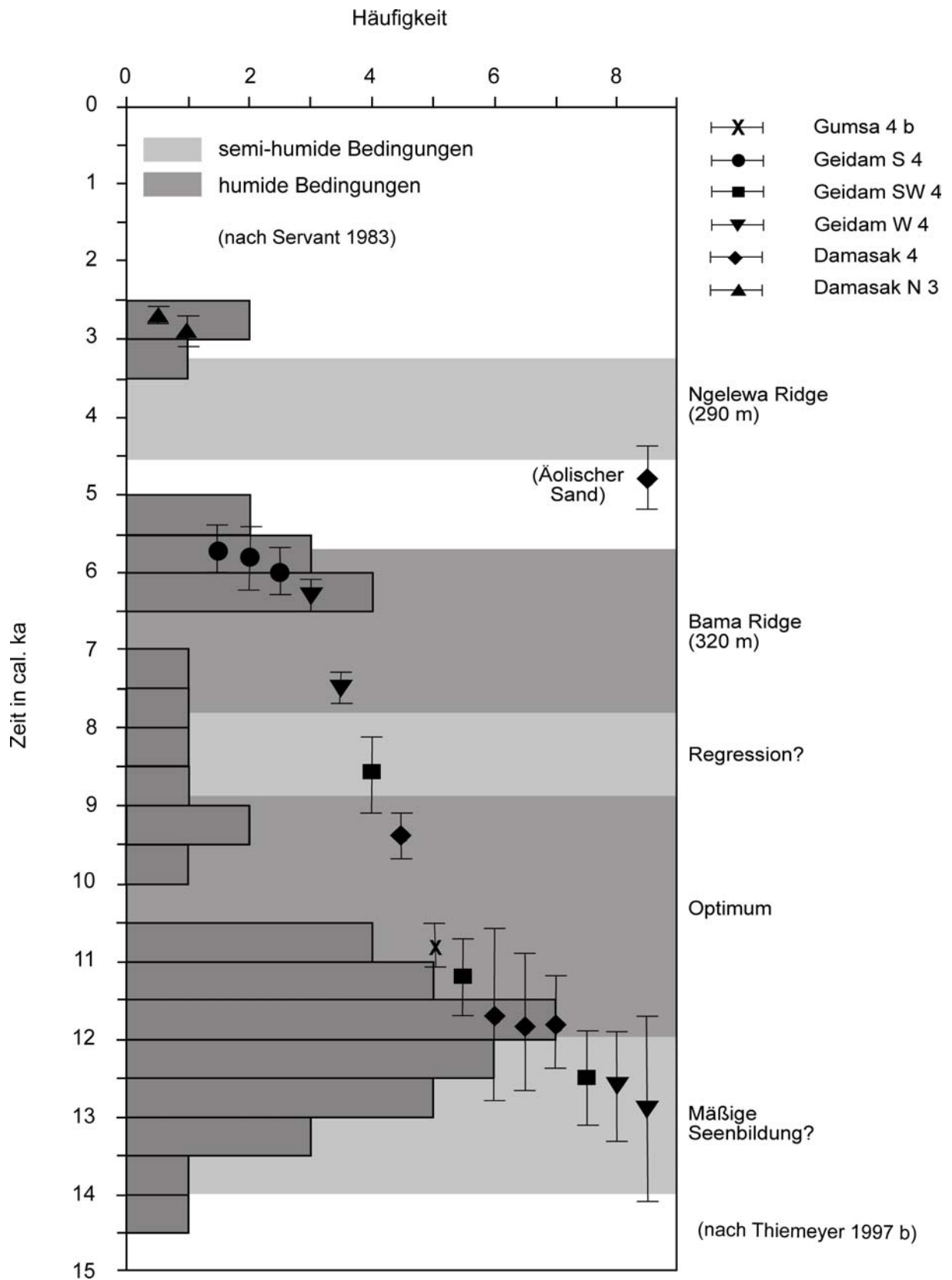


Abb. 7.1: Übersicht aller OSL-Daten vor dem Hintergrund grundlegender Klimatrends^{7.5} (Gumnior & Preusser in press, verändert)

^{7.5} Kalibration mit OxCal (Bronk Ramsey 2001)

beider Varianten fallen mehrere der ermittelten OSL-Daten in dieses Intervall und markieren wohl folglich den entscheidenden klimatischen Umschwung im sudanisch geprägten oberen 'catchment'. So liegt vorbehaltlich der begrenzten Anzahl der Proben und des mit Unsicherheitsfaktoren behafteten alluvialen Archivs im Untersuchungsgebiet möglicherweise eine im Vergleich zum weiteren Tschadseebereich leicht beschleunigte fluviomorphologische Reaktion vor. Es kann allerdings nicht gänzlich ausgeschlossen werden, dass die Sedimentation einiger der datierten Alluvionen im Zusammenhang mit dem Einsatz einer kurzfristigen aridzeitlichen Dynamik steht^{7.6}. Dieses trifft mehr oder weniger auf die auf das Mittelholozän datierte Sequenz zu, die nicht zu Beginn, sondern zum Ende einer Feuchtzeit abgelagert wurde, und bei der es sich folglich um eine transgressive Fazies im Sinne einer flussabwärtigen Verlagerung des Akkumulationszentrums unter Zurückweichen der Erosionsbasis zu handeln scheint. Unumstritten ist die generelle Feststellung, dass es sich bei den OSL-datierten Alluvionen um Produkte geomorphologischer Aktivitätsphasen im Sinne Rohdenburgs (1970) handelt, wie sie Zeiten des Klimaumschwungs gemeinhin darstellen (Kap. 3.6).

Im weiteren direkten Vergleich mit der Arbeit von Durand et al. (1984; Kap. 5.1.1) zeigt sich, dass der erste Abschnitt der frühholozänen Deposition synchron mit der (allerdings bereits gegen 14 cal. ka BP (12 ¹⁴C ka BP) einsetzenden) bis 11.800 cal. a BP andauernden palustrinen Akkumulation im Kadzell erfolgte und somit höchstwahrscheinlich vom selben klimatischen Impuls ausgelöst wurde. Die limnische Phase, welche die Autoren für 10.700 bis 8.000 cal. a BP (9.400 – 7.200 ¹⁴C a BP) postulieren, ist mit Hilfe der OSL-datierten Niederterrassensedimente hingegen nicht zu belegen. Dafür scheint sich jedoch der von Durand negierte mittelholozäne Seenhöchststand um 7.000 cal. ka BP (6.200 ¹⁴C a BP) bedingt in den Profilen G S 4 und G W 4 widerzuspiegeln. Es handelt sich dabei allerdings um keinen direkten Beleg der Transgression, und die Repräsentativität der ermittelten Alter kann nicht nur aufgrund der geringen Probenmenge angezweifelt werden. So muss angesichts der Lage der Profile in Betracht gezogen werden, dass ein mittelholozäner Lauf des Komadugu Gana mit Mündung nahe G W 4 datiert wurde (vgl. Kap. 5.1.2), was die Existenz der Paläolagune zu diesem Zeitpunkt recht unwahrscheinlich machen würde. Eindeutiger fällt die Interpretation der Daten aus dem oxbow Dk N 3 aus, die einen relativ sicheren Nachweis dafür liefern, dass die spätneolithische Pluvialzeit auch im Einzugsgebiet des Yobe-Systems ausgeprägt war, wenn sie dort auch etwas später eingesetzt haben mag. Sie wurde unter anderem in Form großer Paläomäander am Rande der Auenterrasse konserviert, womit die Dynamik in der Yobe-floodplain im gesamten Holozän in ihren Grundzügen relativ eng an die Oszillationen des Tschadsees gekoppelt ist.

7.2 ¹⁴C-Datierungen

Sämtliche beprobten Profile sind arm an organogenen Resten (vgl. Kap. 4.7.2), so dass nur zwei AMS-¹⁴C-Daten von Holzkohlepartikeln vorliegen, die in einem geomorphologisch ähnlichen Kontext abgelagert wurden. Sie dokumentieren die Maximalalter der Altarmverfüllungen der Standorte G W 3 und G E 3 in 2,15 m resp. 2,10 m Tiefe, wie auch Abb. 6.4 und 6.6 zeigen. Der Altlaufsee westlich von Geidam liegt im proximalen Bereich der Fadama und ist mit 404 ± 48 ¹⁴C a BP außerordentlich jung,

^{7.6} Allgemein wirkten sich Trockenphasen in den nördlich gelegenen Regionen sehr viel drastischer aus als etwa im Quellgebiet von Chari und Logone (Oteze & Tamajong 1986: 19).

während das östlich von Geidam im distalen Schwemmlandbereich befindliche Totwasser, welches den Dilawa-Strandwall anschneidet und dabei die höchste Mäanderamplitude im Auenquerschnitt aufweist, immerhin auf 1.330 ± 58 ^{14}C a BP datiert wurde. Dies entspricht mit 68-prozentiger Wahrscheinlichkeit ($1-\sigma$ -Streubereich) den kalibrierten Altern von 420 ± 104 cal. a BP und 1.219 ± 128 cal. a BP. Als Einzelbefunde, die sich auf nicht eindeutig klassifizierbare Altarmgenerationen beziehen, wird den beiden radiometrischen Ergebnissen eine untergeordnete landschaftsgenetische Bedeutung zugeschrieben^{7.7}. Allerdings macht das östlich von Geidam erzielte Ergebnis deutlich, dass die äußeren Altarme nicht in allen longitudinalen Teilabschnitten pauschal der Ngelewa-Zeit zugeordnet werden können.

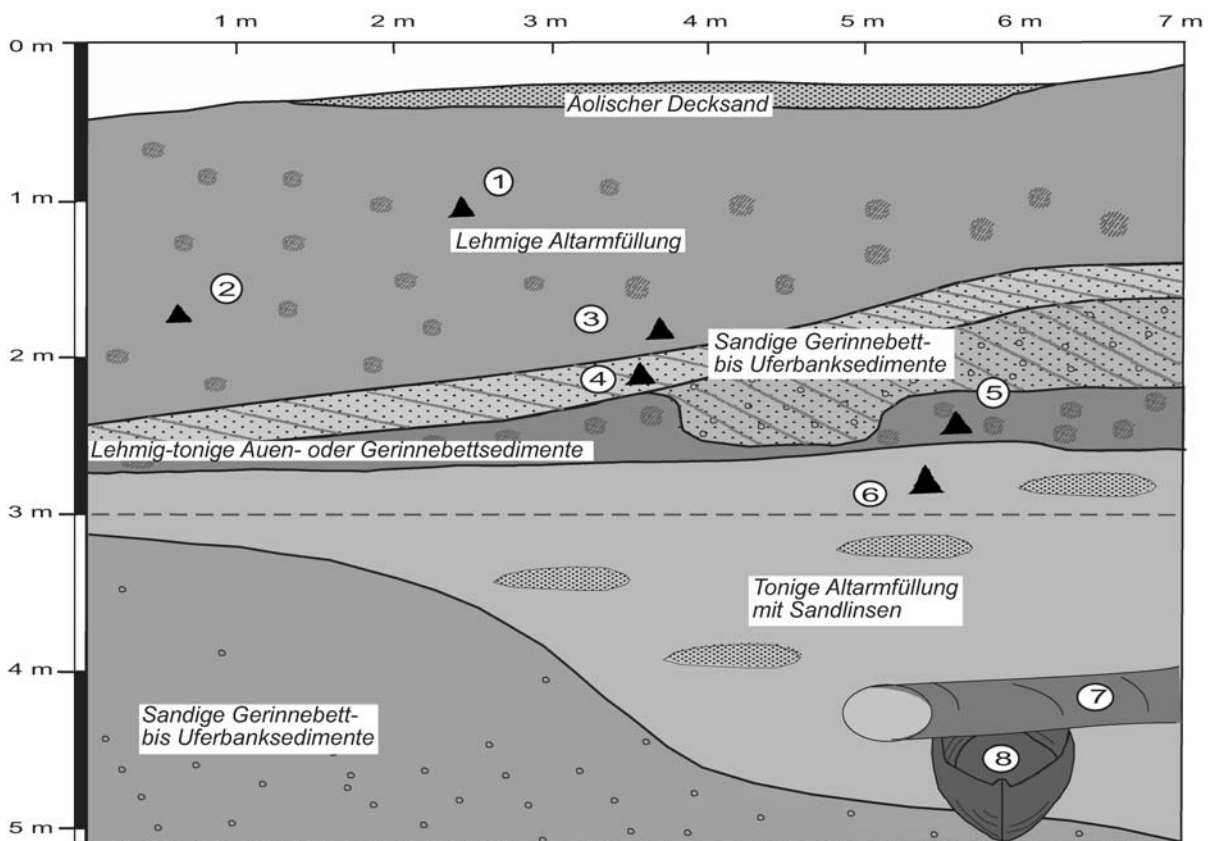
Zusätzliche Daten liegen für einen Altarm des Komadugu Gana bei der Ortschaft Dufuna ungefähr 30 km südwestlich von Dapchi vor (N $12^\circ 16' 53''$ E $11^\circ 10' 52''$). Die Profilaufnahme durch Thiemeyer erfolgte 1998 während der Bergung des mit 8.265 ± 275 cal. a BP ältesten Bootes Afrikas, dem paläolithischen Einbaum von Dufuna, durch die Arbeitsgruppe Breunig. Die nachfolgende Skizze veranschaulicht die standortspezifische, größtenteils diskordante Schichtenabfolge. Die Zuweisung mutmaßlicher lithogenetischer Fazies erfolgte auf der Grundlage der im Gelände bestimmten Korngrößen und zusätzlich diagnostizierter Level-1-Eigenschaften. Demgemäß liegen sandige bis tonige Rinnenfüllungen über grob- bis mittelsandigen, schräg geschichteten Gerinnebett- bis Uferbanksedimenten über tonigen Altarmablagerungen mit Sandlinsen nicht zu rekonstruierenden Ursprungs. Letztgenanntes Substrat, an dessen Basis der Fund eingebettet war, könnte trotz der paläohydrologisch relativ eindeutigen Situation durchaus auch das Produkt einer flächenhaft angelegten Hochflutakkumulation darstellen, die im Regelfall langsamer verläuft als die Verfüllung linearer Fließrinnen. Dafür spricht der erhebliche Hiatus zwischen Kanu und dem unmittelbar darüber liegenden fossilisierten Palmenstamm^{7.8} sowie der gesamte Ablagerungszeitraum von mehreren tausend Jahren, wobei höchstwahrscheinlich noch weitere Sedimentationslücken enthalten sind. Die Strombettakkumulationen unterhalb des Bootes dokumentieren die aktive Phase des Altarms, die im feuchtzeitlichen Frühholozän angesiedelt wird. Die Palme steht demgegenüber für die Verlandung im Anschluss an das spätneolithische Pluvial, während Alluvionen zwischenzeitlicher Aktivitätsphasen nicht erhalten sind. Hangende Schichten stammen aus dem letzten Jahrtausend vor heute, wobei das Flussbett von einer jüngeren Rinne angeschnitten wurde, die nun ihrerseits verfüllt ist. Die entsprechenden Sedimente, die unter einer geringmächtigen äolischen Deckschicht liegen, weisen eine ähnliche Altersstellung wie der ^{14}C -datierte Paläomäander G W 3 auf.

Landschaftsevolutionäre Interpretationen sowohl des archäologischen Fundes als auch der durchdatierten Sedimentsequenz sind sicherlich nur unter Vorbehalt möglich. So stehen die Holzkohlealter nicht zwingend in einem Kausalzusammenhang mit allogenen Systemvariationen, und der Ermessensspielraum bei einer klimageschichtlichen Einordnung ist beträchtlich. Das Datum des Kanus von Dufuna fällt in das Nigéro-Tchadien IV (Servant 1973), in welchem möglicherweise eine Tschadseeregression stattfand, die allerdings nicht zwangsläufig mit der paläoklimatischen Entwicklung im Einzugsgebiet des Komadugu Gana korrespondiert haben muss (Kap. 2.3.3), da das Boot per se für ein merkliches Maß an Humidität spricht. Die Existenz der Paläolagune im Datierungszeitraum scheint insofern wahrscheinlich, dass die Nutzung von Wasserfahrzeugen auf dem gesamten Kontinent in diesem Zeitraum bislang nicht belegt

^{7.7} Außerdem spiegeln sie nicht zwingend den Zeitpunkt der Sedimentation wider, da sich die Holzkohle bereits über ein nicht näher definierbares Zeitintervall im System befunden haben kann (Kap. 4.7.2).

^{7.8} Es handelt sich dabei um die Gattung *Borassus* sp., die aktuell vor allem in der Sudanzone verbreitet ist.

werden konnte und daher eine verhältnismäßig neue Entwicklung zu repräsentieren scheint, deren Auslöser die geringe Distanz des Fundorts zu einem ausgedehnten Wasserkörper gewesen sein könnte (Breunig 1998: 16). Andererseits mag der Einbaum auch in einer weniger deutlich ausgeprägten Feuchtphase genutzt worden sein und stellt daher kein direktes Indiz für eine Transgression dar. Ferner erlaubt die erhebliche zeitliche Lücke zwischen Kanu und Palme keinen profunden Einblick in die zwischen den gegebenen Rahmendaten abgelaufene fluviale Entwicklung. Alles in allem liefert die durchgängige Datierung des Profils dennoch einen Beitrag zur Bewertung der Paläomorphodynamik, indem sie sowohl die Komplexität der fluvialen Architektur als auch die Häufigkeit von Diskontinuitäten im Sedimentarchiv aufzeigt.



Legende:		konventionelle/kalibrierte Radiokarbondaten:	
	Holzkohle	①	Holzkohle 494 ± 33 BP/cal. BP 536 - 512
	Kiese	②	Holzkohle 500 ± 33 BP/cal. BP 534 - 506
	Redoxmerkmale	③	Holzkohle 476 ± 35 BP/cal. BP 538 - 513
	Schichtung	④	Holzkohle
	Sandlinsen	⑤	Holzkohle 785 ± 35 BP/cal. BP 727 - 718/ 711 - 674
	Grundwasserspiegel	⑥	Holzkohle 1378 ± 38 BP/cal. BP 1326 - 1324/ 1311 - 1266
		⑦	Palmenstamm 2600 ± 44 BP/cal. BP 2660 - 2564
		⑧	Dufuna-Boot 7264 ± 55 BP/cal. BP 8640 - 7995

Abb. 7.2: Litho- und Chronostratigraphie am Fundort des Einbaums von Dufuna (nahe Dapchi)

8 Pedoanalytische Befunde

8.1 Besonderheiten alluvialer Böden

In diesem Kapitel sollen allgemeine Charakteristika von Auenböden anhand der konkreten Situation im Arbeitsgebiet erläutert werden. Entsprechend der deutschen Taxonomie zählen Bildungen fluvialer Sedimentationsräume zu den Grundwasserböden und umfassen neben Gleyen vor allem autochthone sowie allochthone Vegen, wobei letztere mittlerweile nicht mehr systematisch unterschieden werden (AG Boden 1994: 208). Als azonale Bildungen weisen sie gewisse universale Gemeinsamkeiten auf, die allerdings durch die jeweils vorherrschenden klimatischen Regimes spezifische Prägungen erfahren (Brown 1997: 96). Laut FAO (1986) besitzen alluviale Böden gerade im (semi-) ariden Afrika eine herausragende Bedeutung für den Landbau und somit für die Sicherung der Lebensgrundlage der Bevölkerung, weshalb eine adäquatere Beachtung durch die Forschung eingefordert wird (Mainguet 1999: 54).

Zu den Bodengesellschaften des Großraums und des Yobe Alluvial Complex im Besonderen wurde in Kap. 2.1.2 sowie Kap. 2.2.3 bereits ausführlich Stellung bezogen. Dabei fanden auch die gängigsten Bodentypen gemäß des in der Land Resource Study favorisierten französischen Systems (Aubert 1965) und der in den Tropen weit verbreiteten Klassifikation der FAO/Unesco (1997) Erwähnung, deren deskriptive Nomenklaturen der Bodeneinheiten hier zwecks Korrelationsmöglichkeiten mit anderen Studien übernommen werden (vgl. Tab. 8.1). Die Ansprache pedologischer Merkmale und Horizontbezeichnungen (Kap. A-2) folgen demgegenüber allein der genetisch orientierten deutschen Systematik nach AG Boden (1994), da im Rahmen dieser Arbeit anstelle der Ermittlung flächendeckender bodenchemischer und -physikalischer Kennwerte vornehmlich die weitergehende Klärung landschaftsevolutionärer Fragen im Vordergrund stand. Bodenbildende Prozesse wurden dabei überwiegend bei der Feldansprache identifiziert und anschließend, teilweise stichprobenartig, durch zusätzliche Messdaten ergänzt (Kap. 4.5 u. 4.6), weshalb die zum Nachweis diagnostischer Horizonteigenschaften nötigen Analysen in der Mehrzahl unterlassen wurden. Allgemein erfolgte die Auslegung der Klassifikationen relativ frei, was quantifizierte Merkmalsausprägungen, Kombinationen von Symbolen und Bezeichnungen von Boden(sub-)einheiten angeht^{8.1}. Kongruent zur Auengeometrie bilden sich gemäß der verschiedenen Alter der Ausgangssubstrate, die außerdem durch unterschiedliche Hochwasserdynamik, Schwankungsamplituden des Grundwassers und petrographische Zusammensetzung differenziert sind, charakteristische Bodenchronosequenzen heraus. Aufgrund der engen Beziehung zwischen Reliefposition und pedogenetischer Entwicklungsstufe ist eine jeweils ähnliche bodengeographische Konstellation der 1er-, 2er-, 3er- und 4er-Standorte zu erwarten (vgl. Tab. 8.1).

^{8.1} So wurde z. B. das Attribut 'eutric' größtenteils auf hypothetischer Basis verwendet. Auch wurden nicht vorgesehene Varietäten wie die der gleyic Fluvisols bei hydromorphen Merkmalen im oberen Meter sowie fluvic Gleysols (entsprechend der Gleysol-Definition nur bei ausreichend feinkörnigen Böden) kreiert. Letztgenannte Option erhöht die Diversität in der rezenten Aue, die ansonsten nahezu komplett aus Fluvisols bestünde. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden außerdem bei Abwesenheit von B-Horizonten und dem Vorhandensein von Gley-Eigenschaften oberhalb 50 cm Hydromorphic soils ausgewiesen (vgl. Kap. 2.2.3), obwohl bei Aubert (1965) bzw. Carroll & Klinkenberg (1972) keine näheren Angaben bezüglich der Tiefe entsprechender Horizonte gemacht werden, wenn auch in der ursprünglichen Klassifikation unterschiedliche Sub-Gruppen oberflächennaher und tieferer Pseudogleye und Gleye vorgesehen sind.

Wegen der Kombination allochthoner und autochthoner Merkmale, die mittels der gewählten Methoden kaum zu unterscheiden bzw. zu gewichten sind, stellt die Horizontansprache nur eine Annäherung an die realen Verhältnisse dar. Die Positionen der Bohrungen geben dabei bestenfalls gewisse Wahrscheinlichkeiten vor. Beispielsweise können unter profilmorphologisch nicht in Erscheinung tretenden Hiaten autochthone Verwitterungszonen auch innerhalb des jüngsten Mäandergürtels vorliegen, während an den 4er-Standorten, welche relativ lange Zeit einer postsedimentären Bodenbildung ausgesetzt waren, dennoch sedimentäre organische Substanz konserviert sein kann. Humose Horizonte in Altläufen, welche als Sammelbecken des Bestandsabfalls der näheren Umgebung fungieren, können gleichermaßen als autochthon sowie allochthon angesprochen werden. Bei äolischen Decksedimenten als Produkt jüngerer postpedogener Translokationen lag hingegen die Ausweisung von oAh-Horizonten relativ nahe. Die Koexistenz und Überlagerung von in- und ex-situ-Prozessen muss nicht nur im Fall von Flugsanden, sondern auch bei Hochflutsedimenten grundsätzlich überall in Erwägung gezogen werden, vor allem wenn deren Farbe erhöhte Humosität und Verbraunungen suggeriert. Die konventionellen Horizontbezeichnungen tragen dieser Problematik nicht unbedingt Rechnung, da das Symbol M bei Einsetzen autochthoner anhydromorpher Bodenbildungen üblicherweise wegfällt^{8.2} (AG Boden 1994: 82). Ebenso groß war der Ermessensspielraum bei der Unterscheidung von fBv- und M-Horizonten sowie von Pedisedimenten und pedogen unbeeinflussten Ausgangsgesteinen.

Viele Fluvisols weisen hydromorphe Merkmale unterschiedlichen Grades auf und sind, in Abhängigkeit von kleinräumig wechselnden hydraulischen und hydrogeologischen Parametern, mit Gleyen vergesellschaftet (Kap. 2.2.3). Vor allem die kompaktierten, unterhalb des Flussniveaus gelegenen, gerinnebettferneren Randsenken weisen feuchte bis vernässte Auengleye auf, deren weitergehende Profildifferenzierung durch Qualmwasser unterbunden wird, und die außerdem, wie im Fall der 3er-Profile, immer noch stark von den einen Großteil des Jahres andauernden Überflutungen betroffen sind. Die normalerweise im aktuellen bzw. ehemaligen Grundwasserschwankungsbereich zu findenden Ausfällungen und Inkrustierungen von Sesquioxiden und, seltener, CaCO₃ können allerdings auch syngenetischen Ursprungs sein und weisen dann, besonders wenn sie in einer ausgesprochenen Hochflutfazies ausgebildet sind, die noch Spuren starker Durchwurzelung enthält, auf ehemalige Versumpfung hin. Anhydromorphe bodenbildende Prozesse werden hingegen im Auenbereich nur dann makroskopisch sichtbar, wenn die Zufuhr von Hochflutmaterial für bestimmte Zeitintervalle aussetzt. In Zeiten geomorphologischer Aktivität verbleiben die Böden in ihrem Juvenilstadium, und in den Profilen dominiert die synsedimentäre Materialschichtung feiner, oft rhythmischer Lagen variabler Korngrößenzusammensetzung und unterschiedlicher Grade allochthoner Vorverwitterung (Buringh 1968: 28, Rehm 1986: 64). Die initiale Pedogenese der Stabilitätsperioden setzt im Allgemeinen mit der Drainage des Substrats ein, die eine graduelle Absenkung der Geländeoberfläche sowie die für terrestrische bodenbildende Prozesse nötige Luftzufuhr mit sich bringt (De Bakker 1973: 177). Ein frühes Stadium fortschreitender Reifung, dem der Entwicklungsstand einiger 2er-Profile entspricht, stellt die Homogenisierung des Ausgangsgesteins unter Zerstörung seiner Primärschichtung dar^{8.3}. Sie wird im Allgemeinen durch biologische Vorgänge ausgelöst, wobei die pflanzliche Durchwurzelung weit hinter teilweise massiv auftretenden zooturbaten

^{8.2} Ausnahmen wurden in dieser Arbeit deshalb dort gemacht, wo die polyzyklische Genese wahrscheinlich schien und explizit hervorgehoben werden sollte, so z. B. bei den Proben 26 und 27 des Profils G W 4 (Kap. A-2).

^{8.3} Dass diese allerdings keine obligatorische Voraussetzung für die weiterführende Pedogenese darstellt, zeigen die Standorte G W 4 und Dk 4, in denen sich pedogene Tonbänder und sedimentäre Stratifizierung teilweise überlagern.

Prozessen zurücksteht (Kap. 8.2). Für die von Durchmischung und der Bildung sekundärer Porensysteme begleitete Entstehung von A-Horizonten werden grundsätzlich nur wenige Jahrzehnte veranschlagt (De Bakker 1973: 177, Edelman & van der Voorde 1963: 31), wobei die kontinuierliche Auflandung und eingeschränkte Mineralisierung zu tief humosen Böden führen kann, doch wirken ihrer Konservierung äolische und/oder aquatische Umlagerungen entgegen (Kap. 2.1.2).

Die Entwicklung von Solumhorizonten ist von beträchtlich längerer Dauer und führt zunächst zur Ausbildung von Auenbraunerden, deren Genese in der rezenten Komadugu-Aue allerdings noch nicht auszumachen war, wenn auch teilweise schwache Verbraunungen festgestellt sowie ein Bv-Horizont im subrezentem Überschwemmungsbereich des Komadugu Gana vorgefunden wurden. Ansonsten können im mäßig alkalischen Milieu auch halomorphe Bildungen vorliegen. Freie Evaporite akkumulieren bei kapillarem Lösungsaufstieg insbesondere in Depressionen, wobei die Na⁺-Ionen aus Verwitterungsprodukten der Kalkkaligesteine des Basements stammen. Dies betrifft allerdings in erster Linie mündungsnaher Fadama-Abschnitte (vgl. NEAZDP 1994), während im Untersuchungsgebiet weder durch erhöhte Anteile löslicher Salze charakterisierte Solonchaks noch die durch gesteigerte Mengen austauschbaren Natriums definierten Solonetze^{8.4} vorzufinden waren (Kap. 8.2). Den fortgeschrittenen Prozessen der Entkalkung und Verlehmung scheint in der aktuellen Aue häufig eine nur mikromorphologisch nachzuweisende Tonverlagerung voranzugehen, die noch in einem engen Kausalzusammenhang mit sporadischen Überflutungsereignissen steht und auch Schluff und organische Substanz einschließt (Gerrard 1992: 97). In Dünnschliffen identifizierbare, faserartige Tonanreicherungen sollen unter anderem auch charakteristisch für NW-nigerianische Terrassenböden sein (Sombroek & Zonneveld 1971: 17). Eine weitere pedologische Besonderheit der Fadama sind Mikrolaminierungen und Oberflächenversiegelungen als Folge abgesetzter Schwebfracht. Die im Yobe-System vorherrschenden Silte und Feinsande besitzen mit ihrer geringen Aggregatstabilität das größte Potential zur Verschlammung und werden durch Regentropfen oder Stauwasser zusätzlich kompaktiert, was sich hemmend auf Gasaustausch und Infiltration auswirkt sowie die weitergehende Erosion forciert (vgl. Kap. 8.2).

Das Gros der Böden in der reliktschen Überflutungsebene stellen Fersialite mit einem U/T-Verhältnis zwischen 0,66 und 2,72 im Solum. Nach Carroll & Klinkenberg (1972: 91) entsprechen diesen die durch Anreicherungen freier Eisenoxide gekennzeichneten ferruginous tropical soils, für die eine rein klimatisch gesteuerte Genese^{8.5} im Arbeitsgebiet jedoch stark in Zweifel zu ziehen ist (Kap. 8.2). Bei schwacher Ausprägung ohne Lessivierungserscheinungen weisen sie im Untersuchungsgebiet noch starke Gemeinsamkeiten mit semi-arid brown soils (oder auch weakly developed soils of deposition) auf, wobei die Zuordnung teilweise im Ermessen des Kartierers liegt^{8.6} (Carroll & Klinkenberg 1972: 90 f.). Die Lessivierung stellt einen weiteren wichtigen bodenbildenden Prozess im Arbeitsgebiet dar, der bei den sanddominierten Alluvionen zur Ausbildung von Tonanreicherungsbändern führt und auf die Reliktaueprofile beschränkt ist, da das entscheidende Kriterium, ähnlich wie bei den reiferen Fersialiten (z. B.

^{8.4} Diese sind keine halomorphen Böden sensu stricto (Eitel 1999: 139).

^{8.5} mittlere Jahresniederschlägen von mindestens 500 mm (Carroll & Klinkenberg 1972: 92; vgl. Kap. 8.4)

^{8.6} Im hiesigen Fall wurden schwach entwickelte Böden, entgegen Carroll & Klinkenberg (1972) auch bei Carbonatfreiheit, als semi-arid brown soils angesprochen. Eine Unterscheidung der beiden Bodentypen aufgrund der Fe_d-Gehalte, wie ehemals von Aubert vorgesehen (1965: 283), erwies sich, wie in Kap. 8.2 ausgeführt, als wenig praktikabel. So wurden beispielsweise die Profile D 4 und Dk S 2 vor allem aufgrund des unterschiedlichen vermuteten Alters der Pedogenese der entsprechenden Gruppe zugewiesen.

chromic Arenosols sensu Thiemeyer 1997 b), in einer freien Drainage besteht. Höchstwahrscheinlich stellen auf der Niederterrasse sowohl die ungebänderten als auch die gebänderten Fersialite die Klimaxböden und werden als partielle Vorzeitbildungen mutmaßlich mittel- bis spätholozänen Ursprungs angesehen (Kap. 8.4). Wegen der großen Ähnlichkeit der Ausgangsgesteine weisen sie keine maßgeblichen Unterschiede zu den schwächer verwitterten Varianten der Dünenböden auf, mit deren regelhafter Vergesellschaftung sich Thiemeyer (1997 b: 72 ff.) befasste.

Tab. 8.1: Übersicht der im Arbeitsgebiet vorhandenen Bodeneinheiten^{8.7}

Standorte	FAO/Unesco (1997)	Land Resource Study (nach Aubert 1965)	KA 4 (AG Boden 1994)
<i>1er-Profile</i>	Gleyic Fluvisols , Eutric Fluvisols, Fluvic Gleysols , 1 Stagni- Gleyic Fluvisol	Weakly developed soils of deposition, Hydromorphic soils	(Gley-) Auenregosole , Gley- Braunauenböden , Braunauenboden- Gleye , teilw. tief humos; 1 (haftnässe-) pseudovergleyter Reliktgley- Braunauenboden
<i>2er-Profile</i>	Gleyic Fluvisols , 1 Eutric Fluvisol, 1 Fluvi-Gleyic + 1 Eutric Cambisol	Hydromorphic soils, Weakly developed soils of deposition, Semi-arid brown soils	Braunauenböden , Gley- Braunauenböden, je ein Braunauenboden- Gley , Reliktgley-Auenbraunerde, Braun- erde-Auenregosol, Haftnässepseudogley- Gley, größtenteils tief humos
<i>3er-Profile</i>	Fluvic Gleysols , 1 Gleyic Fluvisol, 1 Fluvi-Stagnic Gleysol, 1 Gleyi-Cambic Fluvisol, 1 Gleyic Arenosol	Hydromorphic soils (teilw. vertic group), Weakly-developed soils of deposition, 1 semi- arid brown soil	Auengleye , teilw. tief humos; (Gley-) Auenregosole, 1 Reliktgley- Haftnässepseudogley
<i>4er-Profile</i>	Eutric Cambisols , Cumuli-Chromic Arenosols , Cambic Arenosols, Cumulic Anthrosols , Haplic Arenosols, Luvic Arenosols, Gleyi- Stagnic Cambisols, Eutric Regosols , 1 Eutric Vertisol , 1 Haplic Phaeozem	Non-leached ferrugi- nous tropical soils, Weakly developed soils of deposition, Semi-arid brown soils, Weakly-leached ferruginous tropical soils , 1 Vertisol (topo- morphic sub-class)	Braunerden, Kolluvisole, Braunerde- Kolluvisole*, Reliktisch vergleyte Braunerde-Haftnässepseudogleys, erodierte Bänderparabraunerden , Braunerde-Regosole, Regosole , Pelosol- Tschernoseme, teilw. noch immer schwach humos und häufig kolluvial überdeckt

* Analog zu den darin enthaltenen M'Bv-Horizonten soll dieser (in der KA 4 nicht vorgesehene) Bodentyp die Überlagerung von ex- und in-situ-Prozessen kenntlich machen.

Bei einigen der rubefizierten Böden ist die Dominanz vererbter pedogener Eigenschaften nicht unbedingt offensichtlich, und es scheinen relativ deutlich ausgeprägte Horizontierungen vorzuliegen, so dass es sich um vergleichsweise junge topomorphe chromic Arenosols handeln könnte (vgl. Thiemeyer 1997 b: 74). Das OSL-Datum von $4,8 \pm 0,4$ a im Hangenden des mehrschichtigen Profils Dk 4 ist jedoch zu gering, um eine kräftige autochthone Rubefizierung zu plausibilisieren und erhöht auch bei den anderen Profilen die Wahrscheinlichkeit einer präsedimentären Bodenbildung, weshalb sie einheitlich als cumulichromic Arenosols bzw. Braunerde-Kolluvisole bezeichnet wurden (vgl. Tab. 8.1). Generell sind Kolluvien eine weit verbreitete Folgeerscheinung lang währendender menschlicher Nutzung (Kap. 2.1.2). Untergeordnet kommen auch Regosole vor, die als Erosionsprofile infolge starker anthropogener Dynamik an

^{8.7} Die Reihenfolge der Nennungen entspricht der Häufigkeit ihrer Vorkommen.

den entsprechenden Standorten gewertet wurden. Theoretisch könnten auch B-Horizonte verkürzter ferruginous tropical soils an der Oberfläche liegen, doch wurden die hier untersuchten Böden wegen der häufig ausgeprägten Schichtung im Hangenden als M-C-Profile angesprochen. Desweiteren sind ein fossiler topomorpher Vertisol sowie weitere vertisolähnliche Böden auf tonigen Substraten vorhanden. Insgesamt muss allen Böden des Untersuchungsgebiets selbst bei guter Drainage eine geringe Verwitterungsintensität attestiert werden, die in der Mehrzahl zur Ausbildung regosol- (arenosol- nach FAO/Unesco (1997)) und braunerdeähnlicher Profile führte, wie dies auch für holozäne Bildungen aus anderen Gebieten NE-Nigerias dokumentiert ist (vgl. Heinrich 1995: 377 ff.).

8.2 Auswertung pedogenetischer Parameter

Die **Bodenfarbe** ist im Allgemeinen Ausdruck frühzeitig wirksamer subaerischer Prozesse, die von Nwaka (1991: 197) zusammenfassend als chromatization bezeichnet werden (Kap. 2.1.2) und gemeinhin das Resultat der Dehydratisierung von Eisenverbindungen darstellen, die, oft in Verbindung mit Ton, als Oxidhüllen vorliegen. Die dominante Färbung pedogenetisch weitestgehend unbeeinflusster älterer Yobe-Ablagerungen nach Munsell (Munsell Color Division 1988) scheint weiß (10 YR 8/1 – 3) bis hellbeige (10 YR 7/3 in trockenem Zustand, 10 YR 6/3 bei feuchten Substraten) zu sein (vgl. Abb. 6.2 ff.). Dabei kommen wohl reduktive Einflüsse vormals erhöhter Grundwasserstände zum Tragen, denn die benachbarten Lantewa-Dünensande sind überwiegend hellbraun (Thiemeyer 1997 b). Außerdem wiesen alle Sedimente, die zum Zeitpunkt der Beprobung unterhalb des Grundwasserspiegels lagen, zusätzlich eine reversible Nassbleichung auf. Demgegenüber enthält der ähnlich häufig auftretende Farbton 10 YR 7/4 bereits einen leicht orangenen Farbstich, der ebenfalls Zeugnis der saisonalen Redoxdynamik ist, wie auch bei der weiterführenden Rubefizierung von B-Horizonten der Wasserhaushalt als hauptsächlicher Faktor angesehen werden muss. Somit liegt keine klimatisch gesteuerte Entstehung von tropical ferruginous soils im klassischen Sinne, sondern ein durch Feuchtevariationen bedingter vertikaler Wechsel der Oxidationsanteile vor. Die Farbintensität sollte daher auch nicht als Indikator für die Verwitterungsintensität der ausschließlich holozänen Böden gewertet werden (vgl. Bowman 1982: 358), zumal die oxidreiche Feinsubstanz bei postpedogenetischen Umlagerungen erhalten bleibt. Dies gilt insbesondere für unter guten Drainagebedingungen rubefizierte Dünensande, die in der Flusslandschaft vor allem als äolische Decksedimente mit den Farben 7.5 YR 5/8 und 6/8 verbreitet sind und dann als sedimentäre cumuli-chromic Arenosols angesprochen werden (Kap. 8.1).

Vergleichen sowohl syn- als auch postsedimentärer Natur treten nahezu überall im Arbeitsgebiet auf, wobei die beiden Varietäten nicht zu unterscheiden sind (Kap. 8.4). Zusätzlich kompliziert wird das Bild durch subrezente bis rezente Grundwasserschwankungen und -absenkungen sowie Zuschuss-, Stau- und Haftwassereinflüsse, die gleichfalls der starken Saisonalität Ausdruck verleihen, wobei Pseudovergleichen in den wenigsten Fällen eindeutig sind. Eine Ausnahme bilden die Reduktionshorizonte, die bei längerfristigen Überstauungen der Geländeoberfläche entstehen und in Ermangelung treffenderer Kürzel als Sew-Horizonte bezeichnet wurden. Außerdem wurden innerhalb der Gleye gelegentlich Sg-Horizonte ausgewiesen, denn die Intensität der Hydromorphiemerkmale variiert mit den Bodenarten und ist bei feinkörnigen Substraten stärker ausgeprägt. Dabei spielen sicherlich auch die unterschiedlichen Zeichneigenschaften der Sedimente eine Rolle, denn es wurde allgemein die Beobachtung

gemacht, dass gut drainierte Böden in Abhängigkeit von der Porengrößenverteilung die Feuchtigkeit oftmals besser halten als Standorte mit oberflächennahen Stauhormonten. Diese mögen zwar vermeintlich gute Speicherkapazitäten aufweisen, sind aber aufgrund hoher Evaporation und mangelhafter Infiltration bereits in geringen Tiefen ganzjährig trocken.

Bei den ausgefallten Substanzen dürfte es sich mehrheitlich um Goethit und Lepidokrokit handeln, die allerdings kaum in Reinform vorkommen, sondern vielmehr Komplexe mit Mangan(hydr)oxiden und zahlreichen Akzessorien bilden^{8.8}. In Gleyen und Pseudogleyen treten sie im Allgemeinen als Flecken und Marmorierungen auf Gefügeflächen kohärenter Horizonte sowie als Auskleidungen von Grabröhren und Feinwurzelbahnen in Erscheinung; Konkretionen als Resultate schnellerer Luftzufuhr sind eher selten^{8.9}. Auch jenseits ausgesprochener Oxidationshorizonte liegen häufig eisenschüssige Grobsande und Kiese mit rotbraunen Kornumhüllungen und Zementierungen vor, während in feineren, pedogenetisch ansonsten unbeeinflussten Substraten im Allgemeinen die Sedimentstrukturen nachgezeichnet werden (Kap. 6). Desweiteren ist dreiwertiges Eisen in Gestalt feiner Lamellen patinierter Sande in Verbindung mit sedimentären Ton- und Schwermineralbändchen zu finden. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um authigene Metallverbindungen, die laut Land Resource Study bei ferruginous tropical soils bereits ein initiales Leaching verkörpern (Carroll & Klinkenberg 1972: 91). Außerdem liegen möglicherweise residuale Anreicherungen von allochthonen Eisenkrusten-Resten vor^{8.10}. Auch im Untersuchungsraum kommt Eisen singular als im Liegenden verfestigter Plinthit am Standort G W 4 vor (Schicht XIV; vgl. Abb. 6.13), wo er als Resultat absoluter Anreicherung auch als pseudovergleyter Grundwasserlaterit angesprochen werden kann.

Das **Gefüge** pedogenetisch weitestgehend unveränderter Flussande ist normalerweise schichtig und wurde nur bei Unkenntlichkeit innerhalb der Sonde als Einzelkorngefüge angesprochen. Bei erhöhten Silt- und Tonanteilen sowie fehlenden Schichtungsmerkmalen liegen Kohärentgefüge vor. Dies ist in schwächerer Ausprägung auch bei psammitischen Straten mit verhältnismäßig ausgeglichenen Anteilen der Unterfraktionen der Fall, welche im Allgemeinen locker gelagert, porenreich und gut durchlässig sind. Tonige Substrate wurden gleichfalls als kohärent ausgewiesen, da eindeutige Absonderungsstrukturen zumeist nicht zu erkennen waren. Abgesehen davon existieren mehrheitlich warvenartige Laminierungen, so dass streng genommen ebenfalls Schichtgefüge vorliegen, während sich Oberflächenversiegelungen, teilweise aber auch die Bodenverdichtung beim Bohren, oft in Form von plattigen Strukturen an der Geländeoberfläche äußern. Bemerkenswert ist der Einfluss des Bodenwassers bei grundsätzlich wechselfeuchten Bedingungen, was sich insbesondere auf die Eigenschaften der weit verbreiteten gut sortierten Fein- und Feinstsande auswirkt. Diese sind in feuchtem Zustand von mehligter Konsistenz und gut grabbar, bei Wasserfreiheit jedoch stark konsolidiert und kompakt. Ursache dieser Verkittung dürften Ausfällungen pedogener Oxide, Carbonate und Salze sein. Die Zementierung tritt häufig an der Geländeoberfläche des älteren Alluviums auf (Ga E 4), wenn auch ausgesprochene pedogene Krustenbildungen in dieser Landschaftseinheit nicht vorkommen. Um so gängiger sind die in Kap. 8.1 erwähnten

^{8.8} Stärker oxidierte, hämatitische Fleckenzonen kommen sporadisch in Go-Horizonten der Totwasserprofile vor, in welchen ein besonders hohes Redoxpotential vorherrscht.

^{8.9} Eine Ausnahme stellt das Pisolithpflaster am Standort Gu 4 a dar, welcher exemplarisch für den geschilderten oberflächennahen Wasserstau ist (vgl. Abb. 5.5.1).

^{8.10} Dies ist speziell bei den Ablagerungen des Komadugu Gana in Erwägung zu ziehen (vgl. Kap. 6.2.1).

Verschlämungen als Resultat laminarer Akkumulation von in Suspension transportiertem oder auch von äolisch eingetragenen Schluff, wobei die physikalischen Bodeneigenschaften selbst durch die rege Tätigkeit des Edaphons und die daraus resultierenden Bioporen (meist Termitenröhren) nicht wesentlich verbessert werden.

Wie bereits in Kap. 6.1.2.4 und 8.1 dargelegt, hat die **Zooturbation** einen starken Effekt auf Auensedimente. Die hohe tierische Aktivität, die in tropischen Auensystemen insbesondere auf Termiten zurückzuführen ist, wird bereits anhand der Dichte von *Macrotermes-bellicosus*-Hügeln^{8.11} in den ridge-swale-Landschaften offensichtlich (Kap. 5.2.2). Die Hauptgründe dafür, dass in vielen Auenbereichen noch die ursprünglichen Sedimentschichtungen erhalten sind, sind wahrscheinlich Wasserstau und hoher Grundwasserstand als limitierende Faktoren der Bodenfauna, während im Paläoschwemmland die entscheidenden Parameter eher in der Verfügbarkeit von Wasser und tonigem Material zum Hügelbau bestehen dürften. Die Verbreitung gebänderter Unterböden könnte möglicherweise als Indikator dafür dienen, in welchem Ausmaß die Areale von Bioturbation betroffen sind, wobei diese Tiefen von mehreren Dekametern erreichen kann. Innerhalb der zoogen beeinflussten Solumhorizonte herrscht weniger eine Homogenisierung als vielmehr deren Gegenteil vor, indem zwar hangendes Sediment in Faunengänge eingeschwemmt, aber keineswegs weitergehend eingemischt wird. Auch handelt es sich nur untergeordnet um humoses Oberbodenmaterial, weshalb das Horizontsymbol x in dieser Arbeit nicht nur für A-Horizonte Verwendung findet, wie in der KA 4 vorgesehen. Inwiefern Termiten zur Entstehung von ton-, humus- und eisenabgereicherten mineralischen Auflagehorizonten beitragen (vgl. Fölster 1983: 22, Heinrich 1995: 40), kann an dieser Stelle nicht diskutiert werden. Jedoch ist anzumerken, dass der Einfluss bodenlebender Insekten auf den oberflächennahen Untergrund als relativ komplex eingestuft wird, da das Material mehrere Zyklen von Hügelbau und -erosion durchläuft und dabei sowohl aktiv als auch passiv modifiziert wird^{8.12}.

Das **U/T-Verhältnis** (vgl. Kap. 8.1) dient als Indikator für die Verlehmung, gegebenenfalls parallel zur Entkalkung carbonathaltiger Fazies, und somit prinzipiell für die chemische Verwitterung, bei welcher zunehmend bimodale Gemische zu Ungunsten des Silts entstehen. Es fällt somit in Bv-Horizonten geringer aus als im Ausgangsgestein. Da bei sämtlichen Proben vom Vorhandensein allochthoner Tone ausgegangen werden kann, ist der Aussagewert bezüglich autochthoner Tonanreicherungen bzw. -verlagerungen begrenzt bzw. sollte im Zusammenhang mit den Ergebnissen aus Kap. 8.3 betrachtet werden. Relativ hohe Werte sowie gleichförmige Tiefenfunktionen innerhalb der älteren Alluvionen könnten dabei durchaus auf eine tief greifende Wirksamkeit pedogenetischer Prozesse hinweisen, wobei Gemenen der Bodenart (f)St2 ein besonderes Interesse zukommt (Kap. 6). Sie wurden dennoch nur punktuell als Resultat einer autochthonen Pedogenese gewertet, wie etwa an der Basis des Profils Gu 4 b oder in den kolluvialen Schichten XII^{8.13} und XIII des Aufschlusses G W 4. Auch jüngere Ablagerungen mit insgesamt auffällig inhomogener Körnung besitzen leicht erniedrigte Quotienten und wurden teilweise

^{8.11} Neben Vertretern der Unterfamilie Macrotermitinae ("Pilztermiten") kommen auch subterrane humivore Arten vor (vgl. Kap. 6.1.2.4).

^{8.12} Ausführlich beschäftigt sich Gumnior (2000) mit diesem Thema und diskutiert desweiteren den bodenchemischen Einfluss der Termitenaktivität in Savannen-Ökosystemen.

^{8.13} Demgegenüber weist die darüber liegende Rinnenfazies (Schicht XI) aller Wahrscheinlichkeit nach nur vererbte pedogene Merkmale auf.

als Solumsedimente angesprochen (z. B. in D 2, Ga 2). Im Fall der Probe 209 (Ga 3) wurde aufgrund des im Vergleich zum Liegenden höheren U/T-Verhältnisses auf die Ausgliederung eines fBv-Horizontes verzichtet (Kap. A-2). Bezüglich der oberen Meter aller Profile zeugen die Werte allgemein eher von einer selektiven Tonabreicherung durch laterale Verlagerung, wie sie z. B. in Form von Deflation im Gelände vielerorts offensichtlich war (vgl. Kap. 6.1.3), während autochthone Verlehmungen Gegenstand der Spekulation bleiben müssen. Deszendente Zunahmen der Tongehalte liegen ebenfalls vereinzelt vor (z. B. in Dk N 2 a), sind jedoch geogen bedingt^{8.14}. Pedogene **Tonbänder** (G W 4, Dk 4) wurden, ebenso wie die Mehrheit der sedimentären Bänder (unter anderem D 1, G W 3, Dk N 1 a), nur makroskopisch betrachtet und zu keinerlei weitergehenden Analysen herangezogen^{8.15}. Bei ersteren handelt es sich um wellenförmige, bräunliche, mm-mächtige Bildungen in feinsandiger Matrix, die in Tiefen von bis zu 3 m vorgefunden wurden, während letztgenannte schichtungsparallel (meist als ehemalige Grenzflächen) und in unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet sind, häufig Reduktionsfärbungen aufweisen und überwiegend im grobklastischen Milieu der Flussbettfazies vorgefunden wurden. Dass sie teilweise ebenfalls Produkte der Pedogenese darstellen, wie die Feststellung von Heinrich (1995: 384) nahe legt, der Lessivierungsprozesse positiv mit der Korngröße korreliert, ist anhand hiesiger Befunde nicht zu belegen.

Der **pH-Wert** (vgl. Abb. 8.1) ist sowohl Indikator als auch Steuergröße vieler entscheidender biochemischer Funktionen wie der Löslichkeit und Verfügbarkeit von Nährstoffen und bestimmt somit mehr als jeder andere Faktor die ökologischen Standortbedingungen und Nutzungsmöglichkeiten. Im hiesigen Kontext wurde die Bodenreaktion vor allem als Maß der generellen Verwitterungsintensität zur Kennzeichnung der pedogenetischen Situation sowie als Hinweis auf in diesem Rahmen eventuell nötige weitergehende Analysen bezüglich Carbonat- und Salzgehalten erhoben (vgl. Kap. 4.6.1). Neben den Ausgangsgesteinen wird das pH-Milieu besonders von (edapho-) klimatischen Gegebenheiten und Feuchteparametern beeinflusst. Im Untersuchungsraum liegen allgemein circumneutrale Bedingungen vor, wobei die beprobten Böden trotz des mäßigen Entwicklungsstandes aufgrund der im Vergleich zur Umgebung positiven Wasserbilanz verhältnismäßig sauer sind (vgl. Carroll & Klinkenberg 1972: 88, 96, 112). Der Einfluss der Substrate ist offensichtlich eher gering, denn er schlägt sich in einer kaum ausgeprägteren Acidität an den Standorten des Komadugu Gana nieder, in dessen Einzugsgebiet partiell stärker verwitterte Gesteine anstehen. Ansonsten ist ein ebenfalls nur sehr schwach ausgeprägter W-E-Gradient hin zu leicht erhöhter Alkalität zu konstatieren. Ausreißer bilden vor allem die verhältnismäßig basische lagunale Umgebung von Gashua sowie das vergleichsweise saure Milieu bei Bayomari. Gemeinhin sind die pH-Werte im nicht mehr überschwemmten Paläolagunengebiet am höchsten^{8.16}. Flussnahe Standorte erreichen im Schnitt die niedrigsten Mittel, gefolgt von den Altarmproben, die außerdem über die gesamten Bohrtiefen hinweg am stärksten streuen. Dabei sind die geschilderten Charakteristika auch in separaten Vergleichen der Ober- und Unterböden sowie der Ausgangsgesteine der Pedogenese existent. So zeigen die Tiefenverteilungen in der Fadama mehrheitlich Muster von höherer bis mäßiger Acidität in den Ober- und Unterböden (falls vorhanden), einem sukzessiven Übergang zu neutralen bis

^{8.14} Eine Verlagerung in Form von 'flood coatings' kann zwar an keinem der Auenstandorte ausgeschlossen werden, ist aber, wie erwähnt, nur mit mikromorphologischen Methoden nachzuweisen.

^{8.15} abgesehen von exemplarischen Bodenarten- und Farbbestimmungen (Kap. A-2)

^{8.16} Ausnahme Dapchi

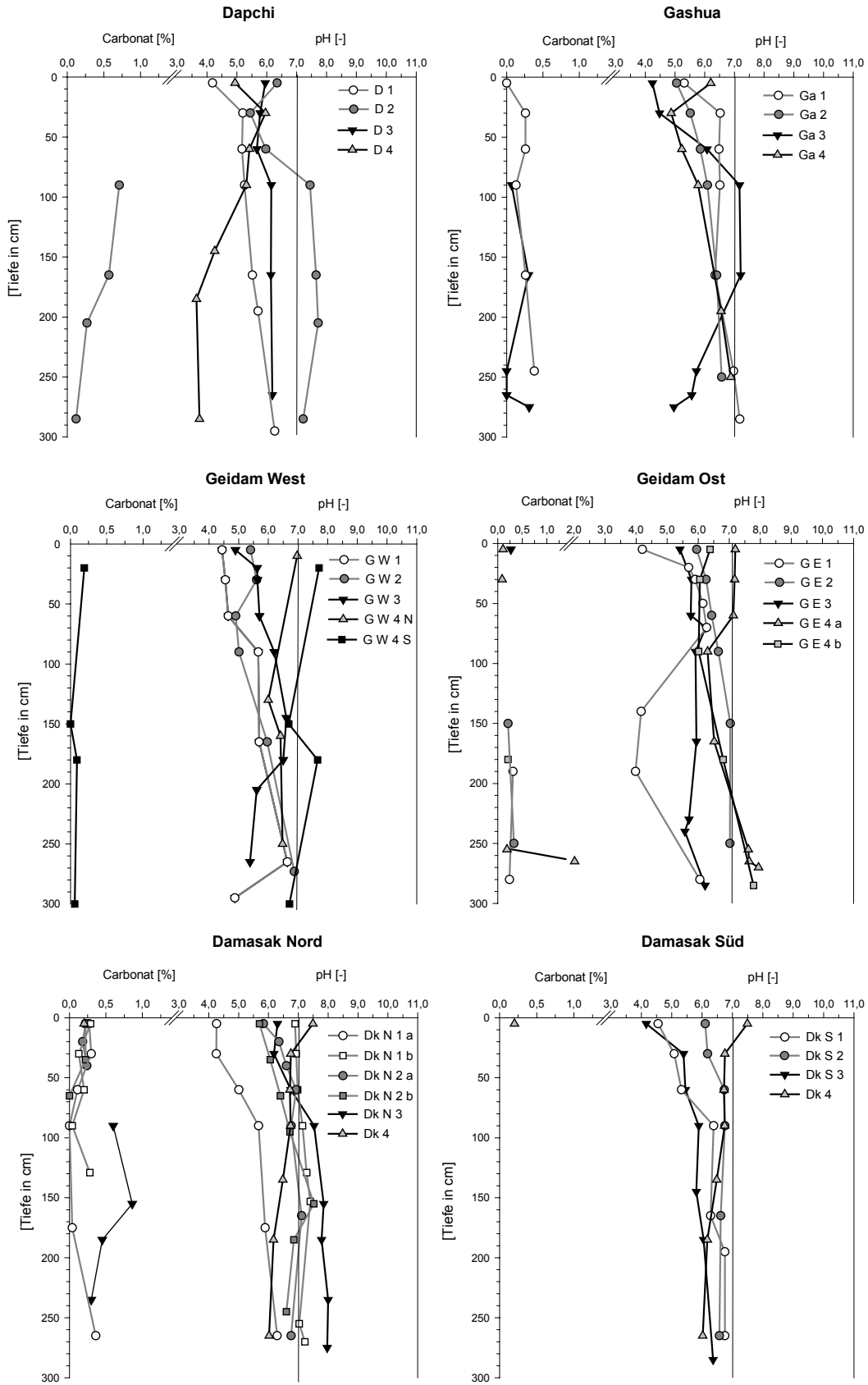


Abb. 8.1: pH- und Carbonatwerte der Auen- und Niederterrassenprofile (in 0 – 3 m Tiefe)

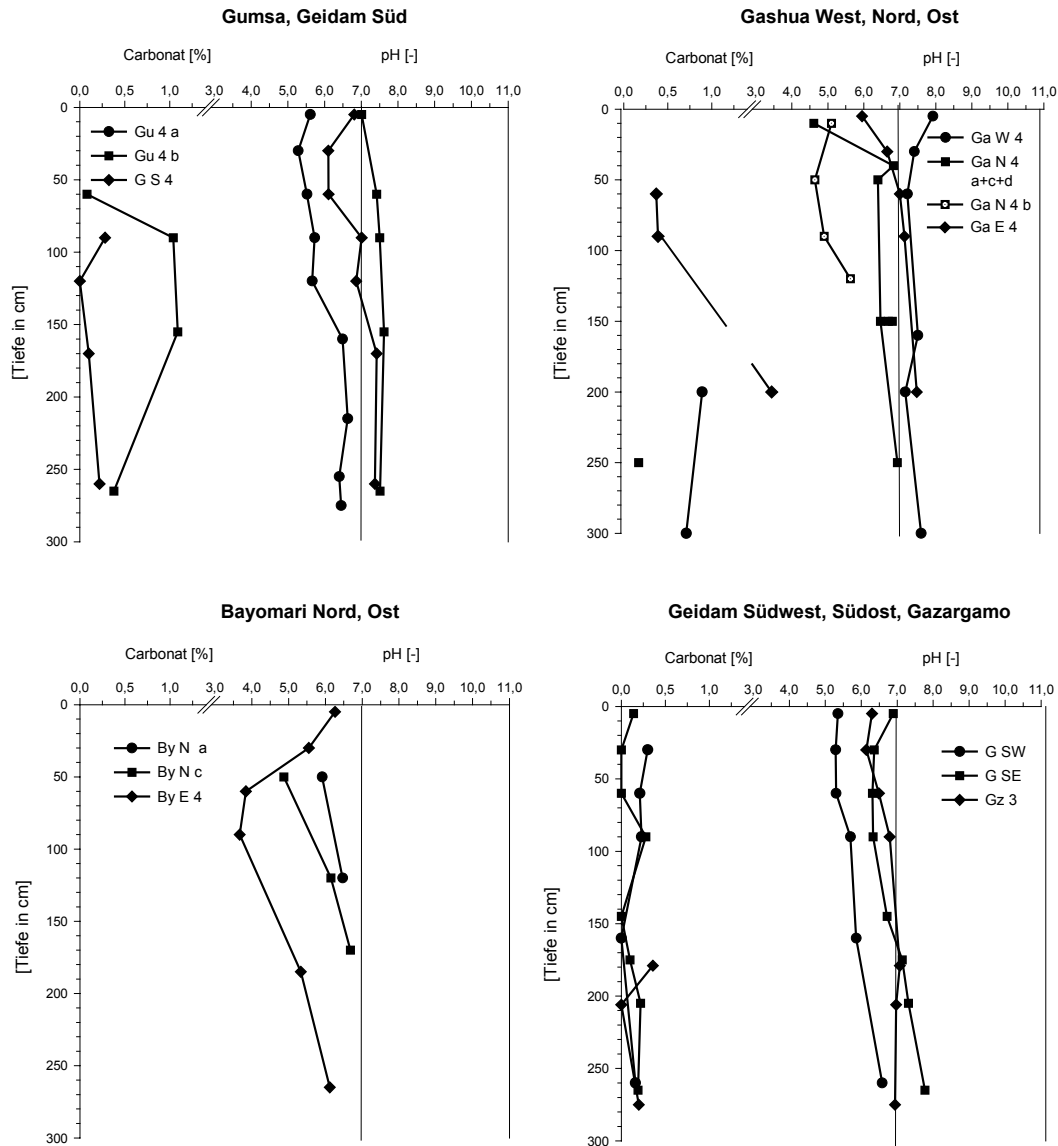


Abb. 8.1: pH- und Carbonatwerte der Niederterrassenprofile (in 0 – 3 m Tiefe) (Fortsetzung)

alkalischen Verhältnissen zwischen 2 und 3 m (vgl. Abb. 8.1) und wiederum rückgängigen Werten im Profiltiefsten (nicht dargestellt). Für die heutigen Böden muss somit eine deszendente gerichtete Verlagerung und tendenzielle Entbasung angenommen werden. An vielen Standorten der Niederterrasse treten allerdings auch gegenläufige Tendenzen mit deutlich alkalischeren Oberböden auf. Diese weisen möglicherweise auf einen rezente äolischen Eintrag von Harmattanstaub inklusive oberflächennaher Stoffanreicherungen hin und sind darüber hinaus eventuell auch ein Hinweis darauf, dass die Pedogenese in der Paläoüberschwemmungsebene unter heutigen Klimabedingungen mit verminderter Intensität fortschreitet, was den bereits prognostizierten weitestgehenden Reliktcharakter unterstreicht. Dies offenbart sich auch bei den cumuli-chromic Arenosols, die nahezu konstante pH-Werte um 7 aufweisen^{8,17}. Ausnahme ist das Profil Bayomari E, das mit seinem sehr sauren Unterboden einen Ausreißer darstellt.

^{8,17} Thiemeyer (1997 b: 83) ermittelte bei den chromic Arenosols der Dünengebiete hingegen Werte zwischen 3 und 5,5.

Der **Carbonatgehalt**, der neben Kalk wahrscheinlich auch das im Großraum recht häufig vertretene Natron^{8,18} umfasst, zeigt erwartungsgemäß größtenteils gegenläufige Tendenzen zur Acidität (vgl. Abb. 8.1). Dennoch scheint die Bodenreaktion auch durch anderweitige Salzanteile bedingt zu sein (vgl. Thiemeyer 1997 b: 83), da nicht alle alkalischen Profile carbonathaltig sind (z. B. Ga W 4). Noch auffälliger ist jedoch, dass Sekundärcarbonate häufig in Sedimenten zu finden waren, deren pH-Werte deutlich unter 6,5 lagen (z. B. G E 1), weshalb einige dieser Straten aufgrund der carbonatfreien Matrix nicht in den Abbildungen auftauchen. Generell sind die wegen den im Einzugsgebiet anstehenden sauren Gesteinen mehrheitlich unter 1 % liegenden Gehalte nur unter Vorbehalt zu interpretieren. Anreicherungen treten abhängig von der internen Drainage der Böden auf, und sind wohl vornehmlich phreatischer Natur (Gc-Horizonte). Pedogene Ausfällungen zeugen eher von einer deszendenten als aszendenten Wasserbewegung, was auch für den Standort Ga E 4 zutrifft, wo carbonatverbackene Sande das Initialstadium einer rezent nicht mehr weitergebildeten oberflächennahen Kalkkruste darstellen. Der geogene Hintergrund ist gering und schwankt, wie besonders die sporadischen Carbonatgehalte der Gana-Alluvionen zeigen. Sehr viele Profile sind im oberen Meter entkalkt, was auch auf die 2er- und nahezu alle 3er-Standorte zutrifft. Andererseits sind gerade ältere Böden sekundär aufgekalkt (G E 4 a, Dk 4, G SW 4, G SE 4, aber auch G E 3). Dies ist ein deutliches Zeichen dafür, dass äolische Stäube die Hauptquelle des Carbonateintrags stellen. Besonders das Areal Dk N scheint diesbezüglich eine Senke darzustellen, wie die korrespondierenden hohen Siltgehalte zeigen, und auch der W-E-Gradient des pH-Wertes weist auf einen gesteigerten Einfluss des Harmattan hin. Erstaunlich sind dabei die kleinräumigen Variationen der postulierten subrezentem Aufkalkungen, was beim Vergleich der Lagunenstandorte südwestlich, südlich und südöstlich von Geidam transparent wird. Einige der dort vorgefundenen Bv-Horizonte müssten aufgrund der Kalkeinträge streng genommen als reliktsch bezeichnet werden.

In der Literatur des Öfteren erwähnte halomorphe Bildungen innerhalb des Yobe Alluvial Complex (vgl. Kap. 2.2.3 u. 8.1) sind besonders in Hinblick auf den Anbau salz- und natriumempfindlicher Pflanzen (Weizen, Reis) in Bewässerungskulturen von Bedeutung. **Salinität** steht häufig im Zusammenhang mit tonreichen Gesteinen, einem aktuell oder ehemals hohen Grundwasserspiegel und dem kapillaren Aufstieg salzreicher Lösungen. Obgleich dies das Vorkommen entsprechender Böden in Depressionen und grundwassernahen Senken nahe legt, wird aus dem NE-nigerianischen Raum eher von einer irregulären, kleinräumig variablen Verteilung saliner und alkalischer Böden berichtet (NEAZDP 1994: 3; vgl. auch Tomlinson (1965: 60) für das Einzugsgebiet des Sokoto). Zur Einschätzung der Halomorphie vorliegender Profile wurden vor allem die Proben mit pH-Werten $> 7,5$ auf ihre Leitfähigkeit und prozentuale Anteile austauschbaren Natriums an der Gesamtaustauschkapazität ('exchangeable sodium capacity', ESP) untersucht (vgl. Abb. 8.2). Die elektrische Leitfähigkeit ist ein Summenparameter für gelöste Ionen und hängt von deren Konzentration und Dissoziationsgrad, d. h. der allgemeinen Stoffzusammensetzung, ab (Kreztzschmar 1984: 162). Für das Arbeitsgebiet wird ein Näherungswert von EC [$\mu\text{m cm}^{-1}$] = $1,6 \times$ Anteil gelöster Salze [mg l^{-1}] angegeben (NEAZDP 1990 a: 17). Salzböden besitzen per definitionem einen pH $< 8,5$ und eine Leitfähigkeit $> 4.000 \mu\text{m cm}^{-1}$, wobei allerdings bereits Gehalte von $2.000 \mu\text{S cm}^{-1}$ zu Pflanzenschäden führen können (Ghassemi et al. 1995: 37). Der gemessene Spitzenwert im Profil Ga W in 3 m Tiefe liegt jedoch nur bei knapp $1.000 \mu\text{S cm}^{-1}$; alle weiteren betragen teil-

^{8,18} Na_2CO_3 tritt vor allem in Verbindung mit Smectit auf und wird in den Oasen der Manga Plains kommerziell abgebaut (vgl. Connah 1981: 199, Hammer 1994: 70).

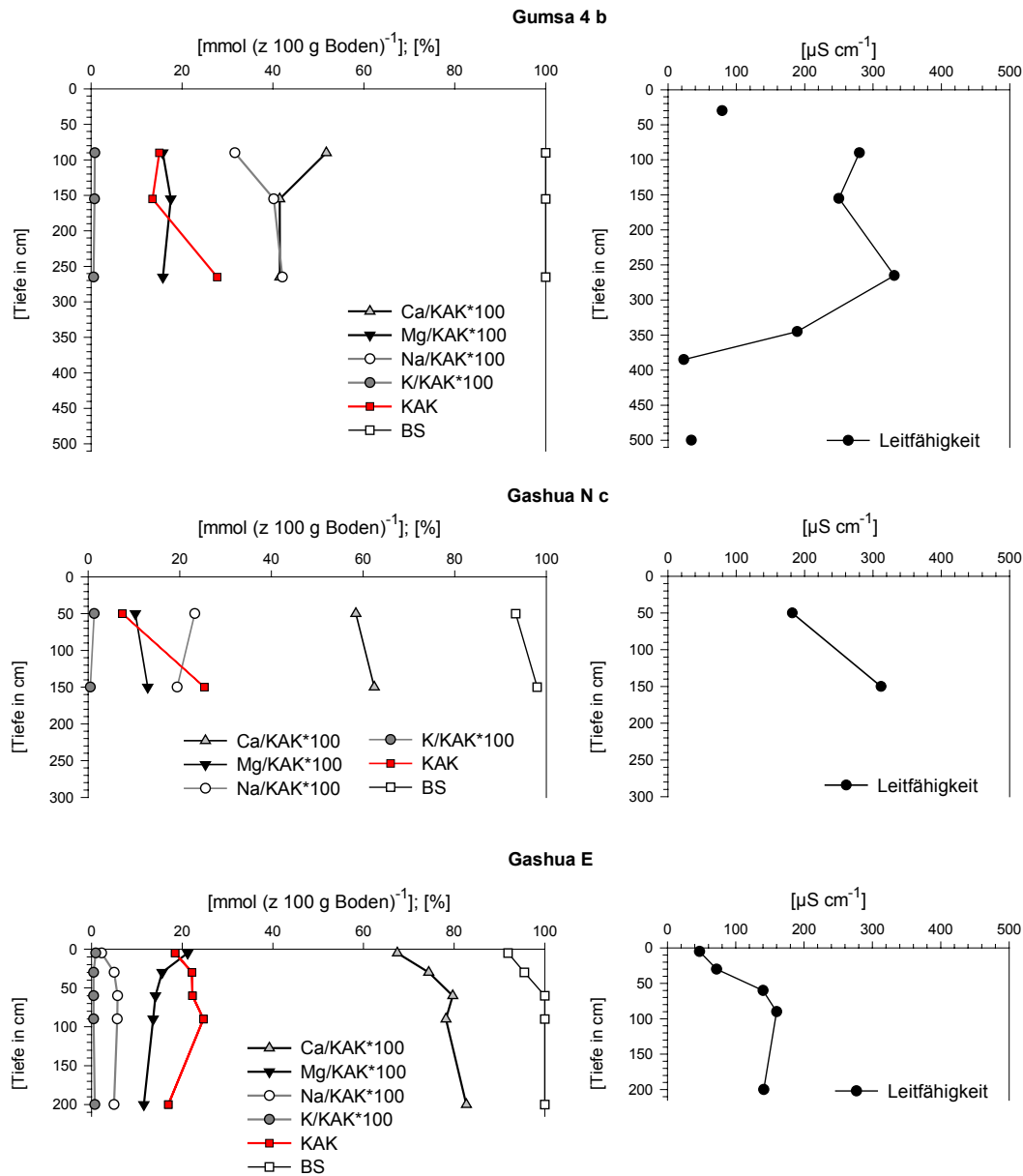


Abb. 8.2: Austauschbare Kationen, potentielle Kationenaustauschkapazität, Basensättigung sowie Leitfähigkeit ausgewählter Proben

weise deutlich weniger als $500 \mu\text{S cm}^{-1}$, so dass sämtliche Standorte als salzfrei gelten müssen. Vor diesem Hintergrund sollte das Vorkommen echter Solonchaks im untersuchten Abschnitt der Yobe-floodplain eigentlich auszuschließen sein.

Die Messergebnisse weisen vielmehr darauf hin, dass die **Alkalisierung** ein größeres Problem als generelle Salzbelastungen darstellt. Hohe Natriumgehalte, die dem Bodenwasser oder der Hydrolyse Nareicher Tone entstammen, beeinträchtigen das Pflanzenwachstum vor allem über die Änderung physikalischer Bodeneigenschaften (Dispersion von Kolloiden, Verringerung der Permeabilität). Relevant für die Region dürfte die Feststellung sein, dass bereits 3 – 5 % austauschbares Natrium ausreichen können, um ernsthafte Probleme hinsichtlich der hydraulischen Leitfähigkeit der Oberböden zu verursachen,

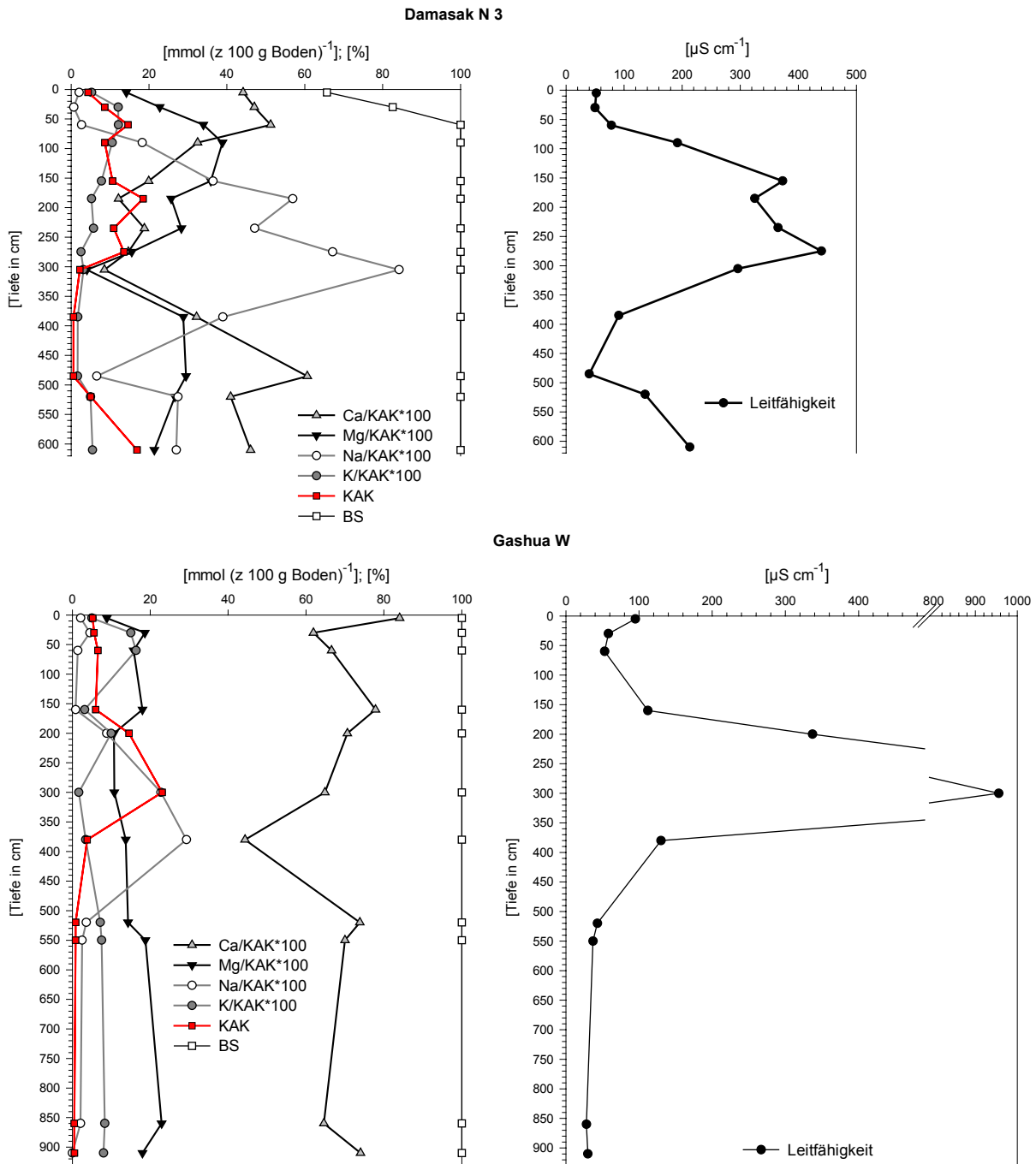


Abb. 8.2: Austauschbare Kationen, potentielle Kationenaustauschkapazität, Basensättigung sowie Leitfähigkeit ausgewählter Proben (Fortsetzung)

welche besonders empfindlich auf mechanische Beanspruchungen durch Regen- und Bewässerungswasser reagieren (Rowell 1994: 492). Dies ist somit sicherlich einer der Ungünstfaktoren, welche zu den vielerorts in NE-nigerianischen Paläolagunenbereichen auftretenden vegetationsfreien Oberflächen führen (vgl. Carroll & Klinkenberg 1972: 116). Auch die oben aufgeführte Zementierung alluvialer Sande steht vermutlich in Relation zu Na-Salzen. Alkaliböden entstehen im Allgemeinen durch absteigende Wasserbewegung und besitzen einen tonreichen B-Horizont mit einer Na-Sättigung > 15 %. Letztgenannter Wert wird an den untersuchten Standorten erst in größeren Tiefen häufig deutlich überschritten und ist dann in erster Linie auf Anreicherungen im Grundwasserschwankungsbereich zurückzuführen,

wobei die fraktionierte Salzausfällung tendenziell oberhalb ebenfalls häufig vorhandener G-Horizonte erfolgt. Somit erfüllt keines der vorhandenen Profile die geforderten Eigenschaften eines non-leached alkali soil gemäß Aubert (1965)/Carroll & Klinkenberg (1972) oder eines zur Ausweisung von Solonetzen nötigen 'natric' Horizonts^{8.19}. Am ehesten kommt hierfür der Boden von Gu 4 b in Frage, in welchem eine abwärtige Auswaschung stattgefunden hat, jedoch der pH-Wert, wie bei den meisten anderen Profilen auch, die erforderlichen 8,5 nicht erreicht. Beim Profil Ga N c liegt vermutlich wiederum eine durch Kapillarhub bedingte Anreicherung des Hangenden mit Natrium aus den darunter befindlichen Tonen^{8.20} vor. Die Na-Gehalte korrespondieren offenbar mit hohen Smectit-Anteilen, die auch die an dieser Lokalität so verbreitete Tunnelerosion plausibilisieren. Ansonsten ist dieses Profil eindeutig calcimorph geprägt, ebenso wie jenes am Standort Ga E 4, wobei es sich bei letzterem dennoch um einen ehemals halomorphen Boden handeln könnte (vgl. Gavaud 1977: 89). Selbiges gilt definitiv auch für das Profil Ga W 4, das nicht nur einen fossilen natric Horizont (IV rGcz) und somit einen leached alkali soil aufzuweisen scheint^{8.21}, sondern möglicherweise auch an der Oberfläche subrezent entsalzt wurde, wobei das pH-Milieu immer noch alkalisch ist. Das Profil, das zudem durch eine vergleichsweise geringe Kationenaustauschkapazität charakterisiert ist, dient ebenfalls als Beispiel dafür, dass pH-, Natriumsättigungs- und Leitfähigkeitskurven nicht unbedingt parallel verlaufen. So ist der dominierende Salztyp im Allgemeinen nicht zu identifizieren, wobei in stark alkalischen Bereichen neben NaCl auch noch andere Chloride eine Rolle spielen dürften.

Zuletzt ist für alle analysierten Nährstoffe eine gewisse oberflächennahe Anreicherung festzustellen, die aus dem Einfluss alkalischer Stäube resultiert. Diese könnten unter anderem aus dem jüngeren Alluvium stammen, doch legt der Vergleich der pH- und Carbonatwerte nahe, dass überwiegend Ferntransport zugrunde liegt. Der Harmattan fungiert insbesondere in der Paläofloodplain als Mineraldünger und ist somit entscheidend für die generell recht gute Nährstoffsituation. Erstaunlich in diesem Zusammenhang sind die wechselnden Anteile von Kalium in den untersuchten Austauschkomplexen, wobei unter alkalischen Bedingungen lokale Defizite an pflanzenverfügbaren K vermutet werden können. Desweiteren ist von N- und P-Unterversorgungen auszugehen (Kolawole et al. 1994: 142), die mit einer allgemeinen Humusarmut korrespondieren, welche auch in den beprobten Profilen zu beobachten ist. Im Großraum verhindern vor allem die Beseitigung der natürlichen Vegetation und die allgegenwärtige land- und wirtschaftliche Nutzung eine Akkumulation **organischer Substanz**, weshalb den Böden viele günstige physikalische und chemische Eigenschaften abhanden gekommen sind. In der Fadama wäre demgegenüber eigentlich ein überproportionaler Humusreichtum aufgrund der stärkeren Bewachsung und dem zu beobachtenden erheblichen Eintrag durch Kuhdung zu erwarten (vgl. Kap. 2.2.1). Allerdings sind hohe Gehalte an allochthonem und autochthonem Humus auch stark abhängig von der rezenten Überschwemmungssituation und den Erhaltungsbedingungen, wie z. B. einem mineralisierungshemmenden O₂-Mangel. Die untersuchten Böden weisen zwischen 0 und 30 cm Tiefe Humusanteile von 0,04 bis 2,3 % auf. Kaum 13 % der Proben besitzen Gehalte > 1 %, und der Durchschnitt liegt nurmehr bei 0,5 %^{8.22}

^{8.19} Vielmehr weisen sie teilweise 'sodic' Eigenschaften auf, die sich in der FAO-Klassifikation allerdings nur als Phasenbezeichnung niederschlagen (Kap. A-2).

^{8.20} Im Diagramm sind zur besseren Übersichtlichkeit nur die Werte der schwarzen Tone (Probe 162) dargestellt.

^{8.21} welcher allerdings kein typisches Säulengefüge mehr besitzt

^{8.22} Dies steht im Gegensatz zu der Einschätzung, dass die Humosität der Yobe-Ablagerungen im Vergleich zu den umliegenden Dünenansanden bedeutend ist (Pfeiffer 1991: 36, Völkel 1989: 62).

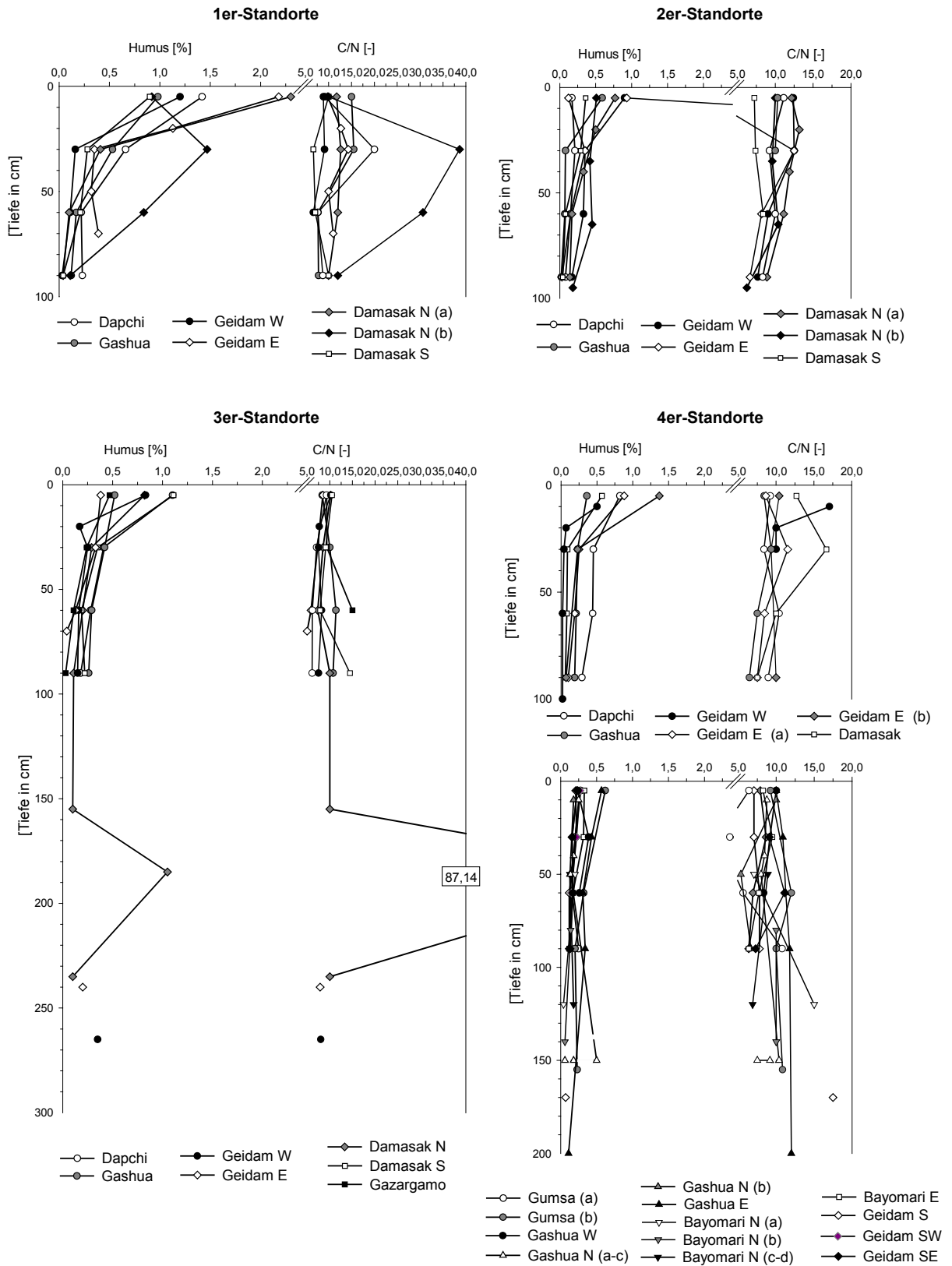


Abb. 8.3: Humusgehalt und C/N-Verhältnis (sortiert nach relativen Positionen innerhalb der Auen-Catenen)

(vgl. Abb. 8.3). Typischerweise reichen die von episodischen Überflutungen betroffenen aAh-Horizonte relativ tief und wurden bei Mächtigkeiten > 40 cm als tief humos bezeichnet^{8.23}. Teilweise greifen sie über Schichtgrenzen hinweg oder sind von geringmächtigen Sedimenten begraben, ohne dadurch unweigerlich fossilisiert zu sein. Die für alluviale Böden charakteristische unregelmäßige Abnahme ist insofern realisiert, dass die Gehalte zwischen 30 und 90 cm lediglich geringfügige Gradienten aufweisen. Demgegenüber besitzen die Sedimente an der Geländeoberfläche mit Abstand die höchsten Anteile, was allerdings an einer mangelhaften Beprobung unter Einbeziehung von Auflagehumus liegen kann. Dieses ist kaum zu vermeiden, da vor allem an Standorten mit lockeren Sanden relativ viel Litter im A-Horizont enthalten ist. Dies trifft vorrangig auf die besonders humusarme Paläofloodplain zu, wo gewisse Anteile organischer Substanz in den Decksedimenten demzufolge auch nicht als klarer Hinweis auf deren Autochthonie gewertet werden können, wie dies Zeese (1996: 89) praktiziert. Vielmehr wird sogar der Eindruck vermittelt, als ob sich die größere Nähe der rezenten Aue bei den Profilen D 4 bis Dk 4 im Gegensatz zu Gu 4 a – G SE 4 positiv auf deren Humusgehalte bemerkbar machte (vgl. Abb. 8.3). Auch bezüglich der relativen Lage der Bohrungen innerhalb der Fadama sind erwartungsgemäß deutliche Unterschiede zu erkennen. Doch überraschenderweise besitzen nicht die Altarm- sondern die Gleithang-Lokalitäten die höchsten Gehalte, was darauf hinweist, dass allochthoner Humus eine große Rolle spielt. Bei den 3er-Profilen wurden auch tiefere Bereiche beprobt, die, abgesehen von einem ausgeprägten fAh-Horizont im Profil Dk N 3^{8.24}, ebenfalls äußerst schwach humos ausfielen. Ausreißer sollten nicht (über-) interpretiert werden, da der unmittelbare Standortbewuchs stark variierte. Auch die Variationen im C/N-Verhältnis (Durchschnitt = 10,36) sind wenig aussagekräftig und vorrangig an die C-Werte gekoppelt. Im Fall von Dk N 3 hängt der hohe Wert knapp oberhalb von 2 m offensichtlich mit der gehemmten Mineralisierung innerhalb des fAh zusammen. Naturgemäß sind die C/N-Ratios mit der Tiefe leicht rückläufig, die N-Gehalte mit einem Mittel von 0,02 % allerdings generell extrem gering, so dass die diesbezügliche Versorgung der Pflanzen tatsächlich defizitär sein dürfte.

Pedogene, aus Primärmineralen freigesetzte **Eisenoxide** (vgl. Abb. 8.4) sind ein Indikator für Dauer und Intensität der Bodenbildung. Der Quotient aus den amorphen (Oxalat-extrahierbaren) Verbindungen (Fe_o) und der Gesamtheit freier (Dithionit-löslicher) Eisenoxide (Fe_d) wird als Aktivitätsgrad bezeichnet und zeigt die Aktualität der Verwitterung an, da mit zunehmendem Alter des Eisens eine Umkristallisierung zu Fe_d stattfindet. In der Aue, wo das Ausmaß der Vorverwitterung der Sedimente unbekannt ist, ergibt sich im Allgemeinen die Schwierigkeit einer Trennung pedogener und geogener Oxidverbindungen. Desweiteren können die Gesamtgehalte durch Gleymerkmale erhöht sein, während tief humose Bedingungen (ebenso wie niedrige pH-Werte) den Übergang mobiler Hydroxide in den kristallinen Zustand hemmen. Mit zunehmender Reifung der Böden wandern die Peaks sowohl von Fe_o als auch Fe_d vom A- in den B-Horizont, wo in der Regel eine signifikante Beziehung zum Tongehalt besteht (Heusch 1997: 120). Dies schränkt die Aussagekraft der hier unter anderem vorgenommenen Analyse pedokristalliner Eisengehalte mutmaßlicher fossiler Bodenbildungen stark ein. So kann, da es sich dabei vorrangig um verhältnismäßig tonreiche Substrate der Korngröße fSt2 handelt, eine Erhöhung der Oxide ausschließlich von der Körnung abhängen. Jedoch übersteigen die Fe_d -Werte der Proben/Profile 77/Ga 3, 29/G W 4, 403/Gu 4 b, 188/G SW 4 und 142/G SE 4 (nicht dargestellt; Kap. A-2)

^{8.23} Ausnahme sind die beiden bereits per definitionem tief humosen Pelosol-Tschernoseme.

^{8.24} sowie einem aufgrund von Holzkohle leicht erhöhten Wert im Profil G W 3

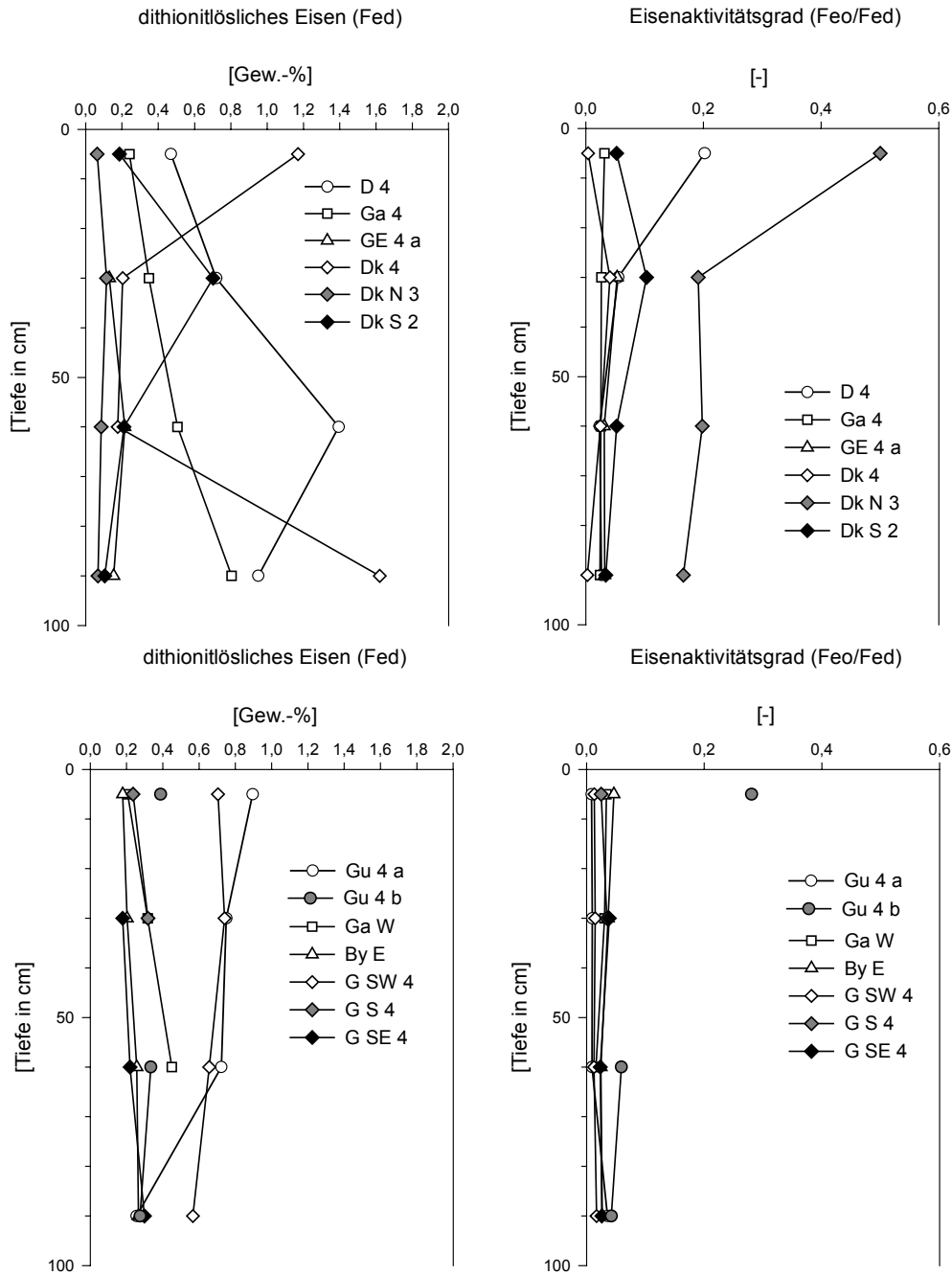


Abb. 8.4: Dithionit-extrahierbares Eisen und Eisenaktivitätsgrade ausgewählter Profile

die des hangenden und liegenden Materials durchschnittlich um das 5fache und sind somit dermaßen hoch, dass sich die These vom Vorhandensein alter Unterböden auch an dieser Stelle bestätigt.

Zusätzlich wurden die Fe_o - und Fe_d -Gehalte der im Vorfeld bestimmten semi-arid brown soils und ferruginous tropical soils untersucht^{8.25}, um die profilmorphologische Unterscheidung nach Möglichkeit analytisch zu untermauern. Dies führte zu einigen verblüffenden Ergebnissen, die eine offensichtliche Diskrepanz zwischen den Gehalten an pedokristallinem Eisen und den Bodenfarben aufzeigen. Setzt man

^{8.25} Dabei fehlen einige der Proben (z. B. das Profil G W 2), da das Material aus den Bohrkernen vereinzelt bereits zur Neige gegangen war.

die Grenze zwischen den beiden Bodentypen pauschal bei 0,5 % Fe_d in 30 und/oder 60 cm Tiefe an, fallen viele der farblich zweifelsfrei als ferruginous tropical soils und größtenteils auch als chromic Arenosols klassifizierten Bildungen unterhalb dieser Grenze (G E 4 a, Dk 4, By E 4, G SE 4). Umgekehrt erreichen einige der nur als schwach verbraunt charakterisierten Böden (insbesondere Gu 4 a) merklich darüber hinausgehende Werte (vgl. Abb. 8.4). Auch in Anlehnung an Thiemeyer (1997 b: 83 ff.), der als obere Richtwerte 0,3 Gew.-% bei Vertisols und cambic Arenosols sowie 0,7 Gew.-% bei chromic Arenosols nennt, ergibt sich keine praktikablere Grenzziehung^{8.26}.

Hinsichtlich der Eisenaktivitätsgrade passen die Laborresultate wieder besser zu den vorab aufgestellten Hypothesen. Mehrheitlich als gering einzustufende Werte unter 0,1, die sich in ähnlichen Größenordnungen bewegen wie die der fossilen Horizonte, werden als Hinweis auf den überwiegenden Vorzeitcharakter der Bodenbildungen interpretiert. Aufgrund der geringen Humusgehalte und vergleichsweise hohen pH-Werte bei den Böden der Paläoüberflutungsebene ist jedoch allgemein von einer schnellen Eisenkristallisation auszugehen (vgl. Albert 2003: 100, Pagel et al. 1982: 209). Hohe Werte finden sich erwartungsgemäß beim Fadama-Profil Dk N 3, wo vermutlich organische Substanz und Stauwassereinflüsse die Alterung behindern, und dem Il rGoFAhBv des Standortes Dk S 2. Überdurchschnittliche Gehalte in letzterem sowie in einigen Proben an der Geländeoberfläche erklären sich wahrscheinlich ebenfalls durch den Humuseinfluss. Somit bestätigen sich vorangehend getroffene Aussagen zu pedogenetischen Prozessen in der rezenten und der reliktschen Aue, wie unter anderem auch der weitestgehenden Allochthonie der cumuli-chromic Arenosols.

8.3 Tonminerale

Die Analyse gibt Aufschluss über zeitliche oder räumliche, fazielle, klimatische oder diagenetisch bedingte Änderungen im Tonmineralbestand (Petschick 2002: 99). Wie in Kap. 4.6.2 dargelegt, ist im hiesigen Kontext vor allen Dingen die mögliche Variation von Mineralgarnituren aufgrund wechselnder paläoklimatischer Bedingungen interessant. Inwieweit sich solche Signale in allochthonen Bildungen widerspiegeln und dabei gleichzeitig repräsentativ für den landschaftsevolutionär relevanten Moment der fluvialen Deposition sind, ist fraglich und kann bestenfalls am Beispiel von datierten Profilen diskutiert werden. Eine nochmals gravierendere Erschwernis bei der Interpretation stellt die Überlagerung durch postsedimentäre Umwandlungs- und Neubildungsprozesse dar, wie auch die Einordnung des Themas innerhalb bodenkundlicher Fragestellungen deutlich macht. Die beprobten Profile Ga N 4, G W 4, G SW 4, G S 4 und G W 2 bzw. G E 2 stammen aus unterschiedlichen (Feucht-) Phasen des Holozäns (Kap. 7.1), so dass auch das Sedimentationsalter als wichtiger Parameter berücksichtigt wird, zu welchem der autochthone Einfluss vermutlich proportional ist. Er wächst ebenfalls relativ in flussabwärtiger Richtung, wobei jedoch auch von einer Vorverwitterung zwischengespeicherter Sedimente ausgegangen werden muss. Um Variablen wie die Geologie des Einzugsgebiets und die Transportdistanz weitestgehend auszublenden, wurden vor allem Profile aus einem eng begrenzten Raum westlich von Geidam zum Vergleich ausgewählt. Ein definitiver Ausschluss von Steuerfaktoren ist dabei jedoch ebenso wenig

^{8.26} Für eine solche wären ausgedehntere Erhebungen vonnöten, ohne welche die Farbansprache im Feld nach wie vor als zuverlässig anzusehen ist, weshalb die ursprünglichen Bodentypenbezeichnungen beibehalten werden.

möglich wie deren eindeutige Rekonstruktion, da nicht nur von einem Zusammenwirken von Prozessen, sondern auch von allgemeinen Wechselwirkungen der Einflussgrößen auszugehen ist^{8.27}.

Die Summe externer Parameter, wie Klima, Ausgangsgestein und Bildungsdauer, wirkt sich über die $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Ratio sowie die Verfügbarkeit basischer Kationen auf Art und Eigenschaften der entstehenden Tonminerale aus. Begünstigt durch alkalisches Milieu und hohe Anteile gelöster Silika, Fe, Mg, Ca und Na wird die Bildung von Smectiten, die die Gruppe der quellfähigen Dreischichtsilikate^{8.28} repräsentieren. Bei einem mit pH-Werten von 4 bis 5 deutlich höheren Verwitterungsgrad und stärkerer Auswaschung entsteht Kaolinit, während der K-haltige Illit in vielerlei Hinsicht eine Zwischenstellung einnimmt und somit Indikator für gemäßigte, subhumide Bedingungen ist. Wechsellagerungstone mit heterogenen Schichtfolgen weisen oft auf eine sekundäre Verwitterung von Illiten und Glimmern hin. Um die verschiedenen sedimentologisch und pedologisch relevanten Veränderungen sichtbar zu machen, wurden in den Tiefenverläufen in Abb. 8.7 ff. die relativen Gehalte der drei wichtigsten Tonminerale sensu stricto auf 100 % aufgerechnet^{8.29}, wobei insbesondere der Smectit-Kaolinit-Quotient einen recht guten Gradmesser für die Summe der Rahmenbedingungen darstellt. Ein Beispiel für die graphische Darstellung als XRD-Profil zeigen Abb. 8.5 und 8.6, während die aus den Peakparametern berechneten Tonmineralgehalte aller Proben inklusive detritischer Anteile dem Anhang zu entnehmen sind (Kap. A-4). Wie allgemein üblich, wurden die Präparate nicht nur im lufttrockenen, sondern auch im ethylen-glykolierten Zustand geröntgt, um sich überlagernde Reflexe aufzuspalten^{8.30}.

Der generelle Bestand der Kolloidfraktion setzt sich vorrangig aus Kaolinit, gefolgt von Smectiten und 'mixed-layer'-Tonen zusammen. Letztere sind mit den Illiten zusammengefasst, die ihrerseits überwiegend Vorstufen darstellen und verhältnismäßig konstante Werte aufweisen. Der mittlere Anteil quellfähiger Minerale von 25 % ist im regionalen Kontext durchaus bemerkenswert. Bereits die Böden der benachbarten Dünenfelder fallen durch ähnliche Spektren auf (Thiemeyer 1997 b: 92), obgleich ferruginous tropical soils normalerweise durch kaolinitische und illitische Tone charakterisiert sind, und nennenswerte Montmorillonit-Gehalte eher in den Vertisolvorkommen des Chad Lagoonal Complex oder aber den tonigen Yaérés^{8.31} des Chari-Logone-Systems zu vermuten sind. Allerdings überwiegen sowohl in den Alluvionen dieser beiden Flüsse als auch in denen des El Beid ebenfalls Kaolinite, so dass die im Vergleich zum Nordbecken erhöhten Montmorillonit-Anteile im Südbecken des Tschadsees von 25 – 30 % als autochthone lakustrische Bildungen gedeutet werden (Gac 1980: 135 u. 158, Grove 1985: 63 ff.). In den während der neolithischen Feuchtzeit abgelagerten Lagunentonen auf nigerianischem Gebiet reichen die Smectit-Kaolinit-Verhältnisse von 30:70 bis 50:50 (Thiemeyer 1997 b: 92) und liegen somit ebenfalls nicht wesentlich über denen der beprobten Profile (insbesondere unter Berücksichtigung der noch detaillierter zu diskutierenden Smectit-Maxima der Profile G SW 4 und G S 4, wo die Ratios bis 75:25 reichen). Die detritische Komponente liegt im Allgemeinen bei etwa 10 % und trägt damit etwa die Hälfte von jener der Alluvionen des El Beid (vgl. Gac 1980: 135). Quarz und Feldspat künden

^{8.27} So bedingt z. B. eine gesteigerte Humidität üblicherweise auch eine Erweiterung des effektiven Einzugsgebiets.

^{8.28} Diese sind bei röntgenographischen Untersuchungen nicht weiter aufzusplitten, doch ist anzunehmen, dass es sich im Arbeitsgebiet trotz saurer Ausgangsgesteine um Montmorillonite handelt (vgl. Zeese 1996: 74).

^{8.29} Gleichfalls aufgetragen ist der pH-Wert als Indikator des rezenten Milieus.

^{8.30} Dies betrifft insbesondere Smectit und Wechsellagerungen.

^{8.31} Überflutungsareale, Feuchtwiesen

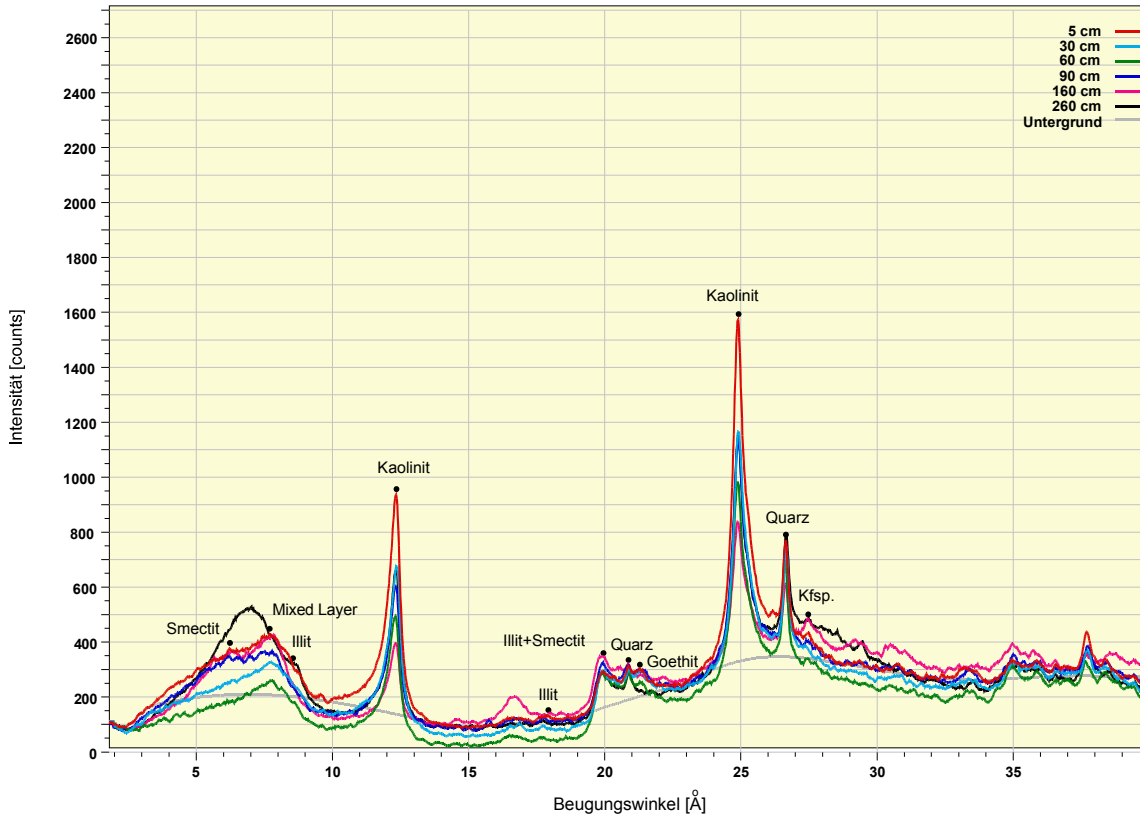


Abb. 8.5.1: Diffraktogramm des Profils G SW 4 (Proben 180 – 185, lufttrocken)

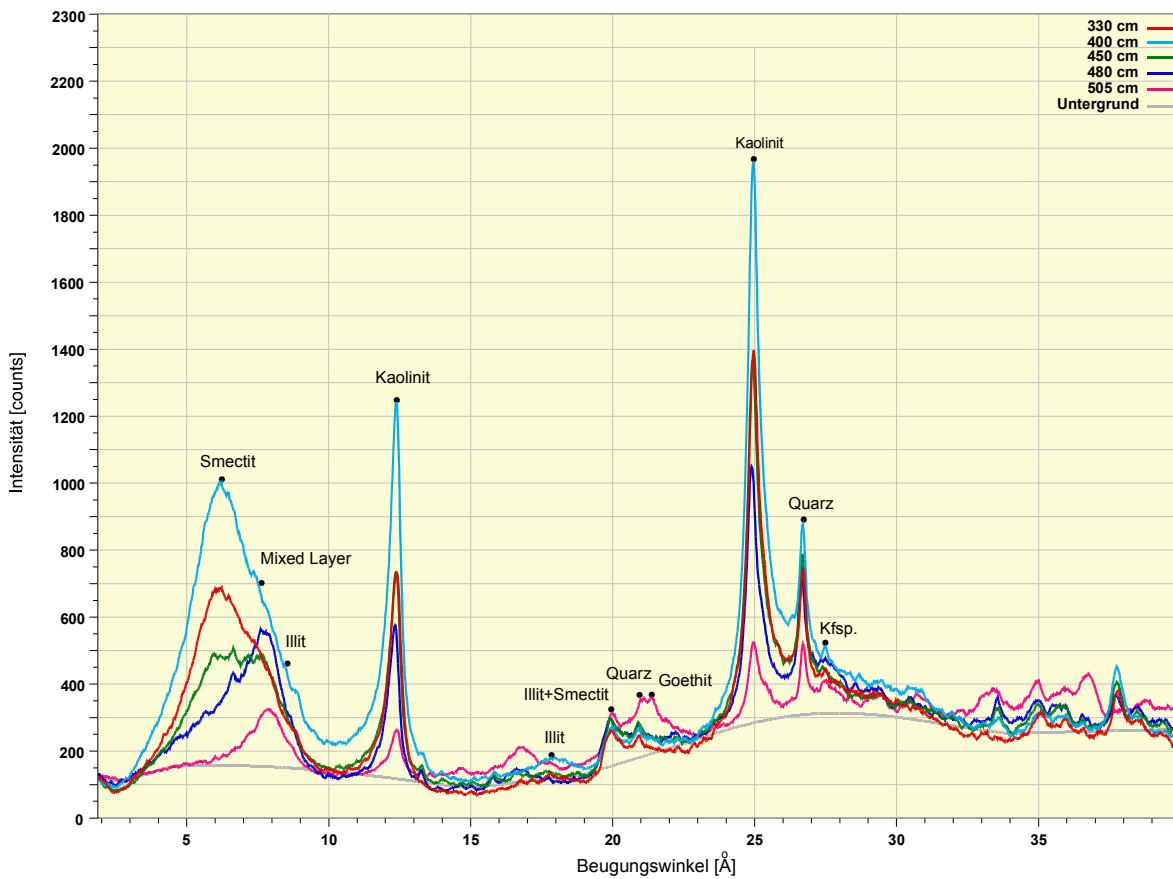


Abb. 8.5.2: Diffraktogramm des Profils G SW 4 (Proben 186 – 190, lufttrocken)

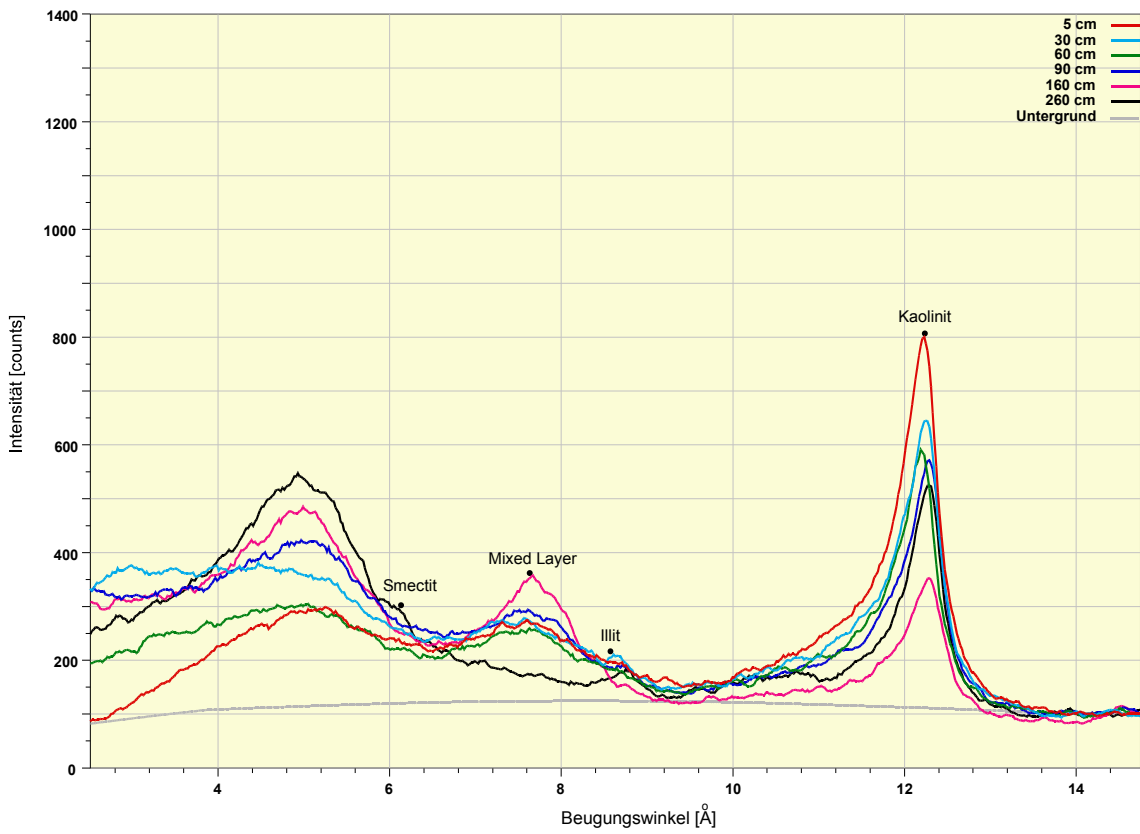


Abb. 8.6.1: Diffraktogramm des Profils G SW 4 (Proben 180 – 185, glykoliert)

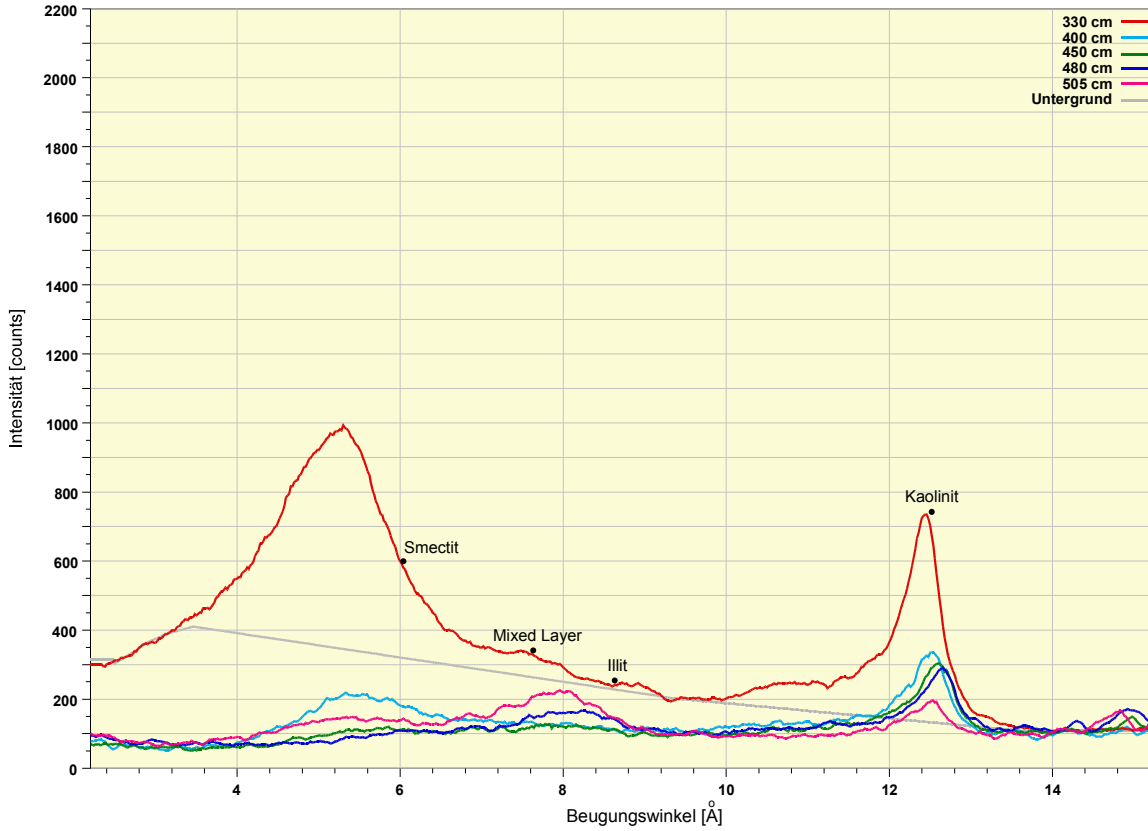


Abb. 8.6.2: Diffraktogramm des Profils G SW 4 (Proben 186 – 190, glykoliert)

von einem gewissen allochthonen Charakter; vor allem letzterer weist auf eine wenig fortgeschrittene Bodenbildung hin. Darüber hinaus scheinen Rückschlüsse auf den generellen Stoffbestand wegen einiger kontroverser Befunde allerdings nicht ratsam^{8.32}.

Um zunächst den rezenten sedimentären Hintergrund einzugrenzen, der sich aus der Verwitterung der Alluvionen vor ihrer Verlagerung ergibt, wurden das Profil G W 2 sowie ergänzend das Profil G E 2^{8.33} zu Analysen herangezogen (vgl. Abb. 8.7 u. 8.9). Mäßige detritische Anteile von 5 – 10 % zeugen zwar vom juvenilen Zustand der dortigen Böden, aber auch von einer nicht unerheblichen Vorverwitterung. Die Smectitanteile betragen jeweils 20 – 25 %, wobei niedrigere Werte zugunsten eines vermehrten Detritus (> 15 % im III Go des Standorts G W 2) oder geringfügig höhere Werte auf Kosten des Kaolinitanteils (Standort G E 2, III fBv) zu beobachten und offensichtlich durch sedimentäre Schichtwechsel bedingt sind. Sie liegen weder signifikant unter den Durchschnittswerten noch unter dem Gehalt des fossilen Vertisols bei Ga N 4 c von 29,1 % (vgl. Abb. 8.10), welcher als Referenz ebenfalls untersucht wurde. Zieht man die Verteilung in den hangenden Schichten der Niederterrassenprofile hinzu, die ebenfalls ähnliche Werte aufweisen (vgl. Abb. 8.8, 8.11 u. 8.12), liegt zunächst der Schluss nahe, dass die Tonmineralzusammensetzung des überwiegenden Teils der untersuchten Proben ererbt ist^{8.34}. Unter Berücksichtigung der verschiedenen Sedimentationsalter der Profile sowie genereller schichtungsbedingter Schwankungen ist außerdem festzustellen, dass das Spektrum sich im Laufe des Holozäns nicht entscheidend verändert hat.

Insoweit entsprechen die Tonmineralanteile der Fadama-Profile der allgemeinen Annahme, dass insbesondere sekundäre (in situ) Verwitterungen bei Alluvionen semiarider Räume nicht sonderlich ausgeprägt sind. Dies ist vorrangig im geringen Alter der Sedimente begründet, wobei Kaolinite auch im neutralen bis alkalischen und Smectite im sauren Milieu vorkommen können (Edelman & Schuffelen 1947: 5 ff.). Unterschiede in der Tiefenverteilung dürften vor allen Dingen Diskontinuitäten im Ausgangsmaterial zu verdanken sein. In der Paläofloodplain herrschen jedoch andere Voraussetzungen vor. Dort müsste die postsedimentäre Mineralneubildung im Vergleich zum geogenen Einfluss deutlich ansteigen, zumal in vergangenen humiden Phasen ausreichend Wasser für (bio-) chemische Prozesse vorhanden war. Dies gilt besonders für die Produkte der frühholozänen Feuchtzeit, welche durch das Profil G SW 4 repräsentiert sind. Standort G S 4 weist demgegenüber mittelholozäne Sedimente auf (Kap. 7.1), die einer vergleichsweise schwächeren autochthonen Bodenbildung unterlegen haben müssten. Theoretisch sollte sich der ältere Boden am erstgenannten Standort durch einen stärkeren Kaolinit-Anteil auszeichnen, der im Laufe mehrerer pedogenetischer Phasen angereichert wurde. Doch enthält G S 4 deutlich mehr Kaolinit, was man der Tatsache zuschreiben könnte, dass an dieser Lokalität ebenfalls frühholozä-

^{8.32} Dies betrifft vor allem die Goethit-Gehalte, welche eigentlich als Gradmesser der Verwitterung fungieren sollten. Sie sind jedoch insbesondere in jenen Substraten gesteigert, die auch auffallend hohe Quarz- und Kalifeldspat-Anteile besitzen (z. B. Probe 190; Tab. A-85). Auch stehen die Goethit-Werte weder mit Bv-Horizonten noch mit hydromorph beeinflussten Bereichen in einem nachvollziehbaren Zusammenhang und sind auch in fossilen Böden wie in der unteren Hälfte des Profils G W 4 sowie dem liegenden Plinthit am selben Standort gar nicht vorhanden bzw. ausgesprochen gering.

^{8.33} wegen der vergleichsweise geringen Anzahl der Proben aufgrund der niedrigen Tongehalte im unteren Bereich von G W 2

^{8.34} Um eventuelle systematische Abweichungen von rezenten Böden und deren Substraten zu erfassen, müsste allerdings eine sehr viel größere Zahl von Standorten beprobt und analysiert werden.

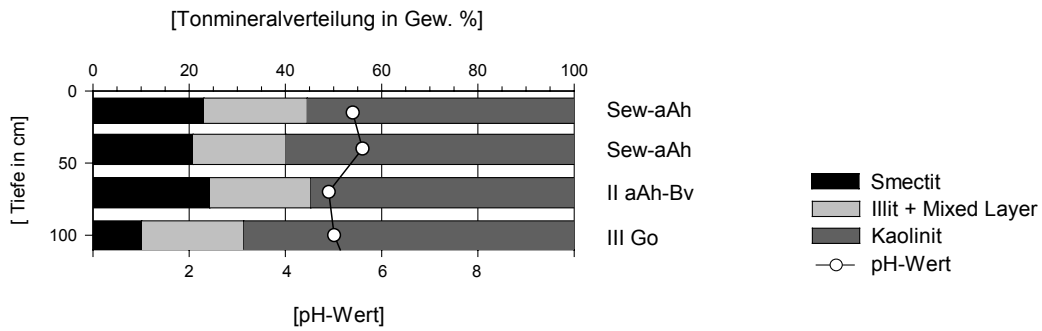


Abb. 8.7: Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G W 2^{8.35}

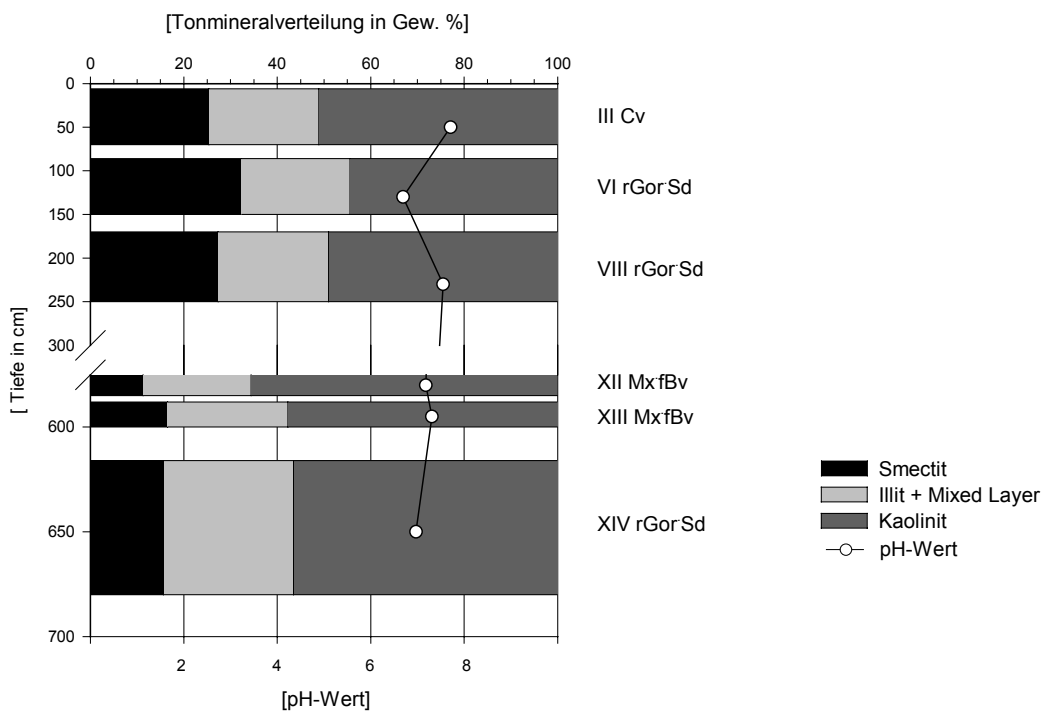


Abb. 8.8: Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen ausgewählter Proben des Profils G W 4

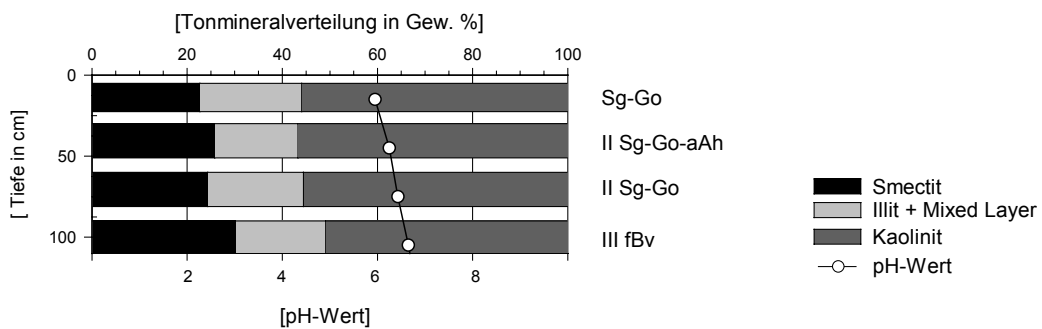


Abb. 8.9: Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G E 2^{8.35}

^{8.35} Bei hier nicht repräsentierten Profilbereichen war aufgrund zu geringer Tongehalte nicht genügend Analysenmaterial vorhanden.

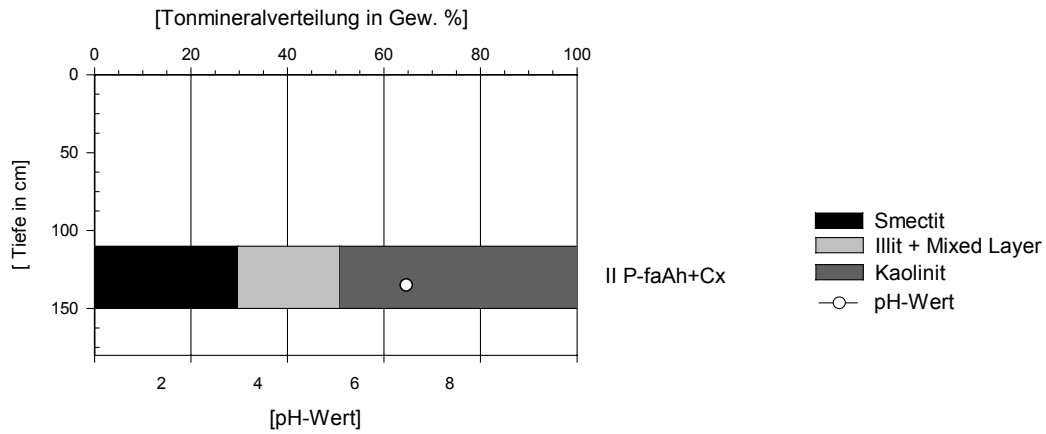


Abb. 8.10: Tonmineralgruppen einer ausgewählten Probe des Profils Ga N 4 c

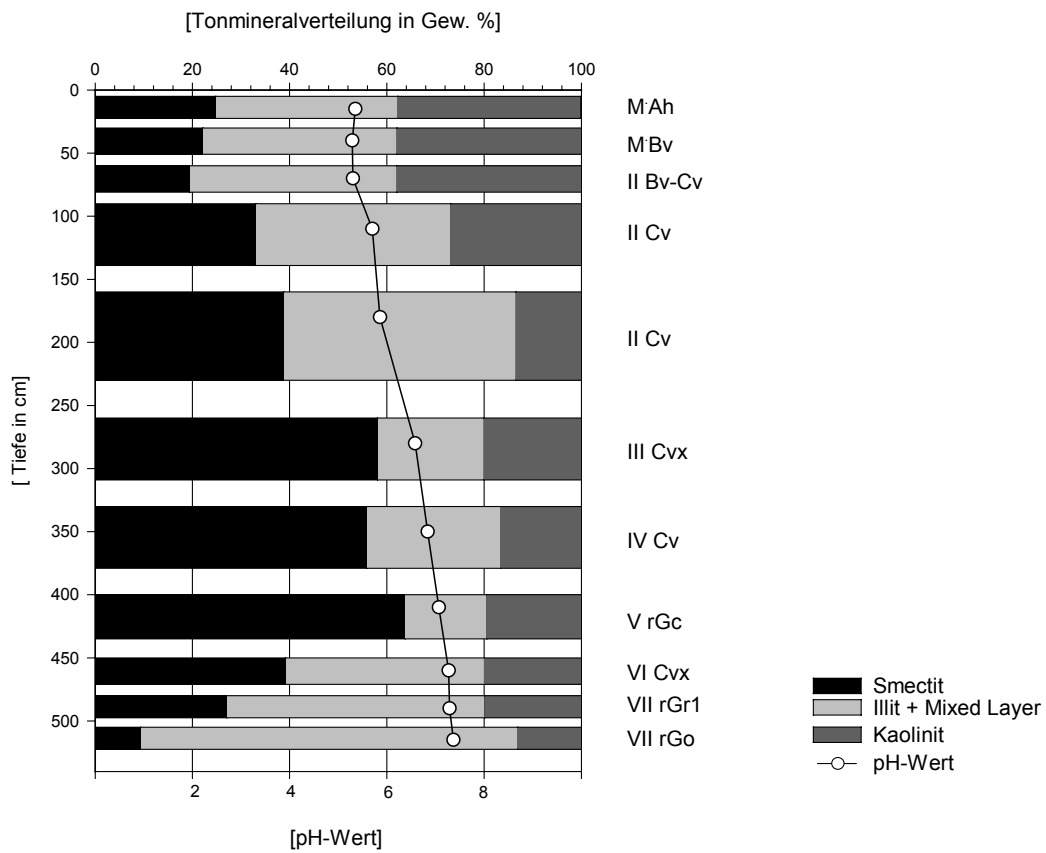


Abb. 8.11: Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G SW 4^{8.35}

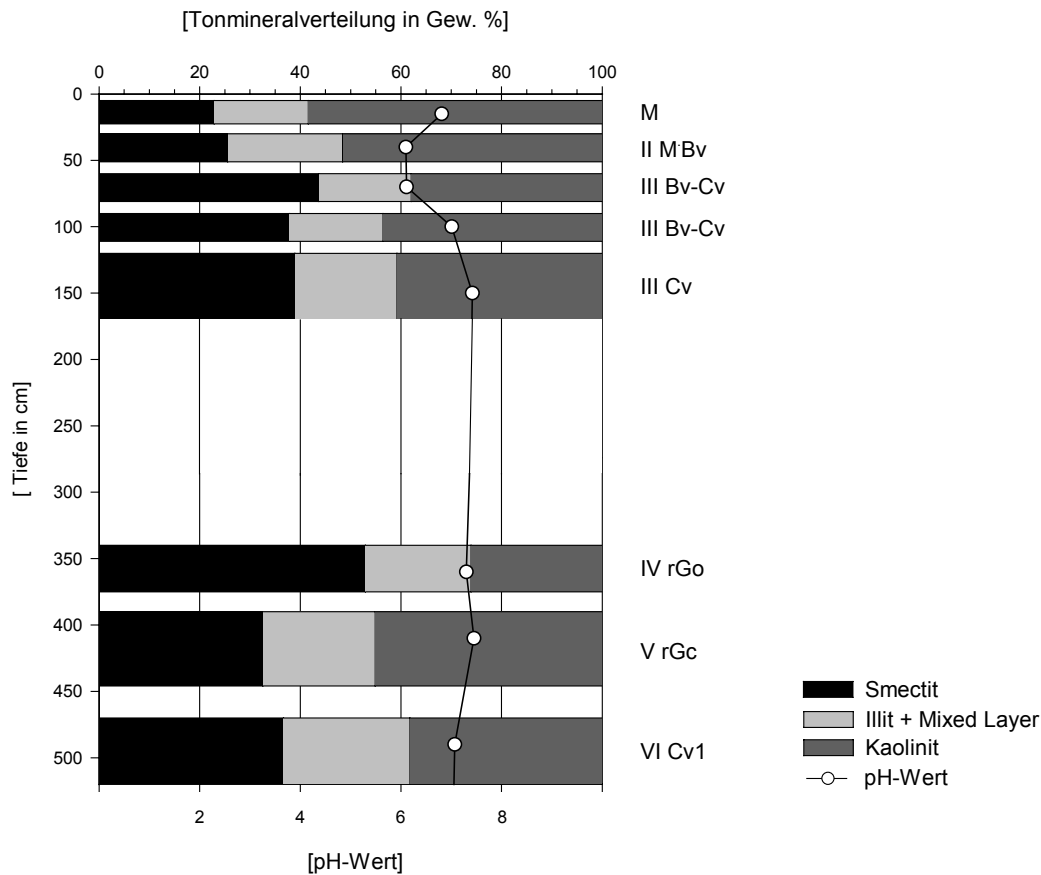


Abb. 8.12: Tiefenfunktion der Tonmineralgruppen des Profils G S 4^{8.35}

nes Solummaterial, z. B. in Form stärker verwitterter Alluvionen des Komadugu Gana, vorliegt, während das Vorhandensein von Kalifeldspat jedoch dafür spricht, dass gleichzeitig auch schwach verwitterte Fracht transportiert wurde (vgl. Tab. A-86). Das markanteste Charakteristikum beider Profile besteht allerdings in der starken smectitischen Komponente, die jeweils etwas unterhalb der Profilmittle ihr Maximum von über 50 % auf Kosten des Kaolinit erreicht. Da die vertikalen Verteilungen des Smectits im Liegenden der rezenten Böden denselben Trend wie die pH-Werte zeigen (vgl. Abb. 8.11 u. 8.12), scheinen sie pedogener Natur zu sein. Solche tief greifenden Bodenbildungen sind im Großraum durchaus nicht ungewöhnlich, wie bis in 11 m Tiefe reichende Bänderungen beweisen (vgl. Thiemeyer 1997 b: 62). In den basalen Ablagerungen sind die Gehalte allerdings gegenläufig zur Alkalinität, was vermutlich auf eine bodenfeuchtebedingte Zerstörung zurückzuführen ist. Die Reaktivität der Minerale aus diesen Profilmitteln wird durch den starken deszendente Abbau der Smectit-Linien im glykolgesättigten Zustand signalisiert (vgl. Abb. 8.6) und auch durch die hohen Gehalte an Wechsellagerungsmineralen an diesem Standort reflektiert.

Im Fall der ebenfalls in Teilen datierten Lokalität G W 4 wurden ausgewählte Straten vor allem zu dem Zweck beprobt, Aufschluss über die Tonmineralgarnituren der dortigen fluviolagunalen Fazies sowie eventueller fossiler Bodenbildungen allochthoner und/oder autochthoner Natur zu erhalten (vgl. Abb. 8.8). Die oberste Schicht III ist repräsentativ für die oberflächennahen Niederterrassenablagerungen und dient somit als generelle Referenz. Die hangenden pelitischen Straten (Horizonte VI und VIII rGor/Sd) weisen eine ähnliche Zusammensetzung wie der Vertisol nördlich von Gashua auf, während der Ton

unterhalb von 6 m Tiefe (Horizont XIV rGor:Sd) mit < 15 % auffällig wenig Smectit besitzt. Der neben erhöhten Quarzgehalten für Plinthite typische Kaolinitreichtum weist auf eine forcierte Verwitterung unter humiden Verhältnissen hin. Demgegenüber scheint im Fall der Schichten VI und VIII die Neoformation von Smectiten eine gewisse Rolle gespielt zu haben, welche durch einen wechsellvolleren jährlichen Klimagang im Ca- und Mg-gesättigten Milieu gefördert worden sein könnte (vgl. Millot 1970: 111) und somit als möglicher Hinweis auf postsedimentäre Semiaridität gilt (vgl. Kap. 6.2.4). Was die beiden Proben aus XII und XIII Mx fBv betrifft, führen die detritischen Tonanteile wiederum zu Widersprüchen. So wurden die schwach tonigen Sande aufgrund verschiedener Indizien bislang als Teile fossiler Böden angesprochen, doch laufen sowohl einer primären als auch sekundären Verwitterung der Alluvionen neben fehlenden Goethit-Gehalten vor allem der verhältnismäßig hohe Orthoklas- und Albit-Anteil der unteren der beiden Proben zuwider (vgl. Tab. A-82). Sieht man von der Interpretation der detritischen Fraktion ab, stützen die erhöhten Prozentsätze an Kaolinit jedoch die These einer verstärkten Bodenbildung und sprechen als vermutlich allochthone Minerale eventuell für eine Dominanz der präsedimentären Verwitterung in beiden Straten.

Zieht man trotz der geringen Probenmenge Bilanz, so scheinen aus ehemaligen Basement-Gesteinen hervorgegangene alkalisierte Smectite im Yobe Alluvial Complex recht gängig zu sein (vgl. Gavaud 1977: 17). Zumindest lässt sich dies angesichts der pH-Milieus weiterer Niederterrassenablagerungen unterhalb von ca. 2 m Tiefe vermuten. Allgemein dürften die Spektren das Resultat einer mäßigen Basenauswaschung unter (sub-) rezenten Klimabedingungen sein, wobei vor allem bodenchemische Gradienten für die wechselnde Zusammensetzung von Kaolinit und Smectit verantwortlich zeichnen. In Übereinstimmung mit der geläufigen pedologischen Meinung wird vermutet, dass es sich überwiegend um vererbte Kaolinite, aber authigene Smectite handelt. Es stellt sich dennoch die Frage, ob der Kaolinit nicht ebenfalls in situ entstanden ist, da die sekundäre Verwitterung möglicherweise von ähnlicher Dauer wie die primäre war bzw. additive Prozesse wirksam werden konnten. Als genereller Zeiger der Bodenbildungsintensität ist Kaolinit in den unteren Profilm Metern nur in geringem Maß vertreten. Unter Berücksichtigung des geringen Alters der Fadama-Profile wird seine oberflächennahe Dominanz dabei nicht etwa als Zeichen kräftiger Bodenbildung, sondern als Resultat einer im Vergleich geringeren Smectitneubildung gewertet. Da dies im Rahmen der durchgeführten sporadischen Untersuchungen nicht zweifelsfrei zu belegen ist, können die wechselnden Tongehalte stets auch allochthon bedingt sein. Dafür sprechen beispielsweise die Befunde von Thiemeyer (1997 b: 92), der keine Abweichungen im Tonmineralbestand von chromic und cambic Arenosols feststellen konnte, obwohl diesen eine unterschiedliche Verwitterungsintensität zugeschrieben wird (Kap. 8.1 und 8.2).

8.4 Rückschlüsse auf postsedimentäre Umweltbedingungen

Pedogenetische Prozesse wie Oxidfreisetzung, Tonsynthese und -verlagerung sind an perkolierendes Wasser gekoppelt. Böden werden daher in NE-Nigeria, wie auch im nördlich anschließenden subsaharischen Raum, überwiegend als Zeugnisse feuchtklimatischer biostatischer Umweltbedingungen gewertet. Ein konkretes Beispiel in diesem Rahmen stellt die laut Carroll & Klinkenberg (1972: 96) nur bei Jahresniederschlägen oberhalb von 500 mm stattfindende Entstehung von ferruginous tropical soils dar (Kap. 2.1.2. u. Fußnote 8.5). Einen Überblick über die allgemeine Debatte, welche Reliktböden

welcher Feuchtzeit zuzuordnen seien, gibt Thiemeyer (1997 b: 59 ff.). Dabei spielt der Faktor Zeit eine wesentliche Rolle, weshalb makromorphologisch reife Böden im Allgemeinen als zumindest frühholozäne bzw. kumulative Bildungen begriffen werden (z. B. Pias 1970: 306). Für den Megatschadbereich, der vermutlich bis ins mittlere Holozän überflutet war, sind in der Bodenkarte der Land Resource Study hingegen nur weakly developed soils of deposition ausgewiesen^{8.36}.

Schwache Verbraunungen innerhalb einiger weniger Profile (G W 2, G E 2, Dk N 3, Dk S 2) geben möglicherweise Anhaltspunkte zum maximalen Ausmaß der Pedogenese innerhalb der rezenten Aue, wenn auch der autochthone Charakter nur im Fall des letzten Profils, das wohl schon relativ lang oberhalb der Hochwasserlinie liegt, als die wahrscheinlichere Variante erachtet wird (vgl. Abb. 8.4). Das immer noch von gelegentlichen Überflutungen betroffene Auenterrassenprofil Dk N 2 b bestätigt das gängige Muster, ohne etwa durch eine topomorph bedingt deutlichere Horizontierung gekennzeichnet zu sein. Für paläoklimatische Interpretationen kommen ohnehin nur die Niederterrassenböden in Frage, die in der Mehrzahl eine Bildungsdauer von mehreren tausend Jahren aufweisen. Im Idealfall müsste eine pedostratigraphische Unterteilung der gesamten Landschaftseinheit möglich sein, wenn z. B. früh- und mittelholozäne Ablagerungen hinsichtlich der Verwitterungsintensität klar voneinander abzugrenzen wären. Dafür ist jene jedoch insgesamt zu gering, und umgekehrt kann aufgrund einer gemutmaßten weit reichenden Verbreitung frühholozäner Sedimente nicht abgeschätzt werden, in welchem Ausmaß tatsächlich Böden aus dieser Epoche ausgebildet und/oder erhalten sind. Dennoch können vor allem hinsichtlich der Böden im E einige generelle Aussagen zur Altersstellung zugrunde liegender pedogenetischer Prozesse getroffen werden. Dort sind auf sandigen Standorten neben Cambisols cambic und cumuli-chromic Arenosols, teils über luvic Arenosols, d. h. weakly- und non-leached ferruginous tropical soils, die Regel, während im W des Arbeitsgebiets größtenteils lithomorphe Cambisols/semi-arid brown soils ohne klimagenetische Kennzeichen dominieren.

Zu den durch kräftige Rotfärbung gekennzeichneten Decksanden findet sich bereits in Kap. 8.1 eine ausführlichere Stellungnahme sowie die Bezeichnung der entsprechenden Böden als cumuli-chromic Arenosols aufgrund ihres gemutmaßten allochthonen Ursprungs. Obwohl die von Thiemeyer (1997 b: 64) beschriebenen chromic Arenosols ebenfalls häufig Kolluvien darstellen, werden sie von ihm in der Mehrzahl der Fälle als frühholozäne Bodenbildungen angesprochen. Im gegebenen Kontext spricht vieles für die Allochthonie der vorgefundenen chromic Arenosols (Kap. 8.1), wobei jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden kann, dass die Ausgangsprodukte der Umlagerung ihrerseits aus der Paläofloodplain stammen, womit die Diskussion um gewisse Minimalalter noch nicht abgeschlossen ist. Anders liegt der Fall bei den luvic Arenosols. Zwar geben diverse Autoren für eine Lessivierung Mindestniederschläge an, die meist deutlich über den aktuellen Jahressummen liegen^{8.37}, doch sind nicht nur auf dem spätholozänen Ngelewa Ridge luvic Arenosols verbreitet (Thiemeyer 1997: 63 f.), sondern es existieren auch in Form jüngerer Kulturschichten Belege dafür, dass sich im Großraum unter rezenten Bedingungen in weniger als hundert Jahren Tonbänder ausbilden können (mdl. Mitt. H. Thiemeyer). Die beiden gebänderten Profile des Untersuchungsgebiets, die nur geringmächtige 'fBbt + Cv'-Horizonte aufweisen, also wohl bereits wieder erodiert sind, werden allerdings als subrezent eingestuft.

^{8.36} so fälschlicherweise auch für das Areal um Dk 4

^{8.37} Unter anderem kommt es laut Gavaud (1977: 12) bei weniger als 800 mm a⁻¹ nurmehr zur Bildung von Eisen-Ton-Kutanen.

Weitere begrabene B-Horizonte als Zeugen postsedimentärer stabiler Phasen wurden selbst in frühholozänen Sedimenten lediglich sporadisch vorgefunden, wobei ihre Ansprache als autochthone Bildungen außerdem oftmals zweifelhaft war. Abgesehen von den eben genannten handelt es sich dabei vor allem um die sehr schwache Braunerde im Liegenden von Gu 4 b sowie diverse fossile Verbraunungen innerhalb des Aufschlusses G W 4, die alle ebenfalls mit biogenen Merkmalen, wie Hinweisen auf verstärkte Durchwurzelung und Zooturbation, einhergehen (vgl. Schicht XIII in Abb. 6.14). Günstigerweise sind die betroffenen Sequenzen datiert, und es zeigt sich, dass die makroskopisch sichtbaren Bodenbildungen tatsächlich allesamt in Ablagerungen des frühholozänen Optimums zu finden sind. Nur in diesen Ausgangsgesteinen konnte eine längerfristige, womöglich mehrphasige, jedoch nicht zu datierende Pedogenese wirksam werden. Umgekehrt erlauben schwach verwitterte Substrate allerdings keinerlei Rückschlüsse auf entsprechend niedrige Sedimentationsalter (s. o.), was in der generellen Häufigkeit lokaler Translokationen begründet ist und beispielsweise anhand der beiden datierten Standorte G SW 4^{8.38} und G S 4 (sowie G SE 4) transparent wird, die trotz abweichender Alter identische Bodentypen aufweisen.

Im Fall des Profils Gu 4 b dürften sowohl die Sedimentation der basalen Schicht als auch deren Verbraunung, die möglicherweise auch vor der Materialverlagerung erfolgte, in der frühholozänen Feuchtzeit erfolgt sein. Es gibt keinen eindeutigen Anhaltspunkt dafür, dass die hangende Partie durch einen Hiatus abgegrenzt ist und dann konsequenterweise in einer späteren (humiden) Phase zur Ablagerung kam. Auf das geringe Alter der Decksande von Dk 4, welches Anlass zur Ansprache der chromic Arenosols als Kolluvien gab, wurde bereits in Kap. 8.1 eingegangen. Der darunter folgende luvisc Arenosol kann sich unter Berücksichtigung der sehr weit gespannten Eckdaten zwischen dem frühen und mittleren Holozän entwickelt haben. Ähnliches gilt für das gebänderte Segment im nördlichen Bereich des Prallhangs bei Geidam West. Das hangende Kolluvium an der dortigen Stelle, das nicht datiert wurde und dessen Scherben auch keiner bestimmten historischen Epoche zugeordnet werden konnten (mdl. Mitt. P. Breunig), dürfte subaktuellen Ursprungs sein. Das allgemein einigermaßen regelhafte Vorkommen von cumuli-chromic Arenosols spricht für eine flächendeckende äolische Remobilisierung im Untersuchungsgebiet, die mit hoher Wahrscheinlichkeit im Zusammenhang mit anthropogenen Einflüssen steht, welche verstärkt ab ca. 2 ka einsetzten (Kap. 2.3.3).

In den tieferen Straten der Profilwand fanden sich fossile Verbraunungen und plinthitische Eisenanreicherungen (Kap. 6.1.2.4). Der Mx'fBv'rGo-Horizont der Schicht XIII wurde bereits an mehreren Stellen als mögliches Produkt allochthoner sowie autochthoner Pedogenese diskutiert. Bei der letztgenannten, besonders eisenschüssigen Ablagerung könnte es sich durchaus auch um eine Vorstufe von Raseneisenstein handeln, welcher einem ehemaligen palustrischen Milieu entstammt^{8.39}. Ihre chronologische Einordnung in das frühe Holozän gründet, ebenso wie bei dem darunter folgenden Laterit, auf den OSL-Datierungen liegender und hangender Schichten. Pedogenen Ferricretes wird normalerweise ein gewisser klimatischer Zeigerwert zugeschrieben, indem die Anreicherung humiden, die Verhärtung hingegen ariden Verhältnissen zugeordnet wird (vgl. Besler 1992: 70, Wirthmann 1987: 92). Auch wenn die vorliegende Inkrustierung der Schicht XIV phreatisch bedingt ist, war ihre Aushärtung sicherlich an eine postsedimentäre Trockenperiode gekoppelt, doch könnten die Tone zu dem Zeitpunkt bereits länger

^{8.38} Im konkreten Fall ist zudem zu beachten, dass der obere Meter erst gegen Ende der frühholozänen Feuchtzeit akkumuliert wurde und pedogenetische Prozesse somit in dieser Phase nicht mehr greifen konnten.

^{8.39} wenn sich auch im XRD-Diagramm erstaunlicherweise keinerlei Goethite finden lassen (vgl. Tab. A-82 u. Fußnote 8.32)

begraben gewesen sein. Auch was die carbonatische Anreicherung am Standort Ga E 4 betrifft, ist keine Zuweisung einer spezifischen Entstehungszeit möglich^{8.40}.

Vergleichenmerkmale sind ein letzter potentieller Indikator für postsedimentäre humide Episoden. Konkret markieren die entsprechenden (hydr-) oxidischen Ausfällungen die darauf folgende Einschneidungsphase, z. B. im Zuge des Übergangs vom mittleren zum späten Holozän. Sie können jedoch bereits bei der initialen Grundwasserabsenkung durch die Oxidation von Pyrit und freiem Eisen entstehen und sind dann aufgrund ihrer relativen Persistenz von den hydromorphen Erscheinungen vergangener und aktueller Grundwasserschwankungsbereiche kaum zu unterscheiden. Ihren paläoökologischen Interpretationen wird daher im Allgemeinen kritisch begegnet (Van Wallenburg 1973: 167, 171). Ebenso wie bei den anderen beschriebenen pedogenetischen Prozessen und Merkmalen ist eine ursächliche Verknüpfung mit postsedimentären Stabilitätsphasen zwar wahrscheinlich, aber von einer spekulativen zeitlichen Fixierung oder gar einer darauf basierenden Rekonstruktion der Sedimentalter sollte doch abgesehen werden.

Was die Tonminerale der diesbezüglich beprobten Profile betrifft (Kap. 8.3), ist der paläoklimatische Aussagewert ebenfalls dubios. Gemäß der Kritik von Völkel (1989: 151) werden in einigen jüngeren Publikationen "selbst geringfügige prozentuale Unterschiede einzelner Tonmineralarten in Bodensequenzen mit bioklimatischen Veränderungen in Zusammenhang gebracht". Die hiesigen Ergebnisse lassen eine Deutung im Sinne klimatischer Trends auf alle Fälle zweifelhaft erscheinen. So sind sämtliche skizzierten Kausalitäten aufgrund der Vielfalt und Überlagerung von Einflussfaktoren mit großen Unsicherheiten behaftet, und selbst hinsichtlich unterschiedlicher im Vorfeld bekannter Sedimentationsalter konnten keine eindeutigen Tendenzen herausgearbeitet werden. Das einzige Beispiel für eine deutliche vertikale Änderung in der Tonmineralgarnitur stellt möglicherweise die Basis des Profils G SW 4 dar, wo unter anderem die detritischen Anteile von 5,7 % auf 26,6 % ansteigen. Dieser Hiatus ist jedoch bereits in der Korngrößenverteilung evident (vgl. Abb. A-36) und wird als mögliches Resultat eines hypothetischen Wechsels des Gerinnebett-Typs in Kap. 9.1 nochmals angesprochen. Per se kann eine Schwankung detritischer Anteile, aber auch von Tonmineralen sensu stricto, welche jeweils verstärkt mit einer primären oder aber sekundären Verwitterung assoziiert werden (Kap. 8.3), nicht als verlässlicher klimatischer Indikator gewertet werden. Dies liegt teilweise auch in der Tatsache begründet, dass sowohl die alluviale Sedimentation, die durch allochthone Komponenten angezeigt wird, als auch die

^{8.40} In vollariden Räumen werden Calcretes zumeist als Feuchtzeitrelikte interpretiert, die bei bis zu 800 mm Jahresniederschlag entstehen (Besler 1992: 68, Skowronek 1987: 68).

postsedimentäre Pedogenese, welche sich in Form vermehrter authigener Minerale ausdrückt, beide eher feuchtzeitlichen Verhältnissen zugeschrieben werden^{8.41} (Kap. 9).

^{8.41} Dies steht im Gegensatz zu den Befunden von Zeese (1991 a: 199), der die morphodynamische Aktivität zentral- und NE-nigerianischer Ströme eindeutig Kaltzeiten und bodenbildende Prozesse hingegen Interglazialen zuordnen konnte.

9 **Synthese zum spätpleistozänen und holozänen Landschaftswandel**

9.1 **Systemcharakter und Variabilität der fluvialen Reaktion**

Die Situation im Komadugu-System ähnelt offensichtlich der von Pullan (1970: 35) für den Niger beschriebenen in Gestalt einer höher gelegenen Sandterrasse sowie eines durch Mischfracht gekennzeichneten jüngeren Alluviums. Das fraktionierte abgelagerte breite Korngrößenspektrum des jüngeren Yobe-Alluviums erschließt sich, ebenso wie das zugrunde liegende fluviale Verhalten im (sub-) rezenten Sedimentationsraum, zu einem großen Teil direkt aus Faktoren des oberen Einzugsgebiets der beiden Flüsse. So entstammt das Material neben der lateralen Aufarbeitung reliktsicher Alluvionen vor allem der flussaufwärtigen Abtragung von Böden und 'hillwash', welche wegen der granitischen und gneissischen Zusammensetzung des Basements gleichfalls eine starke psammitische bis grusige Komponente aufweisen. Zieht man die erosive Wirkung nachtrockenzeitlicher Niederschläge, die wechselnde Wasserführung des periodischen Regimes und die intensive Nutzung^{9.1} in Betracht, dürfte es sich dabei durchaus um beträchtliche (wenn auch hier nicht zu quantifizierende) Sedimentvolumina handeln.

Für die Feinsandterrasse des Komadugu belegen Momentstatistik und zusätzliche Kornparameter eine weitestgehende Reife der Sedimente, die zwar im W der Paläolagune noch verstärkt aus den verhältnismäßig heterogenen Verwitterungsprodukten des Basements bestehen, doch im E überwiegend aufgearbeitete Dünenande darstellen, die bei der Deposition fluvialer Unten-grob-Zyklen nochmals entmischt wurden, so dass im Bereich der durchschnittlichen Bohrtiefen überwiegend Feinsande anstehen^{9.2}. Dies geht aus der longitudinalen Veränderung der Korngrößenspektren und Partikelformen klar hervor (Kap. 6), und auch Satellitenbilder lassen auf die vormalige Existenz von Längsdünen im Paläoüberflutungsgebiet schließen (Kap. 5.1.2). Dies führt dazu, dass innerhalb der Reliktaue zwar räumliche Gradienten existieren, diese aber stark durch die Verhältnisse im unteren Einzugsgebiet, allen voran die Korngrößenzusammensetzung des Uferbankmaterials, relativiert sind. Hinzu kommt, dass die Landschaftseinheit niemals in ihrer Gesamtheit von perennierenden Abflussverhältnissen betroffen war, sondern vielmehr von räumlich-zeitlich begrenzten Reaktionen auszugehen ist (Kap. 5.1.2). Selbst durch bestimmte Korngemenge charakterisierte Ablagerungsprovinzen können mittels des ungleichförmigen Bohrrasters nicht nachgewiesen werden, wobei die Umgebung von Damasak mit ihren siltreichen Deckschichten und dem mittelsandreichen Untergrund eine gewisse Ausnahme darstellt. Was das ältere Alluvium angeht, ist sie bereits einem anderen Sedimentationsmilieu östlich der inner shoreline zugehörig, dessen Eigenschaften teilweise an die jüngeren Ablagerungen vererbt wurden. Die pedologischen Analysen in Kap. 8.2 geben jedoch Anlass zu der Annahme, dass bei den erhöhten Schluffgehalten vor allem die äolische Deposition lokaler sowie allochthoner Stäube eine Rolle spielt. Inwiefern das alluviale (bzw. an dieser Stelle unter Umständen auch limnische) Schluffspektrum dabei modifiziert wird, ist vor allem aufgrund der sekundären äolischen Remobilisierungen kaum abzuschätzen, doch scheint der dominante Grobsilt gleichermaßen von Ein- und Austrägen betroffen zu sein (vgl. Kap. 6.2.3). Somit könnte die

^{9.1} in jüngerer Vergangenheit beispielsweise auch in Form von ausgedehntem Zinntagebau auf dem Jos Plateau (Kap. 2.1.1)

^{9.2} Die gröberen Fraktionen fanden sich des Öfteren an der Profilbasis bzw. werden in etwas größeren Tiefen vermutet, wie auch einige Sedimentsäulen in Abb. 6.23 nahe legen.

Zusammensetzung des äolisch eingetragenen Materials der der kanémienzeitlichen Ablagerungen bei Zaria ähneln (Kap. 2.1.2 u. 6.2.2), wobei heute wegen der geringeren rezenten Windgeschwindigkeiten kürzere Transportstrecken vorliegen.

Da es sich bei den Ausgangsgesteinen des N-nigerianischen Ergs ihrerseits um fluvigene Ablagerungen handelt, spiegeln sich in der Zusammensetzung des älteren Alluviums hauptsächlich die stabilen Verwitterungsprodukte des Grundgebirges sowie deren polyzyklische Sedimentation wider (Kap. 6.2.2). Es handelt sich streng genommen um eine einzige übergreifende Fazies mit Mischcharakter, innerhalb welcher die feinsandig-grobschluffige Komponente für die Yobe-Alluvionen der oberen 6 m der Niederterrasse besonders charakteristisch ist. Detaillierte lithogenetische Unterscheidungen von alternierenden fluvialen und äolischen Ablagerungen erübrigen sich gewissermaßen, zumal die Herausstellung des letzten wirksam gewordenen Ablagerungsprozesses zur Substratcharakterisierung auf Basis fragwürdiger Korrelationen von Korngrößen und Transportmechanismen, wie z. B. im Reaktionsdiagramm, nicht als wirklich praktikabel empfunden wird (Kap. 6.1.3). Ferner manifestiert sich darin das sowohl für das Komadugu-System als auch wechselfeuchte Auensysteme allgemein bereits mehrfach herausgestellte generelle Zusammenspiel von fluvialer und äolischer Dynamik (Kap. 2.2.3 u. 6.1.2.1), weshalb direkte paläoklimatische Rückschlüsse auf Basis des Ablagerungsmodus zu vermeiden sind. Konsequenterweise fallen die Unterschiede bezüglich gemittelter Korngrößen zwischen den älteren Alluvionen des Komadugu und den umgebenden Dünenfeldern (vgl. Abb. 6.22) oftmals geringer aus als die zwischen den einzelnen fluvialen Subfazies, wobei letztere sich ebenfalls stark überlagernde Spektren aufweisen (vgl. Abb. 6.16). Sowohl insgesamt als auch bezüglich der Sandfraktion sind die Alluvionen feinklastischer und besser sortiert als die Flugsande, was nicht unbedingt den gängigen lithofaziellen Vorstellungen entspricht (vgl. Kap. 6.2.2). Die vorhandene Sortierung als eine partiell von der Bodenart abhängige Variable stellt dabei nicht nur ein räumliches, sondern ebenso ein zeitliches Phänomen im Zuge der allgemeinen Sedimentreife dar.

Vereinzelt sind innerhalb des älteren Alluviums allerdings auch gröbere Sande oder Tonschichten zwischengeschaltet. Erstere liegen häufig an der Profilbasis im Sinne eines generellen fining-upward vor, was im Rahmen einer Rekapitulation der Paläolandschaften in Kap. 9.2 nochmals angesprochen wird. Hochflutakkumulationen bestehen im östlichen Untersuchungsraum vor allem aus laminierten Schwemmsanden, welche überwiegend als hangende Parts von point bars realisiert sind und seltener als eigenständige, lehmigere Subfazies in Erscheinung treten. Bereits auf Basis der Satellitenbildinterpretationen konnte die These pelitischer Lagunenablagerungen an der Oberfläche der Geidam Plains definitiv widerlegt werden (Kap. 5.1.1). Dennoch sind fluviolagunale Tone im Untergrund vorhanden, und die Ergebnisse einiger anderer Arbeiten legen nahe, dass diese zumindest punktuell über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg verbreitet sind (Kap. 2.2.3 u. 6.2.2). Die Altersbestimmung der im Aufschluss westlich von Geidam vorgefundenen Tonschichten, die mit hoher Wahrscheinlichkeit aus den zwei wichtigen bekannten Feuchtphasen des frühen und mittleren Holozäns stammen (Kap. 7.1), stützt zwar die These einer zumindest episodischen Ablagerung von Stillwassersedimenten während vollhumider Bedingungen, doch sind starke Zweifel angebracht, was die flächenhafte Verbreitung einer mächtigen Tonschicht als direkte Konsequenz vergangener Pluviale angeht. So weisen die übrigen Befunde der hiesigen Untersuchung eher auf systeminterne Ursachen granulometrischer Variationen der unterschied-

lichen Subfazies hin^{9.3}, die allozyklische Deutungen weitestgehend ausschließen (Kap. 7.1). Generell ist anzunehmen, dass als ein weiteres Zeichen textueller Reifung der Sedimente verhältnismäßig wenig Ton im System vorhanden ist (vgl. Folk 1951, zit. in Davis 1992: 16). Großräumige postsedimentäre Ausräumungen entsprechender Substrate sind zwar denkbar, doch wahrscheinlicher ist, dass eine ähnliche Situation wie im Chari-Logone-System vorlag. Für dieses äußern Durand & Mathieu (1980 a: 199) die Vermutung, dass persistente fluviodeltatische Ablagerungen ein geringfügig höher gelegenes Gebiet schufen, so dass die palustrische Sedimentation nur innerhalb nicht miteinander in Verbindung stehender Sumpfbzonen und offener Wasserflächen stattfand, wozu im Arbeitsgebiet vor allem etwaige Dünenrelikte beitrugen. Insgesamt ist die prärezente Binnenlagune lithogenetisch am ehesten als Sandschwemmebene anzusprechen, die durch postsedimentäre subaerische Prozesse nochmals oberflächlich modifiziert wurde (Kap. 9.2). Bei der starken Dominanz der fluvialen Dynamik scheint es sich um ein spezifisch holozänes Wirkungsgefüge zu handeln, während in den früh- und spätghazalienzeitlichen, mit relativer Sicherheit wesentlich ausgeprägteren Feuchtzeiten im Untersuchungsraum wohl lagunale und limnische Akkumulation vorherrschten. So ist für einen beträchtlichen Teil der aus anderen Quellen geläufigen Pelite zwischen Gashua bzw. Gumsa und Geidam, für die unter anderem Mächtigkeiten bis zu einem Dekameter und Tiefen bis 20 m Tiefe angegeben werden (vgl. Abb. 6.23), in Anbetracht der eigenen OSL-Ergebnisse ein präholozänes Alter anzunehmen. Da die Straten somit bereits zur liegenden Chad Formation zählen dürften, fällt die Mächtigkeit des älteren Alluviums an diesen Positionen vergleichsweise gering aus.

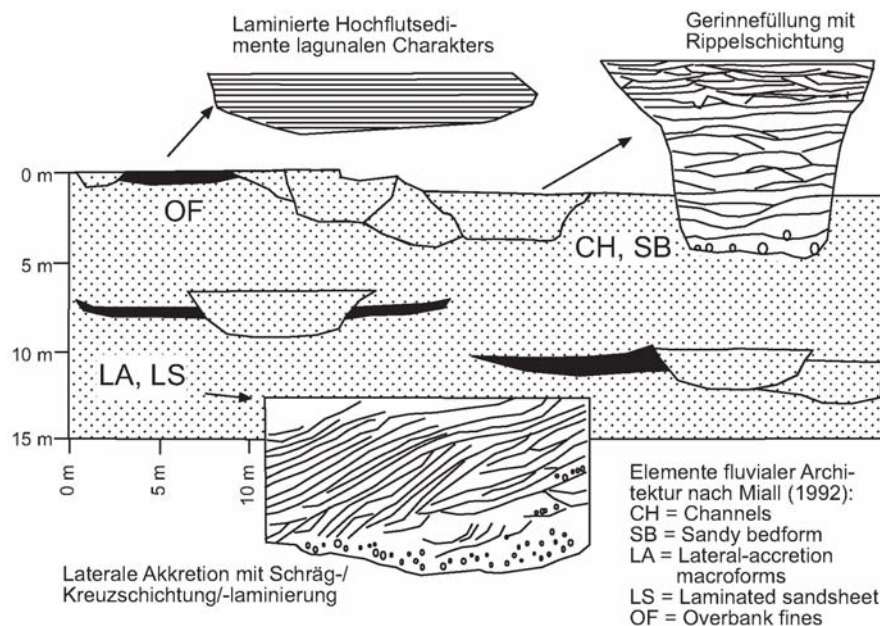


Abb. 9.1: Hypothetischer Querschnitt durch das ältere Alluvium der Niederterrasse^{9.4}

Die in Bruchteilen bereits in den Sedimenten der Dünenfelder (vor allem Lantewa) vorhandenen größeren Fraktionen innerhalb des älteren Alluviums legen nahe, dass die Kompetenz des Fließgewässers deutlich höher war, als das verhältnismäßig geringe Korngrößenmittel der remobilisierten Flugsande

^{9.3} so gerade auch der mittelholozäne Part des Profils G W 4

^{9.4} Die ausgewiesenen Elemente fluvialer Architektur nach Miall (1992; vgl. Tab. 3.4) stellen sich dabei als zu unspezifisch heraus. Auf die Zuordnung von Lithofazies im Sinne Mialls (1992; vgl. Tab. 3.3) wurde definitiv verzichtet, da sie nicht nur überwiegend unzutreffend, sondern auch nur mangelhaft zur Charakterisierung geeignet wären (vgl. Kap. 3.3).

vermuten lässt. Bezüglich einer Einstufung des Systems als capacity-limited im Sinne von Julien (1995; Kap. 3.5) ist zu beachten, dass für die Dynamik in der Paläofloodplain weniger Faktoren des oberen Einzugsgebiets als lokale Variablen verantwortlich zeichnen, zu denen im weiteren Sinne auch der verstärkte Input saharisch-sahelischer Tributäre zählt. Das Material wurde erst unmittelbar vor Ort durch Abspülung und Seitenerosion bei hoher Transportkapazität bereitgestellt und vermutlich teilweise über kurze Distanzen in Suspension transportiert. Allgemein liegt eine durch ein hohes Verhältnis von Boden- zu Schwebfracht gekennzeichnete Mischfracht vor, doch ist die verhältnismäßig homogene Lithofazies der Niederterrasse naturgemäß ein schlechter Zeiger für das Agens der Ablagerung und die herrschenden hydraulischen Bedingungen. Ebenso schwierig ist die Ausweisung von Elementen der fluvialen Architektur, weshalb die eigene Faziesklassifikation (Kap. 6.1.3) nur eine Annäherung darstellt. Aufgrund der zur Verfügung stehenden Indikatoren ist davon auszugehen, dass es sich in der Hauptsache um flache, häufig horizontal alternierende Gerinnebettelemente neben Uferbankablagerungen lateraler Akkretion und untergeordnet vertretenen quasi-lagunalen Sedimenten handelt (vgl. Abb. 9.1). Bei weiterführenden Generalisierungen, vor allem hinsichtlich der vorliegenden Gerinnekonfiguration, stößt man rasch auf Widersprüche, wie etwa einen hohen Anteil lateraler Akkretion als Zeichen eines mäandrierenden Systems, aber geringe Korngrößenunterschiede zwischen Gerinnebett- und Hochflutfazies als Indikator für braided rivers (vgl. Bridge 1985, zit. in Fürchtbauer 1988: 874), was wiederum der unspezifischen Ausprägung des aufgearbeiteten Materials und dem generellen Mischcharakter des fluviomorphologischen Systems zuzuschreiben ist, der im Laufe des Kapitels noch näher betrachtet wird.

Da kaum Rückschlüsse vom aufgearbeiteten Alluvium auf die Bedingungen im flussaufwärtigen Einzugsgebiet zu treffen sind (vgl. Thomas & Thorp 1980: 157), ist die Analyse des Paläogewässernetzes der Niederterrasse von entscheidender Bedeutung. Fernerkundungsdaten sind hinsichtlich der morphodynamischen Strukturen zwar aufschlussreicher als lithostratigraphische Daten, doch greifen auch bei den konfusen, häufig furkativen Abflussbahnen mäandrierende, verflochtene und anastomosierende Formen ineinander über (Kap. 5.1; vgl. Abb. 9.2). Zum aktualistischen Vergleich bieten sich rezente riparine Ökosysteme an, die ebenfalls aus verschachtelten und aneinander gereihten Seen und Sümpfen deaktiver Flussabschnitte zusammengesetzt sind (vgl. Nyanganji (2002: 42) bzgl. des Ngadda sowie Abb. 9.3). Auch die reliktsche Überflutungsebene besaß einmal den Habitus eines extensiven interdunären Feuchtgebiets, wobei in Analogie zur aktuellen Dynamik möglicherweise eine gleichermaßen saisonale oder anderweitig rhythmische Komponente vorlag (Kap. 9.2). So ist bei der Ausbildung der vorhandenen Fließmuster unbedingt von einer alternierenden Aktivität verschiedener Bereiche der Schwemmlandebene auszugehen (Kap. 5.1.2). Als Auslöser dürften wiederkehrende Impulse klimatischen, aber auch endogenen Ursprungs gedient haben, auf die nicht-lineare, an geomorphologische Schwellen gekoppelte Migrationen des Ablagerungszentrums folgten. Eine solche räumliche und zeitliche Variabilität ist besonders deutlich in deltaischen Schüttungen verkörpert, und auch im 2-D-Profil westlich von Geidam zeigt sich eine solche Tendenz. Dass der schwemmfächerartige Charakter in der prärezenten Flutebene allerdings vergleichsweise schwach ausgeprägt ist, beweist der Vergleich mit der Landschaftseinheit des Bama Deltaic Complex^{9.5}, der sich am Durchbruchbereich des Yedseram durch den Bama Ridge südöstlich von Maiduguri befindet (vgl. Abb. 2.4).

^{9.5} Jener ist im Gegensatz zur ehemaligen Komadugu-Lagune eindeutig distributiv und durch einen markanten Wechsel von sandigen Fließrinnen und tonigen Flächen gekennzeichnet (vgl. Abb. 9.4).

Nach Nanson & Croke (1993: 459) entspricht die durch ein Nebeneinander von lateraler Erosion und Akkumulation gekennzeichnete Paläoüberschwemmungsebene unter Berücksichtigung des zur Verfügung stehenden Materials einer medium-energy non-cohesive floodplain (Kap. 3.5). Dass die energetischen Voraussetzungen dafür überhaupt gegeben waren, ist nur unter Berücksichtigung einer an die Bama-Ridge-Verwerfung gekoppelten regionalen Tektonik zu erklären (Kap. 5.2.1). Abgesehen von relativen Absenkungen war aufgrund des minimalen Gefälles insbesondere während der Tschadseehochstände kaum Spielraum für eine Tieferlegung des Flusses gegeben, so dass die wechselnde Wasserführung des Vorfluters in einer durch avulsive Rinnenverlagerungen und die Entstehung von cut-and-fill-Strukturen geprägten Dynamik resultierte. Der ausgesprochen hohe Anteil von Gerinnen an der betrachteten Gesamtfläche ist eines der wichtigsten auengeometrischen Kennzeichen der Niederterrasse, was, übereinstimmend mit der Walther'schen Faziesregel (1894), auch für deren oberflächennahen Untergrund gilt (Kap. 6.1.3). Zwar ist am Standort G W 4 in ca. 6 m Tiefe ein Wechsel von vertikaler zur horizontalen Sedimentation zu beobachten, doch ist unwahrscheinlich, dass dies einen großräumig verbreiteten morphostratigraphischen Wandel widerspiegelt^{9.6}, so dass in Ermangelung gegenteiliger Belege von einem allgemeinen Vorherrschen lateraler Gerinnebettverlagerungen während des gesamten Ablagerungszeitraums ausgegangen wird (vgl. Abb. 9.1). Einige Gründe für solche Avulsionen, die mit einer hohen bedload/suspended-load-Ratio einhergehen, wie z. B. eine schwache tektonische Subsidenz, wurden in Kap. 3.4 genannt. Sie könnten ebenfalls jeweils bei einer Stagnation der Erosionsbasis den Vorgang der Aggradation abgelöst haben (vgl. Einsele 2000: 49, Todd 1996: 339). Weitere Faktoren



Abb. 9.2: Gerinnebettgeometrie der Geidam Plain^{9.7} (Landsat-5-Szene 186-51 vom 07.02.1987, Bandkombination 7-5-4, Ausschnitt ca. 16 x 23 km, Fließrichtung SW-NE)

^{9.6} Um einen solchen festzustellen, müssten überall im Arbeitsgebiet die Relationen von 'channel switching' ('lateral stacking') und 'channel stacking' ('vertical stacking') untersucht werden (vgl. Miall 1985: 293).

^{9.7} nördlich und südlich der rezenten Aue des Komadugu Gana

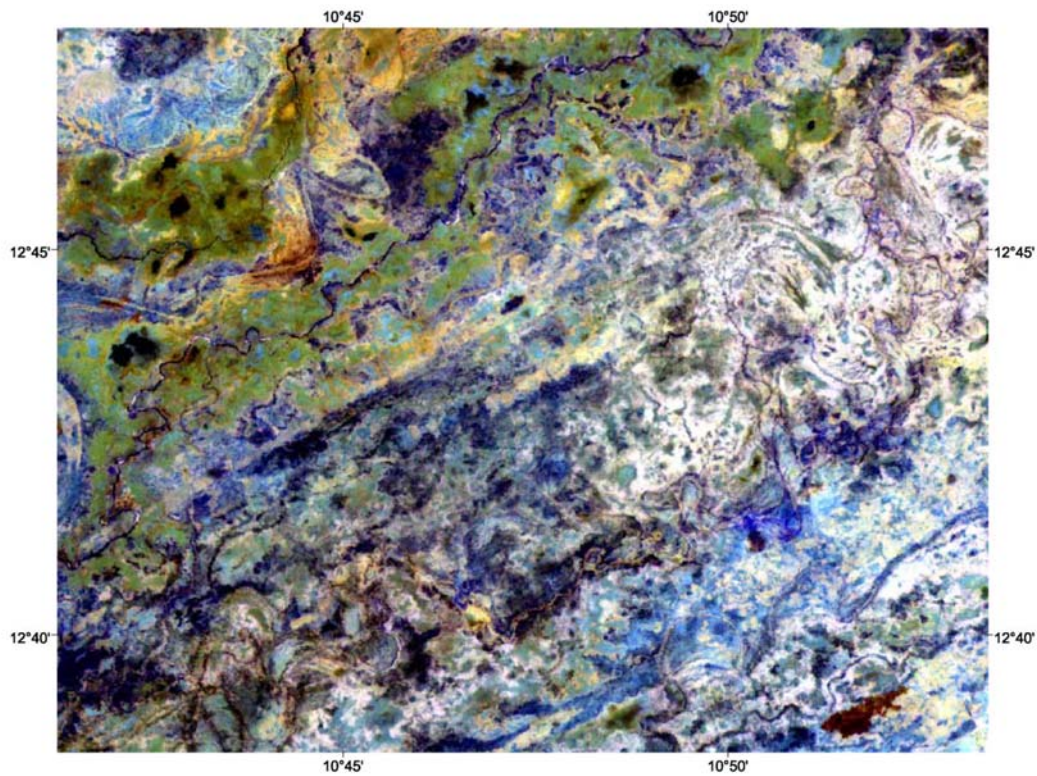


Abb. 9.3: Gerinnebettgeometrie der Hadejia-Nguru Wetlands^{9.8} (Landsat-5-Szene 187-51 vom 29.01.1987, Bandkombination 7-5-4, Ausschnitt ca. 17 x 22 km, Fließrichtung SW-NE)

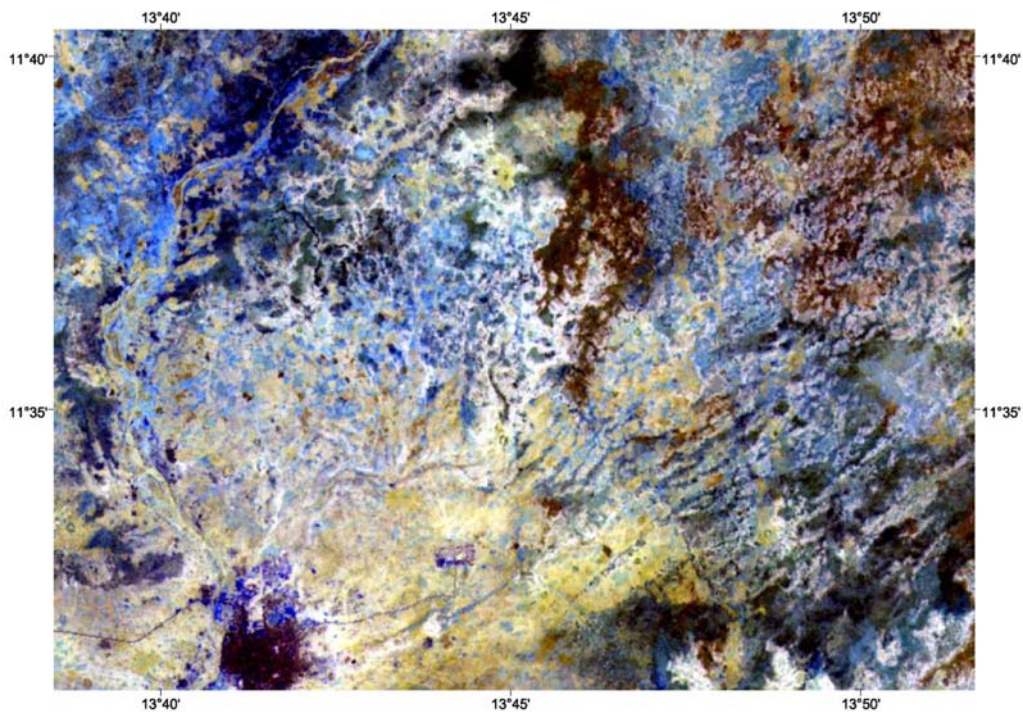


Abb. 9.4: Gerinnebettgeometrie des Bama Deltaic Complex^{9.9} (Landsat-4-Szene 185-51 vom 27.02.1988, Bandkombination 7-5-4, Ausschnitt ca. 17 x 24 km, Fließrichtung SW-NE)

^{9.8} Kap. 2.2.1

^{9.9} Kap. 2.1.2

sind sicherlich in einer Reduktion der Transportkapazität zu suchen, wie sie bei einer Überlastung des Gewässers mit sandiger Fracht gegeben war, sowie dem unausgeglichenen Relief des jungpleistozänen Ergs, das den Fluss zu wiederholten lateralen Verlagerungen zwang (vgl. Jones & Schumm 1999, zit. in www.abdn.ac.uk/~gmil96/DrylandRivers.htm). Ansonsten kann noch eine Vielzahl weiterer Schwankungen intrinsischer und extrinsischer Variablen über sprunghafte Gerinnebettverlagerungen ausgeglichen werden, die dann einen (eventuell auch nur kurzzeitigen) Rückgang der Sinuosität zur Folge haben, was quantitative paläohydrologische Analysen in Hinblick auf ehemals vorherrschende Umweltbedingungen weitestgehend unbrauchbar macht. Die geschilderte ausgeprägte Morphodynamik unter zyklischer Aufarbeitung temporärer Alluvionen ist eigentlich nur vor dem Hintergrund einer starken Variabilität im Wasser- und Stoffhaushalt zu verstehen, auch wenn die Vorstellung eines geomorphologischen Ungleichgewichts heutzutage nicht mehr populär ist (Kap. 3.4). Zusammen mit dem partiellen Transport der Sande in Suspension bei turbulentem Fließen bedurften sie zweifelsohne einer zeitweise sprunghaft erhöhten Energie in Form wiederholter Überflutungen zumindest mittlerer Magnitude und vermutlich schichtflutenhaftem Charakter, die in einem wellen- oder pulsartigen Sedimenttransfer resultierten (vgl. Iseya & Ikeda 1993, zit. in Nicholas et al. 1995: 501, Reid et al. 1985).

Anhand der hiesigen Untersuchung ist zu bezweifeln, dass im Paläoüberflutungsgebiet in der betrachteten Zeitspanne ein prinzipieller morphodynamischer Wandel, wie etwa von einem verflochtenen zu einem mäandrierenden Ensemble, stattgefunden hat. Aufgrund der Vorkommen basaler Mittel- und Grobsande teilweise datierter Profile (Kap. 7.1) besteht die Versuchung, diese als mögliche braided-river-Fragmente des ausklingenden Kanémien zu deuten (vgl. Kap. 9.2). Nochmals ausdrücklicher gilt dies für die zwischen ca. 8 und 20 m Tiefe stets vorhandene Grobkomponente der in Kap. 6.2.2 beschriebenen 'boreholes', wobei insbesondere die zwischen Gumsa und Geidam befindlichen größeren Sande im Liegenden einer mächtigen Tonschicht eine Transition vom pleistozänen zum frühholozänen System suggerieren (vgl. Abb. 6.23). Street-Perrott et al. (1985: 182) beschreiben ein ähnliches, die theoretische Modellvorstellung widerspiegelndes Phänomen für den Niger. Demgegenüber postuliert Pullan (1964: 131 f.) ein verflochtenes Komadugu-System in Feuchtphasen des Ghazalien, das im W bis Kano reichte und jene Sande ablagerte, welche im Kanémien zu den bekannten Dünenfeldern aufgeweht wurden. Die humidzeitliche holozäne Situation scheint bedingt dem letztgenannten Szenario zu entsprechen. So weisen auch die meisten der untersuchten Sedimente im Untersuchungsgebiet unspezifische Kennzeichen auf, die, wie die vorrangig sandige Körnung und gradierte Kreuzschichtung, auch auf braided-river-Systeme zutreffen können. Für letztere sprechen außerdem die horizontale Instabilität der Abflusslinien und die Dominanz von Gerinnebett- sowie Banksedimenten, so dass entweder von einem Kontinuum der Flussformen oder aber einem zyklischen Wechsel der Regimes aufgrund variabler Abflussverhältnisse ausgegangen werden muss. Zentrale Ursachen für die hybride Ausprägung der Reliefeinheiten und Lithofazies liegen in der Natur des verfügbaren Materials, dessen episodischem Transport über geringe Distanzen bei hoher Erodibilität der Uferbänke und der teilweise daraus resultierenden avulsiven Dynamik im einstigen Mittel- und Unterlauf der Paläoflüsse. Da sich damals außerdem der threshold intersection point mehrfach verlagert haben muss (Kap. 5.1.2), reagierte das System besonders dynamisch und sensibel auf extrinsische und intrinsische Veränderungen (Kap. 3.4). So ist ein wichtiges, von der konventionellen Lehrbuchmeinung abweichendes Ergebnis dieser Arbeit, dass das Komadugu-System, überwiegend wegen der in damaliger Mündungsnähe vorherrschenden Kontrollgrößen, unter humidem Klima eine deutliche Tendenz zu verflochtenen Gerinnebettmustern sowie rhe-

xistatische Verhältnisse aufwies^{9,10}, aber unter (sub-) rezenten semiariden Bedingungen ein Mäandersystem ausbildete, wie es sonst eher mit biostatistischen Zuständen in semihumiden bis humiden Klimaregimes assoziiert wird (Kap. 5.2.1). Die Komplexität der fluvialen Reaktion inklusive relevanter Faktoren und Feedback-Mechanismen kann als konkreter Beleg für die in Kap. 3.4 skizzierten Schwierigkeiten bei der Suche nach generell gültigen prozessorientierten Erklärungsmodellen gewertet werden.

9.2 Paläoklimatische Relevanz und chronologischer Ablauf

Dem labilen Landschaftszustand in der Paläofloodplain liegt eine Irregularität unbekanntem Maßstabs zugrunde, die zeitweise zu extremen Abflussspitzen und Sedimentationsraten führte, deren Ursache in P/E-Verschiebungen zu suchen ist. Während die auengeometrischen Muster flussaufwärtiger Feuchtgebiete aus der (sub-) rezenten annualen Saisonalität resultieren (Kap. 9.1), muss die räumlich-zeitliche Variabilität des Fließ- und Sedimentationsverhaltens in der alten Flutebene auf weitaus kleinerer Maßstabsebene stattgefunden haben. Dies bestätigen die OSL-Daten vor dem Hintergrund der wichtigsten bekannten klimatischen Trends (vgl. Abb. 7.1) und weisen darüber hinaus mehrheitlich auf eine Sedimentation in Übergangsphasen hin, welche seit Rohdenburg (1970) als Epochen forcierter geomorphologischer Aktivität gelten (Kap. 3.6, 5.1.2 u. 7.1). Im Allgemeinen wird angenommen, dass Phasen relativer Instabilität, in denen bedeutende Raten an Aggradation bzw. Degradation erzielt werden können, nur von kurzer Dauer sind (Gerrard 1992: 16). Andere Autoren gehen von längerfristigen Wechseln aus, so z. B. Hagedorn (1980: 122) bezüglich der Terrassengese in der Sahara. Im vorliegenden Gebiet hat im Besonderen an der pleistozänen-holozänen Zeitenwende und eingeschränkt fortgesetzt bis ins ausklingende mittlere Holozän wohl ebenfalls eine ausgedehnte Periode klimatischer Umbrüche stattgefunden, wie die Verteilung der Depositionsalter vermuten lässt. Dies steht weitestgehend im Kontrast zur Annahme einer raschen Verschiebung der Monsungürtel und langfristig ausgeglichener Niederschläge (Kap. 2.3.2 u. 2.3.3). Gerade dem Übergang von ariden zu humiden Bedingungen wird eine besonders ausgeprägte biogeomorphodynamische Wirksamkeit mit extremen Sedimentationsraten zugeschrieben (Knox 1972; Kap. 3.6). Der temporäre Mangel an stabilisierender Vegetation der Flussufer resp. Lagunenrandbereiche^{9,11}, welcher sich ebenfalls im Fehlen organikreicher Straten ausdrückt, ist seinerseits bestenfalls im Rahmen eines saisonal geprägten Klimas vorstellbar und scheint über größere Zeitspannen hinweg als wichtiger Faktor zu rhexistatischen Verhältnissen beigetragen zu haben (vgl. Kap. 9.1). Auch darüber hinaus gründete die hohe Sensitivität des Flusssystemes in monsunalen Phasen nicht nur auf den klimatischen Oszillationen selbst, sondern auch auf der speziellen paläogeographischen Situation und unterlag somit vor allen Dingen Kontrollfaktoren des unteren Einzugsgebiets (Kap. 9.1).

Grobschematisch korrespondierte die Sedimentflux mit Perioden feuchteren Klimas, doch handelte es sich, wie im vorangegangenen Abschnitt dargelegt, weniger um die vollhumiden Maxima mit ausgeglichener Niederschlagsverteilung als vielmehr um die Anfangs- und Endstadien, welche mit einer ausgeprägteren Variabilität und Intensität der Niederschläge und weit reichenden Fluktuationen im Abflussge-

^{9,10} Da dies zu Beginn der Studie noch nicht abzusehen war, fällt die Beschreibung von braided-river-Systemen in Kap. 3 im Rückblick etwas knapp aus. Ferner ist nachträglich darauf hinzuweisen, dass die in Kap. 6.1.3 und A-2 als Ufersedimente bezeichnete Lithofazies eventuell auch anderweitige bank deposits veflochtener Gerinne umfasst.

^{9,11} beispielsweise auch dichten Schilfwäldern in den überschwemmten Senken

schehen einhergingen, die unter anderem jahreszeitlichen Charakters gewesen sein dürften. Offenbar fanden autozyklische Erosions- und Akkumulationsprozesse dabei parallel statt, was nochmals unterstreicht, dass keine lineare fluvialmorphologische Reaktion auf Klimawechsel im oberen Einzugsgebiet zugrunde liegt. Die genaue Chronologie der feuchtzeitlichen Ablagerungszyklen lässt sich aufgrund der ungenügenden klimatogenetischen Signatur der Sedimente und ihres unterschiedlichen Erhaltungspotentials nur erahnen. Neben der erwähnten pleistozänen-holozänen Transition als Phase der tief greifendsten fluviomorphologischen Umbrüche, deren Sedimente relativ großflächig im oberflächennahen Untergrund konserviert sein dürften, liegen außerdem transgressive Alluvionen aus der Endphase des mittelholozänen Pluvials vor^{9.12}. Im Bereich der Paläoüberschwemmungsebene des Yobe scheinen fluviale Ablagerungen folglich, anders als es für die Deltaschüttungen des Chari vermutet wird (vgl. Tab. 5.1), sowohl an Trans- als auch an Regressionen des Tschadsees gekoppelt zu sein. Zur Frage, ob zwischen den beiden postulierten fluviodeltaischen Phasen zu Beginn und Ende einer Feuchtzeit jeweils eine Periode ausgesprochen lagunalen Charakters lag oder ob eine nennenswerte Stillwassersedimentation parallel zur fluvialen stattfand, wurde in Kap. 9.1 ein mögliches Szenario in Anlehnung an Durand & Mathieu (1980 a) geschildert. Zudem wird vermutet, dass in der Paläolagune insbesondere während des mittelholozänen Optimums nur eine verminderte bzw. räumlich begrenzte Morphodynamik zum Tragen kam und ansonsten eine weitestgehende Formungsruhe herrschte. Bei einer erneuten Aktivierung fluvialer Prozesse wurde ein Teil der unter vollhumiden Bedingungen zur Ablagerung gekommenen Sedimente entweder im Zuge von späteren Avulsionen ausgeräumt oder durch Aggradation überdeckt. Möglicherweise wurde ein Großteil der heute vorliegenden Böden erst in der jeweils anschließenden Feuchtphase gebildet^{9.13} und ist demzufolge nur schwach entwickelt. Reliktische Vergleichen stammen mit relativer Sicherheit aus Zeiten maximaler syn- oder postsedimentärer Humidität, konnten aber weder parallelisiert noch datiert werden (Kap. 8.4). Zuletzt kommen noch holozäne Trockenintervalle als mögliche Zeiträume fluvialer und/oder äolischer Deposition in Betracht, doch angesichts der Verteilung der OSL-Alter dürften diesbezügliche Archive nur sehr untergeordnet vertreten sein. So kann die äolische Remobilisierung lokaler Sedimente stets auch unter humiden Verhältnissen stattgefunden haben, insbesondere wenn jene von einer gewissen Variabilität geprägt waren^{9.14}.

Die ermittelten OSL-Daten legen einen nur bedingt polygenetischen Charakter der Niederterrasse nahe, was aber umgekehrt impliziert, dass die paläoökologischen Aussagen durch die Anzahl der bekannten Sedimentationsalter beschränkt werden. Dabei ermöglichen die bisherigen Zeitmarken jedoch durchaus eine Reihe wichtiger Erkenntnisse zur spätquartären Entwicklung des Komadugu-Systems, die im Folgenden skizziert wird^{9.15}. Im ariden oberen Pleistozän (Kanémien) verliefen inmitten des aktiven, damals

^{9.12} Rückblickend kann darüber spekuliert werden, ob die Ablagerungen der verschiedenen humiden Phasen sich anhand der Satellitenaufnahmen eventuell doch hinreichend unterscheiden ließen – beispielsweise könnte die hellgrüne Klasse in Abb. 5.4.4 durchaus die mittelholozänen Substrate repräsentieren. Um dies genauer zu untersuchen, wären freilich zusätzliche Geländearbeiten und Datierungen von erheblicher Anzahl vonnöten, so dass es bei einer unbewiesenen Hypothese bleiben muss.

^{9.13} Ausgenommen sind vermutlich die in Kap. 8.4 aufgeführten reliktschen Bildungen. Andere Standorte waren hingegen eventuell mehrfach überschwemmt und weisen dann nur *weakly developed soils of deposition* auf (Kap. 8.4).

^{9.14} In wechselfeuchten Phasen steht in den Überschwemmungsbereichen und aufgrund der lateralen Anschneidung der Dünenkörper besonders viel Material zur Auswehung bereit (Kap. 9.1).

^{9.15} Falls nicht anderweitig angegeben, entsprechen die genannten Alter Kalenderjahren.

noch weiter nach E reichenden Lantewa-Lineardünenfeldes wahrscheinlich episodische verflochtene Flüsse^{9.16}, die nach sporadischen Starkregen zur lokalen Umlagerung schlecht sortierter Sande beitrugen. Teilweise liegen entsprechende Lithofazies innerhalb der basalen Profile vor^{9.17}, die allerdings bereits auf die Übergangszeit zum feuchten Frühholozän datiert wurden. Da diese Phase vermutlich von mehrfachen P/E-Schwankungen charakterisiert war, sind die daraus vorliegenden Sedimente mit keinem konkreten Feuchteregime zu assoziieren (Kap. 7.1). So können braided-river-Ablagerungen ebenso gut beginnenden monsunal geprägten Klimaverhältnissen entstammen, als die Vegetation noch schütter war und hohe Mengen an unkonsolidiertem Material zur Erosion bereitstanden (Kap. 9.1). Im Postglazial wurde das Gros der Längsdünen östlich der outer shoreline einer Art Pediplanation unterzogen (vgl. Sombroek & Zonneveld 1971: 6), so dass autochthone Flugsande bestenfalls noch sporadisch vorliegen^{9.18}. Dabei wurden mit hoher Sicherheit die höchsten Sedimentationsraten des Spätquartärs erzielt, wie dies auch aus dem Niger-Delta berichtet wird (vgl. Street-Perrott et al. 1985; Kap. 2.3.4).

Der generelle klimatische Umschwung in den sudanisch geprägten Quellregionen des Komadugu fand nach Ausweis der eigenen Datierungsergebnisse ab ca. **13** bis spätestens **10,5 ka** statt. Eine höhere Auflösung dieser Übergangsphase ist anhand der eigenen bruchstückhaften Sedimentabfolgen und aufgrund der ökozonalen Diversität des Einzugsgebiets sowie der als paläoklimatischen Referenz dienenden Nachbarregionen nicht möglich. Zwar ist ein bedingter Hinweis auf vollhumide Bedingungen bereits gegen **12,5 ka** vorhanden^{9.19}, doch weist die Gesamtheit der Ablagerungen zu dieser Zeit immer noch eher auf wechselfeuchte Verhältnisse hin. Da der Lagunenrandbereich (bzw. threshold intersection point) vermutlich über längere Zeit hinweg oszillierte, darf bei solchen Aussagen allerdings auch der räumliche Aspekt nicht vernachlässigt werden. So verkörpert die Sedimentation von lagunalen Tonen bei Geidam als einzigem Korrelat des frühholozänen Optimums sensu stricto (Nigéro-Tchadien III nach Servant (1973)) ca. 2.000 Jahre vor der Akkumulation fluviodeltatischer Sande nahe der outer shoreline wohl die flussaufwärtige Wanderung des Sedimentationszentrums unter zunehmend humideren Bedingungen. Auch der Tschadseespiegel selbst scheint für längere Zeit weit unterhalb des 320-m-Niveaus gelegen zu haben, so dass hinter der inner shoreline noch die deltatäische Akkumulation bestimmend war, als bestimmte Bereiche der Geidam Plains bereits längerfristig überflutet waren. Laut Durand (1995: 227) wurde das der Niederterrasse zwischen Gumsa, Gashua und Geidam chronostratigraphisch äquivalente zweite Komadugu-Delta zwischen ca. 14.000 cal. a BP (12.000 ¹⁴C ka BP) und ca. 8.000 cal. a BP (7.200 ¹⁴C a BP) abgelagert, wobei immerfeuchte Verhältnisse angeblich gegen 10,7 cal. ka BP (9,4 ¹⁴C ka BP) einsetzten. Das hohe Maß an Synchronität auf beiden Seiten des Bama Beach Ridge könnte auf einen beide Teilregionen umfassenden fluvialen Einfluss und somit eine relativ weit östlich gelegene Erosionsbasis im frühen Holozän hinweisen (s. u.).

Was die einzige eigene im Megatschadbereich abgeteufte Bohrung betrifft^{9.20}, wurde ebenfalls ein ähnliches Alter ermittelt wie von Durand et al. (1984), die den korrespondierenden Teil des Kadzell als früh-

^{9.16} Indikator der damaligen fluvialen Aktivität ist unter anderem auch der von der Streichrichtung der Dünen im Arbeitsgebiet weitestgehend unbeeinflusste Verlauf des Yobe (Kap. 2.2.3 u. 2.3.3).

^{9.17} im Bohrkern G SW 4, bedingt auch Gu 4 b und G W 4 sowie dem undatierten Profil Ga W 4

^{9.18} möglicherweise in Form einiger der als äolisch geprägt angesprochenen Sedimente

^{9.19} in Gestalt der unteren Tone des Standorts G W 4 (Kap. 7.1)

^{9.20} Standort Dk 4

holozäne Mittelterrasse ansprechen, welche dann gemäß den Erkenntnissen von Ghiennie et al. (2002) im mittleren Holozän als temporäre Erosionsbasis diente (Kap. 5.1.1). Die Quarzsandanalysen (Kap. 6.2.1) zeugen von einem speziellen Strömungsregime, doch eine Aufarbeitung von Dünenansanden im limnischen Milieu, die lakustrische Einflüsse gegen 12.000 a nahe legen würden, ist trotz diesbezüglicher Überlegungen nicht unbedingt wahrscheinlich (Kap. 6.2.1 u. 7.1). Ganz allgemein ist Vorsicht angebracht, was die innerhalb der Bama-Ridge-Begrenzung gelegenen, auf nigerianischem Gebiet bislang noch nicht hinreichend untersuchten Sedimente betrifft. So haben das feuchtzeitliche Abkommen der Flüsse in die westlich gelegene Lagune und der Lokalcharakter der fluvialen Fracht die Ablagerung lithogenetisch eindeutig zu identifizierender aquatischer Fazies östlich der inner shoreline größtenteils verhindert. Auch für die seewärts des Bama-Ridge-Komplexes gelegenen Deltaablagerungen (Kap. 2.1.2) wären zusätzliche lithofazielle Belege sowie Lumineszenzalter^{9.21} wünschenswert, da einige der zentralen morphogenetischen Interpretationen von Durand (z. B. 1982 u. 1995; Kap. 5.1.1) inzwischen ausdrücklich in Frage gestellt sind. Das liegt wohl hauptsächlich in der Tatsache begründet, dass diese jenseits von tektonischen Erwägungen sämtliche downstream controls in der Region negieren.

Nochmals ausdrücklicher sind in diesem Kontext weitere Datierungen litoraler Sande einzufordern, für die bislang noch keinerlei frühholozänen Alter vorliegen. Die Chronologisierung der diversen Wälle könnte der Ergänzung der hier erzielten Erkenntnisse dienen, welche teilweise notgedrungen auf der simplifizierten Prämisse eines einheitlichen Strandwall-Systems gründen. Wenn auch die granulometrischen Gradienten nahe zu legen scheinen, dass die früh- bis mittelholozäne Paläofloodplain bis zum östlichsten der Wälle reichte, könnte die gute Erhaltung weiterer Strandwall-Küstendünen-Komplexe darauf hinweisen, dass der holozäne Tschadsee zeitweise eine größere Ausdehnung besaß, wie beispielsweise Nicholson & Flohn (1980: 326) postulieren. Davon wäre vor allem die Chirawa Plain östlich des auch tektonisch bedeutsamen Dilawa Ridge betroffen, wo sich fluviale Gerinnebettmuster weniger deutlich abzeichnen als in der flussaufwärts gelegenen Wagiri Plain^{9.22} (Kap. 5.1.1). Doch auch für letztere kündigt die hypothetische Ansprache limnischer Sedimente des Standorts G SE 4 in Kap. 6.2.1 von einer ausgeprägten Überlagerung litoraler, äolischer, lagunaler und lakustrischer Einflüsse. Dabei stellt sich gleichzeitig die Frage nach der prä- bzw. postsedimentären Natur der dortigen Dünen, was, gemeinsam mit dem Alter der interdunären Alluvionen, nur über verdichtete Datierungen zu klären wäre.

Der Hypothese eines ausgedehnteren frühholozänen Megatschadsees stehen unter anderem jedoch die eigenen Befunde entgegen. Sieht man eine weitestgehende Etablierung feuchter Bedingungen gegen 12 ka als gegeben an, wurden insgesamt mehr Alluvionen auf das ältere der beiden Optima datiert, während im Mittelholozän nurmehr Teile der frühholozänen Sedimentsequenzen wieder aufgearbeitet oder aber überdeckt wurden und auch östlich der inner shoreline zumindest teilweise gar keine Akkumulation erfolgte. Dies zeugt von einem verstärkten fluvialen Einfluss vonseiten des Komadugu-Systems (s. o.) und somit einer ausgeprägteren Pluvialität im Einzugsgebiet zur Zeit des Frühholozäns^{9.23}, wäh-

^{9.21} zur Erfassung des mutmaßlichen polygenetischen Charakters

^{9.22} Diese wird im W von jenem Wall begrenzt, an dem Garingada liegt (vgl. Fußnote 4.31).

^{9.23} Dies wird neben der allgemeinen faziellen Einschätzung der verschiedenen quasi-lagunalen Ablagerungen bei G W 4 auch durch die Ergebnisse der dortigen Diatomeenbestimmungen gestützt (Kap. 6.2.4), die von Stillwasser-Verhältnissen bei Geidam und somit möglicherweise einer erhöhten Humidität im Yobe-Einzugsgebiet im frühen Holozän, jedoch wechselfeuchten Bedingungen im Mittelholozän künden (vgl. auch Kap. 8.3).

rend sich die Anzeichen für den Megatschad sensu stricto erst zum Mittelholozän hin verdichten (Kap. 2.3.3). Die relativ bedeutende Rolle des Komadugu-Systems inklusive heute deaktivierter nördlicher Tributäre zur pleistozänen-holozänen Zeitenwende wäre allein mit hiesigen Mitteln nur schwerlich nachzuweisen, doch ist die Vermutung mit der Mehrzahl der Thesen zur regionalen Klimaentwicklung konform. So soll der Monsun im früheren Holozän zwar weniger stark gewesen sein, jedoch weiter nach N gereicht haben als im mittleren Holozän (Kap. 2.3.3)^{9.24}. Daraus folgte unter anderem, dass für den spätquartären Tschadseeanstieg zunächst vor allem lokale Niederschläge verantwortlich zeichneten, bevor es angeblich ab 8,5 ¹⁴C ka BP zu einem nennenswerten Input aus dem Chari-Logone-System kam^{9.25} (Kap. 2.3.3). Zwar ist eine grundsätzliche Negierung des Megatschad aufgrund des Vorherrschens von frühholozänen alluvialen und äolischen Depositionen im Kadzell vor dieser Zeit illegitim, doch hat Durands (1995: 227) Beobachtung, die fluviodeltatischen Sedimente des Kadzell stünden nicht im unmittelbaren Zusammenhang mit Seespiegelschwankungen (Kap. 5.1.1), vor dem Hintergrund der entkoppelten Dynamik westlicher und südlicher Einzugsgebiete zweifelsohne ihre Richtigkeit.

Die in der Mehrheit regionaler Arbeiten^{9.26} in Zweifel gezogene Trockenzeit zwischen ca. 8 und 7 ¹⁴C ka BP (Nigéro-Tchadien IV nach Servant 1973) kann mit Hilfe der vorliegenden OSL-Alter weder bestätigt noch widerlegt werden. Dass sich drei Daten um die mutmaßliche Regressionsphase herum gruppieren, könnte durchaus auf klimatisch instabilere Verhältnisse hindeuten. Auf der anderen Seite fällt der Bau des Einbaums von Dufuna gegen 8.265 ± 275 cal. a BP eindeutig mit der postulierten Xerotendenz zusammen, was einen einschneidenden Rückgang der Monsunalität zu dieser Zeit unwahrscheinlich macht (Kap. 7.2). Möglicherweise könnte in diesem Zusammenhang auch die fortgesetzte Beeinflussung des lokalen Klimas durch sudano-saharische Depressionen eine Rolle gespielt haben (Kap. 2.3), indem sich trotz geringerer Niederschläge aufgrund der reduzierten Evapotranspiration das Wasserbudget zunächst nur wenig änderte (vgl. Tab. 3.5), es aber gleichzeitig, eventuell im Rahmen genereller fluvial-äolischer Wechselwirkungen (Kap. 9.1), zu windbedingten Umlagerungen kam. Generell kann nur schwer abgeschätzt werden, ob die Genese der Paläoschwemmebene mehrphasig oder kontinuierlich war bzw. in welchem Ausmaß sie sich tatsächlich bis in das Mittelholozän erstreckte. Zwar bestätigen die Alter zwischen **6,5** und **5,5 ka** den bislang gesteckten Rahmen für diese letzte große humide Epoche, doch liegen die datierten Lokalitäten zu nahe beieinander, um eine großräumig relevante Wiederaufarbeitung der frühholozänen Alluvionen zu belegen (s. o.).

Datierungen aus dem letzten Abschnitt des Holozäns sind insofern rar, dass die entsprechenden Landschaftseinheiten nicht im Fokus der Altersbestimmungen standen und ihre chronologische Einordnung eingangs bereits als verhältnismäßig unproblematisch erschien. Während die Oszillationen im Rückstaubereich des Komadugu im frühen bis mittleren Holozän scheinbar vor allem in Wechseln zwischen Avulsion und Aggradation resultierten (Kap. 5.1.2 u. 9.1; vgl. auch Kap. 3.4), wurde der definitive Impuls zur Einschneidung wohl erst beim Einsetzen einer deutlichen Aridifizierung im Anschluss an das mittel-

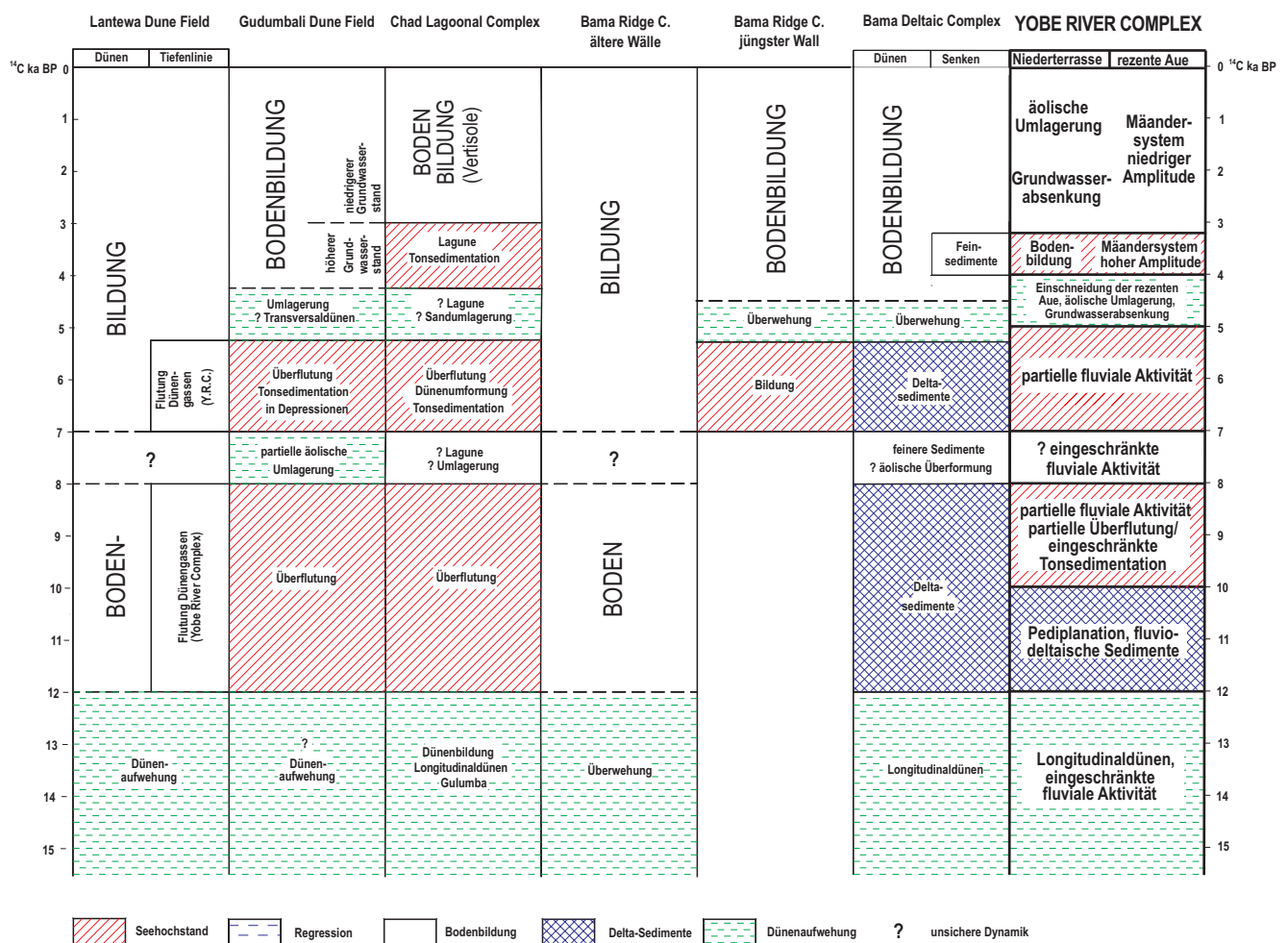
^{9.24} Damit korrespondiert auch die Annahme einer südwardigen Verschiebung der Sahara-Sahel-Grenze vom Früh- zum Mittelholozän (Anhuf & Frankenberg 2000: 108; Kap. 2.3.3).

^{9.25} Es ist allerdings zu beachten, dass diese dritte Deltaschüttung des Chari angeblich ebenfalls bereits gegen 11.600 ¹⁴C a BP einsetzte (Kap. 5.1.1).

^{9.26} z. B. Baumhauer (1986) und Völkel (1989) für den E-Niger

holozäne Optimum und dem damit einhergehenden Zurückweichen der Erosionsbasis um mehr als 100 km ab spätestens 5.000 a ausgelöst. Mit der Entstehung der heutigen Aue muss auch eine großflächige Grundwasserabsenkung erfolgt sein, doch wäre ein entsprechender pedogenetischer Marker unterhalb der erreichten Bohrtiefe zu suchen. Ferner setzte auf der Niederterrasse eine verhältnismäßig schwache terrestrische Bodenbildung sowie äolische Überformung ein. Diese bestand vorrangig in einer lokalen Verlagerung unter Feinmaterialaustrag^{9,27} im Bereich der oberen beiden Profilmeter, wurde teilweise aber wohl auch durch eine leichte Krustenbildung gebremst. Die einzige aus dieser Phase vorliegende Datierung der hangenden Flugsande des Profils Dk 4 auf $4,8 \pm 0,4$ ka fällt genau in eine gegen 4.000 ¹⁴C a BP angenommene außergewöhnliche Trockenepisode (Kap. 2.3.2).

Tab. 9.1: Spätquartäre Landschaftsgenese NE-Nigerias (Thiemeyer 1997: 55, ergänzt um die neu gewonnenen Informationen aus dem Komadugu-System)



Bedingt durch die saisonale Dynamik unter ausgeprägter semiariden Verhältnissen, eine deutlich erhöhte Reliefenergie und die potenzierte anthropo-zoogene Beeinträchtigung der Vegetation dürfte die spätholozäne alluviale Akkumulation ebenfalls verhältnismäßig bedeutende Sedimentmengen umfasst haben (vgl. Kap. 9.1 u. Abb. 3.3). Bemerkenswerterweise bildete sich ein deutlich mäandrierendes System heraus (Kap. 9.1), in welchem Fragmente größerer Altarme vorliegen, die zumindest im ehemaligen

^{9,27} vornehmlich des dominanten Grobsilts, gemäß früherer Studien aber ebenfalls von Mittel- und Feinschluff (Kap. 2.1.2) sowie bei feinklastischeren Fazies durchaus auch von Ton (Kap. 6.1.3 u. 6.2.2)

Megatschadbereich der ausgehenden Ngelewa-Feuchtzeit zugeordnet werden können^{9.28}, in welcher auch das dritte Komadugu-Delta (die spätere Niederterrasse sensu Durand et al. 1984) abgelagert worden sein soll. Eine Ausweisung von verschiedenen Mäandergenerationen, die für die Fadama des gesamten Arbeitsgebietes gilt, ist mit halbwegs vertretbarem Aufwand nicht möglich^{9.29}. So konnte keine Klassifizierung mit Hilfe der Ortholufbilder vorgenommen werden (Kap. 5.2.2), und auch die beiden wenig aussagekräftigen ¹⁴C-Datierungen (Kap. 7.2) lassen solche Versuche als eher müßig erscheinen^{9.30}. Eine endgültige Einstellung auf heutige P/E-Verhältnisse im Yobe-Einzugsgebiet dürfte, unter Einbeziehung des Paläomäanders G E 3 als Humiditätszeiger, innerhalb der letzten 1.500 Jahre erfolgt sein, wobei große Teile der Yobe-Aue östlich des Bama Ridge sowie der Fadama des Komadugu Gana hinter Dapchi sukzessive deaktiviert wurden (Kap. 5.1.2). Die jüngste klimatische Entwicklung in den sudanischen Quellgebieten wäre folglich annähernd synchron mit der im Sahel (vgl. z. B. Holmes et al. 1997: 318 u. Abb. 2.13). Subaktuelle Terrassensysteme und Verwilderungstendenzen sind, ebenso wie der aquatische Abtrag an der Niederterrassenkante, mit konkreten anthropogenen Eingriffen in Verbindung zu bringen (Kap. 5.2.3). Dasselbe gilt für eine eventuelle großräumige Wiederbelebung der äolischen Transformation in der Paläofloodplain^{9.31} (vgl. Kap. 8.4). Einen Überblick über die geschilderten Erkenntnisse im Kontext der regionalen Entwicklung gibt Tab. 9.1.

9.3 Bewertung der Ergebnisse

In Kap. 4.1 wurden einführend der grundsätzliche Informationsbedarf und der potentielle Erkenntnisfortschritt aus der vorliegenden Arbeit dargelegt. Zu ihrer kritischen Evaluierung sind die Möglichkeiten und Grenzen der gewählten Vorgehensweise in Bezug auf den Forschungsgegenstand nochmals abschließend zu diskutieren. Als Beitrag zur regionalen Landschaftsgenese misst sich die Studie unter anderem an der Güte der Ergebnisse bezüglich der alluvialen Architektur und der auf den dazugehörigen quasi-temporären Ablagerungen fußenden Chronostratigraphie, obgleich insbesondere die Analyse der ersteren kein zentrales Forschungsziel darstellte und die damit verbundenen Probleme angesichts einer defizitären Aufschlusssituation bereits im Vorfeld bekannt waren. Die methodisch bedingten Risiken bezogen sich sowohl auf die hinreichende Erfassung wichtiger lithogenetischer Kennzeichen zur weitestgehenden Rekonstruktion des Form- und Prozessgefüges als auch des landschaftshistorisch relevanten Zeitfensters. Letzteres konnte in nahezu idealer Weise realisiert werden (Kap. 7.1), wobei aufgrund der sehr variablen Mächtigkeiten des älteren Alluviums nicht nur das komplette Holozän, sondern auch einige pleistozäne Schwemmsedimente aufgeschlossen wurden. Die lithogenetischen Bestimmungen und standortübergreifenden Parallelisierungen insbesondere der Niederterrassenablagerungen gestaltete sich jedoch schwierig, weshalb auch nur wenige der damit zusammenhängenden, in Kap. 4.1 formulierten Fragen definitiv resp. affirmativ beantwortet werden konnten. Als das ursächliche Problem dabei stellte sich die konkrete Unzulänglichkeit der Korngrößenbasierten Interpretation heraus (Kap. 9.1), weshalb auch statistische Verfahren zur Identifikation spezifischer Prozesse und Transportmechanismen nicht griffen. Die vorgefundenen Alluvionen erwiesen sich in ihrer Summe zwar als Indikatoren für (wechsel-)

^{9.28} posthumidzeitliche Verlandung der Typuslokalität Dk N 3 gegen 2,8 ka

^{9.29} Wenn dem so wäre, bestünde eine Möglichkeit zur Gewinnung geochronologischer Daten in der gezielten Beprobung verschiedener Paläomäandersysteme insbesondere aus den extralagunalen Gerinnebettgürteln.

^{9.30} Auch eine chronologische Einordnung der vorgefundenen reliktschen Gleyhorizonte ist nicht zu realisieren.

^{9.31} wenn dazu auch kein aktuelles OSL-Alter vorliegt

feuchte Bedingungen, doch handelt es sich bei den Subfazies vorrangig um Produkte autozyklischer Mechanismen. Ihre Lithologie ist durch die größtenteils identische Provenienz der Substrate determiniert, so dass die Ökovarianz im Untersuchungsraum diesbezüglich überaus gering ist und Wandel im Feuchteregime nur in den seltensten Fällen textuell oder strukturell angezeigt werden. Auch erwiesen sich die Ablagerungen in einer Reihe weiterer betrachteter Fazieseigenschaften als unspezifisch, weshalb zusätzlich herangezogene Methoden (Kap. 4.6.2) ebenfalls nur punktuelle Erkenntnisse brachten und vergleichsweise wenig zu einer validen Unterscheidung genetischer Gruppierungen beitrugen.

Dass die lithologische Diagnose der betrachteten Substrate und die mutmaßliche Vergesellschaftung fluvialer Formen (zumeist Level-2-Komponenten nach Lewin (2001)) dennoch in einem plausiblen Erklärungsmodell der fluvialmorphologischen und sedimentologischen Entwicklung mündeten, ist vor allem der Satellitenbildinterpretation und den 2-D-Daten eines der beiden vorgefundenen Aufschlüsse (Kap. 6.1.2.4) anzurechnen. Eine Beschränkung auf die systematische Erhebung in Form der Bohrungen hätte leicht zu einer monogenetischen, sich größtenteils auf die Ansprache von point-bar-Sequenzen beschränkenden Stratigraphie führen können. Damit ist jedoch nicht notwendigerweise der Sinn der in Ermangelung an Alternativen angewendeten 1-D-Methode in Frage gestellt, was die Ermittlung übergreifender sedimentologischer Trends betrifft. Die Gefahr besteht vielmehr in der vereinfachten Deutung alluvialer Formen unter Missachtung des architekturellen Ensembles, wie etwa in Gestalt von gebietsübergreifenden Schichtkorrelationen. Vermeidet man solche potentiellen Fehlschlüsse, sieht man sich im Gegenzug allerdings mit dem Problem konfrontiert, das Gros der Aussagen hypothetisch halten zu müssen, zumal angesichts der mangelhaften Aufschlussituation die Repräsentativität der Befunde nicht zu 100 % gewährleistet werden kann (vgl. Kap. 3.5). Da dieses nicht zuletzt im Untersuchungsgegenstand selbst begründet ist, wird mit der notwendigen Einschränkung inhaltlicher Aussagen aber auch der indirekten und komplexen fluvialen Reaktion im Mittel- und Unterlauf des Komadugu-Systems Rechnung getragen. Ähnliches gilt für den als maßgebliche übergeordnete Steuergröße sicherlich unumstrittenen spätquartären Klimawandel in den flussaufwärts gelegenen Ökozonen sowie, über regionale Vergleiche, im gesamten Einzugsbereich des Tschadsees. Obwohl die Datierungen der Niederterrassensedimente aufgrund des episodischen Charakters von Erosion und Akkumulation und des mangelnden klimatischen Zeigerwertes zur Präzisierung anerkannter Chronostratigraphien nur sehr eingeschränkt geeignet sind und im Zweifelsfall hinter paläoklimatischen Vorgaben anderer Studien zurückstehen müssen, wurden auf diesem Sektor sehr interessante Resultate erzielt (Kap. 7.1 u. 9.2), welche die reale Möglichkeit eines generellen Informationsgewinns auf Basis von Altersbestimmungen im alluvialen Milieu klar herausstellen. Bedauerlich bleibt in diesem Zusammenhang, dass die Kombination von Lithostratigraphie, Fernerkundung und OSL-Datierung zu keiner sicheren Abgrenzung und somit möglichen quantitativen Gewichtung früh- und mittelholozäner Strukturen resp. Ablagerungen in der Paläoflutebene führen konnte (vgl. Fußnote 9.12). Der dafür benötigte Zusatzaufwand erscheint allerdings auch nur wenig gerechtfertigt, da die vorliegende Arbeit die weitestgehende Klärung der grundsätzlichen sedimentologischen und paläoökologischen Fragen erbrachte.

10 Zusammenfassung

Die Studie befasst sich mit der Erforschung der jungquartären Naturraumentwicklung im Aufschüttungsgebiet der großen NE-nigerianischen Tschadseezuflüsse Komadugu Yobe und Komadugu Gana. Hauptziel war die Rekonstruktion räumlich-zeitlicher Veränderungen im Flusssystem, seine Bewertung als einem der letzten zu erschließenden paläoökologischen Archive der Region sowie die Integration der Ergebnisse in die für die Savannenregionen Westafrikas entwickelten chronologischen Klimamodelle. Zu diesem Zweck wurde eine fundierte sedimentologische Datenbasis geschaffen (41 Profile, 474 Proben) und durch Altersbestimmungen gestützt, so dass differenzierte Rückschlüsse auf die ehemaligen Ablagerungsmilieus vorgenommen werden konnten. Die morphogenetische Ansprache präzenter Feuchtgebiete sowie die Erfassung des subaktuellen geoökologischen Prozessgefüges erfolgten auf Basis von paläogeographischen und -hydrologischen Auswertungen vielfältiger Fernerkundungsdaten. Die lithofaziellen Befunde wurden durch morphoskopische Sandanalysen, Schwer- und Tonmineralbestimmungen an ausgewählten Proben sowie die punktuelle Untersuchung reliktscher Diatomeenspektren ergänzt. Ferner wurden die Verteilungsmuster und Charakteristika von Böden als zusätzlichen potentiellen Zeigern von Vorzeitbedingungen ermittelt.

Als extrazonaler Strom ist der Komadugu Yobe unter dem heutigen sahelischen Klima ganzjährig wasserführend, während sein größter Tributär Komadugu Gana nur periodisch fließt. Es handelt sich um das flächenmäßig bedeutendste Flusssystem N-Nigerias, mit dem ausgedehnte Paläoschwemmebenen assoziiert sind. Es entwässert Teile des präkambrisch-unterpaläozoischen Kristallinsockels um Kano, Jos und Bauchi und folgt dabei SW-NE-gerichteten tektonischen Bruchlinien. Sein unteres Einzugsgebiet umfasst neben den eigenen Ablagerungen noch weitere heute weitestgehend fossilisierte Landschaftselemente, die aus aquatischen und äolischen Lockersedimenten aufgebaut sind und größtenteils als Produkte spätquartärer Klimaschwankungen verstanden werden können. So führte das hyperaride obere Pleistozän zur Aufwehung der an das Komadugu-System angrenzenden Lantewa- und Gudumbali-Dünenfelder bis ca. 14.000 cal. a BP. In den darauf folgenden holozänen Feuchtzeiten kam es zu weit reichenden Transgressionen des Tschadsees ('Megatschad'), die durch den Bama Beach Ridge Complex ca. 40 m oberhalb des heutigen Ufers dokumentiert sind. Der jüngste dieser an neotektonische Lineamente gekoppelten Strandwälle ist auf das mittlere Holozän datiert. Die außerhalb des Megatschadbereichs gelegene reliktsche Flutebene ist paläoökologisch ebenfalls von großem Interesse, wurde aber bislang noch keiner adäquaten lithostratigraphischen und landschaftshistorischen Analyse unterzogen. Zu Beginn der Untersuchungen war zum einen von einer engen Beziehung zu den umliegenden Dünenfeldern auszugehen, die auf dem Gebiet der Terrasse einer umfassenden Pediplanation unterlegen haben müssen. Auf der anderen Seite legte die Erwähnung oberflächennaher Tonschichten in der Literatur nahe, dass einst quasilagunale Sedimente auf der dem See abgewandten Seite des Bama Ridge akkumuliert wurden. Es war anzunehmen, dass dies im Zuge eines feuchtzeitlichen Rückstaus der Komadugu-Fluten zu Megatschadzeiten geschehen ist.

Die in die Paläofeuchtgebiete resp. Niederterrasse eingeschnittene rezente Aue weist ein deutlich ausgeprägtes Mäandersystem auf, das auch zahlreiche Altarme höherer Amplitude enthält und im Untersuchungsgebiet trotz flussaufwärtiger Bewässerungsprojekte immer noch weit reichenden regenzeitlichen

Überschwemmungen unterliegt. Die Flutebene sensu stricto setzt sich überwiegend aus Strukturen lateraler Akkretion, wie ridge-swale-Systemen, zusammen, während der Formenschatz der ca. 5.000 km² großen Terrasse demgegenüber weniger spezifisch ausfällt. Dort liegt ein komplexes Netzwerk relikti-scher Abflussbahnen mit fließenden Übergängen der klassischen Gerinnebettmuster vor, was weder im Gelände noch auf Luftbildern zu erkennen ist. Semi-automatische Auswertungen von Satellitenszenen belegten jedoch eindeutig, dass die Paläolagune außerhalb der Bama-Ridge-Begrenzung nicht primär durch einen Stillwasserkörper charakterisiert gewesen sein kann. Die hohe channel-floodplain-Ratio weist darauf hin, dass die allgemeine Aggradation oft von einer avulsiven Dynamik abgelöst wurde. Obwohl keinerlei morphostratigraphisch zu differenzierende Sequenzen^{10.1} vorliegen, zeugen unterschiedliche Erhaltungsgrade von einem polyzyklischen Ursprung der Landschaftseinheit.

Die Bohrungen von durchschnittlich 6 m Tiefe umfassten 20 Profile auf der Niederterrasse sowie sechs Transekte im Fall des rezenten Alluviums. Als eines der wenigen zugänglichen Kennzeichen kam der Korngrößenverteilung der Substrate bei der Rekonstruktion fluvialer Lithofazies eine Schlüsselrolle zu. Auf Basis der phi-Skala wurden fünf Klassen innerhalb der Sandfraktion ermittelt und gemeinsam mit den Schluffen einer deskriptiven sedimentstatistischen Auswertung^{10.2} unterzogen. Zwecks Erzielung von Normalverteilungen blieben die Tongehalte unberücksichtigt, da 90 % der ursprünglichen Kurven bimodal mit primären Maxima im Sand- und sekundären Maxima im Tonbereich ausfielen. Es wurden mittlere Korngröße, Sortierung, Schiefe und Kurtosis der reduzierten Spektren sowie diverse Ratios der einzelnen Unterfraktionen berechnet und ihre Ergebnisse in zumeist bivariaten Diagrammen verglichen, die sowohl auf die Erkennung von Clusterungen als auch von Gradienten abzielten. Generell ergab sich bei den durchweg siliziklastischen Ablagerungen eine Dominanz sehr gut^{10.3} sortierter feinsandiger Substrate, was besonders für das ältere Alluvium gilt, während beim jüngeren eine stärkere Streuung in beide Richtungen der Skala vorherrscht. Insgesamt wurden 18 größtenteils auf form-unit^{10.4}-Ebene basierende Lithofazies-Klassen ausgewiesen. Innerhalb der rezenten Alluvionen liegen vor allem schluffige Hochflut-, feinsandige Uferbank- und mittel- bis grobsandige Flussbettsedimentabfolgen sowie gradierte feinsandige bis tonige Gerinnefüllungen an Altarm-Standorten vor. Angesichts der autogenen Dynamik und fraktionierten Akkumulation im rezenten Mäandergürtel waren laterale Schichtkorrelationen erwartungsgemäß an keiner Stelle möglich. Die Feinsandterrasse setzt sich aus Gerinnebett- und gerinnebettnahen Ablagerungen mit äolisch überprägten Tops zusammen, in die örtlich schwach lehmige bis stark tonige Hochflutakkumulationen eingeschaltet sind.

Bei weitergehenden Betrachtungen des älteren Alluviums traten trotz der relativen Uniformität Clusterbildungen^{10.5} einzelner Fazies zugunsten systeminterner Gradienten zurück. Am westlichen Paläolagunenrand sind die Yobe-Sedimente stark grobschluffig bis feinstsandig ausgebildet, während in Richtung Geidam die groben Feinsande sowie der Korngrößenkorrelierte Sortierungsgrad deutlich zunehmen. Am östlichsten Standort nahe Damasak sind die tieferen Schichten durch höhere Mittelsandgehalte und die oberflächennahen Substrate durch eine verstärkte Schluffkomponente gekennzeichnet. Gebietsübergrei-

^{10.1} z. B. von Deltas oder Terrassen

^{10.2} nach Folk & Ward (1957)

^{10.3} nach Sombroek & Zonneveld (1971)

^{10.4} nach Lewin (2001)

^{10.5} z. B. in Dreiecksdiagrammen

fend gültige Trennungen einzelner Subfazies, z. B. in Reaktionsdiagrammen, erwiesen sich folglich als nicht praktikabel. Allerdings ist das Sand-Schluff-Spektrum der meisten Alluvionen schwach negativ schief und normalgipfelig ausgebildet, während als äolisch geprägt angesprochene Substrate aufgrund von prä- oder postsedimentären Sortierungen zumeist positiv schief und schmalgipfelig ausfallen. Als ausschlaggebend für die engen Spektren in der östlichen Paläolagune und dem Megatschad-Bereich erwies sich^{10.6} die bereits im Vorfeld vermutete Aufarbeitung anstehender Flugsande, die zu einer nochmaligen profilübergreifenden Entmischung führte. Charakteristisch für Abtragungsprodukte des Basements sind hingegen relativ beträchtliche Grobsiltgehalte, so dass trotz der ebenfalls bedeutenden Beimengungen vor allem allochthoner Tone mittlere U/T-Verhältnisse von 2,45^{10.7} vorherrschen. Überdurchschnittliche Siltgehalte konnten auf Basis pedoanalytischer Befunde als äolische Staubeinträge identifiziert werden, während geringe Ratios durch Deflation bedingt sind.

Sekundäre lithologische Kennzeichen waren nur in Ausnahmefällen als indikatorielle Fazieseigenschaften heranzuziehen. Die diesbezüglich wichtige Schichtung konnte innerhalb der vorherrschenden 1-D-Daten zwar nicht immer sicher bestimmt werden, diente aber per se als Zeiger für fluviale Deposition, da aus den regionalen Dünengebieten solche Strukturmerkmale nicht bekannt sind. Überaus aufschlussreich hinsichtlich der Komplexität der fluvialen Architektur war ein Prallhang nahe Geidam, wo die Identifikation von Sedimentabfolgen auf form-unit-Level stark erleichtert war. Konform mit den Ergebnissen der Satellitenbildinterpretation zeigten sich dabei zahlreiche laterale Fazieswechsel in Form von Gerinnebettfüllungen. Da sowohl Körnung als auch Schichtung große Ähnlichkeiten mit jenen von point-bar-Zyklen aufweisen, stellte die offensichtliche Häufigkeit von cut-and-fill-Strukturen eine wichtige Konsequenz für die Faziesansprache im Bohrkern dar. Weiterhin bemerkenswert waren tonige Straten, die teilweise im Rahmen autogener Dynamik zur Ablagerung gekommen zu sein scheinen, im Falle der untersten Schicht aber eventuell großflächiger verbreitet und weitestgehend klimatogener Natur sind, wie Vergleiche von Diatomeen- und Tonmineralspektren vermuten lassen.

Ein auf der Sandterrasse relativ häufig angetroffenes Korngrößengemisch stellt schwach toniger Feinsand dar, der im Allgemeinen als Pedisediment mutmaßlich äolischen Charakters angesprochen wurde^{10.6}. Die Fazies ist indikativ für die Bedeutung vererbter Eigenschaften sowie eine umfassende texturale Reife der älteren Alluvionen, die in flussabwärtiger Richtung zunimmt. Gleichzeitig ist eine definitive Überlagerung von Transportmechanismen bei der polyzyklischen Aufarbeitung der Sedimente anhand konträrer Merkmale festzustellen^{10.6}, wobei eine starke aquatische Komponente nicht nur im westlichen Untersuchungsgebiet, sondern auch in Bama-Ridge-Nähe^{10.8} vertreten ist. Spezielle hydraulische Regimes sind außerdem häufig durch stratifizierte schwarze Sande gekennzeichnet, die reich an Schwermineralen sind. Deren generelle Zusammensetzung weist wiederum auf die Bedeutung alluvial-äolischer Wechselbeziehungen hin, die zu variablen Tiefenverteilungen instabiler Komponenten, wie der grünen Hornblende, führten.

^{10.6} vor allem auf Basis der Quarzsandanalysen

^{10.7} sowie gU/mU+fU-Verhältnisse von 5,75

^{10.8} z. B. in Gestalt prismoidaler Kornpopulationen oder einem hohen Anteil unspezifischer Kornoberflächen auf Megatschadgebiet, welcher auf einen lakustrinen Einfluss hinweisen könnte

Die dominanten Böden des rezenten Überflutungsbereichs sind teilweise bereits schwach verbrauchte Fluvisols (FAO/Unesco 1997)/weakly developed soils of deposition (Carroll & Klinkenberg 1972) mit unterschiedlichen hydromorphen Einflüssen und somit fließenden Übergängen zu den Gleyen, die vor allem in den Altarmen zu finden sind. Im östlichen Bereich der Feinsandterrasse haben sich als mutmaßliche Klimaxböden luvic Arenosols/weakly leached ferruginous tropical soils entwickelt. Aufgrund jüngerer Translokationsprozesse herrschen jedoch, ebenso wie im westlichen Teil, lithomorphe Braunerden vor. Vertikale Gradienten bodenchemischer Parameter weisen auf eine schwache deszendente Entbasung, aber auch einen Düngeeffekt des Harmattans hin. Gemeinsam mit den Eisenaktivitätsgraden legen sie weiterhin nahe, dass die Pedogenese in der Paläoüberflutungsebene überwiegend Reliktstatus hat. Etwas kräftiger ausgebildete, teilweise fossile Böden sind ausweislich datierter Profile ausschließlich auf frühholozänen Sedimenten zu finden und somit vermutlich mindestens mittelholozänen Alters oder, wie im Fall von chromic Arenosols, allochthonen Ursprungs. Bei der Betrachtung der Tonminerale ergaben sich allerdings teilweise beträchtliche Smectit-Kaolinit-Ratios und somit ein möglicher Hinweis auf subaktuelle autochthone Neformationen.

Für OSL-Altersbestimmungen waren vier Profile auf der Niederterrasse und zwei im Megatschadbereich ausgewählt worden, wobei eines der beiden letzteren aus einem distalen Paläomäander der rezenten Aue stammt. Die Ablagerung der oberen 6 m erwies sich im Allgemeinen als einphasig, so dass eine Chronologie von Einzelereignissen hoher Magnitude vorliegt, die jedoch, trotz der gebotenen Vorsicht bei einer Korrelation mit externen Steuergrößen, die bekannte regionale Klimageschichte auf optimale Weise repräsentiert. Die Mehrzahl der Ablagerungen wurde auf den Übergang vom Spätpleistozän zum Frühholozän datiert (ca. 13 bis 10,5 ka)^{10.9} und dürfte den geomorphologisch besonders aktiven Umbruch von ariden zu humiden Bedingungen in den Quellgebieten des Komadugu markieren. Drei weitere Alter sind zwischen 7,5 und 9,5 ka angesiedelt und könnten einen bedingten Hinweis auf erneute instabile Verhältnisse zur Zeit eines in der Literatur allerdings überaus umstrittenen Trockeneinbruchs um 8 ka BP darstellen. Ein letzter Cluster liegt am Ende der postulierten Megatschad-Phase gegen 6 ka BP und verkörpert die erneute fluviale Schüttung in die in Regression begriffene Paläolagune westlich des Bama Ridge. Die beiden betroffenen Profile liegen relativ nahe beieinander, so dass unklar bleibt, in welchem Ausmaß die Überflutungsebene im Mittelholozän tatsächlich reaktiviert wurde. Beim neuerlichen Rückgang der Pluviosität fand schließlich die Einschneidung der rezenten Aue statt. Die Verlandung des erwähnten Altarms wurde auf ca. 2,8 ka datiert, so dass dieser wahrscheinlich in einer letzten spätholozänen Feuchtphase aktiv war.

Die Summe aller Datierungen legt nahe, dass die Paläomorphodynamik im Komadugu-System vorrangig in einer Remobilisierung von sandigem Uferbankmaterial im Zuge klimatischer Übergangsphasen resultierte, während die eigentlichen Optima in der vorliegenden Landschaftseinheit nicht nachgewiesen werden konnten. Der auf ca. 12,5 ka datierten quasi-lagunalen Tonschicht bei Geidam wird zwar ein gewisser Zeigerwert für vollhumide Bedingungen eingeräumt, doch handelt es sich dabei keinesfalls um eine klar definierte Phase weiträumiger Pelitakkumulation. Vielmehr überwiegt der Eindruck einer ausgeprägten fluviodeltatischen Aktivität, die die pleistozän-holozäne Zeitenwende über mehrere Jahrtausende bis in den Megatschadbereich hinein charakterisierte. Das mittelholozäne Pluvial scheint das

^{10.9} alle Daten in Kalenderjahren

System hingegen weniger tangiert zu haben als die für das Gros des lakustrinen Inputs verantwortlichen südlichen Tributäre, was die These klimatischer Phasenverschiebungen in den verschiedenen Einzugsgebieten stützt.

Die synsedimentären energetischen Bedingungen in der Paläofloodplain müssen zur vollständigen Aufarbeitung der Dünenande ausgereicht haben, welche vermutlich durch Schichtfluten ausgelöst wurde. Die komplexen Muster des Paläogewässernetzes als Folge häufiger Avulsionen im ehemaligen Unterlauf wurden vor allem durch regionale Tektonik und die nahe gelegene Erosionsbasis gesteuert. Der Grund für die für Feuchtzeiten scheinbar atypische Ausprägung der Sandterrasse mit ihrem begrenzten Kornspektrum, der hybriden Auengeometrie und Synchronität von Erosion und Akkumulation liegt größtenteils in solchen Kontrollfaktoren des unteren Einzugsgebiets begründet, zu denen maßgeblich auch die Natur des aufgearbeiteten Materials zählt. Somit steht das fluviale Verhalten im Mittellaufbereich des Yobe-Systems in einem klaren Gegensatz zu dem üblicherweise für den trockenzeitlich-feuchtzeitlichen Übergang diagnostizierbaren morphodynamischen Wandel von instabilen zu stabilen Verhältnissen, denn ein mit letzteren weitestgehend assoziiertes ausgesprochenes Mäandersystem konnte sich erst im arideren Spätholozän entwickeln. Einfache klimatisch orientierte Erklärungsversuche auf Basis von granulometrischen Charakteristika, alluvialer Architektur und paläohydrologischen Parametern erwiesen sich konsequenterweise als ungeeignet zur Rekonstruktion der fluvialen Reaktion im Untersuchungsgebiet. Trotz der Seltenheit litho- und biostratigraphischer Marker im vorliegenden Archiv konnten mittels einer prozessorientierten Formen- und Substratanalyse, eines zweckdienlichen chronometrischen Rahmens sowie der ausreichenden Berücksichtigung systemspezifischer Variablen dennoch entscheidende Informationen zu dieser sehr dynamischen Landschaftseinheit gewonnen werden, die den bisherigen Kenntnisstand zur spätquartären Entwicklung NE-Nigerias bedeutend erweitern. Da die hohe räumlich-zeitliche Variabilität der Abfluss- und Sedimentationsmuster des Komadugu nur vor dem Hintergrund eines ausgesprochen wechselhaften Niederschlagsregimes^{10,10} zu verstehen ist, kann dabei eine übergeordnete, gleichwohl durch autogene Faktoren katalysierte klimatische Steuerung der fluvialen Morphodynamik im Holozän als gesichert angesehen werden.

^{10,10} begleitet von einer temporären Reduktion stabilisierender Vegetation

11 Summary**'On the Late Quaternary Fluvial History of NE Nigeria**

Morphological, Lithostratigraphical and Pedological Investigations in the
Deposition Zone of Lake Chad Tributaries Komadugu Yobe and Komadugu Gana'

The study deals with research on the late Quaternary evolution in the lower catchment of the major NE Nigerian tributaries of Lake Chad, Komadugu Yobe and Komadugu Gana. The principal aim has been the reconstruction of spatio-temporal changes in the river system, its assessment as one of the last untapped regional paleoecological archives, and the integration of the results into the existing chronological climate models of the West African savanna. For this purpose, a sound sedimentological data base has been created (41 profiles, 474 samples) and supported by age determinations in order to allow detailed conclusions about the ancient depositional environments. The morphogenetic classification of pre-recent wetlands and the comprehension of modern geoecological process structures are based on a paleogeographical and -hydrological evaluation of diverse remote sensing data. The lithofacial findings have been supplemented by morphoscopic sand analyses, heavy and clay mineral determinations from selected samples as well as a spot check of relict diatom spectra. Finally, the distribution patterns and characteristics of soils as additional potential paleoenvironmental indices have been investigated.

As externally-sourced river, the Komadugu Yobe is perennial under the current Sahelian climate while its major tributary Komadugu Gana flows only periodically. The system encompasses the largest catchment area of N Nigeria, including extended paleofloodplains. Draining parts of the Precambrian to lower Paleozoic basement around Kano, Jos, and Bauchi, it follows SW-NE-oriented fracture lines. The lower catchment comprises not only alluvium but also further, mostly fossilized land systems composed of water- and wind-deposited unconsolidated material which can mainly be understood as products of climatic oscillations during the late Quaternary. For instance, the hyper-arid upper Pleistocene led to the accumulation of the adjacent Lantewa and Gudumbali dunefields until about 14,000 cal. yr BP. During subsequent Holocene wet phases, far-reaching transgressions of Lake Chad took place ('Megachad') which are documented by the Bama Beach Ridge Complex about 40 m above the present-day lakeshore. The youngest of the ridges associated with neotectonic lineaments has been dated to the mid Holocene. The relict floodplain outside of the Megachad area is also highly interesting in paleoecological terms but its lithostratigraphy and depositional history have never been adequately investigated so far. Initially, a close relationship with the surrounding dunefields that must have been subject to a complete pediplanation in the terrace area was considered very likely. On the other hand, shallow clay beds mentioned in the literature indicate that quasi-lagoonal sediments have once been accumulated upstream of the Bama Ridge. It was taken into account that this happened in the course of the damming of the Komadugu floods under humid conditions during Megachad times.

Incised into the paleowetlands or low terrace, respectively, the recent floodplain shows a distinct meander system including numerous oxbows of higher amplitude. In spite of upstream irrigation

schemes, it is still extensively flooded during the rainy season. The system is mainly composed of lateral accretion structures such as ridges and swales. The land facets of the approximately 5,000 km² wide terrace are comparatively unspecific with a complex network of relict drainage lines combining all classical channel patterns. These structures are not recognizable in the field or on aerial photographs, but semi-automatic analyses of satellite scenes have proved that the paleolagoon outside of the Bama Ridge boundary cannot have been characterized primarily by a stillwater body. As indicated by the high channel-floodplain-ratio, the general aggradation often gave way to avulsions. Even though the ancient floodplain does not contain distinguishable morphostratigraphic sequences^{11.1}, different degrees of conservation hint at a polycyclic origin.

Sediment cores from average depths of 6 m were extracted at 20 sites on the terrace and in six transects in the case of the recent alluvium. As one of the few available features, particle size composition played a key role in the reconstruction of fluvial lithofacies. Five sand classes have been determined based on the phi-scale and underwent descriptive sediment statistics^{11.2} together with the silts. The clay fraction was not taken into account in order to achieve log-normal distributions since 90 % of the original curves were bimodal with primary sand and secondary clay maxima. Mean particle size, sorting, skewness, and kurtosis of the reduced spectrum have been calculated, together with several ratios of the different grain size classes. The results have been compared in mostly bivariate diagrams in order to detect clusters and gradients. Generally, the exclusively siliclastic deposits turned out to be dominated by very well sorted^{11.3} fine sands, applying particularly to the ancient alluvium. The recent alluvium showed a stronger variation with respect to both ends of the scale. Altogether, 18 classes of lithofacies have been distinguished mainly on form-unit^{11.4}-level. The younger sediments comprise sequences of silty overbank deposits, fine sandy point bars and medium to coarse sandy channel lags with graded fine sandy to clayey channel fills inside the oxbows. As expected, lateral correlations of strata have not been possible in view of the autogenic dynamics and fractionated accumulation within the recent meander belt. The fine sandy terrace contains mixed channel-fill and lateral accretion deposits with eolian tops and locally intercalated weakly loamy to strongly clayey overbank fines.

A closer look on the ancient alluvium revealed that in spite of the relative uniformity, system-internal gradients were more evident than clusters^{11.5}. The Yobe sediments at the western margin of the paleolagoon are rather coarse silty to very fine sandy, while the percentage of coarser fine sands and the grain-size-correlated sorting coefficient increase towards Geidam. At the easternmost site near Damasak, the lower layers are characterized by higher medium sand contents while the upper strata bear a stronger silt component. Therefore, separations of several sub-facies valid for all sites, e. g. in response diagrams, could not be achieved. However, the sand-silt-spectrum of the majority of the alluvium is weakly negative-skewed and mesokurtic while wind-influenced mixtures are positive-skewed and leptokurtic due to pre- or post-sedimentary sorting. The principal factor for the narrow spectra in the

^{11.1} of deltas or terraces

^{11.2} after Folk & Ward (1957)

^{11.3} after Sombroek & Zonneveld (1971)

^{11.4} after Lewin (2001)

^{11.5} e. g. in triangle diagrams

eastern paleolagoon and the Megachad area turned out^{11.6} to be the formerly assumed reworking of local eolian sands, leading to an additional vertical de-mixing throughout most profiles. In return, considerable coarse silt contents are typical for the basement-derived sediment load, resulting in mean silt-clay-ratios of 2.45^{11.7}, although predominantly allochthonous clays are also common. Silt contents above average could be identified as eolian dust inputs with the help of pedoanalytical findings while low ratios are probably caused by deflation.

Secondary lithological properties were only of occasional use as facies indicators. It has not always been possible to determine the crucial bedding type within the prevalent 1-D-data with certainty but the existence of bedding structures already served as a hint of fluvial deposition since they are not known from the regional dunefields. An inner meander bank near Geidam turned out to be very revealing with respect to the complexity of fluvial architecture and improved the chances to determine sediment sequences on form-unit-level. In conformity with the results of the satellite image interpretation, lateral facies variations in the form of channel-fills appeared to be dominant. Since their grain sizes and bedding resembled those of point bar cycles, the obvious frequency of cut-and-fill-structures had important consequences for the identification of facies in the drill cores. Another remarkable feature were clayey strata that partly seem to be derived from autogenic dynamics, but in the case of the lowest layer, however, are possibly more extensive and of climatogenic nature as comparisons of diatoms and clay minerals suggest.

One of the relatively frequent grain size mixtures of the sand terrace is weakly clayey fine sand which was usually interpreted as pedisegment of probable eolian character^{11.6}. The facies is indicative of the relevance of inherited properties and a general textural maturity of the ancient alluvium growing in the downstream direction. At the same time, the polycyclic reworking involved a definite overlap of transport modes as evident in contrary sediment qualities^{11.6}, with a strong aqueous component not only present in the western area of investigation but in the vicinity of the Bama Ridge as well^{11.8}. Special hydraulic regimes are also often characterized by stratified black sands rich in heavy minerals. Their usual composition once more reveals the importance of alluvial-eolian interrelations, resulting in variable vertical distributions of unstable minerals like the green hornblende.

The dominant soils of the recent floodplain are partly already weathered Fluvisols (FAO/Unesco 1997)/weakly developed soils of deposition (Carroll & Klinkenberg 1972) with different hydromorphic influences transitional to Gleysols which are most common in backswamp positions. As supposed climax soils, luvic Arenosols/weakly leached ferruginous tropical soils have developed in the eastern section of the fine sand terrace. Due to younger translocation processes, however, lithomorphic brown soils are almost as widespread as in the western part. Vertical gradients of chemical variables point to a rather weak downward leaching but also a fertilizing effect of the Harmattan. Together with the iron activity ratio they also suggest that the pedogenesis in the paleofloodplain is predominantly relict. According to dated profiles, the more strongly weathered, partly buried soils are exclusively found on early Holocene

^{11.6} mostly on the basis of quartz sand analyses

^{11.7} as well as coarse silt to medium and fine silt ratios of 5.75

^{11.8} e. g. in the form of prismatic particle populations or a high percentage of unspecific grain surface textures in the Megachad area, possibly hinting at a lacustrine influence

sediments and therefore likely to be at least of middle Holocene age or, as in the case of chromic Arenosols, of allochthonous origin. The analyses of clay minerals, however, revealed some considerable smectite-kaolinite-ratios, possibly caused by sub-recent autochthonous neoformations.

For age determinations by OSL, four profiles had been chosen on the low terrace and two in the Megachad area with one of the latter originating from a distal paleomeander of the recent floodplain. The deposition of the upper 6 m was usually single-phased, thus contributing to a chronology of high-magnitude events. Despite the necessary caution when linking river behaviour with external controls, the results fit extremely well into the previously established regional climate history. Most deposits date back to the late Pleistocene – early Holocene transition (about 13 to 10.5 kyr)^{11.9} and are believed to represent the morphologically especially active change from arid to humid conditions in the upper Komadugu catchments. Three more ages lying between 7.5 and 9.5 kyr could contain a limited hint of repeated instability at the time of an albeit very controversial dry event around 8 kyr BP. A last cluster is located at the end of the assumed Megachadic phase around 6 kyr BP and marks the renewed fluvial deposition in the retreating paleolagoon west of the Bama Ridge. As the two profiles in question lie relatively close to each other, it remains unclear to which extent the floodplain was actually reactivated in the mid Holocene. At another decrease in pluviosity, the recent floodplain was eventually incised. The filling of the mentioned oxbow has been dated to approximately 2.8 kyr and was probably active in a last late Holocene wet phase.

The dating results imply that the paleomorphodynamics of the Komadugu system resulted predominantly in the remobilisation of sandy bank material in the course of climatic transitions while no evidence for the optima themselves has been found in the investigated land system. The quasi-lagoonal clay layer at Geidam which was dated to about 12.5 kyr is thought to indicate fully humid conditions to some extent but certainly not in the form of a clearly defined phase of widespread pelitic accumulation. The impression is rather that of a marked fluviodeltaic activity which must have been characterizing the Pleistocene-Holocene transition for several millennia including parts of the Megachad area. The mid Holocene pluvial phase does not seem to have affected the system as much as the southern tributaries responsible for most of the lacustrine input, supporting the hypothesis of climatic phase shifts in the various catchments.

The synsedimentary energetic conditions in the paleofloodplain must have been sufficient for a complete reworking of the dune sands probably triggered by sheet floods. The complex patterns of the paleochannels resulted from frequent avulsions in the lower catchment which were mainly caused by regional tectonics and the nearby base level of erosion. It is due to such downstream controls, including the nature of the reworked material, that the sand terrace appears atypical for humid conditions as far as the limited grain size variety, the hybrid floodplain geometry and the synchronicity of erosion and deposition are concerned. Thus, the development of the middle section of the Yobe system can be seen in clear contrast to the usual arid-humid transition and the related morphodynamic change from unstable to stable conditions since a pronounced meander system largely representative for the latter could not evolve before the drier late Holocene. Simple climate-related explanations based on granulometric

^{11.9} all dates in calendar years

characteristics, alluvial architecture and paleohydrological parameters consequently turned out as inappropriate for the reconstruction of the fluvial response in the area of investigation. Despite the paucity of litho- and biostratigraphical markers in the available archive, it has nevertheless been possible to obtain essential information about this very dynamic land unit from a process-oriented morphological and sedimentological analysis with a useful chronometric framework and the consideration of system-specific variables, definitely expanding the state-of-the-art late Quaternary environmental history of NE Nigeria. Since the high spatio-temporal variability of the discharge and sedimentation patterns can only be understood in the context of a particularly changeable rainfall regime^{11.10}, a superior climatic control of Holocene fluviomorphodynamics, though catalyzed by autogenic factors, can be considered a certainty.

^{11.10} accompanied by a temporary reduction of stabilizing vegetation

12 Quellenverzeichnis

12.1 Literatur

- ADAMS, B. & HOLLIS, T. (1988): The Hadejia-Nguru wetlands project. Hydrology and sustainable resource development of a Sahelian floodplain wetland: 161 pp.; London, Cambridge.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. Aufl.: 392 S.; Hannover (Schweizerbart).
- AHMED, A. (1985): Infiltration characteristics of the irrigated soils of Kano River Project, Kadawa, Nigeria. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: Arid zone hydrology and water resources: 367-375; Maiduguri (Univ. Press).
- AHN, P. M. (1970): West African Soils. – West African Agriculture, vol. 1, 3rd ed., 332 pp.; Oxford (Univ. Press).
- ALBERT, K.-D. & ANDRES, W. & LANG, A. (1997): Palaeodunes in NE Burkina Faso; pedo- and morphogenesis in a chronological framework provided by luminescence dating. – Z. Geomorph., N. F., **41** (4): 167-182; Berlin, Stuttgart.
- ALBERT, K.-D. (2003): Die Altdünenlandschaft im Sahel NE-Burkina Fasos – Geomorphogenese und Geomorphodynamik einer semiariden Kulturlandschaft. – Diss. Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften/Geographie: 246 S.; Frankfurt am Main.
- ALBERTZ, J. (1991): Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. Eine Einführung in die Fernerkundung. – 204 S.; Darmstadt.
- ALLEN, J. R. L. (1970): Physical processes of sedimentation: an introduction. – 248 pp.; London (Allen & Unwin).
- ALLEN, J. R. L. (1977): Changeable rivers: some aspects of their mechanics and sedimentation. – In: GREGORY, K. J. [Ed.]: River channel changes: 15-45; Chichester (Wiley).
- ANDRES, W. (1980): On the paleoclimatic significance of erosion and deposition in arid regions. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **36**: 113-122; Berlin, Stuttgart.
- ANHUF, D. & FRANKENBERG, P. (1991): Die naturnahen Vegetationszonen Westafrikas. – Erde, **122**: 243-265; Berlin.
- ANHUF, D. & FRANKENBERG, P. (2000): Die mittelholozäne Feuchtphase 5.000 BP – eine Vegetationsrekonstruktion für Afrika. – In: VÖLKEL, J. & BARTH H.-J. [Hrsg.]: Beiträge zur Quartärforschung: Festschrift für Klaus Heine zum 60. Geburtstag. – Regensburger Geogr. Schr., **33**: 99-125; Regensburg.
- AUBERT, G. (1965): La classification des sols. La classification pédologique française. – Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., **3**: 1-7; Paris.
- AVBOVBO, A. A. & AYOOLA, E. O. & OSAHON, G. A. (1986): Depositional and structural styles in the Chad basin of Northeastern Nigeria. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **70** (12): 1787-1798; Houston, TX.
- AVENARD, J.-M. & MICHEL, P. (1985): Aspects of presentday processes in the seasonally wet tropics of West Africa. – In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. [Eds.] (1985): Environmental change and tropical geomorphology: 75-92; London.

- BAILLY, F. & NIEDER, R. [Hrsg.] (1997): FAO/Unesco Bodenkarte der Welt. Deutsche Übersetzung der Revidierten Legende, 1988/1997. – 67 S.; Braunschweig (TU).
- BAKER, V. R. (1998): Paleohydrology and the hydrological sciences. – In: BENITO, G. & BAKER, V. R. & GREGORY, K. J. (1998): Palaeohydrology and environmental change. – 1-10; Chichester, New York, NY (Wiley).
- BAKER, V. R. & BOWLER, J. M. & ENZEL, Y. & LANCASTER, N. (1996): Late Quaternary palaeohydrology of arid and semi-arid regions. – In: GREGORY, K. J. & STARKEL, L. & BAKER, V. R. [Eds.] (1995): Global continental palaeohydrology. – 203-231; Chichester (Wiley).
- BAKER, V. R. & KOCHER, R. C. & PATTON, P. C. [Eds.] (1988): Flood geomorphology: 503 pp.; New York, NY (Wiley).
- BAKER, V. R. & PENTEADO-ORELLANA, M. M. (1977): Adjustment to Quaternary climatic change by the Colorado River in central Texas. – J. Geol., **85**: 395-422, 4 tab.; Chicago, IL.
- BARBER, W. & JONES, D. G. (1960): The geology and hydrology of Maiduguri, Bornu Province. – Rec. Geol. Surv. Niger., Jg. 1958: 5-20; London.
- BARRETEAU, D. [Ed.] (1993): Datation et chronologie dans le bassin du lac Tchad: séminaire du Réseau Méga-Tchad, ORSTOM Bondy, 11 et 12 septembre 1989. – 291 p.; Bondy (ORSTOM).
- BAUMHAUER, R. (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). – Würzburger Geogr. Arb., **65**: 235 S.; Würzburg.
- BAUMHAUER, R. & BUSCHE, D. & SPONHOLZ, B. (1989): Reliefgeschichte und Paläoklima des saharischen Ost-Niger. – Geogr. Rdsch., **41** (9): 493-499; Braunschweig.
- BAWDEN, M. G. (1972 a): Physiography. – In: TULEY, P. [Ed.]: The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment. – Land Resource Study, **9**: 43-45; Surbiton (Land Resource Division).
- BAWDEN, M. G. (1972 b): Geology. - In: TULEY, P. [Ed.]: The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment. – Land Resource Study, **9**: 46-59; Surbiton (Land Resource Division).
- BAWDEN, M. G. (1972 c): Geomorphology. - In: TULEY, P. [Ed.]: The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment. – Land Resource Study, **9**: 60-70; Surbiton (Land Resource Division).
- BAWDEN, M. G. (1972 d): Hydrology. - In: TULEY, P. [Ed.]: The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment. – Land Resource Study, **9**: 71-83; Surbiton (Land Resource Division).
- BAWDEN, M. G. & CARROLL, D. M. & TULEY, P. (1972): The land resources of North East Nigeria. Vol. 3: The land systems. – Land Resource Study, **9**: 464 pp.; Surbiton (Land Resource Division).
- BECKER-HAUMANN, R. & PREUSSER, F. & CHOWDHURY, R. & KHAN, S. H. & HUQ, N. E. (2000): A test study of luminescence dating of fluvial sediments from Bangladesh. – Bangladesh J. Geol., **19**: 25-34; Dhaka.
- BENITO, G. & BAKER, V. R. & GREGORY, K. J. (1998): Palaeohydrology and environmental change. – 353 pp.; Chichester, New York, NY (Wiley).
- BENITO, G. & PEREZ-GONZALES, A. & GUTIERREZ, F. (1998): River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution. – Geomorphology, **22** (3-4): 243-264; Amsterdam.
- BERGOEING, J. & GILLIARD, P. (1997): Géomorphologie des terrasses du fleuve Niger à la latitude du Parc National du W, Niger. – Z. Geomorph., N. F., **41** (4): 491-504; Berlin, Stuttgart.

- BESLER, H. (1983 a): The response diagram: a possibility to predict sand movement. – *Stuttgarter Geogr. Stud.*, **93**: 11-17; Stuttgart.
- BESLER, H. (1983 b): The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. – *Z. Geomorph., N. F.*, **41** (4): 287-301; Berlin, Stuttgart.
- BESLER, H. (1992): *Geomorphologie der ariden Gebiete*. – *Erträge Forsch.*, **280**: 189 S.; Darmstadt (Wissenschaftl. Buchges.).
- BLOOMFIELD, C. (1973): Some chemical properties of hydromorphic soils. – In: SCHLICHTUNG, E. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: *Pseudogley and gley*: 7-14; Weinheim (Verlag Chemie).
- BLUM, M. D. & STRAFFIN, E. C. (2001): Fluvial responses 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. [Eds.]: *River basin sediment systems: archives of environmental change: 195-228*; Lisse, Abingdon, Exton, Tokyo (Balkema).
- BLUM, M. D. & TÖRNQUIST, T. E. (2000): Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. – *Sedimentology*, **47**: 2-48; Oxford.
- BOCQUIER, G. (1973): *Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique*. – *Mém. ORSTOM*, **62**: 350 p.; Paris.
- BOENIGK, W. (1983): *Schwermineralanalyse*. – 158 S.; Stuttgart (Enke).
- BOGGS, S. (1995): *Principles of sedimentology and stratigraphy*. – 3rd Ed.: 726 pp.; Upper Saddle River, NJ (Prentice Hall).
- BOURLIÈRE, F. (1983): *Tropical savannas. Ecosystems of the world*. – 730 pp.; Amsterdam, New York (Elsevier).
- BOWER, C. A. & REITEMEIER, R. F. & FIREMAN, M. (1952): Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. – *Soil Science*, **73**: 251-261; Oxford.
- BOWMAN, D. (1982): Iron coating in recent terrace sequences under extremely arid conditions. – *Catena*, **9**: 353-359; Braunschweig.
- BRAKENRIDGE, G. R. (1988): River flood regime and floodplain stratigraphy. – In: BAKER, V. R. & KOCHER, R. C. & PATTON, P. C. [Eds.]: *Flood geomorphology*: 139-156; New York, NY (Wiley).
- BRAMMER, H. (1971): Coatings in seasonally-flooded soils. – In: GERRARD, J. [Ed.]: *Alluvial soils*: 81-89; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- BREMER, H. (1994): Soils in tropical geomorphology. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **38**: 257-265; Berlin, Stuttgart.
- BREMER, H. (2002): Grundlagen geomorphologischer Forschungen im englischen und im deutschen Sprachraum. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **127**: 233-243; Berlin, Stuttgart.
- BREUNIG, P. (1995): Der Einbaum von Dufuna (Nigeria). – *Ber. SFB 268*, **5**: 17-26; Frankfurt am Main.
- BREUNIG, P. (1998): Recent archaeological research of the Later Stone Age of NE Nigeria. – *Borno Mus. Soc. Newsl.*, **34**: 15-24; Maiduguri.
- BRIDGE, J. S. (1993): Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – *Sedimentology*, **40**: 801-810; Oxford.

- BRIDGE, J. S. & LEEDER, M. R. (1989): A simulation model of alluvial stratigraphy. – *Sedimentology*, **26**: 617-644; Oxford.
- BRIERLEY, G. J. (1996): Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modelling. – In: DAWSON, M. & CARLING, P. [Eds.]: *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. – 263-298; Chichester (Wiley).
- BRISTOW, C. (1996): Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences. – In: DAWSON, M. & CARLING, P. [Eds.]: *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. – 351-371; Chichester (Wiley).
- BROSZINSKI, A. (2003): *Sediment-Proben aus dem Tschad-Becken*. – 11 S.; Frankfurt am Main (unveröff.).
- BROWN, A. G. (1997): *Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*. – 377 pp.; Cambridge (Univ. Press).
- BRÜMMER, G. (1973): Redoxreaktionen als merkmalsprägende Prozesse hydromorpher Böden. – In: SCHLICHTUNG, E. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: *Pseudogley and gley*: 17-29; Weinheim (Verlag Chemie).
- BRUNK, K. & GRONENBORN, D. (2004): Floods, droughts, and migrations. The effects of Late Holocene lake level oscillations and climate fluctuations on the settlement and political history in the Chad basin. – In: KRINGS, M. & PLATTE, E. [Eds.]: *Living with the lake*: 101-132; Köln (Köppe).
- BULL, W. B. (1991): *Geomorphic responses to climatic change*. – 326 pp.; New York, NY, Oxford (Univ. Press).
- BULL, W. B. (1988): Floods; degradation and aggradation. – In: BAKER, V. R. & KOCHER, R. C. & PATTON, P. C. [Eds.]: *Flood geomorphology*: 157-165; New York, NY (Wiley).
- BULL, W. B. (1990): Stream-terrace genesis: implications for soil development. – *Geomorphology*, **3**: 351-367; Amsterdam.
- BULL, L. J. & KIRKBY, M. J. (2002) [Eds.]: *Dryland rivers: Hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. – 388 pp.; Chichester (Wiley).
- BULL, L. J. & KIRKBY, M. J. (2002): Dryland river characteristics and concepts. – In: BULL, L. J. & KIRKBY, M. J. [Eds.]: *Dryland rivers: Hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. – 3-15; Chichester (Wiley).
- BUMBA, J. & KIDA, H. M. & BUNU, Z. (1985): Exploitation of underground water in the Chad Formation – Maiduguri as a case study. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: *Arid zone hydrology and water resources*: 89-98; Maiduguri (Univ. Press).
- BURINGH, P. (1968): *Introduction to the study of soils in tropical and subtropical regions*. – 124 pp.; Wageningen.
- BURKE, K. (1976): The Chad basin: an active intra-continental basin. – *Tectonophysics*, **36**: 197-206; Amsterdam, London, New York, NY.
- BURKE, K. (1989): Neogene and quaternary tectonics of Nigeria. – In: KOGBE, C. A. [Ed.] (1989): *Geology of Nigeria*: 445-451; Jos (Rock View).
- CALVOCORESSI, D. & DAVID, N. (1979): A new survey of radiocarbon and thermoluminescence dates for West Africa. – *J. Afr. Hist.*, **20**: 1-29; Cambridge.

- CARMOUZE, J. & DURAND, J. R. & LEVEQUE, C. [Eds.] (1983): Lake Chad: ecology and productivity of a shallow tropical ecosystem. – *Monographiae Biologicae*, **53**: 575 + ix pp.; The Hague (Junk).
- CARMOUZE, J. & LEMOALLE, J. (1983): The lacustrine environment. – In: CARMOUZE, J. & DURAND, J. R. & LEEQE, C. [Eds.]: Lake Chad: ecology and productivity of a shallow tropical ecosystem. – *Monographiae Biologicae*, **53**: 27-64; The Hague (Junk).
- CARROLL, D. M. (1970): The soils of the Maiduguri-Bama area. – *Samaru Soil Survey Bull.*, **40**: 41 pp.; Samaru (Inst. Agric. Res.).
- CARROLL, D. M. & KLINKENBERG, K. (1972): Soils. – In: TULEY, P. [Ed.]: The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment. – *Land Resource Study*, **9**: 85-119; Surbiton (Land Resource Division).
- CARSON, M. A. (1984): The meandering-braided river threshold: a reappraisal. – *J. Hydrol.*, **73**: 315-334; Amsterdam.
- CARTER, R. C. (1995): Water resources and water management in North East Nigeria. – Thesis, Cranfield University/Silsoe College: VII + 135 pp.; Cranfield.
- CARTER, R. C. & ALKALI, A. G. (1995): Shallow groundwater in the North East Arid Zone of Nigeria. – In: CARTER, R. C.: Water resources and water management in North East Nigeria: 64-93; Cranfield.
- CHAMLEY, H. (1989): Clay sedimentology. – 623 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- CONNAH, G. (1981): Three thousand years in Africa. Man and environment in the Lake Chad region of Nigeria. – 268 pp.; Cambridge (Univ. Press).
- CONSULINT (1975): Water survey of the North-Eastern State. – Hydrological investigations. Synthesis of general surface hydrology. – 69-98; Rome.
- CORRENS, C. W. (1942): Zur Methodik der Schwermineraluntersuchung. – *Z. f. Angew. Mineralogie*, **3**: 1-11; Berlin.
- COULTHARD, T. J. & MACKLIN, M. G. (2001): How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model based evaluation. – *Journal of Quaternary Science*, **16** (4): 347-351; New York, NY.
- COULTHARD, T. J. & MACKLIN, M. G. & KIRKBY, M. J. (2001): Modelling the impacts of different flood magnitudes and frequencies in catchment evolution. – In: MADDY, D. & MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [Eds.]: River basin sediment systems: archives of environmental change. – 485-503; Lisse, Abingdon, Exton, Tokyo (Balkema).
- CSAPLOVICS, E. (1992): Methoden der regionalen Fernerkundung. Anwendungen im Sahel Afrikas. – 219 S.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- DAIRA, D. (1987): The geological framework of the Lake Chad basin and its impact on water resources conservation and management. – Int. Seminar on "Water resources of the Lake Chad basin: Management and conservation", June 3-5, 1987: 16 pp.; N'Djamena (LCBC).
- DAVIS, R. A. (1992): Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy. – 2nd Ed.: 603 + XVIII pp.; Englewood Cliffs, NJ (Prentice Hall).
- DE BAKKER, H. (1973): Hydromorphic soils in the system of soil classification for the Netherlands. – In: GERRARD, J. [Ed.]: Alluvial soils: 175-182; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).

- DE CASTRO, L. C. & OLA, S. A. (1983): Geotechnical properties of compacted Fadama soils. – In: OLA, S. A. [Ed.]: Tropical soils of Nigeria in engineering practice: 145-154; Rotterdam (Balkema).
- DE LEEUW, P. N. & TULEY, P. (1972): Vegetation. – In: TULEY, P. [Ed.]: The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment. – Land Resource Study, **9**: 121-155; Surbiton (Land Resource Division).
- DE LEEUW, P. N. & LESSLIE, A. & TULEY, P. (1972): Present and potential land use. – The land resources of North East Nigeria. Vol. 4. – Land Resource Study, **9**: 106 pp.; Surbiton (Land Resource Division).
- DE MENOCA, P. & ORTIZ, J. & GUILDERSON, T. & ADKINS, J. & SARNTHEIN, M. & BAKER, L. & YARUSINSKY, M. (2000): Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. – Quat. Sci. Rev., **19**: 347-361; Amsterdam.
- DIOUF, B. & FALL, M. (1998): Principaux évènements paléoclimatiques dans le bassin Sénégal-Mauretaniens depuis 125 ka. – Pal. Afr., **25**: 13-20; Rotterdam.
- DOLLAR, E. (2000): Fluvial geomorphology. – Progr. Phys. Geogr., **24** (3): 385-406; London.
- DUCHAUFOUR, P. (1998): Handbook of pedology. – 264 pp.; Rotterdam (Balkema).
- DUNKERLEY, D. L. & BROWN, K. J. (1997): Desert soils. – In: THOMAS, D. S. [Ed.]: Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands. – 2nd Ed.: 55-68; Chichester (Wiley).
- DURAND, A. (1982): Oscillations of Lake Chad over the past 50000 years: new data and hypothesis. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **16**: 37-53; Amsterdam.
- DURAND, A. (1995): Conséquences géomorphologiques de phénomènes néotectoniques dans le bassin du lac Tchad: modification du réseau hydrographique et origine du pseudo-rivage du Mégatchad dans la région du Kadzell (République du Niger). – C. R. Acad. Sci., **321**: 223-229; Paris.
- DURAND, A. (1996): Un pseudo-réseau hydrographique affluent du Mégatchad holocène: le bassin aval du Tafassasset au Niger (Dillias et Bahr Toumtouma). – Préhistoire Anthropologie Méditerranéennes, **5**: 1-9; Paris.
- DURAND, A. & FONTES, J.-C. & GASSE, F. & ICOLE, M. & LANG, J. (1984): Le Nord-ouest du Lac Tchad au Quaternaire: étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. – Pal. Afr., **16**: 215-243; Rotterdam.
- DURAND, A. & LANG, J. (1986): Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatique: le Sahel nigéro-tchadien depuis 40.000 ans. – Bull. Soc. Géol. France 1986, **2**: 267-278; Paris.
- DURAND, A. & LANG, J. & MOREL, A. & ROSET, J.-P. (1983): Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Aïr oriental (Sahara méridional, Niger). – Rev. Géol. Dyn. Géograph. Phys., **1**: 47-59; Paris.
- DURAND, A. & MATHIEU, P. (1980 a): Le Quaternaire supérieur sur la rive sud du lac Tchad. – Cah. ORSTOM, Sér. Géol., **XI** (2): 189-203; Dakar.
- DURAND, A. & MATHIEU, P. (1980 b): Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur. – Rev. Géol. Géogr. Phys., **22**: 329-341; Paris, New York.
- DUROTOYE, B. (1983): Geomorphology and Quaternary deposits of Nigeria – In: OLA, S. A. [Ed.]: Tropical soils of Nigeria in engineering practice: 1-16; Rotterdam (Balkema).

- DUROTOYE, B. (1989): Quaternary sediments in Nigeria. – In: KOGBE, C. A. [Ed.] (1989): *Geology of Nigeria*: 431-444; Jos (Rock View).
- DURY, G. H. (1977): Underfit streams: retrospect, prospect and prospect. – In: GREGORY, K. J. [Ed.]: *River channel changes*: 281-293; Chichester (Wiley).
- EDELMAN, C. H. & SCHUFFELEN, A.-C. (1947): On the origin of some clay minerals in soils. – *Extrait des C. R. du Congrès de Pédologie (Montpellier – Alger)*. 9 – 20 Mai 1947. – 114 p.; Paris.
- EDELMAN, C. H. & VAN DER VOORDE, P. K. J. (1963): Important characteristics of alluvial soils in the tropics. – In: GERRARD, J. [Ed.] (1987): *Alluvial soils*. – 27-32; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- EDMUNDS, W. M. & FELLMAN, E. & GONI, I. B. (1999): Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrochemistry. – *J. Geol. Soc.*, **156**: 345-355; London.
- EITEL, B. (1999): *Bodengeographie*. – 244 S.; Braunschweig (Westermann).
- EINSELE, G. (2000): *Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget*. – 792 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- EMMERLING, C. (1993): Nährstoffhaushalt und mikrobiologische Eigenschaften von Auenböden sowie die Besiedlung durch Bodentiere unter differenzierter Nutzung und Überschwemmungsdynamik. – *Diss. Univ. Trier, FB Geowissenschaften*: 137 S.; Trier (unveröff.).
- ENGELHARDT, VON W. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. – In: ENGELHARDT, VON W. & FÜRCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1973): *Sediment-Petrologie, Teil III*: 378 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ERGENZINGER, P. J. (1978): Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad. Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1:200000. – *Berliner Geogr. Abh.*, **23**: 71 S.; Berlin.
- EZEIGBO, H. I. & OGBUKAGU, I. K. N. (1985): Towards improved water supply in the arid regions of Nigeria. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: *Arid zone hydrology and water resources*: 413-424; Maiduguri (Univ. Press).
- FAO/UNESCO [Ed.] (1997): *Soil map of the world. Revised legend with corrections and updates*. – *World Soil Resources Report*, **60**: 140 pp.; Wageningen.
- FAO/UNESCO [Ed.] (1981): *Arid zone hydrology*. – *FAO Irrigation and Drainage Paper*, **37**: 177 pp.; Rome.
- FAURE, H. (1969): Lacs quaternaires du Sahara. – *Mitt. Internat. Verein. Limnol.*, **17**: 131-146; Stuttgart.
- FAURE, H. & MANGUIN, E. & NYDAL, R. (1963): Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental: diatomites et ages absolus. – *Bull. BRGM.*, **3**: 41-63; Paris.
- FERGUSON, R. I. (1977): Meander migration: equilibrium and change. – In: GREGORY, K. J. [Ed.]: *River channel changes*: 237-248; Chichester (Wiley).
- FLOHN, H. & NICHOLSON, S. E. (1980): Climatic fluctuations in the arid belt of the "Old World" since the last glacial maximum; possible causes and future implications. – *Pal. Afr.*, **12**: 3-21; Rotterdam.
- FÖLSTER, H. (1983): *Bodenkunde Westafrika (Nigeria, Kamerun)*. – *Afrika-Kartenwerk, Beih. W4*: 101 S.; Berlin, Stuttgart.

- FOLK, R. L. (1980): Petrology of sedimentary rocks. – 183 pp.; Austin, Tx (Hemphill).
Online-Ressource: <http://www.lib.utexas.edu/geo/FolkReady.html>
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957): A study of the significance of grain size parameters. – *J. Sed. Petrol.*, **27**: 3-26; Boulder, CO.
- FRANKE-SCHARF, I. (2000): Landschafts- und Landnutzungswandel im nigerianischen Tschadbecken. Qualitative und quantitative räumliche Analysen durch Auswertung multitemporaler und multisensoraler Fernerkundungsdaten im Rahmen eines regionalen Informationssystems. – Diss. Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften: 227 S.; Frankfurt am Main.
- FRANKENBERG, P. (1985): Vegetationskundliche Grundlagen zur Sahelproblematik. – *Erde*, **116**: 121-135; Berlin.
- FRIEND, P. F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **6**: 345-354; Oxford.
- FRITSCHER, N. (2000): Naturraumpotential und Landnutzung in der Sudan-Zone Westafrikas – am Beispiel des südlichen Gongola Beckens (NE-Nigeria). – *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **27**: 267 S.; Frankfurt am Main.
- FÜRCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl.: 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GABRIEL, B. (1972): Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Dirennao (Tibesti). – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **15**: 113-128; Berlin, Stuttgart.
- GAC, J. Y. (1980): Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. – *Trav. Doc. ORSTOM*, **123**: 251 p.; Paris.
- GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.] (1991): Arid zone hydrology and water resources. Papers presented at the International Conference Sept. 23-26, 1985, Univ. Maiduguri. – 527 S.; Maiduguri (Univ. Press).
- GARBA, A. (1998): Directing archaeological excavation: Dufuna canoe excavation in retrospect. – *Borno Mus. Soc. Newsl.*, **34**: 25-30; Maiduguri.
- GARBA, Z. & DURAND, A. & LANG, J. (1986): Enregistrement sédimentaire des variations de la dynamique éolienne pendant la transition Tardiglaciaire/Holocène à la limite Sahara/Sahel (Termit, Bassin du lac Tchad). – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **103**: 159-178; Berlin, Stuttgart.
- GASSE, F. (1980): Late Quaternary changes in lake-levels and diatom assemblages on the south-eastern margin of the Sahara. – *Pal. Afr.*, **12**: 333-350; Rotterdam.
- GASSE, F. (1987): Diatoms for reconstructing palaeoenvironments and palaeohydrology in tropical semi-arid zones. – *Hydrobiologia*, **154**: 127-163; Dordrecht.
- GASSE, F. (2000): Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. – *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 189-211; Amsterdam.
- GASSE, F. & FOURTANIER, E. (1991): African diatom palaeoecology and biostratigraphy. – *J. Afr. Earth Sci.*, **12**: 325-334; Oxford.
- GAVAUD, M. (1977): Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. – *Trav. Doc. ORSTOM*, **76**: 102 p.; Paris.
- GERRARD, J. [Ed.] (1987): Alluvial soils. – 305 pp.; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).

- GERRARD, J. (1992): Soil geomorphology. An integration of pedology and geomorphology. – 269 pp.; Rotterdam, Boston (Balkema).
- GEYH, M. A. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – 276 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- GEYH, M. A. (2000): Zum Umgang mit numerischen Altersangaben. – In: VÖLKEL, J. & BARTH H.-J. [Hrsg.]: Beiträge zur Quartärforschung: Festschrift für Klaus Heine zum 60. Geburtstag. – Regensburger Geogr. Schr., **33**: 1-17; Regensburg.
- GEYH, M. A. & JÄKEL, D. (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher ¹⁴C-Daten. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **18**: 82-98; Berlin, Stuttgart.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determination. – 503 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- GHASSEMI, T. & JAKEMAN, A. J. & NIX, H. A. (1995): Salinisation of land and water resources. Human causes, management and case studies. – 526 pp.; Wallingford (Cab International).
- GHIENNE, J.-F. & SCHUSTER, M. & BERNARD, A. & DURINGER, P. & BRUNET, M. (2002): The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models. – Quat. Int., **87**: 81-85; Oxford.
- GILL, M. A. (1974): Hydrological characteristics of the Sokoto-Rima Basin. – Savanna, **3**: 61-76; Zaria.
- GIRESSE, P. & MALEY, J. & BRENAC, P. (1994): Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **107**: 65-78; Amsterdam.
- GOUDIE, A. S. & COOKE, R. V. & DOORNKAMP, J. C. (1979): The formation of silt from quartz dune sand by salt weathering processes. – J. Arid Environ., **2**: 105-117; London.
- GRAF, W. L. (1988 a): Fluvial processes in dryland rivers. – 346 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- GRAF, W. L. (1988 b): Definition of flood plains along arid-region rivers. – In: BAKER, V. R. & KOCHER, R. C. & PATTON, P. C. [Eds.]: Flood geomorphology: 231-242; New York, NY (Wiley).
- GREGORY, K. J. [Ed.] (1977): River channel changes: 450 pp.; Chichester (Wiley).
- GREGORY, K. J. & BENITO, G. (2003): Potential of palaeohydrology in relation to global change. – In: GREGORY, K. J. & BENITO, G. [Eds.]: Palaeohydrology: Understanding global change: 3-15; Chichester (Wiley).
- GREGORY, K. J. & STARKEL, L. & BAKER, V. R. [Eds.] (1995): Global continental palaeohydrology. – 334 pp.; Chichester (Wiley).
- GROSS, L. J. & SMALL, M. J. (1998): River and floodplain process simulation for subsurface characterization. – Water Resour. Res., **34**: 2365-2376; Washington, DC.
- GROVE, A. (1958): The ancient erg of Hausaland and similar formations on the south side of the Sahara. – Geogr. J., **124**: 528-533; London.
- GROVE, A. T. (1972): The dissolved and solid load carried by some West African rivers: Senegal, Niger, Benue and Shari. – J. Hydrol., **16**: 277-300; Amsterdam.

- GROVE, A. T. [Ed.] (1985): The Niger and its Neighbours.- Environmental history and hydrobiology, human use and health hazards of the major West African rivers. – 331 pp.; Rotterdam, Boston, MA (Balkema).
- GROVE, A. & PULLAN, R. (1964): Some aspects of the pleistocene palaeography of the Chad Basin. – Samaru Miscel. Papers, **3**: 230-245; Zaria (Inst. Agric. Res.).
- GROVE, A. & WARREN, A. (1968): Quaternary landforms and climates on the south side of the Sahara. – Geogr. J., **134**: 194-208; London.
- GRUNERT, J. (1988 a): Verwitterung und Bodenbildung in der Süd-Sahara, im Sahel und im Nord-Sudan. Mit Beispielen aus Niger, Burkina Faso und Nord-Togo. – Abh. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl., **41**: 22-43; Göttingen.
- GRUNERT, J. (1988 b): Klima- und Landschaftsentwicklung im Ostniger während des Jungpleistozäns und Holozäns. – Würzburger Geogr. Arb., **69**: 289-304; Würzburg.
- GUMNIOR, M. (2000): Untersuchungen zum Stoffhaushalt von Arenosols in Termitaria-Arealen (NE-Nigeria). – Diplomarbeit, Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften: 256 S.; Frankfurt am Main (unveröff.).
- GUMNIOR, M. & THIEMEYER, H. (2003): Holocene fluvial dynamics in the NE Nigerian savanna: some preliminary interpretations. – Quat. Int., **111**: 51-58; Oxford.
- GUMNIOR, M. & PREUSSER, F. (in press): Late Quaternary River Development in the SW Chad Basin: OSL Dating of Sediment from the Komadugu Palaeofloodplain (NE Nigeria). – J. Quat. Sci.; Chichester.
- HAGEDORN, H. (1980): Fluvial processes in the Sahara. – Pal. Afr., **12**: 115-123; Rotterdam.
- HAMBOLU, M. O. (1995): Recent excavations along the Yobe valley. – Ber. SFB 268, **8**: 215-229; Frankfurt am Main.
- HAMBOLU, M. O. (2000): Studies in the Late Stone Age archaeology of the southwest Chad basin. – Diss. Univ. Maiduguri, Dept. History: 213 pp.; Maiduguri (unpubl.).
- HAMDI, H. (1959): Alterations in the clay fraction of Egyptian soils. – In: GERRARD, J. [Ed.]: Alluvial soils: 103-110; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- HAMMER, R. (1994): Bodensequenzen und Standorteigenschaften im Südwest-Niger, Westafrika. – Hohenheimer Bodenkdl. H., **22**: 145 S.; Stuttgart.
- HARMSE, J. T. & SWANEVELDER, C. J. (1988): Further evidence for the applicability of BESLER's "response" diagram. – Z. Geomorph., N. F., **32** (4): 471-479; Berlin, Stuttgart.
- HEINE, K. (1995): Paläoklimatische Informationen aus südwestafrikanischen Böden und Oberflächenformen: Methodische Überlegungen. – Geomethodica, **20**: 27-74; Basel.
- HEINRICH, J. (1995): Bodengeographische und geomorphologische Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung und aktuellen Geomorphodynamik in der Trockensavanne NE-Nigerias. – Habil.-Schrift, Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften: 425 S.; Frankfurt am Main (unveröff.).
- HERVIEU, J. (1970): Le Quaternaire du Nord Cameroun, schéma d'évolution géomorphologique et relations avec la pédogenèse. – Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., **VIII** (3): 295-320; Dakar.
- HEUSCH, K. (1997): Auenböden im fluvialen Stoffsystem – dargestellt am Beispiel der Siegaue bei Hennef. – Bonner Bodenkundl. Abh., **19**: 182 S.; Bonn.

- HICKIN, E. J. (1977): The analysis of river-planform responses to changes in discharge. – In: GREGORY, K. J. [Ed.]: River channel changes: 249-264; Chichester (Wiley).
- HOLLIS, G. E. & ADAMS, W. M. & AMINU-KANO, M. [Eds.] (1993): The Hadejia-Nguru Wetlands. Environment, economy and sustainable development of a Sahelian floodplain wetland: 244 pp.; Gland, Cambridge (IUCN).
- HOLMES, J. A. & STREET-PERROTT, F. A. & ALLEN, M. J. & FOTHERGILL, P. A. & HARKNESS, D. D. & KROON, D. & PERROTT, R. A. (1997): Holocene palaeolimnology of Kajemarum oasis, Northern Nigeria: an isotopic study of ostracodes, bulk carbonate and organic carbon. – J. Geol. Soc., **154**: 311-319; London.
- HOLMES, J. A. & STREET-PERROTT, F. A. & PERROTT, R. A. & STOKES, S. & WALLER, M. P. & HUANG, Y. & EGLINTON, G. & IVANOVICH, M. (1999): Holocene landscape evolution of the Manga Grasslands, NE Nigeria: evidence from palaeolimnology and dune chronology. – J. Geol. Soc., **156**: 357-368; London.
- HOLMES, D. A. & WESTERN, S. (1969): Soil texture patterns in the alluvium of the Lower Indus Plains. – In: GERRARD, J. [Ed.]: Alluvial soils: 233-247; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- HOUBEN, P. (2002): Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems auf jungquartäre Klimaänderungen. Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke. – Diss. Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften: 189 S.; Frankfurt am Main.
- IMAGAWA, T. & KADOMURA, H. (1989): The '320-m-Beach-Ridge' and ancient erg in Northern Cameroon: a preliminary note. – In: KADOMURA, H. [Ed.] (1989): Savannization processes in tropical Africa I. TAGELAQP/SAPITA, **1**: 159-167; Tokyo (Univ. Press).
- IREFIN, D. (1985): Framework of an optimal control theory of water resource management in Borno State, Nigeria. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: Arid zone hydrology and water resources: 197-202; Maiduguri (Univ. Press).
- IUCN (1997): Water management options for the Hadejia-Jama'are-Yobe river basin, Northern Nigeria. – 107 pp.; Gland, Cambridge (IUCN).
- JÄKEL, D. (1978): Eine Klimakurve für die Zentralsahara. – In: Sahara – 10.000 Jahre zwischen Weide und Wüste. Handbuch einer Ausstellung des Rautenstrauch-Jost-Museums Köln: 382-396; Köln (Museen der Stadt Köln).
- JÄKEL, D. (1979): Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti mountains as indicators of climatic history in the central Sahara during the late pleistocene and holocene. – Pal. Afr., **11**: 13-44; Rotterdam.
- JÄKEL, D. (1984): Rainfall patterns and lake level variations at Lake Chad. – In: MÖRNER, N.-A. & KARLEN, W. [Eds.]: Climatic changes on a yearly to millennial basis: 191-200; Dordrecht (Reidel Publ. Comp.).
- JÄKEL, D. & SCHULZ, D. (1972): Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi (Tibesti Gebirge). – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **15**: 129-143; Berlin, Stuttgart.
- JANKE, B. (1973): Naturpotential und Landnutzung im Nigertal bei Niamey/Rep. Niger. – Jb. Geogr. Ges. 1972: 189 S.; Hannover.
- JAWI, S. (1995): Increasing the productivity of the integrated wetland farming systems in the fadamas in Yobe State, Nigeria. – 37 pp.; Odense (NEAZP).

- JENNY, H. (1962): Model of a rising nitrogen profile in Nile Valley alluvium, and its agronomic and pedogenic implications. – In: GERRARD, J. [Ed.]: Alluvial soils: 150-153; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- KADOMURA, H. (1994): Climatic changes, droughts, desertification and land degradation in the sudano-sahelian region – a historico-geographical perspective. – In: KADOMURA, H. [Ed.]: Savannization processes in tropical Africa II. –TAGELAQP/SAPITA, 2: 47-85; Tokyo (Univ. Press).
- KLITSCH, E. & THORWEIHE, U. [Hrsg.] (1999): Nordost-Afrika: Strukturen und Ressourcen. Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich "Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten". – 676 S.; Weinheim (Wiley).
- KNIGHTON, D. (1998): Fluvial forms and processes: a new perspective. – 2nd Ed., 383 pp.; London (Edward Arnold).
- KNIGHTON, D. & NANSON, G. (1997): Distinctiveness, diversity and uniqueness in arid zone river systems. – In: THOMAS, D. S. [Ed.]: Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands. – 2nd Ed.: 185-203; Chichester (Wiley).
- KNOX, J. C. (1996): Fluvial systems since 20,000 yrs BP. – In: GREGORY, K. J. & STARKEL, L. & BAKER, V. R. [Eds.] (1995): Global continental palaeohydrology. – 87-108; Chichester (Wiley).
- KOGBE, C. A. (1979): Geology of the South Eastern (Sokoto) sector of the Iullemeden basin. – Bull. Dept. Geogr., Vol. 2, 1: 420 pp.; Zaria (Univ. Press).
- KOGBE, C. A. (1989): Geology of Nigeria. – 2nd Ed.: 459 pp.; Jos (Rock View).
- KOLAWOLE, A. & SCOONES, I. & AWOGBADE, M. O. & VOH, J. P. [Eds.] (1994): Strategies for the sustainable use of fadama lands in northern Nigeria. – 214 pp.; Zaria (CSER).
- KOROMA, D. S. M. (1985): Politics of water resources: A preliminary case study of the Chad basin. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: Arid zone hydrology and water resources: 467-491; Maiduguri (Univ. Press).
- KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. (1973): Atlas of quartz sand surface textures. – 91 pp.; Cambridge (Univ. Press).
- KUNDIRI, A. M. & JARVIS, M. G. & BULLOCK, P. (1997): Traditional soil and land appraisal on fadama lands in northeast Nigeria. – Soil Use and Management, 13: 205-208; Aberdeen.
- KUNTZE, H. & ROESCHMANN, G. & SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde. – 5. Aufl.: 424 S.; Stuttgart (Ulmer).
- KUTZBACH, J. E. (1980): Estimates of past climate at Paleolake Chad, North Africa, based on a hydrological and energy-balance model. – Quat. Res., 14: 210-223; Washington, DC.
- LAGALY, G. (1991): Erkennung und Identifizierung von Tonmineralen mit organischen Stoffen. – In: TRIBUTH, H. & LAGALY, G. (1991): Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen. – Ber. DTTG: 86-130; Gießen.
- LANG, A. (1996): Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lößderivate. Ein Beitrag zur Chronometrie kolluvialer, alluvialer und limnischer Sedimente in Südwestdeutschland. – Heidelberger Geogr. Arb., 103: 137 S.; Heidelberg.
- LEEDER, M. R. (1983): Sedimentology: process and product. – 344 pp.; London (Allen & Unwin).

- LEKACH, J. & AMIT, R. & GRODEK, T. (1998): Fluvio-pedogenic processes in an ephemeral stream channel, Nahal Yael, Israel. – *Geomorphology*, **23** (2-4): 353-369; Amsterdam.
- LEOPOLD, L. B. & BULL, W. B. (1979): Base level, aggradation and grade. – *Proc. Amer. Philosoph. Soc.*, **123**: 168-202; Philadelphia, PA.
- LESER, H. (1985): Klimaaussage von Paläoböden arider bis wechselfeuchter Klimate Afrikas. Ein methodisches Grundproblem der Paläoökologie. – *Geomethodica*, **10**: 5-30; Basel.
- LESER, H. (2000): Methodische Probleme sedimentologischer Untersuchungen pleistozäner Sedimente im Kaokoveld (Namibia). – In: VÖLKEL, J. & BARTH H.-J. [Hrsg.]: Beiträge zur Quartärforschung: Festschrift für Klaus Heine zum 60. Geburtstag. – *Regensburger Geogr. Schr.*, **33**: 1-17; Regensburg.
- LEWIN, J. (1978): Floodplain geomorphology. – *Progr. Phys. Geogr.*, **2**: 408-437; London.
- LEWIN, J. (2001): Alluvial systematics. – In: MADDY, D. & MACKLIN, M. G. WOODWARD, J. C. [Eds.]: River basin sediment systems – archives of environmental change: 19-40; Rotterdam (Balkema).
- LITTMANN, T. (1988): Jungquartäre Ökosystemveränderungen und Klimaschwankungen in den Trocken- gebieten Amerikas und Afrikas. – *Bochumer Geogr. Arb.*, **49**: 210 S.; Basel.
- LITTMANN, T. (1989): Spatial patterns and frequency distribution of Late Quaternary water budget tendencies in Africa. – *Catena*, **16**: 163-188; Braunschweig.
- LITTMANN, T. (1991): Rainfall, temperature and dust storm anomalies in the African Sahel. – *Geogr. J.*, **157**: 136-160; London.
- LIVINGSTONE, I. (1989): Applying BESLER's response diagram: a comment. – *Z. Geomorph., N. F.*, **33** (4): 499-502; Berlin, Stuttgart.
- 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. [Eds.]: Applied fluvial geomorphology for river engineers and management. – 15-45; Chichester (Wiley).
- MADDY, D. & MACKLIN, M. G. & WOODWARD, J. C. [Eds.] (2001): River basin sediment systems: archives of environmental change. – 508 pp.; Lisse, Abingdon, Exton, Tokyo (Balkema).
- MAINGUET, M. (1999): Aridity. Droughts and human development. – 302 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- MAINGUET, M. & VIMEUX-RICHEUX, M. & CHEMIN, M.-C. (1983): Autochtonie et allochtonie des sables de la zone saharo-sahélienne du Niger. – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **24**: 167-175; Paris.
- MALEY, J. (1977): Palaeoclimates of the central Sahara during the early Holocene. – *Nature*, **269**: 573-577; London.
- MALEY, J. (1993): Chronologie calendaire des principales fluctuations du Lac Tchad au cours du dernier millenaire. – In: BARRETEAU, D. & VON GRAFFENRIED, C. [Eds.]: Datation et chronologie dans le bassin du Lac Tchad. Séminaire du Réseau Méga-Tchad, Bondy, 11 - 12 Septembre 1989: 161-163; Paris (ORSTOM).
- MALEY, J. (2000): Last Glacial Maximum lacustrine and fluvial formations in the Tibesti and other Saharan mountains, and large-scale climatic teleconnections linked to the activity of the subtropical jet stream. – *Global and planetary change*, **26**: 121-136; Amsterdam.

- MALEY, J. & LIVINGSTONE, D. A. & GIRESSE, P. & BRENAC, P. & KLING, G. & STAGER, C. & THOUVENY, N. & KELTS, K. & HAAG, M. & FOURNIER, M. & BANDET, Y. & WILLIAMSON, D. & ZOGNING, A. (1991): West Cameroon quaternary lacustrine deposits: Preliminary results. – *J. Afr. Earth Sci.*, **12**: 147-157; Oxford.
- MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. (1991): *Schwerminerale in Farbe*. – 148 S.; Stuttgart (Enke).
- MASON, C. C. & FOLK, R. L. (1958): Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis; Mustang Island, Texas. – *J. Sed. Petrol.*, **28**: 211-226; Boulder, CO.
- MATHEIS, G. (1989): Short review of the geology of the Chad Basin in Nigeria. – In: KOGBE, C. A. [Ed.]: *Geology of Nigeria: 341-346*; Jos (Rock View).
- McBRIDE, E. F. (1971): Mathematical treatment of size distribution data. – In: CARVER, R. E. [Ed.]: *Procedures in sedimentary petrology: 109-127*; New York, NY (Wiley).
- McTAINSH, G. (1984): The nature and origin of the aeolian mantles of central northern Nigeria. – *Geoderma*, **33**: 13-37; Gent.
- McTAINSH, G. H. (1987): Desert loess in northern Nigeria. – *Z. Geomorph., N. F.*, **31** (2): 145-165; Berlin, Stuttgart.
- McTAINSH, G. H. & WALKER, P. H. (1982): Nature and distribution of Harmattan dust. – *Z. Geomorph., N. F.*, **26**: 417-435; Berlin, Stuttgart.
- MENSCHING, H. (1979): Beobachtungen und Bemerkungen zum alten Dünengürtel der Sahelzone südlich der Sahara als paläoklimatischer Anzeiger. – *Stuttgarter Geogr. Stud.*, **93**: 67-78; Stuttgart.
- MENSCHING, H. (1986): *Das Naturpotential und seine Nutzung in Trockengebieten*. – *Berliner Geogr. Stud.*, **20**: 47-58; Berlin.
- MIALL, A. D. (1980): Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. – *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **28**: 59-80; Calgary.
- 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. (1995): Description and interpretations of fluvial deposits: a critical perspective. – *Sedimentology*, **42**: 379-389; Oxford.
- MIALL, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. – 582 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- MIALL, A. D. (1997): *The geology of stratigraphic sequences*. – 433 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. – *Mém. ORSTOM*, **63**: 752 p.; Paris.
- MICHEL, P. (1980): The Southwestern Sahara margin: sediments and climatic changes during the recent quaternary. – *Pal. Afr.*, **12**: 297-306; Rotterdam.
- MICHEL, P. & DURAND, J. H. (1978): Alluvial valley of the Senegal, West Africa. Relationships between geomorphology, soils and land potential and their mapping at 1:50,000. – *Catena*, **5**: 213-225; Braunschweig.

- MILLOT, G. (1970): *Geology of clays*. – 429 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- MORISAWA, M. (1968): *Streams. Their dynamics and morphology*. – 175 pp.; New York, NY, St. Louis, MO, San Francisco, CA (McGraw-Hill).
- MUNSELL COLOR DIVISION (1988): *Munsell soil color charts*. – 24 pp; Baltimore, MD (Kollmorgen Instruments).
- MURAWSKI, H. (1980): *Geologie Westafrika (Nigeria, Kamerun)*. – Afrika-Kartenwerk, Beih. W3: 70 S.; Berlin, Stuttgart.
- NANSON, G. C. & CROKE, J. C. (1992): A genetic classification of floodplains. – *Geomorphology*, **4**: 459-486; Amsterdam.
- NANSON, G. C. & PAGE, K. (1983): Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers. – In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. [Eds.]: *Modern and ancient fluvial systems. Special Publication 6 of the International Association of Sedimentologists*: 133-144; London (Blackwell).
- NANSON, G. C. & TOOTH, S. & KNIGHTON, D. (2002): A global perspective on dryland rivers: perceptions, misconceptions and distinctions. – In: BULL, L. J. & KIRKBY, M. J. [Eds.]: *Dryland rivers: Hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. – 17-54; Chichester (Wiley).
- NASH, D. (2000): Arid geomorphology. – *Progr. Phys. Geogr.*, **24** (3): 425-443; London.
- NASH, D. (2001): Arid geomorphology. – *Progr. Phys. Geogr.*, **25** (3): 409-427; London.
- NEAZDP (1990 a): *Groundwater resources report*. – 107 pp.; Garin Alkali.
- NEAZDP (1990 b): *Irrigation report. Present situation and future development*. – 107 pp.; Garin Alkali.
- NEAZDP (1990 c): *Water resources report*. – 87 pp.; Garin Alkali.
- NEAZDP (1991 a): *Fisheries now and in the future*. – 56 pp.; Garin Alkali.
- NEAZDP (1991 b): *Range management in the NEAZDP area*. – 37 pp.; Garin Alkali.
- NEAZDP (1991 c): *Trees in a sub-sahelian environment*. – 45 pp.; Garin Alkali.
- NEAZDP (1994): *Rehabilitation of Yau irrigation scheme: survey to assess limitations due to soil salinity*. – 66 pp.; Garin Alkali.
- NICHOL, J. E. (1998): Quaternary climate and landscape development in West Africa: Evidence from satellite images. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **42**: 329-347; Berlin, Stuttgart.
- NICHOLAS, A. P. & ASHWORTH, P. J. & KIRKBY, M. J. & MACKLIN, M. G. & MURRAY, T. (1995): Sediment slugs: large-scale fluctuations in fluvial sediment transport rates and storage volumes. – *Progr. Phys. Geogr.*, **19**: 500-519; London.
- NICHOLSON, S. E. (1978): Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries. – *J. Arid Environ.*, **1**: 3-24; London.
- NICHOLSON, S. E. (1979): The methodology of historical climate reconstruction and its application to Africa. – *J. Afr. Hist.*, **20**: 31-49; London.
- NICHOLSON, S. E. (2000): The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millennia. – *Global and planetary change*, **26**: 137-158; Amsterdam.

- NICHOLSON, S. E. & FLOHN, H. (1980): African environmental and climatic changes in the general atmospheric circulation in late Pleistocene and Holocene. – *Climatic Change*, **2**: 313-348; Boston.
- NORTH, C. P. (1996): The prediction and modelling of subsurface fluvial stratigraphy. – In: DAWSON, M. & CARLING, P. Eds.]: *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. – 395-508; Chichester (Wiley).
- NUNNALLY, N. R. (1967): Definition and identification of channel and overbank deposits and their respective roles in floodplain formation. – *Prof. Geographer*, **19**: 1-4; Washington, DC.
- NWAKA, G. I. (1985): Pedogenetic factors and soil resources of Borno State. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: *Arid zone hydrology and water resources: 235-264*; Maiduguri (Univ. Press).
- NWAKA, G. I. (1990): Ecological and environmental implications of the fadama land use: 23 pp; Maiduguri (unpubl.).
- NWAKA, G. I. (1991): Studies on dune soils of Borno State: Morphology, classification and physical properties. – *Annals of Borno*, **7**: 105-204; Maiduguri.
- NYANGANJI, J. K. (2002): The morphology and hydrography of the Ngadda catchment and the Bama beach ridge. – *Ber. SFB 268*, **18**: 140 pp.; Frankfurt am Main.
- OLIVRY, J. C. & CHOURET, A. & VUILLAUME, G. & LEMOALLE, J. & BRICQUET, J.-P. [Eds.] (1996): *Hydrologie du lac Tchad*. – 266 pp.; Paris (Orstom).
- OLOLOBOU, Y. P. S. (1989): Historical evidences of river channel instability in the Zaria area, Nigeria. – Paper presented at the 2nd international conference on geomorphology, Univ. Frankfurt, 3rd – 9th September, 1989. - 21 pp.; Kano.
- OTEZE, G. E. & TAMAJONG, S. C. (1987): Drought and the Lake Chad Basin. – COMMISSION DU BASSIN DU LAC TCHAD [Ed.]: *Les ressources en eau du bassin du lac Tchad: Gestion et conservation*. – Séminaire international, 3-5 Juin 1987, Vol. 2: 83-109; N'Djamena.
- PAGEL, H. & ENZMANN, J. & MUTSCHER, H. (1982): *Pflanzennährstoffe in tropischen Böden – ihre Bestimmung und Bewertung*. – 272 S.; Berlin (Deutscher Landwirtschaftsverlag).
- PAOLA, C. & SEAL, R. (1995): Grain size patchiness as a cause of selective deposition and downstream fining. – *Water Resour. Res.*, **31**: 1395-1407; Washington, DC.
- PETSCHICK, R. (2002): Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie. – HÜSSNER, H. & HINDERER, M. & GÖTZ, A. E. & PETSCHICK, R. [Hrsg.]: *Sediment 2002*. 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M. – Darmstadt, 29. – 31. Mai 2002: 99-118; Hannover (Dt. Geol. Ges.).
- PFEIFFER, L. (1991): Schwermineralanalysen an Dünenstränden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. – *Bonner Geogr. Abh.*, **83**: 216 S.; Bonn.
- PFEIFFER, L. & GRUNERT, J. (1989): Heavy mineral associations in dunesands and soils of the Sahel and the Sudan (Niger, Burkina Faso, Togo). – *Pal. Afr.*, **20**: 55-68; Rotterdam.
- PIAS, J. (1962): *Les sols du moyen et bas Logone, du bas Chari, des régions riveraines du Lac Tchad et du Bahr el Ghazal*. – *Mém. ORSTOM*: 438 p.; Paris.
- PIAS, J. (1970): *Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols que en dérivent (République du Tchad)*. – *Mém. ORSTOM*, **43**: 408 p.; Paris.

- PIAS, J. & GUICHARD, E. (1957): Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie Sud-Ouest de la cuvette tchadienne. – C. R. Acad. Sci., **244**: 791-793; Paris.
- PÖRTGE, K. & HAGEDORN, H. (1989): Beiträge zur aktuellen fluvialen Morphodynamik. – Göttinger Geogr. Abh., **86**: 143 S.; Göttingen.
- POKRAS, E. M. & MIX, A. C. (1985): Eolian evidence for spatial variability of Late Quaternary climates in tropical Africa. – Quat. Res., **24**: 137-149; New York, NY.
- POUCLET, A. & DURAND, A. (1983): Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au Nord-Ouest du lac Tchad (Niger oriental). – Ann. Soc. Géol. Nord, **CIII**: 143-154; Lille.
- PRESCOTT, J. R. & ROBERTSON, G. B. (1997): Sediment dating by luminescence: a review. – Radiation Measurements, **27**: 893-922; Amsterdam.
- PREUSSER, F. (1999): Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. – Quat. Geochronology, **18**: 217-222; Amsterdam.
- PROTHERO, D. R. & SCHWAB, F. (1996): Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy. – 575 pp.; New York, NY (W. H. Freeman & Co.).
- PULLAN, R. A. (1964): The recent geomorphological evolution of the south-central part of the Chad basin. – J. West African Sc. Ass., **9** (2): 115-139; Ibadan.
- PULLAN, R. A. (1970): The soils, soil landscape and geomorphological evolution of a metasedimentary area in northern Nigeria. – 144 pp.; Liverpool (Univ. Press).
- RADWANSKI, S. A. (1968): Field observations of some physical properties in alluvial soils of arid and semi-arid regions. – In: GERRARD, J. [Ed.]: Alluvial soils: 33-35; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- RAMANATHAN, C. (1985): Hydro-chemistry in groundwater studies. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: Arid zone hydrology and water resources: 105-119; Maiduguri (Univ. Press).
- RAZZAQ, A. & HERBILLON, A. J. (1979): Clay mineralogical trend in alluvium-derived soils of Pakistan. – In: GERRARD, J. [Ed.]: Alluvial soils: 111-129; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).
- REHM, S. [Hrsg.] (1986): Handbuch der Landwirtschaft und Ernährung in Entwicklungsländern, 2. Aufl.: 478 S.; Stuttgart (Ulmer).
- REID, I. (1994): River landforms and sediments: evidence of climatic changes. – In: ABRAHAMS, A. D. & PARSONS, A. J. [Eds.]: Geomorphology of desert environments: 571-592; London (Chapman & Hall).
- REID, I. & FROSTICK, L. E. (1997): Channel form, flows and sediments in deserts. – In: THOMAS, D. S. [Ed.]: Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands. – 2nd Ed.: 205-229; Chichester (Wiley).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1975): Depositional sedimentary environments. – 439 pp.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- ROGNON, P. (1976): Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. – Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **18**: 251-282; Paris.
- ROGNON, P. (1980): Fluvatile piedmont deposits. – In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [Eds.] (1980): The Sahara and the Nile: 118-132; Rotterdam.

- ROSSIGNOL-STRICK, M. & DUZER, D. (1980): Late Quaternary West African climate inferred from palynology of Atlantic deep-sea cores. – *Pal. Afr.*, **12**: 227-228; Rotterdam.
- ROWELL, D. L. (1994): *Bodenkunde. Untersuchungsmethoden und ihre Anwendungen.* – 614 S.; Berlin, Heidelberg, New York, NY (Springer).
- SALZMANN, U. (1999): Zur holozänen Vegetations- und Klimaentwicklung der westafrikanischen Savannen. Paläoökologische Untersuchungen in der Sahel- und Sudanzone NO-Nigerias. – *Ber. SFB 268*, **13**: 144 S.; Frankfurt am Main.
- SALZMANN, U. & HOELZMANN, P. & MORCZINEK, I. (2002): Late Quaternary Climate and Vegetation of the Sudanian Zone of Northeast Nigeria. – *Quat. Res.*, **58**: 73-83; Washington, DC.
- SARNTHEIN, M. (1982): Zur Fluktuation der subtropischen Wüstengürtel seit dem letzten Hochglazial vor 18.000 Jahren: Klimahinweise und –modelle aus Tiefseesedimenten. – *Geomethodica*, **7**: 125-161; Basel.
- SARNTHEIN, M. & KOOPMANN, B. (1980): Late Quaternary deep-sea record on Northwest African dust supply and wind circulation. – *Pal. Afr.*, **12**: 239-253; Rotterdam.
- SATTEC (1993 a): Hydrogeological mapping of Nigeria. Sheets 3E, 13 and 25. – Final Report: 109 pp.; Abuja (prep. for Fed. Min. Agric. Water Res. Rur. Dev.).
- SATTEC (1993 b): Hydrogeological mapping of Nigeria. Sheets 4, 14, 16, 26, 27 and 28. – Final Report: 140 pp.; Abuja (prep. for Fed. Min. Agric. Water Res. Rur. Dev.).
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1992), mit Beitr. von BLUME, H.-P. & BRÜMMER, G. & HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U.: *Lehrbuch der Bodenkunde.* - 13. Aufl.: 491 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHMID, S. (1999): Untersuchungen zum Informationsgehalt von multitemporalen SPOT-Satellitendaten am Beispiel der Savannen im Süden von Burkina Faso (Westafrika). – *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **24**: 238 S.; Frankfurt am Main.
- SCHMIDT-LORENZ, R. (1986): Die Böden der Tropen und Subtropen. – In: REHM, S. [Hrsg.]: *Handbuch der Landwirtschaft und Ernährung in Entwicklungsländern*, 2. Aufl.: 47-92; Stuttgart (Ulmer).
- SCHNEIDER, J. L. (1994): *Le Tchad depuis 25000 ans. Géologie - Archéologie - Hydrogéologie.* – 134 p.; Paris (Masson).
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2000): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.* - 3. Aufl.: 298 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SCHROEDER, D. (1992): *Bodenkunde in Stichworten.* - 5. Aufl.: 175 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SCHUCHMANN, S. (1996): Der Erkenntnisfortschritt durch Methoden der Geoinformatik für die Naturraumanalyse dargestellt am Beispiel der westafrikanischen Savanne in Nordost-Nigeria. – *Diss. Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften*: 200 S.; Frankfurt am Main (unveröff.).
- SCHULTZ INTERNATIONAL LTD. [Eds.] (1976): Hadejia river basin study. Development plan appendices. Final report. – Vol. 1-1: 117 pp.; Vancouver.
- SCHUMM, S. A. (1968): River adjustment to altered hydrologic regimen – Murrumbidgee River and palaeochannels, Australia. – *USGS Prof. Paper*, **598**: 65 pp.; Washington, DC.
- SCHUMM, S. A. (1979): *Geomorphic thresholds: the concept and its applications.* – *TIBG*, **4**: 485-515; London.

- SCHUMM, S. A. (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. – SEPM Special Publication, **31**: 19-29; Albuquerque, NM.
- SELLEY, R. C. (1982): An introduction to sedimentology. – 523 pp.; San Diego, CA (Academic Press).
- SEMMELE, A. (1983): Grundzüge der Bodengeographie. – 2. Aufl.: 123 S.; Stuttgart (Teubner).
- SEMMELE, A. (1986): Böden des tropischen Afrika. – Frankfurter Beitr. Didakt. Geogr., **9**: 214-222; Frankfurt am Main.
- SERVANT, M. (1967): Données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au Nord-Est du lac Tchad. – VIe Congr. Panaf, Préh. Et. Quat. – Cah. ORSTOM, Sér. Géol., **2** (1): 95-114; Paris.
- SERVANT, M. (1983): Séquences continentales et variations climatiques: Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. – Trav. Doc. ORSTOM, **159**: 547 p.; Paris.
- SERVANT, M. & ERGENZIGER, P. & COPPENS, Y. (1969): Datations absolues sur un delta lacustre quaternaire au Sud du Tibesti (Angamma). – C. R. Somm. Soc. Fr., **8**: 313-314; Paris.
- SERVANT, M. & SERVANT, S. (1983): Paleolimnology of an upper quaternary endorheic lake in Chad basin. – In: CARMOUZE, J. & DURAND, J. R. & LEVEQUE, C. [Eds.]: Lake Chad: ecology and productivity of a shallow tropical ecosystem. – Monographiae Biologicae, **53**: 11-25; The Hague (Junk).
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (1980): L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. – In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [Eds.] (1980): The Sahara and the Nile: 133-162; Rotterdam.
- SERVANT-VILDARY, S. (1978): Étude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. – Trav. Doc. ORSTOM, **84**: 346 p.; Bondy.
- SERVANT-VILDARY, S. (1979): Paléolimnologie du bassin tchadien au Quaternaire récent. – Pal. Afr., **11**: 65-78; Rotterdam.
- SKOWRONEK, A. (1987): Böden als Indikator klimagesteuerter Landformung in der zentralen Sahara. – Relief, Boden, Paläoklima, **5**: 183 S.; Berlin.
- SMITH, B. J. & WHALLEY, W. B. (1981): Late Quaternary drift deposits of North-Central Nigeria examined by scanning electron microscopy. – Catena, **8**: 345-367; Braunschweig.
- SOMBROEK, W. G. & ZONNEVELD, J. S. (1971): Ancient dune fields and fluvial deposits in the Rima-Sokoto-River Basin (Northwest Nigeria). – Soil Survey Paper, **5**: 105 pp.; Wageningen.
- STOKES, S. (1999): Luminescence dating applications in geomorphological research. – Geomorphology, **29**: 153-171; Amsterdam.
- STREET, F. A. & GROVE, A. T. (1976): Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. – Nature, **261**: 385-390; London.
- STREET-PERROTT, F. A. & ROBERTS, N. & METCALFE, S. (1985): Geomorphic implications of late Quaternary hydrology and climatic changes in the Northern hemisphere tropics. – In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. [Eds.]: Environmental change and tropical geomorphology: 165-193; London, Boston, MA (Allen & Unwin).
- STURM, H.-J. (1995): Das Überweidungsproblem in der westafrikanischen Savanne. Neue Ansätze und Perspektiven. – Ber. SFB 268, **5**: 163-176; Frankfurt am Main.

- TALBOT, M. R. (1980): Environmental response to climatic change in the West African Sahel over the past 20000 years.— In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. [Eds.] (1980): *The Sahara and the Nile*: 37-62; Rotterdam.
- TALBOT, M. R. (1984): Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. — *Pal. Afr.*, **16**: 203-2124; Rotterdam.
- TALHA, M. & ABDEL-SARINE, A. G. & METURALLY, S. Y. & MORSI, M. M. (1978): Aggregates stability and its relation to physical and chemical properties of some alluvial soils of Egypt. — *Egypt. J. Soil Sci.*, **18**: 191-204; Cairo.
- THIEMEYER, H. (1992): On the age of the Bama Ridge — A new ¹⁴C-record from Konduga area, Borno State, NE-Nigeria. — *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **36**: 113-118; Berlin, Stuttgart.
- THIEMEYER, H. (1995): Zur Verbreitung und Nutzung von Vertisolen und vertisolartigen Böden im südwestlichen Tschadbecken. — *Mitt. dt. bodenk. Ges.*, **76** (II): 1213-1216; Oldenburg.
- THIEMEYER, H. (1997 a): Klimatische und tektonische Einflüsse auf die räumliche und zeitliche Entwicklung des südwestlichen Tschadbeckens. — *Würzburger Geogr. Arb.*, **92**: 171- 187; Würzburg.
- THIEMEYER, H. (1997 b): Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung im südwestlichen Tschadbecken (NE-Nigeria). — *Jenaer Geogr. Schr.*, **5**: 127 S.; Jena.
- THIEMEYER, H. (1998): The influence of Lake Chad transgressions on NE-Nigerian paleodune fields. — *Pal. Afr.*, **25**: 89-100; Rotterdam.
- THIEMEYER, H. & GUMNIOR, M. (in press): Holocene Fluvial Dynamics and Sediment Sequences of the Komadugu River System (NE Nigeria). — In: *Proceedings of the Conference 'Environmental and Cultural Dynamics in the West African Savanna'*, March 2002, Maiduguri (University Press).
- THOMAS, D. H. L. (1992): Nguru fadama development project progress report: 49 pp; Gland, Cambridge (IUCN).
- THOMAS, D. S. (1986): The response diagram and ancient desert sands — a note. — *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **30**, 363-369; Berlin, Stuttgart.
- THOMAS, D. S. [Ed.] (1997): *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands*. — 2nd Ed.: 713 pp.; Chichester (Wiley).
- THOMAS, M. F. & THORP, M. B. (1980): Some aspects of the geomorphological interpretation of Quaternary alluvial sediments in Sierra Leone. — *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **36**: 140-161; Berlin, Stuttgart.
- THORNE, C. R. & HEY, R. D. & NEWSON, M. D. [Eds.] (1997): *Applied fluvial geomorphology for river engineers and management*. — 376 pp.; Chichester (Wiley).
- THORNE, C. R. (1997): Channel types and morphological classification. — In: THORNE, C. R. & HEY, R. D. & NEWSON, M. D. [Eds.]: *Applied fluvial geomorphology for river engineers and management*. — 175-221; Chichester (Wiley).
- THORNES, J. B. (1977 a): Hydraulic geometry and channel change. — In: GREGORY, K. J. [Ed.] (1977): *River channel changes*: 91-100; Chichester (Wiley).
- THORNES, J. B. (1977 b): Channel changes in ephemeral streams: Observations, problems and models. — In: GREGORY, K. J. [Ed.] (1977): *River channel changes*: 317-336; Chichester (Wiley).

- THORNES, J. B. (1997): Channel processes, evolution, and history. – In: ABRAHAMS, A. D. & PARSONS, A. J. [Eds.]: *Geomorphology of desert environments*: 571-592; London (Chapman & Hall).
- TODD, S. P. (1996): Process deduction from fluvial sedimentary structures. – In: DAWSON, M. & CARLING, P. [Eds.]: *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. – 299-350; Chichester (Wiley).
- TOMLINSON, P. R. (1965): Soils of northern Nigeria. A generalized account of their distribution and contemporary classification. – *Rep. Inst. Agric. Res.*, 1963-64: 51-62; Samaru.
- TOOTH, S. (2001): Dryland river floodplains: issues of diversity and distinctiveness. Abstract for the 7th International Conference on Fluvial Sedimentology, University of Nebraska, Lincoln, USA, 6 - 10 August 2001. – <http://users.aber.ac.uk/set/refs.htm>
- TOOTH, S. & NANSON, G. C. (2000): Equilibrium and nonequilibrium conditions in dryland rivers. – *Physical Geography*, **21**: 183-211; Palm Beach, FL.
- TRIBUTH, H. (1991): Qualitative und "quantitative" Bestimmung der Tonminerale in Bodentonen. – In: TRIBUTH, H. & LAGALY, G. (1991): *Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen*. – *Ber. DTTG*: 37-85; Gießen.
- TRIBUTH, H. & LAGALY, G. [Hrsg.] (1991): *Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen*. – *Ber. DTTG*: 162 S.; Gießen.
- TSCHIERSCHKE, K. (1997): *Statistische Analyse und Interpretation langjähriger Niederschlags- und Temperaturdaten von Klimastationen im Tschadseegebiet*. – *Diplomarb. Univ. Frankfurt, FB Geowissenschaften*: 80 S.; Frankfurt am Main (unveröff.).
- TUCKER, M. (1996): *Methoden der Sedimentologie*. – 366 S.; Stuttgart (Enke).
- TULEY, P. [Ed.] (1972 a): *The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment*. – *Land Resource Study*, **9**: 183 pp.; Surbiton (Land Resource Division).
- TULEY, P. (1972 b): *Climate*. – In: TULEY, P. [Ed.]: *The land resources of North East Nigeria. Vol. 1: The environment*. – *Land Resource Study*, **9**: 6-40; Surbiton (Land Resource Division).
- TURNER, B. (1975): *Geomorphological contrasts across the Niger-Chad watershed*. – *Savanna*, **4**: 191-196; Zaria.
- TURNER, B. (1985): *The classification and distribution of fadamas in central North Nigeria*. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **52**: 87-113; Berlin, Stuttgart.
- UGONABO, J. A. C. & EZEUGWU, S. C. & OKAFOR, E. C. (1985): *Water resources management and control of communicable diseases in the North Eastern Sahel region of Nigeria*. – In: GADZAMA, N. M. & ADENIJI, F. A. & RICHARDS, W. S. & THAMBYAHPILLAY, G. G. R. [Eds.]: *Arid zone hydrology and water resources*: 211-217; Maiduguri (Univ. Press).
- UNIMAID/SILSOE LINKAGE (1992): *Progress report no. 2: June – December 1991*: 127 pp.; Maiduguri (Univ. Press).
- URVOY, Y. (1942): *Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléographie*. – *Mém. de l'Inst. Fr. d'Afrique noire*, **4**: 71 p.; Paris.
- VAN WALLENBURG, C. (1973): *Hydromorphic soil characteristics in alluvial soils in connection with soil drainage*. – In: GERRARD, J. [Ed.]: *Alluvial soils*: 164-174; New York, NY (Van Nostrand Reinhold).

- VANDENBERGHE, J. (1995): Timescales, climate and river development. – *Quaternary Science Reviews*, **14**: 631-638; Oxford.
- VANONI, V. A. (1971): Sediment transportation mechanics question: genetic classification of valley sediment deposits. – *Journal of the Hydraulics Division of the American Society of Civil Engineers*, **95**, HY1: 43-53; New York.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & MALEY, J. (1979): Late Quaternary palaeoenvironments of the Saharan region. – *Pal. Afr.*, **11**: 83-104; Rotterdam.
- VINCENT, P. (1985): Some Saudi Arabian dune sands: A note on the use of the response diagram. – *Z. Geomorph., N. F.*, **29** (1): 117-122; Berlin, Stuttgart.
- VINCENT, P. (1988): The response diagram and sand mixtures. – *Z. Geomorph., N. F.*, **32** (2): 221-226; Berlin, Stuttgart.
- VOGG, R. (1985): Aspekte zur rezenten und reliktschen Merkmalbildung von Wüstenböden der westlichen Zentral- und Südsahara. – *Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges.*, **43** (2): 811-816; Oldenburg.
- VÖLKEL, J. (1988): Zum jungquartären Klimawandel im saharischen und sahelischen Ost-Niger aus bodenkundlicher Sicht. – *Würzburger Geogr. Abh.*, **69**: 255-276; Würzburg.
- VÖLKEL, J. (1989): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum quartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). – *Bonner Geogr. Abh.*, **79**: 258 S.; Bonn.
- VÖLKEL, J. & GRUNERT, J. (1990): To the problem of dune formation and dune weathering during the Late Pleistocene and Holocene in the Southern Sahara and the Sahel. – *Z. Geomorph., N. F.*, **34**: 1-17; Berlin, Stuttgart.
- VON MAYDELL, H.-J. (1986): Trees and shrubs of the Sahel. Their characteristics and uses. – *Schriftenreihe GTZ*, **196**: 525 pp.; Eschborn.
- WAGNER, G. A. (1994): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. – 277 S., 176 Abb.; Stuttgart (Enke).
- WALBER, G. (1991): Diatomeen und Schwermetalle aus NE-Nigeria als holozäne Klimazeugen. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **81**: 95 S.; Köln.
- WALLING, D. E. & HE, Q. (1998): The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. – *Geomorphology*, **24**: 209-223; Amsterdam.
- WERRITTY, A. (1997): Short-term changes in channel stability. – In: THORNE, C. R. & HEY, R. D. & NEWSON, M. D. [Eds.]: *Applied fluvial geomorphology for river engineers and management*. – 47-65; Chichester (Wiley).
- WHITING, P. J. (1996): Sediment sorting over bed topography. – In: DAWSON, M. & CARLING, P. [Eds.]: *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. – 203-228; Chichester (Wiley).
- WILLIAMS, G. E. (1971): Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia. – *Sedimentology*, **17**: 1-40; Oxford.
- WILLIAMS, G. P. (1988): Paleofluvial estimates from dimensions of former channels and meanders. In: BAKER, V. R. & KOCHER, R. C. & PATTON, P. C. [Eds.]: *Flood geomorphology*: 321-334; New York, NY (Wiley).

- WILLIAMS, M. A. J. (1985): Pleistocene aridity in tropical Africa, Australia and Asia. – In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. [Eds.]: Environmental change and tropical geomorphology: 219-233; London, Boston, MA (Allen & Unwin).
- WIRTHMANN, A. (1987): Geomorphologie der Tropen. – Erträge Forsch., **248**: 222 S.; Darmstadt.
- WOODYER, K. D. (1968): Bankfull frequency in rivers. – J. Hydrol., **6**: 114-142; Amsterdam.
- ZEESE, R. (1991 a): Fluviale Geomorphodynamik im Quartär Zentral- und Nordostnigerias. – Freiburger Geogr. H., **33**: 199-208; Freiburg.
- ZEESE, R. (1991 b): Äolische Ablagerungen des Jungquartär in Zentral- und Nordnigeria. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Festschrift für K. Brunnacker), **82**: 343-351; Köln.
- ZEESE, R. (1992): Der Wandel endogener und exogener Steuerung in der Landschaftsentwicklung von Zentral- und Nordostnigeria seit dem Ausgang des Mesozoikums. – Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **11**: 2713-2719; Stuttgart.
- ZEESE, R. (1996): Oberflächenformen und Substrate in Zentral- und Nordostnigeria. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte. – 195 S.; Aachen.
- ZONNEVELD, I. S. & LEEUW, P. N. DE & SOMBROEK, W. G. (1971): An ecological interpretation of aerial photographs in a savannah region in Northern Nigeria. – ITC Publ., **63**: 78 pp.; Enschede.

12.2 Weitere Quellen

12.2.1 Websites^{12.1}

(Paläo-) Klima:

<http://members.cox.net/quaternary/nercAFRICA.htm>
http://www.cru.uea.ac.uk/~e118/thesis/chap2.pdf*
http://grida.no/climate/ipcc_tar/wg2/pdf/wg2TARchap10.pdf*

Radiokarbon-Kalibration:

http://www.rlaha.ox.ac.uk/oxcal/oxcal.htm*

Fluviale Systeme:

http://www.abdn.ac.uk/~gmi196/DrylandRivers/index.htm*
<http://tucson.ars.ag.gov/agwa/manual/modeling.htm>

Lithologie/Sedimentologie:

http://www.d.umn.edu/~hmooers/geology/5420_Notes/physical%20sedimentology%20notes.pdf*
http://www.usask.ca/geology/downloads/textures.pdf*
http://hjs.geol.uib.no/hovedlab/analysis_math_size_distribution_eng.htm*
http://pubs.usgs.gov/of/of93-683/3-sed-min/1-grain-size/grain-size.htm*
<http://www.lib.utexas.edu/geo/FolkReady>

^{12.1} Zeitraum der Recherche: 2001 – 2004 (Mit * markierte Sites waren auch Ende 2005 noch existent.)

12.2.2 Karten, Luftbilder und Satellitenaufnahmen

Karten:

FEDERAL SURVEYS NIGERIA (1970 – 1978): Topographical map, 1:50,000; Lagos.

Sheet 22 Gamzagi SE, SW, Sheet 41 Gashua NW, Sheet 42 Geidam NE, NW, SE, Sheet 43 Burgo NE, NW, Sheet 63 Dapchi, NE.

DIRECTORATE OF OVERSEAS SURVEY (1970): North East Nigeria, 1:1,000,000. – In: TULEY, P. [Ed.] (1972): The land resources of North East Nigeria. Vol. 1; Surbiton (Land Resource Division).

Detached map 1: Physiography,

Detached map 2: Geomorphology

Detached map 3: Soils,

Detached map 4: Vegetation.

DIRECTORATE OF OVERSEAS SURVEY (1970): North East Nigeria, 1:500,000. – In: BAWDEN, M. G. & CARROLL, D. M. & TULEY, P. (1972): The land resources of North East Nigeria. Vol. 3; Surbiton (Land Resource Division).

Detached map: Land systems.

SATTEC (1993): Hydrogeological map of Nigeria, 1:250,000. – Prepared for the Federal Ministry of Agriculture, Water Resources and Rural Development; Abuja.

Sheets 4 Zari, 13 Gashua, 14 Gubio.

Luftbilder:

North Eastern Zone Development Programme (1990): Luftbildbefliegung November-Dezember, ca. 1:25,000.

Luftbildserien: Strip 4: 98-121, Strip 5: 338-355, Strip 6: 228-243, Strip 7: 40-60, 128-145, 234-240, Strip 6: 228-243, Strip 8: 7-27, 52-72, 88-100, Strip 9: 119-142, Strip 10: 22-32, 54-60, Strip 1643-51.

Satellitenaufnahmen:

Landsat 5 TM-Szenen: 186-51 vom 07.02.1987 und 187-51 vom 29.01.1987.

SPOT XS-Szenen: 80-325 vom 20.05.1986, 81-324 vom 19.04.1986, 81-325 vom 19.04.1986, 82-324 vom 19.04.1986 und 82-325 vom 19.04.1986.

Anhang

A-1 Klimadaten

Tab. A-1-1: Monatliche Niederschläge ausgewählter Stationen des Einzugs- und des Untersuchungsgebiets (in mm) (NEAZDP 1990 c: Appendix C, verändert) – Bauchi (1926 – 1985)

Jahr	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	gesamt
1926	0	0	0	46	86	267	195	226	185	10	0	0	1015
1927	0	0	0	18	125	88	235	319	143	58	2	4	992
1928	0	0	0	2	96	171	124	310	197	37	0	0	937
1929	0	0	0	16	117	238	406	221	77	41	0	0	1116
1930	0	0	17	25	25	111	375	294	110	18	0	0	975
1931	0	0	1	59	109	147	106	175	163	29	0	0	789
1932	0	0	0	28	119	183	363	491	183	87	0	0	1454
1933	0	0	27	56	117	258	67	491	179	0	0	0	1195
1934	0	0	123	149	70	154	281	133	77	0	0	0	987
1935	0	0	0	4	69	97	225	564	164	18	0	0	1141
1936	0	0	4	97	155	125	165	452	271	19	0	0	1288
1937	0	0	1	5	39	144	238	267	219	36	0	0	949
1938	0	0	0	102	33	151	233	508	192	22	0	0	1241
1939	0	0	12	19	148	113	190	334	246	57	0	4	1123
1940	0	0	0	37	97	139	221	413	108	40	0	0	1055
1941	0	0	0	90	50	173	319	218	68	10	16	0	944
1942	0	0	23	27	94	163	181	445	151	66	0	0	1150
1943	0	0	0	9	131	123	238	483	317	30	10	0	1341
1944	0	0	21	78	32	78	340	322	166	46	0	0	1083
1945	0	0	0	12	47	144	177	472	195	49	0	0	1096
1946	0	0	0	49	50	115	474	454	288	63	0	0	1493
1947	0	0	0	9	69	149	214	327	180	56	8	0	1012
1948	0	0	4	50	54	283	171	468	111	24	0	0	1166
1949	0	0	0	13	146	108	190	250	101	8	0	0	816
1950	0	0	0	12	110	139	267	432	128	25	0	0	1113
1951	0	0	0	0	194	91	206	275	219	23	4	0	1012
1952	0	15	2	19	185	119	231	239	229	33	0	0	1072
1953	0	8	1	34	172	124	314	225	191	11	0	0	1080
1954	0	0	8	52	99	180	467	354	207	64	0	0	1431
1955	0	0	0	29	79	130	196	284	268	99	0	0	1085
1956	0	0	35	19	24	118	314	296	127	29	0	0	962
1957	0	0	0	29	93	225	422	294	128	25	0	0	1216
1958	0	0	0	59	90	118	328	352	210	16	0	0	1173
1959	0	0	9	1	147	147	131	211	253	9	0	0	908
1960	0	0	0	38	85	168	273	342	170	0	0	0	1076
1961	0	0	0	1	18	173	352	295	125	9	0	0	973
1962	0	0	16	27	33	136	232	322	255	91	0	0	1112
1963	0	0	0	56	71	174	252	287	141	79	0	0	1060
1964	0	0	0	20	47	212	157	521	246	35	0	0	1238
1965	0	0	0	14	52	137	312	350	134	13	0	0	1012
1966	0	0	0	105	118	212	109	159	162	0	0	0	865
1967	0	0	0	56	41	164	194	176	180	44	0	0	855
1968	0	0	11	49	57	121	209	211	141	12	0	0	811
1969	0	0	10	20	71	135	244	326	268	68	3	0	1145
1970	0	0	0	0	59	141	219	301	186	28	0	0	934
1971	0	0	1	0	122	88	425	214	252	3	0	0	1105
1972	0	0	0	57	142	68	249	335	54	17	0	0	922
1973	0	0	0	32	34	119	214	171	164	4	0	0	738
1974	0	0	0	18	131	172	319	310	184	38	0	0	1172
1975	0	0	0	14	77	115	347	306	222	50	0	0	1131
1976	0	48	0	73	102	125	231	357	212	91	0	0	1239

1977	0	0	0	0	31	142	181	330	107	16	0	0	807
1978	0	0	0	20	75	213	300	367	133	43	0	0	1151
1979	0	0	0	37	75	83	329	259	166	42	0	0	991
1980	0	0	0	1	112	121	314	318	82	40	0	0	988
1981	0	0	0	28	120	246	396	269	173	19	0	0	1251
1982	0	0	0	44	38	165	233	239	146	32	0	0	897
1983	0	0	13	0	95	124	227	184	130	0	0	0	773
1984	0	0	7	19	149	78	239	228	164	10	0	0	894
1985	0	0	33	0	122	109	152	162	146	2	0	0	726
Mittel	0	1	4	33	90	146	253	319	174	34	1	0	1055

Tab. A-1-2: Jos (1922 – 1985)

Jahr	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	gesamt
1922	0	0	0	72	81	232	281	146	208	70	0	0	1090
1923	0	0	60	98	141	284	566	398	169	45	0	0	1761
1924	0	0	1	140	90	268	237	210	256	24	0	2	1228
1925	0	0	62	42	157	220	239	386	121	102	0	0	1329
1926	0	2	40	80	224	301	234	386	328	21	0	0	1616
1927	23	0	0	73	305	203	403	267	176	44	0	19	1513
1928	0	0	111	22	269	128	405	267	240	36	0	0	1478
1929	0	0	20	64	187	183	329	281	155	99	0	0	1318
1930	0	0	11	83	274	183	292	332	176	32	0	0	1383
1931	0	0	0	89	144	389	255	250	202	15	7	0	1351
1932	0	9	12	71	157	254	239	260	164	30	0	0	1196
1933	34	0	30	98	95	139	245	253	197	0	0	0	1093
1934	0	0	53	134	315	191	258	299	161	28	0	0	1439
1935	12	0	15	87	241	341	296	425	193	17	0	0	1627
1936	0	68	41	139	310	162	391	179	334	64	0	0	1688
1937	0	0	60	34	161	331	211	230	212	28	0	0	1267
1938	0	0	9	107	189	239	202	268	279	42	45	0	1380
1939	0	0	13	142	229	172	452	219	311	88	0	34	1660
1940	0	0	0	79	238	263	414	319	85	46	4	0	1448
1941	0	0	8	170	216	231	275	388	132	0	28	0	1448
1942	0	0	34	109	247	182	413	305	121	44	0	1	1456
1943	0	0	9	75	252	245	248	500	228	30	3	0	1590
1944	0	0	75	97	35	237	414	300	256	29	0	0	1443
1945	5	0	0	46	92	256	440	282	248	33	0	0	1402
1946	0	0	1	40	170	273	335	292	233	96	0	0	1440
1947	0	1	0	70	247	105	446	256	220	62	0	0	1407
1948	0	0	78	155	149	285	469	284	307	2	0	0	1729
1949	0	0	10	26	299	121	289	239	185	22	0	0	1191
1950	0	0	0	83	163	266	213	171	172	18	0	0	1086
1951	0	0	4	41	249	155	255	392	181	85	2	0	1364
1952	5	0	28	61	255	220	408	122	260	28	0	0	1387
1953	0	15	36	36	328	191	185	263	184	21	0	0	1259
1954	0	2	42	108	351	159	367	208	230	47	34	0	1548
1955	2	0	0	76	146	258	337	249	234	87	0	0	1389
1956	0	13	113	66	82	240	227	184	286	25	1	14	1251
1957	0	0	2	90	221	209	427	276	319	139	14	0	1697
1958	10	2	1	178	143	294	189	232	297	35	0	0	1381
1959	0	0	36	97	267	209	348	282	316	10	0	0	1565
1960	0	0	2	196	159	261	276	299	266	5	0	0	1464
1961	9	0	1	32	88	136	296	202	160	25	0	0	949
1962	0	0	76	130	103	214	261	181	323	50	0	0	1338
1963	0	3	61	174	123	205	424	316	142	140	0	0	1588
1964	0	0	1	72	167	227	322	322	186	27	4	0	1328
1965	0	4	3	101	98	255	250	299	194	11	0	0	1215
1966	0	0	8	116	165	261	359	312	k. A.*	k. A.	0	0	1221
1967	0	0	4	114	156	197	361	289	179	47	0	0	1347

1968	0	5	17	211	183	272	384	323	152	20	0	0	1567
1969	0	0	0	204	144	198	426	388	232	118	13	0	1723
1970	0	0	9	71	161	118	242	256	198	16	0	0	1071
1971	0	0	10	42	247	193	337	312	267	24	0	0	1432
1972	0	0	39	49	236	181	228	408	180	5	0	0	1336
1973	0	0	12	174	120	153	372	341	174	14	0	0	1360
1974	0	0	0	72	87	187	369	296	307	18	0	0	1336
1975	0	0	0	53	116	155	332	366	341	12	0	0	1379
1976	3	9	19	101	177	192	344	306	237	58	0	0	1446
1977	0	0	13	6	233	162	307	262	159	34	0	0	1176
1978	0	0	18	116	104	236	297	366	223	109	0	0	1469
1979	0	0	9	81	179	205	254	309	156	15	0	0	1208
1980	0	18	14	11	238	166	240	237	114	70	0	0	1108
1981	0	0	0	100	191	206	250	295	191	39	0	0	1272
1982	0	0	8	205	144	169	382	253	136	33	0	0	1330
1983	0	0	21	0	150	250	317	356	81	0	0	0	1175
1984	0	0	55	98	168	124	162	220	317	11	0	0	1155
1985	1	0	98	5	195	224	248	209	146	0	0	0	1126
Mittel	2	2	22	91	185	215	317	287	209	39	6	0	1375

* k. A. = keine Angabe

Tab. A-1-3: Kano (1922 – 1983)

Jahr	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	gesamt
1922	0,0	0,0	0,0	59,2	76,7	132,8	357,4	479,0	148,3	74,3	0,0	0,0	1327,7
1923	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1924	0,0	0,0	0,0	0,0	10,7	108,5	159,8	269,2	142,0	10,4	0,0	0,0	700,6
1925	0,0	0,0	26,2	17,8	61,2	68,8	290,8	343,7	134,4	51,3	0,0	0,0	994,2
1926	0,0	0,0	0,0	0,0	53,3	163,6	246,4	298,5	53,1	0,0	0,0	0,0	814,9
1927	0,0	0,0	0,0	16,3	87,1	168,1	208,8	316,0	199,1	1,8	0,0	0,0	997,2
1928	0,0	0,0	0,0	13,7	116,1	19,8	177,3	268,5	156,7	38,1	0,0	0,0	790,2
1929	0,0	0,0	0,0	0,0	60,5	70,6	271,8	289,1	120,1	27,4	0,0	0,0	839,5
1930	0,0	0,0	0,0	21,6	81,8	81,5	389,1	306,3	194,3	2,8	0,0	0,0	1077,4
1931	0,0	4,6	0,0	2,8	9,4	115,8	254,0	236,0	194,8	85,6	0,0	0,0	903,0
1932	0,0	4,6	0,0	2,8	9,4	115,8	254,0	236,0	194,8	85,6	0,0	0,0	903,0
1933	0,0	0,0	0,0	5,6	79,2	179,3	126,2	299,7	128,8	0,0	0,0	0,0	818,8
1934	0,0	0,0	0,0	19,3	58,7	160,5	177,0	347,2	86,4	6,4	0,0	0,0	855,5
1935	0,0	0,0	0,0	0,0	30,7	112,5	171,2	401,8	55,9	7,4	0,0	0,0	779,5
1936	0,0	0,0	12,7	26,4	118,9	115,1	315,7	276,1	174,0	0,0	0,0	0,0	1038,9
1937	0,0	0,0	0,0	1,5	37,6	75,4	225,3	216,7	118,4	0,0	0,0	0,0	674,8
1938	0,0	0,0	0,0	1,0	54,6	111,0	283,2	384,6	271,3	12,4	0,0	0,0	1118,1
1939	0,0	4,6	0,0	24,1	105,7	76,2	154,4	259,1	221,0	33,0	0,0	0,0	878,1
1940	0,0	0,0	0,0	0,0	73,9	161,5	202,9	337,1	65,3	19,1	0,0	0,0	859,8
1941	0,0	0,0	0,0	8,1	23,4	151,6	178,1	284,7	100,6	0,0	0,0	0,0	746,5
1942	0,0	0,0	0,0	0,0	81,3	41,7	107,7	245,4	68,1	0,0	0,0	0,0	544,2
1943	0,0	0,0	42,4	1,0	71,9	48,0	174,0	297,9	129,5	0,0	0,0	0,0	763,7
1944	0,0	0,0	0,0	0,3	10,2	76,2	68,8	378,0	95,8	19,1	0,0	0,0	648,4
1945	0,0	0,0	0,0	20,8	105,7	77,7	152,1	418,3	156,2	3,3	0,0	0,0	934,1
1946	0,0	0,0	0,0	14,7	41,9	131,6	223,3	419,4	140,0	56,9	0,0	0,0	1027,8
1947	0,0	0,0	0,0	0,0	36,1	147,6	225,0	364,2	136,7	5,1	0,0	0,0	914,7
1948	0,0	0,0	0,0	69,1	8,4	90,9	185,2	270,0	123,7	0,0	0,0	0,0	747,3
1949	0,0	0,0	0,0	20,3	13,0	55,4	130,6	206,8	77,7	0,0	0,0	0,0	503,8
1950	0,0	0,0	0,0	1,5	14,5	22,4	299,2	481,3	121,9	24,6	0,0	0,0	965,4
1951	0,0	0,0	0,0	0,0	38,9	65,5	197,6	162,6	239,0	30,0	0,0	0,0	733,6
1952	0,0	0,0	0,0	0,0	178,3	73,4	304,3	277,1	175,5	32,3	0,0	0,0	1040,9
1953	0,0	0,0	0,0	0,0	132,6	165,4	165,9	262,6	88,1	0,5	0,0	0,0	815,1
1954	0,0	1,5	0,0	25,9	123,4	121,4	387,9	315,2	95,8	67,3	2,5	0,0	1140,9
1955	0,0	0,0	0,0	7,6	58,2	172,0	248,4	301,5	181,1	29,0	0,0	0,0	998,1
1956	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	53,3	301,8	355,9	98,6	10,4	0,0	0,0	821,3
1957	0,0	0,0	0,0	2,3	121,4	160,5	177,0	226,8	175,8	15,2	0,0	0,0	879,0
1958	0,0	0,0	0,0	3,6	22,9	173,2	240,3	307,3	124,5	0,0	0,0	0,0	871,8

1959	0,0	0,0	1,5	9,9	96,5	109,5	222,3	287,3	269,9	5,4	0,0	0,0	1001,4
1960	0,0	0,0	0,0	19,6	17,5	80,3	360,9	245,4	110,5	0,0	0,0	0,0	834,2
1961	0,0	0,0	0,0	4,6	37,3	47,5	267,5	282,4	114,3	0,0	0,0	0,0	753,8
1962	0,0	0,0	10,2	0,0	21,6	129,5	174,0	373,1	126,2	32,5	0,0	0,0	967,1
1963	0,0	0,0	4,8	2,8	43,4	79,5	132,8	360,2	80,8	k. A.	0,0	0,0	
1964	0,0	0,0	1,5	0,5	60,7	148,3	206,8	258,8	72,1	0,0	1,5	0,0	750,2
1965	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	247,4	269,5	270,8	100,6	11,7	0,0	0,0	900,3
1966	0,0	0,0	0,0	16,0	111,3	93,2	95,5	324,6	173,0	2,3	0,0	0,0	815,9
1967	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	251,0	228,1	47,2	0,0	0,0	0,0	526,3
1968	0,0	0,0	0,0	104,6	75,2	147,3	113,5	122,9	47,2	0,0	0,0	0,0	610,7
1969	0,0	0,0	0,0	8,6	20,1	191,3	236,5	285,8	96,5	70,4	0,0	0,0	909,2
1970	0,0	0,0	k. A.	k. A.	17,0	55,1	329,7	0,0	234,4	3,0	0,0	0,0	
1971	0,0	0,0	0,0	3,3	67,8	24,1	174,0	223,0	200,4	0,0	0,0	0,0	692,6
1972	0,0	0,0	0,0	3,0	105,9	128,0	71,4	0,0	44,2	5,1	0,0	0,0	357,6
1973	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	38,9	169,7	173,4	0,0	0,0	0,0	0,0	384,5
1974	0,0	0,0	k. A.	0,0	41,6	42,4	250,9	197,8	111,9	5,5	0,0	0,0	
1975	0,0	0,0	0,0	18,3	39,6	127,6	125,3	224,2	173,1	0,0	0,0	0,0	708,1
1976	0,0	2,3	0,0	k. A.	43,8	117,4	131,5	162,2	66,4	58,3	0,0	0,0	
1977	0,0	0,0	0,0	0,0	6,9	198,0	29,0	439,0	92,0	0,0	0,0	0,0	764,9
1978	0,0	0,0	0,0	34,5	73,7	197,9	308,6	271,1	29,6	29,0	0,0	0,0	944,4
1979	0,0	0,0	k. A.	0,0	32,0	111,2	192,0	257,0	111,0	20,0	0,0	0,0	
1980	0,0	0,0	0,0	0,0	94,0	122,8	282,6	310,5	67,6	35,4	0,0	0,0	912,9
1981	0,0	0,0	0,0	19,5	36,2	62,1	142,8	202,5	111,8	0,0	0,0	0,0	574,9
1982	k. A.	0,0	0,0	18,6	66,2	62,3	157,9	261,3	70,5	1,3	0,0	0,0	
1983	0,0	0,0	0,0	0,0	27,2	47,4	91,4	266,1	67,0	0,0	0,0	0,0	499,1
Mittel	0,0	0,3	1,7	11,0	54,8	106,1	210,2	281,4	124,7	17,2	0,1	0,0	823,2
Sigma	0,0	1,0	6,7	18,4	39,8	52,4	80,1	89,7	58,7	23,5	0,4	0,0	185,6
n	60	61	58	59	61	61	61	61	61	60	61	61	55

Tab. A-1-4: Dapchi (1960 – 1983)

Jahr	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	gesamt
1960	0,0	0,0	0,0	2,5	46,0	16,0	146,1	195,3	92,7	8,9	0,0	0,3	508,6
1961	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	125,5	173,7	388,9	73,2	0,0	0,0	0,0	763,3
1962	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	66,8	80,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	147,6
1963	0,0	0,0	0,0	0,0	15,0	35,6	119,4	165,9	111,5	37,1	0,0	0,0	484,5
1964	0,0	0,0	0,0	0,0	13,0	76,7	119,4	73,2	111,5	37,1	0,0	0,0	430,9
1965	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1966	0,0	0,0	0,0	6,6	40,1	71,6	113,3	83,1	89,9	12,2	0,0	0,0	415,8
1967	0,0	0,0	15,2	61,5	48,3	55,9	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1968	0,0	0,0	0,0	0,0	29,0	83,8	147,3	77,2	111,3	0,0	0,0	0,0	448,6
1969	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	17,3	117,1	158,2	145,3	0,0	0,0	0,0	437,9
1970	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,4	112,5	262,1	101,9	0,0	0,0	0,0	487,9
1971	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1972	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	65,3	164,6	30,5	0,0	0,0	0,0	0,0	260,4
1973	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	35,8	167,4	83,6	0,0	0,0	0,0	0,0	286,8
1974	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1975	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1976	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1977	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1978	k. A.	k. A.	k. A.	19,6	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1979	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	39,9	55,1	77,0	22,1	20,6	0,0	0,0	214,7
1980	0,0	0,0	0,0	0,0	73,9	76,2	64,5	93,0	45,5	0,0	0,0	0,0	353,1
1981	0,0	0,0	0,0	1,3	61,5	62,0	99,1	17,3	26,4	0,0	0,0	0,0	267,6
1982	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1983	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	82,8	61,7	9,9	0,0	0,0	0,0	154,4
Mittel	0,0	0,0	1,0	5,4	20,5	52,5	117,5	117,8	62,7	7,8	0,0	0,0	377,5
Sigma	0,0	0,0	3,7	14,9	24,7	31,7	35,8	99,1	48,3	12,9	0,0	0,1	156,3
n	16	16	16	17	16	16	15	15	15	15	15	15	

Tab. A-1-5: Gashua (1958 – 1984)

Jahr	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	gesamt
1958	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	97,0	228,1	276,1	19,1	0,0	0,0	0,0	623,3
1959	0,0	0,0	0,0	0,0	56,9	52,1	121,9	256,0	71,1	0,0	0,0	0,0	558,0
1960	0,0	0,0	0,0	0,0	72,9	20,1	173,0	100,1	53,1	0,0	0,0	0,0	429,1
1961	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	78,2	236,0	338,1	52,1	0,0	0,0	0,0	704,4
1962	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,9	86,1	191,0	110,0	0,0	0,0	0,0	431,0
1963	0,0	0,0	0,0	0,0	5,1	27,9	148,1	150,9	66,0	0,0	0,0	0,0	417,1
1964	0,0	0,0	0,0	0,0	11,9	39,9	204,0	218,9	41,9	0,0	0,0	0,0	516,6
1965	0,0	0,0	0,0	0,0	55,1	108,0	106,9	170,9	170,9	0,0	0,0	0,0	614,8
1966	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1967	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0	68,1	182,9	94,0	0,0	0,0	0,0	369,2
1968	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	5,1	190,0	246,1	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1969	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	38,1	k. A.	k. A.	47,0	0,0	0,0	0,0	
1970	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,1	244,1	272,0	113,1	0,0	0,0	0,0	639,3
1971	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	127,0	136,9	138,9	0,0	0,0	0,0	402,8
1972	0,0	0,0	0,0	0,0	55,9	6,1	1,0	260,1	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1973	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,9	84,1	82,0	40,9	0,0	0,0	0,0	250,9
1974	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,4	128,0	189,7	45,7	0,0	0,0	0,0	410,4
1975	0,0	0,0	0,0	0,0	34,3	30,0	64,3	168,1	41,7	0,0	0,0	0,0	338,4
1976	0,0	0,0	0,0	0,0	23,4	14,5	111,0	110,0	76,7	0,0	0,0	0,0	335,6
1977	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	116,8	173,0	102,9	0,0	0,0	0,0	392,9
1978	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1979	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	90,2	115,8	193,3	62,7	0,0	0,0	0,0	464,8
1980	0,0	0,0	0,0	0,0	37,6	47,0	132,1	163,6	32,8	0,0	0,0	0,0	413,9
1981	0,0	0,0	0,0	0,0	9,4	103,9	186,7	36,8	57,4	0,0	0,0	0,0	394,2
1982	0,0	0,0	0,0	0,0	5,1	24,9	0,0	236,2	23,1	0,0	0,0	0,0	289,3
1983	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	
1984	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,2	28,2	162,3	32,0	0,0	0,0	0,0	232,7
Mittel	0,0	0,0	0,0	0,2	14,9	34,5	120,9	179,8	65,1	5,5	0,0	0,0	419,5
Sigma	0,0	0,0	0,0	0,8	22,4	34,4	70,9	76,8	40,1	10,7	0,0	0,0	152,9
n	25	25	25	25	25	25	24	24	23	23	23	23	22

Tab. A-1-6: Geidam (1956 – 1970)

Jahr	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	gesamt
1956	0,0	0,0	0,0	2,0	34,0	52,1	128,0	209,0	40,9	1,0	0,0	0,0	467,0
1957	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,1	135,9	251,0	99,1	5,1	0,0	0,0	496,2
1958	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	112,0	120,9	119,9	88,9	20,1	0,0	0,0	461,8
1959	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	39,1	215,9	167,9	3,0	0,0	0,0	0,0	425,9
1960	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	23,1	87,9	83,1	150,9	0,0	0,0	0,0	345,0
1961	0,0	0,0	0,0	1,0	5,1	66,0	151,9	229,1	39,1	0,0	0,0	0,0	492,2
1962	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	41,9	150,1	243,1	0,0	0,0	0,0	0,0	435,1
1963	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	46,0	148,1	183,9	32,0	13,0	0,0	0,0	423,0
1964	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	94,0	95,0	243,1	55,9	0,0	0,0	0,0	488,0
1965	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	71,1	108,0	246,1	75,9	0,0	0,0	0,0	504,1
1966	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	81,0	138,9	93,0	53,1	0,0	0,0	0,0	366,0
1967	0,0	0,0	0,0	13,0	7,9	17,0	45,0	205,0	82,0	0,0	0,0	0,0	369,9
1968	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	37,1	75,9	87,9	75,9	0,0	0,0	0,0	276,8
1969	0,0	0,0	0,0	0,0	20,1	11,9	k. A.	169,9	70,1	0,0	0,0	0,0	
1970	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	48,0	236,0	88,9	0,0	0,0	0,0	372,9
Mittel	0,0	0,0	0,0	1,3	4,5	46,5	117,8	184,5	63,7	2,6	0,0	0,0	423,1
Sigma	0,0	0,0	0,0	3,2	9,5	32,1	44,0	59,7	37,3	5,7	0,0	0,0	65,8
n	15	15	15	15	15	15	14	15	15	15	15	15	14

A-2 Profilaufnahmen und Analysenwerte

Vorbemerkungen:

Die Nomenklatur erfolgt weitestgehend nach AG Boden 1994, weicht jedoch vor allem bei den Kriterien der Horizontansprache, z. B. Mindestgehalten, von den dortigen Vorgaben ab, da die Situation im Gelände nicht mit mitteleuropäischen Verhältnissen vergleichbar ist. Alle vorgenommenen Abweichungen sind in Kap. 8.1 und 8.2 spezifiziert. Da nahezu sämtliche Profile Vergleichen im tieferen Untergrund aufweisen, die im Fall der 4er-Standorte reliktscher Natur sind, wird diese Erscheinung bei der Angabe der Bodenformen nicht berücksichtigt. Auch fossile Horizonte in größeren Tiefen fließen nicht in die Bodenform ein, sondern werden im Rahmen der Paläoböden in Kap. 8.4 abgehandelt.

Standort: D 1 vom 17.02.2002 (und 19.01.2001)
(rezipienter Prallhang)

Lage: N 12° 28' 22.2" E 11° 29' 32.4"
Nigeria 1:50.000 Blatt 63 NE Dapchi

Tab. A-2: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 1

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
Go-aAh (303 Lfs4*, 304 fSI3)	- 35 (5) (30)	Hochflutsediment, stark feinsandiger Lehm bis mittel lehmiger Feinsand** , 10 YR 4/2 3/2***, dunkelgraubraun, bis 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge, <i>schwach bis sehr schwach humos</i> , mittlere Eisenanteile****
MGo (305 fSI4)	- 65 (60)	Hochflutsediment, stark lehmiger Feinsand , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos*****</i> , hohe Eisenanteile
II***** Go (306 Lfs3)	- 115 (90)	Hochflutsediment, mittel feinsandiger Lehm , 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , hohe Eisenanteile
II Cv (307 fSI3)	- 184 (165)	Ufersediment, mittel feinsandiger Lehm bis mittel lehmiger Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, cm-mächtige Tonbänder (schwach toniger Sand, 10 YR 5/1, grau) und geringe Eisenanteile (Konkretionen)
III Go (308 fS)	- 256 (195)	Ufersediment, reiner Feinsand , 10 YR 8/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, hohe Eisenanteile
IV Cv***** (309 fSms)	- 315 (295)	Ufer- bis Flussbetsediment***** , mittelsandiger Feinsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, ab 263 cm Bänder aus grobsandigem Mittelsand (7.5 YR 5/8, kräftig braun), und tonigem Sand, an die sich gradierte Fein-, Mittel- und Grobsande (10 YR 7/6 6/6, gelb) anschließen
V Gr (310 Lffs3, 311 gfS)	- 402 (345) (395)	Hochflut- bis Ufersediment, mittel feinstsandiger Lehm bis Feinsand , 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, bis 10 YR 8/2 7/2, weiß, Einzelkorngefüge, mehrere Tonbänder, die ab 357 cm mit schwach kiesigen bis grusigen Grobsanden abschließen

VI Go (414 gSt2, 312 gS)	- 610 + (500) (595)	Ufer- bis Flussbettsediment, schwach toniger Grobsand bis Grobsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, bis 10 YR 7/6 6/6, gelb, Kohärent- bis Einzelkorngefüge, hohe Eisenanteile, schwach kiesig bis grusig
---------------------------------------	---------------------------	---

- * Die Bodenartenomenklatur wurden in Anlehnung an AG Boden (1994: 132 ff.) modifiziert und dem im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Spektrum angepasst, indem insbesondere die Sandfraktionen näher spezifiziert wurden (Beispielsweise ist bei Angaben wie ffS oder gfS die jeweilige Unterfraktion zu über 75 % am Gesamtsand vertreten.). Das konkrete Vorgehen ist in Kap. 6.1.2.1 dargelegt.
- ** Kursiv gesetzte Befunde in dieser Tabellenspalte sind durch Laboranalysen gestützt, der Rest ergab sich aus der Geländeansprache.
- *** Munsell-Farben wurden normalerweise sowohl im trockenen (erstgenannter Farbton, hier 10 YR 4/2) sowie im feuchten Zustand (zweitgenannter Farbton, hier 10 YR 3/2) bestimmt.
- **** Die Menge resp. Intensität von Hydromorphiemerkmalen wurde nach AG Boden (1994: 55) angesprochen; die gängigsten Erscheinungen in Form hellorange- bis rostfarbener Flecken wurden verkürzt als Eisenanteile bezeichnet und Abweichungen davon (z. B. Konkretionen) explizit erwähnt. Ab mittleren Anteilen wurde der entsprechende Horizont als (r)Go bezeichnet.
- ***** Wenn weniger als 0,25 % an organischer Substanz vorlagen, wurden die Proben zur weitergehenden Differenzierung als äußerst schwach humos bezeichnet und von der Ausweisung von Ah-Horizonten abgesehen. Reichen letztere bis unterhalb von 40 cm, wurde der Boden als tief humos angesprochen. Bei Kolluvien wurden demgegenüber keine Mindestmengen an Humus zugrundegelegt.
- ***** Die Abgrenzung einzelner Schichten ist im gegebenen alluvialen Milieu nicht unbedingt als zwingend anzusehen, da viele stratigraphische Einheiten in sich heterogen (z. B. wechselgelagert) und/oder polyzyklisch sind. Sie dienen somit primär der Übersichtlichkeit und sollen keinesfalls das Vorhandensein in sich geschlossener lithogenetischer Kompartimente suggerieren.
- ***** Eine Differenzierung in Cn- und Cv-Horizonte erschien bei Ablagerungen, die bereits mehrere Verwitterungszyklen durchlaufen haben, unpraktikabel, so daß verallgemeinernd die Bezeichnung Cv gewählt wurde. Dies gilt ebenso für Sedimente mit schwachen Vergleyungen und Kalkausfällungen, die die in dieser Arbeit individuell festgelegten Mindestwerte zur Ausweisung von G- und Cc-Horizonten nicht erreichen. Im Gegenzug wurde auf eine Kombination von G- und Cv-Horizonten aufgrund der minimalen Aussagekraft des letzteren Symbols verzichtet.).
- ***** Die Beschreibung der Sedimente erfolgte gemäß konventioneller pedologischer Profilsprache von oben nach unten. Dabei muss in Kauf genommen bzw. beachtet werden, dass Angaben wie "Hochflut- bis Ufersediment" in lithogenetischer Hinsicht nicht korrekt sind, da im chronostratigraphischen Sinn eine liegende Uferbank-Ablagerung in ein hangendes Überflutungssediment übergeht und nicht umgekehrt.

Bodenform*: Fluvic Gleysol/Braunauenboden-Gley/Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Gana

* Bodentyp jeweils gemäß FAO/Unesco (1997)/AG Boden (1994)/Carroll & Klinkenberg (1972)

Tab. A-3: Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 1

Probennummer:	303	304	305	306	307	308	309	310	311	414	312
Kornfraktionen (%):											
ggS 1000 – 2000 µm	0,08	0,09	0,06	0,04	0,00	0,01	0,11	0,02	0,00	21,72	36,88
gS 500 – 1000 µm	1,23	0,75	0,36	0,53	0,03	0,47	3,29	0,30	0,04	35,11	35,13
mS 250 – 500 µm	3,85	2,87	1,75	2,22	0,61	3,26	41,74	2,07	5,86	20,01	16,82
fS 125 – 250 µm	23,27	27,15	28,05	14,32	24,02	55,80	49,78	7,03	76,05	6,24	5,19
ffS 63 – 125 µm	27,54	35,01	32,95	27,54	42,59	28,62	3,24	36,96	16,19	5,24	1,78
gU 16 – 63 µm	18,06	20,11	16,77	25,17	21,65	7,13	0,23	31,03	0,81	4,37	1,40
mU 8 – 16 µm	3,79	3,83	2,29	4,48	2,19	0,89	0,54	3,67	0,00	1,16	0,74
fU 2 – 8 µm	2,31	2,09	1,06	2,33	0,89	0,41	0,00	1,53	0,08	0,53	0,16
T – 2 µm	19,87	8,10	16,69	23,37	8,03	3,40	1,08	17,39	0,97	5,61	1,89
pH (KCl):	4,19	5,20	5,17	5,26	5,52	5,71	6,27	5,55	6,17	*	4,20
Humusgehalt (%):	1,42	0,66	0,22	0,23							
C _{org} (%):	0,82	0,38	0,13	0,14							
N _{ges} (%):	0,089	0,019	0,017	0,016							
C/N-Verhältnis:	9,2	20,0	7,6	8,8							

* Für leere Felder in dieser und weiteren Analysentabellen wurden keine Werte erhoben.

Bemerkungen:

Aufgrund von konzeptionellen Änderungen (Beprobung jedes Bohrprofils anstelle der ursprünglich geplanten selektiven Beprobung von Leitprofilen bei einer größeren Grundgesamtheit) mußten die Bohrungen D 1, D 2, D 4, Ga 1, Ga 2 sowie Ga 4 im zweiten Jahr wiederholt werden. Dabei wurde jeweils versucht, den ursprünglichen Standort wieder aufzusuchen, dieser jedoch im Allgemeinen um mehrere Meter verfehlt. Trotz des relativ geringen Versatzes und der Beprobung identischer Mesoformen kam es zu teilweise erheblichen lithostratigraphischen Abweichungen zu den ehemals aufgenommenen Profilen, was der Komplexität der fluvialen Architektur Rechnung trägt.

Im vorliegenden Fall fand sich bei der ersten Bohrung beispielsweise zwischen 4,15 und 6,15 + m ein als Flussbetsediment angesprochener mittel kiesiger, mittelsandiger Grobsand mit deutlicher Reduktionsfärbung (10 YR 5/1). Bei den Kiesen handelte es sich vor allem um gebleichte kantengerundete Quarze der Feinkiesfraktion, stark untergeordnet auch um Feldspäte.

Standort: D 2 vom 18.02.2002 (und 19.01.2001)
(rezentler Überflutungsebene)

Lage: N 12° 28' 39.2" E 11° 30' 15.0"
Nigeria 1:50.000 Blatt 63 NE Dapchi

Tab. A-4: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 2

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
M (313 Su2, 314 Sl2, 315 Sl2)	- 80 (5) (30) (60)	?Hochflutsediment, schwach schluffiger und schwach lehmiger Sand, 10 YR 6/4 4/4, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, sehr geringe Eisen- und Mangananteile
M'Gc (316 Sl2, 317 Su2)	- 188 (90) (165)	?Hochflutsediment, schwach lehmiger und schwach schluffiger Sand, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, äußerst schwach humos, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, carbonatarm*, ab 173 cm schwach kiesig bis grusig
II Cv (401 fSu2, 319 fSgs, 320 gSms)	- 615 + (205) (285) (365)	Ufer- bis Flussbetsediment, schwach schluffiger Feinsand bis mittelsandiger Grobsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, geringe Eisenanteile (Grobsandcoatings), sehr carbonatarm, schwach bis mittel grusig, ab 482 cm einige 0,5 bis 1 cm mächtige, gräuliche Bänder aus sandigem Ton (10 YR 4/4, dunkelgelblichbraun)

* Carbonathaltige Horizonte wurden ab Gehalten von 0,5 Masse-% als Cc resp. Gc bezeichnet.

Bodenform: Gleyic Fluvisol/Braunauenboden/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-5: Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 2

Probennummer:	313	314	315	316	317	401	319	320
Kornfraktionen (%):								
ggS 1000 – 2000 µm	7,60	5,65	4,25	4,00	8,33	1,16	9,50	19,49
gS 500 – 1000 µm	17,07	13,08	10,27	9,51	13,14	2,80	18,17	30,96
mS 250 – 500 µm	12,60	10,54	8,27	7,45	8,98	2,38	12,79	19,98
fS 125 – 250 µm	19,13	18,05	20,83	20,18	19,72	29,02	28,46	14,83
ffS 63 – 125 µm	29,79	32,02	33,08	35,33	28,51	47,94	21,48	8,53

gU 16 – 63 µm	9,78	11,46	13,48	13,96	12,09	15,18	8,19	5,19
mU 8 – 16 µm	1,05	1,17	1,19	2,28	2,43	0,76	0,50	0,31
fU 2 – 8 µm	0,32	0,86	0,71	1,69	2,01	0,59	0,33	0,15
T – 2 µm	2,67	7,17	7,93	5,58	4,78	0,17	0,58	0,54
pH (KCl):	6,35	5,45	5,97	7,45	7,65	7,72	7,22	7,18
Carbonat (%):				0,71	0,57	0,27	0,12	0,05
Humusgehalt (%):	0,17	0,21	0,15	0,08				
C _{org} (%):	0,10	0,12	0,09	0,05				
N _{ges} (%):	0,009	0,013	0,009	0,006				
C/N-Verhältnis:	11,1	9,2	10,0	8,3				
Leitfähigkeit (µS/cm):				70,0	79,0	30,0	22,0	20,0
KAK_{pot} (cmol/z/kg):								
S-Wert:					4,10	0,62		
H-Wert:					0,00	0,00		
T-Wert:					4,10	0,62		
V-Wert (%):					100,0	100,0		
austauschbare Kationen (%):								
Na ⁺ :					0,04	0,02		
K ⁺ :					0,17	0,04		
Mg ²⁺ :					1,03	0,19		
Ca ²⁺ :					2,87	0,37		

Bemerkungen:

Der Skelettanteil setzt sich sowohl aus Fein- als auch Mittelkiesen und –grusen zusammen, wobei Feldspäte mit etwa 10 % vertreten sind.

Standort: D 3 vom 21.01.2001 (mit Parallelbohrung)
(konvexer Altarmbereich)

Lage: N 12° 28' 21.5" E 11° 30' 46.0"
Nigeria 1:50.000 Blatt 63 NE Dapchi

Tab. A-6: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 3

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
aAh (51 Tl)	- 17 (5)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), lehmiger Ton , 10 YR 5/4 4/2, gelblichbraun, plattig ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>schwach humos</i> , geringe Eisenanteile
II Sg-Go-aAh (52 Tu2, 53 Lt3)	- 75 (30) (60)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach schluffiger Ton bis mittel toniger Lehm , 10 YR 5/4 4/2, gelblichbraun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , mittlere Eisenanteile
III Sg-Gro (54 Lt2)	- 160 (90)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach toniger Lehm , 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , hohe Eisenanteile
III Gr (55 Lt2, 56 Lt2)	- 270 (165) (265)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach toniger Lehm , 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Einzelkorngefüge, geringe Eisenanteile

IV Gr (57 gSt2, 58 gSt2)	- 317 (305) (310)	Gerinnefüllung, schwach toniger Grobsand , 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Schichtgefüge, schwach kiesig
V Cv (59 gSms, 60 gS)	- 407 (355) (395)	Gerinnefüllung, Mittel- bis Grobsande , jeweils 2 – 3 cm mächtig, 10 YR 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, schwach ausgeprägte Eisen- und Schwermineralbändchen, schwach kiesig, deutlicher Übergang
VI Gr (61 Lt3)	- 421 (410)	Flussbettsediment (Linse), mittel toniger Lehm , 10 YR 6/2 5/2, hellbräunlichgrau, Kohärentgefüge, deutlicher Übergang
VII Cv (62 gS)	- 466 (455)	Flussbettsediment, Grobsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, stark kiesig bis grusig, mehrere Tonbänder in der Mitte und an der Basis (ebenfalls stark kiesig bis grusig)
VIII Cv (63 gS)	- 569 (555)	Flussbettsediment, Grobsand , 10 YR 7/6 6/6, gelb, Einzelkorngefüge, schwach kiesig, deutlicher Übergang
IX Cv (64 mS)	- 626 + (605)	?Ufersediment äolischer Prägung, Mittelsand , 10 YR 8/6 7/6, gelblichbraun, Einzelkorngefüge, schwach ausgeprägte Eisenbändchen, in unteren 5 cm deutlicher (7.5 YR 6/8, rötlichgelb)

Bodenform:

**Fluvic Gleysol/Tief humoser Auengley/Hydromorphic soil
aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Gana**

Tab. A-7:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 3**

Probennummer:	51	52	53	54	55	56	57
Kornfraktionen (%):							
ggS 1000 – 2000 µm	0,61	0,18	0,31	0,37	0,59	2,33	43,15
gS 500 – 1000 µm	1,04	0,64	0,86	0,65	1,03	2,76	31,67
mS 250 – 500 µm	1,20	0,76	1,07	0,80	1,18	2,70	7,30
fS 125 – 250 µm	2,84	2,45	4,06	4,15	5,92	7,20	2,02
ffS 63 – 125 µm	11,23	3,14	18,08	24,27	27,72	25,45	1,58
gU 16 – 63 µm	19,18	19,61	25,80	29,88	28,60	22,10	2,06
mU 8 – 16 µm	5,60	6,40	5,16	4,22	3,65	5,90	0,15
fU 2 – 8 µm	5,09	5,20	4,00	2,92	2,54	3,56	0,52
T – 2 µm	53,20	61,62	40,66	32,73	28,76	28,00	11,56
pH (KCl):	5,95	5,78	5,67	6,15	6,14	6,19	6,07
Humusgehalt (%):	1,10	0,41	0,28	0,18			
C _{org} (%):	0,64	0,24	0,16	0,11			
N _{ges} (%):	0,069	0,034	0,026	0,018			
C/N-Verhältnis:	9,3	7,1	6,2	6,1			
Probennummer:	58	59	60	61	62	63	64
Kornfraktionen (%):							
ggS 1000 – 2000 µm	38,43	9,87	21,18	0,52	33,35	27,52	0,20
gS 500 – 1000 µm	28,55	29,55	49,98	0,64	27,87	59,68	4,42
mS 250 – 500 µm	14,11	34,73	19,85	2,62	26,53	8,46	69,53
fS 125 – 250 µm	4,00	18,32	3,98	7,62	3,21	1,02	20,99
ffS 63 – 125 µm	1,06	2,12	0,63	15,20	2,59	0,56	2,44
gU 16 – 63 µm	0,63	0,07	0,28	23,75	1,29	0,14	0,46
mU 8 – 16 µm	0,56	0,34	0,21	5,40	0,30	0,07	0,15
fU 2 – 8 µm	0,14	0,34	0,07	3,02	0,15	0,00	0,00
T – 2 µm	12,51	4,67	3,81	41,23	4,71	2,54	1,82
pH (KCl):	5,86	5,76	5,78	5,30	5,66	5,93	6,22

Bemerkungen:

Beide Bohrkern waren im 6. Meter durch nachgesacktes Material stark verunreinigt. Wiederum liegen Mittel- und Feinkiese sowie -gruse vor; die Feldspäte finden sich vor allem im Grobsand- und Feinkiessektor, während in der größten Fraktion eindeutig der Quarz überwiegt.

Standort: D 4 vom 18.01.2002 (und 20.01.2001)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 28' 00.1" E 11° 30' 57.3"
Nigeria 1:50.000 Blatt 63 NE Dapchi

Tab. A-8: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils D 4

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
Ah (321 Lfs3, 322 Lfs3)	- 52 (5) (30)	Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, mittel feinsandiger Lehm, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (plattig), sehr schwach humos, sehr geringe Eisenanteile
II faAh Bv (323 Lt3)	- 73 (60)	Hochflutsediment, mittel toniger Lehm, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, sehr geringe Eisenanteile
II faAh (324 Lfs3)	- 103 (90)	Hochflutsediment, mittel feinsandiger Lehm, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, sehr geringe Eisenanteile
III rGo (325 Tu2) (326 Tt)	- 270 (145) (185)	?Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger bis reiner Ton, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, mittlere Eisenanteile, geringe bis mittlere Mangananteile (auch Konkretionen)
IV rGr (327 Lu, 328 Uffs)	- 388 (285) (335)	?Hochflutsediment, schluffiger Lehm bis feinstsandiger Schluff, 10 YR 8/1 7/1, weiß, Kohärentgefüge, geringe Eisenanteile
V Cv (329 gSms)	- 479 (395)	Ufer- bis Flussbett sediment, mittelsandiger Grobsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr geringe Eisenanteile, schwach kiesig (ca. 10 % Fein- und Mittelkies)
VI rGr (405 gSfs)	- 615 + (495)	Ufer- bis Flussbett sediment, Fein-, Mittel- und Grobsande, 10 YR 8/2 7/2, weiß, Einzelkorngefüge, ab 526 cm mehrere Eisenbändchen (10 YR 7/4, sehr helles Braun), ab 554 cm schwach kiesig bis grusig

Bodenform: Eutric Cambisol/Tief humose Braunerde/Non-leached ferruginous tropical soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-9: Physiko-chemische Kennwerte des Profils D 4

Probennummer:	321	322	323	324	325	326	327	328	329	405
Kornfraktionen (%):										
ggS 1000 – 2000 µm	0,59	0,44	0,03	0,17	0,12	0,01	0,04	0,06	20,72	7,17
gS 500 – 1000 µm	1,72	1,36	0,08	0,67	0,30	0,08	0,05	0,57	32,52	20,79
mS 250 – 500 µm	3,21	2,43	0,32	1,34	0,30	0,10	0,06	0,73	26,37	33,61
fS 125 – 250 µm	13,50	11,96	3,99	9,49	1,03	0,35	0,81	4,47	13,72	28,64

ffS 63 – 125 µm	31,03	26,95	12,67	26,33	4,51	0,94	30,45	28,52	2,60	6,11
gU 16 – 63 µm	25,20	21,93	19,94	27,44	27,42	3,53	46,26	54,87	0,44	0,56
mU 8 – 16 µm	4,61	6,36	11,42	6,69	10,57	2,51	3,66	3,62	0,09	0,08
fU 2 – 8 µm	2,98	4,21	7,29	3,91	4,83	5,29	2,04	1,45	0,00	0,08
T – 2 µm	17,16	24,35	44,27	23,97	50,93	87,19	16,61	5,70	3,53	2,96
pH (KCl):	4,94	5,96	5,42	5,32	4,26	3,65	3,75	4,87	5,21	5,48
Humusgehalt (%) :	0,82	0,45	0,44	0,29						
C _{org} (%):	0,47	0,26	0,26	0,17						
N _{ges} (%):	0,051	0,031	0,025	0,019						
C/N-Verhältnis:	9,2	8,4	10,4	8,9						
pedogenes Fe (%) :										
Fe _o :	0,095	0,040	0,033	0,025						
Fe _d :	0,470	0,719	1,394	0,951						
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,20	0,06	0,02	0,03						

Bemerkungen:

Die Grobsandfraktion wurde im Feld in ca. 90 % Quarze und 10 % Feldspäte bzw. Glimmer differenziert.

Standort: Ga 1 vom 19.02.2002 (und 22.01.2001)
(rezipienter Prallhang)

Lage: N 12° 50' 40.1" E 11° 01' 56.4"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-10: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 1

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
Sew-aA_{xh} (331 ffSl4)	- 8 (5)	Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, stark lehmiger Feinstsand , 10 YR 5/3 3/3, braun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos, carbonatfrei</i> , viele Tiergänge (v. a. Termitenröhren)
II Sew-aA_{xh} (332 Lfs2)	- 45 (30)	Hochflutsediment, schwach feinsandiger Lehm , 10 YR 5/4 4/4, gelbblichbraun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos, sehr carbonatarm</i> , viele Tiergänge (v. a. Termitenröhren)
III Cv (333 Lffs2, 334 Ulffs, 335 ffSl3)	- 197 (60) (90) (165)	Hochflutsediment, schwach feinstsandiger Lehm bis mittel lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>äußerst schwach humos, sehr carbonatarm</i> , geringe Eisen- und Mangananteile
IV Cv (400 Ut4)	- 269 (245)	?Hochflutsediment, stark toniger Schluff , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
V M'Gco (336 Tu2)	- 366 (285)	?Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger Ton , 10 YR 6/4 5/4, hellgelbblichbraun, Kohärentgefüge, mittlere Eisenanteile, <i>carbonatarm</i>
VI Gco (337 Lu, 404 Tu2)	- 587 (395) (485)	?Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schluffiger Lehm bis schwach schluffiger Ton , 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, mittlere Eisen- und Mangananteile, <i>carbonatarm</i> , im unteren Meter mehrere cm-mächtige Feinsandlagen

VI Gokc	- 615 +	?Hochflutsediment mit lagunalem Charakter , schwach schluffiger Ton, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, mittlere Eisen- und Mangananteile, carbonatarm mit Kalkkonkretionen (bis ca. 5 % Flächenanteil), mehrere cm-mächtige Fein- und Mittelsandlagen
----------------	---------	--

Bodenform: **Eutric Fluvisol/Tief humoser Auenregosol/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe**

Tab. A-11: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 1

Probennummer:	331	332	333	334	335	400	336	337	404
Kornfraktionen (%):									
ggS 1000 – 2000 µm	0,24	0,14	0,08	0,07	0,00	0,00	0,18	0,53	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,56	0,21	0,07	0,04	0,01	0,00	0,10	0,35	0,03
mS 250 – 500 µm	1,29	0,84	0,39	0,12	0,05	0,02	0,06	0,17	0,05
fS 125 – 250 µm	8,51	8,82	4,47	2,80	3,29	0,47	0,69	2,94	1,01
ffS 63 – 125 µm	37,40	28,91	24,31	28,80	47,42	16,05	6,71	9,04	6,63
gU 16 – 63 µm	31,85	35,64	38,65	45,45	35,57	60,18	28,75	41,72	21,46
mU 8 – 16 µm	4,31	4,47	6,43	4,21	2,44	4,00	10,91	11,44	10,77
fU 2 – 8 µm	1,94	2,23	2,57	1,59	1,09	1,64	6,10	4,96	8,53
T – 2 µm	13,90	18,74	23,04	16,93	10,14	17,64	46,50	28,85	51,53
pH (KCl):	5,31	6,52	6,48	6,51	6,35	6,97	7,18	7,45	6,48
Carbonat (%):	--	0,26	0,26	0,13	0,26	0,38	0,61	0,79	0,29
Humusgehalt (%):	0,98	0,53	0,17	0,12					
C _{org} (%):	0,57	0,31	0,10	0,07					
N _{ges} (%):	0,038	0,020	0,013	0,009					
C/N-Verhältnis:	15	15,5	7,7	7,8					

Bemerkungen:

Im Gelände wurde das Profil während des ersten Aufenthalts nach AG Boden (1994: 110) durchgängig als schwach bis mittel carbonathaltig angesprochen. Es handelt sich offensichtlich um unregelmäßig in der Matrix verteilte (Sekundär-) Kalke, was eventuell auch zu den verhältnismäßig geringen Laborwerten führte. An einer Steilstufe oberhalb des Niedrigwasserbetts tritt eine Schotterbank hervor, die keine Parallele im Bohrkern hat. Sie weist einen Fein- und Mittelgrusanteil von über 75 Vol.-% sowie ebenfalls eine sehr starke carbonatische Komponente auf. Mittel carbonathaltig sind auch die rezenten, am trockenzeitlichen Ufer deponierten hellbraunen (10 YR 7/3 6/3) Fein- bis Feinstsande.

Standort: **Ga 2 vom 19.02.2002 (und 23.01.2001)**
(rezente Überflutungsebene)

Lage: **N 12° 49' 42.8" E 11° 01' 36.7"**
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-12: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 2

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
aAxh (338 Lfs3)	- 15 (5)	Hochflutsediment, mittel feinsandiger Lehm , 10 YR 6/3 4/3, hellbraun, Kohärentgefüge (plattig), <i>sehr schwach humos</i> , sehr geringe Eisenanteile, viele Tiergänge (v. a. Termitenröhren)

II M:Go (339 fS13, 340 fS)	- 68 (30) (60)	?Hochflut- bis Ufersediment, mittel lehmiger Feinsand bis Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , mittlere Eisen- und Mangananteile
III Cv (341 gSfs, 342 gSfs)	- 187 (90) (165)	Ufer- bis Flussbettsediment, feinsandiger Grobsand , 10 YR 7/3 6/3 bis 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , geringe Eisen-, Schwermineral- und Glimmeranteile in Form von Bändchen, in unteren 20 cm zunehmend Grobsand mit 3 - 5 % Grus
IV Cv (343 fS)	- 405 + (250)	?Ufersediment äolischer Prägung, Feinsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge

Bodenform: Gleyic Fluvisol/Braunauenboden-Gley/Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-13: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 2

Probennummer:	338	339	340	341	342	343
Kornfraktionen (%):						
ggS 1000 – 2000 µm	1,11	0,44	1,04	6,35	5,64	0,01
gS 500 – 1000 µm	1,75	0,47	4,28	14,44	16,82	0,10
mS 250 – 500 µm	3,29	1,36	12,16	27,99	35,97	3,54
fS 125 – 250 µm	19,49	17,65	67,43	42,73	34,92	63,08
ffS 63 – 125 µm	18,13	41,00	10,36	6,26	5,09	30,68
gU 16 – 63 µm	24,58	26,02	2,15	0,98	0,90	1,07
mU 8 – 16 µm	4,31	1,24	0,26	0,36	0,08	0,27
fU 2 – 8 µm	3,03	0,80	0,17	0,09	0,16	0,09
T – 2 µm	24,31	11,01	2,15	0,80	0,41	1,16
pH (KCl):	5,05	5,51	5,85	6,09	6,40	6,57
Humusgehalt (%):	0,59	0,08	0,07	0,02		
C _{org} (%):	0,34	0,05	0,04	0,01		
N _{ges} (%):	0,033	0,005	0,000	0,000		
C/N-Verhältnis:	10,3	10				

Bemerkungen:

Bei beiden Versuchen rutschte das Bohrgut zwischen 4 und 6 m, das offensichtlich noch der grundwassergesättigten, sehr uniform erscheinenden Schicht IV zugehörig war, aus der Sonde.

Standort: Ga 3 vom 25.01.2001 (mit Parallelbohrung)
(konvexer Altarmbereich)

Lage: N 12° 50' 10.6" E 11° 01' 46.0"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-14: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 3

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
aAh (65 Ltfs)	- 9 (5)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), feinsandig-toniger Lehm , 10 YR 6/4 4/2, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , sehr geringe Eisenanteile

II Gr-aAh (66 Ltfs, 67 Ltfs, 68 Tu3)	- 96 (30) (60) (90)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), feinsandig-toniger Lehm bis mittel schluffiger Ton , 10 YR 6/2 4/2, hellbräunlichgrau, Kohärenzgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , geringe Eisenanteile, geringe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
II Gr (69 Tu2)	- 208 (165)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach schluffiger Ton , 10 YR 6/2 4/2, hellbräunlichgrau, Kohärenzgefüge, geringe Eisenanteile, bis 126 cm geringe Mangananteile in Form bis zu 1 cm großer Konkretionen, <i>sehr carbonatarm</i>
III Go (70 Ulffs, 71 Ulffs)	- 269 (245) (265)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), feinstsandig-lehmiger Schluff , 10 YR 8/2 6/2, weiß, Einzelkorngefüge (verdichtet), bis 223 cm hohe Eisenanteile (auch Konkretionen), bis 247 cm sehr geringe Eisenanteile, bis 269 cm sehr hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile, deutlicher Übergang
IV Gr (72 Tu3)	- 278 (275)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), mittel schluffiger Ton , 10 YR 7/2 5/2, hellgrau, Schichtgefüge, geringe Eisenanteile (teilweise hämatitisch), <i>sehr carbonatarm</i> , deutlicher Übergang
V Gr (73 fSl3)	- 312 (305)	?Gerinnefüllung, mittel lehmiger Feinsand , 5 YR 8/1 8/2, weiß, Einzelkorngefüge (locker gelagert), <i>sehr carbonatarm</i>
VI Gr (74 fS)	- 417 (365)	?Gerinnefüllung, Feinsand , 5 YR 8/1 8/2, weiß, Schichtgefüge, ab ca. 410 cm einige schwach ausgeprägte Schwermineralbändchen, <i>sehr carbonatarm</i> , sehr schwach kiesig bis grusig
VII Cv (75 St2, 76 fSt3)	- 497 (485) (490)	?Flussbettsediment, schwach toniger Sand bis mittel toniger Feinsand , 2.5 Y 7/4 6/4, hellgelb, Einzelkorngefüge (zunehmend verfestigt), schwach kiesig bis grusig
VIII Cxv (209 fSt2, 77 gfSt2)	- 606 + (520) (575)	?Ufersediment äolischer Prägung, schwach toniger Feinsand , 2.5 Y 7/6 6/6 bis 2.5 Y 8/6 6/6, gelb, Einzelkorngefüge (locker gelagert), hohe Flächenanteile verfüllter Tiergänge

Bodenform:

**Fluvic Gleysol/Tief humoser Auengley/Hydromorphic soil
aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe**

Tab. A-15:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 3**

Probennummer:	65	66	67	68	69	70	71
Kornfraktionen (%):							
ggS 1000 – 2000 µm	0,30	0,84	0,14	0,08	0,16	0,02	0,02
gS 500 – 1000 µm	0,64	1,42	0,49	0,05	0,12	0,07	0,02
mS 250 – 500 µm	0,90	1,56	0,78	0,08	0,10	0,11	0,06
fS 125 – 250 µm	7,79	10,64	6,82	0,94	0,63	0,73	0,64
ffS 63 – 125 µm	27,04	27,90	17,11	3,83	4,03	23,11	22,14
gU 16 – 63 µm	18,82	16,50	17,33	20,39	17,39	55,52	54,20
mU 8 – 16 µm	4,42	3,24	9,75	21,45	11,00	5,62	5,20
fU 2 – 8 µm	4,49	3,73	6,19	8,44	8,23	2,66	2,19
T – 2 µm	35,60	34,17	41,40	44,73	58,33	12,15	15,53
pH (KCl):	4,24	4,48	6,08	7,17	7,21	5,72	5,56
Carbonat (%):				0,07	0,30		
Humusgehalt (%):	0,52	0,42	0,29	0,26			
C _{org} (%):	0,30	0,24	0,17	0,15			
N _{ges} (%):	0,036	0,024	0,015	0,014			
C/N-Verhältnis:	8,3	10	11,3	10,7			
Leitfähigkeit (µS/cm):			316,0*	205,0*	192,0*		

Probennummer:	72	73	74	75	76	209	77
Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,00	0,89	3,06	7,23	1,14	1,18	0,13
gS 500 – 1000 µm	0,06	1,44	3,10	18,87	2,50	2,08	0,45
mS 250 – 500 µm	0,13	3,23	3,80	20,51	3,63	3,97	8,73
fS 125 – 250 µm	1,27	25,65	37,50	37,50	45,55	42,10	74,80
ffS 63 – 125 µm	8,72	44,59	44,21	6,75	21,89	31,51	7,77
gU 16 – 63 µm	37,74	13,59	6,82	1,00	6,02	7,50	0,89
mU 8 – 16 µm	13,97	0,84	0,00	0,31	0,99	0,67	0,14
fU 2 – 8 µm	5,57	1,37	0,38	0,08	0,69	0,83	0,07
T – 2 µm	32,54	8,40	1,14	7,75	17,59	10,16	7,03
pH (KCl):	4,96	6,96	7,66	3,90	3,30	3,11	3,73
Carbonat (%):	0,31	0,07	0,05				
pedogenes Fe (%) :							
Fe _o :			0,0017	0,0423	0,1442	0,0951	0,0499
Fe _d :			0,0111	0,0526	0,2360	0,1412	0,0699
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:			0,15	0,80	0,61	0,67	0,71

* Die so markierten Proben waren nach dem Zentrifugieren noch trüb; die Werte sind somit in Zweifel zu ziehen.

Bemerkungen:

Auch in dieser Position befanden sich überwiegend schlecht bis sehr schlecht gerundete polymineralische Grob- bodenkomponenten in den unteren Bohrkernen. Die versetzte Sondierung wich zwischen 2,50 und 3,50 m erheblich von der vorangegangenen ab. Bei ungefähr 3 m lag dort ein ca. 3 cm mächtiges Lehmband (10 YR 6/2 4/2) und oberhalb der liegenden Schicht ein Feinsandband (10 YR 8/2 6/2) ohne jegliche Redoxmerkmale.

Standort:

Ga 4 vom 19.02.2002 (und 24.01.2001)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage:

N 12° 49' 01.7" E 11° 02' 53.1"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-16:

Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga 4

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
oAh (344 fSu2)	- 6 (5)	Äolisches Decksediment, <i>schwach schluffiger Feinsand</i> , 10 YR 6/4 4/4, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge, <i>sehr schwach humos</i>
II Bv (345 fSI3)	- 35 (30)	Äolisches Decksediment, <i>mittel lehmiger Feinsand</i> , 10 YR 5/6 4/4, gelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i>
III Bv-Cv (346 Lffs3 347 Lffs3)	- 174 (60) (90)	?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, <i>mittel feinstsandiger Lehm</i> , 7.5 YR 5/4 4/3, braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , ab 154 cm geringe Eisenanteile, geringe Mangananteile
IV Bv-Cv (348 fSI4)	- 236 (195)	?Hochflut- bis Ufersediment, <i>stark lehmiger Feinstsand</i> , 10 YR 6/8 5/8, bräunlichgelb, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, sehr geringe Eisenanteile

V Cv (349 ffSu3, 350 ffS, 351 fS)	- 580 + (250) (360) (475)	Hochflut bis Ufersediment, mittel schluffiger Feinstsand bis Feinsand , 10 YR 8/2 7/3, weiß, Schichtgefüge, zahlreiche mm- bis cm-mächtige Eisenbänder, bei 428 cm und 430 cm Eisen-Ton-Bändchen (mittel lehmiger Sand, 10 YR 4/6, dunkelgelblichbraun), ab 510 cm mehrere schwach kiesige Grobsandbänder
---	------------------------------------	--

Bodenform: Kolluvial überdeckter Eutric Cambisol/Braunerde/Non-leached ferruginous tropical soil aus Flugsanden und älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-17: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga 4

Probennummer:	344	345	346	347	348	349	350	351
Kornfraktionen (%) :								
ggS 1000 – 2000 µm	0,26	0,20	0,10	0,23	0,01	0,00	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	1,08	0,64	0,29	0,30	0,03	0,00	0,00	0,01
mS 250 – 500 µm	2,78	1,84	0,98	0,78	0,10	0,03	0,02	0,04
fS 125 – 250 µm	21,92	16,16	8,73	7,12	2,84	4,64	11,70	70,18
ffS 63 – 125 µm	46,88	43,50	38,19	36,89	47,58	61,49	77,33	27,03
gU 16 – 63 µm	19,60	23,39	27,41	28,42	31,96	26,88	7,89	1,33
mU 8 – 16 µm	1,51	2,20	4,08	4,15	2,37	1,46	0,41	0,17
fU 2 – 8 µm	1,16	1,94	2,72	3,25	1,76	0,89	0,41	0,00
T – 2 µm	4,81	10,13	17,51	18,85	13,35	4,61	2,22	1,25
pH (KCl):	6,20	4,87	5,23	5,78	6,55	6,88	7,06	6,68
Humusgehalt (%) :	0,36	0,23	0,21	0,19				
C _{org} (%):	0,21	0,14	0,12	0,11				
N _{ges} (%):	0,025	0,015	0,016	0,017				
C/N-Verhältnis:	8,4	9,3	7,5	6,5				
pedogenes Fe (%) :								
Fe _o :	0,008	0,009	0,013	0,020				
Fe _d :	0,241	0,349	0,506	0,804				
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,03	0,03	0,03	0,02				

Standort: G W 1 vom 02.02.2001
(rezenter Gleithang)

Lage: N 12° 52' 40.0" E 11° 54' 20.0"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-18: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 1

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
Sew-aAh (2 Lt3)	- 14 (5)	Hochflutsediment, mittel toniger Lehm , 10 YR 5/2 4/2, gräulichbraun, Kohärentgefüge (plattig), <i>schwach humos</i>
II Cv	- 22	Hochflutsediment, mittel lehmiger Sand , 7.5 YR 8/6 6/6, rötlichgelb, Schichtgefüge, zahlreiche Eisen-Ton-Bändchen
III Cv (3 ffSl3, 4 ffSl3, 5 gfS)	- 115 (30) (60) (90)	Hochflut- bis Ufersediment, mittel lehmiger Feinstsand bis Feinsand , 10 YR 7/6 5/6, gelb, Schichtgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , nach unten hin graduell in mittelsandigen Feinsand übergehend (10 YR 7/4 7/6, sehr helles Braun), der Tonbänder enthält (schluffig-lehmiger Sand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun)

IV Cv (6 gfS)	- 250 (165)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/6 6/6, gelb, Schichtgefüge
V Cv (7 fSlu, 8 fSlu)	- 304 (265) (295)	Hochflutsediment, schluffig-lehmiger Feinsand , 10 YR 7/6 6/6, gelb, Schichtgefüge, ein breites Eisenband zwischen 255 und 259 cm (10 YR 7/8 7/6, gelb)
VI Go (-)	- 315	Ufer- bis Flussbetsediment , feinsandiger Mittelsand, 10 YR 8/3 7/3, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, hohe Eisenanteile, hohe Mangananteile, in den unteren 6 cm gräuliche tonige Bändchen
VII Cv (9 fSgs)	- 415 + (325)	Ufer- bis Flussbetsediment, grobsandiger Feinsand bis mittelsandiger Grobsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, schwach kiesig bis grusig

Bodenform: Eutric Fluvisol/Auenregosol/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-19: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 1

Probennummer:	2	3	4	5	6	7	8	9
Kornfraktionen (%) :								
ggS 1000 – 2000 µm	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	7,16
gS 500 – 1000 µm	0,12	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	14,89
mS 250 – 500 µm	0,32	0,01	0,01	0,06	1,22	6,19	0,51	26,17
fS 125 – 250 µm	6,26	4,96	14,22	73,49	82,60	91,97	10,00	44,88
ffS 63 – 125 µm	24,16	56,40	47,76	23,27	12,24	1,44	26,49	4,87
gU 16 – 63 µm	24,36	25,08	26,55	1,11	1,28	0,08	44,19	0,24
mU 8 – 16 µm	5,07	2,33	2,28	0,55	0,56	0,00	3,52	0,16
fU 2 – 8 µm	4,09	0,83	1,10	0,00	0,08	0,08	1,51	0,08
T – 2 µm	35,56	10,38	8,09	1,50	2,00	0,24	13,75	1,54
pH (KCl):	4,44	4,55	4,65	5,66	5,69	6,64	4,87	4,37
Humusgehalt (%) :	1,20	0,16	0,11	0,03				
C _{org} (%):	0,69	0,10	0,06	0,02				
N _{ges} (%):	0,078	0,011	0,009	0,000				
C/N-Verhältnis:	8,8	9,1	6,7					

Bemerkungen:

Aufgrund des hohen Grundwasserstandes konnte das sandige Material der unten anschließenden Meter nicht geborgen werden.

Standort: G W 2 vom 04.02.2001
(rezente Überflutungsebene, ridge/swale-Bereich)

Lage: N 12° 53' 05.7" E 11° 53' 50.0"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-20: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 2

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)

Sew-aAh (10 fS13, 11 fSlu)	- 34 (5) (30)	?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, mittel lehmiger bis schluffig-lehmiger Feinsand , 10 YR 6/2 4/2, hellbräunlichgrau, Einzelkorngefüge (plattig), <i>sehr schwach humos</i> , sehr geringe Eisenanteile
II aAh (12 LtfS)	- 68 (60)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärenzgefüge, <i>sehr schwach humos</i>
III Go (13 fS14)	- 102 (90)	Hochflut- bis Ufersediment, stark lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile
IV Cv (-)	- 115	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, geringe Eisenanteile, geringe Mangananteile
IV Go (14 fS)	- 178 (165)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/8 5/8, gelb, Einzelkorngefüge, hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile
V M:Go (-)	- 215	Ufersediment, feinsandiger Mittelsand , 10 YR 5/6 4/6, gelblichbraun, geringe Eisenanteile, mittlere Mangananteile
VI Cv (15 gfS, 16 fSgs, 17 gSms)	- 567 + (273) (365) (400)	Ufer- bis Flussbettsediment, Feinsand bis mittelsandiger Grobsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr geringe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile, ab 315 cm <i>sehr carbonatarm</i> , mittel kiesig bis grusig
VII Cv (18 mS)	- 593 + (565)	?Flussbettsediment, Mittelsand bis Grobsand , 10 YR 7/6, gelb, Einzelkorngefüge, mittel kiesig bis grusig

Bodenform:

Gleyic Fluvisol/Tief humoser Gley-Braunauenboden/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-21:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 2**

Probennummer:	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kornfraktionen (%):									
ggS 1000 – 2000 µm	0,38	0,46	0,20	0,08	0,00	0,05	15,01	16,02	1,38
gS 500 – 1000 µm	0,71	0,63	0,11	0,12	0,05	0,16	13,36	29,94	10,13
mS 250 – 500 µm	3,37	2,56	1,66	1,08	6,61	6,54	12,43	28,16	69,22
fS 125 – 250 µm	21,95	18,45	15,48	11,37	58,59	87,41	47,84	21,53	17,29
ffS 63 – 125 µm	24,04	23,60	21,61	38,68	28,18	4,76	8,63	3,40	0,75
gU 16 – 63 µm	30,01	33,85	29,14	29,46	4,07	0,85	2,03	0,31	0,23
mU 8 – 16 µm	6,38	5,91	6,42	3,42	0,47	0,08	0,23	0,24	0,08
fU 2 – 8 µm	2,62	2,40	2,74	0,86	0,16	0,00	0,08	0,00	0,23
T – 2 µm	10,55	12,14	22,64	14,93	1,88	0,15	0,39	0,39	0,70
pH (KCl):	5,40	5,60	4,90	5,01	5,96	6,87	7,02	7,18	4,62
Carbonat (%):							0,15	0,12	
Humusgehalt (%):	0,90	0,35	0,33	0,17					
C _{org} (%):	0,52	0,20	0,19	0,10					
N _{ges} (%):	0,042	0,016	0,021	0,013					
C/N-Verhältnis:	12,4	12,5	9,0	7,7					

Bemerkungen:

Am Standort herrscht eine starke Termitentätigkeit, wie die hohe Dichte an *Macrotermes bellicosus*-Bauten erkennen lässt.

Standort: G W 3 vom 06.02.2001 (mit Parallelbohrung)
(konvexer Altarmbereich)

Lage: N 12° 53' 22.2" E 11° 53' 18.4"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-22: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 3

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
Sew-aAh (79 fSlu)	- 13 (5)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schluffig-lehmiger Feinsand, 10 YR 6/2 4/2, hellbräunlichgrau, sehr schwach humos, Kohärentgefüge (plattig), sehr geringe Eisenanteile, deutlicher Übergang
II Cv (80 fSu3)	- 22 (20)	Schwemmsediment, mittel schluffiger Feinsand, 10 YR 8/2 7/2, weiß, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, deutlicher Übergang
III aAh-Go (81 Lt2)	- 32 (30)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach toniger Lehm, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, sehr schwach humos, hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile
III Cv (82 Lffs2, 83 Lffs2)	- 104 (60) (90)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach feinstsandiger Lehm, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, äußerst schwach humos, sehr geringe Eisenanteile, geringe Mangananteile (größere Konkretionen)
III Go (84 Lu)	- 148 (145)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach feinstsandiger bis schluffiger Lehm, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), äußerst schwach humos, hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile
IV Gr (85 ffSu2)	- 192 (180)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach schluffiger Feinstsand, 5 YR 8/1 8/2, weiß, Einzelkorngefüge, zwischen 165 und 167 cm gräuliches, schwach toniges Band (10 YR 7/1, hellgrau), oberhalb des Bandes geringe Eisenanteile
V Go (86 Lu, 87 Tu2, 88 Tu4, 89 ffSlu)	- 403 (205) (265) (305) (365)	?Hochflutsediment (Altarmfüllung), schluffige Lehme, Tone und Feinstsande, 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Kohärentgefüge, sehr schwach humos, hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile, mittlere Gehalte an Holzkohle, bei 331 und 348 cm Eisen- sowie mehrere dünne Schwermineralbändchen
VI Gr (90 fS, 91 fS)	- 499 (440) (490)	?Gerinnefüllung, Feinsand, 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Einzelkorngefüge, geringe Eisenanteile
VII Gro (92 Sl3)	- 510 (505)	?Gerinnefüllung, mittel lehmiger Sand, 10 YR 6/4 5/4, gräulich-braun, Schichtgefüge (schwach verfestigt), sehr hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile, schwach kiesig
VIII Gr (94 gSfs)	- 580 + (550)	Flussbettsediment, feinstsandiger bis mittelsandiger Grobsand, 10 YR 6/1 5/1, hellgrau, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), bei 552 und 557 cm zwei ca. 0,5 cm breite Tonbänder (10 YR 6/1 5/1, hellgrau)

Bodenform: Fluvic Gleysol/Auengley/Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-23: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 3

Probennummer:	79	80	81	82	83	84	85	86
Kornfraktionen (%) :								
ggS 1000 – 2000 µm	0,04	0,03	0,05	0,03	0,06	0,02	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,25	0,21	0,13	0,09	0,10	0,12	0,02	0,01
mS 250 – 500 µm	2,17	2,37	1,42	0,57	0,71	0,06	0,05	0,02
fS 125 – 250 µm	10,13	12,96	6,46	6,74	4,81	0,57	11,15	0,30
ffS 63 – 125 µm	29,85	45,94	26,80	29,38	34,87	17,94	63,76	17,72
gU 16 – 63 µm	33,01	27,02	32,84	34,96	33,55	50,17	18,50	48,66
mU 8 – 16 µm	5,93	3,05	5,62	4,94	5,33	6,66	0,76	7,57
fU 2 – 8 µm	2,96	0,89	1,60	2,32	2,18	3,02	0,83	3,09
T – 2 µm	15,66	7,52	25,08	20,99	18,39	21,44	4,93	22,63
pH (KCl):	4,89	5,62	5,63	5,70	6,20	6,61	6,50	5,61
Humusgehalt (%) :	0,83	0,17	0,25	0,16	0,15			
C _{org} (%):	0,48	0,10	0,15	0,09	0,09			
N _{ges} (%):	0,047	0,013	0,020	0,011	0,012			
C/N-Verhältnis:	10,2	7,7	7,5	8,2	7,5			

Probennummer:	87	88	89	90	91	92	94
Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,93	11,77
gS 500 – 1000 µm	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	14,38	17,64
mS 250 – 500 µm	0,04	0,01	0,00	0,12	0,18	14,96	24,13
fS 125 – 250 µm	0,39	0,05	0,36	43,63	48,93	28,11	29,44
ffS 63 – 125 µm	3,73	4,65	38,30	44,88	41,19	9,43	8,33
gU 16 – 63 µm	23,22	46,42	43,97	8,30	7,74	9,69	4,80
mU 8 – 16 µm	14,77	15,45	4,58	0,50	0,14	1,98	0,83
fU 2 – 8 µm	7,50	4,07	1,40	0,07	0,35	1,41	0,00
T – 2 µm	50,34	29,36	11,39	2,50	1,46	11,10	3,06
pH (KCl):	5,38	5,30	3,62	4,14	4,17	3,93	4,11
Humusgehalt (%) :	0,35						
C _{org} (%):	0,20						
N _{ges} (%):	0,025						
C/N-Verhältnis:	8,0						

Bemerkungen:

Der Humusgehalt des V Go wurde vermutlich in hohem Maße durch Holzkohle verursacht, weshalb der Horizont nicht als fAh bezeichnet wurde.

In der versetzt durchgeführten Bohrung befand sich zwischen 5,42 und 5,51 m eine graue Linse mit deutlichem Grobsandanteil (*mittel feinsandiger Lehm*, 10 YR 6/1 5/1, Probe 93).

Standort: G W 4 vom 03.02. und 04.02.2001 (Aufschluss)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 52' 46.3" E 11° 54' 21.9"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-24: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G W 4

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)

M^N (39 fS12)	- max. 100 (10)	Kulturschicht äolischer Prägung , nur im N-Teil des Aufschlusses erhalten, <i>schwach lehmiger Feinsand</i> , 10 YR 5/8 3/6, gelblich-braun, Einzelkorngefüge, <i>sehr schwach humos*</i> , <i>sehr carbonatarm</i> , hohe Gehalte an Holzkohle und Tonscherben
II fBbt+Cv^N (365 fS, 366 fS)	- max. 220 (130) (160)	Hochflut- bis Ufersediment , <i>Feinsand</i> , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, einige mm mächtige, pedogene Tonbänder in ca. 30 cm Abstand (7.5 YR 5/8 5/6, kräftig braun)
III Cv^S (38 ffSu3)	- max. 100 (20)	Hochflut- bis Ufersediment , stellt die Oberfläche im mittleren und südlichen Aufschlussbereich, <i>mittel schluffiger Feinstsand</i> , 10 YR 7/6 5/6, gelb, Schichtgefüge (schwach verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i> , <i>sehr carbonatarm</i> , Eisenausfällungen entlang von zahlreichen Termitengängen und Wurzeln
IV Cv^{Mitte} (37 fS)	- max. 370 (100)	Oberer Teil der zentralen Rinnenfüllung , <i>Feinsand</i> , 10 YR 7/6 5/6, gelb, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , <i>sehr carbonatarm</i>
V Cv^N 125 fS, 126 fS)	- max. 600 (250) (500)	Nördliche Rinnenfüllung , <i>Feinsand</i> , 10 YR 8/3 7/3, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge
VI rGorSd^S (201 Lt3)	100 – 170 (150)	?Hochflutsediment , <i>mittel toniger Lehm</i> , 10 YR 6/1 – 6/2 5/2, hellgrau, Schichtgefüge, im Liegenden gröbere Bankung, mittlere Eisenanteile, deutlicher Übergang
VII Cv^S (34 Uffs)	- max. 190 (180)	Schwemmsediment , <i>feinstsandiger Schluff</i> , 10 YR 8/2 7/3, weiß, feines Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , deutlicher Übergang
VIII rGorSd^S (33 Lt2)	- max. 260 (250)	?Hochflutsediment , <i>schwach toniger Lehm</i> , 10 YR 6/3 5/3, hellbraun, Schichtgefüge, im Liegenden gröbere Bankung, mittlere Eisenanteile, <i>sehr carbonatarm</i> , deutlicher Übergang
IX rGo^S (31 gfs)	- 330 (300)	Südliche Rinnenfüllung , <i>Feinsand</i> , 10 YR 7/6 5/6, gelb, Schichtgefüge, mittlere Eisenanteile (teilweise als verfestigte Bänder), starke Bioturbation (Verfüllungen von Termitengängen und alten Wurzelbahnen mit bräunlich-grauem Fremdmaterial), an der Basis kieshaltige eisenreiche Grobsande
X Cv^{Mitte} (36 gfs)	- 540 (520)	Mittlerer Teil der zentralen Rinnenfüllung , <i>Feinsand</i> , 10 YR 8/3 7/6, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , deutlicher Übergang
XI M**x^rGro^{Mitte} (29 St2)	- 570 (560)	Basaler Teil der zentralen Rinnenfüllung , <i>schwach toniger Sand</i> , 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (verfestigt), hohe Eisenanteile, hohe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i> , deutlicher Übergang, zahlreiche Termitennester
XII Mx^fBv^{Mitte} (27 fSt2)	- 590 (585)	?Ufersediment pedisedimentären Charakters , <i>schwach toniger Feinsand</i> , 10 YR 6/6 6/4, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i> , <i>carbonatfrei</i> , zahlreiche teils rezente, teils reliktsche (verfüllte) Termitennester (<i>schwach toniger Feinsand</i> , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i> , <i>carbonatfrei</i>)

XIII Mx fBv (26 fSt2)	- max. 615 (600)	?Ufersediment pedisedimentären Charakters, schwach toniger Feinsand , 10 YR 7/6 6/6, gelb, Einzelkorngefüge (verfestigt), <i>äußerst schwach humos, sehr carbonatarm</i> , sehr stark bioturbat überprägt (sowohl verfüllte Termitengänge als auch sehr hohe Anteile ovaler, bis ungefähr 10 cm breiter, überwiegend reliktscher Nester)
XIII Mx fBv rGo (-)	- max. 635	?Ufersediment pedisedimentären Charakters , schwach toniger Sand mit erhöhtem Grobsandanteil, 7.5 YR 6/8 6/6, rötlichgelb, Einzelkorngefüge (verfestigt), hohe Eisenanteile in Form von Kornpatierungen und Inkrustierungen, deutlicher Übergang, stark bioturbat überprägt
XIV rGor Sd (25 Tt)	- max. 700 (680)	Sediment mit lagunalem Charakter, reiner Ton , 10 YR 6/2 5/3, hellbräunlichgrau, schwach prismatisch ausgeprägtes Plattengefüge, mittlere Eisenanteile in Form feiner Lamellen (vor allem im Hangenden als auch in Verbindung mit bio- und peloturbat eingetragenen Mittel- und Grobsanden), geringe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i> (Kalkausfällungen entlang von Feinwurzelbahnen und Gefügefächern)
XIV rGrom Sd (-)	- max. 750 (720)	Sediment mit lagunalem Charakter, reiner Ton , 10 YR 4/6 3/4, dunkelgelblichbraun, schieferartiges Schichtgefüge (stark verfestigt/lateritisiert), äußerst hohe Eisenanteile, deutlicher Übergang
XV Go (22 fSms)	- max. 780 (760)	?Ufer- bis Flussbettsediment, mittelsandiger Feinsand , 10 YR 7/6 6/8, gelb, Einzelkorngefüge (verfestigt), mittlere Eisenanteile v. a. ober- und unterhalb zahlreicher Tonbänder im cm- und mm-Bereich (<i>feinsandig-toniger Lehm</i> , 10 YR 6/3 5/3, hellbraun), geringe Mangananteile
XVI Gro (21 fS)	- 835 (800)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), mittlere Eisen- und Mangananteile
XVII Gro (20 gfS)	- 960 (900)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 6/6 5/6, hellgelblichbraun, Schichtgefüge (schwach verfestigt), hohe Eisen- und Mangananteile (letztere in Form von mulmigen Konkretionen und dicken Striemen)
XVIII Gro (19 fS)	- 990 (980)	Ufer- bis Flussbettsediment, Feinsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisenanteile in Form bis zu 1 cm mächtiger Bänder, hohe Mangananteile in Form von Konkretionen, schwach kiesig

* Der Humusgehalt wird vermutlich in hohem Maße durch Holzkohlefitterchen verursacht, weshalb der betreffende Horizont nicht als Ah bezeichnet wurde.

** Hier sowie in folgenden Fällen wurde das Horizontsymbol M entgegen den Vorgaben der KA 4 auch in Kombination mit anhydromorphen Bodenbildungen beibehalten, um die Überlagerung allochthoner und autochthoner Pedogenese kenntlich zu machen.

Bodenform:

Cumulic Anthrosol/Kolluvisol/Non-leached ferruginous tropical soil aus Solumsedimenten über fossilem Luvisol Arenosol (S: Haplic Arenosol)/erodierter Bänderparabraunerde/Weakly (S: Non-) leached ferruginous tropical soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-25:

Physiko-chemische Kennwerte des Profils G W 4

Probennummer:	39	38	365	366	37	125	126	201	34	33	31
Kornfraktionen (%):											
ggS 1000 – 2000 µm	0,30	0,02	0,05	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,04	0,02
gS 500 – 1000 µm	0,72	0,09	0,21	0,11	0,05	0,17	0,00	0,08	0,04	0,20	0,03
mS 250 – 500 µm	3,02	0,17	0,90	0,68	0,20	0,50	0,04	0,16	0,04	1,28	0,06

fS 125 – 250 µm	31,37	10,96	44,70	46,59	35,18	50,47	58,96	3,92	1,13	6,05	75,56
ffS 63 – 125 µm	41,58	46,78	42,75	43,47	54,66	40,16	38,57	16,83	45,86	17,50	21,77
gU 16 – 63 µm	13,18	27,10	9,05	7,18	6,90	6,37	0,95	26,19	44,02	24,43	1,24
mU 8 – 16 µm	1,44	5,01	0,54	0,27	0,32	0,21	0,00	9,70	4,83	9,74	0,17
fU 2 – 8 µm	0,88	3,94	0,09	0,27	0,08	0,10	0,21	5,29	1,40	6,80	0,08
T – 2 µm	7,51	5,91	1,72	1,42	2,62	1,99	1,26	37,83	2,65	33,94	1,09
pH (KCl):	6,97	7,71	6,00	6,41	7,75	6,48	7,14	6,69	7,66	7,55	6,71
Carbonat (%):	--	0,19			0,09				0,09	0,06	
Humusgehalt (%):	0,50	0,07	0,04	0,02	0,02						
C _{org} (%):	0,29	0,04	0,02	0,01	0,01						
N _{ges} (%):	0,017	0,004	0,000	0,000	0,000						
C/N-Verhältnis:	17,1	10,0									
Probennummer:	36	29	27	28	26	25	22	23	21	20	19
Kornfraktionen (%):											
ggS 1000 – 2000 µm	0,16	9,09	0,07	0,15	0,16	0,14	0,03	0,05	0,79	0,36	2,36
gS 500 – 1000 µm	0,55	14,10	0,03	0,69	0,49	0,07	0,11	0,06	2,46	0,99	5,25
mS 250 – 500 µm	10,79	16,04	0,14	2,74	1,09	0,54	25,50	1,01	3,53	14,52	15,38
fS 125 – 250 µm	77,60	41,33	65,96	46,17	48,36	2,84	64,25	26,69	35,25	71,08	70,23
ffS 63 – 125 µm	8,12	6,97	24,24	32,74	31,99	2,83	8,06	4,79	44,30	6,18	5,42
gU 16 – 63 µm	1,43	2,40	1,24	3,56	3,51	5,93	0,33	5,84	8,81	3,24	0,38
mU 8 – 16 µm	0,16	0,54	0,23	1,55	2,10	10,84	0,00	11,25	0,25	0,70	0,08
fU 2 – 8 µm	0,00	0,31	0,16	1,94	1,95	10,92	0,49	7,75	0,58	0,00	0,30
T – 2 µm	1,19	9,22	7,94	10,45	10,36	65,88	1,23	42,57	4,03	2,93	0,61
pH (KCl):	7,54	7,18	7,14	7,56	7,31	6,97	6,51	6,06	6,35	6,42	6,27
Carbonat (%):	0,12	0,08	--	--	0,17	0,24					
Humusgehalt (%):			0,03	0,05	0,04						
C _{org} (%):			0,02	0,03	0,03						
N _{ges} (%):			0,005	0,005	0,005						
C/N-Verhältnis:			4,0	6,0	6,0						
pedogenes Fe (%):											
Fe _o :	0,002	0,011									
Fe _d :	0,044	0,209									
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,04	0,05									

Bemerkungen:

Eine Übersicht des Aufschlusses zum besseren Verständnis des Schichtensembles gibt Abb. 6.13; Detailansichten bestimmter Straten sind in Abb. 6.14 realisiert.

Das Flutniveau lag gegen Ende September 2001 ca. 20 cm oberhalb der untersten Tonschicht; ferner kam es zeitgleich zu einer starken regenzeitlichen Einschneidung des S anschließenden Gully-Systems und Seitenerosion am Prallhang. Im Juni 2003, als die Lokalität zum letzten Mal aufgesucht wurde, war ein Großteil der ehemals aus dem südlichen Aufschlussbereich beschriebenen Sedimente durch die sehr aktiven Gullies bereits komplett abgetragen.

Standort:

G E 1 vom 01.02.2002
(subrezenter Gleithang, hinter Levée)

Lage:

N 13° 00' 32.6" E 12° 03' 24.9"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SW Gamzagi

Tab. A-26:**Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 1**

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>

aAh (213 Tu4, 214 Lu)	- 25 (5) (20)	Hochflutsediment, stark schluffiger Ton bis schluffiger Lehm , 10 YR 6/4 4/4, hellgelblichbraun, schwach kohärentes Schichtgefüge (oben plattig), <i>mittel bis schwach humos</i> , geringe Eisen-, Schwermineral- und Glimmeranteile in Form mm-mächtiger Bändchen
II aAxB (215 Uffs, 216 Ulffs)	- 65 (30) (50)	Hochflutsediment, feinstsandiger bis feinstsandig-lehmiger Schluff , 10 YR 8/2 6/3, weiß, bis 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, schwach kohärentes Schichtgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , geringe Eisen- und Mangananteile, mittlere Bioturbation, deutlicher Übergang
III Go-aAxB (217 Tu2)	- 125 (70)	Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger Ton , 10 YR 6/3 5/3, hellbraun, Aggregatgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , mittlere Eisenanteile, geringe Mangananteile, mittlere Bioturbation
III Cx (218 Tu2)	- 145 (140)	Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger Ton , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Aggregatgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile, mittlere Bioturbation
IV Go-Cx (219 Tu2, 220 Tt, 221 Tt)	- 348 (190) (280) (340)	Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger bis reiner Ton , 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Aggregatgefüge, mittlere Eisenanteile, geringe Mangananteile, mittlere Bioturbation, <i>sehr carbonatarm</i> (Pseudomycelien)
V Gr (222 Lu, 223 fS)	- 440 + (365) (400)	?Hochflut- bis Ufersediment, schluffiger Lehm bis Feinsand , 10 YR 7/2 6/3, hellgrau, Kohärent- bis Einzelkorngefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, zwei Glimmerbändchen bei 390 cm, ein Tonbändchen bei 415 cm

Bodenform:

Gleyic Fluvisol/Tief humoser Braunauboden-Gley/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-27:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 1**

Probennummer:	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223
Kornfraktionen (%):											
ggS 1000 – 2000 µm	0,00	0,04	0,04	0,08	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
gS 500 – 1000 µm	0,03	0,10	0,04	0,05	0,06	0,01	0,00	0,00	0,04	0,06	0,34
mS 250 – 500 µm	0,09	0,30	0,25	0,12	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,13	4,12
fS 125 – 250 µm	0,41	1,94	2,40	1,33	0,32	0,15	0,08	0,14	0,22	0,81	38,21
ffS 63 – 125 µm	3,86	22,55	33,87	27,62	8,69	3,88	0,58	0,54	1,64	16,22	49,77
gU 16 – 63 µm	57,54	47,18	49,72	42,25	22,59	19,03	15,78	1,32	8,82	52,69	5,46
mU 8 – 16 µm	9,62	6,74	4,82	5,78	14,07	21,28	23,91	7,01	9,82	6,79	0,48
fU 2 – 8 µm	2,76	2,64	1,32	2,67	7,83	9,56	9,13	13,93	13,32	3,39	0,16
T – 2 µm	25,70	18,49	7,54	20,09	46,37	46,07	50,50	77,06	66,12	19,89	1,45
pH (KCl):	4,20	5,69	5,90	6,15	6,27	4,16	3,98	6,05	6,58	6,75	6,17
Carbonat (%):							0,31	0,24	0,29		
Humusgehalt (%):	2,18	1,13	0,35	0,32	0,39						0,02
C _{org} (%):	1,26	0,66	0,20	0,18	0,22						0,01
N _{ges} (%):	0,129	0,052	0,014	0,018	0,020						0,002
C/N-Verhältnis:	9,8	12,7	14,3	10,0	11,0						5,0

Bemerkungen:

Die hangenden Hochflutlehme sind gewarvt, wobei die variablen Korngrößen die wechselnde Überschwemmungsdynamik widerspiegeln. Das Gefüge der pelitisch geprägten Straten war hingegen in der Rammkernsonde nicht näher bestimmbar.

Am rezenten Gleithang wird *schwach schluffiger Feinstsand* (10 YR 7/4 6/4, Probe 212) sedimentiert.

Standort: G E 2 vom 01.02.2002
(rezente Überflutungsebene, ridge/swale-Bereich)

Lage: N 13° 00' 14.2" E 12° 03' 25.2"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SW Gamzagi

Tab. A-28: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 2

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
Sg-Go (225 fS13)	- 11 (5)	?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, mittel lehmiger Feinstsand, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (plattig), äußerst schwach humos, hohe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
II Sg-Go-aAh (226 Lfs2)	- 50 (30)	Hochflutsediment, schwach feinsandiger Lehm, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, hohe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
II Sg-Go (227 UlfS)	- 70 (60)	Hochflutsediment, feinsandig-lehmiger Schluff, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, hohe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
III M (228 fS)	- 108 (90)	Ufersediment, Feinstsand, 10 YR 7/6 6/6, gelb, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, äußerst schwach humos, geringe Eisen- und Schwermineralanteile in Form von Bändchen
IV Cv (229 gfS, 230 gfs)	- 310 + (160) (260)	Ufersediment, Feinstsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Schwermineralanteile in Form von Bändchen, sehr carbonatarm

Bodenform: Gleyic Fluvisol/Tief humoser Haftnässepseudogley-Gley/
Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-29: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 2

Probennummer:	225	226	227	228	229	230
Kornfraktionen (%):						
ggS 1000 – 2000 µm	0,31	0,18	0,22	0,00	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,49	0,07	0,05	0,01	0,00	0,05
mS 250 – 500 µm	1,92	0,48	0,42	0,83	0,30	2,66
fS 125 – 250 µm	25,68	12,09	9,43	70,04	86,06	81,33
ffS 63 – 125 µm	27,34	21,05	25,66	24,85	12,51	14,36
gU 16 – 63 µm	27,91	39,68	47,03	2,13	0,65	0,96
mU 8 – 16 µm	3,40	4,72	3,17	0,17	0,24	0,00
fU 2 – 8 µm	1,56	1,98	1,25	0,00	0,08	0,00
T – 2 µm	11,38	19,75	12,77	1,97	0,16	0,64
pH (KCl):	5,95	6,25	6,43	6,65	7,03	7,02
Carbonat (%):					0,21	0,33
Humusgehalt (%):	0,12	0,35	0,15	0,03		
C _{org} (%):	0,07	0,20	0,09	0,02		
N _{ges} (%):	0,075	0,016	0,011	0,003		
C/N-Verhältnis:	0,9	12,5	8,2	6,7		

Bemerkungen:

Das Grundwasser stand zum Zeitpunkt der Beprobung bei ca. 2,50 m unter Flur; Bohrkern aus tiefer liegenden Bereichen konnten nur in Fragmenten geborgen werden. Da im untersten Meter noch 30 cm Feinsand erbohrt wurde, ist es denkbar, dass sich Schicht III bis in diese Tiefe fortsetzt.

Standort: G E 3 vom 07.02.2001 (mit Parallelbohrung)
(konvexer Altarmbereich, an reliktschen Strandwall grenzend)

Lage: N 12° 58' 49.5" E 12° 04' 17.2"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NW Burgo

Tab. A-30: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 3

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
Sew-aAh (95 gfSt2)	- 16 (5)	?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach toniger Feinsand, 7.5 YR 6/2 5/2, rosagrau, Kohärentgefüge, sehr schwach humos, sehr carbonatarm, geringe Eisenanteile
II aAh (96 Tf3)	- 55 (30)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), mittel feinsandiger Ton, 10 YR 5/4, gelblichbraun, Kohärentgefüge, sehr schwach humos, geringe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
III Cv (97 fSt3)	- 71 (60)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), mittel toniger Feinsand, 10 YR 6/4 6/2, hellgelblichbraun, äußerst schwach humos, Kohärentgefüge, geringe Eisenanteile
IV Go (98 gfS, 99 fS)	- 152 (90) (95)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), Feinsand, 10 YR 8/6 7/6, gelblichbraun, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, hohe Eisenanteile, geringe Mangananteile
V Go (100 gfSt2)	- 217 (165)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), schwach toniger Feinstsand, 10 YR 8/6 7/6, gelblichbraun, Einzelkorngefüge, sehr hohe Eisenanteile (teilweise hämatitisch), geringe Mangananteile, mittlere Gehalte an Holzkohle
VI Go (101 fSt3, 102 LtfS)	- 244 (230) (240)	?Hochflutsediment, mittel toniger Feinsand bis feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (verfestigt), äußerst schwach humos, mittlere Eisenanteile (hämatitisch)
VII Cv (103 fSms, 104 gfS, 105 mSfs, 106 mSfs, 107 fSms, 108 mSfs)	- 616 + (285) (335) (385) (465) (555) (590)	?Fluvial umgelagertes Dünen- bis Strandwallsediment, mittelsandiger Feinsand bis feinsandiger Mittelsand, 5 YR 8/2 8/4, rosaweiß, Schichtgefüge, einige mm-mächtige Schwermineralbändchen, ab 596 cm erhöhter Grobsandanteil, sehr schwach kiesig

Bodenform: Gleyic Fluvisol/Tief humoser Gley-Auenregosol/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-31: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 3

Probennummer:	95	96	97	98	99	100	101
---------------	----	----	----	----	----	-----	-----

Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,07	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,25
mS 250 – 500 µm	3,58	2,06	4,55	8,99	4,02	6,42	6,03
fS 125 – 250 µm	58,48	33,46	58,82	74,25	70,63	75,74	42,57
ffS 63 – 125 µm	15,76	14,49	16,49	11,70	21,65	12,04	20,79
gU 16 – 63 µm	4,45	5,27	1,61	0,52	0,37	0,07	7,98
mU 8 – 16 µm	0,88	1,73	0,84	0,07	0,07	0,28	2,29
fU 2 – 8 µm	0,40	2,70	0,49	0,07	0,29	0,21	1,18
T – 2 µm	16,32	40,28	17,17	4,39	2,94	5,24	18,91
pH (KCl):	5,41	5,78	5,76	5,91	6,24	5,94	5,70
Carbonat (%) :	0,27						
Humusgehalt (%) :	0,38	0,33	0,13	0,04			
C _{org} (%)	0,22	0,19	0,07	0,02			
N _{ges} (%)	0,026	0,026	0,012	0,004			
C/N-Verhältnis:	8,5	7,3	5,8	5,0			
Probennummer:	102	103	104	105	106	107	108
Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,06	0,00	0,00	0,27	0,04	0,09	4,27
gS 500 – 1000 µm	0,00	0,03	0,00	1,04	0,19	0,39	12,79
mS 250 – 500 µm	2,11	31,19	5,02	52,62	59,05	39,46	44,74
fS 125 – 250 µm	18,26	64,22	72,85	41,82	37,35	45,50	33,71
ffS 63 – 125 µm	17,29	3,25	18,97	3,05	2,08	11,10	3,35
gU 16 – 63 µm	15,86	0,58	0,14	0,21	0,14	0,85	0,41
mU 8 – 16 µm	10,32	0,07	0,00	0,00	0,14	0,64	0,49
fU 2 – 8 µm	2,97	0,07	0,36	0,21	0,14	0,14	0,00
T – 2 µm	33,13	0,58	2,66	0,78	0,87	1,84	0,24
pH (KCl):	5,57	6,22	6,20	6,30	6,40	6,38	6,47
Humusgehalt (%) :	0,20						
C _{org} (%)	0,11						
N _{ges} (%)	0,014						
C/N-Verhältnis:	7,9						

Bemerkungen:

Das Sediment war zum Zeitpunkt der Beprobung ab 70 cm Tiefe feucht und unterhalb von 3,50 m wassergesättigt.

Standort:

Standort G E 4 a vom 17.03.2002
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage:

N 12° 59' 29.1" E 12° 02' 29.5"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NW Burgo

Tab. A-32:**Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 4 a**

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M'Ah (367 fS, 368 fS)	- 34 (5) (30)	Äolisches Decksediment, Feinsand , 10 YR 6/6 4/3, hellgelblich-braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos, sehr carbonatarm</i>
II M'Bv (402 fSt2, 370 fSt2)	- 98 (60) (90)	?Äolisches Decksediment, schwach toniger Feinsand , 7.5 YR 5/8 5/6, kräftig braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i>

II M (371 fSt2)	- 190 (165)	?Äolisches Decksediment, schwach toniger Feinsand, 7.5 YR 4/4, gelblichbraun, Einzelkorngefüge
III Cv (372 gfSt2)	- 260 (255)	?Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 6/6 5/6, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge, sehr carbonatarm
III Ckc (373 fSt2)	- 291 (265)	?Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, schwach carbonathaltig (ca. 5 % Konkretionen)
IV Cv (375 fS)	- 405 + (365)	Ufersediment, Feinsand, 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, sehr carbonatarm

Bodenform: Cumuli-Chromic Arenosol/Braunerde-Kolluvisol/Non-leached ferruginous tropical soil aus Solumsedimenten über älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-33: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 4 a

Probennummer:	367	368	402	370	371	372	373	375
Kornfraktionen (%):								
ggS 1000 – 2000 µm	0,06	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,13	0,02
gS 500 – 1000 µm	0,12	0,06	0,12	0,08	0,06	0,05	0,13	0,03
mS 250 – 500 µm	5,14	4,19	4,84	4,27	3,68	3,19	7,50	0,79
fS 125 – 250 µm	45,80	42,70	40,42	45,48	40,68	71,02	43,53	52,77
ffS 63 – 125 µm	39,57	43,07	40,67	36,33	32,34	14,85	27,58	41,30
gU 16 – 63 µm	4,52	3,98	3,76	4,85	4,70	1,84	3,13	1,34
mU 8 – 16 µm	0,72	0,54	0,35	0,54	1,90	0,61	1,97	0,36
fU 2 – 8 µm	0,54	0,54	0,96	0,90	1,09	0,88	2,33	0,27
T – 2 µm	3,53	4,89	8,83	7,55	15,56	7,46	13,70	3,12
pH (KCl):	7,19	7,17	5,75	6,30	6,51	7,61	7,64	8,08
Carbonat (%):	0,11	0,09				0,19	2,02	0,30
Humusgehalt (%):	0,88	0,25	0,19	0,10				
C _{org} (%):	0,51	0,15	0,11	0,06				
N _{ges} (%):	0,059	0,013	0,013	0,008				
C/N-Verhältnis:	8,6	11,5	8,5	7,5				
pedogenes Fe (%):								
Fe _o :		0,0070	0,0068	0,0050				
Fe _d :		0,13	0,22	0,15				
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:		0,05	0,03	0,03				

Standort: G E 4 b vom 13.02.02
(reliktischer Überschwemmungsbereich, Rand zur rezenten Aue)

Lage: N 12° 59' 44.4" E 12° 02' 20.1"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NW Burgo

Tab. A-34: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G E 4 b

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
aAh (291 fS12)	- 12 (5)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach lehmiger Feinsand, 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, schwach humos, carbonatfrei

M (292 fSt2)	- 50 (30)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach toniger Feinsand , 10 YR 6/4 5/4, hellgeblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos, carbonatfrei</i>
II Bv-Cv (412 fSt2)	- 120 (90)	Ufersediment, schwach toniger Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge
II Cv (293 fS, 294 fS)	- 292 (180) (285)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i>
III Go (295 fS, 296 fFS)	- 436 (395) (425)	Ufersediment, Fein- bis Feinstsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, mittlere Eisen- und Mangananteile (letztere mit Konkretionen)
III Gr (297 fS, 298 fS)	- 580 + (475) (565)	Ufersediment, Feinst- bis Feinsand , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile

Bodenform:

Eutric Fluvisol/Braunauenboden/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren und/oder älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-35:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils G E 4 b**

Probennummer:	291	292	412	293	294	295	296	297	298
Kornfraktionen (%):									
ggS 1000 – 2000 µm	0,11	0,05	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04
gS 500 – 1000 µm	0,24	0,19	0,02	0,07	0,05	0,04	0,08	0,13	0,46
mS 250 – 500 µm	2,74	4,16	2,08	3,86	2,50	0,28	0,96	1,05	5,69
fS 125 – 250 µm	39,50	41,67	47,16	50,98	45,22	26,21	19,58	12,72	24,38
ffS 63 – 125 µm	37,67	36,88	38,06	33,46	43,47	67,70	73,14	77,81	59,70
gU 16 – 63 µm	11,53	6,90	5,21	3,85	4,86	3,98	4,19	5,62	6,70
mU 8 – 16 µm	1,18	0,91	0,76	0,56	0,32	0,24	0,47	0,41	0,49
fU 2 – 8 µm	1,03	0,58	0,00	0,48	0,48	0,16	0,08	0,24	0,00
T – 2 µm	6,00	8,65	6,72	6,65	3,10	1,38	1,50	1,96	2,53
pH (KCl):	6,38	6,05	6,01	6,80	7,78	7,60	7,36	7,05	6,93
Carbonat (%):	--	--		0,21					
Humusgehalt (%):	1,37	0,23	0,07						
C _{org} (%):	0,79	0,14	0,04						
N _{ges} (%):	0,076	0,015	0,004						
C/N-Verhältnis:	10,4	9,3	10,0						
Leitfähigkeit (µS/cm):	138,0	38,0	25,0	39,0	54,0	24,0	23,0	21,0	21,0

Bemerkungen:

Die hangenden Substrate stellen höchstwahrscheinlich jüngeres Alluvium dar, da der Standort unmittelbar an die gegenwärtige Aue angrenzt.

Schicht II und III sind muskovithaltig.

Strandwalledimente sind sowohl in dieser Position als auch in der vorangegangenen Bohrung G E 4 a bei der gegebenen Sondierungstiefe makroskopisch nicht identifizierbar, doch könnte es sich bei den liegenden Alluvionen durchaus um eine Subfazies des lagunewärtigen Beach-Ridge-Bereiches handeln (Kap. 6.2.1).

Standort:

Dk N 1 a vom 19.03.2002
(subrezenter Gleithang)

Lage:

N 13° 05' 15.0" E 12° 20' 43.9"

Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SE Gamzagi

Tab. A-36: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 1 a

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
aAh (387 Ut4)	- 13 (5)	Hochflutsediment, stark toniger Schluff , 10 YR 6/3 4/3, hellbraun, Kohärentgefüge (plattig), <i>mittel humos, sehr carbonatarm</i> , geringe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
II aAh (388 fS13)	- 35 (30)	Hochflut- bis Ufersediment, mittel lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge (plattig), <i>sehr schwach humos, sehr carbonatarm</i> , geringe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
III Cv (389 fSu2)	- 70 (60)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach schluffiger Feinsand , 10 YR 7/6 6/4, gelb, Schichtgefüge, <i>äußerst schwach humos, sehr carbonatarm</i> , geringe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile
III Gro (390 fS)	- 130 (90)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, mittlere Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile, <i>carbonatfrei</i>
III Gr (391 fS)	- 239 (175)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , geringe Eisen- und Glimmeranteile in Form von Bändchen sowie ein Tonband zwischen 228 und 230 cm
III Go (392 gfS)	- 278 + (265)	Ufersediment, Feinstsand , 10 YR 8/6 7/6, gelb, Schichtgefüge, mittlere Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>

Bodenform:

Gleyic Fluvisol/Gley-Auenregosol/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-37:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 1 a**

Probennummer:	387	388	389	390	391	392
Kornfraktionen (%):						
ggS 1000 – 2000 µm	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
mS 250 – 500 µm	0,05	0,32	0,02	0,02	0,04	1,45
fS 125 – 250 µm	0,80	10,00	37,93	58,64	60,17	75,93
ffS 63 – 125 µm	8,57	43,84	43,82	32,38	32,51	18,03
gU 16 – 63 µm	57,52	33,35	13,48	7,27	6,40	3,57
mU 8 – 16 µm	7,12	2,39	1,21	0,53	0,27	0,17
fU 2 – 8 µm	2,62	0,83	0,52	0,00	0,44	0,17
T – 2 µm	23,32	9,19	3,02	1,15	0,18	0,68
pH (KCl):	4,26	4,25	5,01	5,67	5,89	6,29
Carbonat (%):	0,27	0,30	0,11	--	0,04	0,36
Humusgehalt (%):	2,30	0,41	0,10	0,04		
C _{org} (%):	1,33	0,24	0,06	0,02		
N _{ges} (%):	0,113	0,019	0,005	0,002		
C/N-Verhältnis:	11,8	12,6	12,0	10,0		

Bemerkungen:

Am rezenten Gleithang finden sich gelbe *Feinsande* (10 YR 8/6 7/6), die zudem *sehr carbonatarm* sind (Probe 393).

Standort: Dk N 1 b vom 10.02.02
(subrezenter Gleithang)

Lage: N 13° 05' 42.5" E 12° 18' 34.6"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SE Gamzagi

Tab. A-38: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 1 b

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
aAh (232 ffSlu)	- 9 (5)	Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, schluffig-lehmiger Feinstsand, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, sehr schwach humos, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, sehr carbonatarm
II aAh (233 ffSlu)	- 50 (30)	Hochflutsediment, schluffig-lehmiger Feinstsand, 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, schwach humos, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, sehr carbonatarm
II Go-aAh (234 Lu)	- 80 (60)	Hochflutsediment, schluffiger Lehm, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, schwach humos, mittlere Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile, sehr carbonatarm
III Cv (235 Ulffs, 236 Lu)	- 146 (90) (129)	Hochflutsediment, feinstsandig-lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Schichtgefüge, äußerst schwach humos, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, sehr carbonatarm, Feinsandbänder bei 119 und 131 cm
IV Gr (237 ffSu2)	- 222 (153)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach schluffiger Feinstsand, 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile
V Go (238 ffSu2)	- 259 (255)	?Hochflut- bis Ufersediment, schwach schluffiger Feinstsand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, mittlere Eisenanteile, Tonbänder bei 236 und 243 cm
VI Gr (239 ffS)	- 310 (270)	Gradiertes Ufersediment, Feinstsand, 10 YR 8/2 7/2, weiß, geringe Eisen- und Schwermineralanteile in Form von Bändchen
VI Gr (240 fS)	- 480 + (365)	Gradiertes Ufersediment, Feinsand, 10 YR 8/6 7/6, gelblichbraun, Schichtgefüge, mittlere Eisenanteile

Bodenform: Gleyic Fluvisol/Tief humoser Gley-Braunauenboden/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-39: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 1 b

Probennummer:	232	233	234	235	236	237	238	239	240
Kornfraktionen (%):									
ggS 1000 – 2000 µm	0,08	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,10	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
mS 250 – 500 µm	0,41	0,13	0,05	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02

fS 125 – 250 µm	9,43	4,43	1,63	0,60	2,75	11,93	13,23	19,99	31,57
ffS 63 – 125 µm	39,26	29,39	12,81	37,76	14,76	63,94	62,44	69,69	61,87
gU 16 – 63 µm	35,12	41,94	52,16	48,09	46,82	21,21	20,28	9,08	5,01
mU 8 – 16 µm	3,55	5,18	8,99	3,73	9,18	0,91	0,70	0,00	0,17
fU 2 – 8 µm	1,47	1,98	2,57	1,51	3,09	0,27	0,26	0,08	0,00
T – 2 µm	10,58	16,87	21,76	8,27	23,36	1,73	3,07	1,16	1,36
pH (KCl):	6,89	6,93	6,98	7,14	7,28	7,40	7,03	7,22	7,24
Carbonat (%):	0,29	0,13	0,20	0,04	0,28				
Humusgehalt (%):	0,92	1,47	0,84	0,11					
C _{org} (%):	0,53	0,85	0,49	0,06					
N _{ges} (%):	0,053	0,022	0,016	0,005					
C/N-Verhältnis:	10,0	38,6	30,6	12					

Bemerkungen:

Der aktive Gleithang besteht aus hellbraunem *Feinsand* (10 YR 8/4 7/4, Probe 231) und ist wiederum *sehr carbonatarm*.

Das gesamte Profil des grasbewachsenen Standorts ist gut durchwurzelt mit augenfällig gebleichten Wurzelbahnen.

Standort:

Dk N 2 a vom 10.02.02
(rezente Überflutungsebene, ridge/swale-Bereich)

Lage:

N 13° 04' 05.9" E 12° 20' 39.7"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SE Gamzagi

Tab. A-40:**Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 2 a**

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
aAh (241 LtfS)	- 15 (5)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm , 10 YR 5/4 4/4, gelblichbraun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , sehr geringe Eisenanteile, <i>sehr carbonatarm</i>
II aAh (242 LtfS, 243 LtfS)	- 45 (20) (40)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm , 10 YR 6/3 5/3, hellbraun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos</i> , <i>sehr carbonatarm</i>
III Go (244 Tfs4)	- 75 (60)	Hochflutsediment, stark feinsandiger Ton , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , mittlere Eisen- und Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
IV Go (245 fSt3)	- 100 (90)	Hochflut- bis Ufersediment, mittel toniger Feinsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , mittlere Eisen- und Mangananteile
IV Cv (410 fS, 247 gfS)	- 270 + (165) (265)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, sehr geringe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>

Bodenform:

Gleyic Fluvisol/Tief humoser Gley-Braunauenboden/Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-41:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 2 a**

Probennummer:	241	242	243	244	245	410	247
Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,09	0,03	0,03	0,08	0,03	0,03	0,02
mS 250 – 500 µm	1,13	0,82	0,48	0,88	0,64	0,20	7,34
fS 125 – 250 µm	24,20	17,81	16,14	25,04	26,81	61,40	82,72
ffS 63 – 125 µm	27,36	24,60	23,58	33,46	41,90	35,05	3,09
gU 16 – 63 µm	11,44	11,80	10,72	10,27	11,66	2,37	3,38
mU 8 – 16 µm	3,11	3,54	2,95	1,74	0,75	0,08	0,78
fU 2 – 8 µm	2,01	1,72	2,23	0,64	0,42	0,24	0,00
T – 2 µm	30,66	39,66	43,88	27,87	17,78	0,63	2,68
pH (KCl):	5,83	6,35	6,60	6,93	6,76	7,11	6,76
Carbonat (%):	0,22	0,18	0,24	0,13		0,14	
Humusgehalt (%) :	0,77	0,50	0,33	0,17	0,14		
C _{org} (%):	0,45	0,29	0,19	0,10	0,08		
N _{ges} (%):	0,037	0,022	0,016	0,009	0,009		
C/N-Verhältnis:	12,2	13,2	11,9	11,1	8,9		

Standort: Dk N 2 b vom 10.02.02
(Auenterrasse, oberer Teil eines spillways)

Lage: N 13° 02' 55.5" E 12° 18' 11.5"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SE Gamzagi

Tab. A-42: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 2 b

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
aAh (248 Lfs4)	- 10 (5)	?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, stark feinsandiger Lehm, 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, sehr schwach humos, geringe Eisenanteile, sehr carbonatarm
II aAh (249 Ltfs, 250 Ltfs)	- 85 (35) (65)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge, sehr schwach humos, geringe Eisenanteile, sehr carbonatarm bis carbonatfrei
III Go-Sg (251 Ltfs)	- 110 (95)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, mittlere Eisen- und Mangananteile
III Sg-Go (408 Lfs4, 252 Ltfs)	- 210 (155) (185)	Hochflutsediment, stark feinsandiger und feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, hohe Eisen- und Mangananteile (letztere auch Konkretionen), sehr carbonatarm, ab 160 cm mittlere Mangananteile
IV Go (253 Lfs4)	- 250 (245)	Hochflut- bis Ufersediment, stark feinsandiger Lehm, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge (verfestigt), mittlere Eisen- und Mangananteile (letztere auch Konkretionen)
V Go (-)	- 290	Ufersediment, Feinsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, hohe Eisen- und mittlere Mangananteile, Tonbändchen bei 278 cm

V Cv (254 gfS)	- 346 + (340)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile
-------------------	------------------	---

Bodenform: Eutric Fluvisol/Tief humoser Braunauenboden/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-43: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 2 b

Probennummer:	248	249	250	251	408	252	253	254
Kornfraktionen (%) :								
ggS 1000 – 2000 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,23	0,15	0,08	0,08	0,16	0,06	0,20	0,04
mS 250 – 500 µm	2,10	2,02	1,44	1,36	0,93	0,70	2,57	5,85
fS 125 – 250 µm	36,68	27,73	27,91	34,71	37,10	21,25	36,44	84,37
ffS 63 – 125 µm	19,20	14,90	12,90	16,62	24,32	14,66	13,38	3,87
gU 16 – 63 µm	14,48	15,53	12,90	15,25	15,09	17,59	25,15	3,01
mU 8 – 16 µm	3,23	4,07	4,42	3,49	2,83	6,75	3,07	0,16
fU 2 – 8 µm	1,57	2,40	3,13	2,21	1,63	5,24	1,70	0,41
T – 2 µm	22,51	33,19	37,21	26,28	17,84	33,75	17,39	2,28
pH (KCl):	5,70	6,06	6,40	6,72	7,52	6,85	6,60	6,82
Carbonat (%) :	0,22	0,22	--		0,22			
Humusgehalt (%) :	0,51	0,42	0,45	0,18				
C _{org} (%):	0,30	0,25	0,26	0,10				
N _{ges} (%):	0,030	0,026	0,025	0,016				
C/N-Verhältnis:	10,0	9,6	10,4	6,3				

Bemerkungen:

Die liegenden Sande weisen, soweit in der Sonde erkennbar, eine typische point-bar-Stratifizierung auf.

Standort Dk N 3 vom 11.02.02 (mit Parallelbohrung)
(konvexer Altarmbereich)

Lage: N 13° 01' 46.5" E 12° 17' 49.7"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SE Gamzagi

Tab. A-44: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk N 3

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
oAh (255 fSu2)	- 7 (5)	?Äolisches Decksediment, schwach schluffiger Feinsand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, sehr carbonatarm
II aAh (256 fSl4)	- 50 (30)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), stark lehmiger Feinsand, 10 YR 7/3 5/3, sehr helles Braun, schwach ausgeprägtes Kohärengefüge, sehr schwach humos bis äußerst schwach humos, carbonatfrei, wechsellagert, Einzelschichten bis zu 0,5 cm mächtig
III Cv (257 LtfS)	- 82 (60)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 7/3 5/3, sehr helles Braun, Kohärengefüge, carbonatfrei

IV Gc (258 fS14)	- 130 (90)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), mittel lehmiger Feinsand , 10 YR 7/3 5/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos, carbonatarm</i> (mit Konkretionen)
V Gkc (259 Lfs4)	- 160 (155)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), stark feinsandiger Lehm , 10 YR 8/2 6/2, weiß, Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos, carbonatarm</i> (mit ca. 30 % bis zu cm-großen Konkretionen)
VI fAhSw-Gr (260 Ltffs)	- 195 (185)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), feinstsandig-toniger Lehm , 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Schichtgefüge, <i>schwach humos, sehr carbonatarm</i>
VII Sw-Gr (261 Lfs4)	- 240 (235)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), stark feinsandiger Lehm , 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Schichtgefüge, <i>äußerst schwach humos, sehr carbonatarm</i> , einzelne Feinsandbändchen, deutlicher Übergang
VIII Sd-Go (262 Lffs3)	- 280 (275)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), mittel feinstsandiger Lehm , 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, <i>äußerst hohe Eisenanteile, sehr carbonatarm</i> , deutlicher Übergang
IX Cv (263 fS, 264 fS, 265 fS)	- 487 (305) (385) (485)	Gerinnefüllung, Feinstsand bis Feinsand , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, Schwermineral- und Tonbändchen bei 299 cm resp. 460 cm, im unteren Meter zunehmend Mittel- und Grobsandgehalte, einige Eisenbändchen, schwach grusig
X Cv (266 Uffs)	- 535 (520)	?Hochflutsediment, feinstsandiger Schluff , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i>
XI Gr (267 Lts)	- 620 + (610)	?Hochflutsediment, sandig-toniger Lehm , 10 YR 7/3 5/3, sehr helles Braun, Schichtgefüge

Bodenform: Gleyic Fluvisol (sodic phase)/Tief humoser Auenregosol/Weakly developed soil of deposition aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-45: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk N 3

Probennummer:	255	256	257	258	259	260	261
Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,30	0,11	0,11	0,09	0,07	0,25	0,03
gS 500 – 1000 µm	0,24	0,20	0,10	0,23	0,30	0,35	0,21
mS 250 – 500 µm	1,01	0,83	0,49	0,78	0,60	0,41	0,51
fS 125 – 250 µm	31,80	17,52	15,19	20,59	19,67	7,32	14,13
ffS 63 – 125 µm	50,32	46,74	36,23	47,97	42,36	32,64	41,96
gU 16 – 63 µm	11,07	16,53	13,70	12,59	15,92	19,97	17,35
mU 8 – 16 µm	0,53	1,53	1,87	2,00	1,85	4,69	3,60
fU 2 – 8 µm	0,44	0,94	1,78	0,42	0,67	2,59	1,62
T – 2 µm	4,30	15,59	30,52	15,34	18,54	31,78	20,59
pH (KCl):	6,30	6,18	6,75	7,53	7,85	7,78	8,00
Carbonat (%):	0,26	--	--	0,60	0,86	0,45	0,30
Humusgehalt (%) :	0,82	0,29	0,20	0,11	0,10	1,05	0,10
C _{org} (%):	0,48	0,17	0,11	0,07	0,06	0,61	0,06
N _{ges} (%):	0,047	0,020	0,015	0,007	0,006	0,007	0,006
C/N-Verhältnis:	10,2	8,5	7,3	10,0	10,0	87,1	10,0
Leitfähigkeit (µS/cm):	52,0	50,0	78,0	192,0*	373,0*	325,0*	365,0*
KAK_{pot} (cmol/z/kg):							
S-Wert:	2,87	7,11	14,60	8,65	10,65	18,50	10,95
H-Wert:	1,50	1,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T-Wert:	4,37	8,61	14,60	8,65	10,65	18,50	10,95
V-Wert (%):	65,7	82,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

austauschbare Kationen (%) :							
Na ⁺ :	0,09	0,06	0,39	1,58	3,88	10,53	5,16
K ⁺ :	0,23	1,04	1,77	0,91	0,83	0,97	0,63
Mg ²⁺ :	0,62	1,96	4,96	3,36	3,82	4,75	3,10
Ca ²⁺ :	1,93	4,05	7,48	2,81	2,12	2,25	2,06
pedogenes Fe (%) :							
Fe _o :	0,032	0,022	0,017	0,011			
Fe _d :	0,064	0,115	0,086	0,067			
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,50	0,19	0,20	0,17			
Probennummer:	262	263	264	265	266	267	
Kornfraktionen (%) :							
ggS 1000 – 2000 µm	0,10	0,01	0,21	0,60	0,14	0,19	
gS 500 – 1000 µm	0,03	0,00	0,37	1,41	0,11	1,08	
mS 250 – 500 µm	0,06	0,00	1,66	8,43	0,16	8,30	
fS 125 – 250 µm	7,00	16,12	60,28	64,36	0,55	12,06	
ffS 63 – 125 µm	32,99	74,14	34,09	22,90	33,70	9,05	
gU 16 – 63 µm	31,37	7,93	2,34	1,43	51,71	15,13	
mU 8 – 16 µm	5,66	0,25	0,32	0,00	3,69	8,55	
fU 2 – 8 µm	1,89	0,08	0,00	0,00	0,60	6,07	
T – 2 µm	20,91	1,47	0,73	0,87	9,35	39,58	
pH (KCl):	7,97	9,55	9,05	8,57	8,00	7,52	
Carbonat (%) :	0,29				0,25		
Humusgehalt (%) :		0,01					
C _{org} (%):		0,01					
N _{ges} (%):		0,000					
C/N-Verhältnis:							
Leitfähigkeit (µS/cm):	440,0*	296,0	91,0	40,0	136,0*	213,0*	
KAK_{pot} (cmol/z/kg):							
S-Wert:	13,55	2,22	0,59	0,61	5,03	16,90	
H-Wert:	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
T-Wert:	13,55	2,22	0,59	0,61	5,03	16,90	
V-Wert (%):	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	
austauschbare Kationen (%) :							
Na ⁺ :	9,10	1,87	0,23	0,04	1,38	4,56	
K ⁺ :	0,34	0,07	0,01	0,01	0,25	0,93	
Mg ²⁺ :	2,11	0,09	0,17	0,18	1,34	3,61	
Ca ²⁺ :	1,99	0,19	0,19	0,37	2,06	7,79	

* Die so markierten Proben waren nach dem Zentrifugieren noch trüb; die Werte sind somit in Zweifel zu ziehen.

Standort: Dk 4 vom 11.02.2002 und 19.03.2002 (mit Parallelbohrung)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 13° 00' 43.4" E 12° 18' 29.0"
Nigeria 1:50.000 Blatt 22 SE Gamzagi

Tab. A-46: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk 4

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M:Ah (376 fS)	- 10 (5)	Äolisches Decksediment, Feinsand, 7.5 YR 5/8 5/6, kräftig braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, sehr carbonatarm

M:Bv (377 fS)	- 45 (30)	?Äolisches Decksediment, <i>Feinsand</i> , 7.5 YR 6/8 5/8, rötlich-gelb, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i>
II M:Bv (378 fSu2, 379 fSu2)	- 100 (60) (90)	?Äolisches Decksediment, <i>schwach schluffiger Feinsand</i> , 7.5 YR 6/8 5/8, rötlichgelb, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i>
II M (380 fS)	- 172 (135)	?Äolisches Decksediment, <i>Feinsand</i> , 7.5 YR 6/8 6/8, rötlich-gelb, Einzelkorngefüge
III fBbt+Cv (381 fS)	- 240 (185)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/6 5/6, gelb, Schichtgefüge, zwischen 193 und 221 cm vier pedogene Tonbänder
III Cv1 (382 fS, 383 fS)	- 422 (265) (385)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/3 7/4, sehr helles Braun, bis 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, zahlreiche mm- bis cm-mächtige Eisen-, Ton-Eisen- sowie feine Schwermineralbändchen
III rGo (384 fSu2)	- 432 (430)	Ufersediment, schwach schluffiger Feinsand , 7.5 YR 6/8 5/6, rötlichgelb, Schichtgefüge, äußerst hohe Eisen- und geringe Mangananteile
III Cv2 (385 fS, 386 fS)	- 605 + (485) (595)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, zahlreiche mm- bis cm-mächtige Eisen-, Ton-Eisen- sowie feine Schwermineralbändchen

Bodenform:

Cumuli-Chromic Arenosol/Braunerde-Kolluvisol/Non-leached ferruginous tropical soil aus Solumsedimenten über fossilem Luvic Arenosol/erodierter Bänderparabraunerde/Weakly leached ferruginous tropical soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-47:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk 4**

Probennummer:	376	377	378	379	380	381	382	383	384	385	386
Kornfraktionen (%):											
ggS 1000 – 2000 µm	1,08	0,06	0,05	0,63	0,05	0,04	0,00	0,01	0,15	0,02	0,03
gS 500 – 1000 µm	3,74	0,55	0,41	0,18	0,15	0,20	0,03	0,13	0,55	0,34	0,52
mS 250 – 500 µm	7,60	6,37	3,92	3,23	4,45	6,04	1,77	11,27	6,03	20,79	16,27
fS 125 – 250 µm	51,25	50,63	42,27	38,38	59,56	65,74	56,66	64,97	50,50	57,42	58,11
ffS 63 – 125 µm	29,04	28,27	35,65	40,99	30,36	24,92	39,04	21,72	29,04	19,65	22,31
gU 16 – 63 µm	4,00	9,01	12,77	12,46	2,32	1,62	1,25	0,90	9,19	0,45	1,09
mU 8 – 16 µm	0,36	0,49	0,00	0,81	0,53	0,09	0,18	0,00	0,55	0,36	0,42
fU 2 – 8 µm	0,53	0,32	0,73	0,54	0,00	0,18	0,00	0,27	0,27	0,27	0,42
T – 2 µm	2,40	4,30	4,20	2,78	2,58	1,17	1,07	0,72	3,73	0,71	0,84
pH (KCl):	7,49	6,75	6,72	6,74	6,48	6,17	6,02	6,10	6,68	6,03	6,18
Carbonat (%):	0,20										
Humusgehalt (%):	0,57	0,09	0,08	0,06							
C _{org} (%):	0,33	0,05	0,04	0,03							
N _{ges} (%):	0,059	0,003	0,004	0,004							
C/N-Verhältnis:	5,6	16,7	10,0	7,5							
pedogenes Fe (%):											
Fe _o :	0,005	0,008	0,004	0,004							
Fe _d :	1,170	0,204	0,176	1,621							
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,00	0,04	0,03	0,00							

Bemerkungen:

Bei der als Uferbankablagerung angesprochenen Fazies könnte es sich auch um Schwemmsedimente des limnischen Milieus handeln. In beiden Fällen betrifft die Aufarbeitung ehemalige Gudumbali-Dünensande, die in Teilen auch an den umliegenden Fadama-Standorten zu rekonstruieren sind.

Standort: Dk S 1 vom 18.02.2001
(rezentes Flussbett, Gleithangseite)

Lage: N 12° 59' 14.7" E 12° 18' 57.7"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NE Burgo

Tab. A-48: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk S 1

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
aAh (40 LtfS)	- 10 (5)	Hochflutsediment (Gerinnefüllung), feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 6/4 4/4, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge (plattig), sehr schwach humos, sehr geringe Eisenanteile
Sew-aAh (41 LtfS)	- 40 (30)	Hochflutsediment (Gerinnefüllung), feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 4/2 5/2, dunkelgräulichbraun, Kohärentgefüge, sehr schwach humos, geringe Eisenanteile
Sg-rGro (42 LtfS)	- 83 (60)	Hochflutsediment (Gerinnefüllung), feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 5/3 4/4, braun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, äußerst schwach humos, hohe Eisenanteile
II Cv (43 fS)	- 147 (90)	?Gerinnefüllung, Feinsand, 5 YR 8/2 7.5 YR 7/4, rosaweiß, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos
III Gr (44 fSt2)	- 184 (165)	?Gerinnefüllung, schwach toniger Feinsand, 10 YR 8/1 7/3, weiß, Kohärentgefüge, einige Tonbänder
IV Cv (45 gfS, 46 gfS, 47 gfS)	- 500 (195) (265) (465)	Ufersediment, Feinsand, 7.5 YR 8/2 7/2, rosaweiß, Schichtgefüge
V Go (48 fS)	- 615 + (555)	Ufersediment, Feinsand, 10 YR 8/6 7/6, gelblichbraun, Schichtgefüge (schwach verfestigt), in oberen 30 cm mittlere Eisenanteile, darunter sehr hohe Eisenanteile

Bodenform: Stagni-Gleyic Fluvisol/(Haftnässe-) pseudovergleyter Reliktgley-Braunauenboden/Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-49: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk S 1

Probennummer:	40	41	42	43	44	45	46	47	48
Kornfraktionen (%):									
ggS 1000 – 2000 µm	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08
gS 500 – 1000 µm	0,11	0,08	0,05	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07
mS 250 – 500 µm	1,14	1,29	0,73	0,93	0,41	0,12	0,61	1,51	2,43
fS 125 – 250 µm	20,86	19,37	18,09	35,64	24,19	74,72	85,80	94,71	54,74
ffS 63 – 125 µm	24,37	24,49	27,15	53,90	60,30	22,49	11,10	1,70	34,57
gU 16 – 63 µm	17,18	13,46	11,61	5,64	3,61	1,48	0,23	0,00	1,82
mU 8 – 16 µm	3,55	3,59	3,73	1,09	0,82	0,08	0,00	0,08	0,53
fU 2 – 8 µm	2,73	2,26	3,48	0,39	0,08	0,08	0,47	0,08	0,91
T – 2 µm	30,06	35,44	35,16	2,43	10,59	0,98	1,79	1,90	4,85

pH (KCl):	4,55	5,08	5,32	6,38	6,28	6,75	6,75	6,78	6,74
Humusgehalt (%) :	0,90	0,28	0,21	0,04					
C_{org} (%) :	0,52	0,16	0,12	0,03					
N_{ges} (%) :	0,052	0,024	0,017	0,002					
C/N-Verhältnis:	10,0	6,7	7,1	15,0					

Standort: Dk S 2 vom 11.02.2002 und 20.03.2002
(subrezente Überflutungsebene)

Lage: N 12° 59' 13.3" E 12° 19' 47.7"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NE Burgo

Tab. A-50: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk S 2

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
oAh (277 fSI2)	- 12 (5)	?Äolisches Decksediment, schwach lehmiger Feinsand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos
II rGo-fAh-Bv (278 Ltffs)	- 51 (30)	?Hochflutsediment, feinstsandig-toniger Lehm, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, mittlere Eisenanteile
II Cv (279 fSI3, 280 fSu2)	- 130 (60) (90)	?Hochflut- bis Ufersediment, mittel lehmiger Feinstsand bis schwach schluffiger Feinsand, 10 YR 7/4 6/6 bis 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, geringe Eisenanteile
III Cv (281 fS, 395 fS, 397 fS)	- 445 (165) (265) (385)	Ufer- bis Flussbetsediment, Feinsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, vereinzelt Schwermineralbändchen
IV Cv (398 gfS)	- 510 + (475)	Ufer- bis Flussbetsediment, Feinsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, schwach kiesig

Bodenform: Eutric Cambisol/Reliktgley-Auenbraunerde/Semi-arid brown soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-51: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk S 2

Probennummer:	277	278	279	280	281	395	397	398
Kornfraktionen (%):								
ggS 1000 – 2000 µm	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,31	0,05	0,04	0,02	0,03	0,05	1,72	0,05
mS 250 – 500 µm	1,62	0,27	0,47	0,06	1,25	3,35	20,83	2,92
fS 125 – 250 µm	27,84	8,87	13,60	27,33	66,66	62,66	66,19	77,21
ffS 63 – 125 µm	44,84	31,42	54,79	58,82	26,90	33,43	10,92	17,50
gU 16 – 63 µm	17,53	19,19	20,35	10,88	4,02	0,25	0,08	0,34
mU 8 – 16 µm	1,52	3,94	1,64	0,55	0,41	0,08	0,08	0,00
fU 2 – 8 µm	1,07	2,21	0,16	0,16	0,16	0,17	0,00	0,09
T – 2 µm	5,01	34,04	8,94	2,19	0,57	0,00	0,00	1,88
pH (KCl):	6,10	5,32	6,73	6,75	6,61	6,57	6,67	6,64
Humusgehalt (%):	0,36	0,29	0,08	0,04				
C_{org} (%):	0,21	0,17	0,05	0,02				

N _{ges} (%):	0,029	0,023	0,006	0,000				
C/N-Verhältnis:	7,2	7,4	8,3					
pedogenes Fe (%) :								
Fe _o :	0,010	0,073	0,011	0,004				
Fe _d :	0,186	0,702	0,211	0,105				
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,05	0,10	0,05	0,03				

Bemerkungen:

Die Bohrung musste wiederholt und dabei der Standort gewässert werden, da die trockenen Sande vorher nahezu komplett aus der Sonde fielen.

Auf Basis der diagnostischen Eigenschaften hätte der Boden als Gleyic Cambisol bzw. Hydromorphic soil gekennzeichnet werden müssen. Allerdings handelt es sich um reliktsche Eigenschaften, was in den beiden betreffenden Klassifikationen nicht adäquat berücksichtigt wird.

Standort: Dk S 3 vom 19.02.2001 und 11.02.2002 (mit Parallelbohrung)
(konkaver Altarmbereich, backswamp)

Lage: N 12° 58' 57.2" E 12° 20' 45.2"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NE Burgo

Tab. A-52: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Dk S 3

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
aAh (268 Ltfs)	- 10 (5)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), feinsandig-toniger Lehm , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge (plattig), <i>schwach humos</i> , sehr geringe Eisen- und Mangananteile
rGo'aAh-Sg (415 Ltfs, 269 Ltffs)	- 70 (30) (60)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), fein(st)sandig-toniger Lehm , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, <i>sehr schwach bis äußerst schwach humos</i> , äußerst hohe Eisenanteile (teilweise hämatitisch), mittlere Mangananteile (mit Marmorierungen)
rGo'Sg (399 Lffs4)	- 105 (90)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), stark feinstsandiger Lehm , 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , sehr hohe Eisenanteile, mittlere Mangananteile (mit Marmorierungen)
II rGo'Sg (270 ffl4)	- 175 (145)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), stark lehmiger Feinstsand , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, mittlere Eisenanteile, geringe Mangananteile, Schwermineralbändchen
III Cv (271 fsl2, 272 fS)	- 343 (185) (285)	?Gerinnfüllung, schwach lehmiger Feinsand bis Feinsand , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, Schwermineralbändchen
IV rGo (273 fSt2)	- 403 (365)	?Gerinnfüllung, schwach toniger Feinsand , Schichtgefüge, hohe Eisenanteile, sehr geringe Mangananteile, Schwermineralbändchen, deutlicher Übergang
V Cv (274 Uffs)	- 531 (495)	?Hochflutsediment, feinstsandiger Schluff , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile, Schwermineralbändchen, deutlicher Übergang

VI Go (275 Lfs2)	- 591 (560)	?Hochflutsediment, schwach feinsandiger Lehm , 10 YR 8/2 7/2, weiß, Kohärentgefüge, sehr hohe Eisenanteile, mittlere Mangananteile
VII Cv (276 Lt2)	- 620 + (615)	?Hochflutsediment, schwach toniger Lehm , 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile

Bodenform: **Fluvi-Stagnic Gleysol/Reliktgly-Haftnässepseudogley/ Hydromorphic soil aus jüngeren Alluvionen des Komadugu Gana**

Tab. A-53: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Dk S 3

Probennummer:	268	415	269	399	270	271	272	273	274	275	276
Kornfraktionen (%) :											
ggS 1000 – 2000 µm	0,09	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04
gS 500 – 1000 µm	0,14	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,26	0,03
mS 250 – 500 µm	0,60	0,34	0,13	0,05	0,08	0,01	0,01	0,44	0,18	1,33	0,11
fS 125 – 250 µm	11,74	13,65	9,83	7,16	12,15	24,85	52,22	35,14	3,03	12,02	2,88
ffS 63 – 125 µm	32,43	31,93	37,51	41,66	53,57	55,78	45,30	50,21	41,05	21,62	26,43
gU 16 – 63 µm	22,76	17,53	18,86	22,94	20,33	10,88	1,16	4,73	47,33	28,48	10,97
mU 8 – 16 µm	4,40	3,73	3,40	3,04	1,41	0,75	0,08	0,50	2,29	11,64	12,35
fU 2 – 8 µm	2,24	2,34	1,95	1,20	0,41	0,33	0,15	0,58	0,59	2,60	13,26
T – 2 µm	25,61	30,38	28,28	23,96	12,03	7,39	1,08	8,38	5,50	21,95	33,93
pH (KCl):	4,16	5,39	5,45	5,89	5,91	6,05	6,36	5,86	5,37	4,91	3,54
Humusgehalt (%) :	1,11	0,35	0,19	0,22							
C _{org} (%):	0,64	0,20	0,11	0,13							
N _{ges} (%):	0,061	0,022	0,014	0,009							
C/N-Verhältnis:	10,5	9,1	7,9	14,4							

Bemerkungen:

Der Standort ist in Abb. 5.20 zu sehen.

Standort: **Gu 4 a vom 27.09.2001**
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 34' 36,2" E 11° 48' 31,1"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 SE Geidam

Tab. A-54: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Gu 4 a

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
rGo·Ah-Sg (116 Lt2)	- 20 (5)	Hochflutsediment, schwach toniger Lehm , 10 YR 7/3 5/36, kräftig braun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>sehr schwach humos</i> , hohe Eisenanteile
rGo·Bv-Sg (117 Lt2, 118 Lt2)	- 70 (30) (60)	Hochflutsediment, schwach toniger Lehm , 10 YR 7/3 5/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i> , mittlere Eisenanteile (teilw. hämatitisch)
II faAh·rGr (119 Tu2)	- 110 (90)	Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger Ton , 10 YR 7/2 5/2, hellgrau, Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>sehr schwach humos</i> , geringe Eisenanteile

II Cv (120 Lt3, 121 Tu2)	- 170 (120) (160)	Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, mittel toniger Lehm bis schwach schluffiger Ton , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorn- bis Kohärentgefüge, sehr geringe Eisenanteile
III Cv (122 ffs14)	- 230 (215)	?Hochflutsediment, stark lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge
IV Cv (123 Tu2)	- 260 (255)	?Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, schwach schluffiger Ton , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, schwach ausgeprägte Eisenbändchen
V Cv (124 ffs13)	- 280 + (275)	?Hochflutsediment, mittel lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/6 5/6, gelb, schwach ausgeprägtes Schichtgefüge mit Eisenbändchen

Bodenform: Gleyi-Stagnic Cambisol/Reliktisch vergleyter Braunerde-Haftnässepseudogley/Semi-arid brown soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-55: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Gu 4 a

Probennummer:	116	117	118	119	120	121	122	123	124
Kornfraktionen (%) :									
ggS 1000 – 2000 µm	0,55	0,61	1,26	0,05	0,21	0,02	0,47	0,27	0,05
gS 500 – 1000 µm	0,93	0,49	0,54	0,07	0,51	0,28	0,86	0,46	0,21
mS 250 – 500 µm	1,37	0,68	0,32	0,13	0,47	0,29	0,71	0,46	0,37
fS 125 – 250 µm	6,43	1,77	1,02	0,28	1,08	0,78	2,49	0,91	5,88
ffS 63 – 125 µm	26,94	21,70	17,45	2,90	12,43	12,85	57,10	10,17	42,11
gU 16 – 63 µm	24,46	33,47	39,65	17,41	30,58	19,50	21,23	21,22	37,59
mU 8 – 16 µm	4,04	5,87	5,44	8,76	8,16	8,20	3,21	7,33	1,57
fU 2 – 8 µm	1,86	2,76	2,89	5,95	4,37	6,76	1,33	6,24	0,63
T – 2 µm	33,42	32,66	31,43	64,46	42,19	51,31	12,61	52,95	11,59
pH (KCl):	5,61	5,28	5,52	5,73	5,66	6,49	6,63	6,40	6,45
Humusgehalt (%) :	0,28	0,20	0,16	0,25					
C _{org} (%):	0,16	0,12	0,09	0,14					
N _{ges} (%):	0,025	0,051	0,016	0,013					
C/N-Verhältnis:	6,4	2,4	5,6	10,8					
pedogenes Fe (%) :									
Fe _o :	0,008	0,008	0,007	0,009					
Fe _d :	0,895	0,750	0,723	0,256					
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,01	0,01	0,01	0,04					

Bemerkungen:

Aufgrund der starken Aushärtung des Sediments konnte nicht tiefer gebohrt werden.

Standort: Gu 4 b vom 21.02.2002
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 40' 49.1" E 11° 52' 08.8"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 SE Geidam

Tab. A-56: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Gu 4 b

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)

Ah (407 Lfs3)	- 10 (5)	?Äolisch aufgearbeitetes Hochflutsediment, <i>mittel feinsandiger Lehm</i> , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>sehr schwach humos</i> , geringe Eisenanteile
II Bv-Ah (357 Lt2)	- 50 (30)	?Hochflutsediment, <i>schwach toniger Lehm</i> , 10 YR 6/4 5/4, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>sehr schwach humos</i>
II rGoc'Sg (359 Lt2, 360 Lt2)	- 114 (60) 90)	?Hochflutsediment, <i>schwach toniger Lehm</i> , 10 YR 7/4 6/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , mittlere Eisenanteile, mittlere Mangananteile, <i>carbonatarm</i>
II rGo'Sg1 (361 Lt2)	- 185 (155)	?Hochflutsediment, <i>schwach toniger Lehm</i> , 10 YR 8/2 6/2, weiß, Kohärentgefüge, sehr hohe Eisenanteile, mittlere Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
II rGo'Sg2 (-)	- 260	?Hochflutsediment, <i>schwach toniger Lehm</i> , 10 YR 7/4 6/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge, mittlere Eisen- und Mangananteile
III rGo'Sg (362 Ltffs)	- 270 (265)	?Hochflutsediment, <i>feinstsandig-toniger Lehm</i> , 10 YR 5/6 4/4, gelblichbraun, Kohärentgefüge, äußerst hohe Eisenanteile, mittlere Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
III rGor'Sg (363 Ltffs)	- 370 (345)	?Hochflutsediment, <i>feinstsandig-toniger Lehm</i> , 10 YR 6/2 5/2, hellbräunlichgrau, Kohärentgefüge, mittlere Eisen- und Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
IV rGr (364 fS)	- 460 (385)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/3 7/3, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile
V fBvrGo'Cx (403 fSt2)	- 510 + (500)	Ufersediment, schwach toniger Feinsand , 10 YR 6/8, bräunlichgelb, Einzelkornggefüge (stark verfestigt), hohe Eisen- und mittlere Mangananteile, stark bioturbat umgearbeitet, enthält zahlreiche kleinere Termitennester und -gänge mit porösen Mittel- und Grobsandverfüllungen

Bodenform: Gleyi-Stagnic Cambisol (sodic phase)/Tief humoser, reliktsch vergleyter Braunerde-Haftnässepseudogley/Semi-arid brown soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-57: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Gu 4 b

Probennummer:	407	357	359	360	361	362	363	364	403
Kornfraktionen (%):									
ggS 1000 – 2000 µm	0,36	0,25	0,79	0,31	0,15	0,07	0,10	0,09	1,89
gS 500 – 1000 µm	1,08	0,41	0,47	0,49	0,09	0,13	0,10	0,16	4,88
mS 250 – 500 µm	1,88	0,84	0,42	0,52	0,10	0,11	0,17	2,60	4,37
fS 125 – 250 µm	10,85	6,84	5,42	5,14	4,15	1,05	3,13	64,52	33,81
ffS 63 – 125 µm	31,34	29,14	26,50	26,23	25,82	5,39	19,39	29,80	42,43
gU 16 – 63 µm	24,31	25,31	23,85	23,97	28,79	28,11	33,03	1,33	6,50
mU 8 – 16 µm	4,20	6,19	5,99	5,90	6,94	14,10	6,27	0,35	0,08
fU 2 – 8 µm	3,13	2,95	3,87	4,70	6,66	13,72	3,74	0,09	0,40
T – 2 µm	22,83	28,07	32,70	32,73	27,30	37,32	34,06	1,06	5,62
pH (KCl):	5,33	7,01	7,42	7,50	7,62	7,51	7,46	7,22	6,2
Carbonat (%):		0,08	1,04	1,09	0,38	0,39	0,33		
Humusgehalt (%):	0,62	0,32	0,20	0,23					
C _{org} (%):	0,36	0,18	0,11	0,13					
N _{ges} (%):	0,039	0,015	0,011	0,012					
C/N-Verhältnis:	9,2	12,0	10,0	10,8					
Leitfähigkeit (µS/cm):		79,0		280,0	250,0*	331,0*	189,0	23,0	34,0

KAK_{pot} (cmol/z/kg):									
S-Wert:				15,03	13,51	27,73			
H-Wert:				0,00	0,00	0,00			
T-Wert:				15,03	1351	27,73			
V-Wert (%):				100,0	100,0	100,0			
austauschbare Kationen									
(%):									
Na ⁺ :				4,75	5,43	11,67			
K ⁺ :				0,12	0,10	0,15			
Mg ²⁺ :				2,37	2,37	4,38			
Ca ²⁺ :				7,78	5,61	11,52			
pedogenes Fe (%) :									
Fe _o :	0,109		0,020	0,012				0,0014	0,005
Fe _d :	0,388		0,334	0,275				0,0309	0,2803
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,28		0,06	0,04				0,04	0,02

* Die so markierten Proben waren nach dem Zentrifugieren noch trüb; die Werte sind somit in Zweifel zu ziehen.

Bemerkungen:

Wegen erheblicher Schwierigkeiten beim Bohren (das Rohr blieb zwischen 4 und 5 m Tiefe stecken) wurde keine Parallelsondierung mehr durchgeführt, jedoch notgedrungen eine Profilgrube zur Bergung des Bohrers angelegt, aus welcher auch Material für eine OSL-Datierung entnommen wurde (Schicht V).

Ebenso wie obiges Profil bezeugt der Brunnenbau in der Gegend die Existenz Fe-inkrustierter Fein- bis Grobsande unterhalb eines unterschiedlich mächtigen Pakets weißer Feinsande.

Standort:

Ga W 4 vom 11.10.2001 (Aufschluss)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage:

N 12° 52' 43.5" E 10° 58' 21.3"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-58:

Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga W 4

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M (143 fSI2)	- 20 (5)	Kulturschicht äolischer Prägung, schwach lehmiger Feinsand , 10 YR 6/4 4/4, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , Tonscherben bei 15 cm, deutlicher Übergang
II fAh (144 fSI3, 145 fSI4)	- 90 (30) (60)	? Schwemmsediment, mittel lehmiger Feinsand bis stark lehmiger Feinsand , 10 YR 4/6 4/4, dunkelgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>sehr schwach humos</i>
II Cv (146 fSI4)	- 160 (150)	? Schwemmsediment, stark lehmiger Feinsand , 10 YR 4/6 4/4, dunkelgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge
III rGco·Cx (205 LtfS)	- 240 (200)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm , 10 YR 7/6 6/6, gelb, Kohärentgefüge (verfestigt), hohe Eisenanteile, <i>carbonatarm</i> , starke Bioturbation
IV rGcz (148 Lt2)	- 360 (300)	Hochflutsediment, schwach toniger Lehm , 10 YR 7/2 6/2, hellgrau, Kohärentgefüge (stark verfestigt), mittlere Eisenanteile, <i>carbonatarm</i> (Konkretionen und Pseudomycelien)

V Cv_x (149 ffSl ₂)	- 500 (380)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (verfestigt), geringe Eisenanteile, <i>sehr carbonatarm</i> , starke Bioturbation
VI Cv (150 fS, 151 fS _{gs})	- 560 (520) (550)	Ufer- bis Flussbett sediment, Feinsand bis grobsandiger Feinsand , 10 YR 8/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , untere 10 cm zunehmend grobsandig mit ca. 20 % Fein- und Mittelgrus
VII + rGro (152 gfS, 153 gS _{fs})	- 930 + (860) (910)	Gradierte Ufer- bis Flussbettsedimente, Fein-, Mittel- und Grobsande , 10 YR 8/3 6/3, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, im Feinsandbereich geringe und im Grobsandbereich äußerst hohe Eisenanteile (Kornhüllen), geringe Mangananteile (Strömungen), <i>sehr carbonatarm</i> , ca. 2 % Feingrus

Bodenform:

Kolluvial überdeckter Haplic Arenosol/Tief humoser Regosol/Semi-arid brown soil aus Schwemmsedimenten über älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-59:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga W 4**

Probennummer:	143	144	145	146	205	148	149	150	151	152	153
Kornfraktionen (%) :											
ggS 1000 – 2000 µm	1,04	0,42	0,33	0,33	0,59	0,08	0,00	0,63	24,25	0,14	23,39
gS 500 – 1000 µm	3,21	1,10	1,00	0,72	0,60	0,16	0,01	1,02	10,95	0,61	29,30
mS 250 – 500 µm	10,39	3,02	3,13	2,11	1,12	0,32	0,08	2,33	7,74	17,21	13,96
fS 125 – 250 µm	32,80	27,48	24,93	19,17	13,27	3,56	13,15	55,20	30,52	77,10	28,70
ffS 63 – 125 µm	33,19	42,82	41,39	39,65	32,60	19,59	65,35	33,85	19,72	3,62	3,35
gU 16 – 63 µm	11,20	12,53	12,68	18,71	17,72	29,65	14,02	5,05	4,16	0,18	0,19
mU 8 – 16 µm	1,78	1,13	0,96	2,22	4,78	6,49	0,95	0,40	0,83	0,18	0,00
fU 2 – 8 µm	0,84	0,62	0,64	1,01	3,63	4,33	0,74	0,30	0,42	0,09	0,09
T – 2 µm	5,55	10,88	14,92	16,08	25,69	35,82	5,69	1,21	1,42	0,89	1,02
pH (KCl):	7,92	7,40	7,21	7,50	7,15	7,59	7,68	7,76	7,64	7,35	7,30
Carbonat (%):					0,89	0,71	0,26	0,30	0,33	0,29	0,25
Humusgehalt (%) :	0,24	0,39	0,26								
C _{org} (%):	0,14	0,22	0,15								
N _{ges} (%):	0,014	0,024	0,018								
C/N-Verhältnis:	10,0	9,2	8,3								
Leitfähigkeit (µS/cm):	95,0	58,0	53,0	112,0	337,0	956,0	130,0	43,0	37,0	28,0	30,0
KAK_{pot} (cmol/z/kg):											
S-Wert:	5,20	5,54	6,55	6,00	14,56	23,05	3,79	0,84	0,80	0,48	0,50
H-Wert:	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T-Wert:	5,20	5,54	6,55	6,00	14,56	23,05	3,79	0,84	0,80	0,48	0,50
V-Wert (%):	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
austauschbare Kationen (%) :											
Na ⁺ :	0,11	0,25	0,09	0,05	1,28	5,24	1,11	0,03	0,02	0,01	0,00
K ⁺ :	0,26	0,83	1,07	0,19	1,45	0,38	0,13	0,06	0,06	0,04	0,04
Mg ²⁺ :	0,46	1,03	1,03	1,08	1,55	2,48	0,52	0,12	0,15	0,11	0,09
Ca ²⁺ :	4,37	3,43	4,36	4,67	10,28	14,95	1,68	0,62	0,56	0,31	0,37
pedogenes Fe (%) :											
Fe _o :	0,007	0,010	0,007	0,008							
Fe _d :	0,207	0,316	0,450	0,551							
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,03	0,03	0,02	0,01							

Bemerkungen:

Es handelt sich bei dem tabellarisch dargestellten um ein zusammengesetztes Profil; die gestrichelten Linien zeigen Standortwechsel innerhalb der weitläufigen Lehmgrube an. Dabei sind einige der beschriebenen Sedimente nur begrenzt vorhanden (Beispielsweise stellt Schicht IV eine Linse dar.).

Der pH-Wert der Schicht II ist überraschend hoch. So könnte es sich durchaus um einen ehemaligen Salz- oder Natriumboden handeln (Kap. 8.2).

Standort: Ga N 4 a + b vom 12.10.2001 (Schurf)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 53' 32.5" E 11° 02' 44.5"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-60.1: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 a

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
oAh (154 Lfs4)	- 25 (10)	?Schwemmsediment, stark feinsandiger Lehm, 10 YR 6/6 5/6, hellgelblichbraun, Schichtgefüge, sehr schwach humos, geringe Eisenanteile entlang von Wurzelbahnen und hellere Feinsandpartien in Grabgängen
II Cv (155 Lfs)	- 200 + (40)	Hochflutsediment, feinsandig-toniger Lehm, 10 YR 6/3 5/3, hellbraun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), äußerst schwach humos

Bodenform: Kolluvial überdeckter Eutric Regosol/Regosol/Weakly developed soil of deposition aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-60.2: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 b

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe, Gefüge; eventuell Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M (156 fSl4, 157 fSl4, 158 fSt3)	- 100 (10) (50) (90)	?Schwemmsediment, stark lehmiger bis mittel toniger Feinsand, 10 YR 5/6 4/6, gelblichbraun, bis 10 YR 5/8, gelblichbraun, Schichtgefüge, äußerst schwach humos, geringe Eisenanteile entlang von Wurzelbahnen, unterer Teil schwach feucht
II rGo (159 Lfs4)	- 120 + (115)	Hochflutsediment, stark feinsandiger Lehm, 10 YR 6/6 4/6, hellgelblichbraun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), hohe Eisen- und Mangananteile

Bodenform: Haplic Arenosol/Kolluvisol/Weakly developed soil of deposition aus Schwemmsedimenten über älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-61: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga N 4 a + b

Probennummer:	154	155	156	157	158	159
Kornfraktionen (%):						
ggS 1000 – 2000 µm	0,34	0,34	0,92	0,98	1,54	0,71
gS 500 – 1000 µm	1,13	1,05	2,27	1,92	2,14	1,72
mS 250 – 500 µm	2,22	2,70	5,12	4,39	4,33	3,13

fS 125 – 250 µm	19,76	10,58	31,82	29,02	24,32	17,20
ffS 63 – 125 µm	39,77	26,93	30,86	33,39	31,64	35,02
gU 16 – 63 µm	16,90	17,45	11,79	11,51	12,41	13,60
mU 8 – 16 µm	2,32	3,83	2,98	2,16	1,60	2,62
fU 2 – 8 µm	1,44	3,93	1,38	1,18	0,88	1,94
T – 2 µm	16,13	33,18	12,86	15,44	21,14	24,07
pH (KCl):	4,61	6,82	5,10	4,64	4,90	5,63
Humusgehalt (%) :	0,25	0,18	0,18	0,13	0,13	
C _{org} (%):	0,14	0,11	0,11	0,08	0,08	
N _{ges} (%):	0,016	0,013	0,011	0,015	0,012	
C/N-Verhältnis:	8,8	8,5	10,0	5,3	6,7	

Bemerkungen:

An den Lokalitäten Ga N 4 b, c und d sowie By N 4 wurden die Oberböden nicht beprobt und daher auch keine Ah-Horizonte ausgewiesen, was nicht bedeutet, dass diese nicht existieren.

Im Gegensatz zum ersten Profil ist Schicht II am Standort Ga N 4 b leicht lateritisiert.

Standort Gashua N 4 c vom 12.10.2001 (Schurf)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 55' 29.1" E 11° 04' 17.2"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-62: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 c

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M (160 fS13)	- 110 (50)	Kulturschicht äolischer Prägung, mittel lehmiger Feinsand , 10 YR 5/4 4/4, gelblichbraun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i> , eine Tonscherbe bei 75 cm
II P-faAh+Cx (161 Tl, 162 Tl, 163 fS13)	- 220 (alle 3 bei ca. 150)	Sediment mit lagunalem Charakter und sehr starker post-sedimentärer Turbation, lehmiger Ton , 10 YR 3/1, sehr dunkles Grau, <i>sehr schwach humos</i> , lehmiger Ton , 10 YR 6/1 5/1, hellgrau, <i>äußerst schwach humos</i> , Polyedergefüge (sehr stark verfestigt), geringe Eisen- und Mangananteile, Fremdmaterial in Pipes und Grabgängen (<i>mittel lehmiger Feinsand</i> , 7.5 YR 7/2 6/2, rosagrau, Einzelkorn- bis Kohärentgefüge (stark verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i>)

Bodenform: Cumulic Anthrosol (sodic phase)/Kolluvisol/Weakly developed soil of deposition aus Solumsedimenten über fossilem Eutric Vertisol/Auenpelosol-Tschernosem/Vertisol aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Bemerkungen:

Das hangende Sediment, das wahrscheinlich den oberen Schichten in den beiden vorangegangenen Schürfen entspricht, ist stellenweise von 10 bis 20 cm mächtigen rötlichen äolischen Decksanden überlagert, die nicht beprobt wurden. An seiner Basis enthält es punktuell extrem hohe Eisenanteile innerhalb eines rGo-Horizontes, der aufgrund seiner morphologischen Härte herauspräpariert wurde.

Darunter schließt diskonform eine gewellte ehemalige Landoberfläche an, die flugsandverfüllte Trockenrisse aufweist. Das tonige Substrat setzt sich aus schwärzlichen sowie grauen Partien zusammen, wofür womöglich

unterschiedliche Abbaugrade der enthaltenen Humusverbindungen verantwortlich sind. Es wies im Gelände zahlreiche sekundäre Kalkkonkretionen auf, während der Carbonatgehalt der Matrix bei der Laboranalyse unterhalb der Nachweisgrenze lag. Großflächige sandige Verfüllungen (Probe 163) sind sowohl das Resultat von Bioturbations- als auch Subrosionsprozessen, wie sie für Vertisole nicht untypisch sind (vgl. Abb. 6.11).

Standort: Gashua N 4 d vom 12.10.2001 (Schurf)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 56' 23.3" E 11° 04' 54.4"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-63: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga N 4 d

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
rGr (164 fSu2)	- 300 + (250)	Ufersediment, schwach schluffiger Feinsand, 10 YR 8/1 7/3, weiß, sehr carbonatarm

Tab. A-64: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga N 4 c + d

Probennummer:	160	161	162	163	164
Kornfraktionen (%) :					
ggS 1000 – 2000 µm	0,01	0,00	0,01	0,08	0,02
gS 500 – 1000 µm	0,38	0,15	0,15	0,40	0,05
mS 250 – 500 µm	2,39	0,47	0,94	2,75	0,90
fS 125 – 250 µm	31,11	5,49	11,62	37,79	28,08
ffS 63 – 125 µm	34,76	7,74	12,53	34,06	57,54
gU 16 – 63 µm	16,36	8,54	15,05	12,71	11,60
mU 8 – 16 µm	2,13	6,04	6,72	1,99	0,68
fU 2 – 8 µm	1,62	7,10	4,85	1,16	0,23
T – 2 µm	11,25	64,47	48,13	9,06	0,90
pH (KCl):	6,39	6,46	6,68	6,79	6,93
Carbonat (%):					0,17
Humusgehalt (%) :					
C _{org} (%):	0,14	0,50	0,18	0,06	
N _{ges} (%):	0,010	0,028	0,012	0,004	
C/N-Verhältnis:	8,0	10,4	9,2	7,5	
Leitfähigkeit (µS/cm):	182,0	296,0*	312,0*	71,0	
KAK_{pot} (cmol/z/kg):					
S-Wert:	6,98	39,41	24,86	5,35	
H-Wert:	0,50	0,50	0,50	0,50	
T-Wert:	7,48	39,91	25,35	5,85	
V-Wert (%):	93,3	98,7	98,0	91,5	
austauschbare Kationen (%) :					
Na ⁺ :	1,74	9,98	4,92	1,22	
K ⁺ :	0,10	0,17	0,12	0,04	
Mg ²⁺ :	0,77	4,33	3,30	0,67	
Ca ²⁺ :	4,37	24,93	16,51	3,43	

* Die so markierten Proben waren nach dem Zentrifugieren noch trüb; die Werte sind somit in Zweifel zu ziehen.

Bemerkungen:

Die beprobten weißen Sande schließen auch im Profil Ga N 4 c unmittelbar unter der lagunären Schicht II an.

Standort: Ga E 4 vom 20.02.2002
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 47' 58.6" E 11° 14' 51.2"
Nigeria 1:50.000 Blatt 41 NW Gashua

Tab. A-65: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Ga E 4

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
P-Ah-Cv (352 Ltfs, 353 Tl, 354 Tl, 355 Tl)	- 135 (5) (30) (60) (90)	Hochflutsediment mit lagunalem Charakter, feinsandig-toniger Lehm bis lehmiger Ton, 10 YR 5/4 4/4, gelblichbraun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), sehr schwach humos, carbonatarm
II Cc (356 Lt2)	- 215 + (200)	?Hochflutsediment, schwach toniger Lehm, 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, Kohärentgefüge (stark verfestigt), äußerst schwach humos, schwach carbonathaltig

Bodenform: Haplic Phaeozem/Pelosol-Tschernosem/Semi-arid brown soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-66: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Ga E 4

Probennummer:	352	353	354	355	356
Kornfraktionen (%) :					
ggS 1000 – 2000 µm	0,61	0,66	1,25	0,67	1,47
gS 500 – 1000 µm	1,51	1,46	1,81	1,20	2,21
mS 250 – 500 µm	2,00	1,63	1,91	1,48	2,35
fS 125 – 250 µm	8,23	7,39	6,80	5,56	9,02
ffS 63 – 125 µm	18,22	16,92	14,13	14,30	26,50
gU 16 – 63 µm	16,13	15,85	14,33	15,58	24,75
mU 8 – 16 µm	5,99	5,56	5,88	6,96	5,41
fU 2 – 8 µm	4,49	4,17	5,12	5,04	2,31
T – 2 µm	42,83	46,36	48,77	49,20	25,99
pH (KCl):	5,95	6,65	7,00	7,13	7,47
Carbonat (%):			0,37	0,39	3,44
Humusgehalt (%) :	0,57	0,43	0,31	0,34	0,11
C _{org} (%):	0,33	0,25	0,18	0,20	0,06
N _{ges} (%):	0,033	0,023	0,016	0,017	0,005
C/N-Verhältnis:	10,0	10,9	11,25	11,8	12,0
Leitfähigkeit (µS/cm):	47,0	72,0	140,0	160,0	141,0
KAK_{pot} (cmol/z/kg):					
S-Wert:	16,96	21,17	22,28	24,71	16,95
H-Wert:	1,50	1,00	0,00	0,00	0,00
T-Wert:	18,46	22,17	22,28	24,71	16,95
V-Wert (%):	91,9	95,5	100,0	100,00	100,00
austauschbare Kationen (%) :					
Na ⁺ :	0,41	1,11	1,28	1,41	0,84
K ⁺ :	0,17	0,10	0,10	0,11	0,12
Mg ²⁺ :	3,92	3,46	3,15	3,36	1,96
Ca ²⁺ :	12,46	16,50	17,76	19,33	14,02

Bemerkungen:

Der Standort liegt in einer schwach ausgeprägten Depression, die als Sammelbecken lateralen Stofftransports fungiert und einen ausgeprägten hardpan-Charakter aufweist. Insbesondere Schicht II besitzt trotz eher geringer Carbonatwerte viele typische Eigenschaften einer Kalkkruste.

Standort: By N 4 a + b + c vom 13.10.2001 (Schurf)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 46' 12.9" E 11° 30' 30.4"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NW Geidam

Tab. A-67: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By N 4 a

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
M (-)	- 20	?Schwemmsediment, mittel lehmiger Feinsand, 10 YR 6/6, hellgelblichbraun, Schichtgefüge
II Cxv (165 Tfs4)	- 90 (50)	Hochflutsediment, stark feinsandiger Ton, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge (verfestigt), sehr geringe Eisenanteile, schwache Bioturbation, <i>äußerst schwach humos</i>
III Cx (166 fS)	- 150 + (120)	Ufersediment, Feinsand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , sehr geringe Eisenanteile, sehr starke Bioturbation (ca. 25 % Flächenanteile an hangendem Material)

Bodenform: Kolluvial überdeckter Eutric Regosol/Regosol/Weakly developed soil of deposition aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-68: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By N 4 b

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
M (-)	- 65	Kulturschicht äolischer Prägung, mittel lehmiger Feinsand, 7.5 YR 5/6 4/6, kräftig braun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), Anteile an Holzkohle und Scherben
II fBv-Cvx (167 fSt2)	- 90 (80)	?Hochflut- bis Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 6/4 – 5/4 5/4, hellgelblichbraun, Einzelkorn- bis Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , sehr starke Bioturbation
II Ckc (168 fSt2)	- 160 + (140)	?Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorn- bis Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i> , sehr geringe Eisenanteile, <i>schwach carbonathaltig</i> (ca. 30 % Konkretionen)

Bodenform: Cambic Arenosol/Kolluvisol über fossilem Braunerde-Regosol/Weakly developed soil of deposition aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-69: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By N 4 c

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M (170 fSt2)	- 100 (50)	?Äolisches Decksediment, schwach toniger Feinsand, 5 YR 6/8 5/8, rötlichgelb, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), äußerst schwach humos
II fBv-Cv (171 fSt3)	- 130 (120)	?Hochflut- bis Ufersediment, mittel toniger Feinsand, 10 YR 7/6 6/6, gelb, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), äußerst schwach humos, geringe Eisenanteile
III Ckc (172 fSt2)	- 200 + (170)	?Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), geringe Eisenanteile, mittel carbonathaltig (mit geringen Flächenanteilen an Konkretionen)

Bodenform: Cumuli-Chromic Arenosol/Kolluvisol/Weakly developed soil of deposition aus Solumsedimenten über fossilem Cambic Arenosol/Braunerde-Regosol aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-70: Physiko-chemische Kennwerte des Profils By N 4 a + b + c

Probennummer:	165	166	167	168	170	171	172
Kornfraktionen (%):							
ggS 1000 – 2000 µm	0,81	1,13	0,35	1,69	0,57	0,54	0,90
gS 500 – 1000 µm	2,19	2,74	1,54	2,65	2,44	1,73	1,20
mS 250 – 500 µm	3,22	3,10	2,86	2,94	5,11	3,67	3,18
fS 125 – 250 µm	24,88	48,63	38,09	36,60	39,55	32,96	37,53
ffS 63 – 125 µm	26,61	35,87	38,36	39,55	33,25	34,67	37,43
gU 16 – 63 µm	5,73	2,93	2,83	4,29	3,68	3,60	4,87
mU 8 – 16 µm	1,96	0,18	0,91	1,07	0,94	0,85	2,00
fU 2 – 8 µm	2,13	0,53	0,40	1,17	0,57	1,42	1,81
T – 2 µm	32,47	4,89	14,66	10,04	13,89	20,56	11,07
pH (KCl):	5,91	6,47	6,42	6,81	4,87	6,15	6,68
Carbonat (%):				2,43			5,71
Humusgehalt (%):	0,20	0,04	0,14	0,06	0,13	0,18	
C _{org} (%):	0,12	0,03	0,08	0,04	0,08	0,11	
N _{ges} (%):	0,017	0,002	0,008	0,004	0,009	0,016	
C/N-Verhältnis:	7,1	15,0	10,0	10,0	8,9	6,9	

Bemerkungen:

Im Großteil der Profile ist aufgrund der hohen Bioturbation keine Primärschichtung mehr zu erkennen.

Standort: By E 4 vom 13.10.2001
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 48' 43.6" E 11° 34' 25.5"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NW Geidam

Tab. A-71: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils By E 4

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M Ah (173 fSt2, 174 fSt2)	- 35 (5) (30)	?Äolisches Decksediment, schwach lehmiger bis schwach toniger Feinsand, 7.5 YR 5/8, kräftig braun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos
II M Bv (175 fSt2)	- 67 (60)	?Äolisches Decksediment, schwach toniger Feinsand, 5 YR 6/8 5/8, rötlichgelb, Einzelkorngefüge, äußerst schwach humos, sehr geringe Eisenanteile
III M (176 fSt2, 177 fSt2)	- 199 (90) (185)	?Äolisches Decksediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 6/6, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (verfestigt), äußerst schwach humos, sehr geringe Eisenanteile
IV Cv (178 fSt2)	- 310 (265)	Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 7/4 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge (verfestigt), sehr geringe Eisenanteile
V Cv (179 fSt2)	- 410 + (375)	Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 8/4 7/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr geringe Eisen- und Mangananteile

Bodenform:

Cumuli-Chromic Arenosol/Braunerde-Kolluvisol/Non-leached ferruginous tropical soil aus Solumsedimenten über älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-72:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils By E 4**

Probennummer:	173	174	175	176	177	178	179
Kornfraktionen (%):							
ggS 1000 – 2000 µm	1,20	2,58	2,93	2,60	3,41	3,78	1,23
gS 500 – 1000 µm	2,73	4,97	6,10	4,36	3,21	3,79	2,17
mS 250 – 500 µm	4,28	7,44	8,89	7,88	5,25	7,90	14,18
fS 125 – 250 µm	29,54	38,54	37,97	39,33	40,32	37,00	56,46
ffS 63 – 125 µm	44,57	29,64	26,39	26,66	32,76	26,12	16,64
gU 16 – 63 µm	10,19	6,12	4,57	4,40	3,72	4,99	2,12
mU 8 – 16 µm	1,20	0,46	0,64	1,33	0,66	1,29	0,57
fU 2 – 8 µm	0,93	1,37	0,88	0,66	0,83	1,61	0,73
T – 2 µm	5,37	8,87	11,62	12,78	9,83	13,52	5,88
pH (KCl):	6,26	5,55	3,84	3,67	5,33	6,12	6,21
Humusgehalt (%):	0,33	0,32	0,17	0,12			
C _{org} (%):	0,19	0,18	0,10	0,07			
N _{ges} (%):	0,023	0,019	0,013	0,011			
C/N-Verhältnis:	8,3	9,5	7,7	6,4			
pedogenes Fe (%):							
Fe _o :	0,008	0,007	0,006	0,007			
Fe _d :	0,179	0,203	0,257	0,266			
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,05	0,04	0,02	0,03			

Bemerkungen:

Angesichts des flachen Reliefs scheint eine tiefgründige äolische Aufbereitung des Profils unwahrscheinlich. So könnte Schicht III auch ein Produkt aquatischer Deposition sein, wurde jedoch aufgrund der vermutlich allochthonen Rubefizierung als Flugsand angesprochen. Erstaunlich ist ferner der geringe pH-Wert im Unterboden, der autochthone Verlagerungsprozesse impliziert.

Standort: G SW 4 vom 13. und 15.10.2001 (mit Parallelbohrung)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 49' 55.9" E 11° 48' 50.1"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-73: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G SW 4

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
M Ah (180 Lffs4)	- 15 (5)	?Schwemmsediment, stark feinstsandiger Lehm, 10 YR 6/6 4/6, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), sehr schwach humos
M Bv (181 Lffs4)	- 40 (30)	?Schwemmsediment, stark feinstsandiger Lehm, 10 YR 6/6 4/6, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), äußerst schwach humos
II Bv-Cv (182 Lffs4)	- 83 (60)	Hochflutsediment, stark feinstsandiger Lehm, 10 YR 6/4 5/6, hellgelblichbraun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), äußerst schwach humos
II Cv (183 Lffs4, 184 fS)	- 240 (90) (160)	Hochflut- bis Ufersediment, stark feinstsandiger Lehm bis Feinsand, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Schichtgefüge, äußerst schwach humos, sehr geringe Eisen und Mangananteile, bei 167 und 185 cm cm-mächtige Tonbändchen
III Cv _x (185 Lffs2)	- 275 (260)	Hochflutsediment, schwach feinstsandiger Lehm, 10 YR 7/4 6/6, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile, starke Bioturbation
IV Cv (186 fSlu)	- 390 (330)	Hochflut- bis Ufersediment, schluffig-lehmiger Feinsand, 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, Ton-, Eisen- und Schwermineralbändchen, carbonatarm
V rGc (187 Lfs3, 203 fS13)	- 420 (400) (410)	?Hochflutsediment, mittel feinsandiger Lehm bis mittel lehmiger Feinsand, 10 YR 7/6 5/6, gelb, Schichtgefüge, sehr carbonatarm
VI Cv (-)	- 440	Hochflut- bis Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, sehr carbonatarm
VI rGo (-)	- 445	Hochflut- bis Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, sehr hohe Eisenanteile (teilw. hämatitisch), sehr carbonatarm
VI Cv _x (188 fSt2)	- 470 (450)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile, sehr carbonatarm, starke Bioturbation
VII rGr1 (189 fS)	- 496 (480)	Ufer- bis Flussbettsediment, Feinsand, 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge
VII rGo (190 gSfs)	- 560 (505)	Ufer- bis Flussbettsediment, feinsandiger Grobsand, 10 YR 5/8 4/4, gelblichbraun, Einzelkorngefüge, sehr carbonatarm

VI rGr2 (-)	- 590 +	Ufer- bis Flussbettsediment , grobsandiger Mittelsand, 10 YR 7/2 - 7/3 7/3, hellgrau, bis sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr carbonatarm, 2 – 5 % Feingrus
-----------------------	---------	--

Bodenform: Eutric Cambisol/Braunerde/Non-leached ferruginous tropical soil aus Schwemmsedimenten über älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-74: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G SW 4

Probennummer:	180	181	182	183	184	185
Kornfraktionen (%) :						
ggS 1000 – 2000 µm	0,14	0,23	0,08	0,04	0,00	0,20
gS 500 – 1000 µm	0,29	0,24	0,11	0,08	0,00	0,11
mS 250 – 500 µm	0,72	0,32	0,18	0,17	0,07	0,27
fS 125 – 250 µm	13,31	7,97	6,46	5,62	26,14	2,31
ffS 63 – 125 µm	47,81	49,75	54,20	51,31	62,57	30,65
gU 16 – 63 µm	14,51	16,38	15,98	20,31	5,39	32,44
mU 8 – 16 µm	2,10	2,49	2,52	2,77	1,13	8,62
fU 2 – 8 µm	1,26	1,29	1,22	1,30	0,35	5,19
T – 2 µm	19,88	21,35	19,27	18,41	4,35	20,19
pH (KCl):	5,35	5,29	5,30	5,70	5,86	6,58
Humusgehalt (%) :	0,27	0,22	0,15	0,13		
C _{org} (%):	0,15	0,13	0,09	0,07		
N _{ges} (%):	0,019	0,015	0,013	0,011		
C/N-Verhältnis:	7,9	8,7	6,9	6,4		
Leitfähigkeit (µS/cm):						144,0
pedogenes Fe (%) :						
Fe _o :	0,009	0,011	0,008	0,010		
Fe _d :	0,704	0,741	0,657	0,566		
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,01	0,01	0,01	0,02		

Probennummer:	186	187	203	188	189	190
Kornfraktionen (%) :						
ggS 1000 – 2000 µm	0,33	0,18	0,02	0,05	0,07	16,82
gS 500 – 1000 µm	0,63	0,39	0,01	0,45	0,74	28,78
mS 250 – 500 µm	0,48	0,50	0,12	1,44	2,82	17,88
fS 125 – 250 µm	4,07	12,88	29,21	33,08	63,34	21,74
ffS 63 – 125 µm	32,97	24,55	49,87	44,44	26,87	10,22
gU 16 – 63 µm	38,71	25,08	7,14	5,72	0,60	0,93
mU 8 – 16 µm	4,11	10,14	3,05	3,04	0,26	1,26
fU 2 – 8 µm	2,80	3,78	1,33	1,16	0,43	0,25
T – 2 µm	15,89	22,50	9,24	10,63	4,88	2,11
pH (KCl):	6,84	7,07	7,02	7,27	7,29	7,37
Carbonat (%) :		0,30	0,21	0,23		0,16
Leitfähigkeit (µS/cm):	207,0	345,0*	110,0*	266,0	68,0	
pedogenes Fe (%) :						
Fe _o :				0,0093	0,0040	
Fe _d :				0,3155	0,0714	
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:				0,03	0,06	

* Die so markierten Proben waren nach dem Zentrifugieren noch trüb; die Werte sind somit in Zweifel zu ziehen.

Bemerkungen:

Im versetzten Kern befand sich unterhalb von 5,50 m *sehr carbonatarmer, schwach toniger Feinsand* (Probe 204).

Standort: G S 4 vom 14.10.2001 (mit Parallelbohrung)
(reliktischer Überschwemmungsbereich)

Lage: N 12° 51' 05.7" E 11° 55' 09.7"

Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-75: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G S 4

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M (191 fSI2)	- 12 (5)	Äolisches Decksediment, schwach lehmiger Feinsand , 10 YR 7/8 5/8, gelb, Einzelkorngefüge, <i>äußerst schwach humos</i>
II M Bv (192 fSI3)	- 55 (30)	?Schwemmsediment, mittel lehmiger Feinsand , 10 YR 6/6 4/6, hellgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i>
III Bv-Cv (193 ffSI4, 194 Lffs2)	- 102 (60) (90)	?Hochflutsediment, stark lehmiger Feinstsand bis schwach feinstsandiger Lehm , 10 YR 6/4 5/6, hellgelblichbraun, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge, <i>äußerst schwach humos</i>
III Cv (195 Lu, 206 ffSlu)	- 180 (120) (170)	Hochflutsediment, schluffiger Lehm bis schluffig-lehmiger Feinstsand , 10 YR 7/4 5/4, sehr helles Braun, Kohärentgefüge (verfestigt), sehr geringe bis mittlere Eisen- und Schwermineralanteile in Form von Bändchen, <i>äußerst schwach humos, sehr carbonatarm</i>
IV rGr Cvx (196 fS)	- 270 (260)	Gradiertes Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , schwach ausgeprägte Ton-, Eisen- und Schwermineralbändchen, mittlere Bioturbation
IV rGro (-)	- 300	Gradiertes Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Schichtgefüge, hohe bis sehr hohe Eisenanteile, darüber sehr hohe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
IV rGo (197 fS)	- 370 (340)	Gradiertes Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/3 7/3, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , hohe Eisenanteile zeichnen die Schrägschichtung nach
V rGc (198 Lffs2)	- 440 (390)	?Hochflutsediment, schwach feinstsandiger Lehm , 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisen- und Mangananteile, <i>carbonatarm</i>
VI Cv1 (199 ffSI2)	- 500 (470)	Hochflut- bis Ufersediment, schwach lehmiger Feinstsand , 10 YR 8/3 7/3, sehr helles Braun, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i>
VI rGro (-)	- 560	Hochflut- bis Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, bis 540 cm hohe Eisenanteile, darunter sehr hohe Mangananteile, <i>sehr carbonatarm</i>
VI Cv2 (200 fS)	- 610 + (580)	Hochflut- bis Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/3 6/4, sehr helles Braun, Einzelkorngefüge, sehr geringe Eisenanteile in Form von Bändchen, <i>sehr carbonatarm</i>

Bodenform:

Kolluvial überdeckter Eutric Cambisol/Braunerde/Non-leached ferruginous tropical soil aus Schwemmsedimenten und älteren Alluvionen des Komadugu Gana

Tab. A-76:**Physiko-chemische Kennwerte des Profils G S 4**

Probennummer:	191	192	193	194	195	206	196	197	198	199	200
----------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Kornfraktionen (%) :											
ggS 1000 – 2000 µm	0,10	0,02	0,03	0,71	1,36	0,09	0,00	0,00	0,32	0,07	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,15	0,17	0,03	0,22	0,60	0,07	0,00	0,01	0,20	0,14	0,02
mS 250 – 500 µm	1,11	0,57	0,07	0,16	0,18	0,04	0,01	0,20	0,40	0,13	0,39
fS 125 – 250 µm	25,72	14,82	2,35	3,35	1,72	2,21	26,97	49,31	4,85	4,05	50,92
ffS 63 – 125 µm	51,43	46,52	46,82	27,42	25,53	42,10	68,22	43,86	27,36	69,53	43,24
gU 16 – 63 µm	13,93	24,48	29,28	40,22	40,34	36,29	3,31	4,42	39,23	16,09	3,47
mU 8 – 16 µm	1,19	1,95	3,55	6,06	7,23	3,77	0,08	0,65	6,46	1,62	0,47
fU 2 – 8 µm	0,56	0,89	1,61	3,20	5,16	2,30	0,41	0,16	2,73	1,52	0,19
T – 2 µm	5,81	10,57	16,25	18,68	17,87	13,14	0,99	1,39	18,46	6,85	1,31
pH (KCl):	6,81	6,10	6,11	7,01	6,86	7,42	7,37	7,30	7,45	7,07	7,01
Carbonat (%) :				0,28		0,10	0,22	0,19	1,32	0,30	0,15
Humusgehalt (%) :	0,21	0,22	0,12	0,12		0,07					
C _{org} (%):	0,12	0,12	0,07	0,07		0,04					
N _{ges} (%):	0,017	0,017	0,009	0,009		0,004					
C/N-Verhältnis:	7,1	7,1	7,8	7,8		10,0					
Leitfähigkeit (µS/cm):						213,0	69,0	67,0	330,0	107,0	42,0
pedogenes Fe (%) :											
Fe _o :	0,006	0,011									
Fe _d :	0,236	0,318									
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:	0,02	0,03									

Standort: G SE 4 vom 30.09.2001
(reliktischer Überschwemmungsbereich, interdunäre Depression)

Lage: N 12° 54' 31.3" E 11° 58' 24.9"
Nigeria 1:50.000 Blatt 42 NE Geidam

Tab. A-77: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils G SE 4

<i>Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)</i>	<i>Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)</i>	<i>Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)</i>
M (135 fS)	- 25 (5)	Äolisches Decksediment, Feinsand , 10 YR 5/8 4/6, gelblichbraun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), <i>äußerst schwach humos, sehr carbonatarm</i>
II MBv (136 fSt2, 137 fSt2)	- 81 (30) (60)	?Schwemmsediment, schwach toniger Feinsand , 10 YR 5/8 4/6, gelblichbraun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i>
II M (138 fSt2, 139 fSt2, 140 fSt2)	- 180 (90) (145) (175)	?Schwemmsediment, schwach toniger Feinsand , 10 YR 4/6 3/6, dunkelgelblichbraun, Einzelkorngefüge (schwach verfestigt), <i>äußerst schwach humos</i>
III Cv (141 fSt2)	- 210 (205)	?Ufersediment, schwach toniger Feinsand , 10 YR 7/6 6/6, gelb, schwach ausgeprägtes Kohärentgefüge
IV Cv (142 fS, 208 fS, 207 fS)	- 510 + (265) (375) (475)	Ufersediment, Feinsand , 10 YR 8/6 7/6, gelb, ab 460 cm 10 YR 8/3 8/6, sehr helles Braun, Schichtgefüge, geringe Eisenanteile (Marmorierungen), <i>sehr carbonatarm</i>

Bodenform: Kolluvial überdeckter Cambic Arenosol/Braunerde/Non-leached ferruginous tropical soil aus Schwemmsedimenten über älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-78: Physiko-chemische Kennwerte des Profils G SE 4

Probennummer:	135	136	137	138	139	140	141	142	208	207
Kornfraktionen (%):										
ggS 1000 – 2000 µm	0,03	0,03	0,24	0,12	0,06	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00
gS 500 – 1000 µm	0,08	0,28	0,37	0,58	0,52	0,29	0,04	0,03	0,02	0,00
mS 250 – 500 µm	3,46	2,79	2,60	2,89	2,94	2,25	1,50	1,21	2,80	0,29
fS 125 – 250 µm	50,04	51,94	52,82	55,54	56,32	51,95	66,24	66,09	52,74	72,04
ffS 63 – 125 µm	35,22	32,05	27,77	21,95	23,34	25,17	24,97	27,65	37,78	25,13
gU 16 – 63 µm	6,46	5,99	5,30	4,27	3,34	3,38	1,05	1,05	1,99	0,16
mU 8 – 16 µm	0,40	0,31	0,64	0,85	0,73	0,84	0,84	0,21	0,66	0,24
fU 2 – 8 µm	0,27	0,21	0,53	0,75	0,42	1,06	0,21	0,52	0,08	0,24
T – 2 µm	4,04	6,40	9,75	13,04	12,33	15,00	5,15	3,24	3,90	1,87
pH (KCl):	6,89	6,36	6,31	6,33	6,72	7,14	7,31	7,77	7,60	7,52
Carbonat (%):	0,14								0,37	0,05
Humusgehalt (%):	0,23	0,16	0,17	0,13						
C _{org} (%):	0,13	0,10	0,10	0,08						
N _{ges} (%):	0,000	0,011	0,009	0,011						
C/N-Verhältnis:		9,1	11,1	7,3						
pedogenes Fe (%):										
Fe _o :		0,007	0,005	0,008			0,002	0,002		
Fe _d :		0,179	0,219	0,299			0,117	0,096		
Fe_o/Fe_d-Verhältnis:		0,04	0,02	0,03			0,02	0,02		

Standort: Gz 3 vom 29.09.2001
(älterer Altarm)

Lage: N 12° 59' 27.4" E 12° 07' 53.8"
Nigeria 1:50.000 Blatt 43 NW Burgo

Tab. A-79: Lithofazielle und pedologische Beschreibung des Profils Gz 3

Schichtnummer und Horizontbezeichnung (Probennummer mit Bodenart)	Mächtigkeit in cm (Position der Probenentnahme)	Schicht- bzw. Horizontbeschreibung (vermutete Lithofazies, Bodenart, Farbe (trocken – feucht), Gefüge; gegebenenfalls Humus, Hydromorphie-Merkmale, Carbonat, Skelett, Bemerkungen)
oAh (127 fSt2)	- 7 (5)	?Äolisches Decksediment, schwach toniger Feinsand, 10 YR 4/4 3/4, dunkelgelblichbraun, Einzelkorngefüge, sehr schwach humos, geringe Eisenanteile
II Gr (128 TfS4)	- 34 (30)	Hochflutsediment (Altarmfüllung), stark feinsandiger Ton, 10 YR 4/2 3/2, dunkelbraun, Kohärentgefüge, äußerst schwach humos, geringe Eisenanteile
III Gr (129 fS, 130 fS, 131 fSms, 132 fSms)	- 212 (60) (90) (179) (206)	Gerinnefüllung, Feinsand bis mittelsandiger Feinsand, 10 YR 6/2 5/2, hellbräunlichgrau, bis 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, äußerst schwach humos, geringe bis sehr geringe Eisenanteile, sehr carbonatarm

IV Gr (133 gfS, 134 gfS)	- 560 + (275) (465)	?Ufersediment, Feinsand , 10 YR 7/3 6/3, sehr helles Braun, bis 10 YR 8/2 7/2, weiß, Schichtgefüge, <i>sehr carbonatarm</i> , zahlreiche Eisen-, Schwermineral- (bei 350 und 440 cm), Grobsand- (bei 400 cm) und Tonbändchen (bei 530 cm)
---	---------------------------	--

Bodenform: Gleyic Arenosol/Auengley/Hydromorphic soil aus älteren Alluvionen des Komadugu Yobe

Tab. A-80: Physiko-chemische Kennwerte des Profils Gz 3

Probennummer:	<i>127</i>	<i>128</i>	<i>129</i>	<i>130</i>	<i>131</i>	<i>132</i>	<i>133</i>	<i>134</i>
Kornfraktionen (%):								
ggS 1000 – 2000 µm	0,33	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02
gS 500 – 1000 µm	0,65	0,15	0,27	0,17	0,28	0,11	0,03	0,02
mS 250 – 500 µm	17,41	9,14	14,35	3,94	27,65	46,88	0,29	2,49
fS 125 – 250 µm	52,52	44,17	62,42	70,79	66,15	47,83	81,88	86,90
ffS 63 – 125 µm	10,79	11,44	12,51	23,53	4,83	2,43	14,59	9,51
gU 16 – 63 µm	4,62	7,81	5,47	0,41	0,39	0,10	0,10	0,11
mU 8 – 16 µm	0,00	1,98	0,90	0,10	0,10	0,10	0,31	0,00
fU 2 – 8 µm	0,51	0,10	0,99	0,00	0,10	0,21	0,10	0,11
T – 2 µm	13,15	25,21	3,08	1,04	0,49	2,30	2,68	0,84
pH (KCl):	6,30	6,14	6,49	6,79	7,07	6,97	6,94	7,12
Carbonat (%):					0,36		0,20	0,18
Humusgehalt (%):	0,47	0,24	0,11	0,03				
C _{org} (%):	0,27	0,14	0,06	0,02				
N _{ges} (%):	0,029	0,015	0,013	0,000				
C/N-Verhältnis:	9,3	9,3	4,6					

A-3 Körnungsparameter

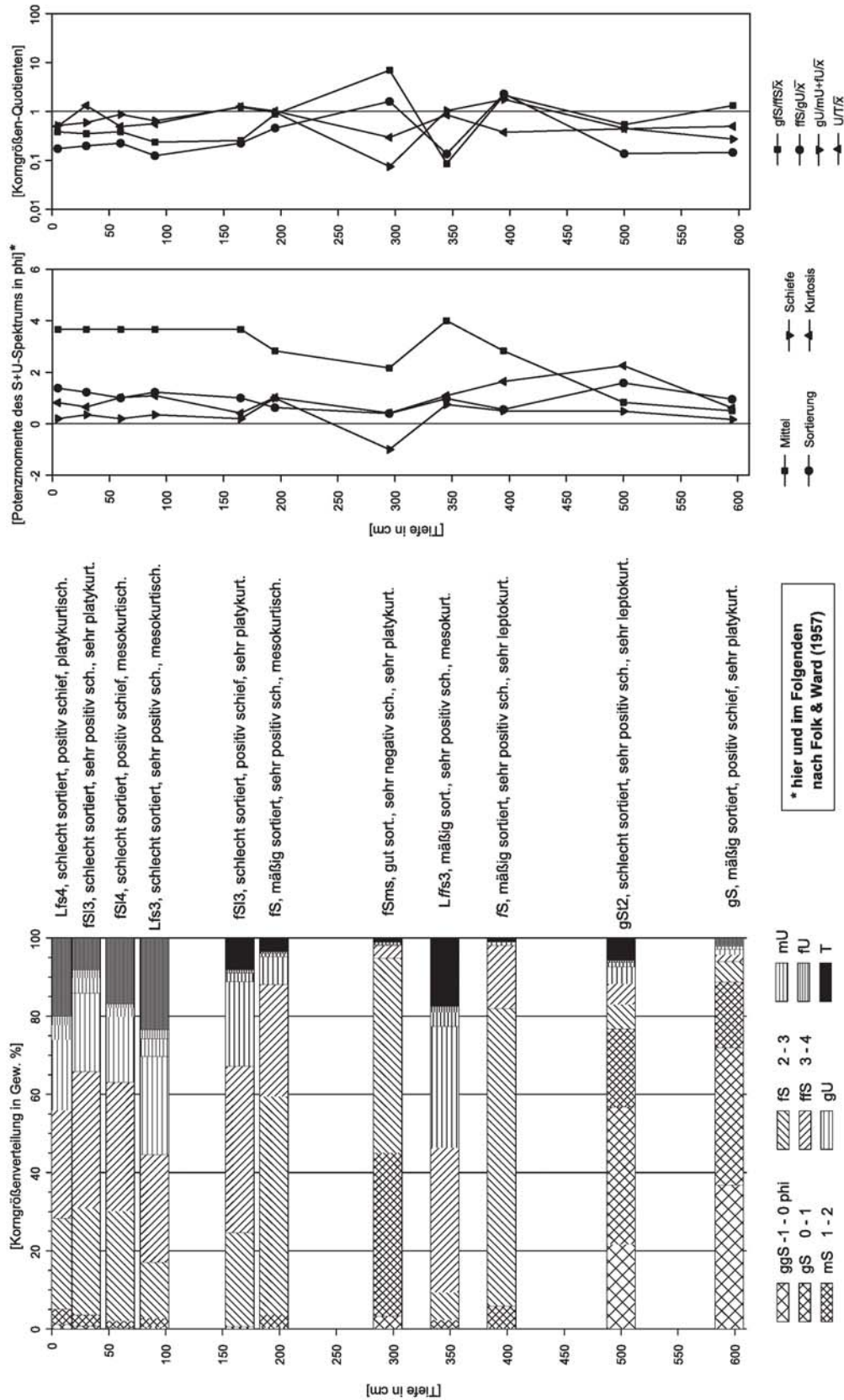


Abb. A-1: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 1 (recenter Prallhang)

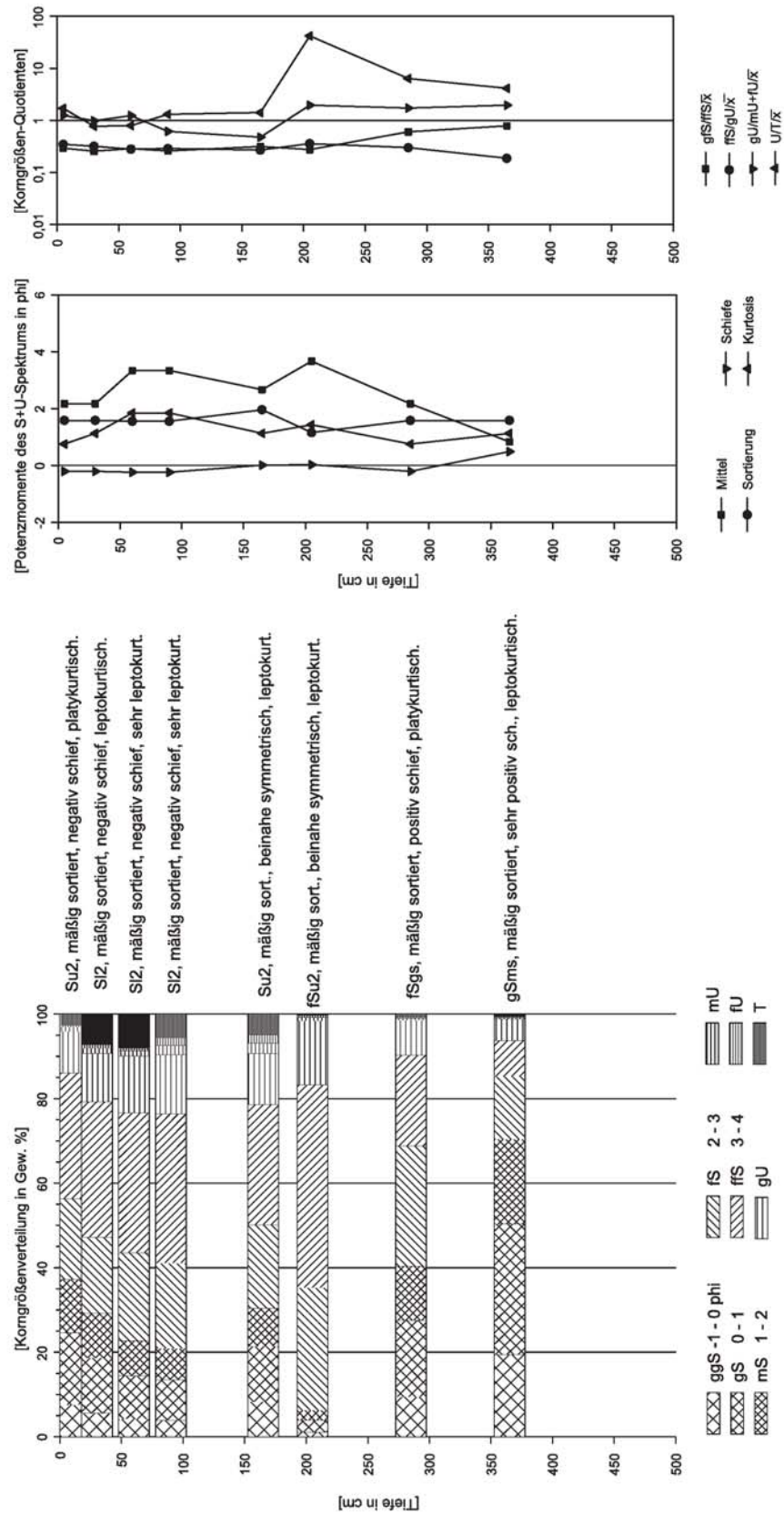


Abb. A-2: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 2 (rezente Überflutungsebene)

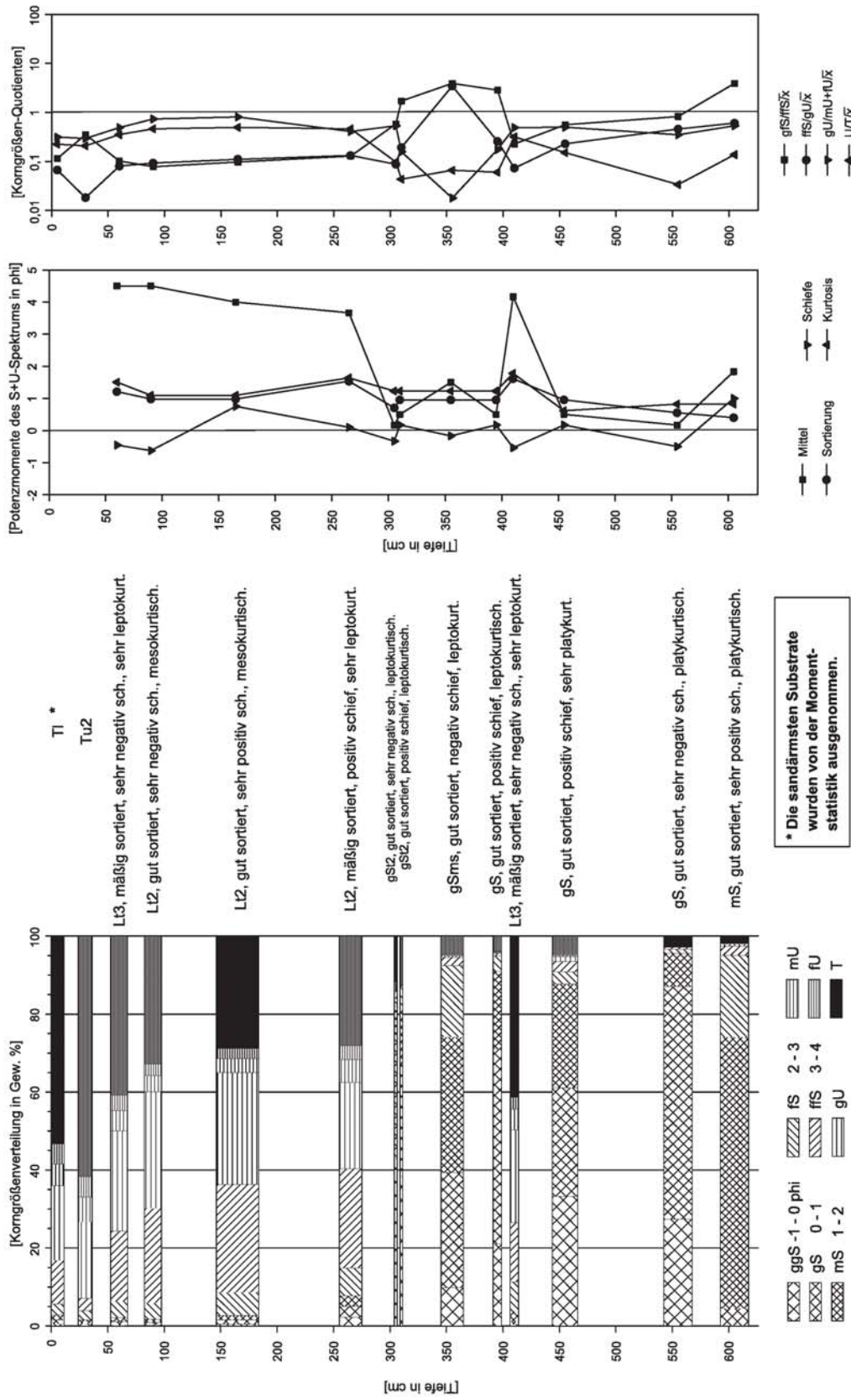


Abb. A-3: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 3 (konvexer Altarmbereich)

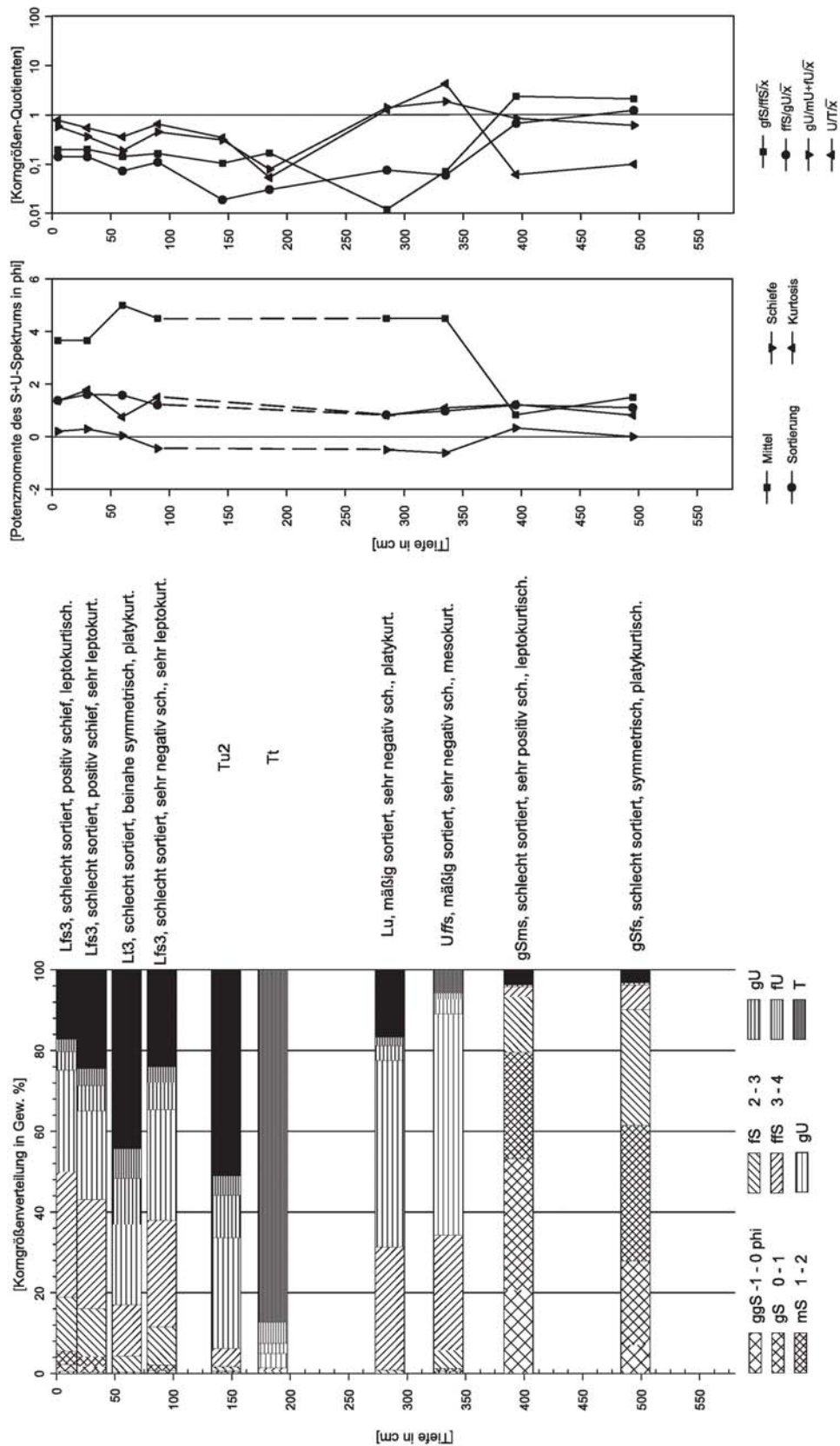


Abb. A-4: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils D 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

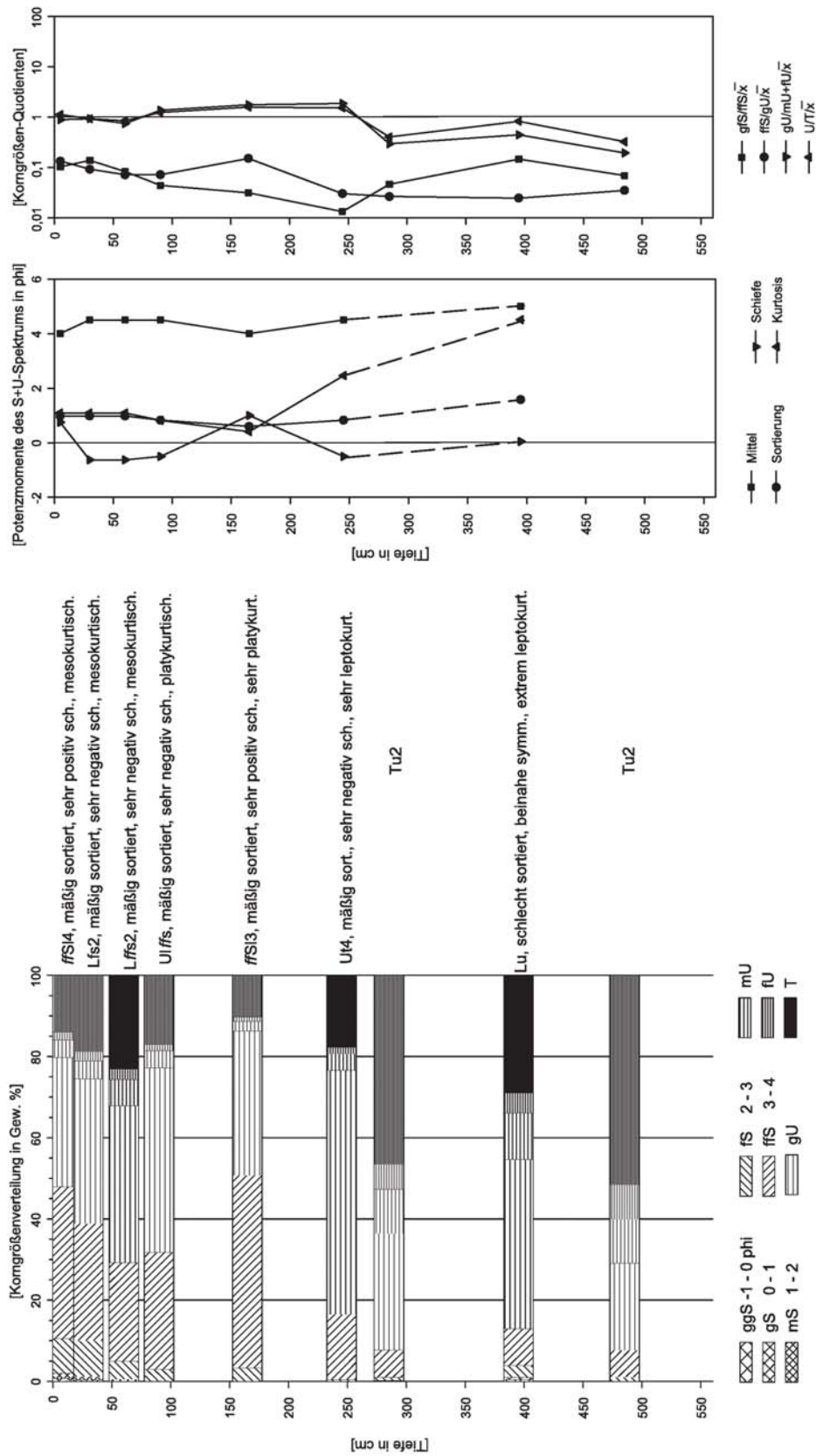


Abb. A-5: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 1 (recenter Prallhang)

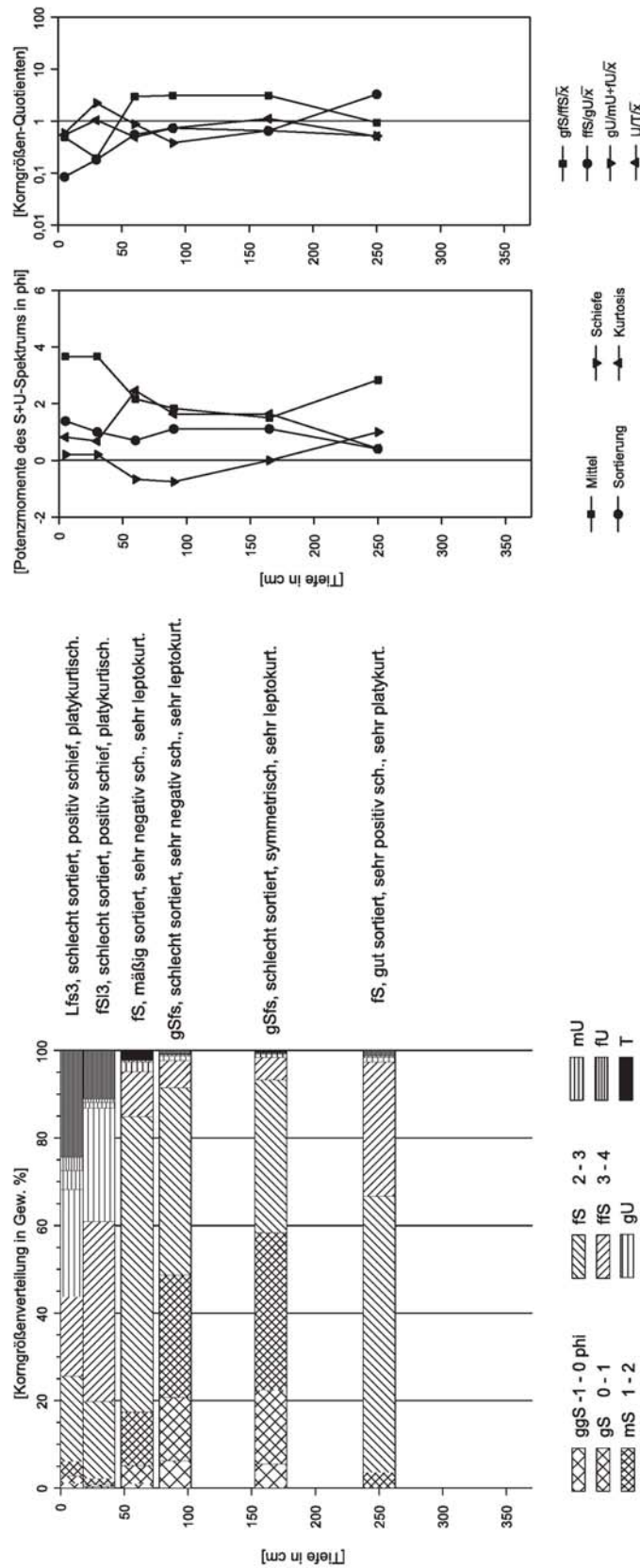


Abb. A-6: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 2 (rezente Überflutungsebene)

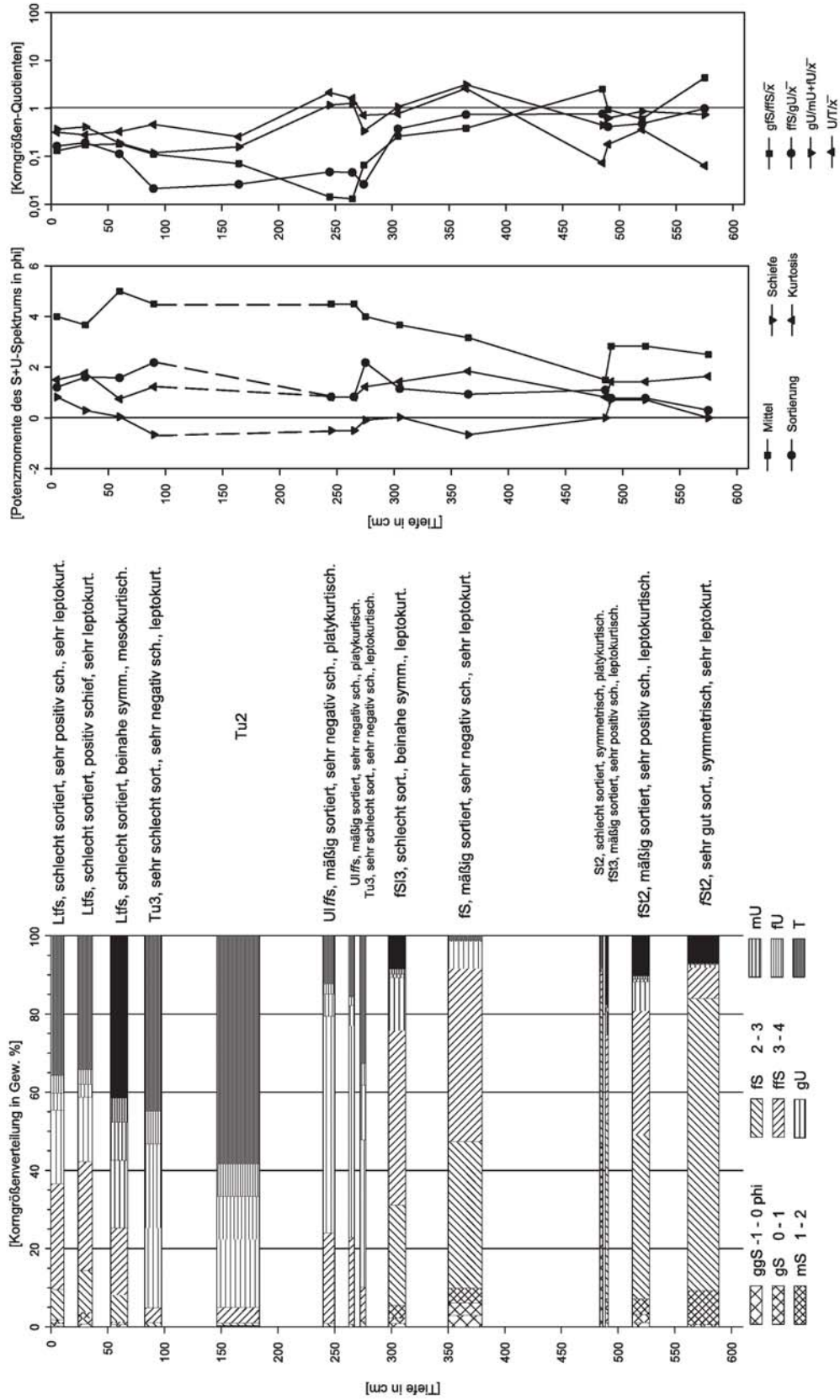


Abb. A-7: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 3 (konvexer Altarmbereich)

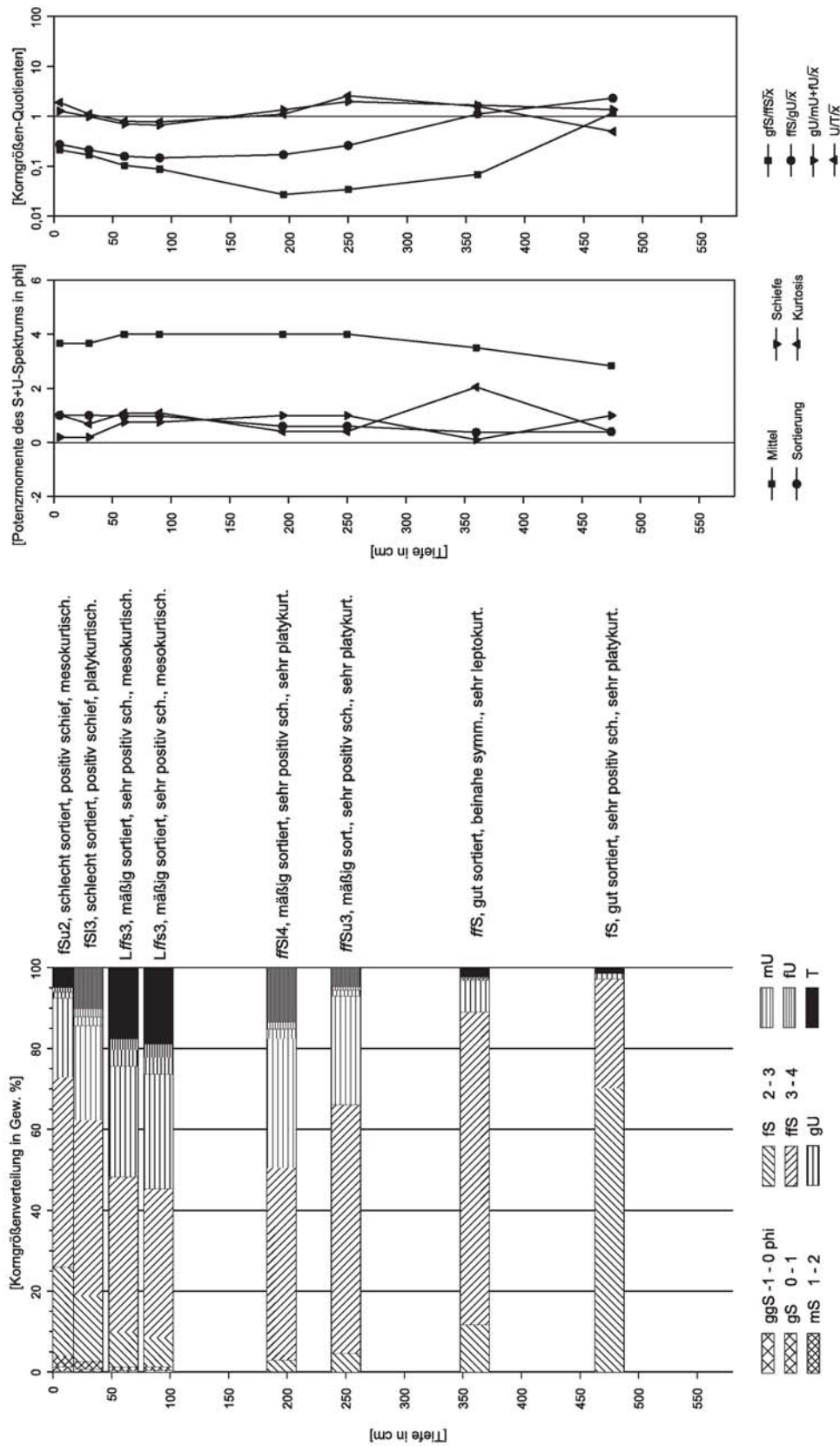


Abb. A-8: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

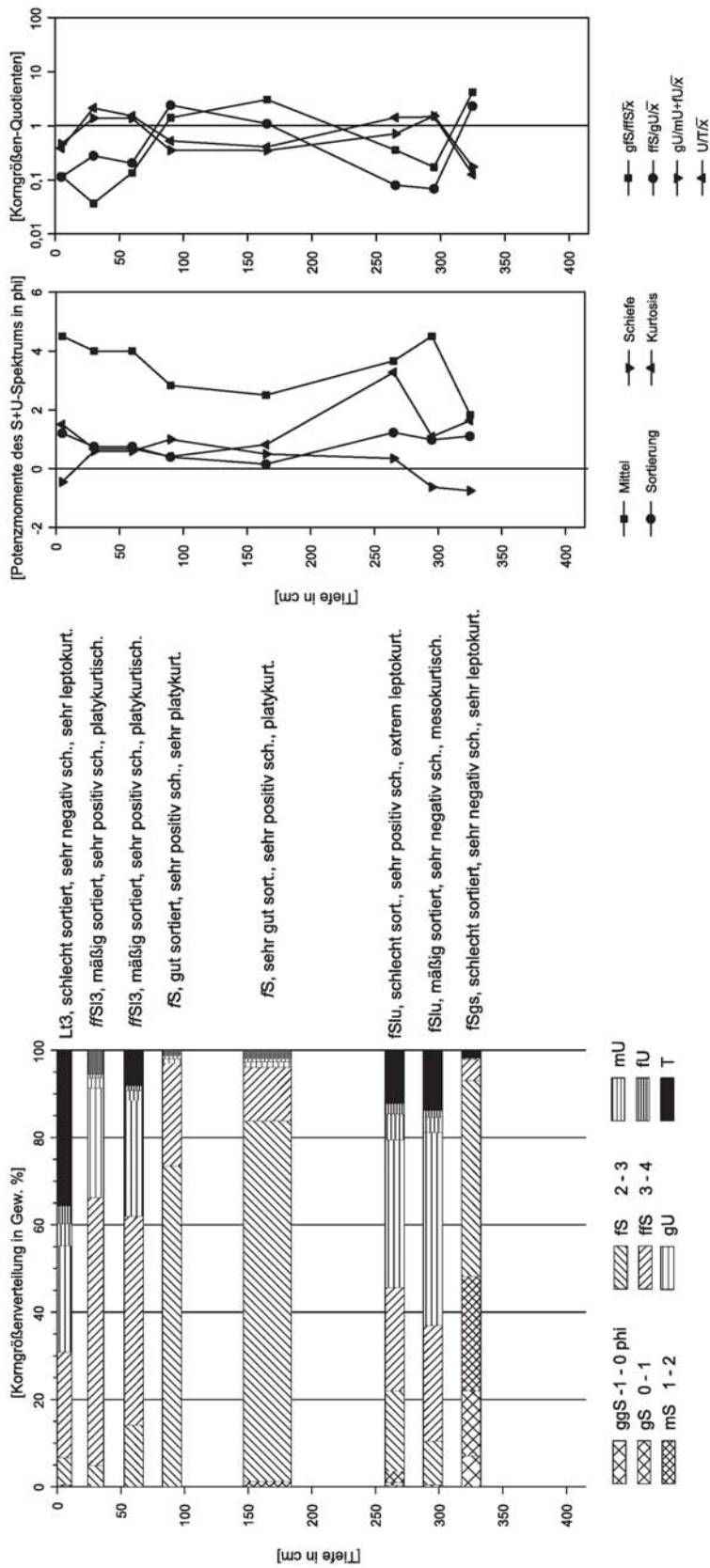


Abb. A-9: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 1 (recenter Gleithang)

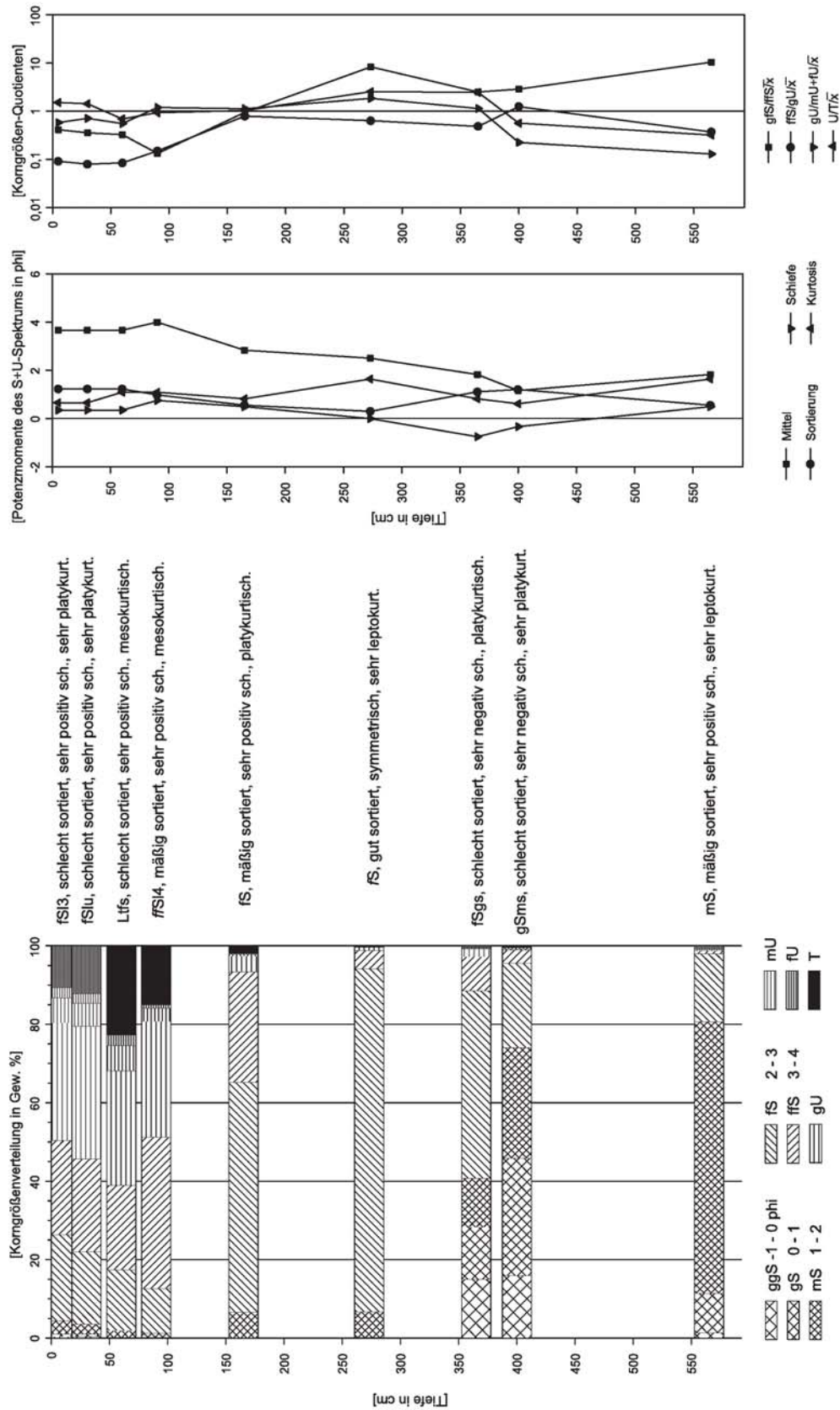


Abb. A-10: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 2 (rezente Überflutungsebene)

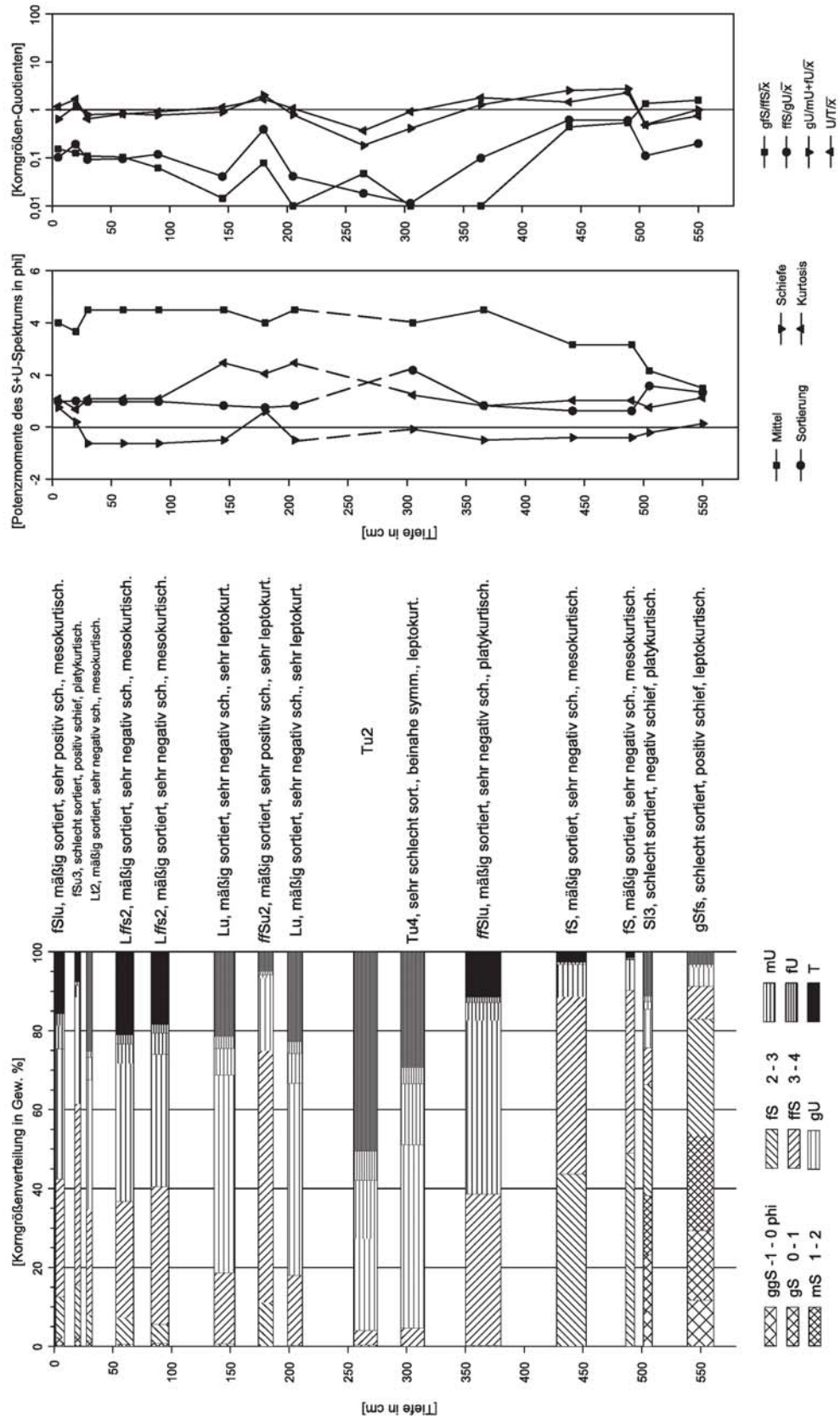


Abb. A-11: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 3 (konvexer Altarmbereich)

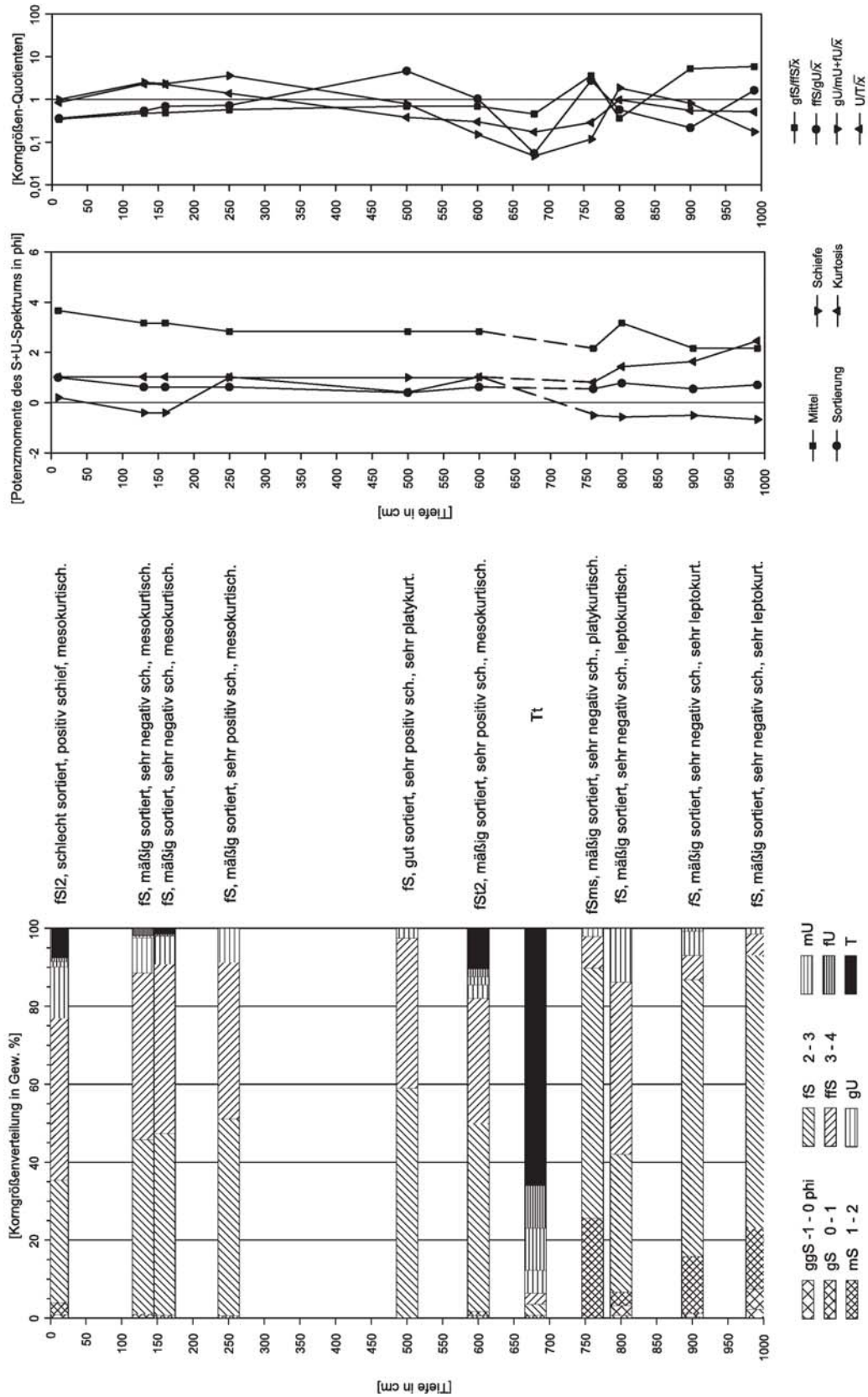


Abb. A-12: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 4 (Nordteil) (reliktischer Überschwemmungsbereich)

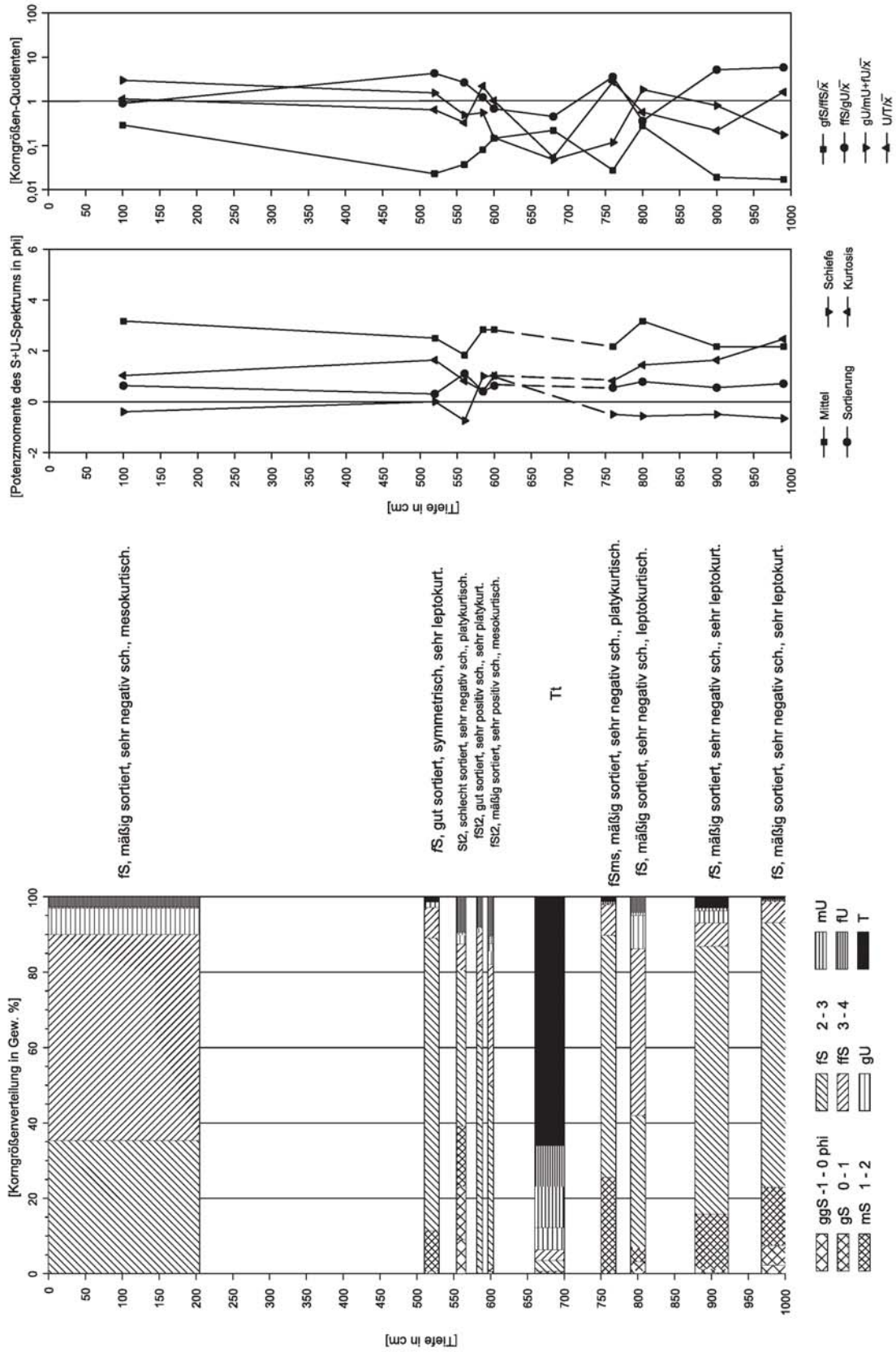


Abb. A-13: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 4 (Mittelteil) (reliktischer Überschwemmungsbereich)

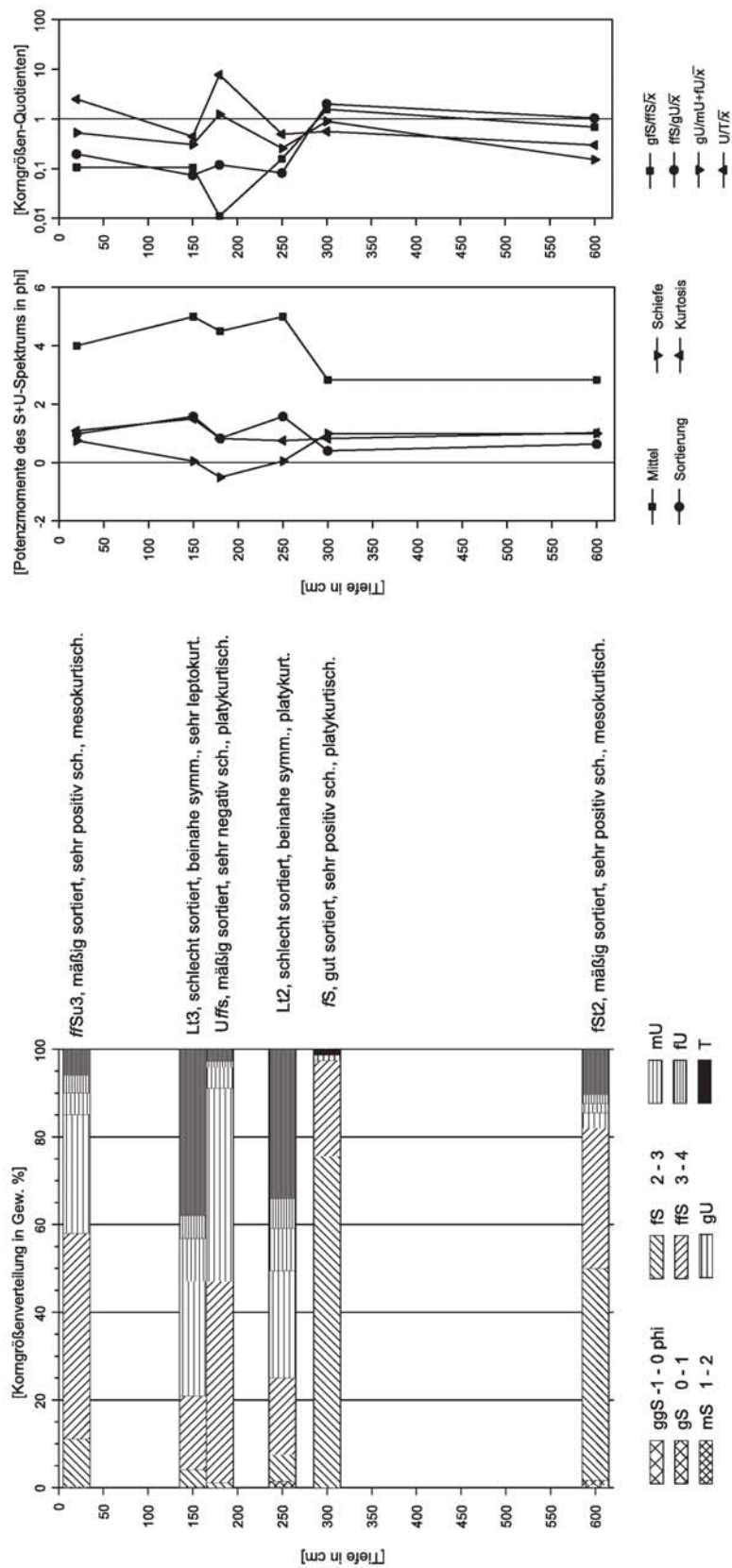


Abb. A-14: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G W 4 (Südteil) (reliktischer Überschwemmungsbereich)

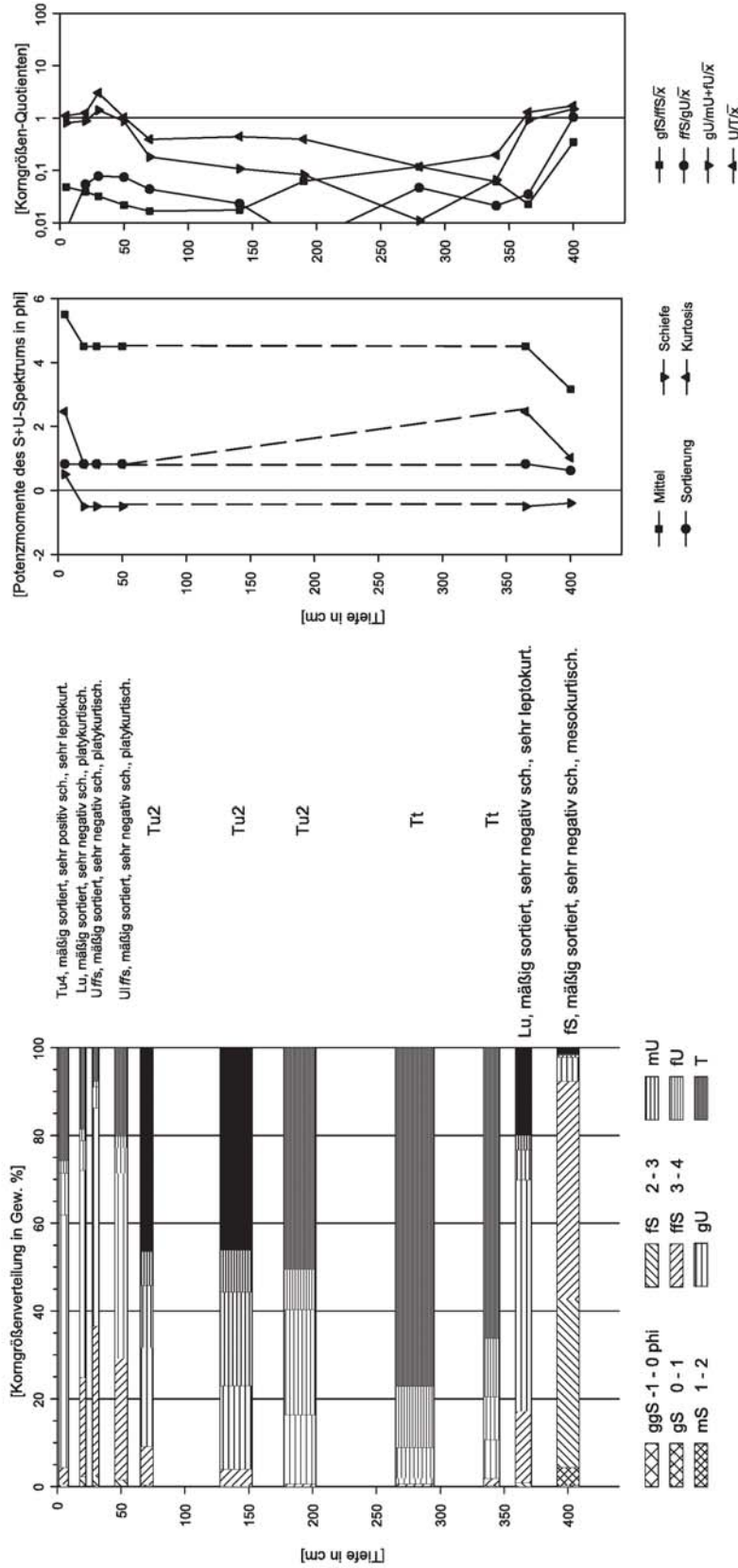


Abb. A-15: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 1 (subrezenter Gleithang, hinter Levée)

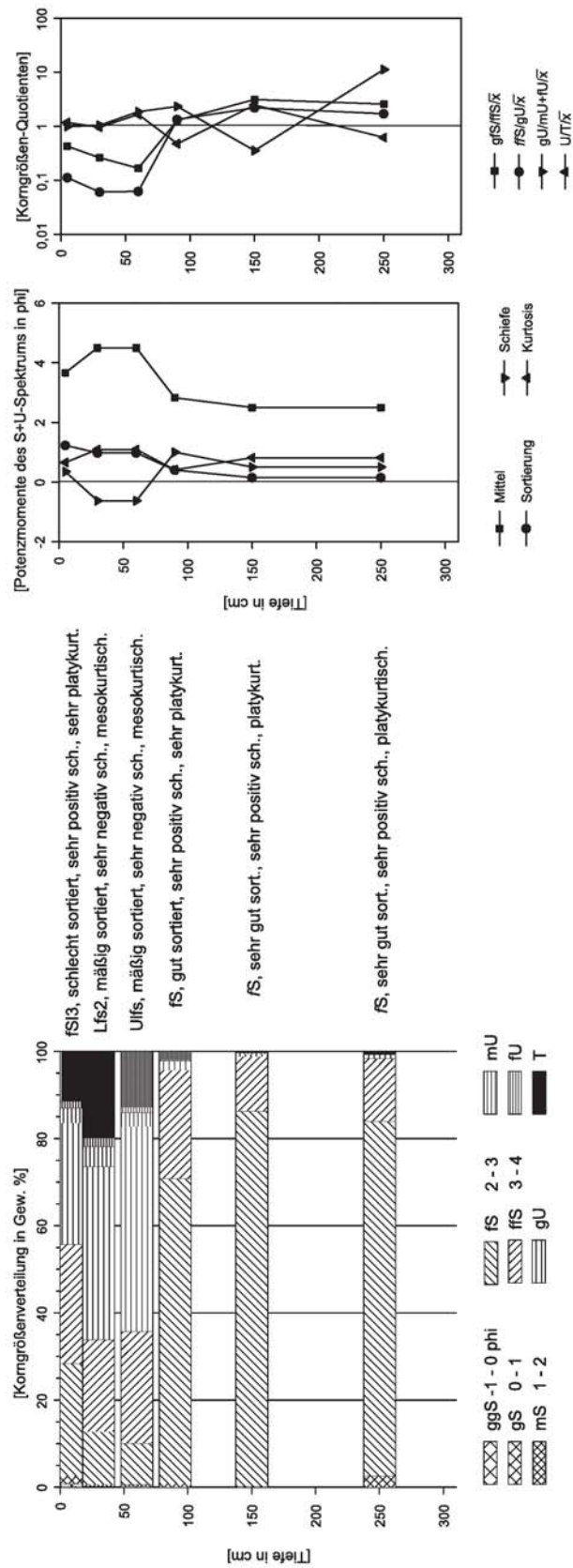


Abb. A-16: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 2 (rezente Überflutungsebene, ridge/swale-Bereich)

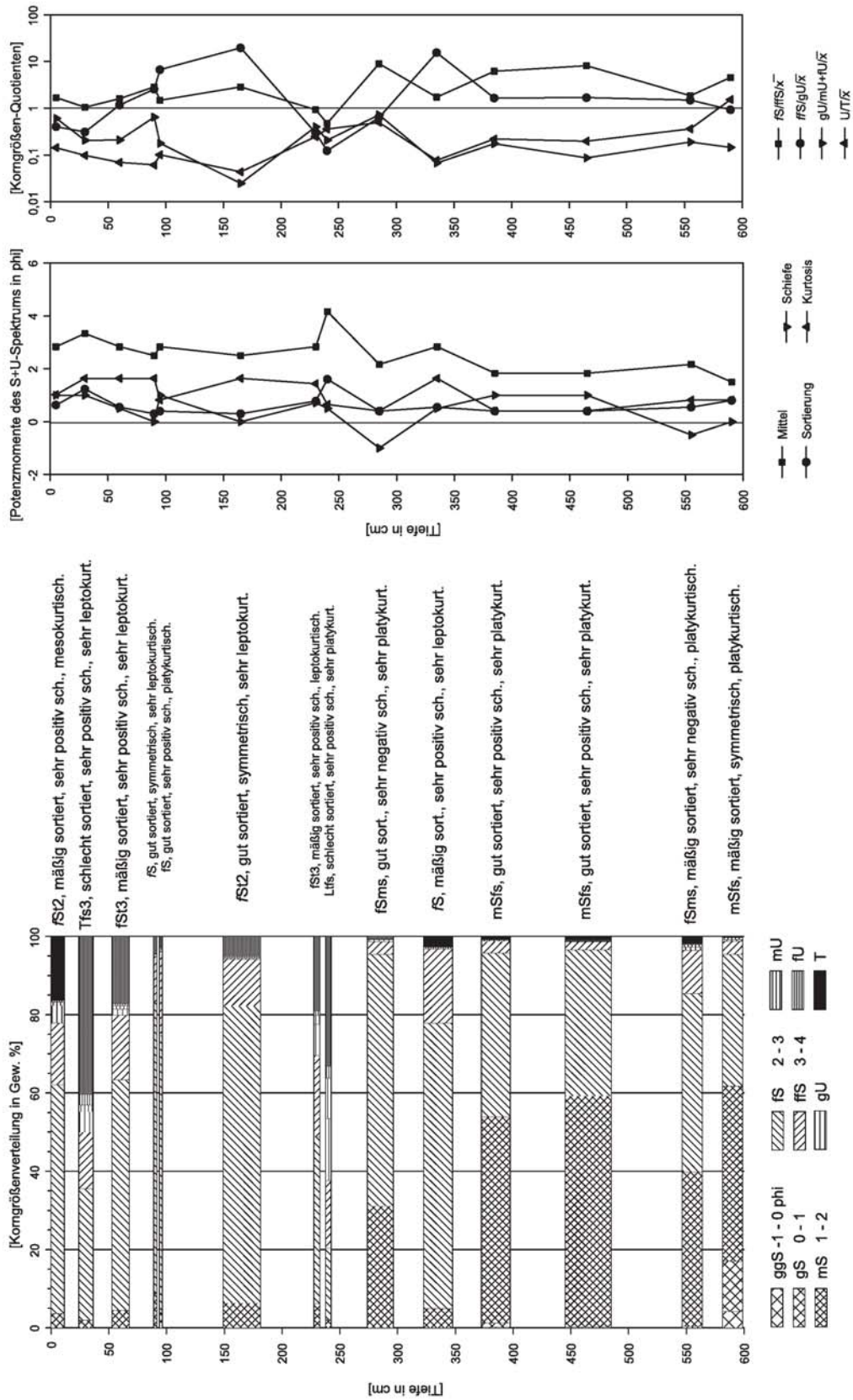


Abb. A-17: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 3 (konvexer Altarmbereich, an reliktschen Strandwall grenzend)

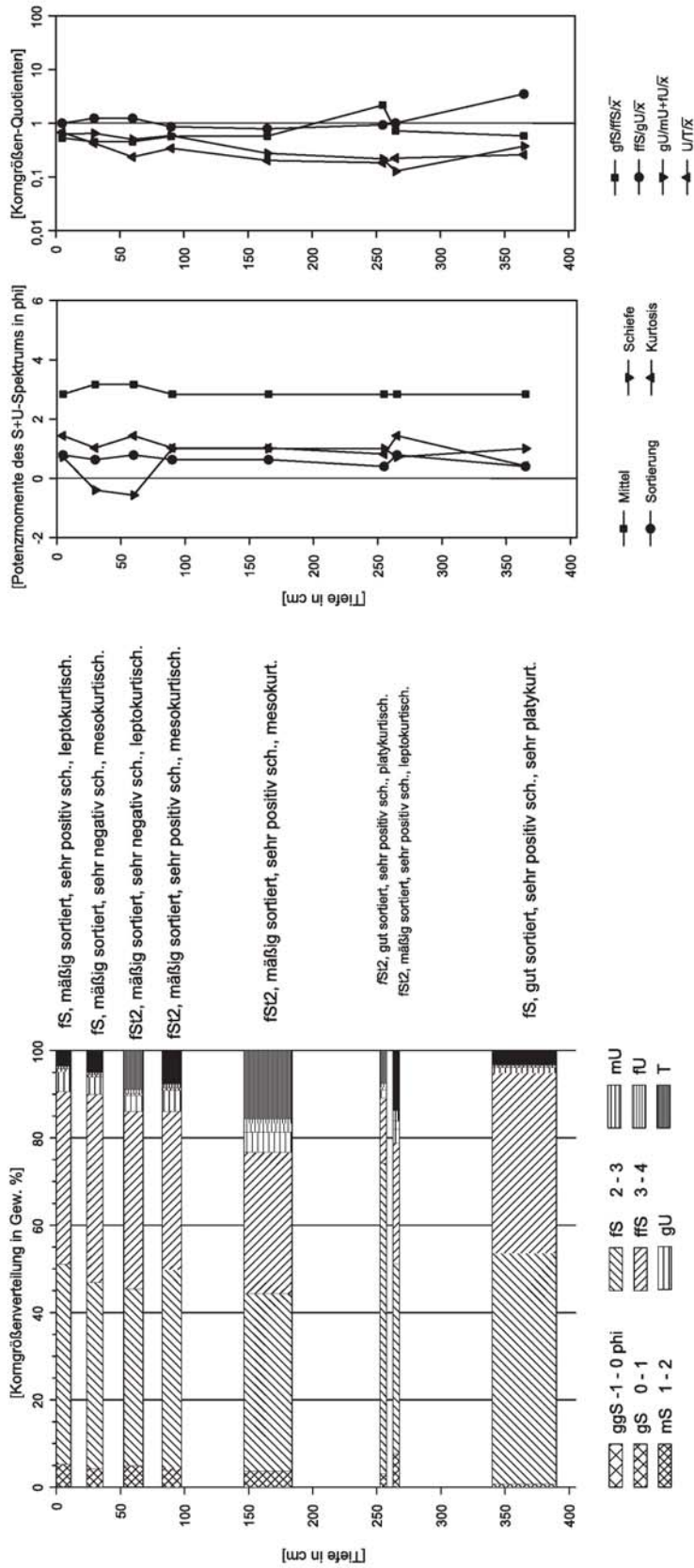


Abb. A-18: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 4 a (reliktischer Überschwemmungsbereich)

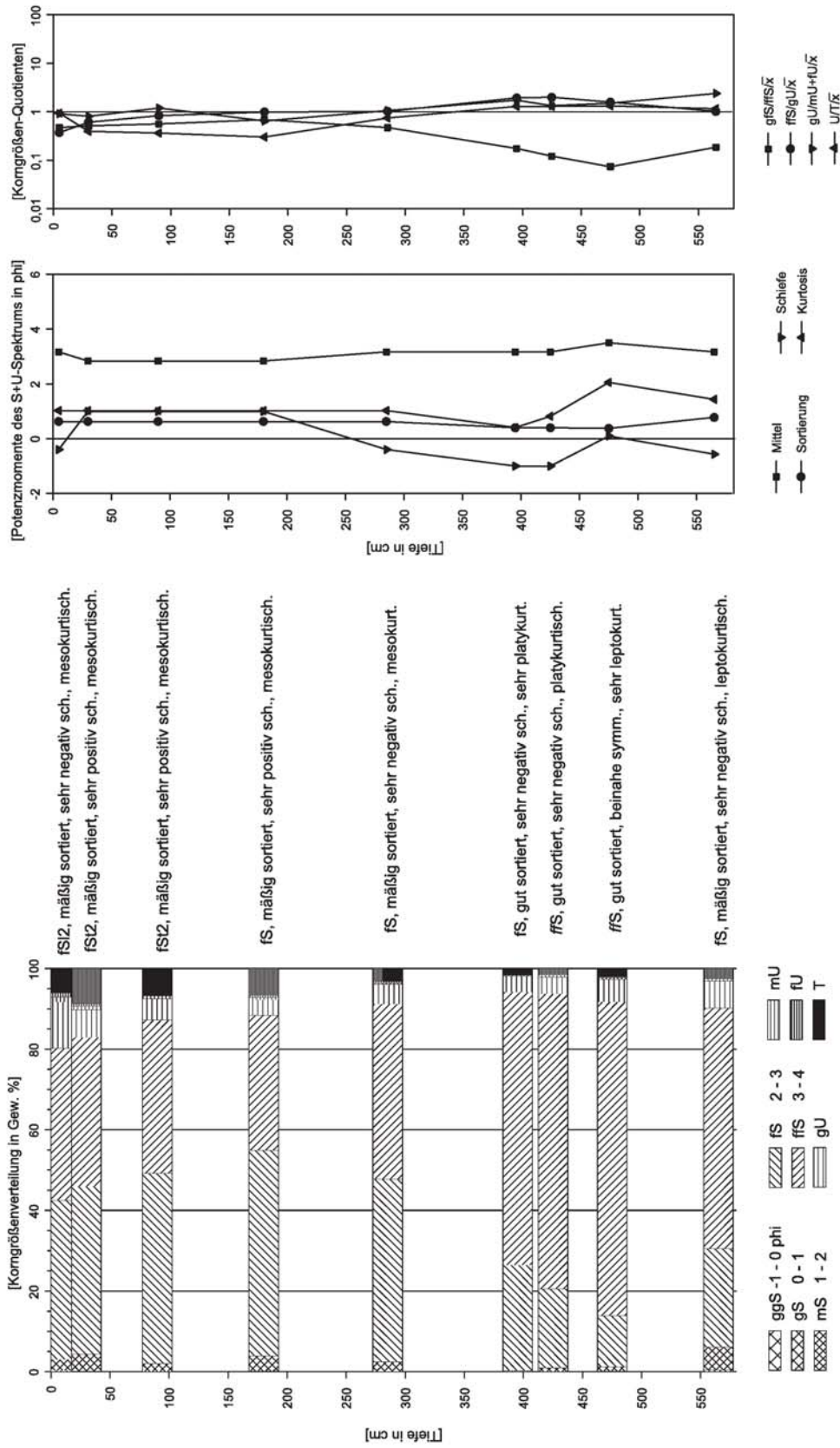


Abb. A-19: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G E 4 b (reliktischer Überschwemmungsbereich, Rand zur rezenten Aue)

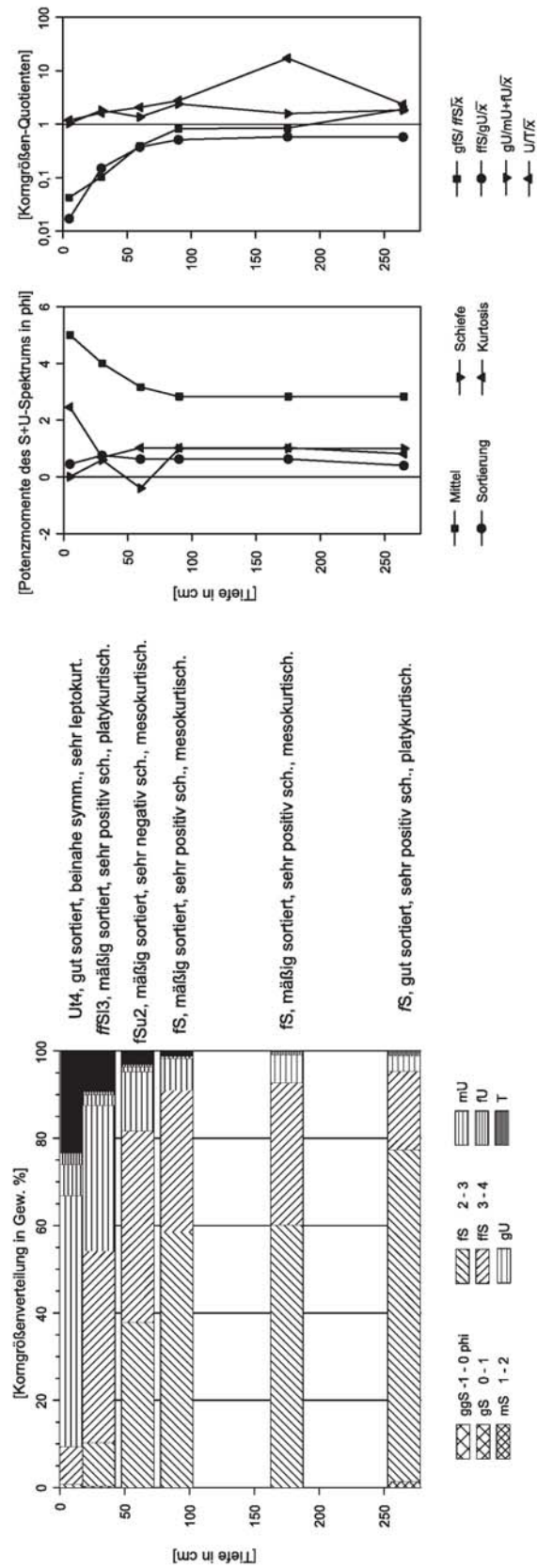


Abb. A-20: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 1 a (subrezenter Gleithang)

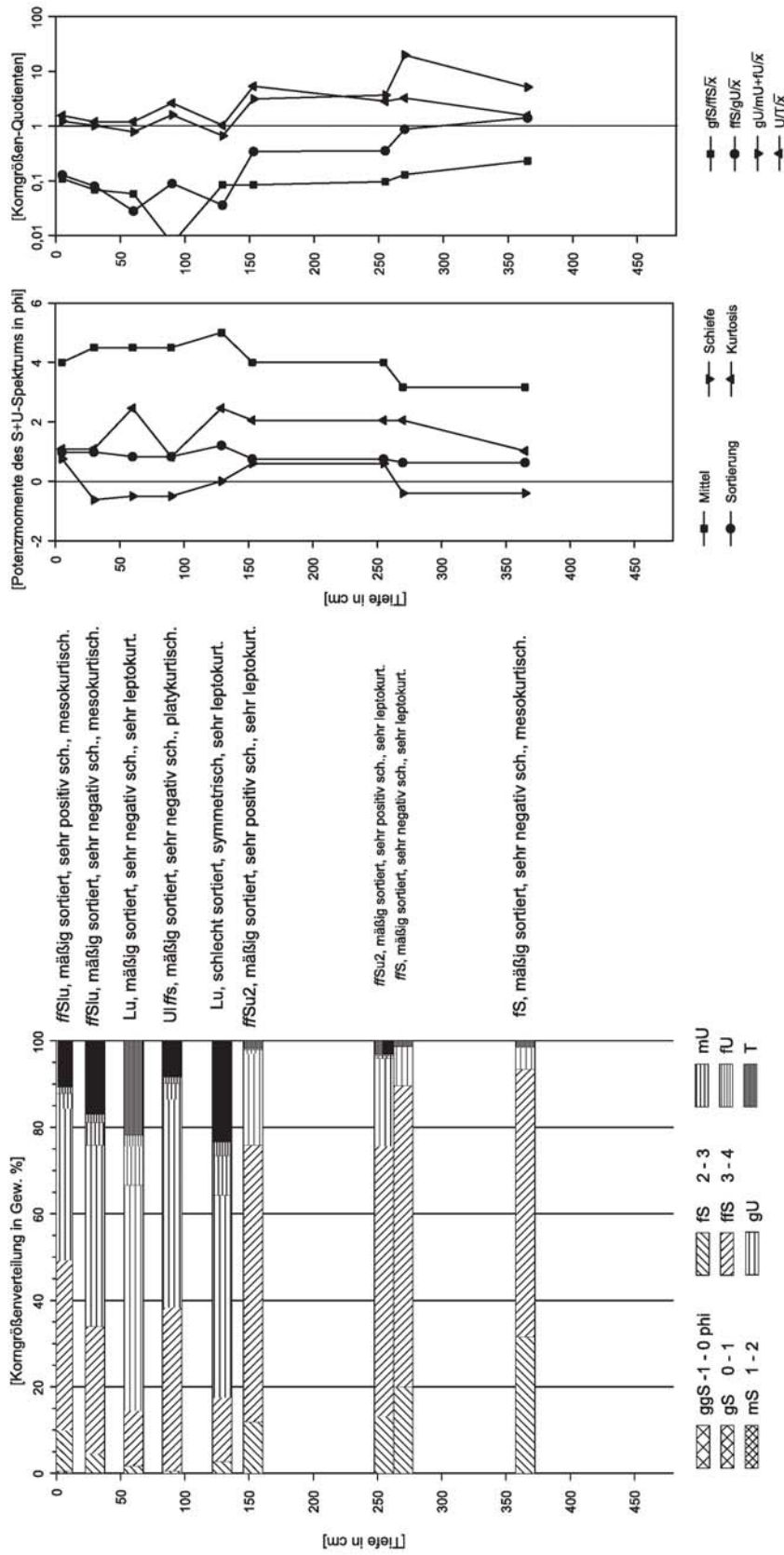


Abb. A-21: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 1 b (subrezenter Gleithang)

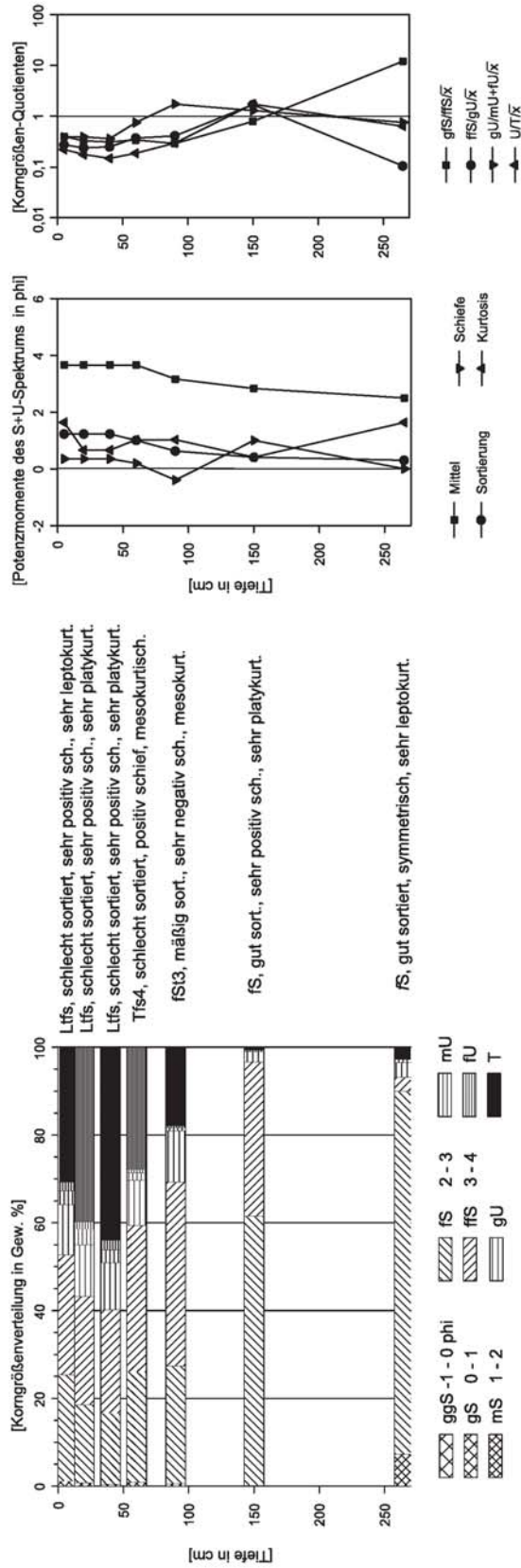


Abb. A-22: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 2 a (rezente Überflutungsebene, ridge/swale-Bereich)

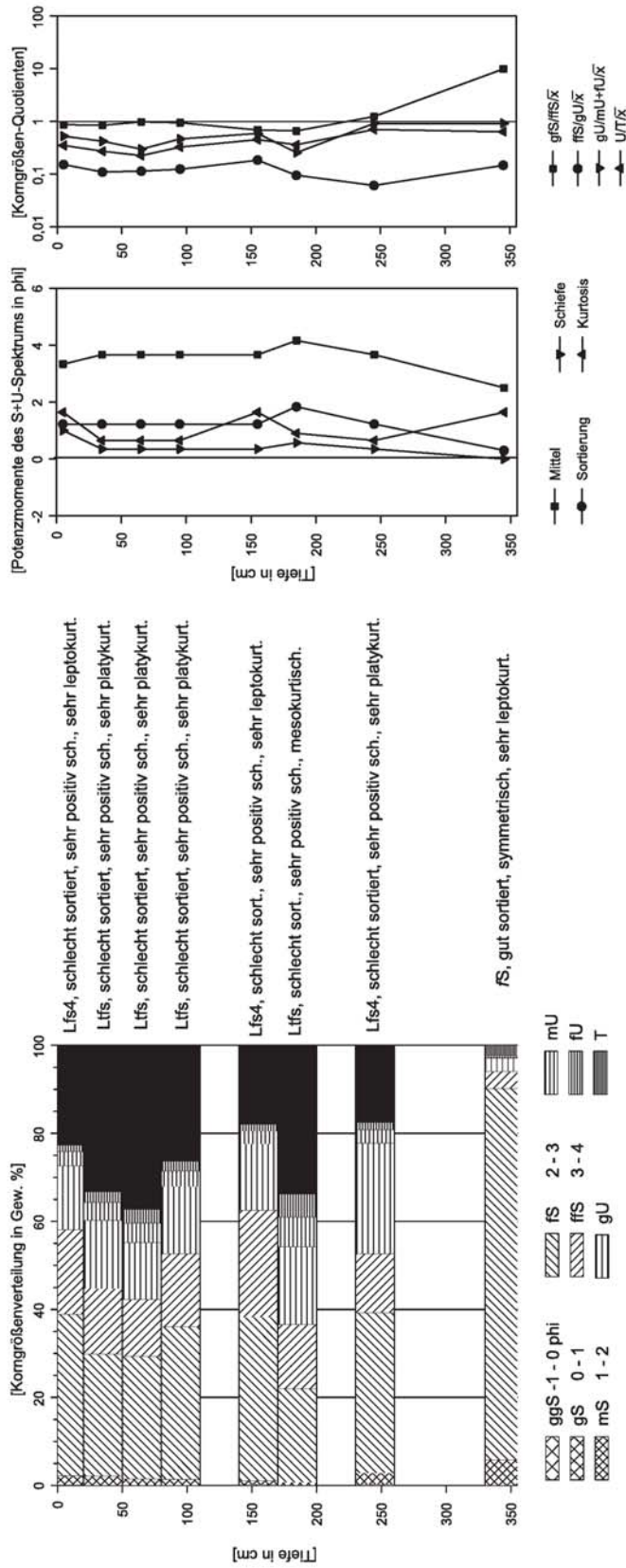


Abb. A-23: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 2 b (Auenterrasse, oberer Teil eines spillways)

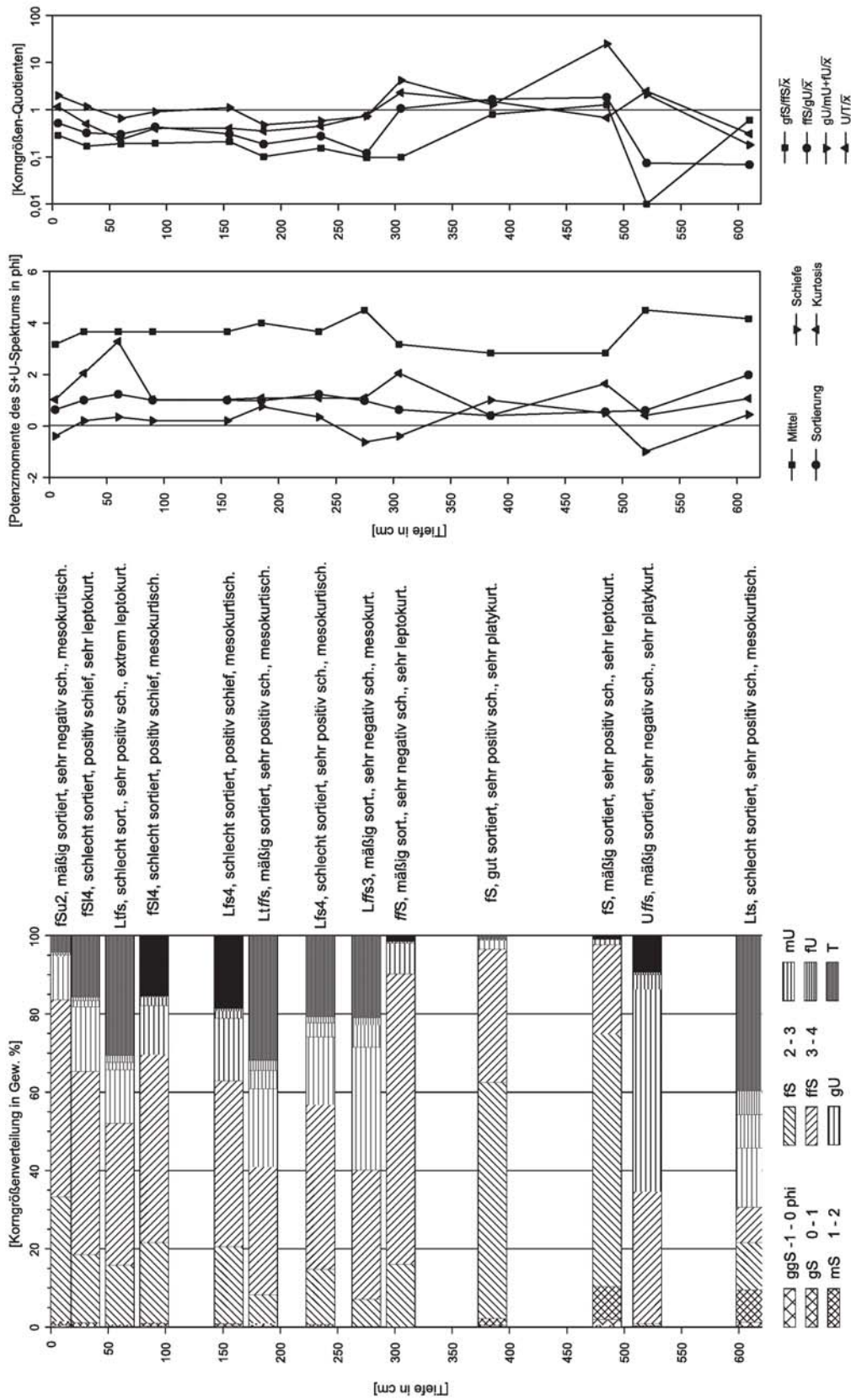


Abb. A-24: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk N 3 (konvexer Altarmbereich)

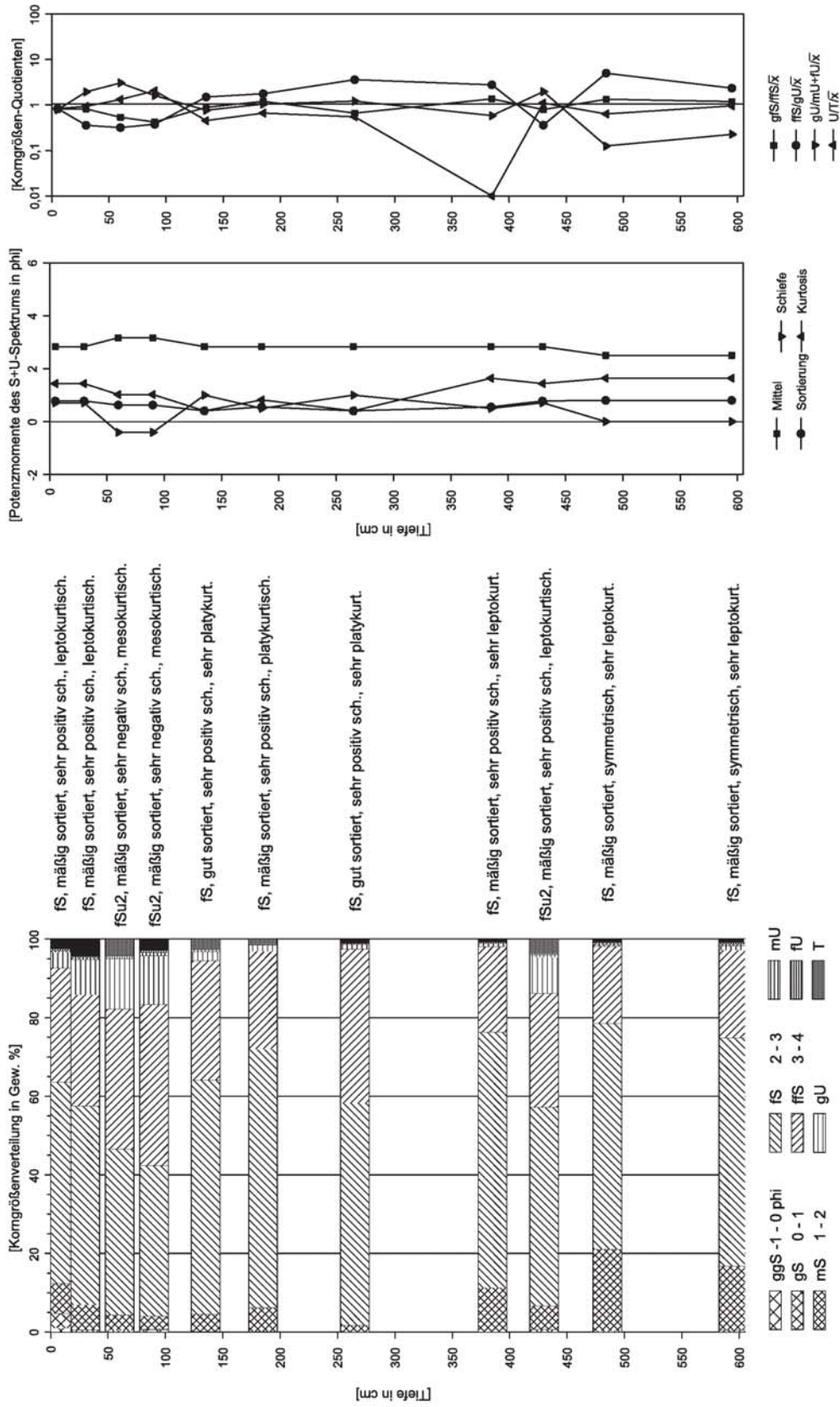


Abb. A-25: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

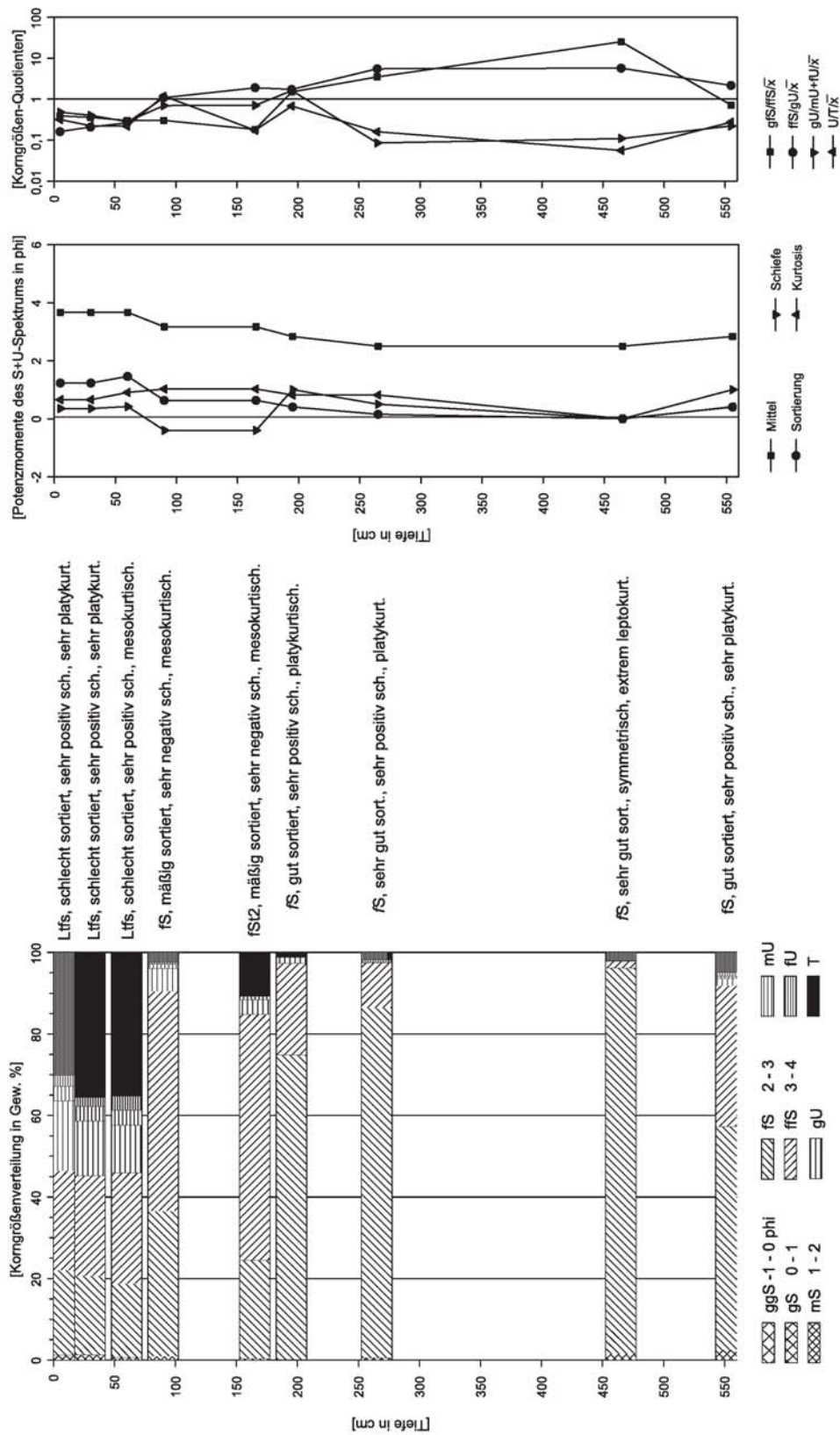


Abb. A-26: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk S 1 (rezentes Flussbett, Gleithangseite)

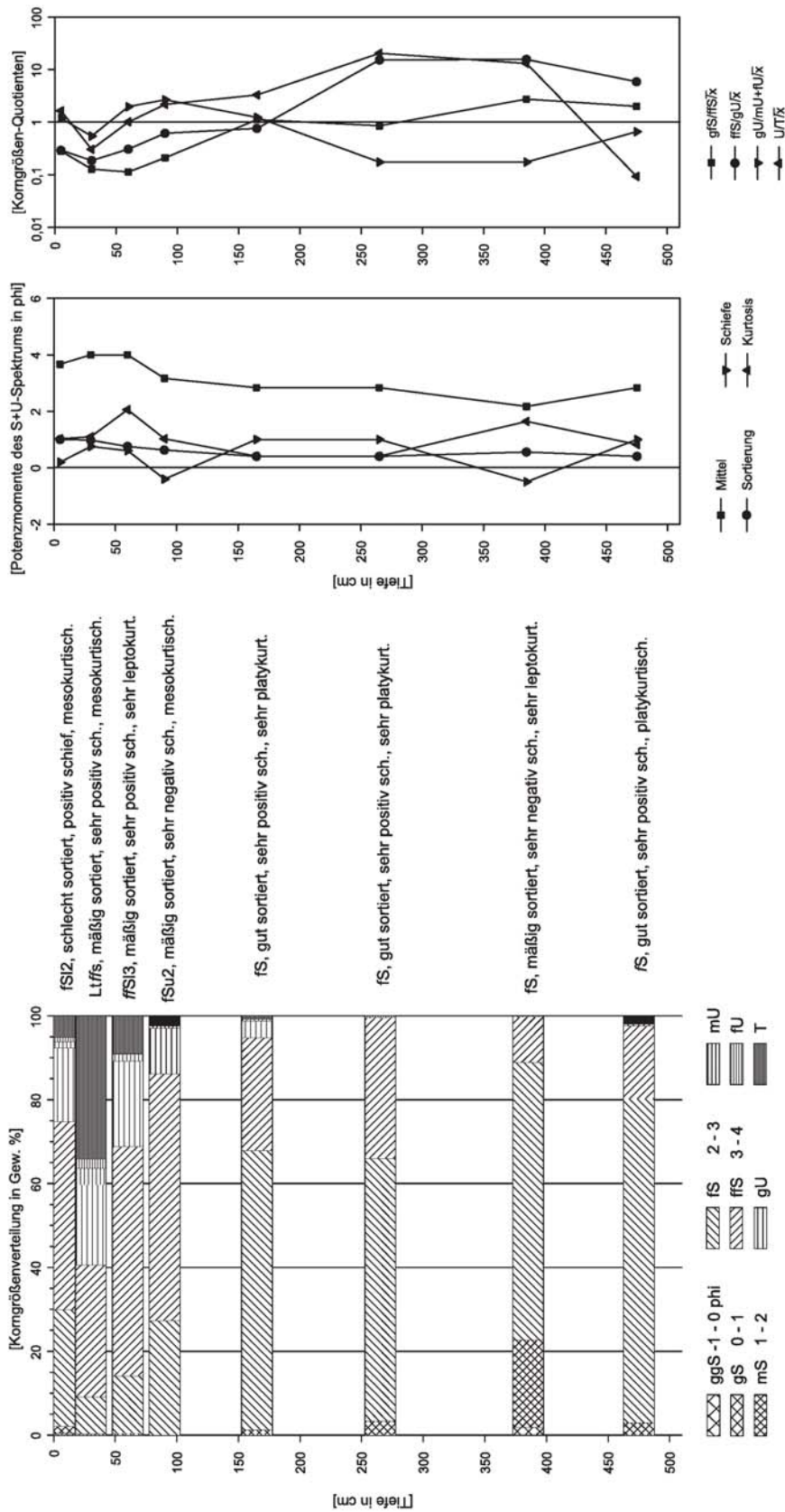


Abb. A-27: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk S 2 (subrezente Überflutungsebene)

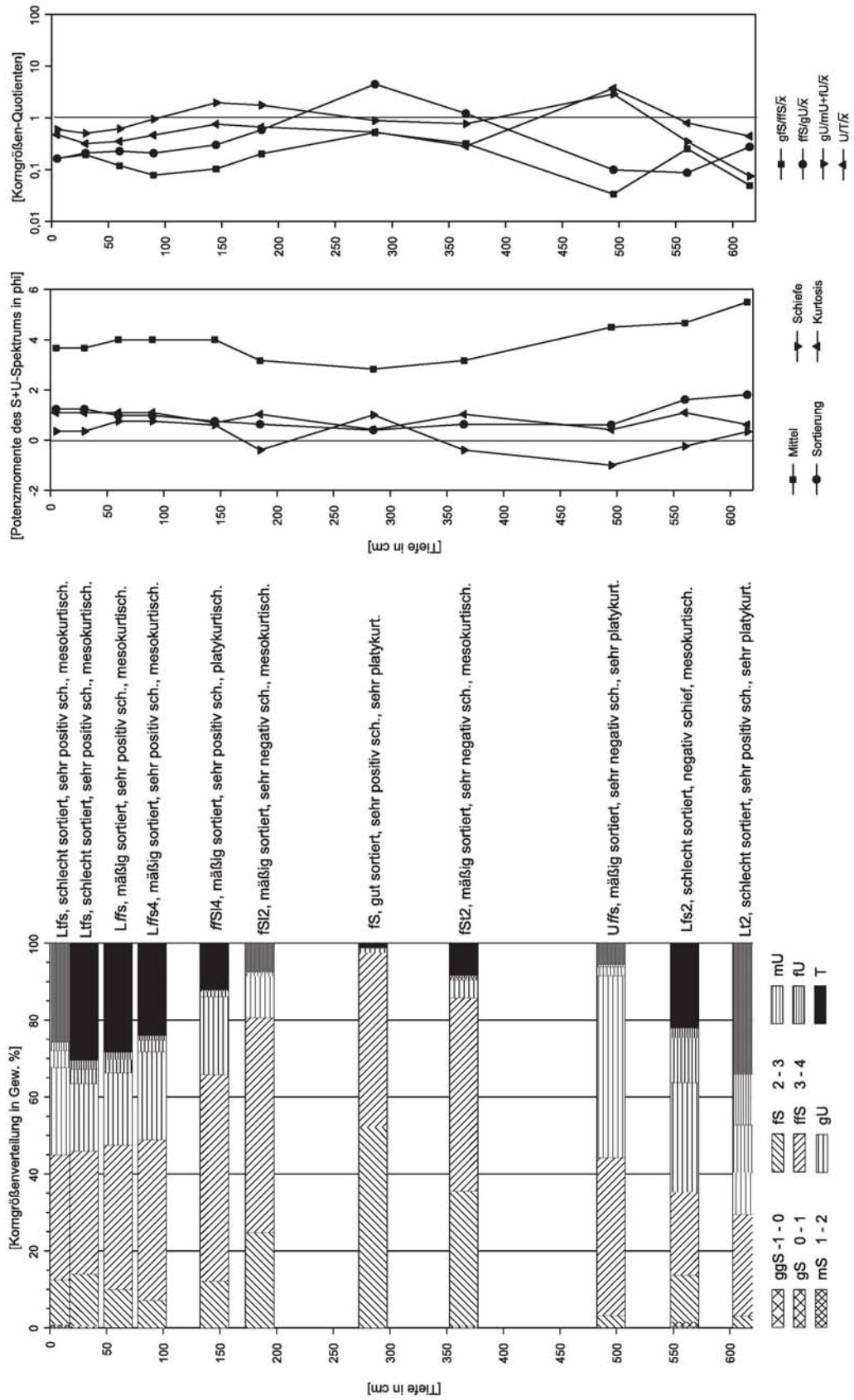


Abb. A-28: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Dk S 3 (konkaver Altarmbereich)

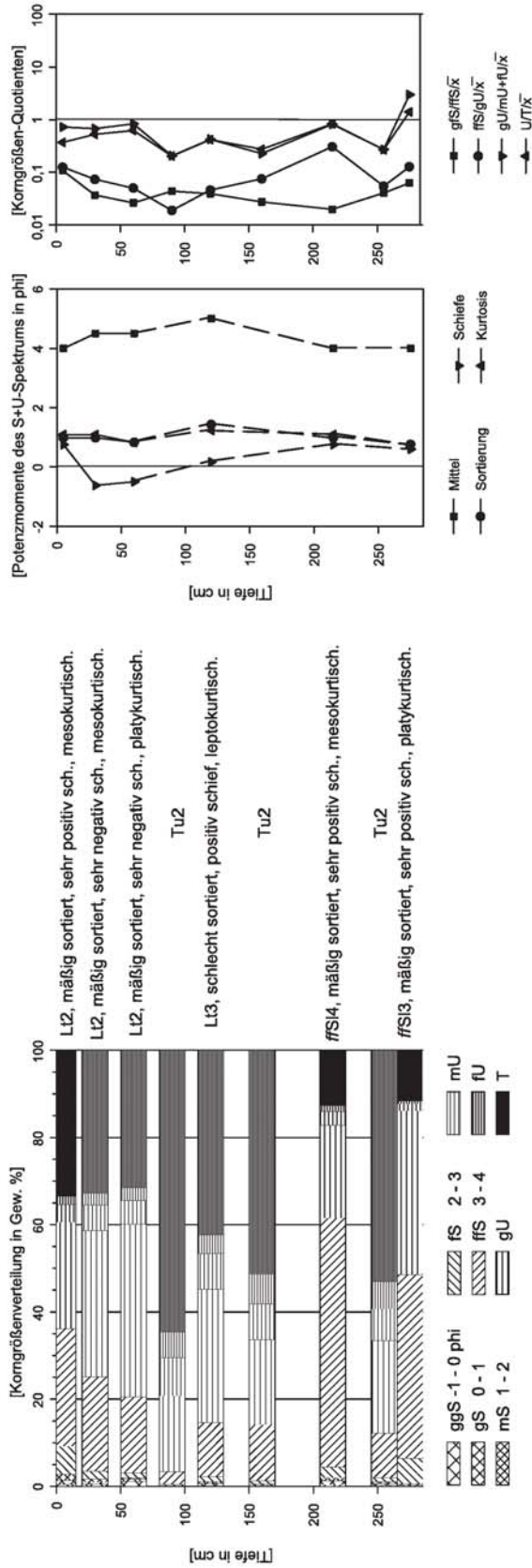


Abb. A-29: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Gu 4 a (reliktischer Überschwemmungsbereich)

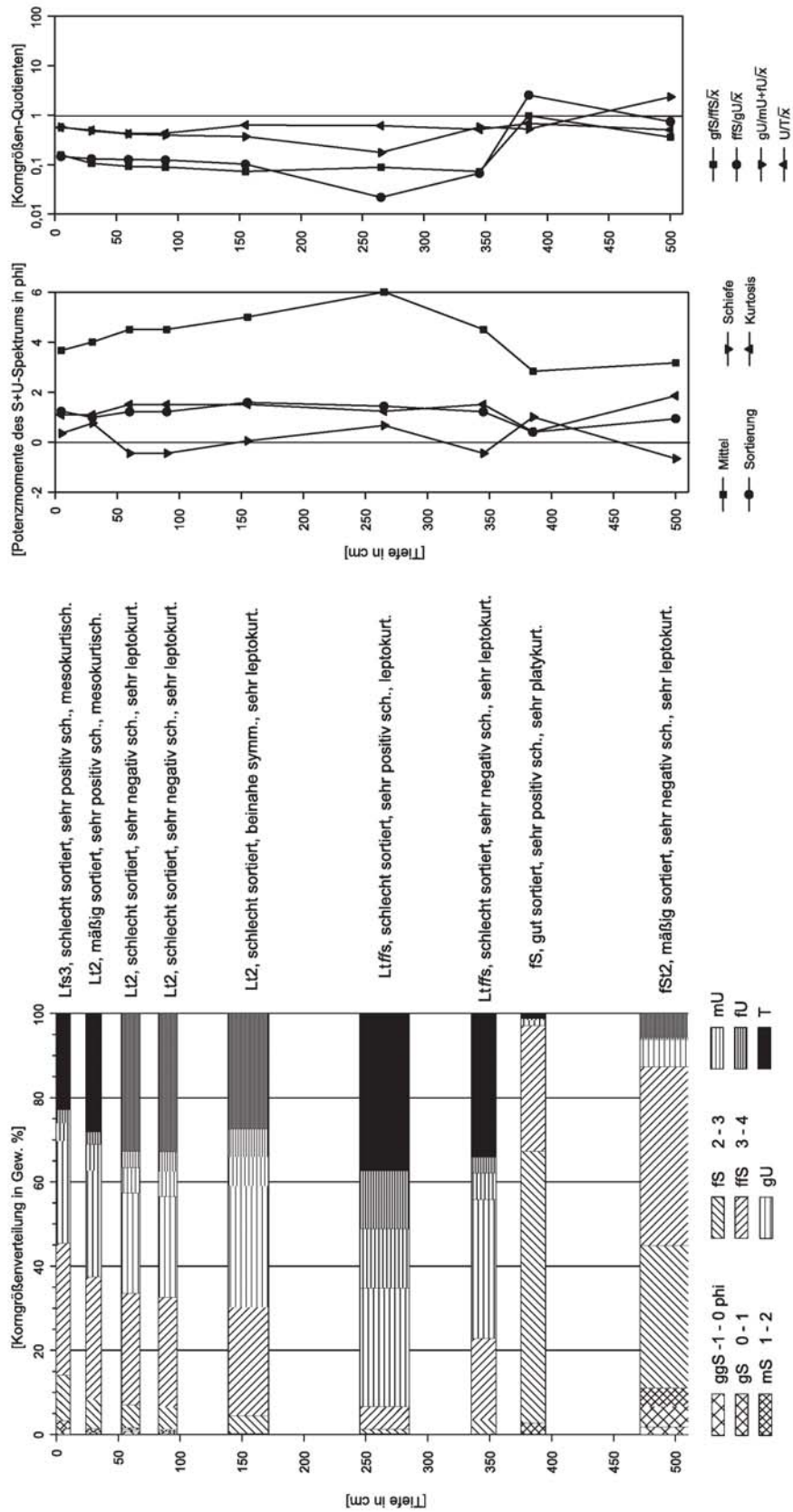


Abb. A-30: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Gu 4 b (reliktischer Überschwemmungsbereich)

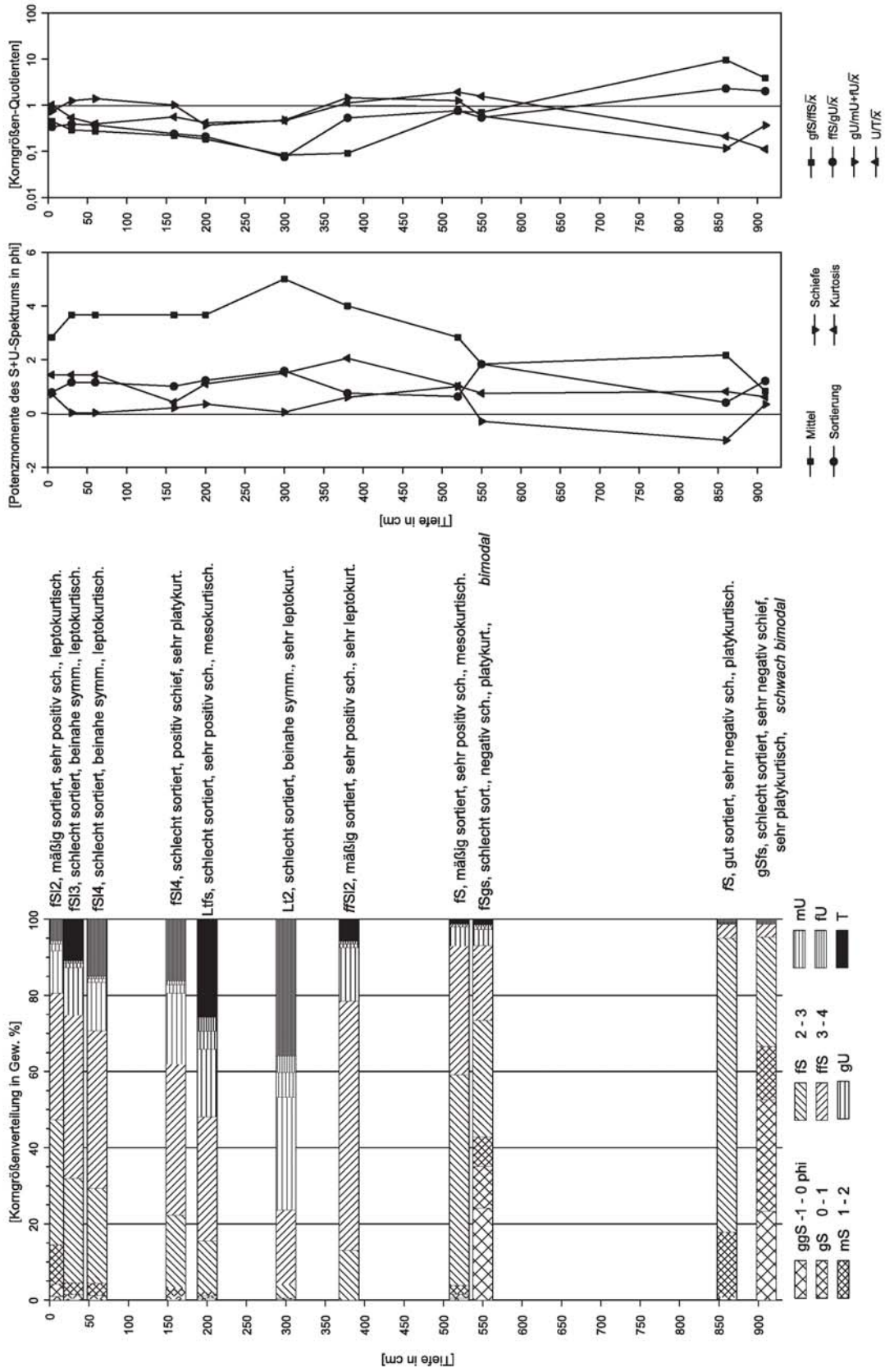


Abb. A-31: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga W 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

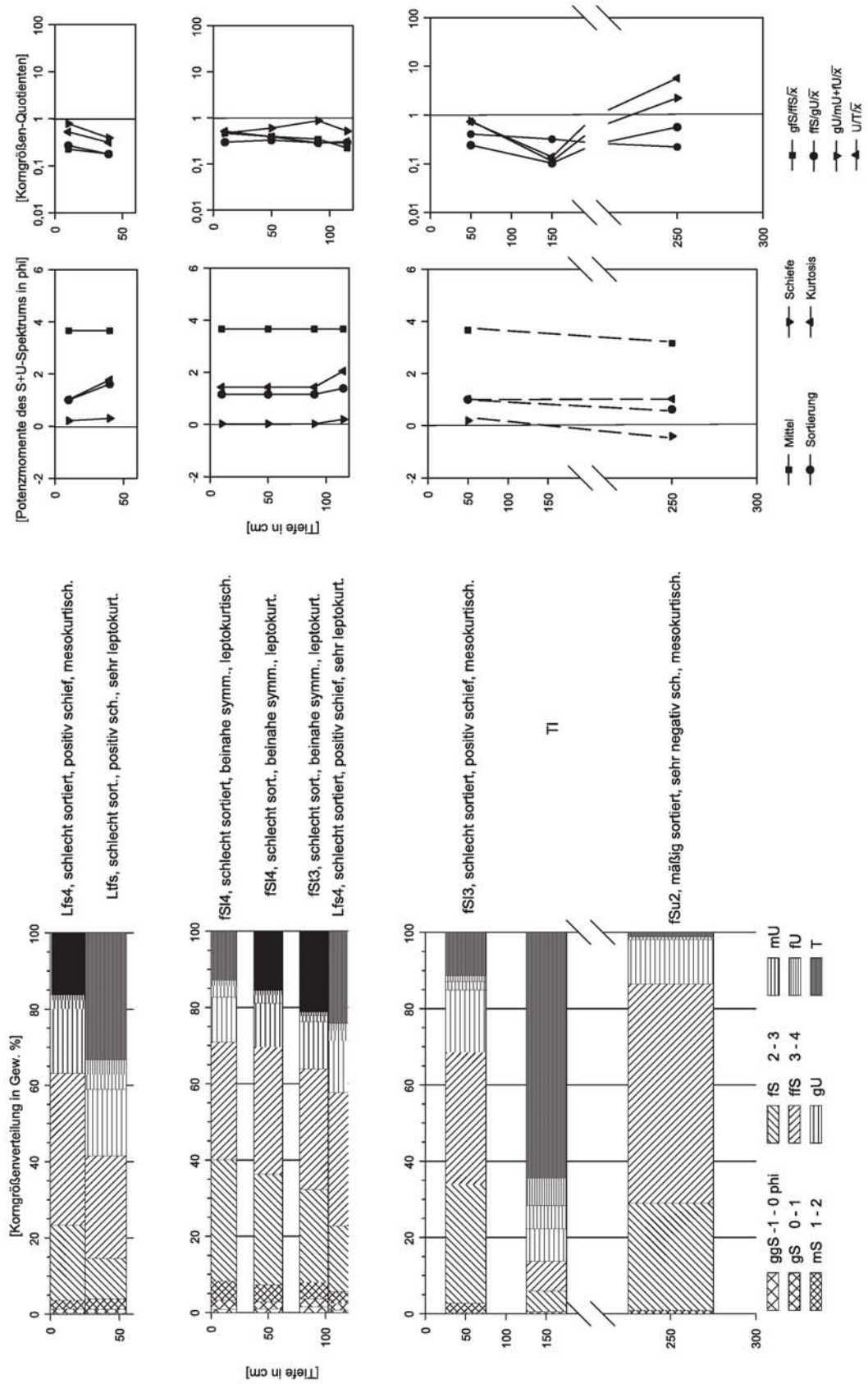


Abb. A-32: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga N 4 a – d (reliktyischer Überschwemmungsbereich)

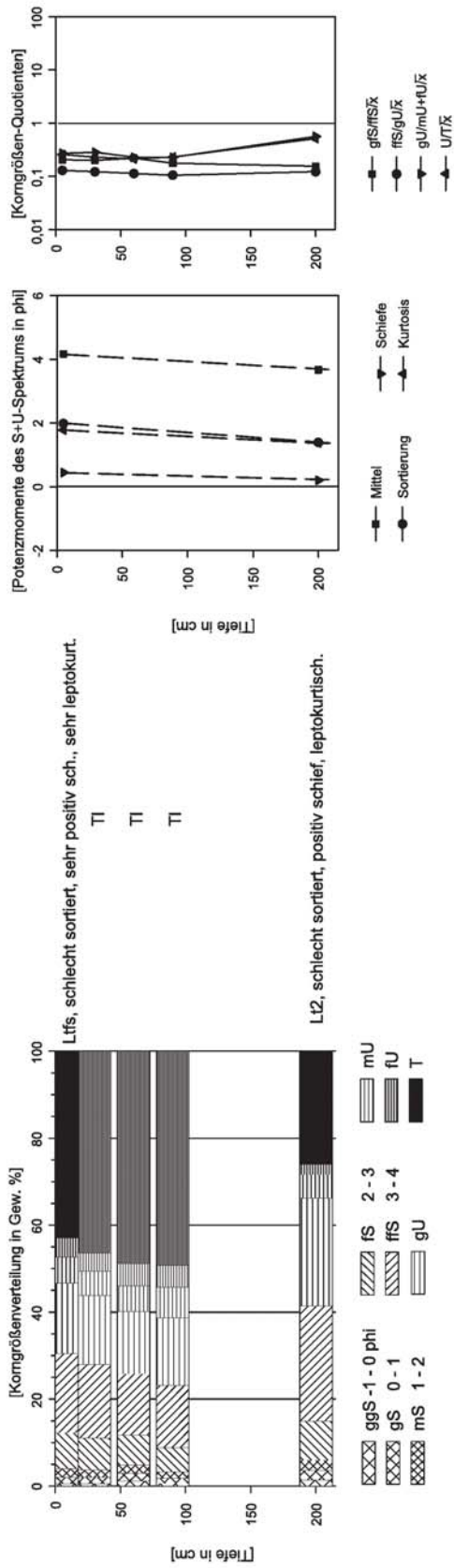


Abb. A-33: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Ga E 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

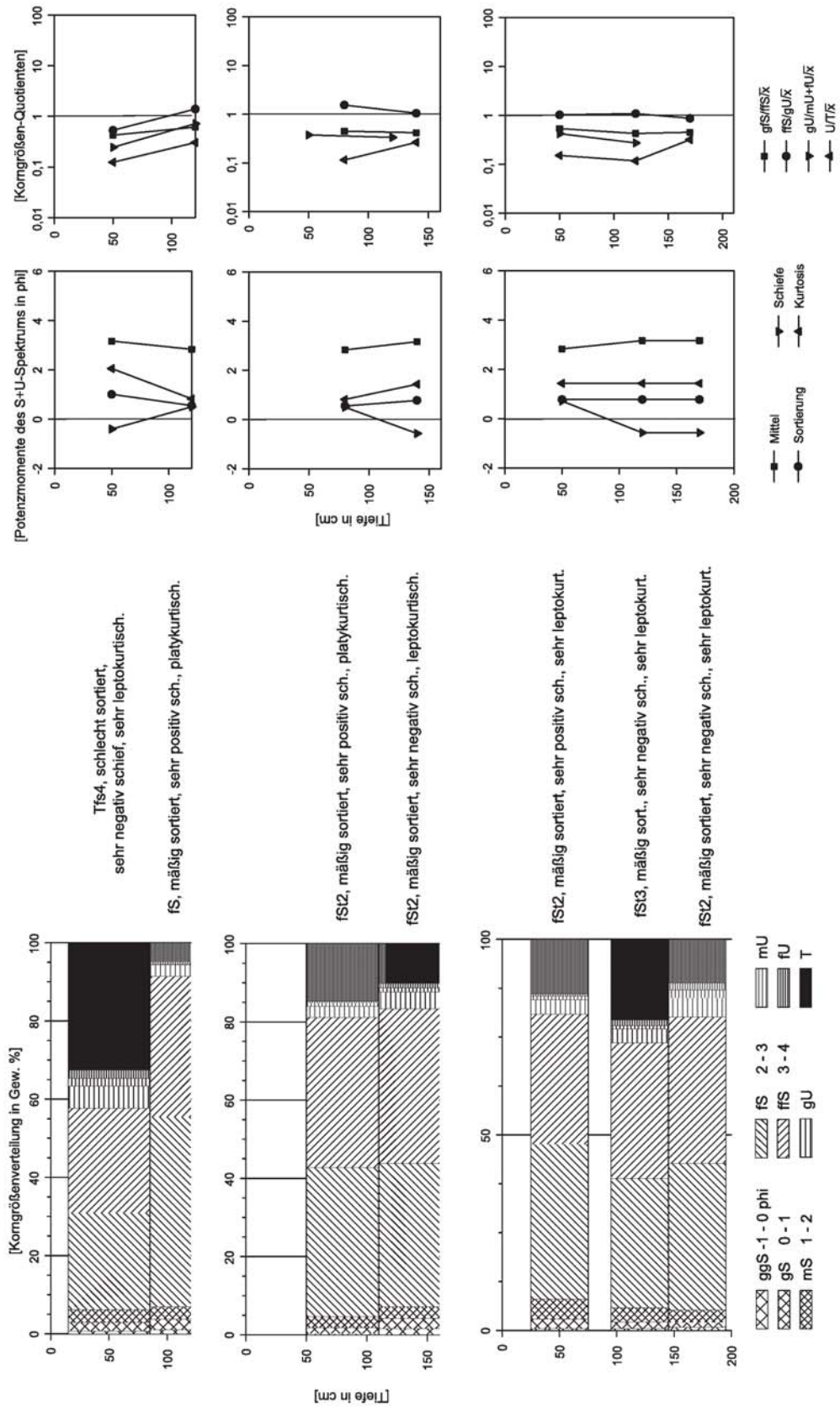


Abb. A-34: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils By N 4 a – c (reliktischer Überschwemmungsbereich)

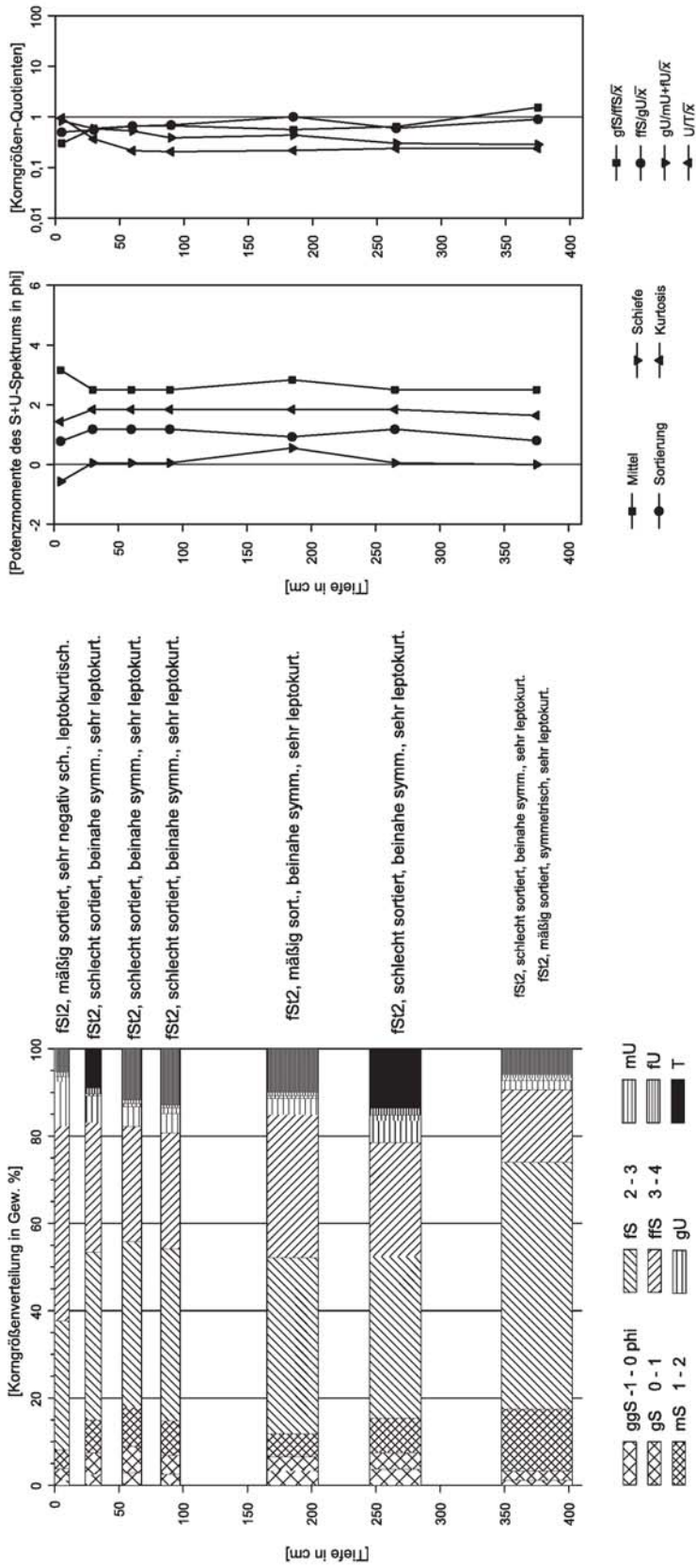


Abb. A-35: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils By E 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

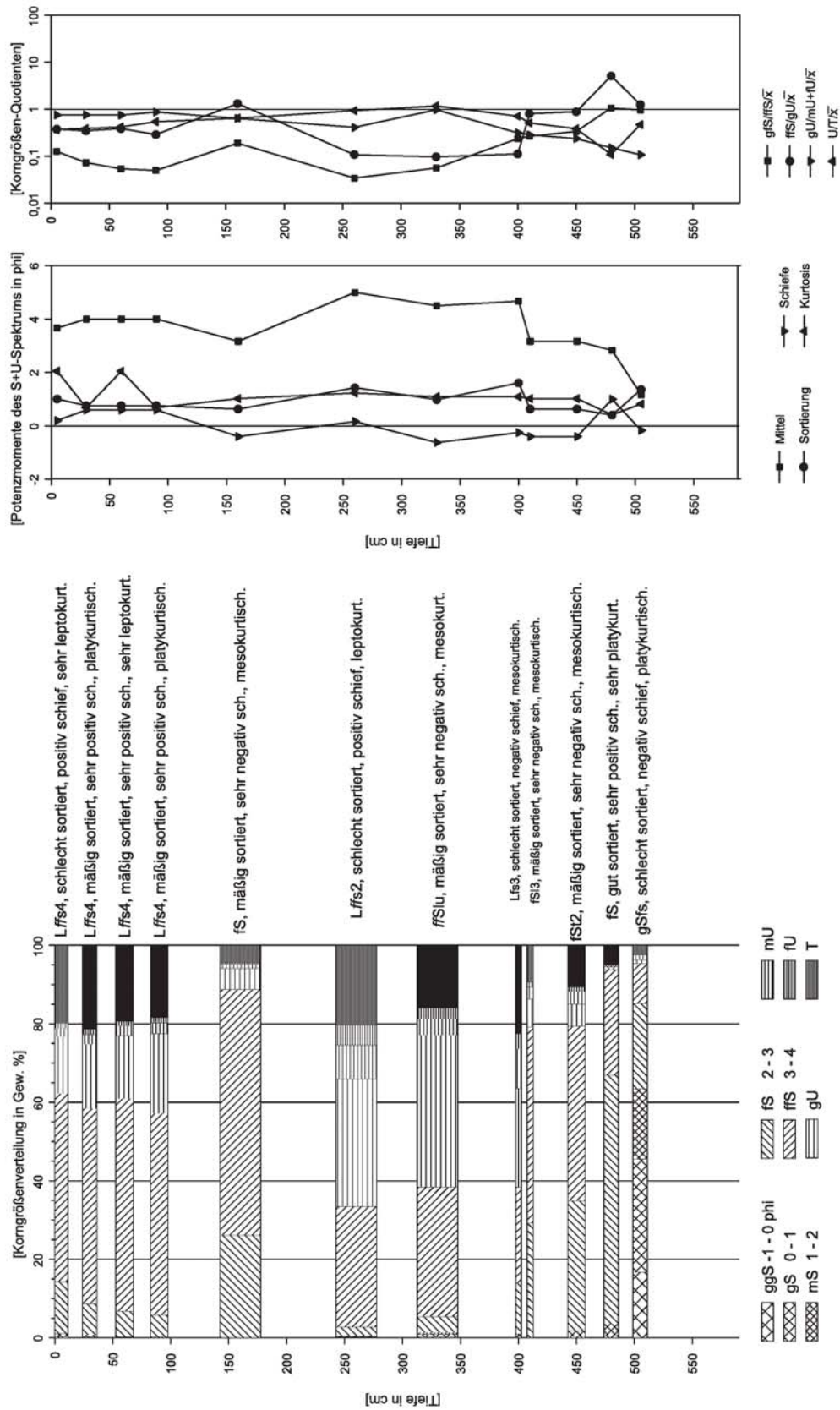


Abb. A-36: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G SW 4 (reliktscher Überschwemmungsbereich)

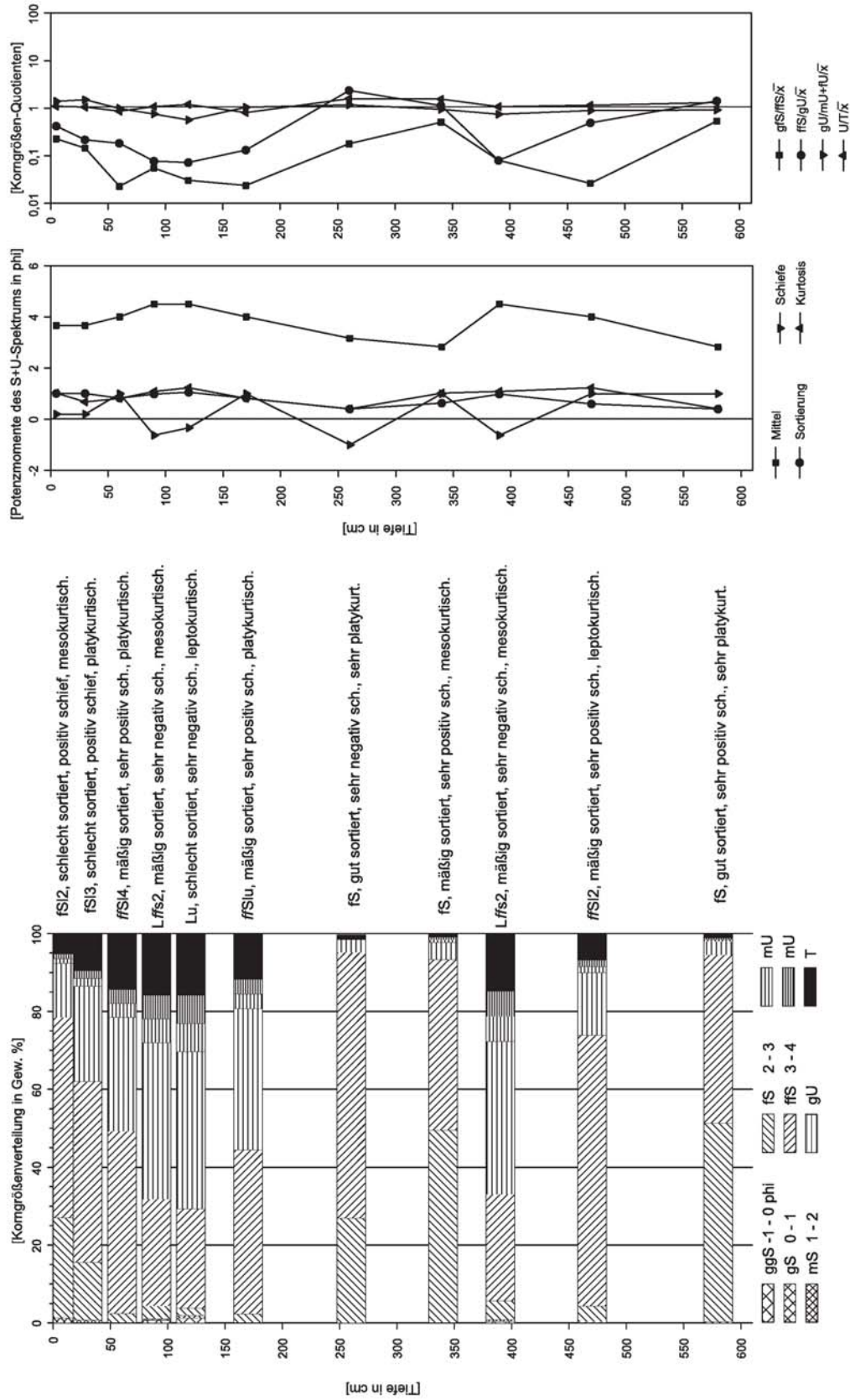


Abb. A-37: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G S 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich)

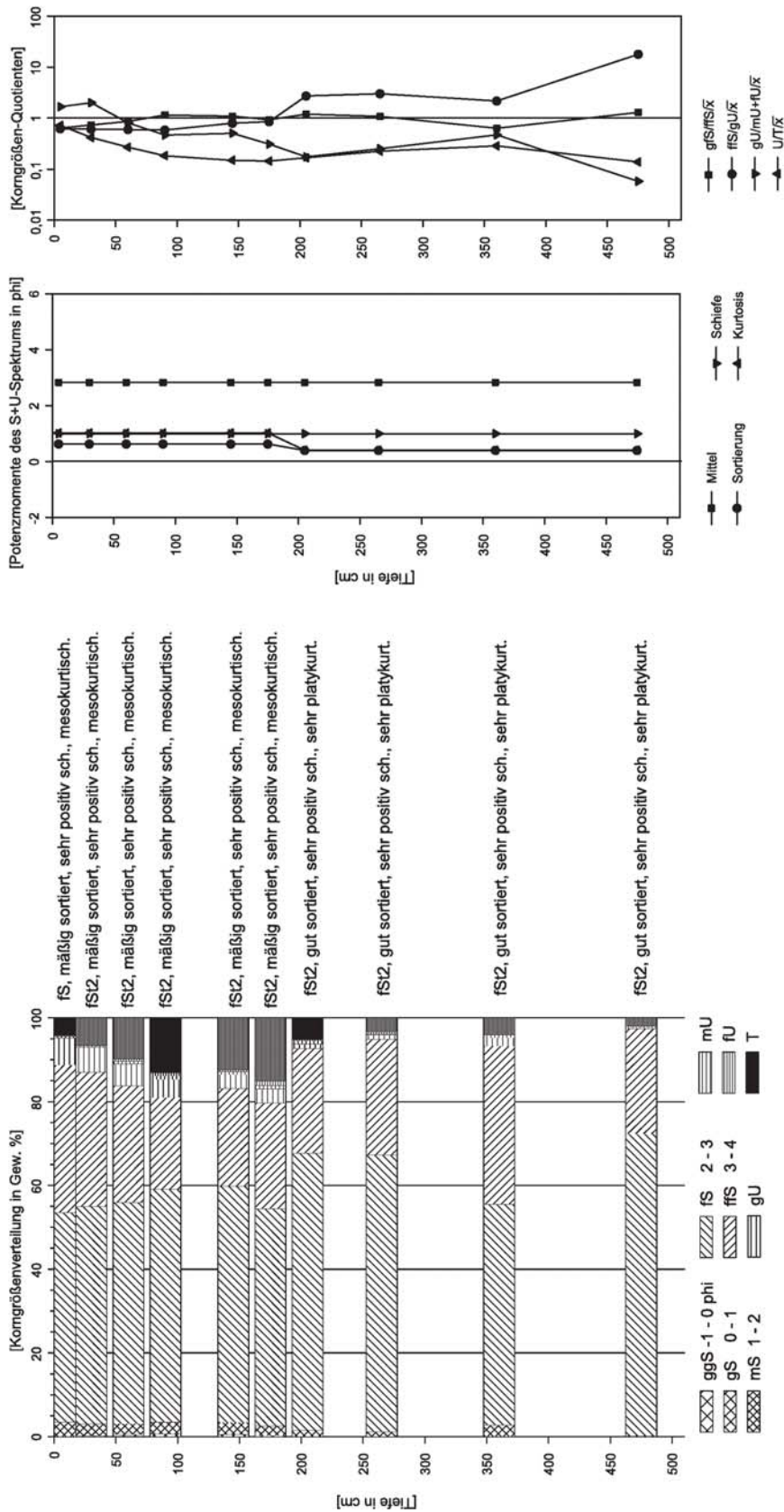


Abb. A-38: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils G SE 4 (reliktischer Überschwemmungsbereich, interdunäre Depression)

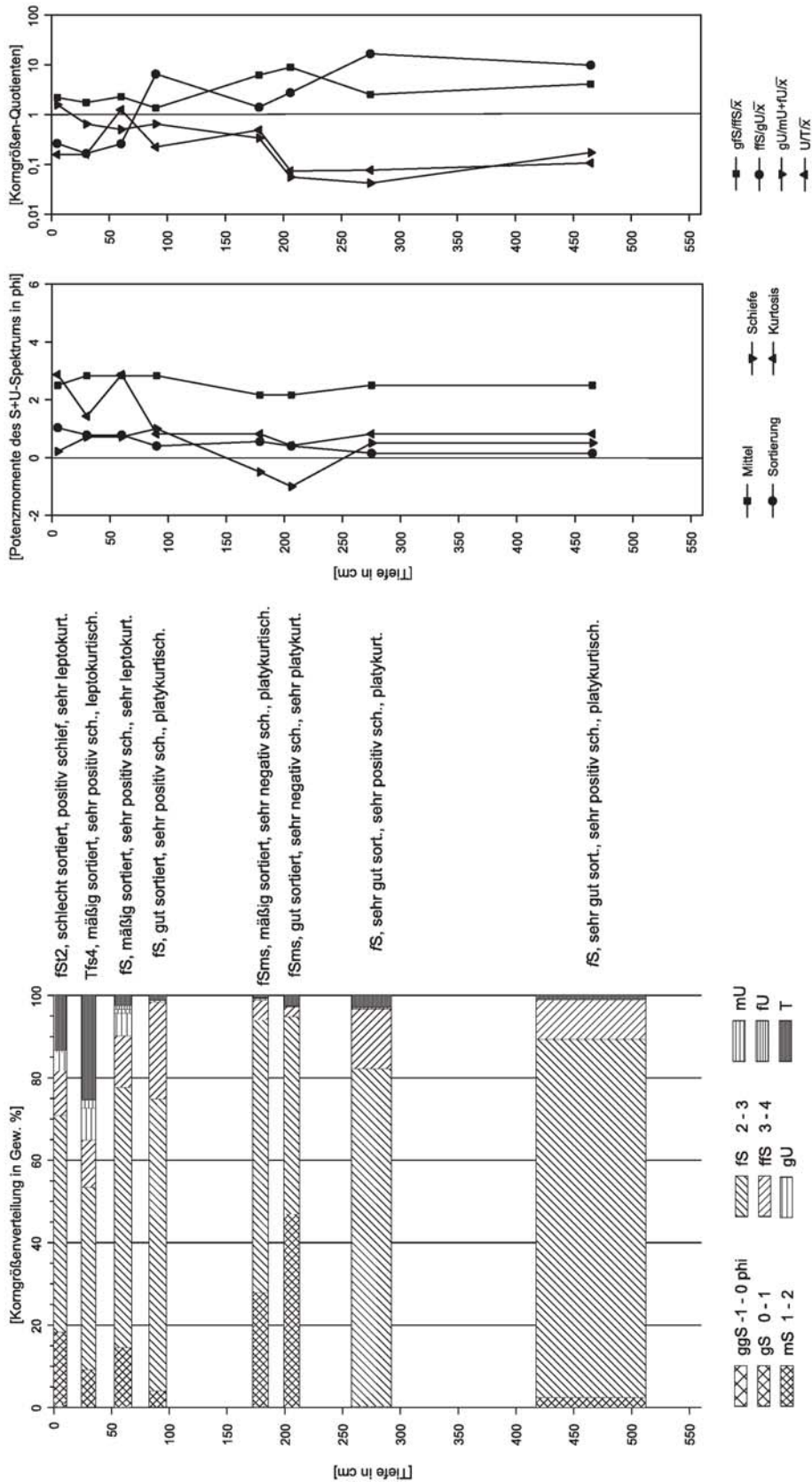


Abb. A-39: Granulometrische Tiefenfunktionen des Profils Gz 3 (älterer Altarm)

A-4 Tonmineralgehalte

Tab. A-81: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G W 2

Probennr.	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM*	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
10	16,801	162	11676	1,36	14,777	190	17098	1,477
11	17,126	173	13771	1,544	14,715	186	17433	1,549
12	16,674	183	13587	1,419	14,625	178	15114	1,494
13	16,366	65	4711	1,364	14,539	173	14418	1,513
Probennr.	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
10	12,517	76	6168	1,318	10,164	144	11733	1,254
11	12,624	89	7395	1,35	10,147	225	17612	1,184
12	12,354	88	9269	1,733	10,391	91	8400	1,427
13	11,783	78	7548	1,615	10,45	77	7605	1,678
Probennr.	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
10	10,026	131	4661	0,556	7,173	916	28051	0,428
11	10,141	170	5344	0,515	7,161	1350	39585	0,408
12	10,072	59	2441	0,62	7,161	843	30615	0,507
13	10,187	49	2292	0,621	7,161	876	31905	0,493
Probennr.	Anteil Kaol 7.1 Å	Anteil Chl. 7.1 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å
	Area	Area	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
10	28051	0,0	4,259	121	2688	0,376	3,346	671
11	39585	0,0	4,254	149	3163	0,509	3,344	1007
12	30615	0,0	4,246	84	1684	0,421	3,339	508
13	31905	0,0	4,246	91	4186	1,031	3,339	586
Probennr.	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
10	18109	0,316	3,252	107	2785	0,597		0
11	27161	0,337	3,249	192	3150	0,371	3,192	84
12	14116	0,462	3,238	134	3343	0,473		0
13	17572	0,456	3,246	131	3729	0,656		0
Probennr.	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Smectit rel %	Mixed layer rel %
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM		
10	0			0	0		20,8	11,0
11	1815	0,455	4,183	67	1598	0,58	18,2	9,8
12	0		4,199	61	547	0,2	22,1	15,1
13	0		4,164	87	1733	0,47	8,4	13,5
Probennr.	Illit rel %	Kaol. rel %	Chlorit rel %	Quarz rel %	KFsp rel %	Albit rel %	Goethit rel %	Calcit rel %
10	8,3	50,1	0,0	4,8	5,0	0,0	0,0	0,0
11	7,0	52,2	0,0	4,2	4,2	2,4	2,1	0,0
12	4,0	49,8	0,0	2,7	5,4	0,0	0,9	0,0
13	4,1	56,9	0,0	7,5	6,6	0,0	3,1	0,0

* FWHM = Halbhöhenbreite

Tab. A-82: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G W 4

Probennr.	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
25	16,738	159	11472	1,32	14,926	418	35502	1,345
26	16,674	132	10511	1,447	14,791	344	30636	1,493
27	16,995	72	6248	1,872	14,873	215	19694	1,542
33	16,612	183	13219	1,28	14,634	305	25757	1,418
201	16,865	455	33737	1,396	14,84	549	47005	1,442
38	16,865	221	15470	1,308	14,847	322	29045	1,42
39	16,488	65	5645	1,604	14,695	77	6673	1,461
Probennr.	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
25	12,932	217	18834	1,453	10,695	135	16057	1,934
26	12,652	175	15081	1,404	10,225	129	14022	1,672
27	12,654	126	11986	1,637	10,325	92	10992	2,018
33	12,46	117	9963	1,417	10,239	73	8564	1,851
201	12,663	245	22321	1,516	10,287	126	15262	1,888
38	12,842	145	13239	1,542	10,357	73	9028	1,989
39	12,422	46	4424	1,554	10,357	55	5587	1,667
Probennr.	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
25	9,551	36	1658	1,032	7,185	1152	41541	0,479
26	10,026	44	1296	0,507	7,185	1029	36677	0,481
27	9,718	22	857	0,897	7,208	782	36394	0,646
33	10,141	37	1452	0,848	7,161	689	23687	0,492
201	10,118	70	1850	0,532	7,185	1340	46294	0,49
38	9,958	37	1094	0,623	7,173	893	31179	0,461
39	10,026	40	1510	0,694	7,185	458	17117	0,49
Probennr.	Anteil Kaol 7.1 Å	Anteil Chl. 7.1 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å
	Area	Area	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
25	41541	0,0	4,263	64	1132	0,395	3,346	527
26	36677	0,0	4,259	96	1520	0,309	3,346	699
27	36394	0,0	4,259	67	1174	0,314	3,346	354
33	23687	0,0	4,246	73	1512	0,575	3,341	464
201	46294	0,0	4,259	57	1110	0,246	3,346	551
38	31179	0,0	4,263	75	1300	0,377	3,344	559
39	17117	0,0	4,259	147	4036	0,68	3,346	451
Probennr.	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
25	13811	0,421	3,248	133	4762	0,858		0
26	18903	0,353	3,248	167	2685	0,444	3,191	108
27	9921	0,635		0	0			0
33	10183	0,356		0	0			0
201	14515	0,565	3,246	148	5062	0,827		0
38	15672	0,394	3,253	131	3157	0,574		0
39	10854	0,306	3,276	104	4679	0,884		0

Tab. A-82: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G W 4 (Fortsetzung)

Probennr.	Albit	Albit	Goethit	Goethit	Goethit	Goethit	Smectit	Mixed layer
	3.18 Å	3.18 Å	4.133Å	4.133Å	4.133Å	4.133Å	rel %	rel %
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM		
25	0		4,215	38	539	0,319	14,4	23,6
26	2318	0,463		0	0		15,0	21,5
27	0			0	0		11,0	21,2
33	0			0	0		26,5	20,0
201	0			0	0		30,6	20,2
38	0		4,199	32	330	0,222	23,5	20,1
39	0		4,164	91	1956	0,66	14,3	11,2
Probennr.	Illit	Kaol.	Chlorit	Quarz	KFsp	Albit	Goethit	Calcit
	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %
25	2,1	52,0	0,0	1,4	6,0	0,0	0,7	0,0
26	1,8	52,3	0,0	2,2	3,8	3,3	0,0	0,0
27	1,5	64,2	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0
33	2,9	47,5	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0
201	1,7	41,9	0,0	1,0	4,6	0,0	0,0	0,0
38	1,7	47,4	0,0	2,0	4,8	0,0	0,5	0,0
39	3,8	43,5	0,0	10,3	11,9	0,0	5,0	0,0

Tab. A-83: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G E 2

Probennr.	Smectit glyc	Smectit glyc	Smectit glyc	Smectit glyc	Smectit	Smectit	Smectit	Smectit
	17 Å	17Å	17 Å	17 Å	14 Å	14 Å	14 Å	14 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
225	16,674	203	16919	1,629	14,889	192	19040	1,657
226	16,865	285	23812	1,633	14,847	272	25170	1,511
227	16,801	308	24679	1,525	14,86	280	24756	1,59
230	16,995	366	24830	1,257	14,781	355	30556	1,475
Probennr.	Mixed Layer	Mixed Layer	Mixed Layer	Mixed Layer	Illit	Illit	Illit	Illit
	11-12 Å	11-12 Å	11-12 Å	11-12 Å	um 10Å	um 10Å	um 10Å	um 10Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
225	12,661	126	10421	1,374	10,077	237	19300	1,151
226	12,653	141	12071	1,423	10,183	188	17048	1,37
227	12,335	180	15720	1,281	10,34	218	21484	1,6
230	12,705	121	10550	1,446	10,125	182	15671	1,287
Probennr.	Anteil Kaol	Anteil Chl.	Quarz	Quarz	Quarz	Quarz	Qz+Illit	Qz+Illit
	7.1 Å	7.1 Å	4.26 Å	4.26 Å	4.26 Å	4.26 Å	3.33 Å	3.33 Å
	Area	Area	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
225	41704	0,0	4,259	96	1983	0,444	3,346	830
226	52327	0,0	4,263	83	1484	0,292	3,351	608
227	56413	0,0	4,263	65	989	0,246	3,351	649
230	41677	0,0	4,259	85	1945	0,33	3,349	729
Probennr.	Qz+Illit	Qz+Illit	Kfsp	Kfsp	Kfsp	Kfsp	Albit	Albit
	3.33 Å	3.33 Å	3.25 Å	3.25 Å	3.25 Å	3.25 Å	3.18 Å	3.18 Å
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
225	23148	0,374	3,252	199	4548	0,479		0
226	18373	0,676	3,259	151	4600	0,775		0
227	23971	0,892	3,268	191	6116	0,961		0
230	23498	0,537	3,252	219	5380	0,456		0

Tab. A-83: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G E 2 (Fortsetzung)

Probennr.	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Smectit rel %	Mixed layer rel %
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM		
225	0		4,187	46	736	0,306	20,7	12,7
226	0		4,175	95	2249	0,52	23,7	12,0
227	0		4,183	118	2808	0,49	22,2	14,1
230	0		4,219	89	2543	0,6	27,1	11,5
Probennr.	Illit rel %	Kaol. rel %	Chlorit rel %	Quarz rel %	KFsp rel %	Albit rel %	Goethit rel %	Calcit rel %
225	6,8	51,0	0,0	2,4	5,6	0,0	0,9	0,0
226	4,1	52,0	0,0	1,5	4,6	0,0	2,2	0,0
227	4,2	50,6	0,0	0,9	5,5	0,0	2,5	0,0
230	5,3	45,4	0,0	2,1	5,9	0,0	2,8	0,0

Tab. A-84: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils Ga N 4 a - c

Probennr.	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
155	16,55	149	13131	1,736	14,926	261	24548	1,539
159	16,995	203	17536	1,584	14,728	239	21233	1,518
161	16,738	299	23829	1,554	14,875	314	28463	1,531
Probennr.	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
155	12,639	158	16369	1,585	10,554	94	12360	2,218
159	12,472	120	11428	1,561	10,363	84	9698	1,956
161	12,606	172	16001	1,517	10,488	84	11014	2,24
Probennr.	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
155	9,848	26	751	0,635	7,185	1365	51602	0,484
159	9,981	46	1303	0,688	7,185	1090	43081	0,509
161	10,026	31	861	0,734	7,185	1029	39354	0,502
Probennr.	Anteil Kaol 7.1 Å	Anteil Chl. 7.1 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å
	Area	Area	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
155	51602	0,0	4,259	83	1420	0,386	3,346	645
159	43081	0,0	4,259	83	1932	0,366	3,346	501
161	39354	0,0	4,259	94	1833	0,454	3,346	597
Probennr.	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
155	15327	0,407	3,25	140	3297	0,555		0
159	12556	0,437	3,245	100	3224	0,808		0
161	13265	0,317		0	0			0
Probennr.	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Smectit rel %	Mixed layer rel %
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM		
155	0			0	0		15,2	18,9
159	0		4,172	108	2803	0,527	21,6	14,1
161	0			0	0		29,1	19,5

Tab. A-84: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils Ga N 4 a – c (Fortsetzung)

Probennr.	Illit rel %	Kaol. rel %	Chlorit rel %	Quarz rel %	KFsp rel %	Albit rel %	Goethit rel %	Calcit rel %
155	0,9	59,6	0,0	1,6	3,8	0,0	0,0	0,0
159	1,6	53,0	0,0	2,4	4,0	0,0	3,4	0,0
161	1,1	48,1	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0

Tab. A-85: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G SW 4

Probennr.	Smectit glyc 17 Å Peak(Å)	Smectit glyc 17Å Intensity	Smectit glyc 17 Å Area	Smectit glyc 17 Å FWHM	Smectit 14 Å Peak(Å)	Smectit 14 Å Intensity	Smectit 14 Å Area	Smectit 14 Å FWHM
180	16,069	138	12923	2,135	14,534	126	14082	1,992
181	16,674	72	6250	1,174	14,089	88	9655	1,982
182	17,465	83	6366	1,639	13,55	57	5506	1,837
183	17,193	158	13155	1,731	14,615	129	12716	1,778
184	17,674	220	15533	1,393	14,867	165	17261	1,819
185	17,889	306	25082	1,562	13,07	310	34253	1,94
186	17,63	636	54199	1,48	14,735	448	46026	1,849
187	16,55	52	3239	1,235	14,495	683	77415	2,018
188	16,246	21	1536	1,596	14,797	265	26665	1,839
189	16,305	8	126	0,307	13,446	164	13276	1,391
190	16,55	27	1781	1,565	14,139	20	1953	1,762
Probennr.	Mixed Layer 11-12 Å Peak(Å)	Mixed Layer 11-12 Å Intensity	Mixed Layer 11-12 Å Area	Mixed Layer 11-12 Å FWHM	Illit um 10Å Peak(Å)	Illit um 10Å Intensity	Illit um 10Å Area	Illit um 10Å FWHM
180	11,494	105	7610	1,497	11,367	213	21267	1,746
181	11,76	71	4349	1,125	11,288	175	17380	1,756
182	11,657	83	5000	1,091	11,335	140	12025	1,54
183	11,484	96	5630	1,115	11,483	177	15404	1,539
184	11,512	181	9062	0,979	11,342	243	21195	1,498
185		0	0		10,526	125	12946	1,727
186	12,152	68	2793	0,924	11,67	220	22597	1,857
187	10,997	11	542	0,986	11,293	205	20427	1,838
188	11,364	22	1282	1,386	11,581	275	27839	1,766
189	10,757	38	2440	1,247	11,389	359	26014	1,284
190	11,107	65	4813	1,344	11,277	184	16076	1,486
Probennr.	Illit glyc 10 Å Peak(Å)	Illit glyc 10 Å Intensity	Illit glyc 10 Å Area	Illit glyc 10 Å FWHM	Kaolinit 7.1 Å Peak(Å)	Kaolinit 7.1 Å Intensity	Kaolinit 7.1 Å Area	Kaolinit 7.1 Å FWHM
180	10,11	42	3157	1,555	7,173	813	32423	0,513
181	10,175	24	765	0,607	7,173	596	25090	0,534
182	10,264	23	1021	0,821	7,173	447	17509	0,526
183	10,083	16	297		7,173	493	17188	0,488
184	10,072	13	147		7,173	285	9816	0,511
185	10,095	38	627	0,372	7,173	549	19045	0,494
186	10,142	22	534	0,453	7,173	636	22962	0,504
187	9,848	6	72		7,173	1076	38445	0,487
188	9,826	7	82		7,173	609	20995	0,484
189	9,718	10	126		7,173	477	15184	0,468
190	9,87	13	246		7,161	134	4056	0,446

Tab.A-85: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G SW 4 (Fortsetzung)

Probennr.	Anteil Kaol	Anteil Chl.	Quarz	Quarz	Quarz	Quarz	Qz+Illit	Qz+Illit
	7.1 Å	7.1 Å	4.26 Å	4.26 Å	4.26 Å	4.26 Å	3.33 Å	3.33 Å
	Area	Area	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
180	21319	0	4,265	110	2588	0,487	3,346	425
181	16504	0	4,275	114	3402	0,653	3,341	438
182	10697	0	4,263	159	3762	0,496	3,346	469
183	10324	0	4,278	129	4172	0,689	3,344	471
184	5973	0	4,267	108	2834	0,693	3,346	292
185	11781	0	4,252	119	2441	0,37	3,344	502
186	13645	0	4,255	75	1640	0,482	3,336	453
187	23524	0	4,253	63	1372	0,45	3,339	544
188	13535	0	4,252	92	2477	0,553	3,341	483
189	9709	0	4,259	88	1944	0,474	3,346	445
190	2688	0	4,29	100	1614	0,387	3,344	225
Probennr.	Qz+Illit	Qz+Illit	Kfsp	Kfsp	Kfsp	Kfsp	Albit	Albit
	3.33 Å	3.33 Å	3.25 Å	3.25 Å	3.25 Å	3.25 Å	3.18 Å	3.18 Å
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
180	7553	0,292						0
181	8890	0,278		0	0			0
182	10422	0,288		0	0			0
183	8997	0,302		0	0			0
184	7810	0,35		0	0			0
185	13081	0,363		0	0			0
186	12399	0,393		0	0			0
187	16728	0,469		0	0			0
188	13381	0,376		0	0			0
189	12112	0,371		0	0			0
190	6175	0,32		0	0			0
Probennr.	Albit	Albit	Goethit	Goethit	Goethit	Goethit	Smectit	Mixed layer
	3.18 Å	3.18 Å	4.133Å	4.133Å	4.133Å	4.133Å	rel %	rel %
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM		
180	0		4,171	86	3110	0,588	22,6	19,98
181	0		4,166	82	3647	0,801	19,1	28,45
182	0		4,165	98	3003	0,682	15,7	27,42
183	0		4,158	75	3587	0,9	27,5	31,56
184	0		4,151	32	1092	0,899	35,7	43,56
185	0		4,159	24	906	0,761	55,0	0,00
186	0		4,165	31	853	0,666	54,3	21,22
187	0		4,164	33	922	0,521	62,6	14,03
188	0		4,136	27	1032	0,837	37,3	36,41
189	0		4,171	37	1033	0,588	25,5	47,56
190	0		4,164	146	2303	0,36	6,9	53,97
Probennr.	Illit	Kaol.	Chlorit	Quarz	KFsp	Albit	Goethit	Calcit
	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %	rel %
180	9,99	34,2	0,0	4,1	0,0	0,0	5,0	0,0
181	5,08	32,6	0,0	6,7	0,0	0,0	7,2	0,0
182	5,80	30,6	0,0	10,8	0,0	0,0	8,6	0,0
183	1,66	22,3	0,0	9,0	0,0	0,0	7,8	0,0
184	0,73	12,4	0,0	5,9	0,0	0,0	2,3	0,0
185	20,80	18,9	0,0	3,9	0,0	0,0	1,5	0,0
186	4,54	16,1	0,0	1,9	0,0	0,0	1,0	0,0
187	2,15	19,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,7	0,0
188	2,34	18,9	0,0	3,5	0,0	0,0	1,4	0,0
189	2,42	18,7	0,0	3,7	0,0	0,0	2,0	0,0
190	2,79	9,5	0,0	5,7	12,7	0,0	8,2	0,0

Tab. A-86: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G S 4

Probennr.	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit glyc 17 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å	Smectit 14 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
191	16,801	190	16424	1,648	14,752	219	20235	1,508
192	16,674	295	22977	1,508	14,795	270	24062	1,501
193	16,995	443	33186	1,372	14,795	300	25904	1,457
194	17,126	359	25964	1,344	14,823	258	23573	1,464
195	16,865	388	28340	1,387	14,716	285	24858	1,476
197	16,995	776	49458	1,154	14,757	440	31826	1,208
198	16,738	495	36328	1,328	14,626	556	46220	1,424
199	16,612	518	35107	1,195	14,666	613	50886	1,378
Probennr.	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Mixed Layer 11-12 Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å	Illit um 10Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
191	12,583	111	8583	1,279	10,103	176	14288	1,203
192	12,547	178	16508	1,429	10,139	161	14090	1,305
193	12,594	129	11003	1,432	10,144	99	9653	1,47
194	12,775	113	10444	1,473	10,323	92	9555	1,631
195	12,602	141	11815	1,403	10,162	122	12029	1,499
197	12,895	186	15496	1,371	10,401	106	13322	2,024
198	12,567	242	21416	1,448	10,234	160	16602	1,616
199	12,663	223	19732	1,482	10,359	153	17028	1,792
Probennr.	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Illit glyc 10 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å	Kaolinit 7.1 Å
	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM
191	10,049	141	4802	0,474	7,173	1332	41852	0,438
192	10,049	126	4067	0,512	7,173	1462	46411	0,44
193	10,003	107	3000	0,503	7,173	875	28833	0,468
194	10,049	83	2295	0,583	7,208	846	29871	0,47
195	10,003	107	2945	0,478	7,15	935	29691	0,436
197	10,003	142	4109	0,527	7,173	825	24329	0,399
198	10,049	117	3516	0,529	7,138	1519	50314	0,465
199	10,049	132	4323	0,571	7,173	1262	36623	0,392
Probennr.	Anteil Kaol 7.1 Å	Anteil Chl. 7.1 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Quarz 4.26 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å
	Area	Area	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
191	41852	0,0	4,254	108	2257	0,412	3,346	795
192	46411	0,0	4,259	84	1452	0,321	3,346	704
193	28833	0,0	4,254	47	996	0,493	3,341	396
194	29871	0,0	4,259	47	841	0,395	3,351	395
195	29691	0,0	4,246	48	780	0,299	3,341	443
197	24329	0,0	4,259	50	729	0,237	3,346	478
198	50314	0,0	4,246	51	1136	0,277	3,336	603
199	36623	0,0	4,259	88	1373	0,223	3,346	748
Probennr.	Qz+Illit 3.33 Å	Qz+Illit 3.33 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Kfsp 3.25 Å	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity
191	21170	0,385	3,25	164	4258	0,514		0
192	21535	0,466	3,254	193	5084	0,727		0
193	11466	0,566	3,253	119	3856	0,813		0
194	11812	0,541	3,259	117	3548	0,797		0
195	14649	0,551	3,246	112	2224	0,501		0
197	14350	0,378	3,245	106	3609	0,79		0
198	20273	0,771	3,24	146	4097	0,743		0
199	21851	0,367	3,251	167	3272	0,495	3,188	98

Tab. A-86: Berechnung der relativen Tonmineralanteile des Profils G S 4 (Fortsetzung)

Probennr.	Albit 3.18 Å	Albit 3.18 Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Goethit 4.133Å	Smectit rel %	Mixed layer rel %
	Area	FWHM	Peak(Å)	Intensity	Area	FWHM		
191	0		4,172	64	1380	0,565	20,6	10,8
192	0		4,175	59	1069	0,438	23,5	16,9
193	0			0	0		41,0	13,6
194	0			0	0		35,6	14,3
195	0		4,195	21	280	0,3	37,3	15,5
197	0			0	0		50,6	15,9
198	0			0	0		31,1	18,3
199	2290	0,5		0	0		34,2	19,2
Probennr.	Illit rel %	Kaol. rel %	Chlorit rel %	Quarz rel %	KFsp rel %	Albit rel %	Goethit rel %	Calcit rel %
191	6,0	52,6	0,0	2,8	5,4	0,0	1,7	0,0
192	4,2	47,6	0,0	1,5	5,2	0,0	1,1	0,0
193	3,7	35,7	0,0	1,2	4,8	0,0	0,0	0,0
194	3,1	40,9	0,0	1,2	4,9	0,0	0,0	0,0
195	3,9	39,0	0,0	1,0	2,9	0,0	0,4	0,0
197	4,2	24,9	0,0	0,7	3,7	0,0	0,0	0,0
198	3,0	43,1	0,0	1,0	3,5	0,0	0,0	0,0
199	4,2	35,7	0,0	1,3	3,2	2,2	0,0	0,0

Maren Gumnior
 Freiligrathstr. 52
 60385 Frankfurt am Main
 Tel. (privat): 0173 – 9 50 67 13
 email: m.gumnior@em.uni-frankfurt.de

Geburtstag: 06. Juni 1970

Geburtsort: Bad Soden am Taunus

Ausbildung:

1989	Abitur
1991 – 92	Ausbildung zur Fremdsprachensekretärin Private Berufsakademie Hartnack-Schule GmbH
1993 – 2000	Studium der Geographie (Nebenfächer Geologie, Bodenkunde) Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt akademische Lehrer: Prof. Andres, Prof. Nagel, Prof. Plass Abschluss: Diplom mit Auszeichnung Titel der Diplomarbeit "Untersuchungen zum Stoffhaushalt von Arenosols in Termitaria-Arealen (NE-Nigeria)"

Doktorarbeit: Nov. 2000 Annahme als Doktorandin im Fach Geographie an der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt

Jan. 01 – Dez. 02 Wissenschaftliche Mitarbeiterin im Sonderforschungsbereich 268 "Westafrikanische Savanne"

Jan. – Juni 2003 Kurzstipendium für Doktoranden, DAAD

Juli – Dez. 2003 Wissenschaftliche Mitarbeiterin Professur Bodenkunde

Praxiserfahrung: 1992 – 2005 Zeitarbeits-Tätigkeit als Fremdsprachensekretärin
 zw. 1996 mehrmonatige fachspezifische Praktika Estacion Biologica und 1998 Jatun Sacha, Ecuador und U.S. Forest Service, San Bernardino Mtns., Kalifornien (mit DAAD-Stipendium)

1999 – 2000 Tätigkeit als studentische Hilfskraft an der Universität Frankfurt (Schwerpunkte GIS und Fernerkundung)

Jan. – März 2004 Geoökologische Pilotstudie im Gashaka Gumti Nationalpark, Nigeria

GUMNIOR, M. (2005): On the Late Quaternary Fluvial History of NE Nigeria – Morphological, Lithostratigraphical and Pedological Investigations in the Deposition Zone of Lake Chad Tributaries Komadugu Yobe and Komadugu Gana. – Borno Museum Society Newsletter, **65**: 49-56; Maiduguri.

GUMNIOR, M. & THIEMEYER, H. (2003): Holocene Fluvial Dynamics in the NE Nigerian Savanna: Some Preliminary Interpretations. – Quaternary International, **111**: 51-58; Oxford.

GUMNIOR, M., THIEMEYER, H. (2003): Termitaria-Areale in der nordnigerianischen Savanne. Der Einfluß zweier Termitenspezies auf Genese und Stoffhaushalt von Sandböden. – Geo-öko, **24**: 321-336; Bensheim.

THIEMEYER, H. & DAMBECK, R. & GUMNIOR, M. & KANNENGIESSER, U. & RADTKE, U. (2002): Böden – Archive für die Landschaftsgeschichte und Umweltinformation. – In: JUNGE, A. [Hrsg.]: Geowissenschaften in Frankfurt. Kleine Senckenbergische Reihe, **43**: 75-85; Frankfurt am Main.

im Druck:

THIEMEYER, H. & GUMNIOR, M.: Holocene Fluvial Dynamics and Sediment Sequences of the Komadugu River System (NE Nigeria). – Proceedings of the Conference 'Environmental and Cultural Dynamics in the West African Savanna', March 2002; Maiduguri.

GUMNIOR, M. & PREUSSER, F.: Late Quaternary River Development in the SW Chad Basin: OSL Dating of Sediment from the Komadugu Palaeofloodplain (NE Nigeria). – Journal of Quaternary Science; Chichester.

GUMNIOR, M. & NYANGANJI, J. K.: The Perception, Use and Evaluation of Termite Mounds by Local Farmers in the Maiduguri-Auno-Area (NE Nigeria). – Savanna; Zaria.