

**Physiogeographische Untersuchungen zur pleistozänen und holozänen
Umweltgeschichte an Alluvionen des Ntem-Binnendeltas und
alluvialer Sedimente der Flüsse Boumba, Ngoko, Nyong und Sanaga in
Süd-Kamerun**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

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

von
Mark Sangen
aus Oosterhout (NL)

Frankfurt am Main 2009
(DL 30)

vom Fachbereich 11 Geowissenschaften/Geographie der Johann Wolfgang Goethe -
Universität als Dissertation angenommen.

Dekan : Prof. Dr. R. Pütz

Gutachter : Prof. Dr. J. Runge, Prof. Dr. J. Wunderlich

Datum der Disputation : 06.07.2009

Inhaltsverzeichnis

Danksagung.....	v
Abbildungsverzeichnis.....	vii
Fotoverzeichnis.....	viii
Tabellenverzeichnis.....	ix
Beilagenverzeichnis.....	x
Abkürzungsverzeichnis.....	xi
1. Einführung	1
1.1 DFG-Forschergruppe 510 und Teilprojekt “ReSaKo”.....	1
1.2 Problemstellung und Arbeitsziele.....	3
2. Methoden	9
2.1 Vorarbeiten.....	9
2.1.1 Literaturoauswertung.....	9
2.1.2 Satellitenbilddaten und Fernerkundung.....	9
2.1.2.1 Satellitenbilddaten.....	10
2.1.2.2 GIS ArcView-Projekt.....	11
2.1.3 Prospektions- und Feldarbeitskampagnen.....	12
2.1.3.1 Projektphase 2004-2006.....	12
2.1.3.2 Projektphase 2007-2009.....	13
2.1.4 Felduntersuchungen.....	15
2.2 Laborarbeiten.....	17
2.2.1 Chemisch-physikalische Laboruntersuchungen.....	17
2.2.2 ¹⁴ C (AMS)-Datierungen.....	18
2.2.3 Stabile Kohlenstoffisotope - δ ¹³ C-Werte (¹³ C/ ¹² C).....	19
3. Umweltbedingungen im westlichen Äquatorialafrika (Golf von Guinea)...	21
3.1 Troposphärische und klimatologische Verhältnisse.....	21
3.1.1 Afrikanische Passat- und Monsunzirkulation.....	21
3.1.2 Klimazonen in Kamerun.....	24
3.2 Ozeanische Strömungen im Golf von Guinea.....	27
3.3 ENSO und El Niño-/La Niña-Phänomen.....	29
4. Paläoumweltgeschichte Äquatorialafrikas.....	35
4.1 Paläoklimatische Verhältnisse und Entwicklung seit dem Spätpleistozän (~70 ka BP).....	38

4.2 Paläohydrologische Verhältnisse.....	41
4.2.1 Lakustrine Sedimente.....	41
4.2.2 Fluviale und alluviale Sedimente.....	46
4.2.3 Marine Sedimente.....	50
4.3 Archäologische und archäobotanische Befunde.....	58
4.3.1 Archäologie – Neolithische Besiedlung des Untersuchungsgebietes.....	58
4.3.2 Archäobotanik – Spätholozäne Vegetationsgeschichte.....	63
4.3.2.1 Palynologische Untersuchungen.....	63
4.3.2.2 Untersuchungen and Makroresten und Kultursedimenten.....	64
4.3.2.3 Untersuchungen an Phytolithen.....	66
5. Fluvialmorphologische und paläohydrologische Grundlagen.....	69
5.1 Grundzüge der Paläohydrologie-Forschung.....	69
5.2 Morphologie von Gerinnebett und Alluvialbereich.....	71
5.3 Umweltgeschichtlich verwertbare Flusssystemabschnitte.....	75
5.3.1 Anastomosierende Fließgewässer.....	76
5.3.2 Mäandrierende Fließgewässer.....	79
5.3.3 Verzweigte (<i>braided</i>) Fließgewässer.....	80
5.4 Interpretierbare alluviale lithostratigraphische Einheiten.....	81
5.5 Anwendbarkeit auf das Arbeitsgebiet und Einschränkung des paläo- hydrologischen Forschungsansatzes.....	85
6. Untersuchungsgebiete in Süd-Kamerun.....	89
6.1 Auswahl der Untersuchungsgebiete.....	89
6.2 Geologische und geomorphologische Charakteristika.....	89
6.3 Physiogeographische Gegebenheiten der Flusseinzugsgebiete.....	93
6.3.1 Einzugsgebiet des Sanaga.....	93
6.3.1.1 Lage und physiogeographische Charakteristika.....	93
6.3.1.2 Klimatische und hydrologische Verhältnisse.....	96
6.3.2 Einzugsgebiet des Nyong.....	97
6.3.2.1 Lage und physiogeographische Charakteristika.....	97
6.3.2.2 Klimatische und hydrologische Verhältnisse.....	99
6.3.3 Einzugsgebiet des Ntem.....	100
6.3.3.1 Lage und physiogeographische Charakteristika.....	100
6.3.3.2 Klimatische und hydrologische Verhältnisse.....	103
6.3.4 Einzugsgebiet des Boumba, Dja und Ngoko.....	104

7. Untersuchungsergebnisse.....	105
7.1 Untersuchte Standorte und Bohrungen am Sanaga.....	105
7.1.1 Oberlauf des Sanaga zwischen Mbaki II und Mbargué.....	105
7.1.2 Mittellauf des Sanaga bei Monatélé.....	110
7.1.3 Unterlauf des Sanaga bei Edéa.....	113
7.2 Untersuchte Standorte und Bohrungen am Nyong.....	117
7.2.1 Oberlauf Nyong zwischen Abong Mbang und Mbalmayo.....	117
7.2.1.1 Oberlauf des Nyong bei Abong Mbang.....	117
7.2.1.2 Aue des Nyong bei Ayos.....	118
7.2.1.3 Aue des Nyong bei Akonolinga.....	121
7.2.1.4 Bohrungen am Tributär Mfoumou.....	126
7.2.1.5 Bohrungen an Altarmen des Nyong zwischen Endom und Mbalmayo.....	128
7.2.2 Mittellauf des Nyong bei Eséka.....	130
7.2.3 Unterlauf des Nyong bei Dehane.....	134
7.3 Untersuchte Standorte und Bohrungen am Ntem.....	137
7.3.1 Binnendelta des Ntem bei Ma'an.....	137
7.3.2 Oberlauf des Ntem bei Ngoazik.....	170
7.3.3 Unterlauf des Ntem bei Campo Beach.....	172
7.4 Untersuchte Standorte am Boumba und Ngoko.....	173
7.4.1 Oberlauf des Boumba bei Ouessou und Mankako.....	173
7.4.2 Oberlauf des Ngoko bei Mokounounou.....	175
7.4.3 Weitere Standorte in der Region Moloundou.....	179
8. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse.....	181
8.1 Deutung der alluvialen Paläoumweltarchive hinsichtlich der quartären landschaftsgeschichtlichen Genese.....	181
8.2 Synthetische Interpretation und Diskussion (Zentralafrika).....	195
9. Bewertung und Ausblick.....	219
10. Zusammenfassung.....	225
Summary.....	231
11. Quellenverzeichnis.....	237
11.1 Literatur.....	237
11.2 Internet.....	266
11.3 Karten.....	267
11.4 Satellitenbildszenen.....	267

12. Anhang	269
12.1 Übersicht durchgeführter Bohrungen.....	269
Bohrungen 2005.....	269
Bohrungen 2006.....	270
Bohrungen 2007.....	271
Bohrungen 2008.....	272
12.2 ¹⁴ C (AMS)-Datierungen und δ ¹³ C-Werte.....	273
Ntem-Binnendelta 2005-2008.....	273
Nyong 2005-2008.....	274
Sanaga 2007.....	274
Boumba 2008.....	274
Ngoko 2008.....	274
12.3 Flusslängsprofile und klimatische sowie hydrologische Daten.....	275
Sanaga-Einzugsgebiet.....	275
Nyong-Einzugsgebiet.....	280
Ntem-Einzugsgebiet.....	283
Boumba Oberlauf.....	286
Dja Unterlauf.....	287
Ngoko Oberlauf.....	287
12.4 Bohrprofile und laboranalytische Ergebnisse.....	289
Standorte Sanaga.....	289
Standorte Nyong Oberlauf.....	292
Standorte Nyong Mittellauf.....	297
Standorte Nyong Unterlauf.....	298
Standorte Ntem Binnendelta.....	299
Standorte Ntem Unterlauf.....	315
Standorte Boumba.....	316
Standorte Ngoko (<i>Lac Mokounounou</i>).....	317

Danksagung

Diese Dissertation entstand im Rahmen des DFG-Projektes 510: „Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika“, so dass hinsichtlich der Finanzierung der Deutschen Forschungsgemeinschaft Dank gebührt. Mein herzlicher Dank geht vor allem an Prof. Dr. Jürgen Runge, der das Projekt mit beantragt hat und die Grundlagen für die Forschung im Rahmen des hieraus entstandenen DFG-Teilprojektes „Regenwald-Savannen-Kontakt (ReSaKo)“ geschaffen hat. Ebenso hat er mir das hier behandelte Thema überlassen und die Arbeit betreut. Herrn Prof. Dr. Jürgen Wunderlich danke ich für die Übernahme des Zweitgutachtens.

Frau Dipl.-Geographin Dagmar Schneider und Frau Doris Bergmann-Dörr (T.A.) und ihren studentischen sowie wissenschaftlichen MitarbeiterInnen aus dem bodenkundlichen Labor des Institutes für Physische Geographie der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main, wo diese Arbeit entstanden ist, gilt mein Dank für die teilweise Aufbereitung der zahlreichen (~3000) Sedimentproben und anschließende Durchführung der konventionellen Laboranalysen. Herrn Dipl. Phys. Andreas Scharf vom Physikalischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg und Herrn Dr. Gianluca Quarta vom CEDAD der Universität Lecce danke ich für die Durchführung der ^{14}C (AMS)-Datierungen sowie Bestimmungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Bedanken möchte ich mich zudem besonders bei den Kollegen in Kamerun, zu denen eine gute wissenschaftliche Partnerschaft und Freundschaft entstanden ist: Prof. Dr. Boniface Kankeu vom MINRESI, der eine sehr große Hilfe in organisatorischen Angelegenheiten war und durch dessen Hilfe die Ausfuhr der Sedimentproben erheblich erleichtert wurde. Zudem konnten gemeinsame Feldarbeiten durchgeführt und publiziert, sowie ein Arbeitsbesuch (im Rahmen eines dreimonatigen DAAD-Stipendiums) an der Universität Frankfurt (April-Juni 2008) verwirklicht werden. Dr. Mesmin Tchindjang vom *Département de Géographie* an der *Université de Yaoundé I*, mit dem ebenso Feldarbeiten durchgeführt wurden, sowie dessen Kollegen Prof. Dr. Maurice Tsalefac, Prof. Paul Tchawa und Dr. Joseph Youta Happi, die zahlreiche Arbeiten zur Paläoökologie und Landschaftsdynamik im südlichen Teil Kameruns veröffentlicht und zur Verfügung gestellt haben, ebenso wie weitere „graue“ Literatur, Kartenmaterial und Niederschlagsdaten. Als mittelfristige Perspektive für die Zusammenarbeit zwischen den Geographen aus Yaoundé und Frankfurt wurde 2005 eine Kooperationsvereinbarung auf Fachbereichs- und Fakultätsebene abgeschlossen, in dessen Rahmen Prof. Dr. M. Tsalefac 2006 ein zweiwöchiger Besuch der Universität Frankfurt und 2007 sowie 2008 gemeinsame Feldarbeiten ermöglicht werden konnten. Dr. Jean Claude Ntonga und Dr. Luc Sigha-Nkamdjou vom IRGM-CRH für die Überlassung zahlreicher hydrologischer Daten, Literatur und konstruktive Diskussionen.

Des weiteren gilt meine Anerkennung und Erkenntlichkeit den zahllosen freundlichen und liebevollen Menschen in den unterschiedlichsten Regionen Kameruns, die uns in ihr für uns fremdes Land so herzlich aufgenommen und im alltäglichen Leben sowie bei Märschen durch die „grüne Hölle“, Flussüberquerungen im Einbaum und Feldarbeiten unterstützt haben. Ohne die Hilfe dieser Menschen, dessen Nachnamen ich teilweise nicht einmal kenne, wären die erforderlichen Daten für diese Studie nicht zustande gekommen: Assam und Pierre

Bienvenue, Abdoulai, Amadou, Chamberlain, Harrison, Jerry, Martin, Patrick, Prosper, William, um nur einige zu nennen und last but not least meinen Freund Joseph Kamte und unserem verlässlichen Chauffeur Guy Charles Zidro.

Zusätzlich entstanden zu zahlreichen in Kamerun tätigen Institutionen und Personen weitere Verbindungen, die organisatorische und informelle Hilfe leisteten:

- Die Herren Ralph Holzhauser und Horst Gruner von der Deutschen Botschaft in Yaoundé, die bei der Beschaffung der Forschungsgenehmigungen behilflich waren.
- Die Herren H. Heinze, Dr. H. Tabatabai sowie K. Schmidt-Corsito von der GTZ, die umfassende Landeskenntnisse bereitstellten und logistische Hilfe leisteten.
- Die Herren François Rivière und Richard Oslisly vom IRD.
- Herr B. Ondo von CEPFILD für die Organisation der Beherbergung in Ma'an.
- Zahlreiche weitere Organisationen (Deutscher Entwicklungsdienst [DED], *INITiative for Central Africa* [INICA], *Stichting Nederlandse Vrijwilligers* [SNV], *World Wildlife Fund* [WWF] und NGO's, die ausführliche Informationen lieferten, die zur Durchführung der Feldarbeiten verwendet werden konnten.

Mehrere Wissenschaftler (u. a., Edmond Dounias, Jules Remy Ndam, Simon Ngos III Martin Yemefack), die zu Beginn des Forschungsprojektes bereits vor der ersten Reise nach Kamerun angeschrieben wurden, lieferten schon im Vorfeld der ersten Prospektionsreise sehr hilfreiche Informationen über den Süden Kameruns. Ganz besonderer Dank geht an Jean Maley, François Nguetsop und Prof. Dr. Syee Weldeab für die Unterstützung durch Daten und intensive Diskussionen bei der Anfertigung der Arbeit. Dies gilt auch für die Mitglieder des DFG-Projektes 510 aus den Disziplinen Archäologie und Archäobotanik Afrikas (Abteilung Vor- und Frühgeschichte): Dr. Astrid Schweizer (ehemals), Dr. Stefanie Kahlheber, Dr. Alexa Höhn und Prof. Dr. Katharina Neumann und des Instituts für Ur- und Frühgeschichte und Archäologie des Mittelalters (Abteilung für Jüngere Ur- und Frühgeschichte) der Eberhard-Karls-Universität in Tübingen: Prof. Dr. Manfred K. H. Eggert, Conny Meister, Silja V. Meyer.

Besonders bedanke ich mich bei M.A. Joachim Eisenberg für die Zusammenarbeit im Rahmen des ReSaKo-Projektes und gemeinsame Feldarbeiten. Hieran war auch Doktorand Hans-Michael Peiter 2007 beteiligt. Ihm, wie auch einigen weiteren Doktoranden (Dagmar Fritsch, Uwe Radtke, Susann Müller, Eva Becker, Amadou Tiganne Anne), sowie bereits promovierten Kollegen (Rainer Dambeck, Christiane Berger, Konstantin König, Caroline Mugo und Marion Neumer) danke ich für fachliche Anregungen, moralische Unterstützung und einige von ihnen für die Durchsicht des Manuskripts.

Schließlich möchte ich mich noch bei meinen Eltern und Brüdern bedanken für die niemals endende Unterstützung. Das gleiche gilt für meine Lebensgefährtin Martina Behr, der ich in vielerlei Hinsicht zu Dank verpflichtet bin und die eine unverzichtbare seelische, moralische und liebevolle Stütze war und ist. Ihr und meiner Tochter Savanah Linn widme ich diese Arbeit.

Frankfurt, den 21. April 2009

Abbildungsverzeichnis

Abb.-Nr.		Seite
1	Untersuchungsgebiet Süd-Kamerun.....	3
2	Blattschnitt der erstellten Übersichtskarten.....	10
3	Arbeitsgebiete Nyong und Ntem, 1. Projektphase (2004-2006).....	12
4	Arbeitsgebiete Nyong und Sanaga, 2. Projektphase (2007-2008).....	13
5	Arbeitsgebiete Boumba, Dja und Ngoko, 2. Projektphase (2008).....	14
6	Schematischer N-S-Schnitt durch die Troposphäre (ITCZ) über Afrika..	21
7	Atmosphärische Strömungsverhältnisse über Westafrika im Januar.....	22
8	Atmosphärische Strömungsverhältnisse über Westafrika im Juli.....	23
9	Klimazonen Kameruns.....	25
10	Schema Witterungszonen im Jahresverlauf in Süd-Kamerun.....	25
11	Größere Flusssysteme und ozeanische Strömungen im Golf v. Guinea....	28
12	ENSO-Anomalien im Süd-Atlantik.....	31
13	Korrelation ENSO und Sommer-Niederschläge S-Kamerun 1951-93.....	33
14	Korrelation ENSO und Jahresniederschläge S-Kamerun 1951-93.....	33
15	Proxy-Daten Paläohydrologie und Paläoklima seit 140 ka BP.....	37
16	Lakustrine und palustrine Paläoumweltarchive in Äquatorialafrika.....	43
17	Fluviale und alluviale Paläoumweltarchive in Äquatorialafrika.....	46
18	Pelagische und hemi-pelagische Bohrkerne Golf von Guinea.....	51
19	Vergleich mariner Proxy-Daten (MD23-2707) und Eisbohrkerne.....	55
20	Übersicht archäologischer Untersuchungsstandorte (DFG).....	59
21	Pollendiagramm vom Standort Nyabessan.....	65
22	Gerinnetyt-Klassifikation nach SCHUMM (1985).....	81
23	Morphologie und alluviale Stratigraphie anastomosierender Flüsse.....	82
24	Geologische Übersichtskarte Kameruns.....	90
25	Relief und Hydrographie Kameruns.....	92
26	Untersuchungsgebiet Bélabo (Sanaga Oberlauf)	105
27	Transekt vom Standort Bélabo.....	107
28	Bohrungen vom Standort Mbargué.....	110
29	Untersuchungsgebiet Monatélé (Sanaga Mittellauf).....	111
30	Transekt vom Standort Monatélé.....	112
31	Untersuchungsgebiet Dizangué (<i>Lac Ossa</i>).....	114
32	Transekt vom Standort Dizangué.....	115
33	Untersuchungsgebiet Ayos (Nyong Oberlauf).....	118
34	Untersuchungsgebiet Akonolinga (Nyong Oberlauf).....	121
35	Untersuchungsgebiete Mengba und Nkolmvondo.	128
36	Untersuchungsgebiet Eséka (Nyong Mittellauf).....	131
37	Untersuchungsgebiet Dehane (Nyong Unterlauf).....	135
38	Untersuchungsgebiet Ntem-Binnendelta.....	137
39	Transekt vom Standort Anguiridjang.....	138
40	Übersicht Transekt Meyo Ntem – Aloum II.....	140
41	Bohrungen am Standort Meyo Ntem.....	141
42	Transekt vom Standort Meyos II.....	144
43	Transekt vom Standort Meyos.....	145
44	¹⁴ C-Daten und δ^{13} C-Werte aus Bohrung C13.....	148
45	Übersicht Standort Aloum II.....	149
46	Übersicht Transekt Nkongmeyos.....	150
47	Übersicht Transekt Nkongmeyos (Ntem 1 bis 3).....	151
48	Bohrungen am Standort Nkongmeyos Ntem 1.....	152
49	Bohrungen am Standort Nkongmeyos Ntem 2.....	153
50	Transekt vom Standort Nkongmeyos Ntem 3.....	154
51	Bohrungen am Standort Aya'Amang.....	156

52	Transekt vom Standort Akom.....	160
53	Bohrungen am Standort Nnémeyong.....	162
54	2005 durchgeführte Bohrungen am Standort Nyabessan.....	164
55	Transekt vom Standort Nyabessan.....	168
56	Untersuchungsgebiet Altwasserarm Ngoko (Mokounounou).....	175
57	Globale Telekonnektionen und klimawirksame Prozesse.....	195
58	Verbackene Schotterlagen des Untersuchungsgebietes.....	197
59	Pollendiagramm vom See Barombi Mbo.....	203
60	Vermutete Lage von Regenwald-Refugialgebieten.....	204
61	Vergleich verschiedener Proxy-Daten-Archive (20 cal. ka BP).....	207
62	Vergleich Proxy-Daten Ossa See, MD03-2707 und El Niño.....	213

Fotoverzeichnis

Foto-Nr.		Seite
1	Verzierte Keramikfragmentfundstücke.....	60
2	Archäologische Grubenbefunde Bwambé Beach.....	60
3	Archäologischer Grabungsstandort Akonétye.....	62
4	Keramikgefäße Campo Beach.....	63
5	Archäobotanischer Sedimentkern (Rammkernsonde) Nyabessan.....	64
6	Der Sanaga am Standort Mbaki II.....	106
7	Sedimente aus der Basis von Bohrung C19 bei Sakoudi.....	106
8	Sedimente aus der Basis von Bohrung C15 bei Bélabo.....	107
9	Seitenarm des Sanaga am Transekt Bélabo.....	109
10	Sanaga bei Monatélé.....	111
11	Der Sanaga bei Nkon Ngok (<i>Plages de la Sanaga</i>).....	113
12	Tonige Ablagerungen aus Bohrung C06 bei Dizangué.....	115
13	Sandige, organische Ablagerungen aus C05 bei Dizangué.....	116
14	Nyong bei Abong Mbang.....	117
15	Nyong bei Ayos und Standorte "Aufschluss" und C30.....	119
16	Aufschluss am Nyong-Ufer bei Ayos.....	120
17	Aue des Nyong bei Akonolinga.....	122
18	Galeriewald und Standort NY13 am Tetar.....	126
19	Savannen-Regenwald-Übergangszone nahe Koundou.....	126
20	Mfoumou bei Ekoko.....	127
21	Aue des Nyong am Standort Mengba.....	129
22	Altwassersee bei Nkolmvondo.....	130
23	Wasserfälle bei Njock (<i>Chutes de Njock</i>).....	132
24	Überflutungsbereich am Standort Lipombe II.....	133
25	Nyong bei Makak.....	134
26	Unterlauf des Nyong bei Donenda (Bohrung B06).....	135
27	Wasserfälle bei Dehane (<i>Chutes de Dehane</i>).....	136
28	Grube (Aufschluss) am Standort Meyo Ntem.....	143
29	Grube am Standort Meyos II.....	144
30	Unzersetzte, fossile, organische Makroreste aus C08.....	146
31	Grube (Aufschluss) vom Standort Meyos.....	147
32	Ntem 1 bei Nkongmeyos.....	150
33	Ablagerungen aus C32 (Nkongmeyos Ntem 3).....	156
34	Ntem 3 bei Aya'Amang.....	157

35	Ntem 1 am Standort Tom.....	159
36	Stromschnellen bei Nsebito.....	161
37	Blick auf den Nkolebengue-Höhenzug.....	161
38	Ntem bei Nnémeyong.....	163
39	Saprolith und organische Sedimente aus C27.....	165
40	Standort Nyabessan (Überflutungsbereich S-Ufer).....	165
41	Organische Sedimente aus C17.....	167
42	Grube (Aufschluss) vom Standort Nyabessan.....	168
43	Standort der Bohrungen C15-C16 (Nyabessan).....	169
44	Sedimente aus der Basis von C02 (Nyabibak).....	170
45	Oberlauf des Ntem bei Ngoazik.....	171
46	Grobsandige Bettfracht des Ntem bei Ngoazik.....	171
47	Unterlauf des Ntem bei Mabingo und Dipikar.....	172
48	Oberlauf des Boumba bei Ouessou.....	173
49	Organische Sedimente aus B02 (Boumba Oberlauf).....	173
50	Standort Mankako (B03; Boumba Oberlauf).....	174
51	Bohrstandorte Altwasserarmabfluss Ngoko.....	175
52	Organische Grobreste aus Bohrung N04.....	176
53	“Grüner Rost” in Ablagerungen aus N01.....	176
54	Abfluss und Zufluss des Altwasserarmes bei Mokounounou.....	177
55	Makroreste aus der Basis von N03.....	178
56	Sandige, organische Sedimente aus der Basis von N05.....	178
57	Standort der Bohrung N05.....	179
58	Uferbänke des Dja und Ngoko.....	180
59	Sandbank und Ufersandbank Ngoko bzw. Dja.....	180

Tabellenverzeichnis

Tab.-Nr.		Seite
1	Übersicht durchgeführter Bohrungen.....	15
2	Lakustrine Sedimentarchive Kameruns.....	42
3	Bedeutende Lakustrine Sedimentarchive Ost-Äquatorialafrikas..	44
4	Übersicht mariner Bohrkerne (Golf von Guinea).....	53
5	Frucht- und Samenfunde in archäologischen Grabungen.....	66
6	Sedimentproben Phytolith- und Schwammnadeluntersuchungen.....	67
7	Tributäre des Nyong.....	100
8	Datierte Sedimentlagen der Einheit 1.....	182
9	Datierte Sedimentlagen der Einheit 2.....	184
10	Datierte Sedimentlagen der Einheit 3.....	185
11	Datierte Sedimentlagen der Einheit 4.....	187
12	Datierte Sedimentlagen der Einheit 5.....	188
13	Datierte Sedimentlagen der Einheit 6.....	190
14	Datierte Sedimentlagen der Untereinheit 6a.....	191
15	Datierte Sedimentlagen der Untereinheit 6b.....	191
16	Datierte Sedimentlagen der Untereinheit 6c.....	192

Beilagenverzeichnis

Beilage 1	Übersichtskarte Untersuchungsgebiet Süd-Kamerun
Beilage 2	Übersicht Bohrungen und Transekte Akonolinga
Beilage 3	Übersichtskarte Ntem-Binnendelta
Beilage 4	Vergleich verschiedener Proxy-Daten-Archive (≤ 70 cal. ka BP)

Abkürzungsverzeichnis

°C	Grad Celsius
AD	<i>Anno Domini</i> – nach Christus
AEJ	<i>African Easterly Jet</i> – Afrikanischer Ost-Jet (Strahlstrom)
AGRHYMET	<i>Centre Regional de Formation et d'Application en Agrométéorologie et Hydrologie Opérationnelle</i>
Ah	humoser A-Horizont (Oberboden)
AHP	<i>African Humid Period</i> – Afrikanische Feuchtperiode
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
ASECNA	<i>Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar</i>
ASS	Atom Absorptions Spektrometer
BC	<i>Before Christ</i> – v. Christus
BP	<i>Before Present</i> – vor heute; bei ¹⁴ C-Datierungen vor 1950
C/N	C/N-Verhältnis: Gesamtanteil Kohlenstoff (<i>Carbon</i>) zu Gesamtanteil Stickstoff (<i>Nitrogen</i>)
C _{ges}	Gesamtanteil Kohlenstoff (<i>Carbon</i>)
cal.	nach Kalenderjahren kalibriert (¹⁴ C-Datierung)
CEPFILD	<i>CEricle de Promotion des Forêts et des Initiatives Locales de Développement</i>
CH ₄	Methan
CLIMAP	<i>Climate, Mapping, Analysis and Prediction</i>
CO ₂	Kohlendioxid
COHMAP	<i>Cooperative Holocene Mapping Project</i>
CVL	<i>Cameroon Volcanic Line</i>
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
E	<i>East</i> - Ost
ECOFIT	<i>ECOsystèmes et Paléoécosystèmes des Forêts Inter Tropicales</i>
ENSO	<i>El Niño – Southern Oscillation</i>
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i> – Spezialausrüstung (Scanner) LANDSAT-Fernerkundungssatellit
Fe	Eisen (Ferrum)
Fe _d	dithionitlöslicher Eisenanteil
Fe _o	oxalatlöslicher Eisenanteil
GLOCOPH	<i>Global Continental Palaeohydrology</i>
GTZ	Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit
H	<i>Hydrogenium</i> – Wasserstoff
H ₂ O	Wasser (hier auch Wasserdampf)
INQUA	<i>International Union for Quaternary Research</i>
IPCC	<i>Inter-Governmental Panel on Climatic Change</i>
IRD	<i>Institut de Recherche pour le Développement</i>
IRGM-CRH	<i>Institut de Recherches Géologiques et Minières - Centre de Recherches Hydrologiques</i>
ITCZ	<i>Innertropical Convergence Zone</i> - Innertropische Konvergenzzone
ka	kilo annum – 1.000 Jahre
ka BP	in Tausenden von Jahren vor heute (1950)
LGM	Letztes Glaziales Maximum
MINRESI	<i>MINistère de la REcherche Scientifique et de l'Innovation</i>
m. ü. M.	Meter über dem Meeresspiegel

MIS	<i>Marine Isotopic Stage</i> – Marines-Isotopen-Stadium
N	Nord
N _{ges}	Gesamtanteil Stickstoff (<i>Nitrogen</i>)
NADW	<i>North Atlantic Deep Water</i> – Nordatlantisches Tiefenwasser
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ODP	<i>Ocean Drilling Programme</i> – Projekt für Ozeanbohrungen
OIS	<i>Oxygen Isotopic Stage</i> – Sauerstoff-Isotopen-Stadium
OM	organisches Material (anteilig im Sediment)
ORSTOM	<i>Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer</i>
pH	<i>Potenti Hydrogenii</i> – negativer, dekadischer Logarithmus der Wasserstoffionen-Konzentration
ppbv	<i>parts per billion volume</i> – Volumenanteile pro Milliarde (10 ⁻⁹)
ppmv	<i>parts per million volume</i> – Volumenanteile pro Million (10 ⁻⁶)
p.s.u.	<i>particle salt units</i> – Partikelanteile Salz
ReSaKo	Regenwald-Savannen-Kontakt
s. a.	siehe auch
S	Süd
S, gS, mS, fS	Korngröße Sand (0.063-2 mm Äquivalentdurchmesser), unterteilt in Untereinheiten Grob- (gS), Mittel- (mS) und Feinsand (fS)
SMOW	<i>Standard Mean Ocean Water</i> - Standard für (Reinst-)Wasserproben
SPECMAP	<i>Mapping Spectral Variability in Global Climate Project</i>
SSTs	<i>Sea Surface Temperatures</i> – Ozeanoberflächentemperaturen
T	Korngröße Ton (< 0.002 mm Äquivalentdurchmesser)
TM	<i>Thematic Mapper</i> – Ausrüstung LANDSAT-Fernerkundungssatellit
U	Korngröße Schluff (0.002-0.063 mm Äquivalentdurchmesser), unterteilt in Untereinheiten Grob- (gU), Mittel- (mU) und Feinschluff (fU)
W	West
WHYCOS	<i>World Hydrological Cycle Observation System</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
z. T.	zum Teil
z. Z.	zur Zeit

1. Einführung

1.1 DFG-Forschergruppe 510 und Teilprojekt “ReSaKo”

Das Ausmaß anthropogener Einflussnahmen sowie kultureller Entwicklungen und dessen Auswirkungen auf die sensiblen Ökosysteme in Äquatorialafrika sind Gegenstand der DFG-Forschergruppe 510: „Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika“. Die Forschergruppe wurde 2004 mit interdisziplinärer Ausrichtung bewilligt und umfasst die Fachbereiche Archäologie (Johann Wolfgang Goethe [JWG]-Universität Frankfurt am Main und Eberhardt-Karls-Universität Tübingen), Vor- und Frühgeschichte - Archäobotanik (JWG-Universität Frankfurt/M.) und Physische Geographie (JWG-Universität Frankfurt/M.). Die Hauptfrage der interdisziplinären Forschergruppe ist, ob und in welcher zeitlichen Auflösung Korrelationen zwischen Klimawandel, Landnutzungsstrategien und kulturellen Innovationen bestehen. In ausgewählten Regionen West- und Zentralafrikas sollen in enger Kooperation mit afrikanischen Partnern Daten zu Siedlungsmustern, Subsistenz, Klima- und Landschaftsgeschichte erarbeitet und miteinander verknüpft werden. So wurden von der DFG vier Teilprojekte bewilligt:

- Kulturhistorische Umbrüche der letzten 4000 Jahre in der Wüsten-Savannen-Übergangszone Nordafrikas (Prof. Dr. Peter Breunig, Archäologie, JWG-Universität Frankfurt/M.)
- Spätholozäne Vegetationsgeschichte und die Entwicklung des Bodenbaus in den Übergangsregionen Wüste-Savanne und Savanne-Regenwald (Prof. Dr. Katharina Neumann, Archäobotanik, JWG-Universität Frankfurt/M.)
- Zentralafrikanische Umwelt und Kultur: Voraussetzungen, Stimuli und Dynamik der Besiedlung des äquatorialen Regenwaldes (Prof. Dr. Manfred K. H. Eggert, Archäologie, Universität Tübingen)
- Spätholozäne und historische ökologische Sensitivität der Regenwald-Savannen-Grenze im westlichen Äquatorialafrika und ihr Einfluss auf die Siedlungsexpansion (Prof. Dr. Jürgen Runge, Physische Geographie, JWG-Universität Frankfurt/M.)

Die Arbeitsgruppen von Prof. Dr. Manfred K. H. Eggert (mit Conny Meister), Prof. Dr. Jürgen Runge (mit Joachim Eisenberg und Mark Sangen) und Prof. Dr. Katharina Neumann (mit Dr. Astrid Schweizer, Dr. Stefanie Kahlheber und Dr. Alexa Höhn) konzentrierten dabei ihre Forschung auf die Studienregion Süd-Kamerun, am Übergang von Savanne zu Regenwald. Im Rahmen dieser Forschergruppe entstand das Teilprojekt “Regenwald-Savannen-Kontakt – ReSaKo” (Ru 555/14-1, 14-2 und 14-3), welches die Forschung im Rahmen dieser Dissertation ermöglichte. In dem Teilprojekt wurden phy-

siogeographische und umweltgeschichtliche Untersuchungen im tropischen Regenwald von Süd-Kamerun mit anfangs definiertem Ziel durchgeführt, weitere Belege für den spätholozänen Klimawandel und den damit verbundenen Veränderungen der Regenwald-Savannen-Grenze in Äquatorialafrika zu sammeln. Hierfür wurden die für den äquatorialen Bereich innovativen alluvialen Sedimente gewählt.

Die im Rahmen des ReSaKo-Teilprojektes ermöglichten Promotionsvorhaben wurden eng miteinander verknüpft und die jeweiligen Themen und Aufgabenbereiche klar getrennt. Daraus entstand eine hervorragende Kooperation mit einer klaren Aufteilung der Zuständigkeiten und Forschungsziele im Rahmen des Projektes. Während diese Arbeit sich hauptsächlich mit der Auffindung, Aufbereitung und Interpretation südkamerunischer alluvialer Sedimentarchive beschäftigt, wurde parallel ein ArcView GIS-Projekt zur Fernerkundung der Untersuchungsregion hinsichtlich umweltgeschichtlich verwertbarer Alluvialbereiche erstellt. In der parallel entstandenen Promotion wird die langfristige tektonische, neotektonische und morphologische Genese der untersuchten Flusseinzugsgebiete Süd-Kameruns thematisiert (vgl. EISENBERG 2009). Dies erlaubt die Identifizierung geeigneter Bohrstandorte, die für diese Arbeit grundlegende alluviale Sedimentarchive enthalten und im Rahmen ausgedehnter Feldarbeiten exploriert und beprobt werden konnten.

1.2 Problemstellung und Arbeitsziele

Das Hauptziel dieser Arbeit besteht darin, in einer bislang weitestgehend unerforschten Region umweltgeschichtlich verwertbare alluviale Sedimentarchive zu identifizieren, zu erschließen und hinsichtlich ihrer Aussagefähigkeit zur quartären Landschaftsgeschichte zu interpretieren. Die Interpretation der alluvialen Sedimentschichten, insbesondere markante Wechsel in der Korngrößenzusammensetzung und in den Sedimenten eingebettete "Paläooberflächen" (fossile organische Horizonte, reliktsische Sümpfe, etc.), erlaubt weitreichende Rückschlüsse auf die Klima- und Umweltgeschichte in den untersuchten Flusseinzugsgebieten. Die Korrelation der einzelnen regionalen Befunde führt schließlich über den Einbezug weiterer terrestrischer und hemi-pelagischer Sedimentarchive und unter Berücksichtigung der Teilergebnisse der Archäologen und Archäobotaniker in einer Synthese zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte Süd-Kameruns. Dem Gegenstand des Forschungszieles der DFG-Forschergruppe 510 folgend und die erstrebte Interdisziplinarität des Forschungsansatzes berücksichtigend lassen sich für diese Arbeit folgende Hauptziele formulieren:

1. Das Auffinden von, im Rahmen eines fluvial-morphologischen und paläoökologischen Ansatzes interpretierbarer, innovativer alluvialer Sedimentarchive entlang bislang unerforschten tropischen Fließgewässern Äquatorialafrikas.

2. Die Interpretation dieser alluvialen Sedimente hinsichtlich regionaler Befunde zur Rekonstruktion der quartären Landschaftsgeschichte.
3. Synthetischer Vergleich der eigenen Ergebnisse mit Erkenntnissen aus weiteren terrestrischen und marinen Paläoumweltarchiven der Untersuchungsregion.
4. Erarbeitung eines interdisziplinären Gesamtergebnisses im Sinne des Verbundprojektes unter Berücksichtigung und Einbindung paläobotanischer und archäologischer Befunde aus dem Untersuchungsraum.

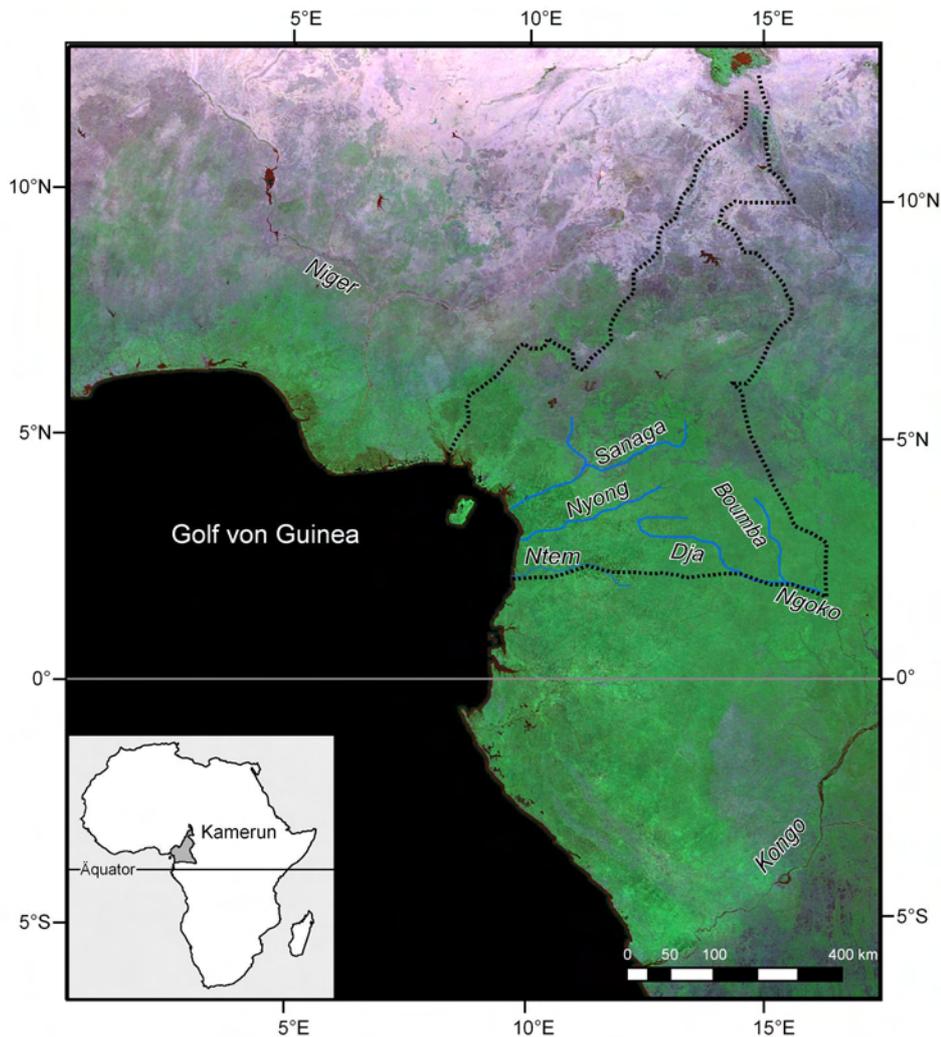


Abb. 1: Übersichtskarte (Spot-Mosaik der GLC 2000) des Untersuchungsraumes. Es umfasst Flusssystemabschnitte des Sanaga, Nyong, Ntem, Dja, Boumba und Ngoko in Süd-Kamerun.

Die regional auf Süd-Kamerun konzentrierte Studie (vgl. Abb. 1 und Beilage 1) betrachtet vor allem die ökologische Übergangszone Savanne-Regenwald, die besonders sensitiv auf Klimaänderungen reagiert (RUNGE 2001, 2002, THOMAS 2004). Bereits geringfügige Änderungen der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse können Ausdehnung bzw. Rückzug des Regenwaldes oder der Savanne bewirken. Hiermit verbunden sind ebenso Modifizierungen der hydrologischen und terrestrischen Prozesszyklen,

die sich in mannigfaltigen Sedimentarchiven von Schelfbereichen, Seen, Sümpfen und Flussauen manifestieren (u. a. SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000, ABRANTES 2003, BARKER et al. 2004, GASSE 2000, HOLVOETH et al. 2005, LÉZINE & CAZET 2005, WELDEAB et al. 2007, GASSE et al. 2008). In dem Teilprojekt ReSaKo untersucht die vorliegende Arbeit den umweltgeschichtlichen Aussagewert der Ablagerungen der tropischen Flüsse Boumba, Ngoko, Ntem, Nyong und Sanaga im Süden Kameruns anhand geomorphologischer, sedimentologischer und pedologischer Arbeitsmethoden. Dieser im Bezug auf tropische Flusssysteme wenig genutzte Ansatz erschließt sich ein neues Archiv umweltgeschichtlich relevanter Proxydaten in Form von sukzessiv abgelagerten alluvialen Sedimenten. Dabei stehen folgende Kernfragen im Vordergrund:

- Gibt es entlang der Flusssysteme Südkameruns Sedimentarchive, in denen sich umweltgeschichtlich interpretierbare Alluvionen abgelagert und unter vergangenen sowie rezenten Klima- und Abflussbedingungen erhalten haben?
- Wie lassen sich solche Lokalitäten auffinden und sind diese Methoden übertragbar auf andere (tropische) Regionen?
- Sind diese potentiellen, in dieser Region bisher unerforschten Paläoumweltarchive im Rahmen der Fragestellung des Projektes und der vorliegenden Arbeit verwendbar?
- Welche Aussagen erlauben die einzelnen Befunde hinsichtlich der quartären Landschaftsgeschichte Süd-Kameruns (vor allem der Regenwald-Savannen-Dynamik betreffend)?
- Erlauben die neuen Erkenntnisse generelle Aussagen hinsichtlich der Erforschung alluvialer Sedimentarchive in tropischen Regionen (Äquatorialafrika)?
- Wie fügen sich die eigenen Ergebnisse in den Kontext der Referenzdaten aus anderen landschaftsgeschichtlichen Untersuchungen im westlichen Äquatorialafrika ein?
- Wie lassen sich die Ergebnisse in das interdisziplinär ausgerichtete DFG-Projekt 510 einbinden (paläobotanischer und archäologischer Ansatz, Besiedlung des Regenwaldes - "Bantu-Migration" und "*First Millennium BC Crisis*")?

Ähnliche Untersuchungen an Alluvionen als landschaftshistorisch verwertbare Archive haben in den gemäßigten Breiten und einigen tropischen Regionen bereits wertvolle Erkenntnisse über vergangene Umweltveränderungen geliefert (vgl. u. a. GREGORY & BENITO 2003, LEWIN & MACKLIN 2003). Es ist daher besonders wichtig, sie auch in den Tropen Afrikas gezielter und flächendeckender aufzuspüren und anzuwenden, besonders hinsichtlich der weiterhin dringend notwendigen Verdichtung von Paläoumwelt-daten für diese Region (THOMAS 2008). Hierfür ist in erster Linie die richtige Standortauswahl innerhalb eines Alluvialbereichs bedeutsam, um Lokalitäten innerhalb des dy-

namischen fluvialen Systems aufzufinden, an denen sich solche Paläoumweltarchive unter den vielen extern und intern einwirkenden Faktoren überhaupt erhalten haben.

Natürliche Veränderungen der globalen Klimaverhältnisse können hauptsächlich auf Veränderungen der Solarkonstante und damit verbundene Insolation zurückgeführt werden, welche sich infolge von Änderungen orbitaler Parameter ereigneten (u. a. IMBRIE et al. 1984, 1992, BERGER & LOUTRE 1991, LOULERGUE et al. 2008). Infolge solcher klimatischen Fluktuationen ergeben sich ozeanische sowie atmosphärische Oszillationen und Reorganisationen, welche die Meeresoberflächentemperaturen (*sea surface temperatures* – im Folgenden SSTs) und -Strömungen sowie die planetarische Zirkulation modifizieren. Dadurch veränderten sich die Intensität des Afrikanischen Monsuns und die Niederschlagsgegebenheiten über Äquatorialafrika (u. a. ROSSIGNOL-STRICK 1983, POKRAS & MIX 1987, PRELL & KUTZBACH 1987, DEMENOCAL et al. 2000, VIDAL & ARZ 2004, JOUZEL et al. 2007, WELDEAB et al. 2007). Weitere Modifikationen der atmosphärischen und ozeanischen Gegebenheiten erfolgen, vor allem in jüngster Zeit, über Telekonnektionen mit der *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) und damit einhergehenden El Niño- sowie La Niña-Ereignissen (vgl. u. a. JANICOT et al. 1998, CAMBERLIN et al. 2001, REDELSPERGER et al. 2006, ZHAO et al. 2007). Die Schwankungen der Monsunintensität bedingen Modifikationen im Vegetationsmuster und in der Stabilität des Landschaftsgefüges. Der Nutzbarkeit der Alluvionen als terrestrische Archive betreffend, bringen solche Modifikationen auch tief greifende Auswirkungen auf das Abfluss-, Erosions- und Sedimentationsverhalten der fluvialen Systeme mit sich. Der Nachweis solcher Reorganisationen in den alluvialen Sedimentarchiven trägt somit zur Rekonstruktion umweltgeschichtlicher Veränderungen bei. Und obwohl die Interpretation des fluvialen Erosions- und Sedimentationsverhaltens tropischer Flüsse und deren Ablagerungsprodukte mit Schwierigkeiten verbunden ist, wie Wechsellagerungen von alluvialem mit kolluvialem Material, Eisenkrusten, *stone-lines* von u. U. spätpleistozänem Alter, Hiatus-Problematik und raumzeitliche Korrelation (vgl. FÖLSTER 1979, 1983, SCHUMM 1977, THOMAS 2000, 2004, LEWIN & MACKLIN 2003), so sind die auffindbaren alluvialen Sedimente doch Produkte der lokalen Sedimentationsbedingungen. Sie resultieren aus dem Zusammenspiel der jeweils herrschenden Faktoren und können daher wichtige Anhaltspunkte zur Landschaftsgeschichte liefern. Vor allem bedeutsam in diesem Zusammenhang ist die Interaktion von Klima, Wasserhaushalt, Vegetationsbedeckung, tektonischen Ereignissen und anthropogenen Einflüssen (HOLBROOK & SCHUMM 1999, THOMAS 2000, 2004, VANDENBERGHE 2003). Dennoch sind entgegen der Komplexität der zum Teil noch unzureichend erforschten rezenten fluvialen Morphodynamik in den Tropen und der lange Zeit weitverbreiteten Annahme, die intensive chemische Verwitterung lasse Datierungen organischer Substanz nicht zu, in Südamerika, Australien und Südostasien bereits eine Vielzahl von Studien durchge-

führt worden, die sich mit diesem Forschungsansatz auseinandersetzen (u. a. STEVAUX 1994, 2000, NANSON et al. 1993, 2008, NANSON & PRICE 1998, NOTT & PRICE 1999, LATRUBESSE & FRANZINELLI 2002, 2005, LATRUBESSE 2003, 2008, LATRUBESSE et al. 2005).

Sie belegen, dass es Standorte innerhalb tropischer fluvialer Systeme gibt, an denen datierbare und landschaftsgeschichtlich aussagefähige Sedimentkörper erhalten bleiben können, die ein bisher unzureichend genutztes terrestrisches Paläoumweltarchiv darstellen. Für das tropische Afrika ist das Datenmaterial vergleichsweise dürftig (vgl. THOMAS 2000, 2008, THOMAS & THORP 2003). Trotzdem dokumentieren die bisher vorgelegten Arbeiten die Erhaltung umweltgeschichtlich verwertbarer Sedimentarchive, die sich innerhalb der teilweise sehr ausgedehnten Alluvialebenen tropischer Flüsse erhalten haben. Hier sind vor allem die Arbeiten von RUNGE (2001, 2002) und NEUMER (2007) in der Zentralafrikanischen Republik, THOMAS & THORP (1980, 1995) und THORP & THOMAS (1992) in Sierra Leone und Ghana, sowie PREUSS (1986, 1986a, 1990) im Kongo-Zaire-Becken besonders nennenswert.

Die in dieser Arbeit untersuchten Flüsse fließen durch rezent von tropischem Regenwald bestandenes Gebiet (Boumba, Ngoko, Ntem) und entlang der heutigen Regenwald-Savannen-Grenze (Nyong und Sanaga) und liefern daher über ihre Ablagerungen wichtige Hinweise zur Dynamik und Evolution der Landschaft, des Klimas und der Vegetation in ihren jeweiligen Einzugsgebieten. Über Fernerkundungsmethoden wurden sogenannte Gunstbereiche innerhalb der fluvialen Systeme entlang mehrerer Flusssystemsabschnitte identifiziert, an denen fluvial und alluvial abgelagerte Sedimente vermutet wurden. In einem weiteren Schritt wurden diese Alluvionen über Bohrungen aufgeschlossen, um sich den Paläoumweltgehalt dieser Ablagerungen zu erschließen. Ebenso wurden die geomorphologische Gesamtsituation und die rezenten Rahmenbedingungen untersucht, um eine möglichst umfassende Vorstellung von den Wechselbeziehungen der Geoökofaktoren im Untersuchungsgebiet zu erhalten und die Geländebefunde später in diesem Zusammenhang auswerten zu können. Die anschließende Analyse und Interpretation dieser Sedimente soll Hinweise zur Umweltgeschichte im westlichen Äquatorialafrika liefern, vor allem hinsichtlich der Dynamik der Regenwald-Savannen-Grenze (eventuelle Verlagerungen aufgrund klimatischer Fluktuationen während des Quartärs, vor allem des Letzten Glazialen Maximums [LGM] und im Holozän). Sie stellen daher eine Ergänzung zu den bereits aus lakustrinen und marinen Archiven vorliegenden Ergebnissen dieser Region dar (vgl. u. a. SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000). Zudem liefern die Alluvialarchive erste Paläoumweltdaten für den diesbezüglich weitgehend unerforschten Süden Kameruns.

Seit einiger Zeit wird über den Einfluss vergangener Klimaänderungen (vor allem der pleistozänen Vereisungen) auf das Globalklima und auf die Ausdehnung tropischer Re-

genwälder und anderer feuchttropischer bis wechselfeuchter Ökosysteme diskutiert. Diese Diskussionen haben seit letztem und diesem Jahr vor allem aufgrund der sich immer drastischer äußernden Erwärmung (z. B. Häufung von Wetterextremen und Hochwässern, gesteigerte Intensität von Unwettern und Wirbelstürmen und Abschmelzen der Eiskappen und Gletscher) neue Impulse erhalten. Die Frage nach dem *Global Change* und dem anthropogen verursachten Anteil an dem sich wandelndem Klima ist momentan aktueller als je zuvor (IPCC 2007). Nachdem zunächst weitreichende klimatische und ökologische Veränderungen in den Tropen für unwahrscheinlich gehalten wurden, lieferten in den letzten 20-30 Jahren vor allem in Äquatorialafrika (hier besonders West- und Zentralafrika) durchgeführte, geowissenschaftliche und vegetationskundliche Arbeiten wichtige neue Erkenntnisse. So gibt es Hinweise darauf, dass das Klimageschehen Zentralafrikas hochglazialzeitlich durch eine Abkühlung um etwa bis zu 5° C sowie eine Reduzierung der Niederschläge von bis zu 50 % gegenüber den heutigen Gegebenheiten gekennzeichnet war (SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000, RUNGE 2001, BARKER et al. 2004, GASSE et al. 2008). Im darauf folgenden Postglazial und Holozän traten zudem regional und zeitlich nicht immer korrespondierende und unterschiedlich stark ausgeprägte Klimaschwankungen auf (v. a. Dürreperioden und Veränderungen der Saisonalität), die insbesondere im Übergangsbereich von Regenwald zu Savanne zu wiederholten Trans- und Regressionen des äquatorialen Tieflandregenwaldes geführt haben (KADOMURA 1995, MALEY 2001, MARCHANT & HOOGHMISTRA 2004, GASSE 2005, LÉZINE & CAZET 2005). Besonders interessant in diesem Zusammenhang ist die Frage nach der Erhaltung sogenannter Regenwald-Refugien in ökologisch begünstigten Zonen während trockenerer und kühlerer Phasen (vor allem während des LGM um 20-18 ka BP), von wo aus sich die tropischen Regenwälder in wärmeren Perioden wieder ausbreiten konnten (u. a. HAMILTON 1976, 1983, LITTMANN 1987; MALEY 1987, 1989, 1991, 1993, 2001, COLYN et al. 1991).

Erkenntnisse für diesen Klimawandel und Umweltveränderungen im westlichen Äquatorialafrika stammen bisher vor allem aus pollenanalytischen Analysen an lakustrinen Ablagerungen (vgl. SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000, ELENGA et al. 2004, GASSE et al. 2008). Für Seen aus dem west- und zentralafrikanischen Raum liegen neben dem Tschadsee unter anderem Ergebnisse aus Gabun, Ghana, Kamerun und der Republik Kongo vor. Weitere, länger zurückreichende Proxydaten lieferten festlandferne ozeanische Bohrkerne aus dem Golf von Guinea und anderer Lokalitäten vor der Küste NW- und Westafrikas. Von besonderer Bedeutung sind zudem weitere Bohrungen in hemipelagischen Sedimenten aus den Alluvialschwemmfächern des Niger und des Kongo sowie des Sanaga und Nyong (u. a. SCHNEIDER et al. 1997, ZABEL et al. 2001, ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2007). Letztere geben vor allem Aufschluss über den schwan-

kenden terrestrischen Sedimentaustrag aus diesen großen fluvialen Systemen zu den jeweils feuchteren bzw. trockeneren Phasen.

Terrestrische Paläoumweltdaten für das äquatoriale Afrika sind jedoch immer noch weitgehend unentdeckt und weit über den Raum verteilt, so dass die Erforschung der Dynamik der tropischen Ökosysteme in Zentralafrika vom LGM bis heute noch immer erhebliche räumliche sowie zeitliche Datenlücken aufweist (vgl. BARKER et al. 2004, GASSE et al. 2008). Für den äquatorialen Bereich Kameruns liegen neben den untersuchten Seen bisher kaum terrestrische Paläoumweltdaten vor. Fluvial-morphologische Paläoumweltarchive sind in der äquatorialafrikanischen Region sehr selten und gerade in Kamerun bisher unerforscht. Daher sind Vergleiche und Korrelationen hinsichtlich der historischen Dynamik und zukünftigen Entwicklung der zentralafrikanischen Ökosysteme, denen eine wichtige Rolle im globalen atmosphärischen Zirkulationssystem zufällt (VIDAL & ARZ 2004, LOULERGUE et al. 2008) und welche sich durch eine hohe Biodiversität auszeichnen, bisher nur unzureichend möglich. Ebenso wenig ist bisher deren Stellenwert im Zusammenhang mit dem globalen Klimawandel gänzlich geklärt, wobei sie als eine der größten zusammenhängenden Regenwaldflächen eine wichtige Konvektionszelle und Kohlendioxidsenke darstellen (DUPONT et al. 2000, ANHUF et al. 2006). Die bisher wenig erforschten äquatorialafrikanischen Regionen, könnten von dem erwarteten globalen Wandel ökologisch und ökonomisch stark betroffen sein (IPCC 2007, DELIRE et al. 2008, MOLUA 2009). Von Bedeutung wären neue Daten insbesondere für zukünftige Modellierungen, welche die raum-zeitliche Dynamik der Paläoumweltverhältnisse rekonstruieren und zukünftige Vegetations- und Klimaentwicklungen prognostizieren. Während die ersten numerischen Modelle (CLIMAP, COHMAP, BIOME etc.) noch versuchten, die Umweltverhältnisse seit dem LGM zu erforschen, zielen die neueren *General Circulation Models (GCMs)* (unterschieden in *Atmospheric GCMs*, *Oceanic GCMs* und *Coupled Atmospheric and Oceanic General Circulation Models - CGCMs*), sowie hier vor allem das "*Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, Phase I and II*" (PMIP I + II, u. a. BRACONNOT et al. 2007, WU et al. 2007, ZHAO et al. 2007) auf die Simulierung der Umweltverhältnisse des mittleren Holozäns und des LGMs. Zudem werden mögliche zukünftige Reaktionen des Erdsystems als Ganzes, mit komplexen Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre, Ozean und Vegetation, erforscht (u. a. FOLEY et al. 1998, 2003, CLAUSSEN et al. 2002).

2. Methoden

Zunächst wurden Fernerkundungsdaten aufbereitet, um mögliche Untersuchungsgebiete zu identifizieren. Diese Daten wurden zudem in Form von Übersichtskarten bei der Probennahme im Gelände verwendet. Schließlich lieferten sie unter Verwendung des vektorbasierten Grafik- und Zeichenprogramms *FreeHand* (FH 11: *FreeHand MXa*) von *Macromedia* die Übersichtskarten für diese Arbeit. Die methodische Herangehensweise lässt sich in einen Teil aus Vorarbeiten und anschließenden Nacharbeiten gliedern.

2.1 Vorarbeiten

2.1.1 Literaturlauswertung

Zu Beginn der Forschungsaktivitäten im Jahr 2004 wurde zunächst die wenige, aber grundlegende französischsprachige Literatur ausgewertet. Besonders die Forschungsergebnisse des Programms ECOFIT (*“ECOsystemes et paléoécosystemes des Forêts InterTropicales”*), welches von 1992-1995 gemeinsam vom *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) und *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD, damals ORSTOM) durchgeführt wurde, lieferte grundlegende Erkenntnisse zur Entwicklung des Klimas der Inneren Tropen (Zentralafrika und Südamerika) seit dem LGM (SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000). Sehr detaillierte hydrologische und klimatische Daten liefert *“Fleuves et rivières du Cameroun”* (OLIVRY 1986). Im Laufe des Projektes konnten weitere Informationen aus sogenannter “grauer Literatur” (z. B. KUETE 1990, SIGHA-NKAMDJOU 1994, BENUH TIBANGE 2004) eingebunden werden.

2.1.2 Satellitenbilddaten und Fernerkundung

Das im ReSaKo-Teilprojekt entwickelte ArcView GIS-Projekt für Süd-Kamerun hatte das primäre Ziel, auf Grundlage von Satellitendaten über Fernerkundung geeignete Standorte entlang der untersuchten Fließgewässer zu identifizieren, um dort geomorphologische und sedimentologische Feldarbeiten zur Erschließung der umweltgeschichtlich relevanten Proxy-Daten durchführen zu können. Zusätzlich diente es der Erstellung von Orientierungskarten im Maßstab 1:100.000, da kartographisches Material aus Kamerun nur teilweise vorhanden bzw. verfügbar ist. Erforderliche Daten wurden zu einem flächendeckenden Mosaik zusammengefügt, wie die Abb. 2 (mit z. B. dunkelgrau hinterlegten, vor der Erstellung des Mosaiks noch bewölkten Bereichen) verdeutlicht. Im Laufe des Projektes wurden zeitlich verschieden aufgenommene Satellitenzenen (Aufnahmedauer 1999-2003) der gleichen Regionen verknüpft, so dass mittlerweile der gesamte Süden Kameruns lückenlos abgedeckt wird. Diese Daten wurden zur Erstellung von Übersichtskarten im Maßstab 1:100.000, 1:50.000 und 1:25.000 mittels des ArcView GIS (zuletzt Version 9.2) verwendet, die später mit im Gelände aufgenomme-

nen GPS-Daten erweitert wurden. Um die verschiedenen Dateiformate, in denen die Satellitenbilder aufbereitet worden sind, und unterschiedliche räumliche Darstellungen in Einklang zu bringen, mussten die notwendigen Szenen über geeignete Punkte, die während der Geländearbeiten gesammelt wurden, georeferenziert werden. Prozessiert wurden die Daten für das Untersuchungsgebiet in der Bandkombination 4-5-7 (RGB), über die geologische und geomorphologische Merkmale im Studiengebiet gut zu identifizieren sind.

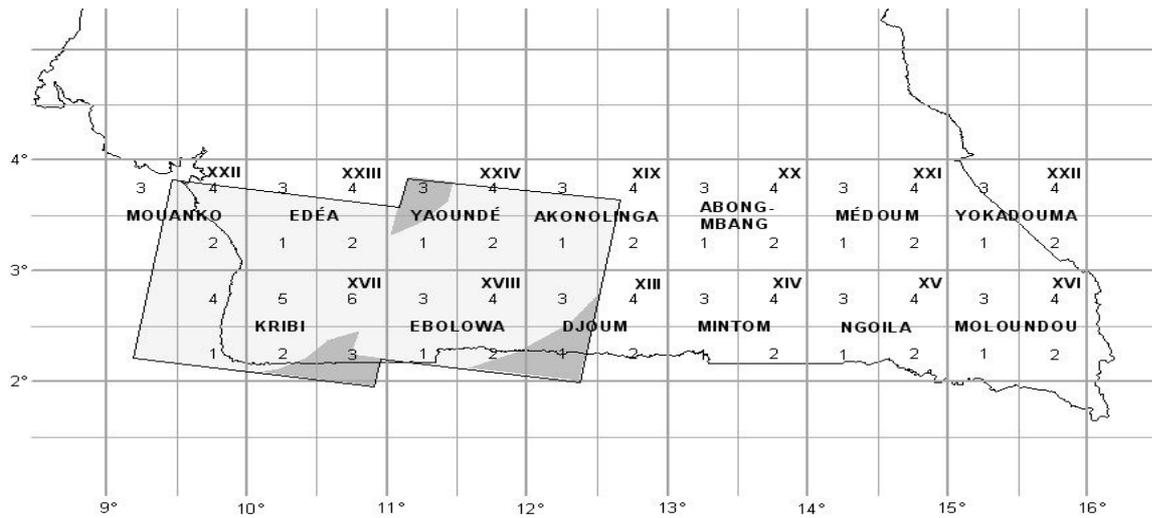


Abb. 2: Ursprünglicher Blattsschnitt Süd-Kameruns für die erste Projektphase (2004-2006), Satellitenbildkarten im Maßstab 1:100.000 sind grau hinterlegt. Mittlerweile liegen für den gesamten Süden Kameruns entsprechende Karten vor. Entwurf und Kartographie J. EISENBERG (2004).

2.1.2.1 Satellitenbilddaten

- LANDSAT-Daten

Grundlage für das ArcView GIS waren Satellitenbilddaten, die über den *Global Land Cover Facility (GLCF)*-Server der Universität von Maryland/USA bezogen wurden. Bei den verwendeten Satellitenszenen handelte es sich um LANDSAT *Thematic Mapper* (TM) und hauptsächlich LANDSAT 7 *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+)-Szenen mit einer räumlichen Auflösung von 30 x 30 m je Pixel. Der seit 1999 gestartete LANDSAT 7 ist mit einem *Enhanced-Thematic-Mapper Plus* (ETM+) ausgestattet, der durch einen Scanner die Erdoberfläche in 6 unterschiedliche Spektralkanäle (30 x 30 m Auflösung), einem Thermalkanal (60 x 60 m) und einem panchromatischen Kanal (15 x 15 m) erfasst. Der erfasste Streifen der Erdoberfläche hat eine Breite von 185 km, so dass alle 16 Tage das gleiche Gebiet beobachtet wird. Sehr viele Szenen können über den (GLCF)-Server kostenfrei beschafft und eingesehen werden und seit 2008 auch vermehrt Szenen aus Afrika (USGS 2006). Die für diese Arbeit verwendeten Szenen wurden hauptsächlich in den Trockenzeiten des Zeitraumes zwischen 1998 und 2002 aufgenommen.

- SRTM-Daten

Neben den Satellitenbilddaten enthält das ArcView GIS auch *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) [STS-99]-Höhendaten, die im Februar 2000 von der NASA erfasst wurden. Mit dieser Vermessung wurden innerhalb von 11 Tagen weltweit Daten gesammelt, aus denen sich ein hochauflösendes digitales Höhenmodell der Erdoberfläche erstellen lässt. Abgedeckt wurden Landflächen zwischen dem 60. nördlichen und 58. südlichen Breitengrad. Problematisch hierbei ist, dass der jeweils auf der Erdoberfläche höchste Punkt erfasst wird (also auch Infrastruktur und Vegetation) und nicht die tatsächliche Geländeoberfläche. Diese Daten, mit einer Auflösung von 90 x 90 m je Pixel, sind ebenfalls über den GLCF-Server erhältlich. Sie wurden dazu benutzt, für die jeweiligen Untersuchungsgebiete Höhenmodelle zu erstellen.

- ASTER-Daten

Ebenso wurden *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER)-Daten verwendet, deren Auflösung etwa 15 bis 90 Meter pro Bildpunkt beträgt. ASTER ist ein wissenschaftliches Instrument an Bord des am 18. Dezember 1999 von der NASA gestarteten Erdbeobachtungssatelliten Terra, das seit Februar 2000 Daten aufzeichnet. Die hochauflösenden Bilder werden in 14 Kanälen des elektromagnetischen Spektrums vom sichtbaren Licht bis ins thermische Infrarot aufgezeichnet. Es können daraus Seehöhe, Oberflächentemperatur, Reflektivität und Emissivität des betrachteten Landteils abgeleitet werden. Der doppelt vorhandene Kanal 3 nimmt im nahinfraroten Spektralbereich auf. Da der erste Kanal 3N (Nadir) die Erdoberfläche wie die übrigen senkrecht unter der Plattform abbildet und der zweite Kanal 3B dieselbe Fläche etwas später um 27.6° rückwärts gedreht aufnimmt entsteht ein Stereobild, das man zur Berechnung eines Digitalen Höhenmodells heranziehen kann. Die ASTER-Daten lieferten hochauflösende (1:25.000) Übersichtskarten, mit denen nach ehemaligen und periodischen Flussläufen in den Einzugsgebieten gesucht wurde.

2.1.2.2 GIS ArcView-Projekt

Die in den Satellitenszenen enthaltenen Informationen wurden in einem ArcView GIS (9.2) zusammengetragen und in verschiedenen Ebenen dargestellt. Das aktuelle Wege- und Straßennetz sowie Siedlungen im Regenwald zeigen sich auf den Satellitenbildern (Aufnahmezeitraum 1999-2002) in Form heller Flächen. Diese Informationen über die gegenwärtige Infrastruktur ergänzten die wenigen und veralteten topographischen Karten (1:200.000) vom *Institut Géographique National* (IGN) aus den 1960-1970er Jahren. Panchromatische Luftbilder konnten in Yaoundé lediglich für einen Standort am Nyong-Mittellauf (Njock und *Chutes de Njock*) beschafft werden. Zur Orientierung wurden Daten der *Digital Chart of the World* (DCW) in das Kamerun-GIS eingebunden: Die Verkehrswege wurden aus der *Cameroon Carte Routiere* im Maßstab

1:1.500.000 von 1994 durch die *Defense Mapping Agency* erfasst. Zum einen sind die Daten für einen kleineren Maßstab als 1:1.5 Mio. kaum verwendbar und zum anderen sind sie nicht aktuell – der Vergleich der während der Geländekampagne aufgenommenen GPS-Trackingdaten (mit Magellan ProMark 2) mit den Verkehrswegen verdeutlichte dieses Problem. Übersichtskarten wurden aus den Satellitenbildern über die Layout-Funktion des GIS ArcView 9.2 erstellt. Sie decken jeweils 30'' ab und wurden mit einem UTM-Raster versehen (vgl. Abb. 2). Im Laufe des Projektes wurde es jedoch mit zusätzlichen Daten (GPS-Wegepunkte und Tracks) vervollständigt, die im Gelände erfasst wurden.

2.1.3 Prospektions- und Feldarbeitskampagnen

2.1.3.1 Projektphase 2004-2006

Eine erste Reise nach Süd-Kamerun (März/April 2004) diente der Prospektion möglicher Untersuchungsgebiete hinsichtlich Logistik und Infrastruktur, sowie die Lokalisierung geeigneter Bohrstandorte. Das Erkunden der physiogeographischen Verhältnisse in den Flusseinzugsgebieten von Sanaga, Nyong und Ntem stand dabei im Mittelpunkt.

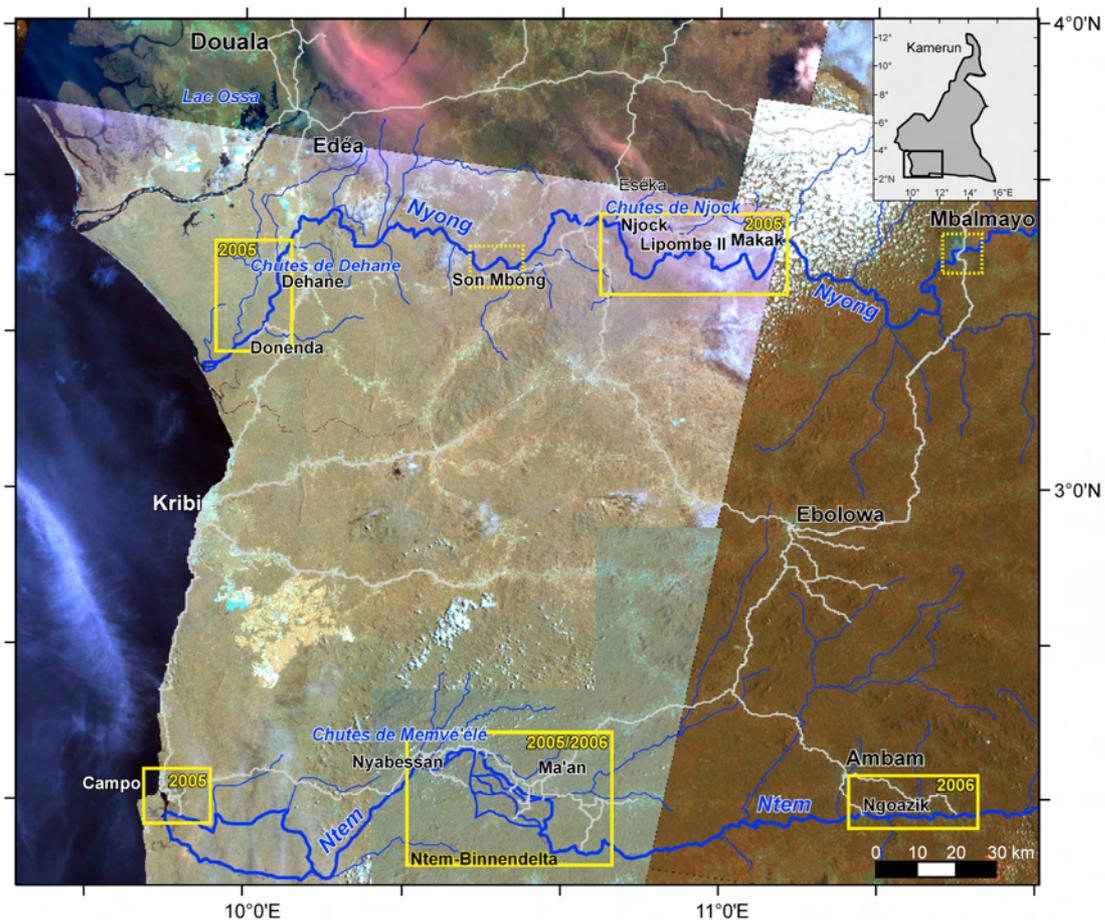


Abb. 3: Karte (LANDSAT ETM+-Mosaik, 185/186-57 und 185/186-58 vom 18.05.2000, 21.02., 18.03. und 26.04.2001) mit Prospektions- und Arbeitsgebiet der 1. Projektphase. Dargestellt sind bereiste Orte, Trackingdaten (grau) und Lage der prospektierten (gestrichelt) und beprobten Flusssystemabschnitten.

Hauptsächlich wurden alluviale Ablagerungen (Alluvionen) und fluviale Formen, wie Terrassen und Altarme mit paläoökologisch verwertbaren organischen Ablagerungen (Mudden, Torfe, fossile A_1 -Horizonte - Paläooberflächen, pflanzliche Makroreste) gesucht, die mittels ^{14}C -Datierungen von Holzkohle und fossilen organischen Ablagerungen sowie Makroresten altersmäßig zugeordnet werden konnten. Der Großraum SW-Kamerun wurde in mehreren Regionen erkundet, die sich in der näheren Umgebung größerer Ortschaften und Städte wie Edéa (siehe Kap. 7.1.3), Kribi (*Chutes de Dehane*; siehe Kap. 7.2.3), Sakbayémé, Eséka und Mbalmayo (*Chutes de Njock*; siehe Kap. 7.2.2), Ebolowa und Ambam (Kap. 7.3.2), Ma'an und Nyabessan (Binnendelta Ntem, *Chutes de Memve'élé*; Kap. 7.3.1) und Campo (Kap. 7.3.3) konzentrierten. Dies sind die Unter- und Mittelläufe sowie Mündungsbereiche der in den Golf von Guinea drainierenden Flüsse Nyong, Ntem und Sanaga (vgl. RUNGE et al. 2005 und Abb. 3). Als wichtigstes Ergebnis dieser Prospektionsreise konnte das Binnendelta des Ntem zwischen Ma'an und Nyabessan identifiziert und exploriert werden, wo 2005-2006 sehr umfassende Feldarbeiten (siehe 2.1.5) durchgeführt wurden (vgl. RUNGE et al. 2006, SANGEN 2007, 2008).

2.1.3.2 Projektphase 2007-2009

Die Forschungen des ReSaKo-Teilprojektes wurden ab 2007 weiter in Richtung rezenter Regenwald-Savannen-Grenze verlegt, welche sich im Oberlauf der Flüsse Nyong und Sanaga befindet und streckenweise (von etwa Monatélé bis Belabo) entlang des Sanaga N-Ufers verläuft.

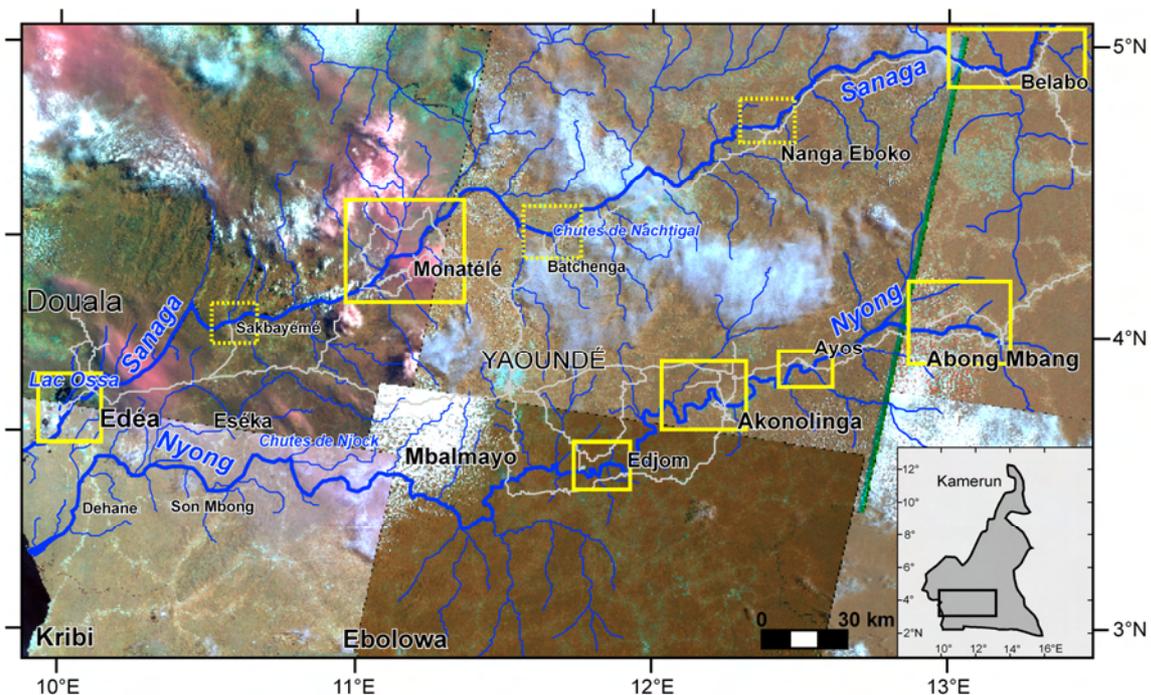


Abb. 4: Karte (LANDSAT-Mosaik 184-, 185-, 186-57 und 184-, 185-, 186-58 mit Aufnahmedaten zwischen 2000 und 2002) der prospektierten (gestrichelt) und beprobten Gebiete an Nyong und Sanaga.

Zunächst wurde 2007 bei Dizangué ein Transekt vom Sanaga-Ufer bis zum See Ossa gelegt, um sich nähere Erkenntnisse zur Genese des Sees zu erschließen (Kap. 7.1.3). Danach wurden, dem Sanaga ost- und flussaufwärts folgend, intensivere Feldarbeiten in den Regionen Monatélé, und Bélabo durchgeführt (Kap. 7.1.1 und 7.1.2). Eine Erkundung von Flusssystemabschnitten des Sanaga bei Batchenga, Nanga Eboko und Sakbayémé lieferte keine geeigneten Bohrstandorte. Anschließend fanden ausgedehnte Beprobungen am Oberlauf des Nyong bei Abong Mbang, Ayos und Akonolinga, sowie Edjom und Nkolmvondo statt (Kap. 7.2.1). 2008 erfolgte schließlich eine erste prospektive Erkundung und Beprobung der in das Kongo-Becken dränierenden Flüsse Boumba, Dja und Ngoko zwischen Lomié und Yokadouma sowie in der Region Moloundou statt (Kap. 7.4). Dabei konnten zwischen Lomié und Yokadouma zwei geeignete Standorte (Mankako und Ouessou) im Oberlauf des Boumba bearbeitet werden.

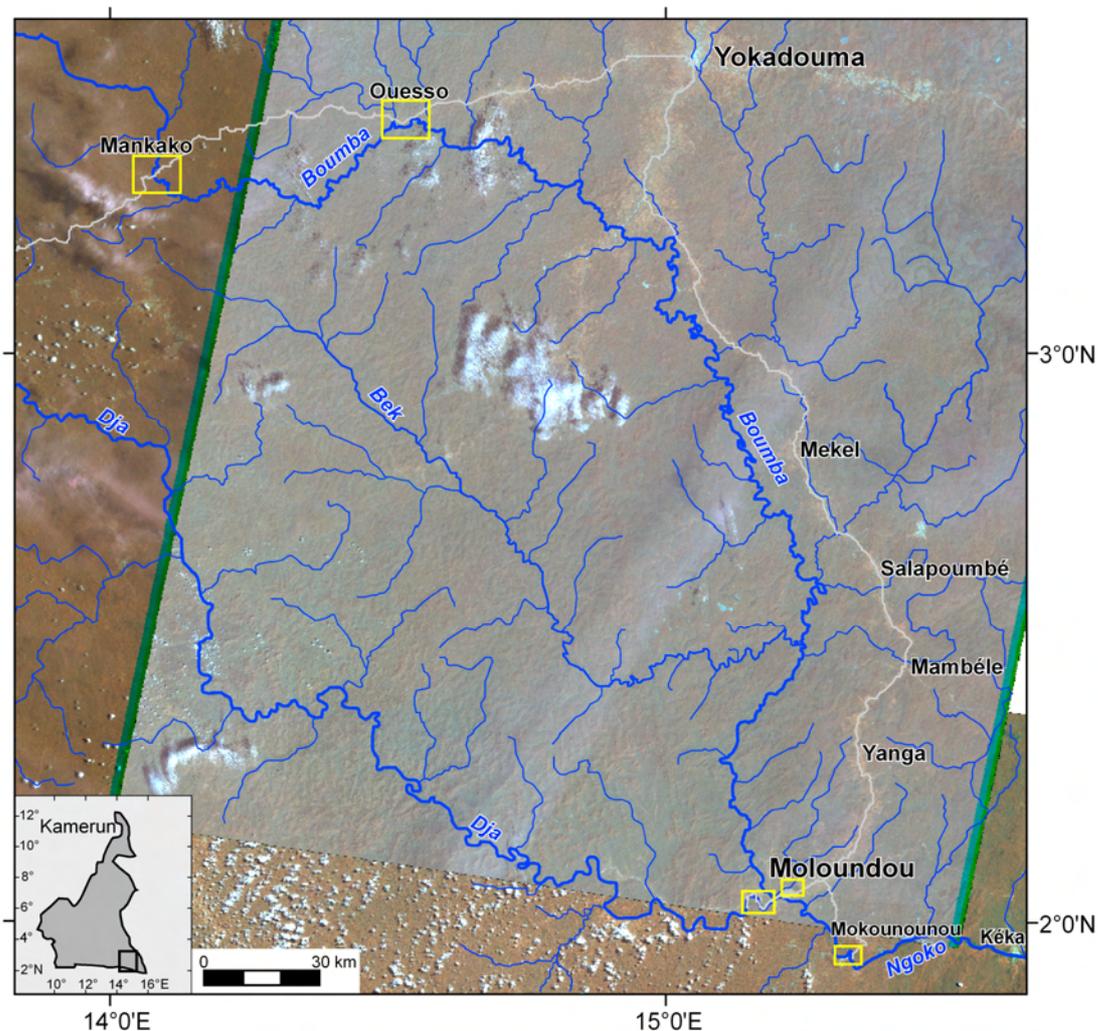


Abb. 5: Karte (Mosaik aus LANDSAT ETM+ Szenen 182/183-58 und 182/183-59 mit Aufnahmedaten zwischen 2001 und 2002) der Arbeitsgebiete an den Flüssen Boumba, Dja und Ngoko.

Neben mehreren Probebohrungen am periodisch überfluteten Unterlauf des Boumba bei Moloundou, wurde vor allem ein Altwasserarm unweit der Siedlung Mokounounou

erkundet und am ehemaligen Zu- und Abfluss beprobt. Mit einem Boot wurde zudem der Dja flussaufwärts nach W prospektiert, es konnten jedoch keine geeigneten Standorte identifiziert werden, vor allem aufgrund der Tatsache, dass der Dja sowie der Ngoko in diesem Abschnitt recht hohe (1-4 m), steil abfallende Ufer ausgebildet haben. Dennoch lieferten diese Aufschlüsse bemerkenswerte Einblicke in die sedimentstratigraphischen Lagerungsverhältnisse beider Flusssysteme.

2.1.4 Felduntersuchungen

Die in Kamerun durchgeführten Geländearbeiten fanden jeweils während der Trockenzeit (Januar bis März) statt, um einen Tiefststand der Flüsse in den jeweiligen Alluvialbereichen zu garantieren. Insgesamt wurden in den jeweiligen Trockenzeiten folgende Bohrungen an Flusssystemabschnitten der untersuchten Flüsse gemacht:

<i>Jahr</i>	<i>Fluss</i>	<i>Region</i>	<i>Anzahl Bohrungen</i>	<i>Bezeichnung</i>
2005	Ntem Nyong	Binnendelta	49	L01-L49
		Mittellauf	3	B01-B03
		Unterlauf	2	B06 + B07
2006	Ntem	Binnendelta	39	C01-C39
		Oberlauf	3	S01-S03
2007	Sanaga	Unterlauf	6	C01-C06
		Mittellauf	6	C07-C12
		Oberlauf	8	C13-C20
	Nyong	Oberlauf	11	C21-C31
2008	Dja	Unterlauf	1	D01
	Boumba	Oberlauf	5	B01-B05
	Ngoko	Oberlauf	6	N01-N06
	Nyong	Oberlauf	17	NY01-NY17
		Mittellauf	3	M01-M03
			159	

Tab. 1: Übersicht durchgeführter Geländearbeiten (Bohrungen). Eine detaillierte Übersicht befindet sich im Anhang auf Seiten 269-272.

Intensivste geomorphologische und pedologische Feldarbeiten wurden im Binnendelta des Ntem und an mehreren Standorten entlang des Nyong durchgeführt. Die Handbohrungen wurden mit einem Eijkelkamp EDELMAN-Bohrer bis zu Tiefen von 550 cm gemacht. An den Bohrstandorten wurden alle 20 cm Sedimentproben genommen. Dabei wurde jeweils nur der innere Kern der Edelman-Schraubsonde eingesammelt und nachsackendes Sediment vor Fortsetzung der Beprobung weitestgehend aus dem Bohrloch entfernt, um möglichst geringe Verfälschungen der Profile zu erhalten. An manchen Standorten musste unterhalb des Grundwasserspiegels mit einer Sonde (25 mm innerer Durchmesser, 50 cm Länge) weiter beprobt werden, da das Sediment wegen der zu-

nehmenden Wassersättigung nicht mit dem Edelman-Bohrer geborgen werden konnte. Diese Bohrmethode wurde auch verwendet, um die Schichtung mächtiger Tonlagen und fossiler organischer Horizonte (Paläooberflächen) zu studieren und dokumentieren. Viele dieser so gewonnenen Sedimentstratigraphien sind fotografisch erfasst worden. Zudem wurden im Binnendelta und an anderen Standorten, falls möglich, Gruben ausgehoben, um einen detaillierten Einblick in den stratigraphischen Aufbau der Sedimentlagen zu erhalten. An besonders aufschlussreichen Standorten und dort, wo Paläooberflächen angeschnitten wurden, entstanden sogenannte Transekte (Catenae). Diese umfassen mehrere Bohrungen mit geringem Abstand von einander zur genaueren Erkundung der stratigraphischen Verhältnisse und der Ausdehnung der Paläooberflächen.

An allen beprobten Standorten, die sich auf im Gelände identifizierten Terrassen, in Altarmen, periodischen Überschwemmungsbereichen und Stillwasserbereichen befanden, erfassten entsprechend detailliert durchgeführte Geländeaufnahmen mögliche Einflussfaktoren. Bei den Geländeaufnahmen wurden teilweise die Höhen über dem Meeresspiegel mit dem Höhenmesser *Thommen Classic* erfasst und, sofern es aufgrund der dichten Vegetation möglich war, die Neigungswinkel mit einem Neigungswinkelmesser von BREITHAUPT (Kassel). Im Gelände wurden hierzu auch zahlreiche Fotos und Skizzen angefertigt. Per GPS (Magellan ProMark 2) wurden Bohrungen und Standorte als Punkte sowie zurückgelegte Routen als Tracks erfasst und mit der Software *OziExplorer 3* in ArcView GIS kompatible Dateien umgewandelt und anschließend dargestellt.

Während der Felduntersuchungen wurden viele Bohrungen, die innerhalb eines Transektes entstanden, nur dokumentiert. An diesen Standorten wurden Körnigkeit, Bindigkeit und Formbarkeit des Sediments (20 cm-Proben) per Fingerprobe bestimmt, um sie den jeweiligen Bodenartenuntergruppen zuordnen zu können (Bodenkundliche Kartieranleitung 1994, S. 137 ff.). Gleichzeitig fanden die Bestimmung der Bodenfarbe mittels Munsell-Skala (*Munsell Soil Color Charts*) und eine entsprechende Dokumentierung statt. Wenn bei den Bohrungen fossile organische Horizonte (Paläooberflächen) angeschnitten wurden, erfolgte jeweils an dessen oberer und unterer Grenze eine Beprobung für ^{14}C -(AMS)-Datierungen. Im Zuge dieser Geländeaufnahmen wurde auch erfolgreich nach Keramikfragmenten und Spuren ehemaliger anthropogener Einflüsse (Siedlungsspuren) gesucht. Diese Funde wurden den Archäologen der Universität Tübingen zur weiteren Analyse übergeben. Drei Standorte im Binnendelta des Ntem (Aya'Amang, L38, Meyos L17 und Nyabessan L18), an denen mächtige pollenführende, tonige Sedimentschichten erbohrt wurden, konnten zusammen mit den Archäobotanikerinnen erneut aufgesucht werden, um dort mit einer Eijkelkamp Rammkernsonde (innerer Durchmesser 75 mm, Länge 100 cm) Sedimentkerne für palynologische Untersuchungen zu bergen.

2.2 Laborarbeiten

2.2.1 Chemisch-physikalische Laboruntersuchungen

Im Labor des Institutes für Physische Geographie der Universität Frankfurt fanden ausführliche bodenchemische Laboruntersuchungen statt. Bei der Aufbereitung der Proben (Mörsern und Sieben) für die Laboranalysen wurden organische Sedimente, Holzkohle und Makroreste für mögliche ^{14}C -Datierungen extrahiert.

Anschließend wurde der *pH-Wert* elektronisch mit der Einstabmesskette WTW E 56 und dem Digitalmeter ORION 520 A gemessen. Hierzu wurde 0.1 n KCl-Lösung nach MEIWES et al (1984) verwendet.

Die *Korngrößen* wurden nach KÖHN (DIN 19683, Teil 1 und 2, 1973) durch Nasssiebung und anschließender Sedimentationsmethode (Pipettierung) bestimmt. Während viele Proben einer vorherigen Humuszerstörung (ab 1.5 % Anteil organischer Substanz in der Probe) unterzogen werden mussten, waren bei der Probenaufbereitung Karbonat- und Eisenzerstörung nicht notwendig. Dieser folgte eine Dispergierung mit 0.4 n $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$. Schließlich wurden mittels Nasssiebung Kornfraktionen bis 63 μm (Skelettanteil) und mittels Sedimentationsanalyse (Pipettierung) die Kornfraktionen unter 63 μm ermittelt. Eine Unterscheidung erfolgte von Skelett (> 2 mm Äquivalentdurchmesser) über Grobsand (gS, 0.63 - 2 mm) bis hin zu Ton (T, < 0.002 mm).

Der *Gesamtkohlenstoff* (C_{ges}) wurde nach DIN ISO 10694 (1996) mittels Kohlenstoff-Analysator LECO EC-12 gemessen. Dies erfolgt durch trockene Verbrennung im Sauerstoffstrom und anschließender Analyse des freigesetzten Kohlendioxids (CO_2) mittels Infrarot-Detektion.

Die quantitative Bestimmung des *organischen Kohlenstoffs* (C_{org}) in den Sedimentproben erfolgte durch nasse Veraschung nach der Methode von LICHTENFELDER und DIN 19684, Teil 2 (1977), sowie kolorimetrische Messung am Spektralphotometer CADAS 100 (Fa. Lange).

Da *organische Substanz* (*OS*) 58 % Kohlenstoff enthält, kann durch Multiplikation mit dem Faktor 1,724 aus der bestimmten Kohlenstoffmenge der Gehalt an organischer Substanz im Sediment ermittelt werden (Umrechnung des organischen Kohlenstoffgehaltes in den Gehalt an organischer Substanz durch Multiplikation mit Faktor 1,724; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002, AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN 1994).

Nach der durch BREMMER (1960, 1965) modifizierte Methode von KJELDAHL wurde die quantitative Bestimmung des *Gesamtstickstoffs* (N_{ges}) durchgeführt. Dies geschah mit Aufschlussapparat BÜCHI 430 und Destillationsapparat BÜCHI 320 sowie durch titrimetrischer Messung.

Die Bestimmung des **dithionitlöslichen** Anteils der **Eisen- und Manganoxidverbindungen** (Fe_d und Mn_d in Masse-%) wurde nach der Methode von MEHRA & JACKSON (1960) mit Dithionit-Citrat-Lösung und Messung am AAS Perkin Elmer AAnalyst 300 vollzogen. Zur Kennzeichnung der aktiven, amorphen Oxidverbindungen wurden die **oxalatlöslichen Anteile** (Fe_o und Mn_o in Masse-%) nach DIN 19 684, Teil 6 (1977) mit oxalsaurem Ammoniumoxalat erfasst. Die Messung erfolgte mit dem AAS Perkin-Elmer AAnalyst 300. Anschließend wurde der **Gesamteisenanteil** bestimmt ($Fe_{ges} = Fe_o + Fe_d$). Zudem wurde das Verhältnis von Fe_o zu Fe_d ermittelt, welches den Aktivitätsgrad widerspiegelt und somit Hinweise auf Anreicherungen von Eisenoxiden in den Profilen, Bodenbildungsprozessen und dazugehörige relative Alter liefert. Laut BRUNNACKER (1970) und HÄDRICH (1970) kann das Mengenverhältnis von Fe_o zu Fe_d als Maß für das Alter eines Bodens verwendet werden, da der Anteil an amorphem Eisen (Fe_o) beim Erliegen der Verwitterungstätigkeit im Laufe der Zeit abnimmt. Da außerdem mit zunehmendem Alter eine Umkristallisierung des amorphen (Fe_o) zu kristallinem Eisen (Fe_d) vorausgesetzt werden kann (beim Erliegen der Verwitterungstätigkeit), nimmt der Anteil von Fe_d am Gesamteisen umso mehr zu, je stärker die Bodenbildung abgelaufen ist und je älter der untersuchte Boden ist.

Da die Nachweisgrenze von Manganoxiden bei der gewählten Methode bei 0.01 % liegt und Mangan in den untersuchten Sedimentproben nur in Spuren enthalten sind, die unterhalb dieser Nachweisgrenze sind, wird der ermittelte Mangananteil vernachlässigt.

Die **Farben** der **Sedimentproben** wurden im Labor mit der Munsell-Skala (*Munsell Soil Color Charts*) in feuchtem und trockenem Zustand bestimmt.

2.2.2 ^{14}C (AMS)-Datierungen

Während der Feldarbeiten und beim Aufbereiten der Proben (Mörsern und Sieben) wurden datierbare, organische Makroreste, organisches Sediment sowie Holzkohle für ^{14}C (AMS)-Datierungen und Bestimmung der stabilen Kohlenstoffverhältnisse ($\delta^{13}C$ -Werte) extrahiert. Zunächst wurden 26 Proben von verschiedenen Standorten und deren Maximaltiefen (Schichten, in denen zuletzt geeignetes Material auftrat) genommen, um eine Gesamteinschätzung der Alter der alluvialen Sedimente im Binnendelta und einiger Standorte entlang des Nyong vornehmen zu können. Vorzugsweise wurden vermutete Paläooberflächen an deren Ober- und Untergrenze datiert, aber auch Makroreste aus den Basen der jeweiligen Bohrungen. Später wurden nochmals 11 ^{14}C (AMS)-Datierungen in Auftrag gegeben. Die datierten organischen Substanzen stammten überwiegend aus im Binnendelta des Ntem verifizierten Paläooberflächen, die über Transekte näher untersucht wurden. Die Messreihen wurden im AMS-Labor des Physikalischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg durchgeführt.

In der zweiten Projektphase wurden nach der gleichen Methode 34 Proben gesammelt und im *CEntro di DATazione e Diagnostica* (CEDAD) der Universität von Salento in Lecce, Italien, analysiert.

Die ^{14}C -Alter wurden mit CalPal (www.calpal-online.de) kalibriert, welches auf der Kalibrierungskurve CalPal2007_Hulu mit Daten von HUGHEN et al. (2006) basiert. Die Ergebnisse der ^{14}C (AMS)-Datierungen sind in tabellarischer Form im Anhang (S. 273-274) dargestellt.

2.2.3 Stabile Kohlenstoffisotope - $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)

Im Rahmen der Datierungen wurden auch die stabilen Kohlenstoffisotope (^{12}C und ^{13}C , sog. $\delta^{13}\text{C}$ -Wert) ermittelt. Die Bestimmung der stabilen Kohlenstoffisotope in rezenten oder fossilen organischen Substanzen gibt Auskunft darüber, ob der darin enthaltene Kohlenstoff von Bäumen (C_3 -Pflanzen, zu denen die meisten tropischen Waldbäume gehören) oder Gräsern (C_4 -Pflanzen, zu denen etwa 85 % der tropischen Savannengräser gehören) gebildet worden sind (SCHWARTZ 1991, RUNGE 1992, 2002, GIRESSE et al. 1994). Grundlage hierfür ist die Tatsache, dass der in der organischen Substanz enthaltene Kohlenstoff, der bei der Photosynthese der Pflanze gebildet wird, bei C_3 - und C_4 -Pflanzen unterschiedlich im biochemischen Prozess fixiert wird. C_3 -Pflanzen bauen CO_2 unter Verwendung von drei Kohlenstoffatomen über den Calvin-Benson-Zyklus in ihre Zellen ein (CALVIN et al. 1950, CALVIN 1989). C_4 -Pflanzen dagegen benutzen den Hatch-Slack-Kortschak-Weg zur CO_2 -Fixierung unter Verwendung von vier Kohlenstoffatomen (HATCH 2002). Die in der Atmosphäre enthaltenen Kohlenstoffisotope ^{12}C und ^{13}C werden bei der CO_2 -Aufnahme von C_3 - und C_4 -Pflanzen unterschiedlich verwendet. C_3 -Pflanzen diskriminieren das in sehr geringer Menge (1.1 %) in der Atmosphäre enthaltene $^{13}\text{CO}_2$ gegenüber dem in großer Menge (98.9 %) enthaltenen $^{12}\text{CO}_2$. Daher verfügen die C_4 -Pflanzen über einen relativ höheren Anteil an ^{13}C als C_3 -Pflanzen (O'LEARY 1981). Diese Tatsache hat zur Folge, dass der durch C_3 -Pflanzen im Boden gebildete organische Kohlenstoff geringfügig leichter ist, als der durch C_4 -Pflanzen gebundene. $\delta^{13}\text{C}$ gibt das Verhältnis von ^{13}C zu ^{12}C als negativen Promille-Wert an. Liegt nun dieser Wert bei einer untersuchten Probe zwischen -10 und -17 ‰, kann davon ausgegangen werden, dass die untersuchte organische Substanz von Gräsern gebildet wurde und sich am untersuchten Standort zum Zeitpunkt der Humusbildung savannenartige Vegetation befand. Rückschlüsse auf einen Humus von waldartiger Vegetation (tropische Baumarten) am untersuchten Standort erhält man bei Werten zwischen -23 und -35 ‰. Werte zwischen -17 und -23 ‰ attestieren Vegetationsgesellschaften im Übergang zwischen Regenwald und Savanne. Somit lassen sich über die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (und mögliche Veränderungen innerhalb eines Profils) auch indirekt Rück-

schlüsse auf das Klima (CO₂-Konzentration, Temperatur, Niederschlag) und eventuelle Fluktuationen desselben ziehen.

Die Ergebnisse der Bestimmung von stabilen Kohlenstoffisotopen ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert) befinden sich in tabellarischer Form im Anhang (S. 273-274).

3. Umweltbedingungen im westlichen Äquatorialafrika (Golf von Guinea)

3.1 Troposphärische und klimatologische Verhältnisse

3.1.1 Afrikanische Passat- und Monsunzirkulation

Die atmosphärischen bzw. klimatischen Gegebenheiten im westlichen Äquatorialafrika (vor allem Golf von Guinea und Süd-Kamerun) werden bestimmt durch die tropische (Passat-)Zirkulation und dem damit verbundenen westafrikanischen Monsun (PAETH 2006).

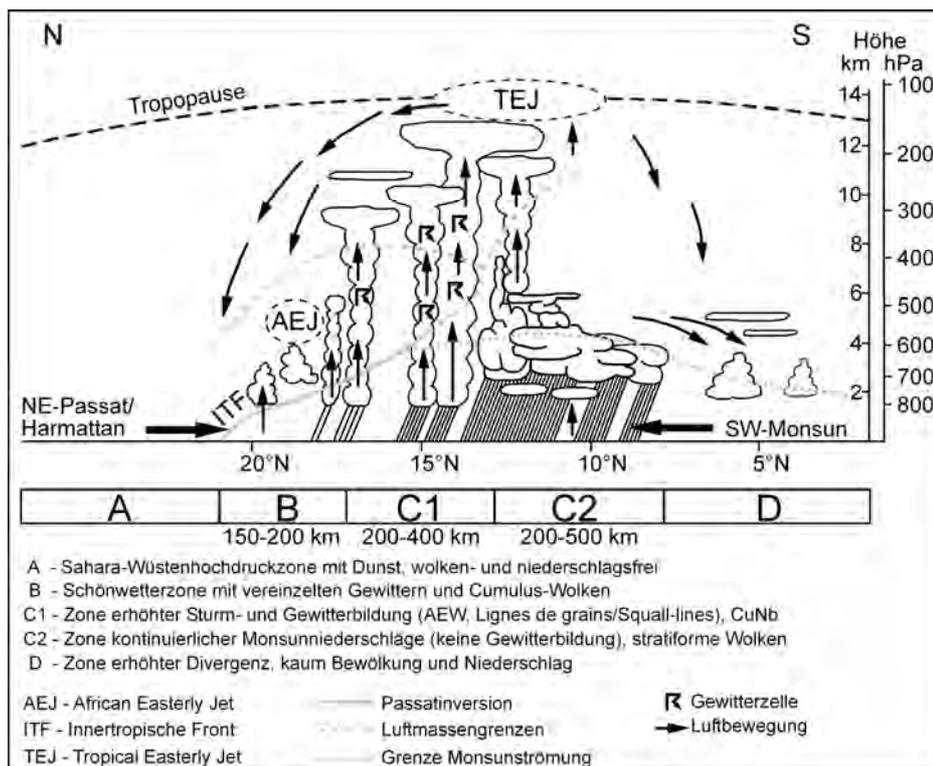


Abb. 6: Schematischer N-S-Schnitt durch die Troposphäre (ITCZ) über Afrika im August und dabei entstehende Witterungszonen (verändert nach BURPEE 1972, MALEY 1982, HASTENRATH 1985 und OLIVRY 1986).

Dieses großräumige, vertikale und meridionale sowie zonale Zirkulationssystem entsteht zwischen etwa 30°N und S und verlagert sich mit dem Zenitstand der Sonne im Jahresverlauf. Angetrieben wird das Strömungssystem durch die zwei thermisch induzierten, verzweigten Zirkulationsräder der Hadley- (Hadley-Zelle) und Walker-Zirkulation (Walker-Zelle). Die Antriebsströmung der erstgenannten Meridional Komponente dieser Zirkulation entsteht längs des meteorologischen Äquators aus der äquatorialen Tiefdruckrinne (ITCZ). Diese befindet sich über dem westlichen bis zentralen Afrika im australen Sommer in Äquaturnähe (~5°N) und im borealen Sommer bei ~15°N (LEROUX 1979, HASTENRATH 1985, SUCHEL 1987). Ihr vorgelagert ist die inner-tropische Front (*Front Intertropical* (FIT) vgl. SUCHEL 1987, OLIVRY 1986 oder *Intertropical Front* (ITF), HAMILTON & ARCHBOLD 1945), die Konfluenzzone des Harmattans und Südwestmonsuns, welche im borealen Sommer etwa bei 20° und im Winter

3. Umweltbedingungen im westlichen Äquatorialafrika

bei 7°N liegt. Daher bleibt die Küstenregion des Golfes von Guinea und besonders SW-Kamerun ganzjährig unter dem Einfluss der Südwestmonsunwinde. Über dieser Konfluenzzone bildet sich der afrikanische Oststrahlstrom (*African Easterly Jet* [AEJ]) aus. In der ITCZ werden durch Konvektion sowie Freisetzung latenter Energie Wolkencluster (*Cumulonimbus*-Konvektionswolken) gebildet, die mit erheblichen Niederschlägen (Zenitalregen) zusammenhängen (vgl. Abb. 6).

In der Tropopause setzt Diffluenz dieser Luftmassen ein und sie strömen als Ur- oder Antipassate zurück, was in den subtropischen Regionen (20-30°N und S) großräumige Absinkbewegungen induziert. Selbst gleichzeitig im jeweiligen Sommer entstehende Hitzetiefs, die mit Konvektion und Kondensation verbunden sind reichen nicht aus, um die absteigende Bewegung innerhalb der Hadley-Zelle zu kompensieren (LAUER & BENDIX 2004). Verstärkt wird die Absinkbewegung zudem durch den überlagernden, obertroposphärischen Ost-Jet (*Tropical Easterly Jet* [TEJ]) im Bereich der Tropopause, der sich zwischen der Höhenantizyklone über der Sahara und dem – zumindest zeitweise – Ausströmen feucht-konvektiver Luftmassen über der ITCZ Zentralafrikas bildet. Geschlossen wird die Hadley-Zirkulation durch das bodennahe Rückströmen der subtropischen Luftmassen in Richtung Äquator, wo sie als NE- und SE-Passat konvergieren. Der NE-Passat ist mit dem Phänomen des “Harmattan” verknüpft (Abb. 7), der von November bis März zwischen 0 und 20°N auftritt und sehr viel Sand und Staub aus der Sahara in das nördliche Untersuchungsgebiet und den Atlantik verlagert.

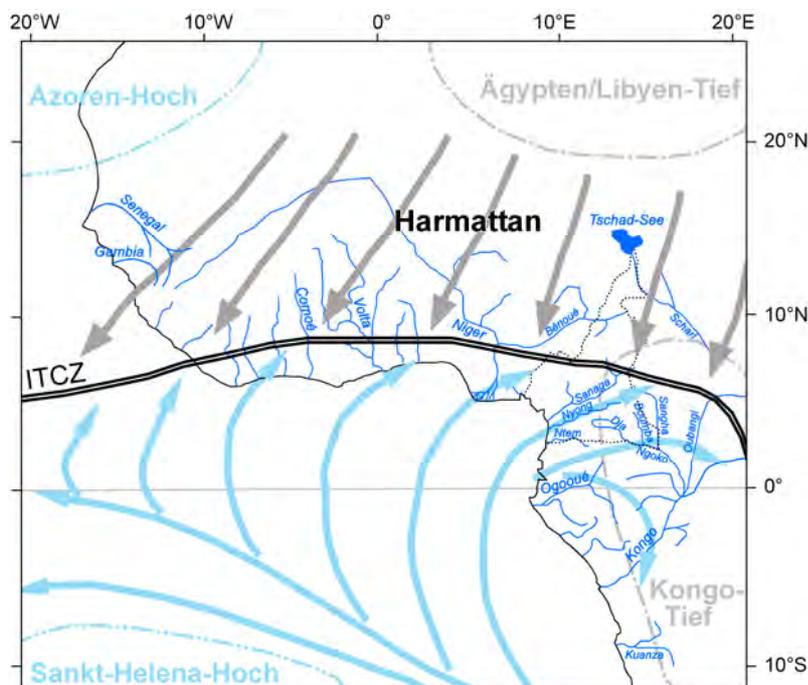


Abb. 7: Luftdruck- und Strömungsverhältnisse sowie Lage der ITCZ über Westafrika im Januar und damit einhergehende Intensivierung des Harmattan (Modifiziert nach LEROUX 1970 und WAUTHY 1983).

Die passatische Ostströmung ist mit der Passatinversion assoziiert, die äquatorwärts zunimmt und wo sich niedrige Quellbewölkung (*Cumulus humilis*) ausbildet (LAUER & BENDIX 2004, S. 192f.). Durch hohe thermische Land-Meer-Gegensätze im Bereich des afrikanischen Festlandes bilden sich Hitzetiefs, die eine Verlagerung der ITCZ in ihre Richtung bewirken. Dieser Prozess wird durch Druckgradienten zwischen dem über dem Meer befindlichen Subtrophenhochdruckgebieten (Sankt-Helena-/Azoren-Hoch) und den kontinentalen Hitzetiefs (Kongo-/Südafrika-Tief und Ägypten/Libyen-Tief) verstärkt. Dies initiiert eine Zirkulation über den Äquator hinaus, welche für den westafrikanischen Monsun verantwortlich ist. Die Luftmassen, aus denen die mit dem Monsun verbundenen Niederschläge entstehen, werden unter Aufnahme großer Mengen an Wasserdampf “angesogen” und lassen so, beim Übertreten des Äquators aus dem SE-Passat den SW-Monsun im Golf von Guinea entstehen (Abb. 8).

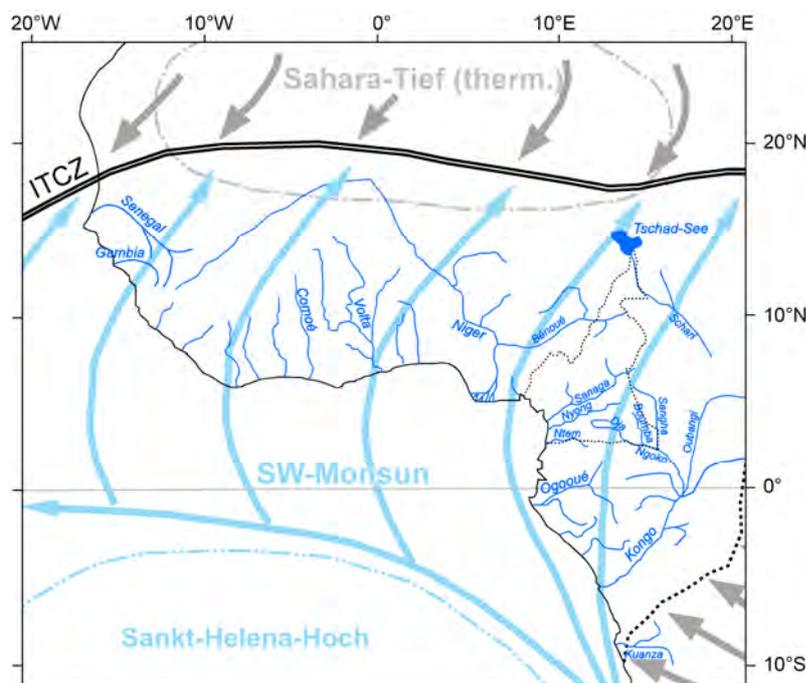


Abb. 8: Luftdruck- und Strömungsverhältnisse sowie Lage der ITCZ über Westafrika im Juli und damit einhergehender westafrikanischer Monsun (Modifiziert nach LEROUX 1970 und WAUTHY 1983).

Der afrikanische Monsun ist eng mit dem Indischen Monsun verknüpft und auf der Nordhalbkugel sehr viel ausgeprägter. Aufgrund eines starken Druckgradientes zwischen den Höhenhochs über Asien (Himalaya, Tibet) und Afrika (zwischen 150°E und 20°W) entsteht eine zonale Höhenzirkulation von E nach W, die Strahlstromcharakter hat und zur Verstärkung des tropischen Ost-Jets (TEJ) bis etwa 20°E führt (FLOHN 1964, SUBBARAMAYYA & RAMANADHAM 1981). Die Zone maximaler Niederschläge befindet sich innerhalb der ITCZ zwischen dem TEJ und dem AEJ. Eine gegen den Druckgradienten gerichtete Querzirkulation (“Anti-Hadley-Zelle”, FLOHN 1971) und die Interaktion des AEJ mit der herangeführten Monsunströmung lassen im Bereich der

Passatinversion durch wellenförmige Labilisierung der passatischen Strömung N-S-verlaufende Störungslinien, die *African Easterly Waves* (AEW) entstehen. Diese führen zu einer Verstärkung der Niederschläge und werden durch die Passatströmung in westliche Richtung versetzt, wodurch sie über Westafrika hinaus über den Atlantik in Richtung Karibik wandern und sich zu Hurrikanen entwickeln können (BURPEE 1972, LANDSEA 1993, MALONEY & SHAMAN 2007). Ebenso treten durch vertikale Scherbewegungen des AEJ erzeugte *Squall-Lines* (*Lignes de grains*) auf (HAMILTON & ARCHBOLD 1945, THORNCROFT & BLACKBURN 1999). Diese bis mehrere hunderte Kilometer lange Linien aneinander gereihter, abgeschlossener Wirbel (Gewitterzellen, Westafrikanische Tornados) sind von kurzer Lebensdauer und bauen Wolkentürme auf, die kurze und heftige Niederschläge bringen (HOUZE 1977, HASTENRATH 1985).

Besondere Bedeutung bei Monsunzirkulation hat die zonale Zirkulationskomponente der Walker-Zirkulation (vgl. BJERKNES 1969), die nur entlang des Äquators wirksam wird. Sie erhält ihren Antrieb aus den Erwärmungsunterschieden zwischen Afrika und dem Golf von Guinea sowie den unterschiedlichen Wärmeverhältnissen der Oberflächen selbst (z. B. Gebiete mit Regenwald- bzw. Savannenbewuchs oder Warm- bzw. Kaltwassermassen im Golf von Guinea). vgl. FLOHN 1975, PEIXOTO & OORT 1992). Da die Walker-Zirkulation in Bereichen mit hohen Druckgradienten und geringer Oberflächenrauigkeit stärker ausgebildet ist, wird sie vor allem über dem Golf von Guinea wirksam, wodurch sie wasserdampfangereicherte Luftmassen Richtung Kamerun transportiert, die dort in niederschlagsreiche Konvektionsbewegungen überführt werden (LAUER & BENDIX 2004).

3.1.2 Klimazonen in Kamerun

Bedingt durch diese atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmechanismen kommt es in Kamerun zur Ausbildung zahlreicher Klimazonen. Trotz der bestehen allgemeinen, effektiven (z. B. KÖPPEN & GEIGER 1936 und TROLL & PFAFFEN 1946) und genetischen (z. B. FLOHN 1950) Klimaklassifikationen, sowie der ökophysiologischen Klimaklassifikation, die als integrative Klassifikation die effektive und genetische Klassifikationen vereinigt (vgl. LAUER et al. 1996), werden hier besonders die Werke von SUCHEL (1972), OLIVRY (1986) und LEROUX (2001) zugrunde gelegt (vgl. Abb. 9). Diese Arbeiten befassen sich explizit mit der Meteorologie und Klimatologie Kameruns und der Tropen Afrikas und berücksichtigen regionale physiogeographische Parameter wie Breitenlage, Relief, Orographie, Topographie, Kontinentalität bzw. Ozeanität, Vegetationsbedeckung, hydrologische Bedingungen und vorherrschende Feuchtigkeitsfließrichtungen. Die Lage der ITCZ im Jahresverlauf bestimmt die Dauer der Trocken- und Regenzeiten in den unterschiedlichen Regionen (vgl. Abb. 10).

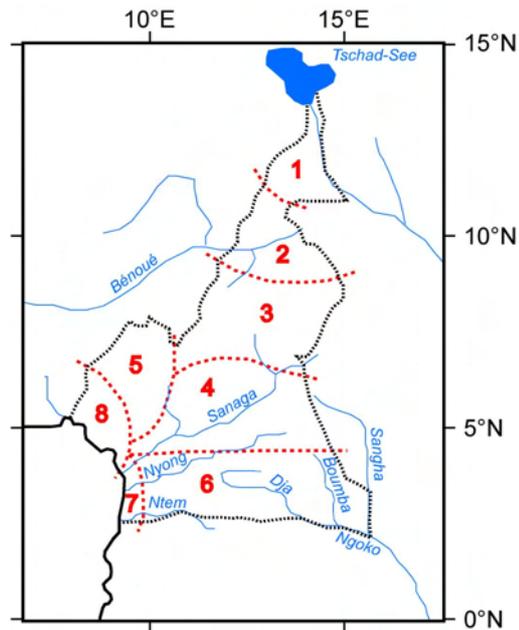


Abb. 9: Klimazonen in Kamerun nach SUCHEL (1972), OLIVRY (1986) und LEROUX (2001).

Die *tropische Klimazone* (Zone 1-3 in Abb. 9) ist geprägt von einer Trocken- und Regenzeit. Da die Trockenzeit vom Äquator nach N zunimmt, wird diese Zone weiter unterteilt in ein *Sudanisch-sahelisches tropisches Klima* (Zonen 1 und 2), welches den extremen Norden Kameruns vom Tschadsee bis etwa 10° N umschließt. Die Trockenzeit dauert hier etwa 7 Monate und die Jahresniederschläge variieren zwischen 400 und 900 mm bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von ~28 °C (Station Maroua, 10°34'N, 14°18'E, 400 m ü. M.: 810 mm, 28.2 °C). Das Maximum der Niederschläge (Juli/August, 200 bzw. 250 mm) tritt im borealen Sommer auf, während im borealen Winter der Einfluss des Harmattans am stärksten ist.

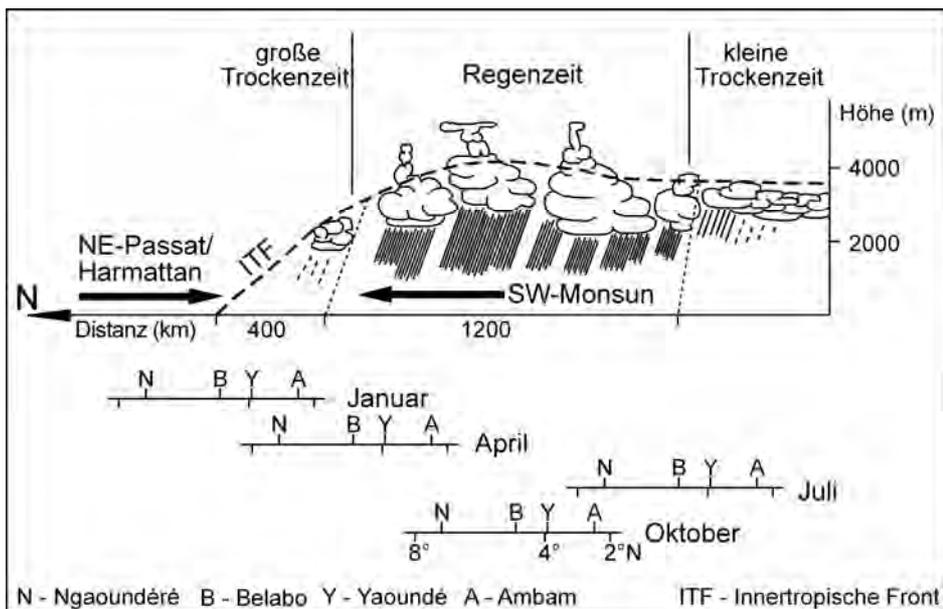


Abb. 10: Schema der Witterungszonen in Süd-Kamerun (südlich von Ngaoundéré) während des Verlaufes der Jahreszeiten (verändert nach OLIVRY 1986).

Hieran schließt sich bis etwa Poli (8°28'N) eine durch den Bénoué-Trog geprägte Zone (Zone 2) mit einer Trockenzeit von 6 Monaten und Niederschlägen von Mai-Oktober (jeweils >100 mm). Die Jahrestemperaturamplitude ist aufgrund der Beckenlage landesweit am größten und Maximalwerte treten zwischen Februar und April auf (30-32 °C). Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei 28 °C (Station Garoua, 9°20'N, 13°23'E, 249 m ü. M.: 950 mm). Der saisonale Einfluss des Harmattans ist intensiv und reicht während der großen Trockenzeit bis in die äquatoriale Klimazone (Yaoundé, Zone 6) hinein.

Auf dem Adamaoua-Plateau (1000-1200 m) herrscht *humides tropisches Höhenklima* (Zone 3) mit einer deutlich geringeren Jahresdurchschnittstemperatur von ~22 °C und erhöhten Niederschlägen (Orographie). Bei einer Trockenzeit von 4 Monaten (November-Februar) fallen in der Jahressumme bis zu 1600 mm Niederschlag, die zwischen Mai und August 200 mm übersteigen (~280 mm, Station Ngaoundéré, 7°17'N, 13°19'E, 1119 m ü. M.: 1577 mm, 22.2 °C). Diese Klimazone reicht bis zum Mbakaou-Sees bzw. der Achse Banyo-Tibati-Meiganga (etwa bei 6°30'N) und umfasst damit die oberen Einzugsgebiete der größten Tributäre des Sanaga (Mbam und Djérem).

Das *subäquatoriale Klima* (Zone 4) beschreibt die Übergangszone zwischen tropischem und äquatoriale Klima (*“climat tropical et équatorial de transition”*), umfasst das Gebiet bis zur Achse Bafia-Bertoua-Batouri im Süden und ist im W begrenzt durch die *Cameroon Volcanic Line* (CVL). Sie ist ganzjährig von Niederschlägen geprägt und unterscheidet von dem äquatorialen Klima durch die deutlich schwächer ausgebildete kleine Trockenzeit (Juli und August). In der großen Trockenzeit (Dezember-Februar) ist ein deutlicher Rückgang der Niederschläge erkennbar (s. a. Klimadiagramme Sanaga im Anhang, S. 277 ff.). Die Niederschläge liegen zwischen 1400 und 1600 mm und nehmen Richtung W ab, während die Temperaturen im Jahresmittel 23-25 °C erreichen (Station Bétare Oya, 5°36'N, 14°05'E, 805 m ü. M.: 1584 mm, 23.4 °C; Station Bafia, 4°44'N, 11°15'E, 499 m ü. M.: 1493 mm, 25.1 °C).

Zwischen etwa Nkongsamba, Bamenda, Foumban und der Landesgrenze im N befindet sich Zone 5, die sich durch ein *tropisches bis äquatoriales Gebirgsklima* (*“climat tropical de montagnes de l'ouest”* nach OLIVRY 1986, oder *“climat équatorial de mousson à faciès montagnard”* nach TSALEFAC 2006) auszeichnet. Das Gebiet erhält während der großen Regenzeit (Juli-September) hohe Niederschläge in Form von Steigungsregen, die durch Hebung der Monsunluftmassen auf der Luvseite der CVL (Bamiléké-Plateau und *Grassfields*) ausgelöst werden (Station Bamenda, 5°56'N, 10°11'E, 1618 m ü. M.: 2534 mm, 19.3 °C).

Von der Achse Yaoundé-Yokadouma südwärts herrscht topisch-humides, *äquatoriales Klima* (Zone 6-8) mit vier ausgeprägten Jahreszeiten, zwei Trocken- (Dezember-

Februar und Juli-August) und Regenzeiten (März-Juni und September-November). Durch den zweimaligen Durchzug der ITCZ fallen das ganze Jahr Niederschläge mit Maxima in der großen Regenzeit (September bis November, 300-400 mm) und Minima in den Trockenzeiten (i. d. R. <100 mm). Jahresniederschlagsmengen liegen zwischen 1500-2000 mm und die Zone 6 deckt sich mit dem Verbreitungsgebiet des immergrünen tropischen Regenwaldes. Die Niederschläge nehmen aufgrund orographischer Staueffekte (*Plateau Sud Camerounais*) nach E leicht ab (Ambam ~11°E, 602 m ü. M.: 1640 mm - Moloundou, ~15°E, 354 m ü. M.: 1455 mm), während die Temperaturamplitude im Jahresgang nur gering zwischen 24-26 °C schwankt (s. a. Klimadiagramme im Anhang, S. 282 ff.). In dieser auch als "Äquatoriales Guinea Klima" bezeichneten Klimazone befindet sich die Mehrzahl der untersuchten Flusseinzugsgebiete (Nyong und Ntem im SW und Boumba, Dja und Ngoko im SE).

Zwischen etwa dem Mündungsgebiet der Flüsse Nyong und Ntem tritt der im Vergleich zu Zone 6 leicht modifizierter Klimatyp des **äquatorialen Guineischen Küstenklimas** (Zone 7 u. 8) auf, der durch deutlich erhöhte Niederschläge und höhere Temperaturen infolge zunehmender Ozeanität (Golf von Guinea) gekennzeichnet ist. Hier fallen im Jahresgang zwischen 2000-4000 mm Niederschlag (landeinwärts abnehmend), der während der Monate der großen Regenzeit 500 mm übersteigen kann (Station Kribi, 2°56'N, 9°54'E, 18 m ü. M.: 2866 mm, 26.4 °C, s. a. Klimadiagramm S. 282).

Der Klimatyp des niederschlagsreichsten Gebietes rund um den *Mont Cameroun* wird als **Äquatoriales Guinea-Klima der Nordküste** bezeichnet (Zone 8). Bei nur einer Trockenzeit von etwa 3 Monaten (Dezember-Februar) fallen zwischen 2500 und 11.000 mm Niederschlag. Hohe Regenfälle entstehen infolge von Stauungs- und Steigungs- sowie Luv-Lee-Effekten im Bereich der CVL und besonders am 4095 m hohen *Mont Cameroun*. Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei etwa 26 °C (Station Douala, 4°03'N, 9°43'E, 18 m ü. M.: 4000 mm, 26.5 °C).

3.2 Ozeanische Strömungen im Golf von Guinea

Die Zirkulationsmechanismen ozeanischer Wassermassen im Golf von Guinea, welche sowohl in vertikaler als auch horizontaler Richtung verlaufen, werden hauptsächlich durch die lokalen atmosphärischen Gegebenheiten (Kap. 3.1), der Topographie des Meeresbeckens und zum Teil auch durch die Salinität gesteuert. Nach EKMAN (1905) bewirkt die Coriolis-Kraft gegenüber der Windrichtung eine 45°-Ablenkung des Ozeanoberflächenwassers, wodurch der Triftstrom innerhalb der sich bildenden EKMAN-Spirale mit der Tiefe rapide abnimmt und die Ozeantiefengewässer sehr viel langsamer transportiert werden. Im Golf von Guinea überlagern warme ($T > 24$ °C) tropische Ozeanengewässer von geringer Salinität kalte südatlantische von hoher Salinität. Beide Massen werden durch eine thermohaline Diskontinuität (Thermokline und Halokline) von

3. Umweltbedingungen im westlichen Äquatorialafrika

einander getrennt, die in der östlichen, küstennahen Golfregion dünner (30-40 m) ist als im westlichen, küstenfernen Atlantik (bis 150 m) und daher sehr nah an der Wasseroberfläche liegt. Hier kommt es aufgrund von saisonbedingten vertikalen Oszillationen zum Aufquellen (*upwellings*) relativ kalter Ozeangewässer (WAUTHY 1983, PICAUT 1984), vor allem an der Küste von Angola, Benin, Gabun, Ghana, Togo und der Elfenbeinküste, sowie vor der Mündung des Kongo und (in Äquatornähe) im kontinentfernen Ozean bis etwa 5°E (HERBLAND et al. 1983).

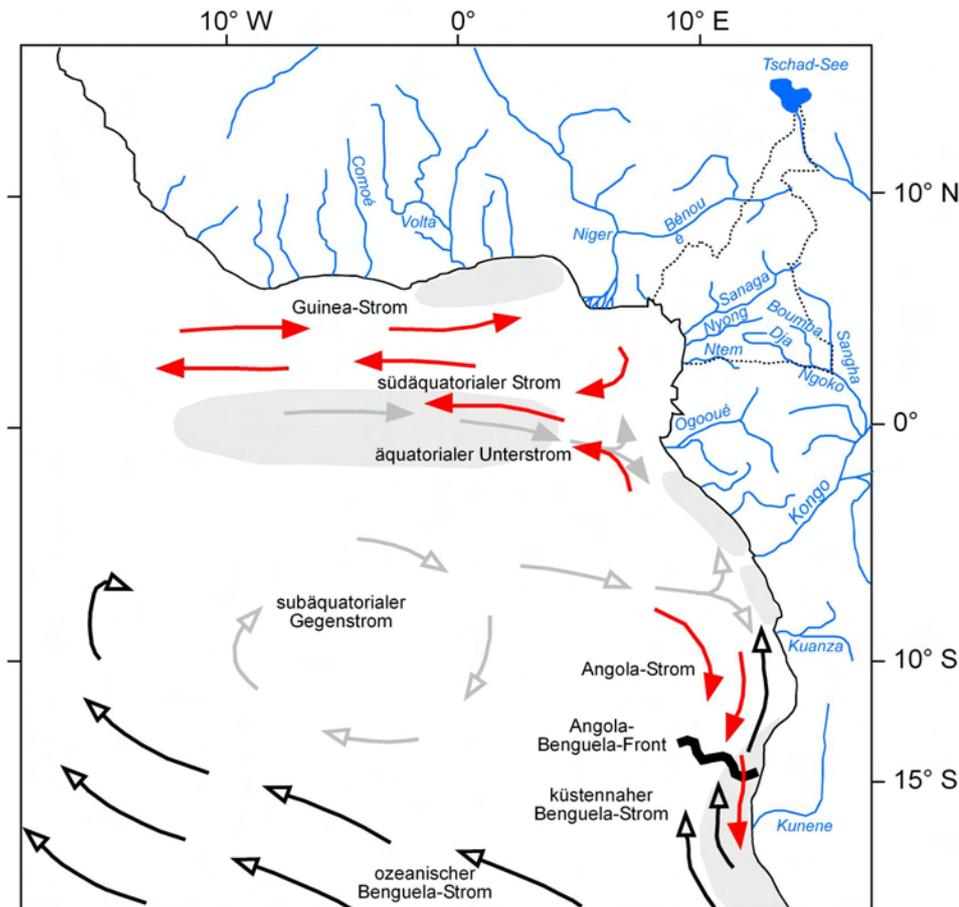


Abb. 11: Schematische Übersicht ozeanischer Strömungen im Golf von Guinea und Südatlantik sowie Lage der *upwellings* (graue Flächen). Warme Oberflächenströmungen sind angedeutet in roten, kalte in schwarzen und Tiefenströmungen in grauen Pfeilen (modifiziert nach PETERSON & STRAMMA 1991, ADEGBIE et al. 2003).

Der Benguela-Strom führt kalte Wassermassen aus dem Südatlantik entlang der Küste SW-Afrikas nordwärts. Am Kap Frio (Angola, 12-14° S) konvergieren diese mit den warmen Gewässern des Angola-Stromes und bilden die "Angola-Benguela-Front", wo eine hohe Produktivität und Aufquellintensität herrscht. Der Benguela-Strom teilt sich auf in den küstennahen Benguela-Küstenstrom und den größeren, nach NW fließenden Benguela-Ozeanstrom. Von NW fließt der Guinea-Strom, eine Verlängerung des Nordäquatorial-Stromes, der Küste folgend in den Golf von Guinea. In Äquatornähe (Kap Lopez – Port-Gentil, Gabun) fließt er als Südäquatorialstrom in westliche Richtung

wieder aus dem Golf hinaus. Diesem unterlagert ist der kalte zum Kontinent gerichtete äquatoriale Unterstrom. Einen weiteren, wichtigen Tiefenstrom bildet der subäquatoriale Gegenstrom, der als fortgesetzter Wirbel des Benguela-Ozeanstromes (bei ca. 0°E und 10°S) kalte Wassermassen an die Küste Afrikas führt und sich dort (5-8°S) in eine nordwärts und südwärts gerichtete Strömung aufteilt. Die nach S strömenden Wassermassen steigen auf und vereinigen sich mit dem Angola-Strom. Das nach N fließende Wasser konvergiert mit dem äquatorialen Unterstrom etwa an der Mündung des Kongo. In beiden Gebieten kommt es zum Aufsteigen nährstoffreicher Tiefengewässer (HASTENRATH 1985, PETERSON & STRAMMA 1991, SCHNEIDER et al. 1994, 1997).

Der Südatlantik ist der einzige Ozean, der einen Wärmetransport vom Äquator zum Pol zeigt und ist damit ein entscheidender Antrieb für die klimatischen Verhältnisse, speziell in Nordeuropa. Weiterhin sind die warmen Wassermassen, die über den Äquator bis in den nördlichen Nordatlantik transportiert werden verantwortlich für die Produktion von NADW, womit dem Südatlantik eine Schlüsselregion in der Verteilung von Tiefenwasser und der globalen thermohalinen Zirkulation zukommt (STOCKER 2000, GARRISON 2005).

3.3 El Niño-Southern Oscillation (ENSO) und El Niño-/La Niña-Phänomen

Durch die enge Verknüpfung von atmosphärischer und ozeanischer Zirkulation sind zeitliche und räumliche Variationen innerhalb dieses Systems von hoher klimatologischer und ökologischer Bedeutung. Einen großen Einfluss hat das ENSO-Phänomen, welches sich in Form von El Niño- und La Niña-Ereignissen äußert. Diese treten primär im tropischen bis subtropischen Pazifischen Ozean auf, rufen über Telekonnektionen aber auch Anomalien im Atlantischen und Indischen Ozean hervor (BJERKNES 1969, PHILANDER 1983, FLOHN 1984). Im atlantischen Bereich hat dies den Terminus "Atlantischer Niño" geprägt (u. a. CHANG et al. 2006). Nachdem erste hemisphärische Zusammenhänge zuerst von WALKER (1923) im Rahmen von Untersuchungen zur Walker-Zirkulation erkannt (WALKER & BLISS 1937) wurden, entwickelte sich der Begriff *Southern Oscillation* und später die heute verwendete Bezeichnung *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO). Auffällige Luftdruckschwankungen der Südhemisphäre (meridionale Luftdruckdifferenz zwischen Darwin/Tahiti; *Southern Oscillation-Index*) werden für das Ausmaß von El Niño-Ereignissen verwendet (u. a. BERLAGE 1966). Sie verkünden große Auswirkungen eines El Niño, wenn dieser Index negative Werte aufweist und ein La Niña-Ereignis bei positivem Index. Das Auftreten eines El Niño- oder La Niña-Ereignisses, in der Regel im Abstand von 1-5 Jahren für die Dauer von einigen Monaten bis zu über einem Jahr, ist stark mit der Modifikation der Hadley- und Walker-Zirkulation verknüpft. Im Zuge atmosphärischer und klimatologischer Anomalien kommt es zu einer Abschwächung der Hadley- und vor allem der Walker-Zirkulation,

die im Normalfall eine Ost-West-Strömung von der Küste (Perus und Ecuadors) zum Ozean induziert. Versiegt nun diese Ostwindkomponente, schwappt eine gigantische Welle (Kelvin-Welle, WYRTKI 1975) warmen Ozeanoberflächenwassers von West nach Ost über den Pazifik. Die Folge ist ein Warmwasserereignis (El Niño-Ereignis), das zum Absinken der Thermokline, Anstieg des Meeresspiegels und zum Versiegen des kalten Humboldtstromes und damit verbundenem *upwelling* führt. Dies kann weitreichende klimatologische und ökologische Rückkopplungen nach sich ziehen. So können übliche atmosphärische Absinkbewegungen in Hebungsvorgänge mit Niederschlägen umgewandelt und im Extremfall die Walker-Zirkulation umgekehrt, verschoben oder gar aufgelöst werden. Die Erwärmung der Küstengewässer (~ 4 °C, im Extremfall sogar bis 10 °C) durch das nährstoff- und fischarme Warmwasser verursacht Plankton-, Fisch- und Vogelsterben und somit weitere ökologische und sozioökonomische Folgen. Das Gegenstück, La Niña, ist mit einer intensivierten Ostwindkomponente und einem Kaltwasserereignis vor der Küste Südamerikas verbunden (vgl. SCHÖNWIESE 1994, LAUER & BENDIX 2004).

Eine enge Korrelation zwischen El Niño- bzw. La Niña-Ereignissen (ENSO) im Pazifik und atmosphärisch-ozeanischen Anomalien im gesamten Bereich der *Southern Oscillation* wurde schon seit den späten 1960er Jahren erkannt (BERLAGE 1966, BJERKNES 1969, TRENBERTH 1976). Die weiteren Auswirkungen von ENSO auf die Meeresoberflächentemperaturen und ozeanischen sowie atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse im Atlantik (vor allem Golf von Guinea) und damit einhergehenden Niederschlagsanomalien in West- und Zentralafrika werden allerdings erst seit Ende der 1970er Jahren untersucht (u. a. CONVEY & HASTENRATH 1978, NICHOLSON 1980, 1982, 1986, RASMUSSEN & CARPENTER 1982, PHILANDER 1983, 1990, NICHOLSON & ENTEKHABI 1986, 1987). Intensiviert wurden diese regionalen Forschungen in den 1990er Jahren mit empirischem und statistischem Datenmaterial (von u. a. ORSTOM [IRD], ASECNA, AGRHYMET und NOAA), Fernerkundungsdaten, Datenmaterial des *US National Center for Environmental Prediction* (NCEP), *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *Centre de Recherches de Climatologie* (CRC) und Meeresoberflächentemperaturen des *U.K. Meteorological Office*. Die Daten wurden in komplexen, gekoppelten Modellen der atmosphärisch-ozeanischen Zirkulation analysiert (u. a. FONTAINE & BIGOT 1993, ZEBIAK 1993, FONTAINE et al. 1995, 1999, MORON et al. 1995, FONTAINE & JANICOT 1996, JANICOT et al. 1998, CAMBERLIN et al. 2001). Das Max-Planck-Institut führte ähnliche Berechnungen mit dem ECHAM3 durch (LATIF & BARNETT 1995), die Rückschlüsse auf die vertikale Verlagerung der Thermokline erlauben. Daten hierzu lieferte der von 1992-2006 aktive TOPEX/Poseidon-Forschungssatellit (NASA und CNES), der zur besseren Vorhersagbarkeit von El Niño- und La Niña-Ereignissen eingesetzt wurde (LATIF & GRÖTZNER 2000). Man erkannte, dass im Gegensatz zum Pazi-

fik im Atlantik aufgrund der geringeren Fläche (1/3) eine zweijährige ENSO-ähnliche Oszillation (*Quasi-Biennial-Oscillation*) dominiert, die saisonbedingt und durch verzögerte Atmosphären-Ozean-Rückkopplung mit einer Zeitverschiebung von sechs Monaten im Nordsommer auftritt (LATIF & BARNETT 1995, LAU & NATH 1996, LI & PHILANDER 1997, NICHOLSON 2000). Pazifische ENSO-Impulse bewirken vor allem Modifikationen der Walker-Zirkulation, die daraufhin vergleichbare Störungen in der äquatorialen Atlantischen Oszillation auslösen. Während warmer (kalter) ENSO-Extreme, El Niño (La Niña), herrschen im äquatorialen Atlantik verstärkte Ostwinde (Westwinde), die im westlichen Atlantik zu einer Vertiefung (Anhebung) und im östlichen Atlantik zu einer Anhebung (Vertiefung) der Thermokline führen. Der westliche Atlantik reagiert mit einiger Verzögerung auf das Signal und löst infolge einer Ausgleichsströmung von West nach Ost ein El Niño- (La Niña-)ähnliches Phänomen im Golf von Guinea aus (LATIF & BARNETT 1995, LATIF & GRÖTZNER 2000), welches schon früh als "Atlantischer Niño" erkannt worden ist (MERLE 1980, ZEBIAK 1993). Zudem wurde ein enger Zusammenhang zwischen atmosphärischen Strömungsanomalien (verstärkte Ostwinde) im West-Atlantik und dadurch induzierte Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im Ost-Atlantik nachweisen, die über Kelvin- und Rossby-Wellen zu El Niño-ähnlichen Bedingungen im Golf von Guinea führen und die *upwellings* dort erheblich beeinflussen (MOORE et al. 1978, HISARD 1980, SERVAIN et al. 1982, PICAUT 1983).

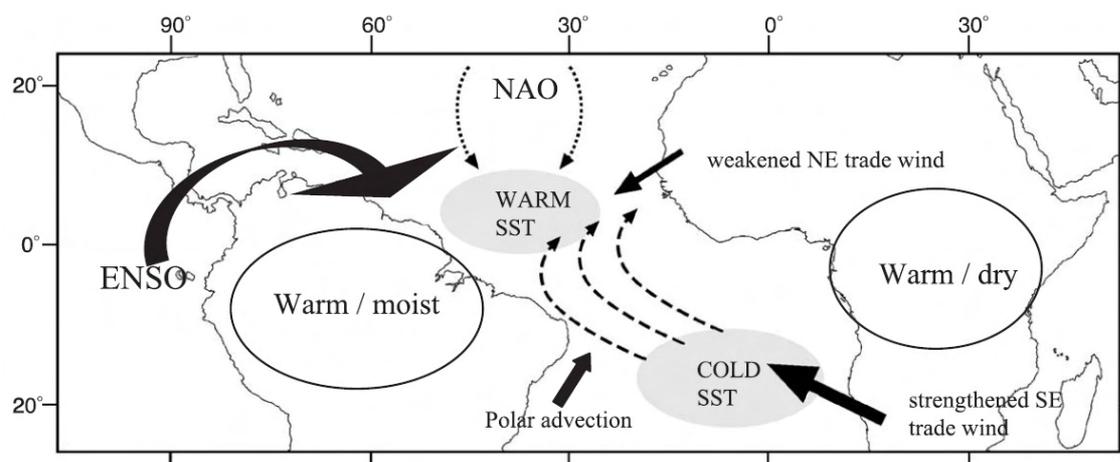


Abb. 12: Möglicher Zusammenhang von ozeanischer und atmosphärischer Anomalien mit dem ENSO-Phänomen (aus MARCHANT & HOOGHMESTRA 2004, S. 245).

Es wurde ferner das Auftreten eines saisonalen, meridionalen Dipols zwischen den Meeresoberflächentemperaturen im Nord- und Südatlantik (Interaktion zwischen *North Atlantic Oscillation* [NAO] und der *Southern Oscillation*) vor Westafrika belegt, der für erhebliche Niederschlagsvariationen in der Sahel-Zone und im Golf von Guinea und zuweilen auch eine südliche Verlagerung der ITCZ verantwortlich ist (SERVAIN 1991, FONTAINE & BIGOT 1993, FONTAINE & JANICOT 1996, PAETH & STUCK 2004).

Hiermit verkettet sind Telekonnektionen global wirksamer ENSO-Phänomene, die seit 1970 zugenommen haben und für einen Rückgang der Niederschläge in diesen Regionen verantwortlich sind (FONTAINE & JANICOT 1996, MORON et al. 1995). Während starke jährliche Schwankungen zum größten Teil den oszillierenden südatlantischen Dipol-Gegebenheiten und dem damit einhergehenden ENSO zugeschrieben werden, sind dekadische Variationen einem globalen interhemisphärischen Dipol zuzuordnen (FOLLAND et al. 1986, JANICOT et al. 1998, CAMBERLIN et al. 2001). Maßgebend sind hierbei die während des borealen Frühlings und Sommers herrschenden Meeresoberflächentemperaturen im Südatlantik, die als steuerndes Element agieren. Treten Anomalien auf, kommt es zu einer Störung der unteren und oberen Troposphäre (abgeschwächter TEJ und Monsun, verstärkter Harmattan) aufgrund des veränderten thermalen Gradienten zwischen afrikanischem Festland und Atlantischem Ozean. Abhängig von der jeweiligen Ausprägung des Dipols treten regional unterschiedlich negativ oder positiv korrelierte Niederschlagsanomalien auf. Für das Untersuchungsgebiet in SW-Kamerun fand man hinsichtlich der Meeresoberflächentemperaturen heraus, dass negative Anomalien im N- und S-Atlantik und gleichzeitig positive Anomalien im E-Pazifik und Indik ebenso zu negativen Niederschlagsanomalien führen, wie negative Anomalien im S-Atlantik und E-Pazifik und gleichzeitigen positiven Anomalien im N-Atlantik. Diese Konstellation ist in der Regel auch mit einer nördlicheren Position der ITCZ verbunden. Dagegen bewirken positive Anomalien im S-Atlantik und E-Pazifik und gleichzeitige negative Anomalien im N-Atlantik (südlichere Position der ITCZ) sowie lediglich positive Anomalien im N-Atlantik generell feuchtere Niederschlagsverhältnisse im Untersuchungsgebiet (FONTAINE & BIGOT 1993, FONTAINE & JANICOT 1996, CAMBERLIN et al. 2001).

Die Abbildung 13 zeigt die kumulierten Niederschläge (Juli-September) einiger Messstationen SW-Kameruns (1951-1993). Es sind Jahre mit positiven (z. B. 1959/60, 69/70, 77/78, 84/85; rote Balken) und negativen (z. B. 1957/58, 75/76, 85/86, 91/92; blaue Balken) Anomalien ersichtlich, sowie eine gewisse Periodizität (2-3 Jahre) in denen gegensätzliche Abweichungen auftreten. Diskrepanzen einzelner Stationen vom generellen Trend des jeweiligen Jahres (wie z. B. 1964/65 und 69/70) sind zum einen durch die hohe räumliche Dispersität der Stationen und deren regionale Besonderheiten (Orographie, Ozeanität) und zum anderen durch deren Länge und Breite bedingt, wodurch sich die saisonalen Klimacharakteristika verschieben. In der Abbildung 14 sind die Gesamtniederschläge an diesen Stationen für die Jahre 1951-1993 dargestellt. Auch hier erkennt man positive (z. B. 1955/56, 75/76, 78, 84/85, 90/91; rote Balken) und negative (1957/58, 76/77, 85/86; blaue Balken) Anomalien. Die Korrelation dieser Abweichungen mit im Ost-Pazifik registrierten El Niños und La Niñas (NOAA 2008) lässt aber nur einen schwachen Zusammenhang vermuten.

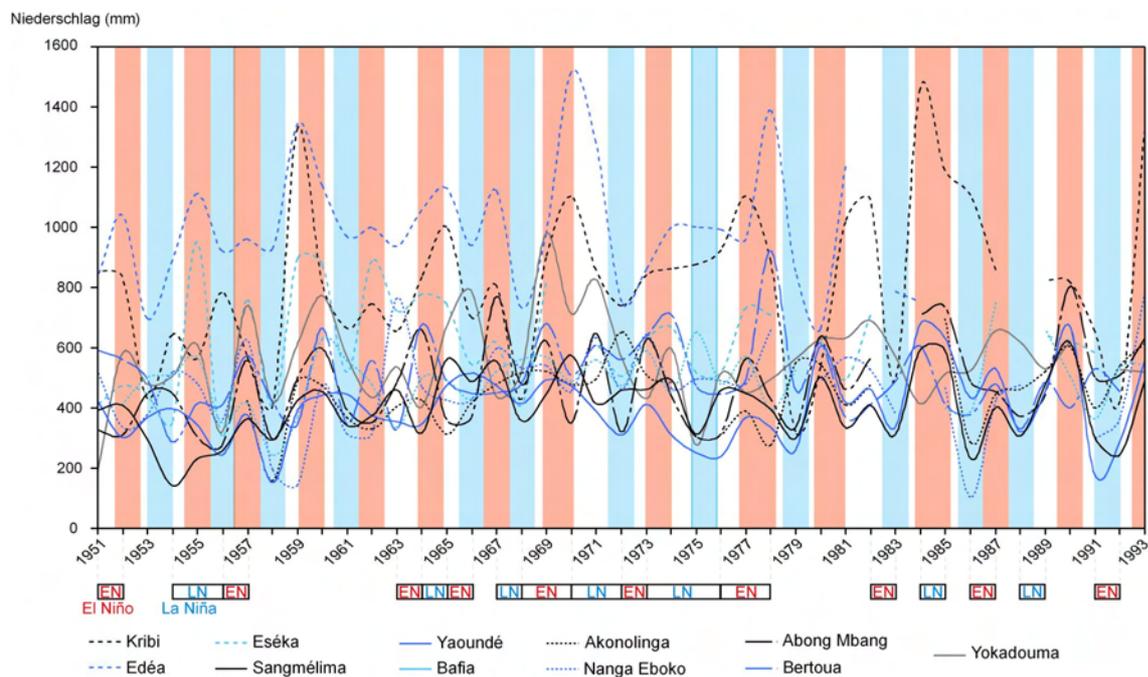


Abb. 13: Kumulierte Niederschlagsmengen von Juli bis September für ausgewählte Stationen in SW-Kamerun von 1951-1993 und dabei aufgetretene positive (rote Balken) und negative Anomalien (blaue Balken), sowie deren Korrelation mit weltweiten El Niño- und La Niña-Ereignissen (nach Datensätzen des IRGM-CRH und NOAA).

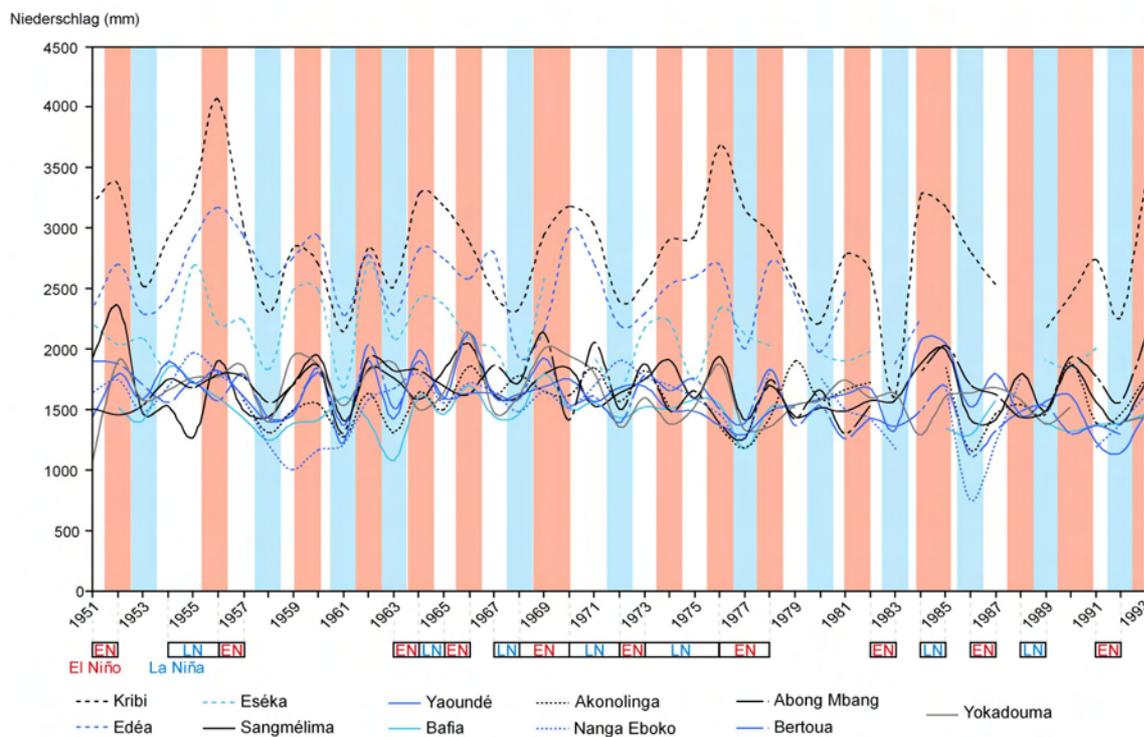


Abb. 14: Jahresniederschlagsmengen für ausgewählte Stationen in SW-Kamerun von 1951-1993 und dabei aufgetretene positive (rote Balken) und negative Anomalien (blaue Balken), sowie deren Korrelation mit weltweiten El Niño- und La Niña-Ereignissen (nach Datensätzen des IRGM-CRH und NOAA).

Im Zusammenhang des *Global Change* und vor dem Hintergrund der steigenden Ernährungsprobleme in den afrikanischen Drittweltländern (DELIRE et al. 2008, MOLUA 2009), zunehmend intensiveren und häufigeren Hurrikans (MALONEY & SHAMAN 2007, DONNELLY & WOODRUFF 2007), steigender globaler Luft- und Ozeantemperaturen (TIMMERMANN et al. 2007) hat die Erforschung des ENSO-Komplexes wieder zunehmend an Bedeutung gewonnen. ENSO kann verheerende ökologische, sozioökonomische und auch klimatologische Folgen für die betroffenen Gebiete induzieren (DIAZ et al. 2001, PAETH & HENSE 2006). In West- und Zentralafrika gilt dies im Besonderen, wo forciert tropische Regenwälder abgeholzt werden (MCGUFFIE et al. 1995, CLARK et al. 2001, SEMAZZI & SONG 2001, JUSTICE et al. 2001). Die drastische Zunahme der Niederschlagsvariabilität (FOLLAND et al. 1986, MORON et al. 1995, POWELL 2001, HULME et al. 2001) hat deutlich gemacht, dass noch längst nicht alle ENSO- und weitere globalen Zusammenhänge, welche den westafrikanischen Monsun beeinflussen, vollends geklärt sind (ZHANG et al. 2006, PAETH et al. 2008). Diese werden u. a. im Rahmen des Programms "*African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA)*" erforscht (REDELSPERGER et al. 2006).

4. Paläoumweltgeschichte Äquatorialafrikas

Als hauptsächliche Ursachen für natürliche, globale Klimaschwankungen werden vor allem Veränderungen der Solarkonstante (IMBRIE et al. 1984, 1992, BERGER & LOUTRE 1991, MCINTYRE & MOLFINO 1996, RUDDIMAN 2006, JOUZEL et al. 2007, LOULERGUE et al. 2008) infolge von Änderungen orbitaler Parameter (Erbahnelemente, MILANKOVIĆ 1930) aufgeführt. Diese Fluktuationen sind an sogenannte Milanković-Zyklen (10^4 - 10^5 Jahre) gebunden. Man unterscheidet bei den Elementen der Erdbahn die Präzession der Erde (Kreiselbewegung der Erdachse mit Wanderung des Perihels; ein Zyklus bzw. eine Umdrehung dauert ~ 19 - 23 ka), die Schiefe der Ekliptik oder auch Obliquität der Erdschiefe (Winkeländerung der Erdrotationsachse mit einer Periodizität von ~ 41 ka; der Winkel schwankt zwischen 22 und 25° und liegt rezent bei 23.5°) und die Exzentrizität der Erdbahn (Abweichung der Erdumlaufbahn um die Sonne von einer Kreisbahn; diese Ellipse ändert ihre Form in einer Periodizität von ~ 100 ka). Die extraterrestrischen, orbitalen Zyklen (Milanković-Zyklen) lösten großräumige und globale Veränderungen des Klimas aus, die allerdings nicht in allen Regionen synchron verliefen (BLUNIER et al. 1998, EPICA Members 2006). Es treten zwischen den einzelnen geosphärischen Systemen sowie beider Hemisphären zeitliche Verzögerungen und Reorganisationen bezüglich etwaiger Modifikationen auf, die mitunter 100- bis 1000jährige Retardationen aufweisen (BLUNIER & BROOK 2001).

Kleinskaligere ("sub-Milanković") Klimaschwankungen (10^1 - 10^3 Jahre) traten während des letzten Glazials in sogenannten Bond- und Dansgaard-Oeschger-Zyklen auf. Dies sind relativ abrupte Klimaschwankungen (schnelle Erwärmung gefolgt von einer langsamen Abkühlung), die als Stadiale und Interstadiale im Würmglazial zwischen 115 und 10 ka BP 25mal nachgewiesen sind (DANSGAARD et al. 1993, BROECKER 1994, NGRIP 2004, BLUNIER et al. 1998, NGRIP Members 2004, JOUZEL et al. 2007). Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen treten in Zyklen von 7-15 ka, sogenannten Bond-Zyklen, auf und werden meist mit einem Heinrich-Ereignis abgeschlossen (HEINRICH 1988, BOND et al. 1999, s. a. Abb. 15). Zudem wird ein ~ 1500 -Jahre-Zyklus (1470 Jahre) hinter dem Auftreten von rapiden Erwärmungen vermutet. Demnach treten Dansgaard-Oeschger-Zyklen nach aufeinander folgenden einfachen oder mehrfachen 1470-Jahres-Intervallen auf (vgl. BOND et al. 2001, RAHMSTORF 2003). Heinrich-Ereignisse sind in kurzen Perioden auftretende Eisberg-Driften und Schmelzwasserschüttung vom Laurentidischen und anderen nordatlantischen Eisschilden, die Unterbrechungen der dichtegetriebenen thermohalinen Zirkulation und der Produktion von Nordatlantischem Tiefenwasser (*North Atlantic Deep Water* – NADW) sowie Störungen der *Meridional Overturning Circulation* - MOC (meridionaler ozeanischer Wasseraustausch) verursachten (u. a. BLUNIER et al. 1998, BLUNIER & BROOK 2001, STOCKER 1998, 2005). Eisvorstöße in die Ozeane sowie Schwankungen des globalen Eisvolumens im Allgemeinen induzieren

weitere Rückkopplungen, die modifizierte Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre bedingen, wobei regional sehr unterschiedliche Resonanzen auftreten können (u. a. COHMAP Members 1988, KUTZBACH et al. 1998, SHACKLETON 2000, VIDAL & ARZ 2004, JOUZEL et al. 2007). Eisberg-Häufigkeiten und Schmelzwasser-Einfluss waren dabei am stärksten ausgeprägt in einem breitenparallelen Band zwischen 40° und 50°N (vgl. u. a. IMBRIE et al. 1984, BOND et al. 1992, 1999, DANSGAARD et al. 1993, RAHMSTORF 2003). Innerhalb des letzten Würmglazials wurden für die letzten ca. 60.000 Jahre 6 solcher Eisvorstöße im Atlantik (Heinrich-Ereignisse 1-6) nachgewiesen (BOND et al. 1999, BROECKER et al. 2003, HEMMING 2004). Eine wichtige Rolle spielt dabei das NADW, welches als Antrieb für das globale Wärme-Förderbandes (*ocean conveyor belt*) angesehen wird (STOCKER 2000, 2005, SIROCKO 2003). Mittlerweile erfolgte der Nachweis, dass südhemisphärische Antarktische Erwärmungen (A1-A7) den nordhemisphärischen vorangingen (u. a. PETIT et al. 1999, VIDAL et al. 1999, BLUNIER & BROOK 2001, JOUZEL et al. 2007). Dies belegt starke globale ozeanische und atmosphärische Telekonnektionen, die auch den Terminus der thermischen bipolaren Klimaschaukel (*bipolar see-saw*, BROECKER 1998, STOCKER 2000, 2005) begründeten (vgl. Abb. 15).

Die hieran gekoppelten Oszillationen polarer Eismassen haben erheblichen Einfluss auf die meridionalen Temperaturgradienten und Frontalzonen (Polarwirbel) beider Hemisphären und bewirken neben Insolationsveränderungen Traktionen sowie N- und S-wärtige Verschiebungen der ITCZ (ROSSIGNOL-STRICK 1983, POKRAS & MIX 1987, CHIANG et al. 2003, BARKER et al. 2004, VIDAL & ARZ 2004, STUUT et al. 2004, GERSONDE et al. 2005, CHIANG & BITZ 2005, BROCCOLI et al. 2006). Die Eismassen üben großen Einfluss auf die gesamten ozeanischen sowie atmosphärischen Strömungsgegebenheiten und die SSTs aus. So gewinnt beispielsweise der kalte Benguelastrom unter bestimmten Gegebenheiten verstärkt an Einfluss und dringt bis weit in den Golf von Guinea hinein. Zudem wird eine nördlichere Position der wetterbestimmenden süd-atlantischen Antizyklone im südhemisphärischen Winter vermutet (VAN ZINDEREN BAKKER 1967, 1969, LEROUX 1987, MALEY 1997). Ein sich über der Sahara bildendes Tief (Sahara Antizyklone), welches ebenso wetterbestimmend ist (MAHÉ 1993, PATRICOLA & COOK 2006), könnte aufgrund der veränderten klimatischen Randbedingungen ebenso an Einfluss zu- bzw. abgenommen haben. Diese auf den Südatlantik einwirkenden Konstellationen werden neben Insolationsveränderungen als hauptsächlich die Intensität des Afrikanischen Monsun mitbestimmende Faktoren genannt (u. a. BERNARD 1962, ROSSIGNOL-STRICK 1983, POKRAS & MIX 1987, PRELL & KUTZBACH 1987, DEMENOCAL et al. 2000, MARCHANT & HOOGHIEMSTRA 2004, NGUETSOP et al. 2004, JOUZEL et al. 2007). Eine Abkühlung der SSTs im Golf von Guinea bedingt zudem eine Abnahme der atmosphärischen Energie- und Feuchtigkeitsströme.

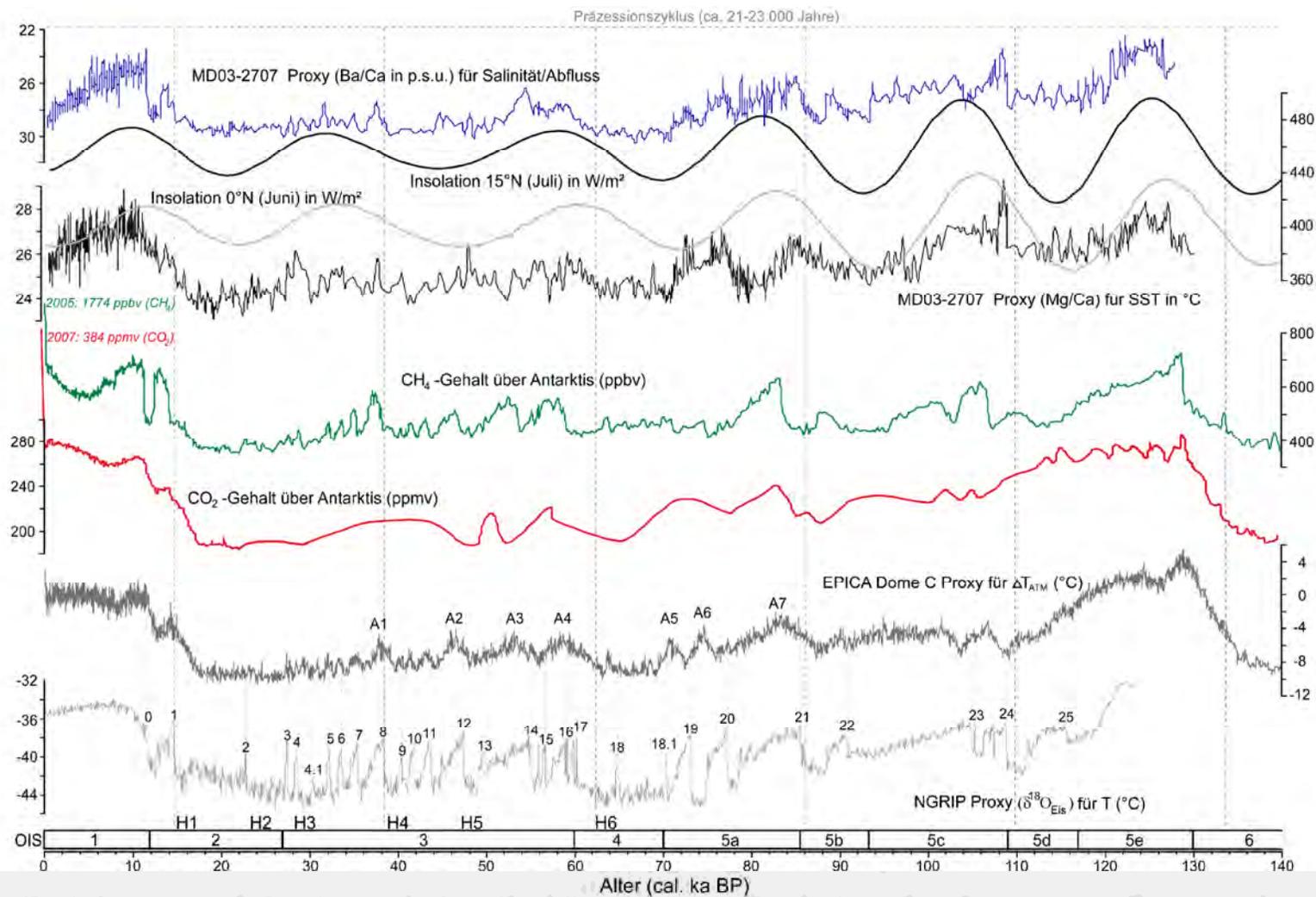


Abb. 15: Vergleich der Proxies für Abfluss- und SST-Schwankungen vor der Küste Kameruns (Bohrkern MD03-2707, 02°30'N, 09°23'E, 1295 m; WELDEAB et al. 2007) mit Treibhausgasschwankungen (CO₂ nach LÜTHI et al. 2008 und CH₄ nach LOULERGUE et al. 2008) und Temperatur über der Antarktis (EPICA Dome C; JOUZEL et al. 2007), Temperatur über Grönland (NGRIP Members 2004), Interstadialen (1-25), Antarktischen Erwärmungen (A1-7, BLUNIER & BROOK 2001), Heinrich-Ereignissen (H1-H6, nach BOND et al. 1999), Sauerstoff-Isotopen-Stadien (OIS 1-5e), Präzessionszyklus und Insolation bei 15°N (Juli) und 0° (Juni; BERGER & LOUTRE 1991) für die letzten 140.000 Jahre.

Folglich nehmen Kondensation und Advektion im Rahmen der Walker-Zirkulation (vgl. Kap. 3.1) ab und Aufquellprozesse (*upwellings*) zu, so dass die Wirksamkeit des afrikanischen Monsuns zusätzlich geschwächt wird (FOLLAND et al. 1986, FONTAINE & BIGOT 1993, MORON et al. 1995). MALEY (1997) vermutet, dass sich durch die Veränderungen in der tropischen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation vermehrt stratiforme Wolken bildeten, die im Gegensatz zu den Cumulus-, Cumulonimbus- und Nimbostratus-Wolken nicht mit Niederschlägen verbunden sind. Allerdings beschränkt er diese Phänomene auf Gebiete erhöhten Aufquellens von Ozeantiefengewässern und postuliert für West- und Süd-Kamerun gleichzeitig feuchtere Witterungen, da sich dort die stratiformen Wolken zu Nimbostratus-Wolken entwickeln konnten.

Nochmals deutlich kleinskaligere Klimawechsel (Dekaden bis Jahrhunderte) treten vor allem während des Holozäns auf (BOND et al. 2001, MAYEWSKI et al. 2004, DEMENOCAL et al. 2000, 2001, VERSCHUREN 2004). Vor allem das ozeanische und atmosphärische Zirkulationssystem wird seit dem Holozän zusätzlich durch immer regelmäßiger auftretende ENSO-Phänomene (El Niño- und La Niña-Ereignisse) beeinflusst (vgl. RODBELL et al. 1999), die im Südatlantik als "Atlantischer Niño" wirksam werden (vgl. Kap. 3.3). Veränderungen der zirkulierenden Ozeangewässer im Golf von Guinea, z. B. die zeitweise Unterbrechung oder Verstärkung des Aufsteigens von kalten Gewässern aus der Tiefsee (*upwellings*) an der Küste des Golfes von Guinea stehen ebenso mit rapiden und weit reichenden Klimaänderungen in Verbindung. Eine wichtige Rolle spielen bei all diesen Modifikationen zudem Orographie der Kontinente, Land/Meer-Verteilung, Albedo der Erdoberfläche (Eis, Vegetation) sowie der Gehalt an Aerosolen und Treibhausgasen (vor allem Kohlendioxid, Methan und Wasserdampf) in der Atmosphäre (vgl. SCHWARZBACH 1974, FLOHN 1985, SCHÖNWIESE 1995, SHACKLETON 2000, LOULERGUE et al. 2008). Die tropischen Regionen üben als Quellen und Senken atmosphärischer Treibhausgase (vor allem Wasserdampf und Methan) zudem starke positive Rückkopplungen während wärmerer bzw. kälterer Stadien aus (GASSE & VAN CAMPO 1994, BLUNIER et al. 1998, GASSE 2000, LOULERGUE et al. 2008). Insgesamt führten diese lang- und kurzfristigen Änderungen zu unterschiedlichsten Reaktionen des Klimas (Wind- und Niederschlagsgegebenheiten sowie Monsunaktivität und atmosphärische Zirkulation), der Hydrosphäre (Ozean, Seen und Flusssysteme) und der Biosphäre (Vegetationszusammensetzung) im westlichen Zentralafrika, von denen die wichtigsten in diesem Teil vorgestellt werden sollen, besonders für das in Süd-Kamerun befindliche Untersuchungsgebiet.

4.1 Paläoklimatische Verhältnisse und Entwicklung seit dem Spätpleistozän (~70 ka BP)

Als einer der ersten erforschte DE PLOEY (1964, 1965) die umweltgeschichtliche Entwicklung Zentralafrikas und begründete die Festlegung bestimmter klimatischer Phasen.

Seine Pionierarbeit wurde später durch eine Vielzahl geologischer (u. a. BESSOLES & TROMPETTE 1980, MOGUEDET et al. 1986, GIRESSE et al. 1991, SUMMERFIELD 1991), geomorphologischer (z. B. SEGALÉN 1967, KADOMURA 1977, 1989, 2000, KUETE 1990), pedologischer (SERVANT 1983, LANFRANCHI & SCHWARTZ 1991, SCHWARTZ et al. 1995), sedimentologischer (z. B. PASTOURET et al. 1978, GIRESSE et al. 1982, SCHNEIDER et al. 1997, ZABEL et al. 2001, NGUETSOP et al. 2004, LÉZINE & CAZET 2005, MARRET et al. 1998, 2001, 2006, HOLTVOETH et al. 2005, WELDEAB et al. 2005, 2007), mineralogischer (ABRANTES 2003) und palynologischer sowie paläobotanischer (u. a. ELENGA et al. 1994, 1996, 2004, MALEY 1991, 1994, 2001, 2002, REYNAUD-FARRERA et al. 1996, MALEY & BRENAC 1998, 1998a, VINCENS et al. 1998, 1999, SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000) Untersuchungen komplettiert und vertieft. Aufbauend auf diese und andere Forschungen etablierte sich schließlich für Zentralafrika (Republik Kongo, der Westen und das Zentrum der Demokratischen Republik Kongo, Gabun, Süd-Kamerun und der Süden der Zentralafrikanischen Republik) folgender Ablauf klimatischer Phasen:

1. ~70.000-40.000 BP (*Maluékien*), Sauerstoff-Isotopen-Stadien (*Oxygen-Isotopic Stages* – OIS oder *Marine Isotopic Stages* - MIS) 4 und 3

Das *Maluékien* ist eine aridere und kältere Phase in der ersten Hälfte des nordhemisphärischen Würm-Glazials, welche mit erhöhtem Rückzug des tropischen Regenwaldes (MALEY 1993, 1996, 2001) unter semi-ariden Klimabedingungen (hypothermale Phase nach VAN ZINDEREN BAKKER, 1967, 1969, 1975) verbunden ist. Das Niederschlagsregime dieser Phase wird als Displuvial bezeichnet und ist charakterisiert durch unregelmäßige aber intensive Niederschläge (Gewitter, Wolkenbrüche; BERNARD 1962, GIRESSE 1978). Es fand außerdem eine Meeresregression (*Pré-Inchirien*-Regression nach GIRESSE 1978) um ca. 100 m unter dem rezenten Niveau statt. Verzweigte (*braided*) Flüsse mit vorwiegend grobkörniger, sandiger Sedimentfracht und sandigen Flussbetten waren in dieser Zeit in Äquatorialafrika verbreitet und in einigen Regionen bildeten sich *stone-lines* gegen Ende dieser und dem einsetzen einer feuchteren Phase (LANFRANCHI & SCHWARTZ 1991, KADOMURA 1995, 2000, THOMAS 2000).

2. ~40.000-30.000 BP (*Njilien*), OIS 3

Mit dem *Njilien* folgte eine humidere und wärmere Phase (Würm-Interstadial, Maximum um 35.000 BP) zur Mitte des Würm-Glazials mit feuchteren Klimabedingungen (hyperthermale Phase nach VAN ZINDEREN BAKKER 1967, 1975). Das Niederschlagsregime zu dieser Phase wird als Isopluvial bezeichnet mit ergiebigen und regelmäßigen Niederschlägen. Es treten regional verstärkt Podsolisierungsprozesse auf und durch erhöhte Niederschläge auch verstärkte Erosion, Sedimentation und fluvial-morphologische Prozesse. Die Flusssysteme schütteten mächtige Talauen aus tonigen Hochflutablagerungen über eine sich formende Niederterrasse auf und bildeten Über-

schwemmungssümpfe. Der tropische Regenwald dehnt sich wieder aus und der Meeresspiegel (*Inchirien*-Transgression, bis ca. 35-47 m unter dem rezenten Niveau; GIRESE 1978, SCHWARTZ & LANFRANCHI 1993) sowie die Seespiegelstände steigen an.

3. ~30.000-12.000 BP (*Léopoldvillien*), OIS 2

Das *Léopoldvillien* ist die kälteste und arideste Phase des Pleistozäns, die auch das LGM (zwischen 20 und 15 ka BP, Höhepunkt um 18 ka BP) umfasst. Der tropische Regenwald wurde großflächig durch Savannen verdrängt (MALEY 1991, 2001, KADOMURA 2000) und beschränkte sich auf isolierte Refugien, die vor allem als Galeriewälder entlang von Flussläufen verbreitet waren und Seespiegel sowie das Meeresspiegelniveau (*Ogoliën*-Regression um bis zu 120 m) erreichten ihre Tiefststände (GIRESE 1978, CARATINI & GIRESE 1979, MALEY & BRENAC 1987, 1998, SCHWARTZ & LANFRANCHI 1993, SCOURSE et al. 2005). Durch das Fehlen der Vegetationsdecke traten großflächige, intensive Erosionsprozesse (Spüldenudation) auf. Die Flusssysteme lagerten überwiegend sandige Korngrößen ab und weitverbreitet traten Sümpfe in den Überschwemmungsbereichen auf. Nach dem LGM, zwischen ~17 und 14 ka BP wurden die klimatischen Verhältnisse zunehmend humider und fluvial-morphologische Prozesse zerschnitten die Talauen, dabei vielfach Hiatus in der alluvialen Architektur erzeugend (THOMAS & THORP 1995, 2003, THOMAS 2000, 2008). Ebenso wurden beim Übergang vom *Njiliën* zum *Léopoldvillien* an vielen Lokalitäten *stone-lines*, *hillwash*-Decken und *Ferricrete* (pedogene Krusten) gebildet. Belege für diese umweltgeschichtliche Entwicklung im westlichen Äquatorialafrika sind bis heute jedoch noch dürftig und weit über den Raum verteilt. Die Erkenntnisse zur Paläoumwelt wurden sowohl aus marinen als auch terrestrischen Umweltarchiven gewonnen. Gute Übersichten liefern GASSE et al. 2008, RUNGE 2008 und THOMAS 2008.

4. ~12.000-3500 BP (*Kibangien A*), OIS 1

Ab etwa 12.7 ka BP setzt eine trockenere Periode (Jüngere Dryas) ein, die bis etwa 11.5 ka BP dauert und danach durch sukzessiv einsetzende feuchtere und wärmere Bedingungen infolge der weltweiten Enteisung und Intensivierung des Monsuns und der ab etwa 9 ka BP endgültig einsetzenden holozänen afrikanischen Feuchtperiode (*African Humid Period* [AHP], DEMENOCAL et al. 2000) abgelöst wird. Diese erreichte, u. a. infolge eines Insolationsmaximums, zwischen ~9000-6000 BP ihre Hauptphase und führte zur maximalen Ausdehnung des tropischen Regenwaldes und zum Überlaufen zahlreicher Seen in Äquatorialafrika (MALEY 1993, 2001, JOLLY et al. 1998, GASSE 2000, LEAL 2004). Die einsetzende AHP ist u. a. in den hemipelagischen Archiven der Schwemmfächer des Kongo (SCHNEIDER et al. 1997, MARRET et al. 1999, 2001, 2006), Niger (PASTOURET 1978, ZABEL et al. 2001) und kamerunischer Flüsse (ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2005, 2007, 2007a, 2008) nachgewiesen worden. Der Meeresspiegel stieg zwischen 12 und 9 ka BP im Zuge der Holozän-Transgression um ca. 90 m an

(GIRESSE et al. 1986). Bedingt durch die Wiederausbreitung des Regenwaldes und die Rückkehr zu einem isopluvialen bis pluvialen (mit einer ähnlichen Saisonalität wie der heutigen) Niederschlagsregime, stabilisierte sich das Landschaftsgefüge bei nachlassenden erosiven und fluvial-morphologischen Abtragungsprozessen. Die Flusssysteme änderten ihren Charakter hin zu mäandrierenden und anastomosierenden Fließgewässern mit sandiger Bett- und feinkörniger Sedimentfracht, die in mächtigen Alluvionen aufgeschüttet wurden. Ab etwa 5000 BP, vermutlich aber zwischen ~3800 und 2500 BP vollzog sich in Äquatorialafrika ein erneuter abrupter Wechsel hin zu einem arideren Klima (verlängerte Trockenzeit), verbunden mit Vegetationswechsel und Seespiegelsenkungen (MALEY 1992, REYNAUD-FARRERA et al. 1996, JOLLY et al. 1998, VINCENS et al. 1998, MARCHANT & HOOGHMSTRA 2004, NGUETSOP et al. 2004, GASSE 2005, GIRESSE et al. 2005, MARRET et al. 2006, RUNGE et al. 2006).

5. ~3500(2500)-0 BP (*Kibangien B*), OIS/MIS 1

Im Anschluss an diese erneute Aridität, bei der vor allem weite Teile Westafrikas erhebliche Veränderungen erfuhren, traten regional teilweise stark verzögert Klimaverhältnisse ein, die mit den heutigen Gegebenheiten vergleichbar sind (CARATINI & GIRESSE 1979, MALEY 1992, 2001, 2002, GASSE 2000). In diese Zeit fällt auch die im Rahmen des DFG-Projekts 510 fokussierte Zeitphase der “*First Millennium BC Crisis*” von etwa 2.800 bis 2.000 BP, in der sich weitreichende ökologische Wandel und kulturelle Umbrüche in der überregionalen Untersuchungsregion vollzogen haben (*péjoration climatique*, vgl. MALEY 1992). Hiermit verbunden ist auch die umstrittene (vgl. EGGERT 2005) Hypothese einer Migration bantu-sprachiger Volksgruppen von Nigeria in Richtung des zentralafrikanischen Kongobeckens mit anschließender Sesshaftwerdung in den von Savannen verdrängten ehemaligen Regenwaldgebieten (PHILLIPSON 1980, SCHWARTZ 1992).

Schließlich folgen die subrezent und rezenten Umweltverhältnisse, die noch weiter in das *Subactuel* (ab ~2 ka BP), welches vor allem das Mittelalterliche Klimaoptimum (9. bis 14. Jahrhundert) und das neuzeitliche Klimapessimum der Kleinen Eiszeit (etwa 15. bis 19. Jahrhundert) umfasst (VERSCHUREN 2004, MAYEWSKI et al. 2004, WANNER et al. 2008), und das *Actuel* untergliedert werden können.

4.2 Paläohydrologische Verhältnisse

4.2.1 Lakustrine Sedimentarchive

Limnische Ökosysteme reagieren sensibel auf Klima- und Landschaftsveränderungen; dies äußert sich vor allem durch Seespiegelschwankungen, Veränderungen der chemischen und biologischen Zusammensetzung sowie der Zirkulation. Diese Veränderungen manifestieren sich in den lakustrinen Sedimenten der betroffenen Seen. Anhand bio- sowie geochemischer und geophysikalischer Studien an Lithostratigraphie, stabile Iso-

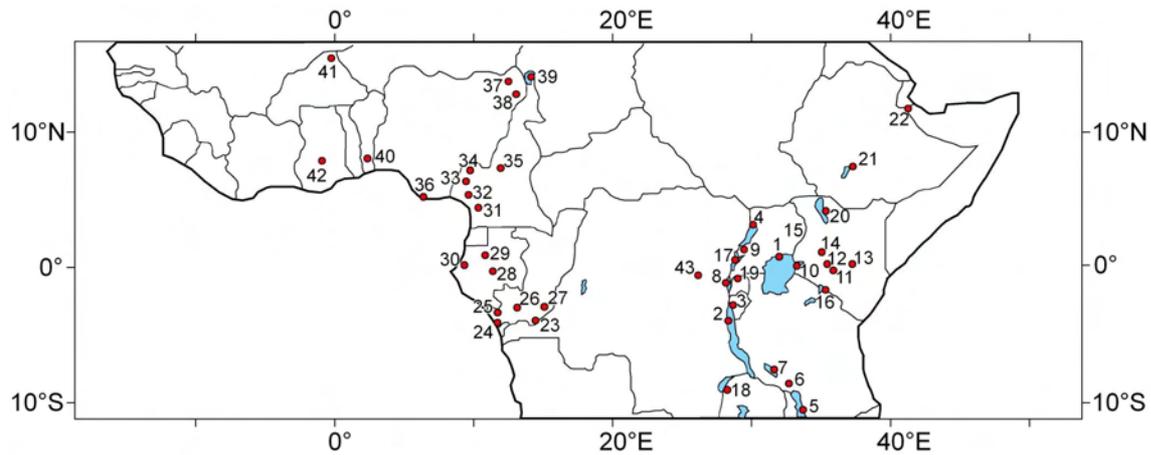
topen und Mikro-Fossilien (Diatomeen, Algen) können solche Veränderungen nachgewiesen werden. Seesedimente sind daher hervorragende Archive zum Studium von Umwelt- und Klimaänderungen in der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit und besonders seit dem Ende der letzten Glazialzeit (vgl. BERGLUND 1986). Bestens geeignet sind kontinuierliche Seesedimente, welche natürliche und menschliche Einflüsse und Veränderungen lückenlos aufzeichnen. Multidisziplinäre Methoden helfen dabei, solche Wechsel in der Vergangenheit möglichst genau zu erfassen.

Die Kontroverse und Schwierigkeit besteht allerdings darin, aus punktuellen Ergebnissen und regionalen Vergleichen extralokale Einflüsse zu rekonstruieren, so z. B. der Wechsel zwischen Kälte- und Wärmephasen im Pleistozän und Holozän (z.B. GASSE 2000, THOMAS 2000, 2004). Dennoch lassen sich aus Seesedimenten, die weitestgehend einer störungsfreien Ablagerung (Fehlen von tektonischen Bewegungen) unterlegen waren, recht zuverlässig Niederschlagsmengen sowie saisonale Strukturen der Niederschlags- und Temperaturverhältnisse (Lufttemperatur, Evaporation) für den Sedimentationszeitraum rekonstruieren. Abbildung 16 zeigt eine Zusammenfassung der nennenswertesten lakustrinen und palustrinen Paläoumweltarchive in Äquatorialafrika. In Kamerun sind die Ablagerungen folgender Seen ausführlich erforscht worden:

See	Quelle
Barombi Mbo	(GIRESSE et al. 1994, MALEY & BRENAC 1998)
Mboandong	(RICHARDS 1986)
Ossa	(REYNAUD-FARRERA et al. 1996, WIRRMANN et al. 2001, NGUETSOP et al. 2004)
Njupi	(ZOGNING et al. 1997)
Assom	(NGOS III et al. 2003)
Bambili	(STAGER & ANFANG-SUTTER 1999)

Tab. 2: Lakustrine Sedimentarchive Kameruns.

Zudem wurden die Seen Sinnda, Coraf, Songolo, Ngamakala, Bilanko und Kitina im Süden Kongos (ELENGA et al. 1992, 1994, 1996, VINCENS et al. 1998, 1999), die Seen Maridor und Nguène in Gabun (NGOMANDA 2005), der See Bosumtwi in Ghana (TALBOT et al. 1984, RUSSELL et al. 2003, SHANAHAN et al. 2006), Sélé in Süd-Benin (SALZMANN & HOELZMANN 2005) und der Tschad-See (MALEY 1981, SERVANT 1983) eingehend untersucht. Die meisten der paläoumweltkundlichen und paläoklimatischen Informationen für die Landschaftsgenese im äquatorialen West- und Zentralafrika seit 4000 BP stammen vom französischen (ORSTOM, heute IRD) Programm ECOFIT (*ECOsystemes et Paléoécosystemes des Forêts Inter Tropicales*), in dessen Rahmen seit den 1970er Jahren palynologische Daten gesammelt werden (vgl. SERVANT & SERVANT-VILDARY 2000).



Nr.	Name	Land	Länge	Breite	Höhe (m. ü. M.)	Sedimentalter (ka BP)	Quellen
1	Viktoria See	Uganda	32°50'E	1°00'N	1300	13,8	KENDALL 1969, STAGER et al. 1997, 2003
2	Pilkington Bay	Tansania	33°20'E	0°18'N	1134	18	KENDALL 1969, TALBOT & LIVINGSTONE 1989
3	Tanganyika See	Tansania	29°05'E	6°14'S	800	13	TIERCELIN et al. 1988, GASSE et al. 1989, VINCENS 1989
4	Kuruyange Sumpf	Burundi	29°34'E	3°28'S	2000	32,5	JOLLY & BONNEFILLE 1991, BONNEFILLE et al. 1991
5	Kashiru Sumpf	Burundi	29°34'E	3°28'S	2104	31	BONNEFILLE & ROLLET 1988
6	Ijenda Sumpf	Burundi	29°33'E	3°29'S	2150	22	ROCHE & BIKWEMU 1989
7	Rusaka Sumpf	Burundi	29°37'E	3°28'S	2070	34	BONNEFILLE et al. 1995
8	Albert See	Uganda	31°10'E	1°50'N	619	29,9	BEUNING et al. 1997, SOWUMNI 1991
9	Malawi See	Malawi	34°35'E	9°14'S	475	24	FINNEY & JOHNSON 1991, FILIPPI & TALBOT 2005
10	Masoko Maar	Tansania	33°45'E	9°20'S	840	45	VINCENS et al. 2003, GARCIN et al. 2007
11	Rukwa See	Tansania	33°E	8°S	893	23	BARKER et al. 2002, VINCENS et al. 2005
12	Kivu See	Ruanda	28°56'E	1°51'S	1400	15	STREET & GROVE 1975, HABERYAN & HECKEY 1987
13	Ahakagyazi Sumpf	Uganda	29°32'E	1°42'N	1830	24	HAMILTON et al. 1986, TAYLOR & MARCHANT 1996
14	Muchoya Sumpf	Uganda	32°29'E	1°10'S	2200	40	MORRISON 1968, HAMILTON 1982, TAYLOR 1990
15	Mahoma See	Kenia	29°58'E	0°21'N	2960	14,7	LIVINGSTONE 1967, HAMILTON 1972
16	Mubwindi Sumpf	Kenia	29°45'E	1°04'N	2100	43	MARCHANT et al. 1997
17	Simbi See	Kenia	34°37'E	0°22'N	1143	4,3	MWORIA-MAITIMA 1997
18	Naivasha See	Kenia	36°20'E	0°45'S	1890	21	MWORIA-MAITIMA 1991
19	Nakuru See	Kenia	36°04'E	0°15'S	1762	29,3	RICHARDSON & RICHARDSON 1972
20	Sacred See (Mt. Kenya)	Kenia	37°19'E	0°10'S	2400	33,3	COETZEE 1967, OLAGO 1995
21	Rutundu See	Kenia	37°18'E	0°02'S	3140	18	COETZEE 1967
22	Small Hall Tarn	Kenia	37°21'E	0°09'S	4289	14	BARKER et al. 2001
23	Simba Tarn	Kenia	37°19'E	0°09'S	4595	10	BARKER et al. 2001
24	Bogoria See	Kenia	36°05'E	0°17'N	990	20	TIERCELIN et al. 1981, TIERCELIN & VINCENS 1987
25	Lobi und Kesubo Sumpf	Kenia	36°09'E	0°22'N	1080	4,6	ASHLEY et al. 2004, DRIESE et al. 2004
26	Laboot Sumpf (Mt. Elgon)	Kenia	34°37'E	0°57'N	2880	28	HAMILTON 1982, 1987
27	Kaisungor Sumpf	Kenia	35°15'E	1°12'N	2900	27,7	COETZEE 1967
28	Kimilili See	Kenia	34°03'E	1°06'N	4150	14	HAMILTON 1987, BARKER et al. 1999
29	Magadi See	Kenia	36°18'E	1°50'S	600	12,4	ROBERTS et al. 1993
30	Edward See	Uganda	29°35'E	0°25'S	900	23	RUSSELL et al. 2003, BEUNING & RUSSELL 2004
31	Cheshi See	Sambia	29°45'E	9°05'S	928	40	STAGER 1988
32	Kamiranzowu Sumpf	Ruanda	29°18'E	2°25'S	1950	38	HAMILTON 1987, ROCHE & BIKWEMU 1989
33	Turkana See	Kenia	36°01'E	3°03'N	360	4	RICKETTS & JOHNSON 1996
34	Abiyata See	Äthiopien	38°40'E	7°28'N	1578	13,4	CHALIE & GASSE 2002
35	Ziway-Shalla	Äthiopien	38°58'E	7°01'N	1636	8	GILLESPIE et al. 1983
36	Langeno See	Äthiopien	38°50'E	7°28'N	1583	2,4	MOHAMMED & BONNEFILLE 1991
37	Tilo Krater-See	Äthiopien	38°03'E	7°04'N	1545	22	GASSE et al. 1980, LAMB et al. 2000
38	Abhé See	Kongo	42°00'E	11°15'N	240	20	GASSE 1977, GASSE & STREET 1978
39	Ngamakala Teich	Kongo	15°23'E	4°04'S	400	24	ELENGA 1992, ELENGA et al. 1994
40	Coraf	Kongo	11°E	4°S	0	6	SCHWARTZ et al. 1991, ELENGA et al. 1992
41	Songolo	Kongo	11°51'E	4°45'S	5	4	ELENGA et al. 1992, VINCENS et al. 1999
42	Kitina See	Kongo	11°59'E	4°15'S	150	5,4	ELENGA et al. 1996
43	Sinnda See	Kongo	12°48'E	3°50'S	128	5,2	VINCENS et al. 1994, 1998, 1999
44	Bois de Bilanko	Gabun	15°21'E	3°31'S	700	10,8	ELENGA et al. 1991
45	Kamalété See	Gabun	11°46'E	0°43'S	350	1,3	MALEY et al. 2001, NGOMANDA et al. 2005
46	Nguène See	Gabun	10°28'E	0°12'S	20	4,1	NGOMANDA 2005
47	Maridor See	Gabun	9°28'E	0°10'S	0	3,8	NGOMANDA 2005
48	Ossa See	Kamerun	9°36'E	3°50'N	8	8,2	REYNAUD-FARRERA et al. 1996, WIRRMANN et al. 2001
49	Barombi Mbo See	Kamerun	9°24'E	4°39'N	301	28	GIRRESSE et al. 1991, MALEY & BRENAC 1998
50	Bambili See	Kamerun	10°15'E	5°58'N	2264	24	STAGER & ANFANG-SÜTTER 1999
51	Njupi See	Kamerun	10°19'E	6°27'N	1040	3,4	ZOGNING et al. 1997
52	Assom See	Kamerun	12°59'E	6°38'N	900	4,5	NGOS III et al. 2003
53	Ofuabo, Niger-Delta	Nigeria	6°26'E	4°33'N	0	35	SOWUMNI 1981
54	Bal See	Nigeria	10°56'E	13°18'N	300	10	SALZMANN 1996, SALZMANN & WALLER 1998
55	Kajemarum Oase	Nigeria	11°01'E	13°18'N	280	9,6	SALZMANN 1996, SALZMANN & WALLER 1998
56	Kaigama Oase	Nigeria	11°34'E	13°15'N	310	9,5	SALZMANN 1996, SALZMANN & WALLER 1998
57	Kuluwu Oase	Nigeria	11°33'E	13°13'N	290	9,9	SALZMANN 1996, SALZMANN & WALLER 1998
58	Tilla See	Nigeria	12°08'E	10°23'N	690	25,3	SALZMANN et al. 2002
59	Tschad-See	Tschad	13°44'E	16°30'N	280	18	MALEY 1981, ADAMS & TEZLAFF 1986
60	Sélé See	Benin	2°26'E	7°09'N	120	8,8	SALZMANN & HOELZMANN 2005
61	Mare d'Oursi	Burkina Faso	0°30'W	14°38'N	266	8	BALOUICHE & NEUMANN 1995
62	Bosumtwi See	Ghana	1°25'W	6°30'N	99	28	TALBOT et al. 1984, MALEY 1987, 1991
63	Walikale	D.R. Kongo	27°48'E	1°16'S	662	18	RUNGE & RUNGE 1995

Abb. 16: Übersicht der wichtigsten lakustrinen und palustrinen Paläoumweltarchive in Äquatorialafrika.

Sehr ausführlich wurden auch die ostafrikanischen Seen und ihre lakustrinen Sedimente im Hinblick auf ihre quartäre Klima- und Umweltgeschichte untersucht. Hierüber lieferten KIAGE & KAM-BIU (2006) eine gute und detaillierte Übersicht. Ausführliche Untersuchungen stammen von folgenden, größeren Seen:

See	Quelle
Albert	(BEUNING et al. 1997),
Edward	(RUSSELL et al. 2003a)
Kivu	(HABERYAN & HECKY 1987)
Lake Naivasha	(MWORIA-MAITIMA 1991)
Rukwa	(BUTZER et al. 1972)
Tanganyika	(TIERCELIN et al. 1988, GASSE et al. 1989, VINCENS 1989, 1993)
Turkana	(BONNEFILLE 1979, MOHAMMED et al. 1995)
Victoria	(KENDALL 1969, STAGER et al. 1997, 2003)
Masoko	(VINCENS et al. 2003, GARCIN et al. 2007)

Tab. 3: Ausgewählte lakustrine Sedimentarchive Ost-Äquatorialafrikas.

Die am weitesten zurückreichenden palynologischen Daten dieser Region (Ostafrika) stammen aus pollenführenden Sedimentarchiven des *Sacred Lake* am *Mt. Kenia* (COETZEE 1967, 1987, STREET-PERROTT et al. 1997, OLAGO et al. 2000, OLAGO 2001), die einen Zeitraum seit 115.000 Jahren BP abdecken. Daten für die letzten ca. 40.000 Jahre lieferten Bohrungen aus Sümpfen in Uganda (Muchoya und Ahakagezi in den Rukiga Highlands, TAYLOR 1990), Burundi (u. a. Kashiru, BONNEFILLE & RIOLLET 1988) und Sambia (Cheshi, STAGER 1988). Die Seestände der ostafrikanischen Seen geben, ungeachtet der kontrovers diskutierten Interpretationsmöglichkeiten (siehe u. a. THOMAS & THORP 2003), am augenscheinlichsten Hinweise über vergangene hydrologische und klimatische Schwankungen und Fluktuationen. So wurden vor allem während des LGM hohe Seespiegelsenkungen nachgewiesen und während der AHP rapide und erhebliche Anstiege. Sehr gute Übersichten hierzu lieferten STREET & GROVE (1976, 1979) sowie STREET-PERROTT & PERROTT (1990) und DAMNATI (2000) für Nordafrika.

Die lakustrinen Sedimente der ostafrikanischen Seen (vor allem die Seen des Riftsystems: Lake Malawi, Turkana, Tanganyika, Kivu, Naivasha, Victoria und Albert) erlauben allerdings hinsichtlich allgemeingültiger Aussagen zu einer übergreifenden umweltgeschichtlichen Entwicklung der östlichen afrikanischen Tropen nur eine vorsichtige Korrelation. Dies ist zum einen bedingt durch die zum Teil doch sehr unterschiedlichen lokalen Verhältnisse in ihren Einzugsgebieten, der unterschiedlichen Größe und Tiefe der Seen selbst, ihrer Lage in tektonisch und vulkanisch aktiven Gebieten (GASSE 2000, 2006), und zum anderen durch die unterschiedliche Reaktion der Seesysteme auf die externen Einflussfaktoren (vgl. STREET-PERROTT et al. 1983, RUNGE 2001). Dennoch postulieren KIAGE & KAM-BIU (2006) auf der Basis unterschiedlicher umweltgeschichtlicher Proxy-Daten für die Region folgenden Ablauf klimatischer Phasen: Warmes Klima ähnlich dem heutigen bis etwa 42 ka BP, gefolgt von einer kalten und ariden Phase zwischen 42 und 30 ka BP und einer kalten und feuchten Phase zwischen 30 und 21 ka BP mit etwa 2-4°C niedrigeren Temperaturen. Hieran schließt sich eine kalte und aride Phase zwischen 21 und 12.5 ka BP an. Schließlich werden im Ho-

lozän vorherrschende wärmere und feuchtere Bedingungen unterbrochen durch zwei abrupt einsetzende kurze Trockenphasen um ~8.5 ka und ~5.2 ka BP und einer längeren um etwa 4 ka BP. Zudem werden für den Zeitraum des nordhemisphärischen Mittelalterlichen Klimaoptimums trockenere und für die Kleine Eiszeit feuchtere Bedingungen als heute beschrieben.

Für das westliche Zentralafrika und Kamerun im Besonderen reichen die palynologischen Daten nicht ganz so weit zurück (bis ~28 ka BP) wie in der ostafrikanischen Untersuchungsregion. Hier wurden die Befunde durch zusätzliche Untersuchungen organischen Makroresten, Phytolithen und Diatomeen ergänzt, sowie $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und mineralogische Daten evaluiert. Von den oben erwähnten Arbeiten, die zum größten Teil aus dem Programm ECOFIT stammen, konzentrierten sich die meisten auf abrupte Klimaänderungen während des Holozäns, vor allem seit etwa 4 ka BP. Eine generelle Fragmentierung des tropischen Regenwaldes bis auf einige Refugien (vgl. HAMILTON 1976, 1983, LITTMANN 1987, MALEY 1987, 1989, COLYN et al. 1991, KADOMURA 1995) wird nach diesen und weiteren Befunden zwischen 20 und 15 ka BP registriert, von wo aus er sich bis auf seine maximale Ausdehnung zwischen 9 und 4 ka BP wieder ausdehnen konnte (MALEY 1993, 2001). Nachgewiesen werden die Oszillationen der Regenwaldausdehnung anhand von Pollendiagrammen, die aus palynologisch verwertbaren Archiven gewonnen werden. So können zeitliche Variationen in der Artenzusammensetzung der Biome an den jeweiligen Standorten belegt werden, die zusätzlich Rückschlüsse auf hygri-sche und klimatische Verhältnisse erlauben. Die Vegetationshabitats werden grob formuliert zwischen Regenwald (hauptsächlich Caesalpinaceae), Sekundärwald, Pionierarten und Gräsern (Gramineae und Cyperaceae) unterschieden. Anhand der Pollensummen können die Vegetationsdynamik sowie der Fragmentierungsgrad eines natürlichen, primären Regenwaldes rekonstruiert werden und im Extremfall eine Verdrängung durch die Savanne anzeigen. Im westlichen Zentralafrika konnten zwei spätholozäne Phasen nachgewiesen werden, die erneut regionale Vegetationsveränderungen induzierten. Die erste Phase trat im Süden (See Maridor in Gabun und vermutlich Sinnda in der Rep. Kongo) um etwa 4 ka BP auf (NGOMANDA 2005, VINCENS et al. 1998, 1999) und im Norden (Sélé in Benin, *Dahomey Gap*) zwischen 4.5 und 4 ka BP (SALZMANN & HOELZMANN 2005). Ein zweiter grundlegender Wechsel in der Vegetationsbedeckung ereignete sich anschließend ab 3 ka BP in Gabun (Nguène, NGOMANDA 2005), Rep. Kongo (Kitina, ELENGA et al. 1996) und Kamerun (Barombi Mbo, GIRESSE et al. 1994, MALEY & BRENAC 1998 und Ossa, REYNAUD-FARRERA et al. 1996, WIRRMANN et al. 2001, NGUETSOP et al. 2004), welcher etwa um 2.5 ka BP kulminierte und auch den Standort Nyabessan im Binnendelta des Ntem erfasste (HÖHN et al. 2008, EGGERT et al. 2006, NGOMANDA et al. 2008). Auf diese Ergebnisse wird in Kap. 4.3.2.1

näher eingegangen. Ab etwa 2 ka BP setzte laut MALEY (2002) eine progressive Wiederausdehnung des tropischen Regenwaldes bis zur die heutigen Verbreitung ein.

4.2.2 Fluviale und alluviale Sedimentarchive

Paläoumweltarchive aus fluvialen Systemen liegen bislang nur sehr spärlich vor für den Westen Äquatorialafrikas und Zentralafrika im Allgemeinen.

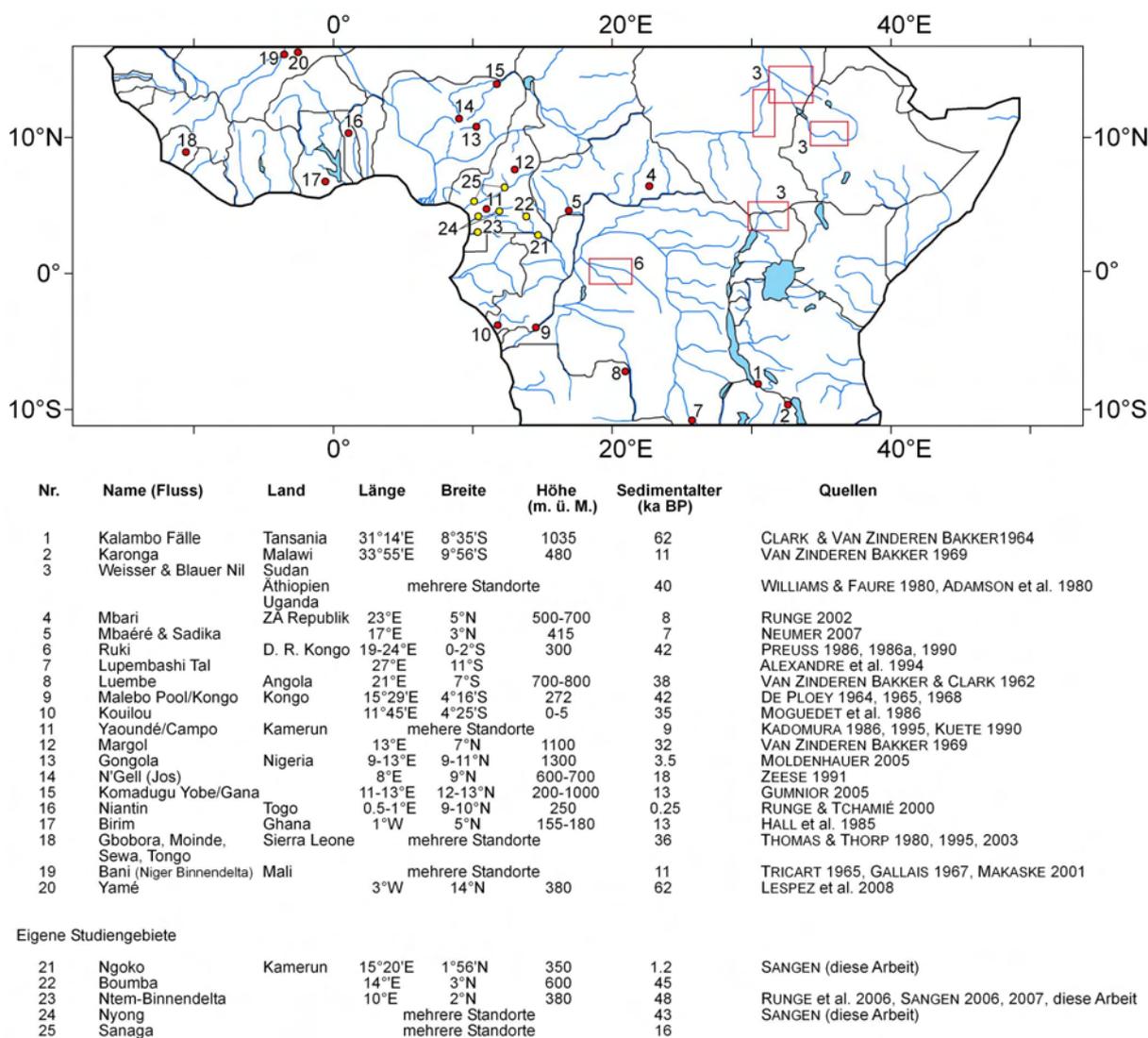


Abb. 17: Übersicht der wichtigsten fluvialen und alluvialen Paläoumweltarchive in Äquatorialafrika.

Erste Datierungen fluvialer Ablagerungen stammen aus den 1960er Jahren und wurden vor allem im Rahmen archäologischer Arbeiten durchgeführt. In Anloa (bei Ngaoundéré, Kamerun) wurde in den sandigen Ablagerungen des Margol-Flusses ein Alter von über 32 ka v. Chr. ermittelt (VAN ZINDEREN BAKKER 1969). Mehrere spätpleistozäne Alter (62, 52, 44, 38, 35 und 32 ka v. Chr.) wurden im Bereich der *Kalambo Falls* in Sambia gefunden, Alter bis 38 ka BP in den Ablagerungen des Luembe Flusses in NE-Angola (VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK 1962) und in Malawi (Karonga Region)

entlang mehrerer Flüsse Alter um 11 ka v. Chr. (vgl. CLARK & VAN ZINDEREN BAKKER 1964, VAN ZINDEREN BAKKER 1969, S. 196 ff.). Neben den hier weniger relevanten Untersuchungen an Ablagerungen des Nils (u. a. ADAMSON et al. 1980, BUTZER 1980, WILLIAMS & WILLIAMS 1980), zählen neben den ersten grundlegenden Arbeiten von DE PLOEY (1964, 1965, 1966-1968) am Malebo-(Stanley) Pool vor allem die Arbeiten von THOMAS & THORP (1980, 1995) sowie THORP & THOMAS (1992) an den Flüssen Gbobora, Moinde, Sewa und (Woa-)Tongo in Sierra Leone, HALL et al. (1985) und THORP & THOMAS (1992) am Birim Fluss in Ghana, KADOMURA et al. (1986) in Kamerun und Kenia, TRICART (1965) und GALLAIS (1967) im Inland-Delta des Niger, PASTOURET et al. (1978) am Niger-Delta und SAVAT (1975), PREUSS (1986, 1990), ALEXANDRE et al. (1994) an mehreren Tributären des Kongo, RUNGE (1992, 1996) im Osten der Demokratischen Republik Kongo und schließlich GIRESSE et al. (1982), GIRESSE & LANFRANCHI (1984) und SCHNEIDER et al. (1994, 1997) am marinen Schwemmfächer des Kongo zu den ersten detaillierten stratigraphischen Arbeiten an Überflutungsbereichen fluvialer Systeme im tropischen und subtropischen Afrika. Hierbei sind aber die Untersuchungen an den Schwemmfächern des Niger und Kongo gesondert zu betrachten, da es sich überwiegend um Studien an marinen Bohrkernen handelt, auf die später eingegangen wird. Im Niger-Inland-Delta folgten später noch Arbeiten von MAKASKE (1998, 2001) und LESPEZ et al. (2008), am Tschad-See und in Nigeria von ZEESE (1991), GUMNIOR & THIEMEYER (2003), MOLDENHAUER (2002, 2005) und GUMNIOR (2005), in der Zentralafrikanischen Republik von NEUMER (2007) sowie eigene in Süd-Kamerun (SANGEN 2007, 2008, RUNGE et al. 2006).

Aus diesen Arbeiten lässt sich, ausgehend von den Pionierarbeiten von DE PLOEY (1964, 1965, 1966-1968), für das Spätpleistozän (*Maluékien*, ~70-40 ka BP) das Vorherrschen verzweigter Flusssysteme in West- und Zentralafrika ableiten, die sich durch hohe fluvial-morphologische Aktivität in einem semi-ariden bis sub-humiden Klima auszeichneten. Belege hierfür bilden Schotterlagen in Niederterrassen einiger untersuchten Flüsse, welche von sandigen und gröberen Sedimenten überlagert sind, die hohe Anteile an organischen Makroresten führen. In der nachfolgenden humideren Phase des *Njilien* (~40-27 ka BP) bildeten sich infolge des erhöhten Abflusses vermehrt Auen-sümpfe aus und feine Hochflutlehme wurden in weiten Überflutungsbereichen aufgeschüttet. In Gebieten mit unstetigeren klimatischen Bedingungen (Tropenrandgebiete) treten Einschneidungs- und Verfüllungssequenzen auf (*cut and fill episodes*), auf die in Form von in ältere Tone zwischengeschaltete jüngere Tonlagen geschlossen werden kann (KADOMURA 1995, 2000, THOMAS & THORP 2003).

Im darauffolgenden *Léopoldvillien* (~27-12 ka BP, inkl. LGM zwischen etwa 21-18 ka BP) induzierte ein einsetzendes arideres und kälteres Klima eine deutliche Reduktion des Abflusses und der Sedimentation. Die Flusssysteme reagierten mit Einschneidung,

was zu weitverbreiteten Hiatus führte, besonders in randtropischen Regionen (z. B. THOMAS & THORP 1980, HALL et al. 1985). Im Kongobecken und den Untersuchungsgebieten in Kamerun treten diese Hiatus allerdings nicht auf. PREUSS (1990) beschreibt für diesen Zeitraum (~23-17 ka BP) beispielsweise gesteigerte Ablagerung von sandigen Sedimenten durch anastomosierende Flüsse. Dennoch sind geringmächtige Fein- bis Mittelsandlagen ohne eingeschaltete Makroreste (organisches Material) kennzeichnend für diesen Sedimentationszeitraum. In einer Phase mit maximalem Regenwaldrückzug (und Verdrängung des Tieflandregenwaldes durch montane Taxa) und verbreiteten Savannisierungsprozessen (maximale Ausdehnung von Savannen, auch innerhalb der Regenwaldgebiete besonders während des LGM; vgl. ELENGA et al. 1994, MALEY 1991, 2001, RUNGE 1992, 1996) bildeten sich hauptsächlich verzweigte Flusssysteme, die mit Galleriewäldern vergesellschaftet waren. In einer insgesamt vegetationsärmeren und morphodynamisch instabileren Landschaft wurden während kurzer aber heftiger Stürme (Starkregen) Ufer erodiert und Flussläufe verlagert (vgl. u. a. KADOMURA 1995, GASSE 2000, THOMAS & THORP 2003). Begünstigt wurden die Einschneidungsprozesse der fluvialen Systeme durch eine erhebliche Meeresspiegelabsenkung (Regression um bis zu 120 m im Golf von Guinea; GIRESSE 1978) im Zuge der Vereisung während des LGM.

An der Wende vom Pleistozän zum Holozän (ab ~12 ka BP) - nach der Ansicht mehrere Autoren bereits schon ab etwa 17-13 ka BP - setzten deutlich humidere klimatische Verhältnisse ein, die hauptsächlich über erhöhte Sedimenteinträge aus den fluvialen Systemen des Nyong, (Ntem) und Sanaga (ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2005, 2007, 2007a) sowie des Niger und Kongo (SCHNEIDER et al. 1994, 1997, DEMENOCAL et al. 2000, GASSE 2000, MARRET et al. 2001, 2006, LÉZINE & CAZET 2005, LÉZINE et al. 2005, SCHEFUß et al. 2005) in den Golf von Guinea nachgewiesen werden konnten. Aber abgesehen von diesen Erkenntnissen aus den Schwemmfächern (marine Bohrkerne, siehe Kap. 4.2.3) der größten fluvialen Systeme Äquatorialafrikas, gibt es hierfür auch Belege aus terrestrischen fluvialen Sedimentarchiven. So postulieren PREUSS (1990) und KADOMURA (1986, 1995) ab 17 bzw. 12 ka BP für die untersuchten Flüsse im Kongobecken und in Kamerun eine Rückkehr des fluvialen Verhaltens zu mäandrierenden Fließmustern, was allerdings für die außerhalb des innertropischen Gebietes gelegenen Einzugsgebiete eher erst nach der Wiederausdehnung des tropischen Regenwaldes nach etwa 10 ka BP wahrscheinlich erscheint. So beschreiben nämlich im Gegensatz hierzu HALL et al. (1985), THORP & THOMAS (1992) und THOMAS & THORP (1980, 1995, 2003) für die Sedimentarchive einiger kleinerer Flusssysteme in Sierra Leone und Ghana das Auftreten weit verbreiteter Hiatus zwischen 20.5 und 12.7 ka BP, die sie mit deutlich verringerter Sedimentation und erhöhter Erosion bzw. fluvial-morphologischer Aktivität korrelieren. Verstärkte Spülprozesse und Tal- bzw. Hangein-

schneidungs- und Erosionstätigkeit sowie hohe Abflussraten wie sie für den Kongo und den Niger bereits ab etwa 16 bzw. 13.5 ka BP belegt wurden, konnten hier erst ab etwa 12 ka BP, vor allem durch den Nachweis ausgedehnter Schotterflächen, belegt werden.

Nach einer erneuten kälteren und trockeneren Phase (Jüngere Dryas, ca. 12.7-11.5 ka BP) im Anschluss an diese gesteigerte Humidität, in der vermutlich wiederum sandige Sedimente abgelagert und verbreitet Sandbänke generiert wurden, setzte schließlich um 10 ka BP das holozäne Klima ein (DEMENOCAL et al. 2000, GASSE 2000, BARKER et al. 2004). Deutlich feuchtere und wärmere Bedingungen im Zuge des letzten, weltweiten Eisrückzugs und der ab ca. 9 ka BP einsetzenden holozänen afrikanischen Feuchtperiode (AHP, DE MENOCAL 2000) führten zur Umgestaltung und Neuanlage (Zerschneidung ehemaliger Überflutungsbereiche) ausgedehnter Auenbereiche, verbunden mit der Ausräumung älterer und der Akkumulation neuerer Sedimentarchive (THOMAS 2000, THOMAS & THORP 2003, LÉZINE et al. 2005). Der Meeresspiegel stieg zwischen 12 und 9 ka BP im Zuge der Holozän-Transgression wieder um ca. 90 m an (GIRESSE et al. 1986). Gesteigerte vertikale und laterale Akkretion sowie erhöhte fluvial-morphologische Aktivität, die besonders bemerkenswert in den Schwemmfächern des Kongo und Niger (PASTOURET 1978, MARRET et al. 1999, 2001, 2006, ZABEL et al. 2001) sowie vor der Küste Kameruns (ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2005, 2007) dokumentiert ist, sind kennzeichnend für diese Phase. Sie reichte bis etwa 6-4 ka BP und klang sukzessive ab, vermutlich unterbrochen durch mehrere kurze und abrupte Trockenphasen, die sich um 8 und 6 und 4 ka BP konzentrieren (DE MENOCAL 2000, GASSE 2000, LÉZINE et al. 2005, WELDEAB et al. 2005). Zeitgleich führte die Hauptphase der AHP (~9-6 ka BP) zur maximalen Ausdehnung des tropischen Regenwaldes und zum Überlaufen zahlreicher Seen in Äquatorialafrika (MALEY 1993, 2001, JOLLY et al. 1998, GASSE 2000, LEAL 2004). Bedingt durch die Wiederausbreitung des Regenwaldes und die Rückkehr zu einem Niederschlagsregime ähnlich dem heutigen (Saisonalität mit Regen- und Trockenzeiten) stabilisierte sich daraufhin das Landschaftsgefüge bei nachlassenden erosiven und fluvial-morphologischen Abtragungsprozessen und sich stabilisierenden Uferbänken (Vegetation). Die Flusssysteme änderten so ihren Charakter hin zu mäandrierenden und anastomosierenden Fließgewässern mit sandiger Bettfracht und feinkörniger Sedimentfracht, die während der saisonalen Hochfluten mächtige Alluvionen aufschütteten (KADOMURA 1995, GASSE 2000, THOMAS 2000, MAKASKE 2001, THOMAS & THORP 2003).

Zwischen ~3800 und 2500 BP vollzog sich in Äquatorialafrika ein erneuter abrupter Wechsel hin zu einem arideren Klima, verbunden mit Vegetationswechsel und Seespiegelsenkungen (MALEY 1992, REYNAUD-FARRERA et al. 1996, JOLLY et al. 1998, VINCENS et al. 1998, MARCHANT & HOOGHMSTRA 2004, NGUETSOP et al. 2004, GASSE 2005, GIRESSE et al. 2005, MARRET et al. 2006, RUNGE et al. 2006). Die Nieder-

schläge sowie Abflussmengen reduzierten sich erneut und die Saisonalität veränderte sich zugunsten einer längeren Trockenzeit, was zu einer wiederholten aber weniger deutlichen Fragmentierung des tropischen Regenwaldes führte (MALEY 1992, 2002, VINCENS et al. 1998, WIRRMANN et al. 2001, MARCHANT & HOOGHIEMSTRA 2004, NGUETSOP et al. 2004). Seitdem und bis in die heutige Zeit zeigen die fluvialen Flusssysteme eine erhöhte Neigung zur Aggradation und Aufschüttung von Sandbänken, auch aufgrund der ab ca. 3.5 ka BP verstärkt einsetzenden anthropogenen Aktivität im Regenwald (SCHWARTZ 1992, VINCENS et al. 1999, MALEY 2002, EGGERT et al. 2006).

4.2.3 Marine Sedimentarchive

Die Paläoozeanographie nimmt neben der marinen Paläoklimaforschung einen bedeutenden Stellenwert bei der Rekonstruktion vergangener ozeanischer sowie atmosphärischer Zustände ein. Forschungsschwerpunkte sind hier u. a. die Untersuchung der biogenen und mineralischen Stoffkreisläufe im Ozean sowie des Stoffaustausches zwischen Kontinent und Ozean unter sich verändernden Klimazuständen, bzw. die Abhängigkeit der Klimaentwicklung von sich verändernden marin-terrestrischen Stoffkreisläufen auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Millionen von Jahren (vgl. ABRANTES 2003, ADEGBIE et al. 2003, SCHNEIDER et al. 1994). Die marinen Sedimente werden durch Bohrkern aus dem Ozeangrund erschlossen und enthalten sowohl biogene als auch terrigene Ablagerungen, deren Mengenverhältnis vor allem abhängig ist von der Lage und der Entfernung vom Kontinent. Bei mehr als 25 % Gehalt an terrigenem Material spricht man von hemi-pelagischen (Schelfbereich), bei geringerem von pelagischen (Tiefsee) Sedimenten (vgl. EINSELE 2000).

Das methodische Spektrum umfasst die quantitative Bestimmung organischer und anorganischer Paläoumwelt-Parameter aus diesen marinen Sedimenten für die Rekonstruktion der früheren Umweltbedingungen des Paläo-Ozeans im direkten Zusammenhang mit Klima- und Verwitterungsbedingungen der angrenzenden Kontinente. Umfangreiche Daten und grundlegende Erkenntnisse wurden im Rahmen der Projekte "*Climate: Long range Investigation, Mapping, And Prediction (CLIMAP)*" (CLIMAP Project Members 1976, 1984) und "*Mapping Spectral Variability in Global Climate Project (SPECMAP)*" (u. a. IMBRIE et al. 1984, MARTINSON et al. 1987) gesammelt und führte u. a. zur Etablierung der marinen SPECMAP-Zeitskala (vgl. BERGER et al. 1984). Die meisten Untersuchungen erfolgen anhand von molekularen organischen Verbindungen, isotopisch-chemischen Eigenschaften von Skeletten mariner Organismen und über mineralische Elementverteilungen, die mittels gaschromatographischer, massenspektrometrischer, nasschemischer und röntgenographischer Verfahren bestimmt werden (vgl. WEFER et al. 2004).

Die biogenen Komponenten umfassen Überreste planktonischer und benthonischer Organismen, die Rückschlüsse auf ehemalige Temperaturen des Oberflächenwassers, der Salinität, des Sauerstoffgehaltes und anderer Konzentrationen von Nährstoffen und Spurenelementen im Ozeanwasser erlauben (u. a. BRADLEY 1999). Die terrigenen und detritischen Sedimente dagegen liefern indirekt Erkenntnisse über ehemalige hygri- und klimatische Bedingungen auf der Basis von äolischen, fluvialen und anderer Sedimentverlagerungen (z. B. über Meereis und Eisberge) vom Festland in den Ozean (HAY 1998). In diesem Zusammenhang konzentrieren sich die meisten Untersuchungen im Golf von Guinea auf die hemi-pelagischen Sedimente der großen Flussschwemmfächer des Niger (u. a. PASTOURET et al. 1978, DUPONT et al. 2000, ZABEL et al. 2001, HOLTVOETH et al. 2005, LÉZINE & CAZET 2005) und des Kongo (JAHNS 1996, SCHNEIDER et al. 1994, 1997, GINGELE et al. 1998, MARRET et al. 1998, 2006) sowie weiterer Flusssysteme (Sanaga, Nyong und Ntem) vor Kamerun (ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2005, 2007, 2007a).

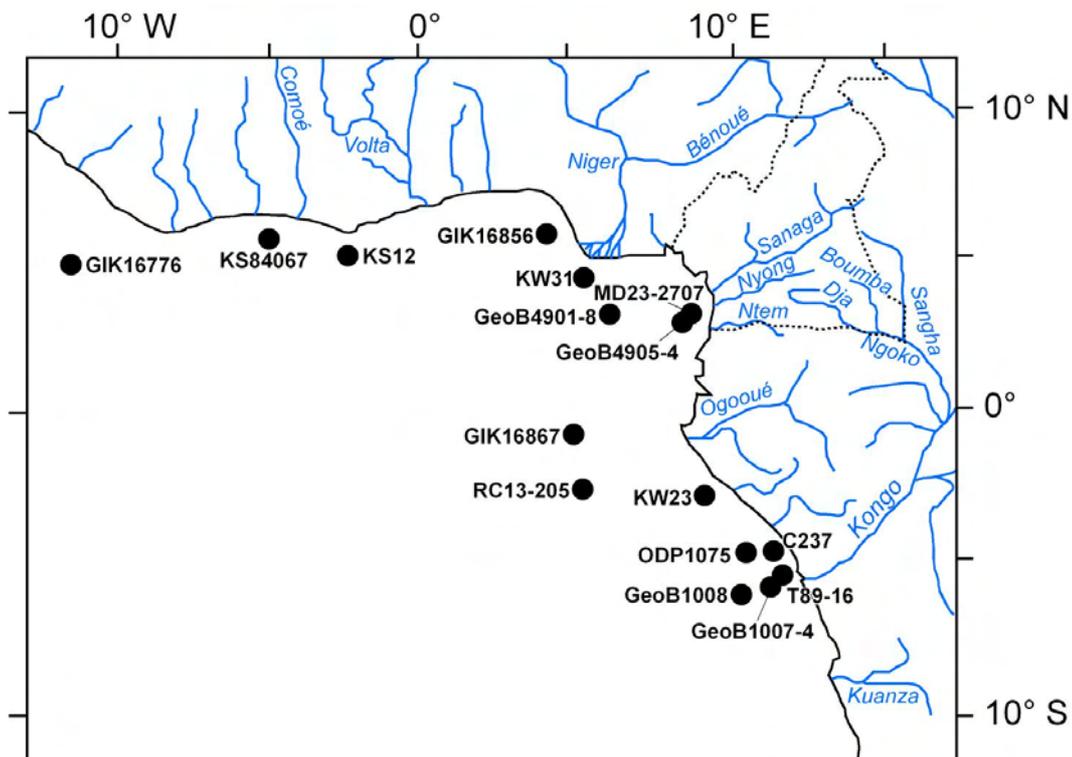


Abb. 18: Lage der in dieser Arbeit erwähnten pelagischen und hemi-pelagischen Bohrkern im Golf von Guinea, größerer Flusssysteme und Flüsse Kameruns (Erweitert nach DUPONT et al. 2000).

Neben palynologischen Untersuchungen an Pollen aus mehreren Bohrkernen dieser Schwemmfächer und anderer Lokalitäten im Golf von Guinea (u. a. LUTZE et al. 1986, BENO & MALEY 1991, FRÉDOUX 1994, JAHNS 1996, JAHNS et al. 1998, DUPONT & AGWU 1991, DUPONT & WEINELT 1996, DUPONT et al. 1989, 1998, 2000, 2008, LÉZINE & HOOGHMISTRA 1990, LÉZINE & VERGNAUD-GRAZZINI 1993, MARRET 1994,

MARRET et al. 1999, 2001, 2006, LÉZINE & CAZET 2005, LÉZINE et al. 2005, HOOGHIEMSTRA et al. 2006) wurden dabei besonders äolisch und fluvial in den Atlantik (und Golf von Guinea) verlagerte terrigene Sedimente intensiv untersucht. Die Studien konzentrieren sich besonders an der NW- (Kanaren- und Nordäquatorialstrom) und SW-Küste (Benguelastrom) Afrikas und dem Golf von Guinea (Niger- und Kongo-Schwemmfächer).

Vor der NW-Küste Afrikas lieferten die Standorte 657-661 des *Ocean Drilling Programme* (ODP), vor allem aber Bohrkern 658C vor der Küste Mauretaniens (Cap Blanc) in einem Aufquellgebiet (*upwelling*), über mineralische und geochemische Untersuchungen bedeutende Erkenntnisse zur Nordatlantischen Ozean-Klima-Dynamik, Intensität des Harmattan, des Afrikanischen Monsuns und fluvialer Aktivität von Fließgewässern der zentralen Sahara sowie genereller paläoklimatischer und paläozeanographischer Entwicklung der vergangenen 8 Mio. Jahre (u. a. TIEDEMANN et al. 1989, DEMENOCAL et al. 2000, HASLETT & DAVIES 2006).

An mehreren Bohrkernen (u. a. ODP 1078 und 1084; GeoB 1023-4 und 5; GeoB-1706, -1711-4, -3603-2, -6518-1; TN057-21 sowie MD96-2086, 2087 und 2094), die vor den Küsten Angolas und Namibias sowie im Südatlantik geborgen wurden, erarbeiteten u. a. SHI & DUPONT (1997), DUPONT et al. (1998, 2008), SHI et al. (2000, 2001), STUUT et al. (2002, 2004), GERSONDE et al. (2005) und CHASE & MEADOWS (2007) auf der Basis gleichartiger Studien und Proxy-Daten zahlreiche fundierte Erkenntnisse zur Dynamik klimatischer (vor allem Intensität des Südost-Passates, Windstärke, Temperatur, Niederschlag), ozeanographischer (Intensität des *upwelling* und des Benguelastromes, Temperatur, Salinität), sedimentologischer (äolisch, fluvial) und ökologischer (Vegetationsdynamik über palynologische Studien) Parameter im südwestlichen und südlichen Bereich des afrikanischen Kontinents seit den letzten ca. 300 ka BP. Trotz der marginalen Lage dieses Untersuchungsraumes, stehen viele Belege und Ergebnisse dieser Studien im direkten Zusammenhang zur Entwicklung des äquatorialen Raumes (Ozeanströmungen, ITCZ und afrikanischer Monsun sowie "Kongolesische Luftgrenzschicht [*Congolian Air Boundary*]"") und sind daher von Bedeutung.

Schließlich seien noch die zahlreichen *Meteor*-Bohrkerne (u. a. 13519, 13521 und 16415; PFAUMANN 1986) erwähnt. Diese zahlreichen marinen Sedimentarchive reichen bis etwa 700 ka BP (ABRANTES 2003) zurück und lieferten eine Vielzahl unterschiedlicher Proxy-Daten. Neben palynologischen Untersuchungen und der Rekonstruktion der Ozeantemperaturen sowie der Salinität (über Foraminiferen), wurden außerdem Untersuchungen zum wechselnden Eintrag detritischer Sedimente über fluviale Systeme in den Golf von Guinea durchgeführt (Niger, Kongo, Sanaga, Nyong). Am intensivsten wurden bisher die Schwankungen im Abfluss des Niger und Kongo untersucht. Im Golf von Guinea sind vor allem die folgenden marinen Bohrkern erwähnenswert:

Region	Bohrkern	Quellen
Kamerun-Schelf	GeoB4905-4 MD03-2707	ADEGBIE et al. (2003), WELDEAB et al. (2005) WELDEAB et al. (2007, 2007a), WELDEAB 2008
Niger-Schwemmfächer	KW31 GeoB4901-8	PASTOURET et al. (1978), LÉZINE & CAZET (2005) ZABEL et al. (2001)
Kongo-Schwemmfächer	ODP1075, 1076 + 1078 GeoB1007-4 + 1008 T89-16 C237	BERGER et al. (1998) MULITZA & RÜHLEMANN (2000), HOLTVOETH et al. (2005) JANSEN & VAN IPEREN (1991), MARRET et al. (2001, 2006) GIRESE et al. (1982), MARRET et al. (1998)
Liberia	M16772 GIK16776	ABRANTES (2003) JAHNS et al. (1998)
Elfenbeinküste	KS84067	FRÉDOUX & TASTET (1988)
Cape Three Points, Ghana	KS12	LÉZINE & VERGNAUD-GRAZZINI (1993)
Gabun	GIK16867	LUTZE et al. (1988), DUPONT et al. (1998, 2000)
Nigeria	GIK16856	DUPONT & WEINELT (1996)
Republik Kongo	KW23 RC13-205	BENGO & MALEY (1991) POKRAS (1987)

Tab. 4: Übersicht pelagischer und hemi-pelagischer Sedimentarchive aus dem Golf von Guinea.

Aus hemi-pelagischen Sedimenten des Niger-Schwemmfächers ermittelten LÉZINE et al. (2005) anhand von Süßwasseralgen den zeitlich variierenden Abfluss des Niger, während PASTOURET et al. (1978) hierzu den Eintrag von terrestrischer organischer Substanz (siehe auch HOLTVOETH 2004 und HOLTVOETH et al. 2005), Quarz und Tonmineralen verwendeten. Hierüber kann auch auf die Intensität von Verwitterungs- und Abtragungsprozessen geschlossen werden. ZABEL et al. (2001) konnten auf der Basis von Konzentrationen der terrigenen Spurenelemente Al, K, Ti und Zr die Abfluss- und Sedimentationsdynamik der letzten 245 ka rekonstruieren. Später ergänzten WELDEAB et al. (2005, 2007, 2007a) weitere Daten zum Eintrag von Süßwasser ($\delta^{18}\text{O}$, planktonische Foraminiferen), zur Rekonstruktion von Feuchtigkeitsverhältnissen im Einzugsgebiet (Ba/Ca Verhältnis) und weitere Proxy-Daten zu SSTs (Verhältnis Mg/Ca).

Mit vergleichbaren Proxy-Daten aus dem marinen Ablagerungsbereich vor der Mündung des Kongo rekonstruierten MARRET et al. (2001) die ehemalige Vegetationsbedeckung. Mittels planktonischer Foraminiferen wurden über $\delta^{18}\text{O}$ Ozeanoberflächentemperaturen (MULITZA & RÜHLEMANN 2000) und variierender Abfluss des Kongo (SCHNEIDER et al. 1997, MARRET et al. 2001), über $\Delta \delta^{13}\text{C}$ Intensität des Aufquellens (*upwelling*; SCHNEIDER et al. 1994) und mittels Pflanzenwachs ($\delta^{13}\text{C}$) und Membranlipiden von Bakterien Feuchtigkeits- (Deuterium-Gehalt im Pflanzenwachs; δD), Niederschlags- und Temperaturverhältnisse auf dem Kontinent (SCHEFUß et al. 2005, WEIJERS et al. 2007) bestimmt. Für die Rekonstruktion des Niederschlags wurde der schwankende pH-Wert im Boden (ermittelt über die Membranlipide) herangezogen. HOLTVOETH et

al. (2005) evaluierten im Niger-Schwemmfächer das Maß des Eintrages von terrestrischer organischer Substanz gegenüber mariner organischer Substanz (C_{org}/N_{tot} und $\delta^{13}C_{org}$), um Rückschlüsse über die klimagesteuerte marine Produktivität, den fluvialen Eintrag und die CO_2 -Bilanz zu erhalten. POKRAS (1987) lieferte wertvolle Untersuchungen an Diatomeen.

Für die vorliegende Arbeit und die kamerunischen Flüsse Nyong, Ntem und Sanaga sind vor allem die Bohrkerne GeoB 4905-4 (vgl. ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2005) und MD03-2707 (vgl. WELDEAB et al. 2007) wichtig, die vor der Küste Kameruns erschlossen wurden und die Umwelt- und Klimageschichte sowie das fluviale Verhalten der Flüsse des afrikanischen Kontinents seit 52 bzw. 155 ka BP dokumentieren. Während ADEGBIE et al. (2003) das Verhältnis von Fe/Ca und Ti/Ca benutzen, um auf ehemalige Verwitterungs- und Abflussraten zu schließen, verwenden WELDEAB et al. (2007, 2007a) das Verhältnis Ba/Ca und Mg/Ca sowie $\delta^{18}O$ von planktonischen Foraminiferen, um Ozeanoberflächentemperaturen, Salinität und fluviale Abflussschwankungen zu rekonstruieren (siehe Abb. 15 und 19). Wichtigste Erkenntnisse dieser Studien sind die Abhängigkeit der Schwankungen des fluvialen Abflusses kamerunischer Flüsse vom Westafrikanischen Monsun, dessen Intensität wiederum an globale Insolations- und Klimaschwankungen ist. Somit stehen rapide und relativ kurzfristige Klimaoszillationen der Nord- und Südhemisphäre in engem Zusammenhang, wie dies u. a. an Fluktuationen der Lufttemperatur aus verschiedenen Eisbohrkernen der Nord- (z. B. Grönland, GISP2) bzw. Südhemisphäre (Antarktis, EPICA Dome C) erkennbar ist. Als Bindeglied dieser Telekonnektionen wird die bipolare Klimaschaukel (vgl. Kap. 4.1) angesehen. Der von den Passatströmungen abhängige Westafrikanische Monsun, der Niederschlags- und Abflussintensität in Äquatorialafrika bedingt, wird erheblich von tropischen Ozeanoberflächentemperaturen, thermohaliner Zirkulation sowie Wärme- und Luftmassenverlagerungen zwischen Süd- und Nordhemisphäre beeinflusst. Beide Studien konnten zudem hohe Übereinstimmungen zwischen den in den Grönland-Eiskernen (NGRIP, GISP2) erkannten Dansgaard-Oeschger-Zyklen und im Golf von Guinea registrierten Zyklen erhöhten Abflusses und Sedimenteintrages belegen.

Seit im Jahre 1952 mit dem Forschungsschiff *Atlantis* der erste Tiefseebohrkern (A 180-74) aus dem äquatorialen Südatlantik geborgen und in den 1960er Jahren das *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) initiiert wurde, hat sich die Zahl der geborgenen Tiefseekerne enorm vergrößert (vgl. u. a. HOOGHMSTRA et al. 2006). Mit diesen Sedimentkernen erfolgten neben zahlreichen Studien zur Evaluierung von Sedimentationsraten im Südatlantik, vorwiegend Untersuchungen an Sauerstoffisotopenschwankungen (mittels Kalziumkarbonat und Tonablagerungen sowie Foraminiferen), die in Zusammenhang gesetzt wurden mit schwankenden Oberflächentemperaturen im Atlantik infolge von Kalt- und

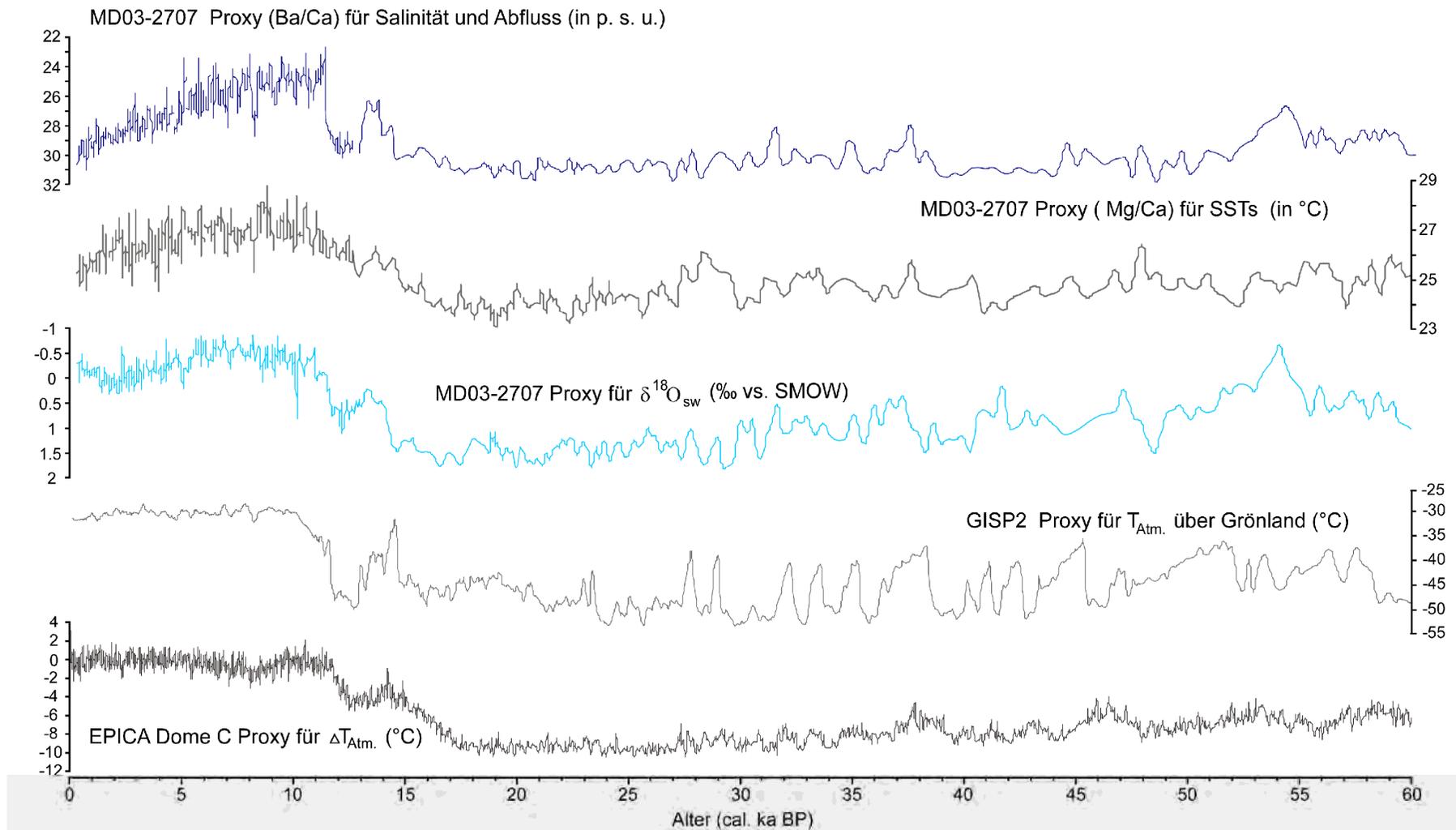


Abb. 19: Dynamik der Salinität (Indikator für Intensität des fluvialen Abflusses) und Ozeanoberflächentemperaturen im Golf von Guinea seit 60 cal. ka BP sowie Fluktuation des $\delta^{18}\text{O}$ im Ozeanwasser (abhängig von Salinität und kontinentales Eisvolumen) nach Proxy-Daten aus dem marinen Bohrkern MD03-2707 (02°30'N, 09°23'E; 1295 m Tiefe), erbohrt vor der Küste Kameruns (WELDEAB et al. 2007, 2007a). Zudem Korrelation mit Lufttemperaturschwankungen über Grönland (GISP2; ALLEY 2000) und der Antarktis (EPICA Dome C; JOUZEL et al. 2007) seit 60 cal. ka BP, ermittelt aus unterschiedlichen Proxy-Daten.

Warmzeiten (u. a. UREY 1948, EMILIANI 1955, ERICSON et al. 1956, 1956a, BROECKER et al. 1958). Besonders interessant sind hierbei die Pionierarbeiten von UREY (1948), UREY et al. (1951) und EMILIANI (1955), die erste Versuche einer Rekonstruktion der Sauerstoffisotopen anhand von Foraminiferen unternahmen und diese in Zusammenhang setzten mit oszillierenden Ozeanoberflächentemperaturen, Kalt- und Warmzeiten (Glaziale und Interglaziale) und dafür verantwortliche Milanković-Zyklen. Grundlegende Erkenntnis hierbei war, dass das Verhältnis der Sauerstoffisotopen in den fossilen Muschelschalen Rückschlüsse über die physikalischen und chemischen Verhältnisse zum Zeitpunkt des Wachstums erlauben und dieses bei gleichbleibenden chemischen Bedingungen schließlich abhängig ist von der Zusammensetzung des Ozeanwassers und der Temperatur (vgl. UREY 1948, EMILIANI 1955, WEFER & BERGER 1991). Das ^{18}O -Isotop wird temperaturabhängig in das Kalziumkarbonat der Schalen dieser Organismen (Foraminiferen und ebenso bei Coccolithophoriden) eingebaut, so dass aus dem Verhältnis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ $\delta^{18}\text{O}$ ermittelt werden kann. Während glazialer Phasen führte die Bindung von isotopisch leichterem Wasser in kontinentalen Eisschilden zu einem Anstieg des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses in den Ozeanen, die in den Skeletten dieser benthischen Organismen gespeichert wurden. Somit sind die Veränderungen in den Isotopenverhältnissen ein indirektes Maß für die sich ändernden, terrestrischen Vereisungsbedingungen (SHACKLETON 1967, DANSGAARD & TAUBER 1969, SHACKLETON & OPDYKE 1973, MIX & RUDDIMAN 1984, 1985). Auf dieser Grundlage und aufgrund der Tatsache, dass die Durchmischungszeit der Ozeane (~1000 Jahre) relativ kurz ist, und die Fluktuationen daher global in den marinen Sedimentarchiven nachweisbar sind, führten die synchronen Isotopenvariationen zur Entwicklung einer Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie, die wiederum in die Begründung der marinen Isotopen-Stadien (MIS) mündeten (EMILIANI 1955, IMBRIE et al. 1984, PISIAS et al. 1984). Somit kann aus ungestörten stratigraphischen Sequenzen solcher Organismen (zu Schwierigkeiten und Einschränkungen hierbei siehe BRADLEY 1999, S. 198 ff. sowie MULITZA et al. 2003 und jeweils dort genannte Quellen) über das Sauerstoffisotopenverhältnis der Verlauf der Temperatur und der Vereisungsstadien rekonstruiert werden.

Die Ergebnisse zeigen hohe Korrelationen zu den umfangreichen Erkenntnissen aus Eisbohrkernen von Grönland (GRIP, DANSGAARD et al. 1982, 1993, GRIP Members 1993; GISP2, GROOTES et al. 1993; NGRIP, NGRIP Members 2004, STEFFENSEN et al. 2008) und der Antarktis (Byrd, EPSTEIN et al. 1970; Wostok, PETIT et al. 1999; Dome C, LORIUS et al. 1979, 1985, JOUZEL et al. 2007). Manche Eisbohrkerne der Antarktis umfassen sogar mehrere glaziale Zyklen (Wostok bis ~420 ka BP, PETIT et al. 1999; EPICA Dom C bis ~800 ka BP, JOUZEL et al. 2007). Sie bestätigen die stark an orbitale Parameter orientierte paläoklimatische Entwicklung, im Verlaufe derer Glaziale und Interglaziale auftraten. Ebenso die innerhalb der Orbitalzyklen aufgetretenen, komple-

zen Rückkopplungen zwischen atmosphärischen, ozeanischen, kryosphärischen und kontinentalen Systemen (MCINTYRE & MOLFINO 1996, SHACKLETON 2000, RUDDIMAN 2006, JOUZEL et al. 2007). Neben der Analyse des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals erlauben die Eisbohrkerne auch die Rekonstruktion von Kohlenstoff- (^{14}C) und Berylliumisotopen (^{10}Be), sowie Aussagen über die Insulationsdynamik und ehemalige Konzentrationen von Spurengasen (vor allem bedeutsam sind Kohlendioxid und Methan; OESCHGER 1987, LOULERGUE et al. 2008). Als Folge dieser globalen Oszillationen, änderten sich die Konzentrationen der Treibhausgase (vor allem CO_2 , CH_4 und H_2O), Ausdehnung der Eismassen und deren glaziale Randbedingungen (u. a. Albedo, Polarwirbel und außertropische Zirkulation), ozeanische/thermohaline und atmosphärische Zirkulation und Ökosysteme (vgl. u. a. VIDAL et al. 1999, BLUNIER & BROOK 2001, EPICA Members 2006, LOULERGUE et al. 2008, LÜTHI et al. 2008). Daneben liefert die Bestimmung des Verhältnisses von $^2\text{H}/^1\text{H}$ (Deuterium/Wasserstoff) zusätzliche Informationen über Verdunstungs- und Kondensationstemperatur. Schließlich ermöglichen eingeschlossene Aschepartikel Rückschlüsse über Vulkanausbrüche und verschiedene Aerosol- und Staubpartikel, sowie Ionen und andere Elemente Einblicke in ehemalige klimatologische Gegebenheiten (atmosphärische Zirkulation, Windverhältnisse etc., vgl. FLOHN 1985, JOHNSEN et al. 1992, BRADLEY 1999, ALVERSON et al. 2003). Weniger weit zurück reichende Daten zum Paläoklima und zur Paläoumwelt liefern Eisbohrkerne tropischen Gletscher (z. B. Mt. Kenia, Kilimandscharo), enthalten dafür aber umso nützlichere Daten für die tropischen Regionen (u. a. ROSQUIST 1990, THOMPSON 2000, THOMPSON et al. 2002).

Neben den kalkhaltigen (Foraminiferen und Coccolithophoriden) Skeletten biogener Organismen, die zur Rekonstruktion der ehemaligen Eisbedeckung, der Temperatur und der Salinität im Ozean benutzt werden, können auch kieselhaltige Überreste mariner Lebewesen (vor allem Diatomeen, Poriferen, Radiolarien und Silicoflagellaten) über deren Häufigkeitsverteilung Aufschluss über warme bzw. kalte Zeitabschnitte liefern (GERSONDE et al. 2005). Allerdings sind hiermit weitaus größere Schwierigkeiten verbunden und zudem ist die Erhaltung auswertbarer Archive meist an Aufquellgebiete mit hoher Primärproduktion gebunden, wo gleichzeitig der Zufluss terrigener Sedimente möglichst gering ist (vgl. BRADLEY S. 216 ff. und EINSELE S. 195 ff.). Untersuchungen an kieselhaltigen marinen Mikrofossilien aus dem Golf von Guinea lieferte u. a. ABRANTES (2003) und aus dem Südatlantik GERSONDE et al. (2005).

Weitere Forschungsaktivitäten befassen sich mit den Wechselwirkungen zwischen der biologischen Produktivität und Sauerstoffzehrung im tropischen Ozean sowie den CO_2 -Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre (z. B. STRUCK et al. 1993). Diskutiert wird unter anderem die Zunahme der biologischen Produktivität im Oberflächenwasser, wodurch verstärkt der Atmosphäre CO_2 entzogen wird ("Biologische Pumpe"), dabei wird

der Südozean als bevorzugte Senke für das CO₂ vorgeschlagen. Während KUMAR et al. (1995) eine erhöhte Exportproduktivität feststellen, weisen MORTLOCK et al. (1991) eine Abnahme der Bioproduktivität nach. PETIT et al. (1999) belegten an Messungen des zeitlichen Verlaufs der atmosphärischen CO₂-Konzentration, dass diese nahezu parallel zu den spätquartären Klimawechseln erfolgt. Die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre nimmt dabei eine Schlüsselposition ein, obwohl die Primärproduktion nur zu einem Teil zur Reduzierung des glazialen Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre beigetragen haben kann. Da jedoch eine Veränderung der glazialen Ozeanzirkulation zu einer Umverteilung der Nährstoffe im tiefen Ozean führen sollte, wird der Ozean aufnahmefähiger für das atmosphärische CO₂ (SARNTHEIN et al. 1988). Eine wichtige Aufgabe der Paläoozeanographie stellt daher die Rekonstruktion der Paläoproduktivität und der Ozeanzirkulation dar.

4.3 Archäologische und archäobotanische Befunde

4.3.1 Archäologie – Neolithische Besiedlung des Untersuchungsgebietes

Erste Forschungen zu Besiedlungsgeschichte Kameruns fanden bereits in den 1970er Jahren in Nordkamerun statt (MARLIAC 1973, 1975). Später wurde die Forschung weiter in den von Guineisch-Kongolesischem tropischem Regenwald bedeckten Süden des Landes ausgedehnt. Hier sind vor allem im Rahmen des Projektes *“Tropical African Geomorphology Research Project”*, unter Leitung von KADOMURA (1984, 1995, 2000), eine Menge archäologische Befunde gesammelt worden (HORI 1982, HORI et al. 1986, OMI & KATO 1982, OMI et al. 1984, 1986). Intensiviert wurden diese Studien seit den 1980er Jahren (CLIST 1986, 1989, 1990, DE MARET 1982, ESSOMBA 1989, 1992, LANFRANCHI & SCHWARTZ 1990, LOUMPET 1987). In den letzten 25 Jahren wurde die Forschung mit besonderem Schwerpunkt auf die Jüngere Steinzeit und die einsetzende Eisenzeit im westlichen Äquatorialafrika vorangetrieben (DE MARET 1990, 1991, 1992, SCHWARTZ & LANFRANCHI 1993, EGGERT 2002, LAVACHERY 2001, MBIDA 1995–96, 2002, OSLISLY 2006, WOTZKA 2006). Ein Glücksfall war der Bau und die Verlegung einer Erdölpipeline vom Tschad an die Küste Kameruns ab 1999 wodurch zahlreiche archäologische Fundplätze entdeckt wurden (LAVACHERY et al. 2005).

EGGERT (1984, 1987, 1992, 1993) arbeitete von 1977–1987 (fünf jeweils sechsmonatige archäologische Kampagnen in 1977/78, 1981/82, 1983, 1985 und 1987) gemeinsam mit WOTZKA im äquatorialen Regenwald Zentralafrikas (D. R. Kongo, Rep. Kongo). Bei Prospektions- und Grabungsarbeiten konnten zahlreiche archäologische Funde sichergestellt werden, die zur Erstellung einer chronologischen Abfolge von Keramikfrequenzen führte. Anhand dessen propagierte WOTZKA (1995) eine hypothetische Bantu-Expansion und einsetzende Besiedlung des inneren äquatorialen Regenwaldes entlang der Flussachsen des Kongo-Flusses (vgl. jedoch Kritik EGGERT 2005 und EGGERT 1992, 1993), die auch im Rahmen des interdisziplinären DFG-Projekts 510 von Interesse ist. Die

meisten der in Kamerun bearbeiteten Standorte wurden durch archäologische Prospektionsuntersuchungen von OSLISLY, MBIDA und NLEND entdeckt (OSLISLY 2001, 2002, OSLISLY et al 2006). Anlehnend an diese Arbeiten wurden im tropischen Regenwald Süd-Kameruns erodierte und abgeschobene Strassenprofile, aber auch Flussufer während intensiver Prospektionsreisen mittels Booten, Geländewagen und zu Fuß nach Besiedlungsspuren, z. B. Grubenstrukturen, ehemaligen Siedlungsplätzen, Verhüttungsstrukturen, Keramikfragmenten und anderen archäologischen Befunden abgesucht. Nach der Aufspürung geeigneter Grabungsplätze sollten mittels der Ausgrabung keramikführender Gruben (und dazugehöriger Holzkohle- und Nahrungsreste zur archäobotanischen Bestimmung, siehe 4.3.2.2) vorrangig lokale und regionale Sequenzen erstellt werden, die auf Grundlage einer Datenbank mit anderen, früheren Funden verglichen und korreliert werden können. Auf Basis dieser Chronologie sollte dann schwerpunktmäßig der Zeitpunkt der frühesten Besiedlung des kamerunischen Regenwaldes durch keramikherstellende Kulturen (Bantu) weiter eingegrenzt werden.

Bisher sind im Zuge des DFG-Projektes 510 sieben Grabungsplätze bearbeitet worden, zuzüglich zweier Grabungsplätze, die 1997–1999 von EGGERT (2002) nahe der Ortschaft Mouanko-Lobethal untersucht wurden.

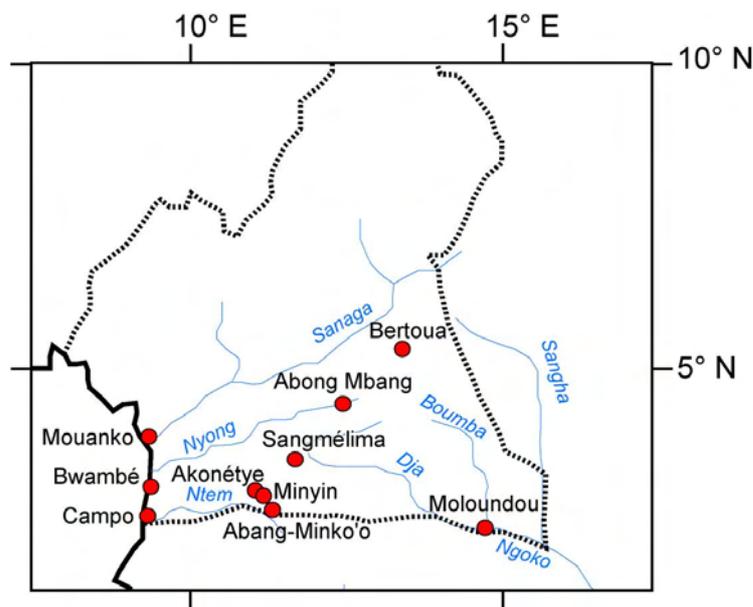


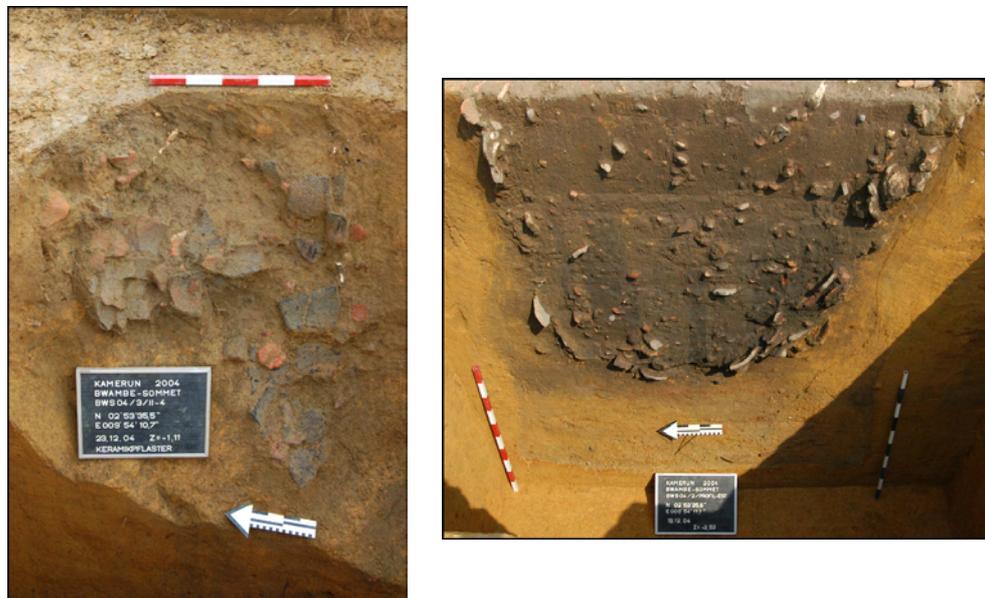
Abb. 20: Übersicht archäologischer Prospektions- und Grabungsstandorte in Süd-Kamerun.

Obwohl entlang der Flüsse Süd-Kameruns oft Keramikfragmente gefunden wurden (z. B. Donenda und Njock am Nyong; Aya'Amang, Meyo Ntem und Nyabessan am Ntem), fanden an keinem Standort kombinierte archäologische und physio-geographische Untersuchungen statt.



Foto 1: Verzierte (Stempel-, Wiegeband- und Fischgrätverzierungen) Keramikfragmente, die während der Feldarbeiten in Süd-Kamerun gefunden wurden (Aufnahme: M. Sangen, April 2005).

In Bwambé-Sommet und Bwambé Beach wurden nahe der Atlantischen Küste drei Gruben (BWS 04/1 bis BWS 04/3) bis Tiefen von 2.5 m unter der Oberfläche ausgegraben. Neben zahlreichen Keramikfragmenten, die zur Rekonstruktion mehrerer Töpfe und Gefäße verwendet wurden und Stempel-, Wiegeband- und Fischgrätverzierungen aufwiesen, traten ebenso Reibe- und Rillensteine sowie Schlacken auf.



Fotos 2: Befunde (Gruben) von Bwambé (Aufnahmen: Conny Meister, 2006).

Zudem wurden auf der Oberfläche geschlagene, quarzhaltige Steinartefakte geborgen, die als Pfeil- oder Speerspitzen gedeutet wurden (MEISTER 2007). Bei zwei der Gruben wird von einer intentionellen Niederlegung der Töpfe auf dem Boden der Grube ausgegangen. Andere in den Gruben befindliche Gefäße scheinen intentionell mit großen

Steinen zertrümmert worden zu sein. Bemerkenswert ist auch, dass die Seitenwände der Gruben teilweise mit Keramikfragmenten ausgelegt wurden. In zwei der drei Gruben wurde *Pennisetum glaucum* (Perlhirse) und Reste anderer Kulturpflanzen (*Canarium schweinfurthii*, *Elaeïs guineensis*) entdeckt (vgl. 4.3.2.2). Das Auftreten von Schlackenresten läßt auf Eisen verarbeitende Kulturen schließen die diesen Standort am äquatorialen Regenwald schon um ca. 2300 BP besiedelt haben. ¹⁴C-Radiokarbondatierungen aus diese Gruben attestieren Alter zwischen etwa 2390 und 2200 BP (EGGERT et al. 2006, S. 283).

Neun weitere Gruben bei Akonétye (AKO 05/1-05/9; AKO 07/1 und 07/6), 20 km nordwestlich von Ambam, brachten neben vergleichbaren Keramikfragmenten und Gefäßen mit Stempel- sowie Wiegebandverzierungen zusätzlich zwei Gräber (AKO 05/02 und 06) ohne Knochenerhaltung zutage. Grab AKO 05/2 enthielt zwei verzierte Tüllenbeile und eine große Anzahl aneinander korrodierter verzierter Eisenarmringe. In AKO 05/6 wurden u. a. eine Axt, Arm- und Beinringe, ein Löffel, drei verzierte Speerspitzen und mehrere als Geldbündel interpretierte, verzierte Eisenrohformen geborgen (MEISTER & EGGERT im Druck). Die älteste ¹⁴C-Datierung (KIA-27031: 2429 ± 30 BP) stammt von diesem Befund, während KIA-27026 in AKO 05/02 ein Alter von 1692 ± 29 BP ergab (EGGERT et al. 2006, S. 283). In den Gruben (AKO 05/1, 3–5 und 7) wurden hauptsächlich Keramik, aber auch ein Eisenmesser sowie kleinere Eisenobjekte, Bernsteinfragmente und Kulturpflanzeneste (*Canarium schweinfurthii*, *Elaeïs guineensis*) entdeckt. Es ist noch unklar, ob es sich um Abfallgruben oder intentionelle Keramikniederlegungen handelt. Bei AKO 05/4 wird ein oberer Abschluss eines Teils der Grube durch in- und übereinander geschichtete Keramikfragmente vermutet. Zeitlich werden die Gruben aufgrund zahlreicher ¹⁴C-Datierungen zwischen 1815 und 1685 BP eingeordnet (EGGERT et al. 2006).

In Abang Minko'o, nahe der Grenze zu Gabun (~5 km), konnten in drei weiteren Gruben (ABM 06/1-06/3, bis 2.5 m Tiefe) erneut Keramikfragmente geborgen werden. Sie ähneln der aus Bwambé-Sommet in Form und Verzierung und wurden in die gleiche Zeitphase datiert (KIA-29598 bis 29602 und 29698, zwischen 2286 ± 30 und 2181 ± 41 BP, EGGERT et al. 2006, S. 283). Zudem wurden erneut *Pennisetum glaucum* gefunden und Tuyèrefragmente und Anzeichen von Feuerstellen in den Gruben entdeckt.

Weitere Gruben im Straßenaufschluss der *Transafricana* stammen aus Minyin (MIY 06/1 bis MIY 06/3). Neben Keramik und Holzkohle wurden hauptsächlich unbearbeitete Steine, Schlacken und kleinere Eisengegenstände gefunden. Zudem wiesen die Fundschichten eine erhöhte Anzahl Tuyèrefragmente, Schlacken und das wahrscheinlich zur Eisenherstellung verwendete Rohmaterial Laterit auf. Die ¹⁴C-Datierungen (KIA-29603 bis 29608) aus zwischen 1.5–3 m tiefen Gruben sind hier zeitlich relativ homogen zwischen 2001 ± 27 und 1739 ± 39 BP gestaffelt.



Foto 3: Strassenaufschluss und archäologischer Standort entlang der *Transafricana*, hier bei Akonétye (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2005).

In Campo und Campo Beach, an der Mündung des Ntem, wurden nahe der lokalen Kirche (*église catholique*) und angeschlossenen Gymnasium (*lycée du Campo*) bereits von HORI (1982) und OSLISLY et al. (2001, 2006) oberflächennahe Fundstellen mit Keramik gemacht. OSLISLY & MBIDA (2001) hatten bereits 2000 und 2001 an mehreren Lokalitäten entlang der Küste zwischen Kribi und Campo (in Eboundja, Nlendé Dibé, Malongo und Boussibiliga) etwa 50 Fundplätze (hauptsächlich Keramik, Schlacke und Eisengegenstände) ausgemacht, von denen einige zwischen 2340 ± 60 (Beta 156387) und 1570 ± 70 BP (Beta 156376) datiert wurden. Datierungen aus Fundschichten einiger Gruben bei Campo, in denen Keramik und Gefäße geborgen wurden, ergaben ^{14}C -Alter zwischen 2000 ± 40 (Beta 143018) und 1710 ± 60 BP (Beta 146659). Die Autoren ordnen die Funde somit in die erste neolithische Eisenzeit ein, die um 1500 BP ausklang (OSLISLY et al. 2006). OSLISLY (2001) deutet aus den untersuchten Gruben, die hauptsächlich als Mülldeponien genutzt wurden, zwei Aktivitätsphasen die um 2400–2000 und 1800–1600 BP kulminierten.

Nahe der katholischen Kirche in Campo wurden mehrere Gräber identifiziert und freigelegt. Unter Keramik- und Gefäßanhäufungen traten Löffel, Beile, Lanzenspitzen, Armringe und weitere aus Eisen gefertigte Gegenstände zutage. An einer anderen nahegelegenen Fundstelle wurde in einem Grab eine Konzentration von Roheisenformen, wie sie bereits in Akonétye 2005 in einem der Gräber entdeckt wurden, ausgegraben. Diese doppelaxt-ähnlichen Eisengegenstände werden als Zahlungsmittel gedeutet (MEISTER & EGGERT *im Druck*). Bei den Befunden handelt es sich um die ältesten bisher in Sub-Sahara Afrika gefundenen Grabinventare mit Eisenobjekten.



Foto 4: Aus der Oberfläche ragende Keramikgefäße vom Standort “*église catholique*” in Campo (Aufnahme: M. Sangen, März 2005).

Weitere Fundplätze wurden während der jüngsten Prospektionen nahe Sangmélima und Bertoua sowie entlang der Strasse zwischen Ayos und Abong Mbang entdeckt. Dagegen verliefen Prospektionen im SE Kameruns (Moloundou und Dja-Fluss in Richtung Nki-Wasserfälle) erfolglos. Insgesamt weisen die weit verstreuten Fundplätze bezüglich der Keramik und auch anderer Charakteristika (Tuyère- und Schlackefragmente, Eisenobjekte, Gefäße) sehr viele Ähnlichkeiten auf. Die Besiedlung des äquatorialen Regenwaldes von Süd-Kamerun durch keramikproduzierende (Bantu-)Gruppen und diese begleitende Eisenverhüttung lässt sich aufgrund dieser neuen Ergebnisse enger eingrenzen auf einen Zeitraum zwischen etwa 2500-2000 BP. Die Hauptphase dieser neolithischen Eisenzeit fällt somit in die “*First Millennium BC Crisis*”. Die Befunde belegen insgesamt eine hohe anthropogene Aktivität im Zeitraum ~2.5-1.5 ka BP.

4.3.2 Archäobotanik – Spätholozäne Vegetationsgeschichte

4.3.2.1 Palynologische Untersuchungen

Die Abteilung Archäologie und Archäobotanik Afrikas (Prof. Dr. K. NEUMANN & Dr. A. SCHWEIZER) hat im Rahmen des DFG-Projektes Sedimentkerne (Rammkernsonde) für palynologische Analysen (Vegetationsrekonstruktion) an den Standorten Nyabessan, Meyos und Aya’Amang geborgen. Hier wurden sehr mächtige, tonige, pollenführende Sedimentschichten in Tiefen von etwa 2-4 m gefunden (vgl. Kap. 7.3). Bis dato ist nur der Kern von Nyabessan analysiert worden, weil er die gewünschte Zeitstellung der Forschergruppe aufwies. Die an diesem Standort erbohrten Sedimente enthalten Paläoumweltinformationen, die bis etwa 4000 Jahre BP (älteste ¹⁴C-Datierung: 3894 ± 57 BP) zurückreichen und damit auch das erste Jahrtausend vor Chr. (“*First Millennium BC Crisis*”) umspannen.



Foto 5: Sedimentkern (280-180 cm) vom Standort Nyabessan. Die tonigen Sedimente enthalten hohe Anteile an Makroresten und Blattlagen (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2005).

Für den auf dem S-Ufer entnommenen Kern liegt eine detaillierte Pollenanalyse vor, dessen Auswertung von SCHWEIZER begonnen und später von NGOMANDA fertig gestellt wurde (NGOMANDA et al. 2008, siehe Folgeseite). Die Pollenanalyse belegt die Sukzession zwischen Überflutungswald (u. a. *Raphia*, *Nauclea*, *Uapaca* und *Syzygium*) und tropischem immergrünem (Caesalpiniaceae und *Lophira alata*) sowie geringem Bestand halbimmergrünem (u. a. *Celtis* und *Holoptelea grandis*) Regenwald in Abhängigkeit vom Grundwasserspiegel am Standort Nyabessan (hoher bzw. niedriger Abflusspegel des Ntem). Hoher Bestand an Überflutungswald wurde demnach für die Perioden 3.1-3 und 2.9-2.6 cal. ka BP und niedriger Bestand für 3-2.85 sowie 2.6-2.5 cal. ka BP postuliert. Ab 2.5 cal. ka BP vollzieht sich ein abrupter Vegetationswechsel. Mit einem deutlichen Rückgang der Überflutungs- und Regenwaldspezies geht ein sukzessiver Anstieg der Pollen von Pionierarten (*Alchornea cordifolia*, *Trema orientalis*, *Tetrorchidium* und *Musanga/Myrianthus*) einher. Dieser Prozesse setzte sich bis etwa 2.35 cal. ka BP fort und wird mit der Öffnung des Kronendaches und erheblicher Fragmentierung des immergrünen und halbimmergrünen Regenwaldes sowie des Überflutungswaldes in Verbindung gesetzt. Dieser vermutlich klimatische bedingte Vegetationswandel konnte ebenso in den Pollendiagrammen der Seen Barombi Mbo und Ossa in Kamerun, Kitina in der Republik Kongo und Nguène in Gabun nachgewiesen werden und erhärtet damit die Hypothese einer deutlich verlängerten Trockenzeit im Untersuchungsraum (u. a. MALEY 2001, 2002, NGOMANDA et al. 2008, GIRESSE et al. 2008).

4.3.2.2 Untersuchungen an Makroresten und Kultursedimenten

Weitere archäobotanische Untersuchungen fanden im Rahmen archäologischer Grabungen an Kultursedimenten statt. Aus den Kultursedimenten geborgene Makroreste (vor allem Früchte und Samen) und Holzkohlefragmente belegen an allen Standorten die Existenz von Regenwaldvegetation, die teils stark von Pionierarten durchsetzt gewesen ist (HÖHN et al. 2008). Die Dominanz C₃-dominierter Vegetation im Einzugsgebiet der untersuchten Siedlungsplätze erstreckt sich von der Atlantikküste (Kribi, Campo) über Sangmélima bis nach Ambam.

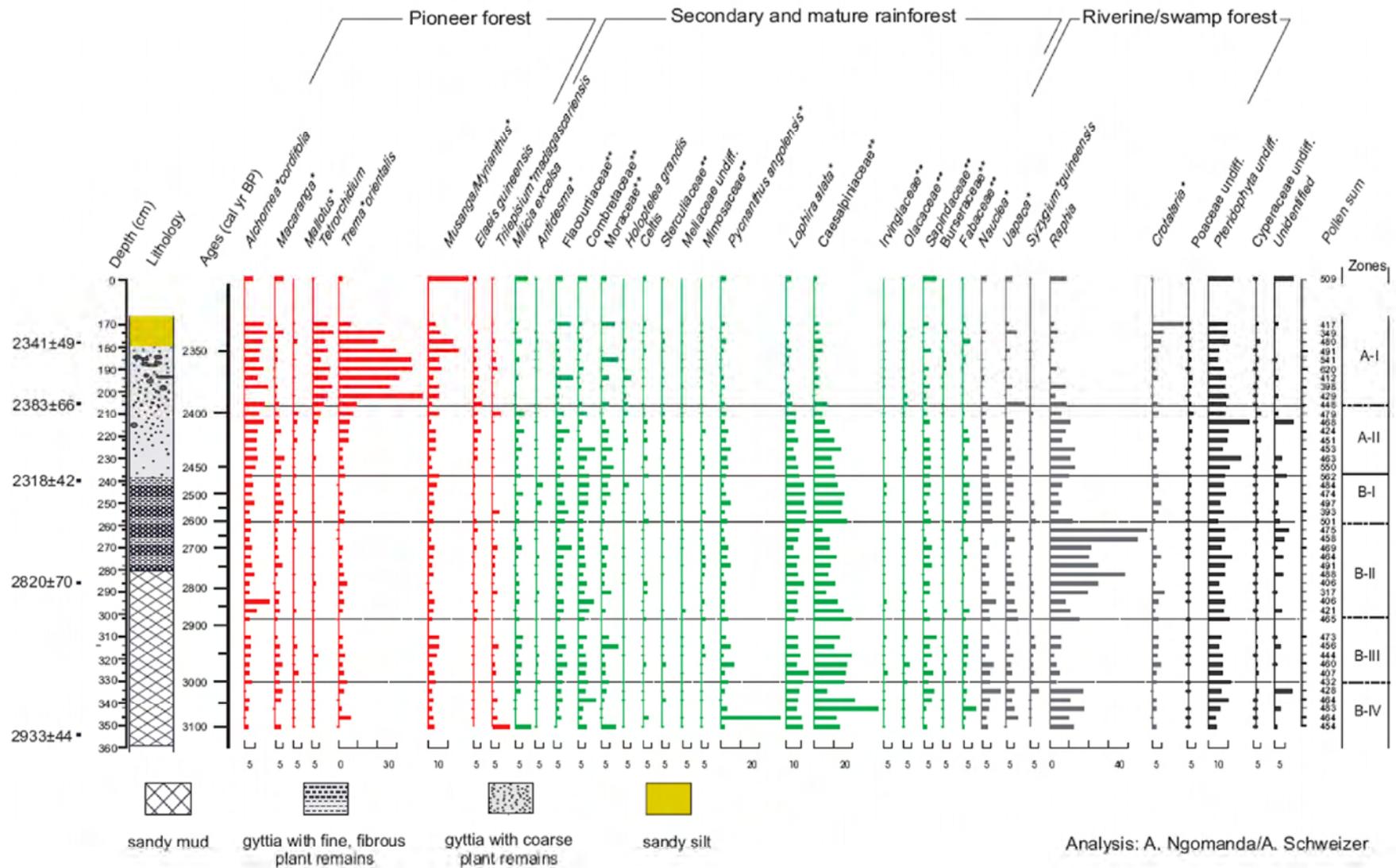


Abb. 21: Pollendiagramm von Nyabessan (aus Ngomanda et al. 2008, S. 5).

Obwohl ausgeprägte Fragmentierungen durch Pioniervegetation und Sekundärwald nachweisbar sind, konnten keine Anzeichen für zeitweilige Dominanz C₄-dominierter Habitats (Savanne) gefunden werden. Dies bestätigt die Refugialtheorie mehrerer Autoren (MALEY 1987, 1989, 1991, HAMILTON & TAYLOR 1991, KADOMURA 1995). Verbreitet treten Funde von *Elais guineensis* (Ölpalme) und *Canarium schweinfurthii* auf, konform zu anderen palynologischen Studien aus dem Untersuchungsraum (VINCENS et al. 1999, MALEY & CHEPSTOW-LUSTY 2001, ELENGA et al. 2004, GIRESSE et al. 2008). An den Standorten im Hinterland (Akonétye und Minyin) wurden ebenso Reste von Zeigerpflanzen für Primär- (*Coula edulis*) und Überflutungswald (*Raphia* sp.) in den Gruben entdeckt. Überraschend sind die Funde von *Pennisetum glaucum* (Perlhirse) in Bwambé-Sommet und Abang Minko'o sowie *Vigna subterranea* (Bambara-Erdnuss) in Akonétye. Diese Kulturpflanzen werden heute vorwiegend in den Savannen der Sudan- und Sahelzone angebaut und vor allem Perlhirse reagiert empfindlich auf hohe Niederschläge und Luftfeuchtigkeit. Deren Präsenz (um ~2 ka BP) im heute vom tropischen Regenwald bedeckten Untersuchungsgebiet wird als Indiz eines ehemals deutlich saisonaleren Klimas (verlängerte Trockenzeit) gedeutet (vgl. EGGERT et al. 2006, HÖHN et al. 2008).

	<i>Elais guineensis</i>	<i>Canarium schweinf.</i>	<i>Coula edulis</i>	<i>Raphia</i> sp.	<i>Pennisetum glaucum</i>	<i>Vigna subterranea</i>	<i>Vigna</i> sp.	Poaceae (verschiedene)	Krautschicht (verschiedene)
BWS 04/1	xx				x			x	x
BWS 04/2	xx	x			x			x	x
BWS 04/3	xx	x						x	x
AKO 05/1	xx	x							
AKO 05/2	xx	x							
AKO 05/3	xx		x			x	x	x	x
AKO 05/4	xx	x		x			x	x	x
AKO 05/5	xx	x	x	x				x	x
AKO 05/6	xx								
AKO 05/8	xx								
AKO 05/9	xx								
MIY 06/1	xx	x		x			x	x	x
MIY 06/2	xx							x	x
MIY 06/3	xx	x	x	x				x	x
ABM 06/1	xx				x		x	x	x
ABM 06/2	xx				x			x	x
ABM 06/3	xx						x		x

Tab. 5: Frucht- und Samenfund in archäologischen Grabungen Südkameruns (DFG-Projekt 510) nach Erhebungen von S. KAHLHEBER (modifiziert nach EGGERT et al. 2006, S. 290).

4.3.2.3 Phytolithen-Untersuchungen

Die Grubensedimente der Fundplätze Bwambé-Sommet und Akonétye wurden zusätzlich auf Phytolithe untersucht. Das Hauptziel war dabei der Nachweis von Bananenphytolithen, die als Zeiger für die Sesshaftigkeit im tropischen Regenwald gedeutet werden

können und bereits an einem Standort nahe Yaoundé (Nkang) für eine Zeitphase um 3 ka BP nachgewiesen worden sind (MBIDA et al. 2001). Dieser Nachweis konnte jedoch nicht erbracht werden. Hauptsächlich wurden Palmenarten, Gräser und Marantaceae nachgewiesen, deren Blätter eine breite Verwendung finden im alltäglichen Leben der einheimischen Bevölkerung. Weitere Funde konnten aufgrund fehlenden Referenzmaterials nicht bestimmt werden bzw. sind noch in Bearbeitung.

Erste, von NEUMANN durchgeführte mikroskopische Untersuchungen zum Nachweis von silikatischen Opal-Phytolithen in ausgewählten Proben der Ablagerungen der kamerunischen Flüsse erwiesen sich als durchaus vielversprechend. Das Material stammt aus Bohrungen, die für diese Arbeit durchgeführt wurden: C13 Belabo am Sanaga, C28, NY13 Akonolinga und C31 Mengba am Nyong sowie L08 Meyo Ntem, L17 Meyos, L37 Aya'Amang und L46 Nkongmeyos im Binnendelta des Ntem und B03 Mankako am Boumba (vgl. Kap. 7).

Probennr. NEUMANN	Probennr. SANGEN	Standort	Alter (in ka)	Erhaltung Silikatgehalt	Ergebnis Untersuchung
170	SA17	Meyos	14	3	zu wenig Phytolithe einzelne Schwammnadeln
171	SA65	Aya'Amang	31	3	zu wenig Phytolithe einzelne Schwammnadeln
172	SA177	Meyo Ntem	45	1	keine Phytolithe viele Schwammnadeln
173	Ms20	Belabo	16	1	viele Phytolithe viele Schwammnadeln
189	SA63	Aya'Amang	31	1	keine Phytolithe viele Schwammnadeln
193	Ms218	Mengba	11	1	viele Phytolithe viele Schwammnadeln
194	Ms 08/163	Mankako	>45	1	viele Phytolithe keine Schwammnadeln
195	Ms08/191	Akonolinga	18	1	viele Phytolithe wenige Schwammnadeln
197	SA215	Nnémeyong	22	3	kaum Phytolithe viele Schwammnadeln
198	Ms108	Akonolinga	28	1	viele Phytolithe keine Schwammnadeln
199	SA265	Nkongmeyos	11	1	viele Phytolithe viele Schwammnadeln

Erhaltung/Silikatgehalt: 1=sehr gut, 2=ausreichend für Analyse, 3=sehr wenig

Tab. 6: Übersicht ausgewählter Sedimentproben der Phytolith- und Schwammnadeluntersuchungen.

Es werden zum einen Proben von den dort geborgenen Paläooberflächen und zum anderen Oberflächenproben analysiert, um Unterschiede und eventuelle Veränderungen identifizieren zu können. Erste Ergebnisse attestieren die Präsenz großer Mengen von Schwammnadeln (*Spiculae*) an den Basen der Paläooberflächen einiger Standorte (Meyo Ntem L08, Nnémeyong L22, Aya'Amang L37, Nkongmeyos L46, Belabo C13 und Mengba C31) und erlaubt somit Rückschlüsse auf die ehemaligen hygri-schen Bedingungen an diesen Lokalitäten. Sie können als überschwemmte Bereiche gedeutet werden, an denen sich zu den datierten Zeitpunkten phasenweise stehende Gewässer befanden. Die ersten Ergebnisse der Phytolithenanalysen ergaben eindeutige Waldsignale, hauptsächlich Sumpfwald im Binnendelta des Ntem, Palmen, Marantaceae und bambusoide Gräser an den Standorten entlang des Nyong und Sanaga. Ein weiterer Befund vom Standort Belabo (C13) zeigt an der Basis Indizien für die Existenz eines Trockenwaldes um 16 ka BP und ebenso wie am Standort Mengba (C31) den Einfluss von Feuer (NEUMANN, persönliche Mitteilung). Insgesamt liefern die Analysen zusätzliche Informationen zur retrospektiven Rekonstruktion der hydrologischen Verhältnisse an den jeweiligen Standorten, die mit entsprechenden sedimentologischen und palynologischen Untersuchungen kombiniert werden können.

5. Fluvialmorphologische und paläohydrologische Grundlagen

Die Aufgabenfelder und Forschungsansätze der fluvialen Geomorphologie haben sich seit den 1950er Jahren und den grundlegenden Arbeiten von LEOPOLD et al. (1964) und SCHUMM (1968, 1969, 1977) enorm weiterentwickelt (DOLLAR 2002, THORNDYCRAFT et al. 2008). Insbesondere im Hinblick auf die zunehmenden Modifikationen des fluvialen Verhaltens durch anthropogene Beeinflussungen (GOUDIE 2006, GREGORY 2006, HERGET et al. 2007). Da fluviale Systeme und deren assoziierte geomorphologische Einheiten und Sedimentarchive u. a. abhängig von extrinsischen und intrinsischen Faktoren geprägt und geformt werden, die meist komplex und nicht-linear ablaufen, konnten sich bisher keine allgemeingültigen Konzepte bzw. Modelle in der fluvialmorphologischen Forschung durchsetzen und dies insbesondere für tropische Regionen (THOMAS 2000, 2004, 2008). Im Folgenden wird zunächst der Begriff Paläohydrologie definiert und die Entwicklung der paläohydrologischen Forschung beschrieben (Kap. 5.1). Darauf folgt eine Einführung in die Beschreibung von Alluvialbereichen und deren Sedimentarchiven (Kap. 5.2) sowie der verschiedenen Ansätze bei Klassifizierungen von Flussauen der unterschiedlichen Flusstypen (Kap. 5.3). Diese Grundlagen sind besonders von Bedeutung, da somit jene alluviale Paläoumweltarchive ausgemacht werden können, die weitest reichende Informationen zu Umweltveränderungen zulassen. Anschließend werden die im Untersuchungsgebiet verbreiteten Flussformen und deren fluviale sowie alluviale Sedimenteinheiten vorgestellt (5.3.1-5.3.3) und zwar vordergründig solche, umweltgeschichtlich vornehmlich verwertbar sind. Letzteres erfolgt in Form einer Einschränkung der Untersuchungsräume auf immer niedrigere Ebenen (von geeigneten Flusssystemen über Flusssystemabschnitten hin zu relevanten, interpretierbaren alluvialen Sedimentarchivseinheiten, den sogenannten *form units*). Schließlich folgt eine Einführung in die eigene Vorgehensweise, die aufgrund mehrerer limitierender Faktoren und Umstände von einigen allgemein anerkannten Vorgehensweisen doch teilweise abweicht (5.5).

5.1 Grundzüge der Paläohydrologie-Forschung

Seit den Anfängen der geomorphologischen Forschung (z. B. DAVIS 1899, PENCK 1924 und BÜDEL 1957) hat sich der Zweig der fluvialen Geomorphologie vor allem seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts stetig weiterentwickelt (GREGORY 2000). Parallel entstanden und entwickelten sich die Nachbardisziplinen Hydrologie, Limnologie, Paläohydrologie und Sedimentologie. Bis heute stellt die Verknüpfung von Prozessen und resultierenden Formen in fluvialen Systemen einen zentralen Punkt dar (DOLLAR 2002; THORNDYCRAFT et al. 2008). Pionierarbeiten in der Paläohydrologie lieferten vor allem LEOPOLD & MILLER (1954), DURY (1964), SCHUMM (1968, 1969) und STARKEL (1977). Sie erkannten zuerst, dass die Sedimentarchive von Flusssystemen datierbare Episoden

umweltgeschichtlicher Instabilität in einem sich im Wandel befindlichen Erdsystem beinhalten.

Während die ersten Ansätze sich zunächst auf den prozessorientierter Ansatz konzentrierten, rückte der klimamorphologische Ansatz (u. a. BÜDEL 1957, 1977, CAILLEUX & TRICART 1958, ROHDENBURG 1972) erst später in den Vordergrund. Später flossen weitere Teilgebiete wie z. B. Untersuchungen zu *palaeofloods* (KOCHER & BAKER 1982, BAKER 2008), Palynologie (lakustrine Pollenuntersuchungen) und historischer Grundwasserschwankungen (STARKEL 1995, BAKER 1998) ein. Eine klare Unterscheidung der paläohydrologischen Forschungsrichtungen erfolgte Ende der 1980er Jahre in zwei Unterprogrammen des “*International Geoscience Programme 158 (IGCP 158)*”, wobei 158A sich über die Erforschung von Sedimenten auf Veränderungen von Flüssen und deren Gerinnebetten fokussierte (*palaeochannels*) und 158B sich der Erforschung der Umweltgeschichte und der Wasserbilanz (*water balance*) mittels palynologischer Methoden verschrieb. Eine signifikante Weiterentwicklung und stärkere globale Ausrichtung erfuhr die Paläohydrologie-Forschung nach der Einrichtung der Kommission “*GLObal COntinental PalaeoHydrology (GLOCOPH)*” seitens der “*INternational Union for QUaternary Research (INQUA)*” in 1991. Seither versucht GLOCOPH auf globaler Ebene paläohydrologische Veränderungen der letzten 20.000 Jahre mit alluvialen Sedimentarchiven zu erforschen. Hauptziele sind u. a. die Evaluierung und Quantifizierung der Veränderungen im hydrologischen Kreislauf der letzten 20.000 Jahre für alle Klimazonen, Rekonstruktion der Haupttrends und Sequenzen in fluvialen Systemen, Ergründung der Auslösefaktoren und globaler Zusammenhänge für hydrologische Veränderungen. Die paläohydrologisch relevanten Komponenten sind vor allem Flussläufe, Seespiegelschwankungen, Grundwasserschwankungen, Isotopengeochemie und Proxy-Daten für Veränderungen des Niederschlags (Baumringe, Eisbohrkerne, Pollen und Paläoböden).

Besonders von Bedeutung sind die Erkenntnisse aus den terrestrischen Sedimentarchiven fluvialer Systeme für komplexe numerische Modelle, welche die raum-zeitliche Dynamik klimarelevanter Parameter (z. B. Luft- und Wassertemperatur, Sonneneinstrahlung, Ozeanströmungen, Vegetationsverteilung und Eisbedeckung) simulieren. Das Programm “*CLimate, Mapping Analysis and Prediction (CLIMAP)*” startete beispielsweise 1971 mit der Rekonstruktion der relativen Temperaturverhältnissen der Ozeane für die Zeitabschnitte des LGMs und des Eem-Interglazials um 122 ka BP anhand von Ergebnissen aus marinen Bohrkernen (CLIMAP Project Members 1976, 1984). Es folgten das “*CO-operative Holocene Mapping Project*” (COHMAP, COHMAP-Members 1988) und “*Paleoclimate Modeling Intercomparison Project*” (PMIP, JOUSSAUME & TAYLOR 1995, PMIP 2000), die eine systematischere Evaluierung der Klimamodelle für die weitaus besser dokumentierten Bedingungen der letzten 20 ka vornahmen, mit

Schwerpunkt auf das mittlere Holozän (6 ka BP). Vor allem CO₂-Konzentration, die Ausdehnung der Eisschilde und Eisbedeckung des Meeres sowie die Oberflächentemperaturen der Ozeane standen dabei im Fokus. Neben der Simulierung der Bedingungen während des LGM und konnten Zusammenhänge erkannt werden zwischen sich ändernden Erdbahnparametern, Insolationsverhältnissen, Vorstoß bzw. Rückgang der Eisschilde und die Änderung der globalen klimatischen Verhältnisse, sowie verschiedener Rückkopplungs- und Verstärkungseffekte. Weitere Modelle, wie z. B. das BIOME-Modell (PRENTICE et al. 1992, JOLLY et al. 1998), das biotische Systeme analysiert, sind in der Übersicht von RUNGE (2001) ausführlich beschrieben. Dennoch integrieren die bisher angewendeten Modelle die fluvialen Prozesse und Systeme nur unzureichend.

5.2 Morphologie von Gerinnebett und Alluvialbereich

Nach SCHUMM & WINKLEY (1994) ist ein alluvialer Fluss (*alluvial river*) definiert als Fluss, der seine Abflusssrinne(n) in dem von ihm transportierten Sediment ausbildet oder ausgebildet hat. Bei turbulenten Fließbedingungen bilden sich in Abhängigkeit von Abflussmenge und -geschwindigkeit, Relief und Wassertiefe fluvial-morphologische Lagerungsformen mit inneren Sedimentstrukturen auf, deren Ausformung abhängig ist von der Korngröße und der Art und Weise des Sedimenttransports (REINECK & SINGH 1980, SCHÄFER 2005), wobei die signifikanteren sedimentären Formen oder Sedimentschichten von sandigen Korngrößen gebildet werden, welche als Suspensionsfracht mitgeführt werden. Während diese im proximalen Bereich des Gerinnebettes abgelagert werden, erreichen die als Schwebfracht transportierten Tone distale Bereiche in der Überflutungsebene. Mit zunehmender Entfernung vom Flussbett und sinkender Fließgeschwindigkeit nehmen sowohl die Menge als auch die Korngröße der Sedimente ab. Die Tone errichten aufgrund von Koagulation und Kompaktion rasch entwässernde und verfestigte Sedimentformen, die vom strömenden Wasser nur schwer wieder aufgearbeitet werden können. Die Mächtigkeit einer Sedimentschicht korreliert häufig mit signifikanten Korngrößenverteilungen, welche die jeweiligen Abfluss- und Sedimentationsbedingungen repräsentieren. Eine Abfolge solcher unterschiedlichen Sedimentschichten (als Ergebnis verschiedener Depositionsereignisse) bildet eine Korngrößensequenz (MIALL 1996, EINSELE 2000). Während ein Kornverfeinerungssequenz (*fining-upward sequence*; grobkörnige, sandige Basis mit aufliegenden feinkörnigen Sedimenten) eine Verringerung der fluvial-morphologischen Aktivität an dem jeweiligen Standort anzeigt, spiegelt eine Kornvergrößerungssequenz (*coarsening-upward sequence*; feinkörnige Basis mit überlagernden grobkörnigen Sedimenten) einen Wechsel zu turbulenteren Bedingungen wider. Wechsel der Abfluss- und Sedimentationsgegebenheiten sind somit über Veränderungen in den Korngrößensequenzen nachweisbar. Da die Sortierung der Sedimentkorngrößen abhängig ist von Schwankungen der Transportleistung findet man eine

gute Sortierung der Sedimentlagen bei konstanten und langen Ereignissen, während bei kurzfristigen häufig mehrere Korngrößen vertreten sind (EINSELE 2000, SCHÄFER 2005).

Des Weiteren lassen sich innerhalb dieser Sedimentkomplexe drei Hauptgruppen fluvialer Ablagerungen unterscheiden, die Rückschlüsse auf die jeweils zugehörigen Abfluss- und Sedimentationsbedingungen erlauben (vgl. REINECK & SINGH 1980, MIALL 1996, EINSELE 2000, SCHÄFER 2005). Sie werden sowohl in mäandrierenden als auch in verzweigten und verflochtenen Flusssystemen aufgeschüttet: 1. Ablagerungen des Gerinnebettes (*channel deposits*), 2. Ablagerungen des Ufers (*bank deposits*) und 3. Ablagerungen der Aue (*floodplain deposits*).

Die Ablagerungen des Gerinnebettes, welche sich aus der größten verfügbaren Sedimentfracht aufbauen, lagern sich sohlenförmig im zentralen Bereich des Flusses zwischen den beiden Dammufern ab (MIALL 1996). Das je nach Wasserführung, Sedimentbereitstellung und Untergrundbeschaffung in Lage und Breite variable Gerinnebett umfasst zudem Uferbänke (*point bars*) und Gleithangbereiche, die aus stromaufwärts erodiertem Material bei sinkender Fließgeschwindigkeit aufgebaut werden und häufig Kornverfeinerungssequenzen aufweisen (EINSELE 2000). Bei Verlagerungen des Flussbettes und einhergehender lateraler Akkretion kommt es innerhalb des Gerinnebettes häufig zur Remobilisierung des abgelagerten Sediments. In ehemaligen Gerinnebetten und von diesen durchflossenen Partien (*palaeochannels*, *chute cutoffs*, *oxbow lakes*) finden sich typischerweise hohe Anteile an erodiertem und aufgearbeiteten sperrigen Vegetationsresten wie Baumstämme, Holz- und Blattreste.

Hieran schließen sich die Ablagerungen des Ufers, zu denen die Dammufer sedimente (*natural levee deposits*) und die Dambruchsedimente (*crevasse splay deposits*) gezählt werden (MIALL 1996). Die *natural levees* begrenzen seitlich die Ablagerungen des Gerinnebettes und gemeinsam bilden sie den "alluvial ridge", der sich gegenüber den Auenbereich als stärker aufgeschütteten und höher liegenden Bereich abhebt (EINSELE 2000). In die Dammufer können wenige Dezimeter bis mehrere hundert Meter breite Rinnen (*crevasses*) eingeschnitten sein, die den Wasserlauf unterteilen und gelegentlich Laufverlegungen des Abflusses (*avulsions*) induzieren (REINECK & SINGH 1980, SCHÄFER 2005). Während die Dammufer meist feinere Korngrößen als die Ablagerungen des Gerinnebettes und gröbere als die der Auensedimente aufweisen, zeigen die *crevasse*- und *crevasse-splay*-Sedimente typischerweise Kornverfeinerungssequenzen mit an der Basis zunächst Ablagerungen aus dem Gerinnebett und darüber sich verfeinernde Korngrößen, falls aus dem Dammuferdurchstich keine Laufverlegung (*avulsion*) resultiert (MIALL 1996, EINSELE 2000, SCHÄFER 2005).

Jenseits der Dammufer schließen sich die am tiefsten gelegenen Auenbereiche an, in denen sich während der saisonalen Hochwässer die über Schwebfracht gelieferten,

schluffigen bis tonigen Hochflutsedimente (*overbank deposits*) ansammeln, wobei Menge und Korngröße mit zunehmender Entfernung vom Gerinnebett abnehmen (MIALL 1996). Die Auenbereiche können dauerhaft oder periodisch feucht und versumpft sein (*backswamps*) oder zu den Trockenzeiten jeweils (teilweise) austrocknen. Je nach Alter der entsprechenden Sedimente können die primären Sedimentstrukturen häufig durch Bodenbildungsprozesse zerstört sein (EINSELE 2000). Die Auenbereiche enthalten oft verlandete Altarme (*abandoned channels*) und Altwasserseen (*oxbow lakes*), die aufgrund der langsamen Verfüllung bei Laufverlegungen ebenso über Kornverfeinerungssequenzen identifiziert werden können (MIALL 1985, EINSELE 2000). Diese Sedimentarchive stellen besonders wertvolle, interpretierbare alluviale, lithostratigraphische Einheiten dar (vgl. auch Kap. 5.4.).

Genereller Konsens besteht mittlerweile darüber, dass die Entwicklung von Flusssystemen primär durch die extrinsischen Geofaktoren Geologie und Klima (u. a. SCHUMM 1973, 1977, SCHUMM et al. 2000, LATRUBESSE & RANCY 2000) sowie die intrinsischen Prozesse im Fluss selbst bestimmt wird (LEOPOLD et al. 1964, SCHUMM 1977, MIALL 1990, 1996, VANDENBERGHE 1995, 2003). Diese Faktoren bedingen in den jeweiligen Untersuchungsgebieten die Gestaltung der Flussnetze, die wiederum dynamisch einem Gleichgewichtsstadium (*equilibrium*) entgegenstreben und sich dadurch den jeweils herrschenden Umweltbedingungen anpassen. Allgemeiner gesagt wird die fluvialmorphologische Entwicklung eines Flusses oder Flusssystemabschnittes, also Form und Dichte des Flussnetzes, maßgeblich durch die klimatischen Gegebenheiten, die geologischen Verhältnisse und die Reliefentwicklung beeinflusst. Neotektonik, Klimawandel und menschliche Aktivität modifizieren im Laufe der Geschichte diese übergeordneten Strukturierungsfaktoren und somit das Verhalten des Flusses. Trotzdem kann jeder Teilabschnitt eines Flusses (bzw. jeder einzelne Zweig eines Flusses bei einem verzweigten Flusssystem), aber auch einzelne Flüsse niedrigerer Ordnung innerhalb eines größeren Einzugsgebietes, andersartig auf die jeweilige Modifikation reagieren. Diese räumlich differenzierte Sensitivität fluvialer Systeme oder Teilabschnitte fluvialer Systeme gegenüber extrinsische Einflussfaktoren ist abhängig von den jeweiligen Steuergrößen sowie intrinsischen Abläufen (SCHUMM 1973) und hat die Konzepte des *geomorphic threshold* und *complex response* begründet (SCHUMM 1977). Somit kommt es bei der Überschreitung kritischer Werte von Abfluss und Fracht im Wechselspiel von Erosion und Akkumulation zu abrupten Modifikationen der Fließmuster, die in keinem direkten Zusammenhang mit allogenen Parametern wie z. B. Klimaveränderungen stehen müssen (SCHUMM 1977, VANDENBERGHE 1995, KNIGHTON 1998, HOUBEN 2002). Die Befunde einzelner Teilabschnitte müssen daher kritisch analysiert und korreliert werden, wenn generelle und regionale Aussagen bezüglich der gesamten Flusssystementwicklung getroffen werden sollen. Dennoch können über Sedimentarchive in den

Flusssystemabschnitten Rückschlüsse gezogen werden auf die fluvial-morphologischen und paläohydrologischen und -umweltlichen Bedingungen zu deren Ablagerungszeitraum. Die Schwierigkeit besteht hierbei allerdings darin, dass fluvial abgelagerte Sedimente und Sedimentstratigraphien komplexe Sequenzen bilden, die in offenen Systemen (im Gegensatz zu Seeablagerungen) geformt werden (CHORLEY 1962, SCHUMM 1977, MIALL 1996). Daher können beispielsweise bei veränderten klimatischen und anderen Randbedingungen, auf die wiederum die Abflussmengen reagieren, die Sedimentarchive häufig remobilisiert werden und darin enthaltene Ablagerungen (mineralische sowie organische Substrate) weiter flussabwärts erneut deponiert werden (u. a. LEWIN & MACKLIN 2003). Somit können anhand von ^{14}C -Datierungen ermittelte Alter organischer Ablagerungen innerhalb dieser Sedimentstratigraphien irreführende Alterseinschätzungen liefern, da sie oft Hiatus aufweisen (THOMAS 2000, THOMAS & THORP 2003).

SCHUMM (1977) unterscheidet eine Produktionszone (*production zone*), eine Transportzone (*transport zone*) und eine Akkumulationszone (*deposition zone*). Mit fortschreitender Länge, wo zunächst der Sedimenttransport überwiegt, bilden sich abhängig von der Stärke der Tiefen- und Seitenerosion und der oben genannten Faktoren gerade, sinuose, mäandrierende, verzweigte (*braided*) oder verflochtene (*anabranching/anastomosing*) Flusssystemabschnitte aus. Da mit abnehmendem Gefälle in Richtung Mündungsbereich die Dominanz der Sedimentation zur Ausbildung von Ufer- und Sandbänken, Inseln und Auenbereichen und zudem mit abnehmender Fließgeschwindigkeit Korngrößen der Sedimentfracht ab- und Sortierungsgrad der Sedimente zunehmen, sind feinkörnige, umweltgeschichtlich verwertbare Alluvialarchive hauptsächlich in den Unterläufen der Flüsse zu vermuten. Im Zusammenhang mit der Untersuchung fluvialer und alluvialer Sedimente und deren Faziesseinheiten (Lithofazies) entstand auch der Begriff der fluvialen Architektur, der von ALLEN (1965) begründet und von MIALL (1990) weiterentwickelt wurde. Später folgten weitere Klassifikationsansätze, unter anderem von LEWIN (2001), die auf eine gewisse Gliederung und Ordnung der sedimentären Fazies aufbauen und hauptsächlich auf ihre Petrologie, innere und äußere Form und Struktur sowie dessen räumliche und stratigraphische Beziehung zu den umliegenden Faziesseinheiten beruhen. Bei dem von LEWIN (2001, S. 22) entwickelten Konzept der *alluvial systematics* werden innerhalb des stratigraphischen Faziesmodells verschiedene Mikro- bis Makroformen alluvialer und fluvialer Sedimentkomplexe unterschieden: Level 0: *particles*, Level 1: *strata sets*, Level 3: *form units*, Level 4: *architectural ensembles* und Level 5: *alluvial complexes*. Ähnlich hat MIALL (1996, S. 82) Hierarchien klastischer Sedimente in der fluvialen Architektur erstellt, die von einer Lamelle bis zu Talverfüllungen reichen mit Einheiten von 1. bis 6. Ordnung. Ziel dieser stratigraphischen und sedimentologischen Ansätze ist die Rekonstruktion zugrunde lie-

gender Faktoren und Prozesse, die zu den entstandenen Archiven geführt haben, unter besonderer Berücksichtigung aller intrinsischen und extrinsischen Variablen. LEWIN (2001) hebt hierbei besonders und vor allem im Bezug auf den *equilibrium*-Gedanken hervor, dass alluviale Systeme einen gewissen Speicher (*memory*), spezifische hierarchische Strukturen und ein selbst-organisierendes System mit chaotischem Verhalten besitzen und unter Umständen irreversible Veränderungen erfahren können.

5.3 Umweltgeschichtlich verwertbare Flusssystemabschnitte

Für umweltgeschichtliche Untersuchungen geeignete Flussabschnitte auf mesoskaliger Ebene stellen die Flussauen (*alluvial plains, floodplains*) dar, die sich aus einem (oder mehreren) Flussbett(en) und Überflutungsbereich(en) zusammensetzen und in ihrer Gesamtheit auch als *alluvial ridge* bezeichnet werden. Innerhalb der Auen dieser mittelskaligen morphologischen Einheiten und besonders bei mäandrierenden, verflochtenen und verzweigten Flusssystemsabschnitten, lassen sich sowohl Sedimentkomplexe vertikaler (*channel* und *bank deposits*) als auch lateraler, meist periodischer Akkretion (*floodplain deposits*) unterscheiden. Hierbei können sich randlich an und in den Überflutungsbereichen die besonders aufschlussreichen feinkörnigen alluvialen Ablagerungen akkumulieren. Die Erfassung dieser Sedimente ist für diese Arbeit von besonderem Interesse. Für die Klassifizierung solcher Überflutungs- bzw. Alluvialbereiche gibt es zahlreiche Ansätze für die unterschiedlichsten Flusssystemstypen. Die wichtigsten Ansätze sind (nach NANSON & CROOKE 1992): 1. der morphologische Ansatz, der sich vor allem auf die morphologische Gestalt des Ablagerungsgebietes fokussiert (vgl. FISK 1944 und ALLEN 1965), 2. der spezifische Ansatz, der bereits zugrunde liegende Prozesse integriert (vgl. MOLLARD 1973) und 3. der genetische Ansatz, der als der ausführlichste und umfassendste Ansatz angesehen werden kann. Bereits sehr frühe Talauenbeschreibungen (z. B. GILBERT 1877 und RUSSELL 1889) berücksichtigen diese Grundgedanken, mit denen Überflutungsbereiche möglichst präzise klassifiziert werden können. Hierfür werden Flusslaufstruktur (LEOPOLD et al. 1964, SCHUMM 1968, 1977, 1985), laterale Stabilität (KELLERHALS et al. 1976, LEWIN 1978), die morphologische Landschaftsbeschreibung (ALLEN 1965, LEWIN 1978) und sedimentäre Charakteristika (ALLEN 1965, GALLOWAY & HOBDAI 1983) herangezogen, wodurch der genetische Ansatz die fluvialen Prozesse und die daraus resultierenden Sedimentationsräume verknüpft.

Dennoch spielen bei der Ausprägung der Physiognomien von Flussystemen sehr viele allogene und autogene Variablen mit, die eine Aufstellung von einfachen Modellen erschweren (MIALL 1990, BRIERLEY & HICKIN 1991, LEWIN 2001). Die überlieferten Sedimentationsarchive fluvialer Systeme sind fast immer lückenhaft und unvollständig (THOMAS 2000, LEWIN & MACKLIN 2003) und lassen Aussagen bezüglich der Entwick-

lung und Ausprägung ihres alluvialen Charakters meist nur auf kleinskaliger Ebene zu. Bestimmte, in den alluvialen Sedimenten manifestierte und durch externe und interne Faktoren induzierte Veränderungen können in manchen Bereichen erhalten und an anderer Stelle bereits wieder überprägt und verändert worden sein. Ebenso ergeben sich je nach Ausprägung und Struktur des jeweiligen Abschnittes unterschiedliche Fließ- und Sedimentationsmuster innerhalb des gesamten Flusssystemes. Daraus resultieren auch ohne externe Störungen (anthropogen oder natürlich) lokal unterschiedliche und räumlich begrenzte Sedimentationsbedingungen mit Wechsel zwischen Akkumulation und Remobilisierung sowie variabler Aktivitätsrate und unsteter Kontrollgröße (LEWIN et al. 2005). Dies bedingt die Formation alluvialer Komplexe (*alluvial ensembles*), die aus mehreren Formeinheiten (*form units*) aufgebaut sind. Die Gesamtheit dieser alluvialen Komplexe repräsentiert den gesamten Alluvialbereich, der aufgrund der autogenen Prozesse entstanden ist (LEWIN 2001).

Die einzelnen Flussabschnitte lassen sich in standardisierte Flussformen gliedern, die entweder nahezu gerade bzw. mehr oder weniger geschwungenen Charakter zeigen. Ein Unterscheidungskriterium ist hierbei die Sinuosität von Flusssystemabschnitten (u. a. SCHUMM 1977, EINSELE 2000). Ab einer Sinuosität > 1.5 bilden sich mäandrierende Flüsse aus (vgl. LEOPOLD et al. 1964, VAN DEN BERG 1995, KNIGHTON 1998, EINSELE 2000), die zusammen mit den verzweigten (*anabranching/anastomosing*) Flusstypen eine Vielzahl an Sedimentarchiven ausbilden, die für umweltgeschichtliche Interpretationen besonders interessant sind (Stillwasserbereiche und Zonen periodischer oder konstanter Formungsruhe). Vor allem in ehemals durchflossenen und verlandeten Abschnitten dieser Flusssysteme (abgeschnittene Mäander, Altwasserläufe und –Seen) erhalten sich nützliche Proxy-Daten für die Paläoumweltforschung.

5.3.1 Anastomosierende Fließgewässer

In der fluvialen Geomorphologie beschreibt *Anastomosis* (Griechisch: Anfang, Beginn, Öffnung oder Eröffnung) ein Fließgewässer, welches sein Wasser in mehrere nahezu parallele Flussläufe (Arme, Talwege) ausbreitet, die lateral miteinander in Verbindung stehen und ein netzartiges fluviales System zu bilden (MAKASKE, 1998). Sie unterscheiden sich klar von den verzweigten Flüsse (*anabranching rivers*), obwohl sie von NANSON & KNIGHTON (1996) als eine Untergruppe definiert werden. Sich verzweigende und wieder vereinigende Flussläufe innerhalb eines Flusssystemes wurden zuerst von CRIST (1932) aus den Llanos in Venezuela und WHITEHOUSE (1944) in Zentral-Australien beschrieben. MCCARTHY (1993) und MCCARTHY et al. (1988, 1991, 1992, 1993) beschreiben ausführlich die fluvial-morphologischen Prozesse und die Dynamik des Okavango Deltas, während sich NANSON et al. (1986, 1988, 1993, 1996, 2003, 2008) den anastomosierenden Flüssen in Australien widmen (u. a. Diamantina River,

Cooper Creek, Magela Creek). Aus humiden, tropischen Regionen stammen vergleichbare Untersuchungen von SMITH (1986; Magdalena River in Kolumbien), STEVAUX & SOUZA 2004 (Paraná River in Brasilien), STERNBERG (1959) und BAKER (1978; So-limões River im Amazonasbecken). Im Amazonasbecken sind in den letzten Jahren viele Studien verzweigter, teilweise anastomosierender Flüsse (u. a. Amazonas, Ipixuna, Moa und Negro River) entstanden (u. a. LATRUBESSE & RANCY 1998, 2000, LATRUBESSE & FRANZINELLI 2002, 2005, LATRUBESSE 2003, 2008, LATRUBESSE et al. 2005). SAVAT (1975) und PREUSS (1986 und 1986a) beobachteten ähnliche Phänomene im Kongo-Zaire-Becken und MAKASKE (1998, 2001) studierte die Formen, Prozesse und Sedimente anastomosierender Flüsse in Kanada (Columbia River), Mali (Inlanddelta des oberen Niger) und den Niederlanden (Rhein-Maas Delta). Von SMITH & SMITH (1980) stammt eine sehr zutreffende Definition (S. 158): *“The term anastomosing is used for an interconnected network of low-gradient, relatively deep and narrow, straight to sinuous channels with stable banks composed of fine-grained sediment (silt/clay) and vegetation... Separating the channels are floodplains consisting of vegetated islands, natural levees, and wetlands. Occasionally, crevasse channels and splay deposits occur in wetland areas.”* MAKASKE (2001, S. 155) schließlich fasste es knapper zusammen: *“...I propose the following definition of anastomosing rivers based on channel pattern and floodplain geomorphology: an anastomosing river is composed of two or more interconnected channels that enclose floodplains.”*

Die oben genannten Arbeiten untersuchen die anastomosierenden Flüsse nach unterschiedlichen und mehreren Kriterien. Hauptmerkmale sind dabei die Struktur und Physiognomie des Flusssystemes (u. a. Anzahl und Morphologie der Flussarme [gewunden, gerade, verzweigt]), Morphologie der Talaue, sowie fluvial-morphologische, hydraulische und sedimentologische Eigenschaften. Zudem generelle naturräumliche Gegebenheiten (Geologie, Klima, Vegetation), in denen anastomosierende Flusssysteme auftreten. Basierend auf diesen Studien lassen sich folgende Charakteristika für anastomosierende Flusssysteme zusammenfassen:

- Formung morphologisch verzweigter, miteinander in Verbindung stehender Flussarme, die in der Regel gradlinig oder gewunden und relativ eng und tief sind.
- Da die Uferbänke meist aus feinkörnige Texturen (Schluff und Ton) bestehen und von Vegetation bedeckt sind, erweisen sich die Wasserläufe und Inseln als ausgesprochen stabil.
- Überwiegend vertikale Ablagerung sandiger Sedimente innerhalb der Flussläufe mit mächtigen, schmalen Sandbänke, die durch sandige Schluffe der Dammufer begrenzt werden.

- Hierdurch bedingt ist auch das sehr typische Anlegen neuer Flussläufe durch Dammuferdurchstiche.
- Diese Durchstiche führen so zur Entstehung von “Bypässen”, wobei die umgangenen, älteren Flussläufe noch eine Weile fortbestehen. Durch das erneute Aufächern dieser Durchstichströme erfolgt eine gleichzeitige Ausbildung neuer Flussläufe in der Überflutungsebene.
- Auslösende Faktoren für Durchstiche sind Akkumulation von Sediment innerhalb der Flussläufe und dadurch sich vermindernde Erosions- und Fließkraft, extreme Flutereignisse, Aufstauung der Flussläufe durch Geschiebe und Stämme und Bildung äolischer Dünen innerhalb der Flussläufe.
- Die Bildung anastomosierender Flüsse ist nicht klimaabhängig und sie treten sowohl in ariden als auch humiden und in tropischen als auch außertropischen Gebieten auf.
- Lange Erhaltung anastomosierender Flusssysteme geht einher mit häufiger Ausbildung von Durchstichen und/oder langsamer Aufgabe alter Flussläufe.
- Die Überflutungsbereiche zwischen den Flussläufen liegen topographisch gesehen tiefer als die Uferdämme. Neben Hochflutsedimenten werden hier auch Sedimente von Uferdammdurchstiche akkumuliert und häufig bilden sich Sümpfe und Moore.
- Die Sümpfe weisen feinkörnige Schluffe und Tone (Überflutungssedimenten) sowie Torfe mit hohen Anteilen an organischer Substanz und Eisensulfiden auf.
- In den weiten Flussauen und den periodisch überfluteten Feuchtgebieten lagern sich geschichtete schluffige Tone und tonige Schluffe ab.
- Solche Flusssysteme resultieren aus (1) einer tonreichen Sedimentlieferung, (2) einem sehr niedrigen Neigungsgrad des Flusses und (3) einem saisonalen Wasserbudget.
- Für die Anreicherung und Erhaltung einer gewissen Mächtigkeit an Sedimenten in einem anastomosierenden Flusssystem muss längerfristig ein gewisser Absenkungsquotient in einem sich senkenden Becken (Neotektonik) gewährleistet sein.
- Dieser Mechanismus ist in verschiedenen tektonischen Becken belegt, wobei im Vorland gelegene Becken am häufigsten die Ausbildung anastomosierender Flusssysteme zeigen.
- Innerhalb eines anastomosierenden Flusssystems können sowohl verzweigte (*braided*), mäandrierende (*meandering*) und gerade (*straight*) Flusslaufabschnitte auftreten.

Trotz dieser zahlreichen Charakteristika ist die Abgrenzung anastomosierender Flüsse von anderen verzweigten (*anabranching*) Flussformen mit einigen Schwierigkeiten ver-

bunden. Viele Flusssysteme stellen in der Realität Misch- und Übergangsformen dar, die Züge und Charakteristika mehrerer Typen aufweisen. In den letzten Jahren hat sich zusammenfassend eine Definition durchgesetzt, welche sich sowohl an morphologische Gesichtspunkte bezüglich der Flussbettauusbildung (Physiognomie), als auch an die morphologischen Charakteristika der Überflutungsebene (Talaue) orientiert. Diese unterliegen in anastomosierenden Flüssen einer typischen Dynamik der hydraulischen, sedimentologischen und genetischen Prozesszyklen (MAKASKE, 2001). Genereller Konsens besteht darüber, dass das anastomosierende Flusssystem sich durch ein multiples, verzweigtes, mit einander in Verbindung stehendes Flussnetz auszeichnet, welches sich vorwiegend bei relativ geringer Reliefenergie ausbildet (u. a. SCHUMM 1968, SMITH 1986, MIALI 1996, NANSON & KNIGHTON 1996, EINSELE 2000, MAKASKE 2001). Ein Merkmal, was es allerdings alleine nicht eindeutig von anderen verzweigten Flusssystemen (*braided rivers*) unterscheiden würde. Um eine eindeutige Unterscheidung zu *braided rivers* zu ermöglichen wurden zusätzlich Merkmale hinzugefügt. Die wichtigsten sind u. a. Sinuosität (RUST 1978, SMITH 1986, KNIGHTON & NANSON 1993), Bifurkationswinkel der verzweigten Flussarme (YONECHI & MAUNG 1986, HARWOOD & BROWN 1993) und Stabilität der Uferbänke, vor allem durch Vegetation (SMITH 1976, 1986, HICKIN 1984, HARWOOD & BROWN 1993, MCCARTHY 1993). Außerdem die Morphologie sowie Größe der Inseln zwischen den Flussläufen (SAVAT 1975, BAKER 1978, SMITH & SMITH 1980, KNIGHTON & NANSON 1993, NANSON & KNIGHTON, MAKASKE 1998, 2001). Ein Beispiel für ein anastomosierendes Fließgewässer findet sich im Binnendelta des Ntem, wo sehr ausführliche Untersuchungen durchgeführt wurden.

5.3.2 Mäandrierende Fließgewässer

Im Gegensatz zu den sich eher häufiger, periodisch und chaotisch neuformierenden Fluss- und Auenformen des anastomosierenden Flusstyps, sind besonders Sedimentarchive sinuöser bis mäanderförmiger Fließgewässer für umweltgeschichtliche Untersuchungen interessant, da es in der Regel zu einer gleichmäßigen Verlagerung des Flusslaufes unter Seitenerosion und talwärtiger Wanderung kommt, bei der Mäanderbögen geformt und im Laufe der fortgeschrittenen Flusslaufentwicklung wieder aufgegeben werden (LANGBEIN & LEOPOLD 1966, HICKIN 1974, STOLUM 1998). Die Ausbildung und Verlagerung der Mäander ist dabei abhängig von Fließkraft, Gefälle, Sedimentfracht, Untergrund und der Stabilität der Uferbänke (z. B. erheblich stabiler bei Vegetationsbewuchs). Bei erhöhter und größerer Sedimentfracht und gesteigerter Abflussmenge und Fließkraft nehmen somit die Stabilität des Flusslaufes ab und die Tendenz zur Verzweigung zu (vgl. SCHUMM 1985). Besonders in tropischen und subtropischen Regionen sind mäandrierende Flusssysteme sehr stabil aufgrund der stark bewachsenen Uferbänke, selbst wenn Abflussmenge und -Kraft hoch sowie Sedimentfracht grob sind (vgl. BAKER 1978, MCCARTHY et al. 1991, 1992, STANISTREET et al 1993). Die Mäan-

derflüsse sind wie die sinuosen Flüsse unverzweigt und unterscheiden sich von ihnen durch eine Sinuosität > 1.5 (LEOPOLD et al. 1964, KNIGHTON 1998, EINSELE 2000). Bei den saisonalen Hochwässern tendieren die geschwungenen Flüsse in einem weiteren Entwicklungsschritt dazu, ihren Lauf zu begradigen, Mäanderschleifen abzuschneiden und somit auch deaktivierte Altarme (*palaeomeanders*) und Altwasserseen (*oxbow* bzw. *oxbow lakes*) zu generieren. Diese Prozesse werden zum einen durch flussinterne Oszillationen verursacht, die entweder eine Verlagerung der Mäanderschleifen induzieren bis diese die schmalen Mäanderhalse durchbrechen (*neck cut-offs*) oder generelle Laufverkürzungen (*chute cut-offs*) hervorrufen. Zum anderen können auch Avulsionen solche Verlagerungen initiieren (ALLEN 1965, CARSON 1984, MCCARTHY et al. 1992, SLINGERLAND & SMITH 1998). Die Altarme werden im Anschluss dieses Entwicklungsstadiums schließlich zunächst am Eingang durch Grobsedimente verplombt und anschließend bei periodischen Hochwässern wieder mit umweltgeschichtlich auswertbaren Feinsedimenten verfüllt, wobei u. U. Altarmseen entstehen können. Unabhängig davon werden entlang des gesamten Flusssystemes während der saisonalen Hochwässer laterale Hochflutsedimentpakete akkumuliert. Somit sind entlang sinuoser bis mäandrierender Flusssysteme teilweise weitgehend vergleichbare, umweltgeschichtlich nutzbare alluviale lithostratigraphische Einheiten unterscheidbar wie bei den anastomosierenden Fließgewässern. Mäandrierende bis sinuose Flusssystemabschnitte sind in Süd-Kamerun weit verbreitet und sind an allen untersuchten Flüssen vertreten.

5.3.3 Verzweigte (*braided*) Fließgewässer

Verzweigte Flusssysteme (*braided rivers*) sind in der Regel gekennzeichnet durch eine Sinuosität von 1.1-1.2 und mehreren, durch Uferbänke und Inseln getrennte Gerinnebetten (EINSELE 2000). Dabei sind häufig fließende Übergänge zum mäandrierenden System erkennbar (CARSON 1984, SCHUMM 1985, KNIGHTON & NANSON 1993). Sie bilden sich in Regionen mit hohem Gefälle, wo ebenso erhöhte Mengen an Schutt, Geröll, Kies, Schotter und Sand bereitgestellt werden und eine hohe Fließgeschwindigkeit und fluviale Dynamik herrscht (SCHUMM 1985, MIALI 1990, KNIGHTON 1998). Letzteres ist vor allem bedingt durch die wiederholte Aufteilung und Wiedervereinigung der einzelnen Gerinne und die damit verbundene Divergenz und Konfluenz des Gesamtabflusses. Avulsion, Bifurkation und Laufverkürzungen sind Prozesse, die auch in verzweigten Flusssystemen auftreten können (SCHUMM 1985, KNIGHTON 1998). Viele der Veränderungen in der Morphologie verzweigter Flusssysteme sind Ergebnis episodischer Fluktuationen der Transportrate und der Fracht. So führt eine Steigerung der Fracht zu verstärkter Aggradation und Erweiterung der Gerinnezahl und eine Verringerung zur verstärkten Degradation und Reduzierung der Gerinnezahl aufgrund von Koaleszenz (SCHUMM 1985, KNIGHTON 1998). Ein weiteres Charakteristikum verzweigter Flüsse ist das Vorhandensein einer gewissen Hierarchie der einzelnen Gerinne, was sich in dem zeit-

lich und räumlich variierenden Aktivitätsgrad der einzelnen Gerinne im gesamten System äußert (KINGTON 1998). Vor allem zur Regenzeit werden sonst inaktive Gerinne oft reaktiviert und umgestaltet. Die häufige Verlagerung von Gerinnebetten ist ein weiteres Merkmal, wobei allerdings eine gewisse Instabilität der Uferbänke (z. B. ohne/wenig Vegetationsbewuchs, geringe Kohäsion des Substrates) gegeben sein muss (u. a. HICKIN 1974, NANSON & CROKE 1992). In umweltgeschichtlicher Hinsicht sind insbesondere verlandete Gerinne innerhalb dieser Flusssystemtypen interessant, da ihre Sedimentarchive wertvolle Proxy-Daten enthalten können. Hinsichtlich umweltgeschichtlich interpretierbarer alluvialer lithostratigraphischer Einheiten ist das Spektrum bei verzweigten Flüssen ansonsten sehr begrenzt. Den Typus des verzweigten Flusssystems findet man in Süd-Kamerun vor allem entlang des Sanaga.

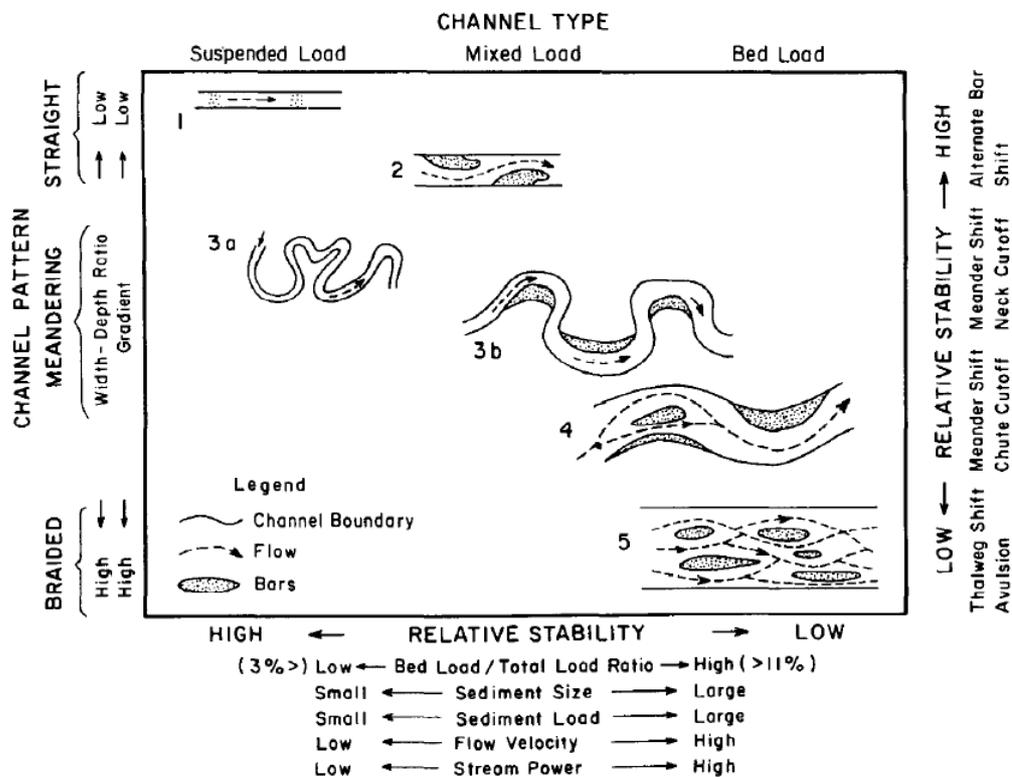


Abb. 22: Gerinnetyppklassifikation nach SCHUMM (1985, S. 10). Dargestellt sind die unterschiedlichen Muster in Abhängigkeit von Sedimentfracht, relativer Stabilität und weiterer Variablen.

5.4 Interpretierbare alluviale lithostratigraphische Einheiten

Für umweltgeschichtliche Untersuchungen von Bedeutung sind vor allem die periodisch genutzten Flussarme verflochtener Flüsse, die mit schwankender Wasserführung bei Hochwasser angelegt und genutzt und bei Niedrigwasser nicht durchflossen werden. Diese entstehen hauptsächlich durch Avulsion (ALLEN 1965, SLINGERLAND & SMITH 1998) und aufgrund allogener oder autogener Impulse, die Änderungen der Prozess- und Formungsmechanismen hervorrufen. Bei anthropogen oder natürlich bedingten Modifi-

kationen im fluvialen Regime oder Einzugsgebiet wird grundsätzlich auch das Transport-, Erosions-, und Sedimentationsverhalten des betroffenen Fließgewässers verändert. Somit werden in ehemaligen und rezent genutzten fluvialen und alluvialen Strukturen sedimentologische Informationen gespeichert, die zur Rekonstruktion der fluvialen Prozesse am jeweiligen Standort beitragen. Korngrößenverteilungen und stratigraphische Strukturen innerhalb der jeweils erhaltenen Strukturen (*form units*) lassen diesbezüglich weitreichende Rückschlüsse zu (ALLEN 1978, 1983, FRIEND 1983, KNIGHTON 1998).

Über den gesamten Entwicklungszeitraum eines fluvialen Systems bzw. alluvialen Sedimentarchivs kommt es somit zur Anlage einer alluvialen Architektur (ALLEN 1978, LEEDER 1978), bei der verschiedene lithostratigraphische Einheiten unterschieden werden können (FISK 1944, ALLEN 1964). Solche Charakterisierungen basieren vor allem auf Arbeiten im Mississippi- (z. B. FISK 1944, ASLAN & AUTIN 1998) und Rhein-Maas-Einzugsgebiet (z. B. TÖRNQVIST 1993, STOUTHAMER & BERENDSEN 2007), wurden jedoch ebenso an tropischen Flusssystemen durchgeführt (BAKER 1978, SMITH 1986, NANSON et al. 1993). Am meisten geeignet für die übersichtliche Darstellung der verschiedensten alluvialen lithostratigraphischen Einheiten bietet ein Querschnitt durch einen anastomosierenden Flussystemsabschnitt, da dieser als Misch- und Übergangsform die verschiedensten Einheiten kombiniert (vgl. NANSON & CROOKE 1992, MAKASKE 1998).

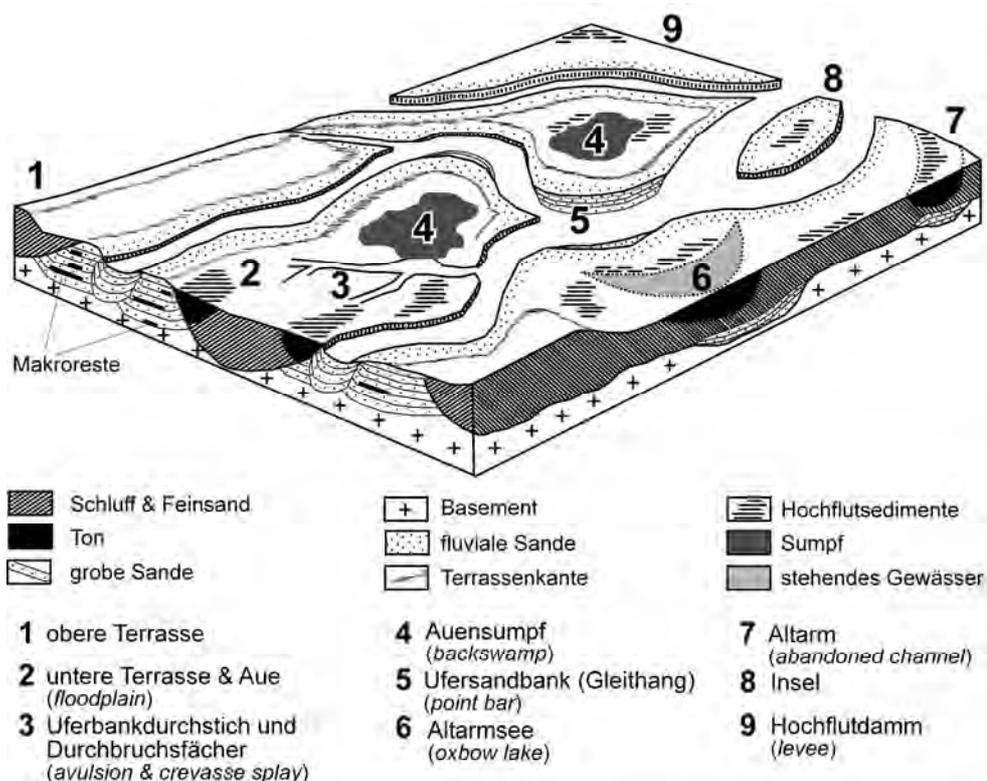


Abb. 23: Morphologie und alluviale Stratigraphie in anastomosierenden Flussabschnitten (verändert nach SMITH 1983, MIALL 1985 und EINSELE 2000).

Sehr häufig können innerhalb des *alluvial ridge* eine rezente **Unter- und Oberterrasse** (1 u. 2 in Abb. 23) identifiziert werden. Während die Unterterrasse das Flussniveau zur Trockenzeit markiert, deutet die Oberterrasse den Flusspegel innerhalb und nach der Regenzeit an, wenn maximale Abflussspitzen erreicht werden (*most effective discharge*, KNIGHTON 1998). Die Auen (*floodplains*) befinden sich jenseits dieser Terrassenniveaus, überwiegend als Senken zwischen der Unter- und Oberterrasse und werden saisonal geflutet. Gelegentlich können auch Hochflutauen ausgemacht werden, die sich an der Oberterrasse anschließen und während Hochfluten ebenso mit feinkörnigen Sedimenten beliefert werden. In den Auen lagern sich mit zunehmender Entfernung vom Flussbett zunehmend feinkörnigere, laminierte Sedimente an (zunächst Feinsande, dann tonige Schluffe und schluffige Tone; *overbank fines*).

Uferbankdurchstiche (*avulsions*; 3) finden in anastomosierenden Flusssystemen generell oft statt und sind assoziiert mit **Durchbruchsfächer** (*crevasse splays*; 3). In der Regel treten diese Prozesse in den Hochwasserzeiten der jeweiligen Einzugsgebiete auf. Als Grundvoraussetzungen zur Bildung einer Avulsion sollten die Uferbänke möglichst stabil (verdichtete Feinsedimente, vorzugsweise mit Vegetation bestanden) sein, so dass es zur vertikalen Aufschüttung (*vertical aggradation*) von Sedimenten innerhalb des Flussbettes kommt. Zusätzlich sollte die Sedimentationsrate möglichst hoch sein (30-100 cm/100 a schätzt EINSELE, 2000) und ein Abflussgeschehen/Fliessregime gegeben sein, in dem Hochwasserfluten periodisch und in hoher Magnitude auftreten (vgl. KNIGHTON & NANSON 1993). Ebenso ist wichtig ein möglichst geringes Gefälle in der Überflutungsebene und gegenüber den Uferdämmen. (Neo-)Tektonisch bedingte Verkippungen und Schrägstellungen können die Frequenz dieser Prozesse erhöhen (*“topographically triggered avulsion”* nach ALEXANDER & LEEDER, 1987). Jedoch kann ein (neo-)tektonisches Ereignis, je nach Intensität und Dauer, sowohl Voraussetzung als auch Auslöser der Laufverlagerung sein (JONES & SCHUMM 1999, S. 175). Zusätzlich bedarf es gewisser intrinsischer oder externer Auslöser für die Initiierung von Laufverlagerungen, wie z. B. Veränderung der Schleppkraft des Flusses, Versperrung der Flussläufe durch Treibfracht und Dünen (in ariden Gebieten) und tektonische Ereignisse. Angriffstellen in den Uferbänken, wo sich dann zunächst Durchbruchsfächer bilden können, werden schon vorgegeben (anthropogen beeinflusste, oder durch Tiere [Flusspferde, MCCARTHY et al. 1992] angelegte Trampelpfade), müssen allerdings nicht zu einer Laufverlagerung führen, sondern können auch wieder verfüllt werden (SMITH 1983, SLINGERLAND & SMITH 1998).

Die Durchbruchsfächer und Uferbankdurchstiche beliefern während der saisonalen Fluten die marginalen und tieferen Auenbereiche, wodurch sich sehr häufig **Auensümpfe** (*backswamps*), Moore (*marsh, peat*) und stehende Gewässer (*mires, lakes*) bilden (4). Hier werden palustrine bis lakustrine Sedimente akkumuliert, die sich durch sehr hohe

Gehalte an organischer Substanz (z. B. Mudde oder Torf) auszeichnen. Oft entstehen diese Strukturen auch in Altarmen oder alten, abgeschnittenen mäanderartigen Strukturen und werden nach der Deaktivierung durch den sich verlagernden Flussarm über periodische Überflutungen wieder verfüllt, nachdem eine Plombierung der beiden Enden vollzogen worden ist (Paläomäander).

Ufersandbänke (*point bars*; 5) sind bei mäandrierenden Flusssystemen die auffälligsten und markantesten fluvial-morphologischen Einheiten, da die Ablagerung der fluvialen Sedimente hauptsächlich hier stattfindet und sie dadurch den größten Teil des Formenschatzes fluvialer Strukturen ausmachen (MIALL 1985). Sie entstehen an der konvexen Innenseite eines Mäanders als Gleithang durch laterale Akkretion und laufen in Richtung Flusslauf aus. Am Prallhang wird, je nach Konsistenz und Vegetationsbedeckung, Material erodiert. *Point bars* werden auch als *lateral accretion complexes* bezeichnet, da die eigentlichen Ufersandbänke im Laufe der Zeit oft durch andere Strukturen (*chute channel* und *chute bars*, Hochwasserrillen und Hochwasserbarren; *scroll bars* und *ridges/swales*, Rippen und Mulden die eine wellige Topographie bei der seitlichen Flussverlagerung während der saisonalen Hochwässer erzeugen) überprägt werden (EINSELE 2000). In Ufersandbänken findet man Kornverfeinerungssequenzen (*fining-upward sequences*), da infolge des vertikalen Wachstums des Komplexes die Strömung abgeschwächt wird (LEOPOLD et al. 1964, ALLEN 1965). Die Ausprägung und Ausdehnung der *lateral accretion complexes* richtet sich nach der Größe des Flusssystemes. Das fortschreitende Wachstum solcher Komplexe kann zum Abschneiden von Mäanderbögen und zur Genese von Altwasserarmen und Altwasserseen führen.

Altarmseen (6) entstehen aus deaktivierten Flussarmen (*abandoned channel*) und **Altwasserarmen** (7), die wiederum aus Flusslaufverlegungen hervorgehen. Bei Durchbrüchen an Mäanderbögen, Damnbrüchen oder ähnlichen Flusslaufverkürzungen werden zuvor genutzte Gerinnebetten aufgegeben. Deren Enden (Zu- und Ablauf) werden dann zunächst durch sandig-schluffige Sedimente versandet bzw. verschlammt und sukzessiv verschlossen sowie vom aktiven Flusssystem abgeschnitten (MIALL 1985, EINSELE 2000). Über den Flussbettsedimenten lagern sich nun feinkörnige Hochflutsedimente ab, die während der saisonalen Hochwässer angeliefert werden. So entstehen quasi-lakustrine Sedimentationsbedingungen und die Formation geschichteter Schluffe und Tone. Ebenso können sich Mudde oder Torf bilden und mächtige Lagen organischer Makroreste ansammeln.

Generell lassen sich zwei Hauptursachen für die Genese von **Inseln** (8) innerhalb gerader, verzweigter und mäandrierender Flusssysteme unterscheiden. Zum einen können sich innerhalb gerader und verzweigter Flüsse, abhängig von den darin wirkenden Prozessen (Abfluss und Sedimenttransport), der Größe und Art des transportierten Sediments und des Untergrundes, longitudinale Sandbänke ausbilden, die sich sukzessive

mit Vegetation besiedeln, sich dadurch stabilisieren und zu Inseln entwickeln. Zum anderen können sich in verflochtenen Flüssen durch Avulsion und Durchbrüchen an Mäanderhälsen Flusslaufverlegungen ergeben, die mit Vegetation bestandene Sektionen der Aue isolieren und zu Inseln umwandeln (LEOPOLD et al. 1964, NANSON & KNIGHTON 1996, KNIGHTON 1998). Im Einzelnen können Inseln sehr gehäuft, vereinzelt oder auch nur in bestimmten Flussteilabschnitten auftreten.

Hochflut- und Uferdämme (*natural levees* oder *levees*; 9) sind in der Regel aus fluvialen Sanden und Schluffen aufgeschüttete, keilförmige Rücken, die als Flussufer die Flussläufe begrenzen. Die maximale Höhe solcher Uferdämme befindet sich am oder nahe dem Flusslauf, wodurch sie meistens steile, stabile und hohe Uferbänke bilden. Sie laufen auf der flussbettabgewandten Seite sanft in die Überflutungsebenen aus. Bei diesem Prozess werden grobkörnige Frachtpartikel in der Nähe des Flusslaufes und feinkörnige Partikel später, im Bereich der Überflutungsebene abgelagert und akkumuliert. Die Menge der abgelagerten Sedimente nimmt vom Flusslauf in Richtung Überflutungsebene rasch ab. Die maximale Höhe der Uferdämme kennzeichnet den Wasserstand bei Hochfluten und direkt am Flusslauf, besonders im Bereich von Mäanderbögen, gehen die Uferdammsedimente oft gleitend in die Sedimente der Ufersandbänke über, wobei die Uferdämme allerdings in der Regel aus feinkörnigeren Sedimenten aufgebaut sind. Lithostratigraphisch unterscheiden sich die oberen Sedimentationsbereiche der Uferdämme und der Ufersandbänke kaum. Sandige Lagen werden mit zunehmender Entfernung vom Flussbett von feinkörnigeren Sedimentlagen überlagert. Oft sind auch die sandigen und feinkörnigen Lagen in gleicher Stärke präsent, oder die feinkörnigen sogar mächtiger. Im Profillängsschnitt findet man meist sandige und feinkörnige Sedimentschichten in ständigem Wechsel. Da jedoch die Uferdämme das Ansiedeln von Ufervegetation begünstigen, findet man in ihnen höhere Anteile an organischer Substanz und Makroresten.

5.5 Anwendbarkeit des paläohydrologischen Ansatzes auf das Arbeitsgebiet

Die Vielzahl dieser alluvialen lithostratigraphischen Einheiten wurde entlang der süd-kamerunischen Untersuchungsgebiete (Flusssystemabschnitte) auf deren Bedeutung für umweltgeschichtliche Rekonstruktionen überprüft. Obwohl für die meisten Standorte keine ausführlichen dreidimensionalen sedimentstratigraphischen Untersuchungen (siehe 5.2 und 5.3) aufgrund des Fehlens von natürlichen Aufschlüssen durchgeführt werden konnten, erlaubt die eindimensionale Beprobung durchaus weitreichende und umfangreiche Rückschlüsse. Eine Adaption an das Konzept der fluvialen Architektur mit seiner zwei- bis dreidimensionalen Betrachtung der Sedimentarchive, wurde in Form einer möglichst dichten, mehrfachen Beprobung der einzelnen Standorte angestrebt. An vielen Standorten wurden daher kleinere Transekte (Catenen) angelegt, die umfassende-

re Einzelbefunde für mehrere Lokalitäten liefern und somit Annäherungen an die kleinräumigen Lagerungsverhältnisse der Sedimente unterstützen und in einem weiteren Schritt Hypothesen zur großräumigen Schichtung der Ablagerungen ermöglichen. Im Rahmen der Feldarbeiten (jeweils 1-3 Monate, Trockenzeiten 2004-2008) sind sehr detaillierte sequenzstratigraphische Geländeaufnahmen, wie sie beispielsweise HALL et al. (1985), THORP & THOMAS (1992), PREUSS (1986, 1986a, 1990), MAKASKE (1998) und LESPEZ et al. (2008) lieferten, an den unterschiedlichsten Standorten jedoch nicht entstanden. Die marginale, teilweise schlecht erschlossene Lage und die Größe der einzelnen potentiellen Arbeitsgebiete sowie der überwiegend dichte Bewuchs mit tropischem Regenwald erforderten eine überwiegend prospektive Erschließung der alluvialen Archive. Aus diesen Gründen musste ebenso auf die Verwendung bestimmter Arbeitsgeräte (z. B. Wacker-Hammer, Vermessungsgeräte etc.) verzichtet werden. Das vorrangige Ziel des Nachweises geeigneter alluvialer Sedimente, welches für diese Region eine Pionierarbeit darstellt, verlangte eine punktuelle Beprobung eines sehr weiträumigen Gebietes innerhalb der vorgegebenen Zeitphasen. Und obwohl die anfangs anvisierte Auffindung alluvialer Sedimentarchive, die das Zeitfenster des ersten Jahrtausend v. Chr. beinhalten (siehe Forschungsziele DFG-Forschergruppe 510, Kap. 1), den Fokus zunächst einschränkte, sind mit der verwendeten Methodik doch vielfältige Befunde und weitaus ältere Archive erschlossen worden. Da im Forschungskontext möglichst Standorte zu suchen waren, die sowohl von archäologischer und archäobotanischer als auch physiogeographischer Sicht von Interesse sind, beschränkte sich die Arbeit zunächst auf die Prospektion einzelner Flussabschnitte, die als hierfür besonders geeignet eingestuft wurden (Stillwasserbereiche). Da diese über detaillierte Fernerkundung mit SRTM-Daten, LANDSAT-TM, LANDSAT-ETM+ und später auch ASTER-Szenen ausfindig gemacht (geeignete Flussabschnitte sind besonders über die morphologische Gestalt der Flusssysteme und Höhendaten zu identifizieren, vgl. Kap. 2) werden konnten, ist für die untersuchten Teilabschnitte eine Beschreibung und Klassifizierung hinsichtlich der morphologischen Gestalt möglich (vgl. morphologischer und spezifischer Ansatz, Kap. 5.3).

In der vorliegenden Arbeit wurden hauptsächlich sinuose (schwach mäandrierende; Sinuosität < 1.5) bis mäandrierende (Sinuosität > 1.5), verflochtene und verzweigte Flusssystemabschnitte untersucht. Die Sinuosität der in Süd-Kamerun untersuchten Flusssystemabschnitte schwankt zwischen 1.04 und 1.4 und charakterisiert sie somit als überwiegend sinuose, sehr schwach mäandrierende Flussabschnittsformen. Sie neigen im Allgemeinen dazu sich zu verflechten, was vor allem durch die relativ hohen Gefällegradienten, den stark schwankenden Durchfluss (zwei Regen- und Trockenzeiten) und die erhöhte und gröbere Bettfracht bedingt ist. Einen wichtigen Stellenwert nimmt hierbei das anastomosierende System des Ntem-Flusses im Binnendelta ein, das viele dieser

Flussformen in einem System vereinigt (vgl. Kap. 7.3). Weitere schwach mäandrierende bis sinuose (Sinuosität zwischen 1.1-1.4) Flusssystemabschnitte wurden in den oberen Einzugsgebieten des Nyong und Sanaga (vgl. Kap. 7.1 und 7.2.1) sowie in den Einzugsgebieten des Boumba, Dja und Ngoko identifiziert (vgl. Kap. 7.4). Hier ist das Gefälle auf dem *Plateau Sud-Camerounais* sehr gering, was die Ausbildung schwach schwingender Flusssysteme begünstigt. In Regionen mit zunehmendem Gefälle zeigt vor allem der Sanaga an mehreren Abschnitten Übergänge zu verzweigten Fließmustern. Dies wird durch die Lage des Einzugsgebietes in einer tropischen (eine ausgeprägte Regen- und Trockenzeit) Klimazone protegiert, wodurch das Abflussregime des Fließgewässers durch zwei extrem konträre Phasen gekennzeichnet ist. In den südkamerunischen Untersuchungsgebieten beschränken sich die verzweigten Flusstypen auf sand-dominierte Wasserläufe. Vorherrschende Sedimentationsformen sind die laterale und vertikale Akkretion sandiger und sandig-schluffiger Ablagerungen. Vor allem am Sanaga, sind in vielen Flussabschnitten des Ober- und Mittellaufes Produkte dieser Sedimentationsform ausgebildet mit einer Häufung von sandigen Inseln, Sandbänken und Uferbänken. Während der Hochfluten zur Regenzeit werden Hochflutsedimente jenseits dieser Uferbänke abgelagert und sandige Akkumulationsformen zum Teil umgestaltet. In jüngster Zeit neigt der Sanaga verstärkt zur Aggradation und entlang des Sanaga sind überwiegend weniger verwendbare Sedimentarchive gefunden worden.

Nachdem markante Flussteilabschnitte in der Untersuchungsregion identifiziert worden waren, konnten diese anschließend im Rahmen intensiver Geländebegehungen meistens größtenteils als geeignete Sedimentarchive mit interpretierbaren Alluvionen bestätigt werden. Hierfür besonders aufschlussreiche alluviale lithostratigraphischen Einheiten und *form units* stellen Makroreste führende Sedimentlagen und "Paläooberflächen" (reliktische Sümpfe, fossile organische Horizonte, Mudden, Gyttja) dar, die besonders intensiv (Transekte) beprobt wurden. An solchen Standorten (z. B. Akonolinga, Bélabo, Meyos, Nyabessan) konnte sehr detailliertes Wissen über die Lagerungsverhältnisse der alluvialen Ablagerungen erarbeitet werden. Die Korrelation der Korngrößensequenzen und bodenchemischen Parametern aus diesen Bohrprofilen erlaubt weitreichende Hypothesen zur Dynamik und Genese der Abfluss- und Sedimentationsbedingungen an den jeweiligen Standorten. Die Sedimentarchive ermöglichen nicht nur paläohydrologische, sondern auch paläoökologische Rekonstruktionen, die durch weitere Daten (^{14}C -Datierungen, $\delta^{13}\text{C}$ -Werte) aus zahlreichen Paläooberflächen gestützt werden. Annähernde Rückschlüsse auf die Klima, Abfluss- und Vegetationsveränderungen können abgeleitet werden, die Erkenntnisse aus zusätzlichen sedimentologischen und geomorphologischen Arbeiten ergänzen. Das synthetische Endergebnis basiert auf eine Summierung möglichst vieler, detaillierter alluvialer Einzelbefunde ausgewählter Sedimentarchive mehrerer Flusssystemabschnitte in Südkamerun. Die Erkenntnisse aus den unterschied-

lichen Untersuchungsgebieten (Flussteilabschnitten) werden im Kontext paläoökologischer und paläohydrologischer Entwicklungen in Kapiteln 8 und 9 diskutiert. Dort wird eine Klassifikation des südkamerunischen alluvialen Formenschatzes vorgenommen, bei der identische, überregional auftretende lithostratigraphische Einheiten definiert werden können. In einem weiteren Schritt werden die regionalen Befunde miteinander korreliert und auf dessen Aussagewert hinsichtlich genereller raum-zeitlicher umweltgeschichtlicher Trends und Entwicklungen im Untersuchungsgebiet erörtert. Diese können unter Einbindung weiterer äquatorialafrikanischer Sedimentarchive anschließend in einer synthetischen Korrelation zur weiteren Entschlüsselung (allgemeingültiger) tropischer fluvial-morphologischer und paläohydrologischer Gegebenheiten und Forschungsansätze beitragen (vgl. Kap. 1 und 2).

6. Untersuchungsgebiete in Süd-Kamerun

6.1 Auswahl der Untersuchungsgebiete

Nach einer ersten Geländeprospektion (2004) wurden in der ersten Projektphase (2004-2006) zunächst die Unterläufe der in den Golf von Guinea drainierenden Flusssysteme Ntem, Nyong und Sanaga erkundet. In der zweiten Projektphase (2007-2009) die Oberläufe des Nyong und Sanaga (2007) und schließlich die in das Kongo-Becken drainierende Flüsse Boumba, Dja und Ngoko (2008). Die Ergebnisse der ersten Projektphase konnten aber zum einen die formulierten Hypothesen nur teilweise bestätigen, zum anderen wurden weitaus ältere Proxy-Daten gewonnen als anfangs vermutet. Daher erfolgte in der zweiten Projektphase eine zeitliche sowie räumliche Ausdehnung des umweltgeschichtlichen Forschungsansatzes. Es wurden in der Folge küstenferne (Einzugsgebiete des Boumba, Dja und Ngoko an der Süd-Ost-Abdachung des *Plateau Sud-Camerounais*) und im Übergangsbereich der Regenwald-Savannen-Grenze (Oberläufe Nyong und Sanaga) gelegene Regionen prospektiert und untersucht, um ggf. Korrelationen zum Küstenvorland herstellen und zusätzliche, weiträumigere Befunde erarbeiten zu können.

Es folgt eine Einführung in die geologischen und geomorphologischen Charakteristika der einzelnen Hauptuntersuchungsgebiete (Ntem, Nyong und Sanaga), die für die Einzugsgebiete des Boumba, Dja und Ngoko gekürzt zusammengefasst ist, da hier nur an sehr wenigen Standorten gearbeitet wurde. Die physiogeographischen Gegebenheiten entstammen Arbeiten von u. a. SEGALIN (1967), LETOUZEY (1968), BESSOLES & TROMPETTE 1980, SUMMERFIELD 1985, KUETE (1990), VILLIERS (1995), TCHOUTO MBATCHOU (2004) und NGAKO (2006). Hydrologische Daten stammen aus Erhebungen von OLIVRY (1986). Klimatologische Daten vom IRGM-CRH bildeten die Basis für zahlreiche Klimadiagramme (siehe Anhang).

6.2 Geologische und geomorphologische Charakteristika

Als Teil des präkambrischen Kontinents Gondwana, der im Zuge der panafrikanischen Orogenese (*Pan-African*, ~1.000-600 Ma) entstand, erfuhr der zentralafrikanische Bereich eine komplexe und dynamische geologische Entwicklung, vor allem seit dessen Zerfall. Die Kollision mehrerer Kratone (Westafrika-, Ostsahara-, São Francisco- und Kongo-Kraton) führte hier u. a. zur Bildung von Überschiebungsfronten und -decken im Kontaktbereich des Kongo-Kratons. Zudem bildeten sich der zentralafrikanische mobile Gürtel und mehrere hauptsächlich NE-SW ausgerichtete Scherzonen (BESSOLES & TROMPETTE 1980, SUMMERFIELD 1985, NGAKO et al. 2003, TOTEU et al. 2004).

Im Untersuchungsraum sind vor allem die das archaische Basement des Kongo-Kratons (*Unité du Ntem*, NGAKO 2006) überdeckende Überschiebungsdecken der Nyong-Serie

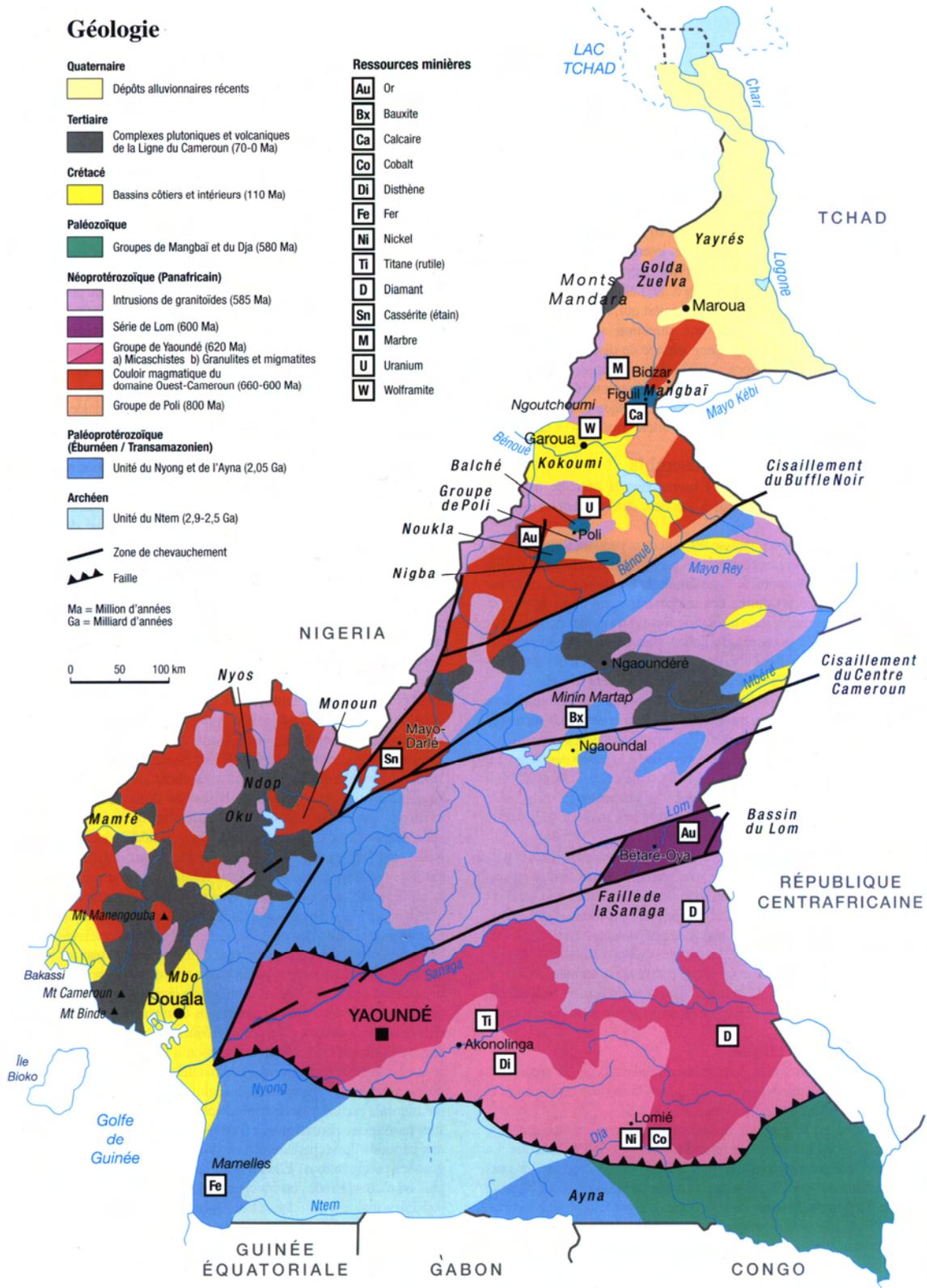


Abb. 24: Geologische Übersichtskarte (NGAKO 2006, S. 61).

und der *Nappe de Yaoundé* (Yaoundé-Serie), hauptsächlich aus metamorphisierten Gneisen aufgebaut, von Bedeutung. Dabei stellen die Kontaktzonen zwischen der Überschiebungsdecke der *Nappe de Yaoundé* und Nyong-Serie zum Kongo-Kraton sehr in-

stabile Zonen dar (KANKEU & RUNGE 2008). Wichtigste im Rahmen der panafrikanischen Orogenese entstandene Scherzonen stellen die Zentralkamerunische (*Central Cameroon Shear Zone*), Südwestkamerunische (*Southwest Cameroon Shear Zone*) und die Sanaga-Scherzone (*Sanaga Shear Zone*) dar. Die Sanaga-Scherzone (auch *Faille de la Sanaga* oder *Sanaga fault* genannt), ist ein südwärtiger Versatz der *Central Cameroon Shear Zone*, die sich in WSW-ENE Ausrichtung durch Zentralkamerun zieht und entlang derer auch rezente neotektonische Bewegungen nachgewiesen sind (NGAKO 2006, TOTEU et al. 2004).

Durch die Öffnung des Süd-Atlantiks (~95 Ma) und der damit verbundenen Remobilisierung panafrikanischer Strukturen haben sich in der Mehrzahl weitere E-W und NE-SW ausgerichtete geologische Strukturen ausgebildet (BESSELES & TROMPETTE 1980, NGAKO 2006). Diese bedingen eine teilweise sehr strukturell ausgeprägten Verlauf der Flüsse Nyong und Sanaga. Im Tertiär folgten weitere Impulse, welche im Zusammenhang mit dem Plutonismus und Vulkanismus der CVL (~70 Ma) einher gingen (NGAKO et al. 2003, TOTEU 2004).

Das Binnendelta des Ntem erfuhr eine geologische Genese, die sich vor allem durch eine neotektonische Remobilisation primär in E-W-Ausrichtung orientierter archaischer Strukturen in Form eines Staffelbruches äußerte (EISENBERG 2008, 2009). Eine Übersicht liefert die geologische Karte von NGAKO (2006). SEGALIN (1967) unterscheidet auf der Basis zeitlicher Korrelation mehrerer Abtragungsprodukte verschiedene Rumpfflächenniveaus für den Süden Kameruns, die sich im Zuge sukzessiver Hebungs- und Abtragsphasen (Pediplanation) bildeten. Die Basis bilden dabei datierte, kretazische Sedimente und Effusivgesteine des Adamaoua-Plateaus und Mandara-Gebirges. Reste dieser Stufen (1000-1200 und 1300-1400 m ü. M.) ordnet er einer als *Surface Gondwanienne* (*Surface Supérieure*) bezeichneten Rumpffläche zu, welche vor der Kreide und dem Zerfall Gondwanas entstand. Die nächst tiefere Einheit bildet die kretazische *Surface Post-Gondwanienne*. Auf Höhen zwischen 600-800 m. ü. M. folgt die Rumpffläche des Inneren Plateaus (*Surface Intérieure*) oder auch *Plateau Sud-Camerounais*, das von SEGALIN auch als *Surface Africain I* bezeichnet wird und in das Eozän gestellt wird. Das Küstentiefland (*Surface Côtière*) bildete sich während des Neogens wird auch als *Surface Africain II* umschrieben. Als letzte Einheit werden schließlich die aus quartären Ablagerungen aufgebauten Deltaschüttungen mehrerer Mündungsbereiche an der Atlantischen Küste genannt. Zwischen den einzelnen Rumpfflächen haben sich teilweise markante Rumpfstufen ausgebildet. Eine davon, zwischen Küstenvorland (*Surface Côtière*) und Hinterland (*Surface Intérieure*), manifestiert den Mittellauf der meisten untersuchten Flüsse und ist durch eine Folge von Stromschnellen und Wasserfällen charakterisiert. Vertiefende geomorphologische Studien wurden in den 1970er bis 80er Jahren im Rahmen der Projekte "*Tropical African Geomorphology Research Project*" sowie später

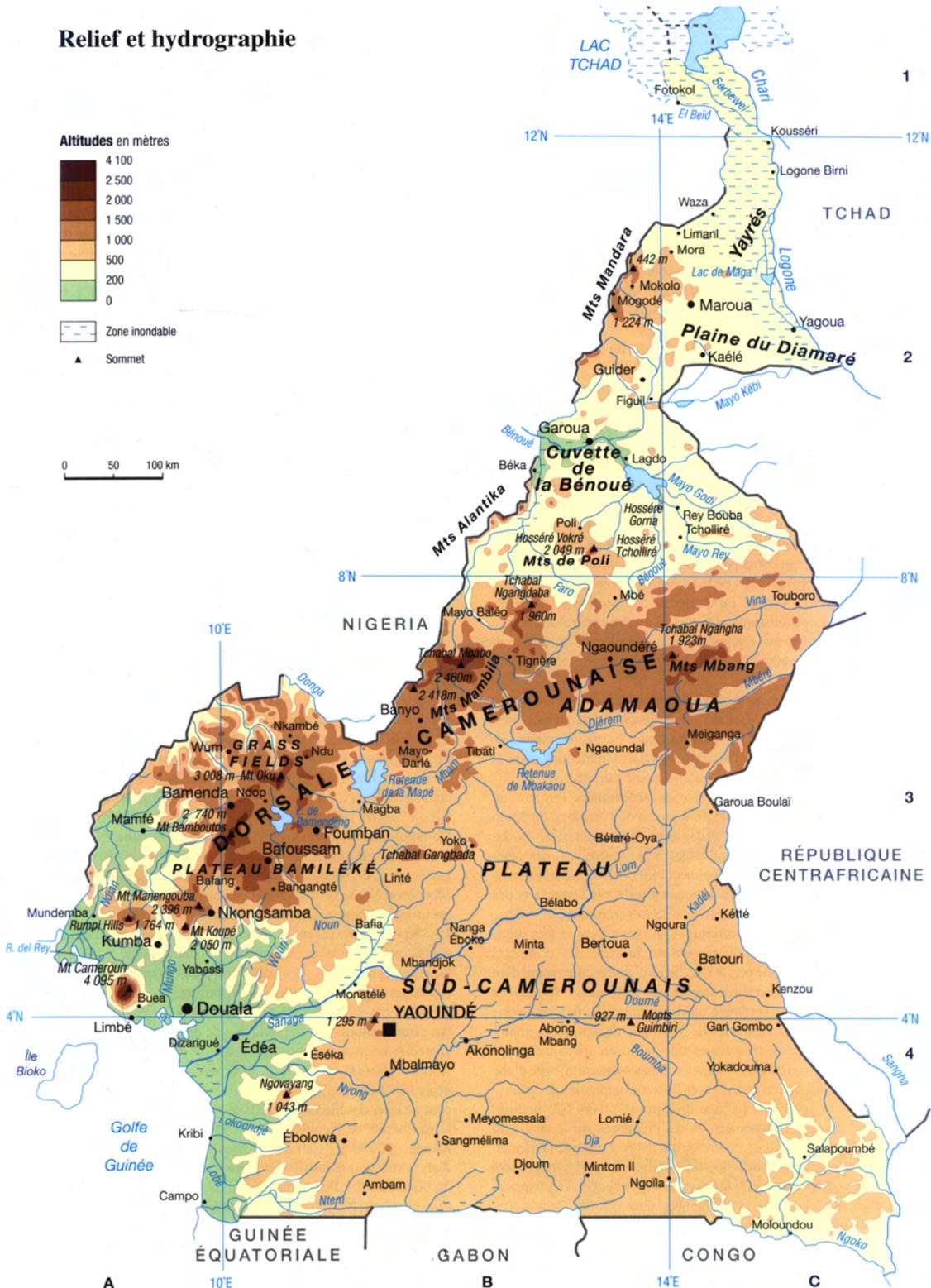


Abb. 25 : Relief und Hydrographie Kameruns (TCHAWA 2006, S. 59).

durch das "Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Palaeoenvironmental Research Project (TAGELAQP)" durchgeführt (KADOMURA 1977, 1989, 2000). Die Präsenz von *stone-lines* und *hillwash*, sowie umgelagerte Sedimentschichten mit archäologischen Befunden belegen teilweise erhebliche klimagesteuerte Verlagerungs-

prozesse. Im Rahmen des TAGELAQP entstand auch eine detaillierte regionale Arbeit von KUETE (1990). Die geomorphologische Karte von TCHAWA (2006) zeigt das Relief und die Hydrographie Kameruns. Die unterschiedlichen Höhenstufen verdeutlichen in hoher Annäherung die von SEGALÉN (1967) definierten Flächenniveaus (siehe Abb. 25).

6.3 Physiogeographische Gegebenheiten der Flusseinzugsgebiete

Der Sanaga ist mit einem Einzugsgebiet von etwa 133.000 km² der größte und bedeutendste Fluss Kameruns. Ntem und Nyong sind bezüglich ihres Einzugsgebietes (31.000 bzw. 27.800 km²) deutlich kleiner, sie weisen jedoch sehr viele Ähnlichkeiten mit dem Sanaga auf. Boumba (Einzugsgebiet: 27.400 km²) und Dja (38.600 km²) dränieren über den Südosten des *Plateau Sud-Camerounais* zunächst bei Moloundou in den Ngoko (76.000 km²), welcher wiederum bei Ouessou (Republik Kongo) in den Sangha mündet. Der wiederum ist ein nördlicher Tributär des Kongo. Alle Flüsse haben ein ähnlich flaches Flusslängsprofil (siehe Abb. S. 275 ff.) und dränieren über die Rumpffläche des *Plateau Sud-Camerounais* und dazugehörige Rumpfstufe in die *Surface Côtière*, sowie einem vergleichbaren Flächenniveau im SE, in den Golf von Guinea bzw. das Kongo-becken. Dies lässt eine annähernd vergleichbare Landschafts-genese innerhalb der jeweiligen Einzugsgebiete und Regionen vermuten. Die bisherige landschaftskundliche Beschreibung der Regionen ist sehr rudimentär und unvollständig und Quellen sind nur wenige verfügbar (z. B. SEGALÉN 1967, KUETE 1990). Die sehr lückenhaften und unvollständigen klimatischen und hydrologischen Daten Kameruns sind durch besonders durch OLIVRY (1986) und SUCHÉL (1987) erhoben und analysiert worden. Klimadaten sind nur für einzelne Stationen vorhanden und decken etwa den Zeitraum von 1930-1990 ab und hydrologische Daten reichen von etwa 1944 bis 1992.

6.3.1 Einzugsgebiet des Sanaga

6.3.1.1 Lage und physiogeographische Charakteristika

Der Sanaga hat eine Länge von 976 km (zuzüglich der beiden Quellflüsse Djérem und Lom) und bedeckt mit seinem Einzugsgebiet nahezu 25 % der kamerunischen Landfläche zwischen 3°32' und 7°22'N sowie 9°45' und 14°57'E. Im E (östlich von Garoua-Boulai: 5°53'N, 14°33'E; 1028 m. ü. M.) befinden sich 200 km² des Einzugsgebietes in der Zentralafrikanischen Republik. Der Sanaga wird durch zwei Quellflüsse gespeist, den Djérem und den Lom (siehe Stationen S. 277), die jeweils auf Höhe der *Surface de Meiganga (Surface Post-Gondwanienne)* entspringen. Diese Rumpffläche ist durch zahlreiche Flächenreste mit teilweise verkrusteten ferralitischen Böden und hohem Pisolith-Anteil (Eisenkonkretionen) gekennzeichnet. Sie ist im N und W durch die *Surface Supérieure* und im S und E durch die *Surface Intérieure* begrenzt. Die höchste Erhebung bildet der *Mont Oku* (3008 m ü. M.) in der Vulkankette der *Ligne du Cameroun* (CVL). Begrenzt ist das Einzugsgebiet durch zwei geologisch-geomorphologische

Landschaftstypen, die gemeinsam die *Dorsale Camerounaise* bilden: im W durch die Effusivgesteine der CVL und im N-NE durch das Adamaoua-Plateau (1000-1200 m ü. M.). Südlich des Sanaga befindet sich die Übergangszone/Grenze zum Kongo-Kraton, aufgebaut aus präkambrischen Metamorphiten und Intrusiva. Der Fluss folgt der Sanaga-Scherzone (*Faille de la Sanaga/Sanaga fault*), die sich während der panafrikanischen Orogenese im Präkambrium bildete (NGAKO 2006, TOTEU et al. 2004) und entlang derer auch rezente neotektonische Bewegungen nachgewiesen sind. Sie ist ein südwardigen Versatz der *Central Cameroon Shear Zone* (CCSZ), einer tektonischen Scherzone, die sich in WSW-ENE Ausrichtung durch Zentralkamerun zieht (NGAKO et al. 2003). Auf der Südflanke des Adamaoua-Plateaus, nahe der Stadt Ngaoundéré (7°19'N, 13°34'E, 1212 m ü. M.) befindet sich die Quelle des Djérem auf 1150 m ü. M. Er mündet bei Tibati (6°27'N, 12°37'E, 874 m ü. M.) in den *Lac Mbakaou* und fließt schließlich in süd-südöstliche Richtung weiter, bis er sich bei Goyoum (5°12'N, 13°22'E, 640 m ü. M.) mit dem östlichen, zweiten Quellfluss, dem Lom, zum Sanaga vereinigt. Der Lom entspringt an der südöstlichen Flanke des Adamaoua-Plateaus, östlich von Meiganga (6°31' N, 14°17' E, 1027 m ü. M.) auf etwa 1200 m ü. M. und fließt dann stark mäandrierend in süd-südwestliche Richtung. Die Vegetation des Adamaoua-Plateaus und der CVL (*Mont Mbouda* und *Oku*, sowie Bamiléké-Plateau) ist geprägt durch subalpine Prärie (*prairie afro-alpine*), Strauch-, Baum- und Dornbuschsavannen sowie Graslandschaften (*Grassfields*, Kameruner Grasland). ACHOUNDONG (2006) beschreibt die Vegetation im äußersten N des Einzugsgebietes auf Höhen zwischen 800 und 1200 m (Oberläufe von Djérem, Lom und Mbam) als sudanesisch-guineische Höhengsavanne (*“savane soudano-guinéenne d'altitude”*) mit den typischen Arten *Daniellia oliveri*, *Lophira lanceolata* und flächenhaften Teppichen bestehend aus *Panicum phragmitoides* und mehreren *Andropogon*-Arten. Die Region um den *Mont Oku* und dem Bamiléké-Plateau wird intensiv landwirtschaftlich genutzt (*“paysage agricole domestiqué”*) und folglich dominieren hier neben Weiden mit Gramineae und Stoloniferen domestizierte Arten wie Eukalyptus, Zypresse, Kaffee und verschiedene Früchte. Die Mittel- und Unterläufe der Sanaga-Nebenflüsse liegen ebenso wie diese Zone im guineisch-sudanischen Regenwald-Savannen-Übergangsbereich (*“savanes périforestières”*) mit Galeriewaldmosaiken zwischen etwa 4° und 5°N (Savannen aus *Pennisetum purpureum*, *Imperata* und *Hyparrhenia*, sowie Wäldern mit den guineischen Baumarten *Terminalia glaucescens*, *Albizia adianthiifolia*, *Albizia glaberrima* und *Albizia zygia*, ACHOUNDONG 2006). Nach S, etwa entlang des Laufes des Sanaga schließt sich die rezente Regenwald-Savannen-Grenze an (von Bélabo bis Monatélé etwa entlang des N-Ufers des Sanaga), die in den kongolesisch-guineischen halbimmergrünen tropischen Regenwald übergeht. Hier dominieren vor allem *Sterculiaceae* und *Ulmaceae*. Ab einer Höhe von 628 m ü. M. fließen beide Quellflüsse auf der *Surface Intérieure* als Sanaga bis Bélabo (4°55'N, 13°17'E; 623 m ü. M.) in südliche und danach in west-

südwestliche Richtung. Südlich des Sanaga breitet sich der primäre und sekundäre tropische Regenwald nach S hin bis weit in das Einzugsgebiet des Nyong aus. Das Rumpflächenniveau der *Surface Intérieure* erstreckt sich weit in den S nach Gabun und gen E in die Zentralafrikanische Republik hinein. Sie ist im N durch die *Surface Gondwanienne* begrenzt und im W durch die Alluvialebenen des Küstentieflandes (Spät-Tertiär/Quartär). Der Übergang zwischen den beiden Landschaftseinheiten *Surface Intérieure* und Küstentiefland befindet sich etwa auf der Höhe der *Chutes de Nachtigal* (4°21'N, 11°38'E, 465 m ü. M.), 50 km N von Yaoundé. Hier ändert sich auch die Physiognomie des Flusssystem. Nachdem der Sanaga, und vor allem der Quellfluss Lom, im Oberlauf einen eher mäandrierenden Charakter zeigt, fließt er ab hier mehr geradlinig und neigt dazu, sich zu verzweigen, besonders auf der Teilstrecke zwischen den *Chutes de Nachtigal* und Edéa. Nahe Batchenga liegt auch der Übergang zwischen den deutlich roten ferralitischen Böden der *Surface Intérieure* und den gelblichen der tiefer liegenden Landschaft. Die Böden sind hydromorph im Sanaga- und Wouri-Delta kurz vor der Mündung in den Atlantik (SEGALEN 1967, OLIVRY 1986), wo der Sanaga erneut seinen fluvialen Charakter ändert. Hier, vor allem im Wouri-Delta, finden sich weiträumige Mangroveebenen als primäre Vegetationsbedeckung (*Rhizophora racemosa* und *Avicennia germinans*, meistens vergesellschaftet mit Mangroven/Nipapalmen [*Nyssa fruticans*], Schraubenbaum [*Pandanus candelabrum*] und *Pandanus satabei*; LETOUZEY 1968, ACHOUNDONG 2006). Mangrovenbiotope treten an den Ästuaren der Flüsse Nyong, Ntem und Sanaga in verschiedenster Ausprägung auf (nach N zunehmend). Die Mangrovenbiotope gehen über in den atlantischen Küstenregenwald (*“forêt atlantique littorale”*) mit den typischen Baumarten *Lophira alata* und *Saccoglottis gabonensis* und in der Unterschicht *Coula edolis* (ACHOUNDONG 2006). An diesen schließt sich von etwa der Höhe Edéa nach E hin der immerfeuchte tropische Regenwald vom Typ Biafra (*“forêt atlantique biafréenne”*) bis etwa Monatélé an. Dieser Typ findet sich auch an den Unterläufen von Nyong und Ntem. Er ist vor allem gekennzeichnet durch Caesalpiniaceae (hauptsächlich *Calpocalyx heitzii* und *Saccoglottis gabonensis*) und größere (35-50 m) Baumarten wie *Anthonotha glaucescens*, *Aphanocalyx margininervatus*, *Brachystegia cynometroides*, *Desbordesia glaucescens*, *Erythrophleum ivorensis*, *Lovoa trichilioides* und *Pterocarpus soyauxii*. In der Mittelschicht (20-35 m) finden sich die Arten *Calpocalyx dinklagei*, *Dialium pachyphyllum*, *Dichostemma glaucescens*, *Diogoa zenkeri*, *Greenwayodendron suaveolens*, *Santiria trimera*, *Strombosia grandifolia* und *Tetraberlinia bifoliolata*. In der Unterschicht (bis etwa 10 m) kommen vor allem *Diospyros preussii*, *Jollydora duparquetiana*, *Lasianthera africana*, *Massularia acuminata*, *Podococcus barteri*, *Asystasia macrophylla* und mehrere Spezies von *Cola*, *Crotonogyne*, *Diospyros*, *Drypetes*, *Psychotria*, *Rinorea* und *Scaphopetalum* vor. Als Lianenformen sind u. a. *Agelaea pentagyna*, *Neuropeltis incompta* und viele Arten der Spezies *Combretum*, *Dichapetalum*, *Millettia*, *Salacia* und *Strychnos* beheimatet. Schließlich

kommen in der untersten Krautschicht die Arten *Costus englerianus*, *Marantochloa monophylla*, *Microcalamus barbinoides*, *Palisota barteri*, *Puella schumanniana* und *Stylochaeton zenkeri* am meisten vor (TCHOUTO MBATCHOU 2004).

Bedeutendster Tributär des Sanaga ist der Mbam, der seine Quelle auf 1850 m ü. M. bei Mayo Mbamti hat und nördlich von Monatélé nach einer Fliesslänge von 494 km in den Sanaga mündet (4°23'N, 11°16'E).

Das Flussgefälle des Sanaga beträgt in Durchschnitt 1.18 ‰. Die Gefällskurve und das Flusslängsprofil (s. Anhang S. 275) zeigen, dass der Fluss zahlreiche Geländestufen, wie z. B. die *Chutes de Nachtigal* und die *Chutes d'Edéa* (große Wasserkraftanlage) aufweist, an denen er Stromschnellen ausgebildet hat und über die er sukzessive die unterschiedlichen Rumpfflächenniveaus überwindet. Flussabwärts von Edéa ist der Sanaga über 67 km ohne weitere Stromschnellen schiffbar, bevor er in den Golf von Guinea mündet (3°33'N, 9°38'E; OLIVRY 1986:261 ff., SEGALIN 1967).

6.3.1.2 Klimatische und hydrologische Verhältnisse

Der Sanaga quert etwa von E nach W die Grenze zwischen Regenwald und Savanne, die nahezu parallel zum Übergang vom semi-humiden zum humiden tropischen Klima verläuft. RODIER (1964) und OLIVRY (1986) bezeichnen diese Region als Übergangsbereich zwischen tropischem und äquatorialem Klima (vgl. Kap. 3.1.2). Im Quellgebiet (Ngaoundéré) und Oberlauf des Djérem (Tibati) und Lom (Meiganga) gibt es nur eine ausgeprägte Regen- und Trockenzeit. Am Zusammenfluss von Djérem und Lom (Goyoum) sowie im Mittel- (Nanga Eboko, Nachtigal, Bafia und Monatélé) und Unterlauf (Edéa) des Sanaga sind zwei Maxima der Niederschläge im Mai/Juni und September/Oktober im Klimadiagramm zu erkennen (s. Anhang S. 277-279). Der Niederschlagsrückgang in den Zwischenmonaten fällt im Dezember und Januar deutlicher aus, als von Juni-August. Da die Niederschläge mit dem Monsun auftreten, sind diese abhängig von dessen Ausprägung, Dauer und Intensität. Während der langen Trockenzeit (Nov./Dez. – März) ist der Einfluss des Harmattan prägend. Der NE-Passat trägt in dieser Zeit heiße Sahara-Luftmassen und daran gekoppelte äolische Sedimente in das Einzugsgebiet. Nach Erhebungen von OLIVRY (1986) fallen bei Ngaoundéré 1658 mm und bei Tibati 1720 mm, bei Meiganga 1763 mm und bei Bétaré Oya 1584 mm Niederschlag im Jahresdurchschnitt. Bei Goyoum sind es 1674 mm (Bertoua) und im Mittellauf des Sanaga 1640 mm bei Nanga Eboko, 1363 mm bei Nachtigal und 1493 mm bei Bafia. Im Einzugsgebiet des Mbam bei Mantoum sind es etwa 1897 mm jährlich und im Unterlauf des Sanaga fallen in Küstennähe bei Edéa 2628 mm. Grundsätzlich unterliegen die Niederschläge einer hohen Variabilität für den Beobachtungszeitraum.

Dem entsprechend schwanken auch die Abflusswerte an den jeweiligen Messstationen. Abflussspitzen treten etwas zeitverzögert zu den jeweils niederschlagsreichsten Zeiten

(August-Oktober) auf. Die Darstellung im Anhang auf der Seite 275 (B) zeigt die hohe Variabilität der kumulierten jährlichen Abflusswerte an der Station Edéa, wo der Sanaga bereits mit seinen wichtigsten Tributären zusammengefließen ist. Hier erreicht der jährliche Abfluss durchschnittliche Spitzenwerte zwischen 30.000 und 35.000 m³/s in feuchten Jahren. An der Station Mbakaou (Einzugsgebiet des Zuflusses Djérem: 20.200 km²), südlich des Lac Mbakaou, wurde zwischen 1959 und 1980 ein durchschnittlicher jährlicher Abfluss (Q_{ma}) von 4654 m³/s registriert. Bei Bétaré Oya, im Einzugsgebiet des Lom (11.100 km²), waren es zwischen 1951 und 1981 2081 m³/s. An der Messstation Goyoum betrug Q_{ma} zwischen 1961 und 1970 10.141 m³/s. Am Mittellauf des Sanaga betragen die durchschnittlichen, jährlichen Abflusswerte bei Nanga Eboko (Einzugsgebiet: ~65.100 km²) 12.300 m³/s (1949-1970) und bei Nachtigal (Einzugsgebiet: ~65.100 km²) 12.907 m³/s. An der Fähre bei Goura (Unterlauf des Mbam, mit einem Einzugsgebiet von 42.300 km²) wurde zwischen 1951 und 1980 ein Q_{ma} von 8468 m³/s gemessen. Nach der Vereinigung von Mbam und Sanaga nördöstlich von Monatélé ergeben sich so kumulierte jährliche Abflusswerte für den Unterlauf des Sanaga von 23.676 m³/s (Messstation Edéa, Einzugsgebiet 131.500 km²; 1943-1980). In einem besonders feuchten Jahr (1969-70) lag der Abfluss 73 % über dem Durchschnitt bei 32.014 m³/s und in einem besonders trockenen Jahr (1972-73) bei 17.251 m³/s (37 % unter Durchschnitt; siehe Anhang S. 275 [C]). Innerhalb der einzelnen Monate können die Niederschlags- bzw. Abflusswerte erheblich über (bis 250 %) oder unter (bis 70 %) dem Durchschnitt liegen, besonders während der Trockenzeit. Die hohe Variabilität der Niederschläge verdeutlicht auch die Darstellung auf S. 276, wo die durchschnittlichen, jährlichen Abflusswerte an den Stationen Edéa und Nachtigal für die Jahre 1945-1980 aufgeführt sind.

6.3.2 Einzugsgebiet des Nyong

6.3.2.1 Lage und physiographische Charakteristika

Das Einzugsgebiet des Nyong erstreckt sich etwa zwischen 2°48' und 4°32'N sowie zwischen 9°54' und 13°30'E und umfasst eine Fläche von 27.800 km² (OLIVRY 1986). Der perennierende Nyong, mit etwa 400 km Länge flächenmäßig zweitgrößter Fluss Kameruns nach dem Sanaga, entwässert das präkambrische *Plateau Sud-Camerounais*, auf Höhen zwischen 600-760 m. Er entspringt auf 690 m ü. M. am östlichsten Ende des Einzugsgebiets (13°30'E, bei Djouyaya) auf der *Surface Intérieure*. Dieses Plateau bildet die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Nyong und des Dja sowie des Sangha, die in das Kongobecken drainieren. Im Einzugsgebiet des Nyong liegen von E nach W die größeren Städte Abong-Mbang, Ayos, Akonolinga, Yaoundé, Mbalmayo, Eséka und Dehane. Er entwässert von ENE nach WSW und mündet westlich von Dehane in den Golf von Guinea (s. a. 200fach überhöhtes Höhenlängsprofil im Anhang auf S. 280 [A]).

Die geologischen Formationen des *Plateau Sud-Camerounais* reichen hier vom Unteren (Kongo-Kraton) bis in das Obere Präkambrium. Auf diesen Formationen ist die Ferralitierung der dominierende Bodenbildungsprozess. Hohe Niederschläge sowie Temperaturen führten daher zur Ausbildung roter ferralitischer Böden. In den Tälern finden sich überwiegend quartäre Alluvionen und hydromorphe Böden. Das Einzugsgebiet des Nyong ist größtenteils (Mittel- und Unterlauf) mit tropischem Regenwald bestanden und lässt sich in drei morphologische Einheiten unterteilen. Einen mäandrierenden Oberlauf mit schwach gewellten Ebenen und niedrigem Gefälle (zwischen 0.05 [Akonolinga, 3°47'N, 12°15'E; 643 m ü. M., bis Ayos, 3°53'N, 12°31'E; 654 m ü. M.] und 0.15 ‰ [Ayos bis Abong Mbang, 3°59'N, 13°10'E; 657 m ü. M.]; OLIVRY 1986). Zudem weite Talauen mit Sumpf- und Überschwemmungsbereichen zwischen Abong Mbang und Mbalmayo (3°31'N, 11°30'E; 634 m ü. M., südlich von Yaoundé: 3°50'N, 11°31'E; 760 m ü. M.), einen mehr geradlinigen Unterlauf mit steilem Gefälle, Stromschnellen und Wasserfällen bis Dehane (3°34'N, 10°07'E; 15 m ü. M.) sowie einen anschließendem Mündungsbereich.

Das Gefälle ist im Oberlauf sehr gering und zwischen Abong Mbang und Akonolinga ist das Flussbett bis zu 3 km breit. Hier sind häufig versumpfte Bereiche anzutreffen, die mit Sumpfwald (*Raphia regalis*, *Macaranga* sp. und *Sterculia subviolacea*) und aquatischen Prärien (*Echinochloa pyramidalis*, *Bacopa egensis*, *Ceratopteris cornuta*, *Cyclosurus interruptus*, *Cyperus* spp., *Carex* sp., *Ethulia conyzoides*, *Impatiens irvingii*, *Ipomoea* cf. *arisifolia*, *Ludwigia leptocarpa*, *Oxycaryum cubense*, *Panicum* sp., *Pentodon pentandrus* und *Polygonum* spp., VILLIERS 1995) vergesellschaftet sind. VILLIERS (1995) bezeichnet diesen Bereich als "*Dépressions marécageuses périodiquement inondées*" mit aquatischen Gramineen und 25-30 m hohem Sumpfwald. Während der in 2007 durchgeführten Geländearbeiten zwischen Abong Mbang und Akonolinga wurde diese breite Talaue auch während der Trockenzeit (Februar) in überflutetem Zustand vorgefunden, was die Beprobung der Alluvionen erheblich erschwerte. Unterhalb dieser Sumpffläche (~1000 km²), ab etwa der Höhe der Ortschaft Kaya (3°32'N, 11°05'E; 617 m ü. M.), nimmt das Gefälle rasch zu und Wasserfälle (*Chutes de Mpoume*, *Chutes de Manyanga*, *Chutes de Makai*, *Chutes de Milly*, *Chutes de Mouilla Mage* und *Chutes de Njock* von E nach W, auf einer Distanz von etwa 20 km) sowie Katarakte treten vermehrt auf.

Etwa 70 km südwestlich von Yaoundé überwindet der Nyong zwischen den Orten Kaya und Eséka (3°41'N, 10°42'E; 146 m ü. M.) entlang zahlreicher dieser oben genannten Wasserfälle die Rumpfstufe zwischen der *Surface Intérieure* und dem Küstentiefland. Auf Höhe der Rumpfstufe am nordwestlichen Randbereich des Kratons stehen Amphibolite und Quarzite des neoarchaischen Sockels an. Beim queren der Rumpfstufe überwindet der Nyong etwa 300 Höhenmeter. Im Ober- und Mittellauf überquert das Fließ-

gewässer Glimmerschiefer und Gneise der *Nappe de Yaoundé*. An dieser orientiert sich der Nyong ab der Höhe von Mbalmayo über etwa 50 km stromabwärts. Hier findet man eine klare Grenze zwischen den neoproterozoischen Gesteinen der *Nappe de Yaoundé* und denen des Kongo-Kratons (MAURIZOT 2000, TOTEU et al. 2004). Etwa auf dieser Höhe liegt auch der Übergang zweier Landschaftstypen.

Der Nyong durchfließt ab hier den mehr oder weniger gestörten kamerunisch-kongolesischen, tropischen immergrünen Regenwald (*“forêt camerouno-congolaise”*) mit den typischen Vertretern *Uapaca paludosa* und weiteren Arten, die hauptsächlich in ungestörter Zusammensetzung aber nur noch im Dja-Reservat (*Réserve du Dja*) zu finden sind: In der Oberschicht *Afrostryax lepidophyllus*, *Baphia pubescens*, *Beilschmiedia louisii*, *Cryptosepalum congolanum*, *Drypetes paxii*, *Fernandoa fernandii*, *Heisteria trillesiana*, *Irvingia excelsa*, *Manilkara letouzeyi*, *Millettia laurentii*, *Pentaclethra eetveldeana*, *Pericopsis alata*, *Tessmannia africana* und *Vincentella* sp., sowie in der Unterschicht *Drypetes*- und *Diospyros*-Arten, *Alchornea floribunda*, *Bertiera* spp., *Sassipourea congoensis*, *Cavacoa quintasii*, *Ficus natalensis* (Epiphyt), *Irvingia smithii*, *Magnistipula cupheiflora*, *Oriociopsis glaberrima*, *Oxystigma buchholzii*, *Scytopetalum pierreanum*, *Synsepalum letouzeyi*, *Synsepalum stipulatum*, *Vepris louisii* und *Warneckea fosteri* (VILLIERS 1995).

Von Eséka bis Dehane (kurz vor der Mündung in den Golf von Guinea) wird das Gefälle wieder geringer. Auf der Höhe von Eséka bildet das präkambrische Basement vorwiegend das Flussbett und alluviale Sedimente treten nur vereinzelt auf. Im flacheren Küstenbereich um Dehane nehmen die Alluvionen an Verbreitung und Mächtigkeit zu. Das Küstentiefland setzt sich entlang des Nyong im östlichen Bereich aus Gesteinen der Überschiebungsdecke und des Kongo-Kratons zusammen. Während der Trockenzeit treten diese Gesteine bei Tiefststand des Nyongs deutlich aus dem Flussbett heraus. Der Verlauf des Nyong ist hier durch eine strukturelle Flussführung geprägt, was sich in dieser Region durch sehr lineare Flussabschnitte und abrupte Verlaufsänderungen äußert. Dies steht in Zusammenhang mit der Querung der *Southwest Cameroonian Shear Zone*, die wie die Sanaga-Scherzone während der panafrikanischen Orogenese angelegt wurde, bei jedoch NNE-SSW-wärtiger Ausrichtung (NGAKO et al. 2003). Mit dem Austritt des Flusses auf die quartären Ablagerungen bei Dehane (3°29'N, 10°4'E) ist der strukturelle Einfluss deutlich reduziert. Im Rahmen des Projektes wurde besonders die Teilabschnitt zwischen Abong Mbang (Ayos) und Akonolinga sowie Eséka und Dehane genauer untersucht und beprobt. Außerdem zwei Altwasserarme nahe Endom (Edjom).

6.3.2.2 Klimatische und hydrologische Verhältnisse

Nach neueren Daten des IRGM-CRH sowie Erhebungen von OLIVRY (1986) und SUCHEL (1988) betrug die mittlere Jahresniederschlagsmenge im gesamten Nyong Ein-

zugsgebiet im Zeitraum 1930-2002 etwa 1556 mm. Die Niederschläge nehmen entlang des Nyong, wie im gesamten Süd-Kamerun, von der Küste (Dehane, ca. 3000 mm) zum Hinterland und Zentralplateau hin ab (ca. 1000 mm). In Kribi (etwa 35 km südlich der Mündung bei Dehane) liegen sie bei 2836 mm, in Eséka bei 2150 mm und in Abong Mbang bei 1674 mm. Im Teil-Untersuchungsgebiet von Makak bis Dehane variieren die Niederschläge zwischen ca. 1800 und 3000 mm (s. a. Anhang S. 282). In engem Zusammenhang mit den Niederschlägen treten die höchsten Abflüsse etwas zeitlich verzögert im Juni bzw. November auf. Größter Tributär des Nyong ist mit 3120 km² Fläche und 233 km Länge der Soo, der oberhalb von Mbalmayo von Süden kommend in den Nyong mündet. Des Weiteren hat der Nyong folgende Tributäre:

Fließgewässer	Fläche (km ²)	Länge (km)
Kom	695	106
Long Mafok	1.520	166
Mfoumou	1.260	181
Afamba	485	90
Ato	740	117
Mefou	840	121
Mefou bei Nsimalen	425	90
Mefou bei Etoa	235	66
Soumou	820	116
Kama	445	104
Akono	610	118
Liyeke	505	104
Kelle	2.770	274

Tab. 7: Tributäre des Nyong (nach OLIVRY 1986, S. 109).

Dementsprechend erhöht sich der Abfluss zur Küste hin. OLIVRY (1986) hat für das Einzugsgebiet des Nyong bei Abong Mbang (965 km²) im Quellbereich einen mittleren jährlichen Abfluss von etwa 7.8 m³/s (1940-1952) ermittelt. Bei Akonolinga (Einzugsgebiet: 8350 km²) sind es bereits ~93 m³/s (1953-1977) und bei Eséka, wo der Nyong bereits alle Tributäre aufgenommen hat, ergibt sich für ein Einzugsgebiet von etwa 21.600 km² ein mittlerer jährlicher Abfluss von ~275 m³/s (1937-1976). Und schließlich beträgt dieser bei Dehane (Einzugsgebiet 26.400 km²) etwa ~445 m³/s (1951-1977; s. a. Anhang S. 281 f.). Auch hier unterliegen die Werte der Niederschläge und Abflüsse einer hohen Variabilität und können in den einzelnen Monaten mitunter bis zu 290 % über oder 50 % unter dem Durchschnitt liegen (s. Anhang S. 280 [B u. C]).

6.3.3 Einzugsgebiet des Ntem

6.3.3.1 Lage und physiogeographische Charakteristika

Der ebenso wie der Sanaga und Nyong perennierende Fluss Ntem hat ein Einzugsgebiet von 31.000 km² verteilt auf drei Staaten: Äquatorialguinea, Gabun und, zum größten Teil (ca. ³/₄), Kamerun. Der Ntem hat seine Quelle in Gabun, bei Oyem auf etwa ~700 m

ü. M. Sein Einzugsgebiet wird im Norden und Westen begrenzt durch die Einzugsgebiete des Nyong, des Lokoundjé, des Kienké und des Lobé, im Nordosten durch das Einzugsgebiet des Ayina, Nebenfluss des Ivindo, dem Ogoue zufließend, im Südwesten durch das Einzugsgebiet des Rio Benito und des Mbia in Äquatorialguinea. Der Hauptarm des Ntem hat eine Länge von ~460 km mit einer südwestlichen Fließrichtung. Der Ntem durchfließt die archaischen Gesteine vom Grundgebirge des Ntem-Komplexes (*Complex du Ntem/Unité du Ntem*, 2.9-2.5 Ga, NGAKO 2006) mit Charnockiten, Gneisen, Graniten und Quarzrippen, welche im Zuge der Rumpfflächengenese freigelegt worden sind. Auf den randlichen Rumpffplateaus nördlich und südlich des Einzugsgebiets werden Höhen von über 1000 m (z. B. *Mont Tembo* in Gabun: 1200 m) erreicht.

Der Oberlauf, wie der des Nyong auf dem *Plateau Sud-Camerounais* gelegen, ist gekennzeichnet durch langsam über weite Sumpfflächen abfließende Nebenflüsse in Höhen von 560-600 m. Diese Landschaftseinheit ähnelt sehr dem Oberlauf des Nyong auf der Höhe von Abong Mbang. Von der Quelle in Gabun (Oyem, ca. 700 m ü. M.) bis zur kamerunschen Grenze (~580 m ü. M.) beträgt das Gefälle ~2 ‰. Dieses wird geringer (0.27 ‰) bis der Ntem das Binnendelta bei Ma'an (518 m ü. M.), ein Hauptuntersuchungsgebiet dieser Arbeit, erreicht. Auf dieser Teilstrecke nimmt der Ntem die Nebenflüsse Kom (Mfam), Mboua, Kie, Kyé, Mgoro, Nlobo, Nyé, Rio Bolo und Rio Guoro auf, in deren Niederungen und Auen sich versumpfte Zonen ausgebildet haben. Vor seinem Zusammenfluss mit dem Nlobo aus N und dem Kom, der sich oberhalb bereits mit dem Mboua und dem Mfam vereinigt hat, erhält der Ntem die Abflüsse mehrerer Flüsse in Gabun: Nye (und Boleu), Kie, Sossolo und Aya. Kurz vor Ngoazik, wo der Ntem ein sehr dichtes Einzugsgebiet aufweist, fließt der Kyé in den Ntem und flussabwärts von Ngoazik (auf einer Höhe von 535 m ü. M.) befinden sich die Hauptzuflüsse der nördlichen Uferseite (Staatsgebiet Kamerun): Bei km 215 (von der Mündung im W) mündet der Mgoro in den Ntem und bei km 150 der Mvila. Dieser wichtige Nebenfluss stammt aus der Region Ebolowa, wo er sich mit dem Seng (Einzugsgebiet bei Assoseng: 440 km²) vereinigt hat. Der Kom, Hauptzufluss vom E (Grenze Kamerun/Gabun), hat gleiche Physiognomie wie die des Nyong auf der Höhe Ayos. Das Längsprofil des Ntem weist eine deutliche Analogie mit dem des Nyong auf; diese findet sich in der generellen Morphologie der beiden Einzugsgebiete und dem hydrologischen Regime wieder. Es zeigt allerdings durch die Äquatornähe des Ntem einen deutlich äquatorialeren Charakter. Hier ist die Dualität der Niederschlags- und Abflussmaxima ausgeprägter als beim Nyong und tritt an manchen Stationen, wie beim Sanaga, überhaupt nicht mehr auf. Morphologisch betrachtet ist das Einzugsgebiet des Nyong sehr viel langgestreckter. Doch trotz dieser Unterschiedlichkeit führt die Affinität der Längsprofile zu einer Ähnlichkeit im hydro-elektrischen Potential. Die Erschließung der jeweiligen Wasser-

fälle (z. B. *Chutes de Njock* bei Nyong und *Chutes de Memvé'élé* bei Ntem) sind Gegenstand intensiver Bestandsaufnahme und Aufmerksamkeit.

Vom südlichen Ufer erhält der Ntem noch den wesentlichen Teil des Rio Guoro, der aus Äquatorialguinea stammt. Kurz vor dem Zusammenfluss mit der Mvila verzweigt sich der Ntem in ein anastomosierendes Flusssystem mit mehreren Flussarmen. Diese als Binnendelta bezeichnete Region befindet sich in der Sub-Präfektur Ma'an des Distriktes *Vallée du Ntem* und erstreckt sich von 2°14'N und 10°39'E in Richtung NW bis zu den Wasserfällen von Memvé'élé (2°24'N, 10°23'E) bei Nyabessan. Es hat eine Länge (SE-NW) von etwa 35 km und eine maximale Breite (NE-SW) von 10 km (Fläche: 210 km²). Es trennt den schwach geneigten Oberlauf des Ntem von dem stark geneigten Unterlauf. Beim Durchqueren dieser Zone (Region Ma'an) fällt der Ntem von 518 m ü. M auf 405 m ü. M. (Gefälle 4.5 ‰). Hinter Nyabessan (385 m ü. M.), wo der Ntem wieder ein einziges Flussbett ausgebildet hat, fließen der Biwomé (Einzugsgebiet 402 km²) und der Ndjo (Einzugsgebiet 376 km²) aus den *Monts Kenle* (1020 m) und *Bingalawoa* (1059 m) im NE in den Ntem. Nach dem Abfließen über die Wasserfälle von Memvé'élé (~384 m ü. M.) ist das Gefälle mit 5 ‰ am stärksten. Hier durchfließt der Ntem bis zu 80 m tiefe Schluchten und verliert auf einer Distanz von 40 km 200 m an Höhe. Nach dieser Passage des Nkoltom- und Nkolebengue-Höhenzuges (500-1059 m), die einen nicht unerheblichen Regenschatten erzeugen, ist die Hydrographie des Ntem charakterisiert durch eine Gabelung des Flusses in zwei Ströme (Bongola und Ntem) und eine Serie von Wasserfällen, die sie schnell an die Küste führen. Die zwei Arme des Ntem (Ntem und Bongola) umfließen die Insel Dipikar, die an breiter Stelle 16 km breit und 40 km lang ist; diese beiden Arme vereinigen sich 8 km vor Mündung in den Golf von Guinea wieder und werden hier auch als Rio Campo bezeichnet. Hier durchfließt der Ntem kretazische und quartäre Ablagerungen (s. a. überhöhtes Längsprofil des Ntem, S. 283).

Nach LETOUZEY (1985) und TCHOUTO MBATCHOU (2004) ist die potentielle Vegetation im Untersuchungsgebiet ein immergrüner Tiefland-Regenwald (hauptsächlich Caesalpinaceae) und gemischter halb-immergrüner Laubwald. Auf den periodisch überfluteten Überschwemmungsebenen des Ntem wachsen Sumpfwälder mit *Raphia* spp. *Uapaca guineensis* und *Gilbertiodendron dewrei*. Tatsächlich ist die Vegetation in weiten Bereichen des Einzugsgebietes und vor allem innerhalb des Binnendeltas aufgrund der intensiven anthropogenen Einflüsse (z. B. *shifting cultivation*, Monokulturen [Bananen, Kakao]) durch Sekundärwälder geprägt. Hier dominieren *Ceiba pentandra*, *Elaeis guineensis*, *Musanga cecropioides* und *Terminalia superba* (TCHOUTO MBATCHOU 2004).

Nach SEGALÉN (1967) sind im Südwesten Kameruns und im Einzugsgebiet des Ntem hauptsächlich drei Bodentypen vorherrschend: Gelbe bis braune tropische Tonböden, die "*sols ferrallitiques jaunes sur les roches acides (gneiss)*". Außerdem treten über

Gneis und Granit die rötlich braunen tropischen Tonböden (“*sols ferrallitiques rouges sur les roches acides*”) auf. Mit diesen beiden Typen vergesellschaftet sind Alluvialböden (“*sols alluviaux*”) in Überschwemmungsbereichen und Talsenken.

6.3.3.2 Klimatische und hydrologische Verhältnisse

Das Ntem-Einzugsgebiet liegt bereits im Bereich des äquatorialen Klimas und die Flüsse zeigen ein äquatoriales Regime mit zwei Abflussmaxima entsprechend der kurzen und langen Regenzeit. Der Afrikanische Monsun ist hier besonders ausgeprägt und liefert während der kurzen (April bis Juni) und langen (September bis November) Regenzeit ergiebige Niederschläge, die zum Hinterland hin abnehmen. Der mittlere Jahresniederschlag für das gesamte Einzugsgebiet des Ntem beträgt 1695 mm, 1675 mm an der meteorologischen Station Nyabessan (2°24'N, 10°24'E; 385 m ü. M.) mit einem Einzugsgebiet von 26.350 km² und 1640 mm an der Station Ambam/Ngoazik (jeweils ermittelt anhand der langjährigen Niederschlagskurven [Isohyeten] von 1951-1992, s. Anhang S. 285). Bei Campo, an der Mündung des Ntem, kann der Niederschlag jedoch über 3000 mm betragen. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 25°C. Mittlere jährliche Abflusswerte zeigen wie die Niederschlagswerte eine hohe jährliche Variabilität (s. Anhang S. 283 [B]) und liegen zwischen 1000 und 1600 m³/s (OLIVRY 1986). Diese hohe Variabilität wird besonders, wie bei Nyong und Sanaga, bei den monatlichen Niederschlags- und Abflusswerten deutlich. Sie können bis zu 290 % über und 60 % unter dem Durchschnitt liegen. Bedingt durch regelmäßig auftretende ENSO-Ereignisse treten in Zeiträumen von zwei bis drei Jahren sowohl überdurchschnittlich trockene (z. B. 1958, 1961, 1983) als auch feuchte Jahre (1960, 1962, 1985) auf (s. Anhang S. 283 [C]). Obwohl normalerweise der Jahresverlauf des Abflusses mit zwei Maxima im Mai und November gekennzeichnet ist, wobei der Abfluss im November überwiegt, wird manchmal dieses für den Golf von Guinea typische Niederschlags- und Abflussregime unterbrochen, so dass in der kurzen Regenzeit durchaus mehr Niederschlag als in der langen fällt und der Abfluss entsprechend höher ist. Laut MALEY (1997) führen periodisch auftretende ENSO-Ereignisse zur erheblichen Beeinflussung der Feuchtigkeitsflüsse zwischen Ozean und Kontinent und somit zu veränderten Niederschlags- und Abflussverhalten. Zwischen 1954 und 1991 wurde ein mittlerer Jahresabfluss des Ntem bei Nyabessan von etwa 441 m³/s ermittelt, während ~382 m³/s zwischen 1978 und 1991 belegt sind (OLIVRY 1986). Bei der Station Ngoazik (2°18'N, 11°18'E; 535 m ü. M.), etwa 150 km flussaufwärts von der Station Nyabessan, betrug der Abfluss des Ntem zwischen 1954 und 1976 ~260 m³/s bezogen auf ein Einzugsgebiet von 18.100 km² (siehe Anhang S. 284). Auch hier ist die hydroklimatische Variabilität hoch, wobei die Abflussspitzen in der kurzen Regenzeit deutlich ausgeprägter sind, als bei den Stationen entlang des Nyong.

6.3.4 Einzugsgebiet des Boumba, Dja und Ngoko

Während der Boumba ein Einzugsgebiet von 27.400 km² hat, umfasst das Dja-Einzugsgebiet 38.600 km² und das des Ngoko 76.000 km² (OLIVRY 1986). Die wichtigsten geologischen Einheiten sind im Westen der archaische Ntem-Komplex (*Complex du Ntem/Unité du Ntem*, 2.9-2.5 Ga) mit Charnockiten, Gneisen, Graniten und Quarzrippen und die sich nördlich davon anschließende *Dja-Serie* und *Groupe de Yaoundé* (Glimmerschiefer, Granulit und Migmatit), welche sich nach Osten in das Einzugsgebiet des Boumba ausdehnt (NGAKO 2006). Im äußersten Südosten werden die Unterläufe durch die paläozoischen Gesteine der *Groupe de Mangbaï* aufgebaut. Der Boumba wurde aufgrund fehlender Zugangsmöglichkeiten im Mittellauf nur im Oberlauf zwischen Lomié (3°10'N, 13°37'E; 640 m ü. M.) und Yokadouma (3°31'N, 15°06'E; 640 m ü. M.) und im Unterlauf nördlich von Moloundou (2°03'N, 15°13'E; 500 m ü. M.) prospektiert. Die jährlichen Niederschlagsmengen liegen bei 1643 (Lomié), 1607 (Yokadouma) bzw. 1455 mm (Moloundou), mit einem starken W-E- und N-S-Gefälle. Das Gebiet ist durch kongolesischen Regenwald gekennzeichnet und umfasst mehrere Schutzgebiete (u. a. *Réserve du Dja*, *Parc National Boumba-Bek* und *Parc National de Lobéké*). Mittlere jährliche Abflussmengen des Boumba betragen bei Biwala (3°09'N, 14°57'E; 485 m ü. M.), etwa 180 km flussabwärts von Mankako und 90 km von Ouessou, zwischen 1966-1981 ~104 m³/s, mit einem Einzugsgebiet von 10.340 km². Seit 1972 sind die Abflussmengen deutlich zurück gegangen. Dies gilt auch für den Dja, für den bei Ngbala (2°01'N, 14°54'E; 408 m ü. M.) an der Grenze Republik Kongo/Kamerun zwischen 1954 und 1979 ein mittlerer jährlicher Abfluss von ~420 m³/s registriert wurde (s. S. 286-287). Das Einzugsgebiet, welches sich sehr weit nach Nordwesten ausdehnt, umfasst hier 38.600 km². Beide Flüsse vereinigen sich kurz vor Moloundou zum Ngoko mit einem Einzugsgebiet von dann 67.800 km². Die dortige Messstation erfasste für die Periode 1989-1992 einen mittleren jährlichen Abfluss von ~687 m³/s (SIGHANKAMDJOU 1994).

7. Untersuchungsergebnisse

7.1 Untersuchte Standorte und Bohrungen am Sanaga

7.1.1 Oberlauf des Sanaga zwischen Mbaki II und Mbargué

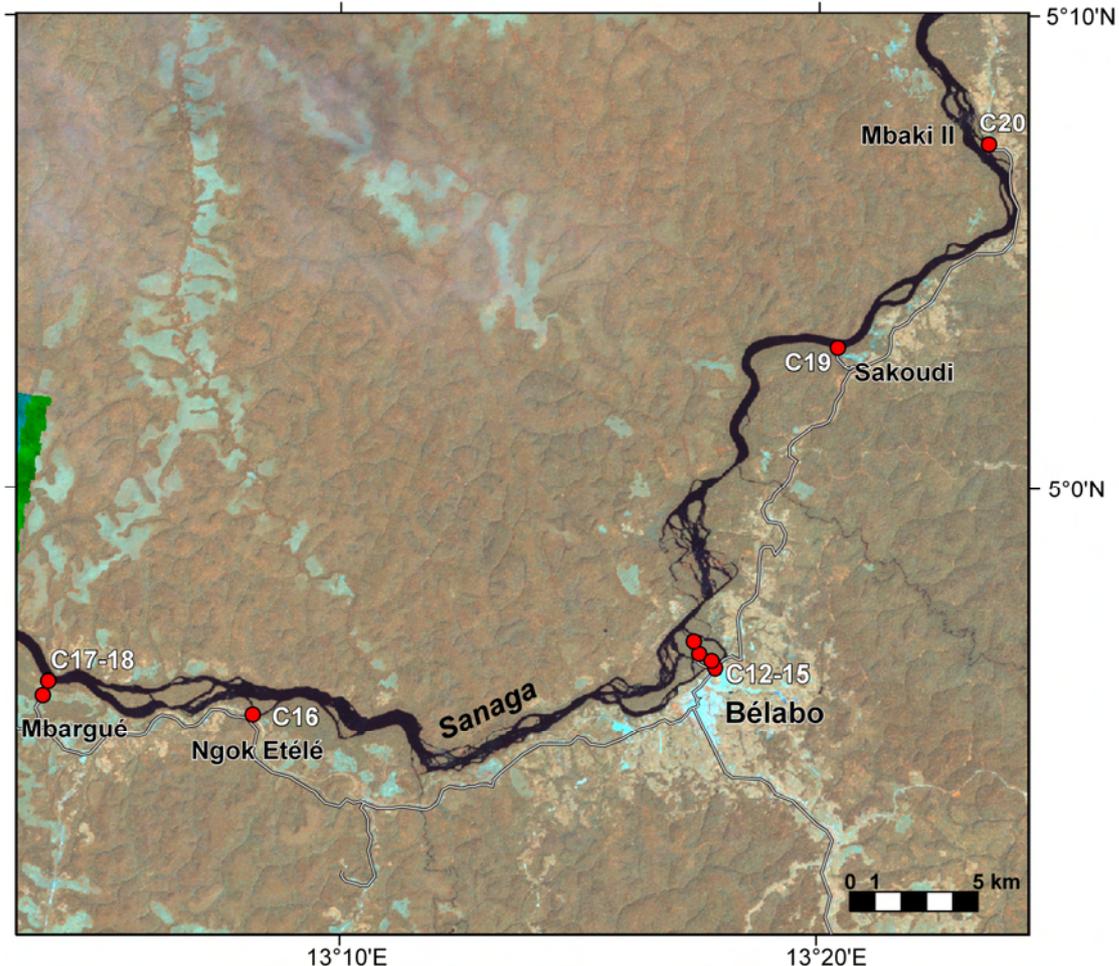


Abb. 26: LANDSAT ETM+ Szene 184-57 (17.11.1999) vom Untersuchungsgebiet Bélabo mit Prospektionsroute und durchgeführte Handbohrungen (C12-20).

Bei Bélabo wurde ein Transekt (C12-15) erbohrt, bei dem ein verlandetes Gerinnebett (*palaeochannel*) des Sanaga erschlossen wurde. Weitere prospektive Bohrungen wurden westlich (Mbargué, C17-18 und Ngok Etélé, C16) und nördlich (Sakoudi, C19 und Mbaki II, C20) dieses verzweigten Teilabschnittes des Sanaga durchgeführt. Zwischen den Siedlungen Mbaki II und Mbargué zeigt der Flusslauf mehrere Verzweigungen, die nahe Bélabo, Mbaki II und Ngok Etélé besonders ausgeprägt sind (Abb. 26).

Nördlich von Goyoum beschreibt der Sanaga einen leicht mäandrierenden Verlauf und verzweigt sein Gerinnebett ebenso in regelmäßigen Abständen. Die verzweigten Arme sind durch breite, mit tropischem Regenwald bestandene Inseln getrennt. Südlich von Goyoum wurde bei Mbaki II (05°07'N, 13°23'E; 636 m ü. M.) eine solche Verzweigung prospektiert.



Foto 6: Sektion des verzweigten Sanagas am Standort Mbaki II (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Es wurden mehrere, stark bewaldete periodische Flussarme in sandigem Untergrund identifiziert, die nur teilweise Wasser führten. In einem solchen Gerinne wurde C20 erbohrt, die bei 150 cm auf dem Basement endete. In C20 wurden sandige bis lehmige Sedimente geborgen, die keinen umweltgeschichtlichen Aussagewert ergaben.

Nahe der Ortschaft Sakoudi (05°02'N, 13°20'E; 633 m ü. M.) wurde die Bohrung C19 (s. a. Bohrprofil im Anhang, S. 289) durchgeführt. Der Standort befand sich direkt hinter dem südlichen Sanaga-Uferwall und an der Basis (215-200 cm) wurden über Basement (biotitischer Gneis) feinkörnige sandige bis tonige und kohlenstoffhaltige Sedimente erschlossen (C_{ges} : 1.39 %, OS: 2.40 %; N_{ges} : 0.084 %) und sich durch eine dunkle Farbe (2.5Y 4/2) auszeichneten.

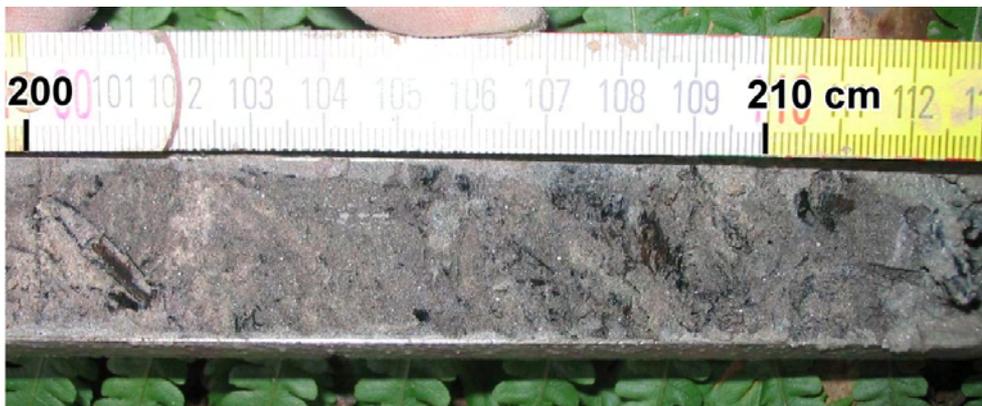


Foto 7: Sandige, organische Sedimente und Makroreste aus der Basis von Bohrung C19 bei Sakoudi. Eine Datierung (Holzreste) ergab ein ^{14}C -Alter von 3894 ± 50 BP (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

In dieser Schicht mit niedrigem pH-Wert (3.70), hohem C/N-Verhältnis (16) und vielen Makroresten wurde ein ^{14}C -Alter von 3894 ± 50 BP ermittelt ($\delta^{13}C$: -29.2 ± 0.2 ‰). Sie wird von sandigen, helleren (2.5Y 5/4 und 10YR 5/3) und sich vergrößernden alluvialen Ablagerungen (90 % Sand) überdeckt. Ab 100 cm Tiefe schließt sich eine Kornverfeinerungssequenz (bis zu 40 % U und 55 % T) an, in der C_{ges} , OS und N_{ges} zur Oberfläche insgesamt ansteigen (Maxima in 20-0 cm: 2.30, 3.97 bzw. 0.297 %) und die Farbtöne

aufhellen (10YR 5/4, 6/4 und 5/3). Der pH-Wert ist sauer und variiert zwischen 3.4 und 3.9, C/N erreicht Werte zwischen 6-10 und das pedogene Eisen ist an der Basis (0.72 %), in 80-60 cm (1.50 %) und in 20-0 cm (1.37 %) erhöht, wobei nahezu im gesamten Profil die amorphen (Fe_o) und kristallinen (Fe_d) Fe-Anteile nahezu gleich hoch sind (s. a. Profil im Anhang, S. 289).

Der nahe Bélabo über Fernerkundungsdaten identifizierte verlandete wurde durch eine Catena erschlossen. Insgesamt entstanden hier von einem ebenfalls untersuchten Aufschluss im S-Ufer ausgehend 4 Handbohrungen (C12-15) auf einer Distanz von etwa 400 m. Diese wurden unter primärem bis sekundärem Regenwald durchgeführt. Während auf den Uferbänken (C14-15) hauptsächlich sandige bis schluffige Alluvionen (bis 40 % fS, 40 % U und 30 % T) geborgen wurden, lagerten in Richtung des vermuteten Altarmes zunehmend tonige Ablagerungen.

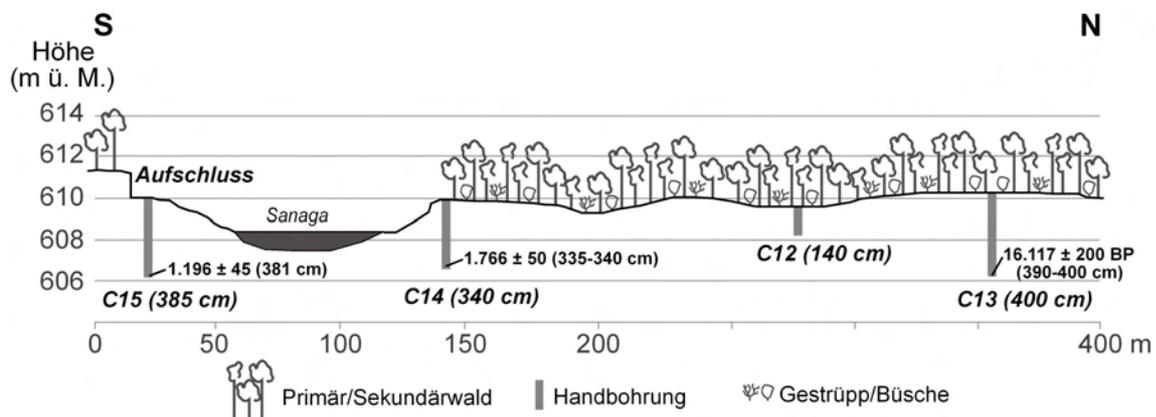


Abb. 27: Transekt (Handbohrungen und ^{14}C -Datierungen) vom Standort Bélabo.

Am Standort C15 (s. S. 292) wurden über dunklen (10YR 3/2, 4/2), sandigen (30 % gS, 5 % mS und 45 % fS) organischen Sedimenten (C_{ges} bis 1.74 %, OS 3.00 % und N_{ges} 0.117 % in 385-320 cm) mit erhöhtem C/N (13-19) zunehmend lehmige Ablagerungen (30-40 % fS, 30 % U, 30 % T) deponiert.



Foto 8: Sandige organische Ablagerungen aus der Basis (370-385 cm) von C15 (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Im oberen, insgesamt homogenen Sediment dominieren hellere Farbtöne (10YR 3/6, 4/6 und 4/4) und C_{ges} , OS und N_{ges} sind deutlich reduziert (~ 0.5 %, 1 % bzw. 0.060 %)

und erreichen erst in der Deckschicht (A_h) erneut hohe Werte. Der pH-Wert liegt in der gesamten Bohrung um 4 und pedogene Fe-Anteile sind hoch (~2-5 %) mit Maxima in 300-280 (4.96 %) und 220-200 cm (4.65 %). Oberhalb 300 cm Tiefe überwiegt Fe_d deutlich (90-94 %) und das C/N-Verhältnis fällt (6-8). Organische Makroreste aus 381 cm Tiefe wurden auf ein ^{14}C -Alter von 1196 ± 45 BP datiert ($\delta^{13}C$: -24.3 ± 0.2 ‰).

In Bohrung C14 lagerten über sandigem Ton (10YR 5/1, 4/1) und einer dünnen tonigen-lehmigen Schicht überwiegend schluffige Tone (2.5Y 7/2 und 7.5YR 5/8) bis in 220 cm. Darüber nehmen zunächst die tonigen Fazies (2.5Y 7/2 und 7.5YR 5/8) und schließlich die sandigen (10YR 7/4 und 7.5YR 5/8-6/8) zu, bei einem insgesamt helleren Erscheinungsbild. Überdeckt werden diese von schluffigem Lehm und einer 2 cm mächtigen Humusauflage (A_h ; 10YR 5/4). Tonig-sandiges Sediment aus 340-335 cm Tiefe ergab ein ^{14}C -Alter von 1766 ± 50 BP ($\delta^{13}C$: -23.6 ± 0.5 ‰).

C12 erreichte über Basement nur eine Tiefe von 140 cm. Schluffiger Lehm (Lu in 140-80 cm; 10YR 5/5 bis 5/6, mit 7.5YR 5/8 marmoriert) wird hier überdeckt von tonigem Lehm (Lt 2 in 80-40 cm; 10YR 5/6 und 2.5Y 5.5/6), sandigem Lehm (Ls 2 in 40-20 cm; 2.5Y 5/6) und schluffig-lehmigem Sand (Sul in 20-0 cm; 10YR 6/3). Den Abschluss bildet eine 2-3 cm mächtige Humusauflage (A_h , 10YR 6/4). Hier konnte kein datierbares, organisches Material geborgen werden.



Foto 9: Seitenarm des Sanaga beim Transekt Bélabo (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Die Bohrung C13 (S. 291) erreichte eine Tiefe von 400 cm. Über Basement (präkambrischer Granit) lagerte toniger Sand (St 2 und 3; 10YR 5/1, 6/1 und 7/1 sowie organische Partikel 10YR 2/1), gefolgt von tonigem Lehm (Lt 3 in 360-340 cm) und schluffigem Ton (Tu 2 in 340-320 cm). Zwischen 320 und 140 cm wurden sehr tonige Ablagerungen erbohrt, die in marmorierten Farbtönen (10R 4/8, 10YR 4/6 und 6/6 sowie 5Y 8/1) auftraten. Zwischen 140 und 40 cm Tiefe lagerten schluffige Tone (Tu 2; 10YR 7/1 und 7.5YR 5/8) und darüber zunächst toniger (Lt 3; 10YR 7/3 und 6/6) und dann schluffiger Lehm (10YR 6/4), überdeckt von einer 2 cm mächtigen Humusauflage (A_h , 10YR 8/1).

C_{ges} und OS sind im unteren Teil der Bohrung sehr niedrig (0.10 bzw. 0.17 % in 400-380 cm) und steigen von dort sukzessiv bis auf 0.90 und 1.55 %, ebenso wie N_{ges} von 0.050 auf 0.119 % (Maximum in 20-0 cm). Der pH-Wert wird vom Liegenden zum Hangenden deutlich saurer (5.2-3.7). Im Gegensatz zur Bohrung C15 liegen die amorphen Fe-Anteile (Fe_o) hier deutlich unter denen des kristallinen (Fe_d). Der Anteil Fe_d beträgt bis 340 cm Tiefe 85 %, darüber 90-98 % und an der Oberfläche (40-0 cm) 84 bzw. 76 %. Maxima an Eisen treten in 200-180 cm (4.58 %, 10YR 5/8) und zwischen 140 und 40 cm (2.32-2.88 %, 10YR 5/6, 6/8 und 6/6) auf. Das C/N-Verhältnis ist sehr niedrig, mit Werten zwischen 2 und 3 bis 280 cm Tiefe und 4-7.5 in den oberen Sedimentschichten. Organisches Material aus 400-390 cm wurde auf ein Alter von 16.117 ± 200 BP datiert ($\delta^{13}C$ konnte nicht ermittelt werden). Zwischen 340 und 200 cm Tiefe wurde ein Grundwasserschwankungsbereich mit Oxidations- und Reduktionsmerkmalen und direkt darüber (200-180 cm) ein Eisenanreicherungshorizont (Maximum Fe: 4.58 %) identifiziert.

Nahe Ngok Etélé (04°55'N, 13°08'E; 614 m ü. M.), wo sich parallel zum Hauptgerinnebett des Sanaga ein Nebenarm ausgebildet hat, endete die Bohrung C16 (S. 289) bei 293 cm auf dem Anstehenden (präkambrischer Granit). Darüber wurden sandige (2.5Y 4/4) Sedimente geborgen, welche in 180-120 cm von lehmig-sandigen (Sl 2; 10YR 4/3, 4/4 und 4/6) und schließlich sandig-lehmigen (Ls 3/4; 10YR 5/6 und 6/6) Ablagerungen in einer schwachen Kornverfeinerungssequenz überdeckt werden. C_{ges} und OS sind zunächst leicht erhöht (~0.4 bzw. ~0.6 %) und erreichen nach leichter Abnahme Maxima an der Oberfläche (1.01 bzw. 1.74 %), ebenso wie der insgesamt niedrige (< 0.050 %) N_{ges} (0.122 % in 20-0 cm). Der pH-Wert ist nahe der Basis (3.88) und Oberfläche (3.70) sauer und zeigt ein Maximum (4.42) in 160-140 cm. Pedogenes Fe steigt von der Basis (0.50 %) an und erreicht sukzessiv steigende Maxima in 220-200 (0.96 %), 160-140 (1.78 %), 120-100 (2.77 %) und 60-40 cm (3.44 %). Die amorphen Fe-Anteile liegen im unteren Teil der Bohrung (bis 180 cm Tiefe) gering (Fe_d : 55-61 %) und darüber deutlich (Fe_d : 74-84 %) unter denen des kristallinen Fe. Das C/N-Verhältnis fluktuiert bis 200 cm Tiefe um 10 und steigt ab 120 cm auf Werte zwischen 6 und 8. Datierbares organisches Material aus 260-240 cm ergab ein rezentes Alter von 14 ± 100 BP ($\delta^{13}C$: -24.2 ± 0.2 ‰).

Als letzter Standort am Sanaga-Oberlauf wurde die Region um die Ortschaft Mbargué (04°55'N, 13°03'E; 600 m ü. M.) mit zwei Bohrungen prospektiert. Über Basement (Embrechit der Nanga-Eboko-Serie) wurden am Standort C17 (S. 290) von der Basis (215 cm) bis in 160 cm Tiefe sandig-lehmige (Sl 2; 2.5Y 4/3 und 3/3) bis sandige (10YR 3/4 und 4/4) Alluvionen erschlossen mit geringem Gehalt an C_{ges} (bis 0.45 %), OS (0.91 %) und N_{ges} (0.085 %). Darüber lagerten lehmige bis tonige Sedimente (10YR 3/2, 4/3 und 3/4) mit erhöhtem C_{ges} (bis 2.35 %), OS (4.05 %) und N_{ges} (0.186 %) und

C/N-Verhältnis (13-17), sowie vielen Makroresten (Holz, Blattfragmente, etc.). Ab 100 cm schließt sich eine tonige, organische Kornverfeinerungssequenz an mit nochmals ansteigenden Gehalten an C_{ges} (2.71 %), OS (4.67 %) und N_{ges} (0.293 %). Der pH-Wert liegt zwischen 3.63 und 3.99 und nimmt zur Oberfläche hin ab. In diesem Profil fällt pedogenes Fe von der Basis (1.39 %) zunächst (0.86 %) und steigt dann sukzessive auf Maxima in 140-120 (3.38 %), 80-60 (4.63 %) und 20-0 (5.10 %). Die Fe_o -Anteile liegen fast im gesamten Profil unter denen des Fe_d (~72-78 %) und das C/N schwankt zwischen 6-9.

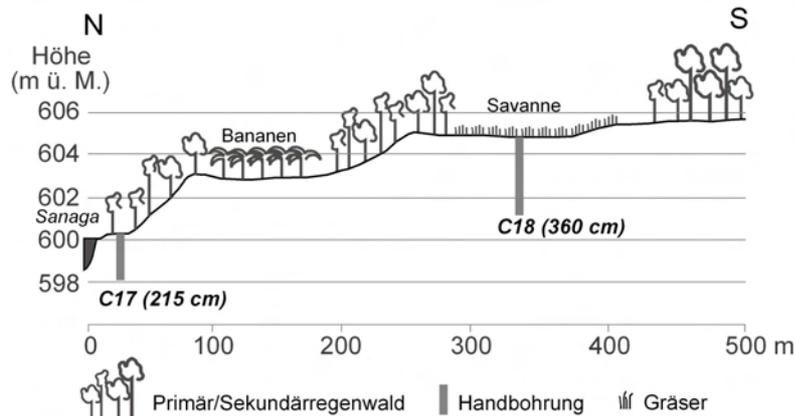


Abb. 28: Physiogeographische Verhältnisse und Bohrungen am Standort Mbargué

C18 wurde auf einer Fläche erbohrt, die rezent von Savannengräsern bedeckt ist und sich inmitten eines Galeriewaldes entlang des Sanaga befindet. Mit Ausnahme der obersten 40 cm wurden hier sehr kompakte, tonige Ablagerungen (Tt; 10YR 5/4, 4/6, 6/6, 7/4, 7/6) über Anstehendem (Embrechit) erbohrt. Bedeckt werden diese durch schluffig-tonige Sedimente (Tu 2; 2.5Y 6/4 und 10YR 2/1 in 20-0 cm) mit sehr geringem Gehalt an C_{ges} , OS und N_{ges} (<1 %), die Maxima nahe der Oberfläche erreichen (5.67 %, 9.90 % bzw. 0.422 %). Der insgesamt niedrige pH-Wert (3.56 - 4.24) steigen zur Oberfläche leicht an und pedogene Fe-Anteile sind hoch (4-7 %) und erreichen Maxima in 280-260 (7.31 %) und 220-200 cm (5.45 %), mit deutlich überwiegendem Fe_d -Anteil (93-99 %). Das C/N-Verhältnis schwankt zwischen 4 und 8 und liegt in 20-0 cm bei 13.44. Datierbares organisches Sediment wurde nicht gefunden.

7.1.2 Mittellauf des Sanaga bei Monatélé

Am Mittellauf des Sanaga bei Monatélé (4°15'N, 11°12'E; 418 m ü. M.), etwa 150-200 km in nordöstlich von Edéa, werden in großen Mengen Sande aus dem Sanaga-Gerinnebett gefördert. Aus dem stellenweise sehr seichten (generell zwischen etwa 0.3 und 1.5 m Wassertiefe) Flussbett tritt das Basement (Muskovitgranit und Migmatit der neoproterozoischen *Nappe de Yaoundé*) schon sehr nahe unter der Wasseroberfläche zutage (Trockenzeit).



Foto 10: Sandabbau im Flussbett des Sanaga bei Monatélé (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Auf den LANDSAT TM-Szenen vom 19.10.2001 und 18.05.2000 ist flussabwärts der Konfluenz mit dem Tributär Mbam ein stark verzweigter bis anastomosierender Flussabschnitt des Sanaga erkennbar.

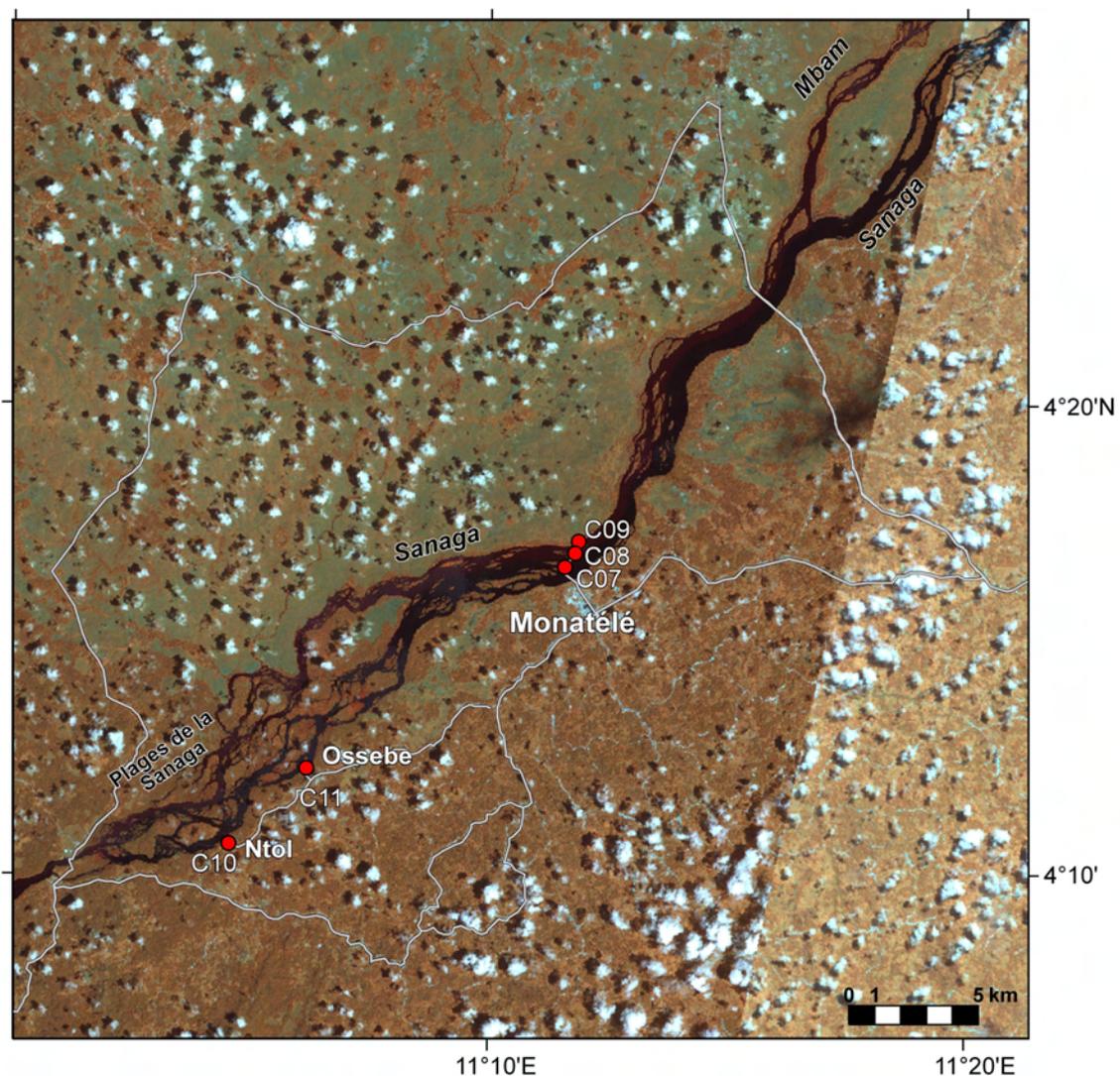


Abb. 29: LANDSAT ETM+ Szene 186-57 (links, 19.10.2001) und 185-57 (18.05.2000) der Untersuchungs- und Prospektionsregion Monatélé am Sanaga-Mittellauf und Lage der Bohrungen C07-11.

Vom S-Ufer ausgehend, wurden zwei Inseln und das N-Ufer beprobt (C07-09, Abb. 30). Die aufgeschlossenen Sedimente ergaben keine Erkenntnisse hinsichtlich der Pa-

läoumweltverhältnisse. Die Bohrung C07 wurde auf einer bewaldeten Insel, etwa 3 m über und 5 m entfernt vom Flussniveau durchgeführt. An der Basis (180 cm) wurden grobe Sande (gS; 10YR 4/6 und 7.5YR 4/6), dann tonige Sande (St 3; 7.5YR 4/6, in 160-140 cm) und schließlich lehmige Sande (Sl 3 und Sl 4; zunächst 10YR 5/6 sowie 7/2 und ab 60 cm 5/8) bis in 40 cm Tiefe geborgen. An der Oberfläche standen sandige Lehme (Ls 3; 10YR 5/6 und 1-2 cm Humusauflage: 10YR 5/4) an.

In Bohrung C08, etwa 250 m weiter nördlich auf einer zweiten Insel, wurden von der Basis (160 cm) bis in 80 cm Tiefe ebenso mittlere bis grobe, quarzhaltige Sande (mS und gS) identifiziert, die an der Basis zunächst eine dunklere (5Y 4/3 und 5/3) und dann eine hellere (10YR 6/6 und 6/8), bräunliche Farbe aufwiesen. Es folgten zunächst (80-40 cm) schluffig-tonige (Tu 2; 10YR 4/6) und schließlich tonig-lehmige (Lt 3; 7.5YR 4/4) Alluvionen.

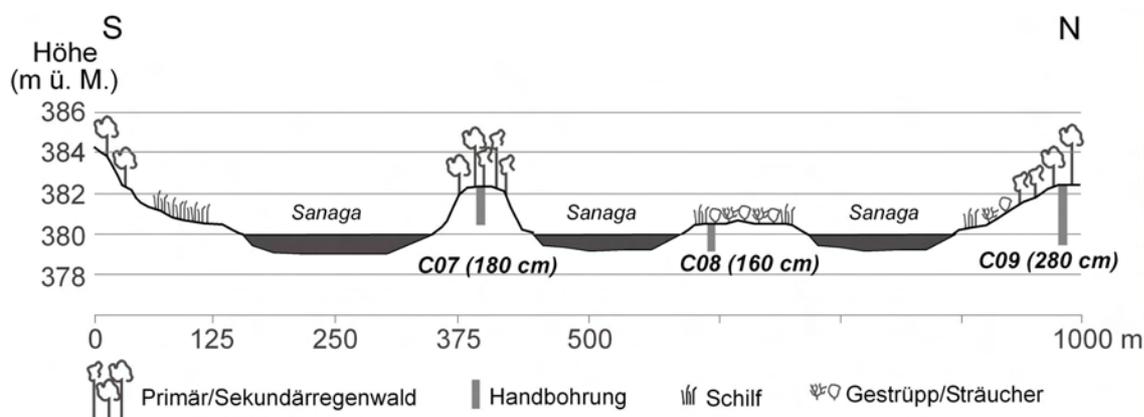


Abb. 30: Durchgeführte Handbohrungen (C07-09) am Standort Monatélé.

Bohrung C09 ergab ab der Basis (280 cm) und bis in 80 cm Tiefe sandig-tonige (Ts 3-4; 7.5YR 4/1, 4/4, 4/6, 5/8 und 10YR 7/3, 4/6) Ablagerungen. Zwischen 180 und 100 cm traten kleine, taschenartige organische Sedimentkonzentrationen (7.5YR 3/2 und 3/4) auf. Ab 80 cm wurde das Sediment zunehmend schluffiger und lehmiger (Tu 3 und dann Tl; erst 10YR 5/4, 6/4 und Flecken 7.5YR 5/8, danach 10YR 4/4 mit 7.5YR 5/8 und einer 5 cm mächtigen Humusauflage: 10YR 2/3) und in 60-40 cm traten Ascheartikel und Glimmer auf.

Südwestlich von Monatélé wurde jeweils an den Standorten Ossebe und Ntol der südliche Sanaga-Uferwall beprobt. Auch an diesen Standorten tritt das Basement (Muskovitgranit und Migmatit [Embrechit]) aus dem Flussbett aus und wie bei Monatélé dominierten hier sandige, quarz- und glimmerhaltige Sedimente.

C10 bei Ossebe (04°12'N, 11°06'E; 351 m ü. M.) erreichte eine Tiefe von 220 cm. Bis in 160 cm standen tonige Sande (St 3; erst 2.5Y 8/4, dann 10YR 6/6 und schließlich 5Y 4/8 sowie 8/2) an, die bis in 80 cm an Tongehalt zunehmen (Ts 2; 2.5Y 7/2 und 7.5YR 5/8). Ab 80 cm lagerten tonige Lehme (erst Tl, dann Lt 3 und 2; erst 10YR 6/4 und 6/8,

dann 5/4, 6/8) und zwischen 120 und 60 cm wurden Oxidationsflecken identifiziert. Datierbares, organisches Material wurde nicht gefunden.

Bohrung C11 bei Ntol (04°10'N, 11°04'E; 350 m ü. M.) erreichte eine Teufe von 190 cm. Schluffige Tone (Tu 2; 2.5Y 7/1 und 7/2, 10YR 5/4 sowie 7.5YR 5/8) waren an der Oberfläche (40-0 cm) überdeckt von schluffig bis tonigen Lehmen (Lt 2 und Lu; 10YR 6/4 und 4/4, Flecken 7.5YR 6/8 und 2-3 cm Humusaufgabe: 10YR 6/1). Es traten zwischen 120 und 60 cm deutliche Oxidationsmerkmale auf und unterhalb 160 cm verstärkt Glimmer. In C11 wurde kein organisches Material zur zeitlichen Einordnung der Ablagerungen gefunden.

Einige km südwestlich dieses Standortes konnte bei Nkon Ngok der Sanaga überquert und die Regenwald-Savannen-Grenze erreicht werden. Dort haben sich Stromschnellen ausgebildet und aus dem Flussbett tritt das Basement aus (*Plages de la Sanaga*).



Foto 11: Stromschnellen und Basement bei Nkon Ngok. Auf dem rechten Ufer sind die mächtigen sandigen Ablagerungen erkennbar (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

7.1.3 Unterlauf des Sanaga bei Edéa

Bei Edéa (3°48'N, 10°08'E; 31 m ü. M.) wurden Untersuchungen zur Genese des *Lac Ossa* durchgeführt. Auf der LANDSAT-TM-Satellitenszene vom 26.04.2001 ist ein schmales Flussufer zwischen dem See Ossa und dem Sanaga zu erkennen. Besonderem Interesse galt der Stratigraphie und dem Charakter der hier abgelagerten Sedimente, welche im Kontext einer möglichen Aufschüttung durch den Sanaga und der dadurch bedingten Genese des Sees Ossa aus einem ehemaligen Tributär des Sanaga untersucht wurden. Auf der Satellitenszene zeigt sich ein geradliniger Flussabschnitt des Sanaga mit leichten Flussbögen (Abb. 31). Vereinzelt sind im Uferbereich länggestreckte Ufersandbänke ausgebildet, die sich auf der konvexen Seite der Mäander abgelagert haben. Dies zeugt von einer verstärkten, rezenten vertikalen Akkretion sandiger Ablagerungen. Begrenzt wird das Flussbett durch mächtige, bis zu maximal 10 m hohe Uferdämme.

Die deutlich niedrigeren Uferstrukturen werden zur Regen- und Hochwasserzeit periodisch überflutet und beliefern damit die angrenzenden, randlichen Überflutungsbereiche mit feinkörnigen Hochflutsedimenten.

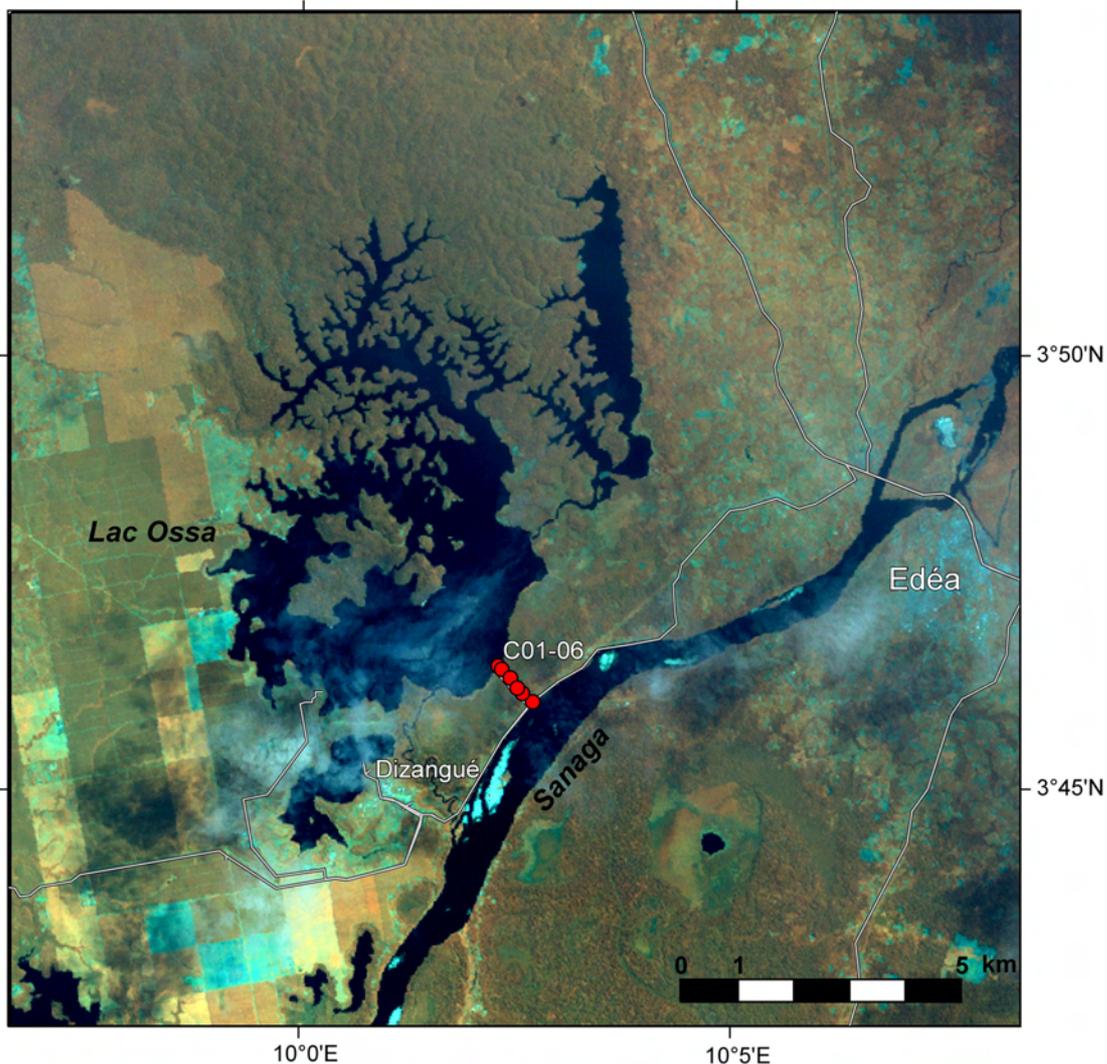


Abb. 31: LANDSAT ETM+ Szene 186-58 (26.04.2001) der Untersuchungsregion Dizangué mit Lage des dort erbohrten Transektes (C01-06).

In der direkten Umgebung des Dorfes Dizangué (03°46'N, 09°59'E; 11 m ü. M.) wurde vom N-Ufer des Sanaga bis zum Ufer des *Lac Ossa* eine Catena (C01-C06) gelegt. Von einzelnen Horizonten wurden organisches Sediment und Makroreste für Radiokarbon-datierungen eingesammelt. Innerhalb des Transekts konnten mehrere verschiedene Vegetationseinheiten identifiziert werden, die bei der Probennahme berücksichtigt wurden.

Das N-Ufer ist mit hohen Gräsern und Schilf bewachsen und wird periodisch vom Hochwasser überflutet. Hier wurden am Standort C01 im Liegenden grobe, tonige Sande (gSt 2; 10YR 4/2) erbohrt, die auf ein rezentes Alter (128.52 ± 0.90 pMC; $\delta^{13}\text{C}$: -19.6 ± 0.4 ‰) datiert wurden. Darüber lagerten sandige Tone (Ts 2) bis etwa 100 cm Tiefe (7.5YR 4/4). Ab 100 bis 20 cm Tiefe folgten lehmige Tone (Tl 2; 7.5YR 4/6), die

von schluffigem Ton (Tu 4; 7.5YR 4/6) überdeckt waren und sich durch Oxidationsmerkmale und Eisenkonkretionen auszeichneten.

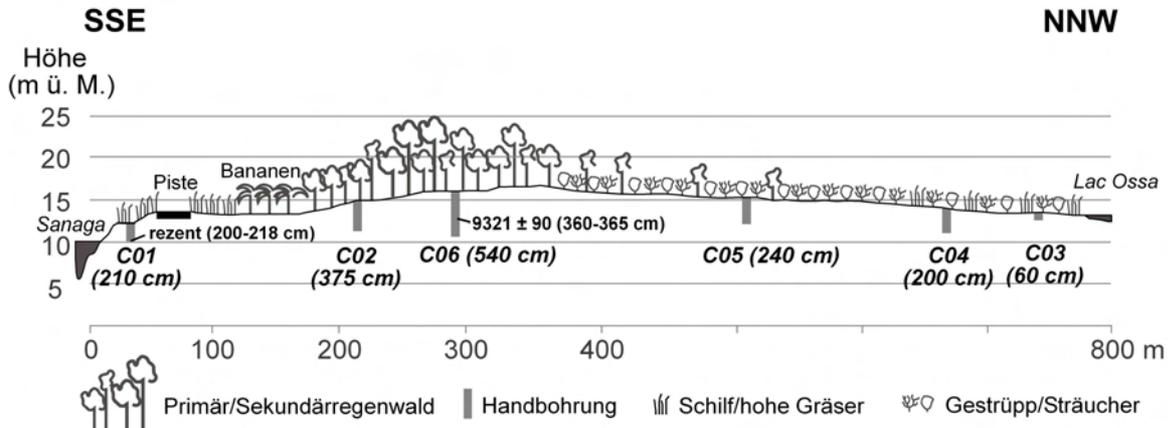


Abb. 32: Bohrungen und physiogeographische Verhältnisse am Transekt bei Dizangué (*Lac Ossa*).

Die Bohrung C02 erreichte das Anstehende in einer Tiefe von 375 cm. An der Basis des Profils wurden tonige Sedimente (Tt; 10YR 5/8, mit geringen Einschlüssen von 5Y 7/2) bis 280 cm Tiefe erbohrt. Darüber lagerten lehmige Tone (Tl; 10YR 6/8 und 2.5Y 7/2) bis 200 cm. Über eine Schicht toniger Lehme (Lt 3; 10YR 6/8 und 2.5Y 7/2) bis 120 cm folgte eine tonig-lehmige Schicht (Tl-Tt; 10YR 6/8 und 6/2) und schließlich sandig-toniger Lehm (10YR 4/3). Der Bereich zwischen 375 und 310 cm zeigte deutliche Oxidationsmerkmale. An der Basis wurde Saprolith erreicht.

Unter primärerem bis sekundärem Regenwald wurde C06 bis 540 cm Tiefe erschlossen. Hier wurden überwiegend tonige Sedimente erbohrt, die oberhalb von 350 cm Oxidationsflecken unterhalb Reduktionsmerkmale und graue Farbtöne (10BG 5/1, 6/1, 7/1) aufwiesen. Die überwiegend tonigen Fazies mit unterschiedlichen Farbtönen (10YR 5/6, 6/6, 6/4 und ab 260 cm aufwärts 5Y 7/2 mit Einschlüssen von 7.5YR 5/8; marmoriert) enthielten an der Basis (540-440 cm) sandige Anteile (Ts 3 und Ts 4). Zwischen 360-354 cm wurden organische Tone (10YR 5/6) gefunden, die ein ^{14}C -Alter von 9321 ± 90 BP ($\delta^{13}\text{C}$: -27.2 ± 0.1 ‰) lieferten.



Foto 12: Organische Tone aus C06 (Aufnahme: M. Sengen, Januar 2007).

C05 wurde unter Gestrüpp und Sträuchern, jenseits der Waldinsel, durchgeführt. Diese Bohrung erreichte eine Tiefe von 240 cm und an der Basis (240-200 cm) lagerten grobe,

schluffige Sande (gSu 2; 10YR 7/6 und 7/8). Darüber wurde eine Schicht lehmiger (Sl 2; 7.5YR 6/8) und dann schluffiger (Su 2, Slu; 10YR 4/2, 4/4; 7.5YR 5/8) Sande bis 120 cm erschlossen. Bei etwa 170-160 cm traten organische Partikel (10YR und 7.5YR 2/1) in der sandigen Matrix auf. Eine Radiokarbondatierung war nicht möglich. Darunter wurde eine 2-3 cm mächtige, verfestigte eisenhaltige Sedimentschicht (Eisenanreicherungshorizont) durchbohrt.



Foto 13: Sandige, z. T. organische Sedimente aus Bohrung C05 in 170-160 cm Tiefe (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Oberhalb von 120 cm wurden zunächst sandig-tonige (Ts 2; 5Y 7/1 und 7.5YR 5/8) und dann tonige Ablagerungen (Tt; 5Y 7/1 und 7.5YR 5/8) erbohrt. Die obere Deckschicht bildeten toniger Schluff (Ut 2; 10YR 5/2 und 7.5YR 5/8) und eine 3 cm mächtige Humusauflage (A_h).

Bohrung C04 (200 cm) ergab grobe, sandige Sedimente (gSl 2; 2.5Y 8/1), die von tonig-lehmigen (Lt 3; 10YR 5/8, 6/8) und tonigen Ablagerungen (Tt; 10YR 6/8; 5Y 7/1 mit 7.5YR 5/8 marmoriert) bis 35 cm Tiefe überdeckt sind. Darüber lagerten schluffiger Ton (Tu 4; 2.5Y 6/1 und 7.5YR 5/8), toniger Lehm (Lt 2; 10YR 6/2 und 7.5YR 5/8) und eine 8 cm mächtige Humusauflage (10YR 4/1). Die sandigen und tonigen Ablagerungen wurden getrennt durch eine 0.5-1 cm mächtige Eisenanreicherungsschicht in 190 cm Tiefe. Auch in dieser Bohrung konnten keine datierbaren, organischen Ablagerungen geborgen werden.

Die Bohrung (C03) direkt am Seeufer schloss die Catena ab. Hier lagerten sehr grobe, sandige Sedimente (> 90 % Sand, ab 50 cm 43 % gS) schon ab 60 cm Tiefe (60-40 cm Su 2; 2.5Y 8/1 und 40-20 cm Sl 4; 2.5Y 7/1). Die Deckschicht bildeten toniger Lehm (2.5Y 6/1 und 10YR 5/8) und ein 5 cm mächtiger A_h -Horizont (10YR 4/3).

7.2 Untersuchte Standorte und Bohrungen am Nyong

7.2.1 Oberlauf des Nyong zwischen Abong Mbang und Mbalmayo

7.2.1.1 Oberlauf des Nyong bei Abong Mbang

Im Oberlauf des Nyong wurde besonders in der Umgebung von Abong Mbang, Ayos und Akonolinga nach Paläoumweltarchiven gesucht, wo der Nyong von seinem Quellgebiet (Abong Mbang) bis Mbalmayo eine 2 km breite, flache und versumpfte Aue ausgebildet hat, die während der Regenzeit geflutet wird. Das Gefälle ist sehr gering (0.15 ‰) und der Höhenunterschied zwischen Abong Mbang und Ayos (~80 km) beträgt etwa 3 m. Hier hat sich eine Vegetation aus hohen Gräsern und Bäumen ausgebildet, die der saisonalen Überflutung angepasst ist (z. B. *Raphia regalis*, *Macaranga* sp. und *Sterculia subviolacea*, vgl. Kap. 6.3.2.1).



Foto 14: Der Nyong bei Abong Mbang (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Bohrungen in direkter Flussnähe des mit Gräsern bedeckten Auenbereiches des Nyong waren nicht möglich (siehe Foto 14). Bei Abong Mbang (03°59'N, 13°10'E; 694 m ü. M.) wurde die Bohrung C21 (s. Anhang S. 292) nahe des Dorfes Abong Mbang II (04°01'N, 13°06'E; 693 m ü. M.) auf dem S-Ufer des Nyong durchgeführt. Sie erreichte eine Tiefe von 140 cm und brachte über Anstehendem ((Muskovitgranit, Migmatit und hauptsächlich Embrechtit der neoproterozoischen *Nappe de Yaoundé*) grobkörnige, sandig-lehmige Sedimente zutage. Während der Anteil gS von der Basis bis zur Oberfläche abnimmt (von ca. 35 auf 7 %), nehmen mS (15 auf 26 %) und fS (12 auf 28 %) zu. Die Fazies Schluff und Ton sind im unteren Profil höher und erreichen 20 % bzw. 35 %. Die Gehalte an C_{ges} und OS sind in den unteren Schichten am geringsten (0.34 bzw. 0.59 %) und nehmen bis in die humose Deckschicht (20-0 cm; 10YR 3/2) deutlich zu (bis auf 2.77 und 4.78 %), ebenso wie der Gehalt von N_{ges} (von 0.049 auf 0.185 %). Der pH-Wert liegt in schwankt zwischen 4 und 5 und das C/N-Verhältnis zwischen 7 und 8. Bräunliche Farbtöne an der Basis der Bohrung (10YR 4/6) wechseln im Mittelteil der

Bohrung zu rot (10YR 5/4 und 5/8) und aufgrund des Humusgehaltes in der Deckschicht schließlich wieder zu braun-schwarz (10YR 3/2 und 3/3). Die pedogenen Fe-Anteile sind in der unteren Profilhälfte hoch (um 3 %) und fallen zur Oberfläche auf 0.69 %. Die kristallinen (Fe_d) Fe-Anteile sind in der gesamten Bohrung höher. Im unteren Teil beträgt Fe_d 97-99 %, dann 86 % und schließlich 66 %. Datierbares, organisches Material wurde nicht gefunden.

Bei Zende (04°01'N, 13°06'E; 692 m ü. M.) wurde in einem Überflutungswald aus *Raphia regalis* gebohrt (Bohrung C22). Hier wurde aufgrund zunehmender Wassersättigung des Sediments nur eine Tiefe von 100 cm erreicht und es lagerten lehmig-sandige (Sl 2 und Sl 3) Sedimente über tonig-sandige (St 2 und St 3). Sie zeichneten sich durch graue Farbtöne aus (2.5Y 5/1 und 5/2; 10YR 7/1).

7.2.1.2 Aue des Nyong bei Ayos

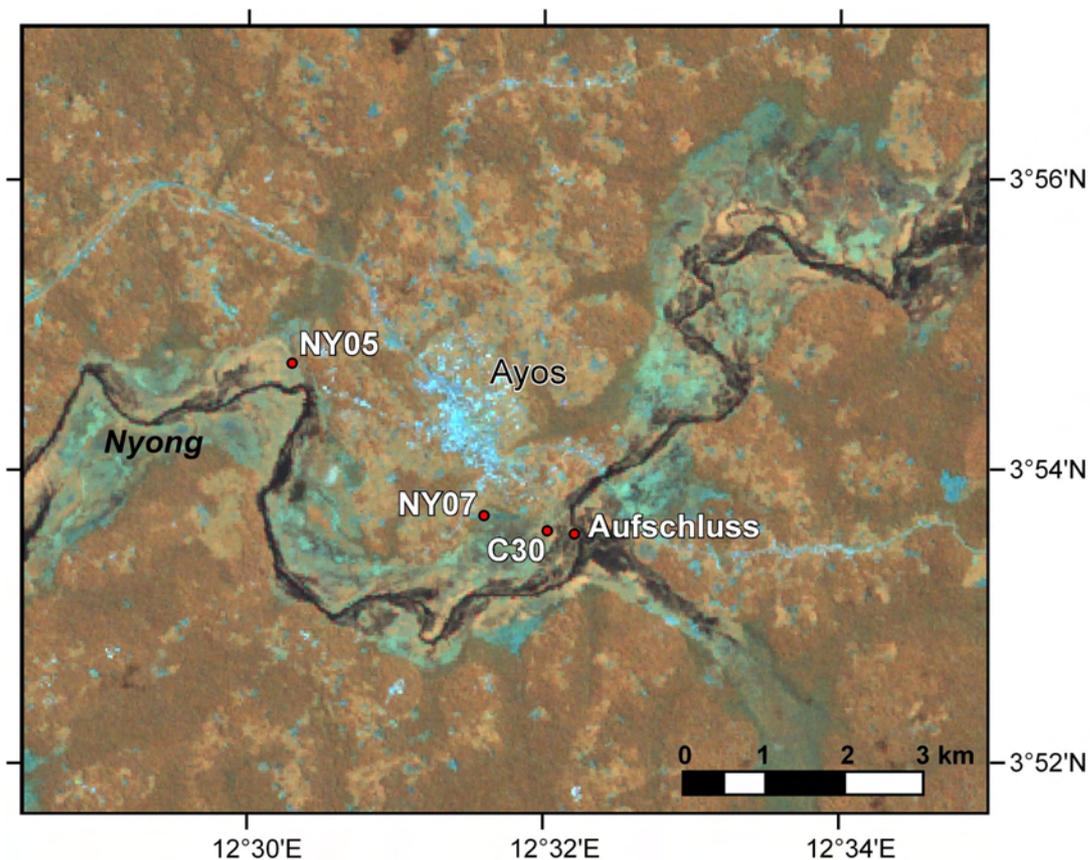


Abb. 33: LANDSAT ETM+ Szene 185-57 (16.01.2002) vom Untersuchungsgebiet Ayos mit Lage des Aufschlusses und Standorte in der Aue des Nyong, an denen verlandete (N07, C30) und rezent verlandende Gerinne (NY05) beprobt wurden

Rund um Ayos (03°54'N, 12°31'E; 693 m ü. M.) ist die Aue im N und S begrenzt durch bis zu etwa 20 m hohe Geländestufen der *Ayos-Serie* (ENO BELINGA 1984) aus metamorphen Gesteinen (kristalliner Schiefer, Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzit) der *Nappe de Yaoundé*. Laut MAURIZOT (2000) stehen vor allem in der Epizone entstandene

quarzitische Glimmer an, die reich an Muskovit und Chlorit sind (“*épischistes quartzitiques à muscovite-chlorite*”). Auf dem S-Ufer befindet sich präkambrisches Basement (Glimmerschiefer), das im Zuge des Straßenbaus aufgeschlossen wurde. An mehreren Stellen der Nyong-Oberterrassen beißen Lateritkrusten aus und in der Nyongauwe hat sich rezent eine hohe gras- und schilfartige Vegetation (aquatische Prärie) ausgebildet.

Am Standort Ayos wurde am N-Ufer westlich der Brücke über den Nyong ein verfüllter Altarm des Nyong vermutet (C30).



Foto 15: Der Nyong bei Ayos mit Lage der Bohrung C30 im verfüllten Altarm und Aufschluss am Ufer. Im Vordergrund: Sand, der aus dem Flussbett abgebaut wird (Aufnahme: M. Sängen, Januar 2007).

Dort wurde die Bohrung C30 (Anhang S. 295) bis zu einer Tiefe von 280 cm abgeteuft. Das sehr kohlenstoffhaltige und organische Sediment (C_{ges} , OS und N_{ges} : 18, 30 bzw. 1.07 %) im Liegenden wies dunkle Farbtöne (10YR 2/1) und erhöhte C/N-Verhältnisse (20) auf. Eine Bestimmung der Korngröße war auch nach der Humuszerstörung nicht möglich. Darüber lagerte eine sandige Schicht bis in 260 cm Tiefe, in der C_{ges} , OS und N_{ges} leicht abnehmen (8.7, 15 und 0.736 %). Diese wurde überdeckt von sehr organischen Sedimenten bis 140 cm Tiefe mit sehr hohem C_{ges} (zwischen 24 und 6.5 %), OS (41-11 %) und N_{ges} (1.289-0.415 %). Ab 140 cm nehmen C_{ges} , OS und N_{ges} (~2, 4 und 0.2 %) im Verlauf einer Kornvergrößerungssequenz (bis zu 57 % fS, 25 % gU) deutlich ab. Der pH-Wert liegt bei 4 und die Farbe des Sedimentes hellt im Oberbereich nur leicht auf (10YR 3/2). Das C/N-Verhältnis schwankt zwischen 11-24 und die insgesamt geringen pedogenen Fe-Anteile (0.38-0.77 %) sind durch ausgeglichene Fe_o - und Fe_d -Anteile gekennzeichnet, mit leichtem Übergewicht an Fe_d (52-57 %). Eine Datierung von Makroresten aus 280-260 cm ergab ein ^{14}C -Alter von 724 ± 45 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -25.8 ± 0.3 ‰).

Etwa 15 m entfernt, wurde SE von dieser Bohrung direkt am etwa 2.5-3 m hohen Steilufer des Nyong ein Aufschluss freigelegt, der einen Einblick in die Schichtung der Ablagerungen erlaubte.

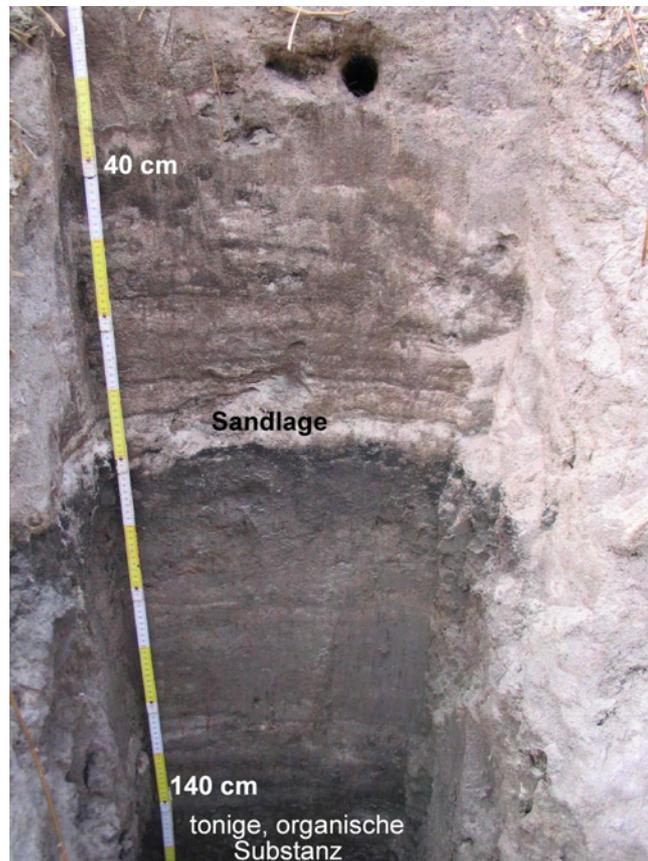


Foto 16: Aufschluss am Nyong-Ufer bei Ayos (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Das Profil (Anhang S. 295) schloss von der Basis (300 cm) bis in 200 cm Tiefe sandige Ablagerungen auf, die im Zuge einer Kornverfeinerungssequenz bis in 120 cm sukzessive abnehmen (mS von 46 auf 1 %, fS von 45 auf 12 %), bei gleichzeitiger Zunahme der feinkörnigen Faziesseinheiten (bis 30 % U und 56 % T). Zwischen 300 und 180 cm ergaben die Sedimente graue Farbtöne (10YR 5/2 und 6/2), sehr geringe Gehalte an C_{ges} , OS und N_{ges} (bis 0.37 %, 0.64 % und 0.063 %) und niedrige pH-Werte (3.4-4.38) sowie C/N-Verhältnisse (3-6). Ab 180 cm Tiefe steigen die Gehalte an C_{ges} (bis 2.19 %), OS (3.78 %) und N_{ges} (203 %) sprunghaft und fallen bis zur Oberfläche nur gering. Dort treten auch sehr dunkle Farbtöne auf (10YR 3/1 und 3/2) und das C/N-Verhältnis steigt auf Werte zwischen 8 und 12. Oberhalb 140 cm zeigt der Aufschluss dann eine Kornvergrößerungssequenz bis zur Deckschicht (bis 23 % mS, 60 % fS) bei fallendem Anteil U (8 %) und T (7 %). Auch an diesem Standort wurden insgesamt geringe Anteile für das pedogene Eisen bestimmt (< 0.80 %), mit gleich hohen Fe_o - und Fe_d -Anteilen im kompletten Profil. Eine tonige und organische Schicht in 180-160 cm wurde auf ein ^{14}C -Alter von 1508 ± 50 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -18.0 ± 0.3 ‰) datiert.

Anhand von ASTER-Satellitenbilddaten (12.03.2007) wurden mehrere Stellen in der Umgebung von Ayos identifiziert, an denen weitere periodisch geflutete Arme und verlandete Altarme des Nyong vermutet wurden. Dort wurden größtenteils nur geringmächtige Sedimentschichten gefunden, an deren Basis jeweils grobe Sande lagerten. An den Standorten NY05 (Ebabodo) und NY07 (s. Abb. 33) konnten jedoch in einem bereits verlandeten und einem zur Verlandung tendierenden periodischen Gerinne unter hohen Gräsern ähnliche Sedimente wie am Standort C30 geborgen werden. Es wurden erneut Vergrößerungssequenzen mit scharf zunehmenden sandigen Faziesseinheiten nachgewiesen. In NY05 konnte in gleicher Tiefe (280 cm) und ähnlicher Sedimentmatrix ein vergleichbares ^{14}C -Alter (732 ± 30 BP; $\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -20.0 ± 0.4 ‰) wie in C30 ermittelt werden.

7.2.1.3 Aue des Nyong bei Akonolinga

Etwa 25-30 km flussabwärts passiert der Nyong den Ort Akonolinga ($03^{\circ}46'N$, $12^{\circ}15'E$; 671 m ü. M.). Auch hier befinden sich, wie bei Ayos, südlich der Stadt eine Brücke über den Nyong und eine anschließende Piste durch die Aue.

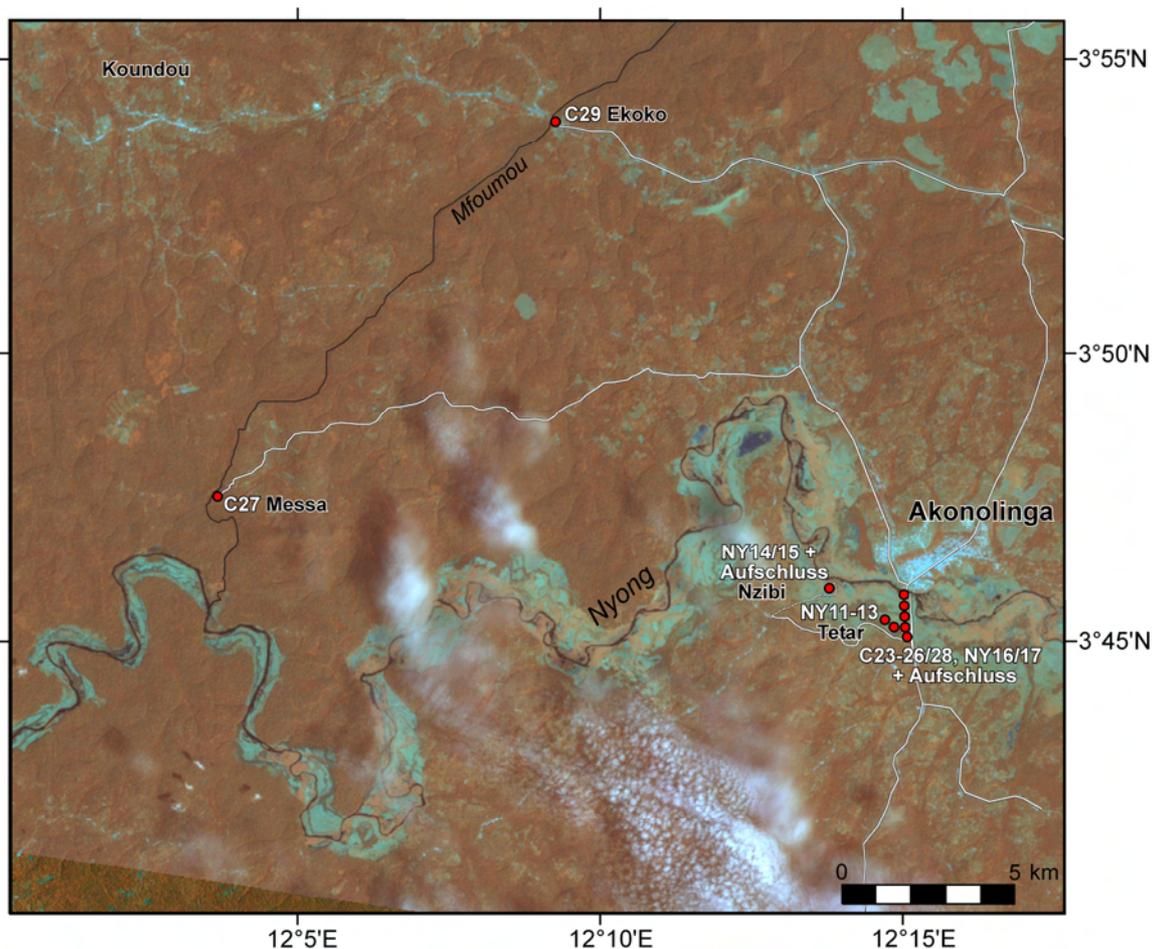


Abb. 34: LANDSAT ETM+ Szene 185-57 (16.01.2002) vom Untersuchungsgebiet Akonolinga mit Prospektionsroute und durchgeführten Handbohrungen an Nyong, Tetar und Mfoumou (C23-29, NY11-17).

Der Nyong macht östlich dieser Piste einen Bogen nach N und an der Erhebung, auf der sich Akonolinga befindet, einen weiteren, der ihn direkt am Fuße dieser Stufe nach W entwässert. Am ersten Bogen hat sich ein periodischer Tributär des Nyong (Tetar) ausgebildet, der in der Trockenzeit kein Wasser führt. Durch einen Durchlass entwässert er ebenfalls nach W und vereinigt sich wieder mit dem Nyong. Westlich der Piste wurde von S nach N ein Transekt durch die Nyong-Aue gelegt (siehe Beilage 2). Von südlichen Stufenbegrenzung der Aue bis zum Flussbett des Tetar wurden auf einer Strecke von etwa 300 m zunächst zwei Bohrungen (C23 und C28) gemacht. Auf der Stufe befindet sich tropischer Regenwald, der im Bereich der Bohrung C23 in sumpfiges Gestrüpp und Unterholz übergeht. Auf den 2 m breiten und 1.5 m hohen Ufern des ca. 5 m breiten Tetar hat sich Galeriewald ausgebreitet. Dahinter erstreckt sich nach N zur Stufe Akonolingas und des Nyong-Flussbettes savannenartige Auenvegetation mit bis zu 1 m hohen Gräsern, die wie bei Ayos regelmäßig abgebrannt werden (s. Foto 17). Auf dieser Strecke (ca. 1200 m) wurden in Abständen von 400-500 m weitere Bohrungen abgeteuft (C24, C25 und C26) und abschließend ein Aufschluss direkt am Nyong-Ufer freigelegt. Wie bei Ayos, wird der Auenbereich während der Regenzeit (September-November) für einige Zeit komplett etwa 1-2 m hoch geflutet.



Foto 17: Blick auf die Aue des Nyong bei Akonolinga (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

C23 (Anhang S. 293) am südlichsten Punkt des Transektes, direkt unterhalb der hier steil abfallenden Stufe gelegen, erreichte eine Tiefe von 420 cm. Im Liegenden (420-380 cm) wurden grobe, sandige Sedimente (17 % gS, 37 % mS und 20 % fS in 420-400 cm; 5 % gS, 15 % mS und 18 % fS in 400-380 cm) gefunden, die von sehr kompakten feinkörnigen, lehmig-tonigen Sedimenten überdeckt sind. An der Basis wurde eine ferricretische Kruste erreicht, die sich durch ein kräftiges Rot (2.5YR 4/3) vom übrigen Sediment abhebt (Fe_{ges} : 2.96 %, mit 99 % Fe_d). Ab 380 cm Tiefe nehmen die feinkörnigen Faziesseinheiten bis in 240 cm Tiefe immens zu (ca. 15 % U und bis zu 80 % T). Gleichzeitig tritt ein grauer Farbton auf (10YR 6/2 und 2.5Y 6/2), der mit Eisenkonkre-

tionen durchsetzt ist. Ab 240 cm Tiefe nehmen die Faziesseinheiten Sand und Schluff wieder zu bis in 200 cm Tiefe, bei zeitgleicher Abnahme des Tongehaltes. Darüber wird die Farbe der Sedimente heller (2.5Y 7/2) und der Tongehalt nimmt wieder sukzessive zu (bis maximal 65 %), verbunden mit einer Abnahme des Schluffanteils und etwa gleich bleibendem Sandanteil. Zwischen 180 und 120 cm wurde eine dunkle Schicht (10YR 4/3 und 5/2) gefunden. Schließlich treten wieder braun-graue Farbtöne (10YR 6/3) auf, die erneut mit Eisenkonkretionen durchsetzt sind. An der Oberfläche befand sich eine geringmächtige Humusauflage (ca. 15 cm; 10YR 4/3). Nach einem leichten Anstieg von der Basis bis in 360-340 cm (C_{ges} bis 0.14 %, OS 0.24 % und N_{ges} 0.066 %), fallen die Werte von C_{ges} , OS und N_{ges} bis in 200-180 cm gegen 0 und steigen dann sukzessive bis zu ihren Maxima in 20-0 cm an (2.13, 3.67 und 0.271 %). Das in 420-400 cm ermittelte C/N-Verhältnis (4) fällt zunächst und steigt an bis auf ein Maximum von 8 in 160-140 cm, wo eine konzentrierte tonige Lage gefunden wurde. Eine Datierung dieser tonigen, organischen Lage ergab ein ^{14}C -Alter von 28.358 ± 300 BP und einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -20.1 ± 0.3 ‰. Der pedogene Fe-Gehalt ist oberhalb der an der Basis gefundenen Eisenkruste sehr gering (< 0.22 %) und steigt erst ab 120 cm an (von 0.66 % auf 2.98 % in 20-0 cm). Im gesamten Profil liegt der Anteil Fe_d (74-99 %) deutlich über Fe_o .

Die Bohrung C28 (Anhang S. 293) wurde etwa 120 m weiter nördlich, unweit des Tetar erbohrt. Die Bohrung erreichte ebenfalls eine Tiefe von 420 cm und an der Basis zwischen 420 und 340 cm wurden sandig-tonige Sedimente aufgeschlossen (~ 2 % gS, ~ 16 % mS und 30-35 % fS) mit einem Tongehalt zwischen 40 und 62 % und dunklen Farbtönen (10YR 4/2 und 5/2). Darüber lagerten sehr feinkörnige Sedimente mit einem Tongehalt zwischen 75 und 87 %. Während der Sandanteil (hauptsächlich fS) zwischen 5 und 10 % schwankt liegt der Schluffgehalt (hauptsächlich mU und fU) zwischen etwa 7 und 20 % und ist im oberen Bereich der Bohrung deutlich höher. Abgesehen von den oberen 60 cm (10YR 3/1 und dann 2.5Y 5/2) dominieren graue Töne (10YR 5/3, 6/2, 6/3 und 2.5Y 6/2, 6/4) im Bohrprofil, die von Oxidationsflecken (2.5YR 5/8 und 6/8) durchsetzt. Nachdem C_{ges} , OS und N_{ges} in 420-400 cm noch 0.99, 1.71 bzw. 0.115 % betragen, fallen die Werte sukzessive bis in 360-340 cm (0.15, 0.26 bzw. 0.037 %) und steigen schließlich auf Maxima in der Deckschicht an (4.47, 7.71 und 0.447 %). Der pH-Wert liegt zwischen 3.43 und 3.78 und erreicht zwischen 340 und 240 cm die tiefsten Werte. Das C/N-Verhältnis ist an der Basis der Bohrung, wo die dunklen, organischen Sedimente auftraten mit 9 in 420-400, 21 in 400-380 cm und 15 in 380-360 cm noch relativ hoch und liegt ansonsten zwischen 3 und 6. Die Fe-Anteile sind insgesamt höher als in C23 und steigen von der Basis bis zu einem ersten Maximum (1.68 %) in 240-220 cm zunächst deutlich an und erreichen dann nach einer deutlichen Abnahme (0.13 % in 180-160 cm) ihr Maximum (3.36 %) in 100-80 cm. Bis zur Oberfläche fallen

sie anschließend wieder deutlich (0.30 %). Der Anteil Fe_d beträgt bis 340 cm Tiefe 64-73 % und darüber 90-98 %. Makroreste aus dem sandigen, organischen Sediment an der Basis dieser Bohrung lieferte ein ^{14}C -Alter von 42.940 ± 1.500 BP und einen $\delta^{13}C$ -Wert von -19.6 ± 0.5 ‰.

Etwa 100-150 nördlich des Tatar wurde die nächste Bohrung des Transektes (C24) im zentralen Auenbereich durchgeführt, welcher kürzlich durch Brandrodung von der savannenartigen Vegetation freigelegt worden war. Hier lagern schluffige Tone (Tu 2 und 3) bis 260 cm Tiefe über tonige Sande (St 2 und 3) bis 360 cm Tiefe. Wieder wurden hauptsächlich graue Farbtöne (10YR 6/2 und 7/2, 2.5Y 7/1 und 8/1) identifiziert, die mit Oxidationsflecken durchsetzt sind (10R 5/8, 10YR 7/8 und 2.5Y 7/8). Überdeckt werden diese Ablagerungen von braunen, organischen Decksedimenten bis in ca. 60 cm Tiefe (60-20 cm: 10YR 5/3 und 2.5YR 4/8; 20-13 cm: 10YR 4/3 und 13-0 cm: 2.5Y 2/1). In diesem Profil konnten keine fossilen, organischen Sedimente gefunden werden.

Etwa 500 m weiter nördlich in Richtung des rezenten, trockenzeitlichen Nyong-Flusslaufs wurde C25 erbohrt. Der Landschaftscharakter und auch die Topographie sind unverändert. An der Basis wurden tonige Sande (St 2 in 300-260 cm und St 3 in 260-220 cm) von dunkelgrauer (2.5Y 7.5/4) Farbe gefunden, die von sandigen Tonen überdeckt werden (Ts 4 in 220-200 cm, Ts 3 in 200-160 cm und Ts 2 in 160-140 cm). Sie sind ebenfalls von grauer Farbe (10YR 6/1, 6.5/1 und 7/1) und mit Oxidationsflecken (10YR 6/8 und 10R 5/8) durchsetzt. Diese werden überlagert von zunächst lehmigen Tonen (Tl) bis 80 cm Tiefe und dann schluffigen Tonen (Tu 2 in 80-20 cm und Tu 3 in 20-0 cm), die sich durch die gleichen Farbmerkmale auszeichnen. Hier konnte das Sediment aufgrund des hohen Wassergehaltes ab 300 cm nicht mehr geborgen werden und es wurden ebenfalls keine fossilen, organischen Ablagerungen gefunden.

Die letzte Bohrung in diesem Transekt ist C26 (Anhang S. 292), die unweit (20-30 m) des Nyongufers abgeteuft wurde. Sie erreichte eine Tiefe von 220 cm und brachte sehr sandige (bis 50 % mS und 75 % fS) Sedimente zutage, die zur Oberfläche eine schwache Kornverfeinerungssequenz bis 40 cm Tiefe zeigen. Es folgt darüber eine feinkörnige, tonige und humose Deckschicht mit sprunghaftem Anstieg der tonigen (bis 68 %) und schluffigen (~20 %) Faziesseinheiten und dunkler Farbe (5YR 2.5/1). Abgesehen von dieser aschehaltigen Deckschicht, dominieren wiederum graue Farbtöne (10YR 5/2 und 5/3). Die Werte für C_{ges} und OS liegen an der Basis nahe 0 und steigen zwischen 180 und 120 cm leicht an (0.31 bzw. 0.53 %), bevor sie dann wieder bis auf 0.13 bzw. 0.22 % sinken und schließlich ihre Maxima in der Deckschicht (7.08 und 12.21 %) erreichen. N_{ges} tendiert an der Basis ebenfalls gegen 0 und steigt ab 40 cm auf die Höchstwerte von 0.402 und 0.795 %. Der pH-Wert liegt zwischen 3.69 und 4.02 (Maximum in 220-200 cm) mit fallender Tendenz zur Oberfläche. Das C/N-Verhältnis ist wiederum sehr niedrig (zwischen 3.5 und 7) und erreicht die höchsten Werte in den oberen Sedi-

mentschichten: 9-12. Die pedogenen Fe-Anteile sind niedrig mit zwei Maxima in 80-60 (0.12 %) und 20-0 cm (0.24 %) und einem durchgängigen Fe_d -Anteil von 60-70 %. An der Basis der Bohrung konnte kein datierbares Material gefunden werden.

Abschließend wurde unweit dieser Bohrung am S-Ufer des Nyong ein Aufschluss freigelegt. Innerhalb der überwiegend sandigen (über 90 %, mit 33-65 % mS) Ablagerungen, wurden feinkörnige, organische Lagen in 220-200, 140-120 und 80-60 cm Tiefe deponiert. Diese zeichnen sich durch dunkle Farbtöne (10YR 2/1 und 3/1), Maxima an C_{ges} (1.50 %, 2.79 % und 1.80 %), OS (2.59, 4.81 und 3.10 %) und N_{ges} (0.121, 0.226 und 0.160 %) aus. Im restlichen Profil fluktuiert C_{ges} um 1 %, OM um 1.5 % und N_{ges} zwischen 0.060 und 0.080 %. Der pH-Wert liegt zwischen 4.19 und 3.71 mit fallender Tendenz in abnehmender Tiefe (unterhalb 140 cm Tiefe Werte über 4). Das C/N-Verhältnis liegt bei 10 und erreicht leicht höhere Werte zwischen 220 und 140 cm Tiefe (12-19). Die pedogenen Fe-Anteile oszillieren hauptsächlich zwischen 0.03 und 0.08 % und erreichen zwei Maxima in 140-120 (0.18 %) und 80-60 cm (0.11 %). Es wurden im Profil etwa gleich hohe Fe_o - und Fe_d -Anteile ermittelt. Aus der tiefsten erschließbaren, organischen Lage in 220 cm Tiefe wurde sandig-toniges Sediment für eine Datierung entnommen, welches ein ^{14}C -Alter von 902 ± 45 BP ($\delta^{13}C$ -Wert von -24.2 ± 0.5 ‰) ergab.

Zwischen C23 und C28 wurde eine weitere Bohrung (NY16) gemacht, die ähnliche Sedimente bis etwa 400 cm Tiefe, aber kein organisches Material lieferte. Zudem wurde in dem trockenen Flussbett des Tetar zweimal gebohrt (NY11 und NY13). NY11 (Anhang S. 294) erreichte eine Tiefe von 340 cm und lieferte bis 280 cm Tiefe grobe Sande. Darüber lagerte feinkörniges schluffig-toniges (60-74 % T, 6-25 % U), organisches Sediment mit zwischengelagerten sandigen Sedimentlagen zwischen 130 und 100 cm Tiefe. Der untere, sandige Bereich der Bohrung (10YR 5/2, 5/3, 6/2) ist durch geringe Gehalte an C_{ges} , OS (< 1 %), N_{ges} (0.05 %) und pedogenem Fe (< 0.2 %), sowie erhöhtem pH (4-5) gekennzeichnet. Zwischen 220-140 cm (7.5YR 6/8) treten Fe-Maxima (1.72-2.77 %) auf. Ab etwa 80 cm steigen die Werte stark an, bei fallendem pH (~3.5). In der Deckschicht (40-0 cm, 10YR 3/2) werden Maxima an C_{ges} (26 %), OS (43 %) und N_{ges} (0.8 %) erreicht. Das C/N-Verhältnis fällt von der Basis (10) bis in 200 cm (1.5) und steigt darüber sukzessive bis auf 33.

In NY13 (Anhang S. 294), die etwa 100 m weiter westlich dem trockenen Flussbett des Tetar folgend in einer feuchten Senke durchgeführt wurde, konnten von 320 bis 180 cm Tiefe dunkle (10YR 3/1, 3/2), sandig-tonige (~20 % mS, ~30 % fS und ~30 % T), organische Sedimente aufgeschlossen werden. Sie werden ab 180 cm von tonigen (70-93 %), weniger dunklen (10YR 4/1) organischen (1-37 % OS) Ablagerungen überdeckt. Die Laboranalysen zeigen ähnliche Werte wie in NY11, wobei pH generell bei 3.5 liegt

(außer in 100-80 cm: 4.21) und pedogenes Fe sehr niedrig ($< 0.5\%$) ist. Auch in dieser Bohrung ist ein generell steigender Trend der Analysewerte ab etwa 80 cm erkennbar.



Foto 18: Standort NY13 im Galeriewald entlang des Tetar (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2008).

Eine Datierung von organischem, sandig-tonigem Sediment in NY11 (280 cm) ergab ein ^{14}C -Alter von 31.904 ± 300 BP und einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-33.5 \pm 0.4\%$. An der Grenze zwischen sandiger und toniger Ablagerungen in NY13 (180 cm) wurden ein ^{14}C -Alter von 18.858 ± 100 BP und ein $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-18.1 \pm 0.2\%$ ermittelt.

7.2.1.4 Bohrungen am Tributär Mfoumou

Direkt an der Strasse zwischen Ayos und Yaoundé liegt etwa 70 km östlich von Yaoundé das Dorf Koundou, was in der einheimischen Sprache Savanne bedeutet. Dieser Name entstand, da sich das Dorf zur Gründungszeit von Savanne umgeben war.



Foto 19: Savannen-Regenwald-Übergangszone nördlich von Akonolinga und nordöstlich von Koundou, die der Tributär Mfoumou drainiert. Hier haben sich auf den Inselbergen und im Regenwald Savanneninseln ausgebildet (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Heute liegt das Dorf mitten im tropischen Regenwald, der sich von dort noch etwa 20-30 km weiter nach Norden erstreckt. Erst dort findet man eine Fläche mit etwa 20 km Durchmesser, die heute von Savanne eingenommen wird (vgl. Abb. 34). Hier entspringt der Mfoumou, ein Tributär des Nyong, der etwa 20 km Luftlinie westlich von Akonolinga von NE kommend in den Nyong mündet (bei etwa 03°45'59''N, 12°03'45''E).

Das Ufer des Mfoumou wurde einmal über eine von E nach W führende Piste nördlich des Nyong nahe dem Dorf Messa (03°47'N, 12°03'E) erreicht und bis etwa 240 cm Tiefe beprobt (C27, S. 296). In einer Kornverfeinerungssequenz werden feinsandige Sedimente (~90 % fS, 4 % gU und T) bis etwa 120 cm Tiefe von feinkörnigen, lehmigen (33 % fS, U und T) Sedimenten überlagert. Der an der Basis (240-220 cm) zunächst hohe Anteil an mS (19 %) fällt bis 160 cm (1.32 %) und steigt dann wieder auf Werte zwischen 2 und 5 % an. Abgesehen von der Humusaufgabe (2.5Y 4/2) wurden hauptsächlich graue Farbtöne bestimmt (2.5Y 6/0, 6/2 und 10YR 6/1, 6/2). Die Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} sind bis in 120 cm Tiefe niedrig und nehmen darüber bis zur Oberfläche sukzessive zu (C_{ges} bis 1.36 %, OM 2.34 % und N_{ges} 0.171 %). Der pH-Wert fällt ab einer Tiefe von 120 cm von knapp über 4 (4.17-4.42) auf knapp unter 4 (3.73-3.92). Ebenso steigt das C/N-Verhältnis von dieser Tiefe an deutlich von vorher 1-2 auf 4-9. Pedogene Fe-Anteile sind sehr gering und nehmen im oberen Profil ab 80 cm zunächst zu bis zum Maximum (1.49 %) in 60-40 cm und anschließend wieder ab. Fe_d ist gegenüber Fe_o deutlich erhöht mit Werten zwischen 71-88 %. Verwertbare organische Sedimente konnten in der Bohrung nicht gefunden werden.



Foto 20: Der Mfoumou bei Ekoko. (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2007).

Nahe dem Dorf Ekoko (03°53'N, 12°09'E) wurde unweit einer Brücke über den Mfoumou die Bohrung C29 (Anhang S. 296) bis ebenfalls 240 cm Tiefe durchgeführt. Hier sind sandige (~6 % gS, ~50 % mS und ~20 % fS) Sedimente an der Basis (240-200 cm)

überlagert von feinkörnigeren Sedimenten (<1 % gS, bis 15 % mS, 65 % fS, 20 % U und 30 % T), dessen Korngrößen bis in 80 cm Tiefe zunehmend gröber werden bei einer gleichzeitigen Zunahme der Anteile mS und fS (Kornvergrößerungssequenz). Darüber nehmen bis zur Oberfläche U und T wieder zu. Auch hier dominieren unterhalb der Humusauflage (10YR 3/2) graue Farbtöne (10YR 5/2 und 2.5Y 5/2, 6/2 und 6/4). Die geringen Werte an C_{ges} , OS und N_{ges} in 240-200 cm (0.13 und 0.15 %, 0.22 und 0.26 %, sowie 0.031 und 0.039 %) steigen in 200-180 cm leicht an (0.29, 0.50 und 0.047 %) und nehmen dann bis in 100-80 cm sukzessive ab. Der pH-Wert schwankt um 4 und das C/N-Verhältnis liegt zwischen 2 und 10. Fe-Anteile fluktuieren zwischen 0.06 und 0.21 %, mit in etwa gleichwertigen Anteilen Fe_o und Fe_d . In den untersten Lagen konnten auch bei dieser Bohrung keine verwertbaren organischen Ablagerungen gefunden werden.

7.2.1.5 Bohrungen an Altarmen des Nyong zwischen Endom und Mbalmayo

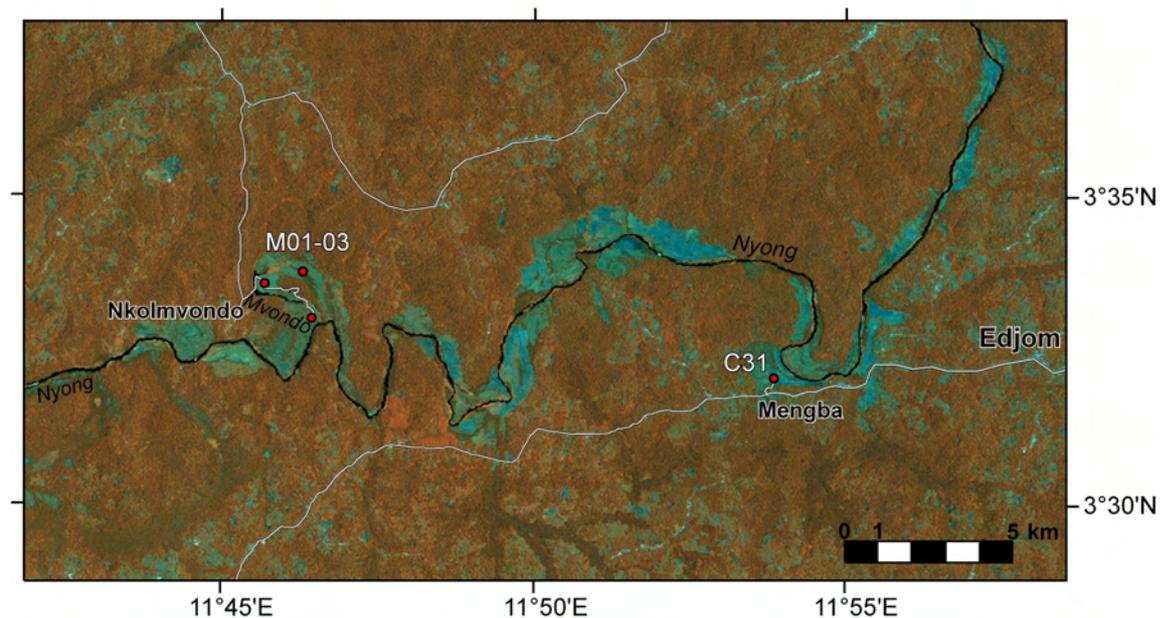


Abb. 35: LANDSAT ETM+ Szene 185-58 (18.03.2001) von den Untersuchungsgebieten Mengba und Nkolmvondo mit Prospektionsroute und durchgeführten Handbohrungen an Altarmen des Nyong (C31, M01-03).

Letzter Standort am Oberlauf des Nyong war dessen Aue bei Mengba unweit des Dorfes Edjom (03°32' N, 11°58' E). Hier hat der Nyong südlich des rezenten Flusslaufes eine ähnliche, jedoch weniger ausgedehnte Aue ausgebildet wie bei Akonolinga und Ayos. Nahe Mengba hat der Nyong einen Prallhang ausgebildet, an dem die Fließrichtung von W nach N ändert. Auf dem Satellitenbild sind W und E dieses Bogens weitere Strukturen mit ähnlicher Ausrichtung erkennbar (Abb. 35). Es handelt sich dabei um periodische oder bereits verlandete, ehemalige Flussläufe des Nyong, der seinen Flusslauf von W nach E verlagert hat.

Die in diesem Bereich durchgeführte Bohrung C31 (Anhang S. 296) erreichte 280 cm Tiefe und wurde etwa 500 m westlich des rezenten Flusslaufes erbohrt.



Foto 21: Die Aue des Nyong bei Mengba (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2007).

Im Liegenden (280-220 cm) wurden grobkörnige Sedimente (6 % gS, 13 % mS, 60 % fS, 10 % U, 11 % T) erbohrt. Darüber nehmen die feinkörnigen Fazies und vor allem Ton (70-80 %) rapide zu. Die Ablagerungen an der Basis zeichnen sich durch eine sehr dunkle Farbe (10YR 2/1 und 10YR 3/2), erhöhten Kohlenstoffgehalt, einem pH von etwa 3.5 und niedrigem Eisengehalt (0.3 %) aus. Im Hangenden sinken die Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} geringfügig (0.53, 0.91 bzw. 0.094 %) und erreichen Maxima in 20-0 cm (4.24, 7.31 und 0.459 %). Hier treten graue Farbtöne auf (10YR 4/2, 5/2 und 6/3). Es schließt sich eine eisenhaltige Schicht (2.5Y 5/4) in 80-60 cm und eine humose Auflage (10YR 4/1) in 20-0 cm an. Das C/N-Verhältnis ist im unteren Bereich der Bohrung hoch (17-20) und fällt dann auf Werte zwischen 5 und 10. Die pedogenen Fe-Anteile erreichen Maxima in 180-160 (0.72 %) und 80-60 cm (2.83 %). Die Anteile Fe_d liegen zunächst leicht (52-60 % Fe_d) und in Hangenden deutlich (86-98 %) über Fe_o . Vom tiefsten Punkt der Bohrung wurde organisches, sandiges Sediment datiert und ein ^{14}C -Alter von 13.357 ± 60 BP ermittelt ($\delta^{13}C$ -Wert nicht bestimmt). Von der Obergrenze des dunklen (10YR 2/1), sandigen organischen Sedimentes ergaben bereits deutlich tonigere organische Sedimente ein ^{14}C -Alter von 11.107 ± 90 BP und einen $\delta^{13}C$ -Wert von -28.9 ± 0.1 ‰.

Bei Nkolmvondo wurde ein weiterer Altwasserarm prospektiert. Auf der Satellitenszene (Abb. 35) ist östlich von Nkolmvondo deutlich eine bogenförmige von N nach W drehende Struktur in Fortsetzung des rezenten Nyong-Flusslaufes erkennbar, die in den nach S in den Nyong entwässernden Tributär Mvondo übergeht. Diese Struktur wird als Altarm oder Altwassersee des Nyong gedeutet. Bohrungen wurden am Ufer des Sees und entlang des Mvondo durchgeführt. Die Bohrung (M01) wurde am nordöstlichsten

Punkt, direkt am S-Ufer des Altwassersees durchgeführt und ergab grau-braune (2.5Y 8/2), feinsandige Ablagerungen zwischen 400 und 260 cm Tiefe. Darüber wurden zunächst (260-240 cm) schluffige Sande (Su 3) und schließlich sandige Tone erbohrt (Ts 3-4, 2.5Y 7/4), die mit abnehmender Tiefe zunehmend braunere Farben aufwiesen (10YR 4/6, 5/3 und 6/4). Zwischen 220 und 20 cm Tiefe enthielt das Sediment abnehmende Eisenkonkretionen (7.5YR 5/8) und die Deckschicht bildete eine humose, sandig-tonige Auflage (10YR 4/2).

M02 wurde in der Nähe des versumpften Zusammenflusses von Mvondo und Nyong durchgeführt, welcher mit hohen Gräsern und Schilf bewachsen ist. In M02 konnten aufgrund zunehmender Wassersättigung der Ablagerungen nur bis 100 cm Tiefe graue grobsandige Sedimente erbohrt werden.

M03 wurde auf dem Ostufer des Mvondo abgeteuft. An der Basis, wo die Ablagerungen ebenfalls zunehmend feuchter wurden, konnten zwischen 220-140 cm graue, lehmige Sande geborgen werden ((Sl 2-3, 5Y 6/1 und 7.5Y 7/1), überdeckt von sandig-tonigen Sedimenten (Ts 2-4, 10YR 6/1). Die obersten 10 cm bildete wiederum eine humose Auflage (10YR 4/2). In keiner der Bohrungen konnten verwertbare fossile organische Ablagerungen gefunden werden.



Foto 22: Nordwestlicher Bogen des Altwassersees bei Nkolmvondob (Aufnahme M. Sangen, Februar 2008).

7.2.2 Mittellauf des Nyong bei Eséka

Der Mittellauf des Nyong wurde zwischen Eséka und Makak prospektiert. Die Satellitenszene der Region Eséka (Abb. 36) zeigt eine deutliche lineare Struktur des Nyong-Flusslaufes, welcher sich stark an die geologischen Komplexe ausrichtet. Mehrmals kommt es zu spitzwinkligen, scheinbar sprungartigen Fließrichtungsänderungen. Dies ist östlich von Lipombe II besonders ausgeprägt. Nur an wenigen Stellen verzweigt sich der Fluss in kleinere Nebenarme.

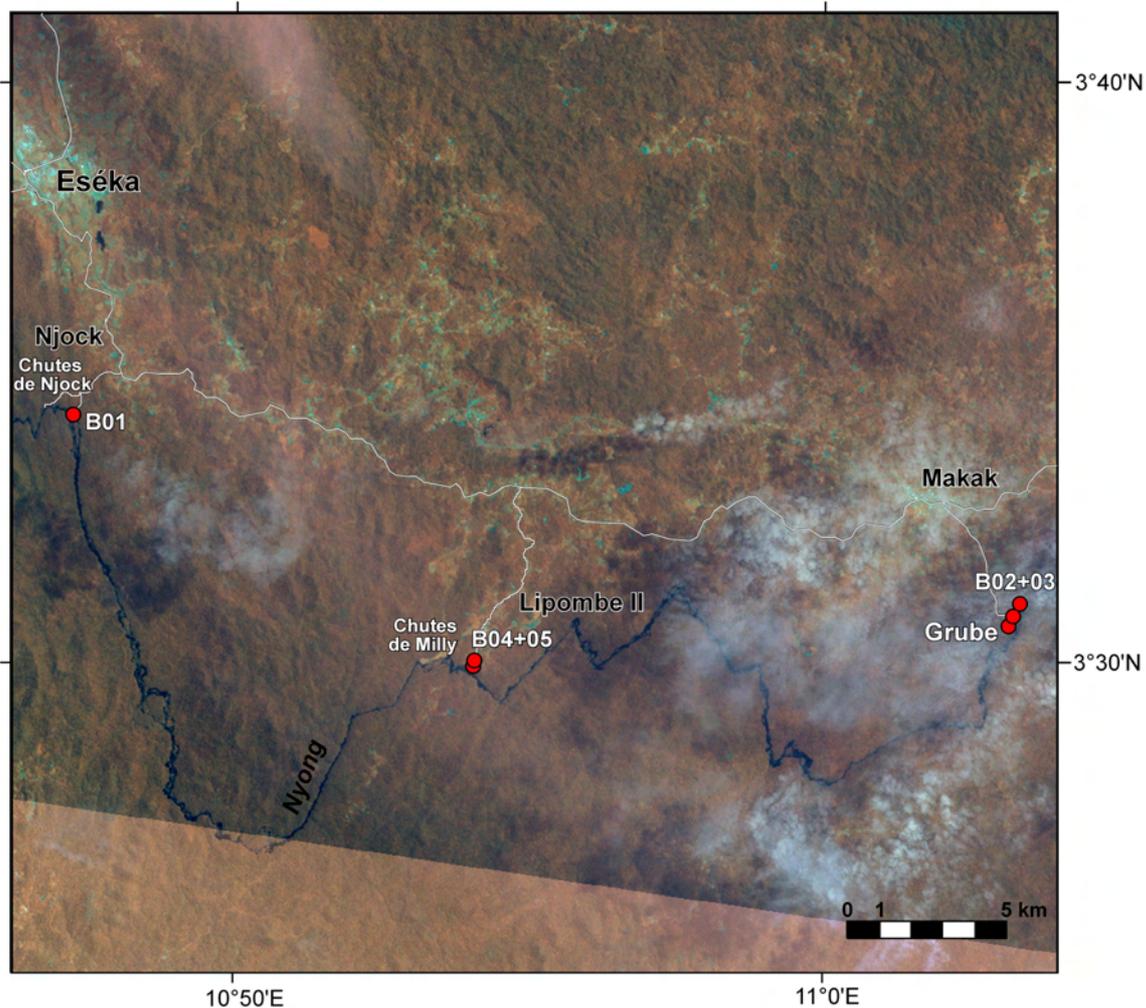


Abb. 36: LANDSAT ETM+ Szene 186-58 (26.04.2001) der Untersuchungsregion Eséka und Lage der untersuchten und beprobten Standorte.

Hier überwindet der Nyong die Rumpfstufe des *Plateau Sud-Camerounais* über mehrere Katarakte und Wasserfälle. Eine dieser Wasserfälle, die *Chutes de Njock* konnten 5 km südlich von Eséka nahe der Siedlung Njock (03°34'N, 10°47'E) erreicht werden. Der Fluss entwässert hier über drei treppenartige Stufen die Rumpfstufe (Foto 23, S. 132). Geeignete Bohrstandorte und alluviale Sedimente konnten hier nicht identifiziert werden.

Oberhalb der Wasserfälle wurde die Bohrung B01 (Anhang S. 297) durchgeführt. Unweit des Ufers hatte der Nyong eine langgestreckte, von Vegetation bedeckte Sandbank aufgeschüttet. An mehreren Stellen ragte das Anstehende (granathaltiger Amphibolgneis des nearchaischen bis paläoproterozoischen Sockels, MAURIZOT 2000; *Unité du Nyong et de l'Ayna* nach NGAKO 2006) aus dem Flussbett und trat auch an den Wasserfällen in Erscheinung. Am Fuße der Wasserfälle wurden wie an den *Chutes de Dehane* und den *Chutes de Memvé'élé* (Ntem-Binnendelta) sesquioxid-verbackene Schotter gefunden.

B01 wurde auf einem etwa 2.5 m hohen Uferwall etwa 2 m vom Flussbett entfernt durchgeführt. Es wurden überwiegend sandige (bis 70 % fS, 40 % mS) Alluvionen bis in eine Tiefe von 250 cm erbohrt, dessen Sandfazies mit abnehmender Tiefe verfeinern, bei Zunahme von gU und T (jeweils ~15 %). Im Liegenden (250-225 cm) wurde eine dunkle (2.5Y 4/2) organische Lage erbohrt, die fossile Makroreste (Holz) enthielt. Eine Datierung aus der oberen Grenze dieser Lage (225 cm Tiefe) ergab ein ^{14}C -Alter von 2134 ± 41 BP und einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -27.3 ‰. Im Profil dominieren bräunlich-rötliche Farbtöne (2.5Y und 10YR 5/6), die in 225-200 cm den rötlichsten Ton erreichen (10YR 5/8). An der Oberfläche (40-0 cm) befindet sich eine humose Deckschicht (2.5Y 4/4 und 5/4). Die erhöhten Werte an C_{ges} , OS und N_{ges} in 250-225 cm (0.60, 1.03 und 0.028 %) nehmen zunächst bis in 200-175 cm ab (0.08, 0.14 und 0.006 %) und dann wieder sukzessive zu (Maxima in 25-0 cm: 1.67, 2.08 und 0.148 %). Der pH-Wert fällt von 5.4 auf 4.17. Der niedrige Eisenanteil in 250-225 cm (0.10 %) steigt bis 200 cm sprunghaft an (0.90 %) und nimmt danach Werte um 1 % an (Maximum 1.29 % in 50-25 cm). Der Anteil Fe_d beträgt 79-96 % und das C/N-Verhältnis fluktuiert zwischen 10-22, mit Maxima nahe der Basis.



Foto 23: Die Njock-Wasserfälle, wo der Nyong über mindestens drei treppenartig angelegte Stufen des anstehenden Gneises entwässert. Oberhalb der Wasserfälle wurde B01 erbohrt (Aufnahme. M. Sangen, Februar 2005).

Etwa 10 km SE von Njock konnte bei Lipombe II ($03^{\circ}30'\text{N}$, $10^{\circ}54'\text{E}$; 575 m ü. M.) unterhalb eines steilen Hanges erneut der Alluvialbereich des Nyong beprobt werden. Hier hat der Fluss einen breiten Überflutungsbereich oberhalb einer Serie von Stromschnellen (*Chutes de Milly*) ausgebildet, die eine Stauwirkung erzeugen. Laut MAURIZOT (2000) tritt in dieser Region das Intrusivgestein Tonalit sehr begrenzt auf. Hier wurden zwei Bohrungen gemacht (B04 und B05), von denen die Sedimente aus B05 (S. 297) analysiert wurden. Die sandigen Korngrößen vergrößern sich von der Basis (140 cm) bis zur Oberfläche. Während der Anteil an Grobsand im Liegenden zwischen 15 und 20 % schwankt, beträgt er im Hangenden 30 %. Ebenso nimmt der Anteil

Mittelsand zu (15-50 %). Feinsand liegt bei 10 % und ist im unteren Teil der Bohrung deutlich erhöht (30 %). In 140-120 und 80-60 cm Tiefe ist der Anteil an feinkörnigen Faziesseinheiten (T und U) deutlich höher (ca. 30 % U und 30 % T), was dem gesamten Profil einen generell inhomogenen Charakter verleiht. Dort wurden auch die höchsten Werte für C_{ges} (2.18 und 2.19 %), OS (3.76 und 3.78 %), N_{ges} (0.078 und 0.074 %) und C/N-Verhältnis (109 und 47) gefunden. Pedogenes Eisen (0.04 und 0.24 %) sowie pH (4.82 und 4.44) sind im Vergleich zum Rest des Profils deutlich niedriger und die Farbe des Sediments ist sehr dunkel (10YR 2/1) im Vergleich zum restlichen Profil (10YR 4/3 und 5/3). Der höchste Eisengehalt (1.06 %) wurde in 40-20 cm (10YR 5/8) und der höchste pH-Wert (5.74) in 100-80 cm gemessen. Der Anteil Fe_d am pedogenen Eisen beträgt 81-97 %. Die Bereiche (140-120 und 80-60 cm), in denen die feinkörnigen, organischen Sedimente gefunden wurden, konnten als taschenförmige Einschlüsse organischen Sediments gedeutet werden und wurden ebenfalls in der Bohrung B04 (etwa 1 m neben B05) erbohrt. Makroreste (Holz) aus einer solchen Tasche in 140-120 cm Tiefe wurden auf ein ^{14}C -Alter von 707 ± 38 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.2 ‰) datiert.



Foto 24: Der Standort Lipombe II. Oberhalb von Stromschnellen hat sich ein breiter Überflutungsbereich ausgebildet (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2005).

10 km weiter östlich konnten südlich von Makak ($03^{\circ}30'N$, $11^{\circ}03'E$; 564 m ü. M.), wo Sande im Nyong-Flussbett und -Ufer abgebaut werden, in einer Grube erneut solche Taschen mit organischen Sedimenten identifiziert werden, aus denen in 245-235 und 180-160 cm Tiefe organische Makroreste entnommen und datiert wurden. Die Datierungen lieferten rezente ^{14}C -Alter (1979-1980 AD und 1966-1967 AD) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -29.8 und -29.4 ‰. Laut MAURIZOT (2000) steht hier granathaltiger Amphibolgneis des neoarchaichen bis paläoproterozoischen Sockels an (*Unité du Nyong et de l'Ayna*, NGAKO 2006).

Unweit dieser Grube wurde die Bohrung B02 (Anhang S. 297) bis 300 cm Tiefe abgeteuft. Hier wurden überwiegend sandige alluviale Ablagerungen gefunden, die eine

Kornverfeinerungssequenz zeigen. Während an der Basis der Anteil mS noch bei 70 % liegt, beträgt er im oberen Bereich der Bohrung nur noch 20 %. Die Anteile fS (25-50 %), U (3-15 %) und T (von 2-20 %) nehmen deutlich zu. C_{ges} (0.04 % in 300-280 cm Tiefe und 1.86 % in 7-0 cm Tiefe), OS (0.07 bzw. 3.14 %) und N_{ges} (0.002 bzw. 0.099 %) nehmen ab 300 cm Tiefe zunächst sehr geringfügig und ab 7 cm dann sprunghaft zu.



Foto 25: Der Nyong bei Makak, wo eine Grube und eine Bohrung Einblick in sehr sandige Sedimente lieferten. Gneis steht im Flussbett an (Aufnahme: M. Sangan, Februar 2005).

An der Basis (300-240 cm) ist das Sediment dunkel (10YR 3/2 und 10YR 4/3). Darüber treten zunächst bis 125 cm braun-rötliche (10YR 5/6 und 2.5Y 6/6, 6/4) und schließlich wieder graue Farbtöne (2.5Y 5/3, 6/3) auf. In 25-0 cm lagert eine humose Deckschicht (2.5Y 4/3). Der pH-Wert schwankt um 4 und erreicht an der Basis und Oberfläche Werte um 5. Pedogenes Fe schwankt zwischen 0.20 und 0.40 % und erreicht zwei Maxima bei 180-160 und 25-7 cm, wobei Fe_d 58-94 % ausmacht. Das C/N-Verhältnis beträgt im größten Teil der Bohrung etwa 7 und ist jeweils an der Basis (22) und Oberfläche (18) erhöht. Organisches Sediment und einige Makroreste wurden zwischen 300 und 160 cm gefunden, jedoch nicht datiert.

7.2.3 Unterlauf des Nyong bei Dehane

Nördlich von Kribi wurde zwischen Donenda und Dehane der Unterlauf des Nyong auf geeignete Sedimentarchive hin prospektiert (Abb. 37). Bei Donenda (03°20'N, 10°02'E; 15 m ü. M.) wurde auf dem mit Regenwald bestandenen Nyong-Südufer B06 (S. 298) bis 220 cm Tiefe durchgeführt. Hier wurden an der Basis dunkle (10YR 2/1, 4/1), überwiegend grobkörnige Sedimente (5-10 % gS, 10-20 % mS, 40-50 % fS und 5-15 % gU) mit hohem Anteil an organischem Material zwischen 220 und 170 cm Tiefe gefunden, die von sehr feinkörnigen (~30 % U und 55 % T), bräunlichen (10YR 4/6) Sedimenten überlagert wurden. Nachdem an der Basis der Bohrung in lehmig-sandigem Substrat maximale Gehalte an C_{ges} , OS und N_{ges} erreicht werden (4.09, 7.05 und 0.147 %), neh-

men die Werte zunächst bis in 120-100 cm ab (0.80, 1.38 und 0.077 %) und von dort bis zur Oberfläche wieder zu (2.35, 4.05 und 0.231 %). Der pH-Wert liegt in der gesamten Bohrung knapp unter 4 und erreicht in 200-180 cm ein Minimum von 3.47. Hier ist auch das pedogene Eisen mit 0.59 % gering (im gesamten Profil 81-91 % Fe_d -Anteil) und erreicht ansonsten Werte von 2-3 %. Das C/N-Verhältnis ist im Hangenden hoch (24-30) und liegt darüber bei Werten um 10. Makroreste aus 200-180 cm Tiefe lieferten ein ^{14}C -Alter von 4093 ± 47 BP und einen $\delta^{13}C$ -Wert von -29.7 ‰.

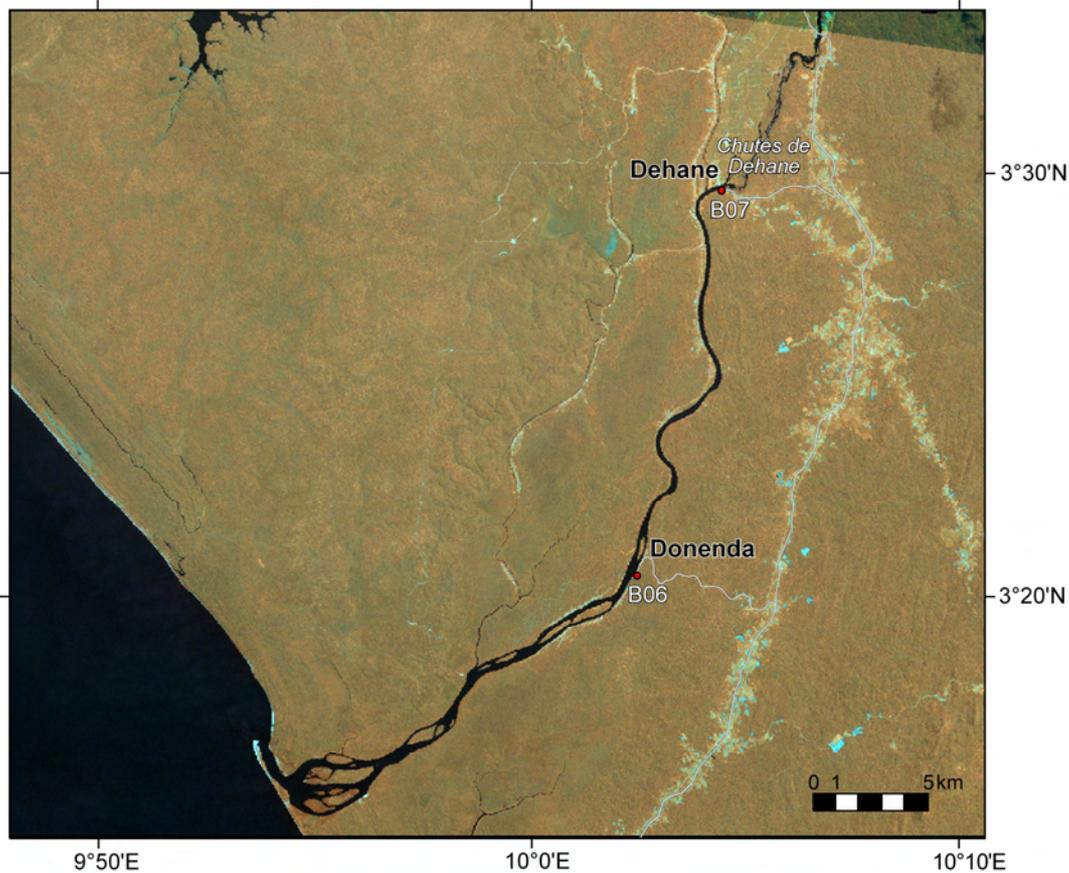


Abb. 37: LANDSAT ETM+ Szene 186-58 (21.02.2001) der Untersuchungsregion Dehane und Lage der untersuchten und beprobten Standorte (B06 und B07).



Foto 26: Der Nyong bei Donenda. Dieser hat sehr flache, etwa 1 m hohe Uferbänke ausgebildet, die mit tropischem Regen- und Überflutungswald bestanden sind. Bewaldete Inseln charakterisieren das Flussbett (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2005).

Etwa 10-12 km flussaufwärts entwässert der Nyong bei Dehane (03°34'N, 10°07'E; 15 m ü. M.) über einen Katarakt, die *Chutes de Dehane*, eine etwa 10 m hohe Stufe.



Foto 27: Die Wasserfälle bei Dehane (*Chutes de Dehane*). Auch hier wurden durch Sesquioxide verbackene Schotter gefunden (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2005).

Einige 100 m flussabwärts der Stromschnellen wurde auf dem mit Bambus bestandenen S-Ufer bis 340 cm gebohrt (B07, s. Anhang S. 298). Auch hier wurden an der Basis (340-260 cm) sandige, organische Sedimente erbohrt, die sich durch eine dunkle Farbe auszeichneten (2.5Y 3/2 und 4/3). Die Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} sind erhöht (1.18 %, OS 2.03 % und N_{ges} 0.064 %) und nehmen bis in 180-160 cm stark ab (0.06, 0.10 und 0.003 %). Darüber nehmen die Werte wieder sukzessive zu und erreichen Maxima in 20-0 cm (3.67, 6.33 und 0.306 %). Von der Basis bis in 1 m Tiefe beträgt der Sandanteil der Ablagerungen 80-90 % (mit 10-40 % mS). Zwischen 340-260 cm nimmt dieser ab, bis 180 cm wieder zu und schließlich bis 100 cm wieder ab. Bei den feinkörnigen Sedimenten überwiegen gU und T mit jeweils 5-10 %. Sie erreichen in 180-160 cm den geringsten Anteil und nehmen von dieser Tiefe an sukzessive zu, bis sie in 60-40 cm mit 90 % (davon ca. 50 % T) ihr Maximum erreichen. Oberhalb 260 cm dominieren braune Farbtöne (2.5Y 5/6 und 6/4), die von einer humosen Auflage (2.5Y 3/3) in 40-0 cm überdeckt sind. Der pH-Wert schwankt zwischen 4.15 und 4.79 und erreicht seine höchsten Werte zwischen 240-140 cm. Der Eisengehalt ist mit Werten von 0.20 % im Liegenden sehr niedrig und steigt bis zur Oberfläche hin stark an (Maximum in 60-40 cm: 3.42 %). Der Anteil Fe_d schwankt zwischen 84 und 96 %. Das C/N-Verhältnis liegt zwischen 10-26 (Maximum in 220-200 cm), mit höheren Werten im Liegenden. Makroreste (Holz) aus 300-280 cm Tiefe wurden auf ein ^{14}C -Alter von 400 ± 40 BP datiert und ergaben einen $\delta^{13}C$ -Wert von -28.7 ‰.

7.3 Untersuchte Standorte und Bohrungen entlang des Ntem

7.3.1 Binnendelta des Ntem bei Ma'an

Das Ntem-Binnendelta befindet sich nahe der Siedlung Ma'an und erstreckt sich von $2^{\circ}14'N$ und $10^{\circ}39'E$ in Richtung NW bis zu den Wasserfällen von Memvé'élé ($2^{\circ}24'N$, $10^{\circ}23'E$) bei Nyabessan. Es hat eine Länge (SE-NW) von etwa 35 km und eine maximale Breite (NE-SW) von 10 km. Auf einer Fläche von 210 km² fächert sich der Ntem in ein anastomosierendes System auf, bei dem 4 Hauptgerinne (Ntem 1-4) unterschieden werden können. Zur Erschließung der lithostratigraphischen Einheiten dieses Sedimentarchivs (vgl. Kap. 5.3.1 und 5.4), wurden hauptsächlich mehrere Transekte durch das Binnendelta gelegt, bei denen die Hauptgerinnebetten überquert und jeweils an deren N- und S-Ufer beprobt wurden. Es wurden 88 Bohrungen durchgeführt und 4 Gruben geöffnet an 16 verschiedenen, zentralen sowie marginalen Lokalitäten des Binnendeltas. Die Abb. 38 und Beilage 3 zeigen die Physiognomie des anastomosierenden Flusssystemabschnitts und untersuchte Lokalitäten.

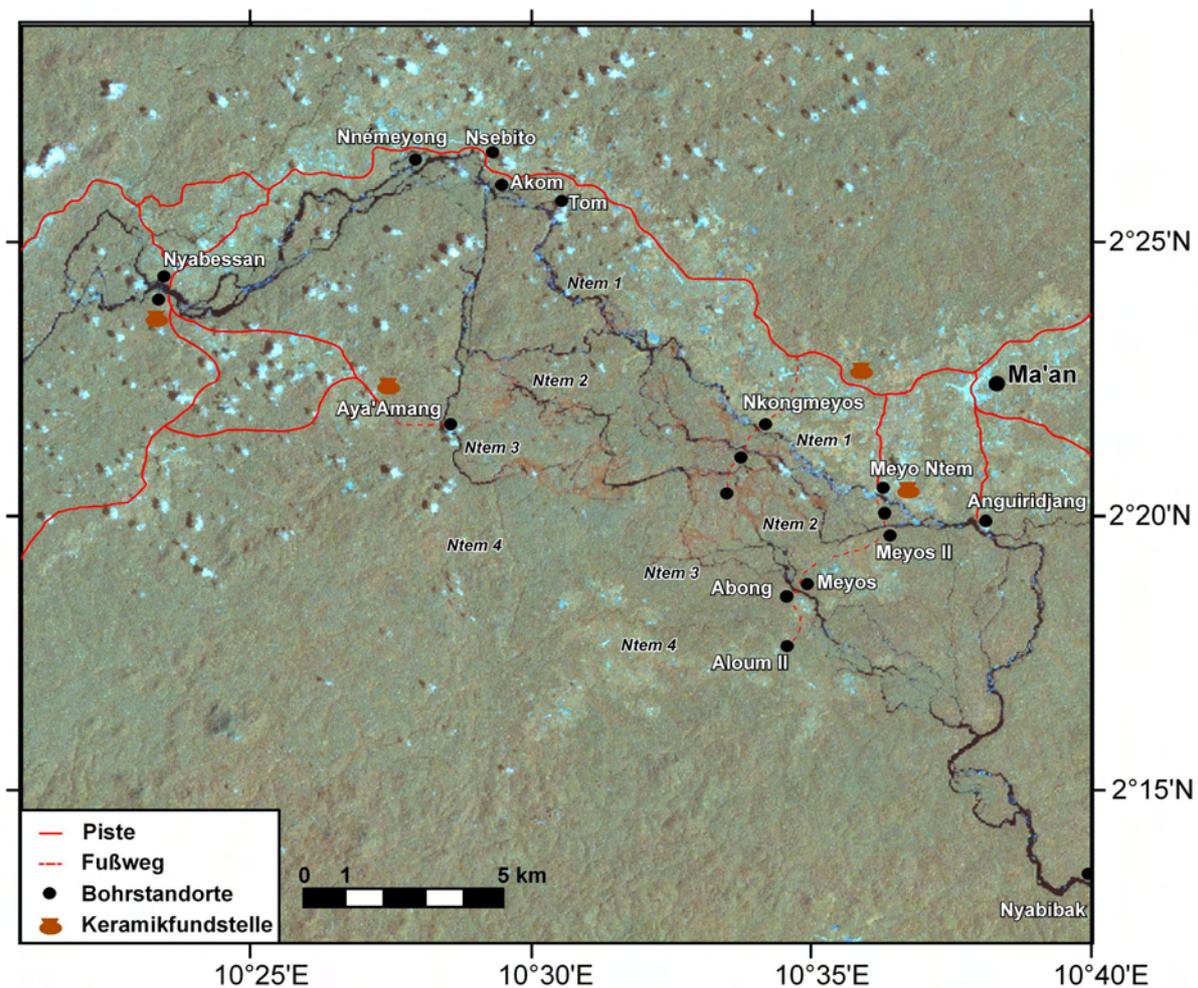


Abb. 38: LANDSAT ETM+ Szene 186-58 (21.02.2001) der Untersuchungsregion Ntem-Binnendelta und Lage der untersuchten und beprobten Standorte.

Standort Anguiridjang

Der bei Anguiridjang bearbeitete Standort umfasst das N- und S-Ufer des ersten und nördlichsten Gerinnebettes des anastomosierenden Ntem-Flusssystemabschnitts. Hier wurden 4 Handbohrungen durchgeführt.

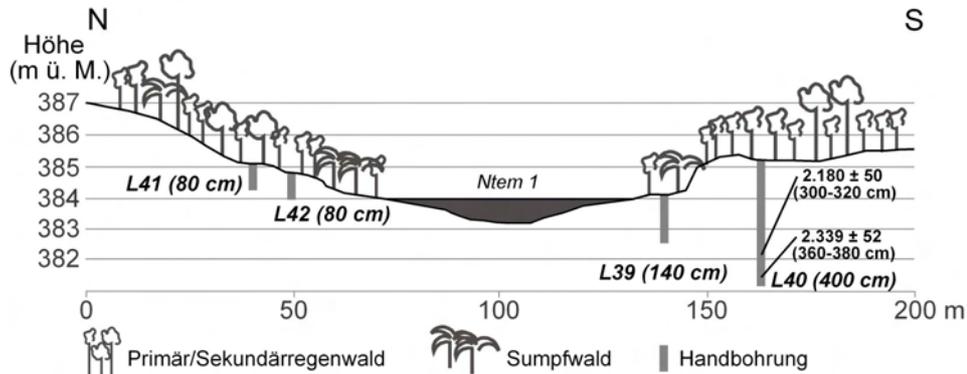


Abb. 39: Physiogeographische Verhältnisse, Lage der Handbohrungen und ^{14}C (AMS)-Datierungen (Alter in Jahren BP) am Standort Anguiridjang.

Die Faziesseinheiten der alluvialen Sedimente am Standort Anguiridjang sind generell sandig. Der Sandanteil beträgt zwischen 80 und 95 % (30-40 % mS). Die Bohrung L41 weist einen geringen Anteil an Feinsand (bis ca. 35 % im obersten Horizont) und hohe Anteile an Feinsedimenten (20-25 % U und 30-35 % T) auf. Bei den Bohrungen am N-Ufer (L41 und 42, S. 301) wurde vermutlich kolluvial umgelagertes Sediment über saprolithisiertem Basement oder Laterit erbohrt. Die Bohrungen konnten ab einer Tiefe von 80 cm aufgrund von ferricretischer Bildungen (10R 4/8) im Untergrund nicht fortgeführt werden. Im Umfeld der Bohrstandorte traten vereinzelt Basement und Lateritkrusten aus der Oberfläche hervor. Laut MAURIZOT (2000) stehen im Binnendelta noritische Gneise und Amphibolgneis an (Archaikum), die während der panafrikanischen Genese überprägt worden sind. Es treten relativ niedrige pedogene Fe-Werte in beiden Bohrungen auf (0.35 % an der Basis von L41, bis auf 0.92 % in 20-0 cm zunehmend; 0.07 bis 0.14 % in L42), bei von der Basis abnehmende Anteile Fe_d (91-68 % in L41 und 88-57 % in L42). Der pH-Wert liegt in L41 zwischen 3.5 und 4 und nimmt zur Oberfläche hin ab. Das C/N-Verhältnis steigt von 8.5 auf 15 und die Farbtöne wechseln von grau (10YR 6/2) zu braun (10YR 5/3 und 4/2). L42 weist höhere pH-Werte (4.14-4.94, ebenfalls zur Oberfläche hin fallend) und niedrigere Werte an C_{ges} (von 0.04 auf 1.03 % steigend), OS (0.07-1.78 %) und N_{ges} (0.003-0.083 %) auf. Das C/N-Verhältnis liegt in 60-40 cm bei 9 und in den anderen Schichten bei 12. Die Sedimente sind grau (10YR 5/1 und 4/1). Der Bereich liegt in Prallhanglage und etwa 200 m östlich mündet der Mvila von E kommend in den Ntem, wodurch sich die Fließgeschwindigkeit an dieser Stelle erhöht.

Am Gleithang wurden L39 und 40 (S. 301) erbohrt und sandige Faziesseinheiten in Kornverfeinerungssequenzen gefunden. An der Basis erreicht die Fraktion mS Werte von 50 % und fS 60 %. Im Profil L40 nehmen die Korngrößen U und T von der Basis bis 280 cm Tiefe sukzessive ab (Maxima in 360-380 cm: ~11 % U, ~17 % T). Diese steigen dann wieder an, bei etwa gleich bleibendem Anteil fS und abnehmendem Anteil mS. In 360-380 cm wurden Maxima an C_{ges} (1.61 %), OS (2.81 %) und N_{ges} (0.061 %) ermittelt, deren Gehalte zwischen 400 und 300 cm generell erhöht sind (C_{ges} zwischen 0.70 und 1.61 %, OS 1.21-2.78 % und 0.022-0.061 %). Hier treten dunkle Farbtöne auf (10YR 4/1 und 3/1). Über 300 cm sinken die Werte deutlich und steigen erst ab 120 cm wieder langsam an (auf 1.22, 2.10 bzw. 0.082 % in 20-0 cm). Der pH erreicht in 380-360 cm den niedrigsten Wert mit 3.73 und steigt dann auf ein Maximum von 5.67 in 260-240 cm. Darüber nimmt er leicht schwankend ab. Die pedogenen Fe-Anteile (Fe_d 53-78 %) sind an der Basis leicht gegenüber dem Mittelteil der Bohrung erhöht (0.10-0.19 % gegenüber 0.03-0.07 %) und steigen ab 120 cm an (0.13-0.48 %, Maximum in 80-60 cm). An der Basis sind die C/N-Verhältnisse hoch (26-54) und liegen im restlichen Profil zwischen 10-20. Über der Basis dominieren graue Farbtöne (2.5Y 5/2, 6/2, 7/2, 7/3), in 260-240 (2.5Y 6/6) und 120-60 cm (2.5Y 5/4, 6/4 und 5/6) unterbrochen durch rote bis orange Farbtöne. Datierungen von sandigem, organischem Sediment mit Makroresten aus 380-360 und 320-300 cm lieferten ^{14}C -Alter von 2339 ± 52 ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.9 ‰) bzw. 2180 ± 50 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -26.9 ± 0.3 ‰).

In L39 weisen die Parameter für C_{ges} , OS und N_{ges} zunächst an der Basis Maxima auf (0.13, 0.22 u. 0.009 %) und zeigen darüber abnehmende Tendenz bis 100 cm Tiefe. Die Werte steigen auf absolute Maxima in 20-0 cm (0.36, 0.62 und 0.031 %). Der pH-Wert steigt von der Basis (5.54) auf 6.17 (120-100 cm) und fällt dann auf 4.36 in 20-0 cm. Pedogene Fe-Anteile sind mit Werten von 0.003 und 0.046 % (20-0 cm) sehr gering und weisen an der Basis und in der Deckschicht erhöhte Werte an Fe_o (39 bzw. 48 %, sonst 10-18 %) auf. Das C/N-Verhältnis fluktuiert zwischen 20 (100-80 cm) und 7 (80-60 cm). In L39, die aufgrund des hohen Grundwasserstandes nur bis 140 cm durchgeführt werden konnte, wurden keine datierbaren organischen Sedimente gefunden.

Transekt Meyo Ntem-Abong

Zwischen den Siedlungen Meyo Ntem und Aloum II wurde ein Transekt (37 Bohrungen) über eine Distanz von 17 km gelegt (siehe Abb. 40). Dabei wurden vier Arme des anastomosierenden Ntem-Flusssystemabschnittes überquert und 3 Gruben (Meyo Ntem, Meyos und Meyos II) geöffnet. Bohrungen wurden auf dem N- und S-Ufer des jeweiligen Flussarmes durchgeführt und dort bevorzugt in saisonal wasserführenden Rinnen, auf Dammufern und deren Durchbruchsfächer, Altwasserarmen, Terrassen (Regen- bzw. Trockenzeit) und periodisch überflutete und versumpfte Bereiche.

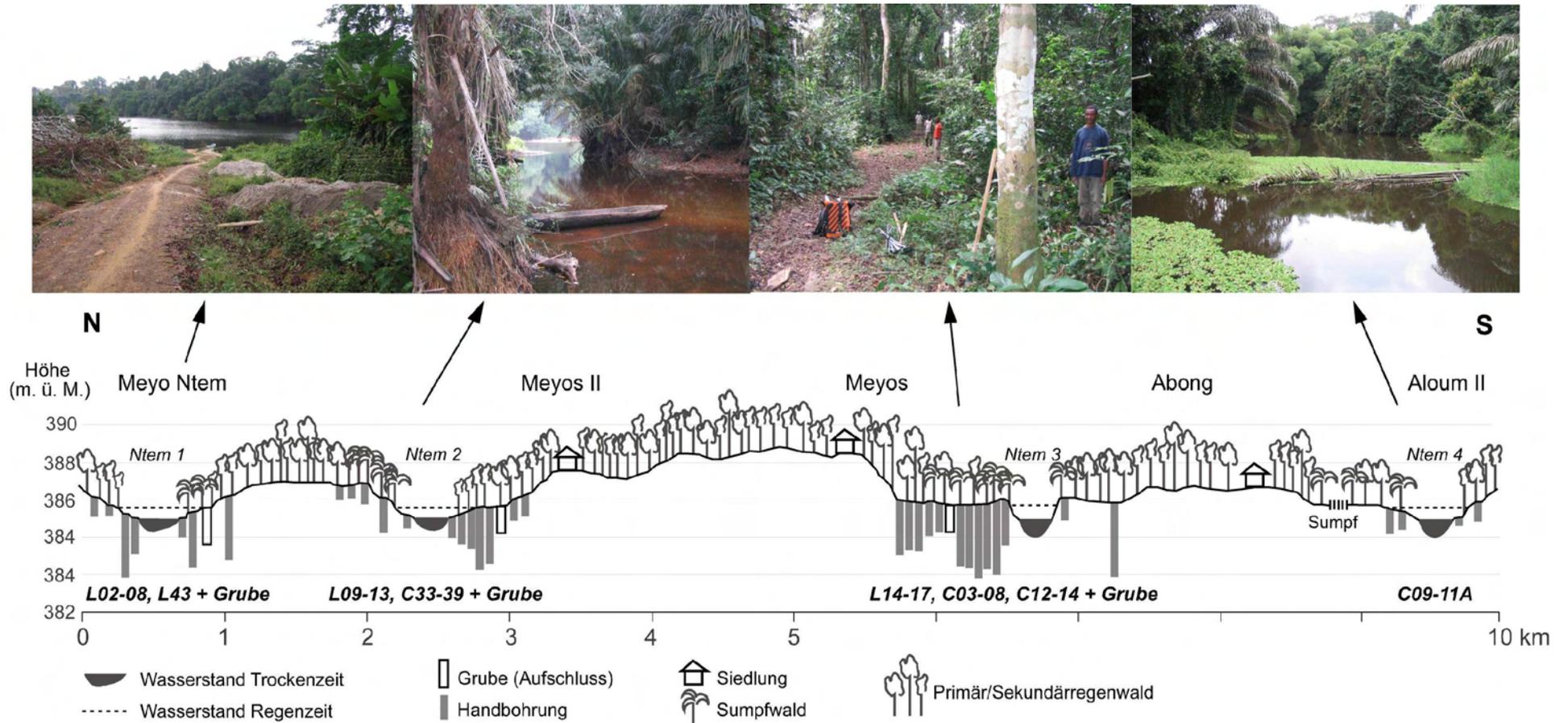


Abb. 40: Das Transekt Meyo Ntem - Abong, welches über eine Distanz von etwa 10 km 37 Bohrungen umfasst. Die Beprobung erfolgte an den S- und N-Ufern der vier Hauptarme des anastomosierenden Ntem-Segmentes. Auf dem S-Ufer von Ntem 1 (Meyo Ntem) und dem N-Ufer von Ntem 3 (Meyos) wurden zusammenhängende Paläooberflächen erbohrt (vgl. Transekt Meyo Ntem und Transekt Meyos). Die Personen auf dem Foto von Meyos verdeutlichen die Lage der Grube (Vordergrund) und Bohrungen C03-05, 08, 12 und L17 (vgl. Abb. 41). Darstellung der Vegetation ist stark generalisiert und nicht maßstabsgestreu. Fotos: M. Sangen, Januar 2006.

Das gesamte Transekt wird im Folgenden in vier Teiltransekte untergliedert: Meyo Ntem am 1. Gerinnebett (Ntem 1), Meyos II am 2. (Ntem 2), Meyos am 3. (Ntem 3) und Aloum II schließlich am 4. (Ntem 4).

Transekt Meyo Ntem

Am Standort Meyo Ntem, wurden 9 Handbohrungen durchgeführt (L01-08 und L43) und eine Grube ausgehoben.

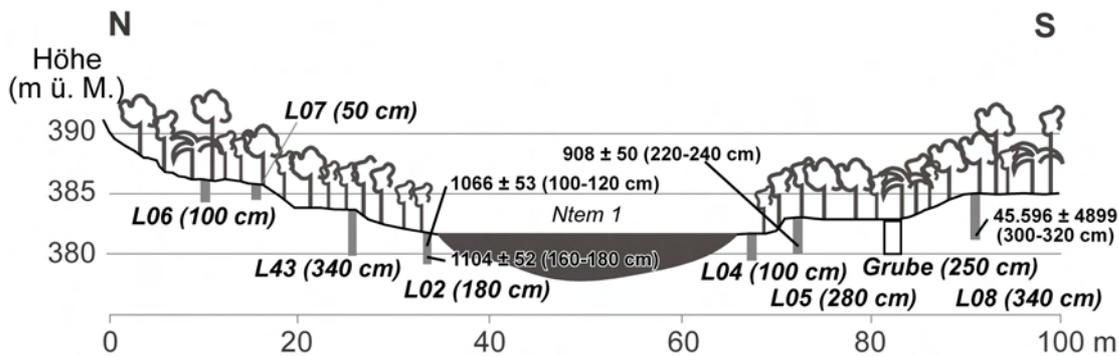


Abb. 41: Bohrungen (sowie ^{14}C -Alter) und physiogeographische Verhältnisse am Standort Meyo Ntem.

Am N-Ufer wurden auf zwei Terrassen 5 Bohrungen abgeteuft. Entsprechend wurde das S-Ufer mit drei Bohrungen prospektiert. Außerdem wurde eine 250 cm tiefe Grube (Aufschluss) im Übergangsbereich von Unter- zur Oberterrasse zur Sichtung der Stratigraphie geöffnet. Zwei weitere Bohrungen, L03 (S. 303) und L06 (S. 304) wurden im Bereich der Stromschnellen, wo das Basement in der Trockenzeit aus dem Flussbett zu Tage tritt, durchgeführt. Alle Bohrstellen sind von primärem bis sekundärem Regenwald bestanden, der im periodisch überfluteten Uferbereich in Sumpfwald übergeht. An dem flächenhaft auftretenden Basement im Flussbett sind ausführliche Untersuchungen zur Gerinnebettentwicklung (Kartierung von Lineamenten etc.) durchgeführt worden (vgl. EISENBERG 2009).

Die Sedimente am Standort Meyo Ntem sind überwiegend von sandiger Fazies und nur L07 und 08 weisen im oberen Bereich erhöhte tonige und schluffige Sedimentanteile auf. Die Sedimentstratigraphien aller Bohrungen an diesem Standort zeigen Kornverfeinerungssequenzen von der grobkörnigen Basis bis zur Deckschicht. In L02, 04 und 05, die direkt am Ufer erbohrt wurden, beträgt der Anteil Mittelsand 10-50 % und der Gesamtanteil Sand bis zu 90 % in den unteren Schichten. Der Sandanteil ist mit 60-70 % in L06, 07, 08 und 43 zwar geringer, dafür aber deutlich grobkörniger mit etwa 10-15 % Grobsand in den unteren Sequenzen. Grob- und Mittelschluff sind mit einem Anteil von 40-50 % in L43 besonders hoch.

In L02 (S. 304) wurden im Liegenden, wo dunkle Farbtöne (10YR 4/1) überwiegen, erhöhte Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} ermittelt (bis 1.88, 3.24 und 0.048 %), die darüber zunächst sinken und oberflächennah ein Maxima erreichen (4.90, 8.45 und 0.367 %).

Der pH-Wert schwankt im gesamten Profil zwischen 4.1 und 4.6. Die pedogenen Fe-Anteile (63-72 % Fe_d) sind niedrig (0.01-0.02 %) und erreichen in 40-0 cm 0.12 bzw. 0.64 %. Die hohen C/N-Verhältnisse im unteren Bereich (28-43) fallen bis zur Deckschicht bis auf 12-13, wo auch hellere Farbtöne auftreten (10YR 5/1). Zwei Datierungen von der Ober- und Untergrenze der sandigen, organischen Sedimentschicht ergaben ¹⁴C-Alter von 1104 ± 52 (δ¹³C-Wert: -29.2 ‰) in 180-160 cm bzw. 1066 ± 53 BP (δ¹³C-Wert: -27.0 ‰) in 120-100 cm Tiefe.

Auf der Terrasse wurden in L43 (S. 304) stark verwitterte Sedimente (hohe Fe-Anteile mit 1.64-2.24 %, 83-99 % Fe_d und geringe Anteile C_{ges} [bis 0.31 %], OS [0.53 %] und N_{ges} [0.016 %]) mit einem pH um 4 und roter Farbe (10YR 4/6) überlagert von dunklen (10YR 3/2, 3/3), organischen (C_{ges} 1.73 %, OS 2.98 % und N_{ges} 0.062 %) Ablagerungen mit hohem C/N-Verhältnis (~30) und geringem Eisengehalt (< 0.8 %) in 180-140 cm. Überdeckt werden diese Sedimente von einer Kornverfeinerungssequenz, in der C_{ges}, OS und N_{ges} zur Oberfläche hin zunehmen (1.57, 2.71 und 0.118 %) und hellere Farben (10YR 4/2, 5/2), geringere Fe-Anteile (0.012-0.118 %) sowie C/N-Verhältnisse zwischen 10 und 20 ermittelt wurden. Der pH-Wert schwankt im gesamten Profil zwischen 4.05 und 4.62.

In L05 (S. 305), auf dem S-Ufer, wurden an der Basis zwischen 280 und 220 cm Tiefe ebenfalls dunkle (10YR 3.5/1 und 4/1), sandige organische (C_{ges} bis 0.61 %, OS 1.05 % und N_{ges} 0.014 %) Sedimente mit hohem C/N-Verhältnis (35-45) und geringem pedogenen Fe-Gehalt (0.03 %, 51-60 % Fe_d) geborgen. Sie werden bis in 120 cm Tiefe überdeckt von stark sandigen (mS ~60 %, fS ~30 %) Sedimenten mit sehr geringen Anteilen an C_{ges}, OS, N_{ges} und Fe (77-99 % Fe_d) sowie helleren Farben (10YR 6/2). Ab 120 cm Tiefe zeigt sich eine schwache Kornverfeinerungssequenz mit steigenden Werten an C_{ges}, OS, N_{ges} (Maxima in 20-0 cm: 0.96, 1.66, 0.084 %) und Fe (Maximum in 60-40 cm: 0.14 %; 57-65 % Fe_d), sowie dunkleren Farbtönen (10YR 5/2, 5/3 und 5/4). Das C/N-Verhältnis beträgt ~14. Der pH-Wert schwankt zwischen 4.01 (20-0 cm) und 4.57 (200-180 cm). Makroreste (Blattfragmente und Holz) aus 240-220 cm Tiefe wurden auf ein ¹⁴C-Alter von 908 ± 50 BP (δ¹³C-Wert: -29.4 ‰) datiert.

Über L05 wurde L08 (S. 329) auf dem oberen Auenbereich erbohrt und eine Tiefe von 340 cm erreicht. Hier überlagern sandige (bis 40 % mS, 50 % fS) Sedimente (2.5Y 5/2 und 7/2), die sich bis in 200 cm schwach verfeinern und geringe Werte an C_{ges} (bis 0.33 %), OS (0.57 %), N_{ges} (0.016 %), Fe (0.31 %, 75-86 % Fe_d) sowie geringe C/N-Verhältnisse (~10) und einen pH-Wert zwischen 4.11 und 4.28 aufweisen, fossile organische Ablagerungen im Liegenden (340-300 cm). Diese zeigen erhöhte Werte an C_{ges} 1.32 %, OS 2.28 % und N_{ges} 0.015 %, hohe C/N-Verhältnisse (80-87), sauren pH (3.51-3.90), geringen Fe-Gehalt (0.010-0.014 %, 71 und 76 % Fe_d) und dunkle Farbtöne (2.5Y 3/1 und 4/1). Oberhalb von 200 cm nehmen die Korngrößen T (35-40 %) und U (25-30

%) sprunghaft zu und bis zur Oberfläche bleibt diese Korngrößenverteilung konstant. Zudem nehmen C_{ges} , OS, N_{ges} und C/N-Verhältnis (10-13) stetig zu. Zwischen 200 und 80 cm treten erhöhte Fe-Gehalte (1.62 % mit Maximum in 180-160 cm; 92-97 % Fe_d) und rote bis orangene Farbtöne (10YR 6/5, 6/6; 2.5Y 6/4, 6/6) auf. Makroreste (Holz) aus 320-300 cm Tiefe ergaben bei der Altersbestimmung ein hohes ^{14}C -Alter von 45.596 ± 4899 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -31.4 ‰).

Laboranalysen der Bohrungen L03, L04, L06 und L07 sind im Anhang ersichtlich. L06 und L07 weisen hohe Eisenanteile auf, da an diesem Standort eine ferricretische Kruste angebohrt wurde.

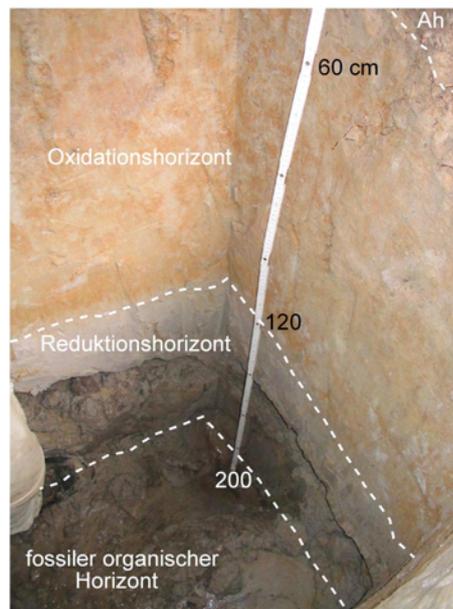


Foto 28: Grube am Standort Meyo Ntem. Hier können ein Oxidations- und Reduktionshorizont, sowie ein fossiler, organischer Horizont unterschieden werden (Aufnahme: M. Sagen, Februar 2006).

Auf dem S-Ufer deuten die durchgehenden fossilen, organischen Sedimente auf eine geschlossene, fossile Paläooberfläche hin. Die dunklen, organischen Ablagerungen wurden sowohl in L05 (280-200 cm) als auch in L08 (340-280 cm) gefunden. Diese treten ebenso in der zwischen L05 und L08 ausgehobenen Grube (bei 250-220 cm) auf.

Transekt Meyos II

Am N- und S-Ufer des 2. Ntemarmes nahe der Siedlung Meyos II konnten keine fossilen, organischen Horizonte erschlossen werden, die auf mögliche Paläooberflächen hinweisen. Hier wurden insgesamt 12 Bohrungen durchgeführt. Zunächst wurden L09-13 (S. 308) erbohrt und später lieferte ein Transekt zur Untersuchung der Sedimentstratigraphie weitere 7 Bohrungen, welche allerdings nur dokumentiert und nicht eingesammelt wurden. Am Ende des Transektes wurde eine Grube (Aufschluss) bis ca. 100 cm Tiefe ausgehoben (s. Foto 29, S. 144). Bei fast allen Bohrungen (außer bei L10 und C34) sowie in der Grube wurde nach 80-150 cm Basement oder Saprolith erreicht.

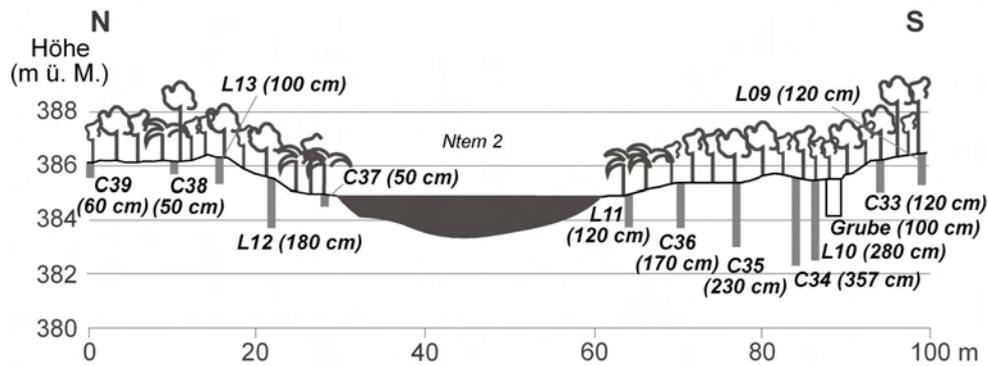


Abb. 42: Bohrungen (sowie ^{14}C -Alter) und physiogeographische Verhältnisse am Standort Meyos II.

Am Standort Meyos haben sich zwei Terrassenniveaus ausgebildet. Das Anstehende (metamorpher Amphibolitgneis und noritischer Gneis) wurde hier oberflächennah angegriffen und in der Grube bereits nach 100 cm erreicht.

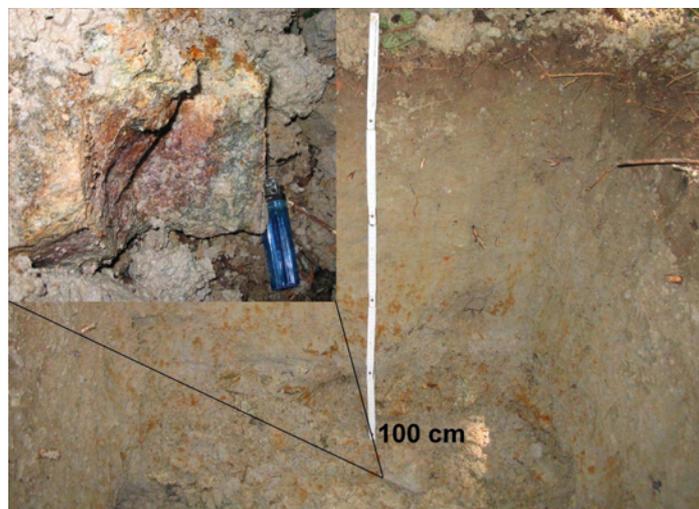


Foto 29: Die Grube bei Meyos mit A_h -Auflage, Oxidationshorizont und anstehendem Gneis (siehe Detailausschnitt) in 100 cm Tiefe (Aufnahme: M. Sängen, Februar 2006).

Lokal ist der anstehende Gneis von 1-2 m mächtigem Saprolith und einem Oxidationshorizont überdeckt. In allen Bohrungen wurden an der Basis grobkörnige Faziesseinheiten (bis 40 % gS, 50 % mS) erschlossen, die sich zur Oberfläche hin verfeinern (T und $U \geq 50\%$). Auf dem N-Ufer sind die Sedimente jedoch deutlich sandiger (L12 und 13). Während für die Parameter C_{ges} , OS (<0.5 %) und N_{ges} (<0.05 %) in den unteren Sedimentschichten erwartungsgemäß recht niedrige Werte gemessen wurden, sind die pedogenen Fe-Gehalte mit durchschnittlich 1-3 % hoch. Sie sind assoziiert mit rötlichen Farbtönen (10YR 5/6, 5/8, 6/6 und 6/8). In den oberen Schichten dominieren braune (10YR 5/4, 6/2, 6/4) bis graue (10YR 5/2, 7/2) Farben. C_{ges} (um 1 %), OS (~2-3 %) und N_{ges} (0.096-0.161 %) steigen zur Oberfläche hin an. Sie sind einzig in L11 deutlich erhöht (C_{ges} 3.62, OS 6.24 und N_{ges} 0.290 %). Das C/N-Verhältnis liegt bei allen Bohrungen um ~10. Der pH-Wert schwankt zwischen 3.5 und 5 mit den höchsten Werten an der Basis der Bohrungen.

C37-39 erreichten nur sehr geringe Tiefen und endeten ebenso auf Anstehendem, Saprolith oder Laterit. In C34-36 und L10 wurde unterhalb etwa 170 cm stark verwitterter Kaolinit über Saprolith und Anstehendem (Gneis) erbohrt. Dieser enthielt einen hohen Anteil Glimmer (Muskovit), der aus dem verwitterten quarzreichen Gneis hervorgegangen ist. Ein weiteres Indiz für die fortgeschrittene, tiefgründige Verwitterung sind die hohen Anteile von Fe_d am Gesamtgehalt des pedogenen Eisens ($> 90\%$) in den unteren Sedimentschichten. In C33 und der daneben ausgehobenen Grube wurde der anstehende Gneis bereits in 100 cm erreicht.

Transekt Meyos

Am Standort Meyos wurden 11 Bohrungen durchgeführt und eine Grube geöffnet. Von Meyos (N) kommend steigt man von einer Anhöhe in einen ebenen Überflutungsbereich hinab. Er ist gekennzeichnet durch zwei senkenartige Vertiefungen, die durch einen E-W verlaufendem flachem Wall (nahe an der Oberfläche anstehender Gneis) voneinander getrennt sind. Im S wird er durch einen Uferdamm und dem 3. Ntemarm begrenzt. In beiden Senken wurden zusammenhängende, bis zu 1 m mächtige Paläooberflächen zwischen etwa 2 und 4 Tiefe erschlossen. In Bohrung L17 (Anhang S. 306) wurde über Basement (Gneis) und saprolithischer Auflage in 380-300 cm eine fossile Gytja (7.5YR 3/1, 5YR 2/1) erbohrt, die auf ein ehemals, sumpfiges Milieu hindeutet und von etwa 380-340 cm sandige Korngrößenfraktionen aufwies.

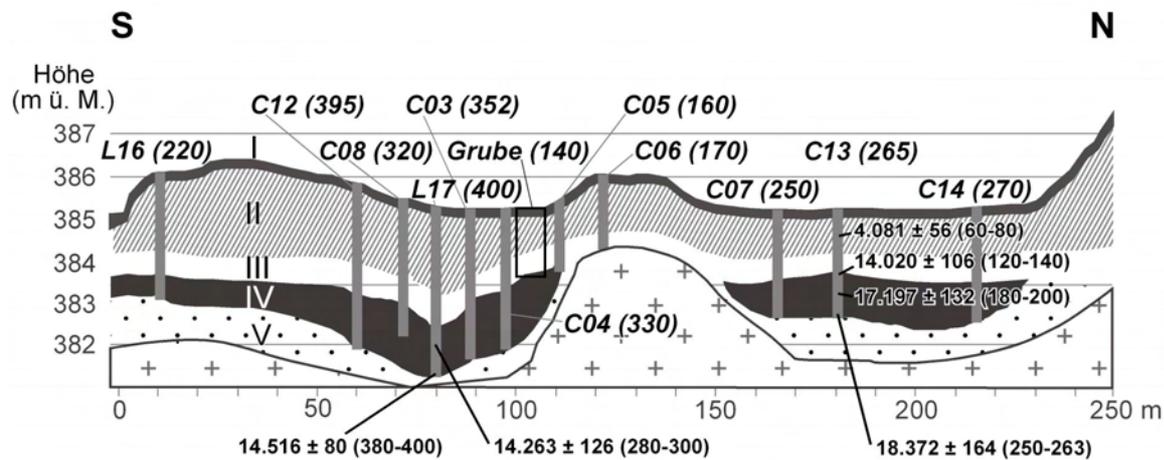


Abb. 43: Skizze der Bohrungen (Tiefe in cm) mit Datierungen (^{14}C -Alter BP) und Lagerungsverhältnisse alluvialer Sedimentschichten am Standort Meyos. Über quarzitischem Basement (Gneis) mit saprolithisierter Deckschicht (V) lagern Paläooberflächen (IV), die auf ^{14}C -Altern zwischen 18.372 ± 164 und 14.020 ± 106 BP datiert wurden. Darüber wurden Sedimentschichten mit Reduktionsmerkmalen (III) und Oxidationsmerkmalen (II), sowie eine Humuslage erbohrt (I).

An der Basis 400-380 cm wurde an Makroresten ein ^{14}C -Alter von 14.516 ± 80 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: $-23.1 \pm 0.2\%$) ermittelt. Über diesem palustrinen Sedimentpaket lagerten Lagen unzersetzter Makroreste (vermutlich *Raphia* spp. etc.; 7.5YR 3/1) in 300-280 cm, die auf ein ^{14}C -Alter von 14.263 ± 126 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.3%) datiert wurden. Hier wurden hohe Werte für C_{ges} (9.90 %), OS (17 %), N_{ges} (0.134 %) und C/N-Verhältnis

(74) ermittelt. Pedogener Fe-Gehalt ist hoch (1.64 %, 92 % Fe_d) und der pH-Wert sehr sauer (2.28). Auch zwischen 400 und 300 cm sind die Werte für C_{ges} (bis 3.46 %), OS (5.97 %), N_{ges} (0.053 %), Fe (0.23 %, 60 % Fe_d) und C/N (50-68) hoch und pH-Wert niedrig (3.22-3.42). Über 280 cm lagern feinkörnige, tonig-schluffige (bis 60 % T und 30 % U) Sedimente (10YR 5/1, 5/2 und 6/2), in denen C_{ges}, OS, N_{ges}, Fe und C/N deutlich bis in 160 cm Tiefe abnehmen und schließlich zur Oberfläche wieder ansteigen. Fe erreicht in 160-140 (1.69 %) und 120-100 cm (2.73 %) zwei Maxima (Schichtgrenzen, Eisenschicht in 120-100 cm mit 10YR 5/8). Die Fe_d-Anteile (85-98 %) liegen zwischen 180 und 20 cm Tiefe sehr deutlich über denen des Fe_o. Der pH-Wert nimmt zu auf Werte zwischen 3.46 und 3.84 und das C/N-Verhältnis deutlich ab auf Werte um 10.

Bohrung L16, auf dem Uferdamm von Ntem 3, wurde bis 220 cm Tiefe durchgeführt. Es wurde ein Kornverfeinerungsprofil gefunden, in dem die Sandfraktionen (mS und fS) von der Basis bis zur Oberfläche sukzessive abnehmen (Anhang S. 306). Unterhalb einer Eisenanreicherungsschicht (2.5Y 6/6, 6/8) in 140-120 cm (Maximum mit 1.56 %, 95 % Fe_d) erreichen C/N (45) und pH (4.55) ihre Höchstwerte, bei geringem Anteil C_{ges} (0.15 %), OS (0.26 %) und N_{ges} (0.034 %). Das Sediment ist dunkel (10YR und 2.5Y 6/2; 2.5Y 5/2) und oberhalb des Fe-Maximums steigen C_{ges} (1.11 %), OS (1.91 %) und N_{ges} (0.158 %) bis in die Deckschicht an. Der pH-Wert fällt auf 3.61 und Fe (um 0.5 %) sowie C/N (5-20) bleiben gering. Bei einer erneuten Beprobung des Standortes wurde in 300-250 cm Tiefe auch dunkles (7.5YR 3/1) organisches Sediment gefunden.

Zudem wurden nördlich und südlich von L17 weitere Bohrungen in 10 m Abständen durchgeführt, welche die Hypothese einer zusammenhängenden Paläooberfläche im Untergrund bestätigen konnten. So wurden die für L17 gefundenen Ergebnisse in C03 (bis 352 cm, Paläooberfläche zwischen 352 und 255 cm), C04 (330 cm, Paläooberfläche zwischen 330 und 230 cm), C08 (320 cm, Paläooberfläche zwischen 320 und 250 cm; siehe Foto 30) und C12 (395 cm, Paläooberfläche zwischen 395 und 240 cm) bestätigt (siehe auch stratigraphische Gegebenheiten in Abb. 43).



Foto 30: Unzersetzte organische Makroreste, die bei der Bohrung C08 (neben L17) aus einer Tiefe von 263-270 cm geborgen wurden (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

Im Bereich von C05 und C06 wurde der Saprolith und anstehende Gneis in 160 bzw. 175 cm Tiefe erreicht. In der südlich anschließenden Grube (Aufschluss, Foto 31) konnte Oxidations- und Reduktionshorizont mit darunter lagernder fossiler, organischer Schicht (mit Stechsonde in Fortführung der Grubenbasis erschlossen) freigelegt werden. Bei Arbeiten in der nördlichen Senke (Bohrungen C07, C13 und C14) konnte eine weitere Paläooberfläche (10YR 2/1-4/1) nachgewiesen werden. In C07 (bis 250 cm) wurde diese zwischen 250 und 175 cm entdeckt, in C13 (265 cm) zwischen 265 und 140 cm und in C14 (270 cm) zwischen 270 und 170 cm. Wie schon bei der anderen Paläooberfläche wurden im unteren Bereich der Bohrungen (unterhalb der tonigen Schichten) dünne sandige Lagen und Makrorestlagen innerhalb der organischen Sedimente erbohrt. Laboranalysen von C13 und 14 (Anhang S. 307) ergaben vergleichbare grobkörnige (bis 80 % fS, 70 % U) Sedimente im Unter- (C13) bis Mittelteil (C14) der Bohrungen, mit ebenso deutlich dunkleren Farbtönen (10YR 2/1, 3/1 und 4/1), identischen pH-Werten (um 3.5), hohem C/N (10-50) und erneuten Eisenanreicherungen (82-97 % Fe_d) im Hangenden.

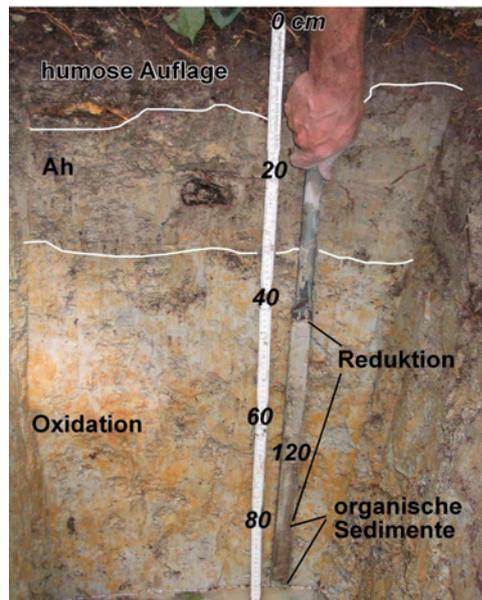


Foto 31: In der zwischen C04 und C05 ausgehobenen Grube konnten die in Abb. 42 dargestellten stratigraphischen Gegebenheiten verifiziert werden (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

Anders als bei vorangegangenen Bohrungen wurden in C14 zunächst niedrigere Werte für C_{ges} (bis 3.09 %), OS (5.33 %), N_{ges} (0.092 %) und C/N (34-88) in 270-240 cm Tiefe ermittelt. Die Sedimente über der Basis und an der Oberfläche von C14 haben hohen Schluffgehalt (bis 70 %). In C13 wurde ab 180 cm eine rezente Wurzel angebohrt, weswegen Laboranalysen ab dieser Tiefe fehlen. Bei beiden Bohrungen nehmen grobkörnige Fazies (fS und gU) ab 120 cm Tiefe sprunghaft ab. In C13 wurden Makroreste aus sechs organischen Sedimentlagen datiert und stabile Isotopenverhältnisse ermittelt. Die unterhalb von 180 cm Tiefe bestimmten Alter ergaben aufgrund von Kontamination

(rezente Wurzeln) möglicherweise zu geringe Alter, die möglicherweise älter als 18.719 ± 161 BP sein könnten.

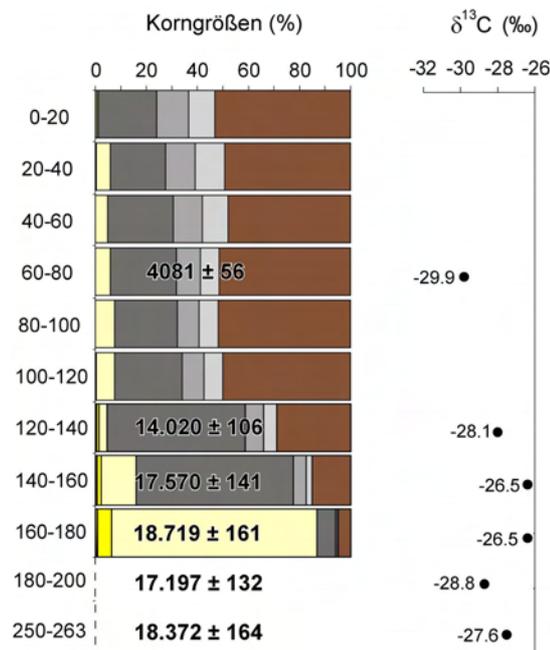


Abb. 44: Korngrößen, ^{14}C -Datierungen (in Jahren BP) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Bohrung C13.

Standort Abong

Auf dem S-Ufer von Ntem 3 wurden die Bohrungen L14 und 15 durchgeführt. Beide Bohrungen befinden sich etwa 2 m über trockenzeitlichem Wasserstand, in 100 bzw. 3 m Entfernung vom Gerinne unter Regenwald. Das Gelände steigt leicht nach Süden an und in etwa 500 m Entfernung vom Fluss erreicht man die Siedlung Abong. In L14 (S. 299) dominieren sandige Korngrößen (10YR 6/5, 6/7 und 6/8) im Liegenden (400-260 cm), mit jeweils 20-30 % Grob- und Mittelsand und einem Gesamtsandanteil von bis zu 80 %. Die Laborwerte für C_{ges} , OS liegen unter 0.5 %. Auch N_{ges} (0.002-0.012 %) und pedogenes Fe (0.17-0.74 %, 93-98 % Fe_d) zeigen geringe Werte, während der pH-Wert mit 4.25-4.89 die höchsten Werte erreicht. In 360-340 cm (10YR 5/5), wo C/N einen Wert von 87 ergab, wurden in grobsandiger Matrix Makroreste gefunden, die ein ^{14}C -Alter von 48.230 ± 6411 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -29.6 ‰) lieferten. Ab 260 cm aufwärts nehmen die feinkörnigen Fraktionen U und vor allem T (30-40 %) abrupt zu bei einer Abnahme der sandigen Fraktionen (vor allem Grob- [nur noch 2-3 %] und Mittelsand [10-15 %]). Gleichzeitig steigen C_{ges} (bis 1.12 %), OS (1.93 %) und N_{ges} (0.099 %) bis zu Maxima in 20-0 cm an. Der pH-Wert sinkt sukzessive bis auf 3.64. Farblich dominieren zunächst graue (10YR 6/5), dann rötliche (2.5Y 5.5/5 und 5.5/4) und schließlich bräunliche (10YR 5/3.5, 5/3 und 4/2) Töne. Werte für pedogenes Fe bestätigen in 260-180 cm einen Anreicherungshorizont (Maxima bis 1.71 %, 97 % Fe_d) und fallen dann auf Werte um 0.66 % in 20-0 cm (81 % Fe_d). C/N liegt zwischen 8 und 13 mit höheren Werten an der Oberfläche.

L15 (Anhang S. 299) erreichte über anstehendem Gneis eine Tiefe von 120 cm und zeigt eine schwache Vergrößerungssequenz. In den rötlichen (2.5Y 6/4, 6/6) bis braunen (2.5Y 5/4, 4/3) Sedimenten wurden zur Oberfläche steigende Werte an C_{ges} (bis 1.93 %), OS (3.33 %) und N_{ges} (0.171 %) sowie fallende pH-Werte (3.92-3.48), pedogene Fe-Gehalte (~ 0.80 - 0.65 %; Fe_d 96-71 %) und C/N-Verhältnisse um 10 ermittelt.

Hinter Abong ist das Gelände stark versumpft und der nach Äquatorialguinea führende Fußpfad ist mit Gehsteigen über versumpfte, periodisch überschwemmte Senken und Rinnen begehbar. Etwa 1.6 km hinter dem 3. Ntemarm trifft man auf einen weiteren, deutlich kleineren Ntemarm bei der Siedlung Aloum II, der im Folgenden als Ntem 4 bezeichnet wird.

Standort Aloum II

Auf dem S-Ufer von Ntem 4 wurden die Bohrungen C09 und 10 auf einem mäßig ansteigenden Uferdamm und auf dem N-Ufer C11 und 11A sowie eine weitere Bohrung zur Bergung von datierbaren Makroresten direkt neben C11 durchgeführt.

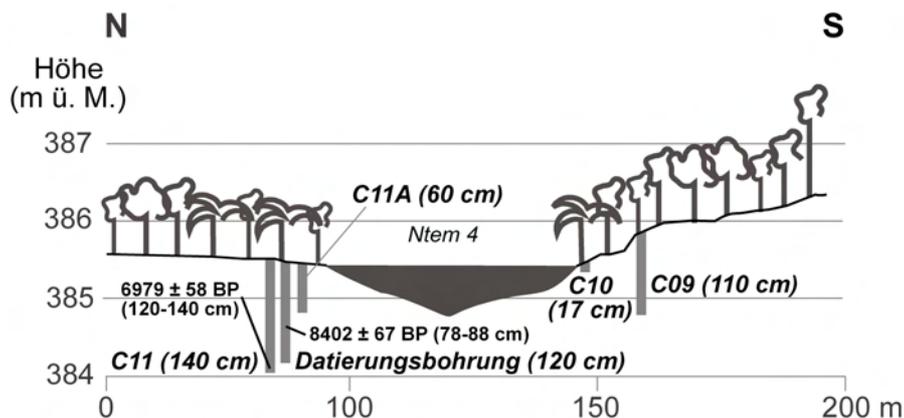


Abb. 45: Bohrungen (sowie ^{14}C -Alter) und physiogeographische Verhältnisse am Standort Aloum II.

Es wurden lediglich die Sedimente aus den Bohrungen C11 und C11A analysiert, da C09 (110 cm Tiefe) und C10 (17 cm Tiefe) nach geringer Tiefe auf quarzreichem, ferricretischem Basement endeten, der an diesem Uferdamm an mehreren Stellen zutage tritt.

C11 und 11A (S. 300) erreichten auf dem N-Ufer Tiefen von 140 bzw. 60 cm. C11 zeigt von der Basis bis in 80-60 cm (2.5Y 6/2 und 6/4) eine Kornverfeinerungssequenz mit 30 % T, U und fS und zunehmende Werte an C_{ges} (bis 1.45 %), OS (2.50 %) und N_{ges} (0.102 %). Die pH-Werte (3.5-4) und pedogenes Fe (0.05-0.81 %) fallen zum Hangenden und der Fe_d -Anteil beträgt 59-91 %. C/N erreicht Werte zwischen 9-22. Ab 60-40 cm nehmen gS (bis 20 %), mS (25 %) und gU (25 %) sprunghaft bis in 20 cm Tiefe zu. C_{ges} (0.06 %), OS (0.10 %) und N_{ges} (0.002 %) sind in 60-40 cm (10YR 6/8) gering und Fe-Gehalt (3.63 %, 98 % Fe_d) und pH-Wert (4.95) erreichen Maxima. In der Deck-

schicht ergaben C_{ges} (5.40 %), OS (9.31 %) und N_{ges} (0.336 %) auf maximale Äquivalente. In 40-20 cm (2.5Y 7/3) wurde unterhalb des A_h -Horizontes (2.5Y 4/1) ein hohes C/N (88) und ein niedriger pH (3.81) gefunden. Die Datierung von Makroresten (Holz) an der Basis von C11 ergab ein ^{14}C -Alter von 6979 ± 58 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -30.1 ‰). Organisches Sediment aus einer weiteren Bohrung (88-78 cm Tiefe) direkt neben C11 ergab ein ^{14}C -Alter von 8402 ± 67 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -30.6 ‰).

Transekt Nkongmeyos

Etwa 2 km NW von Meyo Ntem wurde von der Siedlung Nkongmeyos ausgehend ein weiteres Transekt mit 15 Bohrungen über 5 km Entfernung in südwestliche Richtung angelegt, dabei drei Hauptarme des Ntem (Ntem 1-3) überquerend.

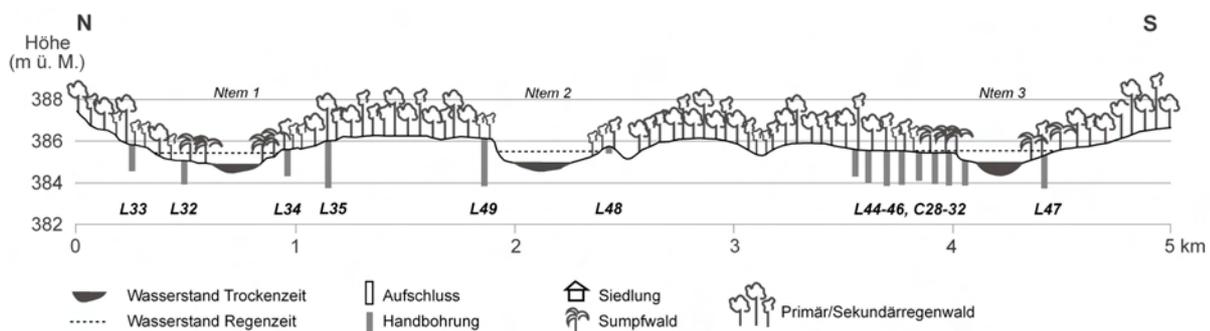


Abb. 46: Bohrungen und physiogeographische Verhältnisse am Transekt Nkongmeyos (s. a. Abb. 47).

Auf dem N-Ufer von Ntem 3, wo ein periodischer Überflutungsbereich und im Untergrund eine Paläooberfläche erschlossen wurden, konnte ein Catena angelegt werden. Die Untersuchungsregion Nkongmeyos zeichnet sich besonders durch weit verbreitet anstehendem Gneis aus, der auch oberhalb von Bohrstandort L32 an Stromschnellen im Ntem 1 und einer Stufe in Ntem 2 auftritt. Dazwischen haben sich stellenweise Stillwasserbereiche (wie z. B. bei Ntem 3) ausgebildet.



Foto 32: Stromschnellen bei Nkongmeyos Ntem 1 (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

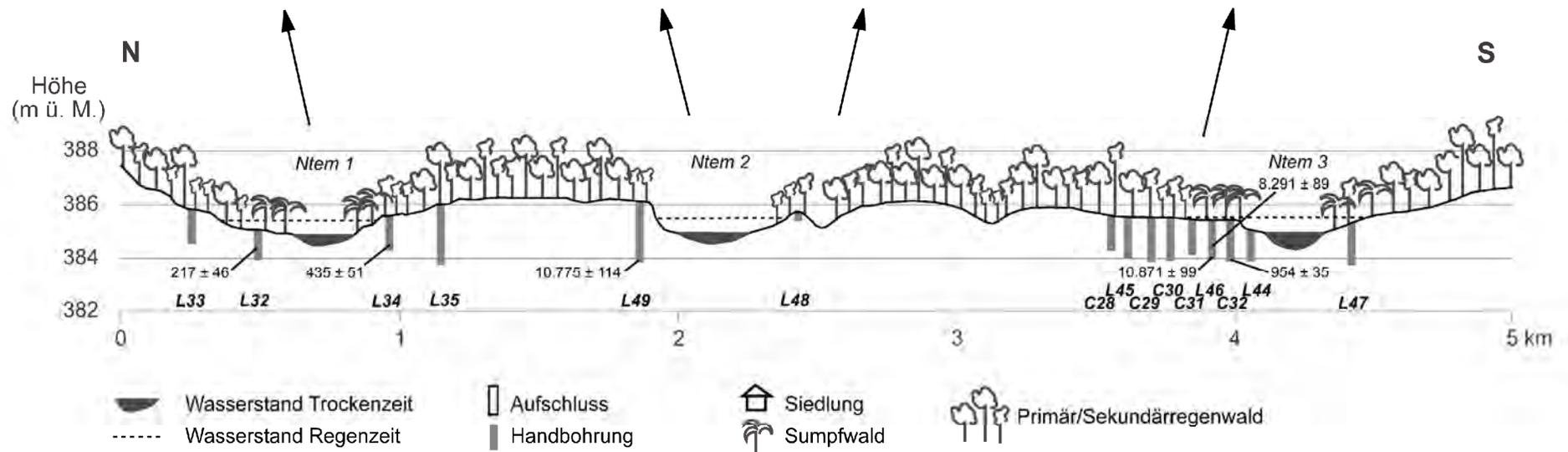


Abb. 47: Übersicht der am Standort (Transekt) Nkongmeyos Ntem 1 - Ntem 3 durchgeführten Bohrungen und darin ermittelte ^{14}C -Alter (in Jahren BP). Das Transekt umfasst 15 Bohrungen auf einer Distanz von etwa 5 km und überquert drei Hauptarme des Ntem. (Aufnahmen: M. Sangen, Februar 2005 und 2006).

Nkongmeyos Ntem 1

Am Ntem 1 wurden jeweils 2 Bohrungen auf dem N- und S-Ufer durchgeführt.

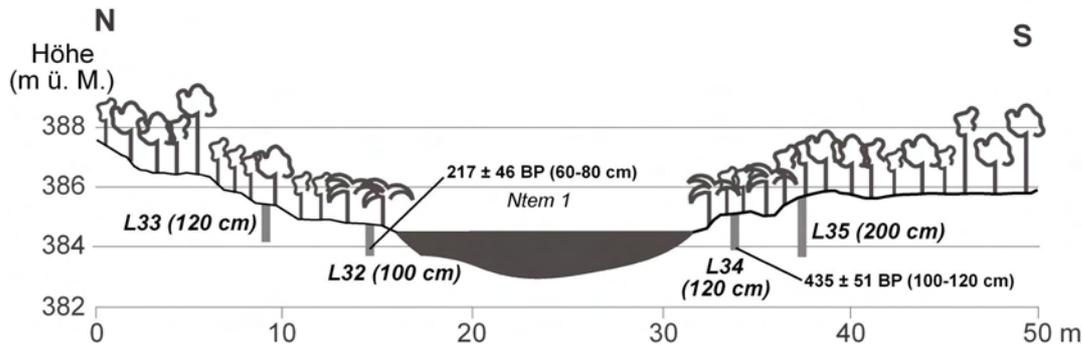


Abb. 48: Übersicht vom Standort Nkongmeyos Ntem 1.

Im N wurden auf einer Terrasse die Bohrungen L32 und 33 (Anhang S. 309) durchgeführt. L32 brachte dunkle (2.5Y 4/2, 4.5/2 und 4.5/3) und sehr grobkörnig, überwiegend sandige Sedimente (Sandanteile über 95 %) zutage. Nach oben nehmen die Texturen zu (Kornvergrößerungssequenz). Hier steigen die ohnehin geringen Werte an C_{ges} (bis 0.39 %), OS (0.67 %) und N_{ges} (0.023 %) im Hangenden nur leicht an. Der pH-Wert schwankt zwischen 4.37 und 4.95 und die C/N-Verhältnisse liegen bei Werten zwischen 17-20. Das pedogene Eisen zeigt sehr geringe (0.07-0.14 %, Fe_d 92-95 %) nach oben zunehmende Werte. Holzkohle, die in den sandigen Sedimenten in 80-60 cm Tiefe geborgen wurde, lieferte ein ^{14}C -Alter von 217 ± 46 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -28.0 ‰).

In L33 fanden sich an der Basis (120-100 cm, 10YR 5/2) zunächst gröbere Sedimente (bis 27 % mS und 65 % fS), in der Mitte des Profils dann eher feinkörnige (45-55 % fS, ~20 % U und ~20 % T) und im Oberbereich wieder gröbere Texturen (mit 26-34 % mS und ~53 % fS) von insgesamt grauer Farbe (10YR 6/2). Auch hier steigen die geringen Werte an C_{ges} (0.05-0.29 %), OS (0.09-0.50 %) und N_{ges} (0.006-0.033 %) zur Oberfläche nur leicht an und erreichen in 60-40 cm Tiefe ihr Maximum. Der pH-Wert liegt zwischen 3.95 und 4.57 mit tiefen Werten zwischen 80-40 cm. Das C/N-Verhältnis liegt bei 7-10 und das pedogene Fe bei 0.08-0.34 % (72-90 % Fe_d).

Auf dem S-Ufer wurde L34 ebenso wie L32 unter *Raphia*-Palmen geborgen. Die Bohrung wurde auf einer Niederterrasse durchgeführt und L35 auf der Hochflutterrasse. In L34 (Anhang S. 309) wurden an der Basis (120-100 cm, 2.5Y 3/1) stark sandiger Sedimente (bis 80 % mS, 35 % fS) Maxima an C_{ges} und OS gemessen (1.17 und 2.02 %) und der zweithöchste Wert für N_{ges} (0.029 %). In den oberen Schichten (2.5Y 4.5/2 und 5.5/2) nehmen die Werte deutlich ab. Auch pedogenes Fe (0.10 %, $Fe_o \sim Fe_d$) und C/N (41) erreichen an der Basis Maxima und der pH-Wert mit 3.80 ein Minimum. Makroreste (Holz) aus dieser Schicht wurden auf ein ^{14}C -Alter von 435 ± 51 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.4 ‰) datiert.

L35 erreichte eine Tiefe von 200 cm. Hier lagerten bräunlich-graue (10YR 5/2 und 6/2), sandige Sedimente (7.75 % gS, 60 % mS und 29 % fS), die zur Oberfläche eine schwache Kornverfeinerungstendenz zeigen (S. 309). C_{ges} : 0.22, OS: 0.38 und N_{ges} : 0.021 % sind in 200-180 cm (10YR 4/1) leicht erhöht, nehmen bis in 120-100 cm deutlich ab und steigen dann bis zur Oberfläche auf Maxima an (2.00, 3.45 und 0.190 %). C/N-Verhältnis schwankt zwischen 10 und 17 und der pedogene Fe-Anteil steigt von sehr geringen Werten (0.02-0.03 %, Fe_d 64-81 %) ab 80 cm deutlich an (bis 0.57 %; Fe_d 65 %). Der pH-Wert ist zunächst erhöht (4.91-5.11) und fällt ab 100 cm auf 4.12 in 20-0 cm. An der Basis traten Holzfragmente auf, die nicht datiert wurden.

Nkongmeyos Ntem 2

Im Flussbett von Ntem 2 beißt flächenhaft der anstehende Gneis im Flussbett aus und bildet dort Stromschnellen. Hier kreuzt außerdem eine NE-SW streichende Stufe (1-2 m) aus anstehendem Gneis das Flussbett, welche sich auf dem S-Ufer zwischen Ntem 2 und Ntem 3 fortsetzt. Über das Satellitenbild (Abb. 38) lässt sich eine Verbindung zu den Stromschnellen an Ntem 1 herstellen, die sich in nord-östlicher Erweiterung dieser linienhaften Struktur anschließen (Lineament). Auf dem N-Ufer fiel das Gelände im Bereich eines Prallhanges steil über 2 m zum Ntem 2 ab und entlang des Ufers lagerten große Gesteinsbrocken. Der Ntem 2 ändert hinter der Stufe seine Fließrichtung von N nach W. Auf dem S-Ufer wurde ein Gleithang aus grobsandigen Ablagerungen erkannt (Ufersandbank), der ein nach S ansteigendes Gefälle von ca. 15 % aufwies. Dahinter befand sich ein periodisches Gerinne und eine sich anschließende überschwemmte Senke, zwischen denen sich wiederum der anstehende Gneis als Stufe hindurch zieht.

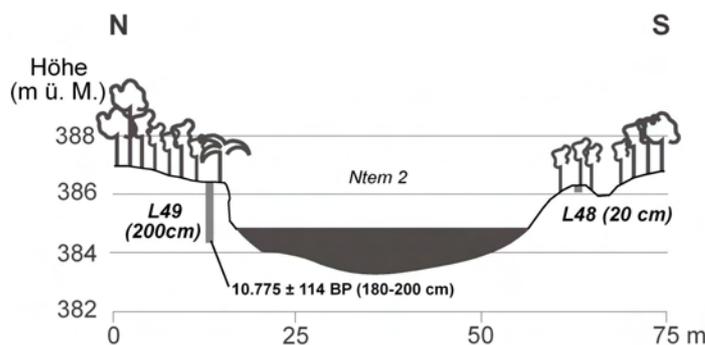


Abb. 49: Übersicht Standort Nkongmeyos Ntem 2.

Auf dem Prallhang wurde L49 bis in 200 cm erbohrt. Erneut traten sandige (bis 20 % mS und ~60 % fS), dunkel-braune (2.5Y 5/2) bis grau-braune (2.5Y 6/2, 10YR 6/2) Sedimente auf, die zwischen 120 und 60 cm zunächst eine schwache Kornverfeinerungssequenz und dann eine Kornvergrößerungstendenz zeigen (S. 311). In 200-180 cm Tiefe wurden für C_{ges} (0.30 %), OS (0.52 %), N_{ges} (0.012 %) und C/N (25) erhöhte Werte ermittelt, die dann zunächst bis in 160-140 cm fallen (0.06, 0.10 und 0.007 %) und darüber deutlich ansteigen (Maxima in 20-0 cm: 1.26, 2.17 und 0.095 %; 10YR 5/2).

Das dunkle Sediment an der Basis mit niedrigem pH (3.56) und Fe-Gehalt (0.06 %, Fe_d 4 %) wurde auf ein ¹⁴C-Alter von 10.775 ± 144 BP (δ¹³C-Wert: -30.1 ‰) datiert. Der pH-Wert steigt darüber zunächst (4.37) und fällt dann bis auf 3.80. Das C/N-Verhältnis fällt auf Werte um 8 und 13 in 20-0 cm. Die pedogenen Fe-Anteile steigen bis auf ihr Maximum (0.64 %) in 60-40 cm (Fe_d 96 %) und sinken dann auf 0.15 % in 20-0 cm (Fe_d 67 %).

Die Bohrung L48 wurde aus technischen Gründen abgebrochen.

Transekt Nkongmeyos Ntem 3

Acht Bohrungen wurden im Überflutungsbereich des N-Ufers von Ntem 3 gemacht und eine auf dem S-Ufer. Auf dem N-Ufer entstand eine in 3 m-Abständen durchgeführte Catena. Alle Bohrungen an Ntem 3 wurden unter Regenwald gemacht, wobei im direkten Uferbereich wieder *Raphia* spp. verbreitet war.

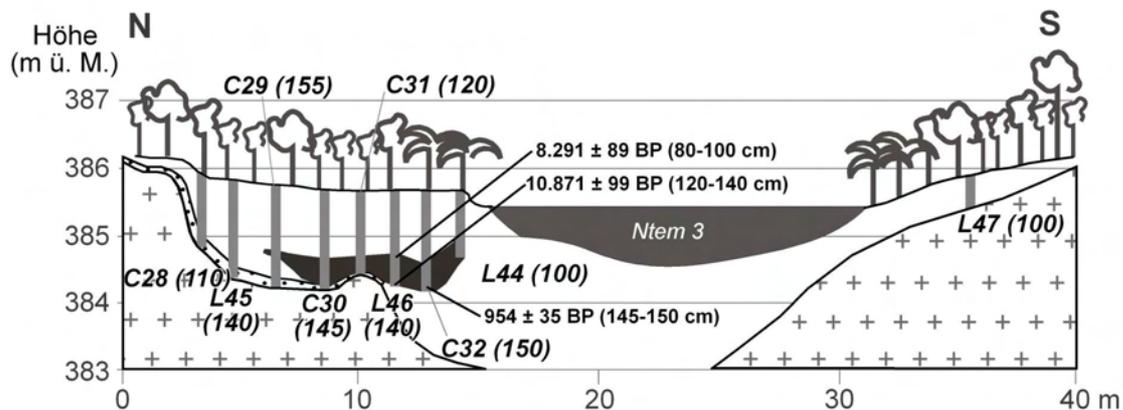


Abb. 50: Bohrungen (sowie ¹⁴C-Alter) und physiogeographische Verhältnisse am Standort Nkongmeyos Ntem 3. Zwischen C29 und L44 wurde eine zusammenhängende Paläoberfläche von etwa 30-50 cm Mächtigkeit über geringmächtiger Saprolithschicht und anstehendem Gneis erbohrt.

Bei den Bohrungen L44 und 46 (S. 310) wurden ab etwa 80-90 cm Tiefe dunkle (10YR 3/1 und 5/1), sandige (30 % mS, 60 % fS), fossile organische Sedimente gefunden. In L46 treten von der Basis (140 cm) bis in 80 cm Maxima an C_{ges} und OS (bis 1.47 bzw. 2.53 %) sowie niedriger pH (3), hohes C/N-Verhältnis (60-102) und geringer Fe-Gehalt (~0.15 %; Fe_o ~ Fe_d) auf. In 80-60 cm schließt sich ein Eisenanreicherungshorizont an (2.5Y 6/6; 0.70 % Fe, 64 % Fe_d), der von einer Kornverfeinerungssequenz (bis 30 % U und 30 % T) überlagert wird (2.5Y 6/2). Hier nehmen C_{ges} (0.09 %) und OS (0.16 %) zunächst ab und erreichen in 20-0 cm 0.48 bzw. 0.83 %. N_{ges} zeigt von der Basis einen generell steigenden Verlauf (0.008-0.067 %) ebenso wie der pH-Wert, der im oberen Bereich Werte um 4 annimmt. Makroreste (Holz) aus L46 lieferten ¹⁴C-Alter von 8291 ± 89 BP (80-100 cm; δ¹³C-Wert: -27.5 ‰) und 10.871 ± 99 BP (120-140 cm; δ¹³C-Wert: -28.3 ‰).

Ähnliche Sedimente (10YR 3/1, 4/2 und 5/1; 30 % mS, 60 % fS) wurden in L44 geborgen, direkt an einer 40 cm hohen Stufe zum trockenzeitlichen Flusspegel. Hier wurden annähernd gleiche Gehalte an C_{ges} (bis 1.11 %), OS (1.91 %) und N_{ges} (0.035 %) ermittelt, sowie niedriger pH (3.32-3.52), geringer Fe-Gehalt (0.06-0.10 %, $Fe_o \sim Fe_d$) und hohes C/N (42-45). Sie werden überdeckt (20-0 cm) von dunklen (10YR 3/2) tonigen (> 50 %) Hochflutsedimenten mit Maxima an C_{ges} (6.38 %), OS (11 %), N_{ges} (0.583 %) und Fe-Gehalt (2.21 %, davon 59 % Fe_d), erhöhtem pH (4.26) und einem C/N von 11.

Die Bohrung L45 (S. 310), am weitesten vom rezenten Ntem 3-Gerinnebett entfernt erbohrt, erschloss keine Lage fossiler, organischer Makroreste. Über Basement (Amphibol- oder noritischer Gneis) sowie geringmächtiger Saprolithschicht konnte bis in 80-60 cm Tiefe eine schwache Kornverfeinerungssequenz (10YR 6/2) mit zunehmenden Gehalten C_{ges} (bis 0.36 %), OS (0.62 %) und N_{ges} (0.060 %) nachgewiesen werden. An der Basis (10YR 6/4) wurde ein Eisengehalt von 0.58 % (90 % Fe_d) und ein pH von 4.37 gefunden. In 80-60 cm (10YR 5/5) erreicht N_{ges} (0.060 %) ein Maximum und pedogenes Fe den Höchstwert (1.11 %, 89 % Fe_d). Im Hangenden zeigt sich eine schwache Kornvergrößerungssequenz (vor allem fS: ~40-58 %) mit einem pH um 4 und bis zu Maxima ansteigenden Anteilen C_{ges} (0.60 %), OS (1.03 %) und N_{ges} . Fe fällt auf 0.10 % (65 % Fe_d) und C/N liegt in der gesamten Bohrung zwischen 6 und 11.

Sedimente weiterer Bohrungen (C28-32) im Bereich der Paläooberfläche von Standort Nkongmeyos Ntem 3 wurden bis auf C31 nicht beprobt und untersucht. Am nördlichsten Standort C28 wurde bereits nach 110 cm der anstehende Gneis erreicht. Er wird hier überdeckt von grauen (2.5Y 6/2 und 7/1), lehmig-sandigen Sedimenten, die zwischen 100 und 20 cm Oxidationsflecken aufweisen, und einer Humusauflage (5-0 cm). In 80 cm wurden ein Eisenanreicherungshorizont und darüber bis 60 cm pisolith-ähnliche Eisenbildungen gefunden. Ähnliche Befunde lieferte C29, mit Oxidationsflecken (lehmiger Sand) zwischen 130 und 15 cm und darunter vermehrt pisolith-ähnliche Verhärtungen und eine Eisenanreicherungsschicht (10YR 5/8). Darunter folgte eine saprolithische Lage (145 cm) und anstehender Gneis (155 cm). Hier wurde allerdings zwischen 90 und 80 cm eine dünne Schicht sandiger, organischer Makroreste gefunden. Diese trat bei C30 deutlich mächtiger (145-100 cm) über Saprolith und Gneis auf. Überdeckt wurden sie von einer lehmigen, gebleichten Schicht (10YR 7/1) bis 85 cm und einer Eisenanreicherungsschicht bis 80 cm Tiefe. Zur Oberfläche hin folgt eine sandig-lehmige Sedimentschicht (2.5Y 6/2) mit deutlichen Oxidationsmerkmalen bis in 18 cm Tiefe und schließlich ein geringmächtiger A_h (5-0 cm).

Über Anstehendem wurde in C31 (S. 310) die Schicht sandiger, organischer Makroreste zwischen 120 und 60 cm wiedergefunden (10YR 5/1 und 5/2). Hier ist sie deutlich sandiger ausgeprägt (35 % mS, 70 % fS). Der pH-Wert ist erneut niedrig (3.28-3.89) und steigt zur Oberfläche kontinuierlich bis auf 3.98. C/N ist leicht erhöht (17-20 und dar-

über 6-16) und auch die pedogenen Fe-Anteile sind sehr gering (0.05 %, $Fe_o \sim Fe_d$). Ab 60 cm steigen C_{ges} , OS und N_{ges} nach einem leichten Rückgang auf ihre Maxima (0.79, 1.36 und 0.087 %) in 20-0 cm an. Auch Fe steigt deutlich (0.17-0.50 %, Maximum in 40-20 cm). Schließlich wurde die Paläooberfläche nochmals in C32 (150 cm) zwischen 145 und 95 cm erschlossen.

In C32 wird sie überlagert von deutlich feinkörnigeren (lehmig-tonig) Sedimenten mit Oxidationsmerkmalen zwischen 95 und 15 cm Tiefe und einer Humusauflage (A_h) in 5-0 cm. Eine Datierung von der Basis der fossilen, organischen Makroreste (150-145 cm) ergab ein verhältnismäßig junges ^{14}C -Alter von 954 ± 39 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -28.9 ‰).



Foto 33: Sandige, fossile, organische alluviale Sedimente vom Überflutungsbereich bei Nkongmeyos Ntem 3. Hier aus 150-100 cm Tiefe einer Bohrung mit der Stechsonde direkt neben C32 (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

Zur Prospektierung des S-Ufers wurde L47 (Anhang S. 310) etwa 4-5 m vom Flussufer erbohrt. Es wurden über anstehendem Gneis (100 cm) tonige bis sandige Lehme (10YR 5/3) mit hohem Fe-Gehalt (bis 1.64 %, 90 % Fe_d) und steigenden Werten an C_{ges} (bis 0.60 %), OS (1.03) und N_{ges} (0.063 %) geborgen. In der Deckschicht (10YR 4/1) wurden schließlich Maxima an C_{ges} (3.10 %), OS (5.34 %) und N_{ges} (0.237 %) ermittelt und ein Minimum an Fe (0.52 %, 62 % Fe_d). Der pH-Wert fluktuiert um 4.

Standort Aya'Amang

Am Standort Aya'Amang, wurden 3 Bohrungen (L36-38) abgeteuft. Er befindet sich in äußersten SW-Bereich des Untersuchungsgebietes, an einer Stelle, wo Ntem 3 einen Bogen von E nach N beschreibt. Alle beprobten Standorte bei Aya'Amang waren von Regen- und Überflutungswald bestanden.

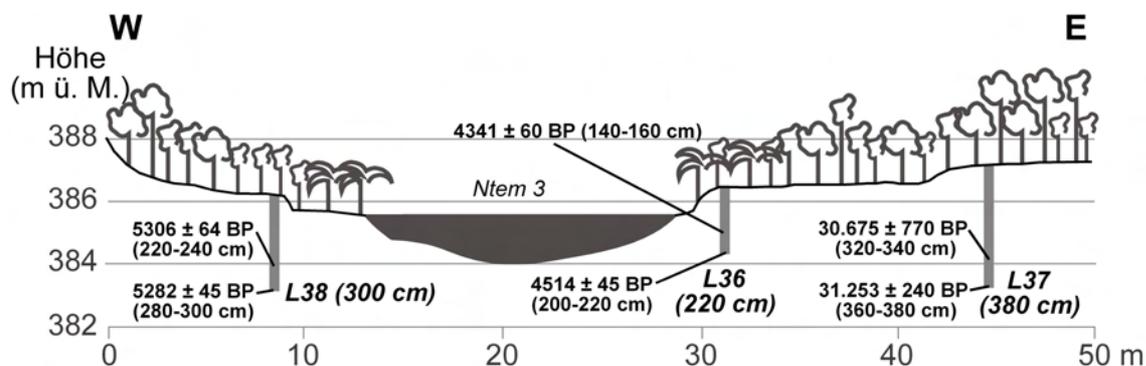


Abb. 51: Bohrungen (sowie ^{14}C -Alter) und geographische Verhältnisse am Standort Aya'Amang.

Hier tritt vereinzelt Basement (Gneis) am Rande des Gerinnebettes aus, welcher stellenweise von kleineren Sandbänken überlagert wird. Auf dem W-Ufer (Prallhang) befindet sich eine, auf dem S-Ufer (Gleithang) zwei Terrassen.

L38 (S. 303), auf der Terrasse am W-Ufer (Prallhang) erbohrt, erreichte eine Tiefe von 300 cm. In sehr feinsandigen (bis 90 % fS, 10 % gU) dunklen (10YR 4/1, 5/1, 5/2 und 5/3) Ablagerungen nehmen die Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} von der Basis bis 160 cm kontinuierlich ab (C_{ges} von 0.53 auf 0.07 %, OS 0.91-0.12 % und N_{ges} 0.011-0.003). C/N-Verhältnisse sind hoch (28-72), pH-Wert sauer (3.26-3.82) und pedogene Fe-Anteile sehr gering (0.02-0.10 %, ~50 % Fe_d). Oberhalb von 160 cm schließt sich eine Kornverfeinerungssequenz an (30-40 % U und 40-50 % T) mit bis zu Maxima ansteigende Werte für C_{ges} (2.77 %), OS (4.78 %) und N_{ges} (0.238 %), sowie deutlich braunerem Farbtönen (2.5Y 6/4 und 6/5). Der pH-Wert fällt leicht (3.55) und C/N schwankt zwischen 8 und 11. Der pedogene Fe-Anteil steigt auf ein Maximum in 100-80 cm (1.83 %, 10YR 5/5) und nimmt darüber Werte um 1 % (77-96 % Fe_d) an. Die Deckschicht bildet ein A_h -Horizont (10YR 4.5/2). Zwei Datierungen von Makroresten aus den Schichten, wo Maxima an OS auftraten (300-280 und 240-220 cm) lieferten ^{14}C -Alter von 5282 ± 45 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -26.8 ± 0.5 ‰) und 5306 ± 64 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -31.4 ‰).



Foto 34: Blick nach Norden auf Ntem 3 bei Aya'Amang und die stark bewaldeten Flussufer (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2005).

Auf dem östlichen Gleithang wurde L36 (S. 302) etwa 100-120 cm oberhalb der Niederterrasse erbohrt. Auch hier wurden dunkle (10YR 3/1), sandige (15 % mS, ~80 % fS) fossile organische Ablagerungen von der Basis (220 cm) bis in 140 cm Tiefe gefunden. Die Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} sind hier hoch (C_{ges} bis 1.30 %, OS 2.24 %, N_{ges} 0.024 %), liegen allerdings deutlich unter den Maxima an der Oberfläche (5.61, 9.67 % bzw. 0.463 %). Es wurden saure pH-Werte (3.39-3.91) und ein hohes C/N-Verhältnis (43-57) ermittelt. Pedogene Fe-Gehalte sind gering (um 0.10 %) mit annähernd gleichen Anteilen an Fe_d und Fe_o . Oberhalb 140 cm nimmt der Anteil mS zu und die Farbtöne werden heller (10YR 5/2, 5/3, 6/2 und 6/3). Nur in den obersten 40 cm (10YR 3/2 über 4/2) finden sich zunehmend feinkörnige Texturen. C_{ges} (0.07 %), OS (0.12 %) und N_{ges} (0.002 %) fallen zunächst deutlich und steigen dann ab 40 cm auf Maxima in 20-0 cm.

Fe-Gehalt fällt zunächst auf 0.02 % und steigt dann ab 100-80 cm auf ein Maximum in der Deckschicht (1.45 %). Der Anteil Fe_d (58-63 %) nimmt gegenüber Fe_o leicht zu. Der pH-Wert in 120-100 cm (5.60) fällt bis in 20-0 cm auf 4.14. Das C/N-Verhältnis bleibt bis in 100-80 cm (Maximum: 92) hoch mit ~40 und fällt dann auf Werte von 11-19. Datierungen aus dem Unter- und Oberbereich der fossilen, organischen Ablagerungen ergaben ^{14}C -Alter von 4514 ± 45 ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.3 ± 0.1 ‰) und 4341 ± 60 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.2 ‰).

15 m weiter östlich wurde L37 (S. 302) auf einer sanft ansteigenden Stufe (Höhenunterschied ~1 m) durchgeführt, welche als Hochfluterrasse gedeutet wird. Erneut wurden zwischen der Basis (380 cm) und etwa 300 cm Tiefe dunkle (7.5YR 2.5/1, 3/1 und 4/1), grobkörnige (80 % fS, 20 % gU) fossile organische Ablagerungen vorgefunden. Hier ergaben die Analysen Maxima für C_{ges} (2.07 %), OS (3.57 %) und C/N (84-106) bei nur leicht erhöhten Gehalten an N_{ges} (0.023 %). Der pH-Wert ist sehr sauer (2.99-4.40) und pedogenes Fe gering (0.06-0.15 %, 54-62 % Fe_d). Diese Schicht wird überdeckt von einer gräulichen (7.5YR 6/1, 10YR 7/1) Bleichschicht bis in 240 cm Tiefe, in der fS zunimmt (bis 87 %) und geringes Fe (0.02-0.05 %) auftritt. Der pH-Wert erreicht Maxima von 4.62-4.99. Zur Oberfläche schließt sich eine Kornverfeinerungssequenz an (~10-45 % U, ~20-35 % T) mit bräunlich-gelben Farbtönen (10YR 6/3, 6/4 und 2.5Y 6/3, 6/4), in der C_{ges} , OS und N_{ges} sukzessive bis auf Maxima in 20-0 cm (10YR 5/3; 1.03, 1.78 und 0.089 %) ansteigen. Während pH (3.66-3.99) und C/N (9-13) nur leicht fluktuieren, steigt der Fe-Gehalt rapide an und erreicht Maxima zwischen 200-180 (10YR 6/4, 1.01 %) und 100-80 cm (2.5Y 6/6, 0.99 %). Der Anteil Fe_d ist mit 96 % hoch. Auch bei dieser Bohrung wurde die untere (380-360 cm) und obere (340-320 cm) Schicht der Paläooberfläche datiert. Holzreste lieferten über ^{14}C -(AMS)-Datierungen Alter von 31.253 ± 240 ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.1 ± 0.2 ‰) bzw. 30.675 ± 770 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -30.8 ‰).

Standort Tom

Am Standort Tom wurden 2 Bohrungen auf dem N-Ufer von Ntem 1 gemacht. Zwischen Asseng, wo Keramikfragmente gefunden wurden, und Tom sind die Stromschnellen an Ntem 1 besonders stark ausgeprägt und die anstehenden Gneise treten wie bei Meyo Ntem in der Trockenzeit flächenhaft aus dem Flussbett. Aufgrund der Beschaffenheit des Untergrundes waren geeignete Bohrstandorte schwer auffindbar und feinkörnige, tiefgründige, alluviale Ablagerungen sehr lokal begrenzt.

Die Bohrung L30 (S. 315) wurde direkt hinter einer Serie von Stromschnellen durchgeführt, lieferte überwiegend sandige Texturen und endete bei 160 cm auf dem Basement. Der Sandanteil erreicht 95 %. Zwischen 100 und 40 cm Tiefe (2.5Y 5/6, 6/3 und 7/8), wo 0.4 % Fe (74 und 85 % Fe_d) ermittelt wurden, nehmen die feinkörnigen Texturen

leicht zu. An der Basis (10YR 4/1) wurden erhöhte Werte für C_{ges} (0.41 %), OS (0.71 %) und C/N (82), geringes Fe (0.02 %) und N_{ges} (0.005 %) und ein pH von 4.48 gefunden. Nach einer Abnahme bis in 120-100 cm steigen C_{ges} , OS und N_{ges} bis auf Maxima in 20-0 cm (10YR 4/1; 1.60, 1.76 und 0.078 %). Über der Basis hellen die sandigen Ablagerungen auf (10YR 5/2 und 6/2). Der pH fällt nach einem Maximum von 5.68 (140-120 cm) auf 3.68 in der Deckschicht, während C/N kaum verändert (zunächst 41, dann 15-20). Organische Makroreste (Holz etc.) von der Basis der Bohrung lieferten ein ^{14}C -Alter von 1381 ± 49 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.2 ‰).



Foto 35: Ntem 1 mit Stromschnellen am Standort Tom (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2005).

L31 (S. 315) wurde unweit von L30 in einem periodischen Seitenarm (*avulsion trunk channel*) erbohrt. Das feuchtigkeitsgesättigte Sediment konnte nur bis 120 cm Tiefe geborgen und wies sandige Fazies (bis 98 %), dunkle Farben (2.5Y 3.5/1, 4/1.5 und 5/2) und nur in den oberen 20 cm (10YR 3/1) nennenswerte Feinsedimentanteile auf (~10 % U und ~10 % T). C_{ges} , OS und N_{ges} steigen vom Liegenden zum Hangenden sukzessive an (C_{ges} von 0.19 auf 2.64 %, OS 0.33-4.55 % und N_{ges} 0.007-0.200 %). Das C/N-Verhältnis fällt von ~40 auf Werte um 10. Pedogenes Fe steigt von der Basis (0.03 %, 85 % Fe_d) bis zum Maximum in 0-20 cm kontinuierlich an (0.48 %, 59 % Fe_d) und der pH-Wert fällt (4.98-4.35).

Standort Akom

Umweit der Siedlung Akom, etwa 1 km NW von Tom, wurde ein Transekt mit drei Bohrungen auf dem N-Ufer von Ntem 1 bis in eine gerodete Regenwaldfläche hinein gelegt. Hier wurden zwei Terrassenniveaus erkannt und beprobt (L27 und 28). Eine dritte Bohrung wurde auf einer gerodeten Fläche durchgeführt. In L27 (S. 299) wurden sandige, grobkörnige Sedimente erbohrt, deren Anteil mS von der Basis (200 cm) bis in 100 cm Tiefe 50-60 % beträgt und darüber auf 30-40 % fällt. Der Anteil fS nimmt von 30-40 % auf 50-65 % zu. Feinkörnigere Texturen sind sehr gering und erreichen in 20-0

cm (10YR 4/1) ihr Maximum mit etwa 5 %. Der pH-Wert ist im Gegensatz zu anderen Standorten leicht erhöht und liegt zwischen 4.21 und 6.35. Zwischen 200 und 120 cm (10YR 4/1, 4/2 und 5/2) sind die Werte für C_{ges} (bis 0.44 %), OS (0.76 %) und N_{ges} (0.013 %) gering und fallen dann gegen 0, ehe Maxima (0.62, 1.07 und 0.039 %) in 20-0 cm auftreten. C/N-Verhältnisse sind mit Werten zwischen 30 und 77 zunächst hoch und fallen dann auf 23 und 16. Pedogenes Fe (0.01-0.04 %, $Fe_d > Fe_o$) ist gering mit Maximum in der Deckschicht und hohem Anteil Fe_d (86-96 %). Zwei Datierungen von organischen Makroresten (Blattfragmente und Holz) aus 180-160 und 120-100 cm ergaben ^{14}C -Alter von 427 ± 52 ($\delta^{13}C$ -Wert: -27.6 ‰) und 443 ± 57 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -26.4 ‰).

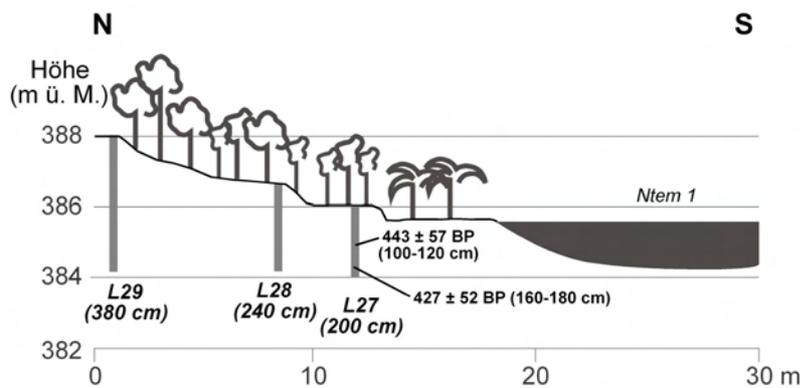


Abb. 52: Übersicht vom Standort Akom.

Für L28 (S. 300), die 240 cm Tiefe erreichte, ergaben sich an der Basis (10YR 5/2) ähnliche Werte für C_{ges} , (bis 0.51 %), OS (0.88 %) und N_{ges} (0.027 %) und nehmen zum Hangenden (10YR 4/2, 5/2, 6/2) kontinuierlich zu, bis in der Deckschicht schließlich Maxima erreicht werden (1.76, 3.03 bzw. 0.134 %). Die C/N-Verhältnisse liegen zunächst um 18 und steigen dann auf Werte um 30. Fe-Maxima ($Fe_d > Fe_o$) wurden zwischen 140 und 80 cm (0.22 %; Fe_d 93 %) und in 20-0 cm (0.46 %, 61 % Fe_d) gemessen; darunter nimmt der Gehalt jeweils stark ab. Der pH-Wert liegt zwischen 4.06 und 5.97 mit deutlich höheren Werten nahe der Basis. Die Korngrößen dokumentieren eine Kornverfeinerungssequenz, mit geringem Anteil U und T (max. 23 %) und sich verfeinernde sandige Fazies (fS von 48 auf 77 % und mS 46-3 %).

L29 (S. 300) zeigt von der Basis (380 cm) bis an die Oberfläche eine homogene Korngrößenverteilung. C_{ges} , OS und N_{ges} steigen von der Basis bis zur Oberfläche kontinuierlich auf ihre Maxima an: 1.63 %, 2.81 % und 0.138 %. Das C/N-Verhältnis liegt im gesamten Profil unter 12 und im unteren Bereich um 8. Der pH-Wert schwankt zwischen 3.58 und 3.91. Die Farbe der Sedimente wechselt von rot-braun (10YR 5/6) im Liegenden zu orange-gelb im Mittelbereich (10YR 6/6 und 2.5Y 6/6) und grau-braun im Hangenden (2.5Y 6/4 und 5/4). Die pedogenen Fe-Werte (Fe_d 81-98 %) liegen zwischen

0.50 und 0.80 % und erreichen ein Maximum von 1.14 % in 320-300 cm. Datierbare organische Makroreste wurden in L29 nicht gefunden.

Standort Nsebito

Bei Nsebito - zwischen den Bohrstandorten Akom und Nnémeyong - stehen im Gerinnebett Gneise an (Ntem 1), die treppenartige Stromschnellen formen.



Foto 36: Treppenförmig ausgebildete Stromschnellen bei Nsebito (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2005).

Kurz vor Nsebito vereinigen sich die Hauptarme des anastomosierenden Ntem zu einem einzelnen Flusssystemabschnitt, der sich erst hinter Nyabessan und vor den Wasserfällen von Memvé'élé wieder signifikant verzweigt. Die Hauptentwässerungsrichtung ist nun nicht mehr nach NW, sondern über kurze Distanz nach W und schließlich nach SW gerichtet, wie bei den Tributären Biwoumé und Ndjo'o, die hinter Nyabessan in den Ntem münden. Diese Tatsache lässt eine Orientierung des Flusssystemes an unterschiedliche geologische Strukturen E und W von Nsebito vermuten, die einher geht mit der vorherrschenden Streichrichtung der geologischen Strukturen in SW-Kamerun. Auch die Höhenzüge der Nkolebengue- und Ngovayang-Berge streichen von NE nach SW entlang das Untersuchungsgebiet.

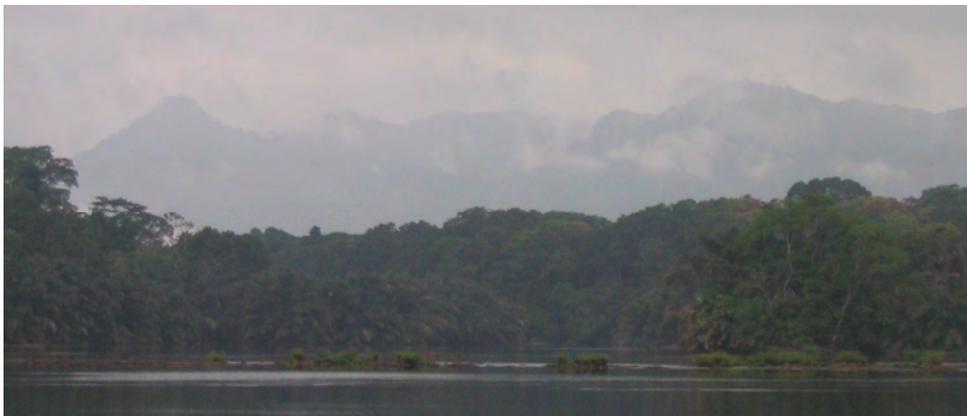


Foto 37: Blick vom Ntem bei Nyabessan nach NW auf den Nkolebengue-Höhenzug (~1000 m ü. M.; Aufnahme: M. Sangen, Januar 2005)).

Standort Nnémeyong

Unweit der Siedlung Nnémeyong wurden 2 Bohrungen auf dem N- und S-Ufer durchgeführt.

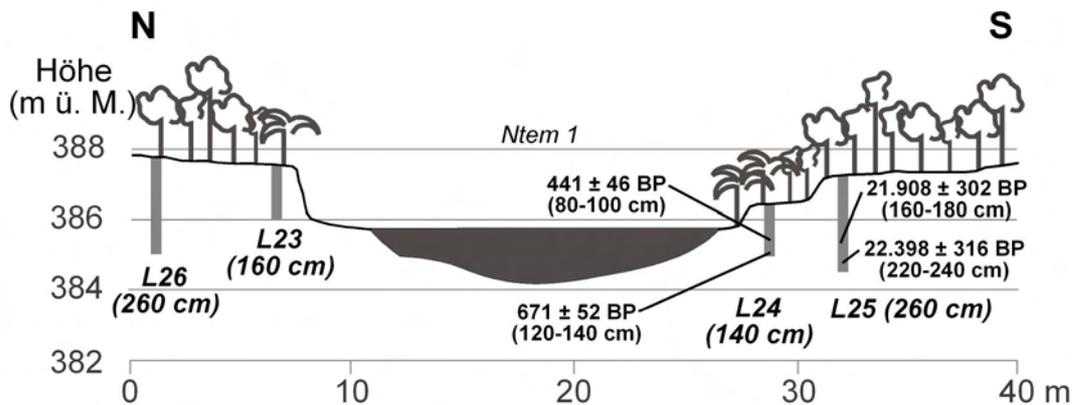


Abb. 53: Bohrungen (und ^{14}C -Alter) und geographische Verhältnisse am Standort Nnémeyong.

Während auf dem N-Ufer nur eine Terrasse beprobt wurde, konnten auf dem S-Ufer zwei Terrassenniveaus durch jeweils eine Bohrung prospektiert werden. Die Standorte lagen allesamt unter Regenwald, der in Uferbereich in Überflutungswald (*Raphia* spp.) übergeht. Die Basisschichten (260-180 cm; 10YR 6/4) in L26 (S. 311) enthalten hauptsächlich grobkörnige Sande (bis 24 % gS, 59 % mS), bei geringen Anteilen feinkörniger Texturen: ca. 10 % fS, U und T. Ab 180 cm Tiefe nehmen die grobkörnigen Texturen innerhalb einer Kornverfeinerungssequenz ab, bei gleichzeitiger Zunahme der feinkörnigen Fazies: 10-30 % fS, U und T). C_{ges} , OS und N_{ges} steigen von der Basis bis zur Oberfläche sukzessive an (C_{ges} bis 1.21 %, OS 2.09 % und N_{ges} 0.098 %). Ab 120 cm Tiefe zeigt das Sediment zur Oberfläche hin eine dunklere Farbe (10YR 4/2). Das C/N-Verhältnis steigt von 7.70 auf 12.59 und der pH-Wert bewegt sich zwischen 3.78 und 4.04. Der pedogene Fe-Gehalt (78-96 % Fe_d) ist an der Basis leicht erhöht (0.30 %), fällt dann auf Werte zwischen 0.10 und 0.16 % und steigt ab 180 cm Tiefe auf Werte um 0.50 %.

In L23 (S. 311) fanden sich von der Basis (160 cm) zum Hangenden abnehmende grob- und zunehmende feinkörnige Faziesseinheiten (fS ~21-41 %, U ~13-20 %, T ~18-24 %). C_{ges} , OS und N_{ges} steigen vom Liegenden bis zur Oberfläche sukzessive an (C_{ges} bis 3.23 %, OS 5.57 % und N_{ges} 0.208 %). Der pH-Wert liegt zwischen 3.31 und 4.01 und das C/N-Verhältnis schwankt zwischen 10 und 15. Der pedogene Fe-Gehalt (60-89 % Fe_d) steigt bis 120 cm auf 0.22 % und nach leichter Abnahme ab 60-40 cm bis zum Maximum (0.30 %) in 20-0 cm an. Farblich dominieren helle, grau-braune Töne (2.5Y 6/2, 6/3, 7/2 im Liegenden und 10YR 5/2, 6/2 im Hangenden), überdeckt durch eine Humusauflage (A_h , 10YR 3/2).



Foto 38: Der Ntem am Standort Nnémeyong (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2005).

Auf der unteren Terrasse des S-Ufers erreichte L24 (S. 312) 140 cm und an der Basis (10YR 3/1, 3/2) dominierten wiederum sandige Texturen (bis 31 % mS, 72 % fS), die sich zur Oberfläche verfeinern (~2-5 % mS, ~26 % fS, ~28 % U, ~44 % T). Erhöhte Kohlenstoffgehalte steigen zunächst bis in 100-80 cm weiter an (C_{ges} bis 2.73 %, OS 4.71 %), während N_{ges} (0.057-0.092 %) niedrig ist. Nach einer geringen Abnahme, steigen die Werte auf Maxima in 20-0 cm an (3.19, 5.50 und 0.287 %). Fe-Gehalt steigt kontinuierlich auf ein Maximum in 20-0 cm (0.18-1.07 %; 51-83 % Fe_d). Der pH-Wert liegt zwischen 3.59 und 3.89 und das C/N-Verhältnis erreicht Werte zwischen 10 und 33, mit höchsten Werten im Liegenden. In 60-40 wurden rote (10YR 5/6) Farbtöne bestimmt, die durch graue (10YR 5/1) abgelöst werden. Datierungen von organischen Makroresten (Holz) in 140-120 und 100-80 cm ergaben ^{14}C -Alter von 441 ± 46 ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -30.6 ‰) und 671 ± 52 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.7 ‰).

Auf der hinter L24 ausgebildeten Oberterrasse wurde die Bohrung L25 (S. 312) durchgeführt, die bis in eine Tiefe von 260 cm abgeteuft wurde und zwischen 260-160 cm dunkle (2.5/1, 3/1.5 und 3.5/1), sandige (bis 20 % mS, 75 % fS) Sediment mit hohen Gehalten an C_{ges} , OS und N_{ges} (2.10, 3.62, und 0.041 %) aufschloss. C/N-Verhältnisse liegen zwischen 48-72 und deuten ebenso wie die erhöhten Werte an Fe_o (bis 46 %) auf eine fossile, organische Lage. Der pH-Wert liegt zwischen 3.87 und 5.57. Pedogener Fe-Gehalt ist von der Basis bis 160 cm sehr niedrig (bis 0.04 %, 54-70 % Fe_d) und steigt zwischen bei 100 cm (2.5Y 5/5) auf ein Maximum von 1.02 % (91 % Fe_d). Im Hangenden fällt C/N auf Werte um 10 und deutlich hellere (2.5Y 5/2, 6/2 und 2.5Y 5/4, 6/4) Farbtöne treten in Erscheinung, überdeckt von einem A_h (2.5Y 4.5/3). Zwei Datierungen von organischen Makroresten (Holz), die aus der fossilen organischen Lage entnommen wurden, ergaben in 240-220 bzw. 180-160 cm Tiefe ^{14}C -Alter von 22.398 ± 316 (220-240 cm, $\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -29.1 ‰) und 21.908 ± 302 BP (160-180 cm, $\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -27.0 ‰).

Transekt Nyabessan

Am Standort Nyabessan wurden 15 Bohrungen im Rahmen einer Catena abgeteuft und eine Grube geöffnet. Während erster Feldarbeiten (2005) wurden unweit des Fährüberganges bei der Siedlung Nyabessan 3 Bohrungen auf dem N-Ufer und 2 Bohrungen auf dem S-Ufer durchgeführt (s. a. Foto 40).

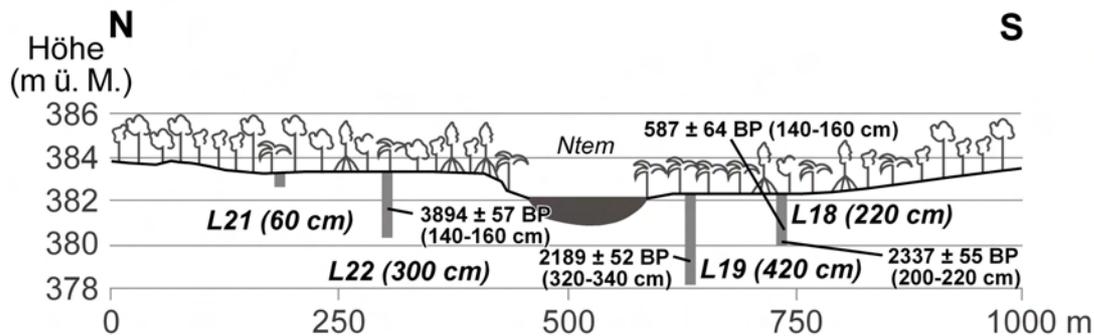


Abb. 54: Erste am Standort Nyabessan durchgeführte Bohrungen (sowie ^{14}C -Alter). Im Gegensatz zu anderen Standorten hat sich hier auch Überflutungswald mit Stelzenwurzeln ausgebildet.

Die Bohrung L21 (S. 314) endete nach 60 cm auf einer Lateritkruste. L22 (S. 314) erreichte eine Tiefe von 300 cm. Von der Basis bis in 200 cm Tiefe wurde Saprolith (10YR 5/6, 6/6) mit grobkörnigen Texturen (bis 15 % gS, 17 % mS, 57 % fS, 27 % gU und 30 % mU) gefunden. Hier sind C_{ges} (0.17 %), OS (0.29 %) und N_{ges} (0.009 %) gering und pH-Wert (4.22-5.16), pedogener Fe-Gehalt (2.52-5.43 %, 97-99 % Fe_d) sowie C/N-Verhältnis (18-90) erhöht. Überdeckt werden diese stark verwitterten Schichten von zunächst sandigen und ab 160 cm feinkörnigen (bis 53 % T), dunklen (10YR 2/1, 2.5Y 4/2) organischen Alluvionen bis in 120 cm Tiefe. C_{ges} (3.84 %), OS (6.62 %), N_{ges} (0.082 %) und C/N (23-61) steigen in dieser organischen Schicht deutlich an, während pH (3.63) und pedogenes Fe (0.07-0.14 %, $\text{Fe}_d \sim \text{Fe}_o$) stark sinken. Diese Schicht wird schließlich überlagert von deutlich helleren Ablagerungen (2.5Y 6/2, 6/3), in denen C_{ges} , OS und N_{ges} zunächst fallen und ab 80 cm wieder bis auf Maxima (4.0, 6.9 und 0.259 %) in 20-0 cm (2.5Y 5/2) ansteigen. Der pH (3.97-3.70) und C/N (22-9) fallen sukzessive, während Fe auf Werte zwischen 0.31-0.43 % steigt (69-83 % Fe_d). Organische Makroreste (Holz, Blätter) aus 140-160 cm wurden auf ein ^{14}C -Alter von 3894 ± 57 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.1 ‰) datiert.

Zwischen L22 und dem Gerinnebett wurden nochmals zwei Bohrungen (C26 und 27) im Abstand von jeweils etwa 10 m durchgeführt und direkt neben L22 eine weitere mit der Stechsonde, welche die ungestörte Schichtung der Sedimente aufschließen konnte. In C26 wurde in 270 cm eine Saprolithschicht (2.5YR 6/8) erreicht, die von organischen Sedimentlagen bis in 105 cm Tiefe überdeckt wurde. Zwischen 240-190 cm traten diese Lagen sehr konzentriert auf (10YR 2/1) und enthielten bei ca. 220 cm unzersetzte Blattlagen. Im Hangenden nahm der Gehalt an organischer Substanz deutlich ab, was sich

auch am Aufhellen der Farbe (10YR 4/2) abzeichnete. Nur vereinzelt traten noch geringmächtige Lagen konzentrierter Makroreste in sandiger Matrix auf. Zwischen 90-50 cm folgte eine lehmig-tonige, gebleichte (2.5Y 6/2) Sedimentlage überdeckt von einer tonigen Oxidationsschicht (deutliche Oxidationsflecken) bis 10 cm und einer Humusauflage (A_h).

An der Basis (320-270 cm) von C27, trat in Ufernähe erneut die Saprolithschicht (2.5YR 6/8) auf. Hier wurde sie von sandig-lehmigen organischen Ablagerungen bis in 97 cm überdeckt (10YR 3/2 über 10YR 2/1). Schließlich folgten in 97-68 cm sandige Lagen mit organischen Einschlüssen, eine tonige Bleichschicht bis 32 cm und abschließend ein mächtiger A_h -Horizont. Organisches Sediment aus 270 cm (Übergang zum Saprolith) lieferte ein ^{14}C -Alter von 3829 ± 46 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.5 ‰).



Foto 39: Mit der Stechsonde konnte der Übergang zwischen Saprolithschicht und den konzentrierten, fossilen organischen Sedimenten gut dokumentiert werden. Er trat hier in etwa 248 cm Tiefe auf (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

Während in einiger Entfernung des Flusslaufes noch tropischer Regenwald dominiert, nimmt der Überflutungswald zum Ufer hin deutlich zu.



Foto 40: Überflutungsbereich bei Nyabessan (rechts von Piste), in dem L18-19 und C17-20 erbohrt, ein Transekt gelegt und eine Grube geöffnet wurden (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2005).

Vor allem auf dem S-Ufer ist dieser sehr dicht und unterstreicht die regelmäßige Überschwemmung des Standortes. Dort wurde zunächst L18 (S. 313) erbohrt, die eine Tiefe

von 220 cm erreichte und im Liegenden dunkle (10YR 3/1 und 4/1), schluffig-tonige (bis 40 % U, 50 % T) Sedimentschichten (220-140 cm) mit hohen Werten an C_{ges} , OS und N_{ges} zutage brachte (C_{ges} bis 8.18 %, OS 10.65 % und N_{ges} 0.625 %). Hier treten niedrige pH-Werte (3.59-3.94) und erhöhte C/N-Verhältnisse (21-33) auf, sowie Maximalwerte für pedogenes Fe (bis 0.625 %, $Fe_d \sim Fe_o$). Innerhalb dieser tonigen Lagen wurden Blätterlagen und andere Makroreste (Samenkerne, Holzreste) gefunden, die ^{14}C -Alter von 2337 ± 55 (220-200 cm, $\delta^{13}C$ -Wert: -31.9 ‰) bzw. 587 ± 64 BP (160-140 cm, $\delta^{13}C$ -Wert: -29.1 ‰) lieferten. Darüber nehmen die Werte bis in 100 cm leicht ab bei einem deutlichen Anstieg des pH-Wertes (bis 5.10). Schließlich zeigen alle Analysewerte ein Anstiegen zur Oberfläche, wo erneut hohe Werte auftreten (C_{ges} 4.50, OS 7.76, N_{ges} 0.360 und Fe 0.473 %). Nach helleren Sedimentschichten (10YR 6/1, 2.5Y 6/1, 6/2 und 6/3) wurden in der Deckschicht wieder dunkle Farben (7.5YR 3/1 [A_h] über 2.5Y 5/3) bestimmt.

Eine weitere Bohrung (L19, S. 313) wurde in geringem Abstand vom Flussufer bis 420 cm Tiefe abgeteuft. Über sandigen Sedimenten (bis 18 % mS und 50 % fS) an der Basis wurden in 400-380 cm Tiefe Maxima an C_{ges} (9.8 %), OS (16.9 %), N_{ges} (0.300 %), C/N (33) und pedogenem Fe (0.84 %) ermittelt. Diese Parameter sind in den unteren (bis 300 cm), sehr dunklen (10YR 2/1, 3/1) organischen Ablagerungen sehr hoch und fallen im Hangenden (C_{ges} bis 4.27, OS 7.36 und N_{ges} 0.149 %). Der pH-Wert beträgt 4.05-5.18 und die C/N-Verhältnisse 24-34. Pedogene Fe-Gehalte nehmen sukzessiv bis auf 0.13 % ab, bei gleichen Anteilen Fe_o und Fe_d . Ab 100 cm nehmen in hellerem (10YR 5/3, 6/2 und 6/3) Sediment pH und Fe zunächst zu und ab 40 cm wieder ab, während C_{ges} , OS und N_{ges} bis in den A_h -Horizont zunehmen. Die Abfolge der einzelnen Sedimentschichten lässt in L19 ab 280 cm Tiefe eine Kornvergrößerungssequenz erkennen. Die Fraktionen U und T nehmen von der Basis bis zur Oberfläche sukzessive ab, bei gleichzeitiger Zunahme des fS-Anteils. Während an der Basis der Anteil feinkörniger Texturen noch ca. 80 % beträgt, sind es darüber nur noch 20-30 %. Eine Datierung von Holzresten aus 340-320 cm lieferte ein ^{14}C -Alter von 2189 ± 52 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -29.5 ‰).

Nahe L18 und 19 wurde C17 durchgeführt, in der über sandiger Basis (ab 299 cm) bis in 117 cm toniges bis sandiges, organisches Sediment erschlossen wurde. Stellenweise enthielten die Sedimentschichten dichte Lagen organischer Makroreste (295-285 und 180-130 cm, Foto 41) und fossile Blattlagen (280-278 und 261-258 cm), die dunkle Farben (10YR 3/1, 3/3 und 5Y 4/1, 5/1) aufwiesen. Überdeckt wurden diese von gebleichten Sedimentlagen mit Oxidationsmerkmalen (5Y 6/2 und 10YR 6/8) in 117-18 cm Tiefe und einer humosen Auflage (10YR 3/3).

In C18, 10 m weiter Richtung Flusslauf, ist die Abfolge der Sedimentschichten ähnlich, jedoch innerhalb einer deutlich sandigeren Matrix. Zwischen 160 (Basis) und 117 cm wurden über sandigen Ablagerungen wieder organische Sedimente erbohrt, die von

gebleichten Sedimentlagen mit Oxidationsmerkmalen (5Y 6/2 und 10YR 6/8) überlagert werden. Die obersten 18 cm bildet eine lehmig-tonige Humusauflage (10YR 3/3).



Foto 41: Sandig-tonige, organische Sedimente aus C17 (299-281 cm) und eingeschlossene Makroreste (Aufnahme: M. Sängen, Februar 2006).

Weitere 10 m näher zum Flusslauf wurden in C19 organische Sedimente mit eingeschalteten Sandlagen zwischen 160-90 cm Tiefe gefunden, überdeckt sind durch eine lehmig-sandige Sedimentschicht mit deutlichen Oxidationsmerkmalen (bis 65 cm Tiefe). Hier befand sich der Grundwasserspiegel mit überlagerten, gebleichten sandigen Sedimenten bis in 10 cm, gefolgt von einem A_h . Zwischen 38-35 cm lagerte eine Eisenanreicherungsschicht.

Die Bohrung C20 wurde etwa 5 m vom Flusslauf durchgeführt und lieferte von der Basis (440 cm) bis zur Oberfläche durchgehend organische Sedimente und Makroreste. Die überwiegend lehmig-tonigen Sedimente werden aber mehrmals von sandigen Lagen unterbrochen (z. B. in 430-380, 360-325, 180-150 und 120-100 cm). Zwischen 440-430 cm, 380-360 cm und 325-200 cm wurden sehr tonige, organische Lagen mit zum Teil sehr konzentrierten Makrorestlagen geborgen. Eine Datierung von der Basis (440 cm) dieser Ablagerungen ergab ein ^{14}C -Alter von 2479 ± 43 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.8 ‰).

Am südlichen Ende der Überflutungsebene wurde vor einer deutlichen Stufe eine Grube ausgehoben (S. 313 u. Foto 42). An der Basis (10YR 5/1), wo organische Sedimente lagerten, wurden niedrige Werte für C_{ges} (0.40 %), OS (0.69 %) und N_{ges} (0.002 %) gemessen. Der pH-Wert (2.70) ist sehr niedrig, C/N-Verhältnis (~ 29) und Fe-Gehalt (0.12 %) sind erhöht. Bis in 70 cm Tiefe fallen alle Werte deutlich bei einem signifikanten Ansteigen des pH-Wertes (6.29). Im Hangenden steigen die Werte und erreichen Maxima im A_h : C_{ges} 2.97 %, OS 5.12 und N_{ges} 0.253 %. Auch Fe-Gehalt (0.21 %) ist hier am höchsten und der pH-Wert fällt auf 4.10. Die Sedimente sind sandig (bis 92 % fS) und zeichnen sich, abgesehen von der Basis und der humosen Deckschicht (10YR 3/2) durch eine graue Farbe (10YR 7/1) aus.

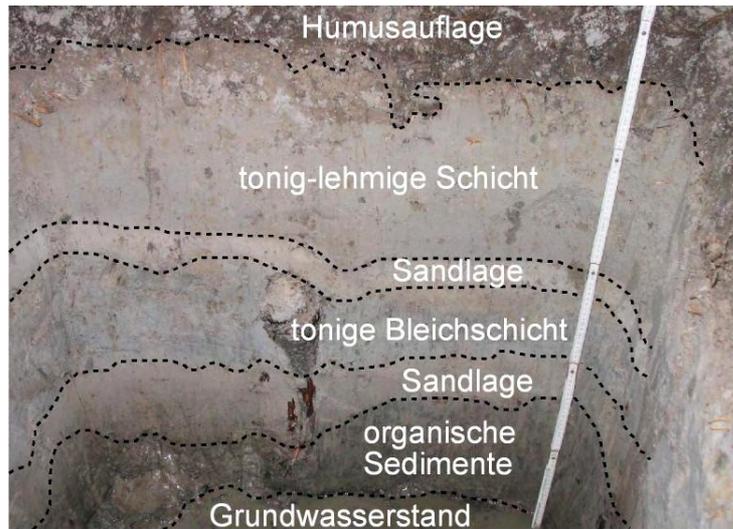


Foto 42: Grube am südlichsten Punkt des Nyabessan-Transekts, die Sedimentschichten an diesem Standort aufschließt (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

Vom Aufschluss wurde eine Catena (C21-25, im Abstand von jeweils 10 m) in westliche Richtung zum Flusslauf erbohrt. C21, 10 m von der Grube entfernt, erreicht eine Tiefe von 140 cm und erschloss von der Basis bis in 60 cm Tiefe sandige (10YR 4/1, 5/1) und tonige Lagen (10YR 3/1) im Wechsel, die mit organischen Makroresten angereichert waren. Überdeckt wurden diese organischen Lagen von einer sandigen Bleichschicht zwischen 60-20 cm (10YR 7/1) und einer 20 cm mächtigen Humusauflage (10YR 3/2). In C22 wurden im Liegenden (220 cm) sandige Sedimentlagen bis in 190 cm Tiefe gefunden. Zwischen 190-100 cm lagerten sandig-tonige organische Lagen mit Makroresten (10YR 2/1). Überdeckt wurden diese von einer hellen, tonigen Lage in 100-90 cm und im Hangenden traten helle, lehmig-sandige Schichten (2.5Y 6/1) mit Oxidationsmerkmalen (10YR 5/8) auf, abgeschlossen von einem A_h (10YR 3/2).

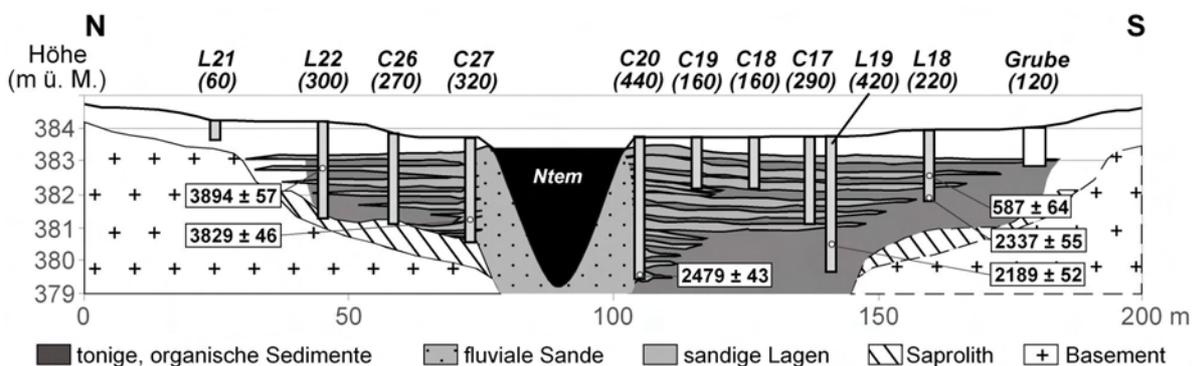


Abb. 55: Bohrungen (Tiefe in cm) und Grube aus den Transekten auf dem N- bzw. S-Ufer am Standort Nyabessan und ermittelte ¹⁴C-Alter (in Jahren BP). Saprolith und Basement auf dem S-Ufer sind spekulativ, da sie in den Bohrungen nicht erreicht wurden.

C23 und C24 wiesen unterhalb 300 cm tonige organische Lagen (10YR 2/1, 3/1) mit zum Teil konzentrierten Makrorestschichten auf, die bis in 100 (C23) bzw. 120 cm

(C24) reichten. Innerhalb dieser organischen Sedimente traten Sandlagen in mehreren Tiefen (vor allem 250-200 cm in C23 und 170-150 cm in C24) auf. Darüber wurden jeweils wieder hellere, gebleichte sandige bis lehmige Sedimentschichten (10YR 6/1 und 7/1) erbohrt, überdeckt von einer 20 cm mächtigen Humusauflage (10YR 3/2).

Von den Bohrungen (C15-16 und 2 Probebohrungen) E des Fähranlegeplatzes wurden die Sedimente von C16 (S. 312) analysiert. Der Standort ist trockener und weniger versumpft als der Bereich W der Anlegestelle und der Anteil Überflutungswald (*Raphia regalis*) ist geringer. C15 lieferte von der Basis (205 cm) bis in 135 cm tonig-lehmige und sandige Wechsellagen mit Makroresten. Zwischen 185-170 cm wurden konzentrierte organische Lagen (10YR 3/2) in stark sandiger Matrix erbohrt. Sie werden überdeckt von einem Reduktions- (135-75 cm; 10YR 7/1 und 2.5Y 6/2) und Oxidationshorizont mit Oxidationsflecken zwischen 75-5 cm Tiefe und einem A_h-Horizont.



Foto 43: Standort der Bohrungen C15 und 16 östlich des Fähranlegeplatzes auf dem S-Ufer des Ntem bei Nyabessan (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2006).

C16 wurde 10 m vom Gerinnebett durchgeführt und zeigte von 220-140 cm eine dunkle (10YR 2/1, 3/1 und 4/1), sandige (bis 22 % mS, 65 % fS) Sedimenteinheit, die von einer Kornverfeinerungssequenz (10YR 5/3, 6/2) oberhalb 80 cm überdeckt wurde. In 80-60 cm (10YR 5/1) nehmen die sandigen Texturen bis zur Oberfläche (10YR 4/1) deutlich ab. Von 220-160 cm treten erhöhte Werte für C_{ges} (bis 2-4 %), OS (4-6 %) und N_{ges} (0.1 %) auf, wobei pedogene Fe-Gehalte sehr gering (0.02-0.08 %, Fe_d ~ Fe_o) sind. C/N fällt von 66 an der Basis auf 10 nahe der Oberfläche und der pH liegt zwischen 3.5-4.5. Die Werte steigen ab 80-60 cm an, mit Maxima an N_{ges} (0.176 %) und Fe (0.55 %). In der Kornverfeinerungssequenz sind die Fe-Gehalte erhöht (bis 0.55 %, 60-66 % Fe_d) und C/N (6-10) sowie pH (3.72-3.86) niedrig. Im Hangenden wurden schließlich wieder höhere Werte an C_{ges} (bis 2.25 %), OS (3.88 %) und N_{ges} (0.176 %), ein pH um 3.7 sowie niedrige C/N-Verhältnis (10) und hoher Fe-Gehalt (~0.3 bis 0.6 %; Fe_d 50-60 %) analysiert.

Hinter C16 wurden noch zwei weitere Bohrungen durchgeführt, die beide auf einer Lateritkruste (bei 20 bzw. 80 cm) endeten. Hier wurden sehr sandige Sedimente erbohrt, die keine sichtbaren organischen Anteile enthielten. Die Geländeoberfläche ist an diesem Standort verbreitet mit größeren Lateritbrocken bedeckt.

Standort Nyabibak

Der Standort Nyabibak befindet sich im äußersten SE des Untersuchungsgebietes (siehe Beilage 3). Hinter Nyabibak durchfließt der Ntem ein enges Tal (Basement), ehe er sich über das Binnendelta ausfächert. Auf dem N-Ufer wurden kurz vor diesem Durchlass C01 mit der Stechsonde und C02 abgeteuft.

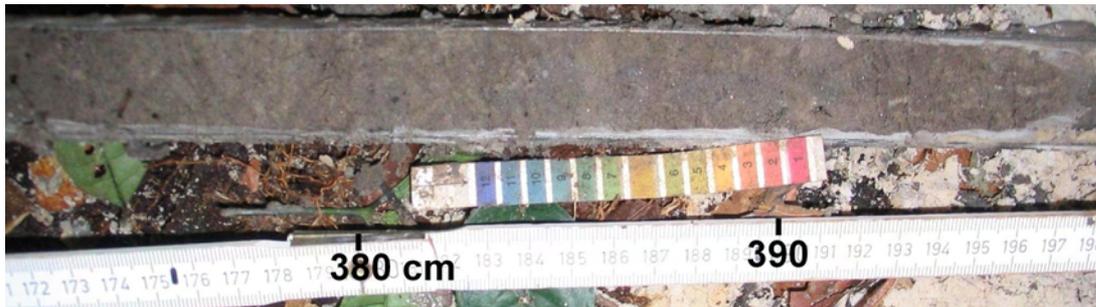


Foto 44: Schluffig-sandige, organische Ablagerungen aus C01 (398-371 cm Tiefe; Aufnahme: M. Sangen, Januar 2006).

C02 (S. 314) erreichte eine Tiefe von 410 cm und förderte von der Basis grobkörnige Texturen (2.6 % mS, 70 % fS und 54 % gU) zutage, die von einer Kornverfeinerungssequenz überdeckt wurden. In 320-300 cm beträgt der feinkörnige Anteil bereits 55 % (40 % T). Darüber lagerte eine Kornvergrößerungssequenz mit 10 % feinkörniger Texturen und einem hohen Anteil gU (20-50 %). Im Liegenden (bis 320 cm) wurden dunkle (2.5Y 4/1) fossile organische Sedimente geborgen. C_{ges} und OS erreichen hier Maximalwerte (C_{ges} bis 2.58 %, OS 4.45 %) und N_{ges} 0.094 %. Der Eisengehalt ist gering (0.14-0.32 %, 49-53 % Fe_d) und C/N-Verhältnisse liegen bei 27-33. Niedrige pH-Werte (3.49-3.65) und helle Sedimente (2.5Y 7/1) kennzeichnen die Kornvergrößerungssequenz, die durch eine 4 cm mächtige Eisenanreicherungsschicht (10YR 5/6) abgeschlossen wird (Fe 1.18 %, 87 % Fe_d). Im Hangenden nehmen C_{ges} (bis 0.06 %), OS (0.10 %), N_{ges} (0.008 %), C/N (6-10) und Fe (0.12 %) deutlich ab. Organische Makroreste (Holz) aus 400-380 cm Tiefe wurden auf ein ^{14}C -Alter von 5379 ± 51 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -29.0 ‰) datiert.

7.3.2 Oberlauf des Ntem bei Ngoazik

Der Oberlauf des Ntem wurde südöstlich von Ambam bei Abang Minko'o, Messi Messi (2°18'N, 11°29'E) und Ngoazik (2°18'N, 11°18'E) nahe der Grenze zu Gabun prospektiert. Hier entstanden 4 Handbohrungen (S01-04), deren Proben lediglich hinsichtlich Korngröße und Sedimentfarbe analysiert wurden.



Foto 45: Der Ntem an den Standorten Ngoazik und Messi Messi (S01-04; Aufnahme: M. Sangen, März 2006).

S01 und S02 nahe Ngoazik erschlossen grobkörnige, schluffig-sandige Sedimente. Im Hangenden wurden gelbe (2.5Y 5/2, 6/2 und 7/2), lehmig-schluffige Alluvionen erbohrt, die zwischen 175-40 cm Oxidationsmerkmale (5YR 5/8, 10YR 5/8) aufwiesen. Unterhalb einer Eisenanreicherungsschicht in etwa 180 cm wurde ein geringmächtiger Reduktionshorizont identifiziert (10YR 8/1). Datierbares organisches Material und Makroreste wurden nicht gefunden. Unweit der Bohrungen wurden grobkörnige Sande (Korngrößen ≥ 10 mm) mit hohem Quarzanteil vorgefunden, die im Flussbett abgebaut werden.



Foto 46: Grobkörnige Bettfrachtsedimente des Ntem bei Ngoazik (Aufnahme: M. Sangen, März 2006).

Bohrungen S03 und S04, die auf einem bewaldeten Ufer (Foto 45, linker Bildrand) nahe Messi Messi durchgeführt wurden beige-gelbe (2.5Y 7/4) bis graue (2.5Y 6/2, 7/2; 10YR 7/1) sandig-schluffige Sedimente bis 280 cm Tiefe gefunden. Sie wurden zwischen 60 und 0 cm von lehmig-tonigen Sedimenten überdeckt. In 120-80 cm waren Oxidationsmerkmale (Konkretionen: 2.5Y 4/8) erkennbar. Die Sedimente aus S03 erschienen aufgrund erhöhter Wassersättigung etwas dunkler (2.5Y 7/6 und 8/4). Hier

sind die Oxidationsmerkmale (150-80 cm) deutlich weniger ausgeprägt. Ab 230 cm war weiteres Bohren aufgrund der erhöhten Wassersättigung nicht mehr möglich und organische Ablagerungen oder Makroreste wurden nicht gefunden.

7.3.3 Unterlauf des Ntem bei Campo Beach

Der Unterlauf des Ntem wurde im Mündungsbereich (Insel Dipikar) nahe der Siedlung Campo Beach (2°20'N, 9°49'E) prospektiert. Zwischen Ma'an und Campo Beach erstreckt sich der 261.443 ha große *Parc National Campo Ma'an*, der 2000 gegründet wurde (AKOGO 2002). Die Prospektion erfolgte nur außerhalb dieses Schutzgebiet nahe Mabingo, wo L50 auf dem N- bis 160 cm und L51 auf dem S-Ufer (Insel Dipikar) bis 177 cm durchgeführt wurden (S. 315). Die Sedimente in L50 zeigen von der Basis (2.5Y 4/1, 5/1 und 5/2) bis zur Oberfläche (10YR 2/1) ansteigende Werte für C_{ges} (0.13-3.93 %), OS (0.22-6.78 %), pedogenes Fe (0.10-1.46 %, 51-68 % Fe_d) und N_{ges} (0.005-0.147 %). Der pH-Wert ist niedrig (2.20-3.43) und C/N-Verhältnisse hoch (27-71) mit Maxima nahe der Basis. In den unteren 60 cm wurden Quarzbröckchen geborgen und in 160 cm das Basement erreicht.



Foto 47: Die Standorte L50 Mabingo und L51 auf der Insel Dipikar (Hintergrund; Aufnahme: M. Sangan, März 2005).

Auch L51 lieferte vom Liegenden zunehmende Gehalte an C_{ges} (bis 3.45 %) und OS (5.95 %) innerhalb einer Kornvergrößerungssequenz. Der pH-Wert (5.05-2.88) und Eisengehalt (3.60-0.27 %, 61-96 % Fe_d) fallen und N_{ges} steigt (0.004-0.166 %). C/N-Verhältnisse liegen bei Werten um 20. Die Farbe des Sediments weist an der Basis braune (10YR 4/6, 5/8) und darüber deutlich dunklere (2.5Y 3/1, 4/1) Farbtöne auf. Es wurden keine datierbaren organischen Sedimente gefunden.

7.4 Untersuchte Standorte am Boumba und Ngoko

7.4.1 Oberlauf des Boumba bei Ouesso und Mankako

Standort Ouesso

Zwischen Yokadouma und Lomié wurde an zwei Lokalitäten der Oberlauf des Boumba prospektiert (vgl. Abb. 5). Am Rande der Siedlung Ouesso wurde im Überflutungsbereich des Boumba die Bohrung B02 (03°24'44''N, 14°32'37''E) durchgeführt.



Foto 48: Überflutungsbereich des Boumba bei Ouesso. Die Bohrung entstand in der Bildmitte, wo J. Eisenberg erkennbar ist (Aufnahme: M. Sangen, März 2008).

An der Basis von B02 (376-300 cm) wurden dunkle (10YR 3/2, 4/1 und 4/2) fein- (bis 73 % fS) bis mittelsandige (31 % mS) Faziesseinheiten mit erhöhten Werten an C_{ges} (bis 2.28 %), OS (4.97 %), N_{ges} (0.176 %) und C/N (10-16), sowie pH-Werten zwischen 4.4 und 4.7 erbohrt (S. 316). Die markanteste Lage mit jeweiligen Maxima befindet sich in 340-320 cm Tiefe und weist einen erhöhten Tonanteil (25.5 %) sowie die dunkelste Farbe (10YR 3/2) auf.



Foto 49: Dunkle tonig-sandige Sedimente aus 340-320 cm in B02 (Aufnahme: M. Sangen, März 2008).

Ab 300-280 cm nehmen T (bis 59 %) und U (bis 21 % gU, 14 % mU und 10 % fU) abrupt zu mit nur leicht fluktuierenden Anteilen bis in 120-100 cm. C_{ges} (0.40 %), OS (0.80 %), N_{ges} (0.090 %) und C/N (3-6) fallen, während der pH zunächst steigt (4.9) und dann sukzessive abnimmt (4.1). In diesem Bereich treten hellere Farbtöne (10YR 6/4

und 7/1) und maximale Gehalte (2.2-3.4 %) an pedogenem Fe auf, mit etwa 90 % Anteil Fe_d . Ab 120 cm Tiefe schließt sich eine Kornvergrößerungssequenz mit steigenden Anteilen fS (bis 66 %) und gU (bis 18 %) an. Nach anschließender, abnehmender Tendenz, werden im oberen A_h -Bereich erneut hohe Werte erreicht. Sandig-tonige, organische Sedimente aus 376-360 cm Tiefe ergaben ein ^{14}C -Alter von 2728 ± 60 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -35.5 ± 0.2 ‰).

Standort Mankako

Etwa 50 km östlich von Lomié wurde ein periodischer Überflutungsbereich des Boumba bei Mankako ($3^{\circ}18'44''N$, $14^{\circ}04'37''E$) beprobt. Bohrung B03 wurde ca. 25 m hinter einem 2-3 m hohen Uferwall innerhalb eines periodischen Hochflutbereiches bis 320 cm Tiefe durchgeführt. Aufgrund der morphologischen Situation mit Uferwall und sich anschließender Senke sowie des rezenten Landschaftscharakters lässt sich ein Altwasserlauf des Boumba vermuten.



Foto 50: Hochflutebene des Boumba bei Mankako und Standort der Bohrung B03 hinter einem Uferwall (Aufnahme: M. Sangen, März 2008).

In B03 wurden an der Basis (320-280 cm) dunkle (10YR 3/1) feinsandige (65-75 % fS) Faziesseinheiten mit erhöhten Werten an C_{ges} (bis 0.93 %), OS (1.60 %), N_{ges} (0.046 %) und C/N (20-25), sowie pH-Werten zwischen 5.1 und 5.5 erbohrt (s. a. S. 316). Der pedogene Fe-Anteil ist gering (0.11-0.16 %) und steigt bis in 220-200 cm auf 2 %, während pH hohe Werte um 5.4 zeigt und oberhalb sukzessiv. Die übrigen Analysewerte zeigen in einer deutlich ausgeprägten Kornverfeinerungssequenz (20-46 % T) einen leicht ansteigenden Verlauf ab 260 cm Tiefe (C_{ges} : 0.08-0.56 %; OS: 0.14-0.97 %; N_{ges} : 0.029-0.101 % und C/N: 2-7). Die Sedimentlagen haben helle Farbtöne (10YR 5/4, 5/6, 6/1) mit rötlichen Einschlüssen (10YR 5/8) wo erhöhte Fe-Gehalte auftreten (220-200 und 160-140 cm). Diese erreichen Maxima (2.9-3.4 %) in 60-0 cm und die insgesamt hohen Anteile Fe_d (>90 %) deuten auf ein hohes Alter der Sedimente. Eine Altersbestimmung des sandig-tonigen Sediments in 320-300 cm Tiefe ergab ein ^{14}C -Alter von >45.000 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -29.6 ± 0.1 ‰).

7.4.2 Oberlauf des Ngoko bei Mokounounou

Etwa 25 km südöstlich von Moloundou wurde nahe der Siedlung Mokounounou (01°56'N, 15°20'E) ein teilweise verlandeter und nur noch periodisch gefluteter Altwasserarm (Mäanderbogen) des Ngoko untersucht, in dem sich der Altwassersee *Lac Mokounounou* gebildet hat. Der Durchbruch des Ngoko hat den Mäanderbogen abgetrennt.

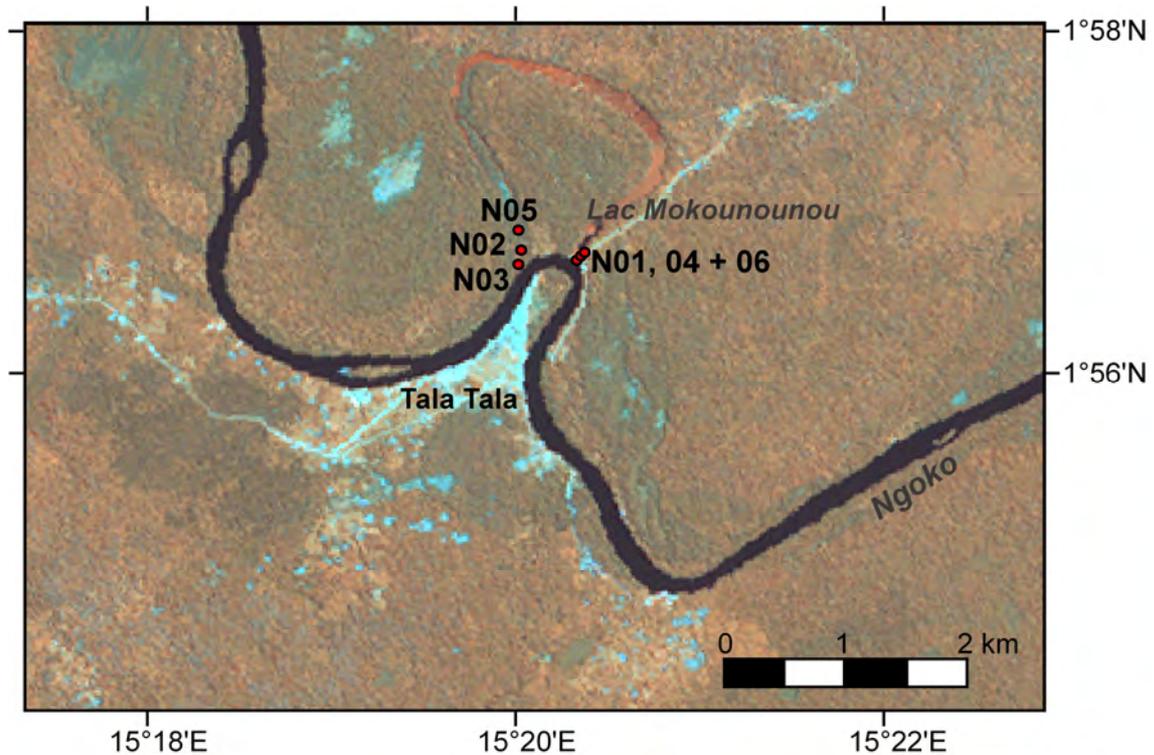


Abb. 56: LANDSAT ETM+ Szene 183-59 (07.05.2001) vom Untersuchungsgebiet Mokounounou mit Altwasserarm (*Paläomäander*) und -see Mokounounou des Ngoko und Bohrungen N01-06.



Foto 51: Blick vom oberen (links) und unteren Abflussbereich des Altwasserarmes, wo Bohrungen N01, 04 und 06 erfolgten. Im Hintergrund der Altwassersee *Lac Mokounounou* mit Schwimmpflanzen (Aufnahmen: M. Sangen, Februar 2008).

Im östlichen Bereich, wo der Altwasserarm sich wieder mit dem Ngoko vereinigt (im Folgenden Abfluss), wurden die Bohrungen N01, 04 und 06 gemacht (s. a. Foto 51 u. S. 317). Hier wurden von der Basis (550 cm in N01 und N06, 470 cm in N04) schluffig-tonige (~40 % U und 60 % T), organische Sedimente bis in etwa 280 cm erbohrt. In N01 lagerten zwischen 550-520 cm gröbere, feinsandig-schluffige (~30 % gU) Sedimente und in N04 wurden an der Basis (>470 cm) fossile pflanzliche Makroreste, vermutlich von *Raphia* spp. erreicht (Maxima C_{ges} : 7.66 %, OS: 13.21 % und C/N: 19). Diese ergaben ein ^{14}C -Alter von 892 ± 40 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -26.0 ± 0.3 ‰).



Foto 52: Makroreste aus der Basis (>470 cm) von N04 (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2008).

Die darüber lagernde und in N01, 04 und 06 erschlossene Sedimenteinheit zeichnet sich durch dunkle Farben (10YR 3/1, 3/2, 4/1 und 4/2), hohe Gehalte an C_{ges} : 2-7 %, OS: 3-13 %; N_{ges} : 0.150-0.400 %, pedogenem Fe: 2-5 % (80-100 % Fe_o) und erhöhtes C/N (10-20), sowie einem pH-Wert um 4 aus. Das Vorkommen von Vivianit in den organischen und mit Makroresten angereicherten Ablagerungen lässt zeitweilig palustine bis lakustrine Bedingungen in niedermoorartigem Milieu vermuten. Es konnten Indizien hydromorpher bis reduktomorpher Bedingungen festgestellt werden, die sich in Form von grünen bis blauen und schwarzen Verfärbungen der Sedimentlagen äußerten. “Grüner Rost” als Zeiger für die Präsenz von Eisenhydroxiden wurde im Übergangsbereich (245-230 cm in N01 und 340-320 cm in N04) zu den organischen Lagen erkannt.



Foto 53: Grüner Rost zwischen ca. 247-231 cm markiert den Übergang zu niedermoorartigen Sedimenten in N01 (Aufnahme M. Sangen, Februar 2008).

Dies korrespondiert mit einer Zunahme des pedogenen Fe-Anteils. Die darunter zunehmend schwarze Farbe zeigt zunehmende Sulfidbildung und die Präsenz von Eisensulfiden an, was durch das Auftreten von Vivianit bestätigt wird. Oberhalb von 280 cm Tiefe nehmen die Analysewerte mit leichten Fluktuationen in helleren Sedimenten (10YR 5/2, 5/3, 6/2, 7/1) ab (C_{ges} : 0.5-1 %, OS: 1-2 %; N_{ges} : 0.100-0.200 %, pedogenes Fe: 2-3 % und C/N: 3-7), unterbrochen durch rote (10YR 5/6 und 5/8) Sedimente zwischen 200-180 und 140-80 cm, in denen hohe Fe-Gehalte (4 %) ermittelt wurden. Ein Reduktionshorizont ist von einem Oxidationshorizont (Konkretionen) differenzierbar. In N01 und 04 sind ab 220 cm Vergrößerungen der Korngrößen ersichtlich, ebenso wie in den oberen Bereichen der Bohrungen. Toniges, organisches Sediment aus dem Liegenden der Bohrungen N01 und 06 ergaben ^{14}C -Alter von 938 ± 45 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -28.0 ± 0.2 ‰) bzw. 892 ± 40 BP ($\delta^{13}\text{C}$ -Wert: -26.0 ± 0.3 ‰).



Foto 54: Ab- und Zufluss des Altwasserarmes bei Mokounounou (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2008).

Am weiter westlich gelegenen Zufluss des Altwasserarmes wurden die Bohrungen N02, 03 und 05 in deutlich weiteren Abständen (>100 m) von einander durchgeführt (s. Abb. 56). N03, in Ufernähe des Ngoko erbohrt, zeigt eine Korngrößenverfeinerung. Eine feinsandige Basis (70-80 % fS) zwischen 400-320 cm wird überlagert von einer nochmals feineren, sandig-schluffigen und relativ homogenen Schicht bis 220 cm. Darüber nehmen U und T sukzessive bis in 120 cm Tiefe zu (bis 40 % U, 57 % T) und dokumentieren schließlich bis zur Oberfläche fortwährende Ablagerung von Hochflutsedimenten mit zunehmend toniger Fazies. Die Laboranalysen ergaben von der Basis sukzessive zunehmende Gehalte an C_{ges} (bis 1.87 %), OS (3.22 %), N_{ges} (0.330 %) und pedogenem Fe (5 %). Das C/N-Verhältnis fluktuiert zwischen 2.8-6 und der pH-Wert nimmt sukzessive ab (4.44-3.46).

Am weiter nördlich gelegenen Standort wurde in einer Depression, die vermutlich im Zusammenhang mit dem Zufluss des Altwasserarmes steht, die Bohrung N02 gemacht.

Hier wurden von der Basis (393 cm) bis in 320 cm dunkle (10YR 3/2 und 4/2), feinsandige (77-85 %), unsortierte Ablagerungen erschlossen, die sich durch einen hohen Gehalt an Makroresten und deutlich höhere Laborwerte für C_{ges} (bis 1.63 %), OS (2.81 %), N_{ges} (0.139 %) und C/N (6-14), sowie geringeren Eisengehalt (0.5-1.5 %) und pH (3.49-3.79) auszeichnen. Die Makroreste aus 393 cm Tiefe ergaben ein ^{14}C -Alter von 1041 ± 45 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -28.4 ± 0.2 ‰).



Foto 55: Makroreste in unsortierter, sandiger Matrix aus der Basis (393 cm) von N02 (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2008).

Die organischen Sedimente setzen sich bis in 280 cm in deutlich zunehmender tonig-schluffiger Fazies fort. Diese Korngrößenverfeinerung ist bis 180 cm Tiefe nachvollziehbar. Während C_{ges} , OS und N_{ges} sprunghaft abnehmen (0.38, 0.66 bzw. 0.085 %), steigen pH (4.3) und Fe (3 %) deutlich an. Die ab 280 cm helleren (10YR 5/4, 5/6) Sedimente zeigen ab 200 cm schließlich eine homogene Schichtung mit leicht ansteigenden Analysewerten (s. a. S. 318).

Die Bohrung N05 (S. 319) stammt vom nördlichsten Standort im Zufluss-Bereich. In unmittelbarer Nähe befand sich ein Uferwall des Altwasserarmes (Foto 57). N05 lieferte an der Basis (465-360 cm) die größten im Untersuchungsgebiet von Mokounounou erbohrten Korngrößen (bis 30 % mS, 60 % fS).



Foto 56: Sandige, organische Sedimente aus der Basis (415-465 cm) von N05 (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2008).

Die dunklen (10YR 3/2) Ablagerungen lieferten erhöhte, zur Oberfläche hin abnehmende Werte für C_{ges} (bis 1.82 %), OS (3.21 %), N_{ges} (0.160 %) und C/N (9-14). Organisches Sediment aus 470 cm ergab mit einem ^{14}C -Alter von 1228 ± 35 BP ($\delta^{13}C$ -Wert: -28.1 ± 0.3 ‰) die älteste Datierung vom Standort Mokounounou.



Foto 57: Standort N05 am Zufluss des Altwaterarmes. Im linken Bildrand ist ein Uferwall erkennbar (Aufnahme: M. Sangen, Februar 2008).

In 440-420 cm wurde ein sehr hoher Fe-Gehalt ermittelt (15.6 %; 86 % Fe_d), der zunächst abnimmt (1.5-3.4) und innerhalb eines Eisenanreicherungshorizontes (10YR 5/8 bzw. 5/6) zwischen 80-40 cm erneut ansteigt (5.6 bzw. 4.8 %). Zwischen 360-240 cm schließt sich eine feinsandig-schluffige (bis 65 % fS, 19 % gU), homogene Sedimenteinheit an, die mit jener in N03 (320-220 cm) vergleichbar ist und durch ansteigende Gehalte an C_{ges} (bis 2.12 %), OS (3.65 %) und N_{ges} (0.160 %) sowie C/N-Verhältnissen zwischen 10-18 und dunklen Farbtönen (10YR 3/1, 3/2, 4/2 und 2.5Y 3/2, 4/2) gekennzeichnet ist. Zwischen 240 und 180 cm treten die höchsten Werte für C_{ges} , OS und N_{ges} (3.37, 5.81 bzw. 0.249 %) sowie dunkle Farbtöne (10YR 3/2, 4/2) innerhalb einer Kornverfeinerungssequenz auf, die sich bis 100-80 cm fortsetzt, während pH-Wert (4.09-3.41) und C/N-Verhältnisse (15-4) deutlich fallen. Ab 140-120 cm ist eine sukzessive Zunahme der tonigen (69 %) Faziesseinheiten erkennbar, bei gleichzeitiger Abnahme des schluffigen Anteils und dem Fehlen von Sand. Oberhalb von 180 cm fallen sämtliche Analysewerte deutlich mit zur Oberfläche hin wieder leicht ansteigende Tendenz. Besonders markant sind in dieser Bohrung die gegenüber Fe_d erhöhten Werte von Fe_o zwischen 420 und 180 cm Tiefe.

7.4.3 Weitere Standorte in der Region Moloundou

Weitere Bohrungen im Unterlauf und Überflutungsbereich des Boumba nördlich von Moloundou (B01 und Probebohrungen) lieferten keine umweltgeschichtlich verwertbaren Sedimente.

Aufschlussreich erwies sich die Prospektion des Dja flussaufwärts und des Ngoko flussabwärts mit einem Boot. Neben den Einsichten in die hier besonders mächtig (2-4 m) und steil abfallend ausgebildeten Uferbänke des Dja und Ngoko, konnte teilweise die Unterschneidung dieser Gerinnebettbegrenzungen beobachtet werden. Dies bewirkt verbreitet das Umstürzen der Ufervegetation (größere Regenwaldbäume).



Foto 58: Ufer des Dja (links) mit unterschrittener Vegetation und des Ngoko
(Aufnahmen: M. Sangen, Februar 2008)

Als weitere Erkenntnis konnte festgestellt werden, dass die grobsandige Bettfracht der beiden Flüsse häufig zur Ausbildung teilweise sehr ausgedehnter Sandbänke und Ufersandbänke an den Gleithängen führt.



Foto 59: Ufersandbank des Dja (links) und Sandbank/Insel des Ngoko
(Aufnahmen: M. Sangen, Februar 2008).

8. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

8.1 Deutung des fluvialen Formenschatzes und der alluvialen Paläoumweltarchive hinsichtlich der quartären landschaftsgeschichtlichen Genese

Die entlang mäandrierender, verzweigter oder anastomosierender Flusssystemabschnitte untersuchten Sedimentarchive, welche hauptsächlich Terrassenstrukturen, Uferdämme, periodische und verlandete Flussarme (Gerinne), Inseln, versumpfte Bereiche sowie periodische Überflutungsbereiche umfassen, lieferten die unterschiedlichsten lithostratigraphischen Einheiten und *form units*. Die Überprüfung auf das Vorhandensein umweltgeschichtlich interpretierbarer Sedimentarchive lieferte für die Einzelstandorte sowie die ausführlich bearbeiteten Teilregionen (z. B. Akonolinga, Ntem-Binnendelta) eine Menge bodenchemischer, sedimentologischer und stratigraphischer Informationen. Vor allem die für die einzelnen Standorte generierten Profil- und Transektdarstellungen (Grafikprogramm *Macromedia FreeHand MX*) als Basis für die Deutung des fluvialen und alluvialen Formenschatzes verwendet werden (siehe Bohrprofile im Anhang und Transekte in Kap. 7). Die Vielzahl der Befunde erlaubt die Korrelation der Ergebnisse, vor allem dort wo detaillierte Catenen vorliegen. Aufgrund der Präsenz korrelierbarer sedimentstratigraphischer Gegebenheiten (bes. Korngrößenverteilungen), erfolgt im Folgenden ein Versuch der Klassifikation des alluvialen Formenschatzes südkamerunischer Flüsse. Dabei können den in Kap. 4.1 beschriebenen spätquartären Entwicklungsphasen sedimentäre Einheiten zugeordnet werden. Schließlich erfolgt eine hypothetische Rekonstruktion der in den jeweiligen Entwicklungsphasen und Flusssystemabschnitten herrschenden Prozesse und Abfluss- sowie Sedimentationsbedingungen und eine synthetische landschaftsgeschichtliche Interpretation unter Zusammenschluss der Befunde aus dem Untersuchungsgebiet (Kap. 7) mit früheren Ergebnissen aus Zentralafrika (Kap. 4) und weiteren Sedimentarchiven von umweltgeschichtlicher und paläoklimatischer Bedeutung (Kap. 8.2). Ebenso werden rezente Umweltbedingungen (Kap. 3) und Ergebnisse des DFG-Projektes berücksichtigt. Gestützt werden die Interpretationen und Hypothesen durch eine Vielzahl von ^{14}C (AMS)-Datierungen und $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen.

Einheit 1: Mittleres Spätpleistozän (*Maluékien*) – MIS 3 (~53-40 ka BP)

Diese sedimentäre Einheit ist an 4 Standorten repräsentiert und bildet die bisher älteste datierte umweltgeschichtlich interpretierbare Quelle dieser Studie. Diese Einheit ist durch grobsandige Faziesseinheiten gekennzeichnet, die als Indiz für gesteigerte Schleppkraft und erhöhten Abfluss sowie verstärkter fluvial-morphologischer Aktivität gedeutet werden. Sowohl am Standort Meyos (L08) als auch bei Abong (L14) wurden bis zu 90 % sandige Faziesseinheiten innerhalb der diese Phase repräsentierenden Sedimentlagen gefunden. Sie sind mit unsortierten Makroresten (Holz- und Blattfragmente) durchsetzt, die Dezimeter mächtige Lagen bilden und Hinweise auf turbulente Verlage-

rungsprozesse liefern. Die Standorte am Nyong (C28, Akonolonga) und Boumba (B03, Mankako) dokumentieren vergleichbare Bedingungen.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
L08	Meyo Ntem	300-320	Holz	45.596 ± 4899	50.851 ± 5663	-31.4	Erl-8252
L14	Abong	340-360	Holz	48.230 ± 6411	53.096 ± 6876	-29.6	Erl-8254
C28	Akonolonga	420	org. Sediment	42.940 ± 1500	46.680 ± 1817	-19.6	LTL2114A
B03	Mankako	300-320	org. Sediment	> 45.000	> 50.000	-29.6	LTL3177A

Tab. 8: Datierete Sedimentlagen der Einheit 1.

Neben C28 wurde in C23 ein ähnlicher Profilverlauf vor allem hinsichtlich der Korngrößen im Liegenden gefunden. Obwohl die hangenden grobsandigen Sedimente keine datierbaren organischen Reste enthielten, werden sie dennoch der gleichen Einheit zugeordnet, da sie identische Merkmale und bodenchemische Parameter aufweisen wie im benachbarten Profil C28 und somit der gleichen Sedimentationsphase entsprechen könnten.

Die Einheit 1 wurde jeweils distal vom rezenten Gerinnebett gefunden. Sie bildet an diesen Standorten den direkten Übergang zum präkambrischen Basement (Intrusiva des Kongokraton und Metamorphite). Im Zentrum der organischen Schichten, die in diese Einheiten zwischengeschaltet sind, treten bei B03 und L08 im Verlauf des Gesamtprofils erhöhte Kohlenstoffgehalte und sehr hohe C/N-Verhältnisse auf. Der pH ist sauer und pedogenes Eisen sowie Stickstoffgehalt sind sehr niedrig. Das deutliche Überwiegen des dithionitlöslichen Eisens unterstreicht das fortgeschrittene Verwitterungsalter der Sedimente. Allen Profilen gemeinsam ist ein abrupter Wechsel in der Korngrößenzusammensetzung ab einer bestimmten Tiefe, der mit Eisenmaxima an den Schichtgrenzen korreliert. Aufgrund fehlender datierbarer organischer Reste im Grenzbereich dieser Lagen, konnte dieser Übergang zeitlich nicht genauer eingegrenzt werden. Zusätzlich können Hiatus nicht ausgeschlossen werden. Dennoch belegen diese abrupten Änderungen in den Sedimentationsbedingungen Modifikationen innerhalb der Fließgewässer, die durch intrinsische oder extrinsische Faktoren ausgelöst wurden. Landschaftsgeschichtlich weisen diese Archive auf eine hohe fluviale Dynamik hin, da selbst bei intrinsisch gesteuerter (flussinterner) Modifikationen der Bedingungen an den jeweiligen Standorten (z. B. Laufverlagerung) ein gewisser extrinsischer (vor allem tektonischer oder klimatischer) Impuls angenommen werden kann. Aus paläohydrologischer Sicht ist diese Einheit mit verzweigten, aggradierenden und un stetig entwässernden Fließgewässern in Verbindung zu bringen, die schwankende Schüttungen sandiger Sedimente lieferten und mit häufigen Gerinnebettverlagerungen assoziiert gewesen sein können. Bemerkenswert ist das Fehlen von Schotterlagen an allen untersuchten Standorten. Lediglich flussabwärts im Ntem-Binnendelta wurden unterhalb der Wasserfälle von Memvé'élé mächtige Schotterlagen in einem vermutlich neotektonisch angelegten

Kerbtal (EISENBERG 2008) identifiziert. Diese könnten infolge früherer (> 48 ka BP) Abflussimpulse aus dem Binnendelta ausgeräumt worden sein, in Kombination mit klimatisch gesteuerten, modifizierten Verwitterungsprozessen, die mehr Grobmaterial in die Flüsse geliefert haben. Die Standorte L08 und L14 zeugen möglicherweise von der Lage ehemaliger *Palaeochannels* innerhalb des rezent äußerst dynamischen anastomosierenden Flusssystemabschnitts des Ntem.

Einheit 2: Jüngerer Spätpleistozän (*Njilien*) – MIS 3 (~40-27 ka BP)

Die Einheit 2 zeigt insgesamt große Gemeinsamkeiten mit Einheit 1 (80-90 % Sand), kann aber aufgrund der insgesamt etwas feineren Körnung (70-80 % Feinsand) unterschieden werden. Dies trifft besonders auf die Ergebnisse aus dem Ntem-Binnendelta zu. An den Standorten Nnémeyong (L25) und Aya'Amang (L37) sind diese Einheiten mit Paläooberflächen (fossile organische Lagen) assoziiert, in denen maximale Werte an Carbonat (1-2 %) und organischer Substanz (2-4 %) sowie stark erhöhte C/N-Verhältnisse auftreten. Der pH-Wert und das pedogene Eisen sowie Stickstoff sind sehr niedrig. Diese auch farblich markant abgrenzbaren Paläooberflächen sind durch eine sie überlagernde bis zu 60 cm mächtige Sandlage, in der der pH-Wert rapide auf Maxima um 5 ansteigt, vom oberen Profil abzugrenzen. Oberhalb der Sandlage treten erneut Eisenmaxima an den Schichtgrenzen auf, die den Übergang zu sich abrupt verfeinernden Korngrößen markieren. Die Befunde aus den Paläooberflächen legen die Vermutung nahe, dass sich an diesen Standorten Auensümpfe (*backswamps*) ausgebildet hatten.

Zu dieser Einheit werden auch die Sedimente aus den Bohrungen NY11 und NY13 im Tetar (Nyongtributär) eingeordnet, obwohl sie sich durch höhere Anteile an Mittel- (20-70 %) und Grobsand (2-12 %) unterscheiden. Dennoch zeigen die bodenchemischen Analysen und farblichen Charakteristika vergleichbare Tendenzen im Profilverlauf, mit einer hier besonders ausgeprägten Kornverfeinerungssequenz im oberen Profilabschnitt. In NY11 tritt zwischen 120-100 cm Tiefe ein abrupter Anstieg sandigen Sediments auf, welcher in eine erneute Kornverfeinerungssequenz übergeht. Diese Modifikation konnte nicht mittels einer Datierung zeitlich eingeordnet werden. Für Einheit 2 sind aber insgesamt, ebenso wie bereits bei der Einheit 1, deutliche durch farbliche und bodenchemische Wechsel differenzierte Umlagerungs- und Bodenbildungsprozesse belegbar. Phasen relativer Formungsruhe mit Ton- und Eisenverlagerung sowie Bodenbildung (Abbau C_{ges} und OS) sind von Phasen intensiverer Abfluss- und Akkumulationsprozesse gegeneinander abgrenzbar. Für die Befunde aus dem Sedimentarchiv des Tetar ist ein deutlicher, abrupter Wechsel von sandigen zu stark tonigen Faziesseinheiten auf den Zeitraum nach 18.858 ± 100 BP datiert worden (NY11). In unmittelbarer Umgebung dieser Lokalitäten wurde im Profil C23, dessen Basis als Einheit 1 ausgewiesen wurde, ab etwa 300 cm Tiefe ein erneuter Anstieg sandiger und schluffiger Faziesseinheiten

dokumentiert, der im Zusammenhang stehen könnte mit der Bildung von Einheit 2. Der hohe Tongehalt (70-80 %) nimmt bis in 200-180 cm auf etwa 35 % ab. In etwa 160-150 cm Tiefe wurde ein ^{14}C -Alter dieser Sedimentschicht, die sich bis etwa 120 cm Tiefe erstreckt, von 28.358 ± 300 BP ermittelt. Auch diese Einheit wurde wie bereits Einheit 1 an distal zum rezenten Gerinnebett gelegenen Standorten und im Falle von L25 und L37 in den älteren, höher liegenden Terrassen erbohrt.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	^{14}C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Labornr.
L25	Nnémeyong	160-180	Holz	21.908 ± 302	26.239 ± 583	-27.0	Erl-8268
		220-240	Holz	22.398 ± 316	26.978 ± 631	-29.1	Erl-8269
L37	Aya Amang	320-340	Holz	30.675 ± 770	34.962 ± 702	-30.8	Erl-8264
		360-380	Holz, Blätter	31.253 ± 240	35.220 ± 377	-27.1	LTL3183A
C23	Akonolinga	150-160	org. Sediment	28.358 ± 300	32.788 ± 411	-20.1	LTL2113A
NY11	Akonolinga	280	org. Sediment	31.904 ± 300	35.961 ± 482	-33.5	LTL3179A
NY13	Akonolinga	180	org. Sediment	18.858 ± 100	22.702 ± 248	-18.1	LTL3180A

Tab. 9: Datierte Sedimentlagen der Einheit 2.

Einheit 3: Ausgehendes Spätpleistozän, Letztes Glaziales Maximum (LGM) und Übergang zum Holozän (*Léopoldvillien*) – MIS 2 (~27-12 ka BP)

Die diesen Zeitabschnitt repräsentierende Sedimenteinheit bildet den direkten Übergang zu Einheit 2 am Standort Akonolinga (Tetar-Sedimentarchiv). Dieser Übergang ist assoziiert mit einem abrupten Wechsel der alluvialen Faziesseinheiten von sandig-schluffigen zu tonigen Korngrößen (≥ 80 %), die einen Umschwung der fluvial-morphologischen Prozesse von turbulenteren Fließvorgängen (*bedform, channel deposits*) zu saisonaleren und stillwasserähnliche Fließbedingungen (*floodplain, overbank deposits*) manifestieren. Dieser Prozesswechsel ist in den Korngrößenprofilen von C23, C28, NY11 und NY13 nachvollziehbar.

Innerhalb des verzweigten Flusssystemabschnitts des Sanaga-Oberlaufs (Bélabo) wurde dieser Wandel ebenfalls im Profil eines verlandeten Gerinnebettes (C13, 2007) nachgewiesen. Hier deuten die sukzessiv zunehmenden tonigen Faziesmerkmale ($T \geq 70$ %) über grob-sandigem Liegenden (400-360 cm) auf einen fluvial-morphologischen Wechsel nach 16.117 ± 200 BP, was zur Verlandung des Gerinnebettes führte.

Zwei weitere Befunde stammen aus dem Binnendelta des Ntem (Meyos, C13 und L17). Im Profil von C13 wurden zwischen 263 und 120 cm Tiefe schluffig-tonige Sedimente einer Paläooberfläche (reliktischer Sumpf) erbohrt, die auf ^{14}C -Alter zwischen 18.719 ± 161 und 14.020 ± 106 BP datiert wurden. Etwa 100 m südlich in Richtung des rezenten Gerinnebettes wurden in L17 zwischen 400-280 cm Tiefe vergleichbare fossile organischen Sedimente und Makroreste erschlossen, die dort aber zwischen 400-300 cm zunächst in feinsandiger (^{14}C -Alter um 14.516 ± 80 BP) und ab 300-280 cm in schluffig-toniger Matrix (14.263 ± 126 BP) eingebunden sind. Obwohl die Befunde eine große

Ähnlichkeit zum Standort Akonolinga aufweisen, belegen die bodenchemischen Analysen in L17 ehemals palustrine Bedingungen mit einer Schichtgrenze zum darüber lagernden Sediment. Zudem weisen die Sedimente einen deutlich höheren Anteil Feinsand und weniger Mittel- und Grobsand auf, was auf jeweils differenziertere Abfluss- und Sedimentationsverhältnisse hindeutet. Vergleichbare Sedimente mit einem synchronen Korngrößenwechsel und charakteristischen Merkmalen einer solchen Paläo-oberfläche wurden in einem Altarm des Nyong bei Mengba (C31) gefunden. Hier sind eine deutliche Abnahme der Faziesseinheiten Mittel- und Grobsand (13.357 ± 60 BP in 280-260 cm) und ein rapider Übergang zu tonig-schluffigen (bis 80 % Ton) Ablagerungen (11.107 ± 90 BP) belegt.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	^{14}C (AMS) BP	cal. Alter (cal BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Labornr.
C13, 2006	Meyos	120-140	Holz	14.020 ± 106	17.271 ± 229	-28.1	Erl-9567
		140-160	Holz	17.570 ± 141	20.981 ± 336	-26.5	Erl-9568
		160-180	Holz	18.719 ± 161	22.389 ± 377	-26.5	Erl-9569
		180-200	org. Sediment	17.197 ± 132	20.647 ± 322	-28.8	Erl-9570
		250-263	org. Sediment	18.372 ± 164	22.011 ± 341	-27.6	Erl-9571
C13, 2007	Bélabo	390-400	org. Sediment	16.117 ± 200	19.294 ± 325	-28.2	LTL2107A
NY13	Akonolinga	180	org. Sediment	18.858 ± 100	22.702 ± 248	-18.1	LTL3180A
L17	Meyos	280-300	Holz, Blätter	14.263 ± 126	17.467 ± 265	-27.3	Erl-8253
		280-300	Holz, Blätter	13.690 ± 100	16.781 ± 251	-24.2	LTL2103A
		380-400	Holz, Blätter	14.516 ± 80	17.658 ± 248	-23.1	LTL3181A
C31	Mengba	220	org. Sediment	11.107 ± 90	13.011 ± 138	-28.9	LTL3171A
		260-280	org. Sediment	13.357 ± 60	16.295 ± 418	---	LTL2118A

Tab. 10: Datierete Sedimentlagen der Einheit 3.

Im Gegensatz zu Einheit 1 und 2 wurden diese, sich durch generell etwas feinere Korngrößen auszeichnenden Ablagerungen, in rezenten oder ehemaligen Überflutungsbereichen (Auen) erbohrt, die sich auch topographisch von den Standorten im Bereich des jeweiligen *alluvial ridge* abheben. Eine Identifizierung genetischer Faktoren für die Bildung dieser Archive ist zwar aufgrund der geringen Datengrundlage schwierig, es sind jedoch sowohl klimabedingte als auch flussinterne fluvial-morphologische Umschwünge involviert. Signifikant sind die allen Standorten dieser Einheit gemeinsamen abrupten Korngrößenwechsel, die in einen Zeitraum zwischen 18 und 11 ka BP eingeordnet werden konnten. Sie werden als Laufverlagerungen des Gerinnebettes oder teilweise auch als (phasenweise auftretende) *crevasse*- und *crevasse-splay*-Sedimente gedeutet, mit den dafür charakteristischen Kornverfeinerungssequenzen.

Einheit 4: Jüngere Dryas und Früh- bis Mittel-Holozän (Kibangien A) – MIS 1 (~12-4 ka BP)

Diese sedimentäre Einheit ist charakterisiert durch sandige Korngrößen mit bis zu 90 % Anteilen Fein- und 30 % Mittelsand, die zur Oberfläche hin durch unterschiedlich mächtige, mehr oder weniger schwach ausgebildete Kornverfeinerungssequenzen über-

lagert sind. Sie wurde vorwiegend in proximalen Bereichen zum rezenten Gerinnebett erschlossen und erreicht bis auf wenige Ausnahmen (C02, L22 und L38) nur Tiefen zwischen 150-200 cm. Entsprechende Fundorte finden sich hauptsächlich im Binnendelta des Ntem:

C02 am Standort Nyabibak	L36 und 38 Aya'Amang
Probebohrung und C11 Aloum II	L46 und 49 Nkongmeyos
C27 und L22 Nyabessan	

Zudem wurde die Einheit am Unterlauf des Nyong (B06 Donenda) und am Oberlauf des Sanaga (C19 Sakoudi) erbohrt. Bis auf eine Ausnahme (Aloum II) treten diese Ablagerungen an den jeweiligen Standorten erneut als Paläooberflächen in Erscheinung, mit Mächtigkeiten zwischen 60-100 cm. Charakteristisch sind sehr dunkle Farbtöne (2.5Y 3/1, 4/1; 10YR 2/1, 3/1), erhöhter Kohlenstoffgehalt (C_{ges} 1-2 % und OS 4-8 %), niedriger pH (~3) und hohes C/N-Verhältnis (~20-100). ^{14}C -Datierungen von Makroresten (Holz, Blätter) und organischem Sediment aus diesen fossilen Lagen lieferten ^{14}C -Alter zwischen 10.871 ± 99 und 3894 ± 50 BP und überliefern damit holozäne Sedimentationsalter dieser Archive. Die sandigen Fazies dokumentieren turbulente Abfluss- und Sedimentationsbedingungen. Die Tatsache, dass nur an zwei Standorten relative Maximalalter dieser Einheit gefunden werden konnten, stützt die Hypothese hoher fluvial-morphologischer Aktivität während dieser Phase. Sie umfasst den Übergang zum Holozän und die AHP (~9-6 ka BP, vgl. DEMENOCAL et al. 2000), die bisher letzte sehr feuchte Phase. Auf diesen klimatischen Umschwung, der zunächst eine deutliche Steigerung des Abflusses, der Schleppkraft und des Sedimentbudgets zur Folge hatte, reagierten die um einen Gleichgewichtszustand bestrebt Flussysteme mit gesteigerter fluvial-morphologischer Aktivität. Neben generell forcierter Akkumulationsprozesse (Aggradation, laterale und vertikale Akkretion) fand gleichzeitig eine erhebliche Um- und Neugestaltung der bisherigen Auenmorphologie statt, die mit der Remobilisierung älteren Sediments (*cut and fill sequences*), der Anlage neuer Flussnetze und der Bildung von Hiatus (vgl. Profil C11 und L46) einherging. Vermutlich wurden an vielen Standorten erhebliche Mengen an Sediment ausgeräumt und umgelagert. Erst zur Mitte der AHP setzte eine deutliche Stabilisierung der klimatischen und hydrologischen Verhältnisse ein, die mit der maximalen Ausdehnung des tropischen Regenwaldes korreliert. In den Profilen L36 und L38 (Aya'Amang) ist für den Zeitraum um 5-4 ka BP eine konstante Sedimentationsphase verifizierbar. In einem klimatischen und hydrologischen Regime, welches dem heutigen sehr ähnelte, konsolidierten sich die Flussysteme und deren sedimentäre Strukturen. Begünstigt wurde diese Stabilisierung durch die hohe Vegetationsdichte im Untersuchungsgebiet (vor allem im Binnendelta des Ntem). Auensedimentation fand zu dieser Phase während der saisonalen Überflutungen statt in Verbindung mit vereinzelt Schüttungen aus Dammuferbrüchen oder Laufverlegungen

(*avulsions*). Als Dammuferbrüche repräsentierende Archive können die Sedimente aus B06 (Donenda, Nyong), C19 (Sakoudi, Sanaga) und L22 (Nyabessan, Ntem-Binnendelta) interpretiert werden, deren Profile um 4 ka BP zunächst Schüttungen groben Sandes belegen und anschließend Kornverfeinerungssequenzen aufweisen mit Zunahmen der feinkörnigen Faziesseinheiten (bis zu 50 % Ton).

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
B06	Donenda	180-200	Holz etc.	4093 ± 47	4656 ± 117	-29.7	Erl-8945
C02	Nyabibak	380-400	Holz etc.	5379 ± 51	6162 ± 95	-29.0	Erl-9573
C06	Dizangué	360-365	org. Sediment	9321 ± 90	10.515 ± 132	-27.2	LTL2106A
Probab.	Aloum II	78-88	org. Sediment	8402 ± 67	9408 ± 75	-30.6	Erl-9574
C11	Aloum II	120-140	Holz etc.	6979 ± 58	7822 ± 76	-30.1	Erl-9575
C19	Sakoudi	213	org. Sediment	3894 ± 50	4327 ± 72	-29.2	LTL2111A
C27	Nyabessan	270-280	org. Sediment	3829 ± 46	4257 ± 87	-28.5	Erl-9577
L22	Nyabessan	140-160	Holz etc.	3894 ± 57	4324 ± 79	-28.1	Erl-8273
L36	Aya Amang	140-160 200-220	Blätter Holz, Blätter	4341 ± 60 4514 ± 45	4945 ± 75 5176 ± 94	-27.2 -27.3	Erl-8263 LTL3182A
L38	Aya Amang	220-240 280-300	Holz Holz, Blätter	5306 ± 64 5282 ± 45	6096 ± 85 6079 ± 79	-31.4 -26.8	Erl-8265 LTL3184A
L46	Nkongmeyos	80-100 120-140	Holz etc. Holz etc.	8291 ± 89 10.871 ± 99	9277 ± 127 12.846 ± 101	-27.5 -28.3	Erl-8599 Erl-8258
L49	Nkongmeyos	180-200	org. Sediment	10.775 ± 144	12.744 ± 155	-30.1	Erl-8257

Tab. 11: Datierete Sedimentlagen der Einheit 4.

Einheit 5: Spät-Holozän und *First Millennium BC Crisis* (Kibangien B) – MIS 1 (~4-2.5 ka BP)

Die in Einheit 4 auftretenden Paläooberflächen sind an vielen Standorten überdeckt von Ablagerungen, die zunächst Reduktions- (graue Farbtöne) und darüber Oxidationsprozesse (rote Farbtöne und Eisenkonkretionen) anzeigen. Die meisten Profile dokumentieren ebenso Translokations- und Transformationsprozesse. Da einige Profile (B06, C19, C27, L22) im Grenzbereich der altersmäßigen Einordnung von Einheit 4 und 5 liegen, aber dennoch Charakteristika beider Einheiten aufweisen, werden diese im Zusammenhang beider Einheiten behandelt.

Die Sedimenteinheiten (Standorte B02, B06, C02, C11, C13 [Meyos], C19, L36, L38) dieser Phase zeigen eine deutliche Zunahme der sandigen Faziesseinheiten (bis 95 %, mit vereinzelt 20-50 % Mittel- und kaum Grobsand), was für erneut turbulenterer Abfluss- und Sedimentationsbedingungen im Rahmen einer stärkeren klimatischen Saisonalität und eine vermehrte Bereitstellung größerer Transportmaterials aufgrund einer erneuten Aridifizierung des Untersuchungsgebietes spricht. Neben veränderten klimatischen (saisonalen) Bedingungen wird eine Destabilisierung des Landschaftsgefüges zudem durch gesteigerte anthropogene Aktivität gefördert. Im Untersuchungsgebiet sind für den Zeitraum nach 4 ka BP sowohl natürlich als auch anthropogen induzierte Umwälzungen belegt. Während archäologische Befunde eine Zunahme der anthropogenen Aktivitäten

und ab etwa 2600 BP die einsetzende Metallurgie im tropischen Regenwald belegen (u. a. KADOMURA & HORI 1990, SCHWARTZ & LANFRANCHI 1993, OSLISLY 2006, MEISTER 2008), konnten anhand verschiedener terrestrischer und mariner Archive (u. a. VINCENS et al. 1999, MALEY 2002, ELENGA et al. 2004, NGUETSOP et al. 2004, WELDEAB et al. 2007) ebenso klimatische und umweltgeschichtliche Veränderungen nachgewiesen werden. Das häufige Auftreten von Eisenanreicherungshorizonten in ähnlichen Tiefen der Sedimenteinheiten dieser Phase (60-100 cm) kann als weiteres Indiz deutlich trockener Bedingungen (längere Austrocknung der Auen aufgrund reduzierter Niederschläge und Überflutungen; stärkere Saisonalität mit längerer Trockenzeit) gedeutet werden.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
B02	Ouesso	360-376	org. Sediment	2728 ± 60	2846 ± 59	-35.5	LTL3176A
B06	Donenda	180-200	Holz etc.	4093 ± 47	4656 ± 117	-29.7	Erl-8945
C13	Meyos	60-80	org. Sediment	4081 ± 56	4639 ± 129	-29.9	Erl-10366
C19	Sakoudi	213	org. Sediment	3894 ± 50	4327 ± 72	-29.2	LTL2111A
C27	Nyabessan	270-280	org. Sediment	3829 ± 46	4257 ± 87	-28.5	Erl-9577
L22	Nyabessan	140-160	Holz etc.	3894 ± 57	4324 ± 79	-28.1	Erl-8273

Tab. 12: Datierete Sedimentlagen der Einheit 5.

Einheit 6: Spätholozäne bis subrezente, gerinnebettnahe Sedimente (< 2.5 ka BP)

Die Ablagerungen dieser jüngsten sedimentären Einheit befinden sich in direkter Umgebung der rezenten Gerinnebetten. Sie zeigen typischerweise grob- bis feinsandige Faziesseinheiten in unterschiedlichen Zusammensetzungen. Solche Sedimente wurden im Binnendelta des Ntem häufig erbohrt:

L02-05 am Standort Meyo Ntem	L30 Tom
L24 Nnémeyong	L32-35 und 44 Nkongmeyos
L27-28 Akom	L39, 40 und 42 Anguiridjang

Sie wurden allerdings auch entlang des Nyong:

B01-03 Njock und Makak	C21 Abong Mbang
B05 Lipombe II	Aufschluss und C26 Akonolinga
B07 Dehane	Aufschluss, C30 und NY05 Ayos

Und am Sanaga gefunden:

C01 Dizangué	C16 Ngok Etélé
C07 und 09 Monatélé	C17 Mbargué
C14-15 Belabo	C20 Mbaki II

Im Binnendelta tritt diese Einheit hauptsächlich entlang von Ntem 1 (nördlichster Arm des anastomosierenden Flusssystemabschnitts) auf, dessen Gerinnebett größtenteils im anstehendem, metamorphem Amphibolitgneis und noritischen Gneis angelegt ist. Hier wurden über Makroreste und organisches Sediment Maximalalter bis 1381 ± 49 BP ermittelt. Eine Ausnahme bildet das Profil L40, in dem diese sandige Sedimenteinheit oberhalb einer Paläooberfläche aus tonig-sandigen Ablagerungen auftritt, deren untere

und obere Grenze ein ^{14}C -Alter von 2339 ± 52 bzw. 2180 ± 50 BP ergab. Verbreitet (L02-05, L24, L28, L35, L42, L44) finden sich in den oberen Profilen schwach ausgebildete Kornverfeinerungssequenzen.

Bei den Bohrprofilen vom Sanaga sind solche Kornverfeinerungssequenzen weitaus deutlicher ausgeprägt, was hier auf eine relative Stabilisierung der fluvial-morphologischen Verhältnisse in jüngster Vergangenheit hindeutet. Oberhalb von Vergrößerungssequenzen an den Basen der Profile (C01, C08-09, C16-17, C19) haben sich Kornverfeinerungssequenzen formiert, die eine sukzessiv steigende und dann teilweise stagnierende Zulieferung feinkörniger Hochflutsedimente dokumentieren. Dies konnte auch am Standort Bélabo (C14 und 15) bestätigt werden, wo über organischer und grobsandiger Basis tonig-schluffige Sedimente von über 3 m Mächtigkeit abgelagert wurden. Diese Befunde stammen von einer Lokalität, die sich in einer peripheren Lage eines Umlaufs des verzweigten Sanaga-Segments befindet, an der Abfluss- und Sedimentationsdynamik aufgrund der Verzweigung des Hauptstroms erheblich modifiziert wirken.

Am Mittellauf des Nyong (Region Eséka, Profile B01 und 02) wurden ebenso schwach ausgebildete Kornverfeinerungssequenzen erschlossen, dessen sandige Basen über eine Datierung von organischem Sediment (200-225 cm in B01) auf ein Maximalalter von 2134 ± 41 BP eingestuft werden. Auch die Bohrungen bei Lipombe II (B05) und Dehane (B07) mit sehr durchmischten Sedimentprofilen und häufigen Wechsel fein- und grobsandiger Faziesseinheiten, spiegeln alternierende Sedimentationsbedingungen wider. Ähnlich fluktuierende Verhältnisse lassen die Befunde für den Oberlauf des Nyong vermuten, wo an den Aufschlüssen bei Akonolinga und Ayos Wechsellagerungen von Verfeinerungs- und Vergrößerungssequenzen erbohrt wurden. Während sich an der Basis des Aufschlusses Ayos (1508 ± 50 BP) ein deutlicher Verfeinerungsprozess vollzieht und ab 140 cm eine deutliche Vergrößerung in sehr viel organischerem Sediment, zeigt der Aufschluss Akonolinga von der Basis (902 ± 45 BP) generell leichte Vergrößerungstendenz. Zwischen 140-60 cm ist allerdings eine deutlich feinere und teilweise auch tonigere Schicht zwischengeschaltet, wo an der Ober- und Untergrenze jeweils maximale Analysewerte auftreten. Hinter dem Aufschluss Ayos wurde in einem verfüllten und verlandeten Gerinne des Nyong in sandiger Matrix anhand von Blattfragmenten ein ^{14}C -Alter von 724 ± 45 BP ermittelt. Ober- und unterhalb lagern sehr dunkle (10 YR 2/1), organische (bis 41 % OS) Makrorestschichten, die bis in 160 cm scharf abnehmen und anschließend von einer Kornvergrößerungssequenz überlagert werden.

In der gleichen Aue wurde bei Ebabodo (NY05) in einem periodischen Gerinne des Nyong mit starker Tendenz zur Verlandung ab 280 cm (732 ± 30 BP) erneut ein Vergrößerungsprofil mit scharf zunehmenden sandigen Faziesseinheiten erkannt. Bei Mokounounou konnte die Abschnürung eines Mäanders für diese Zeitphase nachgewiesen

8. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

werden. Während die Sedimente im Gerinnebett des Paläomäanders um 1.2 ka BP noch gröbere Fracht und gesteigerte fluvial-morphologische Tätigkeit belegen, manifestiert deutlich zunehmendes schluffig-toniges Sediment die fortgeschrittene Verfüllung seit 0.9 ka BP.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
B01	Njock	200-225	org. Sediment	2134 ± 41	2161 ± 100	-27.3	Erl-8941
B03	Makak	160-180	Holz	-2105 ± 34	rezent	-29.8	Erl-8944
		235-245	Blätter etc.	-4116 ± 31	rezent	-29.4	Erl-8946
B05	Lipombe II	100-120	Holz	707 ± 38	637 ± 48	-28.2	Erl-8943
B07	Dehane	280-300	Holz	400 ± 40	428 ± 72	-28.7	Erl-8942
C01	Dizangué	200-218	org. Sediment	128.52 ± 0.90 pMC	rezent	-19.6	LTL2104A
C14	Belabo	335-340	org. Sediment	1766 ± 50	1693 ± 72	-29.7	LTL2108A
C15	Belabo	381	Holz etc.	1196 ± 45	1130 ± 58	-28.7	LTL2109A
C16	Ngok Etélé	240-260	Blätter etc.	14 ± 100	108 ± 125	-24.2	LTL2110A
C20	Nyabessan	430-440	org. Sediment	2479 ± 43	2571 ± 106	-28.8	Erl-9576
C30	Ayos	280	Blätter etc.	724 ± 45	679 ± 28	-25.8	LTL2115A
Aufschluss	Akonolinga	230	org. Sediment	902 ± 45	832 ± 61	-24.2	LTL2117A
Aufschluss	Ayos	180	org. Sediment	1508 ± 50	1419 ± 65	-18.0	LTL2116A
NY05	Ebabodo	280	Blätter etc.	732 ± 30	684 ± 12	-22.0	LTL3178A
L02	Meyo Ntem	100-120	Holz	1066 ± 53	995 ± 51	-27.0	Erl-8249
		160-180	Holz	1104 ± 52	1024 ± 53	-29.2	Erl-8250
L05	Meyo Ntem	220-240	Blätter etc.	908 ± 50	835 ± 61	-29.4	Erl-8251
L18	Nyabessan	140-160	Blätter etc.	587 ± 64	596 ± 46	-29.1	Erl-8270
		200-220	Blätter etc.	2337 ± 55	2.389 ± 73	-31.9	Erl-8271
L19	Nyabessan	320-340	Holz etc.	2.189 ± 52	2216 ± 78	-29.5	Erl-8272
L24	Nnémeyong	80-100	Holz	441 ± 46	482 ± 39	-30.6	Erl-8266
		120-140	Holz	671 ± 52	623 ± 46	-28.7	Erl-8267
L27	Akom	100-120	Holz, Blätter	443 ± 57	453 ± 72	-26.4	Erl-8261
		160-180	Blätter	427 ± 52	440 ± 74	-27.6	Erl-8262
L30	Tom	140-160	Holz etc.	1381 ± 49	1309 ± 30	-28.2	Erl-8260
L32	Nkongmeyos	60-80	Holzkohle	217 ± 46	196 ± 103	-28.0	Erl-8255
C32	Nkongmeyos	145-150	org. Sediment	954 ± 39	865 ± 50	-28.9	Erl-9572
L34	Nkongmeyos	100-120	Holz	435 ± 51	448 ± 70	-27.4	Erl-8256
L40	Anguiridjang	280-300	org. Sediment	2180 ± 50	2209 ± 81	-26.9	LTL3185A
		360-380	Holz etc.	2339 ± 52	2393 ± 65	-27.9	Erl-8259
Probab.	Mokounounou	480-485	org. Sediment	898 ± 50	829 ± 64	-30.0	LTL3170A
N01	Mokounounou	550	org. Sediment	938 ± 45	856 ± 52	-28.0	LTL3169A
N02	Mokounounou	393	Holz etc.	1041 ± 45	973 ± 41	-28.4	LTL3172A
N04	Mokounounou	470	Holz (<i>Raphia</i>)	892 ± 40	827 ± 62	-26.0	LTL3173A
N05	Mokounounou	465	org. Sediment	1228 ± 35	1167 ± 64	-28.1	LTL3174A
N06	Mokounounou	545-550	org. Sediment	1126 ± 45	1046 ± 59	-29.4	LTL3175A

Tab. 13: Datierte Sedimentlagen der Einheit 6.

Somit bilden die gerinnebettnahen Standorte entlang des Nyong die einzigen Belege für rezent sich vergrößernde Profile bzw. Sedimentanlieferungen, abgesehen von rezent beobachtbaren Aggradationsprozessen wie Sandbankbildung (Dja, Ngoko, Nyong und Sanaga). Da diese Befunde im Oberlauf mit seinen weiten und unbewaldeten Auen besonders ausgeprägt sind, wird für diesen Bereich eine höhere Sensitivität der Abfluss-

und Sedimentationsgegebenheiten gegenüber auf das fluviale System einwirkende Störgrößen (anthropogene und natürliche Einflussfaktoren) postuliert. Zum Teil mehrere Wechsel in den Korngrößenverteilungen (Verfeinerung und Vergrößerung in mehrfachem Wechsel) aufweisende, gerinnebettnahe Profile, sowie beschleunigt und gehäuft auftretende Um- und Verlagerungsprozesse (junge Alter in verlandete und verlandende Gerinne) in der Aue von Akonolinga und Ayos erhärten diese Hypothese.

Von besonderem Interesse ist das Sedimentarchiv des südlichen Nyabessan-Transektivs, welches aufgrund ihres Alters dieser Einheit zugeordnet wird. Hier haben sich in einem Stillwasserbereich palustrine Sedimente mit hohen Tonanteilen abgelagert. Aufgrund der hohen Pollenführung sind sie für palynologische Studien besonders geeignet. Erste Ergebnisse lieferten HÖHN et al. (2008) sowie NGOMANDA et al. (2009).

Schließlich lässt sich diese sehr umfangreiche Einheit weiter untergliedern in sehr grobkörnige Schichten, die möglicherweise im Kontext einer erneuten Humidisierung (Mittelalterliches Klimaoptimum) stehen.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
Aufschluß	Ayos	180	org. Sediment	1508 ± 50	1419 ± 65	-18.0	LTL2116A
C14	Belabo	335-340	org. Sediment	1766 ± 50	1693 ± 72	-29.7	LTL2108A
C15	Belabo	381	Holz etc.	1196 ± 45	1130 ± 58	-28.7	LTL2109A
L02	Meyo Ntem	100-120	Holz	1066 ± 53	995 ± 51	-27.0	Erl-8249
		160-180	Holz	1104 ± 52	1024 ± 53	-29.2	Erl-8250
L30	Tom	140-160	Holz etc.	1381 ± 49	1309 ± 30	-28.2	Erl-8260
N05	Mokounounou	465	org. Sediment	1228 ± 35	1167 ± 64	-28.1	LTL3174A
N06	Mokounounou	545-550	org. Sediment	1126 ± 45	1046 ± 59	-29.4	LTL3175A

Tab. 14: Datierte Sedimentlagen der Untereinheit 6a.

Zum anderen können deutlich verminderte fluvial-morphologische Prozesse in Verbindung mit darüber abgelagerten Sedimenten gesetzt werden. Sie korrespondieren größtenteils mit verlandeten Gerinnen in der Nyong-Aue und dem Ngoko-Altwasserarm.

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
Aufschluß	Akonolinga	230	org. Sediment	902 ± 45	832 ± 61	-24.2	LTL2117A
B05	Lipombe II	100-120	Holz	707 ± 38	637 ± 48	-28.2	Erl-8943
C30	Ayos	280	Blätter etc.	724 ± 45	679 ± 28	-25.8	LTL2115A
C32	Nkongmeyos	145-150	org. Sediment	954 ± 39	865 ± 50	-28.9	Erl-9572
L05	Meyo Ntem	220-240	Blätter etc.	908 ± 50	835 ± 61	-29.4	Erl-8251
N01	Mokounounou	550	org. Sediment	938 ± 45	856 ± 52	-28.0	LTL3169A
N02	Mokounounou	393	Holz etc.	1041 ± 45	973 ± 41	-28.4	LTL3172A
N04	Mokounounou	470	Holz (<i>Raphia</i>)	892 ± 40	827 ± 62	-26.0	LTL3173A
NY05	Ebabodo	280	Blätter etc.	732 ± 30	684 ± 12	-22.0	LTL3178A
Probab.	Mokounounou	480-485	org. Sediment	898 ± 50	829 ± 64	-30.0	LTL3170A

Tab. 15: Datierte Sedimentlagen der Untereinheit 6b.

Eine weitere Untereinheit mit ähnlichen Charakteristika kann zudem für Sedimente mit Altern um 0.6-0.4 ka BP gebildet werden, die erneut deutlich reduzierte Abfluss- und Sedimentationsbedingungen belegen. Sie korrespondieren interessanterweise mit dem in der Nordhemisphäre registrierten neuzeitlichen Klimapessimum der “Kleinen Eiszeit” (~550-50 a BP).

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
B07	Dehane	280-300	Holz	400 ± 40	428 ± 72	-28.7	Erl-8942
L18	Nyabessan	140-160	Blätter etc.	587 ± 64	596 ± 46	-29.1	Erl-8270
L24	Nnémeyong	80-100	Holz	441 ± 46	482 ± 39	-30.6	Erl-8266
		120-140	Holz	671 ± 52	623 ± 46	-28.7	Erl-8267
L27	Akom	100-120	Holz, Blätter	443 ± 57	453 ± 72	-26.4	Erl-8261
		160-180	Blätter	427 ± 52	440 ± 74	-27.6	Erl-8262
L34	Nkongmeyos	100-120	Holz	435 ± 51	448 ± 70	-27.4	Erl-8256

Tab. 16: Datierte Sedimentlagen der Untereinheit 6c.

In der Gesamtbetrachtung der erbohrten alluvialen Sedimente fällt eine Vielzahl von Gemeinsamkeiten auf. Das erste Charakteristikum ist das Auftreten von als **Paläooberflächen** bezeichneten fossilen, organischen Lagen an der Mehrzahl der untersuchten Standorte. Obwohl sie altersmäßig in sehr unterschiedliche Bildungsphasen fallen, zeichnen sie sich alle durch extrem saure pH-Werte (2-4) und hohem Kohlenstoffgehalt ($C_{ges.}$ 0.5-4 % und OS 1-8 %) mit höchsten Werten an den Standorten Meyos (L17, 9.9 bzw. 17 %) und Nyabessan (L19, 9.8 bzw. 16.9 %). Zusätzlich sind erhöhte Werte an $N_{ges.}$ (0.05-0.2 %) und hohe C/N-Verhältnisse (20-100) kennzeichnend. Zudem treten oft hohe Werte des amorphen Eisenanteiles (Fe_o) in diesen Lagen auf, was aufgrund des zum Teil sehr hohen Alters der Sedimente erstaunlich ist, da infolge ihrer zunehmenden Verwitterung und der pedogenen Umlagerungsprozesse der kristalline Anteil (Fe_d) zunehmen müsste (TORRENT et al. 1980, MCFADDEN & HENDRICKS 1985). FITZE (1973) gibt als möglichen Grund für die verzögerte Umwandlung von Fe_o zu Fe_d die Präsenz von Staunässe oder/und organische Verbindungen an. Da die Paläooberflächen zumeist unter dem Grundwasserspiegel lagen und sehr hohe Mengen an organischem Material (und Makroreste) enthielten, könnte dies als Ursache für die ungewöhnlich hohen Anteile ($Fe_o \geq Fe_d$) des amorphen Eisens in Betracht kommen. Eine dauerhafte Bedeckung durch das Grundwasser unter anaeroben Bedingungen kann ferner als Erklärung für die sehr gute Erhaltung und den geringen Grad der Zersetzung genannt werden. Eine Ursache für diese Konservierung ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf eine Erhöhung des Grundwasserspiegels während des Übergangs zum Holozän zurückzuführen. Bei mehreren Profilen, wo ungewöhnlich hohe Fe_o -Anteile auftreten, ist zudem eine Begründung darin zu sehen, dass der Gesamtgehalt des pedogenen Eisens ($Fe_o + Fe_d$) im Allgemeinen schon sehr gering ist (meist nahe der Nachweisgrenze von 0.01 %). Daher ergeben sich für den Aktivitätsgrad (Fe_o/Fe_d) “ungewöhnliche” Werte. Die fossilen, sandigen und stark organischen Lagen, die zum Teil als *Palaeochannels* (L08, L14),

ehemals versumpfte Bereiche (*backswamps* L17, L37, L46) oder ähnliche, feuchtere Stillwasserbereiche bis hin zu ehemals seenartige Strukturen (Nyabessan) in Erscheinung treten, könnten somit im Zuge rapider, umfangreicher Umwälzungen verschüttet und veränderten Prozessen ausgesetzt worden sein. Für die Genese mancher dieser Paläoumweltarchive werden mehrere Jahrhunderte angenommen. Obwohl für viele Standorte im Binnendelta datierbare organischer Reste in den Grenzbereichen zu den Paläooberflächen fehlen und zusätzlich Hiatus auch hier nicht ausgeschlossen werden können, sind sie doch aufgrund ihrer Mächtigkeit und Ausprägung (Farbe, bodenchemische und -physikalische Parameter) leicht zu bestätigen. An einigen Standorten (L17-18, L25, L36-37, L40, L46) wurden die Ober- und Untergrenzen dieser Schichten datiert, um etwaige Bildungszeiträume zu erfassen:

L17:	14.516 - 14.263 BP (400-280 cm) = ~253 Jahre
L18:	2337 - 587 BP (220-140 cm) = ~1750 Jahre
L25:	22.398 - 21.908 BP (240-160 cm) = ~490 Jahre
L36:	4514 - 4341 BP (220-140 cm) = ~173 Jahre
L37:	31.253 - 30.675 BP (380-320 cm) = ~578 Jahre
L40:	2339 - 2180 BP (380-280 cm) = ~159 Jahre
L46:	10.871 - 8291 BP (140-80 cm) = ~2580 Jahre

Ein weiteres Merkmal ist das Auftreten von **Eisenanreicherungsschichten** in der Mehrzahl der untersuchten Profile. Sie befinden sich zwischen etwa 120-60 cm Tiefe und erreichen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 5-20 cm. Absolute Eisenmaxima deuten auf Schichtgrenzen hin. Am Standort "Nkongmeyos Ntem 3" (L44-L47) tritt diese Schicht unmittelbar über der dort entdeckten Paläooberfläche auf. In den deutlich älteren Profilen der Einheiten 1 und 2 (z. B. L08, L14, L25) treten diese Eisenanreicherungsschichten in mächtiger Ausprägung zwischen 200-60 cm auf und an einigen Standorten (C28, L37) sind zwei Eisenanreicherungsschichten ausgebildet. Ober- und/oder unterhalb der Anreicherungshorizonte treten Oxidationshorizonte mit Eisenkonkretionen auf, denen sich mit fortschreitender Tiefe ein Reduktionshorizont anschließt. Dieser überdeckt schließlich bei den meisten Profilen die Paläooberfläche. Die Profile dokumentieren im Oberbereich (1-2 m) Verlagerungs- und Bodenbildungsprozesse (sukzessive mit der Tiefe abnehmende, bodenchemische Parameter). Neben der bereits erwähnten Möglichkeit, dass sich die Eisenanreicherungsschichten aufgrund von zeitweiligen, trockeneren Zeitphasen (LGM, Jüngere Dryas, "First Millennium BC Crisis") gebildet, findet außerdem eine Verlagerung des Eisens durch saisonale Grundwasserschwankungen statt. Dies kann somit als Ursache zur Entstehung des oberen Anreicherungshorizontes (zwischen 120-60 cm Tiefe) in Betracht gezogen werden. Zur Erklärung der tieferen (240-220 cm Tiefe) Anreicherungsschichten gibt es zwei Ansätze: zum einen könnte aufgrund des hohen Alters der betroffenen Sedimente (C28, L08, L14, L37) ein genetischer Ursprung im LGM begründet sein, eine Zeitphase für die ein

erheblicher Rückgang der Feuchtigkeit im Untersuchungsgebiet postuliert worden ist. Zum anderen könnten die Schichten sich ebenso wie die oberen durch Grundwasserschwankungen und zugehörige Eisenverlagerungen gebildet haben, zu einem Zeitpunkt, als der Grundwasserspiegel deutlich niedriger gelegen hat (LGM). Damit wären sie Residuen sehr viel älterer Verlagerungsprozesse.

Obwohl es sich bei den untersuchten Ablagerungen um alluviale Sedimente in offenen Systemen handelt, die weiterhin fortlaufenden Um- und Verlagerungsprozessen unterliegen, soll dennoch der Versuch unternommen werden, über diagnostische Horizonte etwaige Bodenentwicklung, -systematik und -verbreitung zu erörtern. So können beispielsweise **Podsolierungsprozesse**, wie sie vor allem im Einzugsgebiet des Kongo für pleistozäne Zeitphasen nachgewiesen worden sind (SCHWARTZ et al. 1986, GIRESSE et al. 1991, PREUSS 1986, 1990) nur aufgrund weniger Befunde in den älteren Profilen (L08, L14, L37) vermutet werden. Diese Spekulation gründet auf der Präsenz mittel- bis feinsandiger Sedimentschichten und hoher Mengen organischen Materials an der Basis dieser Profile. Weitere förderliche Faktoren stellen die vermuteten hypothermalen Klimaphasen während des Pleistozäns und die quarzreichen Gneise und Granite des Ausgangsgesteins im Einzugsgebiet. Doch obwohl über hypothetischen Illuvialhorizonten ebenfalls mögliche, graue Eluvialhorizonte auftreten, fehlen darüber die korrelierten Humusaufgaben. Und selbst bei der Annahme, es handele sich um residuale Podsole, welche im Zuge der anschließenden fluvial-morphologischer Aktivität teilweise ausgeräumt und umgelagert worden sind, konnten die für Podsole typischen B_{sh}-Horizonte, wie sie beispielsweise PREUSS (1986a) gefunden hat, nicht identifiziert werden. Die entsprechenden Bohrprofile lassen hinsichtlich der Bildung von Podsolen keine weiter reichenden Rückschlüsse zu und geeignete Aufschlüsse sind ebenfalls nicht vorhanden.

Eindeutiger und omnipräsent sind dagegen die Hinweise auf **Vergleyung** und **Pseudovergleyung**. In der Mehrzahl der Bohrungen wurden Oxidations (G_o)- und Reduktionshorizonte (G_r) erschlossen. Abhängig von Alter, Standort und Ausprägung dieser typischen Horizonte kann zudem zwischen Nass- (L02, L04, L31, L32, L35, L44, L50), Anmoor- (Oberbereiche von NY11 und NY13) und Auengley (B06-07, C16, L05, L26) unterschieden werden. Die Unterscheidung zu den jüngsten Auenböden (Vegen) kann zumeist über regelmäßig auftretenden Raseneisenstein (G_{mo}-Horizont) unterschiedlicher Mächtigkeit (10-20 cm) zwischen Tiefen von 120-60 cm im Hangenden erfolgen (C11, C27, C31, L24, L30, L36, L38, L40, L45, L49). Somit können die unteren Bereiche der älteren Profile ebenso als Reliktgleye interpretiert werden, deren ursprüngliches Profil im Zuge eines Grundwasseranstiegs und einer holozänen Überprägung modifiziert wurde. Ähnlich verhält es sich mit den Standorten, an denen sich Auenmoore und Auen-sümpfe entwickelten (C13-14, L17, L37, L46). Aus ihnen gingen im Zuge dieser Prozesse subhydrische Bodentypen wie Gyttya und Mudde hervor.

8.2 Synthetische landschaftsgeschichtliche Interpretation und Diskussion im Kontext weiterer Paläoumweltarchive Zentralafrikas

Die Ergebnisse dieser Studie werden im Folgenden unter Einbezug weiterer terrestrischer, semiterrestrischer und mariner Sedimentarchive aus dem Untersuchungsraum in den umweltgeschichtlichen Gesamtkontext eingeordnet. Für die umweltgeschichtliche Rekonstruktion sind besonders die Erkenntnisse aus den Ablagerungen der untersuchten zentralafrikanischen Seen, den Alluvialfächern des Niger, Kongo, Sanaga und Nyong (marine Kerne MD03-2707 und GeoB 4905-04 vom Kamerun-Schelf) von Bedeutung. Neben diesen für den westlichen äquatorialen Bereich Afrikas besonders im Zusammenhang mit der Monsundynamik bedeutenden Archiven, werden im Kontext vergangener Klimafluktuationen auch hemisphärische und globale Prozessketten und Kohärenzen betrachtet und berücksichtigt. Bei der Betrachtung rezenter und vergangener Umweltbedingungen sind besonders atmosphärische, ozeanische, kryosphärische und terrestrische Prozessflüsse und deren Interaktion sowie Variation bestimmend. Die Milanković-skalige, orbitale Veränderungen sind von grundlegender Bedeutung bei der Betrachtung der umweltgeschichtlichen und paläohydrologischen Genese des Untersuchungsraumes, da Insolationsveränderungen hauptsächlich die Intensität des Afrikanischen Monsuns steuern. Lage und Ausdehnung der ITCZ, an den der afrikanische Monsun gebunden ist, wird zudem noch über komplexe, globale Telekonnektionen, Rückkopplungen und Reorganisationen modifiziert.

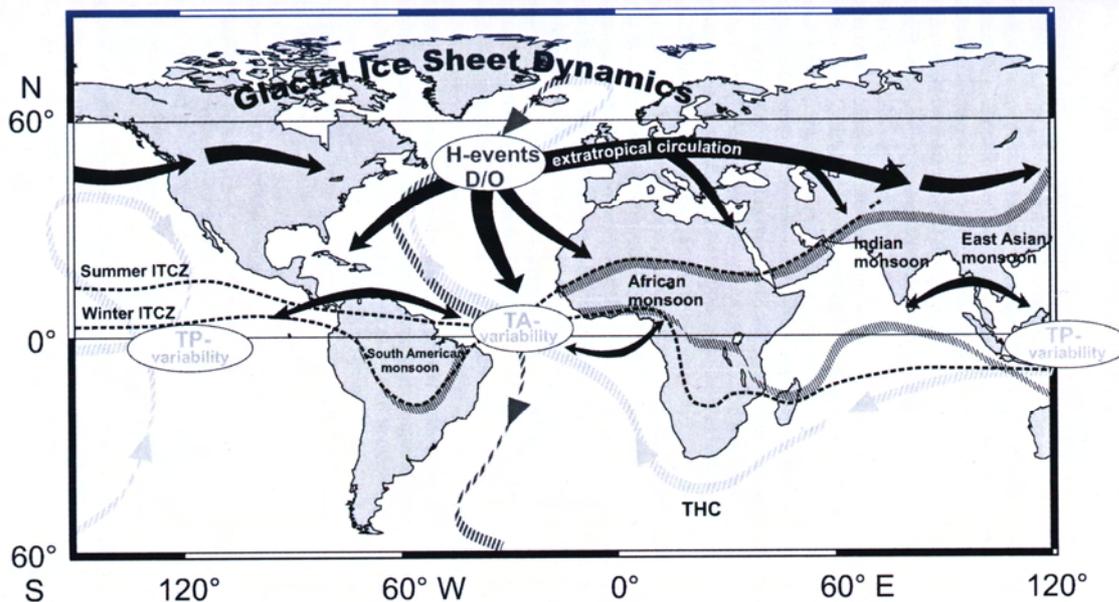


Abb. 57: Übersicht globaler Telekonnektionen. Hier ist besonders die *TA-variability* (Variabilität im Bereich des tropischen Atlantiks) von Bedeutung (aus VIDAL & ARZ 2004, S. 37)

Für den Zeitraum des letzten Glazials (Würm, ~120-11 ka BP) und Interglazials (Eem, ~130-120 ka BP) geben vor allem Bohrkerne aus pelagischen und hemi-pelagischen Sedimenten des Golfes von Guinea, sowie Eisbohrkerne beider Hemisphären wertvolle

Hinweise auf die Umweltgeschichte, da diese teilweise mehrere glaziale Zyklen umfassen (Wostok bis ~420 ka BP, PETIT et al. 1999; EPICA Dom C bis ~800 ka BP, JOUZEL et al. 2007). Die stark an orbitale Parameter orientierte paläoklimatische Entwicklung wurde von komplexen Rückkopplungen zwischen atmosphärischen, ozeanischen und kontinentalen Systemen begleitet. Die letzte Glazialzeit wurde zudem von sub-Milanković Klimaschwankungen (D/O-Zyklen, Heinrich-Ereignisse) geprägt, die zu wiederholten kurzfristigeren (10^1 - 10^3 Jahre) globalen Fluktuationen der Klimaverhältnisse führten mit entsprechenden Reaktionen auf beiden Hemisphären. Als Folge dieser globalen Oszillationen erfuhren auch die klimatischen, hydrologischen und ökologischen Systeme Zentralafrikas weitreichende Modifikationen (u. a. GASSE 2000, 2008, MALEY 2001, BARKER et al. 2004, ELENGA et al. 2004). Diese verliefen in hoher Affinität zu Veränderungen innerhalb der globalen, ozeanischen (thermohalinen) Zirkulation (*bipolar see-saw* - bipolare Klimaschaukel) sowie atmosphärischen Strömungs- und Zirkulationsbedingungen, welche über Telekonnektionen die Lage des meteorologischen Äquators und die Intensität des Afrikanischen Monsuns modifizierten. Eindeutig geklärt ist bis heute immer noch nicht, welches Phänomen als Auslöser der abrupten sub-Milanković Klimaänderungen anzusehen ist, wobei Veränderungen innerhalb der thermohalinen Zirkulation und der tropischen Ozean-Atmosphären-Dynamik mittlerweile am ehesten als Ursachen angesehen werden (BLUNIER & BROOK 2001, BROECKER 2003, VIDAL & ARZ 2004). Nochmals deutlich klein-skaligere Klimawechsel (Dekaden bis Jahrhunderte) treten während des Holozäns auf (u. a. BOND et al. 2001, MAYEWSKI et al. 2004, VERSCHUREN 2004). Im Spätholozän zeichnen sich besonders im Zusammenhang mit dem Atlantischen Niño auftretende Anomalien für die Intensitäts- und Positionsveränderungen des westafrikanischen Monsungürtels verantwortlich (u. a. FONTAINE & JANICOT 1996, PAETH & STUCK 2004, ZHAO et al. 2007). Die tropischen Regionen üben als Quellen und Senken atmosphärischer Treibhausgase (CO_2 , CH_4 , H_2O) zudem starken Einfluss auf klimatische Trends aus (vgl. Kap. 3). Um die Alter der aus den Sedimenteinheiten gewonnenen ^{14}C -Datierungen mit den bereits vorliegenden Ergebnissen besser vergleichen zu können, werden die Alter der Sedimente im Folgenden in kalibrierter Form (cal. ka BP) genannt (kalibriert über www.calpal-online.de, Kalibrierungskurve CalPal2007_Hulu nach HUGHEN et al. 2006).

Als die Landschaft prägende Faktoren sind die Geologie und dabei für das Untersuchungsgebiet besonders kennzeichnend Tektonik und Neotektonik von Bedeutung. Auf die für den afrikanischen Kontinent komplexe und dynamische Entwicklung der Drainagesysteme, vor allem seit dem Zerfall Gondwanas, weisen GOUDIE (2005), KUETE (1990) und SUMMERFIELD (1985) hin. Seit der letzten Orogenese (*Pan-African*, ~1.000-600 Ma), der Öffnung des Süd-Atlantiks (~95 Ma) und der dadurch einsetzenden Bildung des Zentralafrikanischen Grabens haben sich in der Mehrzahl E-W und NE-SW

ausgerichtete geologische Strukturen gebildet (vgl. BESSOLES & TROMPETTE 1980, NGAKO 2006). Im Tertiär folgten weitere Impulse, welche im Zusammenhang mit dem Plutonismus und Vulkanismus der CVL (~70 Ma) und der initialen Anlage der heute ausgebildeten Rumpfstufen einher gingen (NGAKO et al. 2003, TOTEU et al. 2004). Vermutlich hat es auch während des Quartärs immer wieder Remobilisierungen der Präkambrischen Strukturen gegeben. Diese sind im Untersuchungsgebiet vor allem entlang der Sanaga-Verwerfung besonders ausgeprägt. Zudem bilden die Kontaktzonen zwischen der Überschiebungsdecke der *Nappe de Yaoundé* und der Nyong-Serie zum Kongo-Kraton sehr instabile Zonen (KANKEU & RUNGE 2008). Diese Gegebenheiten zeichnen sich verantwortlich für die generell sehr strukturelle Ausprägung der Flussnetze des Nyong (Mittellauf) und Sanaga. Das Binnendelta des Ntem erfuhr eine sehr komplexe geologisch-geomorphologische Genese, die sich vor allem durch eine neotektonische Remobilisation primär in E-W-Ausrichtung orientierter archaischer Strukturen in Form eines Staffelbruches äußerte (EISENBERG 2008, 2009).

Älteste bisher gefundene terrestrische Zeugen der fluvialen Entwicklung süd-kamerunischer Flusssysteme bilden verhärtete Schotterlagen (Fanglomerate) in sehr exponierten Bereichen (unterhalb von durch Wasserfällen deutlich ausgeprägte Geländestufen: *Chutes de Dehane*, *Chutes de Njock* und *Chutes de Memvé'élé*).



Abb. 58: Verhärtete Schotter unterhalb mehrerer Wasserfälle (Dehane 1, Njock 2, Memvé'élé 3) in den Unterläufen des Nyong (1 und 2) und Ntem (3, Aufnahmen: M. Sangen, Januar und Februar 2005).

Die Fanglomerate enthalten teilweise kantengerundete Schotter, aber auch kaum gerundete Bruchstücke, die mit einer oder mehreren Patina überzogen sind und insgesamt durch Eisen-Mangan-Oxid miteinander verhärtet sind. Obwohl es bislang keine Bildungsalter für die Verhärtung der Sedimente gibt, setzen die damit assoziierten genetischen Prozesse zum einen deutlich gesteigerte Verlagerungs- (Bruchstücke) und Transportbedingungen (Schotter) und zum anderen erhebliche Verwitterungs- und Aridisierungsprozesse (Bereitstellung des Materials und anschließende Bildung der Patina und Verhärtung) voraus. Auf der Basis der am weitesten zurückreichenden Paläoklimazeugen (Eis- und Schelfbohrkerne) wird für den Beginn des Akkumulationsprozesses der Schotter ein Mindestalter von ~130 ka (Eem-Interglazial, OIS 5e) angenommen. Für diese und weitere Phasen bis ~70 ka BP (mit allerdings deutlich niedrigeren Amplituden) sind erhebliche Anstiege in den Abflüssen des Niger (DUPONT & WEINELT 1996, ZABEL et al. 2001), Kongo (SCHNEIDER et al. 1994, 1997, GINGELE et al. 1998) und Sanaga sowie Nyong (ADEGBIE et al. 2003, WELDEAB et al. 2007) nachgewiesen worden. Beilage 4 zeigt, dass diese Abflusssteigerungen deutlich mit Erwärmungen des Golfes von Guinea (SSTs) einhergehen. Sie korrelieren zudem mit dem Eem-Interglazial und den verhältnismäßig ausgedehnten D/O-Zyklen 19-21, 23-24 (OIS 5 a und c) sowie Maxima der Insolation bei 15° N und erhöhten Temperaturen über der Antarktis. Es lässt sich eine gewisse Abhängigkeit der Intensität von der Dauer der D/O-Zyklen ableiten (langsame Abkühlung; siehe Interstadiale 21 und 23). Generell zeigen die Abflüsse aber auch eine abnehmende Tendenz hin zum ariden (hyperthermalen) *Maluékien*, welche von einem starken Impuls um 109-106 ka BP und längeren, aber weniger intensiveren um 104-94 (Interstadial 23) und 86-70 ka BP (Interstadiale 21-19) begleitet wird. OIS 5b und d zeigen reduzierte Impulse, die wiederum mit Stadialen und Minima der Insolation (um 114 und 93 ka BP) assoziiert sind. Der Nachweis, dass im Eem-Interglazial über der Antarktis die höchste Erwärmung (vgl. JOUZEL et al. 2007), und damit vermutlich auch der höchste Humiditäts- und Abflussimpuls im Golf von Guinea innerhalb der letzten acht glazialen Zyklen (~800 ka) auftrat, erhärtet die hypothetische zeitliche Einordnung der Schotterverlagerung. Während darauffolgender spätpleistozäner Stadiale und Interstadiale des Würm-Glazials könnten sich anschließend unter deutlich reduzierter Abflussdynamik und häufig wechselnden ariden und humiden Bedingungen (vgl. DANSGAARD et al. 1993, TAYLOR et al. 1993, VIDAL et al. 1999, BLUNIER & BROOK 2001) die unterschiedlichen Patina und Verhärtungen der Schotterlagen gebildet haben. Einen weiteren Beleg hierfür liefern Untersuchungen zu wechselnden Verwitterungsintensitäten in den Einzugsgebieten des Niger (ZABEL et al. 2001) und Kongo (SCHNEIDER et al. 1997), die eine hohe Abhängigkeit zu humideren Phasen und Insolationsmaxima verdeutlichen. Rezent und vermutlich schon seit dem Übergang zum Holozän werden die Schotter und Gesteinsbruchstücke wieder aus der Matrix herausgearbeitet und verlagert (siehe Abb. 58/3 oben).

Da allerdings die Schotter und Fanglomerate nicht in den Bohrungen innerhalb der Alluvialbereiche wiedergefunden werden konnten, kann mit der auf eigenen Befunden beruhenden umweltgeschichtlichen und paläohydrologischen Interpretation erst im OIS 3 und dem *Maluékien* um 53 cal. ka BP (höchstes gefundene ¹⁴C-Alter von 48 ka BP, vgl. spätpleistozäne Einheit 1 in Kap. 8.1) eingesetzt werden. Die Sedimente sind auch deutlich jünger als solche, die beispielsweise in Südamerika oder Australien gefunden wurden, weisen aber hinsichtlich klimatischer und hydrologischer Veränderungen des Spätquartärs (OIS 1-3) verblüffende Ähnlichkeiten auf (vgl. u. a. LATRUBESSE 2003 bzw. NANSON et al. 2008). Während OIS 5e, c, a und 1 hauptsächlich stabilere, wärmere und humidere Bedingungen kennzeichnen mit maximaler Ausdehnung des tropischen Regenwaldes, markieren OIS 6 und 2 trockene und kühle klimatische Abschnitte, in denen sich Savannen (*Gramineae*) in weiten Teilen Zentralafrikas ausdehnten. Die Abschnitte 5b und d markieren einen Rückzug des Regenwaldes und eine Ausdehnung des afro-montanen Regenwaldes (*Podocarpus*) in tiefer (≥ 500 m) gelegene Gebiete. Die Flusssysteme erodierten während der feuchten Phasen von OIS 5 (besonders 5a und c) bis zum Einsetzen des *Maluékien* vermutlich große Teile der durch die vorangegangenen Aridisierungen (5b und d, 6) destabilisierten Landschaft. Durch den partiellen Rückzug des Regenwaldes und verstärkte Savannisierung begünstigt, könnten die Eemzeitlichen Talauen aus tonigen Hochflutablagerungen größtenteils abgetragen und durch Niederterrassen aus sandigen Ablagerungen ersetzt worden sein. Übergangsphasen mit weniger starken Fragmentierungen des tropischen Regenwaldes beschreiben OIS 4 und vor allem OIS 3. Zwar ist *Podocarpus* zu diesen Stadien in den Höhenlagen wieder erheblich reduziert, allerdings nehmen *Poaceae* und *Cyperaceae* zu, was für eine deutliche offenere Landschaft mit Savannen spricht (JAHNS 1996, DUPONT et al. 1999, DUPONT et al. 2000, MALEY 2001, BARKER et al. 2004).

Aufgrund der während OIS 4 (*Maluékien*) noch phasenweise und lokal erheblichen Fragmentierung des tropischen Regenwaldes und der hierdurch bedingten Destabilisierung des Landschaftsgefüges, sind unter hypothermalen Klimabedingungen mit einem als Displuvial gekennzeichnetem Niederschlagsregime phasenweise verstärkte Abtragungsprozesse und Flusssysteme mit zeitweilig hohem erosivem und fluvial-morphologischem Potential, aber insgesamt deutlich verringerten, periodischen Abflüssen zu vermuten. Da zu dieser Phase ebenfalls eine Meeresregression (*Pré-Inchirien*-Regression) um ca. 100 m unter dem rezenten Niveau stattfand, ist während der kurzen aber intensiven Niederschlags- und Abflussereignissen von erhöhten Flächenspülungs- und Einschneidungsprozessen auszugehen. Die Befunde aus den niederen Breiten lassen auf der Basis unterschiedlicher terrestrischer und mariner Belege die Vermutung zu, dass sich in einem solchen Landschaftsgefüge vorwiegend verzweigte Flüsse mit grobkörniger, sandiger Sedimentfracht und sandigen Flussbetten in Äquatorialafrika ausbil-

deten, obwohl es kaum datierte sedimentäre Lagen aus dieser Zeitphase in Äquatorialafrika gibt. GASSE et al. (1989) und POKRAS (1987) postulieren auf der Basis von fluviatil (Insolationsmaxima = intensiver Monsun bzw. Abfluss) bzw. äolisch (Insolationsminima) in marine Sedimente eingetragene Diatomeen insgesamt deutlich aridere Verhältnisse für OIS 4 (gesteigerte Deflation über NE-Passat/Harmattan). Dies ist ein deutliches Indiz für geschwächte monsunale Aktivität und adäquate Zunahme des NE-Passat-Einflusses. Dies konnte durch palynologische Studien an marinen Sedimenten aus dem Golf von Guinea (vor allem GIK16856 und 16867) bestätigt werden (vgl. Kap. 4). GIRESE et al. (1991) belegen *Maluékien*-zeitliche Ablagerungen in Verbindung mit *stone-lines* aus dem Sangha-Einzugsgebiet (SE-Kamerun). Signifikanterweise stehen auch Reduzierungen der Abflüsse von Kongo, Niger, Sanaga und Nyong in engem Zusammenhang mit Insolationsminima und Verminderung der Monsunintensität (siehe MD03-2707-Abfluss-Proxy in Beilage 4). Niedrigste Abflusswerte für Sanaga und Nyong treten zwischen ~70-62 ka BP (OIS 4) und während des LGM (OIS 2) auf. Kongruent hierzu sind Phasen erhöhten Aufquellens von Tiefenwasser und mariner Paläoproduktion im Kongo-Schwemmfächer während ariderer Phasen der OIS 2, 4 und 6 nachgewiesen worden (u. a. SCHNEIDER et al. 1994, 1997).

Während des Übergangs von OIS 4 zu OIS 3 sowie im Verlauf von OIS 3 zeigen Proxy-Daten des NGRIP-Eisbohrkerns eine Häufung von relativ gestaffelten, "kurzfristigen" Interstadialen (D/O 3-17), die erneut mit vorangehenden Erwärmungen in der Antarktis korrelieren (*Antarctic Isotopic Maxima* [AIM] 3-12 nach EPICA Members 2006), vor allem die längeren D/O-Zyklen 8, 12, 14, 16 (*Antarctic Warmings* 1-4 nach BLUNIER & BROOK 2001; siehe Beilage 4). Zusätzlich besteht eine hohe Kohäsion zu Heinrich-Ereignissen H3-6 im Nordatlantik (VIDAL et al. 1999), nach denen zeitverzögert um ~1000 Jahre die SSTs sowie Abflüsse im Golf von Guinea ansteigen und nach weiterer Verzögerung ebenso der CO₂- und besonders der CH₄-Gehalt der Atmosphäre über der Antarktis sowie über Grönland. Die erhöhten SST- und Abflussimpulse zeigen eine gewisse Abhängigkeit von Stärke und Dauer der Antarktischen Erwärmungen und D/O-Zyklen (A1-4 und D/O 8, 12, 14, 16). Insgesamt lassen sich anhand der Abfluss-Proxydaten zwei Phasen verstärkter Aktivität (61-44 und 39-27 cal. ka BP) unterscheiden, die unter steigender Insolation (Maxima um 58 und 32 cal. ka BP, mit allerdings deutlich verringerter Amplitude) verliefen. Dies führte zu Intensivierungen des Afrikanischen Monsuns mit erhöhten Niederschlägen, verstärkter Erosion, Sedimentation und fluvial-morphologischer Aktivität. In diese humidere und wärmere Phase (Würm-Interstadial, Maximum um 35 cal. ka BP) mit deutlich feuchteren Klimabedingungen (hyperthermale Phase) fällt auch das *Njilien* (ab ~40 cal. ka BP). Unter einem als Isopluvial bezeichnetem Niederschlagsregime mit ergiebigen und regelmäßigen Niederschlägen vollzog sich eine partielle Wiederausbreitung des tropischen Regenwaldes und

der Meeresspiegel stieg bis ca. 35-47 m unter dem rezenten Niveau an (*Inchirien-Transgression*). Unter starken wechselfeuchten Bedingungen überwiegt die Spüldenudation, besonders da die Rekolonialisierung durch den Regenwald insgesamt nur sehr zögerlich stattfindet. DE PLOEY (1964, 1965, 1969) und PREUSS (1986, 1990) fanden Anzeichen erhöhter fluvialer Aktivität in der westlichen Kongoregion zwischen 40-37 ka BP. Weitere Belege hierfür liefern besonders die terrigenen Ablagerungen aus den Schwemmfächern der zentralafrikanischen Flüsse. Auch der Nil, dessen Haupttributäre ebenfalls den äquatorialen Bereich entwässern, zeigt verstärkten Abfluss. Die für die niederen Breiten Afrikas ältesten Ablagerungen aus fluvialen Systemen entstammen dieser Zeitphase (vgl. Kap. 4.2.2). Dass die erneuten Abflussimpulse unter erheblich gedämpftem Monsun deutlich vermindert (im Gegensatz zu 5 a, c und e) auftreten, wird zum größten Teil auf die glazialen Randbedingungen zurückgeführt. Dieser Umstand könnte ein Grund für die Erhaltung der in diese Zeitphase datierten alluvialen Ablagerungen aus dem Untersuchungsgebiet sein. Die Sedimentarchive der Einheit 1 liefern nämlich für diese dynamische Phase einige wenige aber signifikante Belege. Diese deuten gesteigerte fluviale Prozesse in einer weitgehend instabilen Landschaft an. Tonige Ablagerungen, welche sich im mit dem Holozän vergleichbaren, klimatisch stabilerem Eem-Interglazial abgelagert haben müssten, wurden an keinem Standort gefunden und deswegen vermutlich bis zu diesem Zeitpunkt völlig ausgeräumt; sie sind nur noch im Schelfbereich indirekt nachweisbar. Die ältesten Sedimente aus dem Ntem-Binnendelta (Standorte L08 und L14) können zeitlich in die feuchteste, beginnende Phase des OIS 3 eingeordnet werden. Sie repräsentieren ehemalige *Palaeochannels* in einem breiten, neo-tektonisch stark geprägten Alluvialbereich des Ntem-Binnendeltas. Vermutlich fanden entlang markanter Bruch- und Verstellungslinien innerhalb des Deltas phasenweise Schüttungen sandiger Sedimentfrachten statt, mit der Ausbildung von Hauptentwässerungslinien und versumpfter Bereiche. Untersuchungen auf den Gehalt an Opal-Phytolithen in ausgewählten Proben, ergaben für den Standort Meyo Ntem (L08) im Ntem-Binnendelta die Erkenntnis, dass im Sediment eine hohe Anzahl Schwammnadeln (*Spiculae*) erhalten sind, die ein Zeiger für deutlich feuchte Verhältnisse und teilweise lakustrine Bedingungen sind (vgl. Kap. 4.3.2.3). An beiden Standorten wurden zudem hohe Gehalte an Makroresten innerhalb der sehr sandigen Matrix gefunden. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-31.4 und -29.6 ‰) signalisieren C_3 -dominierte Vegetationsgesellschaften. Diese deuten darauf hin, dass in diesem Untersuchungsgebiet oder zumindest an den Standorten entlang der Flüsse der Regenwald größtenteils erhalten geblieben ist (fluviale Refugien), konform zu mehreren Studien aus dem äquatorialen Afrika (u. a. HAMILTON 1976, COLYN et al. 1991, MALEY 2001).

Ein Einzelbefund von Mankako entlang des Boumba im SE Kameruns dokumentiert ebenfalls einen gesteigerten fluviale Impuls um ~50 cal. ka BP. Aufgrund des deutlich

feinsandigeren Charakters der Sedimente werden allerdings weniger turbulente Bedingungen vermutet. Auch hier deutet ein $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (-29.6 ‰) auf den Erhalt eines C_3 -dominierten Vegetationshabitats.

Eine breite, neo-tektonisch weniger beanspruchte Talaue wird für den Nyong angenommen, wo bei Akonolinga Zeugnisse gesteigerter fluvialer Aktivität zwischen 46 und 36 cal. ka BP erschlossen werden konnten (L23, 28 und NY11, 13). Hier hat sich über Basement eine Niederterrasse aus sandigen Ablagerungen aufgeschüttet. Die nächst jüngeren Sande am Standort Akonolinga sind generell gröber, was eine nochmalige Steigerung des Abfluss zum letzten Isolationsmaximum belegt. Weitere Indizien aus diesen Archiven deuten darauf hin, dass reduzierte Abflüsse bis etwa 22 cal. ka BP andauerten (C23, NY13). Die Befunde von Akonolinga lassen zudem die Hypothese zu, dass sich das Hauptgerinnebett im Laufe des dokumentierten Sedimentationszeitraumes sukzessiv nordwärts in Richtung rezentes Flussbett verlagert hat. Dies kann vor allem durch die stark ausgebildeten Kornverfeinerungssequenzen belegt werden. Allerdings bleibt unklar, ob der Tetar als Teil des Proto-Nyong zu betrachten ist oder als unabhängiger Tributär. Die meisten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-18.1, -19.6, -20.1 ‰) vom Standort Akonolinga deuten auf eine stark von C_4 -Pflanzen beeinflusstes Biom am Standort Akonolinga. Der um -20 ‰ fluktuierende $\delta^{13}\text{C}$ -Wert kann zum einen als Indiz für eine Regenwald-Savannen-Mischvegetation angesehen werden (vgl. SCHWARTZ et al. 1995, RUNGE 2002, GIRESSE et al. 2008) oder zum anderen die hohe Präsenz von Pionierarten dokumentieren. Es wird daher für diesen Untersuchungsraum ein vergleichbarer, umweltgeschichtlicher Landschaftscharakter wie heute vermutet, in einem Savannen-Regenwald-Übergangsbereich mit Refugienwald entlang der Aue (Galleriewald) während ariderer Phasen.

Die nächst jüngeren Sedimente vom Standort Akonolinga werden der Einheit 2 zugeordnet. Sie demonstrieren nochmals ansteigende Humidität sowie fluvial-morphologische Aktivität im Zuge eines Isolationsmaximums (~32 cal. ka BP) des ausgehenden OIS 3. Während regional verstärkt Podsolisierungsprozesse auftreten (DE PLOEY 1965, PREUSS 1986, SCHWARTZ et al. 1986, KADOMURA 1995) bilden sich im Ntem-Binnendelta Überschwemmungssümpfe (Aya'Amang, L37). Ähnliche Verhältnisse beschreiben THOMAS & THORP (1980, 2003) für den Unterlauf des Moinde in Sierra Leone um 36 ka BP. Tropische Sümpfe, Überflutungs- und Feuchtbereiche werden als Hauptquellen und -Senken der natürlichen atmosphärischen CH_4 -Konzentration angesehen (LOULERGUE et al. 2008). Die gesteigerten CH_4 -Konzentrationen während der humideren Phasen können daher als weiterer Beleg für ausgedehnte Feuchtgebiete und Sümpfe herangezogen werden (siehe Beilage 4). Im Binnendelta untermauert das sandige, an organischer Substanz und Makroresten angereicherte Sedimentarchiv bei Nnémeyong (L25) die Persistenz relativ humider Bedingungen und C_3 -dominierter Ve-

getation (-29.1 und -27.0 ‰) bis etwa 26 cal. ka BP. Die erneute Intensivierung des Monsuns vor dem Übergang zu OIS 2 ist an mehreren weiteren west- und zentralafrikanischen Archiven dokumentiert. So zeigen äquatornahe Seen hohe Wasserstände, darunter der Tschad-See und die Seen Bosumtwi in Ghana und Barombi Mbo in Kamerun.

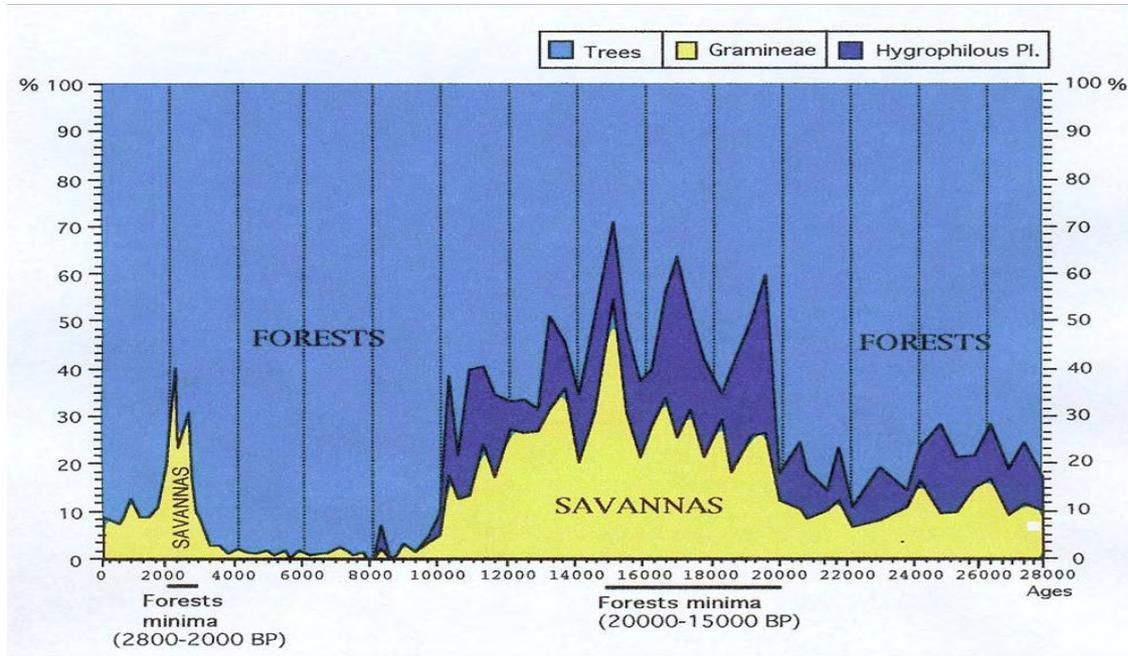


Abb. 59: Vereinfachtes Pollendiagramm von Barombi Mbo (aus MALEY 2002)

Bei beiden Seen reichen die Paläoumweltdaten bis etwa 32 ka BP zurück. Sie belegen den partiellen Erhalt des immergrünen Regenwaldes (*Caesalpinaceae*) von 32 bis etwa 24 ka BP. Zum LGM hin schwindet er rund um Bosumtwi, während er in NW Kamerun stark dezimiert die kalte und aride Phase des *Léopoldvillien* überdauert (MALEY 1991, MALEY & BRENAC 1998). Auf dem Batéké-Plateau im Kongo (Ngamakala Sumpf, ELENGA et al. 1994) und am Bambili See (STAGER & ANFANG-SUTTER 1999), unweit von Barombi Mbo, konnten Anzeichen für ähnlich feuchte Verhältnisse bis 24 ka BP nachgewiesen werden, obwohl aufgrund teilweise stark variierender lokaler Randbedingungen eine besonders kritische und vorsichtige Interpretation der verschiedenen lakustrinen Sedimentarchive vorausgesetzt werden sollte.

Anschließend zeichnet sich mit dem Übergang zu OIS 2 und dem *Léopoldvillien* (~27-12 ka BP) für den Westen Äquatorialafrikas eine sehr ausgeprägte und weit verbreitete Aridifizierung ab. Unter deutlich arideren und kälteren Bedingungen mit verringerten Niederschlägen (~30-50 %) und Land- bzw. Ozeantemperaturen (~3-5°C), die mit einem Insolationsminimum (~20 cal. ka BP) während des LGM korrelieren, erfolgte eine deutliche Reduktion des Abflusses und eine erneute Destabilisierung der Landschaft. Der tropische Tiefland-Regenwald wurde großflächig durch sich von höheren Lagen ausbreitenden afromontanen Arten (*Ilex*, *Olea*, *Podocarpus*) und Savannen verdrängt

und erreichte seine letzte minimale Ausdehnung. In als *core-areas* bekannten Refugialgebieten konnte sich der Tiefland-Regenwald erhalten und später von dort aus wieder ausbreiten (vgl. Kap. 4). Die zahlreichen Theorien zur Lage und Größe der jeweiligen Refugialgebiete vermuten ein solches entlang der Küste Kameruns und Gabuns (vgl. u. a. HAMILTON 1976, 1983, LITTMANN 1987, MALEY 1987, 1989, 1991, COLYN et al. 1991, HAMILTON & TAYLOR 1991, KADOMURA 1995, LEAL 2004).

Das Ntem-Binnendelta könnte somit Teil dieses Refugiums gewesen sein. Die Rückzugsgebiete konnten vor allem als Galeriewälder entlang von Flussläufen überdauern, was anhand der Befunde vom Standort Meyos (C13 und L17) nachgewiesen werden kann. Hier haben sich von ~22-17 cal. ka BP zunächst in schluffig-toniger Matrix (C13) und später in feinsandiger Matrix Überschwemmungssümpfe gebildet, die den Erhalt einer C₃-dominierten Vegetation ($\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -29.9 bis -23.1 ‰) überliefern. Ein für palynologische Untersuchungen verwendbarer Kern von diesem Standort ist bis heute leider noch nicht ausgewertet worden. Während hier der Regenwald als fluviales Refugium überdauern konnte, schreibt MALEY (1987, 1989, 1996) den Erhalt des afro-montanen Regenwaldes am Barombi Mbo See vor allem der ausreichenden Versorgung mit Feuchtigkeit über die Atmosphäre zu. Diese wurde allerdings nicht mehr über den Monsun, sondern in Form von Stratus-Bewölkung geliefert. Diese gewährleistete über Nebelbildung ausreichende Humidität in erhöhten Lagen wie am See Barombi Mbo. Ebenso begünstigt waren küstennahe Standorte wie beispielsweise die von ELENGA et al. (1994) beschriebenen Archive im Westen der Republik Kongo und die küstennahen Refugialgebiete entlang des Golfes von Guinea.

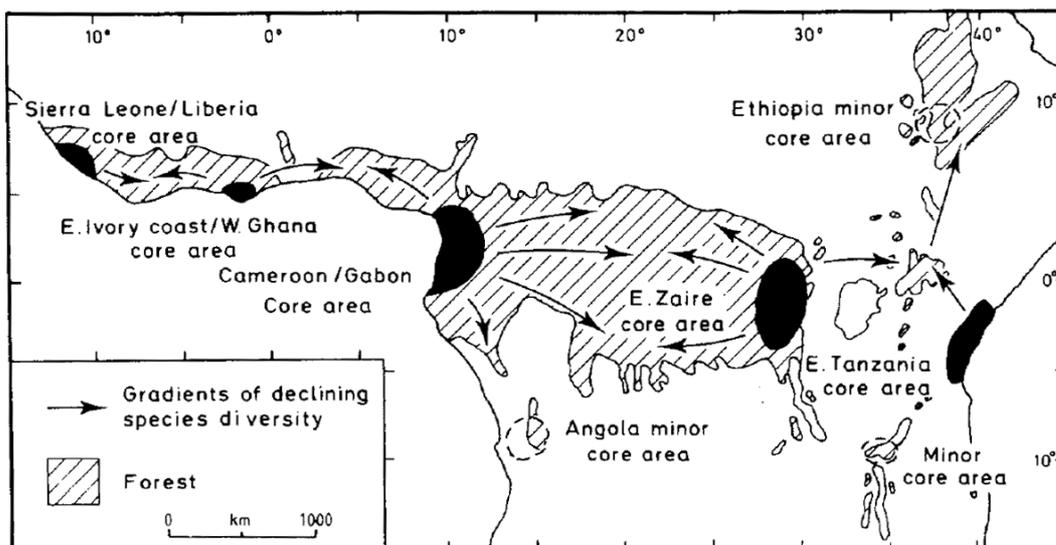


Abb. 60: Die Lage möglicher Refugialgebiete (schwarz) des tropischen Regenwaldes in West- und Zentralafrika während arider Phasen (v. a. LGM) nach verschiedenen Quellen und Gradienten abnehmender Artendiversität (aus HAMILTON & TAYLOR 1991, S. 70).

Aufgrund zunehmender globaler Abkühlung und Vereisung und damit verbundener Randbedingungen und Rückkopplungen wird zudem eine von beiden Hemisphären ausgehende Kompression des Monsungürtels durch intensivierete Temperaturgradienten und korrelierte Passatströmungen angenommen. Durch die hochglazialen Verhältnisse weiteten sich die Wirksamkeit polarer Antizyklonen, Polarfronten und kälterer Gewässer des Benguelastroms auf den Golf von Guinea aus (u. a. DUPONT et al. 1998, 2000, SHI et al. 2000, 2001, STUUT et al. 2002, 2004, GERSONDE et al. 2005, CHASE & MEADOWS 2007). Hierdurch kühlten die SSTs deutlich ab und die Effektivität der Walker- und Hadley-Zirkulation sank. Dies hatte zur Folge, dass die westafrikanische Monsunzirkulation und Feuchtigkeitsverlagerung vom Ozean zum Festland weitestgehend versiegte (vgl. Kap. 3.1.1, 3.2 und 4). Für die Lage der zu dieser Phase komprimierten oder fast aufgelösten ITCZ wird eine deutlich südlicher Position vermutet, was über besonders verstärkten Einfluss des NE-Passat (Harmattan) im nord-äquatorialen Bereich (Deflation, Dünenverlagerung, Intensivierung von *upwelling* und Paläoproduktion im Golf von Guinea) gedeutet wird (u. a. DUPONT & WEINELT 1996, JAHNS 1996, SCHNEIDER et al. 1997, DUPONT et al. 2000, GASSE et al. 2000, 2008, MARRET et al. 2001, LÉZINE & CAZET 2005). Der globale hydrologische Kreislauf war aufgrund dieser Modifikationen schwächer und die saisonale Trockenzeit beachtlich verlängert. Seespiegel zentralafrikanischer Seen sowie das Meeresniveau (*Ogolien*-Regression um bis zu 120 m) erreichten ihre Tiefststände. Für Kamerun belegen vor allem der See Barombi Mbo und der Tschadsee erhebliche Seespiegelsenkungen. Letzterer wird aus dem Adamaoua-Plateau gespeist, wo auch die Haupttributäre des Sanaga entspringen.

In dieser aridesten Phase des letzten Glazialzyklus mit maximalem Regenwaldrückzug und weit verbreiteten Savannisationsprozessen in Äquatorialafrika bildeten sich hauptsächlich verzweigte, fluvial-morphologisch weniger aktive Flusssysteme, die größtenteils mit Galleriewäldern vergesellschaftet waren. In einer insgesamt vegetationsärmeren und morphodynamisch instabileren Landschaft wurden während kurzer, heftiger Stürme (Starkregen) zwar phasenweise Ufer erodiert und teilweise Entwässerungslinien verlagert, dennoch überwiegte insgesamt die Flächenbildung gegenüber der Talbildung (vgl. u. a. KADOMURA 1995, GASSE 2000, THOMAS & THORP 2003, RUNGE 1992, 1996, 2008). Aufgrund veränderter Morphodynamik werden an vielen Lokalitäten *hillwash*- und Schotterlagen, *stone-lines* und *Ferricrete* (pedogene Krusten) gebildet. Die chemische Verwitterung und Saprolithisierung konnten unter diesen klimatischen Bedingungen (verstärkte Saisonalität) intensiver ablaufen (RUNGE 2008). Begünstigt wurden diese Einschneidungs- und Massenverlagerungsprozesse durch verstärkte Deflation und eine erhebliche Meeresspiegelabsenkung. Dies begünstigte wohl auch die Transformation von Feucht- und Überflutungsbereichen in saisonale Sümpfe und Trockenbereiche. Die saisonal auftretenden Abflussereignisse führten im Zusammenhang mit erheblicher

Verminderung der Sedimentaustrag hemmenden Vegetationsbedeckung (besonders Waldhabitats) zu der Bildung weitverbreiteter sandiger Sedimentlagen, obwohl fluviale Abfluss- und Sedimentationsprozesse im LGM am stärksten reduziert waren. Im kamerunischen Untersuchungsraum sind geringmächtige Fein- bis Mittelsandlagen ohne eingeschaltete Makroreste kennzeichnend für diesen Sedimentationszeitraum. Teilweise finden sich in den älteren Sedimentprofilen Eisenanreicherungsschichten, die mit dieser Aridifizierung in Zusammenhang gesetzt werden können (vgl. Profile B03, C28, L08, L14, L25, L37, NY11). Auch für das Kongo-Becken beschreibt PREUSS (1990) für den Zeitraum zwischen ~23-17 ka BP gesteigerte Ablagerung sandiger Sedimentlagen durch anastomosierende Flüsse. In randtropischen Regionen tritt für diesen Zeitraum des Öfteren ein Hiatus auf (z. B. THOMAS & THORP 1980, 2003, HALL et al. 1985).

Im ausgehenden LGM und *Léopoldvillien* tritt mit dem Übergang zum Holozän und OIS 1 zunächst eine sukzessive Humidisierung auf, die mit einer allmählichen Erwärmung der Antarktis ab ~17.5 cal. ka BP und eine Zunahme der Insolation korreliert (siehe Abb. 61). Zwischen ~17 und 13.5 cal. ka BP wurden die klimatischen Verhältnisse im Westen Äquatorialafrikas (< 8° N) zunehmend humider aufgrund allmählicher nordwärtiger Verlagerung der ITCZ und dadurch zunehmender Einfluss des erneut intensivierten Monsuns. Begleitet wird dieser Trend durch eine abrupte Erwärmung der Nordhemisphäre um 14.5 ka BP ("Bølling-Allerød") und anschließender Abkühlung auf beiden Hemisphären (*Antarctic Cold Reversal* – ACR, BLUNIER & BROOK 2001), die in die Jüngere Dryas überleitet. Als Ursache für die Abkühlung während der Jüngeren Dryas wird das rapide Abschmelzen der vereisten nordhemisphärischen Gebiete und vor allem das Ausfließen des glazialzeitlichen Sees Agassiz aus dem Laurentidischen Eisschild in den Nordatlantik aufgeführt, wodurch vermutlich die thermohaline Zirkulation unterbrochen wurde (BROECKER 2003). Auf die Jüngere Dryas folgt schließlich der abrupte Übergang zum Holozän nach 11 ka BP (humide hyperthermale Phase des *Kibangien A*, ~12-3.5 ka BP) und zur AHP um 9 ka (Holozänes Klimaoptimum).

Während der AHP erlebte der Sahel und die südliche Sahara ihre letzte ausgeprägte feuchte Phase und zum Höhepunkt dieses Abschnittes florierte diese Gegend, während die Mehrzahl der tropischen afrikanischen Seen über ihre Ufer traten. Diese Humidisierung ist vor allem durch eine deutlich gegenüber heute erhöhte Insolation in den niederen Breiten und dadurch maximal nach Norden (~27°N) verschobene Position der Monsoonfront bedingt (KUTZBACH & LIU 1997, GASSE 2000, LEZINÉ et al. 2005, WELDEAB et al. 2007). Das Holozän zeigt aber auch mehrere Perioden rapider Klimafluktuationen, die mit einer Abkühlung der Pole, Aridifizierung der Tropen, weit reichender atmosphärischer Zirkulationsänderungen und extremer kultureller Umbrüche assoziiert sind (DEMENOCAL et al. 2000a, NICHOLSON 2000, DEMENOCAL 2001, ALLEY et al. 2003, MAYEWSKI et al. 2004, DENTON & BROECKER 2008, WANNER et al. 2008).

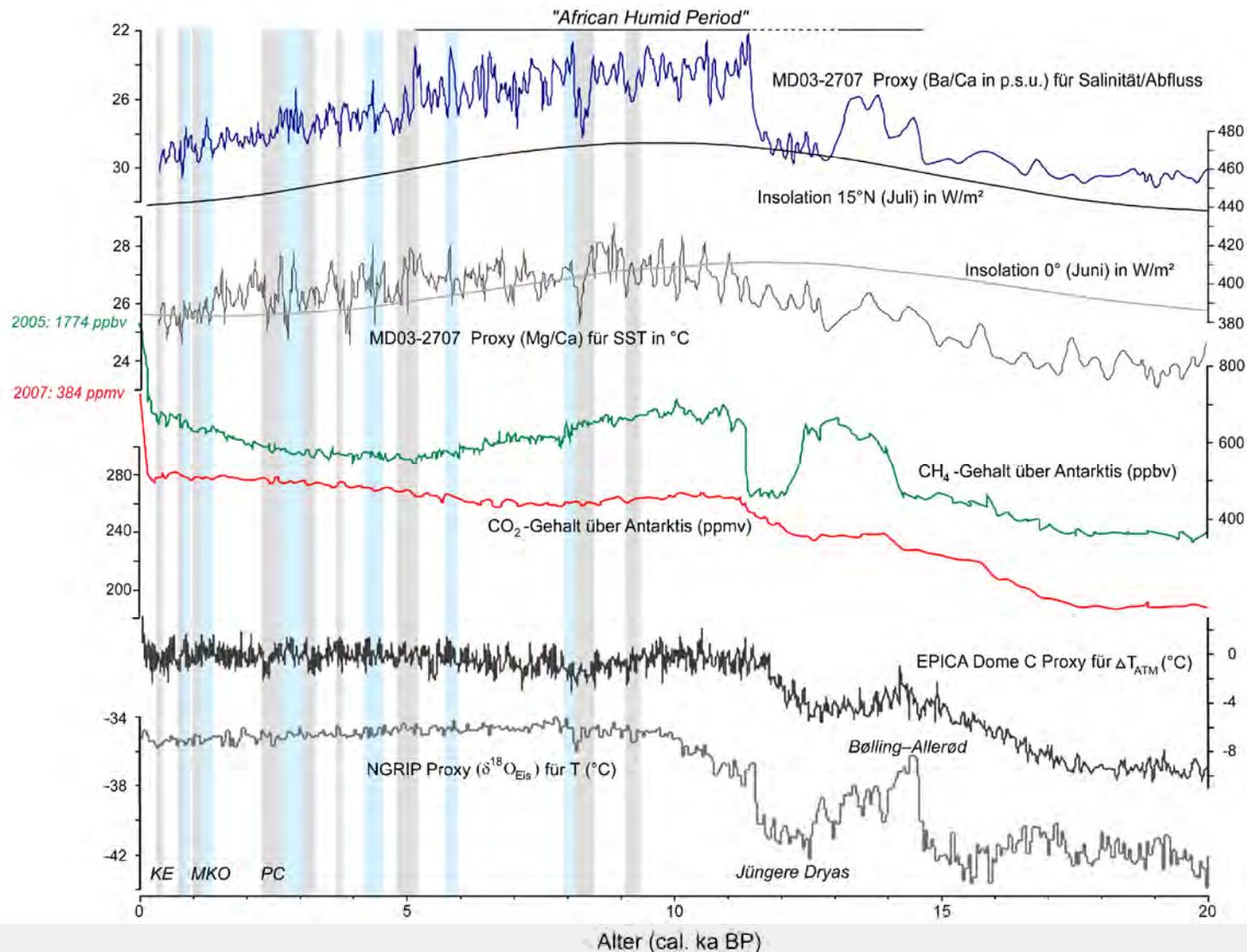


Abb. 61 : Vergleich der Proxies für Abfluss- und Meeresoberflächentemperaturschwankungen vor der Küste Kameruns (WELDEAB et al. 2007) mit Lufttemperatur- und Treibhausgasschwankungen (CO₂ nach LÜTHI et al. 2008 und CH₄ nach LOULERGUE et al. 2008) über der Antarktis (EPICA Dome C; JOUZEL et al. 2007) sowie Grönland (NGRIP Members 2004) und Insolation bei 15° N (Juli) und 0° (BERGER & LOUTRE 1991) für die letzten 20.000 Jahre. Graue Balken markieren aridere und blaue humidere Phasen im Untersuchungsgebiet während des Holozäns. KE - Kleine Eiszeit, MKO - Mittelalterliches Klimaoptimum, PC - *Péjoration Climatique* oder *First Millennium BC Crisis*.

Diese globalen Ereignisse traten, wie bereits die mit deutlich dramatischer Dauer und Amplitude verlaufenden Klimafluktuationen des letzten Glazialzyklus, in Intervallen von 1500 ± 500 Jahren auf und ereigneten sich mit zum Teil regional variierender Stärke um 9-8, 6-5, 4.2-3.8, 3.5-2.5, 1.3-1 und 0.6-0.15 cal. ka BP (MAYEWSKI et al. 2004). Sie zeigen die gleichen Muster wie bereits die pleistozänen Umwälzungen (D/O-Zyklen), verlaufen aber ab 8 cal. ka BP unter deutlich reduzierter, globaler Vereisung. Als Folge dieser teilweise abrupten Klimaoszillationen ereignen sich teilweise weit reichende kulturelle Umbrüche, die u. a. zum Untergang bedeutender und hoch entwickelter Kulturen (u. a. Akkadier in Mesopotamien, Altes Ägypten, Klassische Maya in Mexiko, Mochica in Peru und Tiwanaku in Bolivien) führten.

Das Ereignis um 6-5 cal. ka BP markiert das Ende der AHP und zudem einen Übergang zu erhöhter Saisonalität (längere Trockenzeit) und Variabilität der Niederschläge im tropischen Afrika (GASSE 2000, 2008). Um 10 cal. ka BP hatte sich die ITCZ bereits bis etwa 14° N verlagert und die einsetzende Humidisierung der westafrikanischen und sahelischen Region begünstigt. Unter erheblich gesteigerter Humidität wuchsen Abflüsse und fluvial-morphologische Aktivität zu Beginn und zum Höhepunkt (AHP) dieser Erwärmung gewaltig an. Hierauf reagierten die west- und äquatorialafrikanischen Flusssysteme mit erheblicher Zerschneidung und Umgestaltung der morphologischen Struktur ihres Gerinnebettes und ihres Alluvialbereichs.

Diese Prozesse waren im subtropischen, vegetationsärmeren Bereichen besonders signifikant (z. B. Niger Inlanddelta, GALLAIS 1967, MAKASKE 1998, 2001, LESPEZ et al. 2008; Nil, BUTZER 1980; Sierra Leone THORP & THOMAS 1992; Ghana, HALL et al. 1985, THORP & THOMAS 1992; Nigeria, GUMNIOR 2005). Durch die Remobilisierung älterer, teils unkonsolidierter Sedimentlagen wurden vielfach Hiatus in der alluvialen Architektur erzeugt (THOMAS & THORP 1995, 2003, THOMAS 2000). Auch andere vom tropischen Monsun beeinflusste Regionen wie Südamerika (LATRUBESSE 2003) und Australien (NANSON et al. 2008) zeigen diese Entwicklung. Diese zunächst sehr abrupt verlaufenden klimatischen und fluvial-morphologischen Übergänge zum Holozän können im Untersuchungsgebiet mit Einheit 3 und älteren Archiven der Einheit 4 in Verbindung gebracht werden. Die Standorte Akonolinga (Tetar-Tributär, NY13), Belabo (C13) und Mengba (C31) dokumentierten abrupte Wechsel in den Korngrößenverteilungen (von Sand zu Ton), die als Laufverlagerungen bzw. Paläomäander gedeutet werden (Kornverfeinerungssequenzen).

Die sehr humide AHP, die durch sich sukzessiv stabilisierende feuchtere und wärmere Bedingungen infolge der weltweiten Enteisung gekennzeichnet ist, konnte durch maximale Anstiege mehrerer Seen in Äquatorialafrika belegt werden (u. a. STREET & GROVE 1976, 1979, GASSE & VAN CAMPO 1994, DAMNATI 2000, GASSE 2000). Zudem belegen hemi-pelagische Sedimente des Kongo, Niger und der Flüsse Kameruns erhöhte Abflüsse

se. Der Meeresspiegel stieg zwischen 12.000 und 9000 BP im Zuge der Holozän-Transgression um ca. 90 m an. Bedingt durch die Wiederausbreitung des Regenwaldes bis zu seiner maximalen Ausdehnung und die Rückkehr zu einem isopluvialen bis pluvialen (mit einer ähnlichen Saisonalität wie der heutigen) Niederschlagsregime, stabilisierte sich anschließend das Landschaftsgefüge bei nachlassenden erosiven und fluvial-morphologischen Prozessen. In den randtropischen (westafrikanischen) Bereichen sowie in der Niläue finden gesteigerte Aggradations- und Umlagerungs- sowie Zerschneidungsprozesse innerhalb der Auen statt, die durch erhöhte Ablagerungsphasen um 15-12.5, 11-8.2 und 4.8-3.5 cal. ka BP zeitlich abgesichert werden können (ROSSIGNOL-STRICK 1983, THOMAS & THORP 2003). Dabei zeigen die küstennahen Flusssysteme zunehmend mäandrierendes Verhalten, während rund um das Niger-Inland-Delta eher verzweigte Flüsse dominieren (MAKASKE 2001, LESPEZ 2008). Ähnlich wie KADOMURA (1995) für Kamerun, PREUSS (1986, 1990) für das Kongo-Becken und KNOX (1995) für weitere tropische Regionen postulierten, kann für die südkamerunischen Flusssysteme eine generelle Tendenz zu verändertem fluvialem Verhalten hin zu mäandrierenden und anastomosierenden Fließgewässern mit sandiger Bett- und feinkörniger Sedimentfracht belegt werden. Das Holozän ist kennzeichnend für die Aufschüttung mächtiger (2-4 m), größtenteils feinkörniger Alluvionen. Für den Nyong am Standort Akonolinga, Ayos und Mengba begann ein erster Übergang zu mäandrierendem Fließverhalten vermutlich bereits ab etwa 22 cal. ka BP (Standort NY13). Im Zuge der späteren holozänen Konsolidierung des Untersuchungsgebietes bildeten sich in den Oberläufen relativ stabile Flusssysteme mit bewaldeten Uferbänken. Im Zuge verstärkter saisonaler Überflutungsphasen im Anschluss an die gesteigerte Aggradation an der Wende vom Pleistozän zum Holozän zeigen sie die Neigung zu anastomosierendem Verhalten mit vermehrter Avulsion, Verzweigung und Laufverlegung. Begünstigt wird anastomosierendes Fließverhalten im Ntem-Binnendelta vor allem durch dessen Lage in einer intrakratonischen Grabenstruktur (vgl. MCCARTHY 1993) und die vorangehende neo-tektonische Beanspruchung (SCHUMM et al. 2000, LATRUBESSE & RANCY 2000, EISENBERG 2008). Diese Transformationen werden im Unterlauf der Flusssysteme gefördert durch steigende Abflüsse sowie Sedimentfracht und Verlagerung der Erosionsbasis aufgrund eines erheblichen Meeresspiegelanstieges. Auf den Verlust seines fluvialen Gleichgewichtes reagiert der anastomosierende Ntem-Flussabschnitt im Binnendelta mit hoher Mobilität, frequenter Avulsion und Gerinnebettverlagerung. Die Standorte Nkongmeyos (L46 und L49) zeigen um 13 cal. ka BP sandige Korngrößen, die sich im Laufe des Holozäns zunehmend verfeinern (bis 30 % Ton) und anschließend wieder vergröbern. Eine ähnliche Tendenz überliefert der Standort Dizangué am Lac Ossa (Sanaga-Unterlauf) für die Zeitphase um 10 cal. ka BP. Wie schon für die Sedimenteinheiten der einsetzenden AHP zeigen auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (von -30.1 bis -27.2 ‰) dieser

Archive den Fortbestand und vermutlich eine erneute Ausdehnung von C₃-Pflanzen dominierter Vegetation.

Für das anschließende Mittel- und Spätholozän gibt es eine Fülle von Umweltarchiven (vor allem ECOFIT-Programm) aus dem Untersuchungsraum (hauptsächlich Gabun, Kamerun und Republik Kongo), die erneut deutlich klein-skaligere Klimawechsel mit Veränderungen der Saisonalität belegen. Eine erste Aridisierung ereignet sich zwischen 8.5-7.8 cal. ka BP. Dieses Ereignis wurde ebenso in den Eisbohrkernen Antarktikas und Grönlands registriert und markiert die markanteste Abkühlung während der AHP. Eine weitere, deutlich geringere Reduzierung der humiden Bedingungen, beschränkt allerdings auf die nördlichen sub-äquatorialen Bereiche, erfolgte um 7-6.6 cal. ka BP (GASSE & VAN CAMPO 1994, GASSE 2000, THOMAS & THORP 2003). Definitiv nahmen die humiden Verhältnisse mit dem Ende der AHP um 6 cal. ka BP ab und Aridisierungstendenzen seit ~5.5 cal. ka BP deutlich zu (vgl. Abb. 61). Dieser Umschwung verlief konform mit sinkender Insolation und abnehmenden SSTs. Konsequentermaßen verringerte sich die Intensität des Monsuns und daran gekoppelte Feuchtigkeitsverlagerung vom Ozean zum Kontinent. Zudem verlagerte sich der Monsungürtel nach Süden, wodurch Niederschläge und Abflüsse in Kamerun reduziert wurden, verbunden mit verstärktem Passateinfluss (Harmattan) und *upwelling* im Golf von Guinea. Eine anschließende, signifikant trockenere Phase um 4-3 cal. ka BP ist durch niedrige Seestände im Westen Äquatorialafrikas belegt und markiert den Übergang zum generell arideren *Kibangien B* (~3.5-1.7 cal. ka BP). Reduzierte hygri-sche Bedingungen sind u. a. in den Seen Sinnda (VINCENS et al. 1994, ELENGA et al. 2004), Bosumtwi (RUSSELL et al. 2003) und Sélé (SALZMANN & HOELZMANN 2005), wo der *Dahomey Gap* entstand, belegt. Im westafrikanischen Bereich nehmen die Abfluss- und Sedimentationsprozesse zwischen 7-4.5 cal. ka BP deutlich ab (THORP & THOMAS 1992). Im Gegensatz dazu belegen die Archive der kamerunischen Seen Barombi Mbo und Ossa für diese Zeit eine Zunahme des Tiefland- und Bergregenwaldes. Sedimente der Seen Kitina auf dem Batéké Plateau und Maridor in Gabun bestätigen eine vergleichbare Entwicklung. Weitere Anzeichen für eine großräumige Aridifizierung mit deutlicher Abnahme der monsunalen Tätigkeit stammen dagegen aus dem östlichen äquatorialen Bereich (vgl. GASSE 2000). Im Ntem-Binnendelta belegen die Archive der Standorte Aloum II (C11), Aya'Amang (L36 und L38) und Nyabibak (C02) für die Zeitphase von 7.8-4.9 cal. ka BP gesteigerte hygri-sche und fluvial-morphologische Bedingungen und die Dominanz vorwiegend fein- bis mittelsandiger und grobschluffiger (Nyabibak) Sedimente. Erneut enthalten diese Sedimenteinheiten hohe Anteile an Makroresten, die C₃-dominierte Vegetation ($\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -31.4 bis -26.8 ‰) signalisieren.

Für Westafrika werden ab 4.5 cal. ka BP erhöhte Abfluss- und Sedimentationsdynamik postuliert, die allerdings auch mit zunehmender anthropogener Aktivität assoziiert wird

(THOMAS & THORP 2003). Die nächst jüngeren sedimentären Lagen (Einheit 5) im Untersuchungsgebiet bezeugen eine vergleichbare Metamorphose der Abfluss- und Sedimentationsbedingungen. Am markantesten ist dabei ein Übergang zu deutlich gröberen, sandigen Faziesseinheiten um 4.6-4.2 cal. ka BP, der sowohl im Einzugsgebiet des Sana-ga (C19) und Nyong (B06), als auch im Ntem-Binnendelta (C13, L22, L36, L38) festgestellt und zeitlich datiert werden konnte. Dieser abrupte Wechsel in der Korngrößenverteilung konnte zudem in einer großen Anzahl weiterer Profile beobachtet werden, deren Sedimente allerdings nicht anhand von ^{14}C -(AMS)-Datierungen zeitlich eingeordnet wurden. Aufgrund teilweise signifikanter Affinitäten mit räumlich assoziierten und datierten Referenzprofilen für diese Zeitphase, lassen sich aber regional identisch verlaufende Prozesse erahnen. So zeigt der Befund vom Standort Mbargué (C17), etwa 40 km flussabwärts, eine hohe Analogie zu C19. Eine Kornvergrößerungssequenz an der Basis (~4.3 cal. ka BP in C19) wird überlagert von einer Kornverfeinerungssequenz, was einen Wechsel von turbulenten zu stillwasserähnlichen Bedingungen an diesen Standorten belegt. Im Oberlauf des Nyong zeigen die Befunde vom Tributär Mfoumou (C27 Messa und C29 Ekoko) vergleichbare, nicht datierte Wechsel. Die meisten Befunde stammen jedoch erneut aus dem Binnendelta. Hier dokumentieren die Standorte Meyo Ntem (L43), Meyos (C13 und 14), Meyos II (L09-12), Nkongmeyos (L44 und 45), Nnémeyong (L23 und 26), Nyabessan (C16) und Nyabibak (C02) die vergleichbare Entwicklung um 4 cal. ka BP. Weitere Belege für signifikant modifizierte hygrische und fluviale Bedingungen sind an mehreren Lokalitäten (C13 und 14, C16, L22, L43, L44 und 45) zwischen diesen Vergrößerungs- und Verfeinerungssequenzen eingelagerte Paläooberflächen (palustrine, organische Sedimente und Makrorest-Schichten). Wie bereits die älteren Paläooberflächen der Einheiten 1-3, weisen auch diese eine sandige Matrix auf, die sich zur nächst höheren Schichtgrenze (Oberfläche fossiler organischer Sedimentlagen) zunehmend verfeinert (bis zu 50 % Ton, siehe Profil L22). Sie belegen vermutlich eine wiederholte, durch externe Faktoren induzierte Modifikation der fluss-systemsinternen fluvial-morphologischen und sedimentologischen Reaktionen auf sich großräumig verändernde Umweltverhältnisse. Somit erfolgte aufgrund externer und interner Impulse erneut die standortabhängige Transformation von Feucht- und Überflutungsbereichen in saisonale Sümpfe und Trockenbereiche. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-29.9 bis -27.2 ‰) bestätigen dennoch eine überwiegend von C_3 -Pflanzen dominierte Vegetation, in Korrelation mit Ergebnissen von den Seen Barombi Mbo und Ossa in Kamerun sowie einiger Seen in Gabun (NGOMANDA 2005, GIRESE et al. 2008). Ausbreitung von Savannen, die für diese Phase verstärkt nördlich von $\sim 5^\circ \text{N}$ und südlich von $\sim 5^\circ \text{S}$ belegt sind, können daher weitestgehend ausgeschlossen werden. Solche "Savannisierungen" sind für das Adamaoua-Plateau, den Westen der Republik Kongo sowie Teile der Zentralafrikanischen Republik zwischen ~ 5 -2 cal. ka BP berichtet worden (vgl. ELENGA et al. 2004; RUNGE 2002, NEUMER 2007). Lokal, wie in Teilen Kameruns und Westafri-

kas, wird dieser aride Trend durch erneut humidere Impulse um 3.5-2.5 cal. ka BP abgelöst (vgl. VINCENS et al. 1999, MARRET et al. 2006, NGOMANDA et al. 2005, GIRESSE et al. 2008; THOMAS & THORP 2003, GUMNIOR 2005). Im Untersuchungsgebiet könnten häufig und überregional auftretende Eisenanreicherungshorizonte in mehreren Profilen (B06, C02, C11, C13-14, C16, C17, C19, C21, C23, C27, C28, C31, L09-11, L16-17, L22, L28, L36-38, L45-47, L49) als Relikte sich bildender pedogener Krusten (*Ferricrete*) gedeutet werden, im Rahmen einer sich ab ~5 cal. ka BP einsetzenden Reduzierung der hygrischen und hydromorphen Verhältnissen. Dieser Zusammenhang ist allerdings aufgrund der limitierten Datierungen spekulativ. Der Horizont markiert nämlich zudem in einigen Profilen nachweislich den Grundwasserstand zur Trockenzeit, was für eine an saisonale Grundwasserschwankungen gebundene Verlagerung spricht. Überdies könnten sie die Residuen einer jüngeren ariden Phase ab ~2.8 cal. ka BP (*“First Millennium BC Crisis”*) sein.

Diese ist im Großteil der Sedimentarchive des Untersuchungsraumes auf der Basis mehrerer Proxy-Daten, vor allem Pollen, Mikrofossilien, Sapropel und Tonminerale, nachgewiesen worden (u. a. DEMENOCAL 2000, GASSE 2000, ELENGA et al. 2004, NGUETSOP et al. 2004, LÉZINE et al. 2005, WELDEAB et al. 2007, GASSE et al. 2008, GIRESSE et al. 2008), wobei einige Autoren (u. a. FONTAINE & BIGOT 1993, MORON et al. 1995, MALEY 1997, 2001) für Kamerun zunächst einen weitestgehenden Erhalt der hygrischen Bedingungen aufgrund des sich hier bevorzugt bildenden Nebels und der Nimbostratus-Bewölkung vermuten. Endgültig vollzog sich in Äquatorialafrika dieser abrupte Wechsel hin zu einem arideren Klima zwischen ~3.5-2.5 ka BP (MARCHANT & HOOGHIEMSTRA 2004, ELENGA et al. 2004, NGUETSOP et al. 2004).

Vegetationswechsel und Seespiegelsenkungen sind im Untersuchungsraum belegt (MALEY 1992, REYNAUD-FARRERA et al. 1996, JOLLY et al. 1998, MALEY & BRENAU 1998, VINCENS et al. 1999, GASSE 2000, GIRESSE et al. 2005, 2008, MARRET et al. 2006, NGOMANDA et al. 2008). Überall im westlichen Äquatorialafrika sind für diese Phase erhebliche Fragmentierung des Regenwaldes und Savannisierung nachgewiesen worden, die zwischen 2.8-2.5 cal. ka BP kulminierten (*“péjoration climatique”* oder *“First Millennium BC Crisis”*). In Kamerun belegen dies die Sedimente der Seen Barombi Mbo und Ossa (vgl. Abb. 62). Erneut öffnete sich der *Dahomey Gap* und an den untersuchten Seen breiteten sich bevorzugt Pionierarten aus. Flächenhafte Denudation und Gully-Bildung sind markante Begleiterscheinungen als Reaktion auf die neuerliche Landschaftsöffnung (KADOMURA 1995). Neben erneuten Telekonnektionen im Zusammenhang mit einem generellen Abkühlungstrend auf der Nordhemisphäre (BOND et al. 1997, MAYEWSKI et al. 2004), wird vor allem der saisonale, meridionale Dipol zwischen den SST im Nord- und Südatlantik (Interaktion zwischen NAO und der SO) als Ursache angesehen, der für erhebliche Niederschlagsvariationen in der Sahel-Zone und im Golf

von Guinea und zuweilen auch eine weiter nach Süden ausgedehnte Verlagerung der ITCZ im borealen Winter verantwortlich ist (SERVAIN 1991, FONTAINE & BIGOT 1993, FONTAINE & JANICOT 1996, PAETH & STUCK 2004). Hiermit verkettet sind ebenso zu dieser Zeitphase vermutlich zunehmende globale ENSO-Phänomene, die heute mitunter für einen generellen Rückgang der Niederschläge in diesen Regionen verantwortlich sind (FONTAINE & JANICOT 1996, MORON et al. 1995, ZHAO et al. 2007). Während starke jährliche Schwankungen zum größten Teil den oszillierenden Dipol-Gegebenheiten im Nord- und Südatlantik und dem damit einhergehenden ENSO zugeschrieben werden, sind dekadische Variationen einem ähnlichen globalen interhemisphärischen Dipol zuzuordnen (FOLLAND et al. 1986, JANICOT et al. 1998, CAMBERLIN et al. 2001), der zu Zeiten einer abkühlenden Nordhemisphäre besonders ausgeprägt ist (vgl. Kap. 3.3). Zudem markiert diese Zeitphase eine Steigerung anthropogener Einflussnahme am Landschaftshaushalt im Untersuchungsgebiet (vgl. Kap. 4.3).

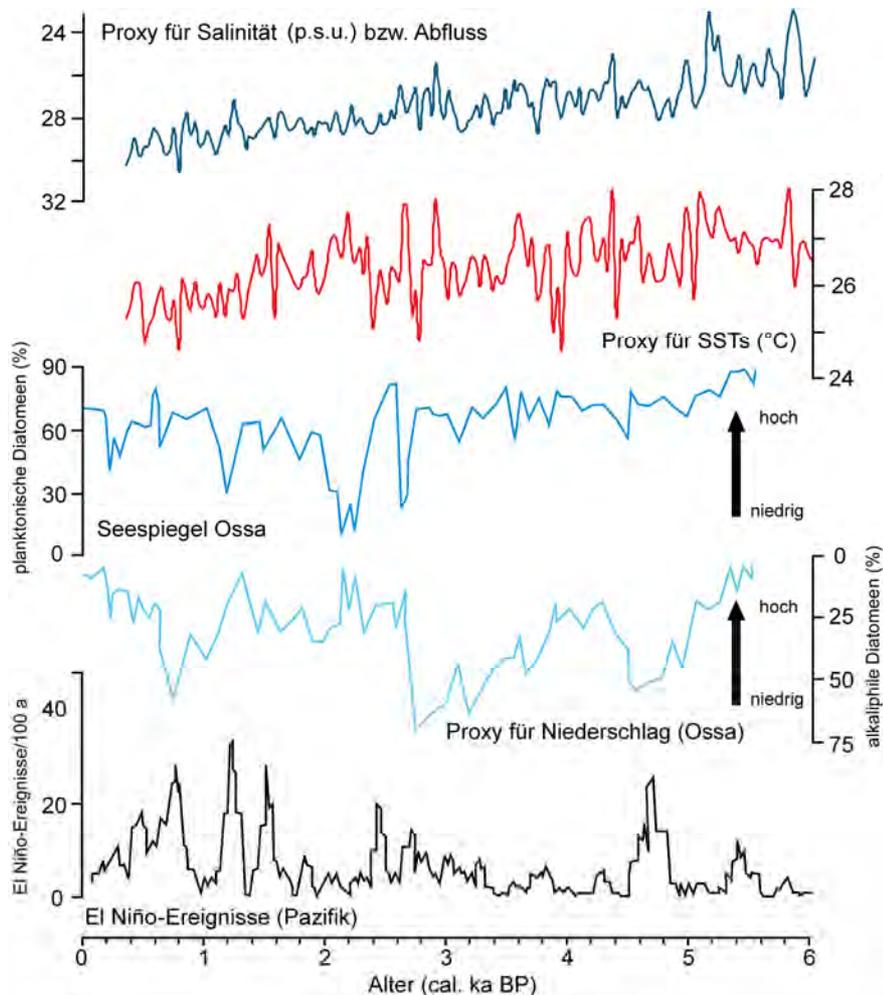


Abb. 62: Vergleich von Proxy-Daten des Kernes MD03-2707 (WELDEAB et al. 2007) mit Daten vom Ossa See (NGUETSOP et al. 2004) und Proxies für El Niño-Ereignisintensität (RODBELL et al. 1999).

Befunde aus alluvialen Sedimentarchiven stammen zum Teil aus den bereits im Zusammenhang mit der vorherigen Aridifizierung genannten Archiven. Hier dokumentieren einige Standorte (C02, 11, 13, 14, 16, 19) turbulenterer fluviale Abfluss- und Sedimentationsprozesse in abermals destabilisierten Einzugsgebieten, während andere (B06, C16, C23, C28, C31, L22, L36-38, L43-45) relativ gleichbleibende bis sich stabilisierende Tendenzen andeuten. Gesichert sind markante und abrupte Umschwünge innerhalb dieser Profile seit etwa 5 cal. ka BP, die lokal mit der einsetzenden Bildung pedogener Krusten und versumpfter Bereiche korrelieren. Eine genaue zeitliche Einordnung erfolgte jedoch an vielen Standorten nicht. Abb. 62 zeigt einen deutlichen Rückgang der Abflüsse zwischen ~3.5-1.4 cal. ka BP, unterbrochen durch eine feuchtere Phase um 3-2.7 cal. ka BP. Diese kann am Standort Ouesso (B02) im Oberlauf des Boumba durch eine deutliche Zunahme sandiger Faziesseinheiten um 2.8 cal. ka BP bestätigt werden. Die Datierung lieferte hier auch den bislang niedrigsten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -35.5 ‰. Weitere datierte sedimentäre Einheiten aus den Flusssystemabschnitten liefern die ältesten Sedimentschichten der Einheit 6. Hier zeigen die Standorte Njock (B01) im Mittellauf des Nyong und Nyabessan (vor allem C20 und L18-19) sowie Anguiridjang (L40) im Binnendelta eine erneute Zunahme sandiger Faziesseinheiten und die Bildung ausgehnter (palustriner) Paläooberflächen zwischen 2.6-2.1 cal. ka BP. Sie dokumentieren über niedrige pH-Werte und erhöhtem Eisengehalt niedermoorartige Bedingungen, die durch zeitweilige reduzierte hygrische und hydromorphe Bedingungen ausgelöst worden sein könnten. Dieser Trend reduzierter Feuchtigkeit konnte auch in den Archiven der Seen Barombi Mbo, Ossa, Kitina und Nguène belegt werden (MALEY 2002, NGUETSOP et al. 2004, NGOMANDA et al. 2008). Allerdings deuten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-31.9 bis -26.9 ‰) der datierten alluvialen Sedimente erneut auf überwiegend von C_3 -Pflanzen dominierte Vegetationsgesellschaften, ohne Indizien für eine Präsenz von C_4 -Pflanzen (Savannengräser). Die Abb. 61 zeigt für diesen Zeitraum eine Abkühlung über der Antarktis und anschließende Erwärmung in dessen Folge die SSTs und CH_4 -Gehalt der Atmosphäre ansteigen. Palynologische Studien an einem Kern aus der Paläooberfläche bei Nyabessan belegen einen Vegetationswechsel an diesem Standort um 2.5-2.4 cal. ka BP. Immergrüner Regenwald (Caesalpiniaceae) und Überflutungswald (vor allem *Raphia*) wurden durch Pionierarten und sekundären Regenwald erheblich verdrängt (siehe Abb. 21, Kap. 4.3.2.1). Da zu dieser Zeit die SSTs vor Kamerun deutlich ansteigen und die Abflüsse relativ stabil blieben, scheint eine Veränderung der Saisonalität mit einer verlängerten Wintertrockenzeit für das Untersuchungsgebiet wahrscheinlich (NGUETSOP et al. 2004, MALEY 2004, NGOMANDA et al. 2008). Diese bedingte höhere Evapotranspiration und saisonal gesteigerte Trockenheit, die einen erheblichen Rückzug des immerfeuchten Regenwaldes verursachte, der in diesem Zusammenhang eine hohe Sensitivität offenbart. Saisonal verstärkter Harmattan-Einfluss und frequentiert auftretende, konvektive Gewitterstürme (*Squall-Lines/Lignes de grains*, vgl. Kap. 3.1.1) und

Feuer begünstigen darüber hinaus die Fragmentierung in den randäquatorialen Bereichen lokal (MALEY 2004, NGUETSOP 2004). Ebenso wie deutlich zunehmende anthropogene Aktivität im Regenwaldgebiet (SCHWARTZ 1992, EGGERT et al. 2006, HÖHN et al. 2008, MEISTER 2008, NGOMANDA et al. 2008), besonders seit der Einführung der Metallurgie (um 2.6 cal. ka BP).

Obwohl seit etwa 2 cal. ka BP, im Anschluss an die großräumige Regression eine erneute, lokal teilweise verzögerte Ausbreitung des tropischen Regenwaldes im Zuge des *Subactuel* (~1.7 cal. ka BP bis 1990er Jahre) als gesichert scheint (MALEY 2004), treten um ca. 1.3, 1.1, 0.8 und 0.4 cal. ka BP nochmals reduzierte Abflüsse vor Kameruns Küste auf. Diesen voran gehen relativ erhöhte Abflussspitzen um 1.7 und besonders 1.2 sowie 0.9 cal. ka BP (Abb. 61). Diese Sukzessionen korrelieren mit global registrierten, holozänen klimatischen Umschwüngen, darunter das Mittelalterliche Klimaoptimum und die Kleine Eiszeit (BOND et al. 1999, MAYEWSKI et al. 2004, VERSCHUREN 2004, DENTON & BROECKER 2008, WANNER et al. 2008). Der letzte klimatische Umschwung, die Kleine Eiszeit, wird als bisher stärkste holozäne, nordhemisphärische Kälteeinbruchphase angesehen (DEMENOCAL et al. 2000a, VERSCHUREN et al. 2004). Beide Ereignisse führten zu erneuten Oszillationen äquatorialafrikanischer Umweltbedingungen. Regional äußerte sich dies durch modifizierte Saisonalität, gekennzeichnet durch eine verlängerte Trockenzeit. Ab 1.3 cal. ka BP zeigen die SSTs eine generelle Abnahme mit Minima um 0.8 und 0.5 cal. ka BP. Die Aridifizierung ist entlang des nördlichen Westafrikanischen Raumes deutlich ausgeprägter und mit abermals gesteigerter Regenwaldregression, Flächenabtragung, Erosion (Gullies) und Aggradation verbunden, großräumig intensiviert durch forcierte anthropogene Aktivität (u. a. DEMENOCAL et al. 2001, NGUETSOP et al. 2004, GIRESSE et al. 2008,). Aufgrund teilweise gegensätzlicher Entwicklung südlich des Äquators, wird eine abermalige deutlich weitere Verlagerung der ITCZ-Position in südliche Richtung während des borealen Winters vermutet (HAUG et al. 2001, NGUETSOP et al. 2004, BROCCOLI et al. 2006). Die Ursache für regional auftretende SST- sowie Niederschlagsanomalien scheint nun jedoch ausgeprägter an Dipol-Gegebenheiten im Atlantischen Ozean und El Niño- und La Niña-Ereignissen (Atlantischer Niño) gebunden. Diese treten seit dem Spätholozän bis in die heutige Zeit verstärkt auf und beeinflussen über entsprechende atmosphärisch-ozeanische Telekonnectionen die Temperatur- und Strömungsgegebenheiten im Golf von Guinea (vgl. Kap. 3.3). RODBELL et al. (1999) belegen eine zunehmende Intensität der El Niño- und La Niña-Ereignisse vor der Küste Ecuadors seit 15 ka BP mit der Etablierung der rezenten Periodizität (2-8.5 Jahre) um 5 ka BP. Eine vergleichbare Tendenz lieferten Untersuchungen an der Küste Perus (SANDWEISS et al. 2001). VAN GEEL et al. (1999), BOND et al. (2001) und DENTON & BROECKER (2008) betonen die erhebliche Bedeutung der schwankenden Globalstrahlung (solare Strahlungsintensität und Sonnenfleckenaktivität)

als antreibender Faktor der Erdtemperaturfluktuationen. Über die zeitliche Variation von $\delta^{14}\text{C}$ und ^{10}Be konnten vor allem nach dem Mittelalterlichen Klimaoptimum auftretende Minima der Sonnenfleckenaktivität (Wolf-Minimum um 680, Spörer-Minimum um 500 und Maunder-Minimum um 300 cal. Jahren BP) nachgewiesen werden. Zudem erreichten neolithische Siedlungsaktivitäten im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich ihren Höhepunkt, wie archäologische und archäobotanische Untersuchungen belegen (EGGERT et al. 2006, HÖHN et al. 2008, MEISTER 2008).

Der Abschnitt des Mittelalterlichen Klimaoptimums und anschließender Kleiner Eiszeit ist im Untersuchungsgebiet charakterisiert durch oszillierende Abflussimpulse, mit relativen Progressionen um 1.2 und 0.9 cal. ka BP, welche von Regressionen um 1.1 und 0.7 cal. ka BP gefolgt werden. Diese Phase kann an Abb. 61 als Abfolge zweier humider und arider Phasen ausgemacht werden, die um 0.4 cal. ka BP in eine Phase minimaler Abflüsse vor der Küste Kameruns endet. Sedimente dieser fluktuierenden Zeitphase sind in den gerinnebettnahen Profilen präsent. Die Standorte Bélabo (C14-15) am Sanaga, Akonolinga (Aufschluss), Ayos (Aufschluss) und Benana (ohne Daten) am Nyong und Meyo Ntem (L02 und L05) sowie Tom (L30) im Binnendelta belegen neben einer Vielzahl weiterer Bohrungen, deren Sedimente allerdings nicht zeitlich differenziert wurden, seit etwa 1.9 cal. ka BP die sukzessive Zunahme fein bis grob-sandiger Ablagerungen. Mehrere Autoren postulieren für diesen Zeitraum erhöhte Erosionsprozesse und die Aufschüttung einer „*Basse Terrasse*“ in weiten Teilen Nigerias, Kameruns, Gabuns und der Republik Kongo (vgl. PREUSS 1986, MALEY & BRENAC 1998a, NGOS III et al. 2003). Im Untersuchungsgebiet ist die Phase mit der Formation von organischen und makrorestreicher Lagen (Paläooberflächen) in sandiger Matrix assoziiert, deren Genese zwischen 1.1- 0.8 cal. ka BP kulminiert, unterbrochen durch eine weitere Abflussspitze mit Höhepunkt um 0.9 cal. ka BP. Die sedimentären Untereinheiten 6a und 6b kennzeichnen diesen Zeitabschnitt. An den Standorten Meyo Ntem (L02 und L05), Nkongmeyos (C32), Tom (L30) im Binnendelta, Bélabo am Sanaga (C14-15) und Akonolinga (Aufschluss) bildeten sich während und im Anschluss dieser klimatischen Oszillationen lokal Sedimentarchive, die den pleistozänen und früh-holozänen Paläooberflächen sehr ähneln, in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit allerdings weniger markant sind. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Sedimente von Untereinheiten 6a und b (-30.6 bis -25.8 ‰) attestieren an allen Standorte C_3 -dominierte Vegetation, mit Ausnahme der Standorte in der Nyong-Aue (Akonolinga, Ayos und Ebabodo).

Bezeichnenderweise kann die Verlandung eines saisonal partiell gefluteten Seitenarmes (Paläomäander) des Ngoko, in dem sich der See Mokounounou ausgebildet hat, in diese Phase eingeordnet werden. Erste Ergebnisse manifestieren die Verlandung des Zuflussbereiches durch Aggradation fein- bis mittelsandiger Sedimente (Bohrungen N02-03, 05 in Abb. 56, S. 175) zwischen ~1.2-1 cal. ka BP.

Die nächste Phase einer solchen großräumigen Transformation fällt in den Zeitabschnitt der sich anschließenden Kleinen Eiszeit und zentriert sich im Oberlauf des Nyong auf die Zeitphase um ~ 0.7 cal. ka BP. Für diese Zeit belegen die Standorte Ayos (C30 und NY08) und Ebabodo (NY05) intensive Verlandungsprozesse in Verbindung mit der erneuten Aggradation grobsandiger Sedimente. Im Anschluss erfolgt die Formation extrem organischer, sumpfig bis mooriger Sedimentarchive in weiten Teilen des verzweigten Hochflutnetzes des Nyong (vgl. Profil C30). Am Standort Lipombe II, am Mittellauf unweit von Eséka, wurden in grob- bis mittelsandigen Lagen eingeschaltete organische Taschen in die gleiche Sedimentationsphase datiert. Auch im Ntem-Binnendelta gibt es Befunde für diese Entwicklung. An den Standorten Nnémeyong (L24), Akom (L27), Tom (L31) und Nkongmeyos (L34) wurde in Gerinnebettnähe (untere Terrasse, Trockenzeit) in etwa 200-140 cm Tiefe mittel- bis feinsandige (~ 50 % mS) Sedimentlagen mit leicht jüngeren Altern (~ 0.65 - 0.6 cal. ka BP) erbohrt, die von sandigen organischen Sedimenten mit hohen Makrorestgehalten überdeckt werden. Die Genese dieser organischen Lagen konzentriert sich auf einen Abschnitt um ~ 0.45 - 0.4 cal. ka BP, dem Höhepunkt der Kleinen Eiszeit. Diese Sedimentlagen konnten in weiteren Bohrungen an den Standorten Akom (L28) und Nkongmeyos (L35) als flächenhafte Erscheinungen belegt werden. Die Befunde stammen allesamt vom nördlichsten Gerinnebett des anastomosierenden Ntem. Selbst am Standort Nyabessan (L18) kann ab etwa 0.6 cal. ka BP die verstärkte Zulieferung sandig-schluffiger Ablagerungen belegt werden. Im Unterlauf des Nyong (Dehane, B07) wurde ein vergleichbarer Befund erbohrt, mit sandiger und organischer Lage an der Basis (340-260 cm), die im Oberbereich ein ^{14}C -Alter von 400 ± 40 BP lieferte. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-30.6 bis -26.4 ‰) attestieren an allen Standorte eine von C_3 -Pflanzen dominierte Vegetation. Zum Zeitpunkt der Genese dieser Paläooberflächen zeigen die Seen im nördlichen westafrikanischen Bereich (vor allem Bosumtwi und Tschadsee) niedrige Wasserstände, während Barombi Mbo und Ossa ansteigen. Humidere Verhältnisse werden zudem aus Gabun überliefert (NGOMANDA 2005), was eine erneute Verlagerung der ITCZ nach Süden impliziert. In generellem Kontrast zum westafrikanischen monsunal geprägten Bereich weisen die ostafrikanischen Seen hohe Seespiegel auf (GASSE 2000, VERSCHUREN 2004). Diese E-W-Anomalie der monsunbedingten Humidität könnte durch die zu dieser Zeit verstärkte ENSO-Intensität initiiert worden sein, welche über atmosphärisch/troposphärisch-ozeanische Telekonnektionen den Zirkulationsmechanismus modifiziert (RODBELL et al. 1999, CHANG et al. 2006). CROWLEY (2000) und WANNER et al. (2008) führen die erhebliche Abkühlung während dieses "Mini-Stadials" auch auf starke vulkanische Aktivität (in tropischen Regionen) zurück. Nicht unberücksichtigt zu lassen ist bei diesen hypothetischen Überlegungen die Tatsache, dass der anthropogene Einfluss auf den Landschaftshaushalt zu diesem Zeitpunkt bereits ein hohes Ausmaß erreicht hat. Wie

bereits für Phasen um 4.8-4.6, 2.8-2.6 und besonders 1.6-1.2 cal. ka BP (Maximum), treten zwischen 0.8 und 0.5 cal. ka BP zudem sehr frequentiert El Niño-Ereignisse vor der pazifischen Küste Südamerikas auf (vgl. Abb. 62).

Nach ca. 0.4 cal. ka BP bis zum *Actuel* und ebenso rezent zeigen die Sedimentarchive teilweise gegensätzliche Entwicklungen. Zum einen zeigen die Profile generell Kornverfeinerungssequenzen, die aber an vielen Standorten in den obersten 20-40 cm von einer erneuten Kornvergrößerung überlagert werden. Die einzige datierte Sedimentschicht aus dieser Phase stammt vom Standort Nkongmeyos (L32) und zeigt vor allem stark fluktuierende grobsandige Faziesseinheiten. Diese ist konform mit dem rezenten Trend stark variierender Abflüsse seit Beginn der Abflussaufzeichnungen im Untersuchungsgebiet in den 1950er Jahren. Beobachtungen während der Geländebegehungen lassen eine gesteigerte Tendenz zur Aggradation vermuten, die sich durch eine Erhöhung der sandigen Bettfracht und dadurch bedingte Bildung von Sandbänken im Großteil der untersuchten Flusssystemabschnitte äußert. Hieran hat allerdings auch die zunehmende anthropogene Beeinflussung (Siedlungs- und Kultivierungsexpansion, Tropenholzgewinnung, Brandrodung etc.) vermutlich maßgeblich Anteil.

Insgesamt haben sich die alluvialen Ablagerungen der untersuchten kamerunischen Flüsse als sehr geeignet für umweltgeschichtliche Untersuchungen erwiesen. Die Arbeit liefert neben den bereits existierenden Studien (vgl. Kap. 4.2.2) aus dem westlichen, vom afrikanischen Monsun geprägten Afrika einen weiteren Beleg für die Erhaltung umweltgeschichtlich verwertbarer Sedimentarchive in ausgedehnten Alluvialebenen tropischer Flüsse. Entgegen der Komplexität der zum Teil noch unzureichend erforschten rezenten fluvialen Morphodynamik in den Tropen und der lange Zeit weitverbreiteten Annahme, die hier herrschende intensive chemische Verwitterung lasse Datierungen organischer Substanz nicht zu, zeigen die Befunde eindeutig, dass es Standorte gibt, an denen datierbare und landschaftsgeschichtlich aussagefähige Sedimentkörper erhalten bleiben können. Sie stellen ein für diese Region bisher unzureichend genutztes terrestrisches Paläoumweltarchiv bereit. Grobkörnige, sandige Sedimentlagen innerhalb der Bohrprofile sind sehr oft von feinkörnigen, tonig-schluffigen Sedimentlagen überdeckt und deuten auf Modifikationen der Abfluss- und Akkumulationsprozesse hin. Grundsätzlich können die Sedimentarchive allerdings im Laufe der jüngeren Flusssystementwicklung und -Metamorphose auch derart modifiziert worden sein, dass sie als Proxy-Daten-Archive nicht mehr oder nur bedingt verwendet werden können.

9. Bewertung und Ausblick

Abschließend wird eine kritische Evaluierung vorgenommen, bei der anfangs definierte Kernfragen und vor allem die gewählte Vorgehensweise (und eventuelle Fehlerquellen) vor dem Hintergrund des Forschungsgegenstandes und des erzielten Gesamtergebnisses erörtert werden sollen. Neben neuer Perspektiven und deren Problematik, werden zusätzlich mögliche Optimierungen und ein kurzer Ausblick geliefert.

Die im Vorfeld gewählten angewandten Methoden haben sich grundsätzlich als sehr nützlich erwiesen, besonders die zugrunde gelegten Fernerkundungsdaten (LANDSAT ETM+- und ASTER-Daten). Die über Satellitenbildszenen identifizierten Flussabschnitte konnten bis auf einige Ausnahmen (Sanaga-Mittellauf bei Monatélé, Nyong-Oberlauf bei Abong Mbang, Tributär Mfoumou, Ntem-Oberlauf bei Ngoazik und Ntem-Unterlauf bei Campo Beach) als äußerst geeignete Lokalitäten für die Erschließung verwertbarer alluvialer Sedimentarchive bestätigt werden. Dies gilt insbesondere für das Ntem-Binnendelta. Besonders hochauflösendere ASTER-Daten erlaubten die sehr genaue Ortung potentieller Archive (Altarme des Nyong bei Akonolinga, sowie zwischen Endom und Mbalmayo und Ngoko-Altarm bei Mokounounou). Wo sich allerdings in den so ausgewiesenen Gebieten die aussagekräftigsten und zeitlich am weitesten zurückreichenden Paläoumweltinformationen erhalten hatten, ließ sich nur durch eine Erkundung und Beprobung der Lokalitäten vor Ort bestimmen. Nur eine intensive Prospektion sowie anschließende Beprobung der Lokalitäten erlaubte das Ausmachen geeigneter Sedimentarchive, die Erkundung räumlicher Verteilungsmuster in den Alluvialebenen und ein Verständnis zugrundeliegender Prozess- und Formungszyklen. Viele Standortinformationen waren alleine schon wegen der hohen Vegetationsbedeckung in tropischen Regionen nicht durch Fernerkundungsmethoden erschließbar. Die über die Fernerkundung allerdings sehr gut visualisierte morphologische Struktur (Physiognomie) der Fließgewässer bzw. Flusssystemabschnitte ließ viele Rückschlüsse hinsichtlich der fluvial-morphologischen Dynamik und der Anlage von Sedimentarchiven zu, so dass bei der anschließenden Geländebegehung und Probennahme fast immer geeignete Standorte identifiziert und beprobt werden konnten.

Große Unsicherheiten und Risiken entstehen allerdings bei der Auswahl geeigneter Standorte hinsichtlich der Erfassung vorher genau definierter, umweltgeschichtlich relevanter Zeitfenster. Zwar hat sich im Verlaufe der Geländearbeiten herauskristallisiert, dass die Alter der alluvialen Sedimente mit der Entfernung vom rezenten Gerinnebett zunehmen, doch ist es im vorhinein nicht möglich gewesen innerhalb der Alluvialbereiche genau diejenigen Standorte zu bestimmen, an denen zeitlich in die Fragestellung der DFG-Forschergruppe fallende Sedimentarchive lokalisierbar sind. Die untersuchten südkamerunischen Alluvionen dokumentieren mehrere unterschiedliche, sedimentstra-

tigraphische und chronostratigraphische Zeitphasen, die bisher nur an einem Standort (Nyabessan) auf der Basis räumlich korrelierender palynologischer Befunde im Rahmen eines interdisziplinären Gesamtergebnisses diskutiert werden konnten. Dabei konnten direkt mit archäologischen Befunden zusammenhängende Standorte hier nur vereinzelt eingeschlossen werden.

Grundsätzlich können die Sedimentarchive im Laufe der jüngeren Flusssystementwicklung und -Metamorphose allerdings auch derart modifiziert worden sein, dass sie als Proxy-Daten-Archive nicht mehr oder nur bedingt verwendet werden können. Und obwohl die Interpretation dieser Archive und des fluvialen Erosions- und Sedimentationsverhaltens tropischer Flüsse im Allgemeinen mit einigen Schwierigkeiten, Einschränkungen und Fehlerquellen verbunden ist (vgl. Kap. 3.2.2 und 5.2), so tragen sie doch erheblich zur Rekonstruktion der landschaftsgeschichtlichen Genese der untersuchten Regionen bei. Schwierigkeiten, sowie weitere im Kontext der paläohydrologischen Forschung auftretende Limitierungen (vgl. Kap. 5.5) und die teilweise sehr komplexe Reaktion fluvialer Systeme auf interne sowie externe Impulse (vgl. Kap. 5.2), erschwert die Korrelation sedimentärer Einheiten bezüglich zugrundeliegender Prozess- und Formungszyklen und verhüllt möglicherweise hierfür verantwortliche (oszillierende) klimatische Impulse. Um die räumlich-zeitliche Dynamik der fluvial-morphologischen und sedimentologischen Entwicklung besser interpretieren zu können, wären weitaus umfassendere und konsolidierende Geländeaufnahmen und Befunde für die jeweiligen Standorte (z. B. über Aufschlüsse) sehr hilfreich gewesen, die allerdings den Rahmen dieser Arbeit überschritten hätten. Zusätzlich hätten weitere Datierungsmethoden (OSL) zur Verdichtung der Altersbestimmung beitragen können, um die Etablierung einer Chronostratigraphie zu unterstützen und nicht auf die Befunde organischer Ablagerungen allein angewiesen zu sein, zumal die ältesten Datierungen bereits die Nachweisgrenze der ^{14}C (AMS)-Datierungsmethode erreichten. Dennoch sind neben den grundsätzlich auftretenden Fehlerquellen bei der Altersdatierung (vgl. GEYH 2005), und dies im Besonderen beim Vergleich von Befunden zweier unterschiedlicher Methoden, die Remobilisierung und Umlagerung älterer Sedimente innerhalb der jeweils betrachteten alluvialen Sedimentarchive nicht auszuschließen.

Die alluvialen Ablagerungen der untersuchten kamerunischen Flüsse haben sich aber größtenteils als sehr geeignet für umweltgeschichtliche Untersuchungen erwiesen. Die Arbeit liefert neben den bereits existierenden Studien (vgl. Kap. 3.2.2) aus dem westlichen, vom afrikanischen Monsun geprägten Afrika einen weiteren Beleg für die Erhaltung umweltgeschichtlich verwertbarer Sedimentarchive in ausgedehnten Alluvialebenen tropischer Flüsse. Sie zeigt entgegen der Komplexität der zum Teil noch unzureichend erforschten rezenten fluvialen Morphodynamik in den Tropen und der lange Zeit weitverbreiteten Annahme, die hier herrschende intensive chemische Verwitterung lasse

Datierungen organischer Substanz nicht zu, eindeutig, dass es Standorte gibt, an denen datierbare und landschaftsgeschichtlich aussagefähige Sedimentkörper erhalten bleiben können, die ein für diese Region bisher unzureichend genutztes terrestrisches Paläoumweltarchiv darstellen. Für ausführliche paläohydrologische Untersuchungen sind die Archive jedoch nur bedingt geeignet, hauptsächlich aufgrund der in Kap. 5.5 erläuterten Einschränkungen. Die Grundlagen und wertvollsten Belege für die in dieser Arbeit aufgestellten paläohydrologischen und umweltgeschichtlichen Rekonstruktion bilden korngrößen- und paläooberflächenbasierte Interpretationen der alluvialen Sedimentarchive mehrerer Flusssystemabschnitte. Zahlreiche, zumeist als Transekte erschlossene eindimensionale Erhebungen, mit einer teilweise standortspezifisch hohen Dichte an Datenmaterial, erlauben erste Annäherungen und Hypothesen zur Genese der jeweiligen Archive und der Ausprägung der dafür verantwortlichen Prozesse und Umweltbedingungen. Trotz der zum Teil hinsichtlich Lage im Gesamtflusssystem, geologischem Untergrund, räumlicher Muster und auf diese einwirkenden Geofaktoren unterschiedlichen Lokalitäten, lassen sich standortübergeordnete, gemeinsame, zeitlich korrelierbare fluvial-morphologische und sedimentologische Entwicklungstendenzen von einander abheben, die auf überregionale (klimatische) Modifikationen hindeuten. Zwar haben sich aufgrund lokal variierender, externer Steuergrößen fluvial-morphologisch unterschiedlich ausgeprägte Flusssysteme mit korrelaten fluvialen und alluvialen Archiven geformt, die im neotektonisch geprägten Ntem-Binnendelta besonders komplex sind, so lassen sich aber dennoch teilweise zeitlich und überregional synchron ausgeprägte Wechsel der Abfluss-, Erosions- und Sedimentationsbedingungen nachweisen, die sich u. a. in der Formation von Sümpfen und Paläooberflächen sowie durch Gerinnebettverlagerungen manifestieren. Die Paläooberflächen stellen dabei besonders aussagekräftige Paläoumweltarchive, die mit einer Mächtigkeit von bis zu 120 cm mehrere Zeitphasen der Umweltgeschichte des Holozäns, LGMs und Spätpleistozäns abdecken. Diese tonigen, geschichteten Sedimentlagen sind sehr reich an organischem Material und teilweise auch Makroresten und daher ideal geeignet für palynologische Studien. An diesen Lokalitäten müssen zumindest zeitweise palustrine bis lakustrine Bedingungen geherrscht haben, die eine gleichmäßige und ungestörte Ansammlung feinkörniger, teilweise laminiertes Sedimente (Stillwasserablagerungen) begünstigten. An mehreren Standorten im Ntem-Binnendelta (Aya'Amang, L37; Nyabessan, L18 und Meyos, L17) dokumentierten solche umweltgeschichtlich verwertbare Informationen die Zeitphasen zwischen ca. 31-30 ka BP (L37), 18-14 ka BP (L17) und 2.8-2.3 ka BP (L18, 19). Verblüffend ist die Tatsache, dass das Auffinden fossiler, organischer Horizonte, Mudden und Sümpfe innerhalb der Sedimentarchive nicht nur auf ein einziges Untersuchungsgebiet bzw. Alluvialarchiv beschränkt geblieben ist, sondern in fast regelmäßiger Folge an den größten Flüssen Süd-Kameruns (Boumba, Ngoko, Ntem, Nyong und Sanaga) geglückt ist. Dabei unterscheiden sich die einzelnen Flusssystemabschnitte zum Teil erheblich bezüg-

lich ihrer morphologischen, geologischen, hydrologischen, klimatischen und ökologischen Muster. Während der untersuchte Teilabschnitt des Ntem ein anastomosierendes System darstellt, zeichnen sich die Flüsse Sanaga, Nyong, Boumba, Ngoko und Dja durch zum Teil schwach mäandrierende und teilweise geradlinige Flussabschnitte aus. Vereinzelt kommt es zu Verzweigungen innerhalb der Flusssysteme und oft werden die Flussläufe durch Sandbänke und ausstreichendes Basement zerteilt. An allen untersuchten Standorten treten innerhalb der Bohrprofile signifikanter Wechsel der Korngrößenzusammensetzung auf. Grobkörnige, sandige Sedimentlagen innerhalb der Bohrprofile sind sehr oft von feinkörnigen, tonig-schluffigen Sedimentlagen überdeckt und deuten auf Modifikationen der Abfluss- und Akkumulationsprozesse hin. Bekräftigt werden diese Befunde größtenteils durch deutliche farbliche und bodenchemische Unterschiede innerhalb der abgrenzbaren Sedimentlagen. In diesen Sedimentlagen eingeschlossene Makroreste erlauben Spekulationen zur zeitlichen Einordnung des jeweiligen Ablagerungszeitpunktes. Die über ^{14}C (AMS)-Datierungen ermittelte Zeitspanne der Paläoumweltinformationen reicht vom Spätpleistozän (älteste Datierung: 48.230 ± 6411 BP in L14) bis hin zu rezenten Altern. Vielfach treten Eisenoxidanreicherungen in Form von Flecken, Konkretionen, aber auch Horizonten (*Ferricrete*) auf, die eine hohe Dynamik der Eisenoxide manifestieren. Sie können als Maß für den Verwitterungsgrad der Böden weitere Rückschlüsse zur Umweltgeschichte liefern. Teilweise erreichen diese Lagen laterit-ähnliche Ausmaße (Dezimeter mächtige Lagen) und deuten neben Lateritkrusten an manchen Lokalitäten (z. B. Ntem-Binnendelta, Akonolinga) auf trockene Verhältnisse sowie hohe Evaporationsraten und die Bildung pedogener Krusten während ariderer Phasen. Ebenso sind Phasen intensiver Ablagerung und hoher fluvial-morphologischer Aktivität mit Phasen relativer Ruhe und einsetzender Bodenbildung unterscheidbar.

Spätpleistozäne Zeitphasen und der Übergang vom Pleistozän ins Holozän sind in manchen Profilen besonders deutlich archiviert. Entsprechende Sedimente dokumentieren Phasen unsteter und turbulenter Abfluss- und Sedimentationsbedingungen, die vor allem durch Schüttungen sandiger Sedimentfrachten mit teilweise hohem Makrorestgehalt gekennzeichnet sind. Signifikante Gemeinsamkeiten mit weiteren umweltgeschichtlichen Befunden für diese *Maluékien*- und *Njilien*-zeitliche Abflussimpulse, die mit Insolationmaxima auftreten, konnten aufgezeigt werden. Die hohe Korrelation der Ergebnisse mit weiteren terrestrischen und hemipelagischen Archiven erhärtet die aufgestellten Hypothesen und weist die Sedimentarchive kamerunischer, feucht-tropischer Flüsse als wertvolle Informationsquelle für paläoumweltliche Forschungen aus. Trotz der teilweise variierenden absoluten Alter, die sich vor allem aus der gewählten Methode und den zugrunde liegenden Referenzdaten ergeben, zeigen sich klare Übereinstimmungen. Als besonders problematisch erweist sich jedoch der Vergleich mit lakustrinen Sedimentarchiven, die als geschlossene Systeme viel Raum für Missinterpretationen bieten.

Die sehr umfangreichen palynologischen Untersuchungen aus der Region erweisen sich zwar als sehr standortabhängig, erlauben aber relativ genaue Annäherungen an vorzeitliche Ökosystemeigenschaften. Problematisch ist bei der Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte die Frage, ob die in den Archiven gespeicherte Information autochthone oder allochthone Verhältnisse widerspiegelt. Sieht man hiervon ab, ergibt sich ein weiterer Beleg für die Existenz sogenannter "fluvialer Refugien" während arider und kälterer Zeitphasen (vor allem LGM). Allerdings kann die Vegetation nicht weit genug spezifiziert werden, um eindeutige Aussagen zu Vegetationsarten zu erlauben. Es lassen sich bis auf die Standorte in der Nyong-Aue C_3 -dominierte Vegetationsgesellschaften (tropischer Regenwald) ausweisen für die erfassten Zeitphasen. Für die Nyong-Auenstandorte werden Übergangsstadien ähnlich der heutigen vermutet, wobei die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte durchaus Pionierarten anzeigen könnten (J. MALEY, persönliche Mitteilung). Für das Holozän, das sich generell durch eine Stabilisierung der externen und internen Steuergrößen auszeichnet, sind Modifikationen besonders für das Mittel- bis Spätholozän belegt, wobei die Befunde für die letztere Phase und dem *Subactuel* vermutlich verstärkt den anthropogen bedingten Einfluss auf die fluvial-morphologische Dynamik widerspiegeln. Dieser ist für das Untersuchungsgebiet in verstärktem Maß seit ~2.6 ka BP nachgewiesen worden und setzt sich rezent in Form der industriellen Forstwirtschaft in besonders hohem Maße fort (vgl. u. a. BETTI 2003, LAPORTE et al. 2007), mit möglicherweise weitgehenden Konsequenzen in naher Zukunft (HULME et al. 2001, JUSTICE et al. 2001, DELIRE et al. 2008, MOLUA 2009). Zwar zeigt der tropische Regenwald gegenüber Savannenökosystemen fortschreitende Tendenz (Vordrängen des Waldes in Savannengebiete, vgl. YOUTA HAPPI 1998), was u. a. auch durch die (anthropogen induzierte) CO_2 -Konzentrationserhöhung der Atmosphäre bedingt ist ("CO₂-Düngung"). Doch geben bisher höchste CO_2 - (384 ppmv, 30 % höher als in den letzten 420.000 Jahren) und CH_4 -Konzentrationen (1774 ppbv, 250 % höher als in den letzten 650.000 Jahren) Grund zur Besorgnis. Mögliche Auswirkungen steigender Treibhausgaskonzentrationen werden vor allem hinsichtlich der globalen Erwärmung kontrovers diskutiert (vgl. IPCC 2007) und Langzeitwirkungen sind immer noch nicht völlig geklärt. Nach gegenwärtigem wissenschaftlichen Kenntnisstand sind jedoch vor allem aufgrund der anthropogenen Verstärkung des natürlichen Treibhausgaseffektes negative Auswirkungen zu erwarten. Neben steigender Verbrennung fossiler Brennstoffe werden vor allem die Abholzung der Regenwälder (als natürliche Senken), industrielle Emissionen und Landnutzungsveränderungen (Land- und Viehwirtschaft) als hauptsächliche Ursachen für Modifikationen der Treibhausgaskonzentrationen angesehen.

Die paläoumweltgeschichtliche Datengrundlage für das Holozän ist umfassend und erlaubt weitreichende, jedoch überregional teils abweichende Interpretationsmöglichkeiten. Vor allem auf Grund dieser Tatsache und angesichts des Mangels an weiteren pa-

läohydrologischen Befunden für Süd-Kamerun, sind die Ergebnisse als erste Annäherungen zu verstehen. Weiterführende Untersuchungen können zu einer Verdichtung der Datengrundlage führen. Zur weiteren Erhärtung der Hypothesen sind bereits weiterführende Untersuchungen eingeleitet worden, die vor allem auf die Einbindung weiterer Proxy-Daten abzielen. Erste mikroskopische Untersuchungen zum Nachweis von silikatischen Opal-Phytolithen in ausgewählten Proben der Ablagerungen der kamerunischen Flüsse erwiesen sich als durchaus vielversprechend. Zudem wurden Schwammnadeln (*Spiculae*) in Sedimentlagen gefunden, die Hinweise auf hygrische Verhältnisse liefern. Mehrere Zeitphasen abdeckende Proben werden auf die Präsenz von Diatomeen und deren Aussagewert hin untersucht. Schließlich werden Tonminerale analysiert, um den Nachweis zu ermöglichen, dass die Sedimente aus dem Kern MD03-2707 tatsächlich aus den Einzugsgebieten Kameruns stammen (vgl. WELDEAB et al. 2002, 2007).

Mehrere Studien belegen die hohe Variabilität zentralafrikanischer Niederschläge und Abflüsse in der jüngsten Vergangenheit (NICHOLSON 1980, 1986, 2000, MORON et al. 1995, SERVAT et al. 1996, JURY 2003, LIENOU et al. 2008). Die verstärkt und deutlich ausgeprägter auftretenden ENSO-Phänomene und deren immer noch nicht eindeutig geklärte Zusammenhänge mit dem "Atlantischen Niño", stellen im Kontext der globalen Erwärmung für Äquatorialafrika aktuell die bedeutendste Klimavariablen dar (DIAZ et al. 2001, REDELSPERGER et al. 2006, ZHANG et al. 2006, PAETH et al. 2008). Hinsichtlich der Aktualität dieses Forschungsbeitrages sind vor allem die jüngsten Ergebnisse zu Treibhausgaskonzentrationschwankungen (LOULERGUE et al. 2008, LÜTHI et al. 2008) und der sich verdichtenden Hinweise einer möglichen Schlüsselrolle des tropischen Klimasystems auf globale Klimatrends von Relevanz. Die Studien belegen die zentrale Rolle tropischer Feuchtsysteme als Quellen und Senken klimarelevanter Treibhausgase. Die Ausprägung des fluvialen Charakters tropischer Flusssysteme steht somit mit diesen Prozessen in hoher Relation. Vor diesem Hintergrund ist die Reaktivierung hydrologischer Messstationen und eine Integrierung kamerunischer Flusssysteme in das *World Hydrological Cycle Observations System* (WHYCOS) der WMO dringend erforderlich (vgl. WMO 2005). Eine möglichst realistische Abschätzung möglicher Folgen des *Global Change* und die Erarbeitung möglicher zukünftiger Szenarien klimatischer und hydrologischer Veränderungen für die Tropen Afrikas können nur auf der Basis entsprechender Messwerte erfolgen.

Resümierend lassen sich alle im Vorfeld aufgestellten Kernfragen durchweg positiv beantworten, was zum einen den Stellenwert der durchgeführten Arbeit herausstellt und zum anderen auf die hohe Bedeutung und weiterhin bestehende Dringlichkeit ergänzender Forschungen in tropisch-afrikanischen Alluvialbereichen hervorhebt. Von besonderem Interesse wäre in diesem Zusammenhang die Erforschung und Korrelation mit Sedimentarchiven ostafrikanischer alluvialer Systeme.

10. Zusammenfassung

Diese Studie untersucht den Aussagewert alluvialer Ablagerungen südkamerunischer Flüsse (Boumba, Dja, Nyong, Ntem und Sanaga) für umweltgeschichtliche Fragestellungen. Die zugrundeliegenden Forschungsarbeiten mit fünf expeditionsartigen Geländekampagnen fanden im Rahmen des ReSaKo-Projektes statt, welches Teil einer interdisziplinären Forschergruppe (Archäologie, Archäobotanik und Physische Geographie) war. Diese untersuchte im Rahmen des DFG-Projektes 510 „Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika“ die zeitliche und räumliche Korrelation zwischen Klimawandel, Landnutzungsstrategien und kulturellen Innovationen. In dieser Arbeit wurde der ökologisch sensitive Bereich des tropischen Regenwaldes und dessen Übergangszone zur Savanne ausgewählt. Als Hauptziele galten dabei zum einen der Nachweis und die Interpretation umweltgeschichtlich verwertbarer Alluvionen in einer diesbezüglich bisher unerforschten Region und zum anderen die Korrelation der Befunde mit bereits vorliegenden Paläoumweltarchiven und an einigen Standorten mit den Ergebnissen der archäologischen und archäobotanischen Befunde des DFG-Projektes (Süd-Kamerun) im Rahmen eines interdisziplinären Gesamtergebnisses.

Im Vorfeld wurden mit Hilfe der Fernerkundung von Satellitenbildszenen (LANDSAT TM und ETM+ sowie ASTER) geeignete Standorte zur Beprobung von Alluvialbereichen entlang mehrerer Flusssysteme identifiziert. Anschließende geomorphologische und sedimentstratigraphische Geländeaufnahmen und zahlreiche Bohrungen in den Alluvialebenen (zumeist als Transekte durchgeführt) liefern neben Einsichten in die rezenten Formungsprozesse ein solides sedimentäres Datenarchiv (161 Handbohrungen bis maximal 550 cm Tiefe, 1093 Proben). An diesem durchgeführte bodenchemische und -physikalische Laboranalysen (Korngröße; Karbonat-, Stickstoff-, und Eisen/Mangangehalt; pH; Munsell-Farbe; C/N) und ausgewählte ^{14}C (AMS)-Datierungen (76) und ^{13}C -Bestimmungen (75) unterstützen die Rekonstruktion umweltgeschichtlicher und paläohydrologischer Verhältnisse im Untersuchungsraum.

Infolge der plattentektonischen Öffnung des Südatlantiks und späterer Ausbildung der *Cameroon Volcanic Line* unterlag der Süden Kameruns einer ausgeprägten geologisch-tektonischen Beanspruchung. Die teilweise sehr alten geologischen Formationen (Archaikum) erfuhren anschließend unter tropisch-feuchtem Klima eine intensive chemische Verwitterung und Saprolithisierung. Die Kombination endogener und exogener Formungsfaktoren sowie deren räumliche und zeitliche Varianz bedingte die Anlage einer Rumpfflächenlandschaft mit Inselbergen im nordwestlichen Randbereich des Kongo-Kratons. Solche Rumpfflächen (*Surface Intérieur*, *Plateau Sud-Camerounais*, *Surface Côtière*) und die sie begrenzenden Rumpftreppen in Richtung Atlantik bzw. Kongo-Becken sind charakteristisch für die untersuchten Einzugsgebiete. Diese sind

rezent gekennzeichnet durch perennierende Fließgewässer und subäquatoriales (Nyong, Sanaga) bis äquatoriales (Boumba, Ngoko und Ntem) Klima. Bestimmender Faktor ist hierbei der Westafrikanische Monsun und die sich saisonal verlagernde ITCZ, die im subäquatorialen Bereich zur Ausbildung einer Regen- und Trockenzeit und im äquatorialen eines bimodalen Niederschlags- und Abflussregimes führt. In Abhängigkeit externer und interner Steuergrößen, von denen Geologie, Klima, Vegetation sowie flussinterne Reorganisationen als dominanteste anzusehen sind, erzeugten die fluvial-morphologischen Prozesse differenzierte Gerinnebettphysiognomien und teilweise dazugehörige Alluvialebenen. Die heute stark saisonal geprägten Abfluss-, Erosions- und Sedimentationsbedingungen bedingen teilweise hoch dynamische fluviale Systeme. Unter dem zusätzlichen zeitlich und räumlich variierenden Einfluss von (neo-)tektonischen, klimatischen und in jüngster Vergangenheit auch anthropogenen Impulsen bildeten die um ein Gleichgewichtszustand (*equilibrium*) bestrebten fluvialen Systeme sehr komplexe Sedimentarchive, die in Abhängigkeit der ausgebildeten Fließmuster entstanden. Die linear, mäandrierend, verzweigt (*braided*) oder verflochten (*anabranching* und *anastomosing*) ausgeformten Fließmuster manifestieren sich in entsprechenden Sedimentarchiven, die ihrerseits Rückschlüsse auf die Formungsprozesse erlauben. Unter Berücksichtigung verschiedener Interpretationsschwierigkeiten bilden solche Sedimentspeicher wertvolle Paläoumweltarchive, die bevorzugt in Still- und Altwasserbereichen lokalisiert werden können. Die Interpretation von Korngrößensequenzen (Verfeinerung, Vergröberung) und Paläooberflächen (fossile organische Lagen und Horizonte) aus solchen alluvialen Sedimentarchiven stellt ein wichtiges, diagnostisches Instrument bei der Rekonstruktion paläoökologischer und paläohydrologischer Bedingungen und Veränderungen in Westen Äquatorialafrikas (Süd-Kamerun).

Während terrestrische Paläoumweltdaten für das westliche Äquatorialafrika etwa bis 30.000 Jahre vor heute (30 ka BP) zurückreichen und hauptsächlich aus lakustrinen und palustrinen Archiven stammen (vor allem *ECOFIT*-Programm), reichen Proxy-Daten aus Bohrkernen der Eiskappen und aus pelagischen sowie hemi-pelagischen Archiven (darunter mehrere Schwemmfächer afrikanischer Flüsse) zum Teil mehrere Glazialzyklen weit zurück. Obwohl der Forschungsschwerpunkt des DFG-Projekts sich auf das holozäne Zeitfenster um 3 ka BP konzentriert, ergaben die Altersbestimmungen der alluvialen Sedimentarchive Maximalalter um 50 ka BP, so dass für die synthetische Korrelation der Befunde sowie resultierender umweltgeschichtlicher Rekonstruktion bis in das Spätpleistozän (OIS 3) zurückgegangen werden kann. Die anhand mannigfaltiger Proxy-Daten (vor allem Sauerstoffisotopen, Tonmineralien, Pollen) rekonstruierten paläoökologischen und paläoklimatischen Verhältnisse belegen an Milanković-Zyklen gebundene Veränderungen der orbitalen Parameter, die Oszillation der solaren Strahlungsgegebenheiten induzierten und damit die Bilanz und Dynamik der planetarischen

Strömungs- und Zirkulationsgegebenheiten modifizierten. Global wirksame Telekon-
nektionen und Reorganisationen innerhalb der atmosphärischen, ozeanischen, kryosphä-
rischen und terrestrischen Prozesssysteme beeinflussten dadurch auch die Lage und
Ausdehnung der ITCZ, an den der afrikanische Monsun gebunden ist. Für das am Golf
von Guinea gelegene tropische und subtropische Westafrika bewirkten die Fluktuationen
der Monsunintensität vor allem Schwankungen der hygri-schen Bedingungen. Pha-
sen erhöhter Monsunintensität, die während Insolationsmaxima (Präzessionszyklus, 15°
N) auftraten (*Njilien, Kibangien A*), korrelieren mit erhöhten Temperaturen, Nieder-
schlägen und Abflüssen, sowie Stabilisierung der Landschaft infolge verstärkter Re-
genwaldausdehnung. Umgekehrt verursachten entsprechende Minima (*Maluékien, Léopoldvillien, Kibangien B*) gegensätzliche Tendenzen mit teilweise erheblichen Verände-
rungen innerhalb des Landschaftsgefüges (“Savannisierung”) und deren Formungs- und
Prozessketten. Während das Letzte Glaziale Maximum (LGM, Maximum des *Léopoldvillien*
um ca. 21-18 ka BP) die bislang letzte Kaltphase mit einem Rückgang der Tem-
peraturen in den niederen Breiten um bis zu 5° C und Niederschlagsdefiziten um bis zu
50 % markiert, trat im Zuge der “Afrikanischen Feuchtperiode” (AHP) die letzte sehr
humide Phase zwischen 14-5 ka BP auf, welche durch das *Bølling-Allerød* (um 14.5 ka
BP) eingeleitet und durch einige abrupte und markante Kälteeinbrüche (vor allem Jün-
gere Dryas um 12.8-11.5 ka BP und “8.2 ka-Event”) unterbrochen wurde. Im Zuge des
letzten Glazialzyklus’ traten zudem hemisphärisch asynchron verlaufende, kurzfristige-
re (sub-Milanković) Klimaschwankungen im Rahmen von Dansgaard-Oeschger-Zyklen
(Nordhemisphäre) und Antarktischer Isotopenmaxima/Erwärmungen (Südhemisphäre)
auf, welche die Wirksamkeit einer “bipolaren Klimaschaukel” belegen, die über Verän-
derungen der dichtegetriebenen thermohalinen Zirkulation zum Ausdruck gebracht
wird. Während des im Vergleich zum letzten Glazial relativ stabilen Holozäns scheint
dieser Mechanismus größtenteils in einem Gleichgewichtszustand zum Erliegen ge-
kommen zu sein, obwohl weiterhin Klimafluktuationen von aber weitaus geringer Amp-
litude auftreten. Diese letzten klimatischen Einbrüche im Spätholozän werden vor allem
auf schwankende Globalstrahlung (solare Strahlungsintensität und Sonnenfleckenaktivi-
tät), Vulkanismus sowie zunehmendem Einfluss des ENSO-Phänomens (“Atlantischer
Niño”) zurückgeführt. Die “*First Millennium BC Crisis*” kennzeichnet einen solchen
Wandel. Sie ist, ähnlich wie das LGM, allerdings zeitlich und räumlich weitaus weniger
ausgedehnt, mit einem signifikanten ökologischen Wandel (Savannisierungsprozessen
und Regenwald-Fragmentierung) verbunden. Dieser Umbruch wurde durch die einset-
zende Besiedlung des tropischen Regenwaldes durch Keramik herstellende, Bantu-
Volksgruppen um 4-3 ka BP vermutlich beschleunigt, wie Befunde der archäologi-
schen und archäobotanischen Teilprojekte belegen. Zeugnisse für die Einführung der
Metallurgie, sowie neolithische und eisenzeitliche Fundplätze konnten mehrfach an ver-
schiedenen Lokalitäten im tropischen Regenwald Süd-Kameruns nachgewiesen werden,

allerdings nicht innerhalb der Alluvialarchive, obwohl an einigen Lokalitäten Keramik gefunden wurde.

Die alluvialen Sedimentarchive der kamerunischen Flüsse lassen sich in sedimentäre Einheiten gliedern, die eine überregional synchrone Dynamik der Abfluss-, Erosions-, und Sedimentationsbedingungen widerspiegeln. Einschneidende klimatische und ökologische Umwälzungen, wie sie beispielsweise in Seesedimenten und Schwemmfächer größerer Flusssysteme Äquatorialafrikas dokumentiert sind, lassen sich teilweise in den alluvialen Sedimentarchiven wiederfinden. Deutliche Wechsel in den Korngrößensequenzen (Wechsel gesteigerter und verminderter fluvial-morphologischer Aktivität), zeitweise einsetzende Austrocknung und Bodenbildung innerhalb der Auenbereiche, Formierung von Auensümpfen, Mudden und Altwasserarmen (*Palaeochannels* und *Paläomäander*) sowie Gerinnebettverlagerungen sind eindeutige Indizien modifizierter Entwicklungsdynamik der Flusssysteme auf Impulse interner und externer Steuergrößen. Dabei erweisen sich die in marginaler Lage zum rezenten Gerinnebett gelegenen Standorte, an denen rezent relative Formungsruhe herrscht, als besonders aufschlussreiche und zeitlich am weitesten zurückreichende alluviale Proxy-Datenarchive. Trotz der bestehenden Schwierigkeiten bei der Interpretation tropischer Sedimentarchive (z. B. Wechsellagerungen mit kolluvialem Material, *stone-lines*, Ferricreten und Hiatusproblematik) und fluvialer Archive im Allgemeinen, sowie möglicherweise auftretender Fehlerquellen bei den Beprobungen, Laboranalysen und Datierungsmethoden, erlauben die Befunde dennoch Hypothesen bezüglich der umweltgeschichtlichen Entwicklung. Eine gewisse Unwägbarkeit entsteht allerdings bei der Projektion lokaler Ergebnisse auf regionale Skalen. Dem hieraus resultierenden Risiko wurde mit einer größtmöglichen Verdichtung des Datenmaterials entgegengewirkt. Nichtsdestotrotz verbleiben Restrisiken, die zu Fehlinterpretationen führen können, da Wechsel im Abfluss-, Erosions-, die Sedimentationsverhalten nicht nur durch klimatische Umschwünge, sondern ebenso durch Einzelereignisse (Fluten, Starkregen), (neo-)tektonische und anthropogene Einflüsse ausgelöst werden können, wobei letztere für die spätpleistozänen Befunde weitestgehend ausgeschlossen werden können. Schließlich resultieren weitere Interpretationsschwierigkeiten aus der teilweise hohen Komplexität flussinterner Reorganisationsmechanismen, wie sie vor allem im Binnendelta und dem hochdynamischen, anastomosierenden Ntem nicht auszuschließen sind.

Dennoch liefern die untersuchten alluvialen Ablagerungen ein zusätzliches, bisher unzureichend genutztes Paläoumweltarchiv, welches nicht nur klimatische und ökologische Veränderungen für das untersuchte Zeitfenster der Forschergruppe, sondern weit aus weiter zurückreichende Klimafluktuationen der letzten ca. 50 ka BP belegt. Auf dessen Grundlage kann für die südkamerunische Studienregion ein Szenario entwickelt

werden. So deuten *Njilien*-zeitlich datierte (48-45 ka BP) grobkörnige, sandige Sedimente in den Einzugsgebieten des Boumba, Nyong und im Ntem-Binnendelta auf die Verbreitung verzweigter bis verflochtener Flusssysteme. *Palaeochannels* dieser Zeitphase dokumentieren periodische Schüttungen sandiger, stark makroresthaltiger Bettfrachten in destabilisiertem Landschaftsgefüge. Dennoch manifestieren die für diese Zeitphase repräsentativen Standorte (mit Ausnahme der Nyong-Aue) den Erhalt C₃-dominierter Vegetationshabitats. Die anschließende Zeitphase des *Léopoldvillien* (LGM) ist charakterisiert durch deutlich reduzierte Abfluss- und Sedimentationsbedingungen und der Ablagerung feinsandiger Sedimentschichten. Als Reaktion auf diese generelle Aridisierung zog sich der tropische Regenwald bis auf wenige Refugialgebiete, darunter die Galleriewälder größerer Flüsse ("fluviale Refugien") zurück, unter großflächiger Ausdehnung von Savannen und weiterer Transformierung der Landschaft, die mit Denudationsprozessen (*hillwash*) und Ferralitisierungsprozessen einhergingen. Auf die Existenz fluvialer Refugien deuten die vorherrschend C₃-Vegetation anzeigenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (um -30 ‰) im Ntem-Binnendelta hin. Die nördlich gelegenen Untersuchungsgebiete (Nyong, Sanaga) werden als Übergangsgebiete zwischen Regenwald und Savanne gedeutet. Die sukzessive Humidisierung während des Übergangs vom Pleistozän ins Holozän und besonders das abrupt und rapide einsetzende *Bølling-Allerød* führte zu erneuten weit reichenden Umgestaltungen innerhalb der Alluvialbereiche. Aufgrund gesteigerten Abflusses und fluvial-morphologischer Aktivität in morphologisch noch weitestgehend unkonsolidierten Flusseinzugsgebieten, erfolgten großflächige Umlagerungen und Neugestaltungen innerhalb der Alluvialebenen, wobei verbreitet "cut and fill"-Sequenzen und Hiatus auftraten. Für diese Phase konnten mehrere Gerinnebettverlagerungen nachgewiesen werden. Die anschließende Phase maximaler Humidität (mittelholozänes Pluvial oder Afrikanische Feuchtperiode [AHP]) und Regenausdehnung ist generell charakterisiert durch eine Stabilisierung klimatischer und fluvial-morphologischer Gegebenheiten und der Ausbildung mäandrierender bis anastomosierender Fließmuster. Im gesamten Untersuchungsraum bildeten sich mächtige feinkörnige Hochflutsedimentpakete. Weitere, erneute Aridisierungen traten im Zuge eines generellen Niederschlags- und Abflussrückganges nach etwa 5 ka BP, vor allem während der "First Millennium BP Crisis" und der Kleinen Eiszeit auf. Als besonders aussagekräftige Paläoumweltarchive erwiesen sich reliktsche Auensümpfe und Mudden sowie Paläooberflächen (fossile organische Horizonte), die verschiedene Phasen der Sedimentstratigraphien besonders detailliert aufschließen und chronostratigraphische Befunde liefern. Ein solches im Binnendelta des Ntem entdecktes Archiv (Nyabessan) ist im Rahmen des archäobotanischen Teilprojektes palynologisch ausgewertet worden. Auf der Grundlage dieser Pollenanalyse konnten Ökosystemveränderungen sowie ein hygrischer und klimatischer Wandel (Saisonalität; längere Trockenzeit) um 2.5 ka BP belegt werden.

Zusammenfassend lieferten die sedimentären Einheiten über vielfache (76) C^{14} (AMS)-Datierungen (Makroreste, organisches Sediment) spätpleistozäne bis rezente Alter (48 bis 0.2 ka BP). Die zugehörigen $\delta^{13}C$ -Werte (-35.5 bis -18.0 ‰) belegen für die meisten Regionen den Erhalt C_3 -dominierter Galeriewälder ("fluviale Refugien") trotz mehrfacher Aridisierungen (z. B. LGM, "*First Millennium BP Crisis*"). Unter Berücksichtigung verschiedener Interpretationsschwierigkeiten stellen die alluvialen Sedimente wertvolle innovative Paläoumweltarchive für eine bisher diesbezüglich weitestgehend unerforschte, ökologisch sensitive (primärer bis sekundärer Guineisch-Kongolesischer Regenwald und angrenzender Regenwald-Savannen-Grenze) Region dar, die zusätzliche Informationen zu den komplexen Telekonnektionen und Rückkopplungen zwischen Klima, Ozean, fluvialen und ökologischen Systemen und anthropogener Aktivitäten bereitstellen. Die alluvialen Sedimentarchive enthalten Proxy-Daten zu regionalen Oszillationen und Prozess- sowie Landschaftsveränderungen, die frühere Befunde zur Spätquartären Umweltgeschichte des vom Monsun geprägten westlichen Äquatorialafrika komplementieren. Ebenso belegen diese die Bedeutung und Verwendbarkeit tropisch-afrikanischer alluvialer Sedimentarchive für umweltgeschichtliche Fragestellungen. Schließlich bezeugen sie zusätzlich, dass klimatische neben (neu)tektonischen Impulsen die meist entscheidende Rolle in der Dynamik und Entwicklung der südkamerunischen Landschaft und Flusseinzugsgebiete gespielt haben. Eine weitere Verdichtung der Datengrundlage mit vergleichbaren Belegen aus dem tropischen Afrika zur Bestätigung dieser Ergebnisse wären vor allem deswegen und besonders im Hinblick auf den prognostizierten *Global Change* von Bedeutung, da den tropischen Regionen eine Schlüsselrolle im Klimasystem beigemessen wird.

10. Summary

This study elucidates the value and relevance of major Cameroonian fluvial systems' (Boumba, Dja, Nyong, Ntem and Sanaga) alluvial sediments for palaeoenvironmental research. It was realized within the framework of the "Regenwald-Savannen-Kontakt (ReSaKo)"-project, as part of the interdisciplinary (archaeology, archaeobotanics and physical geography) DFG-research group 510: "Ecological and cultural changes in West and Central Africa". The research group activities focused on examining the temporal and spatial coherence of altering land-use strategies, cultural innovations and climate change during the so-called "*First Millennium BC Crisis*", including five extended fieldwork campaigns. For this approach the ecologically sensitive ecosystem of the tropical southern Cameroonian evergreen to semi-deciduous rain forest and its adjacent savanna margin had been selected. Major objectives of this study were the detection of palaeoenvironmentally interpretable alluvial sediments in a in this context hitherto unexplored region and their subsequent interpretation and correlation with already existing terrestrial and hemi-pelagical sediment archives as well as archaeological and archaeobotanical findings of the DFG-project in the context of an overall result.

After remote-sensing of satellite imageries (LANDSAT ETM+, ASTER) to detect suitable study sites across braiding, meandering and anabranching to anastomosing river sections in southern Cameroon, extended fieldworks including physiogeographic and geomorphological research methods were applied including hand-coring (161 cores) up to depths of 550 cm and sediment sampling (1093 samples) on alluvial ridges and floodplains of the fluvial systems. Laboratory studies (chemical and physical sediment analysis: texture, carbon, nitrogen, organic material, iron, pH, Munsell colour and C/N evaluation) and ^{14}C (AMS) dating as well as $\delta^{13}\text{C}$ determination of selected samples (76) substantiate the presented approach to hypothetically reconstruct the palaeoenvironmental and palaeohydrological conditions in the research area.

In consequence to the opening of the South Atlantic and the subsequent genesis of the Cameroon Volcanic Line the southern Cameroonian study regions experienced a pronounced geological fragmentation which was accompanied by intense neo-tectonic activity. The partially very old (Archaic) geological formations thereafter underwent strong chemical weathering and saprolitization under humid tropical climate. The combination and spatial as well as temporal variation of endogenic and exogenic impulses generated a landscape character with peneplain surfaces, inselbergs and "*bas fonds*" (valleys) across the north-western swell of the Congo-craton. These peneplain surfaces (*Surface Supérieure*, *Surface Intérieure* or *Plateau Sud-Camerounais*, *Surface Côtière*) and adjacent peneplain steps towards the Atlantic Ocean and Congo basin are characteristic landscape features of the investigated catchment areas. Under sub-equatorial

(Nyong, Sanaga) to equatorial (Boumba, Ngoko and Ntem) climate perennial fluvial systems have developed. The dominating influence of the West African monsoon and the seasonal migration of the ITCZ determine a seasonal (dry and rainy season) precipitation and discharge regime in the sub-equatorial region and a bi-modal in the equatorial. Depending on external and internal controls such as geology, climate, vegetation and internal fluvial reorganizations the fluvial-morphological processes create sophisticated fluvial system physiognomies and appending alluvial basins. Through the distinct seasonal discharge, erosion and sedimentation cycles partially high dynamic fluvial systems emerge. Whilst adjusting towards a state of equilibrium, fluvial systems may form complex channel patterns, floodplains and associated sedimentary archives, which can be further modified under the additional temporal and spatial varying affects of (neo)tectonics, climate and anthropogenic activities. The straight, meandering, braided or anabranching to anastomosing channel patterns as well as fluvial styles are manifested in the sedimentary records, which likewise allow conclusions on their formation. In consideration of general problems and uncertainties of interpreting alluvial sediments (i.e. hiatus), these sediments, which could primarily be found across still-water locations (i.e. abandoned channels or meanders, oxbow lakes), present valuable palaeoenvironmental proxy data archives. The interpretation of sedimentary profiles and form-units (texture) as well as palaeosurfaces (gyttja, relict swamp, fossil organic layers) embedded in these multilayered, sandy to clayey alluvia offers an excellent diagnostic method for the reconstruction of palaeoenvironmental and palaeohydrological conditions and changes in western equatorial Africa (southern Cameroon).

Whereas terrestrial palaeoenvironmental proxy data for western equatorial Africa were mainly derived from lacustrine or palustrine archives and reach back to around 30 000 years BP (esp. ECOFIT programme), records from ice-shields and pelagic and hemipelagic sediments (incl. deep-sea fans of major African rivers) partially cover several glacial cycles. And although the temporal focus of the DFG-project concentrated on the period around 3000 years BP, radiocarbon dated (AMS) samples from the alluvial sediments yielded maximum ages of 50 000 years BP (50 ka BP). Therefore the synthetic correlation with other proxy data archives and corresponding palaeoenvironmental reconstruction can be extended into the Late Pleistocene (OIS 3). Palaeoecological and –climatic reconstructions based on various proxies (e.g. oxygen isotopes, clay minerals, microfossils, pollen) circumstantiate fluctuations of the solar insolation and associated modifications of planetary boundary conditions and circulations (fluxes), originally caused by Milankovitch-scale oscillating orbital constellations. Resultant global teleconnections and reorganizations within atmospheric, oceanic, cryospheric and terrestrial cycles also affected the monsoon circulation and hygric conditions over western Central Africa. Phases of strong monsoonal activity (*Njilien*, *Kibangien A*) which

evolved during insolation maxima (precession cycle, 15° N) correspond to elevated SST's, precipitation and discharge as well as stable landscape settings (rain forest expansion). Conversely, insolation minima (*Maluékien*, *Léopoldvillien*, *Kibangien B*) show opposite tendencies with widespread environmental ("savannization") changes and landscape transformations. While the Last Glacial Maximum (LGM, *Léopoldvillien*-maximum around 21-18 ka BP) marks the last coldest phase with a temperature and precipitation decrease of up to 5° C and 50 % respectively, the last most humid phase occurred during the "African Humid Period (AHP)" between 14-5 ka BP, including initial humidification during the "*Bølling-Allerød*" (around 14.5 ka BP) and several abrupt and significant cold events (esp. "Younger Dryas" around 12.8-11.5 ka BP and "8.2 ka-event"). Additional sub-Milankovitch-scale climatic fluctuations, which in asynchrony recurred on the northern (Dansgaard-Oeschger cycles) as well as southern (Antarctic Isotope Maxima/warmings) hemisphere, attest the existence and effectiveness of a "bipolar see-saw" driven by atmosphere-ocean fluxes and the thermo-haline circulation. But although during the Holocene this mechanism switched into a state of equilibration, still several marked abrupt and partially globally experienced climatic fluctuations appeared. Climatic changes since the Late Holocene have also been attributed to changes in solar radiation (sun spots), volcanism and increasing impact of ENSO ("Atlantic Niño"). The in the framework of the DFG-Research group 510 investigated "*First Millennium BC Crisis*" for example implicated significant environmental changes ("savannization" and rain forest fragmentation) comparable to the LGM, although temporal and spatial less pronounced. Settling and sedentariness of ceramic-manufacturing Bantu groups in the tropical rain forest of Central Africa since around 4-3 ka BP however may have additionally intensified this alteration. This has been substantiated by findings from the archaeological and archaeobotanical sub-projects, which provide testimonials for the initiation of metallurgy as well as Neolithic and Iron Age site studies from various locations in the tropical rain forest of southern Cameroon, though no evidence originates from alluvial basins where only isolated ceramics occurred.

The alluvial sediments of the studied Cameroonian fluvial systems can be classified into multiple sedimentary units, which reflect supra-regional synchronic dynamics of discharge, erosion and sedimentation cycles. Far-reaching climatic and environmental changes in equatorial Africa, which are well documented in sediment archives of lakes and deep-sea, can also be verified from the alluvial sedimentary record. Coring transects and sedimentary profiles showing grain-size distributions and alternating sedimentary units in the stratigraphic records evidence fluvial-morphological shifts and temporal phases of desiccation and pedogenesis as well as formation of swamps, muds, oxbows and oxbow lakes (*palaeochannels* and *palaeomeanders*), which unequivocally indicates

modified dynamics of the fluvial systems in response to extrinsic and intrinsic changes. Thereby the distal to the recent active river channel located sampling sites turned out to contain the most oldest and informative (high-resolution) alluvial proxy data archives. In spite of general problems and difficulties inferred with the interpretation of fluvial deposits and connected forms in the tropics (e.g. interbedding of alluvial and colluvial sediments, inclusion/interstratification of laterite crusts and stone-lines, hiatus problem, space-time correlation) and inaccuracies arising from sampling and analysis as well as dating methods, the results nevertheless allow hypothetical reconstructions of changing environmental and fluvial-morphological conditions over the recorded period. To elucidate eventual imponderability inherited in with the drawing of projections from local to regional scales a maximum possible agglomeration of data records has been achieved. However, there still remain risks of misinterpreting because changes in discharge, erosion and sedimentation dynamics are not solely triggered by climatic change but also single extreme events (floods, torrential rain) as well as (neo)tectonic and anthropogenic impacts, whereas the latter can be largely excluded for the Late Pleistocene findings. Finally, additional difficulties arise from the complex feedbacks and reorganizations of internal fluvial processes. These are very distinct in the alluvial record of the interior delta with its chaotic and highly dynamic anastomosing Ntem river section.

Disregarding all associated uncertainties, the recovered alluvial deposits offer an up to now insufficient utilised palaeoenvironmental proxy data archive, which not only covers the ostensibly studied “*First Millennium BC Crisis*” (DFG Research group 510), but also much earlier climatic and environmental fluctuations reaching back to 50 ka BP. With the inclusion of above mentioned earlier findings, from this extensive alluvial sedimentary record a sound reconstruction scenario for the southern Cameroonian study region can be drawn. Likely, from oldest recovered *Maluékien*-age dated (48-45 ka BP) coarse sandy sedimentary units in the Boumba, Nyong and Ntem catchment areas the prevalence of braided to anabranching fluvial system patterns can be deduced. *Palaeochannels* from this period indicate periodic flushing of coarse sandy and macro-rest rich bed loads in more instable landscape and vegetation systems (fragmented rain forest). Nevertheless corresponding $\delta^{13}\text{C}$ -values rather attest the persistence of C_3 -dominated vegetation formations (with exception of the upper Nyong catchment). The successional *Léopoldvillien* (incl. LGM) is characterized by markedly reduced stream-flow and sedimentation magnitudes and the deposition of more fine-grained sandy sediments. In response to this general aridification the tropical rain forest was fragmented and reduced to isolated refuges including gallery forests across fluvial systems (“fluvial refuges”). Further “savannization” and landscape transformation favoured the enhancement of denudation (“hillwash”) and ferralitization processes. The existence of fluvial refuges could be proved by $\delta^{13}\text{C}$ -values (around -30 ‰) from sampled macro-rests and organic

sediment embedded in the alluvial sediments (esp. Ntem interior delta). Across the upper Nyong and Sanaga catchments the persistence of more transitional vegetation communities can be postulated with $\delta^{13}\text{C}$ -values around -20 ‰, typical for the rain forest-savanna margin. The successive humidification during the Pleistocene-Holocene transition and especially the abrupt initiation of the “*Bølling-Allerød*” gave rise to repeated reorganizations and transformations inside the alluvial basins. In consequence of increasing stream-flows and fluvial-morphological activity in more or less unconsolidated landscape settings, large-scale reworking and relocation of the sediments prevailed with widespread formation of “cut and fill”-sequences as well as hiatus. Accordingly, for this period in several study areas channel migrations (wandering) could be substantiated. During the following period of maximum humidity (AHP) and rain forest expansion a general stabilization of climatic and fluvial-morphological processes proceeded with generation of meandering to anastomosing fluvial patterns. This was accompanied by the deposition of thick fine-grained overbank deposits. Further shorter-termed aridifications subsequently occurred in conjunction with a general decrease of humidity after 5 ka BP and in particular during the “*First Millennium BC Crisis*” and the Little Ice Age. Relict backswamps, muds as well as palaeo-soils (fossil organic layers) embedded in the alluvial records turned out to be most valuable palaeoenvironmental archives, providing outstanding sediment- and chronostratigraphic details for various periods and time-scales. One such archive, which was recovered from the Ntem interior delta (Nyabesan), has been palynologically analyzed by the archaeobotanical sub-project and yields further evidence for ecological, hygric and climatic change (seasonality, i.e. longer dry season) centred around 2.5 ka BP.

In conclusion, the multiple (76) ^{14}C -(AMS)-dated samples from organic sediments and macro-rests embedded in the sedimentary units yielded Late Pleistocene to recent ages (^{14}C -ages: 48-0.2 kyrs. BP). Corresponding $\delta^{13}\text{C}$ -values (-35.5 to -18.0 ‰) for most study areas indicate the persistence of C_3 -dominated gallery forest habitats (“fluvial rain forest refuges”) despite several climatic deteriorations (e.g. LGM, “*First Millennium BC Crisis*”). The tentative interpretation of the alluvial record provides excellent additional information on the complex feedbacks and teleconnections between climate, ocean, fluvial and ecological systems as well as human activity in a regionally marginal studied region with high sensitive tropical ecosystems (mature to secondary Guinean-Congolian rain forest and adjacent rain forest-savanna margin). Proxy data on regional oscillations, process and landscape variations have well been preserved in the alluvial sediment archives and thereby complement earlier results on the Late Quaternary environmental history of monsoonal western equatorial Africa. They also corroborate the significance and applicability of tropical (African) alluvial sediment archives for palaeoenvironmental questions. Finally they provide evidence that next to (neo)tectonic impulses, climate

may have played the mayor determining role in landscape and catchment dynamics and evolution in the southern Cameroonian study area. More evidence from tropical Africa should be gathered to confirm these findings, primarily because the tropical regions are believed to play a dominant role in the climate system and especially with regard to predicted global change extended studies may be of immense importance.

11. Quellenverzeichnis

11.1 Literatur

- ABRANTES, F. (2003): A 340,000 year continental climate record from tropical Africa - news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **209** (1-2), 165-179.
- ADAMSON, D.A., GASSE, F., STREET, F.A. & WILLIAMS, M.A.J. (1980): Late Quaternary history of the Nile. *Nature*, **288**, 50-55.
- ACHOUNDONG (2006): Vegetation du Cameroun. In: YAHMED, D.B. (Ed.): *Atlas du Cameroun*. Les Éditions J.A., Paris, 64-65.
- ADEGBIE, A.T., SCHNEIDER, R.R., RÖHL, U. & WEFER, G. (2003): Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **197**, 323-333.
- AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Stuttgart, 1-392.
- AKOGO, G. (2002): *Etude de cas d'aménagement forestier exemplaire en Afrique centrale. La zone de Campo-Ma'an, Cameroun*. Document FM/10F, FAO, Rom, 1-31.
- ALEXANDER, J. & LEEDER, M.R. (1987): Active tectonic control on alluvial architecture. In: ETHRIDGE, F.G. (Ed.): *Recent developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39, Tulsa, 243-252.
- ALEXANDRE, J., ALONI, K. & DE DAPPER, M. (1994): Géomorphologie et variations climatiques au Quaternaire en Afrique centrale. *Géo-Eco-Trop*, **16**, 167-205.
- ALLEN, J.R.L. (1964): Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, **3**, 163-198.
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, **5**, 89-191.
- ALLEN, J.R.L. (1978): Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, **21**, 129-147.
- ALLEN, J.R.L. (1983): River bedforms: progress and problems. In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (Eds.): *Modern and ancient fluvial systems*. Special Publication Number 6 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 19-33.
- ALVERSON, K.D., BRADLEY, R.S. & PEDERSEN, T.F. (2003): *Paleoclimate, Global Change and the Future*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1-235.
- ANHUF, D., LEDRU, M.-P., BEHLING, H., DA CRUZ JR., F.W., CORDEIRO, R.C., VAN DER HAMMEN, T., KARMANN, I., MARENGO, J.A., DE OLIVEIRA, P.E., PESSENDA, L., SIFFEDINE, A., ALBUQUERQUE, A.L. & DA SILVA DIAS, P.L. (2006): Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **239**, 510-527.
- ASLAN, A. & AUTIN, W.J. (1998): Holocene floodplain soil formation in the southern Lower Mississippi Valley: implications for interpreting alluvial paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 433-449.
- BAKER, V.R. (1978): Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: MIAL, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, 211-230.
- BAKER, V.R. (1998): Palaeohydrology and the hydrological sciences. In: BENITO, G., BAKER, V.R. & GREGORY, K.J. (Eds.): *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley, Chichester, 1-12.
- BAKER, V.R. (2008): Palaeoflood hydrology: Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, **101**, 1-13.
- BARKER, P.A., TALBOT, M.R., STREET-PERROTT, F.A., MARRET, F., SCOURSE, J. & ODADA, E.O. (2004): Late Quaternary climate variability in Intertropical Africa. In: BATTARBEE, R.W., GASSE, F. & STICKLEY, C.E. (Eds.): *Past Climate Variability through Europe and Africa*, Springer, Dordrecht, 117-138.

- BENGO, M.D. & MALEY, J. (1991): Analyses des flux polliniques sur la marge sud du Golf de Guinée depuis 135 000 ans. *Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**, 843-849.
- BENUH TIBANGE, E. (2004): *Climatic and hydrologic variations in the River Nyong drainage basin*. Maîtrise, Université de Yaoundé I, 1-107.
- BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (1984): *Milankovitch and climate. Understanding the response to astronomical forcing*. NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Volume 126, Part I, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1-510.
- BERGER, A. & LOUTRE, M.F. (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, **10**, 297-317.
- BERGER, W.H., WEFER, G., RICHTER, C., LANGE, C.B., GIRAUDEAU, J., HERMELIN, O. & Shipboard Scientific Party (1998): The Angola-Benguela upwelling system: paleoceanographic synthesis of shipboard results from Leg 175. In: WEFER, G., BERGER, W.H., RICHTER, C. et al. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Benguela Current, Sites 1075-1087, **175**, College Station, 505-531.
- BERGLUND, B.E. (1986): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley & Sons, Chichester, 1-370.
- BERLAGE, H.P. (1966): *The Southern Oscillation and world weather*. Mededelingen en Verhandelingen, Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, **88**, Staatsdrukkerij 's-Gravenhage, Nederland, 1-152.
- BERNARD, E. A. (1962): *Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain*. Mémoires de l'Académie Royale des Sciences d'Outre-mer 2, 1-232.
- BESSELES, B. & TROMPETTE, R. (1980): Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine « Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile Soudanaise ». Orléans: Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, Éditions B.R.G.M.
- BETTI, J.L. (2003): *Impact of forest logging in the Dja biosphere reserve, Cameroon*. Ministry of Environment and Forestry/PSRF, Yaoundé, Cameroon, 1-13.
- BEUNING, K.R.M., TALBOT, M. & KELTS, K. (1997): A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**, 259-279.
- BJERKNES, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163-172.
- BLUNIER, T., CHAPPELLAZ, J., SCHWANDER, J., DÄLLENBACH, A., STAUFFER, B., STOCKER, T.F., RAYNAUD, D., JOUZEL, J., CLAUSEN, H.B., HAMMER, C.U. & JOHNSEN, S.J. (1998): Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, **394**, 739-743.
- BLUNIER, T. & BROOK, E.J. (2001): Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, **109**, 109-112.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. & IVY, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**, 245-249.
- BOND, G. & LOTTI, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, **267**, 1005-1010.
- BOND, G.C., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, I., BONANI, G. & JOHNSON, S. (1999): The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the little ice age. In: CLARK, P.U., WEBB, R.S. & KEIGWIN, L.D. (Eds.): *Mechanisms of Global Change at Millennial Time Scales*. Geophysical Monograph 112. American Geophysical Union, Washington DC, 59-76.
- BOND, G.C., KROMER, B., BEER, J., MUSCHELER, R., EVANS, M., SHOWERS, W., HOFFMANN, S., LOTTI-BOND, R., HAJDAS, I. & BONANI, G. (2001): Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **294**, 2130-2136.
- BONNEFILLE, R. (1979): Méthode palynologique et reconstitutions paleoclimatiques au Cenozoïque dans le Rift Est Africain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **21**, 331-342.

- BONNEFILLE, R. & RIOLLET, G. (1988): The Kashiru sequence (Burundi) paleoclimatic implications for the last 40,000 yr BP in tropical Africa. *Quaternary Research*, **30**, 19–35.
- BRACONNOT, P., OTTO-BLIESNER, B., HARRISON, S., JOUSSAUME, S., PETERCHMITT, J.-Y., ABE-OUCHI, A., CRUCIFIX, M., DRIESSCHAERT, E., FICHEFET, TH., HEWITT, C.D., KAGEYAMA, M., KITO, A., LOUTRE, M.F., MARTI, O., MERKEL, U., RAMSTEIN, G., VALDES, P., WEBER, L. YU, Y. & ZHAO, Y. (2007): Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budgets. *Climate of the Past*, **3**, 279-296.
- BRADLEY, R.S. (1999): *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, 1-613.
- BREMMER, J.M. (1960): Determination of nitrogen in soils by the Kjeldahl method. *Journal of Agricultural Science*, **55**, 11-33.
- BREMMER, J.M. (1965): Total nitrogen. In: BLACK, C.A. (Hrsg.): *Methods of Soil Analysis. Agronomy*, **9**, 1149-1178.
- BRIERLEY, G. J. & HICKIN, E. J. (1991): Channel planform as a non-controlling factor in fluvial sedimentology: the case of the Squamish River floodplain, British Columbia. *Sedimentary Geology*, **75**, 67-83.
- BROCCOLI, A.J., DAHL, K.A. & STOUFFER, R.J. (2006): Response of the ITCZ to Northern hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, **33**, L01702, doi:10.1029/2005GL024546.
- BROECKER, W.S., TUREKIAN, K.K. & HEEZEN, B.C. (1958): The relation of deep sea sedimentation rates to variations in climate. *American Journal of Science*, **256**, 503-517.
- BROECKER, W.S., TUREKIAN, K.K. & HEEZEN, B.C. (1958): The relation of deep sea sedimentation rates to variations in climate. *American Journal of Science*, **256**, 503-517.
- BROECKER, W.S. (1998): Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, **13**, 119-121.
- BRUNNACKER, K. (1970): Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **8**, 107-115.
- BÜDEL, J. (1957): Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, **1**, 208-228.
- BÜDEL, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. Borntträger, Stuttgart, 1-304.
- BURPEE, R. W. (1972): The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90.
- BUTZER, K.W. (1980): The Holocene lake plain of north Rudolf, East Africa. *Physical Geography*, **1**, 42-58.
- BUTZER, K.W., ISAAC, G.L., RICHARDSON, J.L. & WASHBOURN-KAMAU, C. (1972): Radiocarbon dating of East African lake levels. *Science*, **175**, 1069–1079.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J. (1958): *Introduction à la géomorphologie climatique*. Courd de Géomorphologie, SEDES, Paris, 1-306.
- CALVIN, M., BASSHAM, J.A. & BENSON, A.A. (1950): Chemical transformations in photosynthesis. *Federation Proceedings*, **9**, 524–534.
- CALVIN, M. (1989): Forty years of photosynthesis and related activities. *Photosynthesis Research*, **23**, 3–16.
- CAMBERLIN, P., JANICOT, S. & POCCARD, I. (2001): Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, **21**, 973-1005.
- CARATINI, C. & GIRESSE, P. (1979): Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série D*, **288**, 379-382.
- CARSON, M.A. (1984): The meandering-braided river threshold: A re-appraisal. *Journal of Hydrology*, **73**, 315-334.

- CHASE, B.M. & MEADOWS, M.E. (2007): Late Quaternary dynamics of southern Africa's winter rainfall zone. *Earth-Science Reviews*, **84**, 103-138.
- CHANG, P., FANG, Y., SARAVANAN, R. JI, L. & SEIDEL, H. (2006): The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. *Nature*, **443**, 324-328.
- CHIANG, J.C.H., BIASUTTI, M. & BATTISTI, D.S. (2003): Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to last glacial maximum boundary conditions. *Palaeoceanography*, **18/4**, 1094, doi: 10.1029/2003PA000916.
- CHIANG, J.C.H. & BITZ, C.M. (2005): Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, **25**, 477-496.
- CHORLEY, R.J. (1962): *Geomorphology and General System Theory*, U.S. Geological Survey Professional Paper, **500 B**, U.S. Geological Survey, Washington DC.
- CLARK, J.D. & VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1964): Prehistoric culture and Pleistocene vegetation at the Kalambo Falls, Northern Rhodesia. *Nature*, **201**, 971-975.
- CLARK, D.B., XUE, Y., HARDING, R.J. & VALDES, P.J. (2001): Modeling the impact of land surface degradation on the climate of tropical North Africa. *Journal of Climate*, **14**, 1809-1822.
- CLAUSSEN, M., MYSAK, L.A., WEAVER, A.J., CRUCIFIX, M., FICHEFET, T., LOUTRE, M.-F., WEBER, S.L., ALCAMO, J., ALEXEEV, V.A., BERGER, A., CALOV, R., GANOPOLSKI, A., GOOSE, H., LOHMANN, G., LUNKEIT, F., MOKHOV, I.I., RETOUKOV, V., STONE, P. & WANG, Z. (2002): Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Climate Dynamics*, **18**, 579-586.
- CLIMAP Project Members (1976): The surface of the ice-age earth. Quantitative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18.000 years ago. *Science*, **191/4232**, 1131-1137.
- CLIMAP Project Members (1984): The Last Interglacial Ocean. *Quaternary Research*, **21**, 123-224.
- CLIST, B. (1986): Le néolithique en Afrique centrale: Etat de la question et perspective d'avenir. *L'Anthropologie*, **90(2)**, 217-232.
- CLIST, B. (1989): Archaeology in Gabon, 1886-1988. *The African Archaeological Review*, **7**, 59-95.
- CLIST, B. (1990): Des derniers chasseurs aux premiers métallurgistes: sédentarisation et débuts de la métallurgie du fer (Cameroun, Gabon, Guinée équatoriale). In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.): *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. Editions de l'ORSTOM, Paris, 458-478.
- COETZEE, J.A. (1967): Pollen analytical studies in East and Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, **3**, 1-46.
- COETZEE, J.A. (1987): Palynological intimations on the East African Mountains. *Palaeoecology of Africa*, **18**, 231-244.
- COHMAP Members (1988): Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, **241**, 1043-1053.
- COLEMAN, J.M. (1969): Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, **3**, 129-239.
- COLYN, M., GAUTHIER-HION, A. & VERHEYEN, W. (1991): A re-appraisal of palaeoenvironmental history in Central Africa: evidence for a major fluvial refuge in the Zaïre basin. *Journal of Biogeography*, **18**, 403-407.
- CONVEY, D.L. & HASTENRATH, S.L. (1978): The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation. *Monthly Weather Review*, **106**, 1280-1286.
- CRIST, R.W. (1932): Along the Llanos-Andes border in Zamora, Venezuela. *Geographical Review*, **22**: 411-422.
- CROWLEY, T.J. (2000): Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, **289**, 270-277.
- DAMNATI, B. (2000): Holocene lake records in the Northern Hemisphere of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **31/2**, 253-262.

- DANSGAARD, W. & TAUBER, H. (1969): Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science*, **166**, 499-502.
- DANSGAARD, W., CLAUSEN, H.B., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., JOHNSEN, S.F., KRISTINSDOTTIR, P.M. & REEH, N. (1982): A new Greenland deep ice core. *Science*, **218/4579**, 1273-1277.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, H.S., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.S., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, **364**, 218-220.
- DAVIS, W.M. (1899): The geographical cycle. *Geographical Journal*.
- DE DAPPER, M. (1981): The microrelief of the sandcovered plateau near Kolwezi (Shaba/Zaire) II. The microrelief of the crest dilungu. *Géo-Eco-Trop*, **5**, 1-12.
- DELIRE, C., NGOMANDA, A. & JOLLY, D. (2008): Possible impacts of 21st century climate on vegetation in Central and West Africa. *Global and Planetary Change*, **64**, 3-15.
- DE MARET, P. (1982): New Survey of Archaeological Research and Dates for West-Central and North-Central Africa. *The Journal of African History*, **23(1)**, 1-15.
- DE MARET, P. (1990): Le Néolithique et l'âge du fer ancien dans le sud-ouest de l'Afrique centrale. In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.): *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. Editions de l'ORSTOM, Paris, 447-457.
- DE MARET, P. (1991): Recherche archéologique au Cameroun. In: *Journée d'étude : La Recherche en Sciences humaines au Cameroun*. Bruxelles, 20 juin 1989. Actes publiés sous la direction de P. Salmon & J.-J. Symoens. Académie royale des Sciences d'Outre-Mer, Bruxelles, 37-51.
- DE MARET, P. (1992): Sédentarisation, agriculture et métallurgie du Sud-Cameroun: synthèse des recherches depuis 1978. In: ESSOMBA, J.-M. (Ed.): *L'archéologie au Cameroun*. Actes du premier Colloque international de Yaoundé, 6-9 janvier 1986. Karthala, Paris, 247-262.
- DEMENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L. AND YARUSINSKY, M. (2000): Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 347-361.
- DEMENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T. & SARNTHEIN, M. (2000a): Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene Warm Period. *Science*, **288**, 2198-2202.
- DEMENOCAL, P.B. (2001): Cultural responses to climate change during the Late Holocene. *Science*, **292**, 667-673.
- DENTON, G.H. & BROECKER, W.S. (2008): Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quaternary Science Reviews*, **27**, 1939-1950.
- DE PLOEY, J. (1964): Cartographie geomorphologique et morphogenese aux environs du Stanley-Pool (Congo). *Acta Geographica Lovaniensia*, **3**, 431-441.
- DE PLOEY, J. (1965): Position géomorphologique, gènèse et chronologie de certains dépôts superficiels du Congo occidental. *Quaternaria*, **7**, 131-154.
- DE PLOEY, J. (1969): Report on the Quaternary of the Western Congo. *Palaeoecology of Africa*, **4**: 65-70.
- DIAZ, H.F., HOERLING, M.P. & EISCHEID, J.K. (2001): ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology*, **21**, 1845-1862.
- DIN 19683 (1973): Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat, Teil 1 und 2. Beuth-Verlag, Berlin.
- DIN 19684 (1977): Bodenuntersuchungsverfahren in landwirtschaftlichen Wasserbau, Chemische Laboruntersuchungen, Teil 2. Beuth-Verlag, Berlin.
- DIN ISO 10694 (1996): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse). Beuth-Verlag, Berlin.
- DOLLAR, E.S.J. (2002): Fluvial geomorphology. *Progress in Physical Geography*, **26/1**, 123-143.
- DONNELLY, J.P. & WOODRUFF, J.D. (2007): Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature*, **447**, 465-468.

- DUMONT, J.F. (1994): Neotectonics in the Amazon headwaters. In: SCHUMM, S.A., WINKLEY, B.R. (Eds.): *The variability of large alluvial rivers*. American Society of Civil Engineers, New York, 103-113.
- DUPONT, L.M., BEUG, H.-J., STALLING, H. & TIEDEMANN, R. (1989): First palynological results from Site 658 at 21°N off northwest Africa: pollen as climate indicators. In: RUDDIMAN, W., SARNTHEIN, M. et al. (Eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **108**, College Station, 93-111.
- DUPONT, L.M. & AGWU, C. (1991): Environmental control of pollen grain distribution patterns in the Gulf of Guinea and offshore NW-Africa. *Geologische Rundschau*, **80**, 567-589.
- DUPONT, L.M. & WEINELT, M. (1996): Vegetation history of the savanna corridor between the Guinean and Congolian rain forest during the last 150,000 years. *Vegetation History and Archaeobotany*, **5**, 273-292.
- DUPONT, L.M., MARRET, F. & WINN, K. (1998): Land-sea correlation by means of terrestrial and marine palynomorphs from the equatorial East Atlantic: phasing of SE trade winds and the ocean productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **142**, 51-84.
- DUPONT, L.M., JAHNS, S., MARRET, F. & NING, S. (2000): Vegetation changes in equatorial West Africa: time slices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**, 95-122.
- DUPONT, L.M., BEHLING, H. & KIM, J.-H. (2008): Thirty thousand years of vegetation development and climate change in Angola (Ocean Drilling Program Site 1078). *Climate of the Past Discussions*, **4**, 111-147.
- DURNER, W. & NIEDER, R. (2006): Skript zum Bodenkundlichen Praktikum I, Institut für Geoökologie, Abteilung Bodenkunde und Bodenphysik, TU Braunschweig.
- DURY, G.H. (1964): *Principles of Underfit Streams*. US Geological Survey Professional Paper 452A.
- EGGERT, M.K.H. (1984): Imbonga und Lingonda: Zur frühesten Besiedlung des äquatorialen Regenwaldes. *Beiträge zur Allgemeinen und Vergleichenden Archäologie*, **6**, 247-288.
- EGGERT, M.K.H. (1987): Imbonga and Batalimo: ceramic evidence for early settlement of the equatorial rain forest. *African Archaeological Review*, **5**, 129-145.
- EGGERT, M.K.H. (1992): The Central African rain forest: Historical speculation and archaeological facts. *World Archaeology*, **24**, 1-24.
- EGGERT, M.K.H. (1993): Central Africa and the Archaeology of the equatorial rain forest: Reflections on some major topics. In: Shaw, T., Sinclair, P., Andah, B. & Okpogo, A. (Eds.): *The Archaeology of Africa: Food, Metals and Towns*. Routledge, London & New York, 289-329.
- EGGERT, M.K.H. (2002): Southern Cameroon and the settlement of the equatorial rain forest: Early ceramics from fieldwork in 1997 and 1998-1999. *Africa Praehistorica*, **14**, 507-522.
- EGGERT, M.K.H. (2005): The Bantu problem and African archaeology. In: BROWER STAHL, A. (Ed.): *African Archaeology – A critical introduction*. Blackwell Publishing Ltd., Cornwall, 301-326.
- EGGERT, M.K.H., HÖHN, A., KAHLHEBER, S., MEISTER, C., NEUMANN, K., & SCHWEIZER, A. (2006): Pits, Graves and Grains: Archaeological and Archaeobotanical Research in Southern Cameroon. *Journal of African Archaeology*, **4(2)**, 273-298.
- EINSELE, G. (2000): *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget (2nd Ed.)*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1-792.
- EISENBERG, J. (2008): A palaeoecological approach to neotectonics: The geomorphic evolution of the Ntem River in and below its interior delta, SW Cameroon. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 259-271.
- EKMAN, V.W. (1905): On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. *Akriv för Matematik, Astronomi och Fysik*, **2/11**, 1-51.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D. & VINCENS, A. (1992): Changements climatiques et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163/1**, 83-90.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D. & VINCENS, A. (1994): Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**, 345-356.

- ELENGA, H., SCHWARTZ, D., VINCENS, A., BERTAUX, J., DE NAMUR, C., MARTIN, L., WIRRMANN, D. & SERVANT, M. (1996): Diagramme pollinique holocène du lac Kitina (Congo): mise en évidence de changements paléobotaniques et paléoclimatiques dans le massif forestier du Mayombe. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Séries IIA*, **323**, 403-410.
- ELENGA, H., MALEY, J., VINCENS, A. & FARRERA, I. (2004): Palaeoenvironments, palaeoclimates and landscape development in Atlantic equatorial Africa: A review of key sites covering the last 25 kyrs. In: BATTARBEE, R.W., GASSE, F. & STICKLEY, C.E. (Eds.): *Past climate variability through Europe and Africa*. Springer, 181-198.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**, 538-578.
- ENO BELINGA, S.-M. (1984): *Géologie du Cameroun*. Librairie Universitaire, Université de Yaoundé, 1-307.
- EPSTEIN, S., SHARP, R.P. & GOW, A.J. (1970): Antarctic Ice Sheet: Stable isotope analysis of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications. *Science*, **168**, 1570-1572.
- ERICSON, D.B., BROECKER, W.S., KULP, J.L. & WOLLIN, G. (1956): Late-Pleistocene climates and deep-sea sediments. *Science*, **124**, 305-389.
- ERICSON, D.B. & WOLLIN, G. (1956a): Correlation of six cores from the Equatorial Atlantic and the Caribbean. *Deep-Sea Research*, **3**, 104-125.
- ESSOMBA, J.-M. (1989): Dix ans de recherches archéologiques au Cameroun méridional (1979-1989). *Nsi*, **6**, 33-57.
- ESSOMBA, J.-M. (1992): *L'archéologie au Cameroun*. Actes du premier Colloque international de Yaoundé, 6-9 janvier 1986. Karthala, Paris.
- FISK, H.N. (1944): *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River*. U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi, U.S.A.
- FITZE, P. (1973): Erste Ergebnisse neuerer Untersuchungen des Klettgauer Lößes. *Geographica Helvetica*, **2/28**, 96-102.
- FLOHN, H. (1950): Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde*, **4**, 141-162.
- FLOHN, H. (1964): Investigations on the Tropical Easterly Jet. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, **4**, 1-69.
- FLOHN, H. (1971): Tropical circulation pattern. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, **15**, 1-55.
- FLOHN, H. (1975): Tropische Zirkulationsformen im Lichte der Satellitenaufnahmen. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, **21**, 1-82.
- FLOHN, H. (1984): Tropical rainfall anomalies and climate change. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, **31**, 1-107.
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. *Erträge der Forschung*, **220**, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 1-228.
- FÖLSTER, H. (1979): Holozäne Umlagerung pedogenen Materials und ihre Bedeutung für fersiallitische Bodendecken. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, **33**, 38-45.
- FÖLSTER, H. (1983): Bodenkunde – Westafrika (4°-8°N, 3°15'-9°30'E). Afrika-Kartenwerk, Beiheft W4, Stuttgart.
- FOLEY, J.A., LEVIS, S., PRENTICE, I.C., POLLARD, D. & THOMPSON, S.L. (1998): Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, **4/5**, 561-579.
- FOLEY, J.A., COSTA, M.H., DELIRE, C., RAMANKUTTY, N. & SNYDER, P. (2003): Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. *Frontiers in Ecology and the Environment*, **1/1**, 38-44.
- FOLLAND, C.K., PALMER, T.N. & PARKER, D.E. (1986): Sahel rainfall and worldwide temperatures, 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607.
- FONTAINE, B. & BIGOT, S. (1993): West African rainfall deficits and sea surface temperatures. *International Journal of Climatology*, **13**, 271-285.

- FONTAINE, B., JANICOT, S. & MORON, V. (1995): Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958–1989). *Journal of Climate*, **8**, 1503–1510.
- FONTAINE, B. & JANICOT, S. (1996): Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *Journal of Climate*, **9**, 2935–2940.
- FONTAINE, B., JANICOT, S. & ROUCOU, P. (1999): Coupled ocean-atmosphere surface variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. *Climate Dynamics*, **15**, 451–473.
- FRASER, G.S. (1989): *Clastic depositional sequences. Processes of evolution and principles of interpretation*. Prentice Hall Advanced Reference Series. Physical and Life Sciences, Englewood Cliffs, New Jersey, 1-459.
- FRÉDOUX, A. (1994): Pollen analysis of a deep-sea core in the Gulf of Guinea: vegetation and climatic changes during the last 225,000 years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**, 317-330.
- FRIEND, P.F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (Eds.): *Modern and ancient fluvial systems*. Special Publication Number 6 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 345-354.
- FRÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. Sediment-Petrologie, Teil II (4. Aufl.). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1-1141.
- GALLAIS, J. (1967): *Le delta intérieur du Niger et ses bordures; étude morphologique*. Mémoires et documents, nouvelle série 3, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K. (1983): *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1-423.
- GARCIN, Y., VINCENS, A., WILLIAMSON, D., BUCHET, G. & GUIOT, J. (2007): Abrupt resumption of the African monsoon at the Younger Dryas-Holocene climatic transition. *Quaternary Science Reviews*, **26/5-6**, 690-704.
- GARRISON, T.S. (2005): *Essentials of Oceanography*. Thomson Brooks/Cole, Belmont (CA, USA), 1-368.
- GASSE, F. (2000): Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 189-211.
- GASSE, F. (2005): Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 79-86.
- GASSE, F. (2006): Climate and hydrological changes in tropical Africa during the past million years. *Comptes Rendus Palevol*, **5**, 35-43.
- GASSE, F., LÉDÉÉ, V., MASSAULT, M. & FONTES, J.C. (1989): Water level fluctuations of Lake Tanganyika in phase with oceanic changes during the last glaciation and deglaciation. *Nature*, **342**, 57–59.
- GASSE, F., CHALIÉ, F., VINCENS, A., WILLIAMS, M.A.J. & WILLIAMSON, D., 2008: Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quaternary Science Reviews*, **27 (25-26)**, 2316-2340.
- GAZEL, J. (1954): *Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1 :500.000, feuille Batouri-Ouest*. Cartographe: LEROY, B. (Société Nouvelle de Cartographie, Paris). Service des Mines du Cameroun.
- GAZEL, J. (1955): *Notice explicative sur la feuille Batouri-Ouest. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1 :500.000. Levés effectués en 1946-1949-1952*. Services des Mines du Cameroun, Imprimerie Nationale, Paris, 1-44.
- GERSONDE, R., CROSTA, X., ABELMANN, A. & ARMAND, L. (2005): Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum – a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 869-896.
- GEYH, M.A. (2005): *Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 1-211.
- GIBLING, M.R., NANSON, G.C. & MAROULIS, J.C. (1998): Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia. *Sedimentology*, **45**: 595-619.

- GILBERT, G.K. (1877): Geology of the Henry Mountains, Utah. In: *U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- GIRESSE, P. (1978): Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale en Afrique centrale atlantique à la fin du Quaternaire – Problèmes de corrélation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **23**, 57-77.
- GIRESSE, P., BONGO-PASSI, G., DELIBRIAS, G. & DUPLESSY, J.C. (1982): La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7/4**, 803–815.
- GIRESSE, P. & LANFRANCHI, R. (1984): Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène-Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeoecology of Africa*, **16**, 77–88.
- GIRESSE, P., MALOUNGUILA-N'GANGA, D. & BARUSSEAU, J.-P. (1986): Submarine evidence of the successive shorefaces of the Holocene transgression off southern Gabon and Congo. *Journal of Coastal Research*, **1**, 61-71.
- GIRESSE, P., KINGA-MOUZEO, SCHWARTZ, D. (1991): Breaks in the sedimentary and environmental equilibrium in the Congo Basin and incidences on the Oceanic sedimentation during the Quaternary. *Journal of African Earth Sciences*, **12/1+2**, 229-236.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **107**, 65-78.
- GIRESSE, P., ALOISI, J.C., KUETE, M., MONTEILLET, J. & NGUEUTCHOUA, G. (1995): Quaternary sedimentary deposits on the Cameroon shelf: Characterisation of facies and Late Quaternary shorelines. *Quaternary International*, **29/30**, 75-87.
- GIRESSE, P., MALEY, J. & KOSSONI, A. (2005): Sedimentary environmental changes and millennial climatic variability in a tropical shallow lake (Lake Ossa, Cameroon) during the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **218**, 257-285.
- GIRESSE, P., MVOUBOU, M., MALEY, J. & NGOMANDA, A. (2008): Late-Holocene equatorial environments inferred from deposition processes, carbon isotopes of organic matter, and pollen in three shallow lakes of Gabon, west-central Africa. *Journal of Paleolimnology*, doi: 10.1007/s10933-008-9231-5.
- GOUDIE, A.S. (2005): The drainage of Africa since the Cretaceous. *Geomorphology*, **67**, 437-456.
- GOUDIE, A.S. (2006): Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology*, **79**, 384-394.
- GREGORY, K.J. (1983): *Background to Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, 1-392.
- GREGORY, K.J. & BENITO, G. (2003): *Palaeohydrology. Understanding Global Change*. Wiley & Sons, Chichester, 1-396.
- GREGORY, K.J. (2006): The human role in changing river channels. *Geomorphology*, **79**, 172-191.
- GREENLAND ICE-CORE PROJECT (GRIP) MEMBERS (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, **364**, 203-207.
- GROOTES, P.M., STUIVER, M., WHITE, J.W.C., JOHNSEN, S. & JOUZEL, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 552-554.
- GUMNIOR, M. (2005): *Zur spätquartären Flussgeschichte NE-Nigerias. Morphologische, lithostratigraphische und pedologische Untersuchungen im Sedimentationsbereich der Tschadsee-Tributäre Komadugu Yobe und Komadugu Gana*. Dissertation, Universität Frankfurt, 1-277.
- GUMNIOR, M. & THIEMEYER, H. (2003): Holocene fluvial dynamics in the NE Nigerian Savanna: some preliminary interpretations. *Quaternary International*, **111**, 51-58.
- HABERYAN, K.A. & HECKY, R.E. (1987): The Late Pleistocene and Holocene stratigraphy and palaeolimnology of Lakes Kivu and Tanganyika. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **61**, 169-197.
- HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lössaufschlüssen. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg im Breisgau*, **60**, 103-137.

- HALL, A.M., THOMAS, M.F. & THORP, M.B. (1985): Late Quaternary alluvial placer development in the humid tropics: the case of the Birim Diamond Placer, Ghana. *Journal geological Society London*, **142**, 777-787.
- HAMILTON, A.C. (1976): The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in tropical Africa for the reconstruction of Upper Pleistocene environments: a review. *Palaeoecology of Africa*, **9**, 63-97.
- HAMILTON, A.C. (1983): *Environmental history of East Africa – A study of the Quaternary*. Academic Press, New York, London, 1-328.
- HAMILTON, R.A. & ARCHBOLD, J.W. (1945): Meteorology of Nigeria and adjacent territories. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **71**, 231-262.
- HARWOOD, K. & BROWN, A.G. (1993): Fluvial processes in a forested anastomosing river: flood partitioning and changing flow patterns. *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**, 741-748.
- HASLETT, S.K. & DAVIES, C.F.C. (2006): Late Quaternary climate-ocean changes in western North Africa: offshore geochemical evidence. *Transactions of the Institute of British Geographers*, **31**, 34-52.
- HASTENRATH, S. (1985): *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1-455.
- HATCH, M.D. (2002): C4 photosynthesis: discovery and resolution. *Photosynthesis Research*, **73**, 251-256.
- HAUG, G.H., HUGHEN, K.A., SIGMAN, D.M., PETERSON, L.C. & RÖHL, U. (2001): Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, **293/5533**, 1304-1308.
- HAY, W.W. (1998): Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology*, **145**, 287-323.
- HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, **29**, 142-152.
- HERBLAND, A., LE BORGNE, R., LE BOUTELLIER & VOITURIEZ, B. (1983): Structure hydrologique et production primaire dans l'Atlantique tropical oriental. *Océanographie tropicale*, **18/2**, 249-293.
- HERGET, J., DIKAU, R., GREGORY, K.J. & VANDENBERGHE, J. (2007): The fluvial system – Research perspectives of its past and present dynamics and controls. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.07.034.
- HICKIN, E.J. (1974): The development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science*, **274**, 414-442.
- HICKIN, E.J. (1984): Vegetation and river channel dynamics. *Canadian Geographer*, **28/2**, 111-126.
- HISARD, P. (1980): Observations de réponses de type "El Niño" dans l'Atlantique tropical oriental Golf de Guinée. *Oceanologica Acta*, **3/1**, 69-78.
- HJULSTRÖM, F. (1935): Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala*, **25**, 221-527.
- HÖHN, A., KAHLHEBER, S., NEUMANN, K. & SCHWEIZER, A. (2008): Settling the rain forest: The environment of farming communities in southern Cameroon during the First Millennium BC. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 29-41.
- HOLBROOK, J. & SCHUMM, S.A. (1999): Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, **305**, 287-306.
- HOLVOETH, J. (2004): *Terrigenous organic matter in sediments of the eastern equatorial Atlantic - distribution, reactivity, and relation to Late Quaternary climate*. Dissertation, Universität Bremen, 1-135.
- HOLTVOETH, J., KOLONIC, S. & WAGNER, T. (2005): Soil organic matter as an important contributor to late Quaternary sediments of the tropical West African continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 2031-2041.
- HOOGHIEMSTRA, H., LÉZINE, A.-M., LEROY, S.A.G., DUPONT, L. & MARRET, F. (2006): Late Quaternary palynology in marine sediments: A synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quaternary International*, **148**, 29-44.

- HORI, N. (1977): Landforms and superficial deposits in the coastal region of Cameroon. In: KADAMOURA, H. (Ed.): *Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon. An interim report of the Tropical African Geomorphology Research Project 1975/76*. Hokkaido University, 37-52.
- HORI, N. (1977): A note on the geomorphological implications of implements and potsherds found in the forest and savanna areas of Cameroon. In: KADAMOURA, H. (Ed.): *Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon. An interim report of the Tropical African Geomorphology Research Project 1975/76*. Hokkaido University, 73-79.
- HORI, N. (1982): Formation and chronology of superficial deposits in the forested south Cameroon. In: KADAMOURA, H. (Ed.): *Geomorphology and environmental changes in Tropical Africa*. Hokkaido University, 13-27.
- HORI, N., KADOMURA, H. & TAMURA, T. (1986): Radiocarbon dates from Cameroon and Kenya. In: KADAMOURA, H. (Ed.): *Geomorphology and environmental changes in Tropical Africa*. Hokkaido University, 247-255.
- HOUBEN, P. (2002): *Die räumlich-zeitlich veränderte Reaktion des fluvialen Systems auf jungquartäre Klimaänderungen. Eine Fallstudie aus der Hessischen Senke*. Dissertation, Universität Frankfurt, 1-189.
- HOUZE Jr., R.A. (1977): Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Monthly Weather Review*, **105**, 1540-1567.
- HUGHEN, K., SOUTHON, J., LEHMAN, S., BERTRAND, C. & TURNBULL, J. (2006): Marine-derived ¹⁴C calibration and activity record for the past 50,000 years updated from the Cariaco Basin. *Quaternary Science Reviews*, **25/23-24**, 3216-3227.
- HULME, M., DOHERTY, R., NGARA, T., NEW, M. & LISTER, D. (2001): African climate change: 1900-2100. *Climate Research*, **17**, 145-168.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Eds.): *Milankovitch and Climate. Understanding the response to astronomical forcing*. NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Vol. **126**, Part I, 269-305.
- IMBRIE, J., BOYLE, E.A., CLEMENS, S.C., DUFFY, A., HOWARD, W.R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, D.G., MCLNTYRE, A., MIX, A.C., MOLFINO, B., MORLEY, J.J., PETERSON, L.C., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., RAYMO, M.E., SHACKLETON, N.J. & TOGGWEILER, J.R. (1992): On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, **7**, 701-738.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, PACHAURI, R.K & REISINGER, A. (Eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 1-104.
- JAHNS, S. (1996): Vegetation history and climate changes in West Equatorial Africa during the Late Pleistocene and Holocene, based on a marine pollen diagram from the Congo fan. *Vegetation History and Archaeobotany*, **5**, 207-213.
- JAHNS, S., HÜLS, M. & SARNTHEIN, M. (1998): Vegetation and climate history of west equatorial Africa based on a marine pollen record off Liberia (site GIK 16776) covering the last 400,000 years. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **102**, 277-288.
- JANICOT, S., HARZALLAH, A., FONTAINE, B. & MORON, V. (1998): West African monsoon dynamics and eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-88). *Journal of Climate*, **11**, 1874-1882.
- JANSEN J.H.F. & VAN IPEREN, J.M. (1991): A 220 000-year climatic record for the east equatorial Atlantic Ocean and equatorial Africa: evidence from diatoms and opal phytoliths in the Zaire (Congo) deep-sea fan. *Paleoceanography*, **6**, 573-591.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**, 311-313.

- JOLLY, D., HARRISON, S.P., DAMNATI, B. & BONNEFILLE, R. (1998): Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quaternary Science Reviews*, **17**, 629-657.
- JONES, L.S. & SCHUMM, S.A. (1999): Causes of avulsion: an overview. In: SMITH, N.D. & ROGERS, J. (Eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists special publication 28, Blackwell Science Publications, Oxford, 171-178.
- JOUSSAUME, S., TAYLOR, K. (1995): Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In: Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference, vol. WRCP-92, 15–19 May 1995, Monterey, CA, USA, 425–430.
- JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., CATTANI, O., DREYFUS, G., FALOURD, S., HOFFMANN, G., MINSTER, B., NOUET, J., BARNOLA, J.M., CHAPPELLAZ, J., FISCHER, H., GALLET, J.C., JOHNSEN, S., LEUENBERGER, M., LOULERGUE, L., LUETHI, D., OERTER, H., PARRENIN, F., RAISBECK, G., RAYNAUD, D., SCHILT, A., SCHWANDER, J., SELMO, E., SOUCHEZ, R., SPAHNI, R., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J.P., STENNI, B., STOCKER, T.F., TISON, J.L., WERNER, M. & WOLFF, E.W. (2007): Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, **317/5839**, 793-797.
- JUSTICE, C., WILKIE, D., ZHANG, Q., BRUNNER, J. & DONOGHUE, C. (2001): Central African forests, carbon and climate change. *Climate Research*, **17**, 229-246.
- KADOMURA, H. (1977): *Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon. An interim report of the Tropical African Geomorphology Research Project- 1975/76*. Hokkaido University, Sapporo, 1-111.
- KADOMURA, H. (1984): Problems of past and recent environmental changes in the humid areas of Cameroon. In: KADOMURA, H. (Ed.): *Natural and man induced environmental changes in tropical Africa*. Hokkaido University, 7-20.
- KADOMURA, H. (1989): *Savannization processes in Tropical Africa I. A preliminary report of the Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Research Project (TAGELAQP) 1987/88*. Tokyo Metropolitan University & Occasional Study No. **17**, Zambia Geographical Association, Lusaka, 1-230.
- KADOMURA, H. (1995): Palaeoecological and palaeohydrological changes in the humid tropics during the last 20.000 years, with reference to Equatorial Africa. In: GREGORY, K.J. & STARKEL, L.V. (Eds.): *Global Continental Palaeohydrology*, Wiley & Sons, 177-202.
- KADOMURA, H. (2000): Late Holocene and historical forest degradation and savannization in Equatorial Africa. *Regensburger Geographische Schriften*, **33**, 76-98.
- KADOMURA, H., HORI, N., KUETE, M., TAMURA, T., OMI, G., HARUKI, M. & CHUJO, H. (1986): Late quaternary environmental changes in southern Cameroon: a synthesis. In: KADOMURA, H. (Ed.): *Geomorphology and environmental changes in Tropical Africa*. Hokkaido University, 145-158.
- KADOMURA, H. & HORI, N. (1990): Environmental implications of slope deposits in humid tropical Africa: evidence from southern Cameroon and western Kenya. *Geographical Reports, Tokyo Metropolitan University*, **25**, 213-236.
- KANKEU, B. & RUNGE, J. (2008): Late neoproterozoic palaeogeography of Central Africa: Relations with Holocene geological and geomorphological setting. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 245-257.
- KELLERHALS, R.M., CHURCH, M. & BRAY, I. (1976): Classification and analysis of river processes. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of Hydraulics Division*, **102**, 813-829.
- KENDALL, R.L. (1969): An ecological history of Lake Victoria Basin. *Ecological Monograph*, **39**, 121–176.
- KIAGE, L.M. & KAM-BIU, L. (2006): Late Quaternary paleoenvironmental changes in East Africa: a review of multiproxy evidence from palynology, lake sediments, and associated records. *Progress in Physical Geography*, **30/5**, 633-658.
- KNIGHTON, D. (1998): *Fluvial forms & Processes. A new perspective*. Hodder Arnold, Malta, 1-383.
- KNIGHTON, A.D. & NANSON, G.C. (1993): Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**, 613-625.

- KNOX, J.C. (1995): Fluvial systems since 20,000 years BP. In: GREGORY, K.J., STARKEL, L. & BAKER, V.R. (Eds.): *Global Continental Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, 87–108.
- KOCHEL, R.C. & BAKER, V.R. (1982): Paleoflood hydrology, *Science*, **215**, 353–361.
- KOUANKAP, N.G.D. (2006): Neotectonic markers in the Panafrican belt formations of Cameroon: elements of interpretation and their environmental impacts. In: PHILIPP, S., LEISS, B., VOLLBRECHT, A., TANNER, D. & GUDMUNDSSON, A. (Eds): *11. Symposium "Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie"*, Universitäts-Verlag Göttingen, 115 - 116.
- KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (1923): *Handbuch der Klimatologie*, Band 1. Berlin, 1-389.
- KUETE, M. (1990): *Géomorphologie du plateau sud-Camerounais à l'ouest du 13°E*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé 1.
- KUMAR, N., ANDERSON, R.F., MORTLOCK, R.A., FROELICH, P.N., KUBIK, P., DITTRICH-HANNEN, B. & SUTER, M. (1995): Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Nature*, **378**, 675-680.
- KUTZBACH, J. & LIU, Z. (1997): Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the Middle Holocene. *Science*, **278**, 440-443.
- KUTZBACH, J., GALLIMORE, R., HARRISON, S., BEHLING, P., SELIN, R. & LAARIF, F. (1998): Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews*, **17**, 473-506.
- LANDSEA, C.W. (1993): A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, **121**, 1703-1713.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (1990): *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. Editions de l'ORSTOM, Paris.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (1991): Les remaniements de sols pendant le Quaternaire supérieur au Congo. Evolution des paysages dans la région de la Sangha. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, **26/1**, 11-24.
- LANGBEIN, W.B & LEOPOLD, L.B. (1966): *River Meanders – Theory of minimum variance. Physiographic and hydraulic studies of rivers*. Geological Survey Professional Paper 422-H. Unites States Government Printing Office, Washington, 1-19.
- LAPORTE, N.T., STABACH, J.A., GROSCH, R., LIN, T.S. & GOETZ, S.J. (2007): Expansion of industrial logging in Central Africa. *Science*, **316**, 1451.
- LARAQUE, A., MAHÉ, G., ORANGE, D. & MARIEU, B. (2001): Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the XXth century. *Journal of Hydrology*, **245**, 104-117.
- LATIF, M. & BARNETT, T.P. (1995): Interactions of the tropical oceans. *Journal of Climate*, **8**, 952-964.
- LATIF, M. & GRÖTZNER, A. (2000): The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, **16**, 213-218.
- LATRUBESSE, E.M. (2003): The Late-Quaternary palaeohydrology of large South American fluvial systems. In: GREGORY, K.J. & BENITO, G. (Eds.): *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. Wiley, New York, 193–212.
- LATRUBESSE, E.M. (2008): Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.05.035.
- LATRUBESSE, E.M. & RANCY, A. (1998): The late Quaternary of the Upper Juruá River, Amazonia, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **11**, 27-46.
- LATRUBESSE, E.M. & RANCY, A. (2000): Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. *Quaternary International*, **72**, 67-72.
- LATRUBESSE, E.M. & FRANZINELLI, E. (2002): The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, **44**, 241-257.
- LATRUBESSE, E.M. & FRANZINELLI, E. (2005): The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, **70**, 372-397.

- LATRUBESSE, E.M., STEVAUX, J.C. & SINHA, R. (2005): Tropical Rivers. *Geomorphology*, **70**, 187–206.
- LAU, N.C. & NATH, M.J. (1996): The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *Journal of Climate*, **9**, 2036–2057.
- LAUER, W., RAFIQUPOOR, M.D. & FRANKENBERG, P. (1996): Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage der realen Vegetation. *Erdkunde*, **50**, 275–300.
- LAUER, W. & BENDIX, J. (2004): *Klimatologie*. Westermann, Braunschweig, 1–352.
- LAVACHERY, P. (2001): The Holocene archaeological sequence of Shum Laka Rock Shelter (Grass fields, Western Cameroon). *African Archaeological Review*, **18**, 213–247.
- LAVACHERY, P., MACÉACHERN, S., BOUIMON, T., GOUEM, B.G., KINYOCK, P., MBAIRO, J. & NKOKONDA, O. (2005): Komé to Ebomé: Archaeological research for the Chad Export Project, 1999–2003. *Journal of African Archaeology*, **3**, 175–193.
- LEAL, M.E. (2004): *The African rain forest during the Last Glacial Maximum, an archipelago of forests in a sea of grass*. PhD thesis, Wageningen University, 1–96.
- LEEDER, M.R. (1978): A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **5**, 587–596.
- LEOPOLD, L.B. & MILLER, J.P. (1954): *Postglacial chronology for alluvial valleys in Wyoming*. US Geological Survey Water Supply Paper 1261, 61–85.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. (1964): *Fluvial processes in geomorphology*. W.H. Freeman & Company, San Francisco, 1–522.
- LEROUX, M. (1970): *La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale*. Notes de la Direction de l’Exploitation Météorologique, **39**, ASECNA, Dakar, 1–281.
- LEROUX, M. (1987): L’Anticyclone mobile polaire, relais des échanges méridiens: son importance climatique. *Géodynamique*, **2/2**, 161–167.
- LEROUX, M. (2001): *The meteorology and climate of tropical Africa*. Springer Verlag, London, 1–548.
- LESPEZ, L., RASSE, M. LE DREZEN, Y., TRIBOLO, C., HUYSECOM, E. & BALLOUCHE, A. (2008): Signal climatique et hydrosystèmes continentaux entre 50 et 4 ka en Afrique de l’Ouest: l’exemple de la vallée du Yamé (Pays dogon, Mali). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **3**, 169–185.
- LEWIN J. (1978): Floodplain Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, **2**, 408–437.
- LEWIN, J. (2001): Alluvial systematics. In: Maddy, D, Macklin, M.G. & Woodward, J.C. (Eds.): *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*, A.A. Balkema, Lisse: 19–41.
- LEWIN, J. & MACKLIN, M.G. (2003): Preservation potential for Late Quaternary river alluvium. *Journal of Quaternary Science*, **18/2**, 107–120.
- LEWIN, J., MACKLIN, M.G. & JOHNSTONE, E. (2005): Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1873–1889.
- LÉZINE, A.-M. & HOOGHIEMSTRA, H. (1990): Land-sea comparisons during the last glacial-interglacial transition: pollen records from West Tropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**, 313–331.
- LÉZINE, A.-M. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1993): Evidence of forest extension in West Africa since 22000 BP: A pollen record from eastern tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, **12**, 203–210.
- LÉZINE, A.-M. & CAZET, J.P. (2005): High-resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40,000 yr ago. *Quaternary Research*, **64**, 432–443.
- LÉZINE, A.-M., DUPLESSY, J.C. & CAZET, J.P. (2005): West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene: Evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **219**, 225–237.

- LI, T. & PHILANDER, S.G.H. (1997): On the seasonal cycle of the Equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Climate. Notes and Correspondence*, **10**, 813-817.
- LIENOU, G., MAHE, G., PATUREL, J.E., SERVAT, E., SIGHOMNOU, D., EKOIDECK, G.E., DEZETTER, A. & DIEULIN, C. (2008) : Evolution des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise: un impact de la variabilité climatique en Afrique équatoriale? *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques.*, **53(4)**, 789-801.
- LITTMANN, T. (1987): Klimaänderungen in Afrika während der Würm-Eiszeit. *Geoökodynamik*, **8**, 245-257.
- LORIUS, C., MERLIVAT, L., JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1979): A 30 000 y isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **280**, 644-648.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N.I., KOROTKEVICH, Y.S. & KOTLYAKOV, V.M. (1985): A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316**, 591-596.
- LOUIS, H. (1935): Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. *Verhandlung des 25. Deutschen Geographentages*, Breslau.
- LOULERGUE, L., SCHILT, A., SPAHNI, R., MASSON-DELMOTTE, V., BLUNIER, T., LEMIEUX, B., BARNOLA, J.-M., RAYNAUD, D., STOCKER, T.F. & CHAPPELLAZ, J. (2008): Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, **453**, doi:10.1038/nature06950.
- LOUMPET, G. (1987): *Éléments de synthèse pour un cadre paléoclimatique et paléoécologique quaternaire au Cameroun. Première approche d'une industrie lithique ancienne dans les dépôts alluviaux de Biti en Haute-Sangha (Est-Cameroun)*. Thèse de Doctorat, Université de Paris I.
- LÜTHI, D., LE FLOCH, M., BEREITER, B., BLUNIER, T., BARNOLA, J.M., SIEGENTHALER, U., RAYNAUD, D., JOUZEL, J., FISCHER, H., KAWAMURA, K. & STOCKER, T.F. (2008): High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, **453/7193**, 379-382.
- LUTZE, G.F., PFAUMANN, U. & WEINHOLZ, P. (1986): Jungquartäre Fluktuationen der benthischen Foraminiferenfaunen in Tiefsee-Sedimenten vor NW-Afrika – eine Reaktion auf Produktivitätsveränderungen im Oberflächenwasser. *Meteor Forschungs-Ergebnisse*, **C 40**, 163-180.
- MAHE, G. (1993): *Les écoulements fluviaux sur la façade Atlantique de l'Afrique. Étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes*. Editions de l'ORSTOM, Collection études et thèses, Paris, 1-438.
- MAKASKE, B. (1998): *Anastomosing Rivers. Forms, processes and sediments*. Nederlandse Geografische Studies **249**, Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht.
- MAKASKE, B. (2001): Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, **53**: 149-196.
- MALEY, J. (1981): *Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30,000 ans à l'époque actuelle*. Travaux et Documents de l'ORSTOM, **129**, Paris, 1-586.
- MALEY, J. (1987): Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeoecology of Africa*, **18**, 307-334.
- MALEY, J. (1989): Late Quaternary climatic changes in the African rain forest: Forest refugia and the major role of sea surface temperature variation. In: LEINEN, M. & SARNTHEIN, M. (Eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, **282**, 585-616.
- MALEY, J. (1991): The African rain forest vegetation and palaeoenvironments during Late Quaternary. *Climatic Change*, **19**, 79-98.
- MALEY, J. (1992): Mise en évidence d'une péjoration climatique entre ca. 2 500 et 2 000 ans B.P. en Afrique tropicale humide. *Bulletin de la Société géologique de France*, **163/3**, 363-365.
- MALEY, J. (1993): The climatic and vegetational history of the equatorial regions of Africa during the upper Quaternary. In: SHAW, T., SINCLAIR, P., ANDAH, B. & OKPOKO, A. (Eds.): *The Archaeology of Africa. Food, metals and towns*. Routledge, London & New York, 43-52.

- MALEY, J. (1994): La Forêt Dense Humide Africaine : principales caractéristiques des changements de végétation et de climat du Crétacé supérieur au Quaternaire. In: WATLING, R., SWAINE, R.D. & ALEXANDER, I.J. (Eds.): *West African Forests: studies in the Guineo-Congolian Domain*. The Royal Society of Edinburgh.
- MALEY, J. (1996): The African rain forest - main characteristics of changes in vegetation and climate from the Upper Cretaceous to the Quaternary. In: ALEXANDER, I.J., SWAINE, R.D. & WATLING, R., (Eds.): *Essays on the Ecology of the Guinea-Congo Rain Forest*. Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, **104B**, 31-73.
- MALEY, J. (1997): Middle to Late Holocene Changes in Tropical Africa and other Continents: Paleomonsoon and Sea Surface Temperature Variations. In: DALFES, H.N., KUKLA, G. & WEISS, H. (Eds.): *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. Springer Verlag, Berlin, 611-639.
- MALEY, J. (2001): The Impact of Arid Phases on the African Rain Forest Through Geological History. In: WEBER, W., WHITE, L., VEDDER, A. & NAUGHTON-TREVES, L. (Eds.): *African Rain Forest Ecology and Conservation*. An interdisciplinary perspective, Yale University Press, 68-87.
- MALEY, J. (2002): A Catastrophic Destruction of African Forests about 2,500 Years Ago Still Exerts a Major Influence on Present Vegetation Formations. *IDS Bulletin*, **33/I**, 13-30.
- MALEY, J. (2004): Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du domaine forestier africain au cours du Quaternaire récent. In: SEMAH, A.-M., RENAULT-MISKOVSKY, J.L. (Eds.): *Évolution de la Végétation Depuis Deux Millions d'années*. Artcom / Errance, Paris, 143-178.
- MALEY, J. & BRENAC, P. (1987): Analyses polliniques préliminaires du quaternaire récent de l'ouest Cameroun: mise en évidence de refuges forestiers et discussion des problèmes paléoclimatiques. *Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E.*, **17**, 129-42.
- MALEY, J. & BRENAC, P. (1998): Vegetation dynamics, Palaeoenvironments and Climatic changes in the Forests of West Cameroon during the last 28,000 years BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**, 157-187.
- MALEY, J. & BRENAC, P. (1998a): Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du Sud Cameroun au cours des derniers millénaires. Étude de l'expansion du Palmier à huile. In: VICAT, J.P. & BILONG, P. (Éds.): *Géosciences au Cameroun*. Collection GEOCAM, Press. Univ. Yaoundé I, 85-97.
- MALEY, J. & CHEPSTOW-LUSTY, A. (2001): *Elaeis guineensis* Jacq. (oil palm) fluctuations in central Africa during the late Holocene: climate or human driving forces for this pioneering species? *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**, 117-120.
- MALONEY, E.D. & SHAMAN, J. (2007): Intraseasonal variability of the West African Monsoon and Atlantic ITCZ. *Journal of Climate*, **21/12**, 2898-2918.
- MARCHANT, R. & HOOGHIEEMSTRA, H. (2004): Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth-Science Reviews*, **66**, 217-260.
- MARLIAC, A. (1973): Etat des connaissances sur le paléolithique et le néolithique du Cameroun (prospections de 1968-1969-1979-1971). In: TARDITS, C. (Ed.): *Contribution de la recherche ethnologique à l'histoire des civilisations du Cameroun*. Colloque CNRS, n° 551, vol. 1, Paris, 27-77.
- MARLIAC, A. (1975): Contribution à l'étude de la préhistoire du Cameroun septentrional. ORSTOM, Paris, *Série Travaux et documents*, 43.
- MARRET, F. (1994): Distribution of dinoflagellate cysts in recent marine sediments from the east Equatorial Atlantic (Gulf of Guinea). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **84**, 1-22.
- MARRET, F., SCOURSE, J.D., VERSTEEGH, G., JANSEN, F.J.H. & SCHNEIDER, R. (1998): Integrated marine and terrestrial evidence for abrupt Congo River palaeodischarge fluctuations during the last deglaciation. *Quaternary Research*, **50**, 34-45.
- MARRET, F., SCOURSE, J.D., JANSEN, F.J.H. & SCHNEIDER, R. (1999): Changements climatiques et paléocéanographiques en Afrique centrale atlantique au cours de la dernière déglaciation: contribution palynologique. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fasc. A—Sciences de la Terre et des planètes*, **329**, 721-726.

- MARRET, F., SCOURSE, J.D., VERSTEEGH, G., JANSEN, F.J.H. & SCHNEIDER, R. (2001): Integrated marine and terrestrial evidence for abrupt Congo River palaeodischarge fluctuations during the last deglaciation. *Journal of Quaternary Science*, **16**, 761–766.
- MARRET, F., MALEY, J. & SCOURSE, J. (2006): Climatic instability in west equatorial Africa during the Mid- and Late Holocene. *Quaternary International*, **150**, 71-81.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27/1**, 1-29.
- MAURIZOT, P. (2000): Carte géologique du sud-ouest Cameroun. Échelle 1 :500 000. BRGM, Orléans Cedex 2.
- MAYEWSKI, P.A., ROHLING, E.E., STAGER, J.C., KARLEN, W., MAASCH, K.A., MEEKER, L.D., MEYERSON, E.A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R.R. & STEIGL, E.J. (2004): Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*, **62**, 243-255.
- MBIDA, C.M. (1995/96): *L'émergence de communautés villageoises au Cameroun méridional: Etude archéologique des sites de Nkang et de Ndindan*. Unveröffentlichte Dissertation, Université Libre de Bruxelles.
- MBIDA, C.M., DOUTRELEPONT, H., VRYDAGHS, L., SWENNEN, R.L., BEECKMAN, H, DE LANGHE, E. & DE MARET, P. (2001): First archaeological evidence of banana cultivation in the central Africa during the third millennium before present. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**, 1-6.
- MBIDA, C.M. (2002): Ndindan: Synthèse archéologique d'un site datant de trois millénaires à Yaoundé. *L'Anthropologie*, **106**, 159-172.
- MCCARTHY, T.S. (1993): The great inland deltas of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **17/3**: 275-291.
- MCCARTHY, T.S., STANISTREET, I.G., CAIRNCROSS, B., ELLERY, W.N., ELLERY, K., OELOFSE, R. & GROBICKI, T.S.A. (1988): Incremental aggradation on the Okavango Delta-fan, Botswana. *Geomorphology*, **1**, 267-278.
- MCCARTHY, T.S., STANISTREET, I.G. & CAIRNCROSS, B. (1991): The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Okavango fan, Botswana. *Sedimentology*, **38**, 471-487.
- MCCARTHY, T.S., ELLERY, W.N. & STANISTREET, I.G. (1992): Avulsion mechanisms on the Okavango fan, Botswana: the control of a fluvial system by vegetation. *Sedimentology*, **39**, 779-795.
- MCCARTHY, T.S., GREEN, R.W. & FRANEY, N.J. (1993): The influence of neo-tectonics on water dispersal in the northeastern regions of the Okavango swamps, Botswana. *Journal of African Earth Sciences*, **17/1**, 23-32.
- MCGUFFIE, K., HENDERSON-SELLERS, A., ZHANG, H., DURBIDGE, T.B. & PITMAN, A.J. (1995): Global climate sensitivity to tropical deforestation. *Global Planetary Change*, **10**, 97-128.
- MCINTYRE, A. & MOLFINO, B. (1996): Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. *Science*, **274**, 1867-1870.
- MCFADDEN, L.D. & HENDRICKS, M.D. (1985): Changes in the content and composition of pedogenic iron oxyhydroxides in a chronosequence of soils in southern California. *Quaternary Research*, **23**, 189-204.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M.L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals Proceedings*, **7**, 317-377.
- MEISTER, C. (2008): Recent archaeological investigations in the tropical rain forest of south-west Cameroon. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 43-57.
- MEISTER, C. & EGGERT, M. K. H. (im Druck): Early Iron Age in Southern Cameroon: The Sites of Akonétye. *Journal of African Archaeology*, **6/2**.
- MEIWES, K.-J., KÖNIG, N., KHANNA, P.K., PRENZEL, J. & ULRICH, B. (1984): Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralboden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben*, **7**, 67.

- MERLE, J. (1980): Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatoriale Est. L'hypothèse d'un "El Niño" Atlantique. *Oceanologica Acta*, **3/2**, 209-220.
- MIALL, A.D. (1985): Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **22/4**, 261-308.
- MIALL, A.D. (1990): *Principles of sedimentary basin analyses* (2nd Ed.). Springer-Verlag, New York, 1-668.
- MIALL, A.D. (1996): *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1-582.
- MIKE, K. (1975): Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. *Tectonophysics*, **29**, 359-368.
- MILANKOVIC, M. (1930): Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (Hrsg.): *Handbuch der Klimatologie, Band I*, 1-176.
- MIX, A.C. & RUDDIMAN, W.F. (1984): Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes. *Quaternary Research*, **21**, 1-20.
- MIX, A.C. & RUDDIMAN, W.F. (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen-isotope evidence. *Quaternary Science Reviews*, **4**, 59-108.
- MOGUEDET, G., BONGO-PASSI, G., GIRESE, P. & SCHWARTZ, D. (1986): Corrélations entre sédiments quaternaires continentaux et marins au Congo. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie Physique*, **27/2**, 131-140.
- MOHAMMED, U.M., BONNEFILLE, R. & JOHNSON, T.C. (1995): Pollen and isotopic records in Late Holocene sediments from Lake Turkana, Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 371-383.
- MOLDENHAUER, K.M. (2002): Effects of environmental changes on hydrology and riverbed dynamics in the Gongola-Basin, NE Nigeria. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.* **128**, 177-190.
- MOLDENHAUER, K.M. (2005): Hydrologie und fluviale Morphodynamik in der Sudanzone Westafrikas unter dem Einfluss landschaftsökologischer Degradationsprozesse – Das Gongola-River-Basin in Nordost Nigeria. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **28**, 1-237.
- MOLLARD, J.D. (1973): Airphoto interpretation of fluvial features. In: *Fluvial processes and sedimentation*. Proceedings of the Hydrology Symposium, Edmonton, Canada, 341-380.
- MOLUA, E.L. (2009): An empirical assessment of the impact of climate change on smallholder agriculture in Cameroon. *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2009.02.006.
- MOORE, D., HISARD, P., MCCREARY, J., MERLE, J., O'BRIEN, J., PICAUT, J., VERSTRAETE, J.-M. & WUNSCH, C. (1978): Equatorial adjustment in the Eastern Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **5/8**, 637-640.
- MORON, V., BIGOT, S. & ROUCOU, P. (1995): Rainfall variability in Sub-equatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). *International Journal of Climatology*, **15**, 1297-1322.
- MORTLOCK, R.A., CHARLES, C.D., FROELICH, P.N., ZIBELLO, M.A., SALTZMANN, J., HAYS, J.D. & BURCKLE, L.H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. *Nature*, **351**, 220-223.
- MULITZA, S. & RÜHLEMANN, C. (2000): African monsoonal precipitation modulated by interhemispheric temperature gradients. *Quaternary Research*, **53/2**, 270-274.
- MULITZA, S., BOLTOVSKOY, D., DONNER, B., MEGGERS, H., PAUL, A. & WEFER, G. (2003): Temperature: $\delta^{18}\text{O}$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**, 143-152.
- MWORIA-MAITIMA, J. 1991: Vegetation response to climate change in central Rift Valley. *Quaternary Research*, **35**, 234-245.
- NANSON, G.C., RUST, B.R. & TAYLOR, G. (1986): Coexistent mud braids and anastomosing channels in an arid-zone river: Cooper Creek, central Australia. *Geology*, **14**, 175-178.

- NANSON, G.C., YOUNG, R.W., PRICE, D.M. & RUST, B.R. (1988): Stratigraphy, sedimentology and late-Quaternary chronology of the Channel Country of western Queensland. In: WARNER, R.F. (Ed.): *Fluvial Geomorphology of Australia*. Academic Press, Sydney, 151–175.
- NANSON, G.C. & CROKE, J.C. (1992): A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, **4**, 459-486.
- NANSON, G.C., EAST, T.J. & ROBERTS, R.G. (1993): Quaternary stratigraphy, geochronology and evolution of the Magela Creek catchment in the monsoon tropics of northern Australia. *Sedimentary Geology*, **83**: 277-302.
- NANSON, G.C. & KNIGHTON, A.D. (1996): Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, **21**: 217-239.
- NANSON, G.C. & PRICE, D.M. (1998): Quaternary change in the Lake Eyre basin of Australia: an introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**, 235-237.
- NANSON, G.C., COHEN, T.J., DOYLE, C.J. & PRICE, D.M. (2003): Alluvial evidence of major late-Quaternary climate and flow-regime changes on the coastal rivers of New South Wales, Australia. In: GREGORY, K. & BENITO, G. (Eds.): *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. Wiley, Chichester, 233–258.
- NANSON, G.C., PRICE, D.M., JONES, B.G., MAROULIS, J.C., COLEMAN, M., BOWMAN, H., COHEN, T.J., PIETSCH, T.J. & LARSEN, J.R. (2008): Alluvial evidence for major climate and flow regime changes during the middle and late Quaternary in eastern central Australia. *Geomorphology*, **101**, 109-129.
- NEUMER, M. (2007): *Reliefformen, fluviale Morphodynamik und Sedimente in den wechselfeuchten Tropen Zentralafrikas: Indikatoren für die subrezente und rezente Landschaftsentwicklung*. Dissertation, Universität Frankfurt, 1-304.
- NGAKO, V., AFFATON, P., NNANGE, J.M. & NJANKO, T. (2003): Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*, **36**, 207–214.
- NGAKO, V. (2006): Carte de Géologie, ressources minières. In: YAHMED, D.B. (Ed.): *Atlas du Cameroun*. Les Éditions J.A., Paris, 60-61.
- NGOMANDA, A. (2005): *Dynamique des écosystèmes forestiers du Gabon au cours des cinq derniers millénaires*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Montpellier II.
- NGOMANDA, A., NEUMANN, K., SCHWEIZER, A. & MALEY, J. (2009): Seasonality change and the third millennium BP rainforest crisis in Central Africa: a high resolution pollen profile from Nyabessan, southern Cameroon. *Quaternary Research*, **71/3**, 307-318.
- NGOS III, S., GIRESSE, P. & MALEY, J. (2003): Palaeoenvironments of Lake Assom near Tibati (south Adamawa, Cameroon). What happened in Tibati around 1700 years BP? *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 35-45.
- NGUETSOP, V.F., SERVANT-VILDARY, S. & SERVANT, M. (2004): Late Holocene climatic changes in West Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 591-609.
- NICHOLSON, S.E. (1980): The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Monthly Weather Review*, **108**, 473-487.
- NICHOLSON, S.E. (1982): Sea surface temperature variations in the Southeast Atlantic. *Proceedings of the Seventh Climate Diagnostic Workshop*, NOAA, 283-291.
- NICHOLSON, S.E. (1986): The spatial coherence of African rainfall anomalies – interhemispheric teleconnections. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25/10**, 1365-1381.
- 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.
- NICHOLSON, S.E. & ENTEKHABI, D. (1986): The quasi-periodic behaviour of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology*, Ser. A **34**, 311-348.
- NICHOLSON, S.E. & ENTEKHABI, D. (1987): Rainfall variability in Equatorial and Southern Africa: Relationships with sea surface temperatures along the southwestern coast of Africa. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26/5**, 561-578.

- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT (NGRIP) MEMBERS (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, **431**, 147-151.
- NOTT, J. & PRICE, D. (1999): Waterfalls, floods and climate change: evidence from tropical Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 267-276.
- ODEKUNLE, T.O. & ELUDOYIN, A.O. (2008): Sea surface temperature patterns in the Gulf of Guinea: their implications for the spatio-temporal variability of precipitation in West Africa. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1656.
- OESCHGER, H. (1987): Accelerator mass spectrometry and ice core research. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **B29**, 196-202.
- OLAGO, D.O., STREET-PERROTT, F.A., PERROTT, R.A., IVANOVICH, M., HARKNESS, D.D. & ODADA, E.O. (2000): Long-term temporal characteristics of palaeomonsoon dynamics in equatorial Africa. *Global and Planetary Change*, **26**, 159-171.
- OLAGO, D.O. (2001): Vegetation changes over palaeo-time scales in Africa. *Climate Research*, **17**, 105-121.
- O'LEARY, M. (1981): Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, **20/4**, 553-567.
- OLIVRY, J.C. (1986): *Fleuves et rivières du Cameroun*. ORSTOM, Paris, 1-733.
- OMI, G. & KATO, Y. (1982): Palaeolithic implements in Cameroon. KADAMOURA, H. (Ed.): *Geomorphology and environmental changes in the forest and savanna Cameroon – A preliminary report of the Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Palaeoenvironments Research Project 1980/81*. Hokkaido University, 105-133.
- OMI, G., KADOMURA, H. & HORI, N. (1984): A brief note on implements collected in Cameroon during 1982/83 season field research work. In: KADAMOURA, H. (Ed.): *Natural and man-induced environmental changes in Tropical Africa: Case studies in Cameroon and Kenya – A preliminary report of the Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Palaeoenvironments Research Project 1982/83*. Hokkaido University, 105-111.
- OMI, G., KATO, Y., KAWAI, T., HORI, N. & KADOMURA, H. (1986): Classification and typological analysis of Palaeolithic implements in Cameroon. In: KADAMOURA, H. (Ed.): *Geomorphology and environmental changes in Tropical Africa*. Hokkaido University, 257-297.
- OSLISLY, R. (2001): *Archéologie et paléoenvironnement dans l'uto de Campo-Ma'an. Etat des connaissances*. Unveröffentlicher Prospektionsbericht, Yaoundé, 1-58.
- OSLISLY, R. (2002): *Premiers résultats de la mission de prospection archéologique sur l'axe routier Ebolowa-Ambam et proposition d'une ligne budgétaire pour la sauvegarde du patrimoine archéologique*. Unveröffentlicher Prospektionsbericht, Yaoundé, 1-58.
- OSLISLY, R. (2006): Les traditions culturelles de l'Holocène sur le littoral du Cameroun entre Kribi et Campo. In: WOTZKA, H.-P. (Ed.): *Grundlegungen. Beiträge zur europäischen und afrikanischen Archäologie für Manfred K.H. Eggert*. Francke Attempto Verlag, Tübingen, 303-317.
- OSLISLY, R. & MBIDA, C. (2001): *Surveillance archéologique de l'axe routier Lolodorf-Kribi-Campo. Rapport final*. IRD, Yaoundé, 1-86.
- OSLISLY, R., ATEBA, L., BETOUGEDA, R., KINYOCK, P., MBIDA, C., NLEND, P. & VINCENS, A. (2006): Premiers résultats de la recherche archéologique sur le littoral du Cameroun entre Kribi et Campo. Liège, BAR International Series, **1522**, 127-134.
- PAETH, H. & STUCK, J. (2004): The West African dipole in rainfall and its forcing mechanisms in global and regional climate models. *Mausam*, **55**, 561-582.
- PAETH, H. (2006): Das Monsunklima in Asien. In: PROMET, Jahrgang 32, Heft **3/4**, Deutscher Wetterdienst, Hamburg, 98-113.
- PAETH, H. & HENSE, A. (2006): On the linear response of tropical African climate to SST changes deduced from regional climate model simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, **83**, 1-19.
- PAETH, H., SCHOLTEN, A., FRIEDERICHS, P. & HENSE, A. (2008): Uncertainties in climate change prediction: El Niño-Southern Oscillation and monsoons. *Global and Planetary Change*, **60**, 265-288.

- PASTOURET, L., CHAMLEY, H., DELIBRIAS, G., DUPLESSY, J.C. & THEIDE, J. (1978): Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger Delta. *Oceanologica Acta*, **1**, 217-232.
- PATRICOLA, C.M. & COOK, K.H. (2006): Dynamics of the West African monsoon under Mid-Holocene precessional forcing: Regional climate model simulations. *Journal of Climate*, **20/4**, 694–716.
- PEIXOTO, J.P. & OORT, A.H. (1992): *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 1-520.
- PENCK, W. (1924): *Die morphologische Analyse*. Stuttgart.
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**, 1-73.
- PETIT, J.R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N.I., BARNOLA, J.M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, J., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V.M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V., LORUIS, C., PÉPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. & STIEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- PHILANDER, S.G.H. (1983): El Niño Southern Oscillation phenomena. *Nature*, **302**, 295-301.
- PHILANDER, S.G.H. (1990): *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press Inc., San Diego, 1-293.
- PHILLIPSON, D.W. (1980): L'expansion bantoue en Afrique orientale et méridionale: les témoignages de l'archéologie et de la linguistique. In: BOUQUIAUX, L. (Ed.): *L'expansion bantoue*. SELAF, Paris, 649-684.
- PICAUT, J. (1983): Propagation of the seasonal upwelling in the Eastern Equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **13**, 18-37.
- PICAUT, J. (1984): On the dynamics of thermal variations in the Gulf of Guinea. *Océanographie tropicale*, **19(2)**, 127-153.
- PISIAS, N.G., MARTINSON, D.G., MOORE JR., T.C., SHACKLETON, N.J., PRELL, W., HAYS, J. & BODEN, G. (1984): High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology*, **56**, 119-136.
- POKRAS, E.M. (1987): Diatom record of Late Quaternary climatic change in the eastern equatorial Atlantic and tropical Africa. *Paleoceanography*, **2/3**, 273-286.
- POKRAS, E.M. & MIX, A.C. (1985): Eolian evidence for spatial variability of Late Quaternary climates in tropical Africa. *Quaternary Research*, **24**, 137-149.
- POWELL, D.P. (2001): Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1683-1706.
- PRELL, W.L. & KUTZBACH, J.E. (1987): Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 8411-8425.
- PRENTICE, I.C., CRAMER, W., HARRISON, S.P., LEEMAN, R., MONSERUD, R.A. & SOLOMON, A.M. (1992): A global Biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, **19**, 117-134.
- PREUSS, J. (1986): Jungpleistozäne Klimaänderungen im Kongo-Zaire-Becken. *Geowissenschaften in unserer Zeit*, **4/6**, 177-187.
- PREUSS, J. (1986a): Die Klimaentwicklung in den äquatorialen Breiten Afrikas im Jungpleistozän. Versuch eines Überblicks im Zusammenhang mit Geländearbeiten in Zaire. In: ANDRES, W., BUCHHOFER, E. & MERTINS, G. (Hrsg.): *Geographische Forschung in Marburg – Eine Dokumentation aktueller Arbeitsrichtungen*. Marburger Geographische Schriften, **100**, 132-148.
- PREUSS, J. (1990): L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaire pendant les quarante derniers millénaires. In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Hrsg.): *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, 260-270.
- RAHMSTORF, S. (2003): Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophysical Research Letters*, **30/10**, 1510, doi: 10.1029/2003GL017115

- RASMUSSEN, E.M. & CARPENTER, T.H. (1982): Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, **110**, 354-384.
- REDELSPERGER, J.-L., THORNCROFT, C.D., DIEDHIU, A., LEBEL, T., PARKER, D.J. & POLCHER, J. (2006): African Monsoon Multidisciplinary Analysis. An international research project and field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87/12**, 1739-1746.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics* (2nd ed.). Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 1-551.
- REYNAUD-FARRERA, I., MALEY, J. & WIRRMANN, D. (1996): Végétation et climat dans les forêts du Sud-Ouest Cameroun depuis 4770 ans B.P.: analyse pollinique des sédiments du Lac Ossa. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Séries IIA*, **322**, 749-755.
- RICHARDS, K. (1986): Preliminary results of pollen analysis of a 6000 year core from Mboandong, a crater lake in Cameroon. *Hull University Geographical Department Miscellaneous Series*, **32**, 14-28.
- RODBELL, D.T., SELTZER, G.O., ANDERSON, D.M., ABBOTT, M.B., ENFIELD, D.B. & NEWMAN, J.H. (1999): An ~15.000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, **283**, 516-520.
- RODIER, J. (1964): Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo. O.R.S.T.O.M., Paris, 1-137.
- ROHDENBURG, H. (1972): *Einführung in die klimagenetische Geomorphologie*. Lenz, Gießen, 1-350.
- ROSQUIST, G. (1990): Quaternary glaciations in Africa. *Quaternary Science Reviews*, **9**, 281-297.
- ROSSIGNOL-STRICK, M. (1983): African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature*, **304**, 46-49.
- RUDDIMAN, W.F. (2001): *Earth's Climate. Past and Future*. W.H. Freeman and Company, New York, 1-465.
- RUDDIMAN, W.F. (2006): Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3092-3112.
- RUNGE, J. (1992): Geomorphological observations concerning palaeoenvironmental conditions in eastern Zaire. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd.* **91**, 109-122.
- RUNGE, J. (1996): Palaeoenvironmental interpretation of geomorphological and pedological studies in the rain forest "core areas" of eastern Zaire (Central Africa). *South African Geographical Journal*, **78**, 91-97.
- RUNGE, J. (2001): Landschaftsgenese und Paläoklima in Zentralafrika. Physiogeographische Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung und klimagesteuerten quartären Vegetations- und Geomorphodynamik in Kongo/Zaire (Kivu, Kasai, Oberkongo) und der Zentralafrikanischen Republik (Mbomou). *Relief Boden Paläoklima*, **17**, 1-294.
- RUNGE, J. (2002): Holocene landscape history and palaeohydrology evidenced by stable carbon isotope ($\delta^{13}C$) analysis of alluvial sediments in the Mbari valley (5°N/23°E), Central African Republic. *Catena*, **48**, 67-87.
- RUNGE, J. (2008): Of deserts and forests: insights into Central African palaeoenvironments since the Last Glacial Maximum. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 15-27.
- RUNGE, J., EISENBERG, J. & SANGEN, M. (2005): Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika – Prospektionsreise nach Südwestkamerun vom 05.03.-03.04.2004 im Rahmen der DFG-Forschergruppe 510: Teilprojekt „Regenwald-Savannen-Kontakt (ReSaKo)“. *Geoökodynamik*, **26**, 135-154.
- RUNGE, J., EISENBERG, J. & SANGEN, M. (2006): Geomorphic evolution of the Ntem alluvial basin and physiogeographic evidence for Holocene environmental changes in the rain forest of SW Cameroon (Central Africa) - preliminary results. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.* **145**, 63-79.
- RUNGE, J., EISENBERG, J. & SANGEN, M. (2006a): Eiszeit im Tropischen Regenwald: Der ewige Wald – eine Legende? *Forschung aktuell, Sonderheft Afrika*, **2**, 34-37.

- RUSSELL, I.C. (1889): Quaternary history of Mono Valley, California. *U. S. Geological Survey Eighth Annual Rept.*, **1**, 261-394.
- RUSSELL, J., TALBOT, M.R. & HASKELL, B.J. (2003): Mid-Holocene climate change in Lake Bosumtwi, Ghana. *Quaternary Research*, **60/2**, 133-141.
- RUSSELL, J., JOHNSON, T.C., KELTS, K.R., LÆRDAL, T. & TALBOT, M.R. (2003a): A 11,000-year lithostratigraphic and paleohydrologic record from Equatorial Africa: Lake Edward, Uganda-Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **193/1**, 25-49.
- RUST, B.R. (1978): A classification of alluvial channel systems. In: MIALL, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, 745-755.
- SALZMANN, U. & HOELZMANN, P. (2005): The Dahomey Gap: an abrupt climatically induced rain forest fragmentation in West Africa during the late Holocene. *The Holocene*, **15/2**, 190-199.
- SANDWEISS, D.H., MAASCH, K.A., BURGER, R.L., RICHARDSON, J.B., ROLLINS, H.B. & CLEMENT, A.C. (2001): Variations in Holocene El Niño frequencies: climate records and cultural consequences in ancient Peru. *Geology*, **29**, 603-606.
- SANGEN, M. (2007): Physiogeographische Untersuchungen zur holozänen Umweltgeschichte an Alluvionen des Ntem-Binnendeltas im tropischen Regenwald SW-Kameruns. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1/4**, 113-128.
- SANGEN, M. (2008): New evidence on palaeoenvironmental conditions in SW Cameroon since the Late Pleistocene derived from alluvial sediments of the Ntem River. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 79-101.
- SANGEN, M., EISENBERG, J., KANKEU, B., RUNGE, J. & TCHINDJANG, M. (in Vorb.): Preliminary results on palaeoenvironmental research carried out in the framework of the second phase of the ReSaKo-project in the upper catchments areas of the Nyong and Sanaga Rivers in Cameroon.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., DUPLESSY, J.-C. & FONTUGNE, M.R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21.000 years. *Paleoceanography*, **3/3**, 361-399.
- SAVAT, J. (1975): Some morphological and hydraulic characteristics of river-patterns in the Zaire basin. *Catena*, **2**, 161-180.
- SCHÄFER, A. (2005): *Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie*. Spektrum Akademischer Verlag, Elsevier, München, 1-414.
- SCHIEFFER, F. & SCHACHTSCHNABEL, P. (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 15. Auflage, neubearbeitet und erweitert von BLUME et al., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, 1-593.
- SCHIEFÜß, E., SCHOUTEN, S. & SCHNEIDER, R.R. (2005): Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. *Nature*, **437**, 1003-1006.
- SCHNEIDER, R.R., MÜLLER, P.J. & WEFER, G. (1994): Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes of planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 255-274.
- SCHNEIDER, R.R., PRICE, B., MÜLLER, P.J., KROON, D. & ALEXANDER, I. (1997): Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleoceanography*, **12/3**, 463-481.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994): *Klimatologie*. Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart, 1-436.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1995): *Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1-224.
- SCHUMM, S.A. (1968): Speculation concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bulletin of the geological Society of America*, **79**, 1573-1588.
- SCHUMM, S.A. (1969): River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, **95**, 255-273.
- SCHUMM, S.A. (1973): Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: MORISAWA, M. (Ed.): *Fluvial Geomorphology*, New York State University, Binghamton, 299-310.
- SCHUMM, S.A. (1977): *The Fluvial System*. John Wiley, New York, 1-338.

- SCHUMM, S.A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers*, **4**, 485-515.
- SCHUMM, S.A. (1985): Patterns of alluvial rivers. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **13**, 5-27.
- SCHUMM, S.A. & WINKLEY, B.R. (1994): *The Variability of Large Alluvial Rivers*. American Society of Civil Engineers Press, New York, 1-467.
- SCHUMM, S.A., DUMONT, J., & HOLBROOK, J. (2000): *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, 1-276.
- SCHWARTZ, D. (1992): Assèchement climatique vers 3000 B.P. et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique: quelques réflexions. *Bulletin de la Société géologique de France*, **3**, 353-361.
- SCHWARTZ, D. & LANFRANCHI, R. (1993): Les cadres paléoenvironnementaux de l'évolution humaine en Afrique centrale atlantique. *L'Anthropologie*, **97**, 17-50.
- SCHWARTZ, D., DE FORESTA, H., MARIOTTI, A., BALESSENT, J., MASSIMBA, J.P. & GIRARDIN, C. (1995): Present dynamics of the savanna-forest boundary in the Congolese Mayombe: a pedological, botanical and isotopic (^{13}C and ^{14}C) study. *Oecologia*, **106**, 516-524.
- SCHWARZBACH, M. (1974): *Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie*. Enke, Stuttgart, 1-380.
- SCOURSE, J., MARRET, F., VERSTEEGH, G.J.M., FRED JANSEN, J.H., SCHEFUß, E. & VAN DER PLICHT, J. (2005): High-resolution last deglaciation record from the Congo fan reveals significance of mangrove pollen and biomarkers as indicators of shelf transgression. *Quaternary Research*, **64**, 57-69.
- SEGALEN, P. (1967): Les sols et géomorphologie du Cameroun. *Chiers ORSTOM*, **17**, 137-187.
- SEMAZZI, F.H.M. & SONG, Y. (2001): A GCM study of climate change induced by deforestation in Africa. *Climate Research*, **17**, 169-182.
- SERVAIN J. (1991): Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. *Journal of Geophysics Research*, **96**, 15137-15146.
- SERVAIN, J., PICAUT, J. & MERLE, J. (1982): Evidence of remote forcing in the Equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **12**, 457-463.
- SERVANT, M. (1983): *Séquences continentales et variations climatiques: évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. Travaux et Documents de l'ORSTOM, **159**, Paris, 1-573.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (2000): *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux. Publications issues du Symposium international « Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux », Paris, 20-22 mars 1996*. Paris, UNESCO, 1-434.
- SERVAT, É., PATUREL, J.E. & LUBES, H. (1996): La sécheresse gagne l'Afrique tropicale. *La Recherche*, **290**, 24-25.
- SHACKLETON, N.J. (1967): Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, **215**, 15-17.
- SHACKLETON, N.J. (2000): The 100,000-year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, **289**, 1897-1902.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, **3**, 39-55.
- SHANAHAN, T.M., OVERPECK, J.T., WHEELER, W., BECK, J.W., PIGATI, J.S., TALBOT, M.R., SCHOLZ, C.A., PECK, J. & KING, J.W. (2006): Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **242**, 287-302.
- SHI, N. & DUPONT, L.M. (1997): Vegetation and climate history of SW Africa: a marine palynological record of the last 300,000 years. *Vegetation History and Archaeobotany*, **6**, 117-131.
- SHI, N., DUPONT, L.M., BEUG, H.-J. & SCHNEIDER, R. (2000): Correlation between vegetation in southwestern Africa and oceanic upwelling in the past 21,000 years. *Quaternary Research*, **54**, 72-80.

- SHI, N., SCHNEIDER, R., BEUG, H.-J. & DUPONT, L.M. (2001): Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**, 311-321.
- SIGHA-NKAMDJOU, L. (1994): *Fonctionnement hydrochimique d'un écosystème forestier de l'Afrique centrale: La Ngoko à Moloundou (sud-est du Cameroun)*. Thèse de doctorat, Université de Paris-sud, Centre d'Orsay, 1-378.
- SIROCKO, F. (2003): What drove past teleconnections? *Science*, **301**, 1336-1337.
- SLINGERLAND, R. & SMITH, N.D. (1998): Necessary conditions for a meandering-river avulsion. *Geology*, **26**, 435-438.
- SMITH, D.G. (1976): Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier melt-water river. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 857-860.
- SMITH, D.G. (1983): Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (Eds.): *Modern and ancient fluvial systems*. Special Publication Number 6 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 155-168.
- SMITH, D.G. (1986): Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology*, **46**: 177-196.
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**: 157-164.
- SOYER, J. (1983): Microrelief de buttes basses sur sols inondés saisonnièrement au Sud-Shaba (Zaïre). *Catena*, **10**, 153-265.
- STAGER, J.C. (1988): Environmental changes at Lake Cheshi, Zambia since 40 000 yr BP. *Quaternary Research*, **29**, 54-65.
- STAGER, J.C., CUMMING, B.F. & MEEKER, L.D. (1997): A 17,400-year, high resolution diatom record from Lake Victoria, East Africa. *Quaternary Research*, **47**, 81-89.
- STAGER, J.C., CUMMING, B.F. & MEEKER, L.D. (2003): A 10 000-year high-resolution diatom record from Pilkington Bay, Lake Victoria, East Africa. *Quaternary Research*, **59**, 172-81.
- STAGER, J.C. & ANFANG-SUTTER, R. (1999): Preliminary evidence of environmental changes at Lake Bambili (Cameroon, West-Africa) since 24,000 BP. *Journal of Paleolimnology*, **22**, 319-330.
- STANISTREET, I.G., CAIRNCROSS, B. & MCCARTHY, T.S. (1993): Low sinuosity and meandering bedload rivers of the Okavango fan: channel confinement by vegetated levees without fine sediment. *Sedimentary Geology*, **85**, 135-156.
- STARKEL, L. (1977): Man as a cause of sedimentological changes in the Holocene. Anthropogenic Sedimentological Changes during the Holocene. *Striae*, **26**, 5-12.
- STARKEL, L. (1995): Introduction to global palaeohydrological changes. In: GREGORY, K.J., STARKEL, L. & BAKER, V.R. (Eds.): *Global Continental Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, 233-257.
- STEFFENSEN, J.P., ANDERSEN, K.K., BIGLER, M., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M., JOHNSEN, S.J., JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., POPP, T., RASMUSSEN, S.O., RÖTHLISBERGER, R., RUTH, U., STAUFFER, B., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E., SVENSSON, A. & WHITE, J.W.C. (2008): High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, **321**, 680-684.
- STERNBERG, H. O'R. (1959): Radiocarbon dating as applied to a problem of Amazonian morphology. 17th International Geographical Congress, C. R. **2**, 399-424.
- STEVAUX, J.C. (1994): The Upper Paraná River (Brazil); geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International*, **21**, 143-161.
- STEVAUX, J.C. (2000): Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*, **72**, 73-85.
- STEVAUX, J.C. & SOUZA, I.A. (2000): Floodplain construction in an anastomosed river. *Quaternary International*, **114**, 55-65.

- STOCKER, T. (2000): Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 301-319.
- STOCKER, T. (2005): 800.000 Jahre Klimageschichte der Antarktis: Eine Herausforderung für die Klimamodellierung. In: MINOR, H.E. (Hrsg.): Festkolloquium 75 Jahre VAW, 7. Oktober 2005. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie –VAW*, **190**, 79-90.
- STOLUM, H.H. (1998): Planform geometry and dynamics of meandering rivers. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 1485-1498.
- STOUTHAMER, E. & BERENDSEN, H.J.A. (2007): Avulsion: The relative role of autogenic and allogenic processes. *Sedimentary Geology*, **198**, 309-325.
- STREET, F.A. & GROVE, A.T. (1976): Environmental and climatic implications of Late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. *Nature*, **261**, 385–390.
- STREET, F.A. & GROVE, A.T. (1979): Global maps of lake level fluctuations since 30,000 yr B.P. *Quaternary Research*, **12**, 83–118.
- STREET-PERROTT, F.A., BERAN, M. & RATCLIFF, R. (1983): *Variations in the Global Water Budget*. Reidel, Dordrecht, 1-532.
- STREET-PERROTT, F.A. & PERROTT, R.A. (1990): Abrupt climatic fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean Circulation. *Nature*, **343**, 607–612.
- STREET-PERROTT, F.A., HUANG, Y., PERROTT, R.A., EGLINTON, G., BARKER, P., KHELIFA, L., HARKNESS, D.D. & OLAGO, D.O. (1997): Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, **278**, 1422–1426.
- STRUCK, U., SARNTHEIN, M., WESTERHAUSEN, L., BARNOLA, J.M. & RAYNAUD, D. (1993): Ocean-atmosphere carbon exchange: impact of the “biological pump” in the Atlantic equatorial upwelling belt over the last 330,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **103**, 41-56.
- STRÜNING, J.-O. & FLOHN, H. (1969): *Investigations on the atmospheric circulation above Africa*. Bonner Meteorologische Abhandlungen, **10**, 1-55.
- STUUT, J.B.W., PRINS, M.A., SCHNEIDER, R.R., WELTJE, G.J., JANSEN, J.H.F. & POSTMA, G. (2002): A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments of Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, **180**, 221-233.
- STUUT, J.B.W., CROSTA, X., VAN DER BORG, K. & SCHNEIDER, R. (2004): Relationship between Antarctic sea ice and southwest African climate during the late Quaternary. *Geology*, **32**, 909-912.
- SUBBARAMAYYA, I. & RAMANADHAM, R. (1981): On the onset of the Indian southwest monsoon and the monsoon general circulation. In: Lighthill, J. & Pearce, R.P. (Eds.): *Monsoon dynamics*. Cambridge University Press, 213-220.
- SUCHEL, J.-B. (1987): *Les climats du Cameroun*. These Doctoral, Université de Bordeaux III, 1-1186.
- SUMMERFIELD, M.A. (1985): Tectonic background to long-term landform development in tropical Africa. In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*, 281-294.
- SUMMERFIELD, M.A. (1991): *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. (Essex: Longman).
- TALBOT, M.R., LIVINGSTONE, D.A., PALMER, P.G., MALEY, J., MALECK, J.M., DELIBRIAS, G. & GULLIKSEN, S. (1984): Preliminary results from sediment cores from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeoecology of Africa*, **16**, 173-192.
- TAYLOR, D.M. (1990): Late Quaternary pollen records from two Ugandan mires: evidence for environmental change in the Rukiga highlands of southwest Uganda. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**, 283–300.
- TCHAWA, P. (2006): Relief et hydrographie du Cameroun. In: YAHMED, D.B. (Ed.): *Atlas du Cameroun*. Les Éditions J.A., Paris, 58-59.
- TCHOUTO MBATCHOU, G. P. (2004): Plant diversity in a tropical rain forest. Implications for biodiversity and conservation in Cameroon. PhD dissertation, University of Wageningen.

- THOMAS, M.F. (2000): Late Quaternary environmental changes and the alluvial record in humid tropical environments. *Quaternary International*, **72**, 23-36.
- THOMAS, M.F. (2003): Late Quaternary sediment fluxes from tropical watersheds. *Sedimentary Geology*, **162**, 63-81.
- THOMAS, M.F. (2004): Landscape sensitivity to rapid environmental change—a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *Catena*, **55**, 107-124.
- THOMAS, M.F. (2008): Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in the tropical and sub-tropical regions. *Geomorphology*, 146-158.
- THOMAS, M.F. & THORP, M.B. (1980): Some aspects of geomorphological interpretation of Quaternary alluvial sediments in Sierra Leone. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.Bd.* **36**, 140-161.
- THOMAS, M.F. & THORP, M.B. (1995): Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews*, **14**, 193-207.
- THOMAS, M.F. & THORP, M.B. (2003): Palaeohydrological reconstruction for tropical Africa since the Last Glacial Maximum - evidence and problems. In: BENITO, G. & GREGORY, K.J. (Eds.): *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. Wiley, Chichester, 167–192.
- THOMPSON, L.G. (2000): Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 19-35.
- THOMPSON, L.G. MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., HENDERSON, K.A., BRECHER, H.H., ZAGORODNOV, V.S., MASHIOTTA, T.A., LIN, P.-N., MIKHALENKO, V.N., HARDY, D.R. & BEER, J. (2002): Kilimanjaro ice core records: Evidence of Holocene climate change in tropical Africa. *Science*, **298**, 589-593.
- THORP, M.B. & THOMAS, M.F. (1992): The timing of alluvial sedimentation and floodplain formation in the lowland humid tropics of Ghana, Sierra Leone and western Kalimantan (Indonesian Borneo). *Geomorphology*, **4**, 409-422.
- THORNCROFT, C.D. & BLACKBURN, M. (1999): Maintenance of the African easterly jet. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 763-786.
- THORNDYCRAFT, V.R., BENITO, G. & GREGORY, K.J. (2008): Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. *Geomorphology*, **98**, 2-12.
- TIEDEMANN, R., SARNTHEIN, M. & STEIN, R. (1989): Climatic changes in the western Sahara: aeolomarine sediment record of the last 8 million years (Sites 657–661). In: RUDDIMAN, W., SARNTHEIN, M. et al. (Eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **108**, College Station, 241–277.
- TIERCELIN, J.J., MONDEGUER, A., GASSE, F., HILLAIRE-MARCEL, C., HOFFERT, M., LARQUE, P., LEDEE, V., MARESTANG, P., RAVENNE, C., RAYNAUD, J.F., THOUVENY, N., VINCENS, A. & WILLIAMSON, D. (1988): 25000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire du lac Tanganyika, Rift Est-Africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **307**, 1375-1382.
- TIMMERMANN, A., OKUMURA, Y., AN, S.-I., CLEMENT, A., DONG, B., GUILYARDI, E., HU, A., JUNGCLAUS, J.H., RENOLD, M., STOCKER, T.F., STOUFFER, R.J., SUTTON, R., XIE, S.-P. & YIN, J. (2007): The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *Journal of Climate*, **20**, 4899-4919.
- TORRENT, J., SCHWERTMANN, U. & SCHULZE, D.G. (1980): Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, **23**, 191-208.
- TOTEU, S.F., PENAYE, J. & DJOMANI, Y.P. (2004): Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**, 73-85.
- TÖRNQVIST, T.E. (1993): Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse Delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 683–693.
- TÖRNQVIST, T.E. & BRIDGE, J.S. (2002): Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology*, **49**: 891-905.

- TRENBERTH, K.E. (1976): Spatial and temporal variations in the Southern Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 639-653.
- TRICART, J. (1965): *Rapport de la mission de reconnaissance géomorphologique de la vallée moyenne du Niger (Janvier-Avril 1957)*. Mémoire de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire, **72**, Institut Fondamental d'Afrique Noire, Dakar.
- TROLL, C. & PFAFFEN, K. (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. *Erdkunde*, **18**, 5-28.
- TSALEFAC, M. (2006): Carte du Climat. In: YAHMED, D.B. (Ed.): *Atlas du Cameroun*. Les Éditions J.A., Paris, 60-61.
- UREY, H.C. (1948): Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. *Science*, **108**, 489-496.
- UREY, H.C., LOWENSTAM, H.A., EPSTEIN, S. & MCKINNEY C. R. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and Southeastern United States. *Bulletin of the Geologic Society of America*, **62**, 399-416.
- VAN DEN BERG, J.H. (1995): Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology*, **12**, 259-279.
- VAN GEEL, B., RASPOPOV, O.M., RENSSSEN, H., VAN DER PLICHT, J., DERGACHEV, V.A. & MEIJER, H.A.J. (1999): The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 331-338.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1967): Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy and ecology on the basis of vegetation changes in sub-Saharan Africa. In: BISHOP, W.W. & EAS, D.C. (Eds.): *Background to Evolution in Africa*. Univ. Chicago Press, 125-147.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1969): Palaeoecology of Africa & of the surrounding islands & Antarctica, Volume 4, covering the years 1966-1968. A. A. Balkema, Cape Town, 1-274.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1975): The origin and paleoenvironment of the Namib Desert biome. *Journal of Biogeography*, **2**, 65-73.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. & CLARK, J.D. (1962): Pleistocene climates and cultures in north-eastern Angola. *Nature*, **196**, 639-642.
- VANDENBERGHE, J. (1995): Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, **14**: 631-638.
- VANDENBERGHE, J. (2003): Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 2053-2060.
- VERSCHUREN, D. (2004): Decadal and century-scale climate variability in tropical Africa during the past 2000 years. In: BATTARBEE, R.W., GASSE, F. & STICKLEY, C.E. (Eds.): *Past climate variability through Europe and Africa*. Springer, 139-158.
- VIDAL, L., SCHNEIDER, R.R., MARCHAL, O., BICKERT, T., STOCKER, T.F. & WEFER, G. (1999): Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Climate Dynamics*, **15**, 909-919.
- VIDAL, L. & ARZ, H. (2004): Oceanic climate variability at millennial time-scales: Models of climate connections. In: BATTARBEE, R.W., GASSE, F. & STICKLEY, C.E. (Eds.): *Past climate variability through Europe and Africa*. Springer, 31-44.
- VINCENS, A. (1989): Palaeoenvironments du bassin nord-Tanganyika (Zaïre, Burundi, Tanzanie) au cours des 13 derniers milles ans: apport de la palynologie. *Review of Palaeobotany and Palaeoecology*, **61**, 69-88.
- VINCENS, A. (1993): Nouvelle sequence pollinique du Lac Tanganyika: 30,000 Ans d'histoire botanique et climatique du Bassin Nord. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **78**, 381-794.
- VINCENS, A., SCHWARTZ, D., BERTAUX, J., ELENGA, H. & DE NAMUR, C. (1998): Late Holocene climatic changes in western Equatorial Africa inferred from pollen lake Sinnda, Southern Congo. *Quaternary Research*, **50**, 34-45.
- VINCENS, A., SCHWARTZ, D., ELENGA, H., REYNAUD-FARRERA, I., ALEXANDRE, A., BERTAUX, J., MARIOTTI, A., MARTIN, L., MEUNIER, J.-D., NGUETSOP, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S. & WIRRMANN, D. (1999): Forest response to climate changes in Atlantic Equatorial Africa during the

- last 4000 years BP and inheritance on the modern landscapes. *Journal of Biogeography*, **26**, 879-885.
- VINCENS, A., WILLIAMSON, D., THEVENON, F., TAIEB, M., BUCHET, G., DECOBERT, M. & THOUVENY, N. (2003): Pollen-based vegetation changes in southern Tanzania during the last 4200 years: climate change and/or human impact. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **198/3-4**, 321-334.
- WALKER, G.T. (1923): Correlation in seasonal variations of weather, VIII. A preliminary study of world weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*, **24/4**, 75-131.
- WALKER, G.T. & BLISS, E.W. (1937): World Weather, VI. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, **4/39**, 119-139.
- WANG, S., CHEN, Z. & SMITH, D.G. (2005): Anastomosing river system along the subsiding middle Yangtze River basin, southern China. *Catena*, **60**: 147-163.
- WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFERA, J., CROWLEY, T.J., CUBASCH, U., FLÜCKIGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J.O., KÜTTEL, M., MÜLLER, S.A., PRENTICE, I.C., SOLOMINA, O., STOCKER, T.F., TARASOV, P., WAGNER, M. & WIDMANN, M. (2008): Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 1791-1828.
- WAUTHY, B. (1983): Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanographie tropicale*, **18(2)**, 103-138.
- WEFER, G. & BERGER, W.H. (1991): Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, **100**, 207-248.
- WEFER, G., MULITZA, S. & RATMEYER, V. (2004): *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1-722.
- WEISCHET, W. (2002): *Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen*. Gebrüder Bornträger Verlagsbuchhandlung, Berlin & Stuttgart, 1-276.
- WEIJERS, J.W.H., SCHEFUß, E., SCHOUTEN, S. & SINNINGHE DAMSTÉ, J.S. (2007): Coupled thermal and hydrological evolution of Tropical Africa over the last deglaciation. *Science*, **315**, 1701-1704.
- WELDEAB, S., EMEIS, K.-C., HEMLEBEN, C. & SIEBEL, W. (2002): Provenance of lithogenic surface sediments and pathways of riverine suspended matter in the Eastern Mediterranean Sea: evidence from $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. *Chemical Geology*, **186**, 139-149.
- WELDEAB, S., SCHNEIDER, R.R., KÖLLING, M. & WEFER, G. (2005): Holocene African droughts relate to eastern equatorial Atlantic cooling. *Geology*, **33/12**, 981-984.
- WELDEAB, S., LEA, D.W., SCHNEIDER, R.R. & ANDERSEN, N. (2007): 155,000 years of West African monsoon ocean thermal evolution. *Science*, **316**, 1303-1307.
- WELDEAB, S., LEA, D.W., SCHNEIDER, R.R. & ANDERSEN, N. (2007a): Centennial scale climate instabilities in a wet early Holocene West African monsoon. *Geophysical Research Letters*, **34**, L24702, doi: 10.1029/2007GL031898.
- WELDEAB, S. (2008): Control of West African monsoon precipitation: Insights from the past. *PAGES News*, **16/1**, 16-18.
- WIRRMANN, D., BERTAUX, J. & KOSSONI, A. (2001): Late Holocene palaeoclimatic changes in Western Central Africa inferred from mineral abundance in dated sediments from Lake Ossa (Southwest Cameroon). *Quaternary Research*, **56**, 275-287.
- WHITEHOUSE, F.W. (1944): The natural drainage of some very flat monsoonal lands. *Australian Geographer*, **4**, 183-196.
- WILLIAMS, M.A.J. & WILLIAMS, F.M. (1980): Evolution of the Nile basin. In: WILLIAMS, M.A.J. & FAURE, H. (Eds.): *The Sahara and the Nile*. Balkema, Rotterdam, 207-224.
- WISEMAN, J.D.H. (1954): The determination and significance of past temperature changes in the upper layer of the Equatorial Atlantic Ocean. *Proceedings of the Royal Society A*, **222**, 296-323.
- WMO (2005): *Hydrological information systems for integrated water resources management. WHYCOS Guidelines*. WMO/TD-No. 1282, 1-48.

- WOTZKA, H.-P. (1995): Studien zur Archäologie des zentralafrikanischen Regenwaldes: Die Keramik des inneren Zaïre-Beckens und ihre Stellung im Kontext der Bantu-Expansion. *Africa Praehistorica* (Köln: Heinrich-Barth-Institut), **6**, 1-583.
- WOTZKA, H.-P. (2006): Records of activity: radiocarbon and the structure of Iron Age settlement in Central Africa. In: WOTZKA, H.-P. (Ed.): *Grundlegungen. Beiträge zur europäischen und afrikanischen Archäologie für Manfred K.H. Eggert*. Francke Attempto Verlag, Tübingen, 271-289.
- WU, H., GUIOT, J., BREWER, S., GUO, Z. & PENG, C. (2007): Dominant factors controlling glacial and interglacial variations in the treeline elevation in tropical Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **104/23**, 9720-9724.
- YONECHI, F. & MAUNG, W. (1986): Subdivision on the anastomosing river channel with a proposal of the Irrawaddy type. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **36/2**, 102-113.
- YOUTA HAPPI, J. (1998): Arbres contre graminées: la vente invasion de la savane par la forêt au Centre-Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sorbonne, 1-238.
- ZABEL, M., SCHNEIDER, R., WAGNER, T., ADEGBIE, A. T., DE VRIES, U. & KOLONIC, S. (2001): Late Quaternary Climate Changes in Central Africa as inferred from Terrigenous Input in the Niger Fan. *Quaternary Research*, **56**, 207-217.
- ZEBIAK, S.E. (1993): Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, **6**, 1567-1586.
- ZESE, R. (1991): Fluviale Geomorphodynamik im Quartär Zentral- und Nordostnigerias. *Freiburger Geographische Hefte*, **33**, 199-208.
- ZHANG, C., WOODWORTH, P. & GU, G. (2006): The seasonal cycle in the lower troposphere over West Africa from sounding observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 2559-2582.
- ZHAO, Y., BRACONNOT, P., HARRISON, S.P., YIOU, P. & MARTI, O. (2007): Simulated changes in the relationship between tropical ocean temperatures and the western African monsoon during the mid-Holocene. *Climate Dynamics*, **28**, 533-551.
- ZOGNING, A., GIRESSE, P., MALEY, J. & GADEL, F. (1997): The Late Holocene palaeoenvironment in the Lake Njupi area, west Cameroon: implications regarding the history of Lake Nyos. *Journal of African Earth Science*, **24/3**, 285-300.

11.2 Internet

- Archäologie Tübingen - <http://www.ufg.uni-tuebingen.de/index.php?id=229> (2008)
- CalPal - <http://www.calpal-online.de/> (2008-2009)
- GLCF - <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp> (2007-2008)
- IRD - <http://www.ird.fr/> (2007-2009)
- LGM data base - <http://www.uni-mannheim.de/phygeo/FP18000.htm> (2007)
- NOAA (ENSO) - http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml (2008)
- NOAA (Paläoklima) - <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/datalist.html> (2008-2009)
- ScienceDirect - <http://www.sciencedirect.com/> (2005-2009)
- USGS - http://edc.usgs.gov/guides/landsat_tm.html#tm14 (2004-2008)
- Vegetation Distribution - <http://www.lib.berkeley.edu/EART/vegmaps.html> (2008)
- WILEY InterScience - <http://www3.interscience.wiley.com/search/allsearch> (2005-2009)

11.3 Karten

- Bertoua NB-33-II – Carte du Cameroun 1/200 000 (1978). Centre Géographique National, Yaoundé.
- Ebolowa NB-32-XVIII – Carte du Cameroun 1/200 000 (1974). Centre Géographique National, Yaoundé.
- Edéa NA-32-XXIII – Carte du Cameroun 1/200 000 (1971). Centre Géographique National, Yaoundé.
- Kribi NA-32-XVII – Carte du Cameroun 1/200 000 (1976). Centre Géographique National, Yaoundé.
- MAURIZOT, P. (2000): Carte Géologique du sud-ouest Cameroun. Geological map of south-west Cameroon. Échelle 1:500.000. BRGM, Orléans, France.
- Nanga Eboko NB-33-I – Carte du Cameroun 1/200 000 (1984). Centre Géographique National, Yaoundé.
- Nyabessan NA-32-XVII-1d – Carte forestière 1/50 000 (1986). Centre National de développement des forêts. CENADEFOR.
- Yaoundé 4 b NA-32-XXIV – Carte du Cameroun 1/50 000 (1975). Centre Géographique National, Yaoundé.

11.4 Satellitenbilder

- LANDSAT ETM+ Szene 182-58 (*Path, Row*) – Aufnahmedatum 06.05.2003
- LANDSAT ETM+ Szene 182-59 – Aufnahmedatum 29.12.2002
- LANDSAT ETM+ Szene 183-58 – Aufnahmedatum 02.01.2003
- LANDSAT ETM+ Szene 183-59 – Aufnahmedatum 05.07.2001
- LANDSAT ETM+ Szene 184-56 – Aufnahmedatum 05.02.2000
- LANDSAT ETM+ Szene 184-57 – Aufnahmedatum 17.11.1999
- LANDSAT ETM+ Szene 184-58 – Aufnahmedatum 30.03.2002
- LANDSAT ETM+ Szene 184-59 – Aufnahmedatum 26.02.2002
- LANDSAT ETM+ Szene 185-56 – Aufnahmedatum 12.12.2000
- LANDSAT ETM+ Szene 185-57 – Aufnahmedatum 16.01.2002
- LANDSAT ETM+ Szene 185-58 – Aufnahmedatum 18.03.2001
- LANDSAT ETM+ Szene 185-59 – Aufnahmedatum 18.03.2001
- LANDSAT ETM+ Szene 186-57 – Aufnahmedatum 19.10.2001
- LANDSAT ETM+ Szene 186-58 – Aufnahmedatum 26.04.2001
- LANDSAT ETM+ Szene 186-58 – Aufnahmedatum 21.02.2001
- LANDSAT ETM+ Szene 186-59 – Aufnahmedatum 19.02.2000
- LANDSAT ETM+ Szene 187-57 – Aufnahmedatum 10.12.2000

12. Anhang

12.1 Übersicht durchgeführter Bohrungen

2005

Bohrung	Standort	Beschreibung	Probenzahl	Ufer	Tiefe (cm)	Labornr.
L01	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	4	N	200	dokumentiert
L02	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	9	N	180	SA 66-74
L03	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	5	N	100	SA 460-464
L04	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	5	S	100	SA 428-432
L05	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	14	S	280	SA 128-141
L06	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	5	N	100	SA 534-538
L07	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	3	N	60	SA 477-479
L08	Meyo Ntem	Insel Ntem 1+2 (BD)	17	S	340	SA 162-178
L09	Meyos	Ntem 2 (BD)	6	S	120	SA 471-476
L10	Meyos	Ntem 2 (BD)	11	S	280	SA 412-422
L11	Meyo Ntem	Ntem 2 (BD)	6	S	120	SA 525-530
L12	Meyo Ntem	Ntem 2 (BD)	9	N	180	SA 376-384
L13	Meyo Ntem	Insel Ntem 1+2 (BD)	5	N	100	SA 520-524
L14	Abong	Ntem 3 (BD)	20	S	395	SA 142-161
L15	Abong	Ntem 3 (BD)	6	S	120	SA 465-470
L16	Meyos Ntem 3	Ntem 3 (BD)	11	N	220	SA 354-364
L17	Meyos Ntem 3	Insel Ntem 2+3 (BD)	18	N	400	SA 1-18
L18	Nyabessan	Ntem (BD)	11	S	220	SA 19-29
L19	Nyabessan	Ntem (BD)	21	S	420	SA 333-353
L20	Nyabessan	Ntem (BD)	6	N	140	SA 434-439
L21	Nyabessan	Ntem (BD)	3	N	60	SA 531-533
L22	Nyabessan	Ntem (BD)	14	N	300	SA 179-192
L23	Nnémeyong	Ntem (BD)	8	N	160	SA 193-200
L24	Nnémeyong	Ntem (BD)	7	S	140	SA 30-36
L25	Nnémeyong	Ntem 1 (BD)	13	S	260	SA 207-219
L26	Nnémeyong	Ntem 1 (BD)	13	N	260	SA 507-519
L27	Akom	Ntem 1 (BD)	10	N	200	SA 37-46
L28	Akom	Ntem 1 (BD)	11	N	240	SA 365-375
L29	Akom	Rodungsfläche	19	N	380	SA 480-498
L30	Tom	Ntem 1 (BD)	8	N	160	SA 102-109
L31	Tom	Ntem 1 (BD)	6	N	120	SA 201-206
L32	Nkongmeyos	Ntem 1 (BD)	5	N	100	SA 220-224
L33	Nkongmeyos	Ntem 1 (BD)	6	N	120	SA 447-452
L34	Nkongmeyos	Ntem 1 (BD)	6	S	120	SA 225-230
L35	Nkongmeyos	Ntem 1 (BD)	10	S	200	SA 385-394
L36	Aya Amang	Ntem 3 (BD)	11	E	220	SA 231-241
L37	Aya Amang	Ntem 3 (BD)	19	E	380	SA 47-65
L38	Aya Amang	Ntem 3 (BD)	15	W	300	SA 242-256
L39	Anguiridjang	Ntem 1 (BD)	7	S	140	SA 453-459
L40	Anguiridjang	Ntem 1 (BD)	20	S	400	SA 75-94
L41	Anguiridjang	Ntem 1 (BD)	4	N	80	SA 499-502
L42	Anguiridjang	Ntem 1 (BD)	4	N	80	SA 503-506
L43	Meyo Ntem	Ntem 1 (BD)	17	N	340	SA 395-411
L44	Nkongmeyos	Ntem 3 (BD)	5	N	100	SA 423-427
L45	Nkongmeyos	Ntem 3 (BD)	7	N	140	SA 440-446

12. Anhang

L46	Nkongmeyos	Ntem 3 (BD)	7	N	140	SA 95-101
L47	Nkongmeyos	Ntem 3 (BD)	5	S	100	SA 292-296
L48	Nkongmeyos	Insel Ntem 2+3 (BD)	1	S	20	SA 433
L49	Nkongmeyos	Ntem 2 (BD)	10	N	200	SA 257-266
L50	Mabingo	Ntem (UL)	8	N	160	SA 110-117
L51 A	Dipikar	Ntem Insel (UL)	4	S	80	SA 118-121
L51 B	Dipikar	Ntem Insel (UL)	7	S	60-177	SA 122-127
B01	Njok	Nyong (ML)	11	N	250	SA 267-276
B02	Makak	Nyong (ML)	15	N	300	SA 277-291
B03	Makak	Nyong (ML)	3	N	160-245	Datierung
B04	Lipombe	Nyong (ML)	6	N	120	nicht analysiert
B05	Lipombe	Nyong (ML)	7	N	120	SA 297-303
B06	Donenda	Nyong (UL)	13	S	220	SA 304-315
B07	Dehane	Nyong (UL)	18	S	340	SA 316-332
S01	Mpolongou	Sumpf Kribi	8	---	160	nicht analysiert
S02	Mpolongou	Sumpf Kribi	5	---	100	nicht analysiert

2006

Bohrung	Standort	Beschreibung	Probenzahl	Ufer	Tiefe (cm)	Labornr.
C01	Nyabibak	Ntem vor Binnendelta	---	N	395	dokumentiert
C02	Nyabibak	Ntem vor Binnendelta	21	N	410	MS 1-21
C03	Meyos	Transekt (BD)	---	N	352	dokumentiert
C04	Meyos	Transekt (BD)	---	N	330	dokumentiert
C05	Meyos	Transekt (BD)	---	N	160	dokumentiert
C06	Meyos	Transekt (BD)	---	N	170	dokumentiert
C07	Meyos	Transekt (BD)	---	N	250	dokumentiert
C08	Meyos	Transekt (BD)	---	N	320	dokumentiert
C09	Aloum II	Ntem 4 (BD)	---	S	110	dokumentiert
C10	Aloum II	Ntem 4 (BD)	---	S	17	dokumentiert
C11	Aloum II	Ntem 4 (BD)	7	N	140	MS 22-28
C11A	Aloum II	zw. Ntem 3 u. 4 (BD)	3	N	60	MS 29-31
C12	Meyos	Transekt (BD)	---	N	395	dokumentiert
C13	Meyos	Transekt (BD)	9	N	180	MS 32-40
C14	Meyos	Transekt (BD)	14	N	270	MS 41-54
C15	Nyabessan	Ntem (BD)	---	S	185	dokumentiert
C16	Nyabessan	Ntem (BD)	11	S	210	MS 55-65
C17	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	290	dokumentiert
C18	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	123	dokumentiert
C19	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	160	dokumentiert
C20	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	440	dokumentiert
L20	Nyabessan	Ntem (BD)	1	N	0-20	MS 66
C21	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	140	dokumentiert
C22	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	220	dokumentiert
L22	Nyabessan	Ntem (BD)	2	N	160-200	MS 67-68
C23	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	300	dokumentiert
C24	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	300	dokumentiert
C25	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	400	dokumentiert
C26	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	270	dokumentiert
C27	Nyabessan	Transekt (BD)	---	S	320	dokumentiert
C28	Nkongmeyos	Transekt (BD)	---	N	110	dokumentiert
C29	Nkongmeyos	Transekt (BD)	---	N	155	dokumentiert

C30	Nkongmeyos	Transekt (BD)	---	N	145	dokumentiert
C31	Nkongmeyos	Transekt (BD)	6	N	120	MS 69-74
C32	Nkongmeyos	Transekt (BD)	---	N	150	dokumentiert
C33	Meyos II	Transekt (BD)	---	S	120	dokumentiert
C34	Meyos II	Transekt (BD)	3	S	357	MS 75-77
C35	Meyos II	Transekt (BD)	---	S	230	dokumentiert
C36	Meyos II	Transekt (BD)	---	S	170	dokumentiert
C37	Meyos II	Transekt (BD)	---	S	50	dokumentiert
C38	Meyos II	Transekt (BD)	---	S	50	dokumentiert
C39	Meyos II	Transekt (BD)	---	S	60	dokumentiert
Profil	Nyabessan	Transekt (BD)	6	S	120	MS 78-83
S01	Ngoazik	Ntem (OL)	---	N	210	dokumentiert
S02	Ngoazik	Ntem (OL)	---	N	320	dokumentiert
S03	Messi Messi	Ntem (OL)	---	N	230	dokumentiert
S04	Messi Messi	Ntem (OL)	---	N	280	dokumentiert

2007

Bohrung	Standort	Beschreibung	Probenzahl	Ufer	Tiefe (cm)	Labornr.
C01	Dizangué	Sanaga (UL)	11	N	210	dokumentiert
C02	Dizangué	Transekt Lac Ossa	19	N	375	dokumentiert
C03	Lac Ossa	Transekt Lac Ossa	3	N	60	Ms 236-237
C04	Lac Ossa	Transekt Lac Ossa	10	N	200	dokumentiert
C05	Dizangué	Transekt Lac Ossa	12	N	240	dokumentiert
C06	Dizangué	Transekt Lac Ossa	27	N	540	dokumentiert
C07	Monatelé	Sanaga Insel (ML)	9	N	180	dokumentiert
C08	Monatelé	Sanaga Insel 2 (ML)	7	N	140	dokumentiert
C09	Monatelé	Sanaga (ML)	14	N	280	dokumentiert
C10	Ntol	Sanaga (ML)	11	S	220	dokumentiert
C11	Ntol Carrière	Sanaga (ML)	10	S	190	dokumentiert
C12	Belabo	Sanaga (OL)	7	N	140	dokumentiert
C13	Belabo	Transekt Belabo	20	N	400	Ms 01-20
C14	Belabo	Transekt Belabo	17	N	340	dokumentiert
C15	Belabo	Transekt Belabo	20	S	385	Ms 21-40
C16	Ngok Etélé	Sanaga (OL)	13	S	260	Ms 41-53
C17	Mbargué	Sanaga (OL)	11	S	215	Ms 54-64
C18	Mbargué	Sanaga (OL)	18	S	360	Ms 65-82
C19	Sakoudi	Sanaga (OL)	11	S	215	Ms 83-93
C20	Mbaki II	Sanaga (OL)	8	E	150	dokumentiert
C21	Abong Mbang II	Nyong (OL)	7	S	140	Ms 94-100
C22	Zende	Nyong (OL)	5	S	90	dokumentiert
C23	Akonolinga	Transekt Nyong	21	S	420	Ms 101-121
C24	Akonolinga	Transekt Nyong	18	S	360	dokumentiert
C25	Akonolinga	Transekt Nyong	15	S	300	dokumentiert
C26	Akonolinga	Transekt Nyong	11	S	220	Ms 224-234
C27	Messa	Mfoumou	12	E	240	Ms 122-133
C28	Akonolinga	Transekt Nyong	20	S	420	Ms 134-153
Aufschluss	Akonolinga	Transekt Nyong	11	S	220	Ms 154-164
C29	Ekoko	Mfoumou	13	E	260	Ms 165-177
C30	Ayos	Nyong Altarm (OL)	15	N	300	Ms 178-192
Aufschluss	Ayos	Nyong (OL)	15	N	300	Ms 193-207
C31	Mengba	Nyong Altarm (OL)	14	S	280	Ms 208-221

2008

Bohrung	Standort	Beschreibung	Probenzahl	Ufer	Tiefe (cm)	Labornr.
unbenannt	Mokounounou	Altarm Ngoko	---	N	485	dokumentiert
N01	Mokounounou	Altarm Ausfluss	28	N	550	Ms 08/01-28
N02	Mokounounou	Altarm Einfluss	20	N	393	Ms 08/29-48
N03	Mokounounou	Altarm Einfluss	20	N	400	Ms 08/49-67a
N04	Mokounounou	Altarm Ausfluss	24	N	470	Ms 08/68-91
N05	Mokounounou	Altarm Einfluss	24	N	470	Ms 08/92-115
N06	Mokounounou	Altarm Ausfluss	---	N	550	dokumentiert
B01	Moloundou	Sumpf	14	N	280	Ms 08/116-129
B02	Ouessou	Boumba (OL)	19	N	376	Ms 08/130-148
B03	Mankako	Boumba (OL)	17	E	320	Ms 08/149-164
M01	Mvondo	Altarm Nyong (OL)	---	N	400	dokumentiert
M02	Mvondo	Ausfluss Altarm	---	N	100	dokumentiert
M03	Mvondo	Altarm Nyong	---	N	220	dokumentiert
PBNY01	Ebabodo	period. Arm Nyong (OL)	---	N	50	dokumentiert
PBNY02	Ebabodo	period. Arm Nyong (OL)	---	N	50	dokumentiert
PBNY03	Ebabodo	period. Arm Nyong (OL)	---	S	180	dokumentiert
PBNY04	Ebabodo	Aue Nyong	---	S	180	dokumentiert
PBNY05	Ebabodo	Flussbett period. Arm	---	N	280	dokumentiert
PBNY06	Ebabodo	Raphia-Sumpf	---	N	130	dokumentiert
PBNY07	Ayos	vermuteter Totarm	---	N	190	dokumentiert
PBNY08	Ayos	vermuteter Totarm	---	N	320	dokumentiert
PBNY09	Ayos	Aue Nyong	---	N	90	dokumentiert
PBNY10	Ayos	vermuteter Totarm	---	N	190	dokumentiert
NY11	Akonolinga	period. Arm Tetar	19	S	380	Ms 08/165-181a
NY12	Akonolinga	Ufer Tetar	---	N	470	dokumentiert
NY13	Akonolinga	period. Arm Tetar	16	S	320	Ms 08/182-197
NY14	Nzibi	Nyong (OL)	---	S	260	dokumentiert
Aufschluss	Nzibi	untere Terrasse Nyong	---	S	160	dokumentiert
NY15	Nzibi	obere Terrasse Nyong	---	S	415	dokumentiert
NY16	Akonolinga	Transekt Nyong	---	N	260	dokumentiert
NY17	Akonolinga	Transekt Nyong	21	N	420	Ms 08/198-218
D01	Dja	Altarm Dja (Kongo)	15	S	300	Ms 08/219-230

BD – Binnendelta

UL – Unterlauf

ML – Mittellauf

OL – Oberlauf

12.2 ^{14}C (AMS)-Datierungen und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte

Standorte Ntem-Binnendelta 2005-2008

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	^{14}C (AMS) BP	kal. Alter (cal. BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Labornr.
L02	Meyo Ntem	100-120	Holz	1066 ± 53	995 ± 51	-27.0	Erl-8249
		160-180	Holz	1104 ± 52	1024 ± 53	-29.2	Erl-8250
C02	Nyabibak	380-400	Holz etc.	5379 ± 51	6162 ± 95	-29.0	Erl-9573
L05	Meyo Ntem	220-240	Blätter etc.	908 ± 50	835 ± 61	-29.4	Erl-8251
L08	Meyo Ntem	300-320	Holz	45.596 ± 4899	50.851 ± 5663	-31.4	Erl-8252
Probeb.	Aloum II	78-88	org. Sediment	8402 ± 67	9408 ± 75	-30.6	Erl-9574
C11	Aloum II	120-140	Holz etc.	6979 ± 58	7822 ± 76	-30.1	Erl-9575
C13	Meyos	60-80	org. Sediment	4081 ± 56	4639 ± 129	-29.9	Erl-10366
		120-140	Holz	14.020 ± 106	17.271 ± 229	-28.1	Erl-9567
		140-160	Holz	17.570 ± 141	20.981 ± 336	-26.5	Erl-9568
		160-180	Holz	18.719 ± 161	22.389 ± 377	-26.5	Erl-9569
		180-200	org. Sediment	17.197 ± 132	20.647 ± 322	-28.8	Erl-9570
		250-263	org. Sediment	18.372 ± 164	22.011 ± 341	-27.6	Erl-9571
L14	Abong	340-360	Holz	48.230 ± 6411	53.096 ± 6876	-29.6	Erl-8254
L17	Meyos	280-300	Holz, Blätter	14.263 ± 126	17.467 ± 265	-27.3	Erl-8253
		280-300	Holz, Blätter	13.690 ± 100	16.781 ± 251	-24.2	LTL2103A
		380-400	Holz, Blätter	14.516 ± 80	17.658 ± 248	-23.1	LTL3181A
L18	Nyabessan	140-160	Blätter etc.	587 ± 64	596 ± 46	-29.1	Erl-8270
		200-220	Blätter etc.	2337 ± 55	2389 ± 73	-31.9	Erl-8271
L19	Nyabessan	320-340	Holz etc.	2189 ± 52	2216 ± 78	-29.5	Erl-8272
C20	Nyabessan	430-440	org. Sediment	2479 ± 43	2571 ± 106	-28.8	Erl-9576
L22	Nyabessan	140-160	Holz etc.	3894 ± 57	4324 ± 79	-28.1	Erl-8273
L24	Nnémeyong	80-100	Holz	441 ± 46	482 ± 39	-30.6	Erl-8266
		120-140	Holz	671 ± 52	623 ± 46	-28.7	Erl-8267
L25	Nnémeyong	160-180	Holz	21.908 ± 302	26.239 ± 583	-27.0	Erl-8268
		220-240	Holz	22.398 ± 316	26.978 ± 631	-29.1	Erl-8269
L27	Akom	100-120	Holz, Blätter	443 ± 57	453 ± 72	-26.4	Erl-8261
		160-180	Blätter	427 ± 52	440 ± 74	-27.6	Erl-8262
C27	Nyabessan	270-280	org. Sediment	3829 ± 46	4257 ± 87	-28.5	Erl-9577
L30	Tom	140-160	Holz etc.	1381 ± 49	1309 ± 30	-28.2	Erl-8260
L32	Nkongmeyos	60-80	Holzkohle	217 ± 46	196 ± 103	-28.0	Erl-8255
C32	Nkongmeyos	145-150	org. Sediment	954 ± 39	865 ± 50	-28.9	Erl-9572
L34	Nkongmeyos	100-120	Holz	435 ± 51	448 ± 70	-27.4	Erl-8256
L36	Aya Amang	140-160	Blätter	4341 ± 60	4945 ± 75	-27.2	Erl-8263
		200-220	Holz, Blätter	4514 ± 45	5176 ± 94	-27.3	LTL3182A
L37	Aya Amang	320-340	Holz	30.675 ± 770	34.962 ± 702	-30.8	Erl-8264
		360-380	Holz, Blätter	31.253 ± 240	35.220 ± 377	-27.1	LTL3183A
L38	Aya Amang	220-240	Holz	5306 ± 64	6096 ± 85	-31.4	Erl-8265
		280-300	Holz, Blätter	5282 ± 45	6079 ± 79	-26.8	LTL3184A
L40	Anguiridjang	280-300	org. Sediment	2180 ± 50	2209 ± 81	-26.9	LTL3185A
		360-380	Holz etc.	2339 ± 52	2393 ± 65	-27.9	Erl-8259
L46	Nkongmeyos	80-100	Holz etc.	8291 ± 89	9277 ± 127	-27.5	Erl-8599
		120-140	Holz etc.	10.871 ± 99	12.846 ± 101	-28.3	Erl-8258
L49	Nkongmeyos	180-200	org. Sediment	10.775 ± 144	12.744 ± 155	-30.1	Erl-8257

Standorte Nyong 2005-2008

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal. BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
B01	Njock	200-225	org. Sediment	2134 ± 41	2161 ± 100	-27.3	Erl-8941
B03	Makak	160-180	Holz	-2105 ± 34	rezent	-29.8	Erl-8944
		235-245	Blätter etc.	-4116 ± 31	rezent	-29.4	Erl-8946
B05	Lipombe II	100-120	Holz	707 ± 38	637 ± 48	-28.2	Erl-8943
B06	Donenda	180-200	Holz etc.	4093 ± 47	4656 ± 117	-29.7	Erl-8945
B07	Dehane	280-300	Holz	400 ± 40	428 ± 72	-28.7	Erl-8942
C21A	Benana	255-265	Blätter etc.	1946 ± 50	1902 ± 56	-27.7	LTL2112A
C23	Akonolinga	150-160	org. Sediment	28.358 ± 300	32.788 ± 411	-20.1	LTL2113A
C28	Akonolinga	420	org. Sediment	42.940 ± 1500	46.680 ± 1817	-19.6	LTL2114A
Aufschluss	Akonolinga	230	org. Sediment	902 ± 45	832 ± 61	-24.2	LTL2117A
C30	Ayos	280	Blätter etc.	724 ± 45	679 ± 28	-25.8	LTL2115A
Aufschluss	Ayos	180	org. Sediment	1508 ± 50	1419 ± 65	-18.0	LTL2116A
C31	Mengba	220	org. Sediment	11.107 ± 90	13.011 ± 138	-28.9	LTL3171A
		260-280	org. Sediment	13.357 ± 60	16.295 ± 418	---	LTL2118A
NY05	Ebabodo	280	Blätter etc.	732 ± 30	684 ± 12	-22.0	LTL3178A
NY11	Akonolinga	280	org. Sediment	31.904 ± 300	35.961 ± 482	-33.5	LTL3179A
NY13	Akonolinga	180	org. Sediment	18.858 ± 100	22.702 ± 248	-18.1	LTL3180A

Standorte Sanaga 2007

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal. BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
C01	Dizangué	200-218	org. Sediment	128.52 ± 0.90 pMC	rezent	-19.6	LTL2104A
C06	Dizangué	360-365	org. Sediment	9321 ± 90	10.515 ± 132	-27.2	LTL2106A
C13	Belabo	390-400	org. Sediment	16.117 ± 200	19.294 ± 325	---	LTL2107A
C14	Belabo	335-340	org. Sediment	1766 ± 50	1693 ± 72	-29.7	LTL2108A
C15	Belabo	381	Holz etc.	1196 ± 45	1130 ± 58	-28.7	LTL2109A
C16	Ngoktéle	240-260	Blätter etc.	14 ± 100	108 ± 125	-24.2	LTL2110A
C19	Sakoudi	213	org. Sediment	3894 ± 50	4327 ± 72	-29.2	LTL2111A

Standorte Boumba 2008

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal. BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
B02	Ouessou	360-376	org. Sediment	2728 ± 60	2846 ± 59	-35.5	LTL3176A
B03	Mankako	300-320	org. Sediment	> 45.000	---	-29.6	LTL3177A

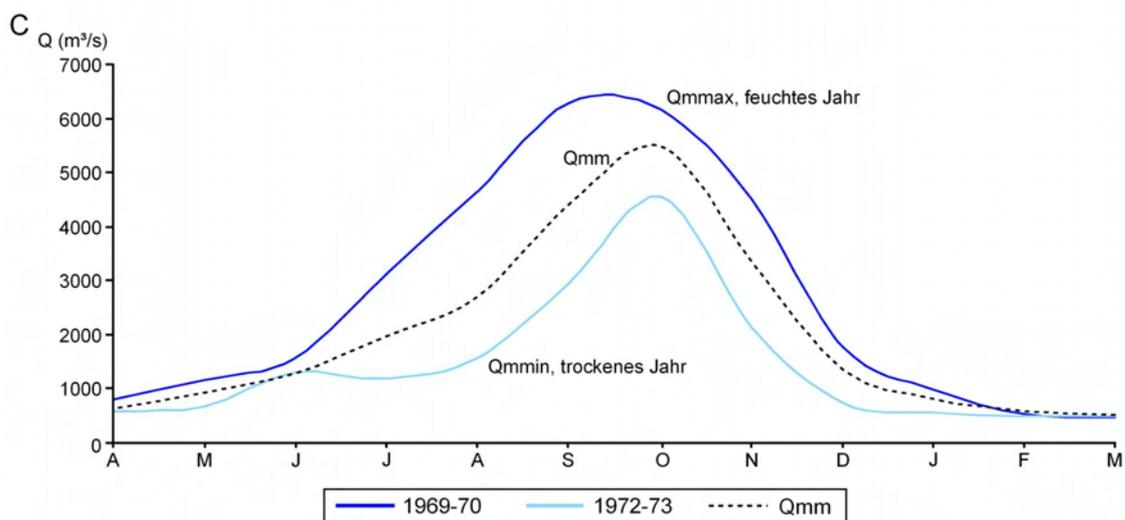
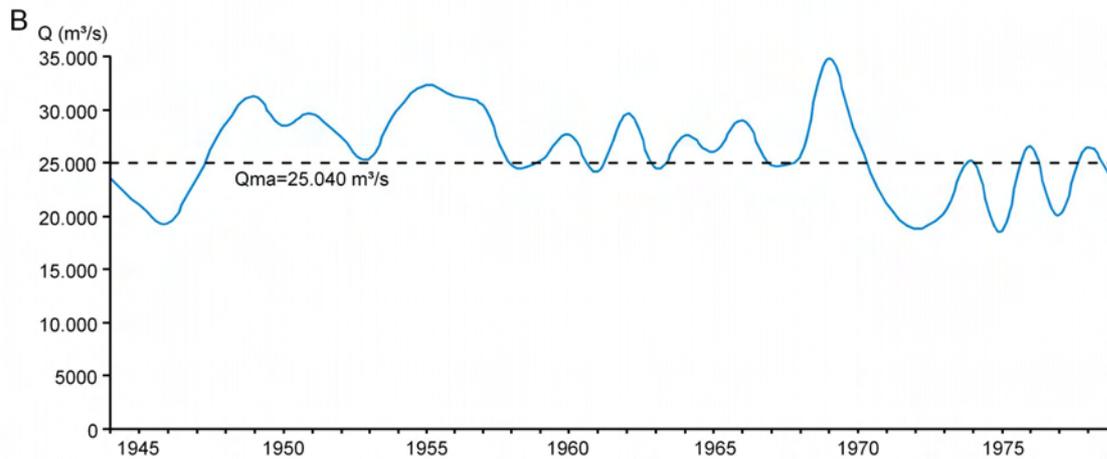
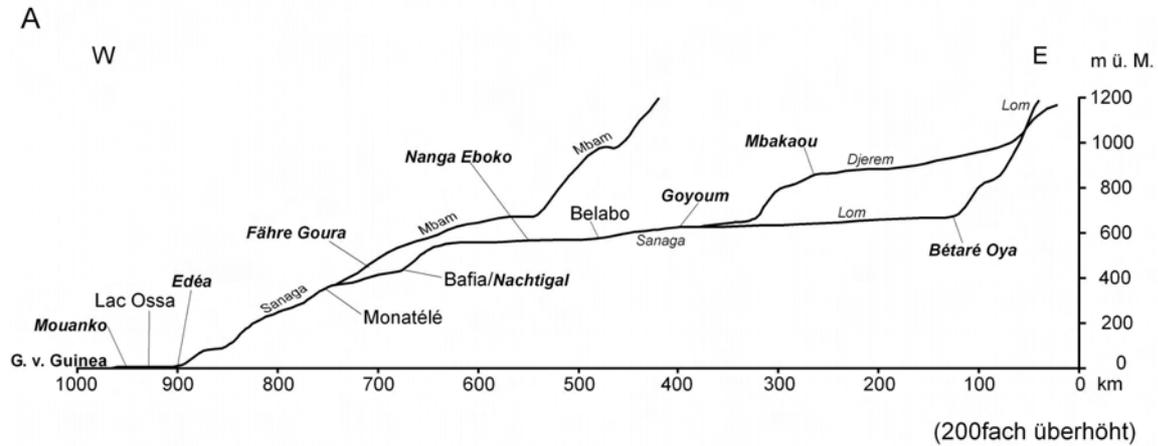
Standorte Ngoko 2008

Bohrung	Standort	Tiefe (cm)	OM	¹⁴ C (AMS) BP	kal. Alter (cal. BP)	δ ¹³ C (‰)	Labornr.
Probeb.	Mokounounou	480-485	org. Sediment	898 ± 50	829 ± 64	-30.0	LTL3170A
N01	Mokounounou	550	org. Sediment	938 ± 45	856 ± 52	-28.0	LTL3169A
N02	Mokounounou	393	Holz etc.	1041 ± 45	973 ± 41	-28.4	LTL3172A
N04	Mokounounou	470	Holz (<i>Raphia</i>)	892 ± 40	827 ± 62	-26.0	LTL3173A
N05	Mokounounou	465	org. Sediment	1228 ± 35	1167 ± 64	-28.1	LTL3174A
N06	Mokounounou	545-550	org. Sediment	1126 ± 45	1046 ± 59	-29.4	LTL3175A

Kalibrierung erfolgte mit dem Programm CalPal (www.calpal-online.de), basierend auf die Kalibrierungskurve CalPal2007_Hulu (HUGHEN et al. 2006).

12.3 Flusslängsprofile und klimatische sowie hydrologische Daten

Flusslängsprofil und hydrologische Daten Sanaga

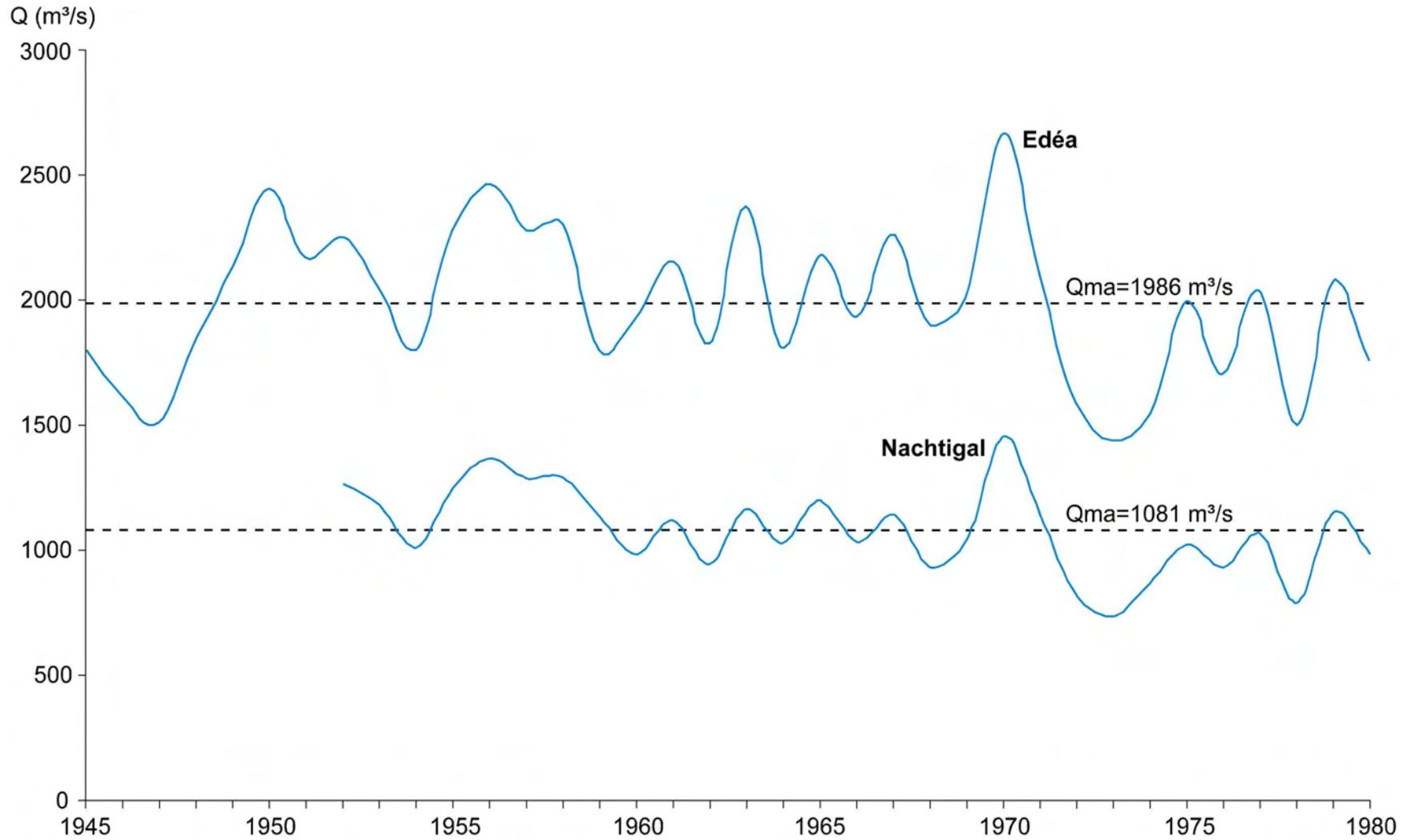


A: Flusslängsprofil des Sanaga von den Quellen auf dem Adamaoua-Plateau bis zur Mündung bei Mouanko.

B: Kumulierte jährliche Abflussmengen an der Station Edéa (3°48'N, 10°08'E; 31 m. ü. M.) von 1944-1979.

C: Durchschnittliche (Qmm), maximale (Qmmax) und minimale (Qmmin) monatliche Abflussmengen des Sanaga an der Station Edéa (1944-1979).

Kursive Ortsnamen in A markieren im Folgenden dargestellte klimatische und hydrologische Messstationen.

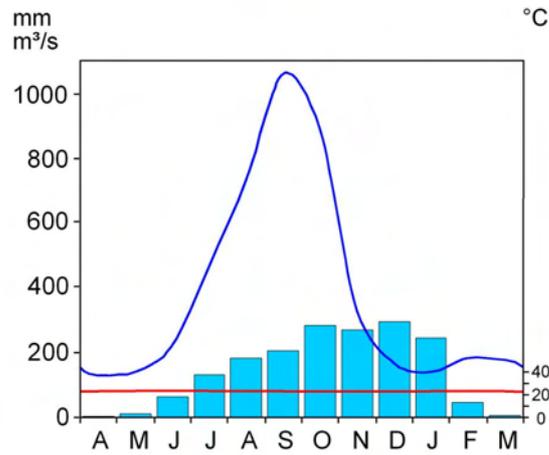
Jahresabflussmengen des Sanaga bei Edéa und Nachtigal von 1945-1980

Klima- und Abflussdaten Sanaga-Quellflüsse

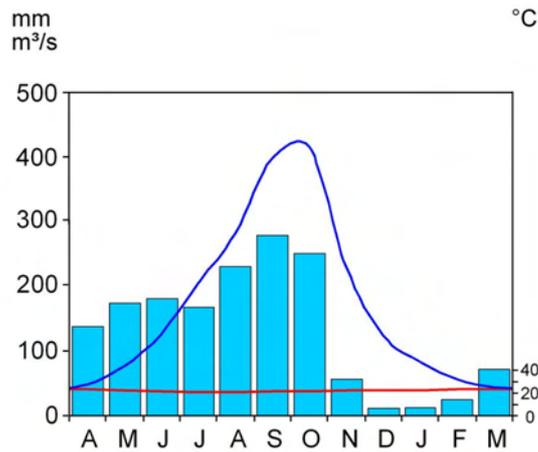
Mbakaou, Zufluss Djerem
 6°18'N, 12°48'E, 840 m. ü. M.
 Einzugsgebiet Djerem: 20.200 km²
 Qma (1959-1980): ~388 m³/s

Klimawerte:

Tibati
 6°27' N, 12°37' E, 874 m. ü. M.
 1720 mm, 23.4°C (1951-1981)



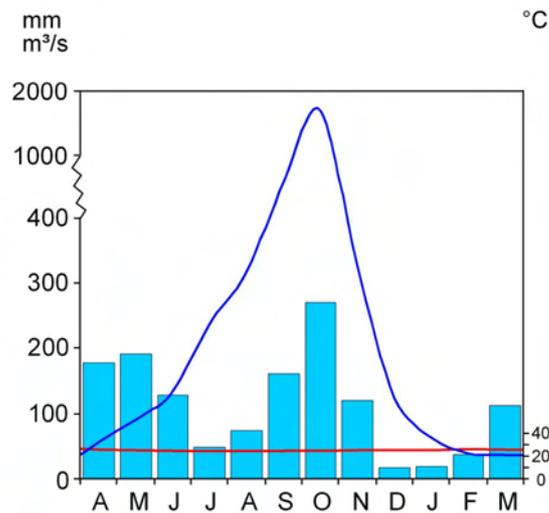
Bétare Oya, Zufluss Lom
 5°36'N, 14°05'E, 805 m. ü. M.
 1584 mm; 23.4°C (1951-1981)
 Einzugsgebiet Lom: 11.100 km²
 Qma (1951-1981): ~178 m³/s



Fähre Goura, Zufluss Mbam
 4°34'N, 11°22'E, 399 m. ü. M.
 Einzugsgebiet: 42.300 km²
 Qma (1951-1980): ~710 m³/s

Klimawerte:

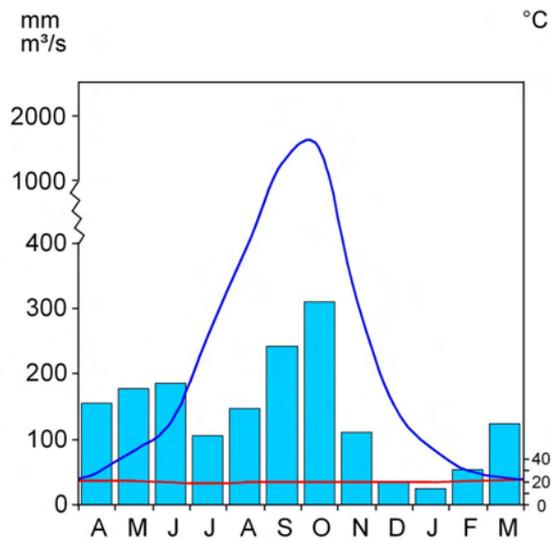
Bafia
 4°44'N, 11°15'E, 499 m. ü. M.
 1355 mm, 25.1°C (1944-1971)



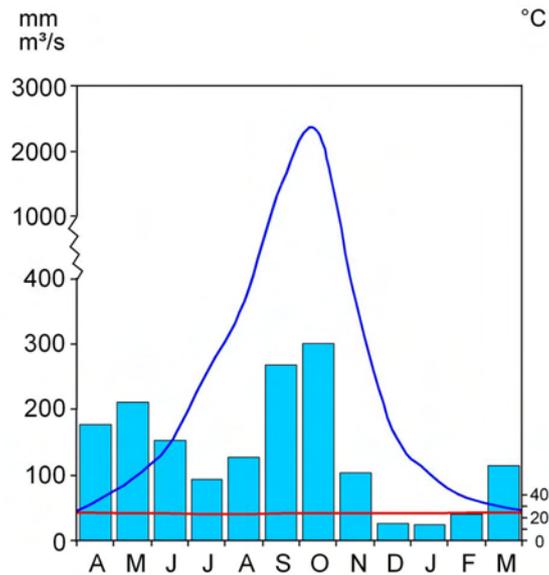
Klima- und Abflussdaten Sanaga Oberlauf

Goyoum
 5°12'N, 13°22'E, 640 m. ü. M.
 Einzugsgebiet: 50.500 km²
 Qma (1961-1970): ~845 m³/s

Klimawerte:
 Bertoua
 4°36'N, 13°41'E, 668 m. ü. M.
 1674 mm, 23.7°C (1951-1978)



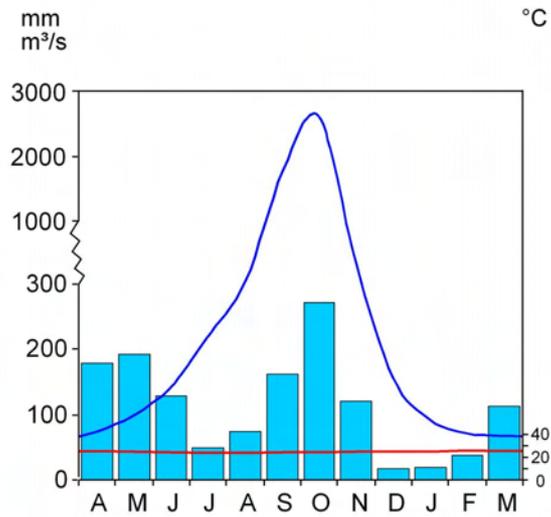
Nanga Eboko
 4°41'N, 12°22'E, 624 m. ü. M.
 1640 mm; 24.2°C (1951-1978)
 Einzugsgebiet: 65.100 km²
 Qma (1949-1970): ~1025 m³/s



Klima- und Abflussdaten Sanaga Mittellauf

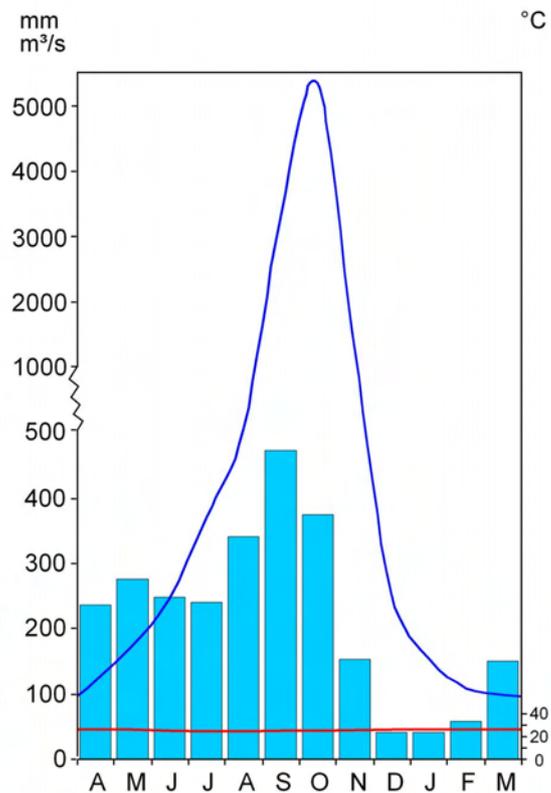
Nachtigal
 4°21'N, 11°38'E, 465 m. ü. M.
 1363 mm (1951-1975)
 Einzugsgebiet: 76.000 km²
 Qma (1952-1980): ~1081 m³/s

Temperaturwerte:
 Bafia
 4°44'N, 11°15'E, 499 m. ü. M.
 1493 mm, 25.1°C (1944-1971)

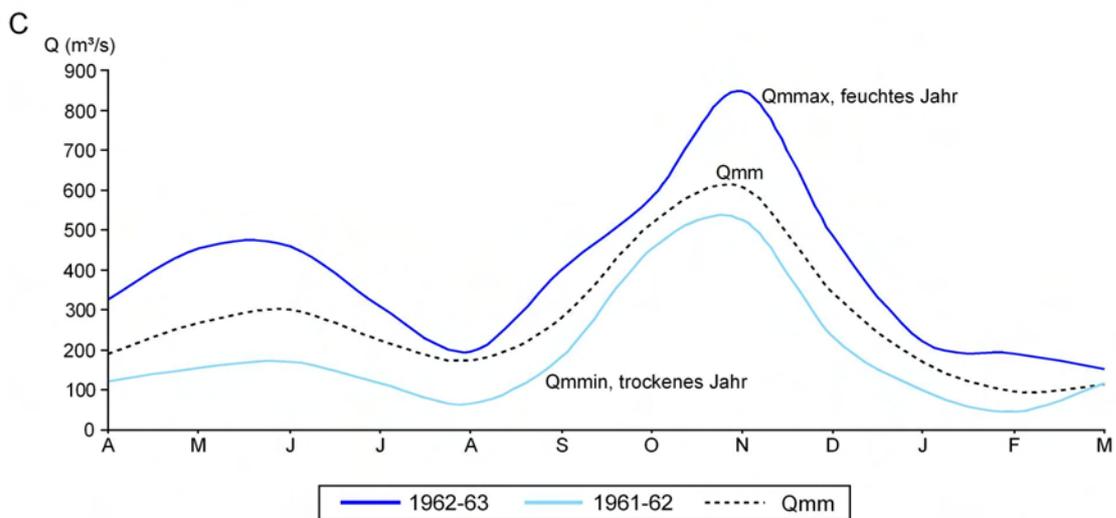
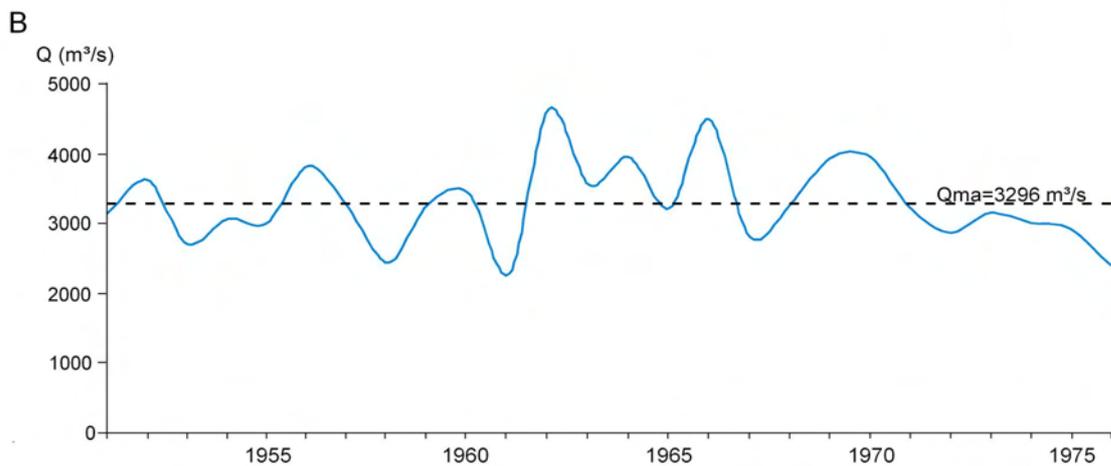
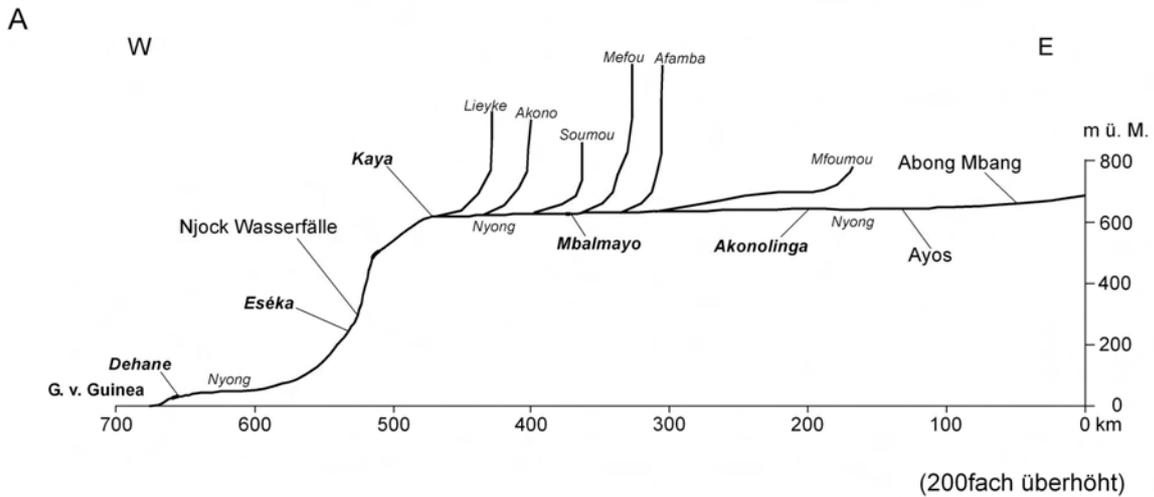


Klima- und Abflussdaten Sanaga Unterlauf

Edéa
 3°48'N, 10°08'E, 31 m. ü. M.
 2694 mm; 26.5°C (1937-1976)
 Einzugsgebiet: 131.500 km²
 Qma (1943-1980): ~1986 m³/s



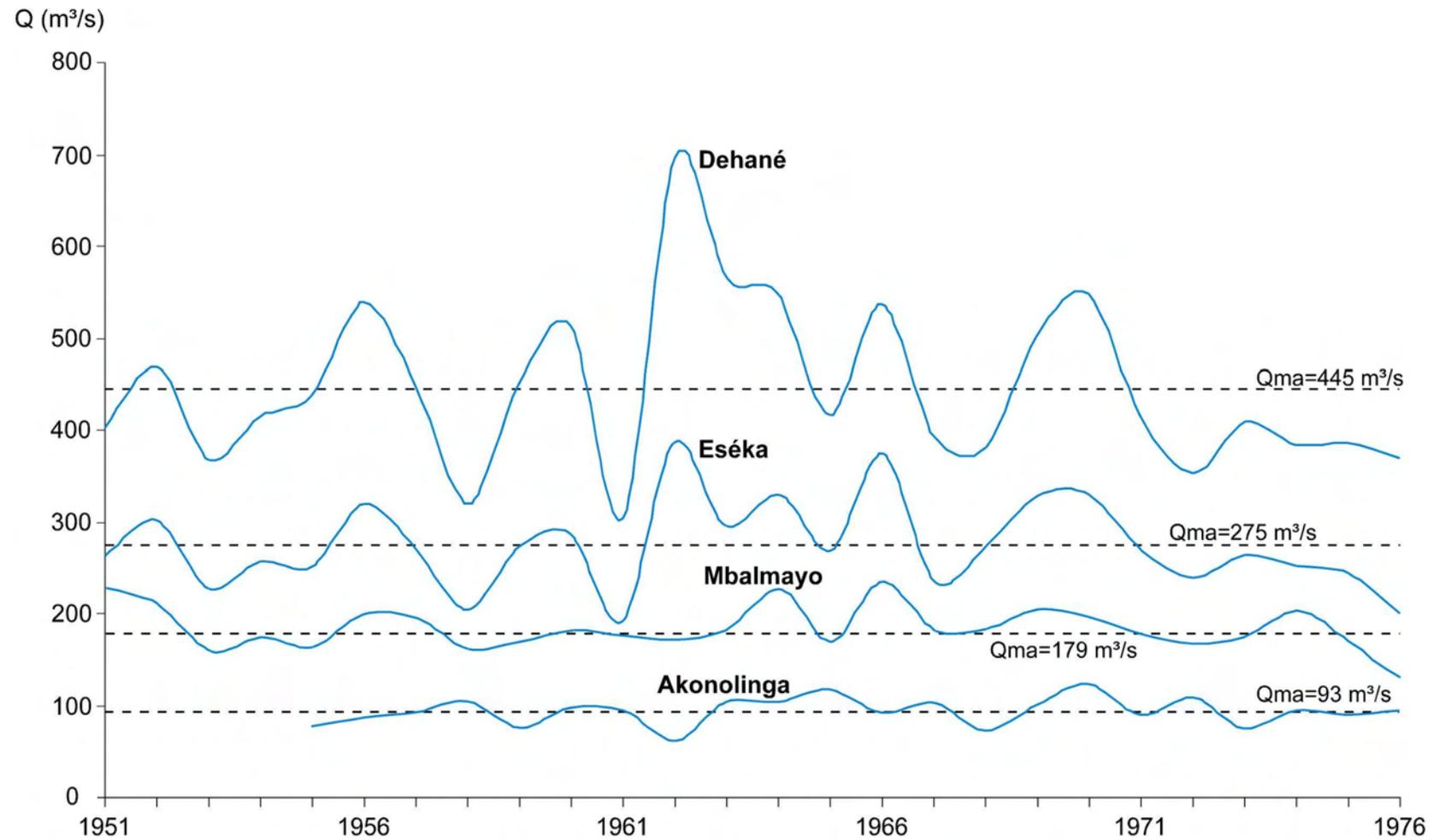
Flusslängsprofil und hydrologische Daten Nyong



A Flusslängsprofil des Nyong von der Quelle bei Abong Mbang bis zur Mündung in den Golf von Guinea bei Dehane.
 B Kumulierte jährliche Abflussmengen an der Station Eséka (2° 18'N, 11° 18'E; 535 m. ü. M.) von 1951-1976.

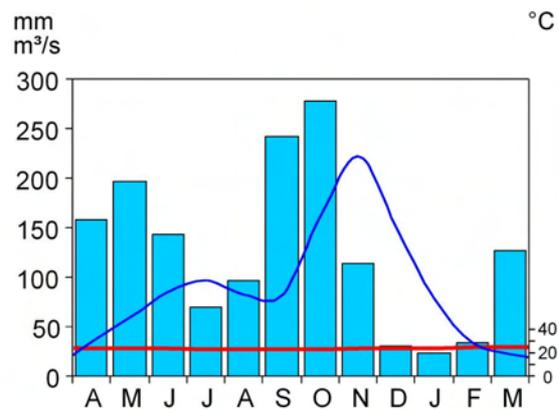
C Durchschnittliche (Qmm), maximale (Qmmax) und minimale (Qmmin) monatliche Abflussmengen des Nyong an der Station Eséka (1951-1976).

Kursive Ortsnamen in A markieren im Folgenden dargestellte klimatische und hydrologische Messstationen.

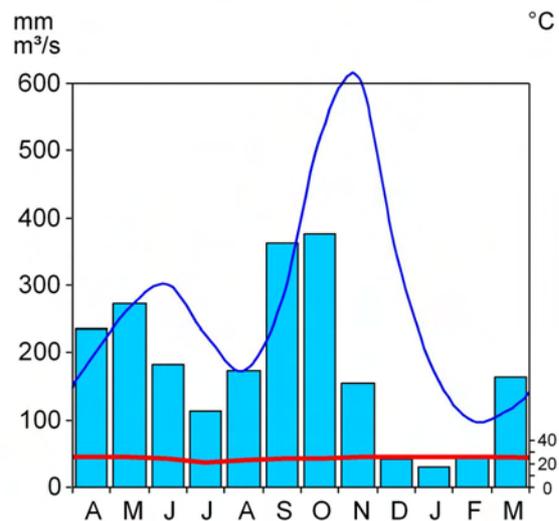
Jahresabflussmengen des Nyong bei Akonolinga, Mbalmayo, Eséka und Dehané von (1951-1976)

Klima- und Abflussdaten Nyong Ober-, Mittel-, und Unterlauf

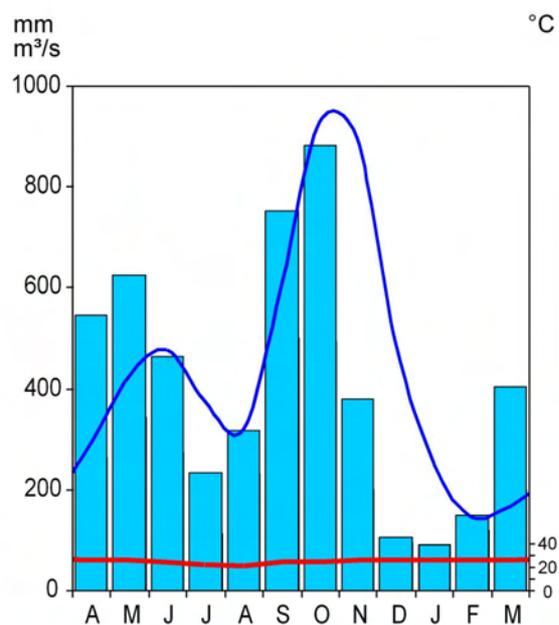
Akonolinga
 3°46'N, 12°15'E, 671 m. ü. M.
 1479 mm, 24.2°C (1937-1976)
 Einzugsgebiet: 8350 km²
 Qma (1955-1977): ~93 m³/s



Eséka
 3°38'N, 10°47'E, 423 m. ü. M.
 2213 mm, 25°C (1937-1976)
 Einzugsgebiet: 21.600 km²
 Qma (1951-1976): ~275 m³/s

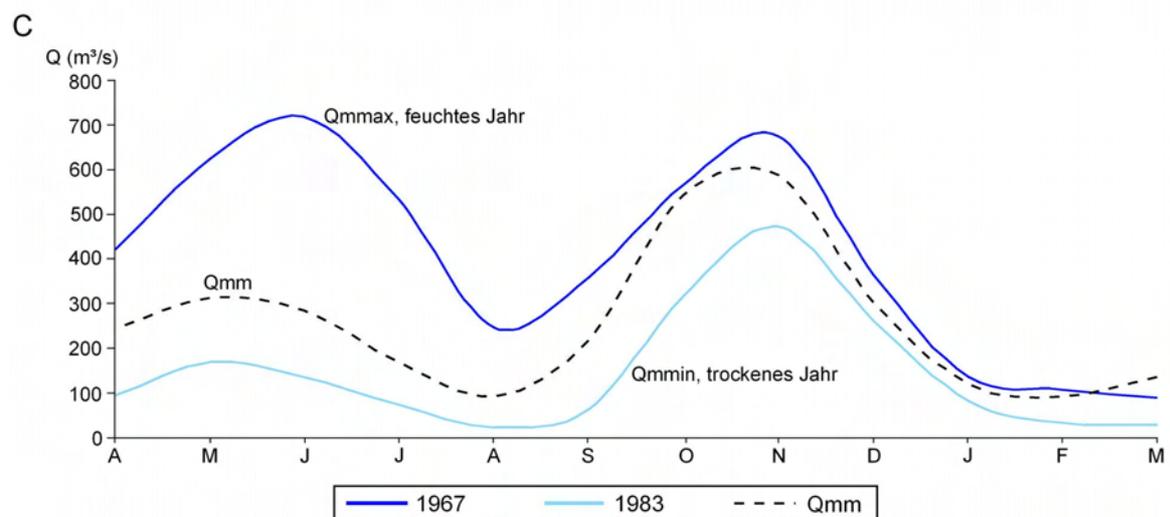
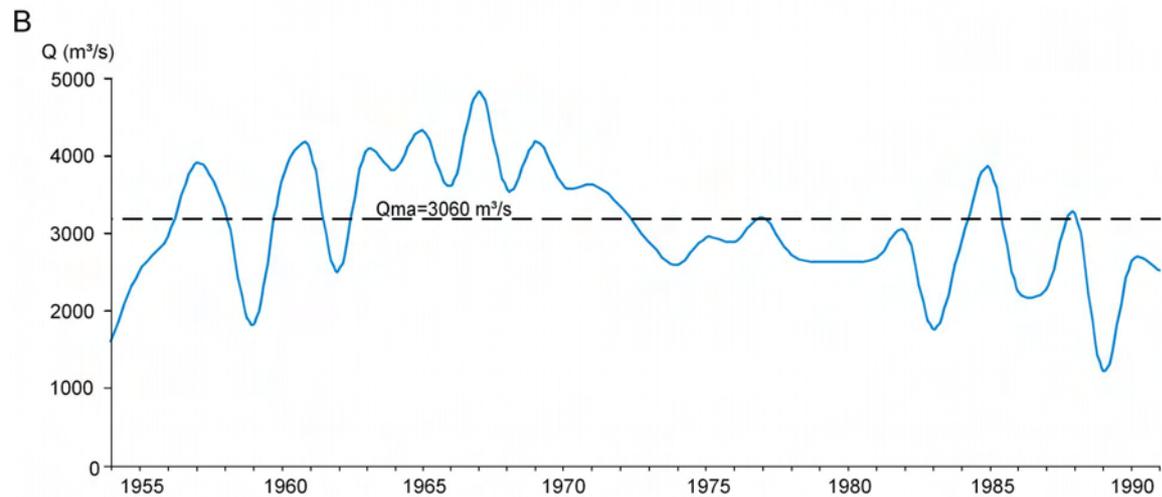
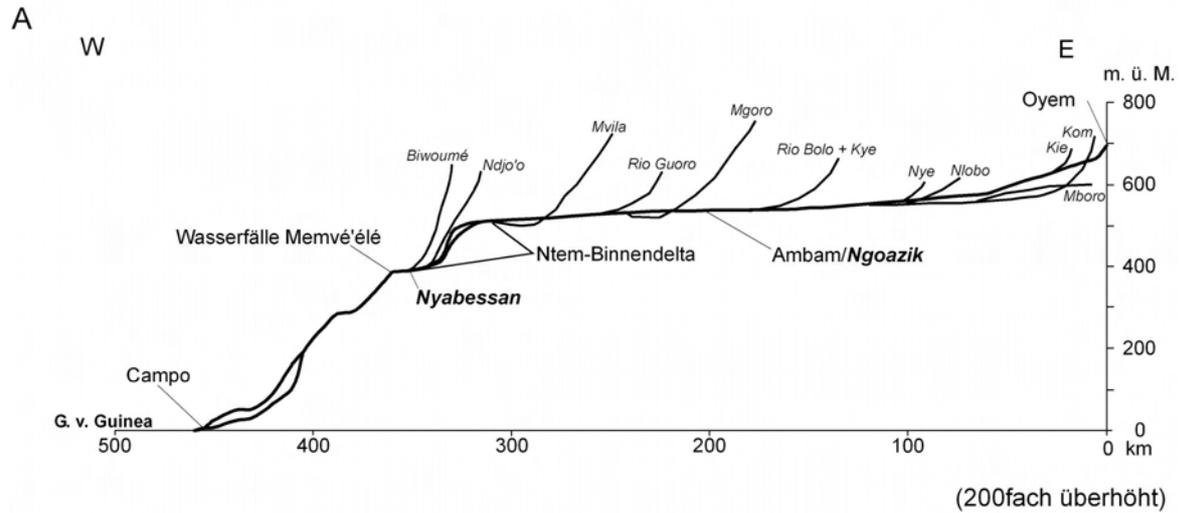


Dehane
 3°34'N, 10°07'E, 15 m. ü. M.
 1729 mm (1937-1976)
 Einzugsgebiet: 26.400 km²
 Qma (1951-1976): ~445 m³/s



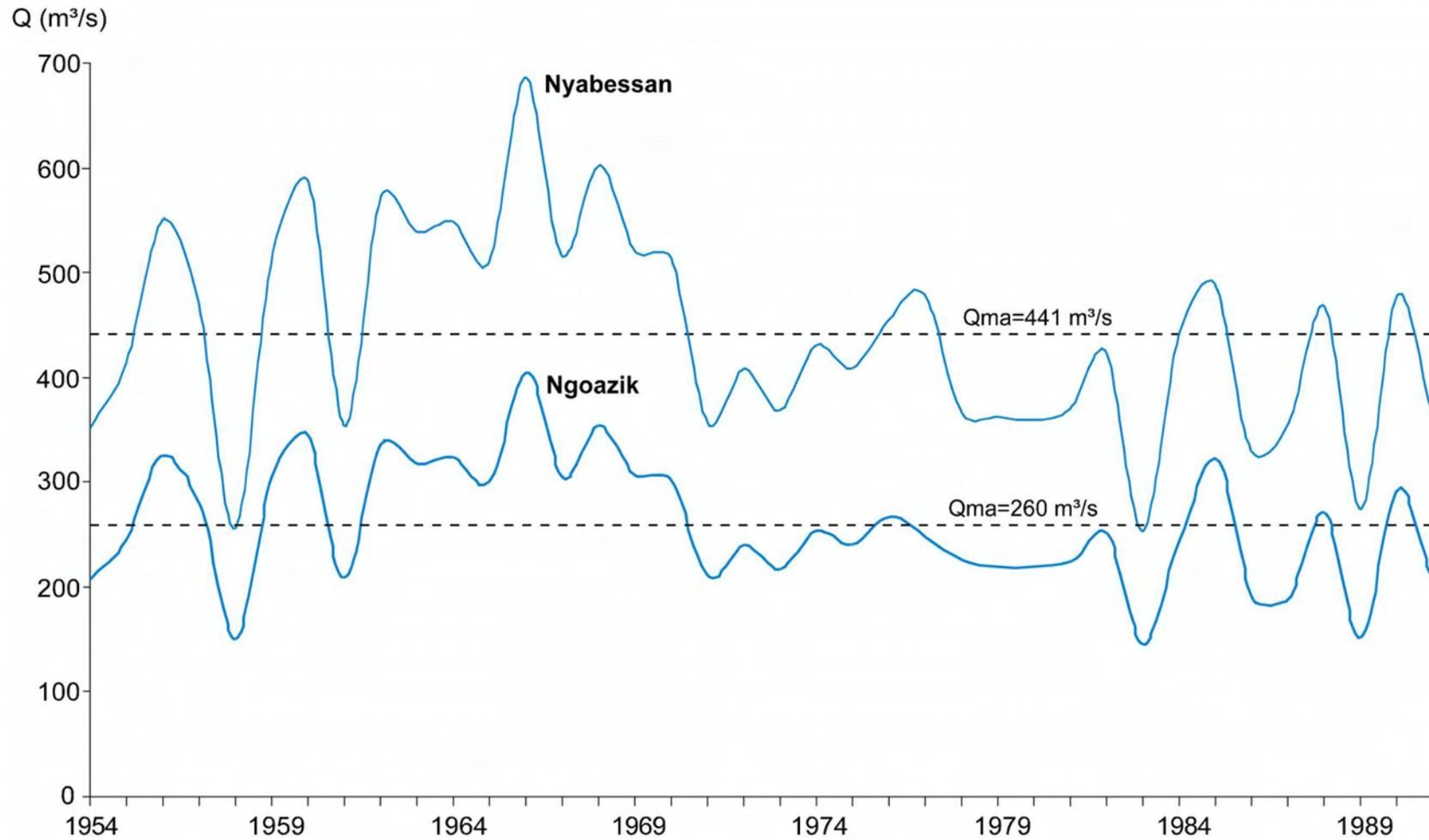
Temperaturwerte:
 Kribi
 2°56'N, 9°54'E, 18 m. ü. M.
 2866 mm, 26.4°C (1937-1977)

Flusslängsprofil und hydrologische Daten Ntem



A Flusslängsprofil des Ntem von der Quelle bei Oyem bis zur Mündung in den Golf von Guinea bei Campo Beach.
 B Kumulierte jährliche Abflussmengen an der Station Ngoazik ($2^{\circ}18'N$, $11^{\circ}18'E$; 535 m. ü. M.) von 1954-1991.
 C Durchschnittliche (Q_{mm}), maximale (Q_{mmax}) und minimale (Q_{mmin}) monatliche Abflussmengen des Ntem an der Station Ngoazik (1954-1991).

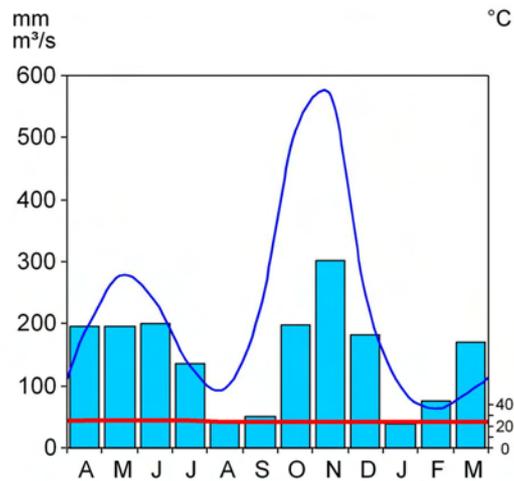
Kursive Ortsnamen in A markieren im Folgenden dargestellte klimatische und hydrologische Messstationen.

Jahresabflussmengen des Ntem bei Ngoazik und Nyabessan von 1954-1991

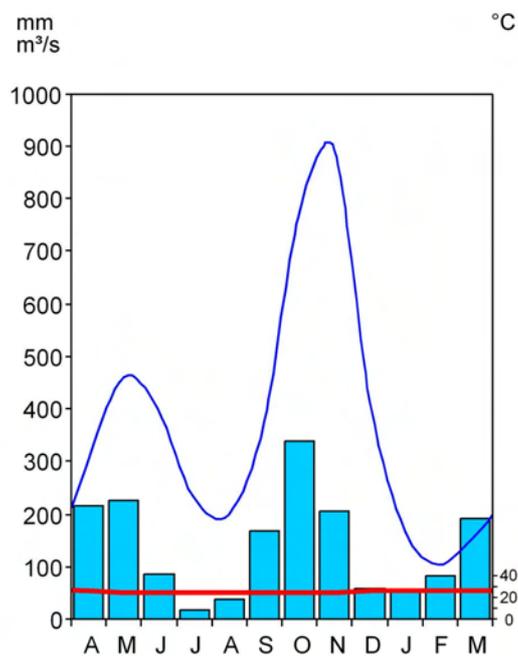
Klima- und Abflussdaten Ntem Mittel-, und Unterlauf

Ambam
 2°23'N, 11°16'E, 602 m. ü. M.
 1640 mm; 24.1°C (1937-1976)

Abflussdaten
 Ngoazik
 2°18'N, 11°18'E, 535 m ü. M.
 Einzugsgebiet: 18.100 km²
 Qma (1954-1991): ~260 m³/s



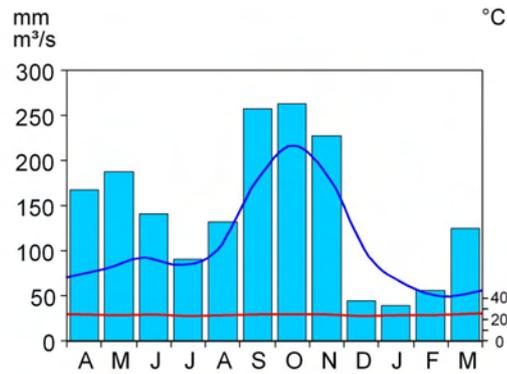
Nyabessan
 2°24'N, 10°24'E, 385 m. ü. M.
 1675 mm; 25°C (1937-1976)
 Einzugsgebiet: 26.350 km²
 Qma (1978-1992): ~382 m³/s



Klimatische und hydrologische Daten Boumba Oberlauf

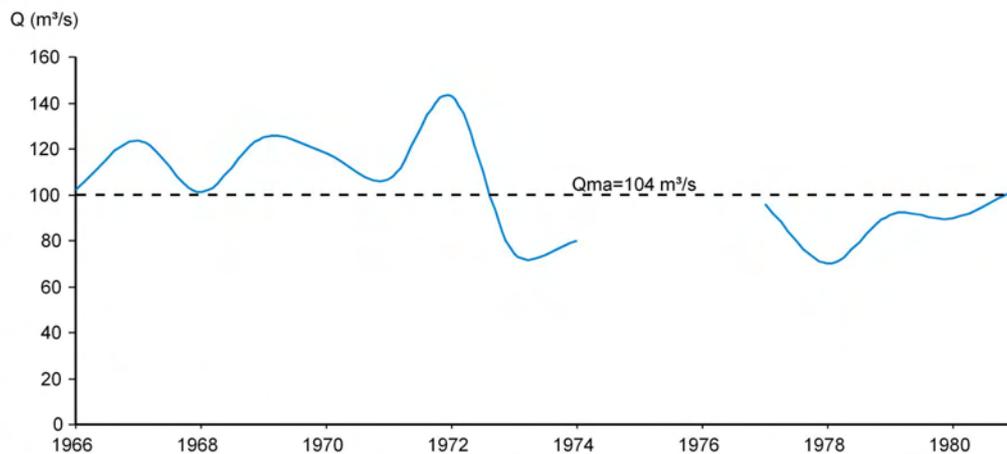
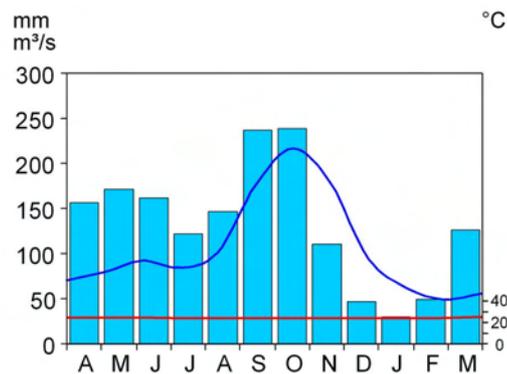
Boumba bei Biwala
 3°09'N, 14°57'E, 485 m ü. M.
 Einzugsgebiet: 10.340 km²
 Q_{ma} (1966-1981): ~104 m³/s

Klimawerte:
 Lomié
 3°10' N, 13°37' E, 611 m. ü. M.
 1643 mm, 24°C (1954-1977)



Boumba bei Biwala
 3°09' N, 14°57' E, 485 m ü. M.
 Einzugsgebiet: 10.340 km²
 Q_{ma} (1966-1981): ~104 m³/s

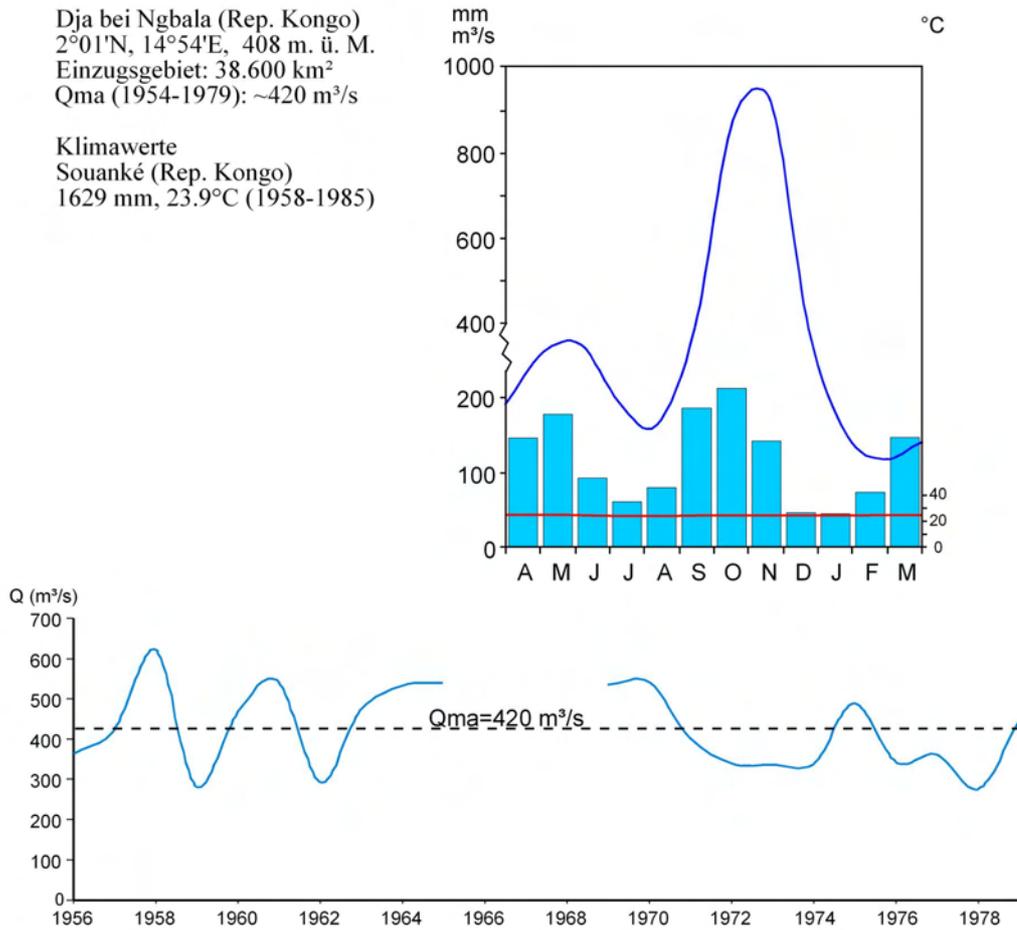
Klimawerte:
 Yokadouma
 3°31'N, 15°06'E, 640 m. ü. M.
 1607 mm, 24.2°C (1954-1989)



Klimatische und hydrologische Daten Dja Unterlauf

Dja bei Ngbala (Rep. Kongo)
 2°01'N, 14°54'E, 408 m. ü. M.
 Einzugsgebiet: 38.600 km²
 Qma (1954-1979): ~420 m³/s

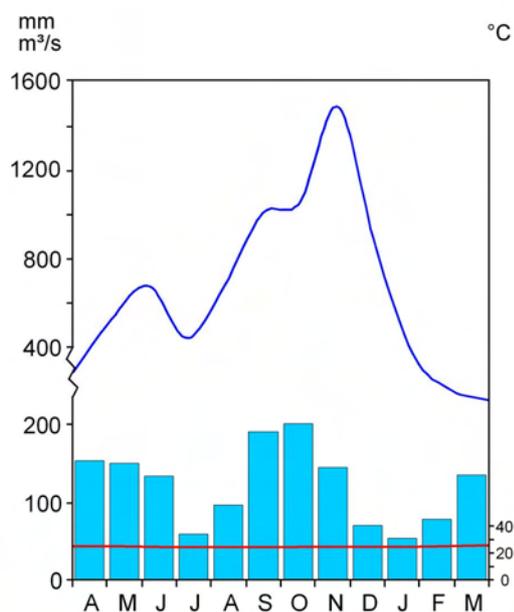
Klimawerte
 Souanké (Rep. Kongo)
 1629 mm, 23.9°C (1958-1985)



Klimatische und hydrologische Daten Ngoko Oberlauf

Ngoko bei Moloundou
 2°03'N, 15°13'E, 500 m. ü. M.
 1455 mm, 25.6°C (1937-1976)

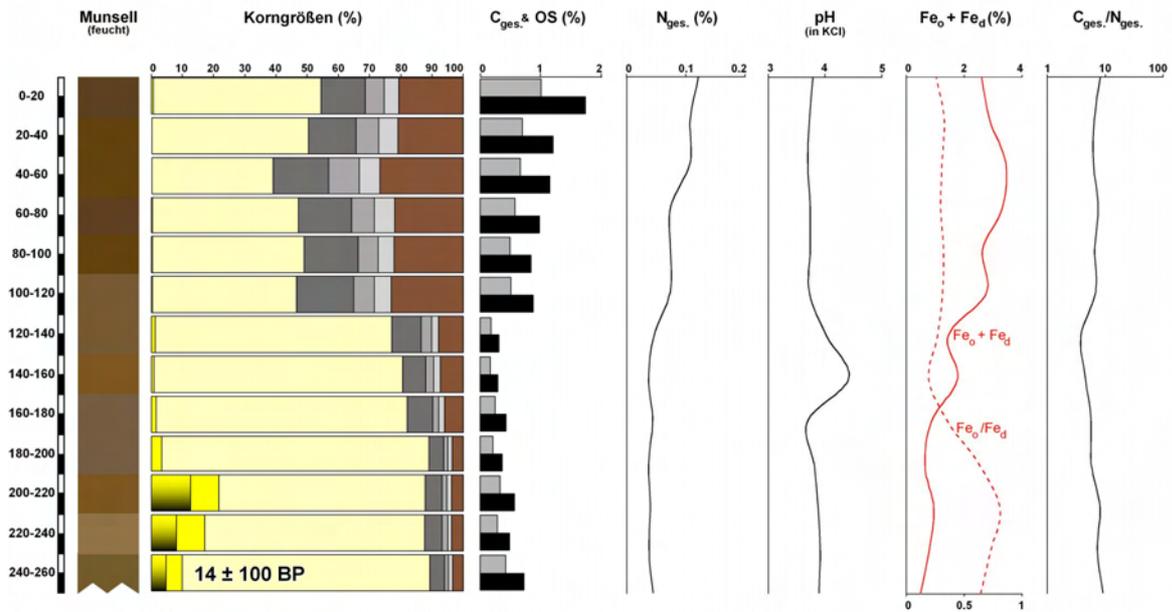
Einzugsgebiet: 67.800 km²
 Qma (1989-1992): ~687 m³/s



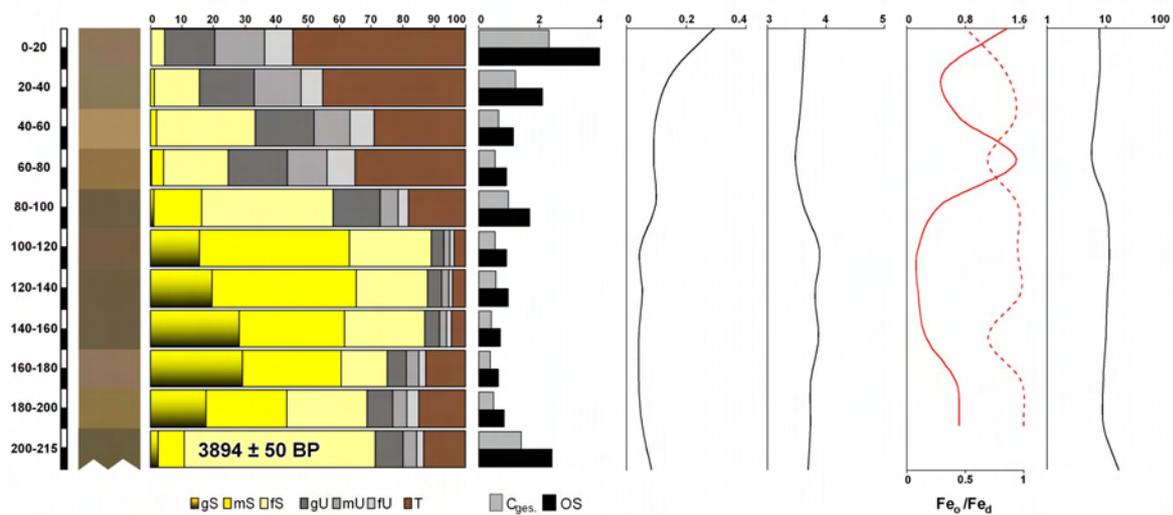
12.4 Bohrprofile und laboranalytische Ergebnisse

Standorte Sanaga

C16 Ngok Etélé (04°55'10"N, 13°08'07"E)

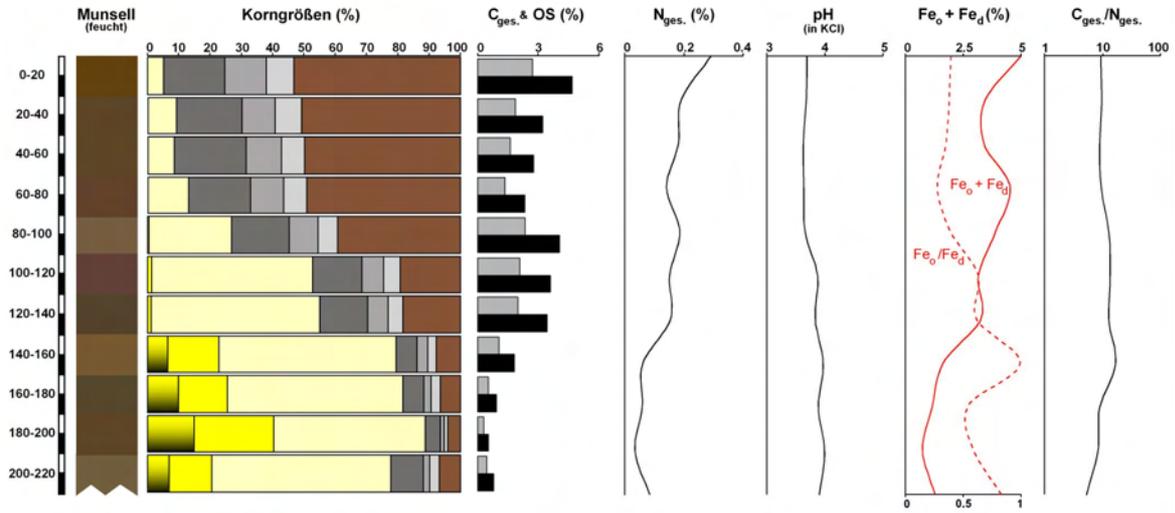


C19 Sakoudi (05°02'53"N, 13°20'20"E)

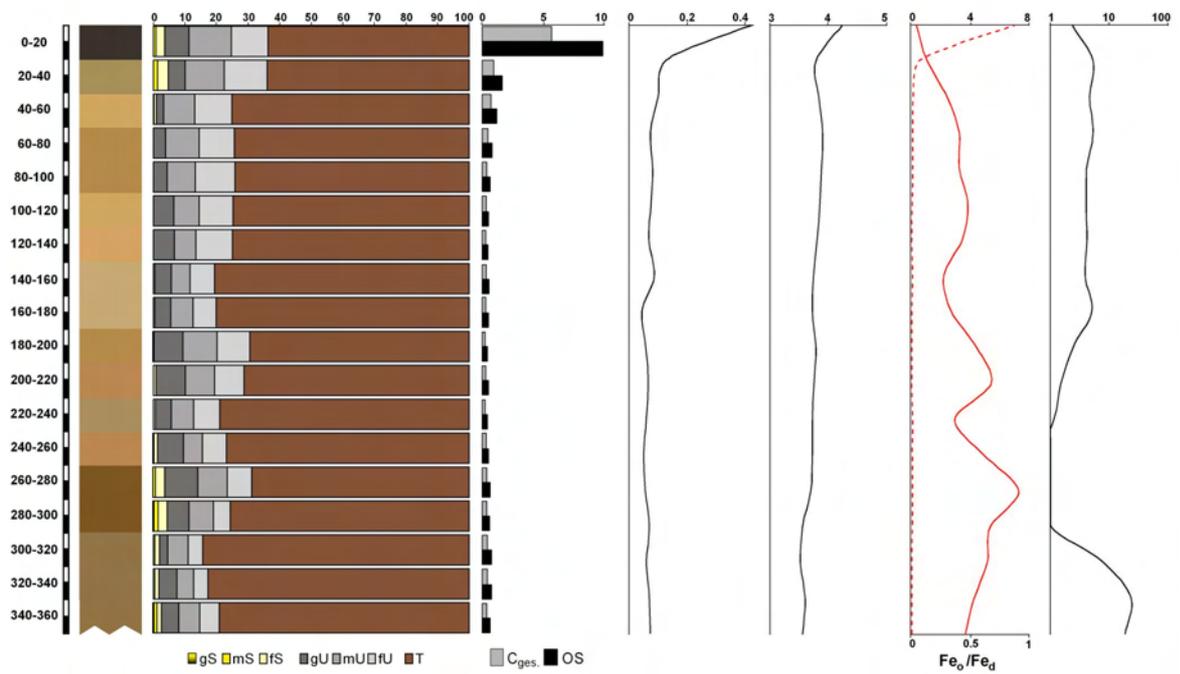


Mbargué

C17 Mbargué (04°55'47"N, 13°03'50"E)

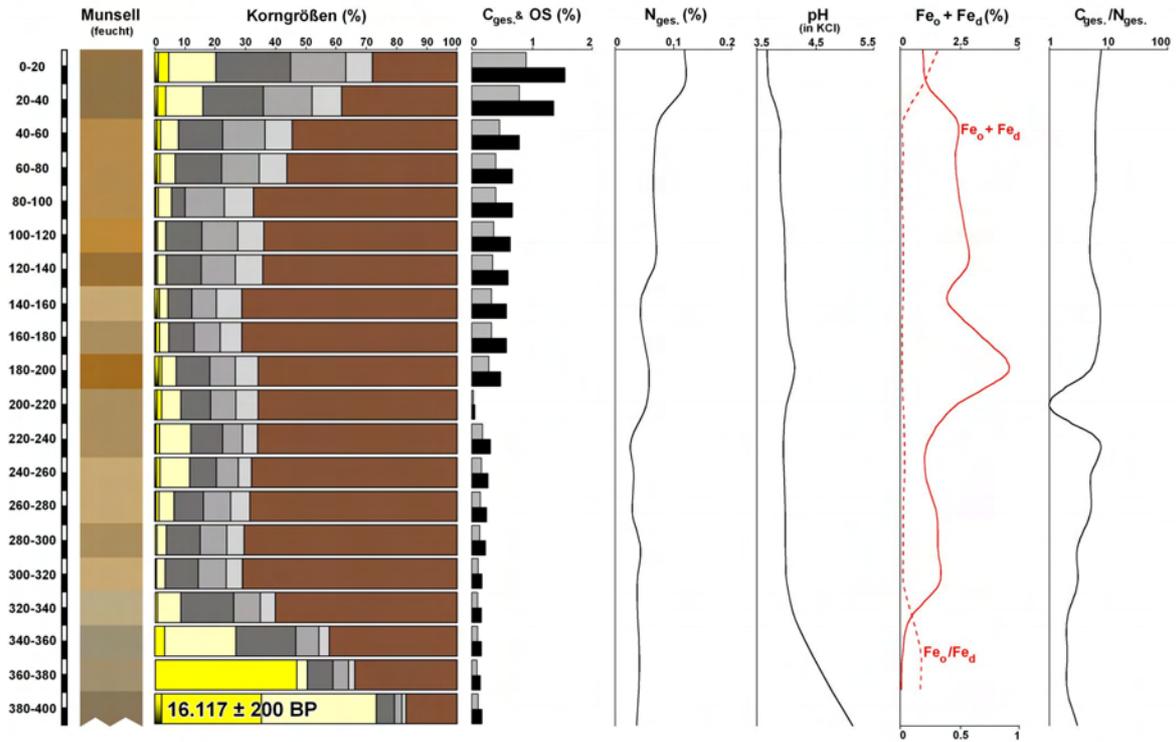


C18 Mbargué (04°55'42"N, 13°03'50"E)

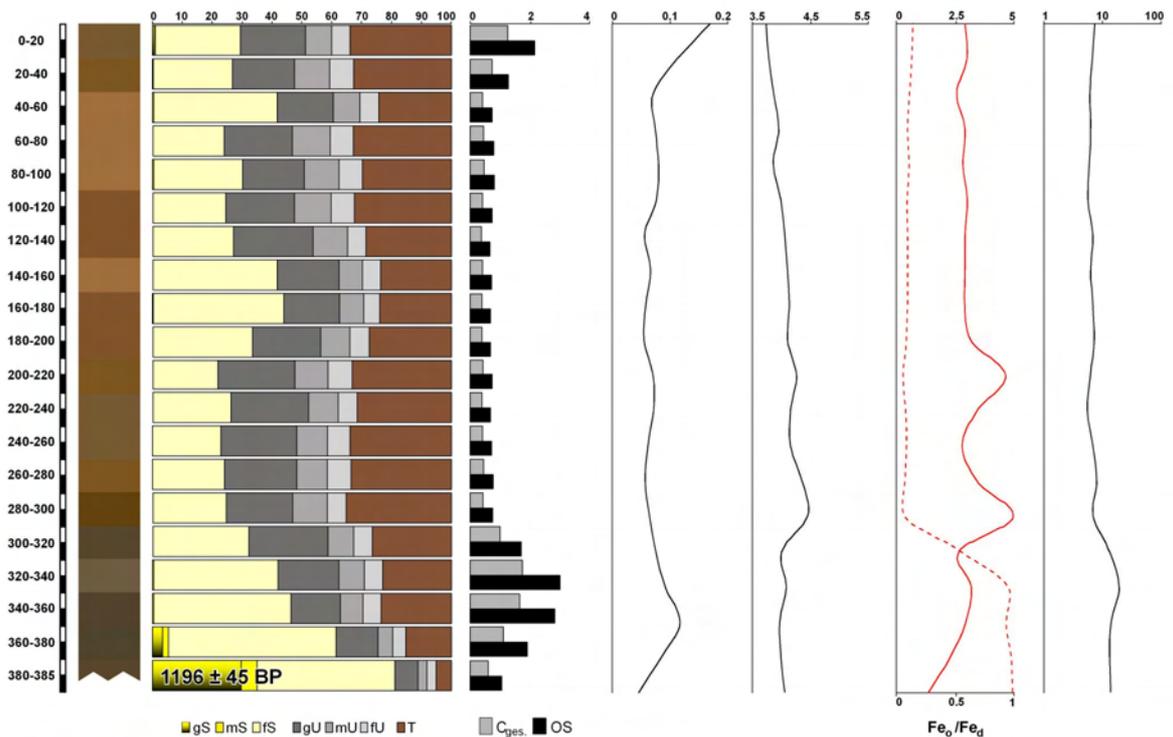


Transect Belabo

C13 Belabo (04°56'39"N, 13°17'20"E)



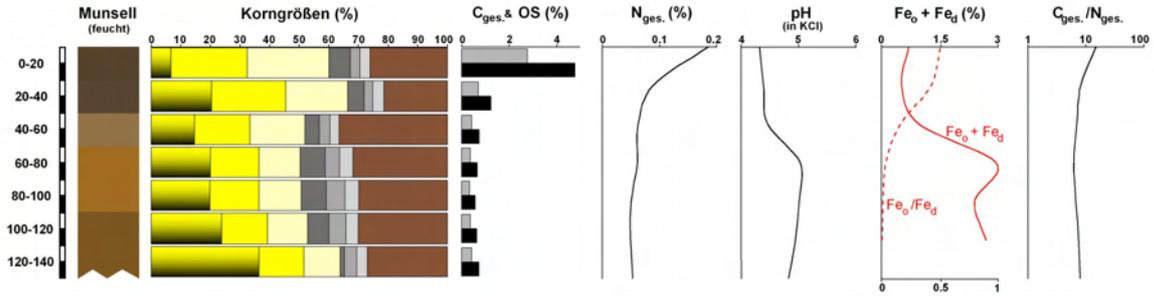
C15 Belabo (04°56'13"N, 13°17'44"E)



Standorte Nyong Oberlauf

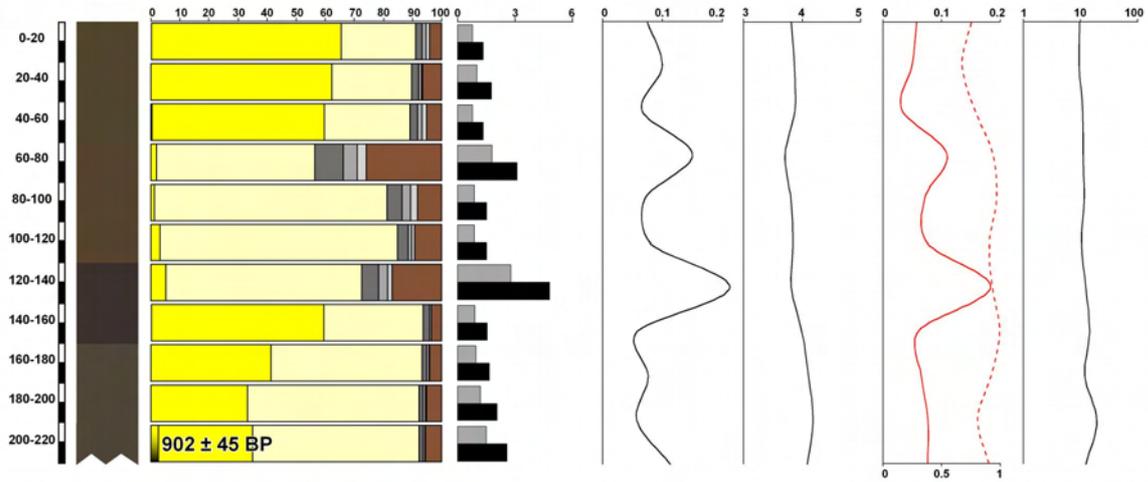
Abong Mbang

C21 Abong Mbang (04°01'24"N, 13°06'13"E)

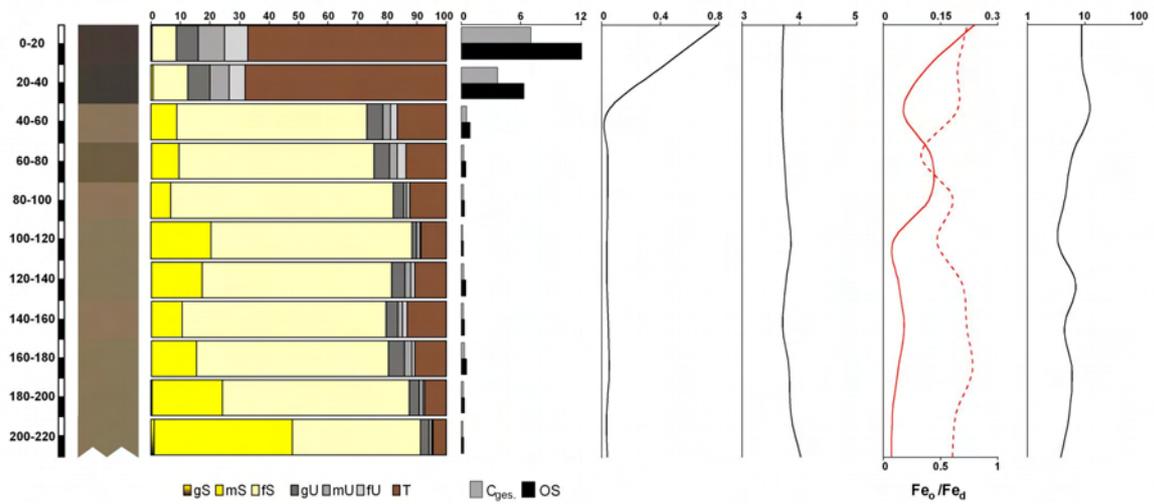


Transekt Akonolinga

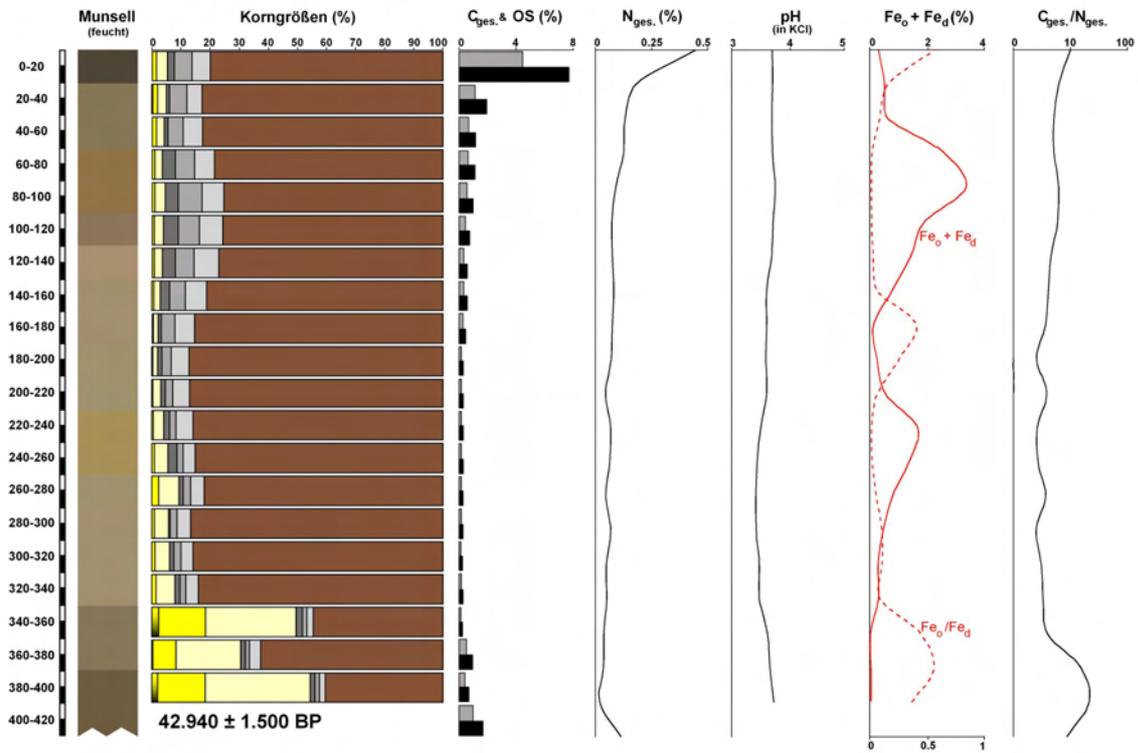
Aufschluss Akonolinga (03°46'10"N, 12°14'43"E)



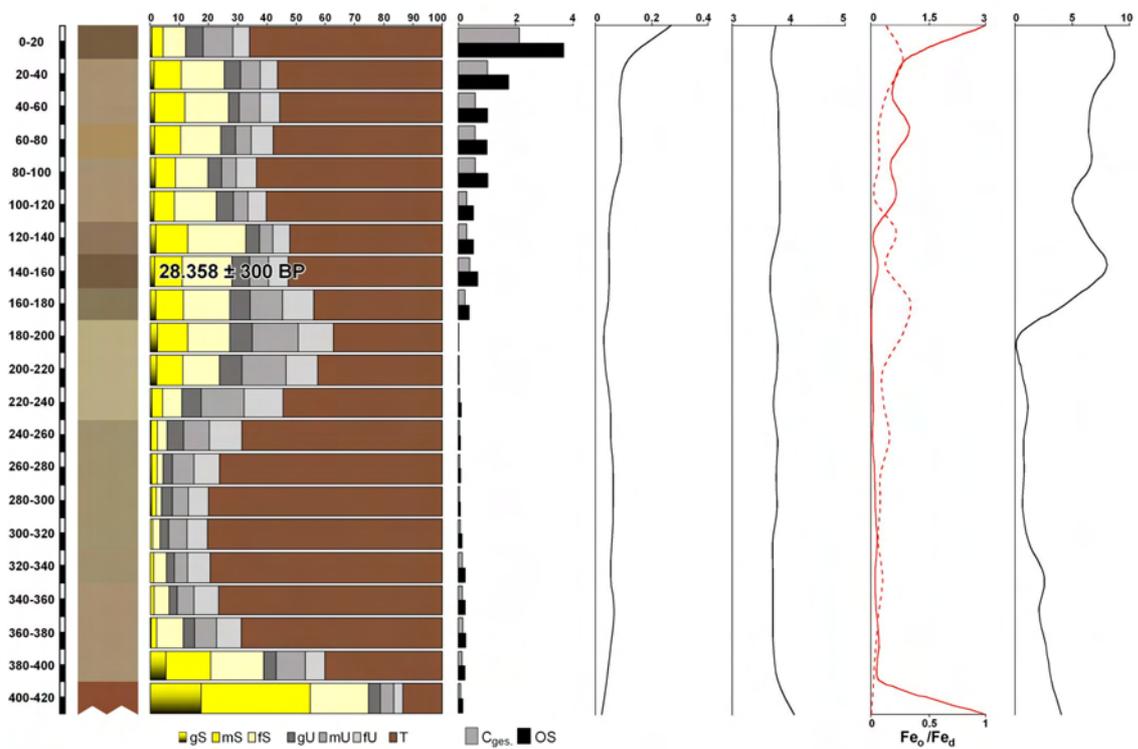
C26 Akonolinga (03°46'08"N, 12°14'44"E)



C28 Akonolinga (03°45'23"N, 12°14'46"E)

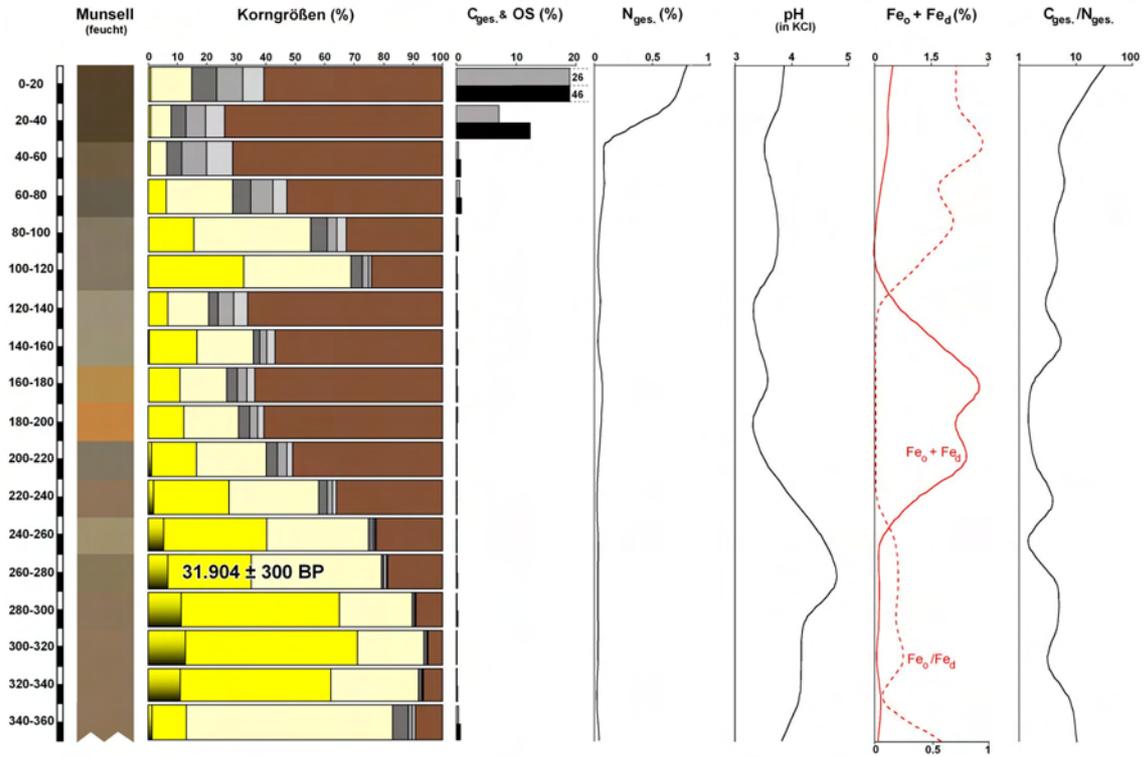


C23 Akonolinga (03°45'19"N, 12°14'46"E)

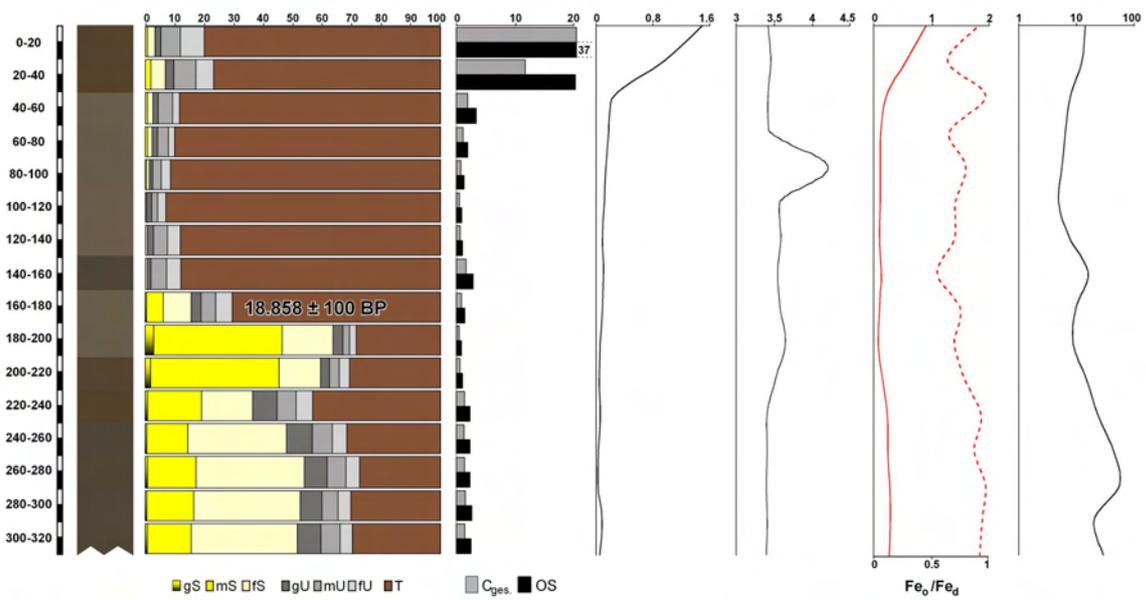


Bohrungen Tetar

NY11 Tetar (03°45'23"N, 12°14'46"E)

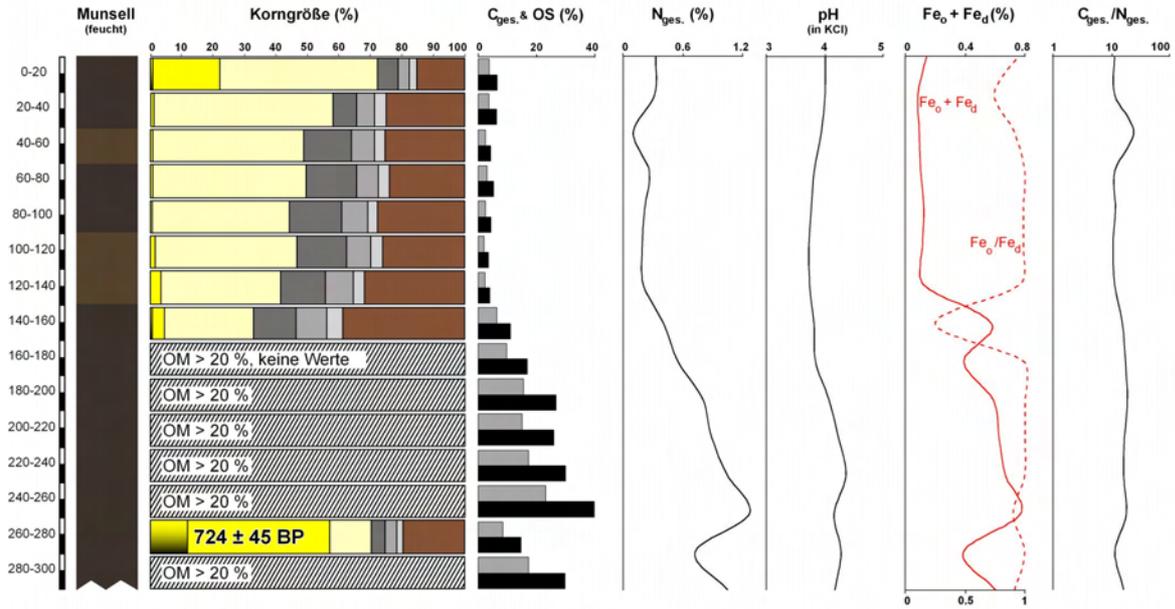


NY13 Tetar (03°45'24"N, 12°14'45"E)

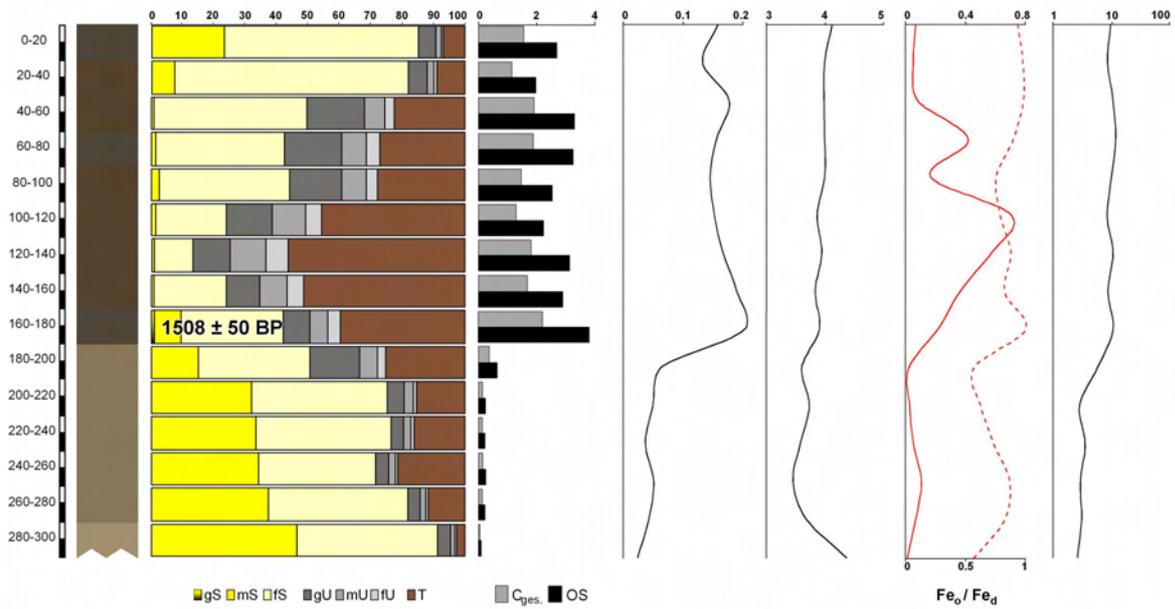


Ayos

C30 Ayos (03°53'34"N, 12°32'06"E)

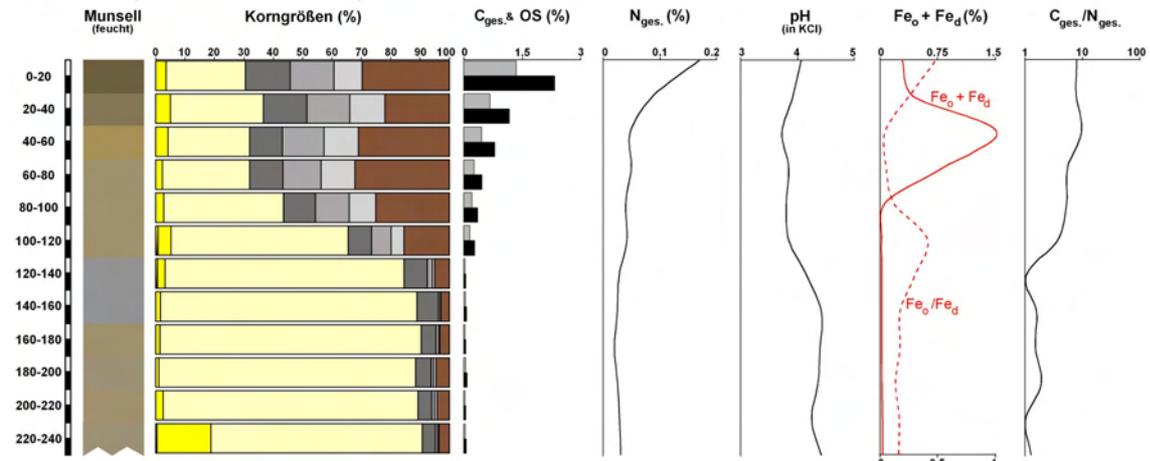


Aufschluss Ayos (03°53'35"N, 12°32'13"E)

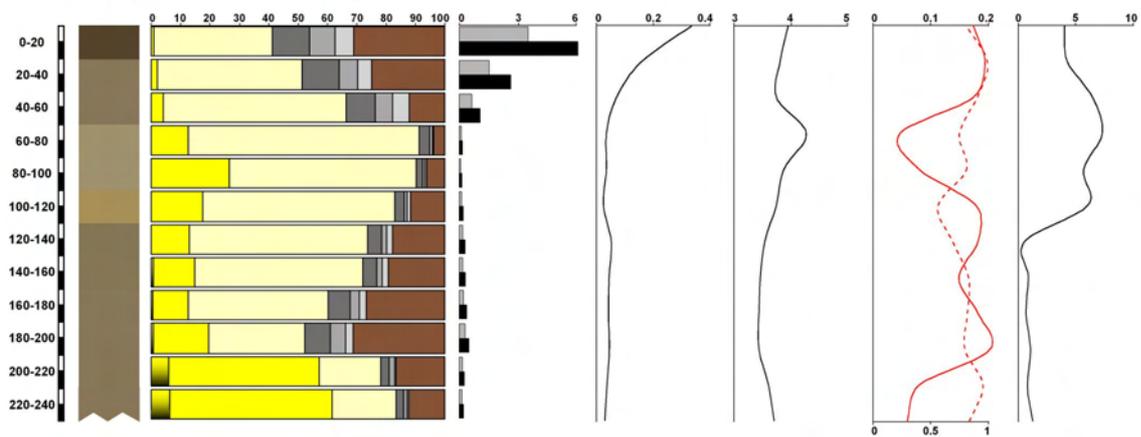


Standorte Mfoumou

C27 Messa (03°47'44"N, 12°03'52"E)

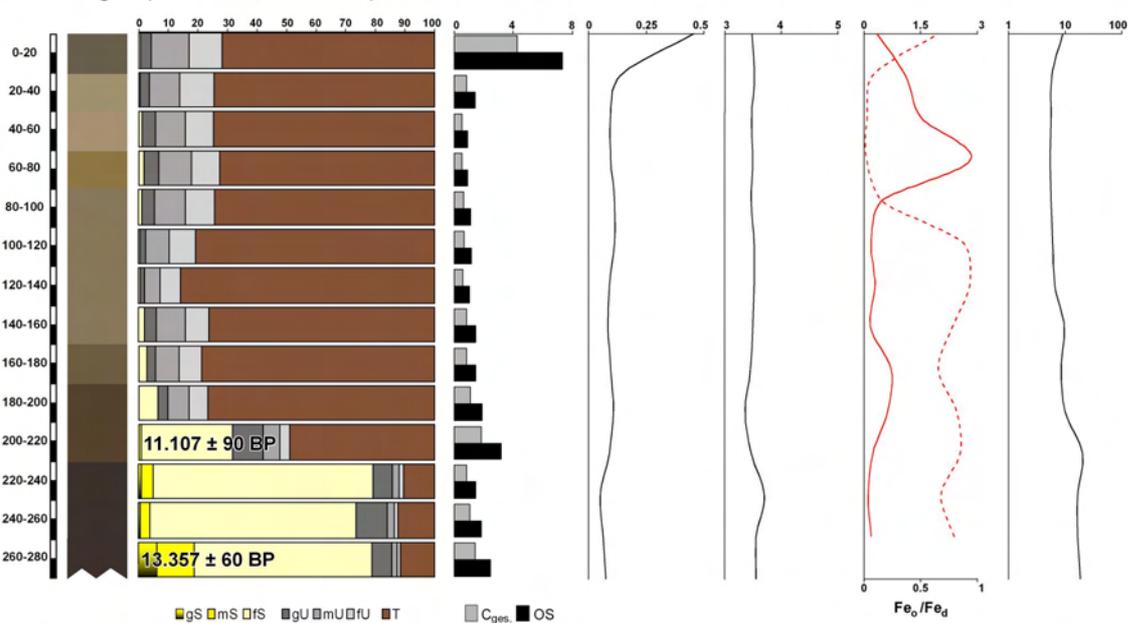


C29 Ekoko (03°53'45"N, 12°09'08"E)



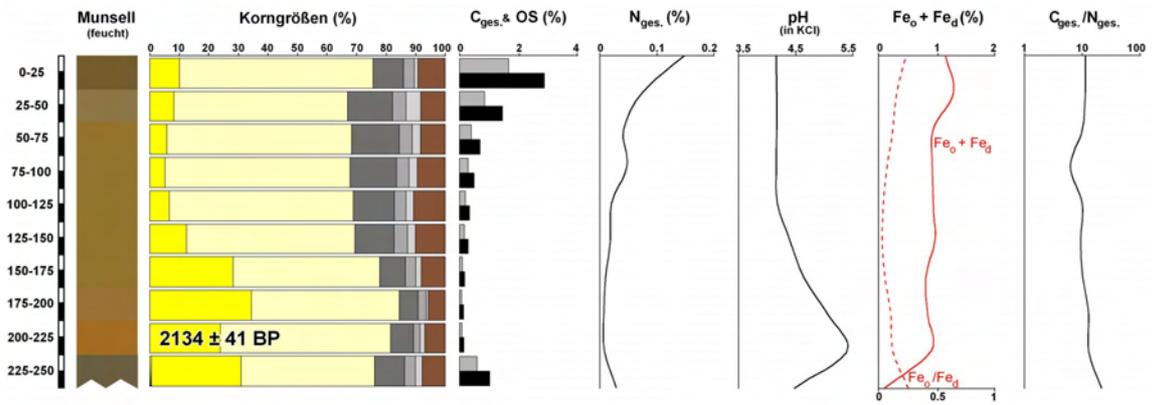
Standort Nyong Altarm

C31 Mengba (03°31'56"N, 11°53'51"E)

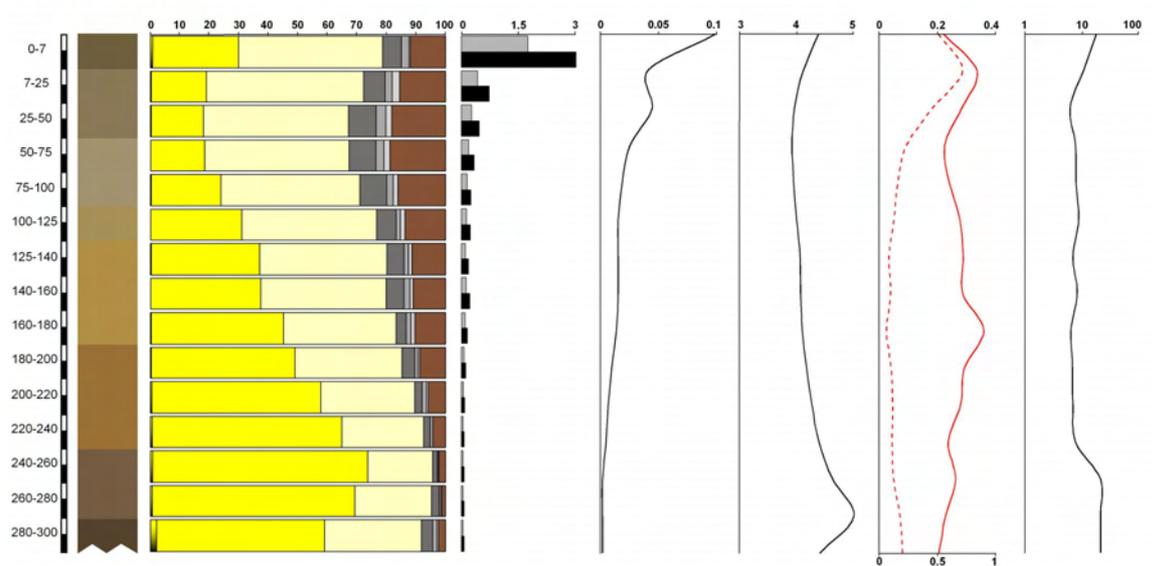


Standorte Nyong Mittellauf

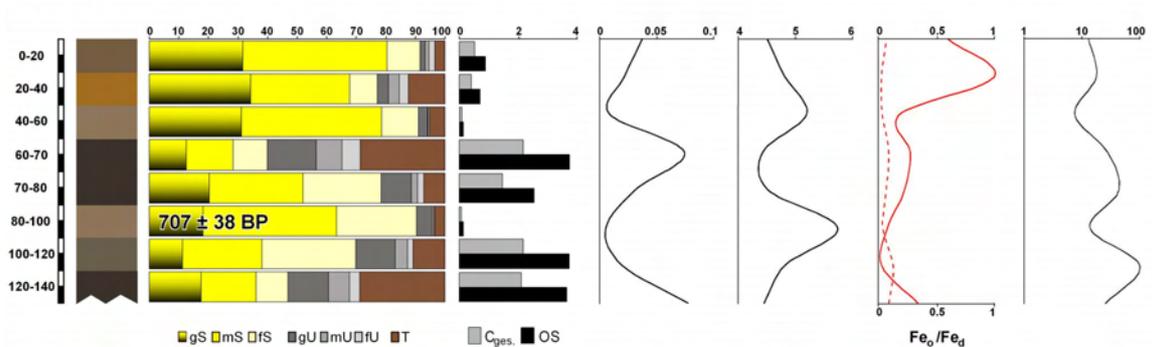
B01 Njock (03°34'20"N, 10°47'12"E)



B02 Makak (03°30'47"N, 11°03'18"E)

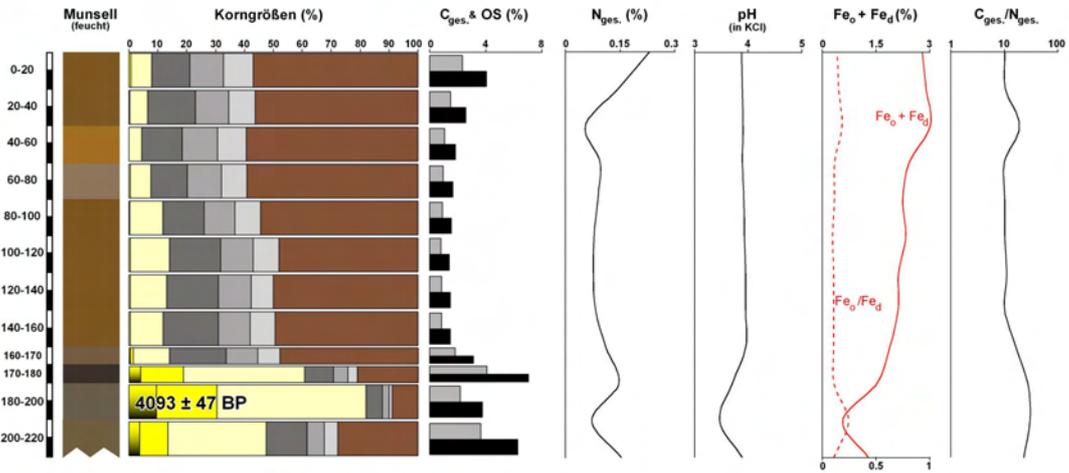


B05 Lipombe II (03°30'03"N, 10°54'00"E)

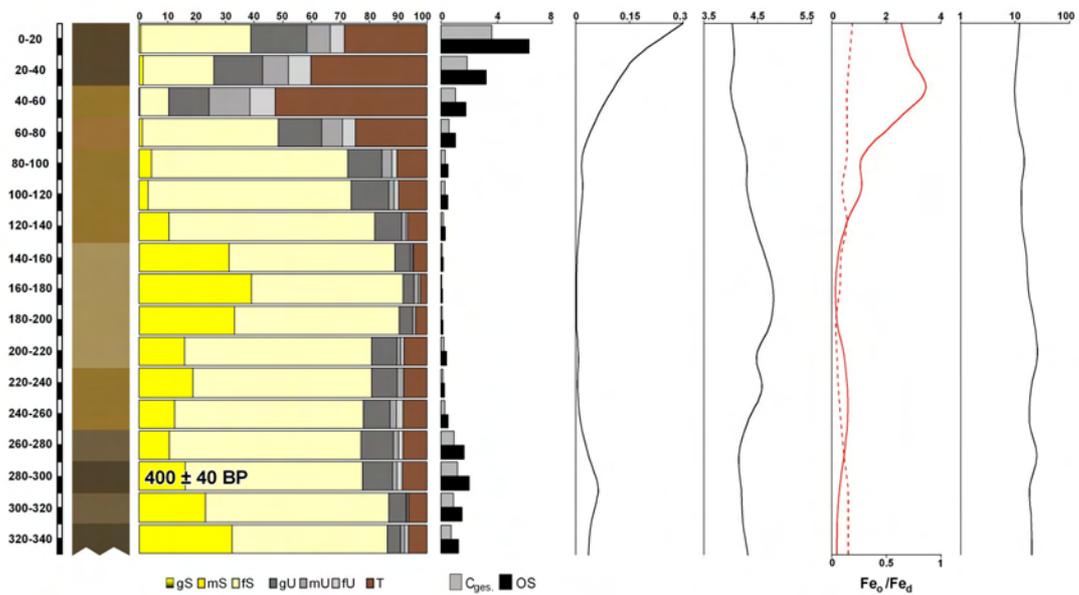


Standorte Nyong Unterlauf

B06 Donenda (03°20'36"N, 10°02'29"E)



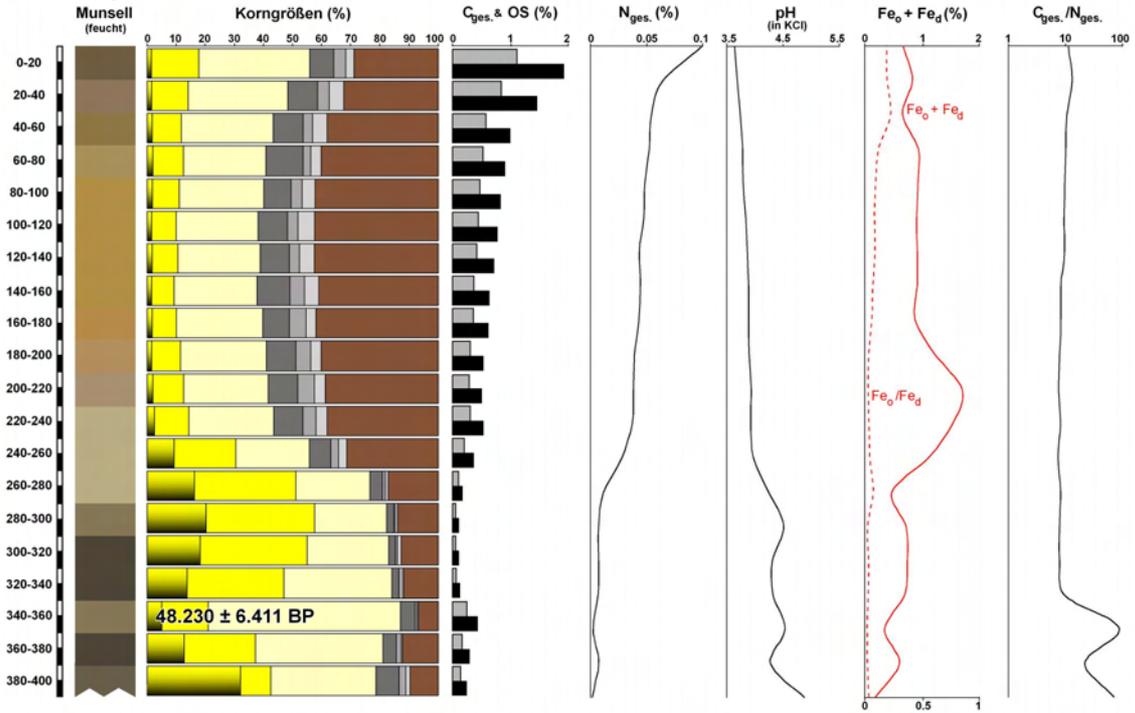
B07 Dehane (03°29'42"N, 10°04'29"E)



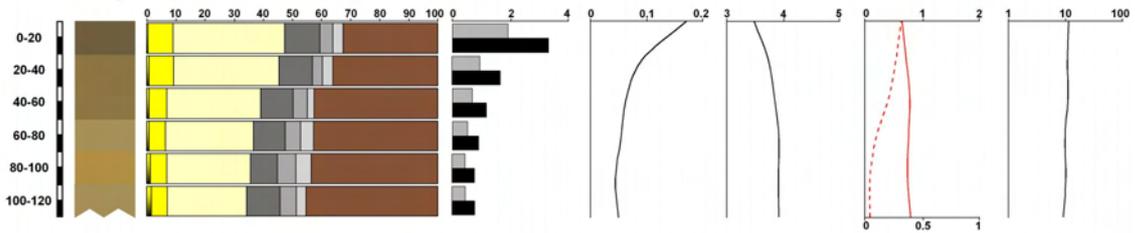
Standorte Ntem-Binnendelta

Abong

L14 Abong (02°18'21"N, 10°35'01"E)

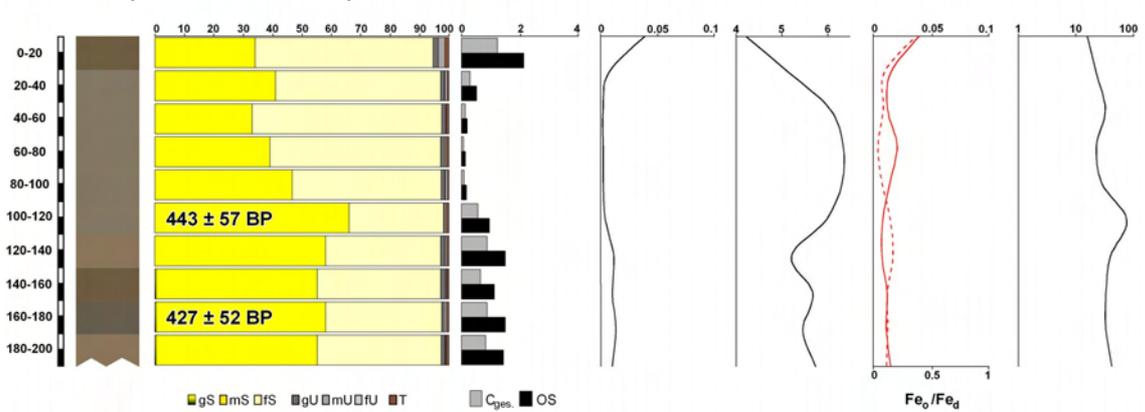


L15 Abong (02°18'19"N, 10°35'03"E)



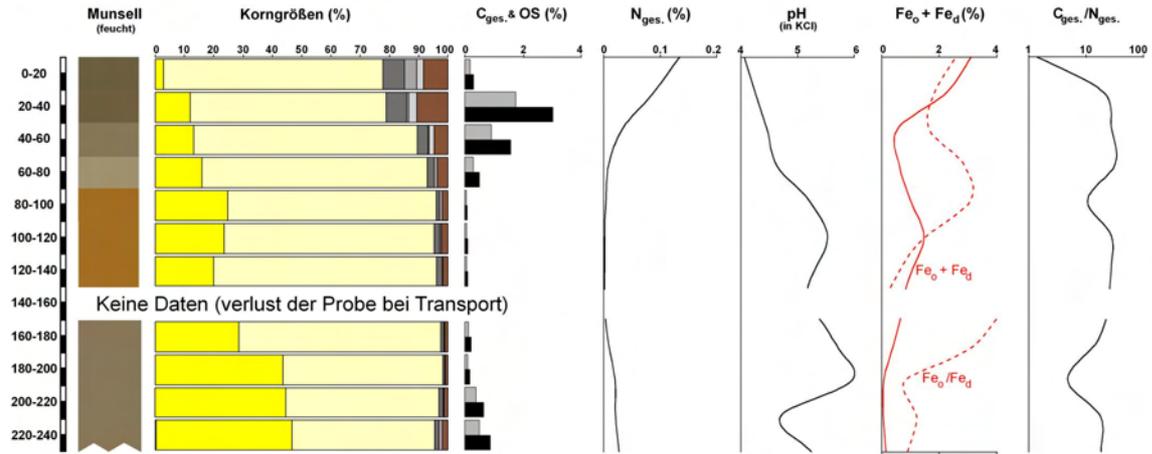
Akom

L27 Akom (02°25'53"N, 10°29'38"E)

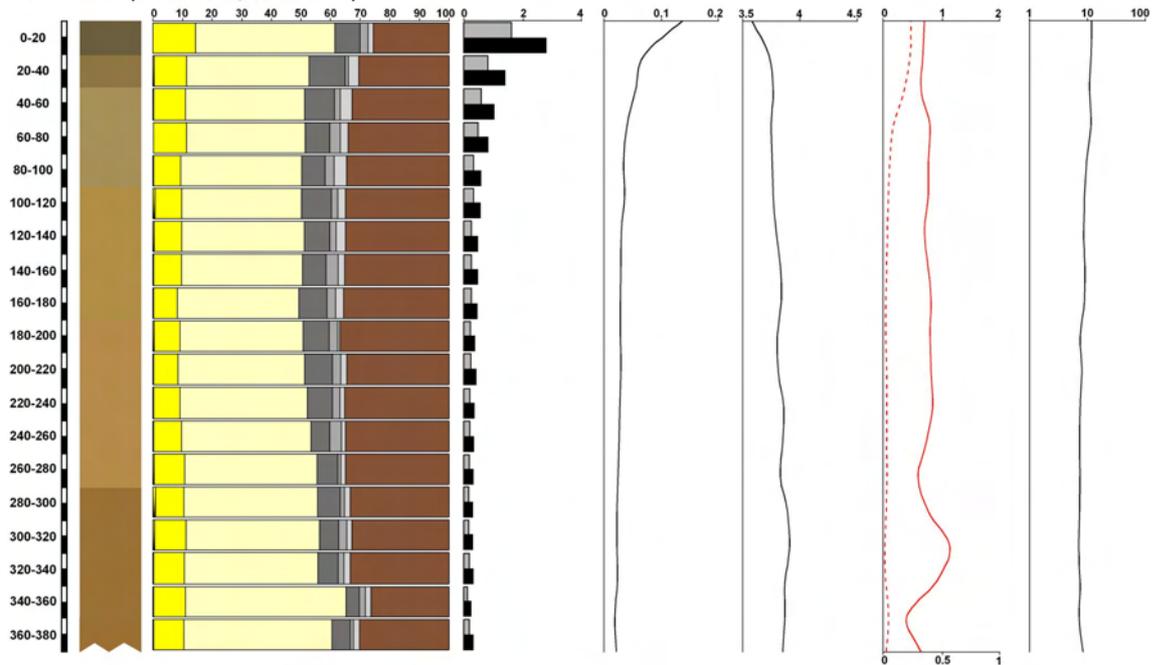


■ gS ■ mS □ S ■ gU ■ mU □ U ■ T ■ C_{ges.} ■ OS

L28 Akom (02°25'54"N, 10°29'38"E)

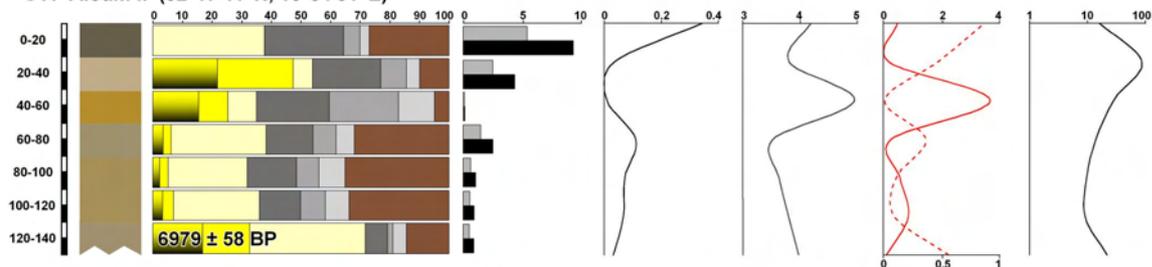


L29 Akom (02°25'55"N, 10°29'38"E)

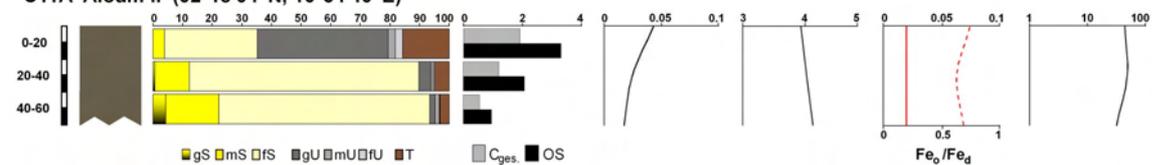


Aloum II

C11 Aloum II (02°17'41"N, 10°34'31"E)

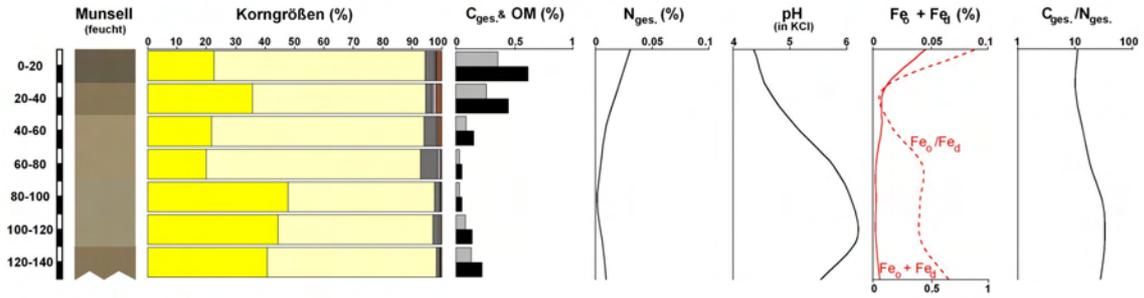


C11A Aloum II (02°18'04"N, 10°34'40"E)

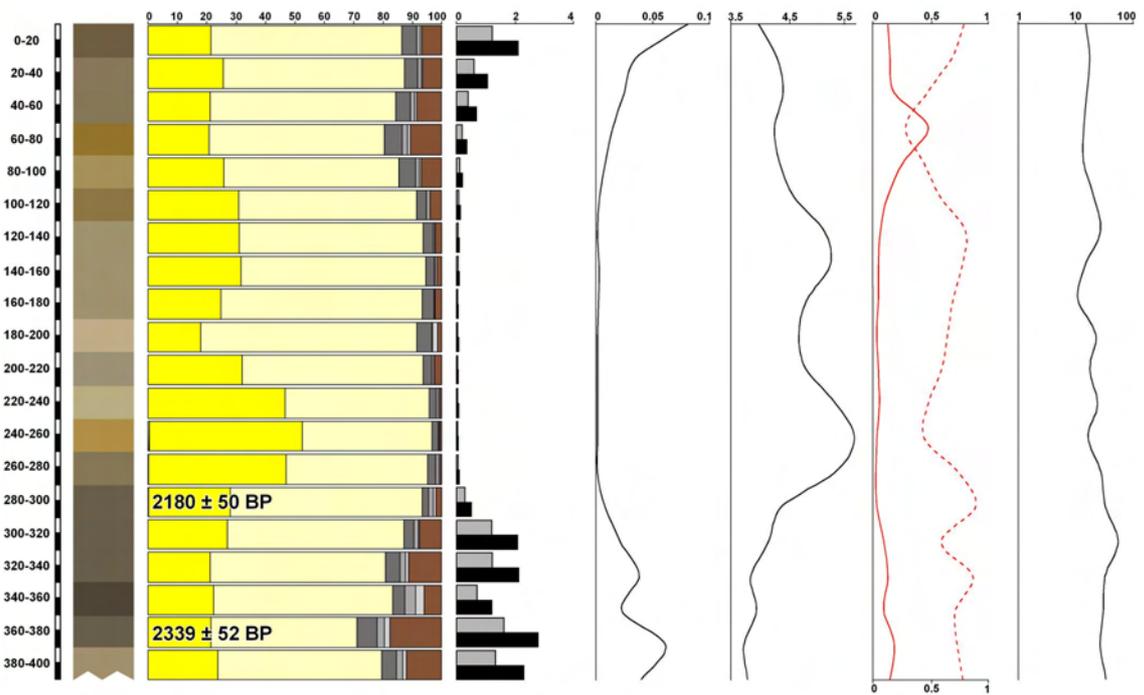


Anguiridjang

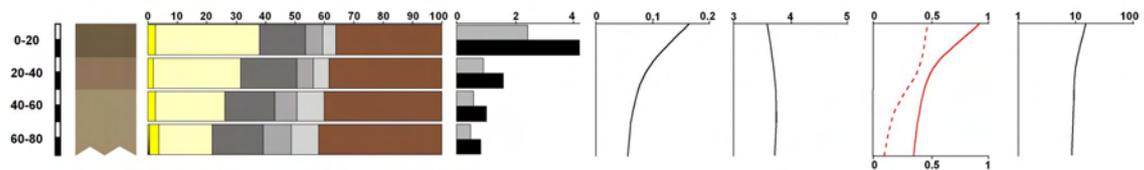
L39 Anguiridjang (02°19'52" N, 10°37'46" E)



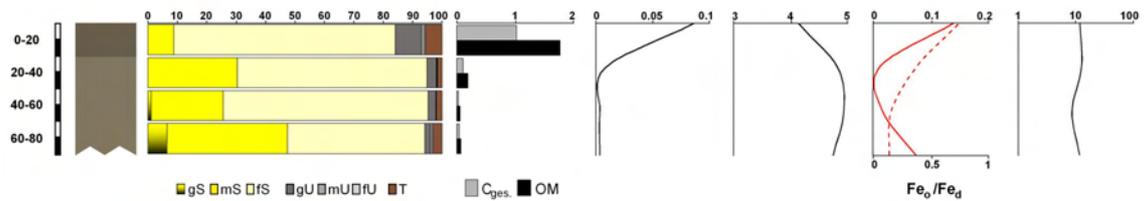
L40 Anguiridjang (02°19'51" N, 10°37'49" E)



L41 Anguiridjang (02°19'53" N, 10°37'54" E)

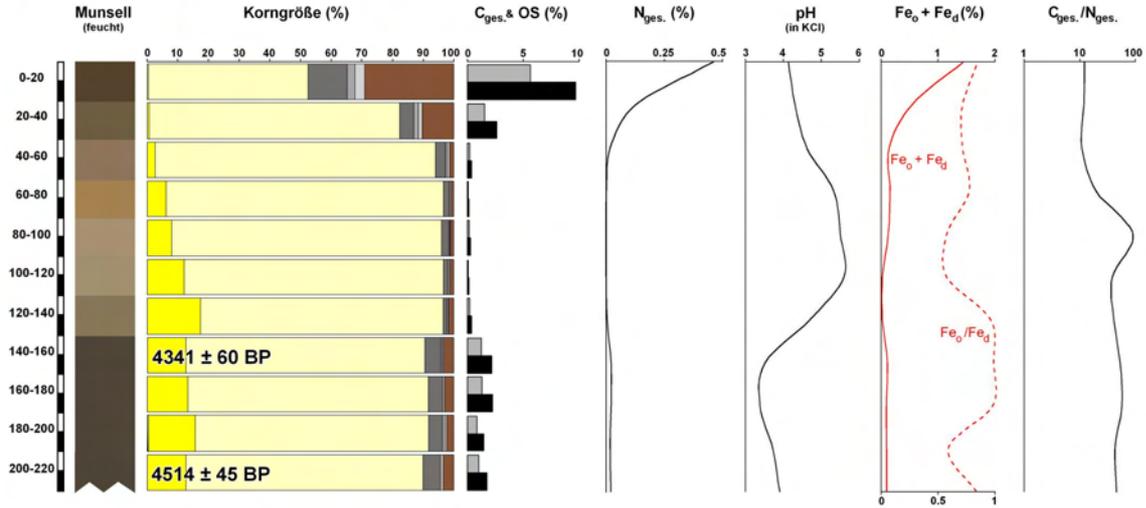


L42 Anguiridjang (02°19'54" N, 10°37'55" E)

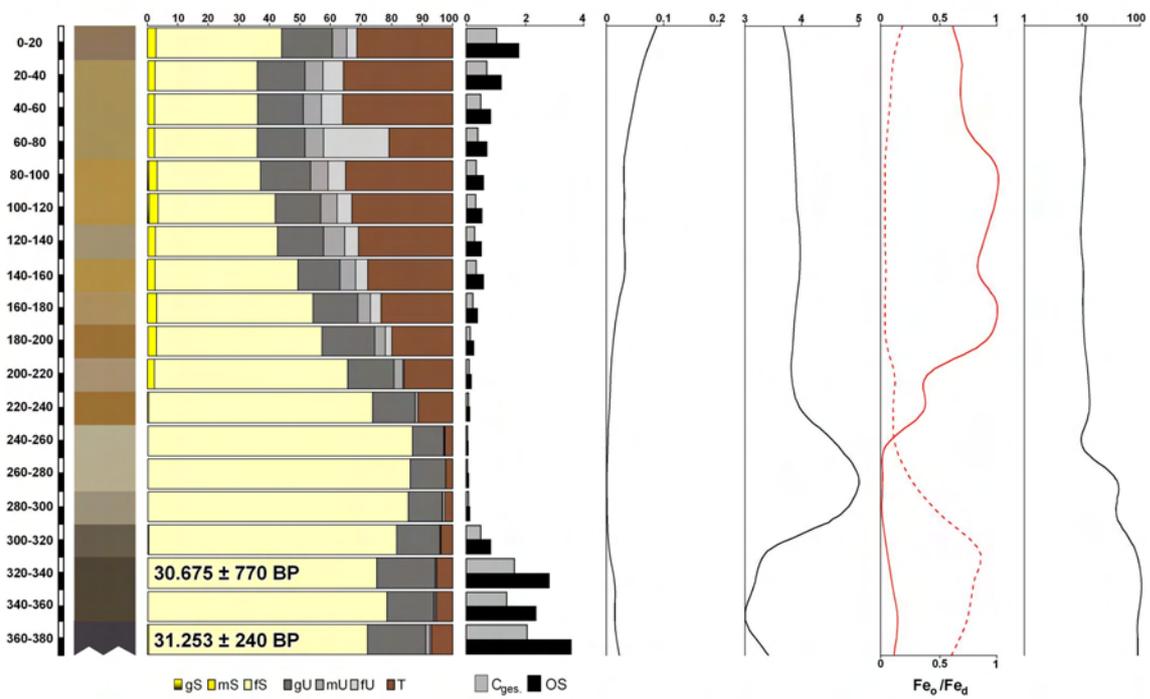


Aya'Amang

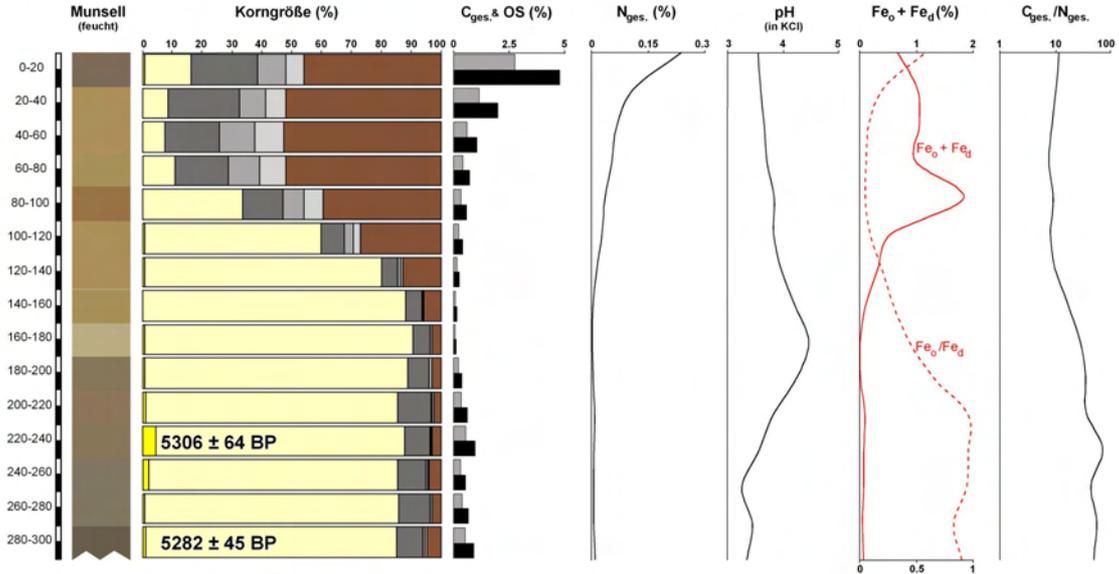
L36 Aya'Amang (02°21'39"N, 10°28'25"E)



L37 Aya'Amang (02°21'39"N, 10°28'28"E)

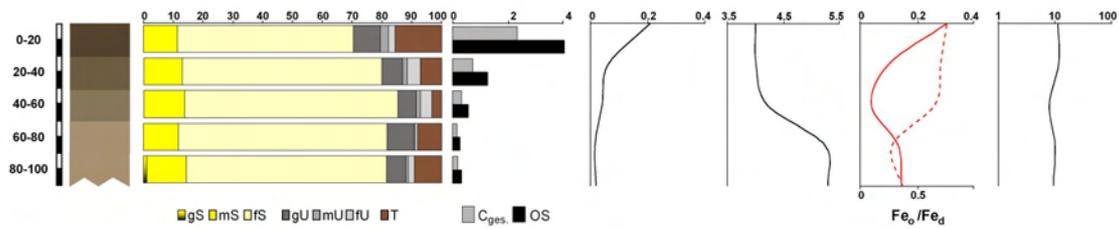


L38 Aya'Amang (02°21'40"N, 10°28'22"E)



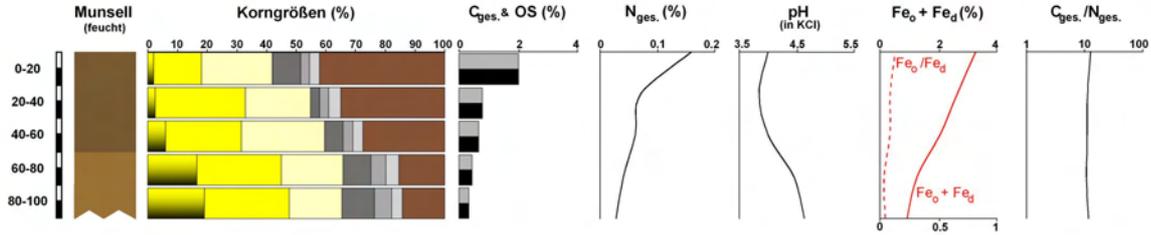
Meyo Ntem

L03 Meyo Ntem (02°20'24"N, 10°36'02"E)

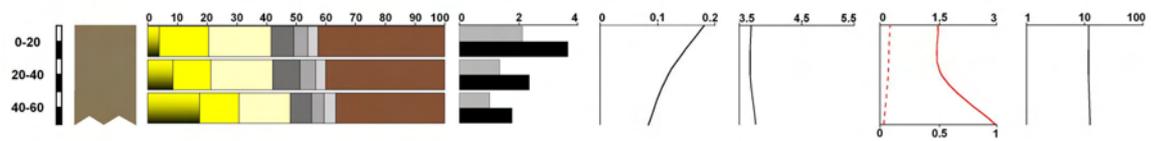


Transekt Meyo Ntem

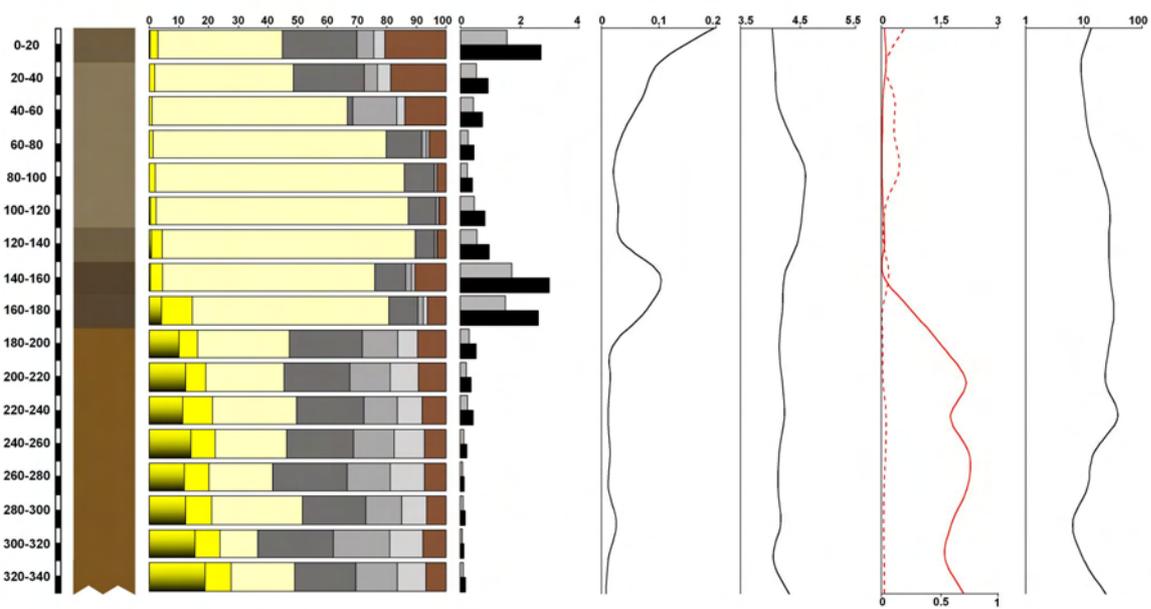
L06 Meyo Ntem (02°20'25"N, 10°36'10"E)



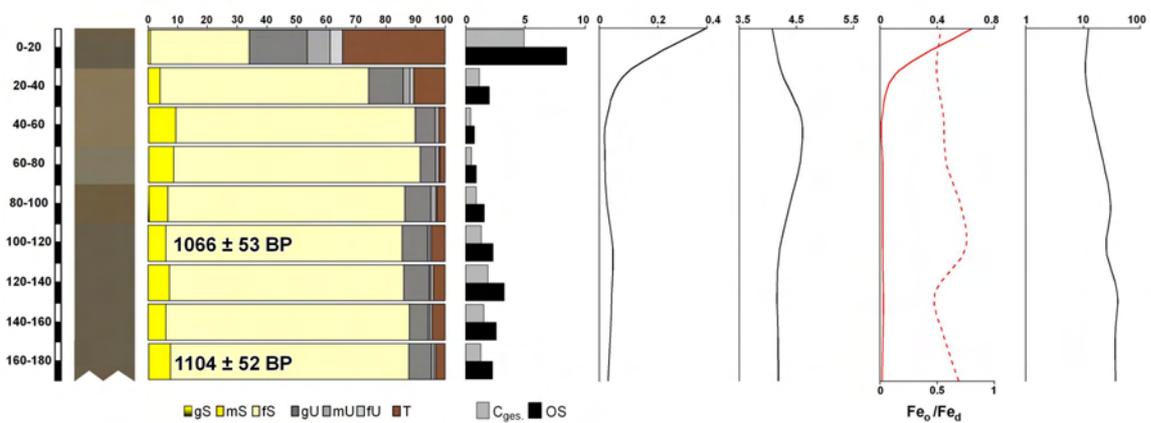
L07 Meyo Ntem (02°20'25" N, 10°36'09" E)



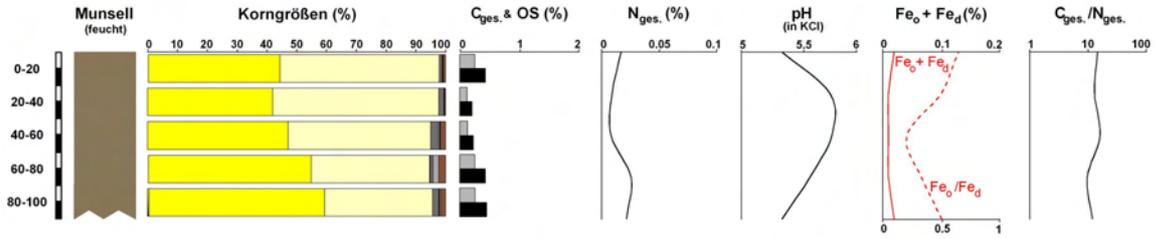
L43 Meyo Ntem (02°20'25" N, 10°36'12" E)



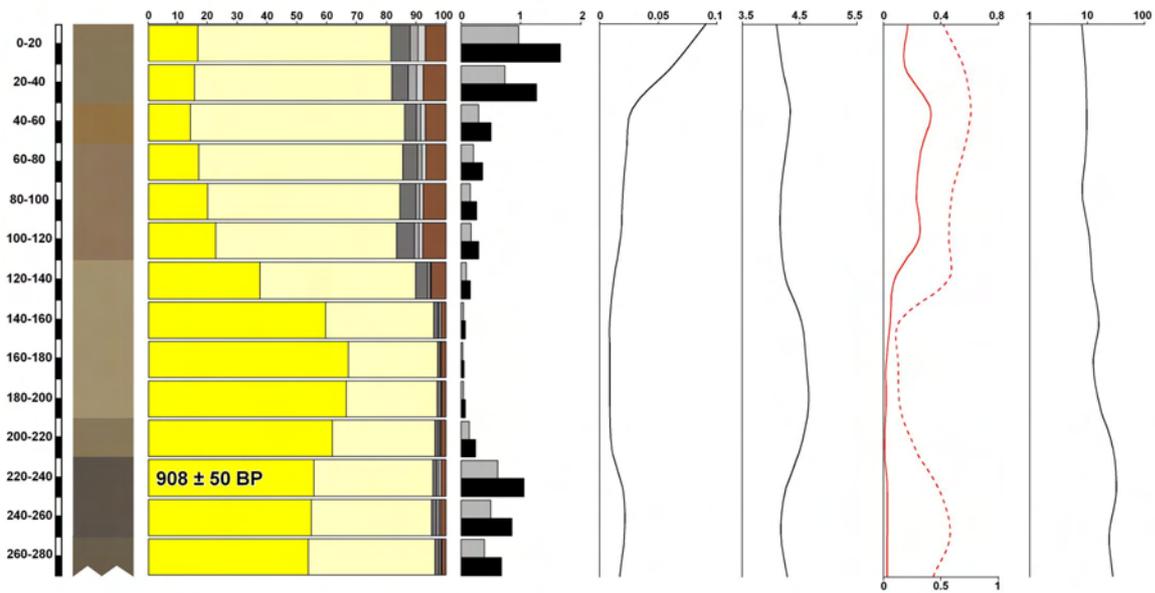
L02 Meyo Ntem (02°20'24"N, 10°36'12"E)



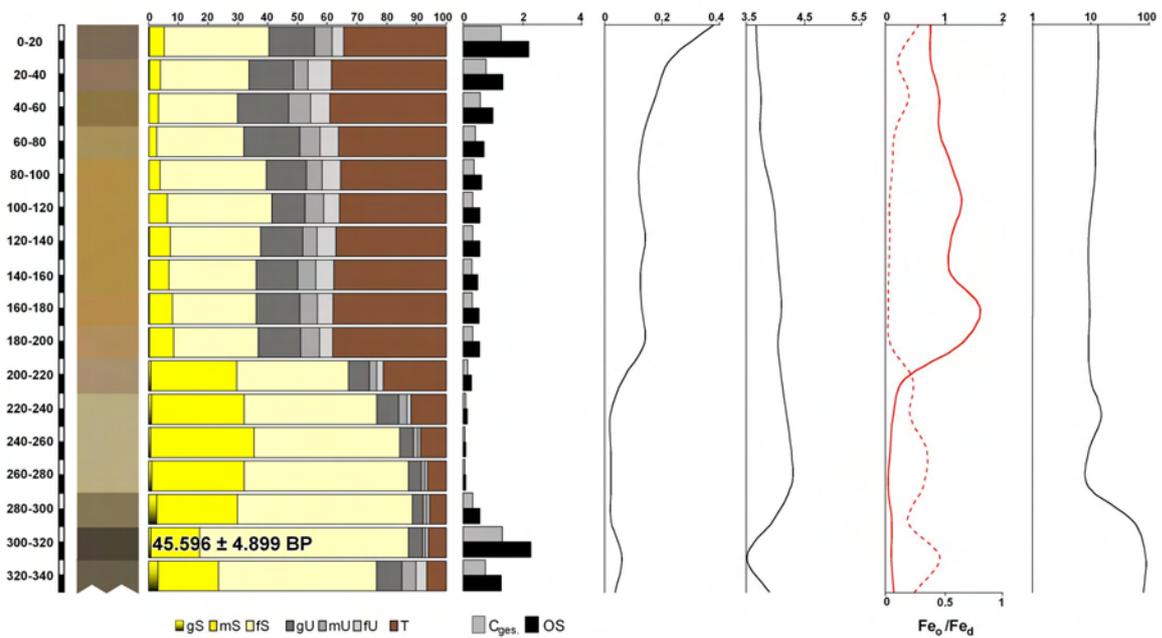
L04 Meyo Ntem (02°20'20" N, 10°36'12" E)



L05 Meyo Ntem (02°20'19"N, 10°36'11"E)

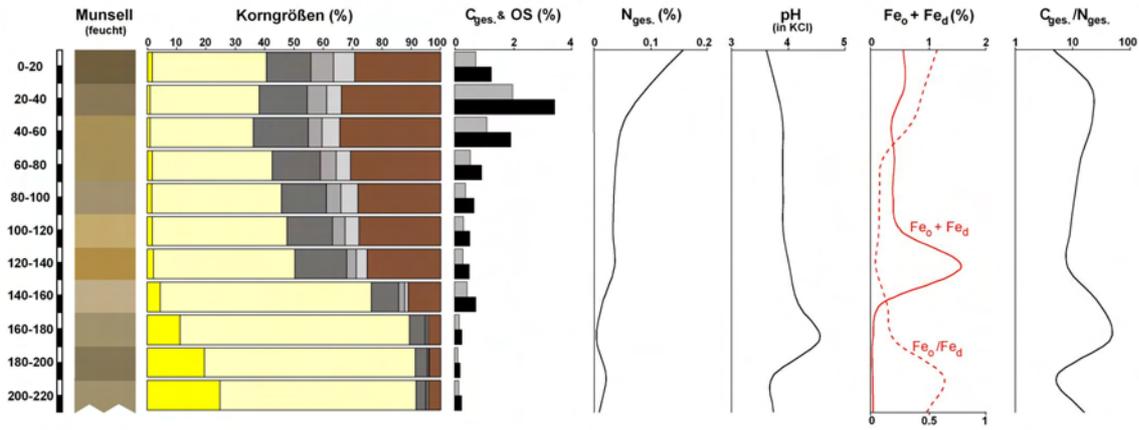


L08 Meyo Ntem (02°20'17"N, 10°36'12"E)

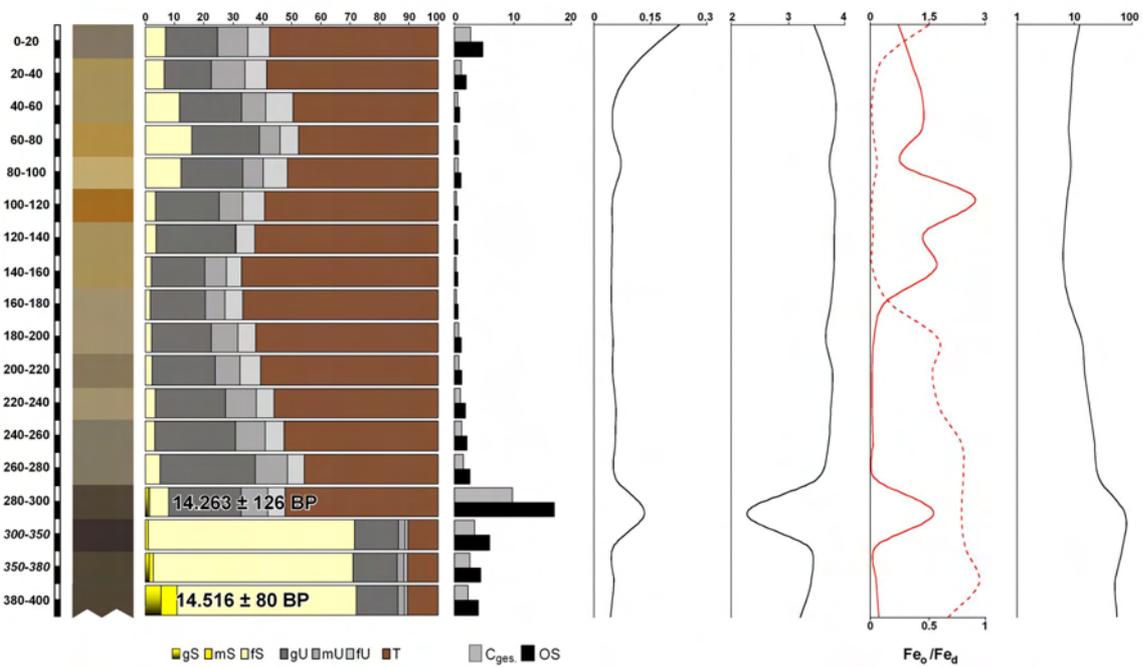


Transekt Meyos

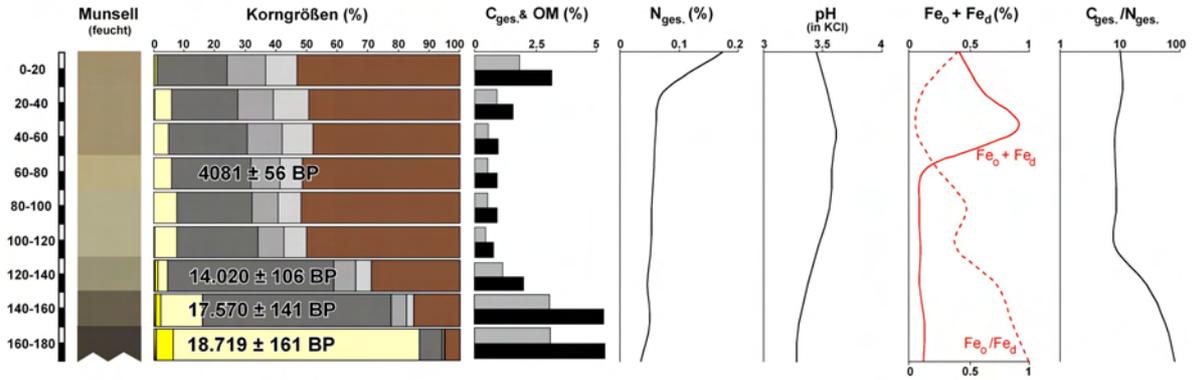
L16 Meyos (02°18'19"N, 10°35'07"E)



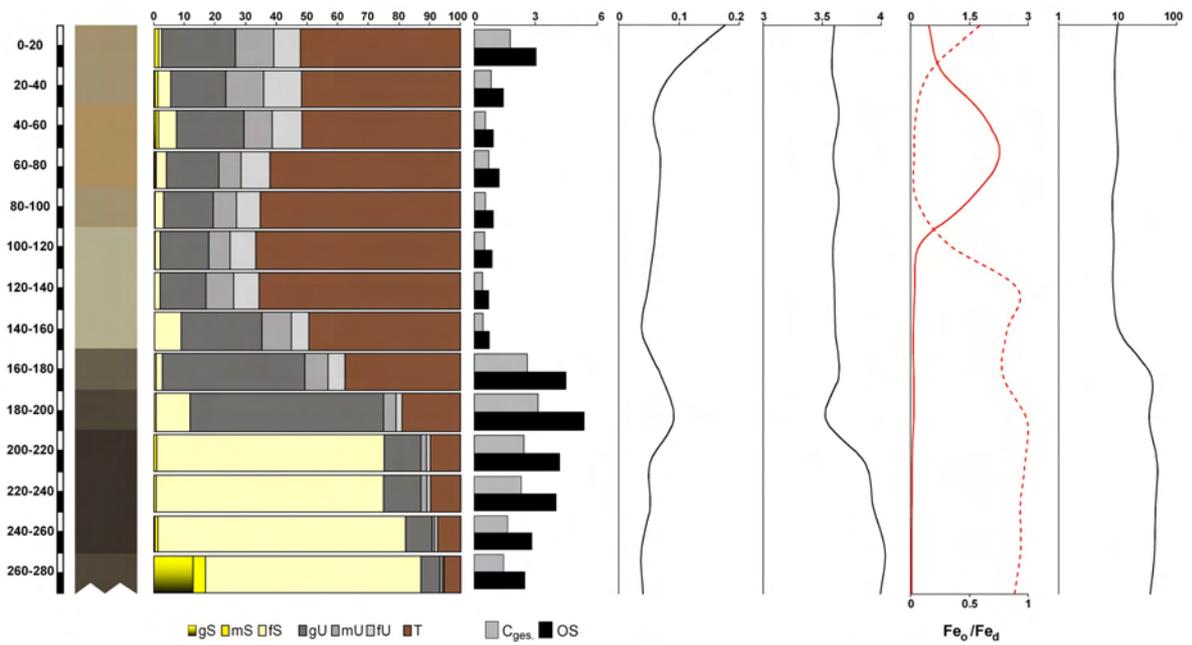
L17 Meyos (02°18'19"N, 10°35'09"E)



C13 Meyos (02°18'19" N, 10°35'12" E)

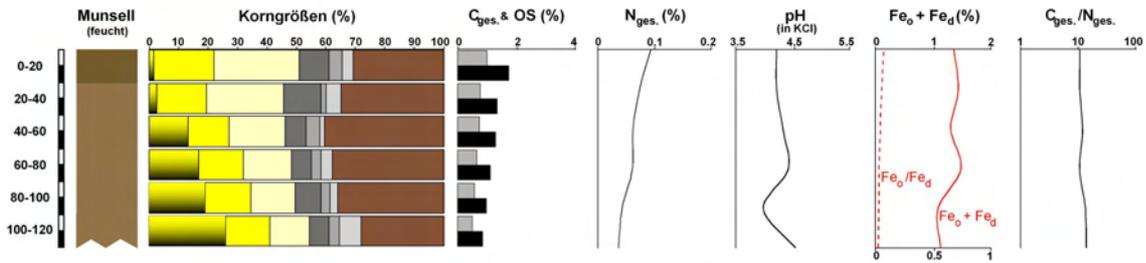


C14 Meyos (02°18'19"N, 10°35'12"E)

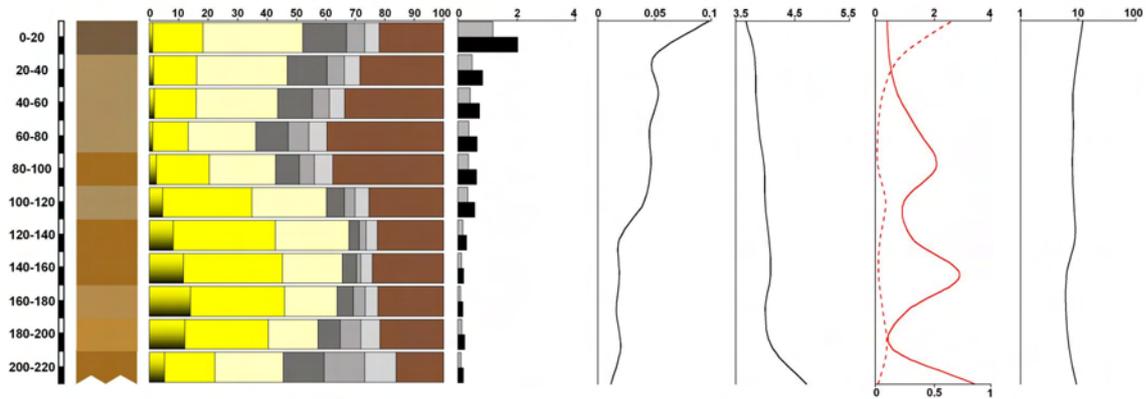


Transekt Meyos II

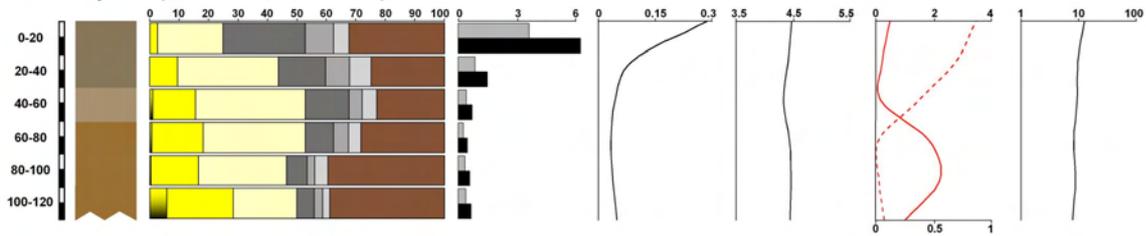
L09 Meyos II (02°19'38"N, 10°36'05"E)



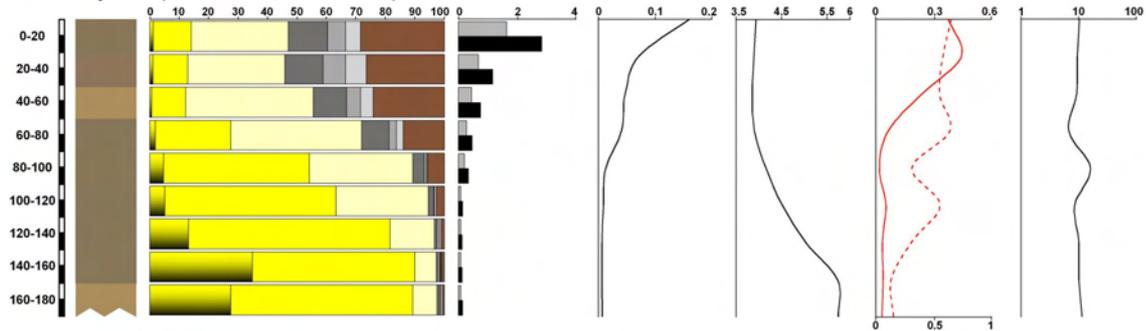
L10 Meyos II (02°19'40"N, 10°36'04"E)



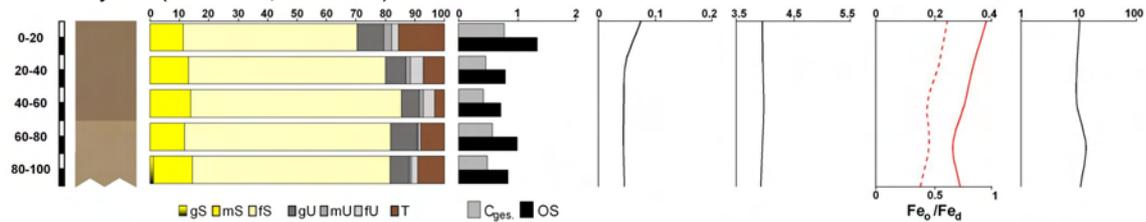
L11 Meyos II (02°19'39"N, 10°36'05"E)



L12 Meyos II (02°19'46" N, 10°36'02" E)



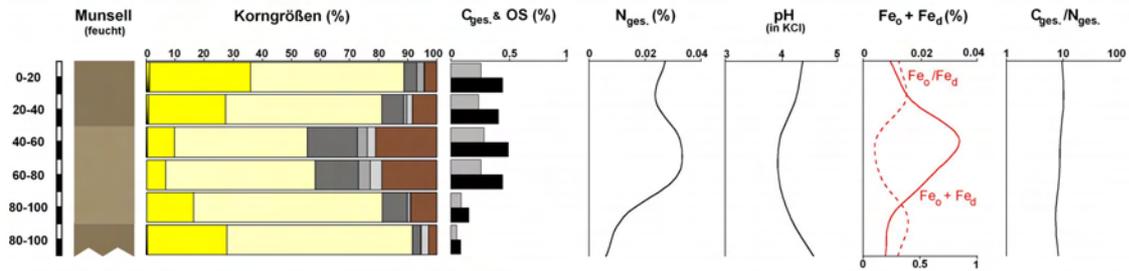
L13 Meyos II (02°19'50"N, 10°36'01"E)



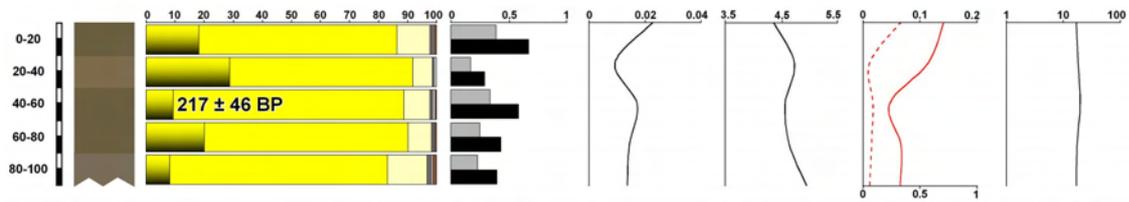
Legend: gS, mS, fS, gU, mU, fU, T, C_{ges.}, OS

Transekt Nkongmeyos, Ntem 1

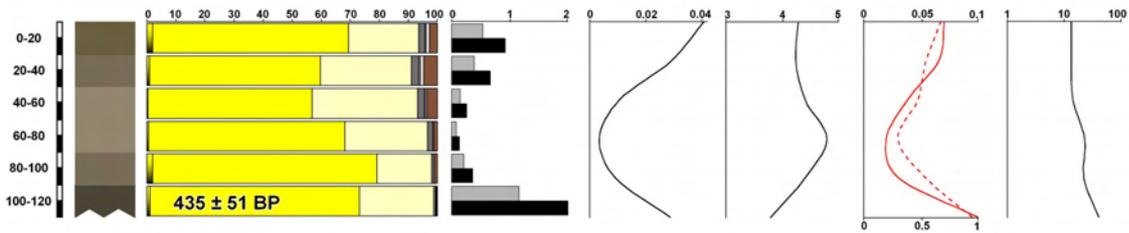
L33 Nkongmeyos (02°21'33" N, 10°34'05" E)



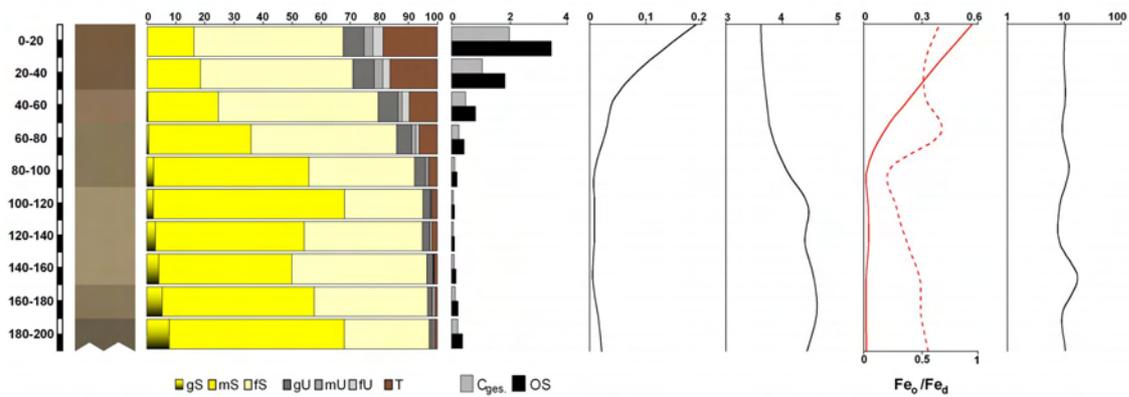
L32 Nkongmeyos (02°21'32"N, 10°34'05"E)



L34 Nkongmeyos (02°21'31"N, 10°34'02"E)

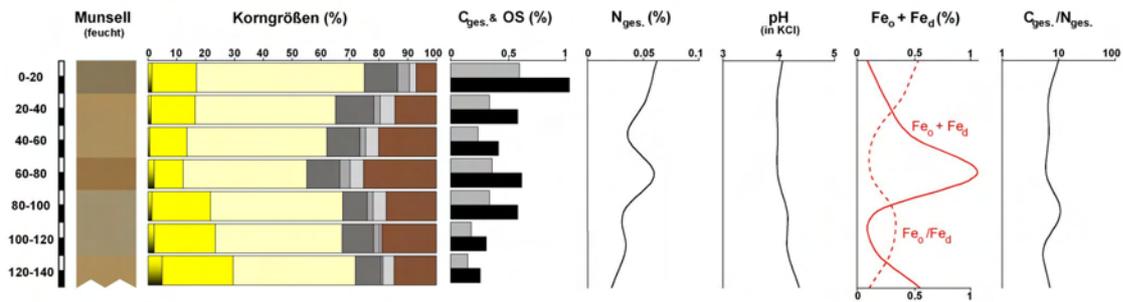


L35 Nkongmeyos (02°21'31"N, 10°34'01"E)

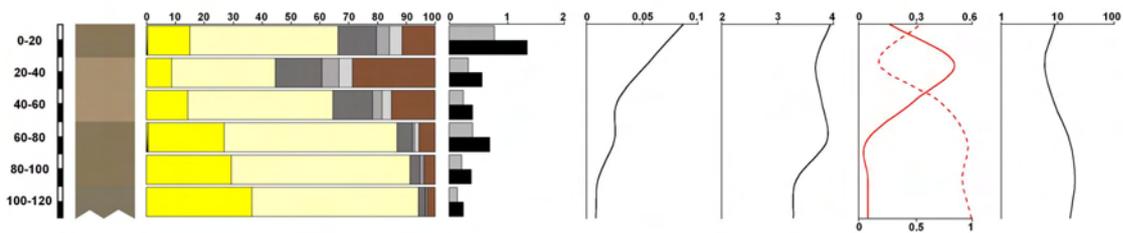


Transekt Nkongmeyos, Ntem 3

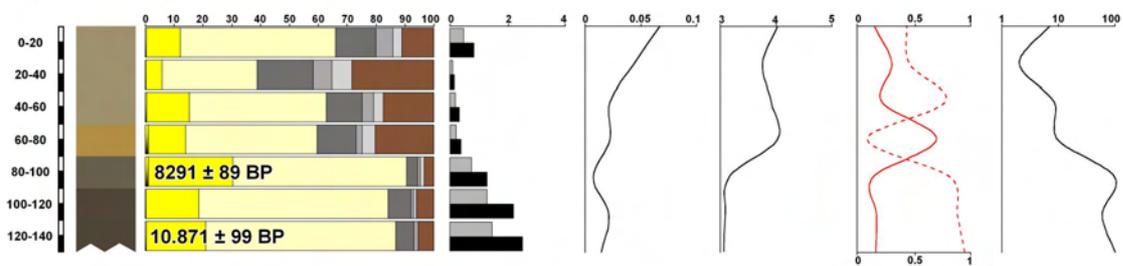
L45 Nkongmeyos (02°20'53"N, 10°33'53"E)



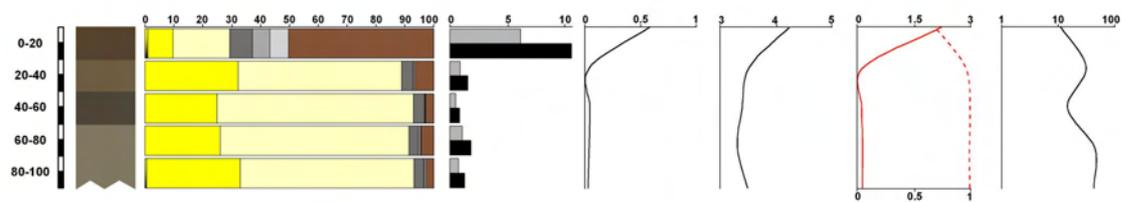
C31 Nkongmeyos (02°20'56"N, 10°33'55"E)



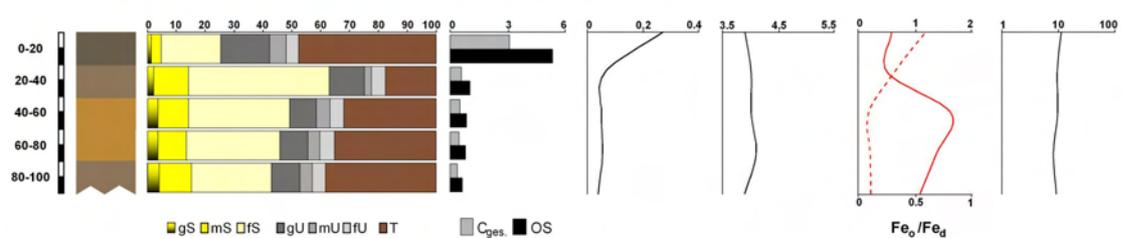
L46 Nkongmeyos (02°20'53"N, 10°33'52"E)



L44 Nkongmeyos (02°20'53"N, 10°33'51"E)

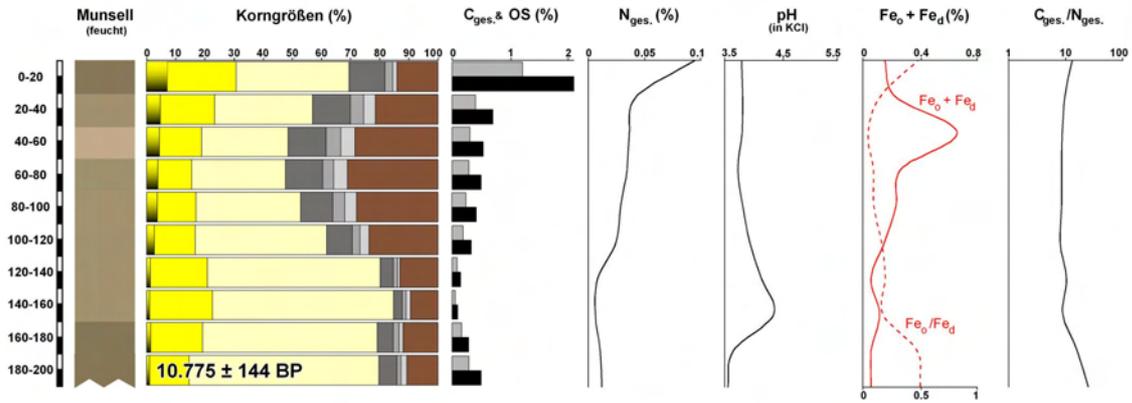


L47 Nkongmeyos (02°20'50"N, 10°33'49"E)



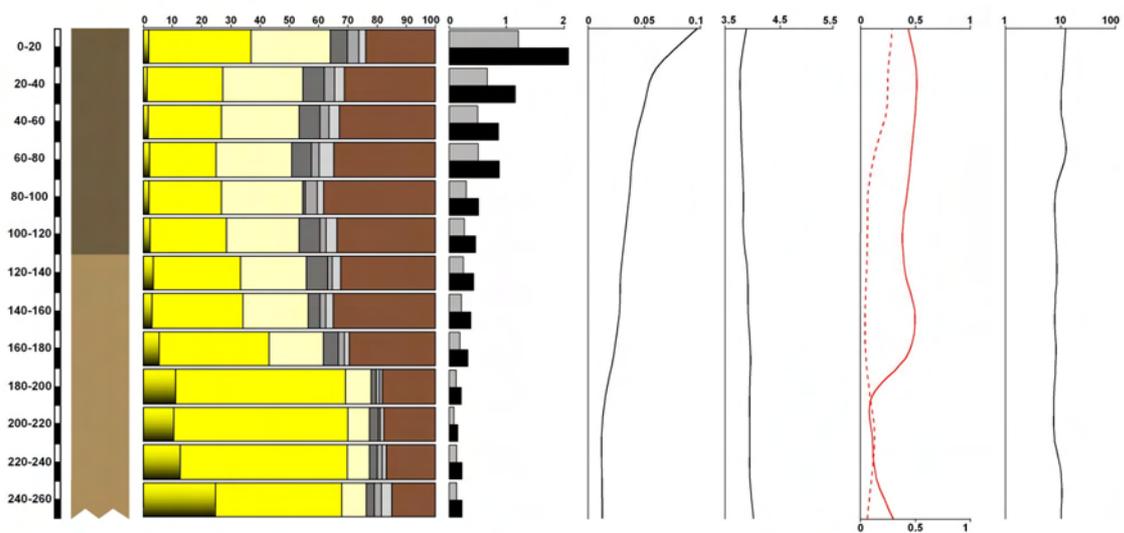
Nkongmeyos, Ntem 2

L49 Nkongmeyos (02°21'17"N, 10°33'46"E)

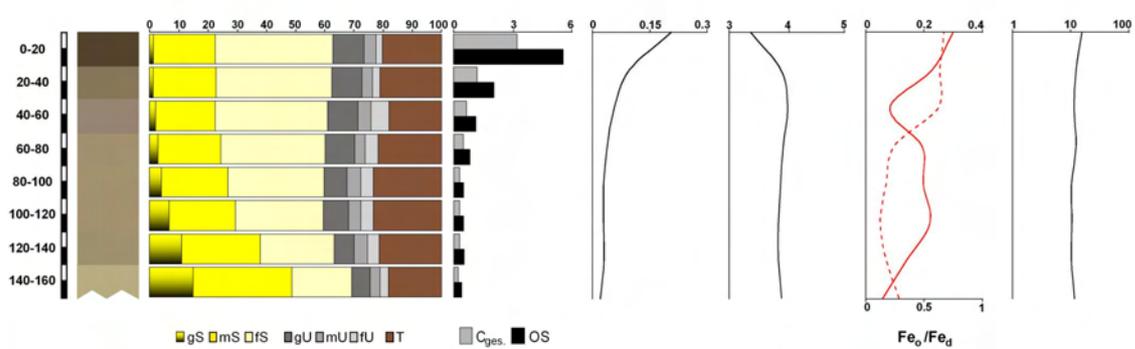


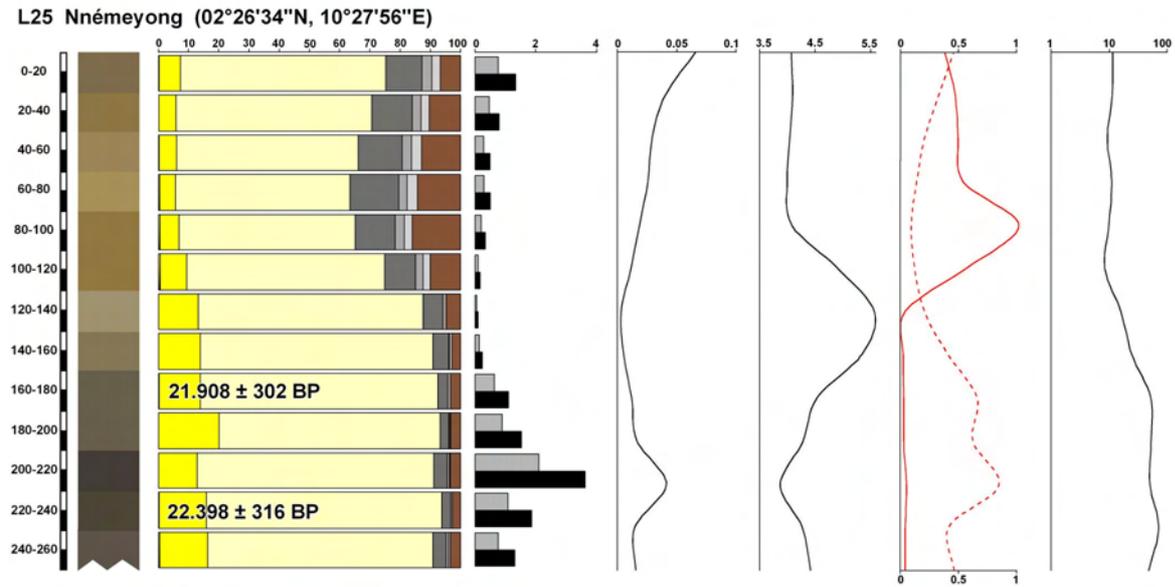
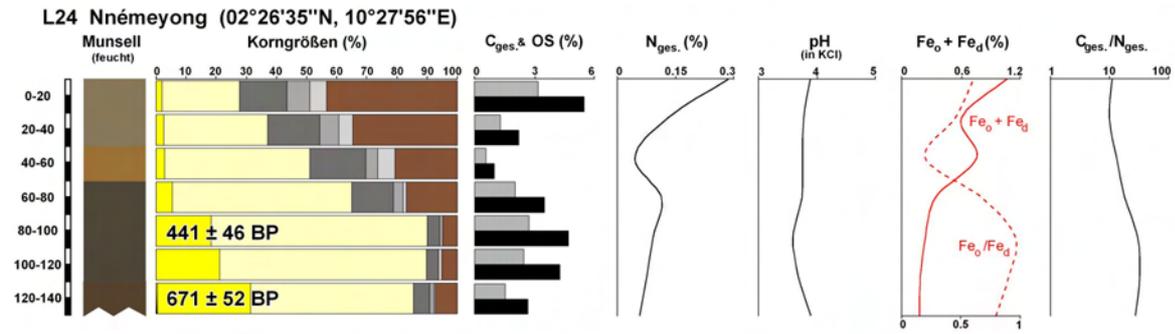
Nnémeyong

L26 Nnémeyong (02°26'39"N, 10°27'55"E)

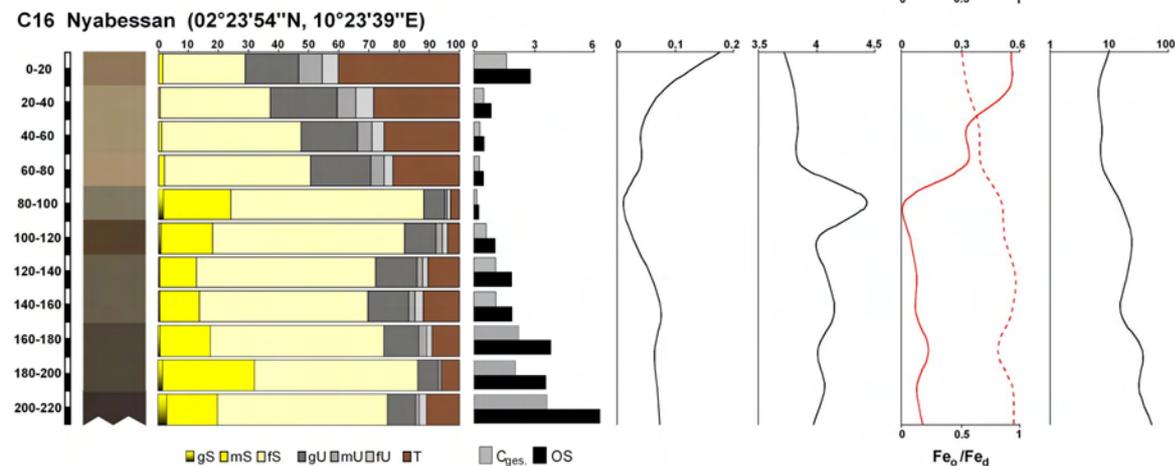
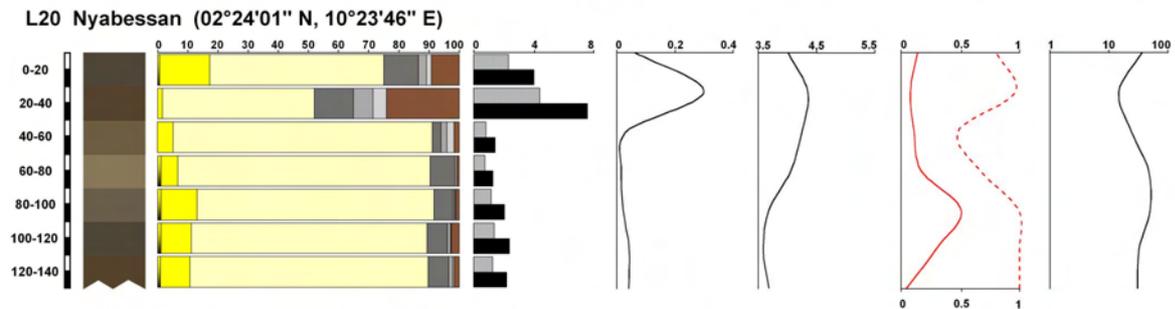


L23 Nnémeyong (02°26'48"N, 10°27'51"E)



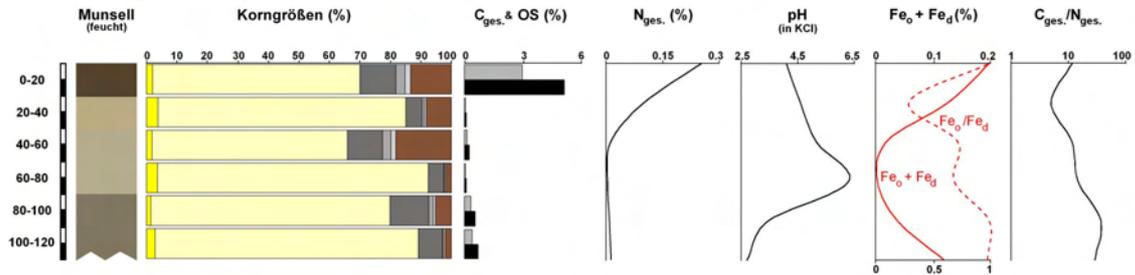


Nyabessan

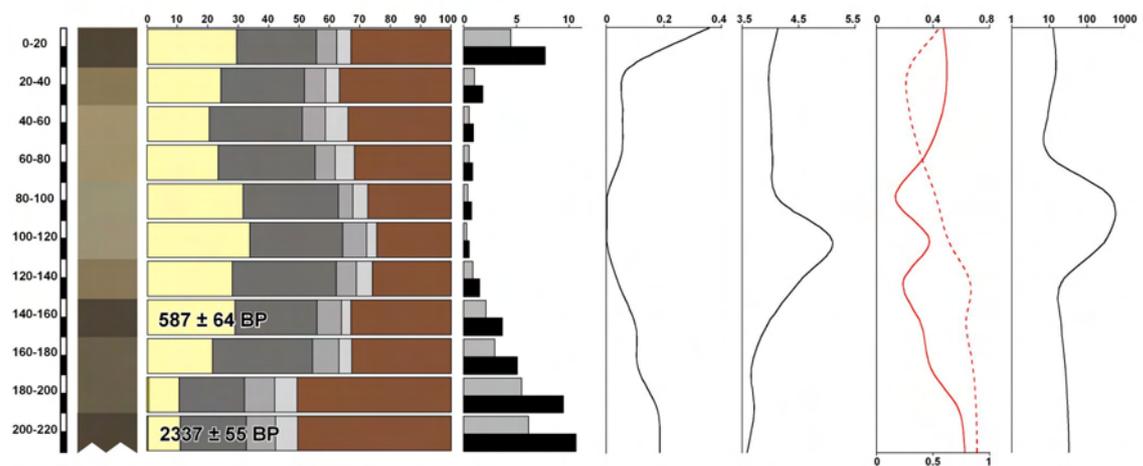


Transekt Nyabessan

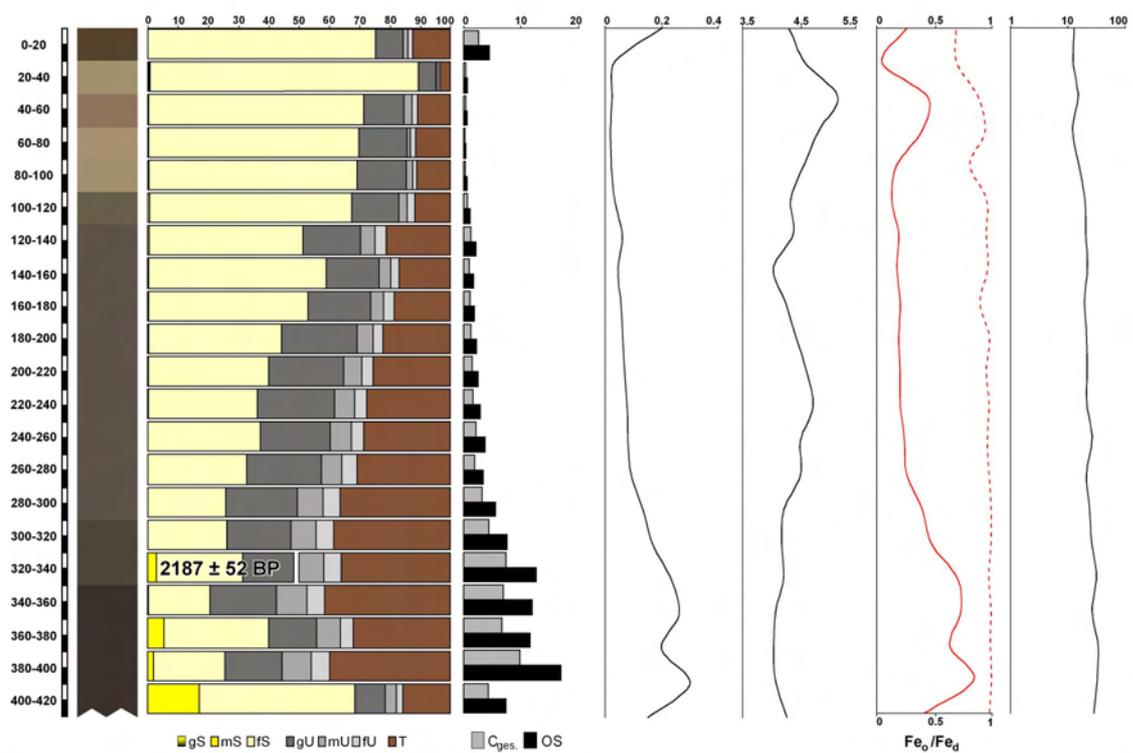
Aufschluss Nyabessan (02°23'58"N, 10°23'30"E)



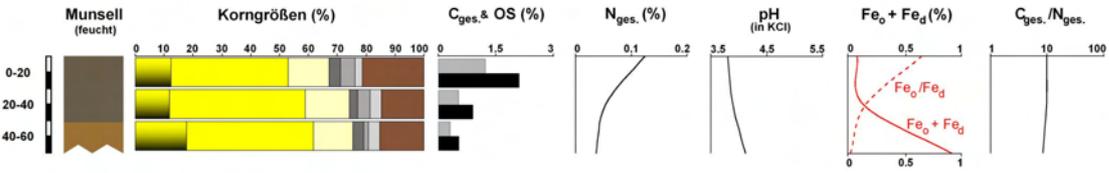
L18 Nyabessan (02°23'32"N, 10°23'57"E)



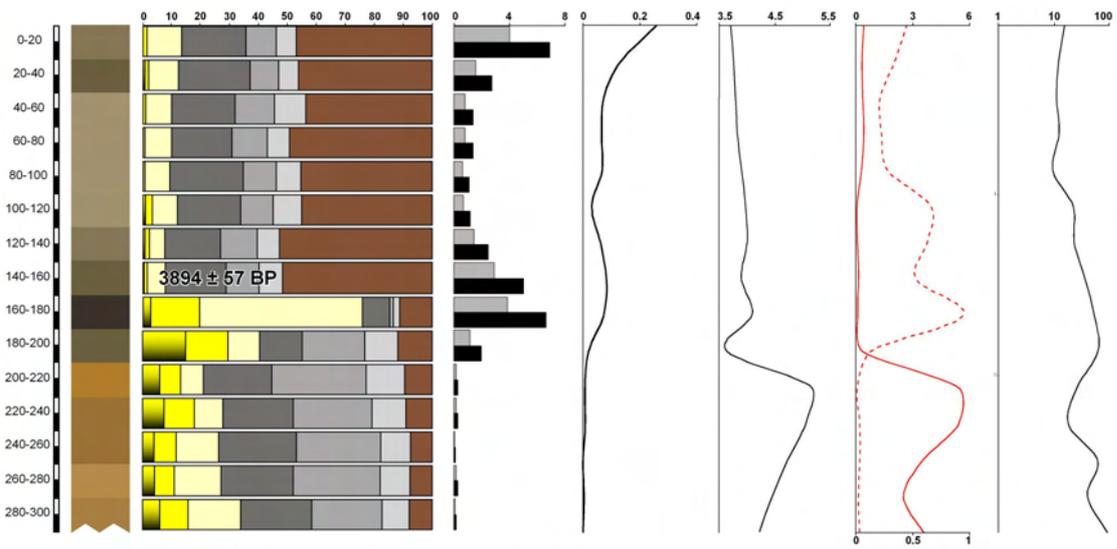
L19 Nyabessan (02°23'57"N, 10°23'37"E)



L21 Nyabessan (02°24'10" N, 10°23'34" E)

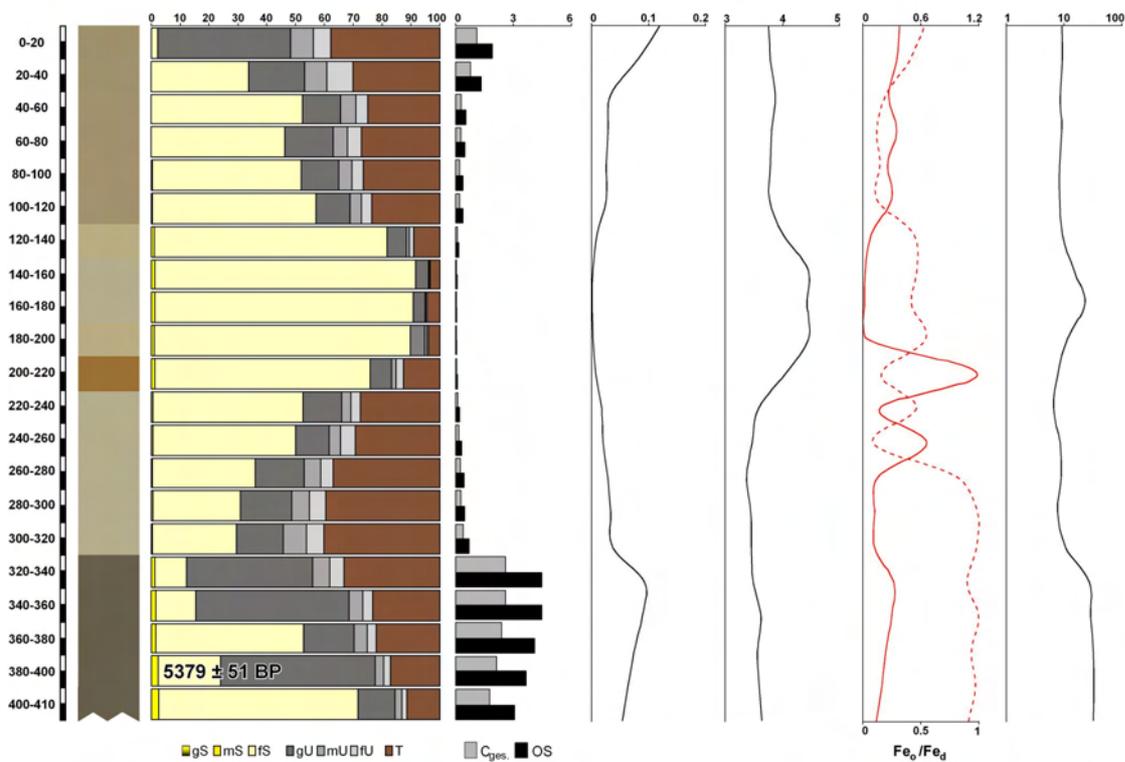


L22 Nyabessan (02°24'09"N, 10°23'33"E)



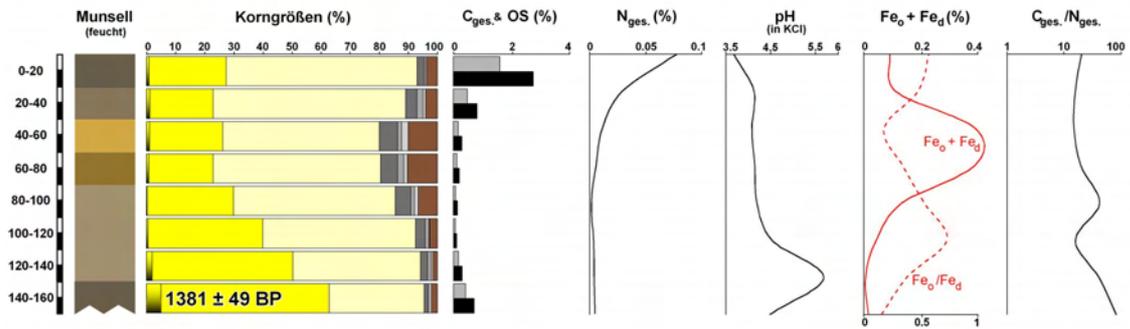
Nyabibak

C02 Nyabibak (02°13'47"N, 10°40'50"E)

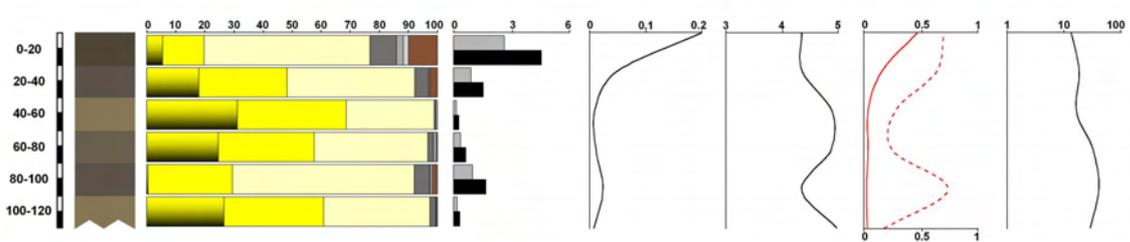


Tom

L30 Tom (02°25'21"N, 10°30'34"E)

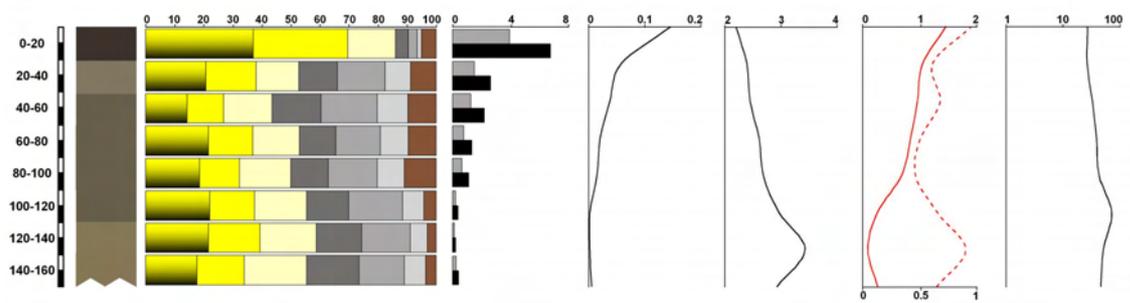


L31 Tom (02°25'32"N, 10°30'42"E)

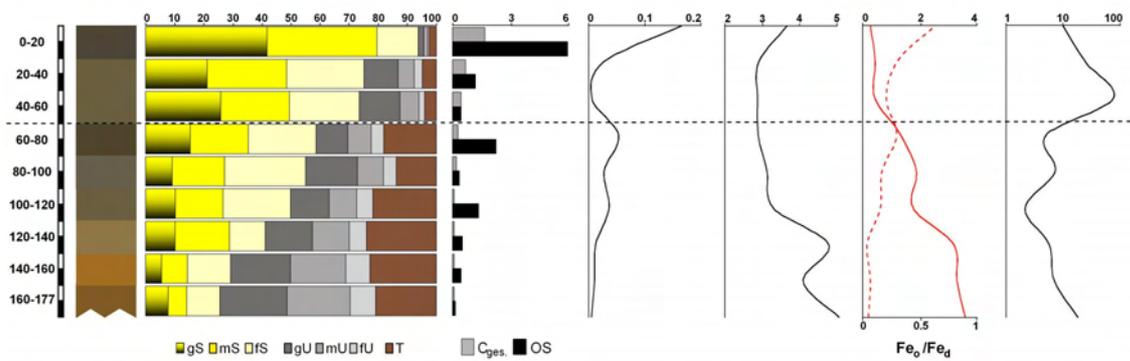


Standorte Ntem-Unterlauf

L50 Mabingo (02°17'39" N, 09°51'56" E)

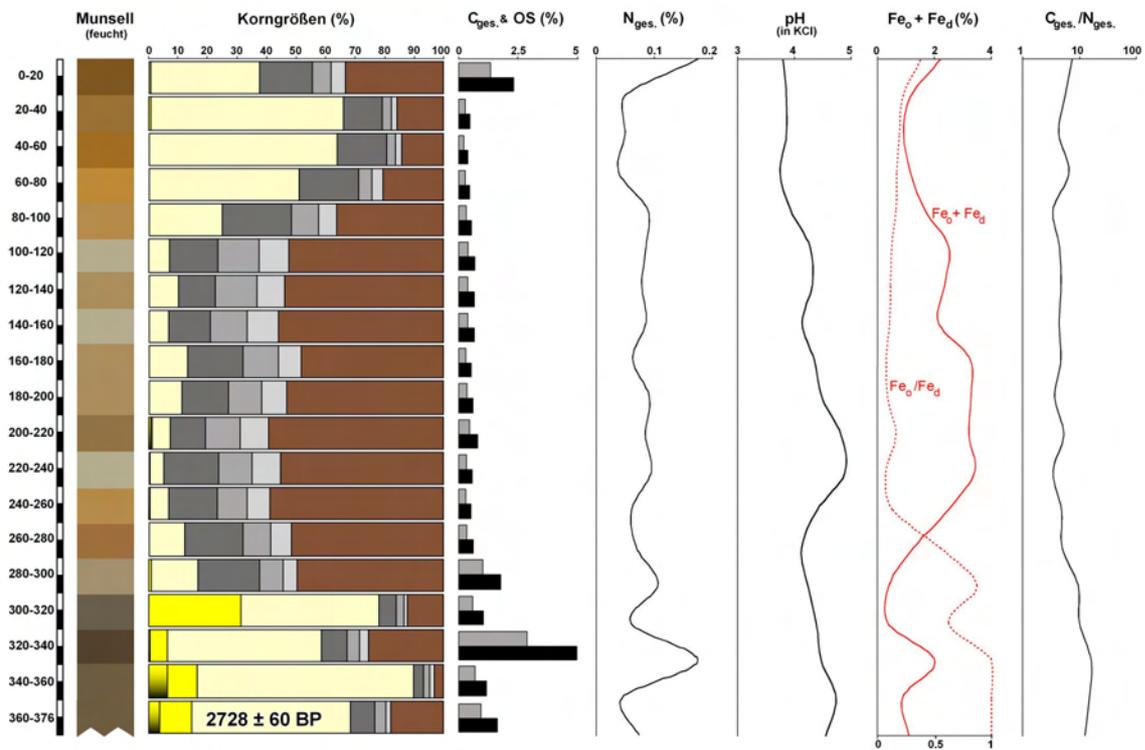


L51 Dipikar (02°17'28" N, 09°52'01" E)

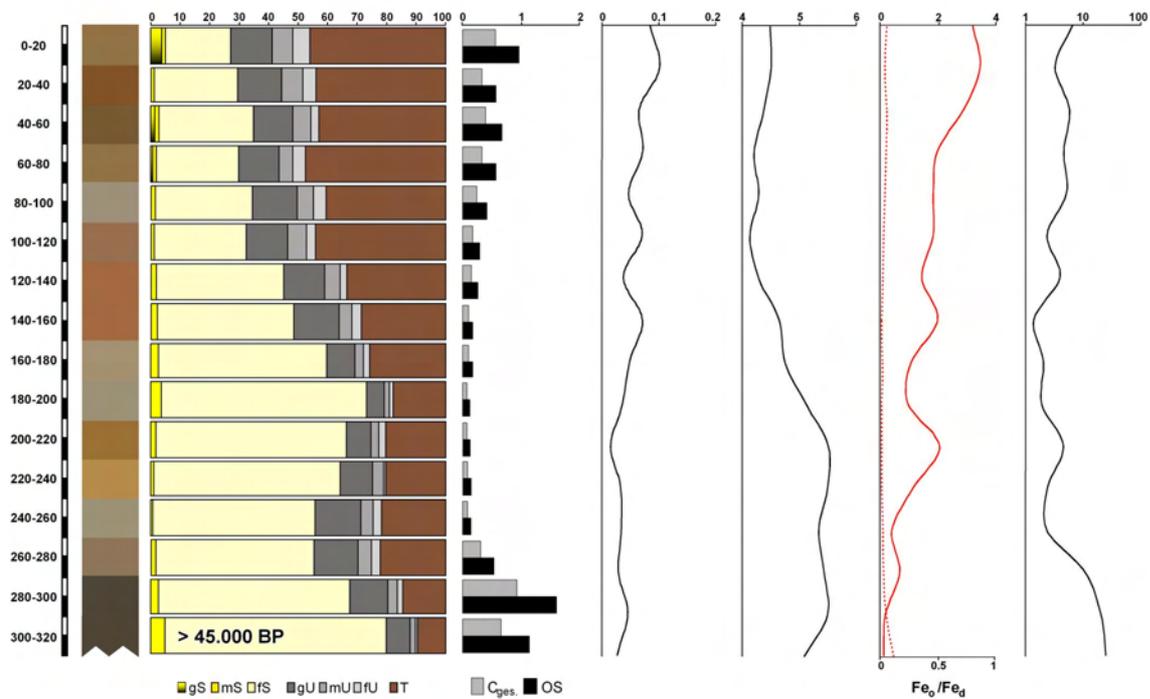


Standorte Boumba

B02 Ouessou (03°24'44"N, 14°32'37"E)



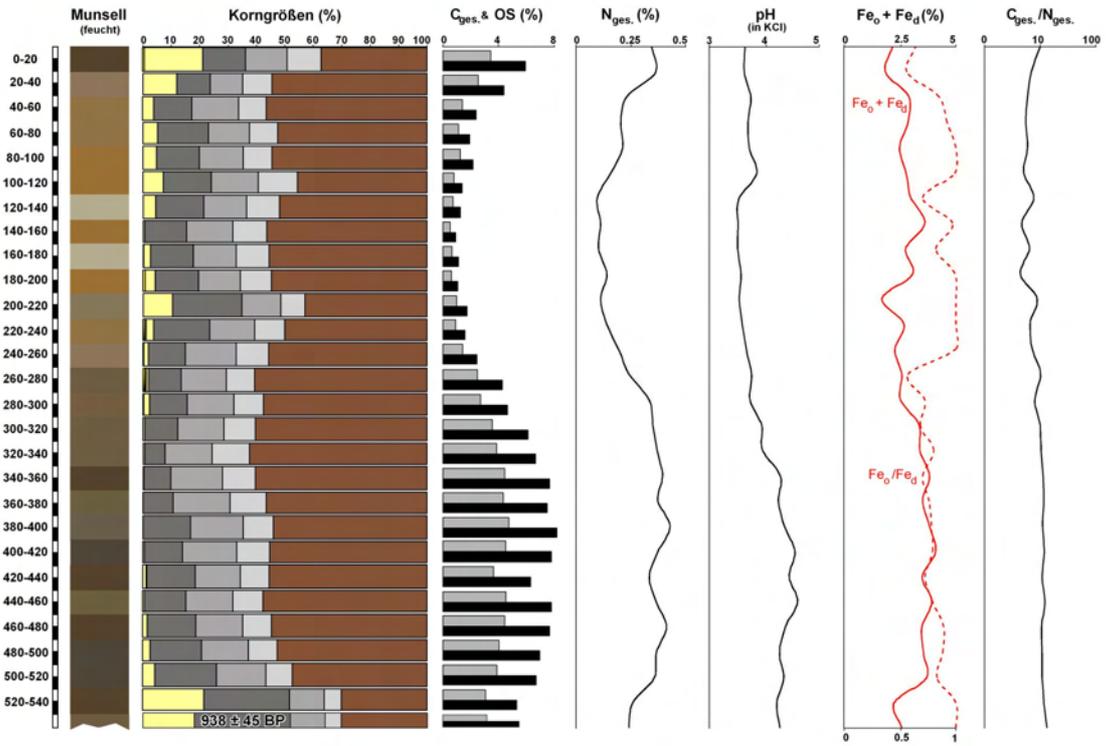
B03 Mankako (03°18'44"N, 14°04'37"E)



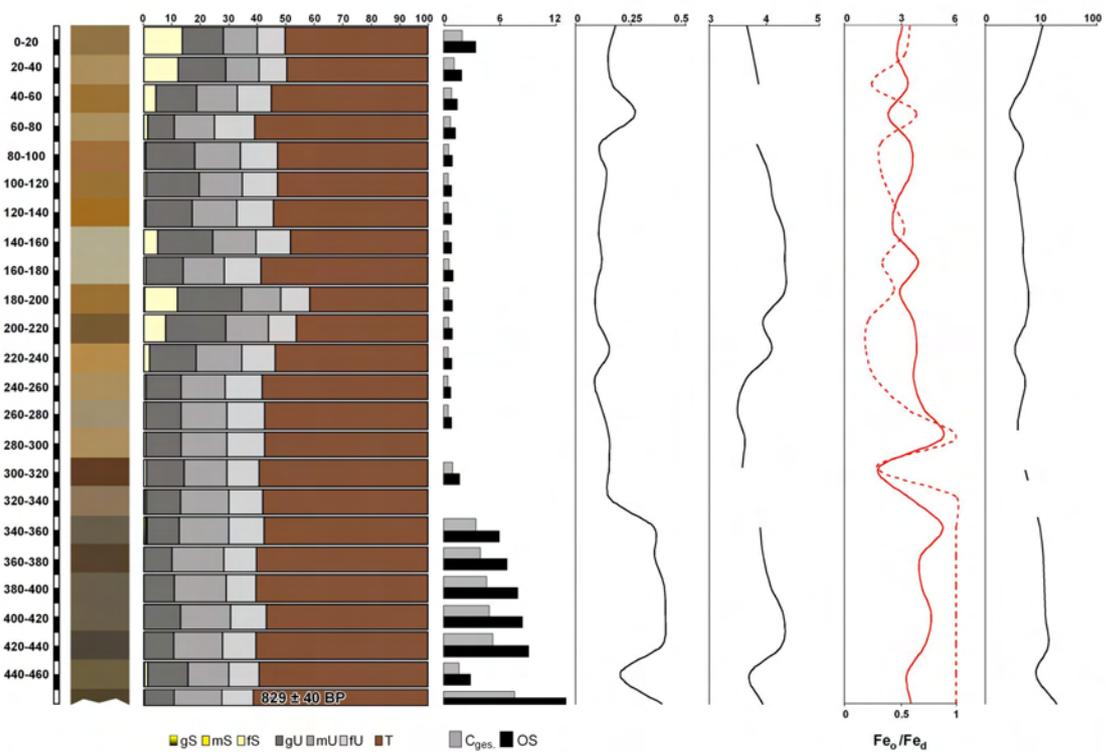
Standorte Ngoko (*Lac Mokounounou*)

Abfluss Altwasserarm

N01 Mokounounou (01°56'39"N, 15°20'09"E)

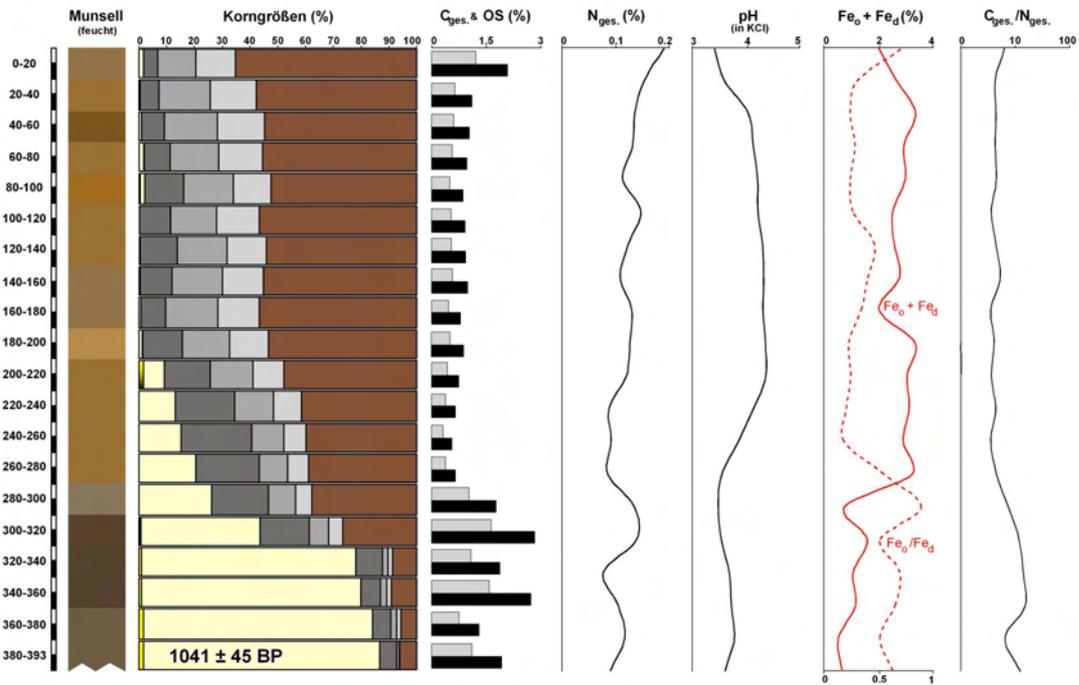


N04 Mokounounou (01°56'38"N, 15°20'08"E)

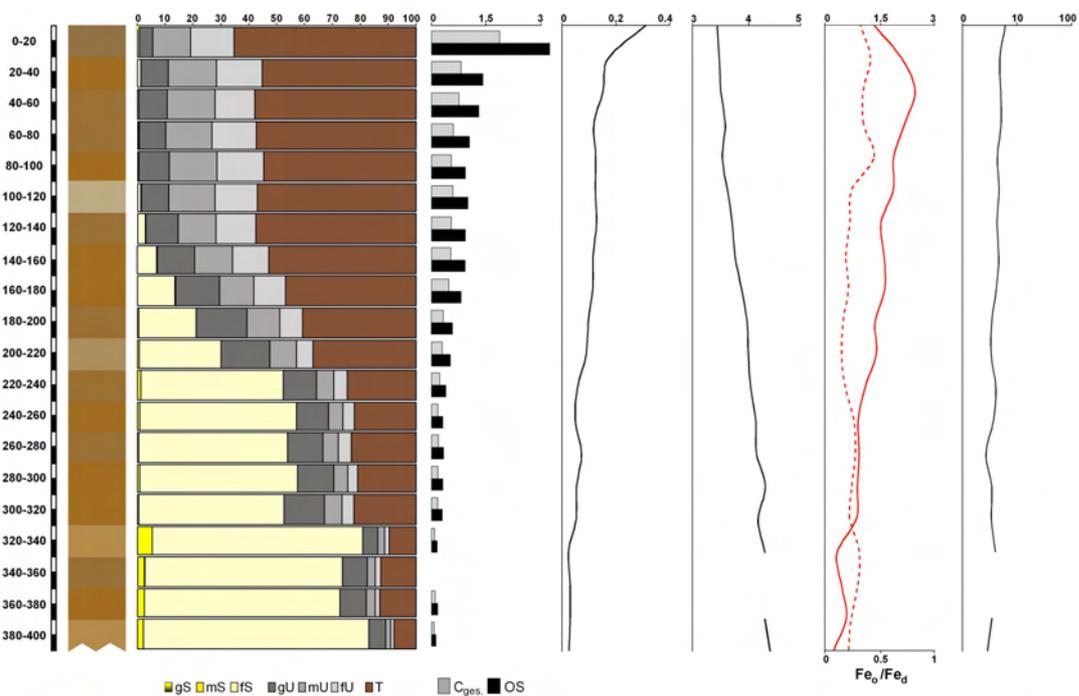


Zufluss Altwasserarm

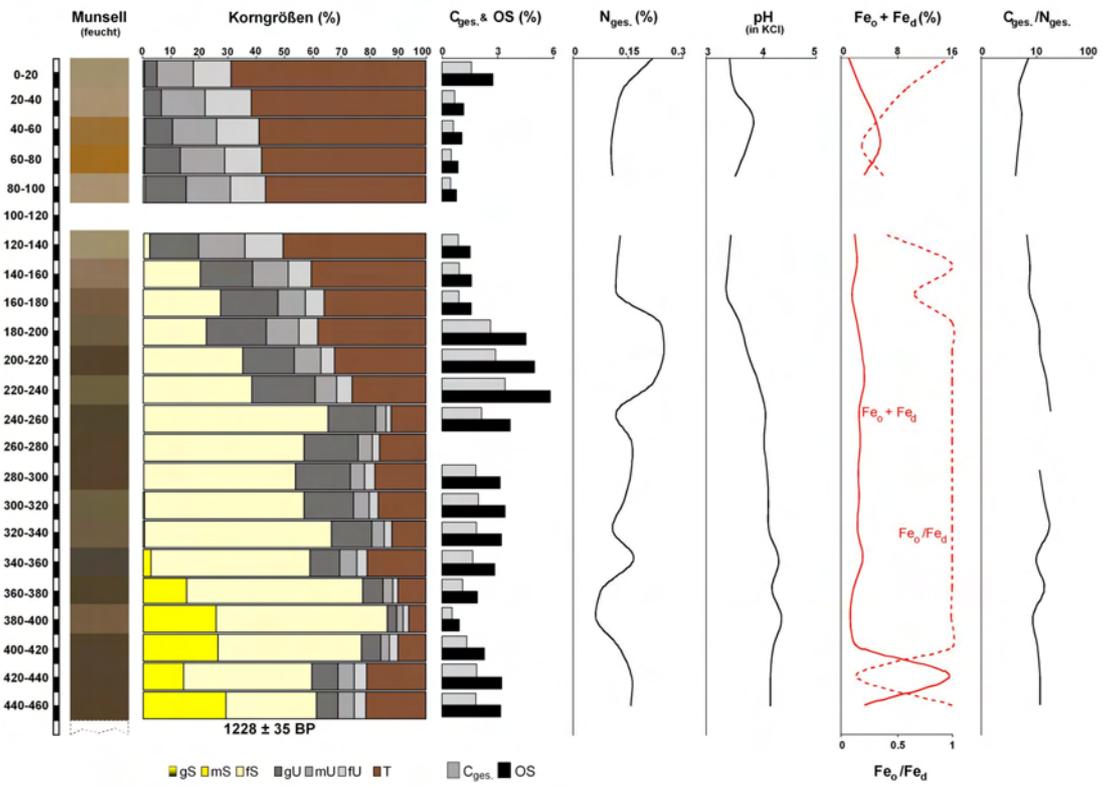
N02 Mokounounou (01°56'37"N, 15°19'48"E)



N03 Mokounounou (01°56'29"N, 15°19'46"E)



N05 Mokounounou (01°56'50"N, 15°19'53"E)



Eidesstattliche Versicherung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorgelegte Dissertation über

**“Physiogeographische Untersuchungen zur pleistozänen und holozänen
Umweltgeschichte an Alluvionen des Ntem-Binnendeltas und alluvialer Sedimente der
Flüsse Boumba, Ngoko, Nyong und Sanaga in Süd-Kamerun”**

selbständig angefertigt und mich anderer Hilfsmittel als der in ihr angegebenen nicht bedient habe. Zudem fanden keine Entlehnungen aus Schriften statt, soweit sie in der Dissertation nicht ausdrücklich als solche, mit Angabe des betreffenden Werkes, bezeichnet sind.

Frankfurt am Main, den 8. April 2010



.....
(Unterschrift)

Lebenslauf

- seit 2002 Selbstständiges Gewerbe in der Gartenpflege und im Landschaftsbau
- 01/2004 – 12/2009 Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Prof. Dr. Jürgen Runge im DFG-Projekt 510: Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentral-Afrika.

Studienbegleitendes Engagement

- seit 2004 Mitglied im Zentrum für interdisziplinäre Afrikaforschung der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt
- seit 2009 Mitglied der *International Association of Hydrological Sciences* (IAHS)
- seit 2009 Mitglied der INQUA *Commission on GLObal Continental PalaeoHydrology* (GLOCOPH) und *Fluvial Archives Group* (FLAG)

Wissenschaftliche Lehrtätigkeit

- WS 2007/2008 Seminar und Großexkursion Kamerun
- WS 2005/2006 Mitarbeit Proseminar Klimageographie
- SS 2005 Proseminar Relief und Boden
- SS 2004 Proseminar Relief und Boden

Studienbegleitende Auslandsaufenthalte

- 02/2001 – 05/2001 Hospitation im Computing Centre for Water Research (University of Natal in Pietermaritzburg, Südafrika)
- 03/2003 Wissenschaftlicher Kurzaufenthalt im Rahmen eines Werkvertrags in der zentralafrikanischen Republik
- 2004-2008 Prospektionsreise und jährliche mehrmonatige selbständige Feldarbeit im Rahmen des DFG-Projektes 510 sowie der Promotion

EDV und Sprachen

EDV-Kenntnisse

Ständig in Anwendung:

MS Office, ESRI ArcView/ArcInfo GIS 8.2-9.3 + Hydro Tools, Macromedia Freehand, Adobe (Photoshop, Destiller)

Gelegentlich in Anwendung:

Hydrologische Modelle (BASINS 3.0, WinHSPF, GenScn, ICIS, WDMUtil), Auto CAD, SPS, Lotus, IKON, C++

Sprachkenntnisse

Deutsch, Niederländisch, Englisch (fließend in Wort und Schrift)
Französisch (fortgeschrittene Kenntnisse)
Spanisch und Griechisch (Grundkenntnisse)

Besuch und Teilnahme an internationalen Konferenzen

23. - 25.09.2009 *RCEM 2009 –River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*
Santa Fe, Argentinien
21. - 22.09.2009 *Tropical Rivers: Hydro-Physical Processes, Impacts, Hazards and*
Management
La Plata, Argentinien
4. - 6.11.2008 *22. Colloquium of African Geology*
Hammam, Tunesien
4. - 7.10.2008 *32. Jahrestagung des Arbeitskreises Geomorphologie – vom Prozess zum*
Archiv
Dresden, Deutschland
6. - 10.09.2006 *I.A.G. Regional Conference of Geomorphology - Tropical and Subtropical*
Geomorphology: Processes, Techniques and Methods
Goiânia, Brasilien
5. - 7.03.2006 *Workshop of Research Group 510 of the German Research Foundation*
(DFG) on Dynamic of forest ecosystems in Central Africa during the
Holocene: Past – Present – Future
Yaoundé, Kamerun
24. - 25.06.2005 *Geowissenschaftliche Afrikaforschung – ein Abenteuer? Jahrestagung der*
Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler (AdG)
Hamburg, Deutschland

Frankfurt am Main, den 08.04.2010



Publikationen

- SANGEN, M. (2002): Integriertes Wasserressourcen- und Flusseinzugsgebiet-Management im südlichen Afrika (SADC-Staaten) am Beispiel des Inkomati River unter besonderer Berücksichtigung des Wasserhaushaltes und der rezenten Landschaftsdynamik. Diplomarbeit, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt, 1-133.
- RUNGE, J., EISENBERG, J. & SANGEN, M. (2005): Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika – Prospektionsreise nach Südwestkamerun vom 05.03.-03.04.2004 im Rahmen der DFG-Forschergruppe 510: Teilprojekt „Regenwald-Savannen-Kontakt (ReSa-Ko)“. *Geoökodynamik*, **26**, 135-154.
- RUNGE, J., EISENBERG, J. & SANGEN, M. (2006): Geomorphic evolution of the Ntem alluvial basin and physiogeographic evidence for Holocene environmental changes in the rain forest of SW Cameroon (Central Africa) - preliminary results. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.* **145**, 63-79.
- RUNGE, J., EISENBERG, J. & SANGEN, M. (2006a): Eiszeit im Tropischen Regenwald: Der ewige Wald – eine Legende? *Forschung aktuell, Sonderheft Afrika*, **2**, 34-37.
- SANGEN, M. (2007): Physiogeographische Untersuchungen zur holozänen Umweltgeschichte an Alluvionen des Ntem-Binnendeltas im tropischen Regenwald SW-Kameruns. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1/4**, 113-128.
- SANGEN, M. (2008): New evidence on palaeoenvironmental conditions in SW Cameroon since the Late Pleistocene derived from alluvial sediments of the Ntem River. *Palaeoecology of Africa*, **28**, 79-101.
- SANGEN, M. (2009): Physiogeographische Untersuchungen zur pleistozänen und holozänen Umweltgeschichte an Alluvionen des Ntem-Binnendeltas und alluvialer Sedimente der Flüsse Boumba, Ngoko, Nyong und Sanaga in Süd-Kamerun. Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt, 1-319.

im Druck:

- RUNGE, J. SANGEN, M., NEUMER, M., EISENBERG, J. & BECKER, E.: Late quaternary valley and slope deposits in the environs of the Congo basin and their palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*
- SANGEN, M, EISENBERG, J., KANKEU, B., RUNGE, J. & TCHINDJANG, M.: New findings from geological, geomorphological and sedimentological studies on the palaeoenvironmental conditions in southern Cameroon. *Palaeoecology of Africa*

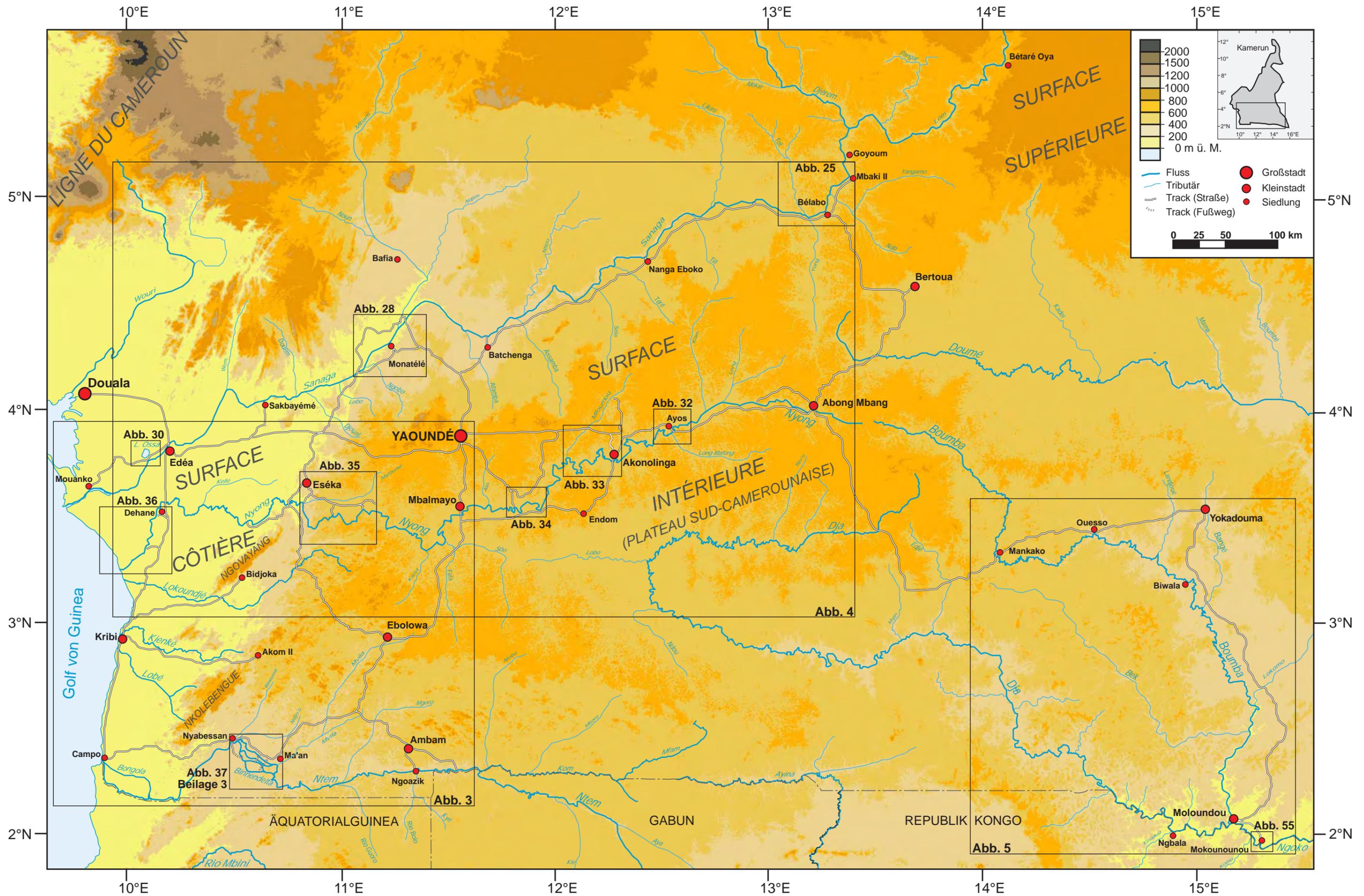
in Review:

- SANGEN, M.: New results on palaeoenvironmental conditions in equatorial Africa derived from alluvial sediments of Cameroonian rivers. In: ROSE, J., CARR, S. & MILLS, S. (Eds.): Environmental Change in Sub-Saharan Africa. *Proceedings of the Geologists' Association Special Issue*
- KANKEU, B., RUNGE, J., EISENBERG, J., SANGEN, M., TCHINDJANG, M., BASSAHAK, J. & HELL, J.V.: Relationships between tectonics, deep basement structures, polyphase orogeny and sedimentary basins in the Meiganga area (Cameroon): implications for the (neo)tectonic and geomorphic evolution of Central Africa. *Journal of Geological Research*

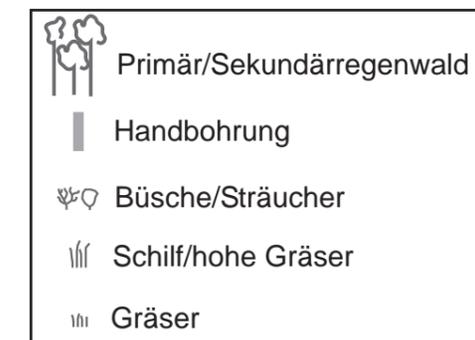
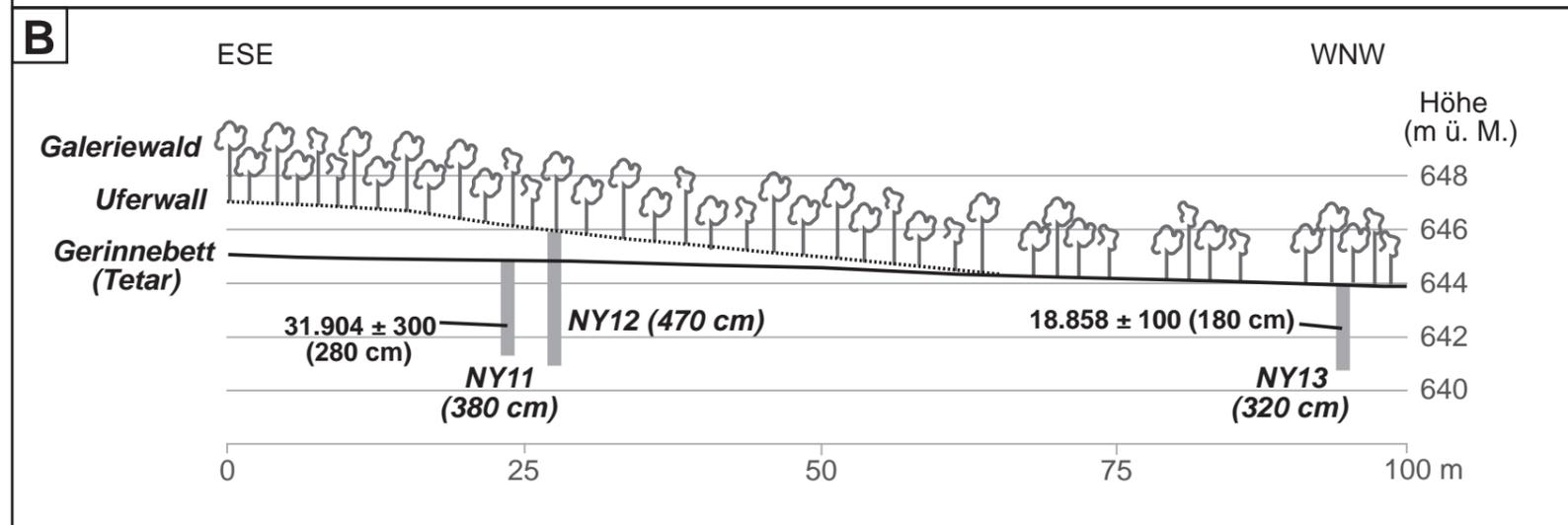
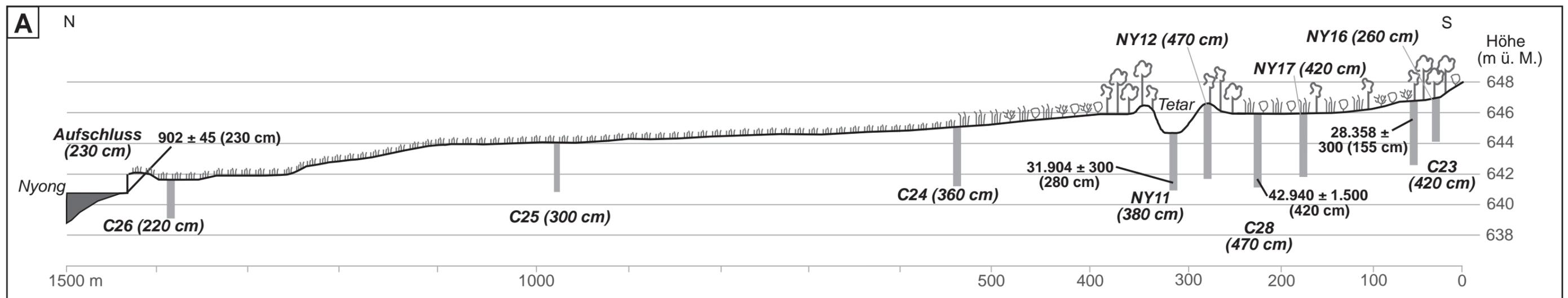
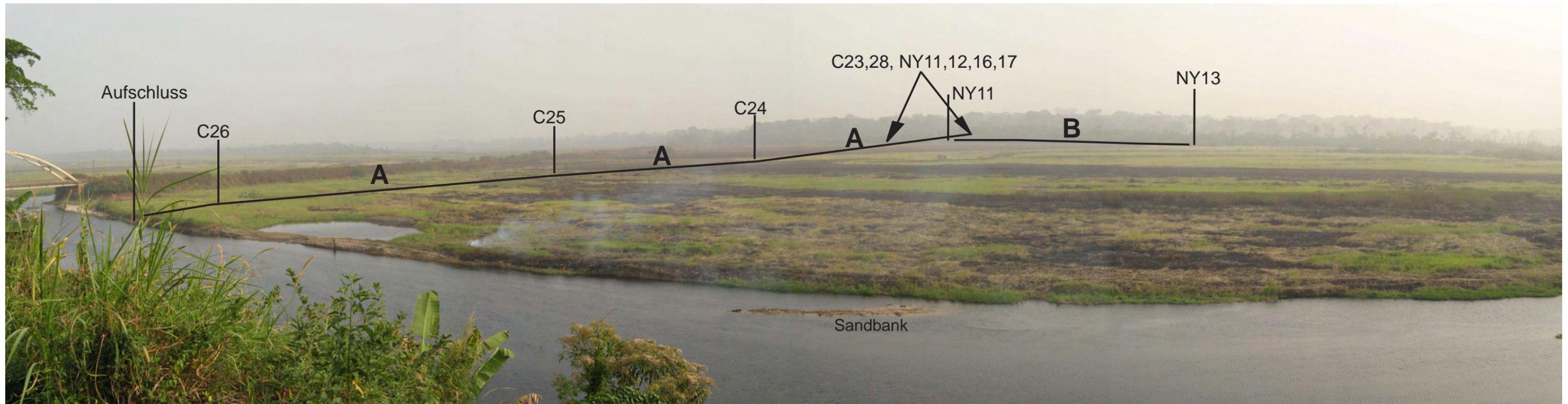
in Vorbereitung:

SANGEN, M., NEUMANN, K. & EISENBERG, J.: New insights on palaeoenvironmental and palaeohydrological conditions in southern Cameroon around the Last Glacial Maximum from phytoliths and sponge spicules found in alluvial sediments.

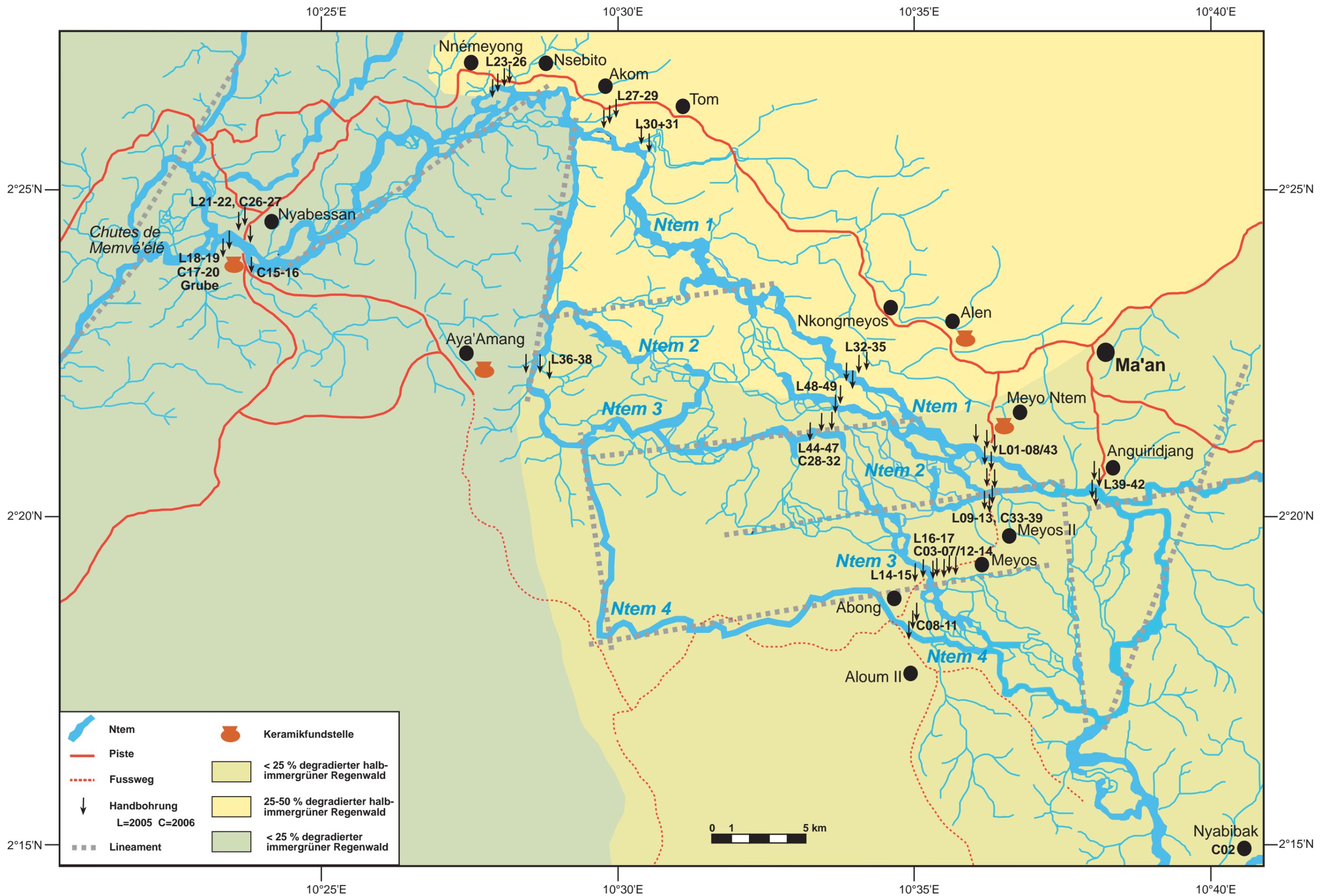
WELDEAB, S., FRANK, M., STICHEL, T., SCHNEIDER, R., HALEY, B. & SANGEN, M.: Decoupling between past ITCZ movement and rainfall intensity over West African monsoon area.



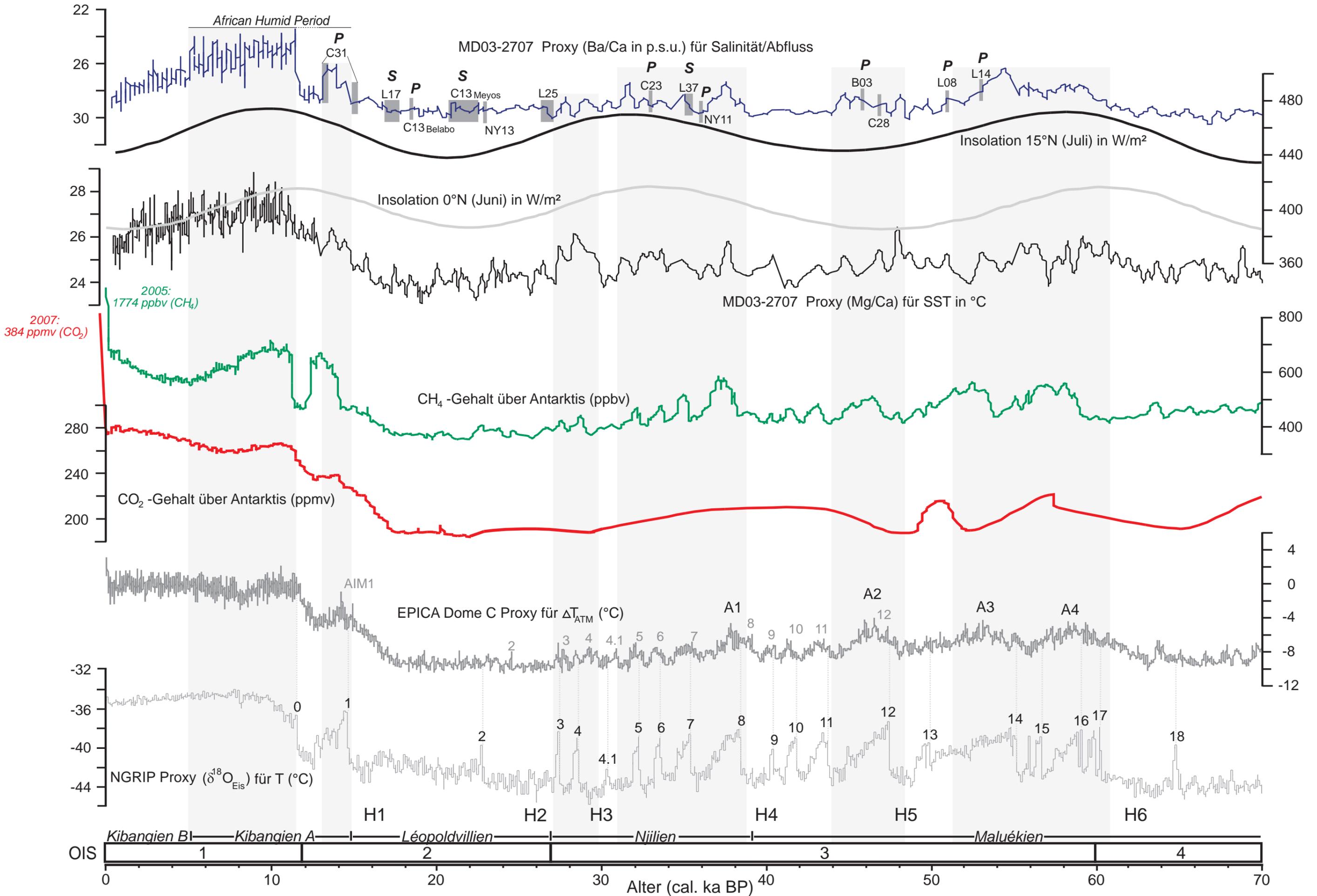
Beilage 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes Süd-Kamerun auf der Basis von SRTM-Höhendaten (2000). Gewässernetz nach ArcView GIS-Daten und Erhebungen von OLIVRY (1986), Flächenniveaus und Landschaftseinteilung nach SEGALEN (1967) und Tracks nach eigenen Erhebungen (GPS-Daten). Die Beilage liefert zudem einen Überblick weiterer Übersichtskarten in dieser Arbeit (vgl. Abbildungsverzeichnis). Hauptarbeitsgebiete waren mehrere Flusssystemabschnitte des Boumba, Ngoko, Nyong, Ntem und Sanaga.



Beilage 2: Übersicht der am Standort Akonolinga durchgeführten Bohrungen und darin ermittelte ^{14}C -Alter (in Jahren BP). Neben der Anlage eines S-N-Transektes durch die Nyongau (A), wurden zusätzlich am periodischen Tributär Tetar mehrere Bohrungen durchgeführt. Diese belegen einen *Maluékien*- bis *Njilien*-zeitlichen verzweigten bis veflochtenen Proto-Nyong mit grobsandiger Bettfracht, dessen Hauptgerinne sich im Laufe der Flussystementwicklung bis zur rezenten Position verlagert hat. Unter rezentem Klima hat der Nyong ein schwach mäandrierendes bis veflochtenes System ausgebildet, dessen Aue in der Regenzeit komplett geflutet wird. Das Foto dokumentiert zudem verstärkte Tendenz zur Aggradation und Sandbankbildung (Aufnahme: M. Sangen, Januar 2008).



Beilage 3: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes Ntem-Binnendelta auf der Grundlage der LANDSAT ETM+ Satellitenbildszene vom 21.02.2001 (*Path 186, Row 58*), mit Lage der prospektierten Lokalitäten, durchgeführte Handbohrungen, Pisten und Fusswege, sowie Keramikfundstellen. Der anastomosierende Flusssystemabschnitt des Ntem hat im Binnendelta auf einer Fläche von etwa 210 km² vier Hauptarme (Ntem 1-4) ausgebildet, die ganzjährig Wasser führen. In den Jahren 2005 und 2006 entstanden an 16 verschiedenen Standorten 88 Bohrprofile und 4 Gruben (Aufschlüsse), teilweise als Transekte. Lineamente basieren auf Erhebungen von EISENBERG (2008) und Vegetationseinheiten nach TCHOUTO MBATCHOU (2004).



Beilage 4 : Vergleich der Abfluss- und SSTs-Schwankungen vor der Küste Kameruns (WELDEAB et al. 2007) mit Treibhausgaskonzentrationen (CO₂ nach LÜTHI et al. 2008 und CH₄ nach LOULERGUE et al. 2008), Temperaturen über der Antarktis (EPICA Dome C; JOUZEL et al. 2007) sowie Grönland (NGRIP Members 2004), Interstadialen (1-18), Antarktischen Warmphasen (A1-4, BLUNIER et al. 1998) sowie Antarktischen Isotopen-Maxima (AIM1-12, EPICA Members 2006), Heinrich-Ereignissen (H1-6, BOND et al. 1999), Sauerstoff-Isotopen-Stadien (OIS 1-4), Insolation bei 0° und 15°N (BERGER & LOUTRE 1991), zentralafrikanischen Klimaphasen nach DE PLOEY (1965) und eigenen spätpleistozänen Sedimentarchiven (dunkelgraue Kästchen mit jeweils erfasster Zeitspanne; *P*: Palaeochannel, *S*: Sumpf) seit 70 cal. ka BP. Graue Balken symbolisieren feuchtere Phasen.