

**Morphogenese der Flusseinzugsgebiete von Nyong  
und Ntem in Süd-Kamerun unter Berücksichtigung  
neotektonischer Vorgänge**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften

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

von  
Joachim Eisenberg  
aus Bielefeld

Frankfurt 2009  
(D 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

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Jürgen Runge, auf dessen Anregung die Promotion durchgeführt wurde und der mich mit fachlichen Anregungen und Diskussionen im Feld sowie am Institut unterstützte. Die vorliegende Arbeit konnte im Rahmen der DFG-Forschergruppe 510 erstellt werden. Neben der Einstellung als Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Physische Geographie wurden seit 2004 vier Geländeaufenthalte ermöglicht, die durch die DFG finanziert wurden.

Während der teils mehrmonatigen Aufenthalte in Kamerun haben wir viel Unterstützung erfahren. Dabei danke ich Dr. Boniface Kankeu vom IRGM und Dr. Mesmin Tchindjang vom geographischen Institut der Universität Yaoundé für zahlreiche gemeinsame Beamtengänge in Yaoundé und Geländeaufenthalte sowie den fachlichen Austausch. Alle Standorte verbinde ich neben meinen geomorphologischen Erkenntnissen auch mit den sehr guten Ortskenntnissen der Führer. In Lobé bei Kribi war dies Joseph Kamte und in Ma'an Assam Bienvenue. Ihr Interesse an meiner Arbeit hat die teils großen Anstrengungen bei den Beprobungen relativiert. Besondere Unterstützung erhielt ich auch durch die Deutsche Botschaft in Yaoundé und möchte mich bei dem Kultur- und Presse-Attaché Ralph Holzhauer (bis Frühjahr 2008 in Yaoundé) für die Koordination der wiederholten Beantragungen unserer Forschungsgenehmigungen und den freundschaftlichen Austausch bedanken.

Im Fachbereich Geowissenschaften (FB 11) der Goethe-Universität ermöglichte mir Dr. Rainer Petschick (Facheinheit Geologie) die Untersuchungen mehrerer Gesteinsbeschichtungen durch die Röntgendiffraktometrie. Prof. Dr. Gerhard Brey und Dr. Heidi Höfer (Facheinheit Mineralogie) unterstützten mich durch die Erstellung von Dünnschliffen und einer Elementverteilungskarte. Die Laboruntersuchungen der Bodenproben wurden in erster Linie von Frau Doris Bergmann-Dörr und Frau Dagmar Schneider (Institut für Physische Geographie) durchgeführt. Für ihre Hilfe und die fachlichen Anregungen möchte ich mich bedanken.

Durch die Diskussion mit Dr. Gunnar Ries (Mineralogie, Universität Hamburg) erhielt ich tiefere Einblicke in die Genese einer Gesteinspatina. Mit Prof. Dr. Edgardo Latrubesse der *Universidad Nacional de La Plata (Instituto de Geomorfología y Suelos)* diskutierte ich erste Hypothesen zur Morphogenese des Ntem-Binnendeltas.

Ich möchte mich auch bei meinen Kollegen in der AG Geoökologie und Physische Geographie (AG-Runge) des Instituts für Physische Geographie der Goethe-Universität für die Unterstützung durch fachlichen wie privaten Austausch und zahlreiche Korrekturen in meiner Arbeit bedanken: Dipl. Geogr. Eva Becker, Dipl. Geogr. Hans-Michael Peiter, Dipl. Geogr. Cheikh Amadou Tidiane Anne, Dr. Marion Neumer, Dr. Dorothea Kampmann und Dr. Konstantin König. Die langen Feldaufenthalte mit Dipl. Geogr. Mark Sagen waren interessant und konnten durch die gegenseitige Unterstützung erfolgreich

durchgeführt werden.

Dr. Winfrid Eisenberg hat durch sein diszipliniertes Durcharbeiten meines Manuskripts noch zahlreiche Korrekturen angeregt.

Abschließend möchte ich mich bei Sonja, Timm und Leo dafür bedanken, dass sie mir die teils langen Geländeaufenthalte ermöglichten und mich telefonisch, besonders während der Ausschreitungen im März 2008, immer unterstützten. Die Doktorarbeit wurde in langen Stunden während und nach der Arbeitszeit zusammengestellt. Die eine oder andere Abbildung wurde zum Ausmalen verwendet und viele Probeausdrucke erreichten mit frühkindlichen Kunstwerken auf der Rückseite unseren Freundeskreis – habt vielen Dank!

Frankfurt, Dezember 2008

Joachim Eisenberg

## Inhaltsverzeichnis

Danksagung

Inhaltsverzeichnis

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Beilagenverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis

### I Einführung

1 DFG-Forschergruppe 510 „Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika“	1
2 Forschungsstand	2
2.1 Tektonische Entwicklung des Zentralafrikanischen Hinterlands	2
2.1.1 Gondwana und die panafrikanische Orogenese	3
2.1.2 Herausbildung der Riftachse und der Zerfall Gondwanas	5
2.1.3 Afrika und Eurasien: Folgen der Plattenkollision	8
2.1.4 Neotektonik im zentralafrikanischen Hinterland	9
2.2 Paläoklima	11
2.3 Geomorphologische Arbeiten in Zentral- und Süd-Kamerun	14
3 Problemstellung	17
4 Zielsetzung	18

### II Methoden

1 Fernerkundung	19
1.1 Daten	19
1.1.1 Multispektral-Scanner	19
1.1.2 Radardaten	20
1.2 Datenverarbeitung	22
2 Geländearbeit	28
3 Laborarbeit	29
3.1 Sedimentologie	29
3.2 Mineralogie	29
4 Datierung	30

### III Untersuchungsgebiete in Süd-Kamerun

1 Physiogeographische Kennzeichen süd-kamerunischer Fluss-Einzugsgebiete	31
1.1 Sanaga	32
1.2 Nyong	35
1.3 Ntem	37
2 Regionale Schwerpunkte	38

**IV Formenschatz und -gesellschaften: Geomorphologie Süd-Kameruns**

1 Großräumige geomorphologische Merkmale	41
1.1 Gewässernetzdichte	41
1.2 Gefällskurven	42
1.3 Hypsometrische Kurven	45
1.4 Zusammenfassung und Diskussion	47
2 Regionale geomorphologische Merkmale	49
2.1 Inneres Plateau	49
2.1.1 Oberes Nyong-Einzugsgebiet	49
2.1.2 Oberes Ntem-Einzugsgebiet	59
2.2 Rumpfstufe	68
2.2.1 Lineamentkartierung	69
2.2.2 Mittleres Nyong-Einzugsgebiet	75
2.2.3 Mittleres Ntem-Einzugsgebiet	79
2.3 Küstenregion	110
2.3.1 Unteres Nyong-Einzugsgebiet	110
2.3.2 Unteres Ntem-Einzugsgebiet	113
3 Zusammenfassung	114
3.1 Rumpffläche und Inselberge	114
3.2 'Demi-oranges' und 'bas-fonds'	115
3.3 Anastomosierender Flusslauf	116
3.4 Rumpfstufe mit Inselgebirge und Kerbtälern	117

**V Morphodynamisch-genetische Interpretation der Formengesellschaften**

1 Interpretation der landschaftsprägenden Formengesellschaften	119
1.1 Rumpfflächen und Inselberge	119
1.1.1 Pisolithhorizont im Verwitterungsmantel und Flächenbildung (I)	120
1.1.2 Inselbergvorkommen und -genese	123
1.1.3 Altarmgenese	125
1.1.4 Zusammenfassung: Morphogenese	126
1.2 'Demi-oranges' und 'bas-fonds'	128
1.2.1 Ferricret- und Flächenbildung (II)	129
1.2.2 Antezedenz	131
1.2.3 Terrassen	133
1.2.4 Flussanzapfungen	135
1.2.5 Zusammenfassung: Morphogenese	138
1.3 Anastomosierender Flusslauf	139
1.3.1 Fanglomerate und Rissstrukturen	142
1.3.2 Verstellungen von Ferricreten	145
1.3.3 Sedimentationseinheiten	147
1.3.4 Zusammenfassung: Morphogenese	149

---

1.4 Rumpfstufe mit Inselgebirge und Kerbtälern	151
1.4.1 Rumpfstufengenese	151
1.4.2 Kerbtalgenese: Fanglomerate	154
1.4.3 Zusammenfassung: Morphogenese	160
2 Lineamente	161
2.1 Lineamentinterpretation	161
2.1.1 Lineamentcluster und tektonische Phasen	163
2.1.2 Lineare Einheiten im Gelände	165
2.1.3 Diskussion: Fernerkundung und Geländearbeit	168
<b>VI Synthese zur Morphogenese der Flusseinzugsgebiete von Nyong und Ntem</b>	
1 Geomorphologische Neugestaltung durch die Öffnung des Südatlantiks	173
2 Geomorphologische Modifikationen durch neotektonische und paläoklimatische Einflüsse	178
3 Rezente Prozesse	182
4 Ausblick	183
<b>VII Zusammenfassung</b>	
<b>VIII Quellenverzeichnis</b>	
1 Literaturverzeichnis	193
2 Karten-, Satellitenbild- und Luftbildverzeichnis	209
2.1 Karten	209
2.2 Satellitenbilder	209
2.3 Luftbilder	210
<b>Anhang</b>	
Anhang A: GIS-Projekt	211
Anhang B: Laborergebnisse ausgewählter Bohrungen, Datierungen	214
Anhang C: Ergänzende Karten	219



## Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

<b>Abb. 1:</b> Die Regionen Kameruns mit Hervorhebung der Übersichtskarten Süd-Kameruns.	2
<b>Abb. 2:</b> Geologische Übersichtskarte mit den primären Verwerfungslinien.	3
<b>Abb. 3:</b> Einrumpfungsphasen in Kamerun und die Öffnung des Südatlantiks.	5
<b>Abb. 4:</b> Theorie der <i>triplejunction</i> -Bildung und Entwicklung des Drainagenetzes.	6
<b>Abb. 5:</b> Öffnung des Südatlantiks entlang von Riftachsen.	7
<b>Abb. 6:</b> Übersicht über Warm- und Kaltzeiten im Känozoikum.	12
<b>Abb. 7:</b> Detaillierte Übersicht über Warm- und Kaltzeiten seit dem Spätpleistozän.	12
<b>Abb. 8:</b> Rumpfflächenniveaus in Kamerun.	14
<b>Abb. 9:</b> Niederschlag und geomorphologischer Formenschatz in Kamerun.	16
<b>Abb. 10:</b> Exemplarische Hypsometrische Integrale für verschiedene Landschaftseinheiten.	26
<b>Abb. 11:</b> Übersicht über die Flusseinzugsgebiete Sanaga, Nyong und Ntem im Süden Kameruns.	31
<b>Abb. 12:</b> Die Vegetationseinheiten im Süden Kameruns.	32
<b>Abb. 13:</b> Klimadiagramme ausgewählter Standorte.	33
<b>Abb. 14:</b> Übertrag der geologischen Karte Süd-Kameruns auf das Untersuchungsgebiet.	34
<b>Abb. 15:</b> Gefällskurven von Sanaga, Nyong und Ntem.	38
<b>Abb. 16:</b> Gewässernetzdichte in Teilgebieten von Nyong- und Ntem-Einzugsgebiet.	41
<b>Abb. 17:</b> Gefällskurven des Nyong und ausgewählter Tributäre.	43
<b>Abb. 18:</b> Gefällskurven des Ntem und ausgewählter Tributäre.	44
<b>Abb. 19:</b> Hypsometrische Kurven des Nyong und ausgewählter Tributäre.	45
<b>Abb. 20:</b> Hypsometrische Kurven des Ntem und ausgewählter Tributäre.	46
<b>Abb. 21:</b> Übersicht über das obere Einzugsgebiet des Nyong.	50
<b>Abb. 22:</b> Übersicht über die Region Abong Mbang.	51
<b>Abb. 23:</b> Blick über die aquatische Aue mit Ferricretresiduen bei Nkono.	53
<b>Abb. 24:</b> Transektskizze A-B durch einen Tributär westlich von Abong Mbang.	53
<b>Abb. 25:</b> Steinbruch südlich des Nyong.	54
<b>Abb. 26:</b> Überblick über die Region Akonolinga mit Verortung der Transekte A-B.	55
<b>Abb. 27:</b> Transektskizze A-B durch die Nyong-Aue südlich von Akonolinga.	56
<b>Abb. 28:</b> Transektskizze A'-B' durch die Nyong-Aue westlich von Akonolinga.	56
<b>Abb. 29:</b> Überblick über die Region Edjom.	57
<b>Abb. 30:</b> Überblick über die Region Nkolmvondo mit der Verortung von Verwerfungen.	58
<b>Abb. 31:</b> Fließrichtungen des Nyong im Oberlauf.	59
<b>Abb. 32:</b> Übersicht über das obere Einzugsgebiet des Ntem.	60
<b>Abb. 33:</b> Bereich der Wasserscheide zwischen Ntem und Ayina.	61
<b>Abb. 34:</b> Bereich der Wasserscheide zwischen Ntem und Ogooué.	62
<b>Abb. 35:</b> Fließrichtungen des Ntem im Oberlauf.	62
<b>Abb. 36:</b> Fließrichtungen des Kom im Oberlauf.	64
<b>Abb. 37:</b> Aspekt eines Straßenprofils südöstlich von Ambam.	65
<b>Abb. 38:</b> Aspekt eines Straßenprofils südöstlich von Ambam mit markantem Pisolithhorizont.	66
<b>Abb. 39:</b> Tiefe Karren formen die Oberfläche des Inselbergs Ako' Akas.	67
<b>Abb. 40:</b> Blick auf das Nkolebengue- oder Ntem-Massiv.	68
<b>Tab. 1:</b> Erfasste Lineamente mit Anzahl und Prozentangabe.	69
<b>Abb. 41:</b> Übersichtskarte über die Rumpfstufe.	70
<b>Abb. 42:</b> Lineamentkartierung anhand von InSAR-, SAR- und Multispektraldaten.	71
<b>Abb. 43:</b> Dichtekarten der Lineamente nach ihrer Ausrichtung in 10°-Schritten (N0-90°W).	72

---

<b>Abb. 44:</b> Dichtekarten der Lineamente nach ihrer Ausrichtung in 10°-Schritten (N0-90°E).	73
<b>Abb. 45:</b> Dichtekarte aller erfassten Lineamente.	74
<b>Abb. 46:</b> Überblick über die Region Lipombe II.	76
<b>Abb. 47:</b> Verkrustete Ablagerungen unterhalb der <i>Chutes de Njok</i> .	77
<b>Abb. 48:</b> Überblick über die Region der <i>Chutes de Njok</i> .	78
<b>Abb. 49:</b> Übersichtskarte über das Ntem-Binnendelta und die Rumpfstufe.	80
<b>Abb. 50:</b> Gefällskurven der Hauptarme des Ntem in seinem Binnendelta.	81
<b>Abb. 51:</b> Fließrichtungen des Ntem in der Region Ma'an.	82
<b>Abb. 52:</b> Fließrichtungen des Ntem in der Region Akom.	82
<b>Abb. 53:</b> Topographie der Rumpfstufe zwischen Küstentiefland und Innerem Plateau.	83
<b>Abb. 54:</b> Profilskizze der oberen Rumpfstufeneinheit südwestlich von Nyabessan.	84
<b>Abb. 55:</b> Fließrichtungen des Ntem in der Region Nyabessan.	84
<b>Abb. 56:</b> Gewässernetz des Ntem-Binnendeltas mit Hervorhebung linearer Einheiten.	85
<b>Abb. 57:</b> Orientierung linearer Einheiten des Ntem-Drainagenetzes.	86
<b>Abb. 58:</b> Ntem-Binnendelta mit den Flüssen verschiedener Ordnungszahlen.	88
<b>Abb. 59:</b> Übersicht über die Orientierungen der Flüsse 1. Ordnung im Ntem-Binnendelta.	89
<b>Abb. 60:</b> Überblick über die Region Meyo Ntem.	91
<b>Abb. 61.1-7:</b> Verschiedene Aspekte des Gesteinsausbisses Meyo Ntem.	92
<b>Abb. 62:</b> Schnitt durch ein aus der Matrix gelöstes Fanglomerat-Fragment.	94
<b>Abb. 63:</b> Transekt Meyos entlang des Pfades von Meyo Ntem über Abong.	96
<b>Abb. 64:</b> Ausschnitt des Ntem-Binnendeltas südlich von Nkongmeyos.	97
<b>Abb. 65:</b> Transekt A-B bei Nkongmeyos.	98
<b>Abb. 66:</b> Topographische Übersicht über den westlichen Bereich der Region Ma'an.	99
<b>Abb. 67.1-2:</b> (1) alluviale Ablagerungen und (2) Erosionskolke bei Nnemeyong.	100
<b>Abb. 68:</b> Das Kerbtal des Ntem.	101
<b>Abb. 69.1-2:</b> Blockablagerungen im Kerbtal des Ntem.	102
<b>Abb. 70:</b> Fanglomeratdecke unterhalb der <i>Chutes de Menvé'élé</i> .	102
<b>Abb. 71:</b> Röntgendiffraktometrie der Fanglomerat-Patina.	103
<b>Abb. 72:</b> Prall-Gleithang-Situation unterhalb der <i>Chutes de Menvé'élé</i> .	103
<b>Abb. 73.1-2:</b> Schnitte durch zwei Fundstücke unterhalb der <i>Chutes de Menvé'élé</i> .	104
<b>Abb. 74:</b> Blick über den Beckenbereich des Ntem mit verkrusteten Klasten.	105
<b>Abb. 75.1-2:</b> Schnitte durch zwei Fundstücke am Kerbtal-Beginn.	105
<b>Abb. 76:</b> Schnitt durch ein Fundstück auf Höhe von Ebiannemeyong.	107
<b>Abb. 77:</b> Dünnschliff der Eisen-Mangan-Patina mit Detailausschnitt von der Patina.	108
<b>Abb. 78:</b> Elementverteilungskarte der Eisen-Patina.	109
<b>Abb. 79:</b> Interpretationsskizze der Elementverteilungskarte.	110
<b>Abb. 80:</b> Blick nach Osten entlang des Nyong.	111
<b>Abb. 81:</b> Übergang vom Basement zu den kretazischen und neogenen Sedimenten.	112
<b>Abb. 82:</b> Aufsicht auf einen Fanglomerat-Saum unterhalb der <i>Chutes de Dehané</i> .	112
<b>Abb. 83:</b> Gesteinsausbiss eines hochmetamorphen Gneises und Verwitterungsklasten bei Mabingo.	113
<b>Abb. 84:</b> Übersichtskarte zur Genese des <i>bas-fonds</i> im oberen Einzugsgebiet des Nyong.	132
<b>Abb. 85:</b> Skizze zur geomorphologischen Entwicklung des <i>bas-fonds</i> auf der Höhe von Akonolinga.	132
<b>Abb. 86:</b> Skizze zur Ursache der erfolgten Eintiefung des Nyong in die Fläche.	133
<b>Abb. 87:</b> Skizze eines Transekts durch die Nyong-Aue westlich von Akonolinga.	134
<b>Abb. 88:</b> Tortendiagramm mit den Flächen der Anzapfungen an das Drainagenetz des Nyong.	135
<b>Abb. 89:</b> N-S angelegter Querschnitt durch das Innere Plateau.	137

---

<b>Abb. 90:</b> Übersicht über das Ntem-Binnendelta.	141
<b>Abb. 91:</b> Hypothetischer Schnitt entlang des Ntem bei Meyo Ntem.	142
<b>Abb. 92:</b> Rezente Entstehung einer Patina bei Meyo Ntem.	143
<b>Abb. 93:</b> Hypothetischer Schnitt durch das Ntem-Binnendelta zur Skizzierung der Genese.	144
<b>Abb. 94:</b> Hervorhebung von vermuteten Brüchen in flächenhaft ausgebildeten Ferricreten.	145
<b>Abb. 95:</b> Schnitt durch den 2. Ntem-Arm nördlich von Meyos.	146
<b>Abb. 96:</b> Übersicht über die Altersprovinzen innerhalb der Region Ma'an des Binnendeltas.	147
<b>Abb. 97:</b> Tektonische Genese des Ntem-Binnendeltas.	150
<b>Abb. 98:</b> Rumpfstufenentwicklung nach BREMER (1981).	151
<b>Abb. 99:</b> Rumpfstufe auf Höhe des Ntem.	152
<b>Abb. 100:</b> Entwurf zur Genese der Grenze des kamerunischen Sockels.	152
<b>Abb. 101:</b> Transekte durch das Kerbtal des Ntem.	155
<b>Abb. 102:</b> Sukzessiver Abtrag eines Fanglomerats (links); Erosionskolk mit Schottern (rechts).	158
<b>Abb. 103:</b> Skizze zur Kerbtalgenese auf Höhe des Transekts EF.	159
<b>Abb. 104:</b> Geomorphologische Entwicklung des Kerbtals und des Binnendeltas.	161
<b>Abb. 105:</b> Zusammenstellung der primären tektonischen Einflüsse.	162
<b>Abb. 106:</b> Übersicht der Untersuchungsregion mit Hervorhebung der Lineamentcluster.	163
<b>Abb. 107:</b> Schnitt durch die panafrikanisch obduzierte <i>Nappe de Yaoundé</i> und den Kongokraton.	164
<b>Tabelle 2:</b> Im Gelände erfasste lineare Formeneinheiten.	166
<b>Abb. 108:</b> Rosendiagramme des im Gelände erfassten Formenschatzes.	167
<b>Abb. 109:</b> Blockskizzen der Untersuchungsregion um 125 Ma, 100 Ma, 75 Ma und 50 Ma.	173
<b>Abb. 110:</b> Blockskizzen der Untersuchungsregion um 25 Ma und rezent.	175
<b>Abb. A1:</b> Rosendiagramme der Flüsse 1. Ordnung mit Angabe der Anzahl <i>n</i> .	219
<b>Abb. A2:</b> Rosendiagramme der Flüsse 2.-6. Ordnung + Ntem mit Angabe der Anzahl <i>n</i> .	220

## **Beilagenverzeichnis**

**Beilage 1:** Übersicht über die Untersuchungsregion mit detailliertem Blattschnitt der erstellten Karten (Grundlage: DLM, DCW, LANDSAT 7, GPS-Aufnahme).

**Beilage 2:** Beispiel zweier 4-5-7-RGB-Farbenkomposite der Regionen Edjom und Abong Mbang im oberen Nyong-Einzugsgebiet.

---

## Abkürzungsverzeichnis

<b>a</b>	Jahre vor heute (1950), lat. anno
<b>AHP</b>	African Humid Period
<b>BP</b>	Before Present, als Referenzjahr zählt das Jahr 1950
<b>CCSZ</b>	Central Cameroon Shearzone
<b>CVL</b>	Cameroon Volcanic Line
<b>DCW</b>	Digital Chart of the World
<b>Dd</b>	Drainage density
<b>DEM</b>	Digital Elevation Model
<b>DFG</b>	Deutsche Forschungsgemeinschaft
<b>DIN</b>	Deutsches Institut für Normung
<b>DLM</b>	Digitales Landschaftsmodell
<b>ESRI</b>	Environmental Systems Research Institute
<b>ETM+</b>	Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus
<b>GIS</b>	Geoinformationssystem
<b>GLCF</b>	Global Land Cover Facility
<b>GPS</b>	Global Positioning System, die Abkürzung wird synonym zur Standortbestimmung mit Hilfe des Global Positioning Systems verwendet
<b>GRMP</b>	Global Rainforest Mapping Project
<b>HI</b>	Hypsometrisches Integral
<b>IRGM</b>	Institut des Recherches Géologiques et Minières
<b>ITC</b>	Innertropische Konvergenzzone
<b>JERS-1</b>	Japanese Earth Resources Satellite
<b>JRC</b>	Joint Research Center, Europäischer Forschungsverbund in Ispra, Italien
<b>ka</b>	Tausend Jahre vor heute (1950), lat. kilo annus
<b>LE</b>	Landschaftseinheit
<b>LGM</b>	Last Glacial Maximum, Letztes Glaziales Maximum
<b>Ma</b>	Millionen Jahre vor heute (1950), lat. mega annus
<b>NASDA</b>	National Space Development Agency of Japan

<b>NGA</b>	National Geospatial Intelligence Agency
<b>OIS</b>	Oxygenium Isotopic Stage
<b>R</b>	Region
<b>rA</b>	Einheiten der relativen Fläche
<b>RAR</b>	Real Aperture Radar
<b>RESTEC</b>	Remote Sensing Technology Center of Japan
<b>RGB</b>	Rot-Grün-Blau-Farbkombination
<b>rH</b>	Einheiten der relativen Höhe
<b>SAR</b>	Synthetic Aperture Radar
<b>SCSZ</b>	South Cameroon Shearzone
<b>SRTM</b>	Shuttle Radar Topography Mission
<b>SSZ</b>	Sanaga Shearzone
<b>TAGELAQP</b>	Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Palaeoenvironmental Research Project
<b>TBSZ</b>	Tcholliré-Banyo Shearzone
<b>TCP</b>	Tropenbos Cameroon Programme
<b>TK 50</b>	Topographische Karte 1:50.000
<b>TK 200</b>	Topographische Karte 1:200.000
<b>TREES</b>	TRopical Ecosystem Environment observations by Satellite
<b>ü.M.</b>	über Meer
<b>UTM</b>	Universal Transverse Mercator (Koordinatensystem)
<b>ZIAF</b>	Zentrum für interdisziplinäre Afrikaforschung

## I Einführung

### 1 DFG-Forschergruppe 510 „Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika“

„Zwischen 2.000 v. Chr. und der Zeitenwende fand in weiten Teilen Afrikas ein tiefgreifender ökonomischer und sozialer Wandel statt [...]. Jäger-Sammler-Gesellschaften und mobile Viehhirten wurden sesshaft und begannen Pflanzen zu kultivieren. Dieser Übergang – von der aneignenden zur produzierenden Wirtschaftsweise – bildet eine tiefe Zäsur in der Menschheitsgeschichte. [...] Parallel mit zunehmender Sesshaftigkeit, der Entwicklung größerer Siedlungen und einer differenzierten Landwirtschaft im Sahel wanderten während des 2. und 1. Jahrtausends v. Chr. Bevölkerungsgruppen in den zentralafrikanischen Regenwald ein. Bis heute ist ungeklärt, [...] ob es Beziehungen zwischen den Entwicklungen im Sahel und im Regenwald gab, und wenn ja, welcher Art sie waren. Die besiedlungsgeschichtlichen Veränderungen während der beiden vorchristlichen Jahrtausende erfolgten in auffälligem Gleichtakt mit Klimaschwankungen. Die meisten permanenten Gewässer in der Süd-Sahara und im Sahel trockneten aus, und um 800 v. Chr. kam es zum Zusammenbruch eines Teils des Regenwald-Ökosystems. Die genauen Zusammenhänge zwischen Klima- und Landschaftsänderungen auf der einen und den kulturellen Umbrüchen auf der anderen Seite sind jedoch noch unerforscht.

Die Hauptfrage der interdisziplinären Forschergruppe ist [...] auf die] Korrelationen zwischen Klimawandel, Landnutzungsstrategien und kulturellen Innovationen [ausgerichtet...]. 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. Die regionalen Fallstudien konzentrieren sich zunächst auf Nordost-Nigeria und Süd-Kamerun. Die Arbeitsregionen liegen [...] in den ökologischen Übergangszonen Sahara/Sahel und Savanne/Regenwald, die sensibel auf Klimaänderungen reagieren“ (Auszug von der Homepage des Zentrums für interdisziplinäre Afrikaforschung (ZIAF) zur DFG-Forschergruppe, April 2008).

#### *Teilprojekt ReSaKo – Regenwald-Savannen-Kontakt*

„Das Teilprojekt untersucht mit geomorphologischen und pedologischen Forschungsmethoden die raum-zeitliche Landschaftsdynamik des Übergangsbereiches zwischen Savanne und Regenwald in Süd-Kamerun während der letzten 3000 Jahre. Durch neue thematische Konzepte zur Sensitivität von Landschaften (*landscape sensitivity* [vgl. THOMAS 2004]) ist deutlich geworden, dass viele Ökosysteme durch einschneidende Umweltveränderungen auch in relativ kurzer Zeit großräumig Modifikationen hinsichtlich Ausdehnung und Struktur erfahren können“ (Auszug von der ZIAF-Homepage zum ReSaKo-Teilprojekt, April 2008).

Für Aussagen über die Paläoumwelt wurden bislang Tiefseebohrungen im Nigerdelta und vor der Küste Kameruns (ZABEL et al. 2001, MARRET et al. 1998, GIRESE et al. 1995) sowie Bohrungen in lakustrinen Fazies (GIRESE et al. 1994, NGUETSOP et al. 2004, WIRRMANN & BERTAUX 2001, ZOGNING et al. 1997, STAGER & ANFANG-SUTTER 1999) ausgewertet und als Proxydatenarchive verwendet. Die Forschergruppe erweitert diesen Ansatz um fluviale und alluviale Sedimente. So ist es möglich, nicht nur punktuell, sondern flächendeckend Aussagen zur Paläoumwelt machen zu können. Mit Blick auf mehrere Flusseinzugsgebiete in Süd-Kamerun (Sanaga, Nyong, Ntem, Boumba, Dja, Ngoko) wird untersucht, ob die vor 3000 Jahren in Zentralafrika einsetzende Aridisierung des Klimas die zeitgleich zu beobachtende Siedlungsexpansion keramikherstellender bantusprachiger Volksgruppen in den Regenwald gefördert oder sogar verursacht hat.

In das Teilprojekt ReSaKo sind zwei Doktorarbeiten eingebunden. Die vorliegende Arbeit behandelt die (neo)tektonisch-geomorphologische Genese der Einzugsgebiete Nyong und Ntem. Die Ergebnisse ermöglichen die Identifizierung geeigneter Sedimentfallen für weiterführende sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen, die im Rahmen einer weiteren Doktorarbeit (M. SANGEN) durchgeführt werden.

## 2 Forschungsstand

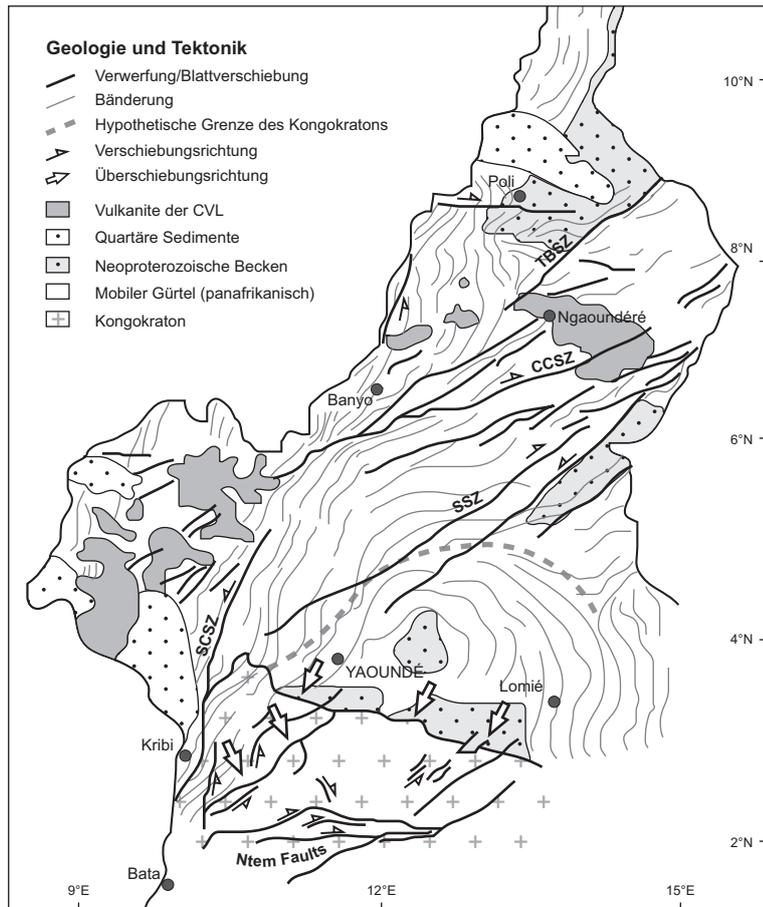
### 2.1 Tektonische Entwicklung des Zentralafrikanischen Hinterlands

Durch die Öffnung des Südatlantiks hat sich das Drainagenetz in der Untersuchungsregion grundlegend geändert. Für die Diskussion der tektonisch-morphologischen Genese der atlantisch drainierenden Flusseinzugsgebiete in Südwest-Kamerun bietet sich jedoch eine Erweiterung des zeitlichen Fokus' an. Kleinmaßstäbige topographische Karten der Untersuchungsregionen – soweit vorhanden – zeigen die in weiten Teilen strukturelle Flussführung. Die zugrunde liegenden Strukturen sind zum Großteil präkambrischen Alters. Sie wurden wiederholt umgeformt, überdeckt und eingeebnet (SEGALEN 1967, TOTEU et al.



**Abb. 1:** Die Regionen Kameruns mit Hervorhebung der Übersichtskarten Süd-Kameruns (Abb. 11, 12, 14 und Beilage 1; Grundlage: DLM, Map Library).

**Abb. 2:** Geologische Übersichtskarte mit den primären Verwerfungslinien des Zentralafrikanischen Hinterlands. TBSZ: Tcholliré-Banyo Shearzone; CCSZ: Central Cameroon Shearzone; SSZ: Sanaga Shearzone; SCSZ: South Cameroon Shearzone (n. FEYBESSE et al. 1998 u. TOTEU et al. 2004, verändert.).



2004). KRENKEL (1939:217) spricht von einem „unentwirrbar erscheinende[n] Chaos [von] [...] Gebirgsstöcken und Berggruppen“ in Kamerun. Auch heute ist die geologisch-geomorphologische Geschichte, in Süd-Kamerun besonders die des mobilen Gürtels nördlich des Kongokrators, nur teilweise nachgezeichnet und bietet Möglichkeiten für verschiedene Entstehungsansätze (TOTEU et al. 2004:74; Abb. 2). Nur der Einblick in einen geologisch längeren Zeitraum ermöglicht die Interpretation der identifizierten Strukturen.

### 2.1.1 Gondwana und die panafrikanische Orogenese

Gondwana, der präkambrische Südkontinent, entstand im Zuge der panafrikanischen Orogenese (cadomische Orogenese) im Neoproterozoikum zwischen 720 Ma und 580 Ma durch kontinentale Akkretion, Magmatismus an den Kontinentalrändern und durch die Akkretion von Terranen (TOTEU et al. 1990, 2004, BASILE et al. 2005, KANKEU & RUNGE 2008, SUMMERFIELD 1996: 950-450 Ma). Durch die Kollision des Westafrikanischen mit dem Ostsahara-Kraton und dem Zentralafrikanischen Paläokontinent – bestehend aus dem São Francisco- und Kongokrator sowie einem mobilen Bereich verschweißter präkambrischer Terrane – entstand der zentralafrikanische mobile Gürtel, der sich von Kamerun über die Zentralafrikanische Republik und den Kongo erstreckt (NGAKO et al. 2003). Er ist Teil eines Netzwerks (BUMBY & GUIRAUD 2005: anastomosierendes Muster),

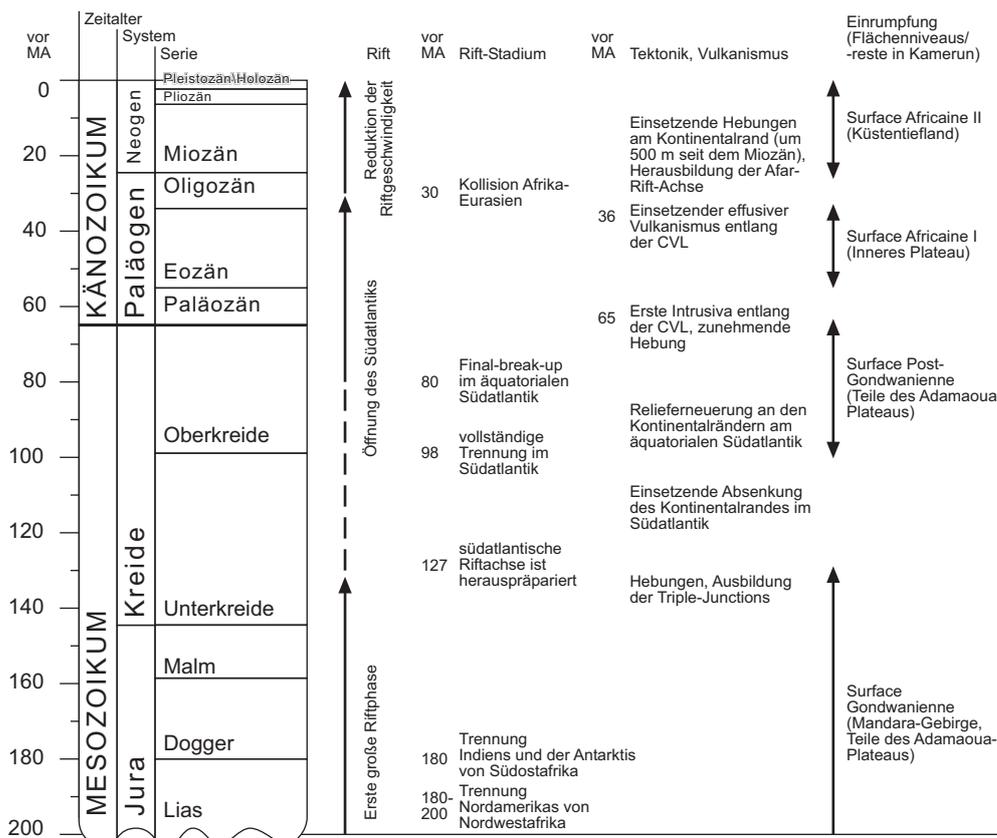
das in Afrika die Schilde miteinander verknüpft (TOTEU et al. 2004). Metamorph überprägte archaische Gneise dieses Gürtels (Nyong- und Lokundje-Serien; Nyong-Gneis, FEYBESSE et al. 1998) wurden dabei in südwärtiger Richtung auf den Kongokraton geschoben (TOTEU et al. 2004:74). In Kamerun finden sie sich im nahen Hinterland und sind durch eine NE-SW ausgerichtete Überschiebungsfront vom größtenteils archaischen Basement des Kongokratos begrenzt. Eine weitere neoproterozoische Überschiebungsdecke mit Metasedimenten (Glimmerschiefer, Gneise, Orthogneise – *Nappe de Yaoundé*; Mbalmayo- und Yaoundé-Serien, TOTEU et al. 1990) grenzt sich durch eine E-W ausgerichtete Front vom Kraton ab (FEYBESSE et al. 1998, MAURIZOT 2000). Sie zieht sich von West-Kamerun über die Zentralafrikanische Republik (Oubanguide-Gürtel, NGAKO et al. 2003) bis Uganda (MILESI et al. 2006). Vermutlich erfolgte erst die Metamorphose der Gesteine im zentralafrikanischen mobilen Gürtel, bevor sie auf den Kongokraton geschoben wurden, da keine Bestandteile des Kratos in der Überschiebungsdecke enthalten sind (TOTEU et al. 2004:74). Im Gegensatz zu TOTEU et al. (1990) gehen FEYBESSE et al. (1986:106, 1998:163) davon aus, dass die Überschiebung der *Nyong series* aufgrund der alten Gesteinsbestandteile schon während des Paläoproterozoikums stattfand. Da jedoch die Schieferung und die rekapitulierte Bewegungsrichtung der Überschiebung mit der *Nappe de Yaoundé* übereinstimmen, ist die Zuordnung zum panafrikanischen Ereignis anzunehmen (N20°E-N40°E, TOTEU et al. 1990:491). Durch die Überschiebungen ist die Grenze des Kongokratos nur hypothetisch (s.a. I.2). Anhand der einheitlichen Ausrichtung der Schieferung kann jedoch die Lage des Kratos unter der Überschiebungsdecke nachgezeichnet werden (TOTEU et al. 2004:76).

Die panafrikanische Orogenese führte neben den Überschiebungsprozessen auch zu der Ausbildung von Scherzonen (s. Abb. 2). Davon zeigen besonders die Zentralafrikanische (*Central Cameroon Shearzone* – CCSZ) und die Sanaga-Scherzone (*Sanaga Shearzone* – SSZ) komplexe Verwerfungsmuster panafrikanischen aber auch post-panafrikanischen Alters. Die CCSZ ist eine N70°E ausgerichtete Verwerfung, die sinistral (linkslateral) sowie auch dextral (rechtslateral) aktiviert wurde (NGAKO et al. 2003:209). Die gleichfalls N70°E orientierte SSZ verläuft südlich der CCSZ in sinistraler Scherbewegung. Durch ihre Schertektonik wurde ein *pull-apart*-Becken (Lom-Gruppe) geformt (DUMONT 1986, NGAKO et al. 2003:210). Weiterhin zählen die NE-SW ausgerichtete Tcholliré-Banyo Scherzone (*Tcholliré-Banyo Shearzone* – TBSZ) nördlich der CCSZ und die südwestkamerunische Scherzone (*Southwestern Cameroon Shearzone* – SCSZ) zu den wichtigsten Zeugen der panafrikanischen Orogenese in Kamerun. Die sinistrale SCSZ verläuft östlich von Kribi, quert durch ihre NNE-SSW-Orientierung im Norden die SSZ und führt südlich von Kribi in den Südatlantik (TOTEU et al. 2004:76f; Abb. 2).

Die Ausbildung der Überschiebungsdecken und Scherverwerfungen ist Ergebnis einer intensiven Deformation, bei der das maximale Stressmoment etwa bei N20°E lag (NGAKO et al. 2003).

### 2.1.2 Herausbildung der Riftachse und der Zerfall Gondwanas

Nach der variskischen Orogenese begann eine lang andauernde Erosionsphase auf dem Gondwana-Kontinent. Diese führte zur Ablagerung der *Karoo-Supergroup* in Süd- und Zentralafrika, vermutlich auch der Carnot-Sandsteine in der Zentralafrikanischen Republik (SEGALEN 1967) und zur Einrumpfung der Gondwana-Oberfläche (*Surface Gondwanienne*; vgl. Abb. 3). Seit dem frühen Jura vor etwa 200 Ma setzte die Herauspräparierung großer Riftachsen ein, die den Zerfall Gondwanas initiierten (SUMMERFIELD 1985:285, BURKE & WHITEMAN 1973). Während des Lias (etwa 200-180 Ma) begann die Loslösung des südöstlichen Teils Nordamerikas von Nordwestafrika. Vor 180 Ma lösten sich die Antarktis und der indische Schild aus dem Gondwana-Zusammenschluss. In der Unteren Kreide (127 Ma) war bereits die südatlantische Riftachse herauspräpariert (ROBERT 1987:101, SUMMERFIELD 1985). Nach REYMENT & TAIT (1972) waren im Cenoman (Obere

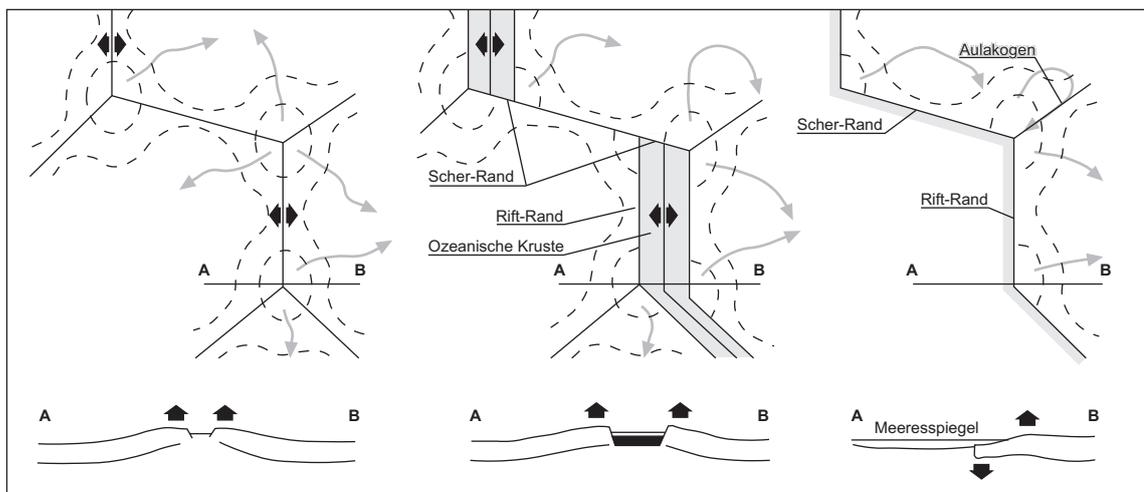


**Abb. 3:** Zeitliche Einpassung der Einrumpfungsphasen in Kamerun in den Prozess der Öffnung des Südatlantiks (n. BURKE 1996, BURKE & WHITEMAN 1973, REYMENT & TAIT 1972, ROBERT 1987, SEGALEN 1967, SUMMERFIELD 1985, 1991).

Kreide, 95 Ma) Südamerika und Afrika durch den südatlantischen Ozean vollkommen voneinander getrennt. ROBERT (1987:104) beschreibt letzte strukturelle Dämme, die im äquatorialen Atlantik vor 80 Ma brachen.

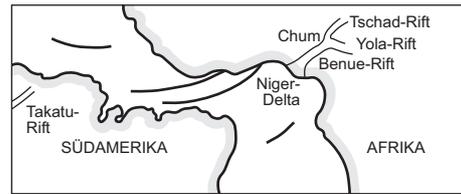
Nach BURKE & WHITEMAN (1973) und SUMMERFIELD (1991) erfolgte die Trennung Gondwanas durch *triplejunctions*, Zentren, in denen sich die Ränder mehrerer Kontinentalplatten treffen. Asthenolithen (*plumes*), heiße Magmenaufströme aus der Asthenosphäre, führten zu der Bildung von Domen und dort verorteter *triplejunctions*, an denen die Auseinanderdrift der Kontinentalplatten ansetzte. Von BURKE & WHITEMAN (1973:735) werden für die Riftphase 16 Hebungen und 29 Rifts aufgelistet.

Der Theorie der *triplejunction*-Bildung liegt ein geometrisches Netz aus Polygonen zugrunde, deren Kreuzungen (engl. *junction*) aus den Hebungsgebieten (Dome) bestehen. Entlang der Verbindungslinien dieser Kreuzungen wird eine hypothetische Riftachse gezogen (Abb. 4). Nicht jede Ausbildung einer *triplejunction* führt zu lang andauernden Riftprozessen. Diese stehen in Abhängigkeit globaler Magmenströme in der Asthenosphäre, aber auch alter geologischer Strukturen, die so eine Reaktivierung erfahren (BURKE 1996:364). Ist diese Verknüpfung nicht gegeben, setzt der Prozess nach der Initialisierung aus, und das Rift wird mit Sedimenten verfüllt. Auch die Kombination verfüllter Riftstrukturen mit aktiven Rifts ist möglich: Die Ablösung Madagaskars von der afrikanischen Kontinentalplatte erfolgte entlang der *Lower Zambesi* und der *Limpopo Triplejunction*. Drei Riftarme (Mozambique-, Sabi- und Lebombo-Struktur) beider Formationen bilden die Riftachse, die zu der südostwärtigen Drift Madagaskars führt (SUMMERFIELD 1985).



**Abb. 4:** Theorie der *triplejunction*-Bildung und Entwicklung des Drainagenetzes (n. SUMMERFIELD 1985).

Die zentralafrikanische Küste bildete sich entlang einer *triplejunction*, die unter dem Nigerdelta liegt. Eine Riftachse entspricht dem Benouetrog, einem Aulakogen mit rezent N45°E-Orientierung. Sie öffnete sich in der Oberen Kreide, wurde jedoch durch die schnellere Drift Nordwestafrikas in Relation zum südlichen Afrika im embryonalen Stadium gebremst (BURKE & WHITEMAN 1973)



**Abb. 5:** Öffnung des Südatlantiks entlang von Riftachsen (n. BURKE & WHITEMAN 1973).

und durch kretazische Sedimente verfüllt. Diese wurden vor 80 Ma metamorph überformt (BURKE & WHITEMAN 1973:747, KELLER et al. 1995, NWAJIDE 1987, ROBERT 1987:104). Durch eine südwärtige Riftachse öffnete sich der Südatlantik. Die westliche Drift der Südamerikanischen Platte, die über etwa 50 Ma durch die Erdrotation verstärkt wurde (BURKE & WHITEMAN 1973:752), bildete einen Transformrand an der westafrikanischen Südküste mit den Chain-, Romanche- und St. Paul's-Bruchzonen (Abb. 5). Auf der Höhe Kameruns bildete sich die Kribi-Bruchzone (ROSENDAHL & GROSCHEL-BECKER 1999, 2000) aus, eine Transformstörung, die auch rezent am Übergang zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste Erdbeben auslöst (BURKE 1996, s.a. ATEBA et al. 1992, NFOMOU et al. 2004).

Als Folge der riftauslösenden Hebung erhöhte sich der Flächenabtrag auf dem juvenilen afrikanischen Kontinent und führte zur Einrumpfung der *Surface Post-Gondwanienne* (SEGALEN 1967) seit dem Turon (ROBERT 1987:103, Sedimentation im Benouetrog). SUMMERFIELD (1991) vermutet eine asymmetrische Genese der Kontinentalränder bei der Öffnung des Südatlantiks, die zu einer magmatischen Unterplattung des afrikanischen Kontinentalrands führte, der infolgedessen stärker als der südamerikanische gehoben wurde. Als Folge der Hebung drainierten die Flüsse der zentralafrikanischen Küstenregion zunächst ostwärts in das Kongobecken. STANKIEWICZ & DE WITT (2006:82) gehen davon aus, dass der Kongo durch die Ausbildung der südatlantischen Riftachse den indischen Ozean erreichte und dort auf Höhe der rezenten Rufiji-Mündung ein Delta ausbildete. Erst durch eine schmale Verbindung des Kongobeckens mit dem Protoatlantik erhielt auch der Kongo seine rezent ausgebildete Drainagerichtung (Abb. 4). Die Verknüpfung zum Protoatlantik erfolgte nach CAHEN (1954) entlang eines bereits existenten, strukturell angelegten Tals, das durch eine tektonische Remobilisation als Kongodrainage aktiviert wurde. VEATCH (1935, zit. n. RUNGE 2007, vgl. SUMMERFIELD 1991) postuliert eine Anzapfung des Kongobeckens durch rückschreitende Erosion. Aufgrund des widerständigen Gesteins und der recht kurzen Phase zwischen Hebung der Randschwelle und Generierung des Abflusses tendiert RUNGE (2007:302) zu CAHENS (1954) Theorie.

SUMMERFIELD (1991:424) unterscheidet zwei Arten von Einzugsgebieten: die in die Becken drainierenden und die direkt zum Atlantik orientierten Flüsse, die sich mit der Öffnung

des Südatlantiks bildeten. Er hebt hervor, dass sich der Großteil der Alluvialbecken im Inland und nicht in Küstennähe befindet.

Während des frühen Paläozäns erfolgte in Zentralafrika erneut eine zunehmende tektonische Hebung, die während des Eozäns und frühen Oligozäns über eine lang andauernde Phase zur *Surface Africaine I* eingerumpft wurde (BURKE & WHITEMAN 1973, BURKE 1996, ROBERT 1987:105, SEGALIN 1967). Die ersten intrusiven Aktivitäten der durchschnittlich N30°E ausgerichteten (SUH et al. 2001) *Cameroon Volcanic Line* (CVL) sind ebenfalls seit dem Paläozän nachgewiesen. Von Golda Zuelva 60 km nordöstlich des Mandara-Gebirges in Nigeria bis zum Mont Koupé 30 km südlich von Manengouba in der Süd-Ouest-Provinz Kameruns wurden Ringkomplexe aus Granit und Syenit des Frühtertiärs identifiziert (FITTON & DUNLOP 1985:28). LEE et al. (1994:121) verweisen auf insgesamt 17 Plutone entlang der CVL, die zwischen 65 und 30 Ma alt sind.

### 2.1.3 Afrika und Eurasien: Folgen der Plattenkollision

Durch die Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Platte vor etwa 30 Ma verringerte sich die Driftgeschwindigkeit der Lithosphärenplatte im Verhältnis zur Asthenosphäre auf partiell unter 10 mm pro Jahr. Folge dieser Verlangsamung war eine nahezu statische Verbindung zwischen Lithosphäre und den Konvektionsbewegungen des unterlagernden Magmas. Dies führt zu der Annahme, dass Asthenolithen viel eher Dome (Intrusionen), Riftachsen oder Vulkanismus auslösen können als zuvor (BURKE 1996:402, BURKE & GUNNELL 2008). Neben der Herauspräparierung der Afar-Riftachse mit dem Ostafrikanischen Rift (BURKE 1996) setzte auch entlang der CVL effusiver Vulkanismus ein: K-Ar-Datierungen im Mandara-Gebirge zeigen Alter von 30-36 Ma (FITTON & DUNLOP 1985) und auf Principe im Golf von Guinea von 31 Ma (LEE et al. 1994). Seit dem Miozän setzten die vulkanischen Aktivitäten entlang der CVL nicht aus. Da es sich nicht um chronologische Alter der Plattendrift entsprechend handelt, kann als Erklärungsansatz ein *hot spot* trotz des linearen Erscheinungsbildes der Vulkankette ausgeschlossen werden. Vermutlich handelt es sich um eine Reaktivierung einer panafrikanischen Scherzone, gekennzeichnet durch einen ostwärtigen Versatz des Benouetrogs (SUH et al. 2001:10). Bei genauer Betrachtung der Y-förmigen CVL ist eine physiognomische Koinzidenz mit dem Benouetrog offensichtlich (s.a. MURAWSKI 1980:41, FITTON & DUNLOP 1985:28). LEE et al. (1994) sprechen von einer *hot zone* unter der Lithosphäre, die von einem Asthenolithen gespeist wird. Die Ausdehnung der *hot zone* wird durch die Vulkankette umrissen. Nach DÉRUELLE et al. (1987) besteht die CVL aus einer alternierenden Abfolge von Horsten und Grabenbrüchen mit einer N70°E- sowie N130-140°E-Orientierung. Der 4095 m ü.M. hohe Mount Cameroon, die höchste Erhebung in der CVL und in Kamerun, ist im 20sten Jahrhundert 6-mal ausgebrochen, zuletzt 2001. Das südwärtig anschließende Becken zwischen Mount Cameroon und Bioko Island wurde seit der Oberkreide mit bis zu 7000

m mächtigen Sedimenten überlagert. Es ist Teil des Douala- und Rio del Rey-Beckens (DÉRUELLE et al. 1987:198, vgl. a. MURAWSKI 1980:30).

Im Norden Afrikas wurde im Rahmen der alpidischen Orogenese durch die Kollision beider Kontinentalplatten der Atlas aufgefaltet; außerdem entstand in Anlehnung an ältere Strukturen die landschaftlich prägende Becken- und Schwellenstruktur (BURKE 1996, SUMMERFIELD 1985). In Zentralafrika wurde der Kontinentalrand gehoben. Dies führte zu einem zunehmenden Abtrag und der beginnenden Einrumpfung des Küstentieflands im frühen Miozän (SEGALEN 1967). Auch die nahezu zeitgleiche Ausbildung des antarktischen Eisschildes verknüpft mit einer eustatischen Absenkung des Meeresspiegels verstärkte die Erosion (BURKE 1996:397).

Die hohen Abtragungsraten führten unter anderem zur Aufschüttung des Nigerdeltas. Trotz des Namens wurde das Delta hauptsächlich durch ein Flusssystem sedimentiert, das beidseitig des Benouetros vor allem Material des Josplateaus und der CVL erodierte. Der Niger trocknete während arider Zeitphasen schon im Bereich seines Binnendeltas in Mali aus und hat vermutlich nur sporadisch am Aufbau des nach ihm benannten Deltas beigetragen (BURKE 1996:394, GOUDIE 2005:441). Das Aulakogen eignete sich deutlich besser für die Drainage der innerkontinentalen Flusssysteme, da durch die Grabenstruktur eine ideale Entwässerungslinie vorgeprägt war (SUMMERFIELD 1991). Das größte Delta Afrikas erstreckt sich südwärtig über 200 km und hat eine Breite von 500 km.

Durch das ostafrikanische Rift wurde der ostwärtige Abfluss des Kongo eingedämmt. Das Kongobecken wurde von atlantischer Seite angezapft und das Flusssystem begann dort zu sedimentieren (STANKIEWICZ & DE WITT 2006:82). Von der Kreide bis zum Tertiär gab es offensichtlich eine südwärtige Verlagerung der Flusssysteme, die das Kongobecken anzapften vom Ogooué und Kwanza bis zur heutigen Kongomündung. Diese Instabilität wurde aufgrund der Ablagerungen entlang des afrikanischen Kontinentalrands im Golf von Guinea festgestellt. LETURMY et al. (2003:8-11) führen es auf tektonische Hebungen entlang der nordwestlichen Schwelle des Kongokratons zurück, Hebungen, die auch rezent noch andauern.

#### 2.1.4 Neotektonik im zentralafrikanischen Hinterland

Der Begriff Neotektonik versucht, tektonische Vorgänge in ein zeitliches Fenster einzupassen. Da auch präkambrische Strukturen wiederholt remobilisiert werden können, kann es sich jedoch um Mischformen verschiedener erdgeschichtlicher Zeitalter handeln.

EMBLETON (1987) beruft sich auf OBRUCHEV (1948; zit.n. EMBLETON 1987:2, s.a. VITA-FINZI 1986:14, STEWART & HANCOCK 1994:371), der den Begriff erstmalig genannt hat und sich damit auf Prozesse seit dem mittleren Tertiär bis ins Quartär (Neogen) bezieht. PANIZZA & CASTALDINI (1987:174f) verknüpfen den Begriff mit der Strukturgeomorphologie: Die

Morpho-Neotektonik untersucht den Formenschatz, der durch rezente tektonische Aktivität hervorgerufen wurde. Nach dem Prinzip des Aktualismus kann solch ein Formenschatz, findet man ihn in einem in historischer Zeit tektonisch inaktiven Gebiet, als Indikator für vergangene und vermutlich auch für zukünftige Aktivität gewertet werden. In der Geomorphologie werden in Abhängigkeit vom Maßstab unterschiedliche methodische Vorgehensweisen verwendet. Im regionalen Fokus liegt der Schwerpunkt auf morphometrischen Messungen und der Ansprache des Gewässernetzes, im lokalen die Identifizierung von Landschaftsformen, deren Entstehung durch tektonische Aktivitäten ausgelöst wurde (STEWART & HANCOCK 1994). Ein wichtiges Hilfsmittel ist die geomorphologisch-neotektonische Kartierung des Untersuchungsgebiets (PANIZZA & CASTALDINI 1987).

Neotektonische Impulse werden auf dem afrikanischen Kontinent in erster Linie mit den jungen ostafrikanischen Grabenbrüchen oder auch deren südwestwärtiger Verlängerung auf Höhe des Okavangodeltas in Verbindung gebracht (FAIRHEAD & GIRDLER 1969, MCCARTHY 1993a, 1993b, SUMMERFIELD 1991, 1996:3), deutlich weniger aber mit dem passiven zentralafrikanischen Kontinentalrand. Dies beschränkt sich primär auf die *Cameroon Volcanic Line* (CVL): SUH et al. (2001) reagierten auf den Ausbruch des Mount Cameroon 1999 mit einer Erfassung des Formenschatzes am Berghang, der durch die Eruption hervorgerufen wurde. Sie interpretieren die CVL als ostwärtigen Versatz des Benouetrogs, der durch heiße Aufströme in der Asthenosphäre seit dem Tertiär reaktiviert wird und eine Horststruktur herausgebildet hat (vgl.a. DÉRUELLE et al. 1987, FAIRHEAD 1985, FITTON & DUNLOP 1985, UBANGO et al. 1997). Eine seismologische Karte von KRENKEL (1921, zit.n. FAIRHEAD 1985) weist für Süd-Kamerun eine Erdbebenhäufigkeit von bis zu Faktor 5 aus. Die Genauigkeit dieser Karte wird durch seismologische Messungen von FAIRHEAD (1985) bestätigt, ist jedoch aufgrund des kontinentalen Maßstabs für detaillierte regionale Arbeiten zu ungenau. Mehr als 3000 Mikro-Erdbeben entlang der CVL wurden von UBANGO et al. (1997) als Erdbebenschwärme vulkanischen Ursprungs interpretiert. Auch ATEBA & NTEPE (1997) haben am Mount Cameroon Erdbebenschwärme mit Epizentren in bis zu 60 km Tiefe aufgezeichnet und deuten diese als rezente Aktivitäten in und unterhalb der Erdkruste.

Näher zu den untersuchten Einzugsgebieten befindet sich die WSW-ENE ausgerichtete Sanaga-Scherzone (*Sanaga Shearzone* – SSZ, s. I.2.1.1), eine links-laterale Blattverschiebung, die sich während der panafrikanischen Orogenese ausbildete (NGAKO et al. 2003), jedoch auch rezent überprägt wird. Sie ist Bestandteil des zentralafrikanischen Riftsystems, das von BESOLES & TROMPETTE (1980) grenzübergreifend diskutiert wird, aber auch Inhalt zahlreicher aktueller Publikationen zur Geologie Kameruns ist (FEYBESSE et al. 1998, NGAKO et al. 2003, PENAYE et al. 2004, TOTEU et al. 2004, KANKEU & GREILING 2006, LEROUGE et al. 2006, NJANKO et al. 2006). Entlang der SSZ wurde zuletzt 2005 ein Erdstoß verzeichnet, dessen Auswirkungen noch im 70 km entfernten Yaoundé zu spüren

waren und zu deutlichen Rissen in Hauswänden und Straßenbedeckungen führten (KOUANKAP 2006). Südlich der SSZ befindet sich die Grenze zwischen dem panafrikanischen mobilen Gürtel und dem Kongokraton. Während der panafrikanischen Orogenese bildete sich eine Überschiebungsdecke, die über den Kraton obduziert wurde. Aus diesem Grund ist die genaue Grenze des Kratons hypothetisch (TOTEU 2004; vgl. Abb. 2). ATEBA et al. (1992) nutzen das Vorkommen von rezenten seismischen Epizentren, um diese weiter anzupassen. Dabei handelt es sich um Epizentren von Beben aus den Jahren 1987 bis 1992 in direkter Nähe von Edéa und Kribi im küstennahen Hinterland. Ein weiteres Beben an der Kribi vorgelagerten Küste 2002 war der Ausgangspunkt für die Eingrenzung seismischer Risikogebiete für das Hinterland (NFOUMOU et al. 2004), die sich jedoch in erster Linie auf die Bevölkerungsdichte in Abhängigkeit von der seismischen Aktivität und nicht auf die tatsächliche seismische Aktivität im Untersuchungsraum bezieht. BURKE (1996:388) sieht den Ursprung dieses Bebens in der Nähe zur Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Platte. Bei Kribi läuft die Kribi-Transformstörung der ozeanischen Platte auf die kontinentale in ungefähre Verlängerung der SCSZ (ROSENDAHL & GROSCHEL-BECKER 1999, 2000; s. dazu I.2.1.2).

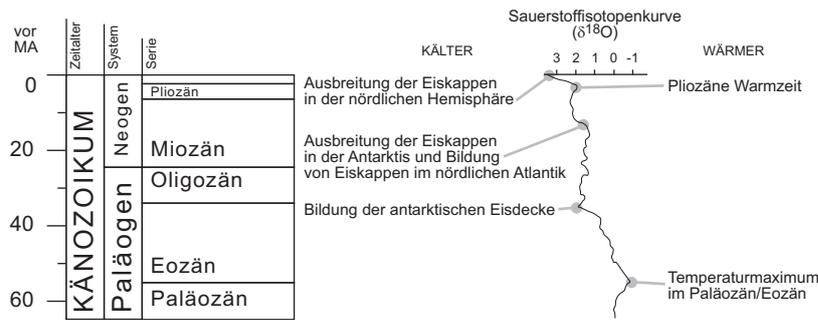
LUCAZEAU et al. (2003) verbinden mit den mächtigen Sedimentablagerungen des Kongo-Drainagesystems auf dem Kongokraton isostatische Ausgleichsbewegungen der nordwestlichen Randschwellen von bis zu 500 m seit dem Miozän (vgl. KARNER et al. 1997, LAVIER et al. 2001). Ihre Untersuchungen beruhen auf Flusslängsprofilen, hypsometrischen Kurven und Reliefanalysen von Kongotributären und direkt atlantikwärts orientierten Flüssen, die neben dem südlichen Kongo-Einzugsgebiet zusätzlich für die nordwestliche Schwelle tektonische Aktivität vermuten lassen (s.a. LETURMY et al. 2003). OLIVRY (1986:99) beschreibt eine Talasymmetrie einiger Flüsse auf dem Inneren Plateau Süd-Kameruns, die auf eine südwärtige Kippung des Plateaus zum Kongobecken hindeutet. SUMMERFIELD (1996) verweist auf vermutlich bis rezent andauernde Hebungsraten durch massive Denudations- und Ablagerungsvorgänge am Kontinentalrand. Außerdem geht er davon aus, dass präkambrisch ausgebildete Strukturen im Phanerozoikum immer wieder remobilisiert wurden (SUMMERFIELD 1985; vgl. a. BURKE 1996, DALY et al. 1989). NFOUMOU et al. (2004:170) nennen die SSZ und die SCSZ (s. I.2.1.1) als geologisch-tektonische Einheiten in Kamerun, die wiederholt remobilisiert wurden (s.a. BURKE 1996:388, NGAKO et al. 2003, SKOBELEV et al. 2004), TOTEU et al. (2004:80) beschreiben allgemein eine Reaktivierung entlang der nördlichen panafrikanischen Kollisionsgrenze des Kongokratos.

## 2.2 Paläoklima

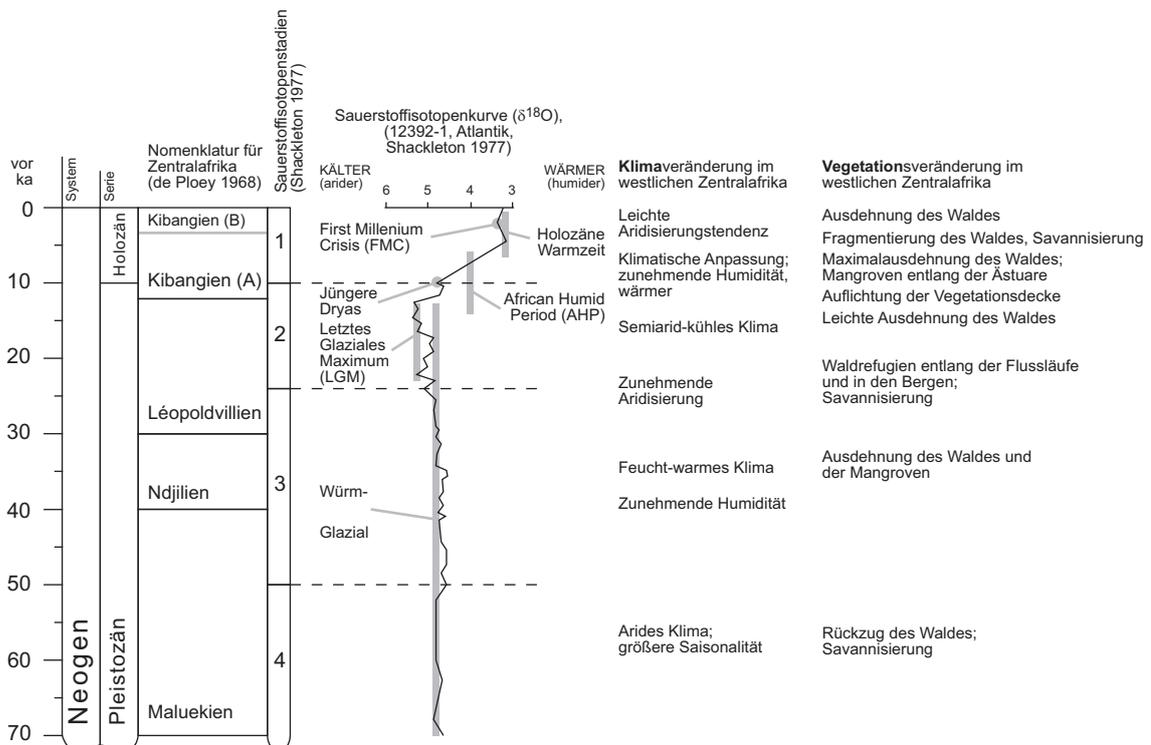
Das Sauerstoffisotopenverhältnis von  $\delta^{18}\text{O}$  zu  $\delta^{16}\text{O}$  in Kalkablagerungen von Tiefseebohrungen ist direkt mit der Wassertemperatur der Ozeane verknüpft. Daher können sie als

Proxydaten für den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten verwendet werden (vgl. SHACKLETON 1977).

Die Sauerstoffisotopenkurve seit dem Paläozän (Abb. 6) hebt ein Temperaturmaximum am Übergang zwischen Paläozän und Eozän hervor. Seitdem reduzierte sich die Meerestemperatur sukzessive mit der Bildung der antarktischen Eisdecke zum Ende des Eozän und deren Ausweitung sowie der Bildung der arktischen Eiskappe im Miozän. Nach der



**Abb. 6:** Übersicht über Warm- und Kaltzeiten im Känozoikum anhand einer Sauerstoffisotopenkurve ( $\delta^{18}\text{O}$ ; n. EYLES 2008).



**Abb. 7:** Detaillierte Übersicht über Warm- und Kaltzeiten seit dem Spätpleistozän in Korrelation mit der zentralafrikanischen Nomenklatur (DE PLOEY 1968) und den Sauerstoffisotopenstadien (SHACKLETON 1977) sowie den Klima- und Vegetationsveränderungen (n. DE PLOEY 1968, LANFRANCHI & SCHWARTZ 1991, 1993, OSLISLY & MBIDA 2001, RUNGE 2001).

pliozänen Warmzeit erfolgte ein neuerlicher Temperaturrückgang mit der Ausbreitung der Eiskappen in der nördlichen Hemisphäre (Zusammenstellung n. EYLES 2008).

Anhand von weltweit durchgeführten Tiefseebohrungen hat SHACKLETON (1977) Sauerstoffisotopenstadien (*Oxygenium Isotopic Stage* – OIS) zu Warm- und Kaltzeiten seit dem Spätpleistozän zugeordnet. Das erste Stadium entspricht dem Holozän mit der holozänen Warmzeit. Die Stadien 2, 3 und 4 unterteilen das ausgehende Würm-Glazial: Das Letzte Glaziale Maximum (LGM) wird durch das zweite Stadium widergespiegelt, die Stadien 3 und 4 entsprechen einer wärmeren und einer kühleren Phase während des Würm-Glazials (Abb. 7).

Die Nomenklatur für Zentralafrika wurde von DE PLOEY (1968) auf unterschiedliche Sedimentationsphasen im Stanley-Pool im unteren Kongo-Drainagesystem angepasst. In Verknüpfung mit Arbeiten von LANFRANCHI & SCHWARTZ (1991, 1993), OSLISLY & MBIDA (2001; vgl. a. KUETE 1990b) und MALEY (1995) können den Phasen Klima- und Vegetationsveränderungen zugewiesen werden: Während des *Maluekien* (70-40 ka, OIS 3/4) herrschte ein arides Klima mit größerer Saisonalität. Der Wald zog sich zurück, und die Savanne dehnte sich aus. Im *Ndjilien* (40-30 ka, OIS 3) führte eine zunehmende Humidität zu einem feucht-warmen Klima, gekoppelt mit der Ausdehnung des Waldes und der Mangroven in den flachen Sedimentationsbereichen der Mündungsgebiete von Sanaga, Nyong und Ntem. Das *Léopoldvillien* (30-12 ka, OIS 2/3) ist erneut durch eine zunehmende Aridisierung zu einem semiarid-kühlen Klima mit einer Ausdehnung der Savanne charakterisiert. Entlang der Flussläufe und in den Bergen konnten sich Waldrefugien erhalten. Während der *African Humid Period* am Übergang zum *Kibangien A* (12-3 ka, OIS 1/2) erstreckte sich der Regenwald durch eine zunehmende Humidität und Temperatur zu seiner Maximalausdehnung. Mit dem *Kibangien B* (seit 3 ka, OIS 1) setzte eine Fragmentierung des Waldes ein, eine leichte Aridisierung wird als *First Millenium Crisis* beschrieben. Diese letzte Phase ist durch einen zunehmenden anthropogenen Einfluss geprägt (Abb. 7).

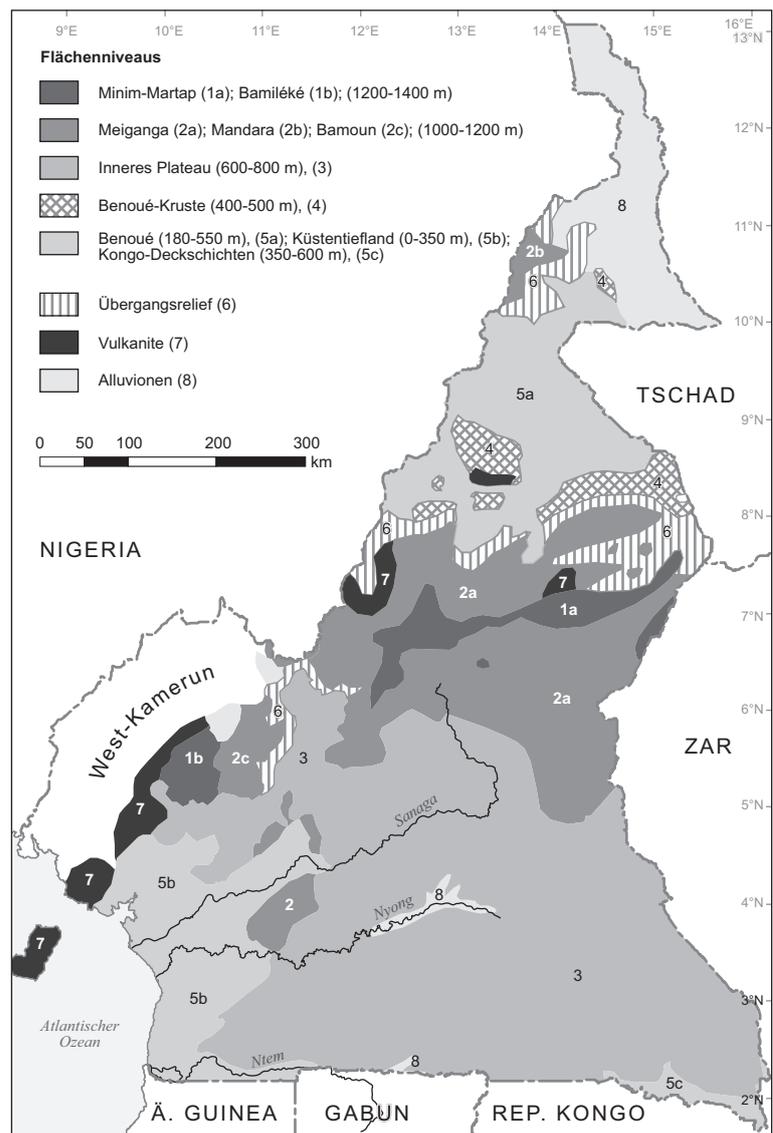
Die Ausprägung und zeitliche Einordnung der Wechsel zwischen kühlen und warmen sowie ariden und humiden Klimaphasen und der damit verknüpften Waldausdehnung ist erst unzureichend ergründet. Für das LGM hat RUNGE (2001:92ff.) fünf verschiedene *core area*-Konzepte unterschiedlicher Autoren vorgestellt. Bei den *core areas* handelt es sich um Kernräume des Waldes, die sich während des semiariden Klimas des LGM erhalten konnten.

Die Ergebnisse der DFG-Forschergruppe 510 bieten für die Untersuchungsgebiete in Süd-Kamerun eine sehr hohe zeitliche sowie räumliche Auflösung und unterstützen die Annahme der Waldrefugien entlang von Flüssen (s.o.; RUNGE et al. 2005, 2006, 2008; SANGEN 2007, 2008).

### 2.3 Geomorphologische Arbeiten in Zentral- und Süd-Kamerun

Grundlegende Arbeiten zur Geomorphologie wurden von SEGALEN (1967) durchgeführt (Abb. 8). Er unterschied 5 Rumpfflächenniveaus in Kamerun, deren Genese er dem KING'schen Pediplanations-Modell (1949, 1953) zuschrieb. Die Genese der Rumpfflächen korreliert er mit Hebungs- und lang andauernden Abtragungsphasen, in denen, ausgehend von einer neuen Erosionsbasis, die Fläche durch Stufenrückverlegung entsteht. Der theoretische Ansatz einer initialen Hebung erinnert an DAVIS' (1899) deduktiven Ansatz des geographischen Zyklus. Von einer klimagenetischen Bildung (z.B. BÜDEL 1957) oder einer Verknüpfung unterschiedlicher Ansätze sieht er ganz ab – und wählt daher einen einfachen Weg.

Die zeitliche Einteilung richtet sich nach datierten, kretazischen Sedimenten und Effusiva auf dem Adamaouaplateau und dem Mandaragebirge, die mit den Flächen in ganz Kamerun korreliert wurden. Die Sedimente entsprechen dem Maximalalter der Fläche



**Abb. 8:** Rumpfflächenniveaus in Kamerun (SEGALEN 1967, veränd.; digitale Erfassung durch V. Wittich).

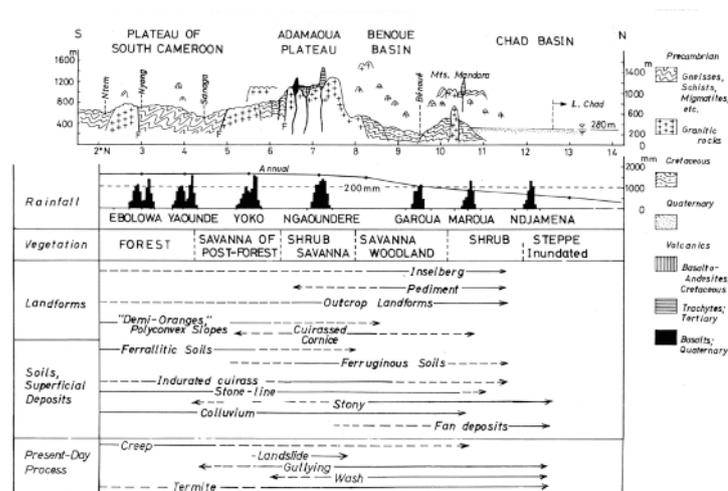
beziehungsweise der beginnenden Abtragung und Sedimentation. Auch Sedimente der Küstenregion (Douala, Campo) erlauben Rückschlüsse auf die Flächenbildung. Durch die Datierung der Sedimente konzentriert sich SEGALÉN (1967) auf das Produkt der Abtragung (nach KING oder BÜDEL) und relativiert so den genetischen Aspekt. Neben den Sedimenten orientierte er sich an Arbeiten zu Rumpfflächen in Nigeria (PUGH 1954, KING & PUGH 1952) und im Kongo (CAHEN & LEPERSONNE 1948, RUHE 1954, 1956) und berücksichtigte bei seinen Datierungen zusätzlich Arbeiten zu den afrikanischen Tropen und Subtropen (LAMOTTE & ROUGERIE 1956, OLLIER 1960, PALLISTER 1960, MICHEL 1973).

Unter anderen unterscheidet er zwischen zwei unterschiedlichen Niveaus auf dem Adamaouaplateau zwischen 1000-1200 m und 1300-1400 m ü.M., dem Inneren Plateau (*surface intérieur*) im zentralen Süden des Landes mit Höhen zwischen 600-800 m ü.M. sowie dem Küstentiefland (*surface côtière*) entlang der kamerunischen Küste mit Höhen von 0-300 m ü.M. Zeitlich ordnet er die Reste des höchsten Niveaus der *Surface Gondwanienne* zu, einer Einebnungsfläche, die prä-kretazisch vor der Zerteilung des Gondwana-Kontinents entstand (Teile des Adamaouaplateaus, Mandaragebirge). Das darunter liegende Niveau entstand nach der Ausbildung der Riftstrukturen und ist daher in das *Post-Gondwanienne* in der Kreide zu stellen (Teile des Adamaouaplateaus). Das Innere Plateau entspricht der *Surface Africaine I*, die sich im Eozän bildete, das Küstentiefland der *Surface Africaine II* des Neogens. Außerdem gibt es an den Mündungsgebieten von Sanaga und Nyong ein weites Delta mit quartären Ablagerungen (SEGALÉN 1967). SEGALÉN bezieht sich nur auf den frankophonen Teil Kameruns, daher ist Westkamerun auf der Abbildung weiß hinterlegt.

BURKE (1996:370) verweist auf zahlreiche gekappte Schwellen zwischen Kongo- und Tschadbecken und hebt für Kamerun aufgrund intrusiver und effusiver Aktivitäten nicht nur seit der einsetzenden Rift in der Kreide eine komplizierte Topographie hervor, die eine Einteilung unterschiedlicher Flächenniveaus in Relation zu ihrem Alter erschweren. SEGALÉN (1967) Ausarbeitung berücksichtigt er nicht.

Detaillierter geht MARTIN (1967, 1970, 1973) auf die Flächen- und Stufenbildung am Mittellauf des Sanaga ein. Er hat zwei unterschiedliche Flächenniveaus auf dem Inneren Plateau identifiziert, die sich zugunsten der unteren jüngeren Fläche bis ins Tertiär rückwärtig verlagert haben. Rezent postuliert er eine Formungsruhe an der zwischengelagerten Stufe.

EMBRECHTS & DE DAPPER (1987) haben zwischen Yaoundé und Eséka (Fébé-Region) an der Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland Untersuchungen zur Pedimentation in stark reliefierten tropischen Landschaften durchgeführt. Sie belegen mehrere Pedimentationszyklen, die sie zeitlich ariden Phasen im Quartär zuordnen (EMBRECHTS & DE DAPPER 1987:41).



**Abb. 9:** Niederschlag, Vegetation, geomorphologischer Formenschatz und geomorphologische Prozesse entlang eines N-S-Transekts durch Kamerun (KADOMURA 1977b).

Eine Erfassung des geomorphologischen Formenschatzes in Kamerun erfolgte im Rahmen der Arbeitsgruppe des *Tropical African Geomorphology Research Project* und des *Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Palaeoenvironmental Research Project* (TAGELAQP) um Hiroshi KADOMURA in den 1970er und 80er Jahren (KADOMURA 1977a, 1986, 1989). Die Projekte dienten der Erarbeitung paläoklimatischer Veränderungen während des Letzten Glazialen Maximums (LGM – Hoch-Würm) als auch der rezenten, primär anthropogen hervorgerufenen landschaftlichen Modifikationen in den niederen Breiten (KADOMURA 1986). KADOMURA (1977b:11) gibt einleitend einen Überblick über Formenschatz und rezente Prozesse in Kamerun und stellt sie übersichtlich in Abhängigkeit zur geographischen Breite dar (Abb. 9). Er beschreibt das Innere Plateau im Süden Kameruns, auf dem ein Großteil der Untersuchungsgebiete liegt, als flachwellige Landschaft, die aus unzähligen Hügeln mit Höhen zwischen 40-100 m und dazwischen liegenden schlecht drainierenden Tälern zusammengesetzt ist. Neben dem Auftreten von Inselbergen im Rumpfstufen-, aber auch im Flächenbereich erwähnt er zusätzlich *demi-oranges*, vollständig mit einem Verwitterungsmantel umgebene konvex ausgeprägte Hügel, deren Namensgebung die Ähnlichkeit zu einer halbierten Orange hervorhebt (vgl. a. MARTIN 1967). Martin KUETE war Teil von KADOMURAS Arbeitsgruppe (KADOMURA 1977a). Neben Publikationen im Rahmen des TAGELAQP (s.o.) zur Geomorphologie einzelner Lokalitäten in Süd-Kamerun (KUETE 1986a, 1986b, 1989; KUETE et al. 1986) verknüpft er in seiner Doktorarbeit zahlreiche Standorte zu einem komplexen Gesamtbild des Inneren Plateaus (KUETE 1990a). Teilergebnisse zur Quartär-Geomorphologie hat er in den internationalen zentralafrikanischen Zusammenhang eingebunden (KUETE 1990b).

Im Rahmen des *Tropenbos Cameroon Programme* (TCP) vom kamerunischen Ministerium für Umwelt und Forst (MINEF) und der Tropenbos-Stiftung wurden seit 1992 zur

grundlegenden Einführung in die Region geomorphologische Großeinheiten für ein Untersuchungsgebiet in Südwestkamerun entwickelt (GEMERDEN & HAZEU 1999). Das Projekt hat das Ziel, Möglichkeiten der nachhaltigen Waldnutzung aufzuzeigen mit Berücksichtigung der ökologischen und sozialen Vertretbarkeit als auch der ökonomischen Durchführbarkeit. Entlang des Transekts Bipindi-Akom II-Lolodorf auf Höhe der Wasserscheide zwischen Nyong- und Ntem-Einzugsgebiet wurde anhand von geomorphologischen Parametern (Reliefenergie, Hangneigung, -länge, geologischer Untergrund, Bodenart, usw.) in erosiv zerschnittene Einebnungsflächen, Hochländer, Hügelländer (Inselbergrelief), Bergmassive und Talauen sowie weitere Reliefkombinationen unterschieden.

OLIVRY (1986) hat eine Mehrzahl der kamerunischen Flüsse in den 1970er und 80er Jahren bereist und zahlreiche hydrologische Daten zusammengestellt. Seine Arbeit bietet jedoch kein Bild zur Entstehungsgeschichte der Einzugsgebiete, die durch die Öffnung des Südatlantiks umgeschrieben wurde.

### 3 Problemstellung

Durch die Öffnung des Südatlantiks hat sich das Drainagenetz Zentralafrikas grundlegend geändert. Die Riftprozesse mit der auslösenden Hebung, der einhergehenden Grabenbildung und den Abschiebungen am Grabenrand bildeten die Grundlage für die Bildung des rezenten Formenschatzes.

In erster Linie wird die Geomorphologie als beschreibender Aspekt bei geologischen, hydrologischen oder vegetationskundlichen Arbeiten in Kamerun angeführt. Der Formenschatz wird dabei nicht in den landschaftsgenetischen Zusammenhang gestellt.

Neben der Publikation von SEGALÉN (1967) zu den Rumpfflächen und deren Genese in Kamerun gibt es drei Veröffentlichungen von MARTIN (1967, 1970, 1973) zu einem Untersuchungsgebiet in Zentral-Kamerun mit Fragestellungen zur Flächen- und Bodengenese in Abhängigkeit zum Vegetationsbestand (Savanne-Regenwald). Sehr übersichtlich wird der Formenschatz von KADOMURA (1986) zusammengefasst.

In seiner Doktorarbeit gibt KUETE (1990a) einen tiefen Einblick in den tropischen Formenreichtum des süd-kamerunischen Inneren Plateaus und diskutiert diesen – abgesehen vom älteren Großformenschatz der Rumpfflächen und -stufen – in seiner quartären Geschichte.

Die Diskussion über Neotektonik ist nahezu auf den rezent aktiven Vulkanismus am Mount Cameroon beschränkt (ATEBA & NTEPE 1997, SUH et al. 2001). Nur rudimentär geht sie auf die Erdbeben entlang der hypothetischen Grenze des Kongokratons (ATEBA et al. 1992, NFOUMOU et al. 2004) und entlang der Sanaga-Verwerfung ein (KOUANKAP 2006).

Die bearbeiteten Untersuchungsgebiete liegen auf oder am Rand des Kongokratons. Aufgrund dessen wird von einer tektonischen Formungsruhe ausgegangen (vgl. BREMER 1989, WIRTHMANN 1994, MACKENZIE 2001). Der Formenschatz lässt jedoch auf eine partielle (neo-)tektonische Überprägung der präkambrischen Strukturen schließen. Dies legt eine neue morphogenetische Interpretation des Formenschatzes nahe, die einen neotektonischen Einfluss neben den tropisch-geomorphologischen Prozessgesellschaften mit berücksichtigt.

SUMMERFIELD (1996:14) weist darauf hin, dass bisher zu wenig Augenmerk auf die Beziehungen zwischen regionaler Tektonik und der Entwicklung des afrikanischen Drainagesystems gelegt wurde. In Anbetracht der Zeit, die seit dem Zerfall Gondwanas vergangen ist, haben sich die Einzugsgebiete, deren direkte Drainagerichtung zur Küste weist, unzureichend entwickelt.

#### **4 Zielsetzung**

An mehreren Standorten innerhalb der Flusseinzugsgebiete Nyong und Ntem wird der Formenschatz aufgenommen und hinsichtlich seiner Morphogenese interpretiert.

Zusätzlich wird über Methoden der Fernerkundung der Großformenschatz des Untersuchungsgebiets erfasst. Aufgrund des Fehlens detaillierter geophysischer und seismischer Messungen im Untersuchungsgebiet liegt der Schwerpunkt auf einer ausführlichen Übernahme linearer Geländeeinheiten zur Dokumentation der geologischen Strukturen.

Verknüpft mit dieser Dokumentation werden die primär präkambrischen Strukturen hinsichtlich einer möglichen neotektonischen Remobilisierung (Pliozän, 5-6 Ma) diskutiert.

Ziel der Arbeit ist eine Skizzierung der Morphogenese der Flusseinzugsgebiete Nyong und Ntem in Süd-Kamerun seit der Öffnung des Südatlantiks. Dies findet anhand mehrerer Standorte in den Einzugsgebieten statt, die für die Genese unterschiedlicher Formengesellschaften repräsentativ sind. Die Verknüpfung und Extrapolation der einzelnen Standorte ermöglicht die Skizzierung der Morphogenese.

Neben dem Einfließen des tektonischen Formenschatzes in die geomorphologischen Untersuchungen bietet auch die Interpretation der SRTM-Höhendaten eine ausführliche Aufnahme der Landschaftsoberfläche unabhängig der verfügbaren topographischen Karten.

Letztendlich unterstützen die Ergebnisse der Arbeit die Identifikation von Sedimentfallen. Die Sedimente dienen der Rekonstruktion der Paläoumwelt in den Einzugsgebieten im Rahmen weiterführender sedimentologischer und palynologischer Untersuchungen in der tropisch-alluvialen Fazies (vgl. HÖHN et al. 2008, SANGEN 2007, 2008).

In der Synthese wird versucht, die kleinskalige Entwicklung beider Einzugsgebiete seit der Öffnung des Südatlantiks nachzuzeichnen.

## II Methoden

Durch die Interpretation von Fernerkundungsdaten und der geomorphologischen und geomorphologisch-tektonischen Geländeaufnahme vor Ort sollen die Einzugsgebiete beschrieben und deren Genese abgeleitet werden.

### 1 Fernerkundung

#### 1.1 Daten

##### 1.1.1 Multispektral-Scanner

Durch einen Multispektral-Scanner wird die Erdoberfläche mit einem optisch-mechanischen Scanner abgetastet und zu einem Gesamtbild zusammengeführt. Die verschiedenen Strahlungsspektren der Erde werden in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen im sichtbaren Licht und nahen Infrarot erfasst (ALBERTZ 2001:49).

Bei der Aufnahme durch den Multispektral-Scanner ist darauf zu achten, dass für einige Regionen keine rechnergestützte Interpretation aufgrund von Dunstschleiern oder Bewölkung erfolgen kann, da durch diese Störfaktoren einige Wellenlängen gefiltert und nicht von dem Scanner aufgezeichnet werden können.

##### *Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)*

Die LANDSAT-Satelliten der NASA dienen der zivilen Erderkundung. 1999 wurde bereits der 7. Satellit auf eine polnahe Umlaufbahn gebracht und erfasst in einer zeitlichen Abfolge von 16 Tagen abgesehen von den Polkappen die gesamte Erde. LANDSAT 7 ist mit dem *Enhanced-Thematic-Mapper Plus* (ETM+) ausgestattet. Durch diesen Scanner wird die Erdoberfläche in 6 unterschiedlichen Spektralkanälen (30 x 30 m räumliche Auflösung), durch einen Thermalkanal (60 x 60 m) und zusätzlich durch einen panchromatischen Kanal (15 x 15 m) wiedergegeben (ALBERTZ 2001).

Zahlreiche Szenen können über den Server der *Global Land Cover Facility* (GLCF) eingesehen und kostenfrei herunter geladen werden. Abhängig von den Einrichtungen, die die Satellitendaten aufbereitet haben, sind die Daten in unterschiedlichen Dateiformaten erhältlich. Vereinzelte Bilder sind nicht korrekt im Raum dargestellt. Sie müssen über geeignete Punkte georeferenzierter Szenen eingepasst werden. Die detaillierten Abläufe für die Georeferenzierung werden im Anhang A erläutert.

Für das Untersuchungsgebiet wurden LANDSAT 7 ETM+-Satellitendaten in der RGB-Bandkombination 4-5-7 zu einem flächendeckenden Mosaik zusammengefügt. Durch diese Darstellungsmethode wird ausschließlich auf Bänder des nahen Infrarots zurückgegriffen, um in den Tropen auftretende Dunstschleier im Bereich des sichtbaren Lichts (Bänder 1, 2 und 3) herauszufiltern (RUNGE 2001:10).

### 1.1.2 Radardaten

Bei der Radar-Erfassung werden elektromagnetische Wellen von einem Sender ausgesandt und von einer Antenne wieder aufgefangen. Es gilt daher im Unterschied zu den passiven Multispektral-Scannern als aktives System, das unabhängig von der Eigenstrahlung eines Objekts angewandt werden kann. Die im Gegensatz zum sichtbaren Licht langen Radarwellen werden nicht von einer etwaigen Wolken- oder Dunstschicht reflektiert und liefern so auch Daten für Gebiete, die durch eine regelmäßige Bewölkung gekennzeichnet sind, oder die bei Nacht abgetastet werden.

Durch das RAR (*Real Aperture Radar*) wird von einer Antenne diagonal zur Flugrichtung eines Trägers ein Impuls auf die Erdoberfläche ausgesandt. Da sich mit zunehmender Höhe die Genauigkeit der geometrischen Auflösung des Radarbildes verschlechtert, wurde für die Radarerfassung durch Satelliten eine synthetische Apertur entwickelt (SAR – *Synthetic Aperture Radar*), die entsprechend der Antennengröße eine geometrische Auflösung weniger Meter erzeugen kann.

Für die Interpretation der Satellitendaten ist die Kenntnis von der Wellenlänge sowie der Polarisation der Radarstrahlung, der Flugrichtung des Trägers und des Depressionswinkels der Antenne grundlegend. Bei der Wellenlänge werden drei Bänder unterschieden: das X-Band (3 cm), das C-Band (6 cm) und das L-Band (23 cm). Für die geomorphologisch-geotektonische Kartierung wird in erster Linie X-Band-Radar verwendet, da die kurzwellige Strahlung direkt von der Landschaftsoberfläche reflektiert wird. So zeichnen sich beispielsweise Geländestufen auf einer homogenen Vegetationsoberfläche ab. Je langwelliger die Strahlung jedoch ist, desto besser durchdringen die Radarwellen eine Vegetationsbedeckung und können dort Wasserflächen hervorheben (DE GRANDI et al. 2000, ALBERTZ 2001). Da die Radardaten im Rahmen dieser Arbeit primär zur Erfassung von linearen Flussläufen verwendet werden, ist daher das L-Band-Radar am besten geeignet.

Die Polarisation beschreibt die Ebene, in der die Strahlung ausgesendet und empfangen wird. H entspricht einer horizontalen Polarisation, V einer vertikalen. Die Kombination beider Buchstaben entspricht der Polarisation bei Sendung und Empfang (HV: horizontale Impulsabgabe, vertikaler Empfang). Unterschiedliche Vegetationsformen wirken beispielsweise unterschiedlich depolarisierend. Waldbestände werden bei HH heller hervorgehoben (höhere Reflexion) als bei VV.

Die Flugrichtung des Trägers entspricht dem rechten Winkel zum ausgesendeten Radarimpuls; es erzeugen also Geländestufen, die senkrecht und subsenkrecht zur Flugrichtung verlaufen, eine schwächere Reflexion (dunkler) als Stufen, die parallel ausgerichtet sind (heller). Zudem kann eine Abwendung von den geläufigen Belichtungsverhältnissen

(Lichtquelle von oben) eine Interpretation der Daten erschweren und erfordert eine Umstellung der Sehgewohnheiten (PHILIPSON 1997:73, ALBERTZ 2001:129).

Dadurch, dass die Impulse in einem Depressionswinkel zur Waagerechten des Trägers ausgesendet werden, können von steilen Gebirgszügen Flächen verdeckt werden. Sie befinden sich im so genannten Radarschatten und werden im Radarbild schwarz wiedergegeben. Je niedriger also der Depressionswinkel ist, desto besser werden geringmächtige Geländestufen hervorgehoben. Dies kann in einem hoch reliefierten Gelände zu Überdeckungen morphologischer Einheiten führen, ist jedoch in einem gering reliefierten Terrain von Vorteil und ein wichtiges Werkzeug für die geomorphologische Fernerkundung (ALBERTZ 2001:189).

#### *SAR-Daten des Japanese Earth Resources Satellite*

Im Februar 1992 wurde der *Japanese Earth Resources Satellite* (JERS-1) in eine 568 km hohe Umlaufbahn gebracht, bis der Kontakt im Oktober 1998 abbrach. Er erfasste die Erdoberfläche mit einem L-Band-Radar in einer zeitlichen Abfolge von 44 Tagen. Über den Server des *Remote Sensing Technology Center of Japan* (RESTEC) konnten die SAR-Daten mit einer räumlichen Auflösung von 18,5 x 18,5 m/Pixel bezogen werden. Die Flugbahn war so ausgerichtet, dass die Reflexion der Radarimpulse nach Südosten erfolgte. Der Depressionswinkel beträgt 35° mit einer HH-Polarisation (Global Rainforest Mapping Project 2004).

Die SAR-Rohdaten sind durch die *National Space Development Agency of Japan* (NASDA) in ein UTM-Gitter geokodiert worden und erhalten so den Level 2.1. Die Zeilen und Reihen der Rasterbilder wurden jedoch durch die NASDA nur mit der Signalbreite in radialer Richtung (*slant range*) und in Flugrichtung (*azimuth*) korreliert und nicht korrekt in das UTM-Gitter eingepasst (DE GRANDI et al. 2000). Aufgrund dessen mussten die Bilder georeferenziert werden. Die detaillierten Abläufe für die Georeferenzierung werden im Anhang A erläutert.

#### *InSAR-Daten der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*

Im Rahmen der *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) erfasste das Space-Shuttle Endeavour vom 11. bis 22. Februar 2000 die Erdoberfläche zwischen 60°N und 57°S mit zwei SAR-Systemen (InSAR). Die Sensoren waren direkt am Shuttle und an einem 60 m langen Mast angebracht. Aus den Daten konnte so erstmalig ein zusammenhängendes Höhenmodell für etwa 80% der festen Erdoberfläche gewonnen werden, das einheitlich durch SAR-Sensoren (X- und C-Band) erfasst wurde. Insgesamt wurden 12 TB (Terabyte) Daten gesammelt (RABUS et al. 2003, NASA 2003). Das Modell spiegelt mit einer absoluten vertikalen Genauigkeit von 16 m und einer absoluten horizontalen Genauigkeit von 20 m bei einer Bildpunktgröße von 90 m die Oberfläche der Landschaft wieder, er-

fasst also auch Vegetation und Bebauung (LUDWIG & SCHNEIDER 2006) und sollte daher als Digitales Landschaftsmodell (DLM) und nicht als Digitales Höhenmodell (DHM, oder DEM – *Digital Elevation Model*) beschrieben werden (CZEGKA et al. 2004). In einem finalen Bearbeitungsschritt wurden durch die *National Geospatial Intelligence Agency* (NGA) digitale Löcher größtenteils mit Höhendaten gefüllt und in einem ArcGIS kompatiblen Dateiformat (*shapefile*, .shp) Gewässer und Küstenlinien zur Verfügung gestellt (*SRTM Water Body Data* – SWBD). Diese Vektordaten überlagern Datenlücken, die durch die spiegelnde Reflexion von ruhigen Gewässern bei der Radar-Erfassung zustande kommen (RODRÍGUEZ et al. 2005).

## 1.2 Datenverarbeitung

Die Daten wurden in der Produktgruppe des Geoinformationssystems (GIS) ArcGIS Desktop (Version 9.2) der Firma ESRI zusammengeführt. Eine umfangreiche Kompatibilität zu verschiedenen Datenformaten ermöglicht es, zahlreiche Datenebenen in einem Produkt zu verwalten und zu visualisieren.

Topographische Karten im Maßstab 1:200.000 als gescannter Rasterdatensatz und die Fernerkundungsdaten (1.1.1 und 1.1.2) bilden die Grundlage des GIS-Projekts. Um einzelne Merkmale einfacher zuordnen zu können, wurden von der Datenbank der *Digital Chart of the World* (DCW) Informationen zu Infrastruktur, Hydrologie und staatlichen Grenzen eingebunden. Die geologische Karte von MAURIZOT (2000) für Südwest-Kamerun wurde eingescannt, georeferenziert und alle Flächen und Linien im Rahmen einer Diplommkarte als Vektoren erfasst (M. Weiß). Digitale Daten des TREES-Projekts (*Tropical Ecosystem Environment observations by Satellite*; 1997) des *Joint Research Center* (JRC) zur Vegetation formen das GIS-Projekt zu einem umfangreichen Informations- und Arbeitsmedium. Die per GPS (*Global Positioning System* – Magellan ProMark 2) erfassten Punkte und Routen der Geländeaufenthalte wurden mit der Software OziExplorer 3 in ArcGIS-kompatible Dateien umgewandelt und anschließend durch das GIS im Raum dargestellt. Detaillierte Angaben zur Erstellung des GIS-Projektes befinden sich im Anhang A.

### *Lineamentkartierung*

Basierend auf den unterschiedlichen räumlichen Auflösungen der SRTM-, LANDSAT 7- und JERS-1-Daten erfolgte für die Region, die diese gemeinsam abdecken, eine umfangreiche Erfassung linear-topographischer Strukturen (im Folgenden Lineament) in unterschiedlichen Maßstäben (SRTM – 1:200.000, LANDSAT 7 – 1:60.000, JERS-1 – 1:30.000). Die Region wird durch eine Maske umgrenzt. Diese ist mit einem Mosaik der 8 SAR-Szenen übereinstimmend, die von den Fernerkundungsdaten die geringste Fläche einnehmen.

Der Begriff Lineament wird im Sinne von O'LEARY et al. (1976) durch morphologisch in Erscheinung tretende lineare bis sublineare physiogeographische Geländeeinheiten von

einigen 100ern Metern bis zu mehreren Kilometern verwendet. Dabei handelt es sich um lineare Flussstrecken, Geländekanten, Gebirgsränder, Vegetationsunterschiede (Vegetationsdichte und -höhe), linear angeordnete Einkerbungen von Gebirgskämmen sowie Kombinationen der genannten Typen, die gemeinsam eine lineare Einheit formen (vgl. SAUNDERS & HICKS 1976).

Zu Beginn wurden die Lineamente im kleinsten Maßstab von Hand editiert und danach ergänzend durch die größeren Maßstäbe. Fälschlicherweise erfasste anthropogen errichtete Einheiten (Straßen, Hochspannungsleitungen u.ä.) wurden über topographische Karten, die Landsat-Daten und im Zweifel vor Ort verifiziert und gelöscht, sofern sie nicht zusätzlich einem oder mehreren der oben genannten Parameter entsprachen.

Mithilfe der *Lineament-Analysis*-Erweiterung 1.0 für ArcView 3.x (KIM 2003) wurden zu viel erfasste Punkte entlang der von Hand editierten Lineamente entfernt und Linien mit verschiedenen räumlichen Ausrichtungen unterteilt. Das *L-Statistics-Tool* berechnet die Ausrichtung der Lineamente und erstellt eine Tabelle, in der ihre Anzahl Grad-Abschnitten zugeordnet ist. Außerdem enthält die Tabelle die addierte Gesamtlänge aller Lineamente eines Abschnitts (KIM 2003).

Für die Erstellung der Lineamentdichte-Karten wurde die Untersuchungsregion in 90 x 90 m-Pixel unterteilt und um jeden Pixel ein Kreis mit einem Radius von 5000 m gezogen. Alle Lineamentlängen, die sich innerhalb eines Kreises befanden, wurden addiert und durch die Fläche des Kreises dividiert. Das Ergebnis entspricht der Lineamentdichte, die in verschiedenen Grautönen in 0,05-Schritten den Kreisen zugeordnet wurde (vgl. SILVERMAN 1986).

Die erfassten Lineamente wurden nach ihrer azimutalen Ausrichtung in Kategorien und nach ihrer Häufung und Länge in Cluster unterteilt und regional gewichtet (vgl. WISE et al. 1985).

#### *Erfassung der Einzugsgebiete*

Für die Erstellung der hypsometrischen Kurven sowie zur visuellen Darstellung wurden die Einzugsgebiete des Sanaga, Nyong und Ntem mithilfe von ArcGIS 9.2 editiert. Grundlage für die Erfassung war das DLM der InSAR-Daten. Die Ungenauigkeiten dieser Datengrundlage (s.o.) verhinderten die automatisierte Erfassung der Einzugsgebiete. Auch durch das Fill-Werkzeug konnte keine akkurate Grundlage erstellt werden. In einem Maßstab von 1:50.000 wurden die Einzugsgebiete von Hand erfasst.

#### *Editierung von Flussläufen*

Die Tributäre des Ntem wurden anhand der topographischen Karte Kribi (TK 200 1976) auf Höhe des Ntem-Binnendeltas digitalisiert und ihnen nach STRAHLERS Methode (1957;

vgl.a. HORTON 1945) Flussordnungen zugewiesen. Dabei entsprechen Flüsse erster Ordnung den kleinsten Einheiten, die auf der topographischen Karte eingezeichnet sind. Fließen zwei Flüsse erster Ordnung zusammen, entsteht ein Fluss zweiter Ordnung und so fort. Mündet ein Fluss kleinerer Ordnung in einen mit höherer Ordnungszahl, so bleibt die höhere bestehen.

BELISARIO et al. (1999) haben versucht, mithilfe der azimuthalen Ausrichtung linearer Flussabschnitte Blattverschiebungen in der tektonischen Struktur des Untergrunds zu identifizieren. Es stellte sich heraus, dass Flüsse unterschiedlicher Ordnung unterschiedlich intensiv den tektonischen Strukturen angepasst sind. Flüsse höherer Ordnung orientieren sich an alten geologischen Strukturen; Flüsse geringerer Ordnung heben tektonische Strukturen sub-rezenten Alters hervor. CICCACCI et al. (1987) vermuten jedoch, dass bei einer Remobilisierung älterer Strukturen auch Flüsse höherer Ordnung eine neotektonische Beeinflussung widerspiegeln können.

Sie empfehlen ihre Methode besonders für Regionen, in denen kaum oder noch keine geologisch-tektonischen Untersuchungen durchgeführt wurden.

Trotz wiederholter Nachfrage wurde die Software Daisy 2.16b von ihrem Entwickler nicht zur Verfügung gestellt. In Anlehnung an die von BELISARIO et al. (1999) entwickelte Methode wurden mit der *Lineament-Analysis*-Erweiterung (ArcGIS 3.x) quantitative Werte zur Orientierung des Gewässernetzes erfasst und in Rosendiagrammen graphisch aufbereitet.

Entgegen der Arbeiten von CICCACCI et al. (1987) und später BELISARIO et al. (1999) diente für die Erfassung des hydrologischen Netzes eine topographische Karte mit kleinerem Maßstab als Grundlage. Da ohne die Software die automatische Selektion linearer Flusseinheiten nicht möglich war und eine Fehlinterpretation des Bearbeiters bei der Erfassung per Hand kaum zu vermeiden gewesen wäre, wurde der Arbeitsschritt modifiziert: Das gesamte hydrologische Netz wurde erfasst und in die Untersuchung mit eingeschlossen. Aufgrund der prägnanten strukturellen Beeinflussung des hydrologischen Netzes ist die Modifikation möglich.

### *Gewässernetzdichte*

Um ein Gewässernetz in Relation zu seiner Genese und seinem Alter zu setzen, ist die Dichte des Gewässernetzes ( $D_d$  – *Drainage density*) von Bedeutung, die Lauflänge und Bezugsfläche in Beziehung setzt ( $D_d = \text{km/km}^2$ ). Voraussetzung für einen Vergleich verschiedener Regionen ist jedoch eine einheitliche Grundlage für die Datenerfassung im selben Maßstab (GREGORY & WALLING 1976). Da für die Untersuchungsgebiete nicht flächendeckend topographische Karten gleichen Maßstabs vorhanden sind, können nur Teilgebiete gleicher regionaler Verortung für die Erstellung der Gewässernetzdichte aus-

gewählt werden. Von der Verwendung des einheitlichen hydrologischen Datensatzes der DCW wird aufgrund der niedrigen räumlichen Auflösung (1:1.000.000) abgesehen.

Für unterschiedliche Teilgebiete wurden Quadrate mit einer Fläche von 400 km<sup>2</sup> gewählt und exemplarisch in verschiedenen Geländepositionen in Abhängigkeit von vorhandenen und einheitlichen topographischen Daten gesetzt. Grundlage der verwendeten Topographischen Karten im Maßstab 1:200.000 waren panchromatische Luftbilder von Befliegungen der Region in den 1950er und 60er Jahren. Alle identifizierbaren primär perennierenden Gewässer wurden digitalisiert und mit der *Lineament-Analysis*-Erweiterung 1.0 für ArcView 3.3 (GYOUBUM 2003) interpretiert. Dafür wurden auf den Teilgebieten Kreise in einem Abstand von 500 m und einem Radius (r) derselben Größe aufgetragen und die Lauflängen (x) für die Teilgebiete addiert. Aus den Ergebniswerten wurde eine Rasterdatei mit Pixelgrößen von 25 km<sup>2</sup> erzeugt, die durch unterschiedliche Grauwerte die Höhe der durchschnittlichen Gewässernetzdichte für jedes Pixel repräsentiert.

### *Geländeprofile*

Die Flussverläufe von Nyong und Ntem und deren Tributäre wurden mit dem DLM (Digitales Landschaftsmodell) verschnitten, um detaillierte Flusslängsprofile zu erhalten. Bei der Interpretation muss die räumliche Auflösung der SRTM-Daten (90 x 90 m/Pixel) berücksichtigt werden. Außerdem wurden Transekte in unterschiedlichen Maßstäben mithilfe des DLM erstellt und mit den topographischen Karten und Geländedaten abgeglichen.

Flusslängsprofile dienen neben dem beschreibenden Hintergrund zusätzlich der flussgenetischen Interpretation. Die Profile sind abhängig von erhöhten Abflussmengen auf Höhe der Einmündungen wichtiger Tributäre in den Vorfluter, unterschiedlich resistenten Gesteinen, tektonischer Aktivität und geologischen Strukturen entlang des Flusses. Um ein Flusslängsprofil mit tektonischer Aktivität korrelieren zu können, müssen die Einflüsse der anderen oben genannten Parameter bei der Interpretation berücksichtigt werden (VOLKOV et al. 1967:106).

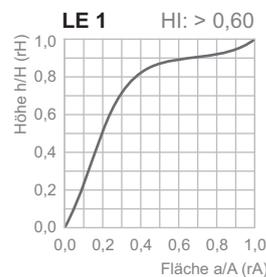
Zur Erstellung der Flusslängsprofile wurden die Flussläufe anhand der topographischen Karten und des DLM als Linien-Feature editiert und in 100 m-Abschnitte unterteilt. Mit dem *Zonal Statistics-Tool* des *Spatial Analyst* wurden für jeden Abschnitt der niedrigste, durchschnittliche und höchste Höhenwert in Meter ermittelt. Aus diesen Werten ist es zum einen möglich, eine Profillinie zu erstellen. Zum anderen kann durch diese Methode das Gefälle für die einzelnen Abschnitte durch unterschiedliche Farb- und/oder Strichstärkegrade visualisiert werden.

### Hypsometrische Kurven

Zur quantitativen Ansprache von Flusseinzugsgebieten dient die Hypsometrische Kurve (STRAHLER 1952, GREGORY & WALLING 1976). Diese Kurve wird in einem zweidimensionalen Koordinatensystem dargestellt, wobei auf der Abszisse die relative Größe eines Einzugsgebiets unterhalb einer bestimmten Höhe ( $rA$ ) und auf der Ordinate die relative Höhe ( $rH$ ) eingetragen werden. Die relative Größe errechnet sich aus dem Areal ( $a$ ) unterhalb einer Höhe  $h$  dividiert durch das gesamte Einzugsgebiet  $A$ . Die relative Höhe wird aus der Höhe  $h$  und dem höchsten Punkt im Einzugsgebiet ( $H$ ) errechnet:

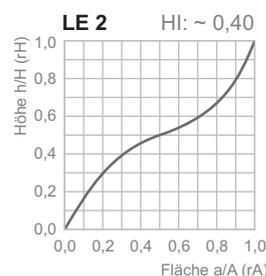
$$\frac{a}{A} = rA ; \quad \frac{h}{H} = rH$$

Die Kurve verläuft mit einem konkaven oberen und einem konvexen unteren Abschnitt. Durch Verlagerung und Form des Scheitelpunkts verändert sich das Hypsometrische Integral, das die Fläche im Koordinatensystem unterhalb der Kurve beschreibt. STRAHLER (1952) hat dies im Sinne des geographischen Zyklus interpretiert. Geschieht die Verlagerung zu Gunsten des konvexen Bereichs, handelt es sich um ein Einzugsgebiet in jugendlichem Landschaftsstadium. Je ausgeglichener die Kurve ist, desto reifer ist es. Verlagert sich die Kurve zu Gunsten des konkaven oberen Bereichs, so ist die Landschaft eingerumpft, das Quellgebiet jedoch in resistenstem Gestein in einer Inselberglandschaft; es handelt sich um eine Sonderform des Reifestadiums (vgl. a. GUARNIERI & PIRROTTA 2008:267). Wird dieser Ansatz von der Stadieneinteilung gelöst und bezieht ihn *nur* auf die Landschaft, so kann durch die Interpretation der Kurve die Einteilung in eine Landschaftseinheit erfolgen. In Anlehnung an STRAHLER beschreibt Abbildung 10 zwei unterschiedliche Landschaftseinheiten (LE). Dabei repräsentiert LE 1 ein Einzugsgebiet, das sich mit steilen und tiefen



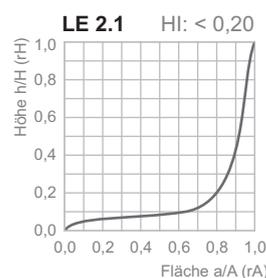
#### Zeraltete Landschaft

Die Landschaft ist durch eine sehr stark zergliederte Fläche mit tiefen Tälern und steilen Hängen gekennzeichnet.



#### Ausgeglichene Landschaft

Die Landschaft ist homogen mit parallel verlaufenden Isohypsen. Sie kann einen stark reliefierten, aber auch plateauhaften rumpfflächenartigen Charakter haben.



#### Inselberg-Landschaft

Neben der Rumpffläche existieren Inselberge und -gebirge, die dieser aufliegen und so das Einzugsgebiet partiell sehr hoch liegt.

**Abb. 10:** Exemplarische Hypsometrische Integrale für verschiedene Landschaftseinheiten.

Tälern in eine Fläche eingetieft hat. Der flächenhafte Charakter wird im oberen Bereich, der primär durch die konvexe Kurve des unteren Abschnitts eingenommen wird, und durch das hohe Hypsometrische Integral (HI) deutlich. LE 2 spiegelt ein sehr ausgeglichenes Einzugsgebiet mit nahezu parallel verlaufenden Isohypsen wider. Die Landschaft ist einheitlich reliefiert, sei es in einem gebirgigen oder einem plateauhaften Milieu. Das HI ist ausgeglichen bei Werten zwischen 0,4 und 0,5. Als Sonderform dieser Landschaftseinheit ist LE 2.1 zu betrachten. Die Hypsometrische Kurve hat einen sehr flachen unteren Verlauf und beschreibt erst kurz vor der Quelle einen deutlich konkaven Anstieg, der auf widerständige Verwitterungsresiduen (Inselberge) in der durch eine Rumpffläche geprägten Landschaft hindeutet. Das niedrige HI unterstreicht den Kurvenverlauf. Die Relativität der Hypsometrischen Kurve ermöglicht es, auch unterschiedlich große Einzugsgebiete miteinander zu vergleichen.

LIFTON & CHASE (1992) versuchen, durch die Interpretation Hypsometrischer Kurven ihrer Untersuchungsregion in Kalifornien neotektonische Aktivität zu ermitteln. Sie verweisen jedoch neben tektonischen Einflussfaktoren auch auf Klima und Lithologie, die den Verlauf der Kurve bestimmen würden. Im Gegensatz zu STRAHLERS (1952) Vorgehensweise haben sie einzelne Kacheln eines Geländemodells untersucht, ohne die Einzugsgebiete einzugrenzen. Damit werden Unterschiede, die durch die räumliche Lage im oberen, mittleren oder unteren Einzugsgebiet hervorgerufen werden, ausgegrenzt.

Neben dem Kurvenverlauf diskutieren LETURMY et al. (2003) zusätzlich das HI als Zeiger für neotektonische Aktivität ihres Untersuchungsgebiets, der Randschwellen des Kongobeckens. Sie gehen davon aus, dass bei einem höheren Wert die beeinflussende tektonische Aktivität kürzer zurück liegt.

Die Daten für die Diagramme konnten aus dem DLM gewonnen werden, indem von Hand erfasste Polygone der Einzugsgebiete (s.o.) mit dem Höhenmodell verschnitten wurden. Die statistischen Daten wurden mit einem Statistikprogramm (Microsoft Excel) aufbereitet und mit einem Layoutprogramm (Macromedia Freehand) visualisiert.

### *Rosendiagramme*

Zur Visualisierung von räumlichen Ausrichtungen linearer Strukturen dient eine Kluftrose oder, gelöst von der geologisch-strukturellen Namensgebung, ein Rosendiagramm. Unterteilt in  $10^\circ$ -Abstände wird der prozentuale Anteil der Lineamente als Stück eines Kreisdiagramms aufgetragen. Strukturelle Hauptrichtungen können so direkt visuell erfasst werden. Zur Interpretation der Daten muss die Gesamtzahl  $n$  der editierten Lineamente neben dem Rosendiagramm aufgeführt werden. Je geringer die Anzahl, desto deutlicher können sich einige wenige Ausrichtungen absetzen (vgl. EISBACHER 1996:48, MURAWSKI 1992:101).

Mit der Erweiterung (*extension*) *GeoTools* 1.0 für das Programm ArcView 3.3 ist es möglich, Rosendiagramme aus editierten Linien zu erstellen. Durch die Azimuthal-Berechnung werden die Endpunkte jeder Linie verknüpft und deren Orientierung im Raum in einer zusätzlichen Spalte der Datenbank gespeichert (*azimuth calculator*). Mithilfe dieser Spalte wird das Rosendiagramm erstellt (*make rose diagram*). Wird eine 10°-Fläche dieses Datensatzes mit einem Mausklick angewählt, werden über die *open for analysis*-Funktion die Linien dieser Ausrichtung automatisch hervorgehoben (THATCHER & MARSHALL 1999). Das Rosendiagramm kann aus dem GIS-Projekt als polygonaler Vektor-Datensatz exportiert und in einem Layoutprogramm weiterverarbeitet werden. In einigen Abbildungen wurde die Anzahl von Lineamenten und deren Gesamtlänge in Relation gesetzt. Um beide Werte besser miteinander vergleichen zu können, wurden sie zusätzlich in einem Liniendiagramm aufgetragen (vgl. dazu IV.2.2.1).

## 2 Geländearbeit

2004 erfolgte im Rahmen des ReSaKo-Teilprojekts eine Prospektionsreise in den Südwesten Kameruns, um Logistik und Infrastruktur sowie mögliche Standorte für Feldarbeiten zu begutachten (RUNGE et al. 2005). Von 2005-2008 wurden Geländekampagnen in den Einzugsgebieten von Nyong und Ntem durchgeführt. Mit dem EDELMAN-Bohraufsatz der Firma EIJKELKAMP wurden im Auenbereich der Flüsse oberhalb der Randstufe des Kongokratons und in direkter Nähe zur Mündung Bodenproben bis zu einer Tiefe von 420 cm genommen. Es wurden Aufschlüsse gegraben und Einblicke in den oberflächennahen Untergrund entlang von neu angelegten Forstwegen und Straßen dokumentiert. Die Korngröße wurde mit der Fingerprobe (Bodenkundliche Kartieranleitung 1994) und die Farbwerte nach der MUNSELL-Farbskala bestimmt.

Auf zahlreichen Gesteinsausbissen wurden partiell lineare Strukturen erfasst, die durch Stufen, Risse oder quarzverfüllte und teilweise freierodierte Klüfte in Erscheinung traten. Die Streichrichtung wurde mit einem BREITHAUPT Geologenkompass bestimmt und die Struktur nach den oben aufgeführten Parametern typisiert (Stufe mit Sprunghöhe, Riss, Kluft, Verfüllung).

Außerdem wurden Klasten, die an beiden Flussläufen gefunden wurden, für weiterführende mineralogische Untersuchungen gesammelt (II.3.2). Teilweise mussten sie mit einem Geologenhammer aus einem zementierten Verbund gelöst werden.

Aufbauend auf den digitalen Daten wurden neben der Lineamentkartierung im Gelände weitere geomorphologische Parameter dokumentiert (Rückstände von Lateritkrusten, Gesteinsausbisse und deren Verwitterungserscheinungen, Ablagerungen von Gesteinsblöcken; vgl. dazu RUNGE et al. 2006, EISENBERG 2007, 2008). Neigungswinkel und Topo-

sequenzen wurden mit einem Neigungswinkelmesser von BREITHAUPT gemessen, Landhöhen mit dem Höhenmesser THOMMEN *Classic*.

### 3 Laborarbeit

#### 3.1 Sedimentologie

Alle Proben wurden im Labor der Physischen Geographie der Universität Frankfurt untersucht. Der pH-Wert wurde in 0,1 n KCl-Lösung gemessen (MEIWES et al. 1984), die Korngrößen nach Köhn (DIN 19683 1973) und organische Substanz sowie Kohlenstoffgehalt mit dem LECO EC-12 (DIN ISO 10694 1996). Für jede Probe wurde der Stickstoffgehalt nach KJELDAHL (1883) und Eisen- und Mangangehalt (dithionit- und oxalatlöslich) nach MEHRA & JACKSON (1960) gemessen. Neben den Farbbestimmungen im Gelände der überwiegend feuchten Bodenproben wurden im Labor die trockenen und feuchten Farbwerte nach der MUNSELL- Farbskala bestimmt.

#### 3.2 Mineralogie

##### *Röntgendiffraktometrie*

Zahlreiche Schotter und Gesteinsfragmente in den Untersuchungsgebieten wiesen eine dunkelbraune bis schwarze Patina auf. Fünf Proben wurden durch die Röntgenbeugung (Pulverdiffraktometer) in der Facheinheit Geologie der Universität Frankfurt auf ihre Zusammensetzung hin untersucht. Außerdem wurden drei weitere Proben von Gesteinsfunden der Röntgenbeugung unterzogen, um deren Genese im morphologischen Umfeld nachzuvollziehen.

##### *Gesteinsschnitte*

Einige Gesteinsfragmente und Schotter wurden im Labor des *Institut des Recherches Géologiques et Minières* (IRGM) in Yaoundé aufgeschnitten, um Einblick in den Verwitterungsstatus der Gesteine zu erhalten. Sechs Fanglomeratfragmente aus dem Ntem-Einzugsgebiet wurden in der Facheinheit Mineralogie des Instituts für Geowissenschaften der Universität Frankfurt aufgeschnitten und geomorphologisch interpretiert.

##### *Dünnschliffe*

Aus einem Fanglomerat wurden vier Bereiche für die Erstellung von Dünnschliffen ausgewählt, die für die tektonische und landschafts-klimatologische Genese der Region von Bedeutung sind. Die Dünnschliffe wurden in der Facheinheit Mineralogie präpariert und geschliffen. Die Interpretation erfolgte durch ein Binocular (MBC-10 *Stereoscopic Binocular Microscope*) in 4x10-facher Vergrößerung.

### *Elementverteilung*

Im Anschluss an die mikroskopische Interpretation wurde aus einem Dünnschliff einer geschichteten und in das Schotterfanglomerat ‚eingebakenen‘ Patina in der Facheinheit Mineralogie mit der Elektronenstrahlmikrosonde (*Superprobe* JXA-8900, Jeol) eine Elementverteilungskarte erstellt, indem entlang eines Rasters die Verteilung von acht chemischen Elementen gemessen wurde (Al, K, Na, Ti, Fe, Si, Zr, Mn).

## **4 Datierung**

Organische Makroreste und organisches Sediment wurden durch Radiocarbon-Datierungen zeitlich eingeordnet.

Aufgrund fehlenden Materials für Datierungen und unzureichend entwickelter Datierungsmethoden (persönlicher Austausch P.M.D. VASCONCELOS, University of Queensland) für die Fanglomeratproben wurde versucht, die verschiedenen Geländeeinheiten relativ zu datieren. Prozesse, die auf humideres oder trockeneres Klima hinweisen, wurden mit bestehenden paläoklimatischen Untersuchungen korreliert (vgl. I.2.2; Abb. 7). Außerdem wurden Formeneinheiten aufgrund ihrer Größe und Ausprägung einer Entstehungsdauer zugeordnet. Da die Genese jedoch in deutlicher Abhängigkeit von Klima und Tektonik steht, ist eine detaillierte zeitliche Einordnung schwierig (WATCHMAN & TWIDALE 2002).

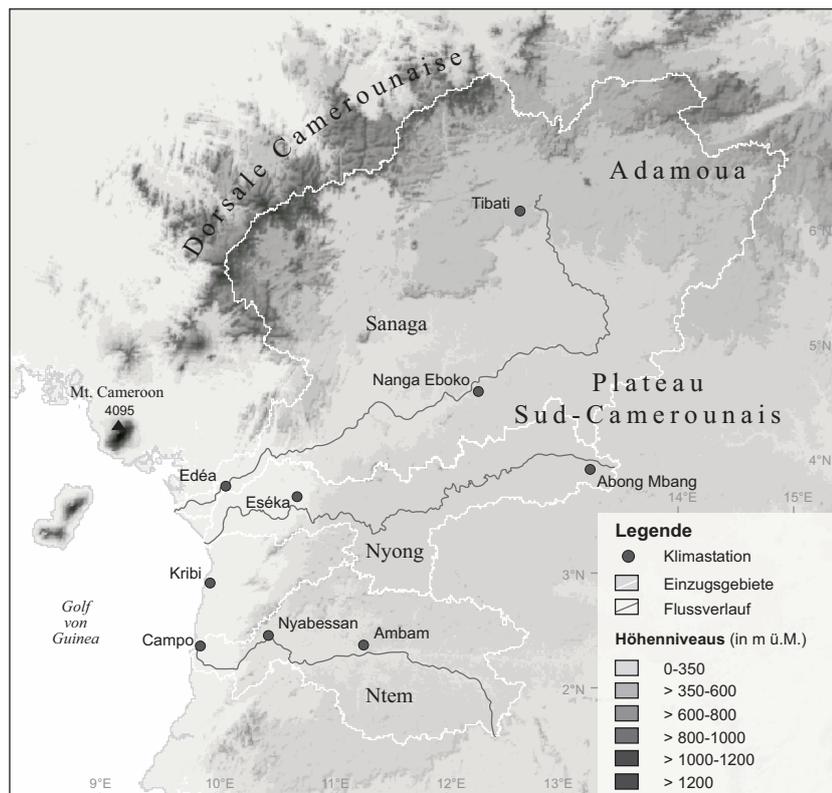
Diese Vorgehensweise liefert keine eindeutigen Datierungen, widersetzt sich jedoch dem Versuch, lang andauernde geomorphologische Prozesse in ein enges zeitliches Schema einzupassen.

## III Untersuchungsgebiete in Süd-Kamerun

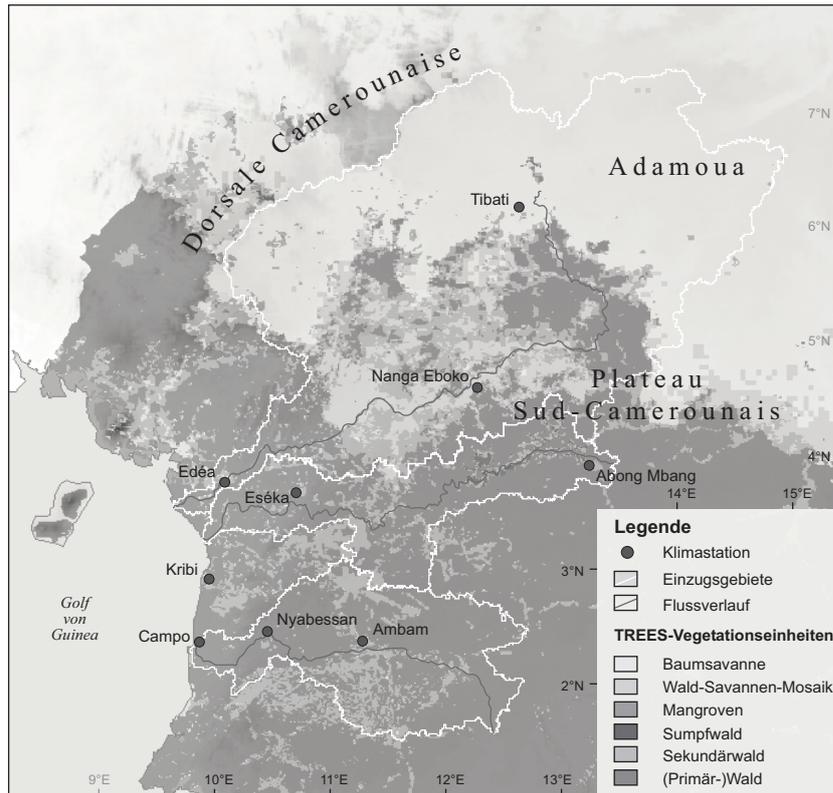
### 1 Physiogeographische Kennzeichen süd-kamerunischer Fluss-Einzugsgebiete

Im Süden Kameruns existieren drei Einzugsgebiete, deren Drainage sich zum Südatlantik orientiert und die über 25.000 km<sup>2</sup> groß sind. Durch diese Größe eignen sie sich hervorragend für die Interpolation lokaler paläogeographischer Untersuchungen auf ein größeres, regionales Gebiet im zentralafrikanischen Hinterland. Ist ihre Genese ergründet, fällt die Identifikation geeigneter Sedimentfallen deutlich leichter und ermöglicht die zielgenaue sedimentologische und ergänzende geomorphologisch interpretierende Arbeit vor Ort.

Die Einzugsgebiete erstrecken sich etwa über 9°36'-14°57'E und 1°30'-7°23'N auf 190.000 km<sup>2</sup>. Neben der kamerunischen Landfläche nehmen sie auch Teile der Zentralafrikanischen Republik, Gabuns und Äquatorialguineas ein. Die Flüsse münden jeweils in den Golf von Guinea, und ihre Einzugsgebiete zeigen die unterschiedlichen Landschaftseinheiten der gesamten Region.



**Abb. 11:** Übersicht über die Lage und Topographie der Flusseinzugsgebiete von Sanaga, Nyong und Ntem im Süden Kameruns mit der genauen Verortung der Klimastationen (vgl. Abb. 13; Topographie basierend auf dem DLM der SRTM-Daten, Lage der Klimastationen auf den Daten der DCW).



**Abb. 12:** Die Vegetationseinheiten im Süden Kameruns (n. TREES 1997). Ost-Nigeria wurde durch das TREES-Projekt nicht erfasst; auf der Karte wird für diese Region nur die Topographie als Schummerung wiedergegeben.

Die landschaftskundliche Beschreibung der einzelnen Flusseinzugsgebiete fußt zum Teil auf einer rudimentären Datendichte und unklarer oder sehr kurzer Beobachtungszeiträume klimatischer Parameter und kann nur partiell durch eigene, punktuelle Beobachtungen ausgeweitet werden (Abb. 11-15).

### 1.1 Sanaga

Der Sanaga hat eine Länge von 976 km (einschließlich entlang des Quellflusses Djerem) und bedeckt mit seinem Einzugsgebiet von etwa 133.000 km<sup>2</sup> nahezu 25 % der kamerunischen Landfläche. 200 km<sup>2</sup> des östlichen Einzugsgebiets befinden sich in der Zentralafrikanischen Republik. Der Sanaga wird durch zwei Quellflüsse gespeist, den Djerem und den Lom, die jeweils auf Höhe der *Surface de Meiganga* (Kreide, Post-Gondwana) entspringen. Diese Rumpffläche ist durch zahlreiche Flächenreste mit teilweise verkrusteten ferralitischen Böden mit hohem Pisolith-Anteil (Eisenkonkretionen) gekennzeichnet. Sie ist im Norden und Westen durch die *Surface Supérieure* (pre-kretazisch, Gondwana) und im Süden und Osten durch die *Surface Intérieure* (Eozän, *Africaine I*) begrenzt. Die Quelle des Djerem liegt an der Südflanke des Adamouaplateaus auf 1150 m ü.M. Er mündet in den Lac Mbakaou und fließt weiter in südlicher Richtung. Der Lom entspringt an der südöstlichen Flanke des Adamaouaplateaus auf 1200 m ü.M. und fließt in südsüdwest-

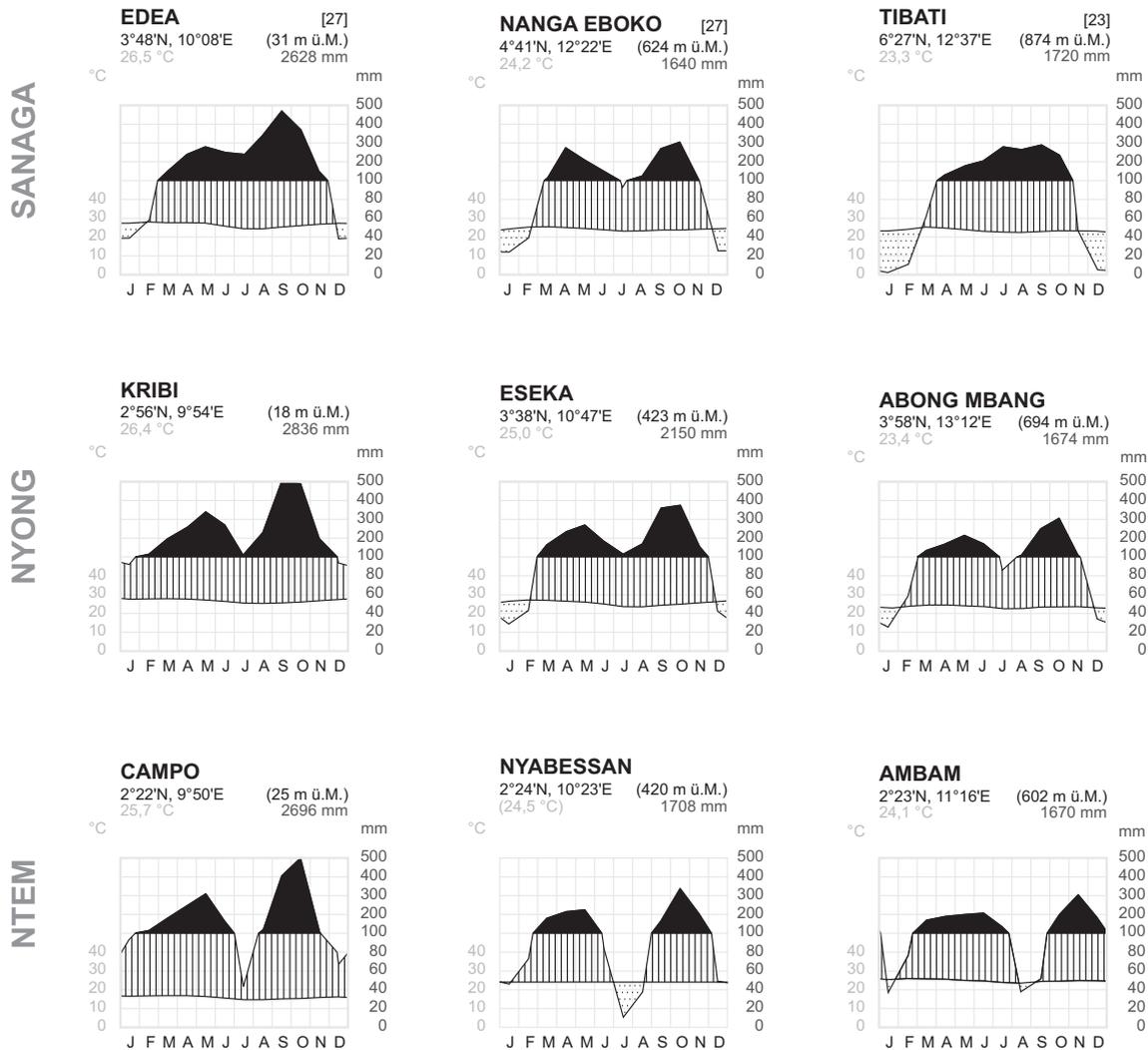
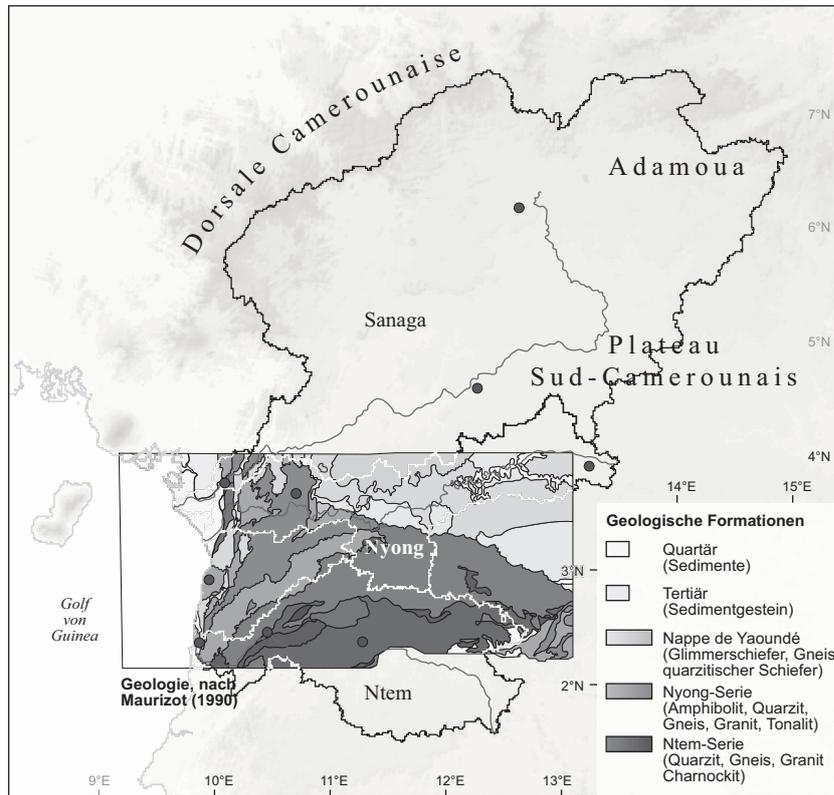


Abb. 13: Klimadiagramme ausgewählter Standorte in Ober-, Mittel- und Unterlauf von Sanaga, Nyong und Ntem (Klimadiagramme n. WALTHER & LIETH 1967; Daten von OLIVRY 1986, LETOUZEY 1968).

licher Richtung. Auf einer Höhe von 628 m ü.M. bilden beide Quellflüsse auf Höhe der *Surface Intérieure* den Sanaga (5°19'N, 13°23'E). Dieses Rumpflächenniveau erstreckt sich weit in den Süden nach Gabun und in den Osten in die Zentralafrikanische Republik. Im Norden ist sie durch die *Surface Gondwanienne* begrenzt, im Westen durch das Küstentiefland (Spät-Tertiär/Quartär). Bei den *Chutes de Nachtigal* 50 km nördlich von Yaoundé beginnt der Übergang zwischen der *Surface Intérieure* und dem Küstentiefland, das entgegen der deutlich roten ferralitischen Böden der *Surface Intérieure* durch gelbe gekennzeichnet ist. Auf Höhe des Sanaga- und Wouri-Deltas kurz vor der Mündung sind die Böden hydromorph (SEGALEN 1967, OLIVRY 1986).

Bedeutender Tributär des Sanaga ist der Mbam, der nördlich von Monatélé nach einer Lauflänge von 494 km in den Fluss mündet (4°23'N, 11°16'E). Das durchschnittliche



**Abb. 14:** Übertrag der geologischen Karte Süd-Kameruns auf das Untersuchungsgebiet (n. MAURIZOT 2000, veränd.).

Flussgefälle des Sanaga beträgt 1,18 %. Die Gefällskurve zeigt, dass der Fluss neben den *Chutes de Nachtigal* zahlreiche Geländestufen aufweist, an denen er Stromschnellen ausgebildet hat und über die er sukzessive die unterschiedlichen Rumpfflächenniveaus überwindet. Flussabwärts der *Chutes d'Edéa* ist der Sanaga über 67 km ohne weitere Stromschnellen schiffbar, bevor er in den Golf von Guinea mündet ( $3^{\circ}33'N$ ,  $9^{\circ}38'E$ ; OLIVRY 1986:261ff, SEGALIN 1967). Der durchschnittliche Jahresabfluss des Sanaga beträgt bei Edéa  $2000 \text{ m}^3/\text{sec}$  (OLIVRY 1986).

Der Fluss bildet grob die Grenze zweier geologisch-geomorphologischer Landschaftstypen. Nordwestlich des Flusses ist der Formenschatz primär durch das Effusivgestein der CVL und die quartären Sedimente des Sanaga und des Wouri gekennzeichnet. Südlich des Sanaga befindet sich die Grenze zum Kongokraton mit präkambrischen Metamorphiten und Intrusiva. Der Fluss verläuft entlang der SSZ, die sich während der präkambrisch-panafrikanischen Orogenese gebildet hat (NGAKO et al. 2003, TOTEU et al. 2004), entlang der aber auch rezente neotektonische Bewegungen auftreten (KOUANKAP 2006). Es handelt sich um einen südwardigen Versatz der CCSZ, einer tektonischen Scherzone, die sich in WSW-ENE-Ausrichtung durch Zentral-Kamerun zieht (NGAKO et al. 2003; vgl. I.2.1).

Der nordöstliche Teil des Einzugsgebiets ist von Baumsavanne bestanden. Vor dem Zusammenfluss beider Quellflüsse befindet sich der Übergang zum tropischen Regenwald.

Auf der Höhe von Monatélé beschreibt der Fluss die Grenze zwischen einem Wald-Savannen-Mosaik im Norden und dem tropischen Regenwald im Süden. Partiiell sind auf den Satellitenbilddaten Auenbereiche zu identifizieren, die sich jedoch nicht durch deutlich andersartige Vegetation absetzen (TREES 1997, LETOUZEY 1985). Größtenteils ist die Aue durch den Flusslauf eingenommen und durch die flachwellige Rumpffläche begrenzt. Im Mündungsbereich bilden auf dem Delta unter den vorherrschenden hydromorphen Bedingungen Mangroven die primäre Vegetationsbedeckung.

Die Grenze zwischen Regenwald und Savanne verläuft nahezu parallel zum Übergang vom semihumiden zum humiden tropischen Klima (A 2sh – A 2h, LAUER & FRANKENBERG 1987). In Abhängigkeit von der Landhöhe über Meer, der Distanz zur Küste und der Lagebeziehung zur Innertropischen Konvergenzzone variiert das Klima an ausgewählten Klimastationen entlang des Flusslaufs. Im Quellgebiet des Djerem gibt es nur eine ausgeprägte Regen- und Trockenzeit. Im Mittel- (Nanga Eboko) und Unterlauf (Edéa) des Sanaga sind zwei Peaks der Niederschläge im Mai und September/Okttober im Klimadiagramm zu erkennen. Der Niederschlagsrückgang in den Zwischenmonaten fällt im Dezember und Januar deutlicher aus als im Juni, Juli und August. Im Ober- und Mittellauf fallen im Jahresgang 1720 mm beziehungsweise 1640 mm Niederschlag, in Küstennähe 2628 mm.

## 1.2 Nyong

Mit 690 km Länge und einer Fläche von 27.800 km<sup>2</sup> ist der Nyong nach dem Sanaga der Fluss mit dem zweitgrößten Flächenanteil Kameruns. Er entspringt auf 690 m ü.M. am östlichsten Ende des Einzugsgebiets (13°30'E) auf der *Surface Intérieure* (SEGALEN 1967) und besitzt demnach ein durchschnittliches Gefälle von 1 ‰ (OLIVRY 1986). Das Gefälle variiert jedoch. So quert der Nyong im Mittellauf die Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland auf der Höhe von Eséka (3°38'N, 10°47'E). Sein größter Tributär ist mit 3120 km<sup>2</sup> Fläche und 233 km Länge der Soo, der oberhalb von Mbalmayo von Süden kommend in den Nyong mündet. Etwa 70 km südwestlich von Yaoundé überwindet der Nyong zwischen den Orten Kaya und Eséka mit zahlreichen Wasserfällen die Rumpfstufe zwischen der *Surface Intérieure* und dem Küstentiefland. Im Ober- und Mittellauf überquert der Fluss Glimmerschiefer, Quarzitschiefer und Gneise der *Nappe de Yaoundé*, einer Überschiebungsdecke, die sich während der panafrikanischen Orogenese über den Kongokraton geschoben hat (s. I.2.1.1). 15 km südlich von Mbalmayo (3°31'N, 11°30'E) orientiert sich der Nyong über 50 km an der Überschiebungsfront, einer klaren Grenze zwischen den neoproterozoischen Gesteinen der *Nappe de Yaoundé* und denen des Kongokratons (FEYBESSE et al. 1998, MAURIZOT 2000, TOTEU et al. 2004, vgl. Abb. 14). Auf Höhe der Rumpfstufe am nordwestlichen Randbereich des Kratons stehen Amphibolite und Quarzite des neoarchaischen Sockels an. Das Küstentiefland setzt sich

entlang des Nyong im östlichen Bereich aus Gesteinen der Überschiebungsdecke und des Kongokratozes zusammen. Der Verlauf des Nyong ist in dieser Region durch sehr lineare Flussabschnitte und abrupte Verlaufsänderungen gekennzeichnet, die auf eine strukturelle Flussführung hinweisen. Vermutlich steht dies in direktem Zusammenhang mit der Querung der SCSZ, einer Scherzone, die ähnlich der SSZ während der panafrikanischen Orogenese angelegt wurde, jedoch mit NNE-SSW wärtiger Ausrichtung (FEYBESSE et al. 1986, s. II.1, s.a. KUETE 1990a:313). Der exakte Verlauf dieser Scherzone ist jedoch aufgrund fehlender geologisch-tektonischer Kartenwerke in großem Maßstab nicht zu fassen. Mit dem Austritt des Flusses auf die quartären Ablagerungen bei Dehané (3°29'N, 10°4'E) kurz vor seiner Mündung ist der strukturelle Einfluss deutlich reduziert. An der Messstation bei Dehané liegt der durchschnittliche Jahresabfluss bei 425 m<sup>3</sup>/sec (OLIVRY 1986).

OLIVRY (1986:105f) beschreibt drei Standorte, an denen er Flussanzapfungen zulasten des Nyong vermutet. Etwa 50 km nordwestlich von Abong Mbang wurde der Nyong zugunsten des Téré, eines Sanaga-Tributärs angezapft, etwa 20 km nordöstlich Abong Mbangs zugunsten des Doumé, der zum Einzugsgebiet des kongowärts drainierenden Sangha zählt, und 80 km südlich Yaoundés zugunsten des Lobo, einem Tributär des gleichfalls kongowärts drainierenden Dja.

Der Oberlauf des Nyong ist durch das TREES-Projekt (1997) über eine Länge von 130 km als *swamp grassland* ausgezeichnet. Detaillierter bezeichnet VILLIERS & SANTOIR (1995) diesen Flussabschnitt als *Dépressions marécageuses périodiquement inondées*. Tatsächlich ist die bis zu 2 km breite Talaue auf Höhe von Abong Mbang 40 km flussabwärts der Quelle auch trockenzeitlich überflutet (Geländebegehung Frühjahr 2007, Auskunft der Führer). Die Vegetation setzt sich aus aquatischen Gramineen (primär *Echinochloa stagnina*, SANTOIR 1995), *Raphia* sp. und bis zu 25-30 m hohem Sumpfwald (*Sterculia subviolacea* sp., *Macaranga* sp., VILLIERS & SANTOIR 1995, s.a. KUETE 1990a:208) zusammen. Die *Sterculia subviolacea* sp. ist nur vom Oberlauf des Nyong bekannt, daher bezeichnet VILLIERS & SANTOIR (1995:11) diesen Bereich auch als fossiles Becken („un bassin fossile“). Bei Makok (3°58'N, 12°42'E) setzt ein langsamer Übergang zu *Echinochloa pyramidalis* ein, ein semi-aquatisches Grasland, das sukzessive gegen den Sumpfwald flussaufwärts vorschreitet (KUETE 1990a:208, VILLIERS & SANTOIR 1995). SEGALIN (1967) beschreibt die Aue als alluviale Akkumulation mit dem Auftreten von Gleyböden und unterscheidet so von der tertiären Einebnungsfläche der direkten Umgebung. Flussabwärts Akonolingas (3°46'N, 12°14'E) verjüngt sich die Talaue. Nur partiell hat der Nyong im immergrünen und halbimmergrünen Regenwald (VILLIERS & SANTOIR 1995) eine Aue ausgebildet, die von Grasland eingenommen wird. Entlang der Küstenebene durchfließt der Nyong immergrünen Tieflandregenwald, der erst kurz vor der Mündung im südlichen Doualabecken durch Mangroven abgelöst wird (LETOUZEY 1985).

Das Klima ist tropisch humid (A 2h; LAUER & FRANKENBERG 1987), verändert sich jedoch deutlich entlang der Gefällskurve des Flusses aufgrund der differierenden Höhen über Meer und der Entfernung zur Küste. Es gibt zwei deutlich ausgeprägte Regen- und Trockenzeiten entlang des Flussverlaufs. Die längere Regenzeit dauert von August bis November, die kürzere von April bis Juni. Folglich dauert die längere Trockenzeit von November bis April, die kürzere von Juni bis August. Entlang des Nyong nehmen die Niederschläge von der Quelle zur Mündung hin deutlich zu. In Abong Mbang liegen sie bei 1674 mm, in Eséka bei 2150 mm. Die höchsten Werte (2836 mm) treten in Kribi, etwa 35 km südlich der Mündung des Nyong auf.

### 1.3 Ntem

Das Einzugsgebiet des Ntem hat eine Größe von 31.000 km<sup>2</sup> (OLIVRY 1986:201) und verteilt sich auf drei Länder, Äquatorial Guinea, Gabun und zum größten Teil Kamerun. Der Fluss mit einer Länge von 460 km entspringt in Gabun in einer Höhe von 700 m ü.M. und mündet bei Campo/Kamerun in den Atlantik; entlang seines Unterlaufs bildet er die Grenze zwischen Kamerun und Äquatorialguinea. Sein durchschnittliches Gefälle beträgt 1,52 ‰. Er weist aber in seinem Mittellauf einen deutlichen Knickpunkt auf Höhe der Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland auf und weicht so deutlich von der Normalgefällskurve ab. Der größte Zufluss des Nyong ist der Kom, der etwa 45 km flussaufwärts von Ambam in den Fluss mündet (2°18'N, 11°39'E). Weitere Zuflüsse sind der Mvila, der Biwomé und der Ndjo'o (OLIVRY 1986).

Die Quelle und der Oberlauf befinden sich auf dem Inneren Plateau. Durch die Rumpflächengeneese wurde in diesem Bereich das archaische Grundgebirge freigelegt. Es treten Gneise, Granite und Charnockite sowie Quarzitrippen auf, die vom Fluss gekreuzt werden. Nach Aufnahme der primären Tributäre passiert der Ntem die Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland. Dieses ist auf Höhe des Ntem durch neoarchaische und palaeoproterozoische Metamorphite gekennzeichnet. Zahlreiche lineare Laufstrecken des Flusses lassen eine strukturelle Ausbildung vermuten (MAURIZOT 2000, SEGALÉN 1967). Im Küstentiefland teilt sich der Ntem in einen Hauptfluss und den nördlich davon verlaufenden Bongola; kurz vor der Mündung fließen sie wieder zusammen. Sie formen so die Insel Dipikar. Nach dem Zusammenfluss etwa 5 km vor der Mündung durchfließt der Ntem kretazische und quartäre Ablagerungen. Die Abflussraten stehen nur für den Mittellauf oberhalb der Rumpfstufe zur Verfügung. Bei Nyabessan beträgt der durchschnittliche Jahresabfluss 440 m<sup>3</sup>/sec.

Im Oberlauf hat der Ntem eine Aue geformt, die periodisch durch den Fluss überflutet wird. In diesem Bereich ist Sumpfwald ausgebildet. Diese Vegetationsform wird durch OLIVRY (1986:201), aber auch durch die Satellitenbilder der Region belegt. Der Sumpfwald tritt auch an vereinzeltten Bereichen des Mittellaufs auf im Wechsel mit immergrünem

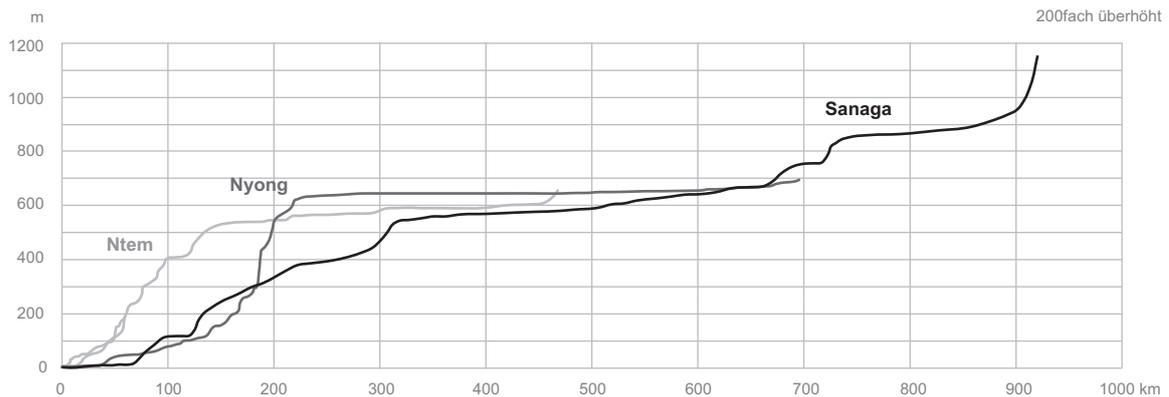


Abb. 15: Gefällskurven von Sanaga, Nyong und Ntem (Grundlage: DLM).

tropischem Regenwald mit einigen halbimmergrünen Arten (VILLIERS & SANTOIR 1995). Das TREES-Projekt (1997) zeigt für weite Gebiete im Mittellauf Sekundärwaldarten unter rezentem anthropogenem Einfluss auf, berücksichtigt jedoch – vermutlich aufgrund der schlechten Datenlage und des groben Maßstabs (1:5.000.000) – nicht den Sumpfwald (s.o.). Auch im Oberlauf des Kom ist eine breite Aue ausgebildet. Die Textur- und Farbwerte der Satellitenbilder lassen auf die Sumpfvvegetation schließen, die auch auf Höhe von Abong Mbang entlang des Nyong auftritt (s. III.1.2).

Das Einzugsgebiet des Ntem befindet sich in tropisch humiden Klimaten (A 2h, LAUER & FRANKENBERG 1987) mit zwei Regenzeiten, einer feuchteren mit sehr hohen (September-November) und einer längeren, jedoch weniger feuchten mit geringeren Niederschlägen (März-Juni). Folglich gibt es eine kürzere (Juni-September) und eine längere Trockenzeit (November-März; OLIVRY 1986, WIESE 1997). Vom oberen Mittellauf (Ambam, 1670 mm) bis Campo (2696 mm) an der Mündung nehmen die Niederschläge deutlich zu. Die schlechte Datendichte lässt zum Quellgebiet des Ntem in Gabun keine konkreten klimatologischen Aussagen zu.

## 2 Regionale Schwerpunkte

Die Verständlichkeit der Flussgenese der süd-kamerunischen atlantischen Drainage wird durch eine regionale Eingrenzung der Untersuchungsräume auf flussgenetisch prägende Regionen gewährleistet.

Beim Vergleich der unter III.1 vorgestellten Einzugsgebiete sind einige übereinstimmende Parameter erkennbar. Neben der atlantischen Drainagerichtung sind alle drei Flusssysteme durch den monsonalen Einfluss mit hohen Niederschlagswerten in der Küstenregion geprägt. Auch das Auftreten zweier Regen- und Trockenzeiten durch die Einwirkung der Innertropischen Konvergenzzone (ITC – *Inter Tropic Convergence*), die das Einzugsgebiet zweimal im Jahr überquert, ist recht deutlich ausgeprägt. Die klare Unterscheidung der Jahreszeiten schwächt sich jedoch mit der zunehmenden geographischen Breite im

Einzugsgebiet des Sanaga ab. Damit geht seine räumliche Lage an der Grenze zwischen Savanne und Regenwald einher, wohingegen Ntem und Nyong innerhalb des tropischen Regenwalds liegen, wenn auch mit zahlreichen regionalen und lokalen vegetationskundlichen Disparitäten.

Aufgrund der Gefällskurven lassen sich weitere Akzentuierungen unterscheiden. Zwar überwinden alle Flüsse die Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland und weisen so jeweils eine klare Abweichung von der Normalgefällskurve auf, jedoch verläuft der Übergang beim Sanaga über eine deutlich weitere Strecke mit geringerer Reliefenergie, als das bei Nyong und Ntem der Fall ist (OLIVRY 1986). Diese ‚Abschwächung‘ erklärt SEGALÉN (1967) durch eine höhere Erosionsleistung des größeren Flusssystems. Die Anlage entlang der auch rezent aktiven Scherzone ist jedoch ein weiterer zu berücksichtigender Faktor bei der Flussgenese, vermutlich der wichtigere (s. II.1). Die Gefällskurven von Nyong und Ntem überdecken sich in weiten Teilen. Im Gegensatz zum Sanaga entspringen sie jeweils auf demselben Flächenniveau, dem Inneren Plateau, haben im Oberlauf eine weite Aue ausgebildet, die partiell von Sumpfvvegetation eingenommen wird, und fließen auf ähnlicher geographischer Länge über die Rumpfstufe. Diese Übereinstimmungen ermöglichen den Vergleich beider Einzugsgebiete bezüglich ihrer Genese mit Schwerpunkten auf Oberlauf, Rumpfstufe und Mündung der Flüsse.

Die weiten Auenbereiche besitzt der Sanaga in seinem Oberlauf nicht. Da er weiter östlich als Nyong und Ntem beginnt, die Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland zu überwinden, ist er folglich auf ähnlicher geographischer Länge ein deutlich tiefer liegender Vorfluter. Dies führt zu einer stärkeren Einschneidung seiner Tributäre auf Höhe der Rumpfstufe und vermutlich auch zu der Anzapfung des Nyong-Einzugsgebiets durch den Téré. Die Tributäre des Nyong-Oberlaufs sind hingegen in eine Landschaft mit weiten Auen und tiefgründigen hydromorphen Böden eingegliedert.

Die ausführliche Bearbeitung des Sanaga-Einzugsgebiets muss im ReSaKo-Teilprojekt geschehen. Da es sich jedoch aufgrund seiner Größe, der Gefällskurven und in der direkten Gegenüberstellung der regionalen Eingrenzung Oberlauf, Rumpfstufe und Küste mit Nyong- und Ntem-Einzugsgebiet nur rudimentär deckt, wird von einer ausführlichen Berücksichtigung in dieser Arbeit abgesehen.



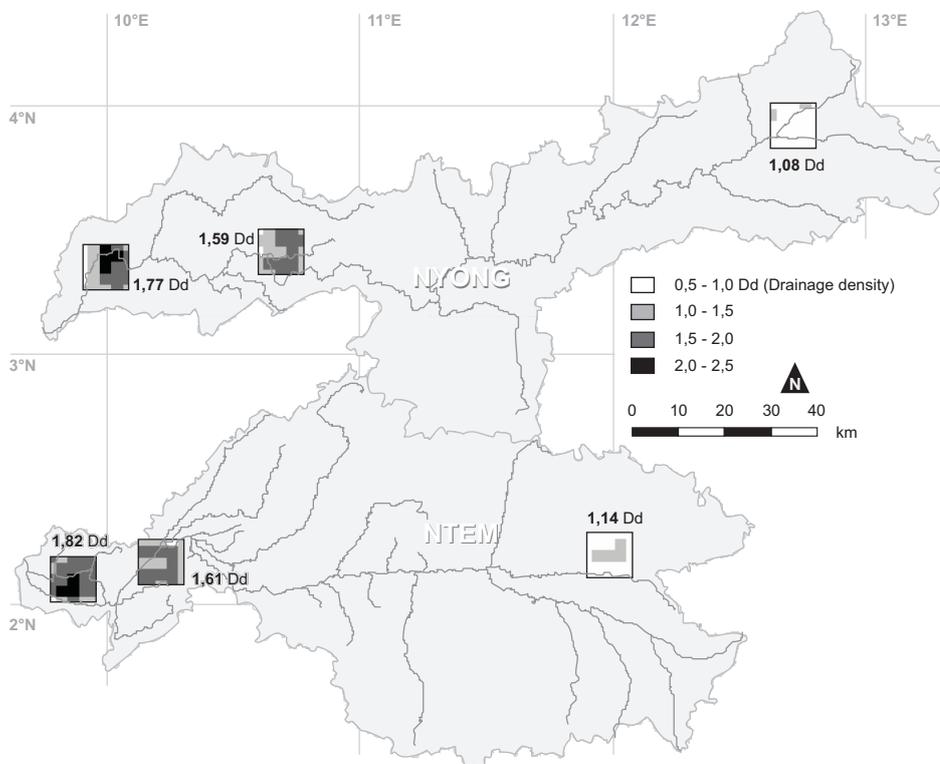
## IV Formenschatz und -gesellschaften: Geomorphologie Süd-Kameruns

### 1 Großräumige geomorphologische Merkmale

#### 1.1 Gewässernetzdichte

Die Gewässernetzdichte wurde in beiden Einzugsgebieten in drei Teilgebieten berechnet (vgl. dazu II.1.2). Diese orientieren sich jeweils an den geomorphologischen Gegebenheiten der Untersuchungsregion und repräsentieren stellvertretend die Quellgebiete auf dem Inneren Plateau, die Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland und das küstennahe Hinterland (Abb. 16).

Die Gewässernetzdichte des Nyong-Einzugsgebiets zeigt in seinem Quellgebiet auf der Höhe von Abong Mbang einen Durchschnittswert von 1,08 Dd (*Drainage density*). Dieser ist deutlich unterhalb des Durchschnitts für alle drei Teilgebiete (1,48 Dd). Die Daten spiegeln die weiten Höhenrücken der *demi-oranges* und der zwischengelagerten breiten Auen des Drainagenetzes in der durch geringe Höhenunterschiede gekennzeichneten Rumpflandlandschaft wider (vgl. OLIVRY 1986, KADOMURA 1977:11). Die Auen sind in direkter Nähe zum Vorfluter hydromorph – zeigen also einen hohen Wasserreichtum, der sich nicht direkt auf die Gewässernetzdichte auswirkt.



**Abb. 16:** Gewässernetzdichte in Teilgebieten des Ober-, Mittel- und Unterlaufs von Nyong und Ntem (basierend auf den TK200 der jeweiligen Region).

Im Bereich der Rumpfstufe liegt der Wert mit 1,59 Dd oberhalb des Durchschnitts. Die tief in die nördlichen Ausläufer des Ngovayang-Massivs eingekerbten Täler und entlang der an dieser Stelle vielgliedrigen Stufe beschreiben diese Teilregion. Sie ist deutlich durch die Vielzahl an linearen Strukturen des Basements gegliedert.

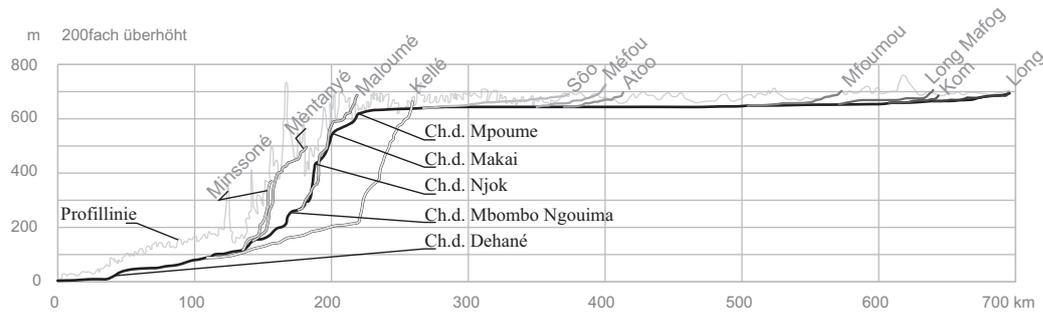
Trotz der abnehmenden Reliefenergie weist die Küstenebene die höchste Gewässernetzdichte mit 1,77 Dd auf. Die Region liegt im Übergangsbereich zwischen präkambrischem Basement und den tertiären und quartären Ablagerungen von Sanaga und Nyong. Dieser Übergangsbereich ist im Teilgebiet deutlich durch eine klare Abnahme der Gewässernetzdichte über den jungen Sedimenten zu erkennen.

Von der Quelle zur Mündung nimmt die Gewässernetzdichte im Ntem-Einzugsgebiet zu. Im Oberlauf nördlich des Kom-Tributärs liegt sie mit einem Durchschnittswert von 1,14 Dd deutlich unterhalb des Durchschnitts der drei Teilgebiete (1,52 Dd). Der vergleichsweise niedrige Wert spiegelt die Rumpffläche als prägende Landschaftseinheit wider. Im Übergangsbereich zwischen beiden Rumpfflächen liegt die Gewässernetzdichte mit 1,61 Dd über dem Durchschnittswert. Teile des tief zertalten Nkolebengue-Massivs und der linear durch den Ntem und seine Tributäre eingeschnittenen Fläche haben eine hohe Dichte. Die Fläche wird primär von Süden rückschreitend durch das Drainagenetz des Ntem aufgezehrt. Das Küstenhinterland ist ähnlich der Rumpfstufe durch ein strukturell geprägtes Gewässernetz definiert, das die höchste Gewässernetzdichte der ganzen Region – einschließlich des Nyong-Einzugsgebiets – von 1,82 Dd aufweist.

## 1.2 Gefällskurven

Die Gefällskurven von Nyong und Ntem sind durch lange Passagen mit geringem Gefälle gekennzeichnet. Da sich diese jedoch nicht einheitlich im Unterlauf, sondern auch über weite Strecken im Mittellauf auf unterschiedlichen Flächenniveaus befinden, können durch die logarithmische Darstellung der Geländehöhen auf der Ordinate die Knickpunkte in diesen Bereichen nicht deutlicher hervorgehoben werden. Aus diesem Grund wurde von einer logarithmischen Darstellung abgesehen. Die Gefällskurven sind einheitlich 200fach überhöht. Die Hauptflüsse sind schwarz dargestellt, die Nebenflüsse in einem mittleren Grauwert, abgestimmt auf die Farbgebung der hypsometrischen Kurven (s. 1.3).

Die Gefällskurven, die OLIVRY (1986:115, 203) erstellt hat, weichen bei der Darstellung der Tributäre deutlich von den über das DLM, die topographischen Karten und LANDSAT-Szenen ermittelten Verläufe und Geländehöhen ab. Teilweise passiert ein Tributär einen Inselberg in seinem Mittellauf. Offensichtlich übernahm OLIVRY (1986) die Höhe des Inselbergs als Ursprung für den entsprechenden Fluss – die Quelle liegt jedoch deutlich niedriger.



**Abb. 17:** Gefällskurven des Nyong und ausgewählter Tributäre mit unterschiedlicher Farbgebung in Anlehnung an Abb. 19 sowie eine Profillinie von der Quelle zur Mündung des Nyong (Grundlage: DLM).

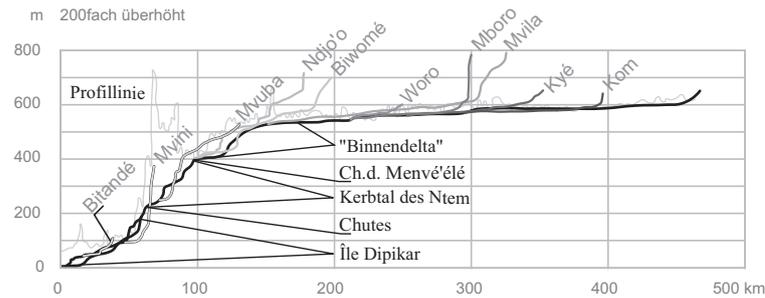
Der Nyong weist ein durchschnittliches Gefälle von 1 ‰ auf. Von einer konkav ausgeprägten Normalgefällskurve weicht er durch einen deutlichen Knickpunkt in seinem Mittellauf ab, der durch die Überwindung der Rumpfstufe definiert ist. Bei Betrachtung des Kurvenverlaufs bis zu der Versteilung im Mittellauf ähnelt dieser einer Normalgefällskurve. Auch die Gefällskurven der Tributäre verhalten sich exponentiell mit einem gleichmäßig zur Einmündung abnehmenden Gefälle (Abb. 17).

Die landschaftlich prägende Rumpffläche tritt durch die hellgrau angedeutete Profillinie in Erscheinung, die von der Quelle bis zur Mündung als Gerade angelegt wurde. Der Nyong und seine Tributäre spiegeln den ebenen Charakter der Landschaft durch die beschriebenen Gefällskurven deutlich wider.

Die Überwindung der Rumpfstufe erfolgt in 4 markant-konvexen Knickpunkten: Die *Chutes de Mpoume* unterhalb von Kaya, die *Chutes de Makai*, die *Chutes de Njok* und die *Chutes de Mbombo Ngouima*. Die *Chutes de Njok* südlich von Eséka wurden bei der Geländekampagne 2005 aufgesucht (IV.2.2.2). Auf einer Laufstrecke von etwa 80 km überwindet der Nyong auf Höhe der Rumpfstufe 500 Höhenmeter mit einem durchschnittlichen Gefälle von 6,25 ‰, direkt auf dem Streckenabschnitt zwischen den markanten Knickpunkten mit 10 ‰. Ähnlich dem Nyong zeigen auch seine Tributäre im Stufenbereich zahlreiche Knickpunkte, deren Höhe jedoch nicht mit dem Vorfluter korreliert.

Der Kellé, der als einziger Tributär der Abbildung im Küstentiefland in den Nyong fließt, entspringt oberhalb der Stufe auf dem Inneren Plateau. Sie wird von ihm in E-W-Richtung überwunden. In seinem Unterlauf verläuft er etwa 100 km parallel zur Rumpfstufe in NS-Richtung; deshalb zeigt der Fluss auf dem Diagramm deutlich rechts des Nyong die hohe Reliefenergie.

Ein letzter Knickpunkt liegt etwa 40 km vor der Mündung auf der Höhe der *Chutes de Dehané* (s. IV.2.3.1). Flussabwärts dieser Wasserfälle ist der Nyong bis zu seiner Mündung schiffbar.



**Abb. 18:** Gefällskurven des Ntem und ausgewählter Tributäre mit unterschiedlicher Farbgebung in Anlehnung an Abb. 20 sowie eine Profillinie von der Quelle bis zur Mündung des Ntem (Grundlage: DLM).

Der Ntem weist ein durchschnittliches Gefälle von 1,52 ‰ auf. Dieser recht hohe Wert basiert auf einem deutlichen Knickpunkt auf Höhe der Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland (Abb. 18).

Im Oberlauf ähnelt die Gefällskurve des Ntem einer Normalgefällskurve. Jedoch zeigt diese schon auf Höhe des einmündenden Kom, des größten Tributärs des Ntem, nach etwa 160 km Lauflänge einen Knickpunkt, der vermutlich auf den hohen Wassereintrag des Kom und einer dadurch deutlich erhöhten Erosionsleistung zurückzuführen ist. Dagegen spricht jedoch die Lage der Stufe knapp oberhalb der Einmündung des Tributärs in den Vorfluter. Eine ähnliche Stufe tritt flussabwärts der Einmündungen von Mboro und Woro auf, die in kurzen Abständen in den Ntem fließen. Diese Tributäre, die auf Höhe des Inneren Plateaus in den Ntem münden, haben unterschiedliche Gefällskurven. Woro, Kyé und Kom zeigen eine ausgeglichene Kurve. Sie entspringen etwa 50-100 m oberhalb des Inneren Plateaus, überwinden auf recht kurzer Laufstrecke den Höhenunterschied im Oberlauf und münden dann nach sehr ebenen und langen Laufstrecken in den Vorfluter. Demgegenüber liegen die Quellgebiete von Mboro und Mvila deutlich höher. Auch Ndjo'o und Biwomé, zwei Flüsse, die direkt an der Rumpfstufe in den dort anastomosierenden Ntem (IV.2.2.3, *Ntem-Binnendelta*) fließen, zeigen diese Eigenheit. Der Höhenunterschied wird überwiegend in einigen Stufen überwunden. Auffällig ist eine Stufe des Ntem zu Beginn des anastomosierenden Verlaufs unterhalb der Einmündung des Mvila. Diese Stufe tritt sowohl bei Ndjo'o als auch bei Biwomé in einer ähnlichen Höhe in Erscheinung.

Bei der Verortung der jeweiligen Einzugsgebiete handelt es sich bei den akzentuierteren Gefällskurven um Tributäre im nördlichen Ntem-Einzugsgebiet, bei den homogeneren um solche im südlichen. Nur der Kom nimmt bei diesem Sachverhalt eine Sonderstellung ein, da er oberhalb seiner Mündung einer topographischen ostwärtigen Verlängerung des Ntem entspricht und dort einer möglichen Unterteilung des Einzugsgebiets als N-S-Grenze dient. Der Quellfluss des Ntem liegt südlich dieser Linie und beschreibt vor der Einmündung einen deutlichen westwärtigen Knick.

Auf Höhe der Rumpfstufe werden auf einer Distanz von etwa 100 km 450 m überwunden (4,5 ‰). Mehrere Knickpunkte charakterisieren die Gefällskurve. Unterhalb des Ntem-Binnendeltas existiert eine deutliche Stufe, die *Chutes de Menvé'élé*, unterhalb derer sich der Fluss an einem linearen Kerbtal orientiert. Entlang dieses Talabschnitts treten Stufen auf, die jedoch in Literatur und Kartenwerken nicht benannt werden. Die Wasserfälle, auf Höhe derer der Ntem nach Westen fließt, sind bei OLIVRY (1986) und auf dem Blatt Kribi (TK 200 1976) nur als *Chutes* benannt. Die Zuflüsse des Ntem zeigen die hohe Reliefenergie im Rumpfstufenbereich, die durch die Profillinie zwischen Quelle und Mündung des Ntem besonders deutlich in Erscheinung tritt. Das Nkolebengue-Massiv im Norden kennzeichnet den Mvini, der an dessen Fuß entspringt. Der Mvuba entspringt auf dem Inneren Plateau und überwindet die Stufe durch eine sehr akzentuierte Gefällskurve.

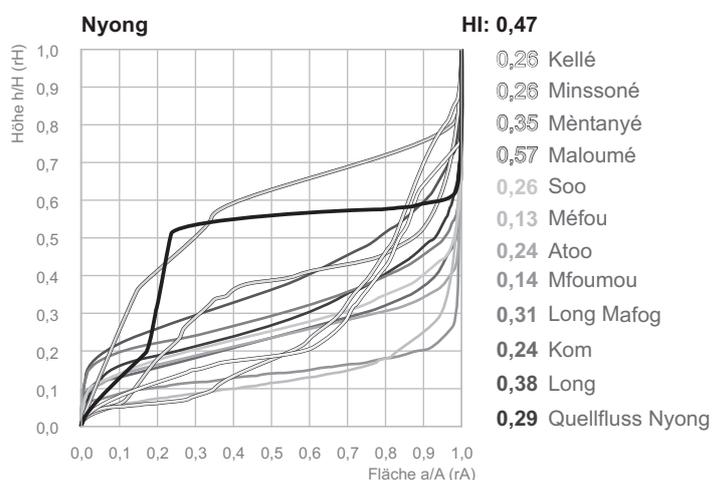
Unterhalb der *Chutes* hat der Ntem zwei Arme ausgebildet, die die *Île Dipikar* im *Reserve de Campo* umfließen, eine Insel mit einer Fläche von etwa 340 km<sup>2</sup>. Zwei klare Knickpunkte sind in den Gefällskurven beider Arme auf derselben Höhe ü.M. ausgebildet: bei 80 m und 30 m. Der nördliche Arm überwindet die zweite Stufe erst kurz vor der Konfluenz beider Arme. Unterhalb dieser mündet der Ntem nach 5 km in den Golf von Guinea. Ein ebenes, flachwelliges Küstentiefland ist auf Höhe des Ntem kaum ausgeprägt.

### 1.3 Hypsometrische Kurven

Die Diagramme der Hypsometrischen Kurven (s. dazu Kap. II.1.2) enthalten neben der schwarz gefärbten Kurve des Hauptflusses weitere Kurven einer Auswahl an Tributären, denen von der Quelle zur Mündung abnehmende Grauwerte zugeordnet wurden. Zuflüsse, die unterhalb der Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstenebene in den Hauptfluss münden, wurden zusätzlich mit einer schwarzen Linie hinterlegt, um sie im Diagramm hervorzuheben.

Die Hypsometrischen Integrale (HI) der Kurven stehen rechts neben dem Diagramm und sind mit der Farbgebung der Linien gleichgesetzt.

**Abb. 19:** Hypsometrische Kurven des Nyong und ausgewählter Tributäre (vgl. Abb. 17), (Grundlage: DLM).

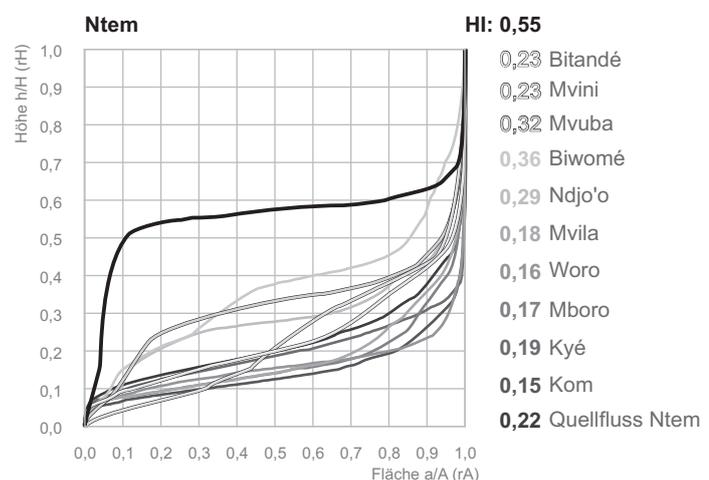


Die Hypsometrische Kurve des Nyong-Einzugsgebiets (Abb. 19) zeigt über eine weite Strecke einen nahezu ebenen Verlauf ab etwa 0,23 Punkten der relativen Flächenwerte (rA) in einer Höhe zwischen 0,52 und 0,6 Punkten der relativen Höhenwerte (rH). Die geringsten Flächenwerte befinden sich im oberen Kurvenbereich zwischen 0,98 und 1,0 rA entsprechend einer Höhe zwischen 0,6 und 1,0 rH; die konkave Kurve geht dort an einem deutlichen Knickpunkt in den horizontalen Verlauf über. Die Konvexität zur Mündung ist erneut durch einen Knickpunkt am treffendsten zu beschreiben. Sie ist aber durch einen Bruch, eine konkave Abweichung bei etwa 0,17 rA / 0,19 rH, gekennzeichnet. Das hohe HI von 0,47 spiegelt den horizontalen Verlauf der Linie im oberen Einzugsgebiet wider. Die Hypsometrische Kurve ist schwierig in die Einteilung der unterschiedlichen Landschaftseinheiten einzupassen. Sie scheint viel eher zusammengesetzt aus zwei Einheiten, wobei die obere am ehesten der LE 2.1 entspricht und die untere der LE 1. Bei etwa 0,23 rA / 0,52 rH sind sie durch den oben beschriebenen Knickpunkt unterteilt.

Das Bild der Zuflüsse im Oberlauf ist im Gegensatz zum gesamten Nyong-Einzugsgebiet recht ausgeglichen (LE 2) mit einem HI um 0,3. Je näher die Mündungen der Tributäre in Nähe zur Rumpfstufe liegen, desto niedriger wird das HI mit deutlicher Tendenz zur LE 2.1. Unterhalb der Rumpfstufe sind die Kurvenverläufe deutlich akzentuierter (LE 1) und nähern sich erst in Mündungsnähe des Vorfluters Nyong der ausgeglichenen Landschaftseinheit an (LE 2).

Das HI des Ntem-Einzugsgebiets liegt mit 0,55 recht hoch (vgl. dazu auch LETURMY et al. 2005) basierend auf einem horizontalen Verlauf der Hypsometrischen Kurve zwischen 0,12 und 0,8 rA und 0,52 und 0,6 rH (Abb. 20). Die Kurve ist klar in einen oberen konkaven und unteren konvexen Abschnitt unterteilt, wobei der Scheitelpunkt mittig auf dem horizontalen Abschnitt anzusetzen ist. Die geringsten Flächenwerte befinden sich zwischen 0,99 und 1,0 rA, entsprechen aber einem breiten Abschnitt zwischen 0,7 und 1,0 rH. Die Konkavität wird durch einen sukzessiven Übergang der relativen Höhe zwischen 0,8 und 0,99 rA widergespiegelt. Linksseitig des horizontalen Verlaufs wird die konkave

**Abb. 20:** Hypsometrische Kurven des Ntem und ausgewählter Tributäre (vgl. Abb. 18), (Grundlage: DLM).



Kurve durch einen Bruch bei etwa 0,03 rA / 0,17 rH gekennzeichnet, der jedoch kaum den homogenen Verlauf stört.

Die Tributäre des Oberlaufs stimmen nahezu mit der LE 2.1 überein mit niedrigem HI zwischen 0,15 und 0,22. Auf Höhe der Rumpfstufe münden zwei Tributäre in den Ntem (Ndjo'o, Biwoumé), die sich deutlich durch ein höheres HI (0,29; 0,36) aber auch durch eine akzentuiertere Kurve von den Tributären des Oberlaufs absetzen.

Auch direkt unterhalb der Rumpfstufe sind die Hypsometrischen Kurven der Einzugsgebiete akzentuiert, passen sich jedoch mit der Nähe zur Küste der LE 2.1 an. Bei den beiden Einzugsgebieten mit direkter Nähe zur Rumpfstufe ist in abgeschwächter Form der Bruch des konvexen unteren Kurvenabschnitts bei 0,07 rA / 0,08 rH sowie 0,45 rA / 0,15 rH zu erkennen, wie er in der Kurve des gesamten Ntem-Einzugsgebiets abgeschwächt auftritt.

#### 1.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die überregionale geomorphologische Ansprache anhand der Fernerkundungs-, und dort vor allem der Höhendaten, hebt wiederholt eine nahezu synonyme Unterteilung beider Einzugsgebiete hervor:

Die Quellbereiche sind durch homogene, schwachwellige Rumpfflächen mit geringer Reliefenergie und aquatischen bis subaquatischen Auen gekennzeichnet. Die Talnetze sind durch die lang gezogenen konvex in die Täler abdachenden *demi-oranges* untergliedert (vgl. hierzu auch Kap. III). Die geringe Gewässernetzdichte hebt die Morphologie hervor. Entgegen den Arbeiten von RUHE (1952), der eine zunehmende Gewässernetzdichte in Relation zum zunehmenden Alter – jedoch periglazialer Landschaften im Rückzugsbereich der Gletscher – erkannt hat, verdeutlicht die geringe Gewässernetzdichte im tropisch-humiden Untersuchungsgebiet viel eher das eingerumpfte alte Stadium in der Landschaftsgeschichte. Die Längsprofile von Nyong und Ntem unterstreichen diesen Landschaftscharakter im Oberlauf. Die geringen Unterschiede zwischen den Flusslängs- und den angedeuteten Landschaftsprofilen zwischen Quelle und Mündung sowie auch der deutlich horizontale Verlauf auf dem Inneren Plateau heben die niedrige Reliefenergie hervor. Die Tributäre spiegeln in abgeschwächter Form die Landschaft wider. Das hohe HI beider Einzugsgebiete resultiert eindeutig aus der Rumpfstufe, die von beiden Flüssen überwunden wird. Dadurch liegt der Großteil der Fläche der Einzugsgebiete vergleichsweise hoch. Bei einer Unterteilung der Einzugsgebiete in zwei Bereiche mit der Rumpfstufe als Grenze wären die jeweiligen HI deutlich geringer. Das heben die HI der Tributäre hervor, die auf dem Inneren Plateau in ihre Vorfluter münden. Besonders die Quellflüsse, in deren Einzugsgebieten ein Großteil der Höhenunterschiede im Oberlauf überwunden wird, sind im Vergleich zu dem Gesamt-HI deutlich niedriger (Nyong-Quellfluss 0,29 – Nyong:

0,47; Ntem-Quellfluss: 0,22 – Ntem: 0,55). Bei direktem Vergleich der Gefällskurven beider Einzugsgebiete stellt sich heraus, dass die Kurve des Ntem im Gegensatz zum Nyong zwei Knickpunkte auf Höhe des Inneren Plateaus aufweist. Einer tritt auf Höhe der Komeinmündung auf, der andere bei den Einmündungen von Woro und Mboro.

Der Rumpfstufenbereich ist bei beiden Einzugsgebieten durch ein strukturelles und feingliedriges Gewässernetz mit einer höheren Gewässernetzdichte als der auf dem Inneren Plateau geprägt. Auch die tief eingeschnittenen, die Rumpffläche um bis zu 400 m überragenden Inselgebirgsrücken an der Stufe charakterisieren die Landschaft. Das Geländeprofil überragt das Flusslängsprofil deutlich. Der Übergang zum Küstentiefland ist nicht eindeutig auszumachen. SEGALÉN (1967) wählt die 300-m-Isohypse als Grenze dieses Niveaus. Es ist jedoch nicht so einheitlich flachwellig wie das höher gelegene. Bei Betrachtung der Gefällskurve des Nyong wird jedoch ein Knick etwa 130 km vor der Mündung bei etwa 100 m ü.M. offensichtlich, ab dem der Verlauf eindeutig ebener und homogener ausgebildet ist. Die Rumpfstufe setzt 220 km vor der Mündung an. Innerhalb von 90 km Lauflänge wird demnach die Rumpfstufe über zahlreiche kleinere, gestufte Einheiten überwunden. Ähnlich verhält es sich entlang des Ntem, jedoch befindet sich die Stufenstirn etwa 140 km vor der Mündung. 90 km flussabwärts wird die Höhe von 100 m ü.M. erreicht. An dieser Stelle hat sich der Ntem bereits um die *Île de Dipikar* aufgeteilt, zeigt auch einen Knick in seiner Gefällskurve, weist aber keinen ebenen Verlauf auf. Die Tributäre auf Höhe der Rumpfstufe zeigen ähnlich den Vorflutern in dieser Region eine deutlich getreppte Gefällskurve mit hohem HI, die teilweise das HI des Vorfluters übersteigen (Maloumé: 0,57, – Nyong: 0,47).

Etwa 50 km vor der Mündung des Nyong zeichnet sich im Küstentiefland ein Gefällsknick ab. Diese letzte Stufe ist an den *Chutes de Dehané* verortet und kennzeichnet den Übergang zwischen granitischen Intrusiva des Basement und quartären Ablagerungen, auf Höhe derer der Nyong schiffbar ist. Dieser Übergang ist im Flusslängsprofil des Ntem etwa 5 km vor seiner Mündung zu erkennen. Die Region zur Bestimmung der Gewässernetzdichte im Küstentiefland wurde im Einzugsgebiet des Nyong direkt an dem Übergang zwischen quartären Ablagerungen und Grundgebirge gewählt. Die hohen Werte im küstenabgewandten Bereich setzen sich deutlich von den niedrigeren Werten auf Höhe der jungen Ablagerungen ab. Die lithologische Abhängigkeit wird so offensichtlich. Derselbe Bereich im Ntem-Einzugsgebiet repräsentiert einheitlich das Grundgebirge. Die quartären Ablagerungen sind dort nur kleinräumig vertreten.

Die Gewässernetzdichte repräsentiert demzufolge neben den landschaftlichen Charakteristika außerdem die lithologischen Unterschiede. Auch der monsunale Einfluss als wichtiger das Gewässernetz prägender Parameter nimmt mit der Entfernung von der Küste deutlich ab (vgl. Kap. III). Aus diesen Gründen darf die Gewässernetzdichte nicht allein

stehend für die flussgenetische Ansprache herangezogen werden, sondern ist im Zusammenhang zu diskutieren.

Es hat sich herausgestellt, dass es im Vergleich beider Einzugsgebiete neben den Übereinstimmungen in Gefälls- und Hypsometrischer Kurve sowie der Gewässernetzdichte auch Unterschiede gibt, die detailliertere, lokale Untersuchungen für die genetische und eine genetisch-vergleichende Interpretation notwendig machen:

- Die **Gewässernetzdichte** liegt im Einzugsgebiet des Ntem an allen Vergleichsstandorten leicht über der des Nyong-Einzugsgebiets.
- Das **Hypsometrische Integral** des Ntem-Einzugsgebiets ist deutlich höher als das des Nyong-Einzugsgebiets.
- Die **Gefällskurve** des Ntem liegt auf dem Inneren Plateau zwischen 520 und 600 m und so deutlich unterhalb des Niveaus des Nyong-Verlaufs zwischen 620 und 700 m. Außerdem treten entlang des Ntem einige Knickpunkte auf dem Inneren Plateau auf, entlang des Nyong nicht. Das Küstentiefland ist am Ntem kaum zu identifizieren, am Nyong ist es deutlich ausgeprägt (vgl. IV.1.2).

## 2 Regionale geomorphologische Merkmale

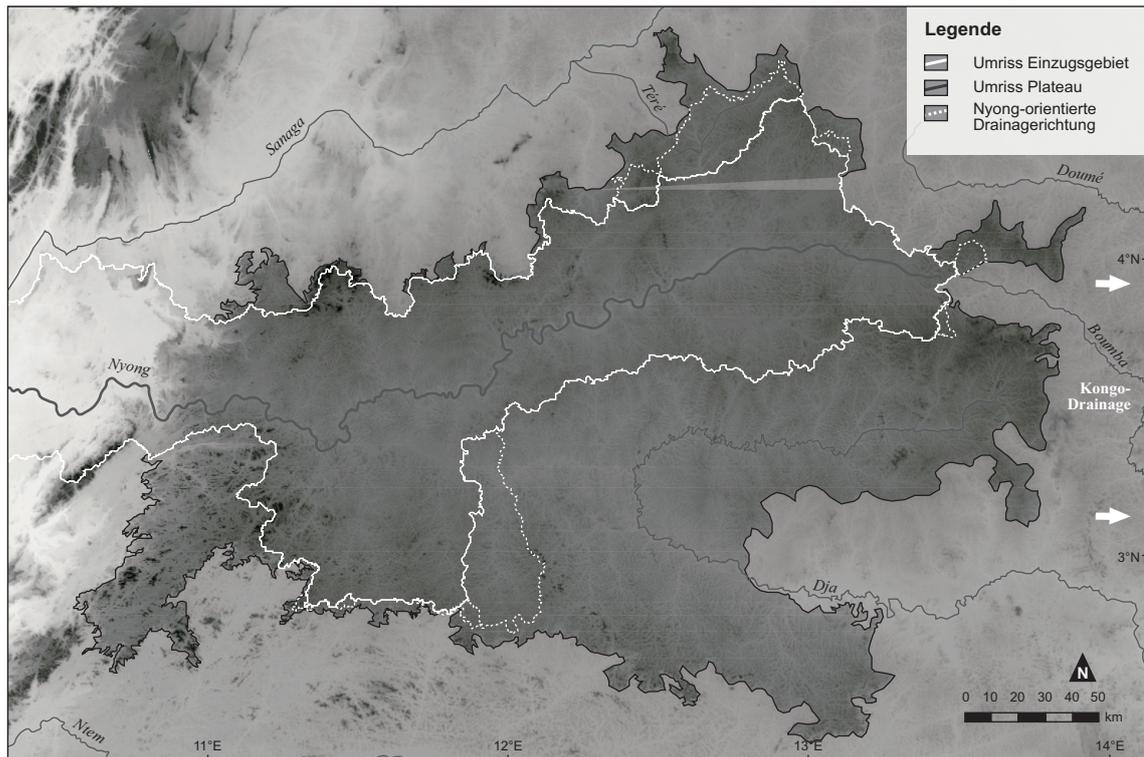
### 2.1 Inneres Plateau

Die Bezeichnung Inneres Plateau orientiert sich in erster Linie an der Höheneingrenzung SEGALENS (1967:137) zwischen 600 und 800 m ü.M. Bei Betrachtung der Flusslängsprofile wird jedoch klar, dass im Gegensatz zum Nyong der Ntem zum Großteil unterhalb der 600-m-Marke verläuft (Abb. 17, 18); trotzdem ordnet SEGALEN den Ntem oberhalb der Rumpfstufe dem Inneren Plateau zu. Da beide Flussläufe klar die Rumpfstufe als Grenze zwischen den Flächenniveaus aufweisen, wird dem Inneren Plateau einheitlich das obere Niveau zugewiesen.

#### 2.1.1 Oberes Nyong-Einzugsgebiet

Die unterschiedlichen Flächenniveaus von Nyong und Ntem werden durch eine geomorphologisch deutlich in Erscheinung tretende Stufe abgegrenzt. Das obere Einzugsgebiet des Nyong ist außerdem im Norden durch das des Sanaga und im Osten durch die Einzugsgebiete des Boumba und Dja begrenzt und erhält so einen plateauhaften Charakter im Norden des ‚Inneren Plateaus‘. Der Nyong-Verlauf orientiert sich an einer seichten Synklinale (KUETE 1990a). Die Tributäre überwinden auf ihrer Laufstrecke einen nur geringen Höhenunterschied, der aus der sanften Synklinalkrümmung resultiert.

Bei genauerer Betrachtung der Grenzbereiche wird jedoch eine Abweichung von Einzugsgebiet und Plateau deutlich (Abb. 21). Neben dem oberen Einzugsgebiet des Dja im



**Abb. 21:** Übersicht über das obere Einzugsgebiet des Nyong (weiße Umrandung). Hervorhebung des einheitlichen Plateaus (schwarze Linie) und der Gebiete, deren Gewässernetz zum Nyong orientiert ist, jedoch in einen anderen Vorfluter drainiert (weiß gestrichelte Linie), (Grundlage: DLM).

Südosten des Plateaus wird dies nördlich von Abong Mbang recht offensichtlich. Das dendritische Gewässernetz auf dem Plateau orientiert sich in seiner Baumstruktur zur Synklinale. Nur eine Höhenauflösung im Meterbereich offenbart eine niedrige Barriere, die den Abfluss des Téré zum Nyong unterbindet ( $4^{\circ}17'N$ ,  $12^{\circ}39'E$ ). Er entwässert durch eine schmale tief erodierte Verbindung zum Sanaga. Diese Verknüpfung mit dem Sanaga-Einzugsgebiet setzt nicht direkt, sondern deutlich oberhalb der Plateaugrenze an. Der Übergang von einem weiten Tal (500 m) mit ausgeprägter Aue zu der schmalen Verbindung (150 m) verläuft sehr abrupt und koinzidiert mit einer Ausbuchtung des Plateaus ( $4^{\circ}25'N$ ,  $12^{\circ}35'E$ ). Das obere Einzugsgebiet des Téré, das auf Höhe dieses Flächenniveaus liegt, hat eine Größe von  $950 \text{ km}^2$ . Der Nyong-Tributär, der unterhalb der Barriere ansetzt, weist an diesem Standort eine für ein Quellgebiet sehr weite Aue auf. Die seitlichen Zuflüsse sind schmaler und entsprechen nicht der Geometrie der primären Quellflüsse am Kopf eines dendritischen Gewässernetzes, wie sie bei vergleichbaren Nyong-Tributären in dessen Oberlauf zu beobachten ist.

Ähnliche Phänomene sind nicht nur am Téré, sondern auch in weiteren Teilbereichen des nördlichen Plateaurands sowie an der östlichen und südlichen Begrenzung auffällig, entsprechen jedoch nicht der Größe des Téré-Oberlaufs. Addiert man die Flächengröße und Anzahl der Flächen, so weisen im Norden 3 Flächen mit insgesamt  $1213 \text{ km}^2$  und Sanaga-

Drainage das Phänomen auf, im Osten 2 Flächen mit 156 km<sup>2</sup> und Kongo-Drainage sowie im Süden 6 Flächen mit 97 km<sup>2</sup> und Nyong-Drainage. Letztendlich existieren demnach 11 Flächen mit 1466 km<sup>2</sup> Gesamtfläche, deren hydrologisches Netz deutlich zum Nyong ausgerichtet ist, jedoch nicht in den Nyong entwässert (V.1.2.4).

### *Abong Mbang*

Das Quellgebiet des Nyong liegt in der Subpräfektur Abong Mbang. Die Landschaft ist durch regelmäßig aus der Rumpffläche aufragende *demi-oranges* und vereinzelte Inselberge geprägt. Die Täler haben auch im Quellgebiet breite Auen ausgebildet, die VILLIERS (1995) als versumpfte Depressionen beschreibt.

Der Geländeaufenthalt 2007 offenbarte auf der Höhe von Abong Mbang auch zum Ende einer regenarmen Trockenzeit eine aquatische Aue, gekennzeichnet durch nahezu stehende Gewässer im Uferbereich mit Sumpfwaldvegetation und einer größtenteils vegetationsfreien Rinne, die in der Aue mäandriert. Direkt bei Abong Mbang konnte auf der Südseite des Nyong eine Fläche mit Schwimmrasen betreten werden, die offensichtlich durch eine erhebliche Wurzeldichte eine schwammähnliche Basis hatte (3°59' N, 13°11' E). Mithilfe des EUJELKAMP-Bohrers und einer Sonde konnte die Wassertiefe etwa 20 m vom Ufer entfernt gemessen werden. Aus 450 cm Tiefe wurden mit der Sonde Pisolithe geborgen, die gleichfalls die Tiefenmessung begrenzten. Weiteres Material oberhalb der Pisolithschicht wurde jeweils vor der Bergung der Sonde aus dieser ausgewaschen. Direkt am Ufer erstrecken sich die Pisolithe nahezu flächendeckend in den überfluteten Bereich



**Abb. 22:** Übersicht über die Region Abong Mbang mit genauer Verortung des Transekts A-B (vgl. Abb. 24) und Landschaftseindruck unterhalb Abong Mbang. Die Siedlungsbereiche treten in der Karte durch die hellen Grautöne hervor, Palmplantagen durch klar umrissene Flächen mit linear-symmetrischen Strukturen (Grundlage: LANDSAT 7). Das Foto zeigt in zentraler Position H.-M. PEITER bei der Tiefenmessung.

hinein. Der Uferbereich wird von der Bevölkerung vegetationsfrei gehalten. Er wird von den Fischern als Pirogenstandort und zur Reinigung ihrer Kleidung verwendet, ist also in direkter Ortsnähe deutlich anthropogen beeinflusst (Abb. 22 u. Beilage 2).

Westlich von Abong Mbang war es erneut möglich, an die Auengrenze zu gelangen (4°00'N, 13°09'E). Nach der Überquerung eines Nyong-Tributärs konnte entlang dessen Ufers das Haupttal erreicht werden. Direkt an die Aue grenzt ein Feld, das bei der Geländebegehung frische Brandspuren aufwies. Der aquatische Sumpfwald setzt sich deutlich von den gebrannten Flächen auf tief verwittertem Substrat oberhalb des Ufers ab. Eine flachgründige Bohrung war direkt am Ufer möglich. Sie weist in einer Tiefe von 60 cm eine dünne Pisolithdecke auf, unter der sich sandig-tonige Lehme, vermutlich Saprolith, anschließen (C 21, vgl. Anhang B). Verschiedene Vegetationseinheiten konnten in der Aue dokumentiert und mit den Satellitenbildern korreliert werden. Auf dem Satellitenbild wird die Aue primär durch eine wolkige dunkelblau-grüne Textur eingenommen. Diese entspricht in natura einer aquatischen Vegetationskombination aus *Raphia* sp. und *Sterculia subviolacea* sp. (VILLIERS 1995), bis zu 25-30 m hohe Bäume mit hellen silbrig-grauen Stämmen. Außerdem wird die Hauptrinne neben den dunkel reflektierenden Wasserflächen durch einen partiell auftretenden hellen rötlich-grauen Saum gekennzeichnet. Es handelt sich dabei um *Echinochloa stagnina* (SANTOIR 1995), aquatische Gramineen, die offensichtlich als Pioniere anthropogen unbeeinflusste Wasserflächen ohne oder mit geringer Strömung einnehmen.

Auch die in der Region Abong Mbang einmündenden Tributäre weisen in direkter Nähe zum Vorfluter eine Wasserbedeckung auf. Erst in deutlicher Entfernung zum Nyong konnte die versumpfte und durchnässte Aue eines Nyong-Zuflusses unterhalb Benana auf einem improvisierten Pfad mit abgestorbenen Raphiawedeln betreten werden. Etwa 20 m entfernt von der Böschung wurde in dem einheitlich dunkelgrauen bis schwarzen sandig-tonigen Sediment eine Bohrung bis in 265 cm Tiefe durchgeführt, aufliegend auf saprolithischem Material. Das Sediment weist in 260 cm Tiefe ein unkalibriertes Radiokarbon-Alter von  $1946 \pm 50$  a auf (vgl. Abb. 24; C 22, Dokumentation im Gelände).

Auf der nördlichen Nyong-Seite konnte zentral in einer deutlich besser drainierten Quelldepression eines Tributärs eine Probebohrung vorgenommen werden. Auf kaolinitischem Saprolith liegt dort eine 80 cm mächtige weißgraue Sanddecke auf, deren Tongehalt mit Oberflächennähe sukzessive zunimmt. Sand und Kaolinit werden von der Bevölkerung des nächstgelegenen Ortes abgebaut. Eine etwa 20 cm mächtige Humusauflage begrenzt das Profil an der Oberfläche (Probebohrung, Dokumentation im Gelände).

Am nördlichen Ufer des Nyong bei Nkono (4°2'N, 2°55'E) ist die Böschung erneut konvex abfallend in die aquatische Aue. Große Ferricretausbisse und Brocken reichten über den Wasserspiegel (Abb. 23).

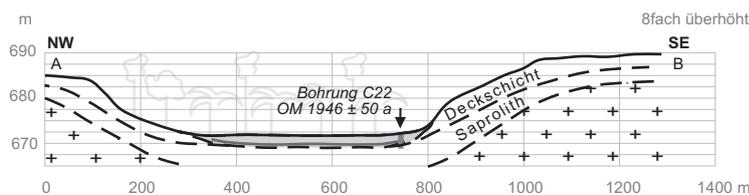
**Abb. 23:** Blick über die aquatische Aue mit Ferricret-residuen bei Nkono.



Abbildung 24 zeigt das Transekt durch einen Tributär östlich von Abong Mbang. Die Abbildung wurde aus den Beobachtungen vor Ort und der Bohrung C 22 bei Benana erstellt. Die durchgehend geringmächtige Sedimentauflage über dem Saprolith wurde durch weitere Probebohrungen an Tributären korreliert, an denen es möglich war, auch zentral in die Aue zu gelangen (Quelldepression nördlich des Nyong, s.o.).

Unterhalb von Makok ( $3^{\circ}58'N$ ,  $12^{\circ}42'E$ ) ändert sich die Vegetationsbedeckung hin zu einem semi-aquatischen Grasland (primär *Echinochloa pyramidalis*, VILLIERS 1995), das durch eine nur regenzeitlich hohe Durchfeuchtung gekennzeichnet ist. Der Nyong kreuzt diagonal in SW-Ausrichtung das Tal und weitet sich zur Regenzeit partiell zu einer bis zu 1,5 km breiten Wasserfläche, die die Grenze zwischen beiden Vegetationsformen repräsentiert. Flussabwärts dieser Zone wurde die Nyong-Aue während der Geländearbeiten 2007 und 2008 bei Ayos ( $3^{\circ}54'N$ ,  $12^{\circ}31'E$ ) und Akonolinga ( $3^{\circ}46'N$ ,  $12^{\circ}15'E$ ) untersucht.

Die LANDSAT-Szene (Path 185, Row 057, 18.05.2000) zeigt eine bis zu 4,5 km breite Aue. Verschiedene Türkis- und Grüntöne geben den Grasbewuchs wieder (vgl. Beilage 2). Je homogener die Farbgebung, desto geringer ist der anthropogene Einfluss. Die homogenen, schwarzen Flächen repräsentieren den Flusslauf. Neben dem Hauptgerinne existieren zahlreiche Totarme und wassergesättigte dunkelgraue bis dunkelblaue Bereiche, die auf das regenzeitliche Aufnahmedatum hinweisen. Die Flussführung scheint partiell mäandrierend, eingefasst durch die breite Aue, bei genauerer Betrachtung aber auch wiederholt linear ausgerichtet mit ENE- und NNW-Streichen. Die Tributäre sind in dieser



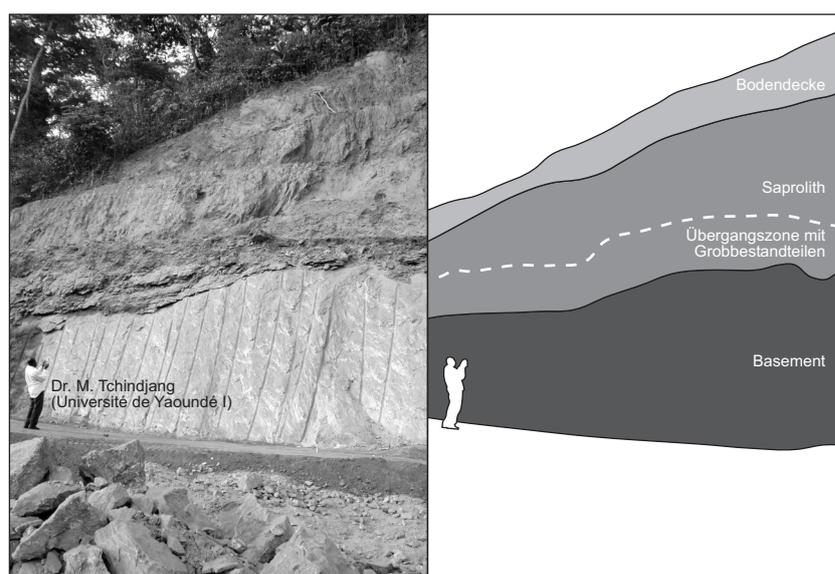
**Abb. 24:** Transektskizze A-B durch einen Tributär westlich von Abong Mbang (Grundlage: Geländeeinmessung, DLM).

Region bewaldet und zeigen eine breite Aue wie in der Region Abong Mbang. Sie setzen sich auf dem Satellitenbild durch eine graugrüne wolkige Textur von den rötlich-grünen Farbwerten des halbhimmergrünen Waldes ab und spiegeln so erhöhte Feuchte in der Aue wider. Teilweise zieht sich die Bewaldung als Galeriewald bis in die Aue des Nyong hinein. Ein weiteres Satellitenbild mit trockenzeitlichem Aufnahmedatum (Path 185, Row 057, 16.01.2002) weist außerdem dunkelbraune, symmetrische Flächen auf, die als Brandflächen in den Auen identifiziert wurden.

### *Ayos*

Bei Ayos wurde ein Bereich lokalisiert, der auf der TK 50 aus den 1970er Jahren der kamerunischen Kollegen (M. TCHINDJANG) als Totarm markiert war, auf dem Satellitenbild (Path 185, Row 057, 18.05.2000) als dunkler, wassergesättigter Bereich und im Gelände durch eine seichte Delle zu identifizieren war. An diesem Standort wurde eine Bohrung vorgenommen (C 30, vgl. Anhang B), die aufgrund zu hoher Durchfeuchtung in einer Tiefe von 290 cm abgebrochen werden musste. Das dunkelbraune Substrat war mit organischen Resten durchsetzt und durchgehend sandig-tonig. Eine erste Datierung der tiefsten Probennahme zeigt ein Alter von  $724 \pm 45$  a in 280 cm Tiefe.

Südlich von Ayos konnte entlang einer neu geschobenen Nationalstraße der anstehende Glimmerschiefer unter einem mächtigen Regolithmantel (etwa 6 m) identifiziert werden. Davon werden etwa 4 m von saprolithischem Material eingenommen, überlagert durch eine heterogene, braun-rote Bodendecke, die sich deutlich vom Saprolith absetzt. Das Anstehende taucht vor der weiten Nyong-Aue ab. Mit dem Abraum aus dem Straßenbau



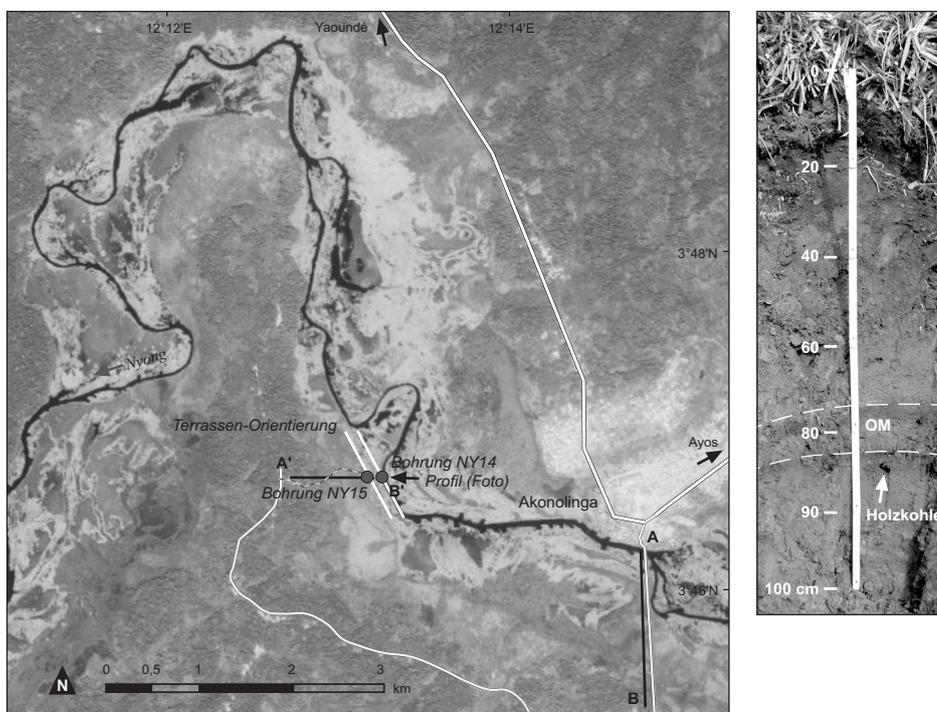
**Abb. 25:** Steinbruch südlich des Nyong (Foto mit Interpretationsskizze).

wird ein breiter Damm auf der Aue aufgeschüttet, durch den die Straße zukünftig auch während der Regenzeit passierbar bleiben soll (Abb. 25).

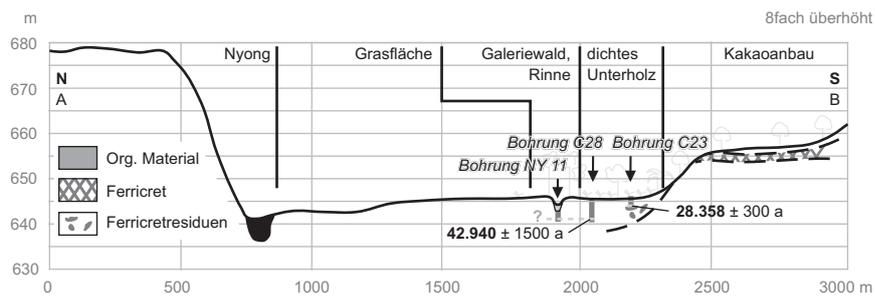
### *Akonolinga*

Südlich von Akonolinga wurde mit mehreren Bohrungen ein Transekt durch die Nyong-Aue gelegt (Abb. 27). Etwa 50 m vor der südlichen Böschung wurde zwischen Böschung und einer mit Galeriewald gesäumten schmalen Rinne des Nyong Material zur Radiokarbon-Datierung in 420 cm Tiefe geborgen (C 28, vgl. Anhang B). Das Alter von  $42.940 \pm 1.500$  a ist ein Maximalalter, das in anderen Regionen entlang der Nyong-Aue nicht erneut gefunden wurde. Nördlich der Rinne wurden keine weiteren organischen Lagen gefunden.

Die Auensedimente bestehen primär aus sandig-tonigen Ablagerungen mit deutlichen, teilweise grellroten Oxidationsflecken. Entlang des Transekts zwischen Rinne und Nyong war die oberste Schicht mit schwarzen Rückständen der Brände durchsetzt. Eine Bohrung in der Rinne zeigte eine 130 cm mächtige organisch-tonige Lage über sandigen Sedimenten (NY 11, vgl. Anhang B). Diesen liegen Ablagerungen mit Oxidationsflecken auf, wie sie direkt neben der Rinne über die ganze Tiefe auftreten. Diese Ablagerungen werden erneut von einer schmalen organischen Schicht bedeckt. Ohne die noch ausstehenden Datierungen kann diese Schicht nur hypothetisch mit dem organischen Material der Bohrung



**Abb. 26:** Überblick über die Region Akonolinga mit Verortung der Transekte A-B (s. Abb. 27) und A'-B' (s. Abb. 28), (Grundlage: LANDSAT 7). Detailaufnahme eines Profils an der Böschung des Nyong im Transekt A'-B' (Foto: M. SANGEN).



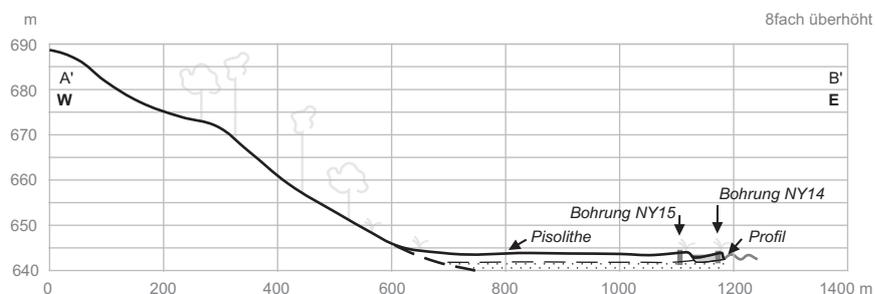
**Abb. 27:** Transektskizze A-B durch die Nyong-Aue südlich von Akonolinga (Grundlage: GPS-Aufnahme, Geländeeinmessung, DLM).

C 28 korreliert werden. An der Böschung wurde vermutlich über einem Krustenresiduum in 150 cm Tiefe erneut organisches Material mit einem Alter von  $28.358 \pm 300$  a geborgen (C 23, Dokumentation im Gelände). Ein weiterer Krustenblock biss weiter westlich in einem mit *Raphia* bestandenen kleinflächigen Sumpfwald auch oberflächlich aus.

11 m oberhalb der Aue wurde am südlichen Ufer auf einem terrassenartigen Absatz gebohrt (Probebohrung, Dokumentation im Gelände). Unter einer 10 cm mächtigen Deckschicht verhinderte eine lateritische Verkrustung die Fortführung der Bohrung. KUETE (1990a:206) beschreibt diese Kruste auf dem südlichen Ufer als Eisenkruste mit Bestandteilen stark verwitterter Glimmerschiefer im Gegensatz zu einem Oxidationsboden auf dem nördlichen Ufer.

Er hebt außerdem hervor, dass sich das Tal in der Region Akonolinga asymmetrisch entwickelt hat, mit einer steileren nördlichen Begrenzung und einer flacher ansteigenden südlichen. Eine einheitliche Asymmetrie, wie sie OLIVRY (1986:99f) für zahlreiche Flüsse auf dem Inneren Plateau beschrieben hat, ist jedoch in dieser Region nicht zu beobachten.

Westlich von Akonolinga hat der Nyong in seiner Aue zwei deutliche Terrassenniveaus herauspräpariert (Abb. 26, 28). Der Weg führt von einer kleinen Ansiedlung auf einem



**Abb. 28:** Transektskizze A'-B' durch die Nyong-Aue westlich von Akonolinga (Grundlage: GPS-Aufnahme, Geländeeinmessung, DLM).

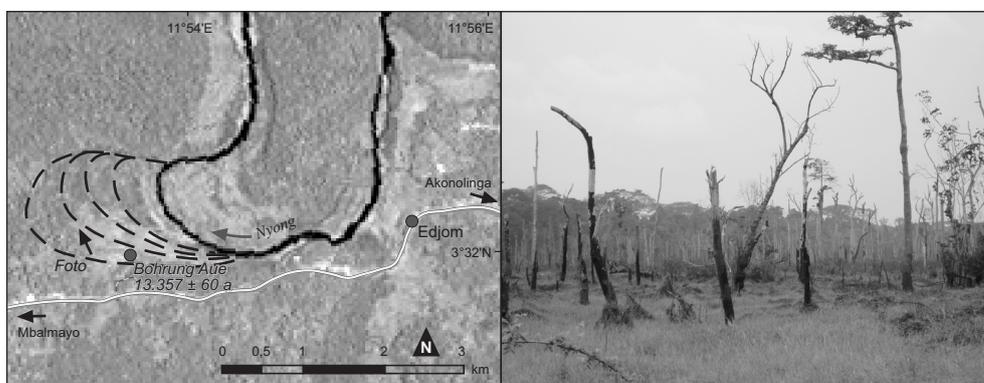
lang gestreckten Rücken zwischen einem weiten Bogen der Nyong-Aue hinab. In Verlängerung des Weges sind noch etwa 100 m von der Böschung entfernt Pisolithe im Auenbereich abgelagert.

Die Terrassenkanten beider Niveaus verlaufen sub-parallel in einem NNW-SSE-Streichen und einem Abstand von etwa 45 m zueinander. Die Terrassen sind nicht einheitlich waagrecht angeordnet, sondern steigen zur Stirn sanft an. Dadurch erhält diese eine leicht erhöhte Stellung über dem Gelände und scheint für einige verholzte Gewächse Gunststandort zu sein. Diese Eigenart hebt die Stirn im Gelände deutlich hervor. Das tonige Substrat der etwa 250 cm hohen Oberterrasse zeigt klare Oxidationsspuren einer schon länger andauernden Bodenbildung. Die 220 cm messende Niederterrasse hat dunkles tonig-organisches Substrat mit klaren Schichtungen und Holzkohlespuren (vgl. V.1.2.3). Auf Flussniveau ist ein deutlicher Wechsel zu sandigen Sedimenten zu erkennen. So eindeutig konnten die Terrassenniveaus an keiner weiteren Stelle bestimmt werden.

### *Edjom*

Westlich von Akonolinga setzt ein sukzessiver Übergang von der breiten zu einer deutlich schmaleren Aue ein, die teilweise nur durch den Flusslauf des Nyong eingenommen wird. Die türkis-grünen Anteile der Grasvegetation treten deutlich zurück (Path 185, Row 057, 16.01.2002). Etwa 27 km östlich von Akonolinga ändert sich die tendenzielle Fließrichtung des Nyong für 30 km in eine südsüdwestliche, bevor er sich erneut nach Westen orientiert.

Für den klaren Wechsel nach SSW gibt die geologische Karte (MAURIZOT 2000) keine erklärende Angabe. KUETE (1990a:467) beschreibt Quarzitbänder in meridionaler Ausrichtung, die vom Nyong an dieser Stelle passiert werden. In der Region wurde erneut die Aue des Nyong untersucht. Der Fluss beschreibt einen weit nach Westen orientierten Mäander, der sich im Süden an einem geologischen Wechsel von Glimmerschiefern zu quarzitischen Epischiefen orientiert (Abb. 29 u. Beilage 2).



**Abb. 29:** Überblick über die Region Edjom (Grundlage: LANDSAT 7). Aufnahme der Nyong-Aue bei Edjom.

Die Vegetation ist von Gramineen geprägt, die partiell auf festen tonigen Sedimenten angesiedelt sind, jedoch größtenteils einen widerständigen Teppich über kleinere Wasserflächen geflochten haben. Einige Baumstümpfe, die größtenteils verkohlt sind, zeugen von den trockenzeitlichen Bränden, die hier anthropogen entfacht werden. Das Satellitenbild zeigt eine Aue, die sich parallel der Windung über etwa einen Kilometer westwärts erstreckt. Sie ist durch lineare Vegetationseinheiten in nahezu regelmäßigem Wechsel mit dem Grasbestand gekennzeichnet und zeigt so vier klar unterteilbare Stadien und drei weitere in der östlichen Verlängerung. Die Bohrung in der Aue weist sehr tonige Ablagerungen auf (C 31, vgl. Anhang B). In einer Tiefe von 260-280 cm konnte Sediment auf ein unkalibriertes Alter von  $13.357 \pm 60$  a datiert werden, in 220 cm auf  $11.107 \pm 90$  a.

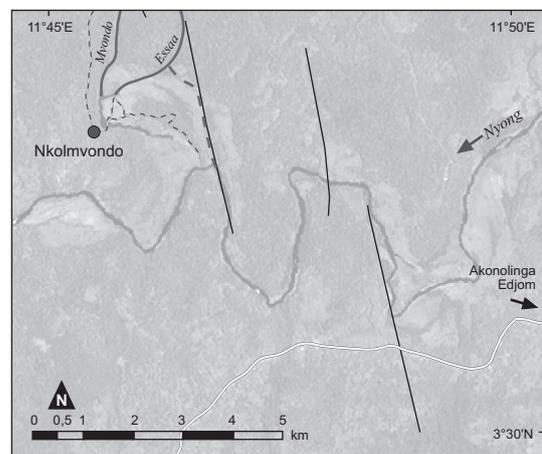
### *Nkolmvondo*

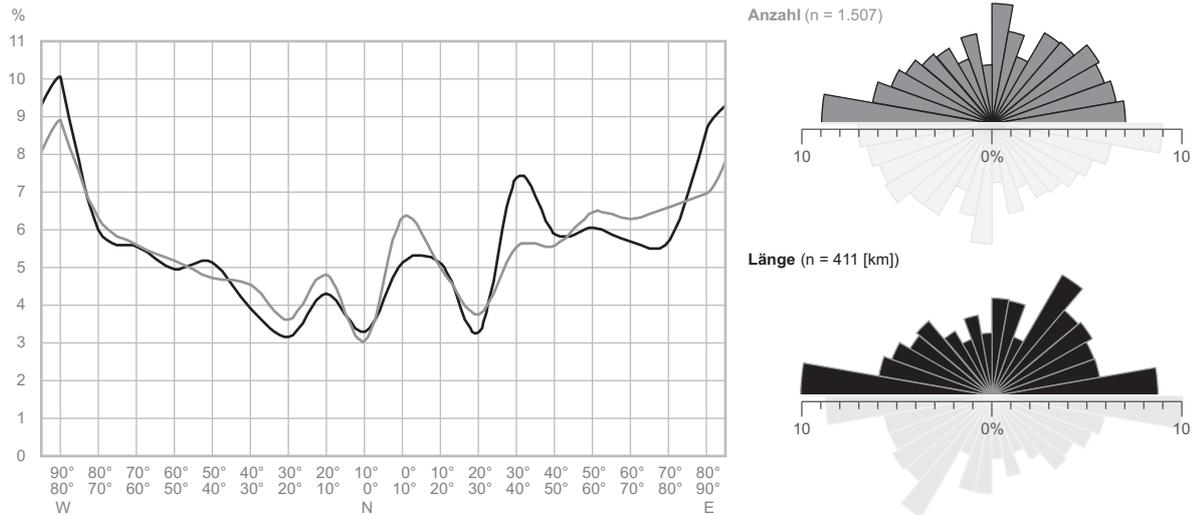
Auf der Höhe von Nkolmvondo ( $3^{\circ}32'N$ ,  $11^{\circ}54'E$ ) mündet der Mvondo in den Nyong (Abb. 30). Etwa 3 km vor der Mündung hat er einen breiten Arm mit einer sehr weiten Aue ausgebildet, für sein kleines Einzugsgebiet untypisch. Weitere Tributäre, die in der Region in den Nyong fließen, haben eine eher schmale Aue. Östlich des Mvondo mündet der Essaa in den Nyong. Auch er zeigt in seinem Unterlauf einen abrupten Wechsel zu einer breiten Aue. Bevor er in den Vorfluter mündet, hat er eine Verbindung mit dem Mvondo; im Mündungsgebiet beschreiben beide Flüsse zusammen eine Insel, eingerahmt von einer breiten Aue. Die Aue ist mit Savannengräsern und einer holzigen Strauchschicht bestanden. Schwarz verkohlte Baumstämme abgestorbener Bäume künden von den Feuern, die während der Trockenzeit gelegt werden.

Der Mvondo wird von den Anwohnern als lakustrin beschrieben, mit einem hohen Fischreichtum und ruhigem Gewässer. Zur Mündung hin bedecken aquatische Gramineen den Großteil der Wasserfläche. Nur ein schmaler Kanal ist vegetationsfrei.

Zu der Anlegestelle der Fischer am Westufer des Mvondo führt ein Weg von der Siedlung. Kurz vor dem Fluss führt er steil (etwa  $30^{\circ}$ ) zum Wasser hinunter. Der Standort ist durch

**Abb. 30:** Überblick über die Region Nkolmvondo mit der Verortung von Verwerfungen nach MAURIZOT (2000), (Grundlage: LANDSAT 7).





**Abb 31:** Fließrichtungen des Nyong im Oberlauf, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der Flussabschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

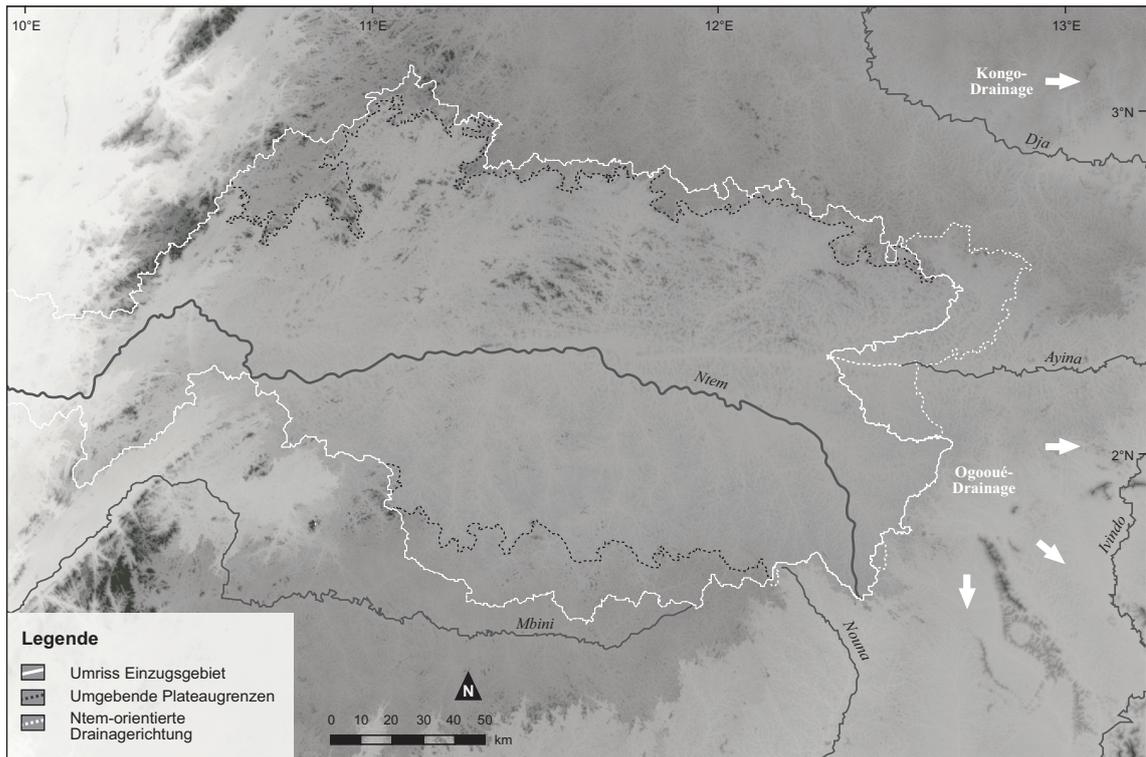
ausbeißenden sedimentationsfreien magmatitischen Gneis mit einer Orientierung nach NNW-SSE geprägt. Auf der Insel lagern über grob-sandigen tonige Sedimente. Die tonige Schicht wechselt zwischen etwa 60 cm Mächtigkeit im westlichen und südlichen und 200 cm im nördlichen Bereich der Insel. Organische Lagen für die zeitliche Einteilung können an keinem der Standorte gefunden werden.

Die breite Aue des Nyong setzt sukzessive bis zum Zusammenfluss mit dem Soo ( $3^{\circ}22'N$ ,  $11^{\circ}27'E$ ) aus.

Entlang der subaquatischen Aue ist die Entwässerungsrinne des Nyong klar nachzuzeichnen. Der Fluss hat Mäander in der Aue ausgebildet. Diese sind jedoch recht unregelmäßig und partiell durch sehr geradlinige Teilstücke gekennzeichnet, die auf einen strukturellen Einfluss hindeuten. Die Fließrichtungen des Nyong-Oberlaufs bis zum Zufluss des Soo wurden in ein Diagramm aufgetragen (Abb. 31). Dieses zeigt drei kleinere Peaks bei  $N10-20^{\circ}W$ ,  $N0-10^{\circ}E$  und  $N30-40^{\circ}E$ , bei den E-W-Ausrichtungen jedoch die höchsten ( $N80-90^{\circ}E$ ,  $N80-90^{\circ}W$ ).

### 2.1.2 Oberes Ntem-Einzugsgebiet

Der Ntem orientiert sich an den Ntem-Verwerfungen (*Ntem faults*, FEYBESSE et al. 1998:166), die sich durch das südliche Kamerun bis in die Zentralafrikanische Republik hinein ziehen und entlang derer sich nicht nur der Ntem und sein größter Tributär, der Kom im Westen, orientiert, sondern auch der Oberlauf des Ayina im Osten, ein Quellfluss des Ogooué, der im Oberlauf die Grenze zwischen Kamerun und Gabun repräsentiert und flussabwärts die zwischen Gabun und der Republik Kongo (vgl.a. SANTOIR 1994). Das Ntem-Einzugsgebiet ist an einer weiten Synklinale angelehnt, die im Norden durch das eingerumpfte Plateau mit dem Nyong- und dem Dja- und im Süden durch das Plateau mit

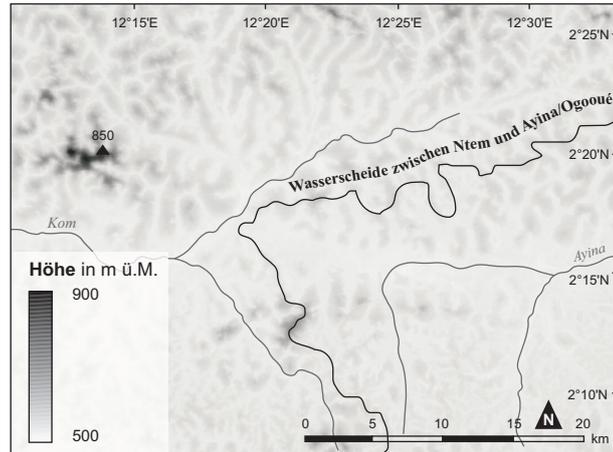


**Abb. 32:** Übersicht über das obere Einzugsgebiet des Ntem (weiße Umrandung). Hervorhebung der einheitlichen Plateaus im Norden und Süden (schwarze Linie) sowie der Gebiete, deren Gewässernetz zum Ntem orientiert ist, jedoch in einen anderen Vorfluter drainiert (weiß gestrichelte Linie), Drainagerichtungen sind durch weiße Pfeile angezeigt (Grundlage: DLM).

dem Mbini-Einzugsgebiet begrenzt ist. Die Synklinale unterteilt die auf etwa 650-800 m ü.M. einheitlich eingerumpften Flächen. Recht klar identifizierbare Geländestufen beschreiben die Nord- und etwas abgeschwächter die Südgrenze. Das Ntem-Einzugsgebiet nimmt jedoch auch Teile der höher gelegenen Flächen ein (Abb. 32).

KUETE (1990a:240) beschreibt das gesamte obere Einzugsgebiet als unbeendete Einebnung mit unregelmäßig erodierten Hügelkuppen. Vielmehr unterteilt jedoch der Hauptstrang das Einzugsgebiet in zwei geomorphologisch unterscheidbare Bereiche. Der nördliche Bereich ist durch Inselberge charakterisiert, die aus dem stark heterogenen Basement (gebänderte Gneise, Gabbros, Granite) herauspräpariert wurden. Sie entsprechen mit Höhen bis zu 1050 m ü.M. denen der Yaoundé-Region im Norden des Inneren Plateaus und verleihen der Landschaft ein sehr akzentuiertes Bild. Der südliche Bereich zeigt eine klar einheitlichere Rumpffläche mit Inselbergen, die bis zu 790 m ü.M. aufragen und sich dadurch nur partiell von der leicht nach Süden ansteigenden Fläche absetzen. Der Übergang zu dem eingerumpften Plateau im Süden, das größtenteils durch das Einzugsgebiet des Mbini definiert wird, ist weniger stark abgesetzt. Die Bereiche dieser Fläche, die vom Ntem eingenommen werden, weisen in ihrem hydrologischen Netzwerk partiell eine klar dendritische Ausrichtung zum Mbini auf, orientieren sich dann jedoch durch abrupte Richtungswechsel in den nördlich gelegenen Vorfluter.

**Abb. 33:** Bereich der Wasserscheide zwischen Ntem und Ayina (Grundlage: DLM).



Die Wasserscheide zwischen Kom und Ayina ist kaum nachzuzeichnen, da sie sich nicht durch eine klare Antiklinale abhebt. Die LANDSAT-Szene der Wasserscheide (Path 184, Row 058, 30.03.2002) zeigt eine bis zu 1650 m breite Aue mit wolkiger Textur und dunkelgrün-rötlichen Farbwerten. Eine Entwässerungsrinne ist auch im DLM nur partiell zu erkennen, dann jedoch zum Ayina ausgerichtet (Abb. 33). Östlich der breiten Aue weist der Ayina eine homogenere Textur mit blassgrünen Farbwerten auf. Etwa 5 km flussabwärts zeigt sich bei ihm eine geschwungene schwarze Linie, die auf einen klar abgrenzbaren Flusslauf hinweist. Die begleitende Aue setzt partiell ganz aus und unterscheidet sich daher von dem Quellgebiet. Das dendritische Gewässernetz im Bereich der weiten Aue ist überwiegend entgegen der Entwässerungsrichtung nach Westen zum Kom hin ausgerichtet. Die so drainierte Fläche umfasst 1602 km<sup>2</sup>.

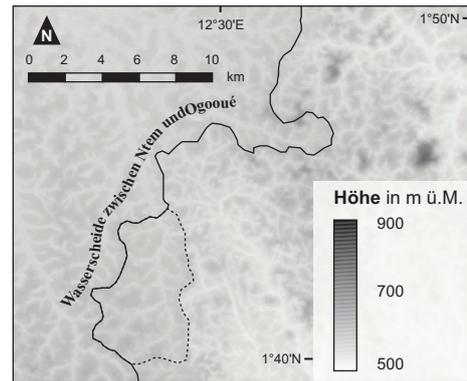
Auch im Quellgebiet des Ntem ist in kleinem Ausmaß ein ähnliches Phänomen festzustellen: Zwei Gebiete auf der Einebnungsfläche, die primär durch das Ntem-Einzugsgebiet drainiert wird, sind durch Zuflüsse des Ogooué mit deutlicher Ausrichtung zum Ntem-Oberlauf gekennzeichnet (31 km<sup>2</sup> und 10 km<sup>2</sup>). Direkt angrenzend an das kleinere Areal treffen die Einzugsgebiete von Ntem im Norden, Ogooué im Südosten und Mbini im Süden aufeinander.

### *Ntem-Quellfluss*

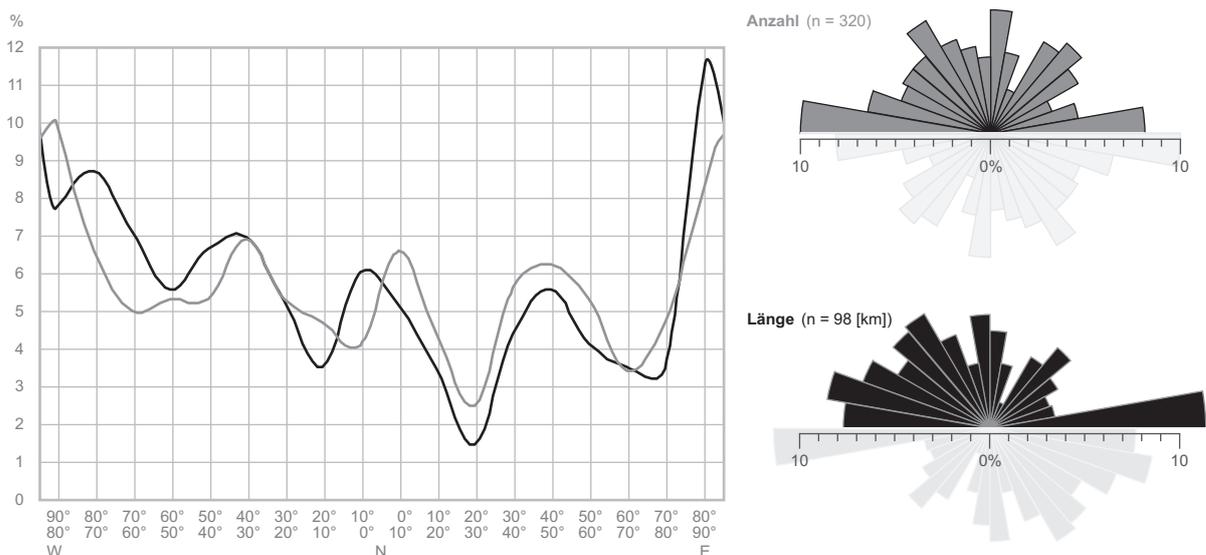
Der Ntem entspringt an einer deutlichen Abgrenzung von Innerem Plateau im Norden und einer weiten Rumpffläche im Süden, deren hydrologisches Netz den Ogooué speist. Diese Rumpffläche erstreckt sich über etwa 45.000 km<sup>2</sup> in einer Höhe zwischen 500 und 600 m ü.M. und einzelnen mächtigen Residuen der Belinga-Serie (FEYBESSE et al. 1998), die 500 m über die Fläche aufragen (1020 m ü.M.). Der Höhenunterschied von 200 m zwischen beiden Niveaus wird auf einer Distanz von etwa 1000 m überwunden.

Die Quelle des Ntem liegt auf einer Höhe von 700 m ü.M. Etwa 13 km flussabwärts und 80 m tiefer hat er eine bis zu 600 m breite Aue ausgebildet. Auch die Zuflüsse haben breite

**Abb. 34:** Bereich der Wasserscheide zwischen Ntem und Ogooué (Grundlage: DLM).



Auen. Bei Zuflüssen, die weiter östlich entspringen, sind die verschiedenen Flächenniveaus auf dem DLM durch das hydrologische Netz deutlich zu unterscheiden. Die Flüsse, die dem Ogooué zufließen, haben die Landschaft engmaschig zertalt, die Tributäre des Ntem zeigen schon in ihrem Quellbereich weite Auen (Abb. 34). Die wolkige grün-rote Textur der Ntem-Aue bei der verwendeten LANDSAT-Szene (Path 185, Row 58, 02.03.2001) lässt auf eine Waldbedeckung, vermutlich einen Sumpfwald, schließen, wie sie OLIVRY (1986) für den Oberlauf des Ntem beschreibt. Bei etwa  $1^{\circ}57'N / 12^{\circ}19'E$  ändert sich diese Textur sukzessive in eine homogenere bräunlich-rote Farbgebung. 10 km flussabwärts mündet ein Tributär in den Ntem. Die Breite der Aue ist an dieser Stelle auf bis zu 1500 m angewachsen. Unterhalb der Konfluenz hat sich eine über die Satellitenbilder identifizierbare Entwässerungsrinne herauspräpariert, die bis zur Konfluenz mit dem Kom nicht mehr aussetzt. Die breite Aue des Ntem reduziert sich allmählich, einhergehend mit einem deutlich unregelmäßigeren Talverlauf, bis sie nahezu ganz aussetzt ( $2^{\circ}10'N, 11^{\circ}59'E$ ).



**Abb. 35:** Fließrichtungen des Ntem im Oberlauf, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der Flussabschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

Die Entwässerungsrinne orientiert sich, ausgedrückt durch sehr lineare Flussegmente, an den strukturellen Vorgaben. Sie wurde editiert und gleiche Ausrichtungen wurden in einem Diagramm dargestellt (Abb. 35). Dabei wurden die Anzahl der Flussegmente und die Gesamtlänge unterschieden, die den jeweiligen Ausrichtungen zugeordnet wurden. Besonders bei den E-W Ausrichtungen (N80-90°W, N80-90°E) zeigen beide Maßeinheiten ein recht hohes Aufkommen. Weitere, jedoch deutlich kleinere Peaks, sind bei N30-40°W, N0-10°E und N40-50°E. Der höchste Peak in der Gesamtlänge bei N80-90°E mit 11,37 % tritt in der Anzahl der Flussegmente nur abgeschwächt auf (8,13 %).

#### *Ntem-Tributär Kom*

Der Kom ist der größte Zufluss des Ntem. Er mündet etwa 140 km unterhalb der Quellregion in den Hauptfluss. Durch eine bis zu 120 m über die Rumpffläche aufragende Inselbergreihe ist das Einzugsgebiet von dem des Ntem-Quellflusses getrennt. Wird auf Höhe des Zuflusses (2°18'N, 11°39'E) die jeweilige Größe der Einzugsgebiete bestimmt, so weist der Ntem 7.128 km<sup>2</sup> auf, der Kom 6.576 km<sup>2</sup> – nahezu gleichgroße Flächen zweier Quellflüsse. Das Flusslängsprofil zeigt bei der Einmündung des Kom einen klaren Knick. Wird der Oberlauf des Ntem mit dem Kom ersetzt, so ergänzt der Kom in der Plateau-region das Flusslängsprofil des Ntem viel eher zur Normalgefällskurve, vermutlich in Anlehnung an die strukturelle Ausrichtung (s.o.).

Während der Geländeaufenthalte konnte das Quellgebiet des Kom nicht berücksichtigt werden. Die Interpretation der LANDSAT-Szenen und DLM-Daten zeigen eine homogen eingerumpfte Landschaft, deren Inselberge und *demi-oranges* jedoch bis zu 400 m über die Rumpffläche aufragen. In dem Einzugsgebiet des Nlobo, der kurz vor der Konfluenz von Ntem und Kom in den Kom mündet, sind diese Höhenunterschiede am deutlichsten. Der Nlobo entwässert in seinem Oberlauf das Plateau von Mvangan, das durch hydro-morphe Täler mit breiten Auen gekennzeichnet ist. Das Plateau ist im Westen, Norden und Osten durch die höher gelegene Rumpffläche begrenzt, die im Norden zum Großteil durch das Nyong-Einzugsgebiet eingenommen ist (vgl. IV.2.1.1).

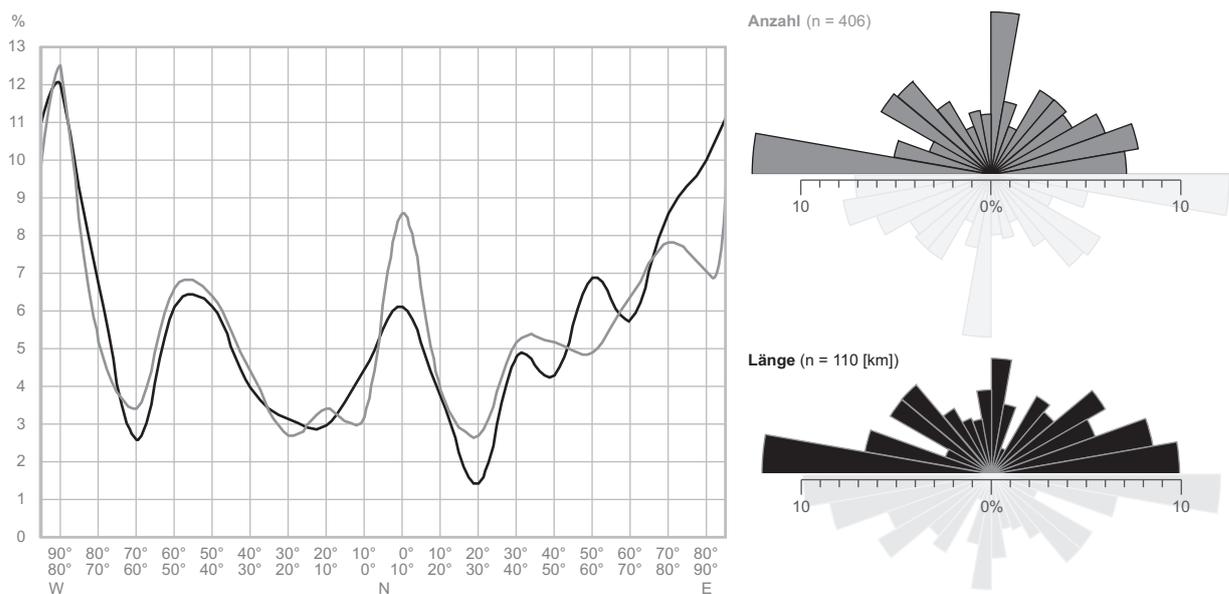
Die Geländestufe im Norden verläuft sublinear in WSW-ENE-Ausrichtung parallel zum Kom und zum Ntem auf Höhe der Kom-Einmündung. Diese Linie setzt sich bis in die Region südlich von Ebolowa hinein fort (s.u.: *Region Ebolowa*) und wird dort durch eine Inselberglandschaft charakterisiert.

Das Gewässernetz des Nlobo vereint sich bei Mvangan (2°39'N, 11°44'E) zu einem linearen Flusslauf, der sich an einer geologischen Struktur mit der Ausrichtung N10°E orientiert (vgl.a. KUETE 1990a:249). Das Satellitenbild zeigt die dunkle Linie des Flusses, die im großen Maßstab von 1:50.000 partiell mäandriert, in kleinerem Maßstab von 1:200.000 jedoch deutlich linear ausgerichtet ist. Im Mittel- und Unterlauf kreuzt der

Nlobo ein Gneismassiv, dessen Residuen die hohe Reliefenergie verursachen. Das Plateau von Mvangan hat sich auf archaischen Charnockiten gebildet. Der Übergang von den hydromorphen Auen zur linearen Entwässerung durch den Nlobo entspricht exakt dem geologischen Wechsel (MAURIZOT 2000).

Der Quellfluss des Kom hat auch eine geradlinige Fließrichtung, jedoch mit WSW-Ausrichtung. Er hat eine bis zu 350 m breite Aue ausgebildet, in der der Fluss seicht mäandriert, sofern eine Entwässerungsrinne zu identifizieren ist. Etwa 44 km unterhalb des Quellbereichs weitet sich die Aue abrupt auf 1500 m auf derselben Höhe, in der in ostwärtiger Richtung der Ayina in der weiten Aue fließt (s.o.). Flussabwärts nimmt die Breite der Aue sukzessive ab. Sie hat bei der Fähre von Akoabas ( $2^{\circ}17'N$ ,  $12^{\circ}03'E$ ) eine Breite von unter 500 m erreicht, die sich durch eine grünrötliche Textur nur leicht von der rötlich-braunen des Regenwalds abhebt. Vor der Konfluenz von Kom und Ntem setzt die auf den Satellitenbildern identifizierbare Aue bei etwa  $11^{\circ}45'E$  aus. Die Kom-Zuflüsse zeigen bis zum Ausbleiben der Aue entlang des Kom ebenfalls eine regelmäßig bis zu 500 m breite Aue, die sich zwischen den *demi-oranges* ausgebildet hat.

Der Flussverlauf des Kom hat neben unregelmäßigen Mäandern auch sehr geradlinige Abschnitte in der Auenbegrenzung, die auf eine strukturelle Beeinflussung hindeuten. Das Diagramm der Fließrichtungen des Kom zeigt neben zwei niedrigen Peaks bei  $N40-60^{\circ}W$  und  $N0-10^{\circ}E$  zwei hohe Peaks bei  $N80-90^{\circ}W$  und  $N80-90^{\circ}E$ . Besonders der zweite Peak zeigt bei der Lauflänge einen deutlich höheren Prozentsatz (9,91 %) als bei der Anzahl der Flusssegmente (7,14 %). Ähnlich verhält es sich bei der Fließrichtung  $N50-60^{\circ}E$  mit dem Verhältnis 6,90 % zu 4,93 %, jedoch ist dieser Wert deutlich niedriger (Abb. 36).



**Abb. 36:** Fließrichtungen des Kom im Oberlauf, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der Flussabschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

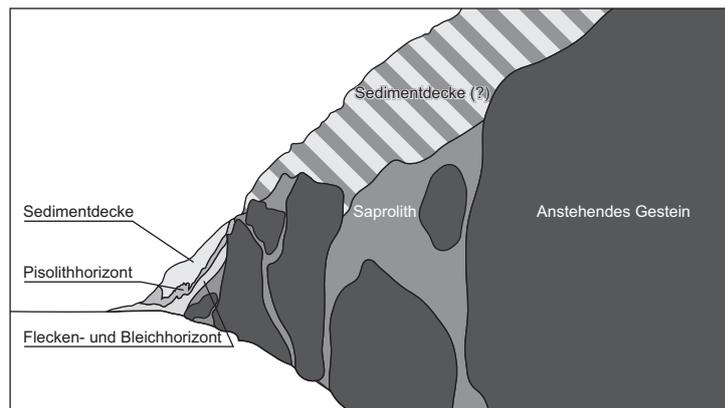
*Region Ambam*

Südöstlich von Ambam führt die international-afrikanische Nord-Süd-Trasse (*Trans-Africa*) zum Ntem, der an dieser Stelle als Grenzfluss zu Gabun fungiert.

Auf halbem Weg zwischen Ambam und Ntem-Ufer war während der Geländekampagne 2005 entlang eines neu gebauten Streckenabschnitts ein Profil in den oberflächennahen Untergrund über mehrere 10er Meter gut erhalten. Teilweise gab es einen vollständigen Einblick vom anstehenden Basement bis zum Oberboden.

An der Basis lagern neben- und übereinander bis zu 4 m breite Gesteinskörper in Woll-sackform unterteilt durch Fugen, die mit braunem saprolithischem Material verfüllt sind. Der Saprolith ist teilweise auch über den mächtigen Blöcken als parallel verlaufender Saum vorhanden. Auf Abbildung 37 ist im Vordergrund eine etwa 1 m mächtige Schicht über den Blöcken zu erkennen. Die Gesteinsstruktur wird in diesem Bereich nicht wiedergegeben. Vermutlich handelt es sich um eine Deckschicht, die aufgrund des lockeren Gefüges offensichtlich anthropogen im Rahmen des Straßenbaus aufgebracht wurde.

**Abb. 37:** Aspekt eines Straßenprofils südöstlich von Ambam mit Übergang vom anstehenden Basement bis zur Oberfläche (Foto mit Interpretations-skizze).

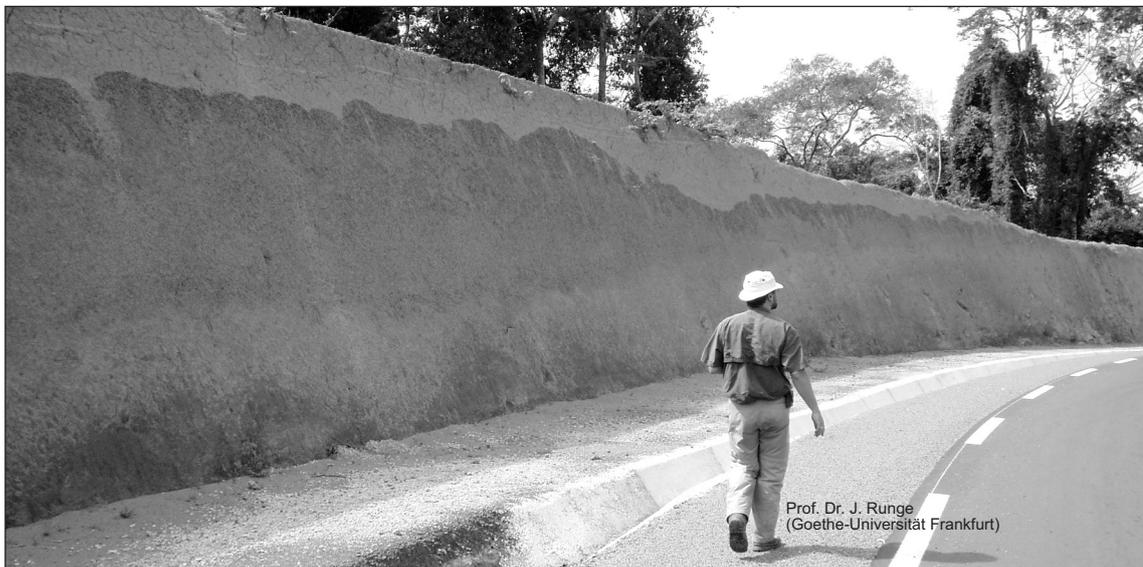
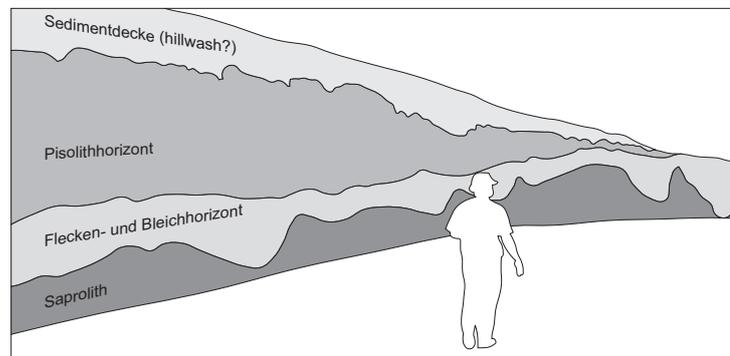


Eine andere Situation zeigt sich im hinteren Teil der Abbildung. Auf dem Saprolith lagert ein 50 cm mächtiger, toniger und farblich heterogener Horizont auf, der durch einen klaren Übergang in einen bis zu 2 m mächtigen Horizont aus einem deutlich dunkleren Bodenmaterial mit Pisolithen (Eisenkonkretionen) begrenzt ist. Die Anzahl der Pisolithe und damit die Dichte ihres Auftretens nehmen sukzessive bis an die Oberbegrenzung zu. Eine homogene, gelb-braune und schluffige Sedimentdecke bildet weitgehend die Oberfläche. Entlang des hinteren begrenzenden Hangs scheint diese Schicht gekappt, und der darunter liegende Pisolith-Horizont tritt zutage.

Abbildung 38 zeigt einen weiteren Bereich aus dem Aufschluss. Die Basis bildet hier der Saprolith. Der Pisolith-Horizont ist besser zu erkennen. Auf beiden Abbildungen beschreibt die Oberfläche sanfte Kuppen und Senken, die jeweils über mehrere 10er Meter gestreckt die flachwellige Rumpfflächenlandschaft widerspiegeln. Sie verläuft in einigen Partien parallel, primär jedoch diskordant zu dem Übergang zwischen Pisolith-Horizont und Deckschicht. Teilweise hat der Übergangssaum eine sehr akzentuierte Linie mit scharfen Einkerbungen im Meterbereich im Gegensatz zur Oberfläche.

Die Fähre über den Ntem wurde 2006 durch den Bau einer Brücke abgelöst (2°17'N, 11°27'E). Der Fluss passiert mit geringer Fließgeschwindigkeit entlang eines recht line-

**Abb. 38:** Aspekt eines Straßenprofils südöstlich von Ambam mit markantem Pisolithhorizont (Foto mit Interpretationsskizze).



aren EW-Verlaufs den Standort. Die Brückenbauarbeiten geben Einblick in den oberflächennahen Untergrund. Die Uferbänke sind aus sehr sandigem Substrat aufgebaut – eine breite Aue ist an dieser Stelle nicht ausgebildet. In östlicher Richtung ragen etwa 200 m vor der Brücke mächtige Basementblöcke aus dem trockenzeitlich niedrigen Flussniveau. Eine sich daraus ergebende Erhöhung der Fließgeschwindigkeit oder Verlagerung des Flussverlaufs ist nicht zu beobachten. Der Abraum von der Errichtung der Brückenfundamente zeigt weitere bis zu 100 cm mächtige Blöcke, die aus dem Anstehenden gelöst wurden. Die dichte Vegetation und die Grenznähe verhindern eine ausführliche Exploration entlang der Ufer.

Etwa 5 km östlich der Brücke liegt Messi Messi am nördlichen Ntemufer ( $2^{\circ}18'N$ ,  $11^{\circ}30'E$ ). Fließrichtung und Geschwindigkeit stimmen mit dem Brückenstandort überein, und zwei Probebohrungen zeigten vergleichbares sandiges Substrat. Direkt am Ufer wird Sand für den lokalen Hausbau abgetragen.

Südlich von Ambam liegt Ngoazik am südlichen Ntemufer, das man mit einer Fähre erreicht. Von dort führt eine Route südwärts zum Grenz- und Handelsort Ebebiyin in Äquatorialguinea an den Grenzen zu Kamerun und Gabun. Bei Ngoazik wurde 1953 eine hydrologische Station ( $2^{\circ}18'N$ ,  $11^{\circ}18'E$ ) durch die französische Kolonialmacht errichtet und bis 1977 weitergeführt. Auch hier ändert sich Fließverhalten, -richtung und Substrat nicht grundlegend.

#### *Region Ebolowa*

Ebolowa ( $2^{\circ}55'N$ ,  $11^{\circ}9'E$ ) liegt am nördlichen Rand des Ntem-Einzugsgebiets. Eine Geländestufe von etwa 150 m Mächtigkeit grenzt knapp 10 km nördlich von Ebolowa das höher gelegene Plateau, das vom Nyong drainiert wird, von dem Ntem-Einzugsgebiet ab. Die Stadt ist durch mehrere Inselberge eingerahmt, die die Fläche um etwa 300 m überragen. Südöstlich von Ebolowa liegt bei Ako'Akas ein Inselberg in direkter Straßennähe und kann daher gut erreicht werden. Der Berg wird von der Bevölkerung als hohes spirituelles Gut betrachtet und kann daher nur eingeschränkt untersucht werden. KUETE (1990a:243ff.) beschreibt den Inselberg als Monolithen mit markanten Einkerbungen, die auf verschiedene Flächenbildungsphasen verweisen.



**Abb. 39:** Tiefe Karren formen die Oberfläche des Inselbergs Ako'Akas.

Der Berg ist von einem Schutthang umgeben, der eine Neigung von 20-25° aufweist und von der Vegetation fixiert wird.

Ergänzend zu den Beobachtungen von KUETE (1990a) wäre eine detaillierte Geländeaufnahme angebracht, wird von den Führern jedoch weitgehend unterbunden. Tief ausgespülte Karren verweisen auf die Pseudokarstprozesse direkt am anstehenden Granit (vgl. Abb. 39).

## 2.2 Rumpfstufe

Die Rumpfstufe im Süden Kameruns zwischen dem Inneren Plateau und dem Küstentiefland beschreibt keinen klaren Absatz von wenigen Kilometern. Viel eher existiert ein recht breites Formenspektrum, das sie charakterisiert.

Sie verläuft zwischen Kribi im Norden und der Einmündung des Ntem bei Campo im Süden nahezu parallel zur Küstenlinie etwa 35 km im Hinterland. Nördlich von Kribi setzen die quartären Ablagerungen des Sanaga und Nyong ein, die dort die Küstenlinie bilden. Entlang des Basement des Kongokrators und auch der Tiefengesteine der angrenzenden Überschiebungsdecke, die südlich von Kribi die Gesteinsküste strukturell prägen, setzt sich der Trend der Parallelität ohne Berücksichtigung der quartären Ablagerungen auch nördlich von Kribi fort. Der Anstieg zum Inneren Plateau von etwa 500 m geschieht über Distanzen von 30 bis 65 km. Der Stufe teils vorgelagert, teils aufgesetzt befinden sich über 1000 m ü.M. hohe Inselgebirgssporne mit nahezu einheitlicher NE-Streichrichtung (N30-40°E). Die zwischengelagerten Täler sind recht markant. Im Süden ist besonders der Unterlauf des Mbini südlich des Ntem durch eine einheitliche 15 km breite und etwa 100 km lange lineare Beckenstruktur (*Benito Rift*) geprägt, die im Norden und Süden durch solch einen Sporn begrenzt ist. Der Höhenzug, der Ntem und Mbini voneinander trennt, ist zertalt und setzt sich in einem weiten Bogen nach Osten bis in das Innere Plateau hinein fort. Dort orientiert sich der Ntem an dieser Einheit, bevor er sie bei Nyabibak überwindet (vgl. 2.1.2). Nördlich des Ntem ist es das Nkolebengue-Massiv, ein deutlich geringer zergliederter Höhenzug (Abb. 40). Beide Rücken sind aus einheitlich grobkörnig-charnockitischen Tiefengesteinen aufgebaut.

Der Nyong ist im Süden durch das Ngo-vayang-Massiv, einem sehr markanten Gebirgssporn, begrenzt, der aus Amphi-



**Abb. 40:** Blick auf das Nkolebengue- oder Ntem-Massiv.

boliten und Graniten des neoproterozoischen Sockels besteht und dieselbe Ausrichtung zeigt. Zwischen der Südbegrenzung des Nyong und der Nordbegrenzung des Ntem drainieren kleinere Atlantikzufflüsse das zwischengelagerte Tal. Besonders der Kienke, der an der Stufenstirn entspringt und bei Kribi in den Atlantik mündet, hat in das Basement mächtige Terrassen hineinpräpariert, die über das DLM deutlich in Erscheinung treten.

Partiell hat sich östlich der Sporne ein klarer Trauf herausgebildet, der jedoch eine recht zerfrante Geometrie aufweist. Die Zerfransung ist offensichtlich an den Klüften des Grundgebirges orientiert.

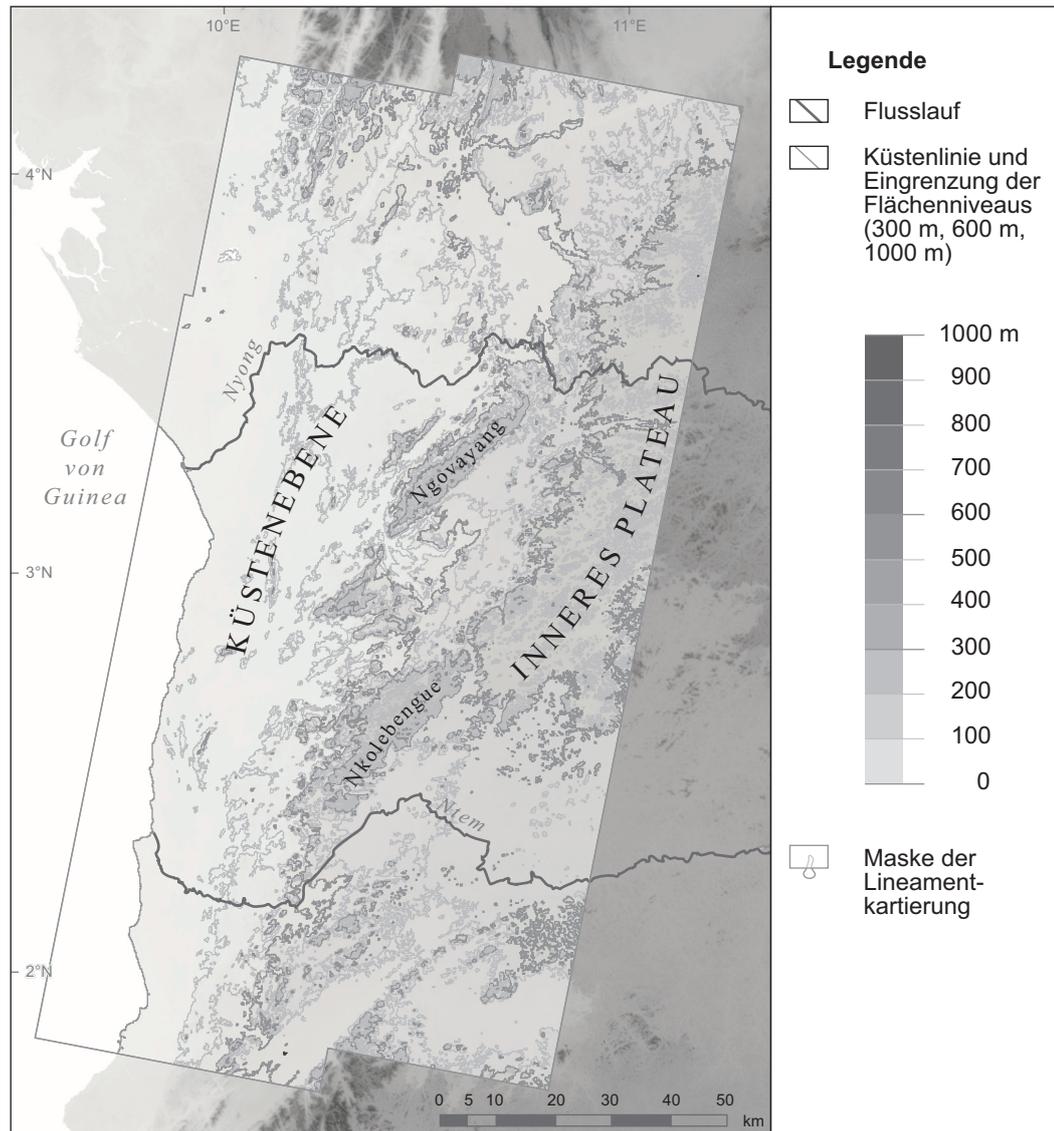
Direkt oberhalb der Rumpfstufe ist die Rumpffläche durch zahlreiche Inselberge geprägt, die teilweise bis zu 300 m über die Fläche aufragen. Im Einzugsgebiet des Nyong geht das Auftreten der Inselberge mit Distanz zur Rumpfstufe deutlich zurück. Die Synklinale des Ntem muss bei dieser Abgrenzung jedoch gesondert diskutiert werden (vgl. Nord-Süd-Unterteilung unter Punkt IV.2.2.1).

### 2.2.1 Lineamentkartierung

Die direkte Beobachtung von Verwerfungen und strukturellen Leitlinien im Gelände ist schwierig (KUETE 1990a:312). HAMAN (1976) hebt hervor, dass anhand der Erfassung von Lineamenten die primären strukturellen Leitlinien einer Region hervorgehoben werden. Daher wurde zur strukturell-geomorphologischen Ansprache der Region eine Lineamentkartierung auf Basis von DLM-, SAR- und Multispektral-Daten durchgeführt (vgl. II.1.2; Abb. 41).

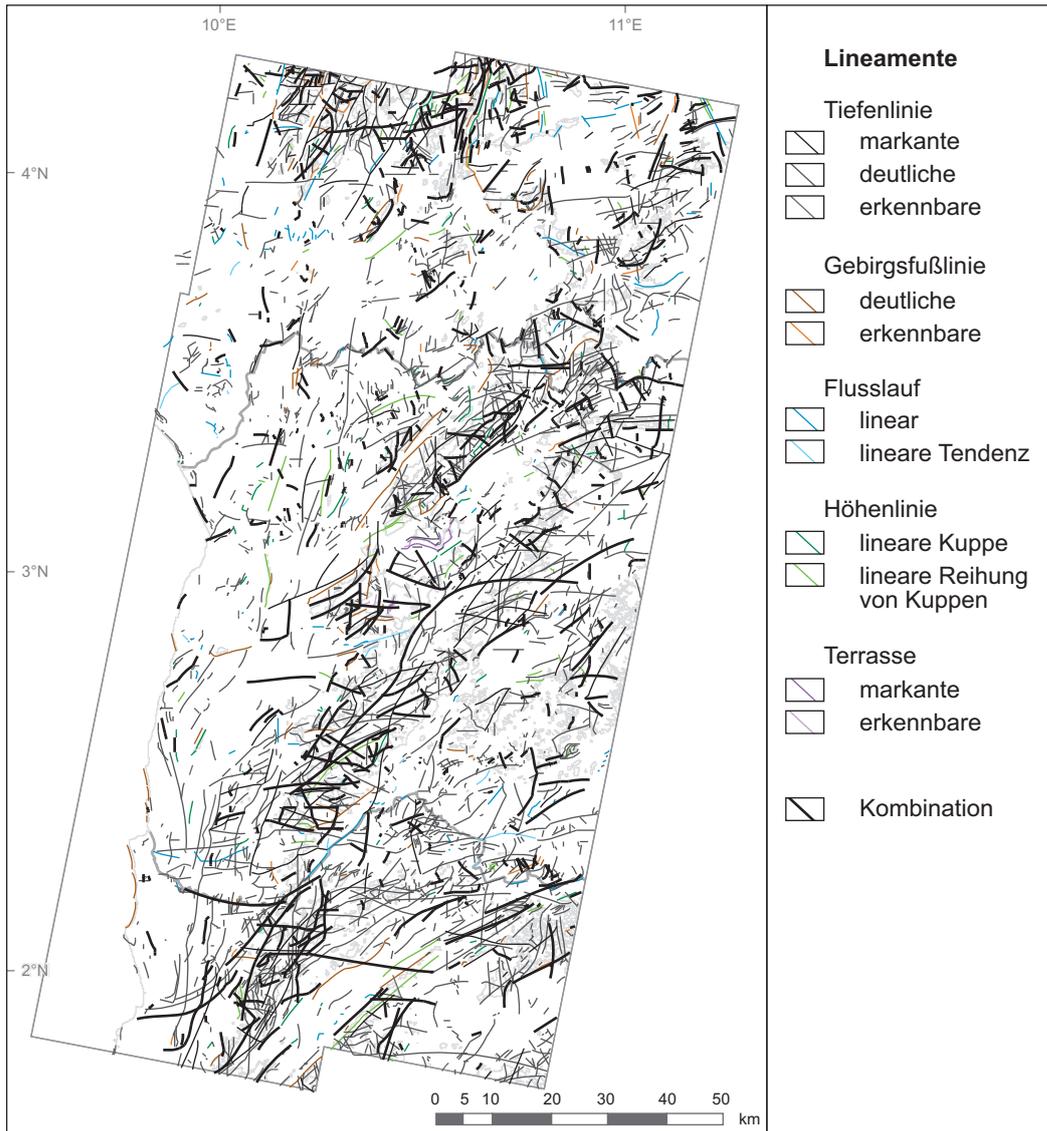
ID	Erklärung	Anzahl	%
1	tiefenlinien (t)	3808	68,8
11	t_markant	349	
12	t_deutlich	3174	
13	t_erkennbar	285	
2	gebirgsfußlinien (g)	230	4,2
21	g_deutlich	158	
22	g_erkennbar	72	
3	flusslauf (f)	188	3,4
31	f_linear_fl	158	
32	f_lineare_tendenz	30	
4	hoehenlinien (h)	249	4,5
41	h_markante_lineare_kuppe	132	
42	h_reihung_markanter_kuppen	117	
5	terrassen (te)	47	0,8
51	te markant	25	
52	te erkennbar	22	
6	kombinationen	1012	18,3
		5534	100,0

**Tab. 1:** Erfasste Lineamente mit Anzahl und Prozentangabe.



**Abb. 41:** Übersichtskarte über die Rumpfstufe mit Hervorhebung der Analyseregion für die Lineamentkartierung (Grundlage: DLM).

Im Rahmen der Kartierung wurden 3641 Lineamente erfasst. Den Lineamenten wurden Identifikatoren (IDs) zugeordnet, die ihrer geomorphologischen Ausprägung entsprechen. Es wurde unterschieden in Tiefenlinien, Gebirgsfußlinien, lineare Flussläufe, lineare Höhenlinien beziehungsweise lineare Reihung von Kuppen und erkennbare Stufen oder Terrassen. Eine Kombination dieser linearen Einheiten wurde einer weiteren Gruppe zugeordnet, die jedoch aufgrund der komplexen Kombinationsmöglichkeiten nicht weiter untergliedert werden konnte. Zu den Tiefenlinien wurden auch linear verlaufende Einkerbungen in räumlich aufeinander folgenden Kuppen gezählt. Die Gruppen wurden teilweise in weitere Untergruppen gegliedert. Aufgrund dieser Gruppierung konnten bei der Lineamentanalyse verschiedene Formen berücksichtigt werden (vgl. Abb. 42, Tab. 1). Die



**Abb. 42:** Lineamentkartierung anhand von InSAR-, SAR- und Multispektraldaten.

Unterscheidung von Formen mit ähnlichen Charakteristika darf jedoch nicht die Interpretation grundlegend beeinflussen, da ein Flusslauf nur als solcher gekennzeichnet wurde, sofern er auf einer topographischen Karte oder dem Satellitenbild eindeutig zu erkennen war. Zahlreiche Tiefenlinien enthalten jedoch auch Entwässerungsrinnen, wenn diese nicht der Reihung von linear verlaufenden Einkerbungen in Kuppen entspricht (s.o.).

Durch die weitere automatische Unterteilung der von Hand erfassten Einheiten in Abschnitte mit gleicher linearer Ausrichtung in einem Winkelbereich von jeweils  $10^\circ$  wurde die Gesamtzahl der Lineamente auf 5534 erhöht.

Aus den Lineamenten wurden Dichtekarten für jeden Winkelbereich (Abb. 43, 44) und eine Gesamtdichtekarte aller Einheiten (Abb. 45) erstellt, die so genannte Lineamentcluster hervorheben. Dabei handelt es sich um Gebiete, die durch eine deutliche Häufung von Lineamenten gekennzeichnet sind. Diese Vorgehensweise ermöglicht es, das erhöhte

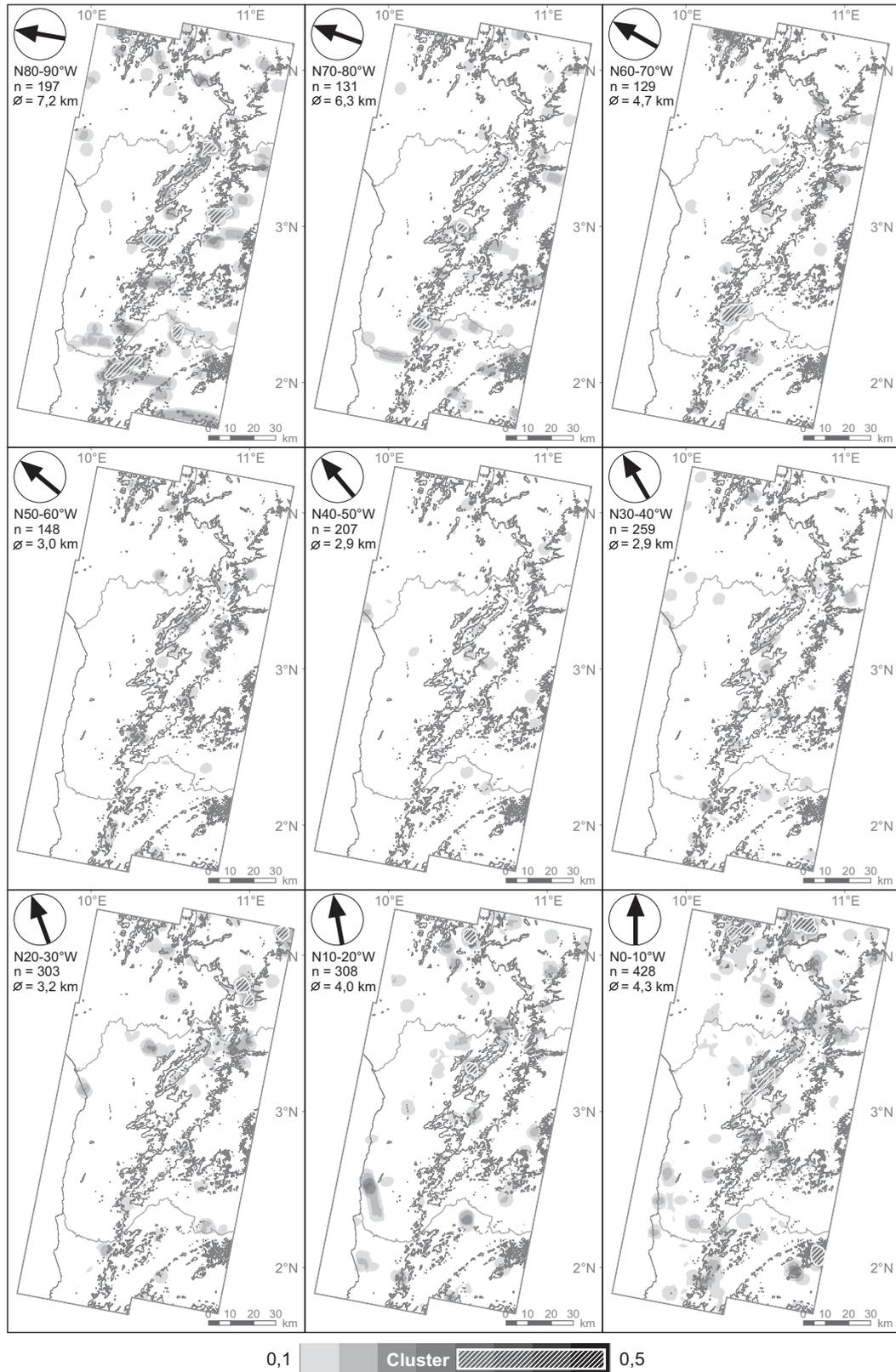


Abb. 43: Dichtekarten der Lineamente nach ihrer Ausrichtung in 10°-Schritten (N0-90°W).

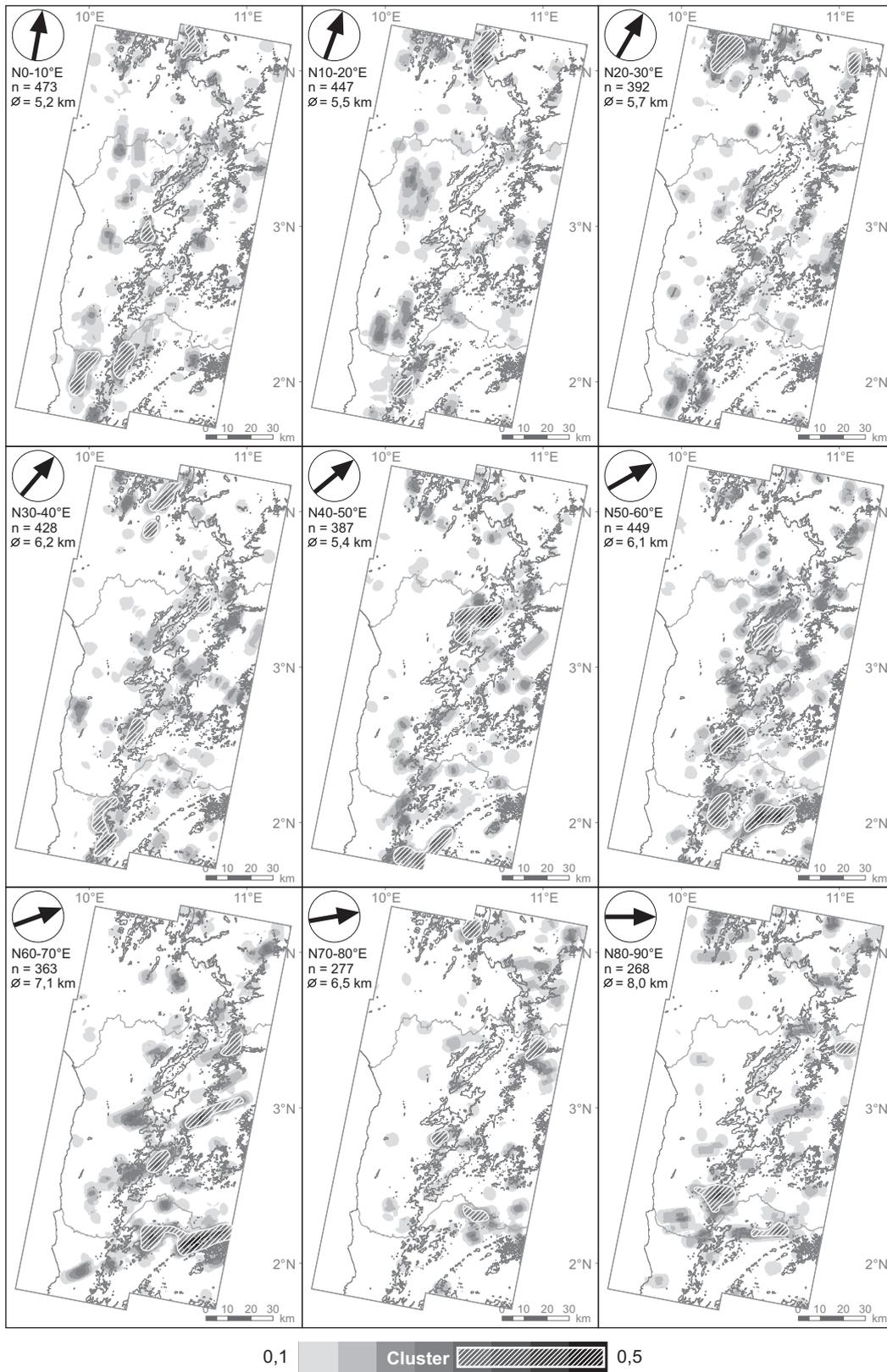


Abb. 44: Dichtekarten der Lineamente nach ihrer Ausrichtung in 10°-Schritten (N0-90°E).

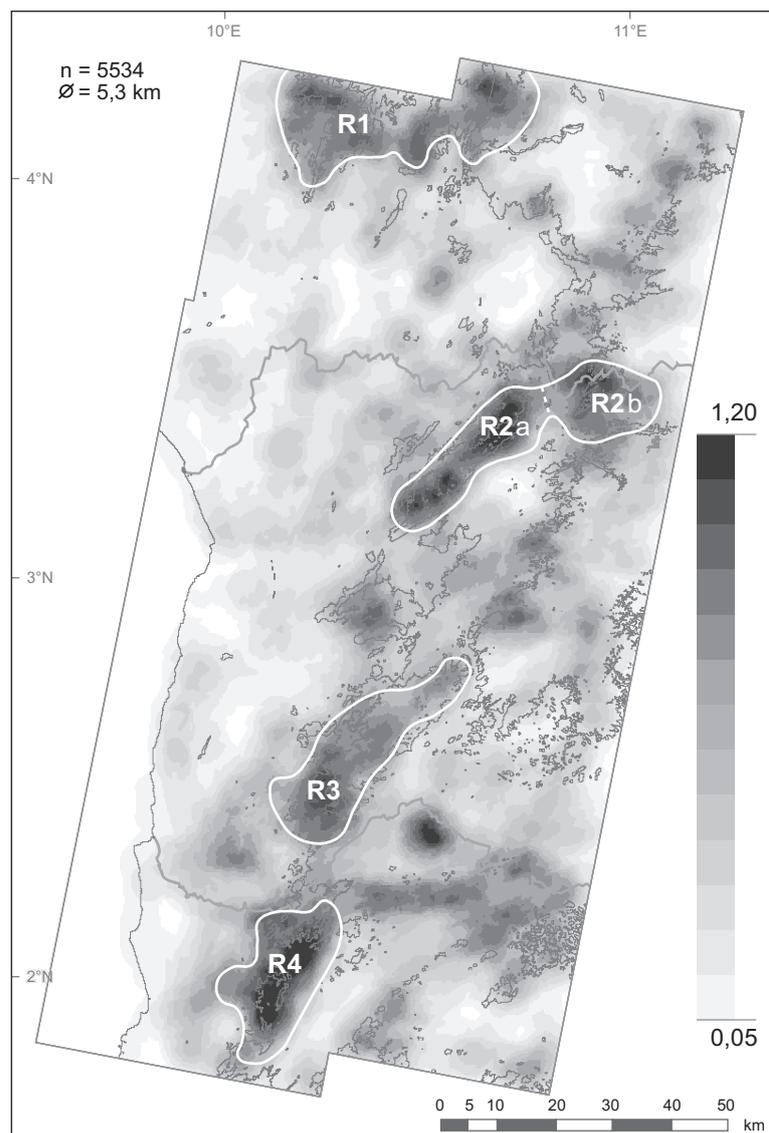
Auftreten linearer Strukturen regional einzugrenzen und konkrete Ausrichtungen dieser Strukturen, auch im Vergleich zu der Gesamtverteilung, zu interpretieren.

#### *Lineamentschwärme (Cluster)*

Die dunkelsten Grauwerte mit Werten bis zu 1,2 (vgl. dazu II.1.2) verteilen sich in erster Linie auf vier Regionen: die südlichen Ausläufer der kamerunischen Schwelle (*Dorsale Camerounaise*) ganz im Norden der Untersuchungsmaske (R1), das Ngovayang-Massiv, die südliche Begrenzung des Nyong (R2) sowie das Nkolebengue- oder Ntem-Massiv, die nördliche Begrenzung des Ntem (R3) und der Gebirgssporn, der das Einzugsgebiet von Ntem im Norden und Mbini im Süden voneinander trennt (R4).

Diese Regionen spiegeln die Rumpfstufe wider. Westlich und östlich der Rumpfstufe ist die Lineamenthäufigkeit deutlich geringer. Dieser Sachverhalt erklärt sich besonders aus dem flächenhaften Charakter von Küstentiefland und Innerem Plateau, der die Identifizierung linearer Einheiten primär auf die Flussläufe reduziert. Die anderen Kategorien treten in den Hintergrund: Tiefenlinien oder eine lineare Reihung von Kuppen sind in der Fläche kaum markant. Bei den Dichtekarten wurden die Bereiche mit Werten oberhalb von 0,3 als Lineamentschwarm oder Cluster mit einer weißen Schraffur markiert.

Bei der genaueren Betrachtung der Cluster der einzelnen Dichtekarten hebt sich R1 vor allem



**Abb. 45:** Dichtekarte aller erfassten Lineamente.

durch ein N-S-Streichen hervor (N0-10°W, N0-40°E). Auch die Anzahl  $n$  der Lineamente dieser Streichrichtungen sind die höchsten für die jeweiligen Gradeinteilungen. Dies beruht auf der einfachen Identifizierung zahlreicher Lineamente anhand der verwendeten Medien. Die Übersichtskarte der Analyseregion mit der topographischen Flächensignatur zeigt die NNE ausgerichteten linearen Höhenzüge der Region R1. Sie sind in erster Linie durch die nach Süden orientierten Zuflüsse des Sanaga gegliedert, der den nördlichen Bereich der Lineamentmaske schneidet.

Das Ngovayang-Massiv (R2a) zeigt auch ein Cluster mit der Ausrichtung N0-10°W auf, ist aber hauptsächlich durch eine Lineamenthäufung mit NE-Ausrichtung (N40-50°E, N50-60°E) gekennzeichnet. Der nordöstliche Rand von R2 zeigt primär eine Konzentration von E-W ausgerichteten Lineamenten (N70-90°E). Dieser Ausläufer von R2 setzt sich jedoch durch eine sanfte, etwa 10 km breite Synklinale zwischen dem Ngovayang-Massiv mit Höhen von bis zu 1069 m ü.M. und dem Inneren Plateau ab. Daher bietet es sich an, die Region R2 in eine westliche (Massiv – a) und eine östliche Einheit (Inneres Plateau – b) zu unterteilen.

Auch das Nkolebengue-Massiv (R3) weist E-W orientierte Lineamente auf. Dies zeigt sich in geringer gewichteten Clustern von N60-90°W und sehr deutlich bei N80-90°E. Ein weiteres Cluster von R3 hat eine nordöstliche Ausrichtung (N50-60°E).

Diese Orientierung setzt sich auch südlich des Ntem in der Region R4 fort. Weitere Cluster hier orientieren sich nach N30-40°E und N40-50°E. Die hohe Anzahl  $n$  dieser Richtungen verbunden mit recht hohen durchschnittlichen Längen der Lineamente hebt die markante Ausprägung im Relief hervor.

Neben den vier regionalen Begrenzungen existiert ein weiterer Schwerpunkt südlich des östlichen Ntemverlaufs bei N50-70°E. Auch bei diesen Ausrichtungen besitzen viele Lineamente (449, 363) eine hohe durchschnittliche Länge (7,1 km, 6,5 km).

Die gesamte Untersuchungsregion zeigt für die Ausrichtungen N30-60°W keine nennenswerten Lineamentcluster. Die geringe bis durchschnittliche Anzahl  $n$  der Lineamente (148-259) und auch ihre geringe durchschnittliche Länge (2,8-3,0 km) weist darauf hin, dass Lineamente mit dieser Ausrichtung nicht in Clustern gehäuft auftreten, sondern sich über die Fläche verteilen. Dichtewerte unterhalb von 0,1 wurden bei den Karten zugunsten der Einheitlichkeit und Übersichtlichkeit nicht berücksichtigt.

### 2.2.2 Mittleres Nyong-Einzugsgebiet

#### *Makak*

Der Nyong orientiert sich zwischen Makak und Njok (s.u.) an einer fächerförmigen strukturellen Vorgabe, die östlich des Ngovayang-Massivs ihren Ursprung hat und sich nach

Norden öffnet. Ihre Ausrichtung variiert von N bis NE (N 0-30°E; vgl. KUETE 1990a:219). Durch die nahezu senkrechte Anordnung zur primären Fließrichtung des Nyong zum Atlantik, folgt der Fluss den Strukturen nur partiell und verknüpft sie durch vermutlich erneut strukturell vorgegebene Einheiten.

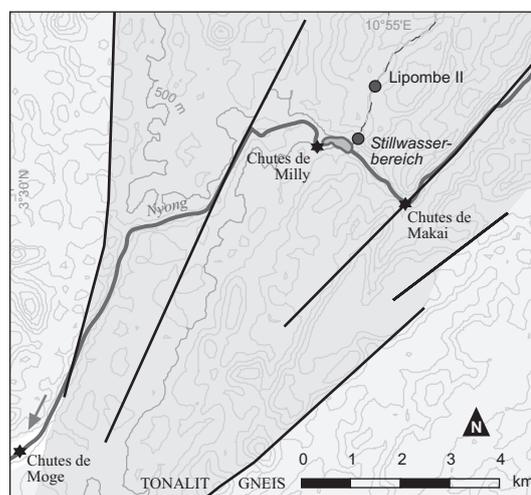
30 km östlich von Eséka führt hinter Makak eine Lateritstraße in etwa 5° Neigung hinunter zum Nyong, der an dieser Stelle kaum eingeschnitten die Rumpfflächenlandschaft durchfließt. Partiiell ragen abgerundete Gesteinsausbisse des geringmetamorphen Quarzschiefers der *Nappe de Yaoundé* aus dem Fluss auf.

Die Lateritstraße endet direkt am seicht fließenden Nyong. An dieser Stelle wird Sand von der ansässigen Bevölkerung abgebaut. Ein Aufschluss gibt Einblick in die sandig geprägte fluviale Fazies dieses Standortes mit einigen dunkel verfärbten Ablagerungslinsen mit hohem organischem Anteil rezenter Alters.

### *Lipombe II*

Bei Lipombe II zwischen Makak und Eséka führt ein Pfad über einen konvexen oberen und sanft konkav auslaufenden unteren Hang (max. 30° Neigung) an das 450 m entfernte Ufer des Nyong. Hier existiert ein etwa 250 m breiter Stillwasserbereich vor Wasserfällen, den *Chutes de Milly* (OLIVRY 1986:107). Aus dem etwa 6 m breiten Ufersaum ragen zahlreiche Gesteinsblöcke des hier auftretenden Tonalit hervor (Abb. 46). Das sandig-schluffige Sediment wurde mit zunehmender Tiefe heller und feinsandig, sofern Bohrungen bei den im Sediment eingelagerten Blöcken möglich waren (vgl. B 5, Anhang B). Die Bohrungen ergaben unregelmäßig fluvial, vermutlich auch kolluvial beeinflusste Ablagerungen. Der Blick über den Stillwasserbereich zeigt auf dem gegenüberliegenden Ufer helles, vermutlich feinsandiges Sediment, das dort abgebaut und mit der Piroge nach Lipombe II transportiert wird. Zahlreiche Gesteinsausbisse ragen aus dem Nyong auf.

**Abb. 46:** Überblick über die Region Lipombe II mit geologischen Einheiten und Verwerfungen nach MAURIZOT (2000; Grundlage: GPS-Aufnahme, DLM).



Der Stillwasserbereich ist Endpunkt eines linearen Flussverlaufs. Der Nyong orientiert sich, besonders auf Höhe des Tonalitvorkommens, an dessen sehr geradlinigem Kluftmuster. Entlang dieses Musters hat er zahlreiche steile Reliefeinheiten herauspräpariert. Verlässt der Nyong solch eine strukturelle Vorgabe, weist er deutliche Richtungswechsel und Katarakte oder Wasserfälle auf. Der Zugang zu den flussabwärtigen *Chutes de Milly* ist von dem Standort nicht möglich.

Abbildung 46 hebt die hohe Reliefenergie der Rumpfstufe durch 25 m-Isohypsen hervor, die 500 m-Isohypse besitzt zur Orientierung einen dunkleren Grauwert. Die Verwerfungen der geologischen Karte (MAURIZOT 2000) sind durch schwarze Linien aufgetragen, der geologische Untergrund durch unterschiedliche Grauwerte.

#### *Chutes de Njok*

Etwa 7 km südlich von Eséka liegen die *Chutes de Njok* des Nyong. Der Fluss quert an dieser Stelle die nördlichen Ausläufer des Ngovayang-Massivs und orientiert sich deutlich an den Streichrichtungen, die entlang dieses Inselgebirgsrückens auftreten. Der Pfad zu den Wasserfällen führt kurz vor dem Fluss über kantige Blöcke steil ( $\sim 20^\circ$ ) hinab. Der Nyong stürzt kaskadenförmig über kurze Distanz in drei Stufen 14 Meter hinunter. Die ersten beiden Stufen sind jeweils etwa 4 m hoch, die dritte und letzte Stufe 6 m. Sie sind quer zur linearen Fließrichtung des Nyong nach WNW über etwa 120 m Distanz gestaffelt. Direkt unterhalb der Wasserfälle beschreibt der Nyong eine scharfe Biegung nach SSW.

Der Flussverlauf des Nyong wurde für die Kartenerstellung (Abb. 48) einem panchromatischen Luftbild einer Befliegung aus den Jahren 1964/65 entnommen. Die helleren Bereiche spiegeln das hochturbulente Fließverhalten des Flusses wider, besonders auf Höhe der *Chutes de Njok* und entlang der scharfen v-förmigen Biegung im zentralen Kartenabschnitt zu erkennen. Die Wasserfälle sind durch die Skizzierung der drei Stufen hervorgehoben. Oberhalb der Wasserfälle reflektiert der Nyong einheitlich dunkelgrau und zeigt so ein weniger turbulentes Fließen. Die 25 m-Isohypsen heben das reliefierte Gelände hervor, die 300 m-Isohypse ist dunkler aufgetragen.

Der Blick auf die Wasserfälle Richtung ESE zeigt die drei Stufen mit NNE-

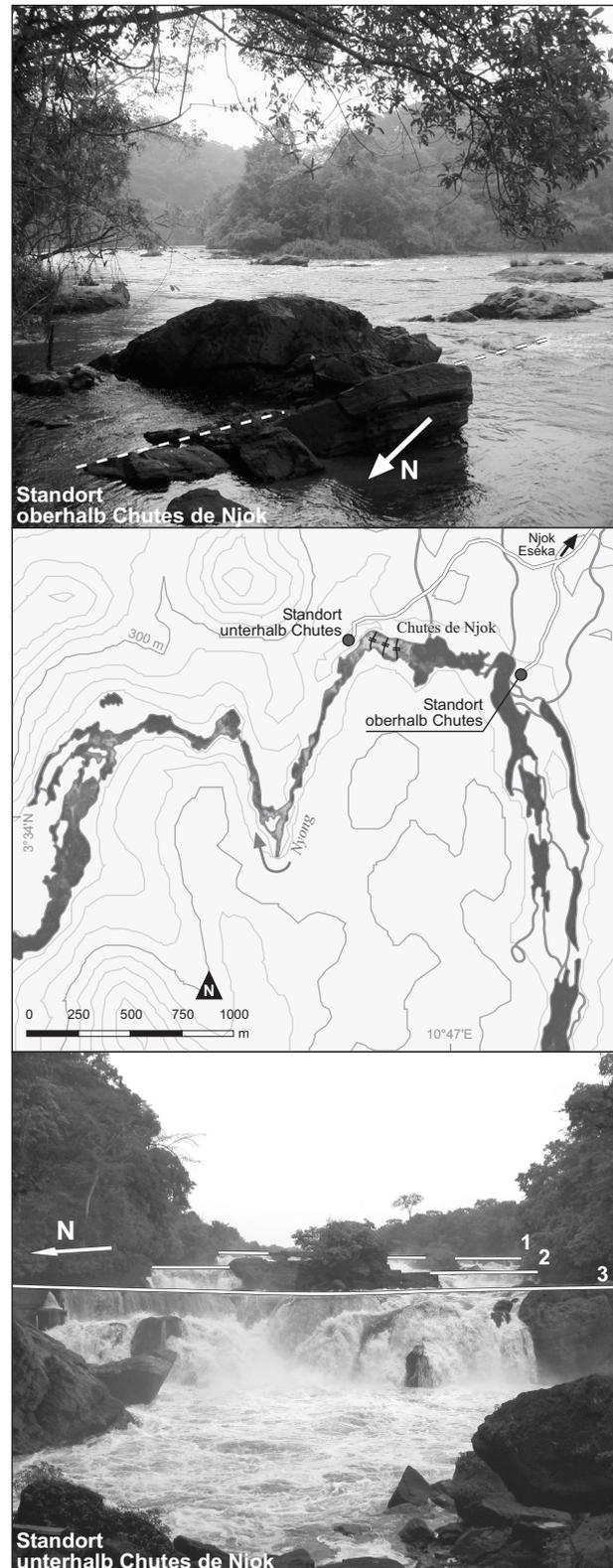


**Abb. 47:** Verkrustete Ablagerungen unterhalb der *Chutes de Njok*.

Ausrichtung. Besonders unterhalb der letzten Stufe fallen mächtige Blöcke auf, die sich vom Anstehenden gelöst und schräg gestellt haben.

Am Standort unterhalb der Wasserfälle sind primär in Felsspalten Fanglomerate eingepasst – unsortierte Schotter, teils kantengerundet, sowie Gesteinsbruchstücke, die in einer Eisen-Mangan-Matrix ‚verbacken‘ sind. Am direkten Ufersaum überzieht eine etwa 1 mm mächtige Eisen-Mangan-Patina den ausbeißenden Fels. Partiiell ist diese Patina nicht vorhanden (Abb. 47). Unverbackene Schotter sind am Standort nicht zu identifizieren. Es ist nicht möglich, einen Teil der Matrix im Verbund für weiterführende Labo-untersuchungen zu lösen.

Oberhalb der Wasserfälle kann an einem weiteren Standort der Nyong erreicht werden (vgl. Abb. 48). In direkter Flussnähe existieren partiell einige homogen schluffig-sandige Ablagerungen in einem gelblich-braunen Farbton (vgl. B1, Anhang B). Überwiegend ist jedoch der anstehende Gneis exponiert. Das Foto



**Abb. 48:** Überblick über die Region der *Chutes de Njok* mit Geländeeindrücken oberhalb und unterhalb der Wasserfälle (Grundlage: DLM, panchromatische Luftbilder entlang des Flusslaufs).

zeigt einen Blick nach Südosten mit dem an diesem Standort aus ESE fließenden Nyong. Die Streichrichtung des aus dem Wasser ragenden Felsens orientiert sich entsprechend der den Wasserfall definierenden Stufen nach NNE.

### 2.2.3 Mittleres Ntem-Einzugsgebiet

#### *Ntem-Binnendelta*

Durch die Interpretation der LANDSAT-Szene (Path 186, Row 058, 21.02.2001), der topographischen Karte von Kribi (TK 200, 1976) und der Prospektionsreise im Frühjahr 2004 (RUNGE et al. 2005) wurde südlich von Ma'an (Präfektur Ambam/*Vallée du Ntem*, 2°22'N, 10°37'E) das Ntem-Binnendelta mit einer Größe von 210 km<sup>2</sup> als vielschichtiges Untersuchungsgebiet ausgewählt. Der Fluss fächert sich über eine Länge von etwa 25 km von SE nach NW und eine Breite von bis zu 10 km auf.

Auf der Höhe von Akom (2°26'N, 10°29'E) vereinigt sich der Ntem, da das weiträumige Deltabecken durch eine von SSW nach NNE streichende Inselberggruppe, den *Collines d'Akom* (KUETE 1990a:314), unterbrochen wird. Der Fluss passiert diese in einem kleinräumigen Bogen und fließt anschließend etwa 10 km in südwestlicher Richtung, fächert sich vor Nyabessan (2°24'N, 10°24'E) erneut auf und entwässert über die *Chutes de Menvé'élé* (6-8 m) in ein enges, nach SW orientiertes, geradliniges Kerbtal (RUNGE et al. 2005, EISENBERG 2007; Abb. 49).

Der Verlauf des gesamten Ntem beschreibt einen weiten, westwärtig ausgerichteten Bogen. Durch einen abrupten Richtungswechsel nach NW wird jedoch der möglicherweise strukturell vorgegebene Verlauf zunächst aufgegeben. Auf Höhe des Knicks hat der Ntem ein kleinräumiges Becken (85 km<sup>2</sup>) ausgebildet, aus dem er durch einen schmalen Durchlass auf eine offensichtlich schwach nach NW geneigte Ebene mündet und dort das Binnendelta geformt hat. Der anastomosierende Ntem orientiert sich erneut deutlich an den Strukturen des Untergrunds. Besonders in EW-Ausrichtung kann das Binnendelta durch sehr lineare Laufstrecken in mehrere Gebiete unterteilt werden.

Die Landhöhe beträgt zu Beginn des Binnendeltas 530 m ü.M., auf der Höhe von Nyabessan 390 m ü.M. Der Ntem überwindet also auf einer Lauflänge von etwa 50 km 140 Höhenmeter bei einem durchschnittlichen Gefälle von 2,8 ‰. Die Gefällskurve des Ntem zeigt eine deutliche Erhöhung auf Höhe des Binnendeltas, bevor es sich entlang des Kerbtals erneut verstärkt. Da das Binnendelta durch mehrere Arme gekennzeichnet ist, wird die Situation in einem detaillierten Diagramm aufgetragen (Abb. 50). Es zeigt, dass die drei Hauptarme bis Akom nahezu 100 Höhenmeter überwunden haben (2,6 ‰), sich dann vereinigen und innerhalb von 4 km weitere 30 m überwinden (7,5 ‰). Die letzten 13 km in der Region Nyabessan sind durch ein sehr geringes Gefälle charakterisiert (0,07 ‰). Es bietet sich eine Dreiteilung in das breite Alluvialbecken des anastomosierenden

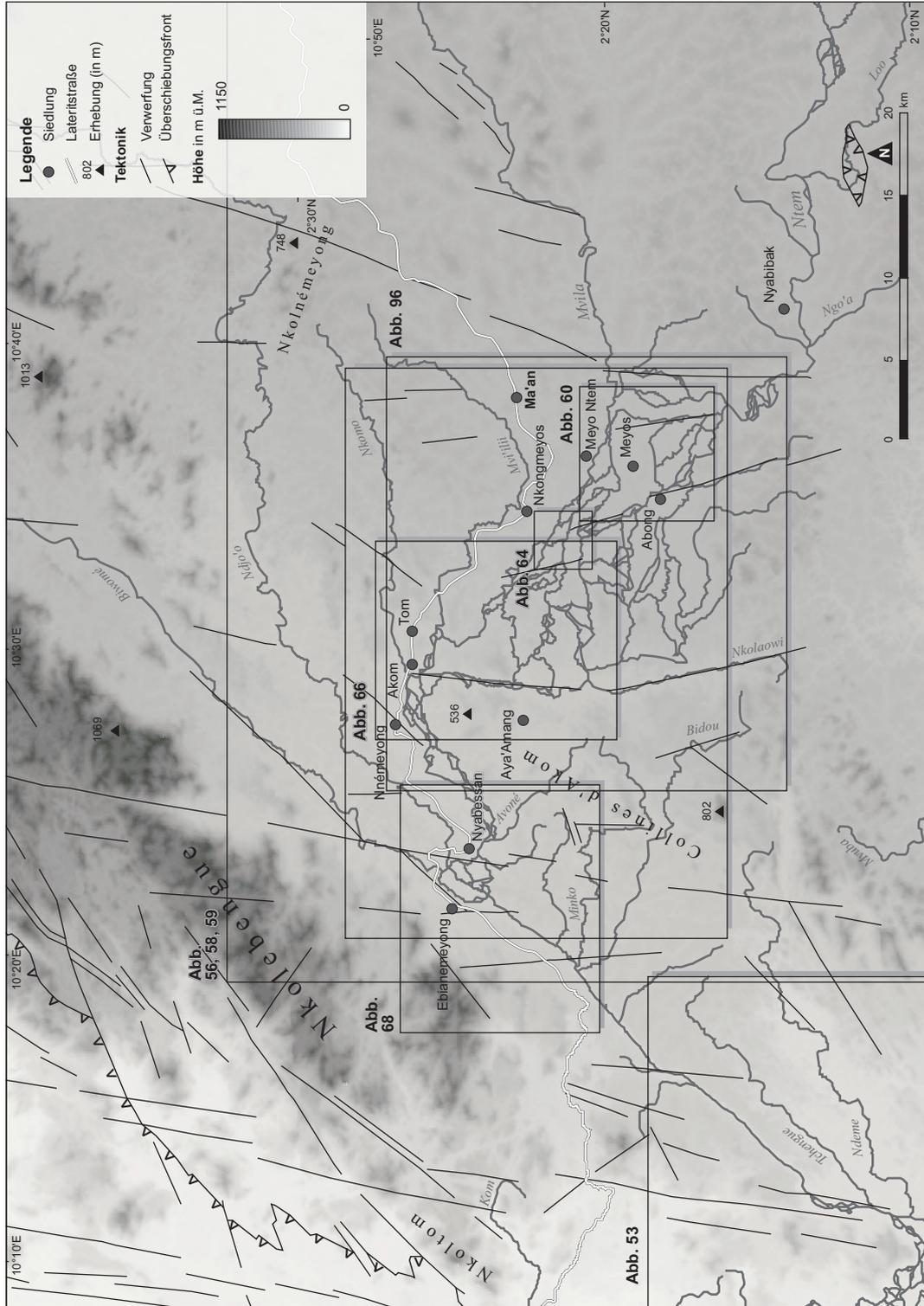


Abb. 49: Übersichtskarte über das Ntem-Binnendelta und die Rumpfstufe mit Zuordnung der Detailkarten (Grundlage: DLM, TK 200 Kribi 1976).

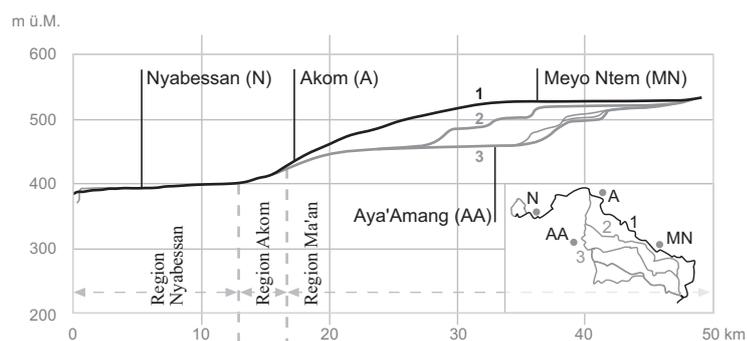
Ntem (Region Ma'an), der Querung der Inselbergkette (Region Akom) und dem Konfluenzbereich des Ntem mit Biwoumé und Ndjo'o vor den *Chutes de Menvé'élé* (Region Nyabessan) an.

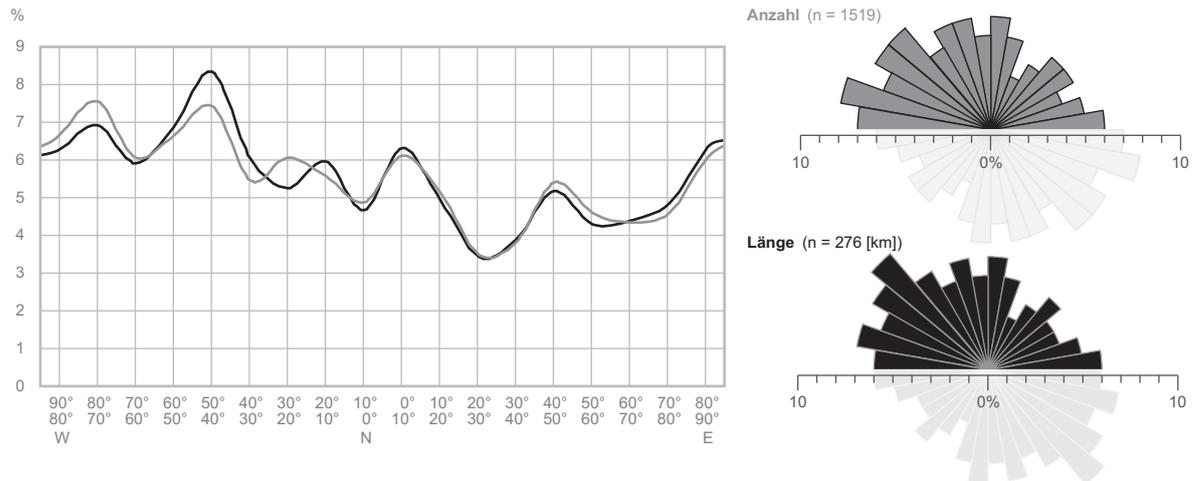
Die Gefällskurven des anastomosierenden Ntem weisen deutliche Unterschiede auf. Vom schmalen Durchlass zwischen dem vorgelagerten Becken und dem Binnendelta aus zeigen die Hauptarme über 8 km einen sehr ebenen Verlauf (1,2-2,0 ‰), bevor sie nacheinander bis zu den *Collines d'Akom* abfallen. Der südlichste Arm (3) bewältigt einen Höhenunterschied von 60 m durch zwei markante Stufen im Diagramm von 20 m und 40 m Mächtigkeit. Etwa 5 km flussabwärts überwindet der 2. Arm in drei Stufen denselben Höhenunterschied (20, 10, 30 m). Auf einer Höhe von etwa 450 m ü.M. fließen beide Läufe zusammen. Nach etwa 7 km mit sehr geringem Gefälle (0,06 ‰) erhöht es sich deutlich (8,3 ‰). Die Gefällskurve des nördlichen Arms besitzt einen sanft-konvexen Verlauf, der nach etwa 15 km mit sehr geringem Gefälle einsetzt und sich auch nach der Konfluenz mit den anderen Strängen in der Region Akom fortsetzt; sie hat jedoch keine Stufen. Die bei der Diagrammbeschreibung erwähnten Stufen sind aufgrund des Maßstabs und der Überhöhung in der Darstellung relativ zu betrachten, die Knickpunkte in der Gefällskurve aber deutlich.

Im Süden ist die Region Ma'an durch eine Reihe von Kuppen begrenzt, die sich deutlich über das Umland erheben. Sie setzen sich aus stark metamorphisiertem Gneis zusammen, entsprechend dem geologischen Aufbau des südlichen Binnendeltas. Die Formung ist daher nicht primär auf unterschiedliche geologische Härtegrade zurückzuführen. Der kleine Maßstab der Geologischen Karte (1:500 000; MAURIZOT 2000) lässt jedoch keine tiefer gehende, lokale Interpretation zu. Die Kuppen erheben sich um maximal 140 Höhenmeter über die Fläche und charakterisieren in ENE-Streichen das nördliche Einzugsgebiet im Mittellauf. Oberhalb des Binnendeltas durchbricht der Ntem diese Reihe. Auch die nördliche Eingrenzung des Beckens ist nicht durch einen geologischen Wechsel gekennzeichnet, sondern durch eine klar abgrenzbare Erhöhung der Reliefenergie und eines Anstiegs nach NNE.

Die Gewässernetzorientierung des per Satellitenbildszenen erfassbaren hydrologischen Netzes im Binnendelta zeigt eine weite Streuung von Richtung und Anzahl (Abb. 51).

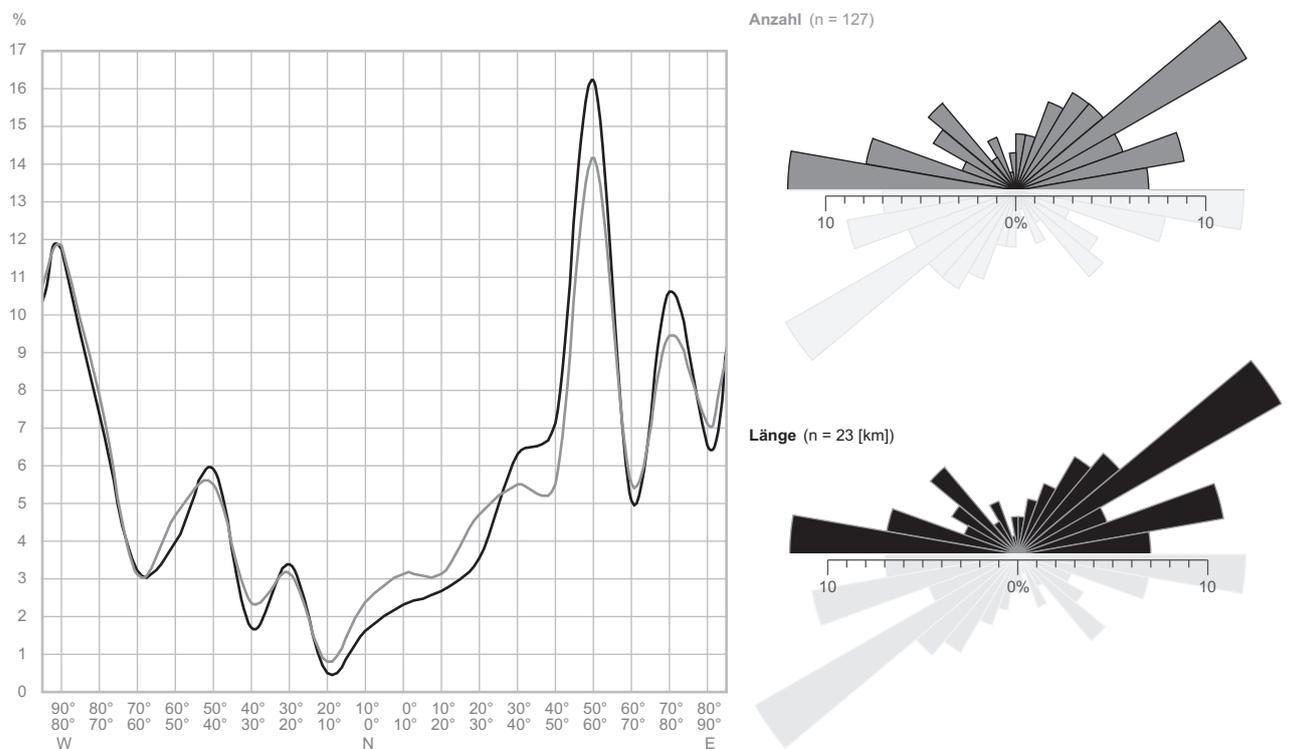
**Abb. 50:** Gefällskurven der Hauptarme des Ntem in seinem Binnendelta (Grundlage: DLM).





**Abb. 51:** Fließrichtungen des Ntem in der Region Ma'an, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der Flussabschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

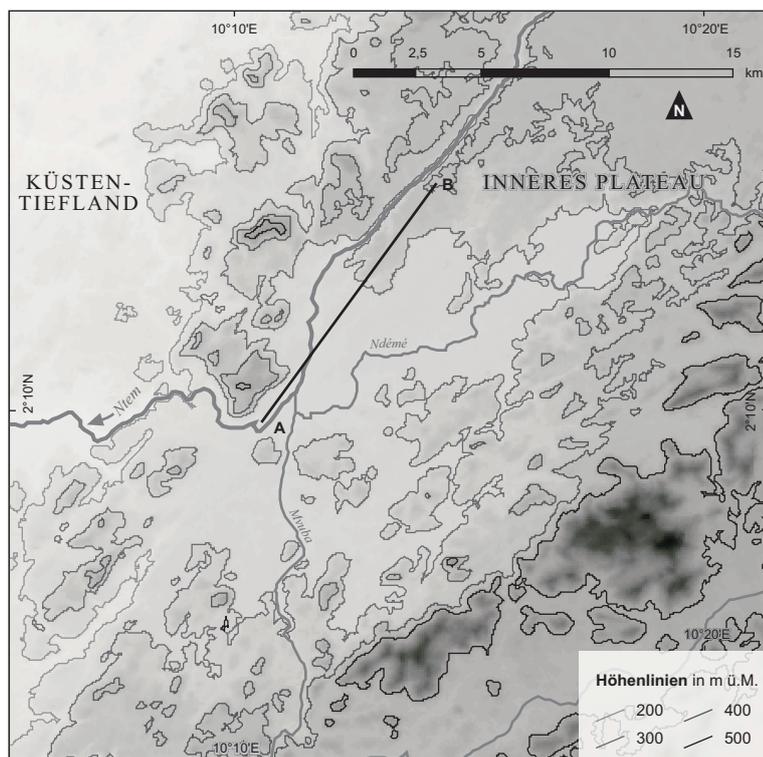
Die primäre Fließrichtung nach NW der Abdachung des Binnendeltas folgend ist im Diagramm am deutlichsten hervorgehoben (N40-50°W). Gleichauf zeigen sich auch die Ausrichtungen nach WNW (N70-80°W) und in geringerem Maß nach E und W (N80-90°W; N80-90°E). Diese EW-Orientierung ist auf einige wenige lineare Einheiten reduziert, die die Region unterteilen (s.o.).



**Abb. 52:** Fließrichtungen des Ntem in der Region Akom, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der Flussabschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

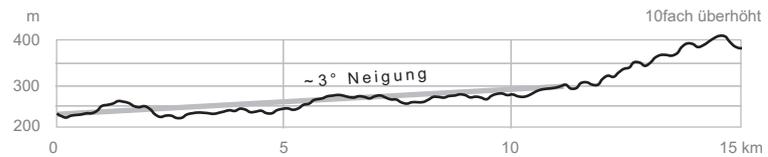
Die *Collines d'Akom* erheben sich um etwa 130 m über die Fläche des Binnendeltas und dachen nach NNE ab. Sie bilden im Westen die Grenze der Region Ma'an und im Süden die der Region Akom. Die Inselberge und der nach Norden ansteigende Hang verkleinern den Durchlass für den Hauptfluss. Das Gewässernetz des Ntem weist in dieser Region eine klare Orientierung nach SW (N50-60°E) auf und spiegelt so die primäre Fließrichtung wider (Abb. 52). Zusätzlich zeigt das Diagramm eine EW-Orientierung mit zwei deutlichen Peaks bei N80-90°W und bei N70-80°E. Nachdem der Ntem die *Collines d'Akom* passiert hat, mündet er in eine ebene Fläche.

Dieser flächenhafte Landschaftscharakter ist nicht nur in der Region Nyabessan prägend, sondern erstreckt sich in einem bis zu 12 km breiten Streifen beidseitig des Kerbtals unterhalb der *Chutes de Menvé'élé*. Auf Höhe von Nyabessan ist dieser Flächenstreifen im Westen durch das nach SW streichende Inselbergmassiv, das Nkolebengue- oder Ntem-Massiv (s. 2.2.1), begrenzt, das sich bis zu 500 m über die Rumpffläche des Inneren Plateaus erhebt. Es besteht primär aus grobkörnig charnockitischen Tiefengesteinen im Gegensatz zu den noritischen Gneisen (MAURIZOT 2000) und Amphibol-Gneisen, die auf Höhe des Binnendeltas vorherrschen. Das tief zertalte Massiv lagert dem Inneren Plateau auf und ist durch ein nur gering eingetieftes Tal eines Ntem-Tributärs von der Rumpffläche abgetrennt. Das Nkolebengue-Massiv bildet in dieser Region den markanten Übergang zwischen Plateau und westlich anschließender Küstenebene. Es hat seine höchste Erhebung etwa 20 km nordnordöstlich von Nyabessan mit 1069 m ü.M. und dacht nach SW hin ab.



**Abb. 53:** Topographie der Rumpfstufe zwischen Küstentiefland und Innerem Plateau auf Höhe des Ntem mit Verortung des Profils AB (vgl. Abb. 54), (Grundlage: DLM).

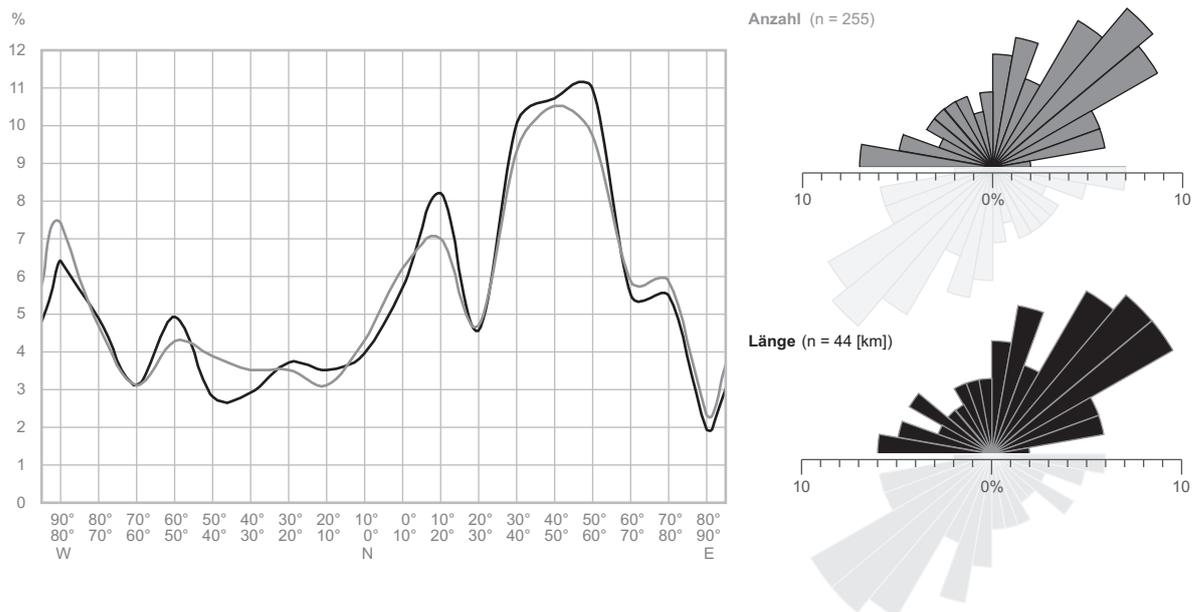
**Abb. 54:** Profilskizze der oberen Rumpfstufeneinheit südwestlich von Nyabessan (vgl. Abb. 53), (Grundlage: DLM).



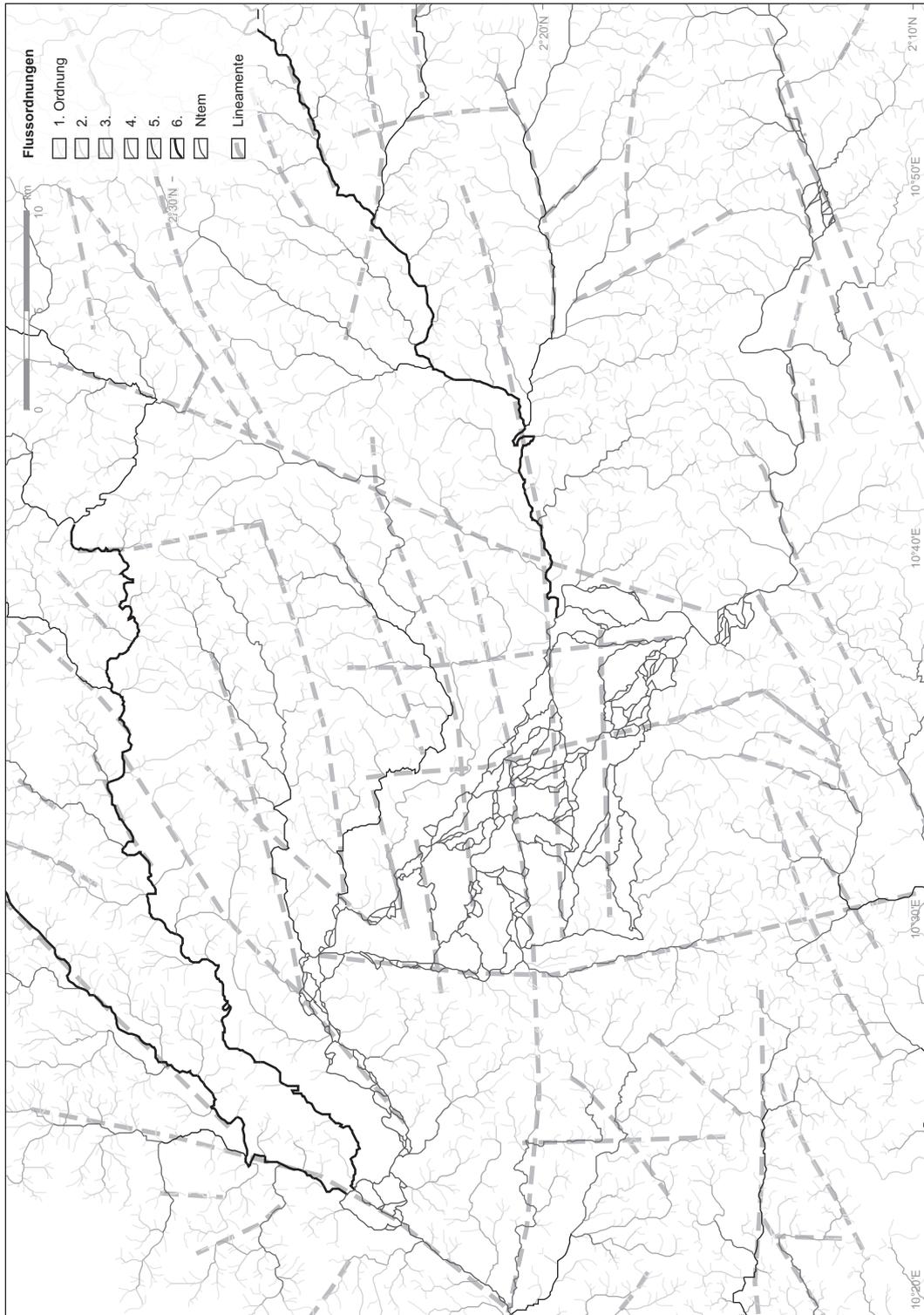
Im SW besteht weiterhin die primäre Ausrichtung des Kerbtals, nun im Westen durch eine akzentuierte Stufe zur Küstenebene hin begrenzt, die von den Tributären des Ntem-Unterlaufs von der Küstenebene aus erodiert wird. Auch im Süden wird die Fläche von den unterhalb mündenden Zuflüssen des Ntem erodiert. Der Übergang zwischen Küstentiefland und Innerem Plateau ist an dieser Stelle durch zwei Stufen gekennzeichnet. Die obere Stufe hat eine deutlich zerfrante, aber klar abgesetzte Grenzlinie zwischen zwei Höhenniveaus (280-370 m ü.M.). Nördlich dieser Grenzlinie beträgt der Höhenunterschied zwischen Kerbtal und höherem Plateau 110 m mit nahezu denselben Höhen ü.M. (260-370). In das untere Niveau hat sich der Ntem um etwa 20 m eingetieft; möglicherweise handelt es sich nur um die angrenzende Waldvegetation, die im DLM dem Höhenunterschied entspräche. Der Ntem flösse dann auf demselben Niveau (Abb. 53).

Eine zweite Stufe schließt sich im Westen entlang der südlichen Ausläufer des Nkolebengue-Massivs an, das an dieser Stelle durch einzelne Inselberge charakterisiert ist. Der Ntem folgt einer N-S ausgerichteten Verwerfung, verlässt diese flussabwärts nach Westen und quert die Inselberge durch einen schmalen Durchlass hin zum Küstentiefland. Die Fläche ist durch eine sanfte Steigung nach NE von  $3^\circ$  gekennzeichnet (Abb. 54).

Im Osten ist die Fläche durch die Collines d'Akom begrenzt, im Norden läuft sie entlang des Biwomé und Ndjo'o sukzessive aus. Die primäre Ausrichtung des Gewässernetzes in



**Abb. 55:** Fließrichtungen des Ntem in der Region Nyabessan, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der Flussabschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

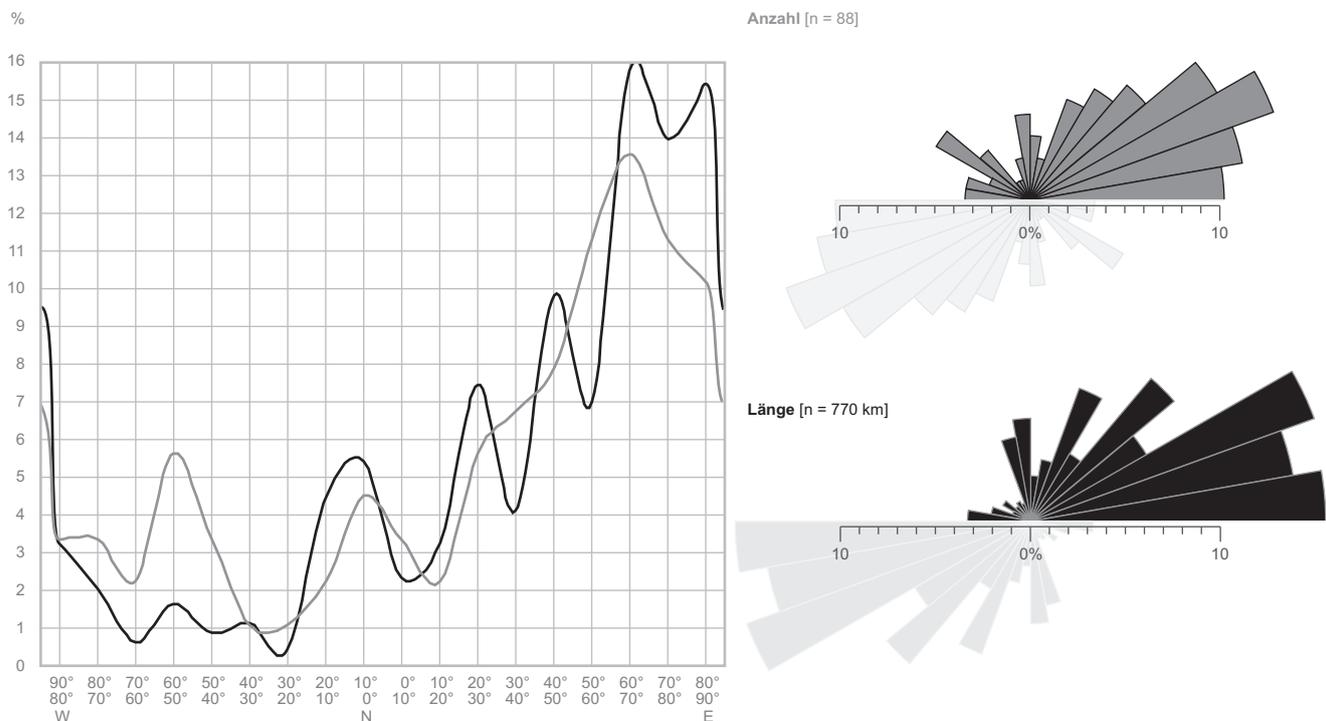


**Abb. 56:** Gewässernetz des Ntem-Binnendeltas mit Hervorhebung linearer Einheiten (Grundlage: TK200 Kribi 1976).

der Region Nyabessan ist ähnlich der Region Akom nach SW (N30-60°E) orientiert, unterliegt aber einer höheren Streuung (Abb. 55). Weitere weniger intensiv hervorgehobene Ausrichtungen orientieren sich nach SSW (N10-20°E) und W (N80-90°W).

Die oft strukturell beeinflusste Flussführung im Binnendelta scheint offensichtlich. Auch KUETE (1990a:312) bezeichnet für das Innere Plateau das hydrologische Netz als besten Indikator für die Strukturen des Basements. Es bilde die grundlegenden bekannten tektonischen Richtungen ab. Daher wurde für die Region als detaillierte Ergänzung zur Lineamentkartierung exemplarisch das Gewässernetz mithilfe der topographischen Karte Kribi (TK 200, 1976) und des DLM erfasst und zusätzlich in die Flussordnungen STRAHLERS (1957) unterteilt, um mögliche Rückschlüsse auf neotektonisch entstandene oder überprägte Strukturen machen zu können (vgl. CICCACCI et al 1987, BELISARIO et al. 1999; s.a. IV 1.2).

Abbildung 56 zeigt das Flussnetz und hebt lineare Einheiten hervor. Es wird deutlich, dass sie nicht nur durch lineare Flussabschnitte, sondern auch durch eine Kombination verschiedener Parameter auftreten, beispielsweise durch eine Reihung auffälliger Flusslaufänderungen und linearer Flussverläufe in Verlängerung der Reihung. Auch Flussläufe verschiedener Ordnungen ergänzen sich zu einem Lineament. Es wurde in 88 Einheiten mit einer Gesamtlänge von 770 km unterschieden (Abb. 57; zur methodischen Vorgehensweise vgl. II.1.2). Besonders die Orientierung N80-90°E weist einen hohen Längen-



**Abb. 57:** Orientierung linearer Einheiten des Ntem-Drainagenetzes auf Höhe des Binnendeltas, untergliedert nach Anzahl (grau) und Länge (schwarz) der linearen Abschnitte (Grundlage: LANDSAT 7).

wert im Vergleich zur Anzahl der Linieneinheiten auf. Die lang gezogenen Lineamente in dieser Ausrichtung, die verstärkt im Binnendelta auftreten, erzeugen den beschriebenen Sachverhalt.

Unabhängig von den durchaus subjektiv editierten Lineamenten wurden Flüsse unterschiedlicher Ordnungen als Rosendiagramm in die Karte der Flussordnungen aufgetragen (Abb. 58). Die schwarz ausgefüllten Rosendiagramme repräsentieren die Flüsse 2.-6. Ordnung, den Ntem und die Verzweigungen des Binnendeltas, die er ausgebildet hat. Abgesetzt davon wurden durch eine graue Außenlinie die Richtungsrosen der Flüsse 1. Ordnung gekennzeichnet. Die Anzahl  $n$  der einzelnen Diagramme ist den Abbildungen A1 (Flüsse 1. Ordnung) und A2 (Flüsse 2.-6. Ordnung + Ntem) im Anhang C zu entnehmen. BELISARIO et al. (1999) gehen davon aus, dass besonders Flüsse niedriger Ordnung, besonders 1. Ordnung, neotektonisch generierte Strukturen hervorheben. Bei Betrachtung von Abb. 58 setzen sich in einigen Regionen die Rosen der Flüsse 1. Ordnung deutlich von denen der höheren Ordnung ab. Es scheint also offensichtlich, dass es neben den strukturellen Vorgaben für das gesamte Gewässernetz auch Unterschiede bei den Flüssen verschiedener Ordnung gibt. Durch die *Nearest-Neighbor*-Rechnung wurden die Flüsse 1. Ordnung auf Flächen für die Region interpoliert und auf 4 Richtungen reduziert (Abb. 59). Bei der Reduktion wurden die Orientierungen N70-90°W und N70-90°E als E-W-Orientierung zusammengefasst, N0-20°W und N0-20°E als N-S, N20-70°E als NE-SW sowie N20-70°W als NW-SE. Je höher die Ausrichtung der jeweiligen Richtungsrose ist, desto dunkler wurde die Linie in der Karte hinterlegt.

Die E-W-Ausrichtung ist besonders deutlich im Südosten der Untersuchungsregion hervorgehoben und tritt inselartig im Binnendelta und nördlich von ihm auf. Recht großflächig nimmt die N-S-Ausrichtung im Südwesten und weniger ausgeprägt im Nordwesten eine Region ein. Diese Ausrichtung ist primär im östlichen Binnendelta inselartig vertreten. Die NE-SW-Ausrichtung tritt in erster Linie nördlich und südlich des Binnendeltas auf. Auch eine Region im südlichen Delta weist dieselbe Orientierung auf. Die NW-SE-Ausrichtung zeigt sich in weiten Teilen im Südosten und großflächig direkt westlich des Binnendeltas. Im zentralen Binnendelta spiegelt sie mit einem sehr hohen prozentualen Anteil vermutlich die primäre Fließrichtung wider.

Die Abbildung 59 zeigt gerade im Binnendelta verschiedene Ausrichtungen des Gewässernetzes, die sich teilweise auch überlappen. Die Interpretation der Karte darf sich jedoch nicht zu sehr auf Detailausschnitte fokussieren, da das Gewässernetz des Binnendeltas primär durch Flüsse 8. Ordnung, der Ordnung des Ntem auf dieser Höhe, repräsentiert wird. Folglich ist die Anzahl  $n$  deutlich niedriger als in den angrenzenden Gebieten. Schon durch wenige Flusseinheiten kann ein hoher prozentualer Wert erreicht werden und ist so für das dargestellte Areal wenig repräsentativ (vgl. hierzu die Karten im Anhang C).

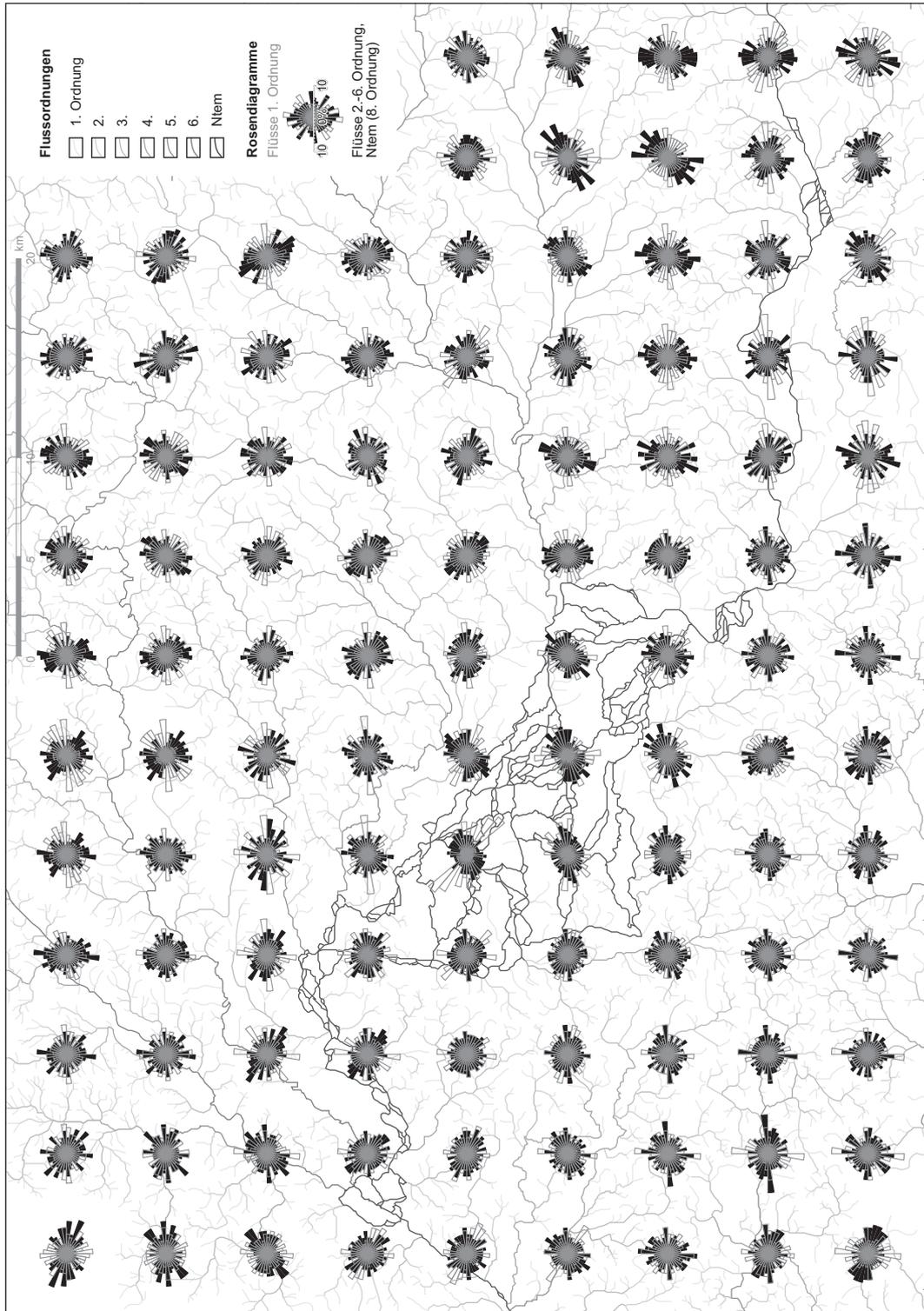
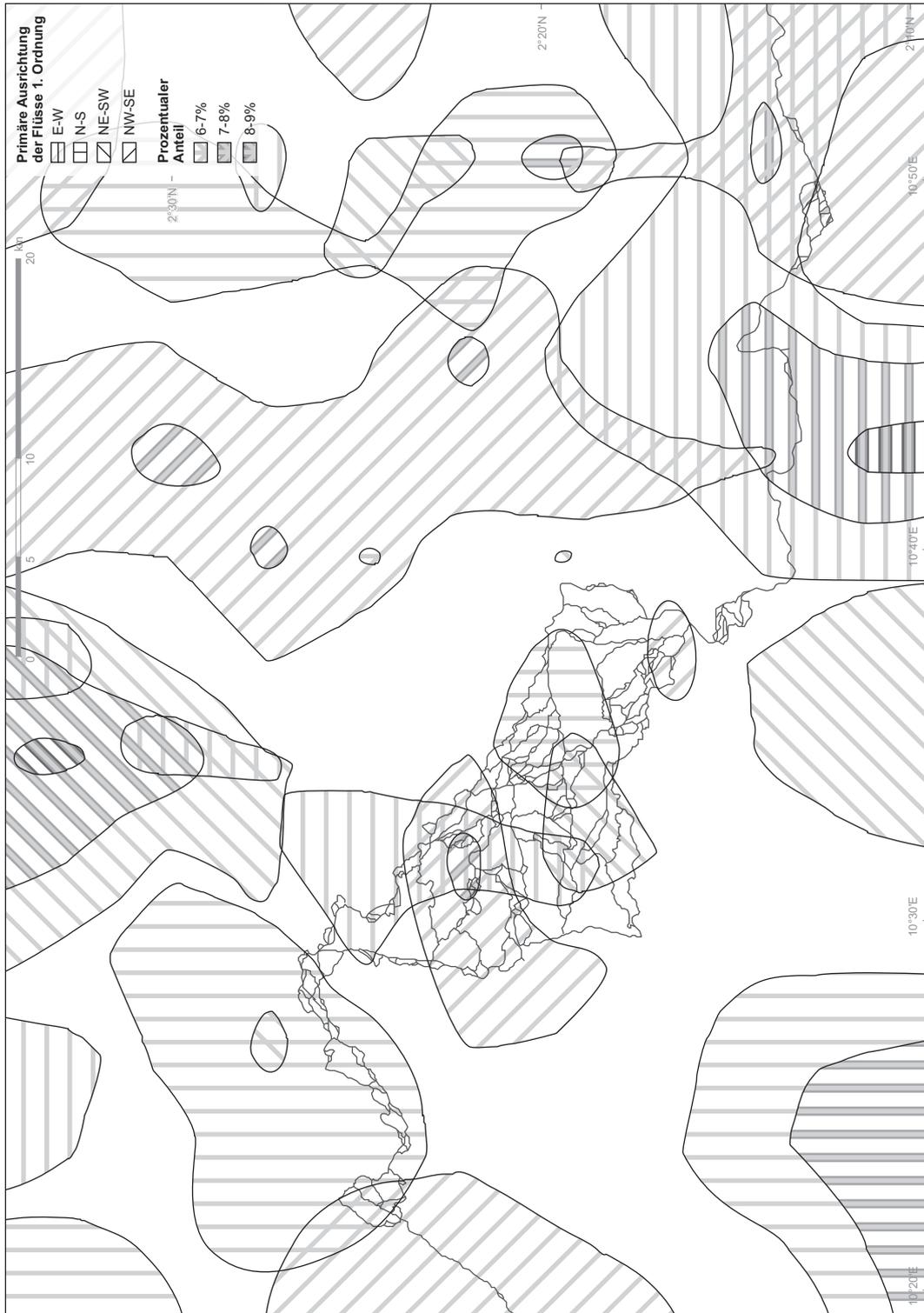


Abb. 58: Ntem-Binnendelta mit den Flüssen verschiedener Ordnungszahlen als Richtungsrosen aufgetragen unter besonderer Berücksichtigung der Flüsse 1. Ordnung.



**Abb. 59:** Übersicht über die Orientierungen der Flüsse 1. Ordnung im Ntem-Binnendelta.

Im Binnendelta wurden in der Region Ma'an, Akom und Nyabessan Alluvionen gefunden, die für die sedimentologischen Arbeiten der Forschergruppe ein ausführliches landschaftskundliches und flussgenetisches Bild der letzten 50 ka bieten. Aus diesem Grund konzentrierte sich ein Großteil der Geländearbeiten in den langen Trockenzeiten der Jahre 2005 und 2006 auf das Ntem-Binnendelta.

#### *Nyabibak*

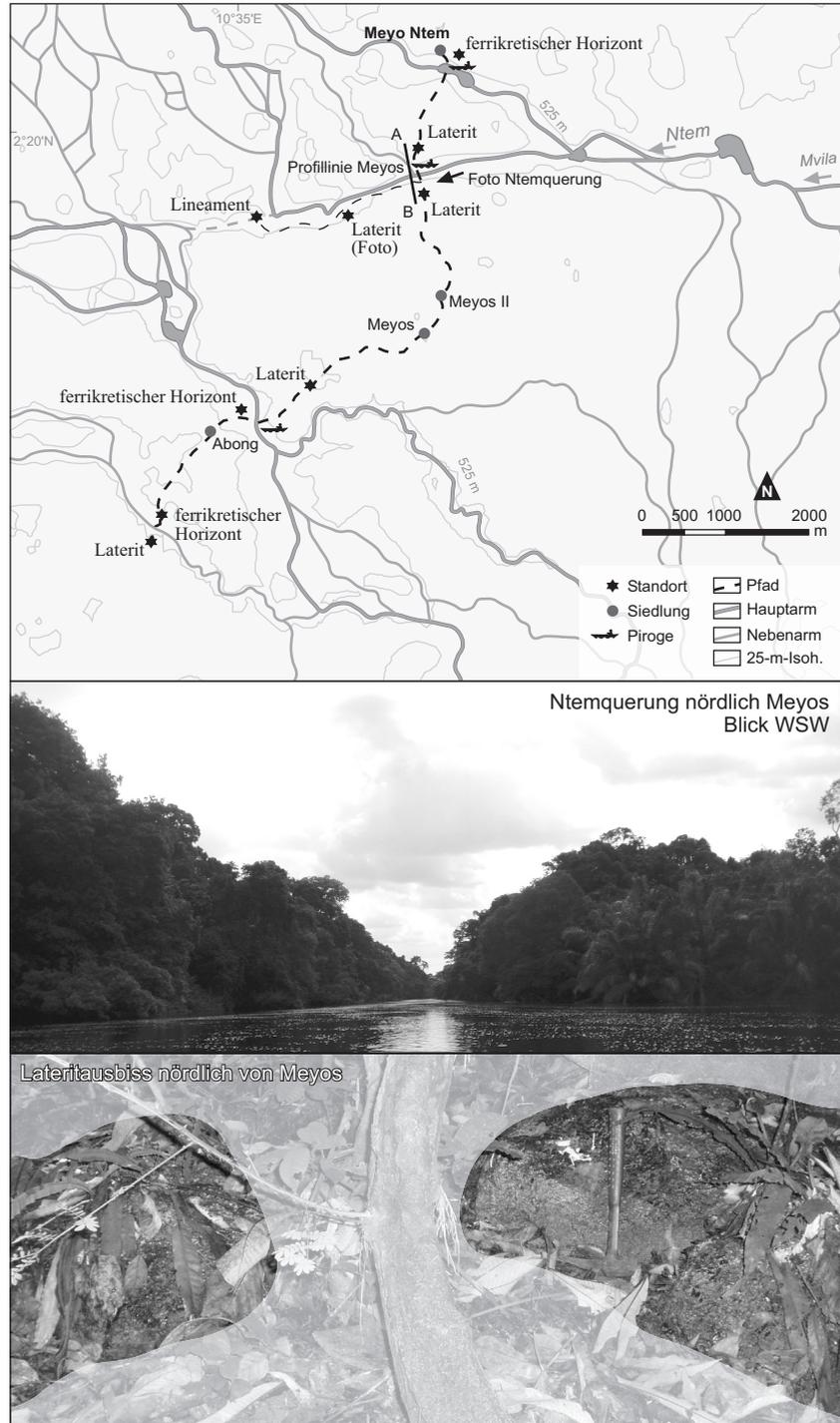
Auf Höhe des dem Binnendelta vorgelagerten Beckens ändert der Ntem seine primär WSW ausgerichtete Fließrichtung, durchbricht durch ein schmales Tal einen lang gezogenen ENE-streichenden Inselgebirgszug und mündet dahinter in das nach NW orientierte Binnendelta (s.o.). Im Süden ist das Becken durch eine Gebirgsrippe begrenzt, die sich sehr geradlinig von WSW als südwärtige Begrenzung des Mbini-Beckens nach ENE zieht und etwa 25 km östlich des Standortes ausläuft. Nach der geologischen Übersichtskarte von FEYBESSE et al. (1998:164) ist diese Rippe nicht durch eine einheitliche Geologie gekennzeichnet – südlich des Beckens von Nyabibak setzt sie sich aus Gneis der *Nappe de Yaoundé* zusammen, der hier sehr kleinräumig weit entfernt von der rezenten Überschiebungsfrent in Erscheinung tritt. Eine detaillierte geologische Unterscheidung der nördlichen und westlichen Begrenzung des Beckens ist aufgrund der kleinmaßstäbigen geologischen Karten nicht zu treffen; sie setzen sich jeweils aus einer gebänderten Serie mit granulitischem Gneis, Leptyniten und Enderbiten zusammen. Die sedimentologischen Untersuchungen vor Ort zeigten einen weiten Auenbereich des Ntem mit Alluvionen.

Auf der topographischen Karte (TK 200 Kribi 1976) sind an dem schmalen Durchlass zum Binnendelta Stromschnellen eingezeichnet. Aufgrund der infrastrukturell schlechten Gegebenheiten konnte er nicht erreicht werden.

#### *Meyo Ntem (Region Ma'an)*

Südwestlich von Ma'an liegt direkt oberhalb des Ntemufers die Siedlung Meyo Ntem (2°20'N, 10°36'E; Mitte des Ntem; Abb. 60). Ein Pfad führt über etwa 20 Höhenmeter steil zum Fluss hinunter. An dieser Stelle hat der Ntem ein weites Flussbett ausgebildet, bevor er von anstehendem Fels in einen schmalen und flachen Überlauf mit vereinzelt auftretenden Stromschnellen reduziert wird. Der Gesteinsausbiss ist weitläufig und weist eine vielfältige Klüftstruktur auf. Entlang einiger Klüfte sind große Gesteinsbrocken aus dem festen Zusammenhang erodiert. Flussabwärts erhöht sich der Anteil von Gesteinsbruchstücken und Schottern auf dem Ausbiss. Teilweise sind sie zu einer teils porösen, teils festen Matrix ausgehärtet, die durch Eisen- und Mangan-Oxide verbacken ist. In einigen Partien haben sich auf dem Fels oder auf der Schottermatrix überwiegend grasbestandene Vegetationsinseln gebildet, deren Höhe das regenzeitliche Flussniveau widerspiegelt. Im Norden wird das Areal durch einen etwa 40° steilen Anstieg zu der Siedlung

**Abb. 60:** Überblick über die Region Meyo Ntem mit Verortung des Transekts A-B (vgl. Abb. 95) und dem Pfad durch das Binnendelta von Meyo Ntem über Abong an den 4. Ntem-Arm (vgl. Abb. 63; Grundlage: DLM).



begrenzt, im Süden durch eine in weiten Stufen sanft ansteigende Böschung einer etwa 2 km<sup>2</sup> großen Insel, die im Süden durch einen weiteren Arm des anastomosierenden Ntem eingefasst wird.

Der Ntem fließt anfangs in westlicher Richtung über das Areal und hat dort eine Wassertiefe von bis zu 50 cm während der Trockenzeit. Er ändert allmählich seine Orientierung nach NW und überfließt in unregelmäßigen Abständen linear ausgebildete geringmächtige Stufen mit westlicher Ausrichtung (N80-90°W).

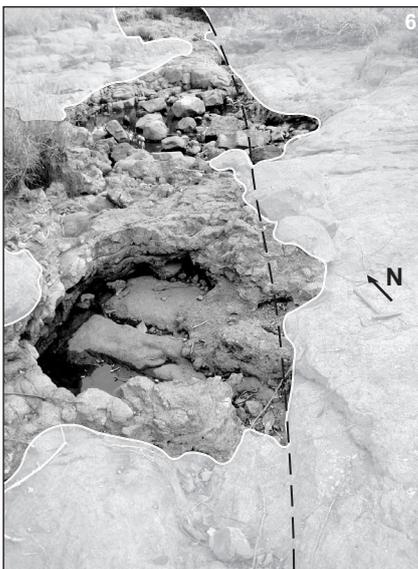
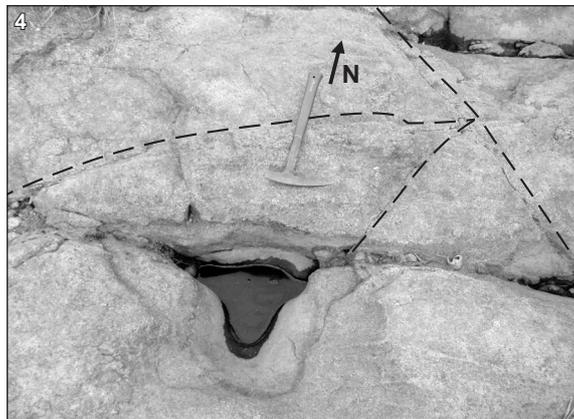
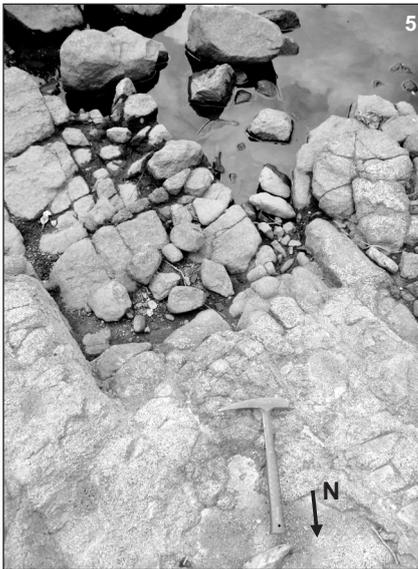
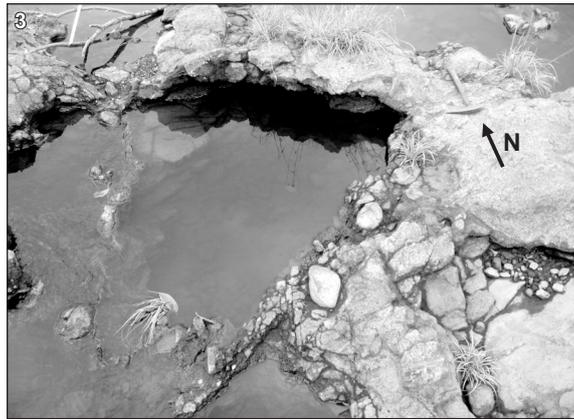
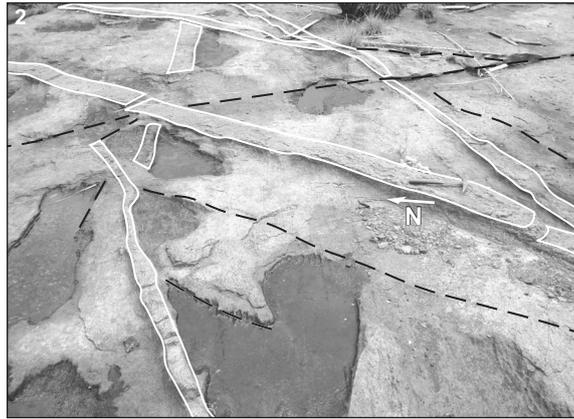
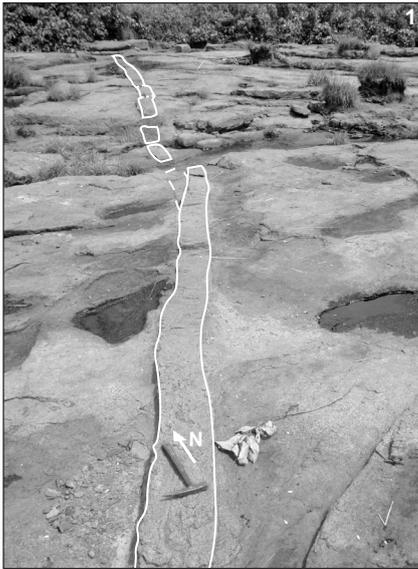
Die linearen Strukturen des Anstehenden treten durch unterschiedliche Charakteristika in den Vordergrund. Besonders markant hebt sich im östlichen Bereich des Gesteinsareals eine kantig linear nach N10-20°E orientierte Erhöhung um bis zu 20 cm aus dem umgebenden Gestein hervor. Sie verläuft über 10 m in diese Richtung und setzt dann an einer mit Wasser verfüllten, nahezu quer dazu verlaufenden Kluft (N80-90°W) aus. Nördlich der begrenzenden Kluft tritt diese Einheit erneut in Erscheinung (Abb. 61.1). Ihr Verlauf ist jedoch partiell um etwa 20 cm nach Osten versetzt. Weitere Lineamente treten durch eine geringere Erhebung aus der Umgebung hervor (Abb. 61.2). 2 m östlich der oben beschriebenen Erhöhung (auf beiden Fotos durch den genordeten Geologenhammer an derselben Stelle gekennzeichnet) verläuft parallel ein Lineament, das jedoch nicht diese einheitliche kantige Symmetrie aufweist, sondern deutlich stärker erodiert ist. In einem Winkel von etwa 50° zu den beschriebenen Strukturen treten mit leichter Erhöhung zwei nach N60-70°E orientierte Einheiten auf, von denen eine die markante Struktur schneidet, jedoch deutlich niedriger ist. Auch die eckige Symmetrie ist weitaus weniger ausgeprägt. Eine weitere nur partiell gering abgesetzte Erhebung (N80-90°E) verläuft fast parallel zu der mit Wasser verfüllten Spalte. Sie schneidet die markant erhöhte Struktur, ist jedoch am Schnittpunkt kaum von dem umgebenden Basement abgesetzt.

0,5 m westlich der markanten Erhöhung ist auf dem Foto ein zu dieser parallel verlaufendes Lineament zu erkennen, das aber durch linear gereichte geringmächtige Stufen einiger Millimeter charakterisiert ist (N10-20°E). Eine Erhebung als einheitliche Kluftverfüllung über die Umgebung tritt nicht auf. Eine weitere parallele Stufe existiert erneut 0,5 m westlich; bei diesem Beispiel handelt es sich nicht um eine lineare Reihung, sondern um eine einzelne Stufe über kurze Distanz (0,5 m).

Entgegen der primär nach NE ausgerichteten Lineamente schneidet eine nach N10-20°W orientierte Reihung von teils recht deutlich herauspräparierten Stufen, teils kaum erkennbaren Absätzen die thematisierten Lineamente.

Im unteren westlichen Bereich des Gesteinsareals sind erneut zwei quarzverfüllte Klüfte herauspräpariert. Das umliegende Gestein liegt unterhalb der Wasseroberfläche. Entsprechend treten die Erhöhungen über dem Wasserniveau trotz einer fortgeschrittenen Zersetzung in zentimetergroße Gesteinsfragmente deutlich in Erscheinung. Eines der Line-

**Abb. 61.1-7** (nächste Seite): Hervorhebung verschiedener Aspekte des großflächigen Gesteinsausbisses: (1) Markanter, partiell freierodierter Quarzgang mit der Ausrichtung N80-90°W; (2) Quarzgänge (weiße Linien) und Stufen mit geringmächtigen Versätzen (schwarz-gestrichelte Linien), (vgl. 1); (3) Partiiell unter Wasser gelagerte Kreuzung zweier stark verwitterter Quarzgänge; (4) Deutlich erodierter Kreuzungsbereich geringmächtiger Stufen (schwarz gestrichelte Linien) mit markanter Kluft; (5) Gerundete Gesteinsfragmente in gekreuzter Kluftstruktur; (6) Erosionskolke in ausgehärteten Schotterablagerungen (weiße Linie) entlang einer deutlichen Stufe (schwarz gestrichelte Linie); (7) Erosionskolke in Schotterablagerungen mit Einblick auf Quarzgänge im anstehenden Basement.



amente ist nach N60-70°E orientiert, das kreuzende N10-20°E. Beide haben etwa einen vergleichbaren Verwitterungsstatus (Abb. 61.3).

Unterschiedlich in Erscheinung tretende Klüfte sind erneut im zentralen Bereich zu beobachten. Als flache Einkerbungen entlang von Rissen gibt es drei Ausrichtungen: N60-70°E, N10-20°E und N60-70°W (Abb. 61.4). Die zentrale lineare Spalte ist partiell mit Wasser gefüllt. Entgegen den sanften Einkerbungen ist sie nach N80-90°E orientiert.

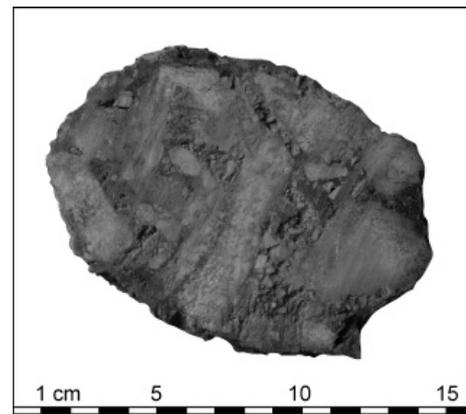
Im zentralen Bereich des weitläufigen Gesteinsausbisses tritt eine kleinräumig gekreuzte Klüftung eines einheitlichen Gesteins in den Vordergrund, entlang derer die Verwitterung greift und etwa bis zu handgroße Stücke herauspräpariert (Abb. 61.5). Die Ausrichtung der Klüfte ist N50-60°E und senkrecht dazu N30-40°W. Die so orientierte Kreuzklüftung ist an zahlreichen Standorten in unterschiedlich verwittertem Zustand zu beobachten.

Flussabwärts nehmen auf dem Gesteinsareal die Flächen zu, die mit der Matrix aus Eisen- und Mangan-Oxid verbackenen Klasten überlagert sind. Teilweise lagern sie exponiert, teilweise in breiten Spalten oder auch Einfassungen des Anstehenden, die durch Stufen begrenzt sind. Großflächig treten die Verbackungen nicht auf.

Abbildung 61.6 zeigt eine Mischlagerung von verbackenen und losen Gesteinsfragmenten und Schottern, die mit einer Mächtigkeit von 30 cm auf dem Basement aufliegt und sich bis zur Böschung in N10-20°E entlang einer linearen Stufe hinzieht. Eine Besonderheit ist der rund angelegte vermutlich regenzeitlich ausgebildete Erosionstrichter im Vordergrund, der durch die Schotterdecke hindurch reicht und direkten Einblick auf das unterlagernde Gestein gibt. Dieses weist eine zur Spalte erweiterte Kluft mit der Ausrichtung N40-50°W auf. Im Hintergrund befindet sich eine ähnliche Aussparung, die jedoch großflächiger und nicht so klar umrissen ist. Vereinzelt liegen lose kantige bis kantengerundete Blöcke in dieser Vertiefung.

An einem weiteren flussabwärtigen Standort ist eine Fläche der ausgehärteten Ablagerungen durch einen ähnlichen Formenschatz charakterisiert. Nebeneinander gibt es erneut zwei Trichter durch die etwa 25 cm mächtige Schotterlage, die Einblick auf das Anstehende gewähren. Eine schmale quarzverfüllte Kluft zeigt dort die Ausrichtung N60-70°E (Abb. 61.7).

**Abb. 62:** Schnitt durch ein aus der Matrix gelöstes Fanglomerat-Fragment.



Für den Einblick in die Matrix wurde eine Einheit aus dem Zusammenhang gelöst und im mineralogischen Labor des Fachbereichs 11 der Goethe-Universität aufgeschnitten.

Der Schnitt durch das etwa 13 x 10 cm messende Handstück zeigt zahlreiche Gesteinsbruchstücke aus Gneis und Granit in verschiedenen Größen (Abb. 62). Neben den kantigen Bruchstücken gibt es auch kantengerundete bis gerundete Fragmente in der Matrix; deshalb wird diese folgend als Fanglomerat bezeichnet. Von der mit diesem Terminus eingegrenzten Genese wird vorerst abgesehen (vgl. MURAWSKI 1992). Die Räume zwischen den großen Bestandteilen sind durch kleine eckige Quarzkörner und rötlich leuchtenden Hämatit gefüllt.

Die Fanglomeratlagen sind in geschützten Bereichen von einer dunkelbraunen bis schwarzen Patina überzogen. Die Farbe weist auf Eisen- und Manganoxid als wichtige Bestandteile hin.

Durch die zahlreich angelegten Aufschlüsse und sedimentologischen Bohrungen im Uferbereich konnten an keinem Standort Schotterlagen unterhalb der Sedimente gefunden werden.

Nördlich der Stromschnellen wurden über dem Anstehenden etwa 100 cm mächtige, homogen sandige Ablagerungen erbohrt (L 3, vgl. Anhang B). Entlang der Catena erhöht sich der Neigungswinkel deutlich, und 160 cm oberhalb des Flussniveaus wurde über einem klar ausgeprägten Knickpunkt am Hang an mehreren Standorten eine geringmächtige, vermutlich kolluviale Lage über einem ferricretischen Anreicherungshorizont identifiziert. Mit zunehmender Tiefe war ab etwa 60 cm das Eindringen in diesen Horizont nicht mehr möglich (vgl. L 6, Anhang B). Unterhalb des Knickpunkts wurden in keiner Bohrung Eisenkonkretionen geborgen.

In der Siedlung, aber auch am Weg zum Fluss sind zahlreiche Pisolithe oberflächlich zu finden. Das erhöhte Auftreten weist unter anderem auf den starken Abtrag und die kolluviale Umlagerung, vor allem entlang des Weges, durch die anthropogene Beanspruchung hin.

Am Südufer konnten ausschließlich Sande, teilweise mit organischen Lagen im Unterboden, geborgen werden (vgl. L 5, Anhang B).

### *Meyos*

Südlich von Meyo Ntem bilden zwei anastomosierende Arme des Ntem eine Insel mit der Ansiedlung Meyos im Zentrum. Auf der Südseite der Insel weist der Fluss einen sehr linearen Verlauf mit recht hoher Strömungsgeschwindigkeit auf (N70°E). Das Foto (Abb. 60) spiegelt die klare Ausrichtung wider. Dieser Verlauf ist Teil eines weiten Bogens, der sich über 5 km erstreckt. Er beginnt unterhalb der Mvilamündung auf der Höhe von An-

guiridjang (2°19'N, 10°37'E) in E-W-Erstreckung (N90°E/W) und orientiert sich flussabwärts sukzessive nach Süden (N60°E), bevor er aussetzt. An dieser Stelle orientiert sich der Flusslauf recht abrupt nach Norden. Entgegen der Farbgebung der LANDSAT-Szenen (Path 186, Row 058, 21.02.2001, 26.04.2001) folgt auf Höhe des Richtungswechsels ein schmaler Nebenarm der linearen Verlaufsrichtung. Die Überdeckung dieses Flusslaufs durch das Kronendach des Regenwalds erschwert die Identifikation durch die Fernerkundungsdaten und erfordert eine Begehung vor Ort.

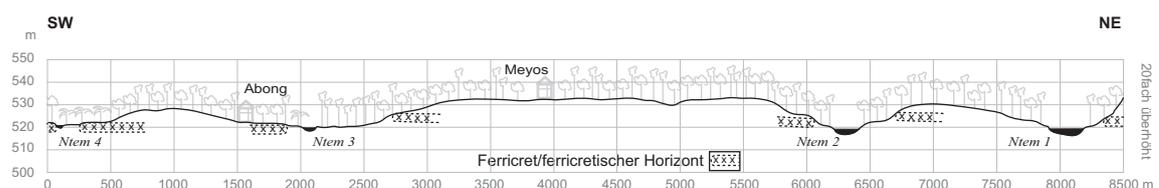
Der Fluss kann auf Höhe eines abzweigenden Nebenarms mit der Piroge überquert werden (Abb. 60). Der Abzweig ist durch einige über das Wasserniveau aufragende Gesteinsausbisse gekennzeichnet, deren lineare Reihung der Orientierung des Flusses entspricht. Mit zunehmender Entfernung vom Ntem setzen die Ausbisse aus. Der Hauptarm ist nach den Aussagen der Führer mehrere Meter tief (hohe Strömungsgeschwindigkeit und Tiefe führen an dieser Stelle im Binnendelta zu den meisten Pirogenunfällen – mit Todesfolge). Gesteinsausbisse über dem Flussniveau treten im Hauptarm nicht auf.

#### *Meyo Ntem-Abong*

Von Meyo Ntem an der nördlichen Begrenzung des Ntem-Binnendeltas aus führt ein Pfad durch das Delta hindurch über Meyos und Abong an die Grenze zwischen Kamerun und Äquatorial-Guinea. Im Gelände werden vier Ntem-Arme überquert, die trockenzeitlich Wasser führen. Die zwischengelagerten Inseln haben Maximalhöhen von bis zu 550 m ü.M. in der flachwelligen Landschaft; die Höhenlage des Ntem steigt in südwärtiger Richtung von 515 m bei Meyo Ntem bis 520 m am 4. Ntem-Arm hinter Abong an. Bohrungen und Beobachtungen zeigen an einigen Standorten Lateritausbisse und ferricretische Anreicherungshorizonte (Abb. 63).

Nördlich und südlich des Ntem werden am 2. Ntem-Arm an zahlreichen Stellen stark verwitterte Lateritkrusten-Residuen beobachtet, die durch eine Stufe geomorphologisch in Erscheinung treten. Sie liegen einheitlich auf einem Niveau etwa 50 cm oberhalb einer Terrasse, die das regenzeitliche Flussniveau widerspiegelt.

Auf der Nordseite des 3. Ntem-Arms südwestlich von Meyos bildet ein Ferricret 260 m vom Ufer des Ntem entfernt eine klare Stufe. Unterhalb der Stufe setzt ein weites, ebenes

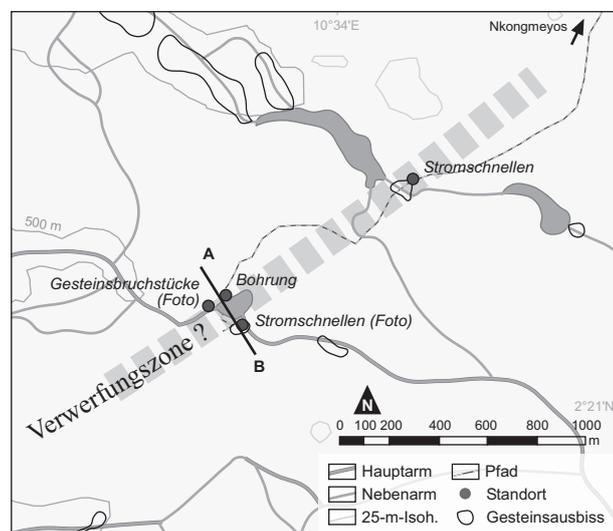
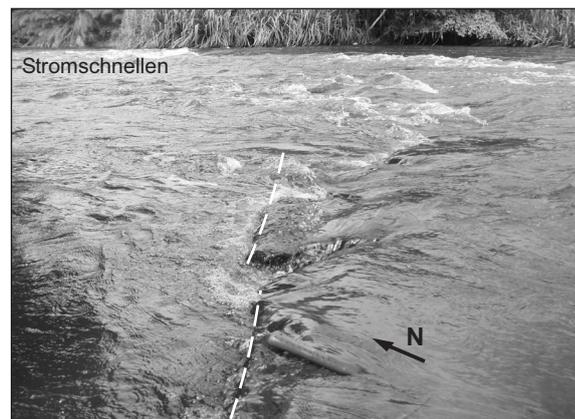


**Abb. 63:** Transekt Meyos entlang des Pfades von Meyo Ntem über Abong an den 4. Ntem-Arm (Grundlage: DLM, Geländeeinmessung).

Areal ein, das durch tonige Sedimente mit organischen Lagen definiert wird und durch einen schmalen Uferwall vom Ntem getrennt liegt. Eine Quarzitruppe unterteilt das Areal in zwei Bereiche; ferricretische Residuen treten auch durch die bis zu 450 cm tiefen Bohrungen nicht zu Tage (z.B. Bohrung L 17, vgl. Anhang B).

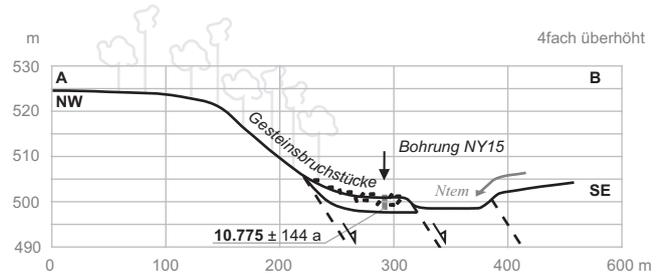
Etwa 3 m unterhalb der auf der Nordseite beschriebenen Ferricretstufe beendet ein ferricretischer Anreicherungshorizont eine Bohrung durch stark verwittertes tonig-schluffiges Substrat am südlichen Ufersaum (L 15, vgl. Anhang B).

Nördlich des 4. Ntem-Arms ist ein Ferricret etwa 350 m vom Ufer entfernt als Ausbiss an einer geringmächtigen Stufe zu identifizieren, das sich offensichtlich über weitere 300 m unter einem bis zu 100 cm mächtigen sandigen Oberboden fortsetzt, bevor das Gelände ansteigt (z.B. Bohrung C 11a, vgl. Anhang B). Direkt südlich dieses Flussarms wird erneut ein ferricretischer Horizont identifiziert, der etwa 100 cm oberhalb des trockenzeitlichen Flussniveaus ausbeißt, sich aber auch leicht nach Süden ansteigend unter dem tonig-schluffigen Oberboden fortsetzt.



**Abb. 64:** Ausschnitt des Ntem-Binnen-deltas südlich von Nkongmeyos mit genauer Verortung des Transekts A-B (vgl. Abb. 65, Grundlage: DLM, GPS-Aufnahme) und der Fotos von den Stromschnellen oberhalb des Bohrstandorts und der Gesteinsbruchstücke.

**Abb. 65:** Transekt A-B bei Nkongmeyos mit der Skizzierung einer hypothetischen Verwerfungszone (vgl. Abb. 64 und V.1.3.3; Grundlage: DLM, Geländeeinmessung).



### *Nkongmeyos*

Südwestlich von Nkongmeyos ( $2^{\circ}21'N$ ,  $10^{\circ}34'E$ ) hat der Ntem auf recht kurzer Distanz drei breite Arme ausgebildet. Am zentralen Lauf führt ein Pfad zu einem Bereich, in dem sich der Ntem hinter einem Katarakt zu einem weiten Becken öffnet (Abb. 64).

Die geringmächtige Stufe, die die Turbulenz verursacht, orientiert sich nach  $N70^{\circ}E$ . Das gesamte nördliche Ufer des Beckens ist durch handgroße angewitterte und kaum zugewinkelte Steine des anstehenden Gneises geprägt, die dort nahezu flächendeckend verteilt liegen. Ihr Flechten- und Moosbewuchs weist auf eine rezente Ruheposition hin. Etwa 10 m hinter der ebenen Uferbank führt ein nach Norden orientierter gestreckter Hang über etwa 80 m partiell steil bergan ( $15^{\circ}$ ).

Zwischen den Steinen gelingt nur eine Bohrung, die jedoch bis in 200 cm Tiefe durchgeführt werden konnte, bevor sie durch das Anstehende begrenzt wurde (L 49, vgl. Anhang B). Das Substrat ist sandig-tonig und weist in der letzten Bohrstufe eine braune Farbe auf (2,5 Y 5/2), ein Hinweis auf organisches Sediment. Die Datierung zeigt ein Alter von  $10.775 \pm 144$  a (Abb. 65).

Oberhalb der Böschung am südlichen Ufer ist ein 80 cm hoher Uferwall aufgeworfen. Die sandigen Ablagerungen hinter dem Wall liegen geringmächtig direkt auf dem Anstehenden auf. Steine oder Blöcke sind am südlichen Standort nicht vorhanden.

### *Asseng*

An der Lateritstraße von Ma'an nach Nyabessan liegt nordöstlich des Ntem-Binnendeltas Asseng ( $2^{\circ}25'N$ ,  $10^{\circ}31'E$ ). Etwa 300 m südöstlich des Ortes quert die Lateritstraße den Mvi'ilii, einen Tributär des Ntem, der sich von diesem Standort über eine Länge von 2 km nach  $N80^{\circ}E$  orientiert, bevor er in den Vorfluter mündet (Abb. 66). Der Mvi'ilii liegt in der an Reliefenergie reicheren Landschaftseinheit, die nördlich an das Binnendelta angrenzt. Entlang des linearen Verlaufs überwindet er 15 Höhenmeter (465-450 m ü.M.), umgeben von Höhenzügen, die in nordöstlicher Verlängerung der *Collines d'Akom* (s.u.) bis zu 100 m über das schmale Sohlenkerbtal aufragen. Die schmale Talsohle ist primär durch mächtige Blöcke gekennzeichnet, deren Zwischenräume mit sandigen Sedimenten verfüllt sind. Das Flussbett ist sehr flach und durch den ausbeißenden Fels gekennzeich-

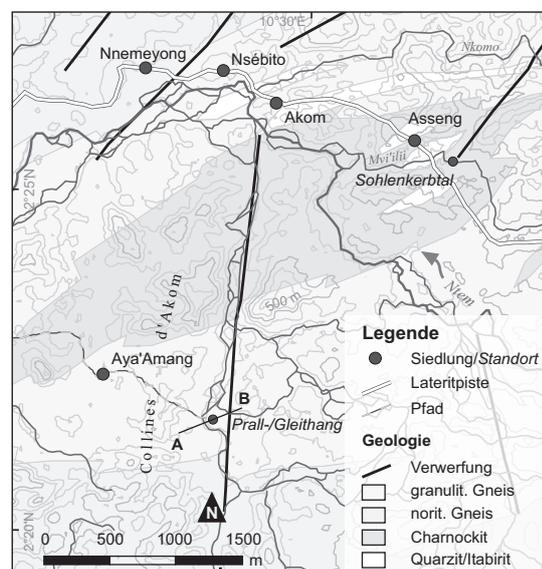
net. An einer Partie hat der Mvi'ilii einen Gleithang ausgebildet, dessen sandige Sedimente jedoch nur geringmächtig den Fels überlagern.

Oberhalb der linearen Laufstrecke überwindet der Tributär innerhalb von 200 m einen Höhenunterschied von 8 m mit klarer Ausrichtung nach N20°E, bevor er sich nach Westen orientiert (s.o.). Die dort auftretenden Stromschnellen werden durch nahezu quer zur Fließrichtung (N80°E) angelegte Stufen gebildet.

### *Aya'Amang*

Eine lang gezogene Inselbergkette, die *Collines d'Akom*, unterteilen das Binnendelta auf Höhe von Aya'Amang (2°22'N, 10°27'E). Von der Siedlung aus muss ein Teil dieser Kette in östlicher Richtung überquert werden, um an den Ntem zu gelangen. Kurz vor dem Fluss führt der Pfad über 800 m partiell sehr steil hinab (35°). Der Ntem-Arm verläuft hier in NNE-Richtung (N10°E) und begrenzt so die Region Ma'an des Binnendeltas, die durch die Vielzahl anastomosierender Arme gekennzeichnet ist (Abb. 66).

Das Tal ist durch die steil angelegte Kette im Westen und teils auch im Osten durch einen über 150 m über das Delta aufragenden Inselberg linear begrenzt, bestimmt durch eine Verwerfung, die in derselben Ausrichtung im geologischen Blatt verzeichnet ist (MAURIZOT 2000). Innerhalb dieses Tals hat der Ntem einen nahezu linearen Arm, jedoch auch einige Verästelungen ausgebildet. In regelmäßiger Abfolge münden verschiedene Stränge des Deltas in den Ntem, bevor er bei Akom die Inselbergkette passiert. Über 8 km überwindet der Ntem von dem Standort Aya Amang bis Akom 14 Höhenmeter (1,75 ‰). Das Gefälle liegt deutlich unter dem durchschnittlichen Gefälle in der Region Ma'an (2,6 ‰). Der Fluss hat offensichtlich eine tangentielle Wasseraufnahme-Funktion für diese Region mit hoher Durchflussrate und einer geringen Fließgeschwindigkeit.



**Abb. 66:** Topographische Übersicht über den westlichen Bereich der Region Ma'an und Geologie (Grundlage: DLM, MAURIZOT 2000).

Der Standort liegt in dem Bereich, an dem der oben beschriebene lineare Lauf einsetzt. Der Ntem beschreibt eine weite Biegung von Osten kommend nach NNE und hat am westlichen Ufer einen Prallhang ausgebildet. Direkt oberhalb der Böschung beginnt der Anstieg zu der Inselbergkette. Ein geomorphologischer Formenschatz, der auf rezente Erosionsprozesse schließen lässt, ist an der Böschung nicht zu identifizieren.

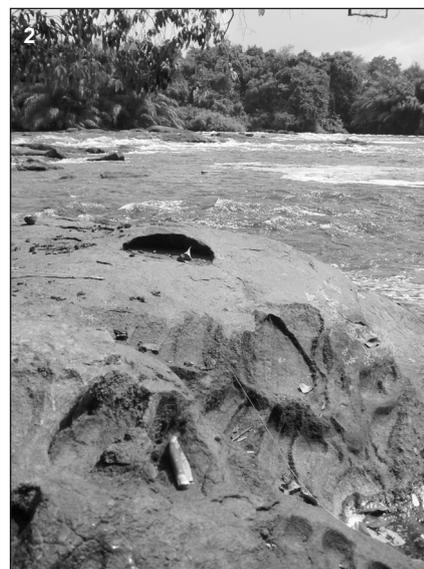
Am Ostufer befindet sich ein weitläufiger Gleithang, auf dem sich etwa 100 m vom Ufer entfernt eine Terrasse von etwa 50 cm Höhe absetzt. Oberhalb der Stufe wurde in einer Tiefe von 320 cm organisches Material mit einem Alter von  $30.675 \pm 770$  a gefunden (Bohrung L 37, vgl. Anhang B). Zwischen Terrassenkante und Fluss wurde erneut gebohrt. Eine organische Lage in 140-160 cm Tiefe hatte ein Alter von  $4341 \pm 60$  a (L 36, vgl. Anhang B). Auf einem ähnlichen Niveau konnte auch am schmalen Ufersaum des westlichen Ufers eine organische Lage mit einem Alter von  $5306 \pm 64$  a identifiziert werden (Bohrung L 38, vgl. Anhang B).

#### *Nsebito, Nnémeyong (Region Akom)*

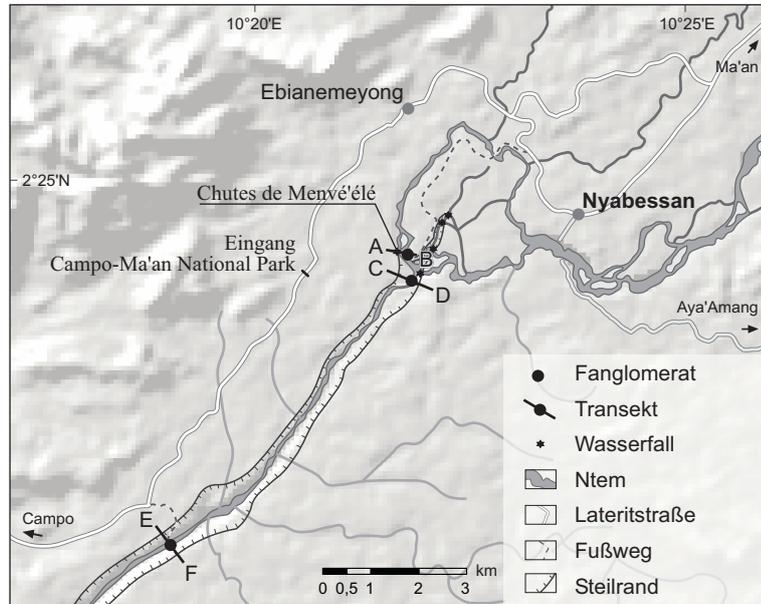
Eingeengt durch die von SSW in das Binnendelta abdachenden *Collines d'Akom* reduziert sich der weiterhin anastomosierende Ntem auf einen Durchlass von etwa 500-1000 m Breite. Das Tal ist durch sanft ansteigende Ufer mit einer deutlich abgesetzten Böschung gekennzeichnet, die die Aue einfasst. Diese Stufe begrenzt nach Auskunft der Führer das regenzeitliche Flussniveau.

Auf Höhe von Nnémeyong ( $2^{\circ}26'N$ ,  $10^{\circ}27'E$ ) hat der Ntem Stromschnellen ausgebildet. Das aus dem Flussniveau aufragende Gestein weist entlang strukturell vorgegebener Linien kleinräumige Felskolke von bis zu 20 cm Durchmesser auf (Abb. 67.2). Als sedimentiertes Erosionswerkzeug treten Sande und Grobsande auf. Die oberflächlich abgelager-

**Abb. 67.1-2:** (1) alluviale Ablagerungen: Pisolithe und Sande; (2) Erosionskolke an den Stromschnellen bei Nnemeyong.



**Abb. 68:** Verortung der einzelnen Wasserfälle (Sterne), der angelegten Transekte A-B, C-D und E-F durch das Kerbtal des Ntem und der Fanglomeratproben (vgl. Abb. 73, 75, 76, Grundlage: DLM, TK 50, GPS-Aufnahme).



ten Sedimente enthalten neben sandigen Ablagerungen vorwiegend Eisenkonkretionen (Pisolithe; Abb. 67.1), deren geringer Härtegrad sie jedoch als primäres Erosionswerkzeug ausschließt.

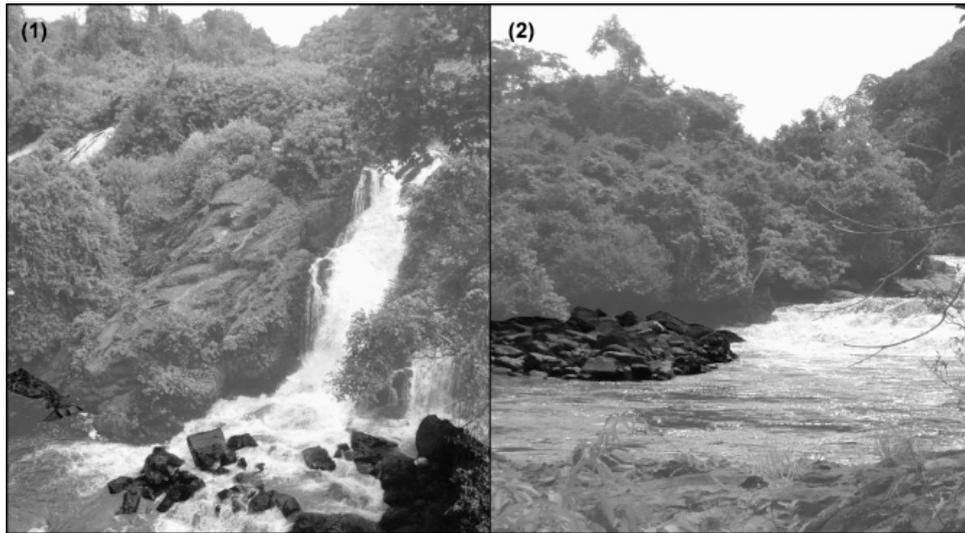
#### *Nyabessan (Region Nyabessan)*

Der Ntem teilt sich bei Nyabessan in zwei Arme; der eine beschreibt einen Bogen nach NW, dann SW und schließlich SSE, bevor er über eine etwa 6-8 m mächtige Stufe mit den *Chutes de Menvé'élé* in einen westwärtigen Versatz des nach SW streichenden Kerbtals unterhalb des Binnendeltas mündet. Der andere verläuft in SW-Richtung und mündet auf derselben Höhe gegenüber den oben beschriebenen Wasserfällen (*Chutes*) über eine vergleichbare Stufe von Osten direkt in ein Becken, zu dem sich das Kerbtal an dieser Stelle öffnet. Zusätzlich hat er weitere schmale Läufe ausgebildet, die nördlich des Beckens in das Kerbtal fließen. Der Fluss beschreibt an dieser Stelle nahezu eine Kreisform, die jedoch durch klar lineare Teilstücke charakterisiert ist (vgl. Abb. 68).

Bevor sich der Ntem zu der Kreisform öffnet, ist sein Fließverhalten sehr ruhig. Er hat mächtige organische Sedimentpakete mit einem Maximalalter von  $3894 \pm 57$  a abgelagert (Bohrung L 22, vgl. Anhang B).

#### *Chutes de Menvé'élé*

Die *Chutes de Menvé'élé* werden über einen Pfad erreicht, der von Nyabessan kommend westlich entlang einer bis zu 10 m tiefen linear angelegten Schlucht führt. Gegenüber dem Pfad drainiert der südwestliche Arm des Ntem über drei Wasserfälle von Osten kommend in die Schlucht. Sie orientieren sich jeweils an der Klüftung des Gesteins nach N40-50°E.



**Abb. 69.1-2:** Blockablagerungen im Kerbtal des Ntem.

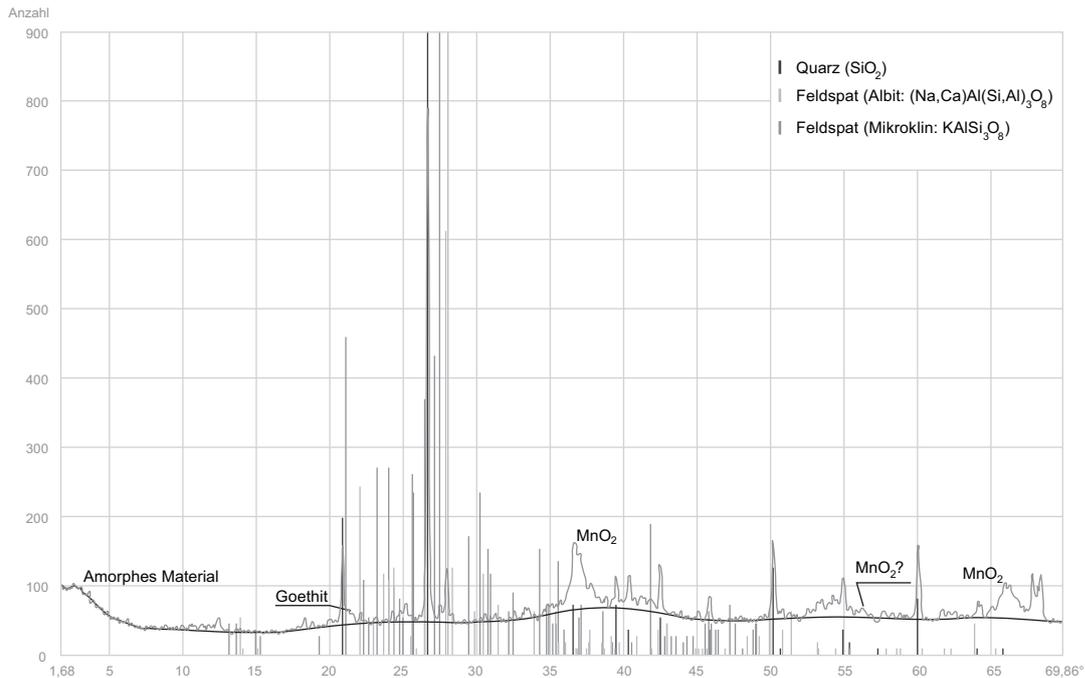
Unterhalb der Wasserfälle sind im Kerbtal mächtige Blöcke des unverwitterten Basements und wiederholt auch Ferricretresiduen von bis zu 2 m Durchmesser abgelagert.

Der Pfad zweigt dann nach WSW ab und führt in etwa 20° Neigung auf eine weitläufige Fläche mit Klasten am Fuß der *Chutes de Menvé'élé*. Die Fläche ist im Westen durch eine nach N60-70°E versetzt streichende, etwa 3-4 m hohe Stufe eingefasst, über der sich der Wasserfall gebildet hat. Im Osten lagern die Klasten direkt an einer Abschiebungsfläche mit derselben Streichrichtung (Abb. 70).

Die Klasten bestehen aus gerundeten bis kantengerundeten Schottern, zersetzt mit zahlreichen Gesteinsbruchstücken und sind mit einer dunkelbraunen bis schwarzen Patina überzogen. Diese wurde durch die Röntgendiffraktometrie auf ihre Zusammensetzung hin untersucht (Abb. 71). Neben einem breiten Rauschen niedriger Reflektionswinkel, die auf amorphes, vermutlich organogenes Material hinweisen, wurden Goethit und Mangan-



**Abb. 70:** Fanglomeratdecke unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* mit markanter Begrenzung in NE-Streichen (gestrichelte Linie).

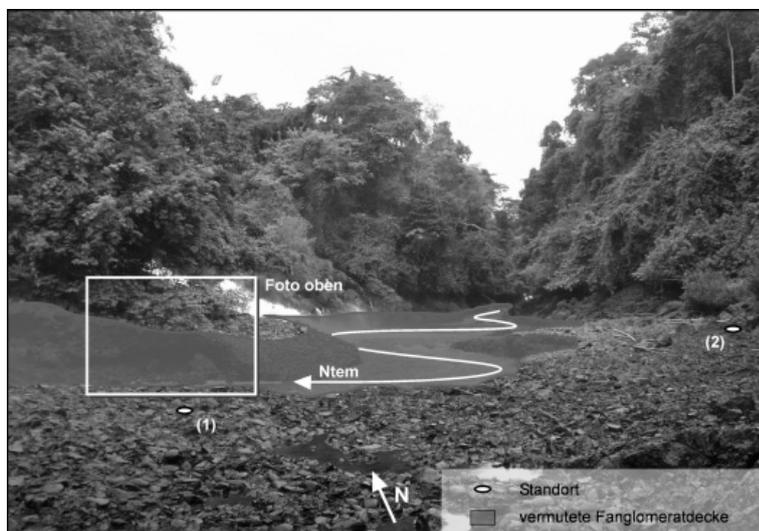
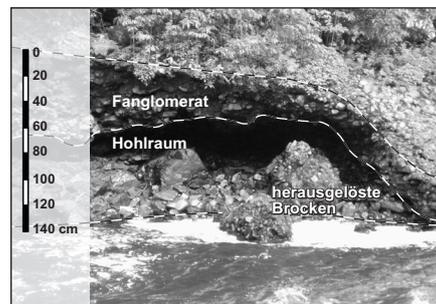


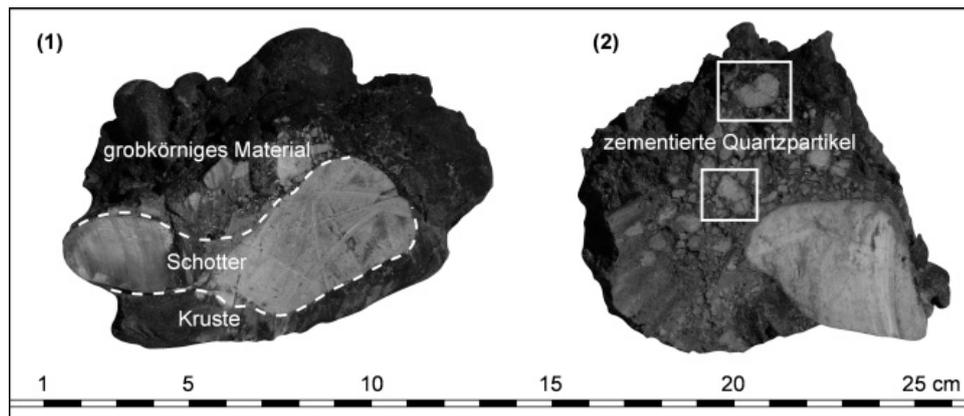
**Abb. 71:** Röntgendiffraktometrie der Fanglomerat-Patina eines Fundstückes unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* (vgl. Abb. 68; ausgeführt mit PHILIPS PW1730 40KV/30mA, 3410 points (1,68 to 69,86° in 0,02°-steps); Tube: 1,541874Å Cu; Automatic Divergence slit, step scan; Nutzer: R. PET-SCHICK, Geologisch-Paläontologisches Institut, Goethe-Universität Frankfurt).

hydroxid nachgewiesen. Die dunkle Farbgebung der Oberfläche unterstreicht diese Ergebnisse. Wird die Patina mit einem Geologenhammer durchbrochen, zeigen die Schotter und der Schutt eine deutliche Verfestigung in einer Matrix der Grobbestandteile und feinkörniger Ablagerungen.

Direkt unterhalb der Wasserfälle hat sich der Ntem in dieses ‚Fanglomerat‘ eingetieft und eine Prall-Gleithangssituation ausgebildet. In Prallhanglage

**Abb. 72:** Prall-Gleithangssituation unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* mit Verortung zweier Fundstücke (vgl. 73.1, 73.2; Grundlage: GPS-Aufnahme).





**Abb. 73.1-2:** Schnitte durch zwei Fundstücke unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* (genaue Positionierung: Abb. 72).

schneidet der rezente Flusslauf in die verhärtete Gesteinsmatrix ein und zeigt eine über 100 cm mächtige Lage oberhalb des Flussniveaus. Auch der Wasserfall erodiert die Ablagerungen (Abb. 72). Eine Schicht des Fanglomerats überlagert einen Hohlraum, dessen Inhalte offensichtlich schon abgetragen wurden. Der Versuch, per Spitzhacke und Hammer die Schotter an anderer Stelle zu durchdringen, musste wegen der hohen Widerständigkeit des Substrats aufgegeben werden. Daher konnte eine mögliche Füllung dieser Schicht nicht erreicht werden.

An zwei Standorten konnten jedoch Handstücke aus der Matrix herausgelöst werden: (1) auf Gleithangseite in direktem Einfluss der ständigen Durchnässung durch die Gischt des Wasserfalls, und (2) in abseitiger Lage unterhalb eines steil in das Kerbtal mündenden schmalen Tals (vgl. Abb. 72).

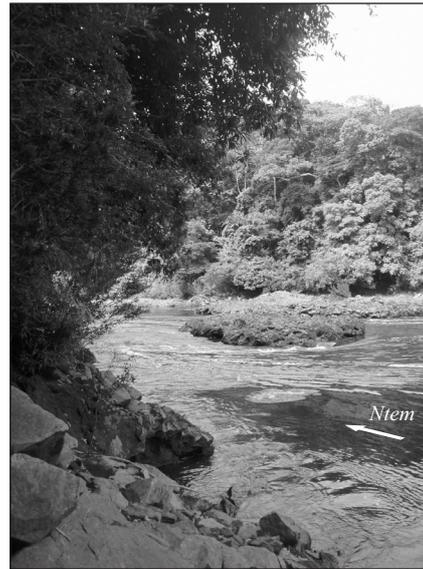
(1) Das Fanglomerat konnte aus dem Gesamtkörper herausgelöst werden, da sich unterhalb ein kleiner Hohlraum befand, in dem der Geologenhammer als Hebel angesetzt werden konnte. Der Schnitt durch die Probe zeigt gerundete Schotter, die mit einem Gemenge aus kantengerundetem Kies und eckigen Quarzpartikeln überdeckt sind (Abb. 73, 1). Unter den Schottern hat sich eine bis zu 2 cm mächtige Kruste abgesetzt. Die rötlich- bis dunkelbraune Farbe der Kruste weist auf Mangan- und Eisenoxide als primäre Bestandteile hin. Die grobe Körnung, wie sie die Auflage aufweist, tritt in der Kruste nicht auf.

(2) Die zweite Probe enthält einen kantengerundeten Schotter, weist aber primär grobe, kaum kantengerundete Fragmente bis zu 10 mm Durchmesser auf (Abb. 73.2). Zusätzlich enthält das Fanglomerat zwei gerundete Konkretionen mit Quarz-Grus in einer hellbraunen, sehr feinkörnigen Matrix.

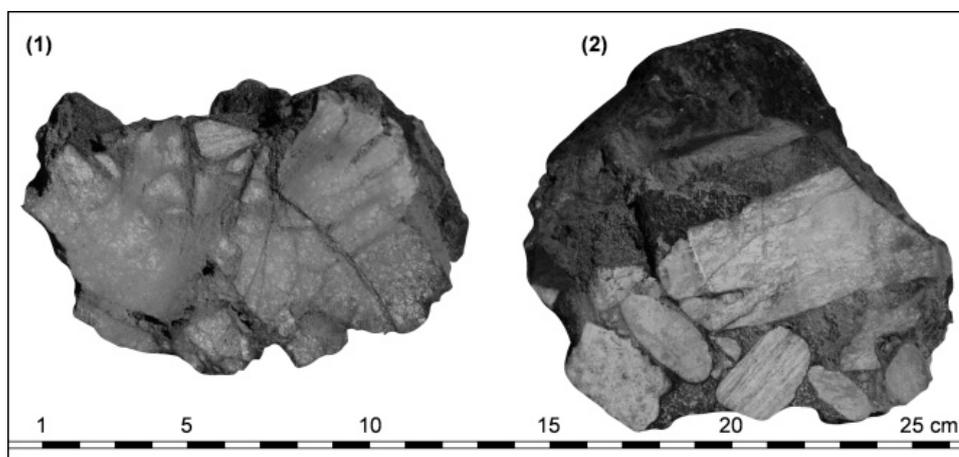
**Abb. 74:** Blick über den Beckenbereich des Ntem mit verkrusteten Klasten.

### *Beckenbereich*

Die *Chutes de Menvé'élé* speisen einen Ntem-Arm, der sich an einer sub-linearen nach NNE-SSW ausgeprägten geologischen Struktur orientiert, die sich über 350 m erstreckt. Etwa 100 m südwestlich des Standortes beschreibt der Ntem einem klaren Knick nach Osten. Entlang zwei kurzer Arme drainiert er über bis zu 2 m mächtige Stufen in ein Becken. Dieses ist der Konfluenzbereich mit dem nordöstlich entspringenden Kerbtal, in das die in südwestlicher Richtung ausgebildeten Arme des Ntem fließen. Der am südlichsten angelegte Arm dieses Systems mündet von Osten über eine etwa 5 m mächtige Stufe in das Becken. Mächtige Blöcke des Basement sind unterhalb der Stufe abgelagert.



Über die 30° steil einfallende Böschung auf der Ostseite kann das Becken erreicht werden. Unterhalb des regenzeitlichen Flussniveaus, das durch Maximalhöhen von Flussfrachtrückständen an der Böschung identifiziert werden konnte, setzt die Vegetation aus. Etwa 150 cm über dem trockenzeitlichen Niveau setzt sich ein klarer Saum mit einer ausgehärteten Matrix aus Klasten, einem Fanglomerat, ab. Dieselbe Matrix wird auch auf einer Insel im Ntem vermutet, die das offensichtlich strukturell angelegte Becken auf der Westseite begrenzt. Die Insel wird durch die zwei Ntem-Arme gebildet, die oberhalb von den *Chutes de Menvé'élé* gespeist werden. Das Niveau der Insel stimmt mit den



**Abb. 75.1-2:** Schnitte durch zwei Fundstücke am Kerbtal-Beginn (vgl. Abb. 74).

verkrusteten Rückständen an der Böschung überein. Außerdem ist das Erscheinungsbild über eine Entfernung von etwa 50 m ähnlich. In Ermangelung eines Bootes oder eines geeigneten Pfades kann die Insel nicht erkundet werden (Abb. 74).

Von dem Fanglomerat konnten an zwei Stellen Proben genommen werden: (1) aus einer etwa 50 cm breiten Spalte im anstehenden Gestein in einer vor Kolluvien und aktiver rezenter Erosion geschützten Position und (2) direkt aus dem Fanglomeratsaum (Abb. 75.1-2).

(1) Die Probe hat einen brekzionalen Charakter. Die Bestandteile sind nur partiell kantengerundet. Die geradlinigen Zwischenräume sind mit feinkörnigem braunem bis dunkelbraunem Material verfüllt. Das Gestein der Grobbestandteile ist einheitlich verwittert und scheint jeweils aus demselben Ursprungsgebiet zu stammen.

(2) Das Fanglomerat ist aus gut gerundeten Schottern und Gesteinsfragmenten aufgebaut. Die Zwischenräume haben ein grobkörniges unregelmäßiges Gefüge.

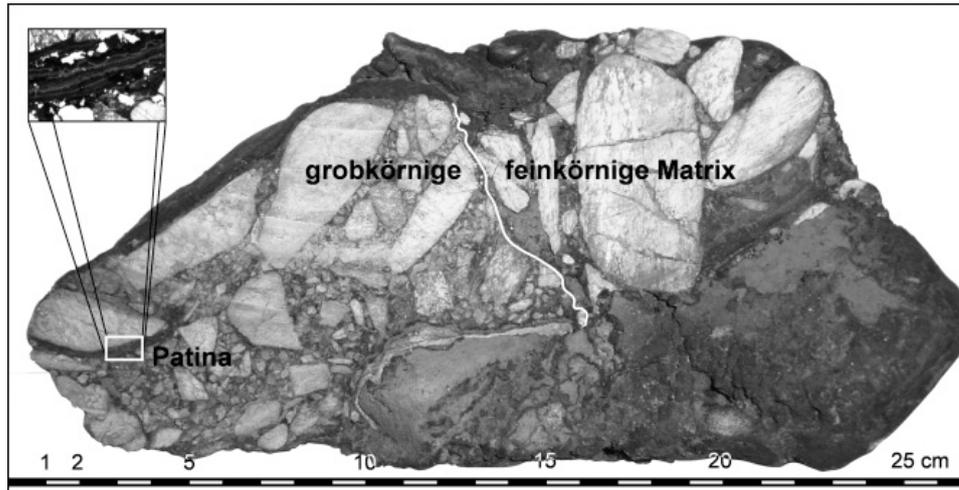
#### *Ebianemeyong*

Das Kerbtal unterhalb des Binnendeltas, in dem der Ntem die Rumpfstufe überwindet, ist über eine Länge von 30 km – abgesehen von zwei Störungen – deutlich nach SW ausgerichtet. Anschließend passiert der Ntem durch einen klaren Richtungswechsel nach Westen einige Inselberge in südwestlicher Verlängerung der nach SW abdachenden Gebirgskette, bevor er die Küstenebene erreicht.

Die erste Richtungsänderung des linearen Kerbtals (2°20'N, 10°19'E) ist durch einen seichten Wechsel zu einer WSW Ausrichtung gekennzeichnet. Etwa 7 km flussabwärts (2°18'N, 10°16'E) orientiert sich das Tal durch einen abrupten Knick über 1,5 km nach Süden, bevor es erneut nach SW ausgerichtet ist. In Verbindung mit einem linearen Zufluss, der von Norden in den Ntem mündet, entspricht die zweite Störung einem Lineament, das sich über das Haupttal hinaus in der Geomorphologie abzeichnet.

Der lineare Verlauf des Kerbtal des Ntem setzt nicht erst unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* ein. Schon der Biwoumé hat einen äußerst linearen SSW-Verlauf, der sich in einem weiten Bogen in das Inselbergmassiv erodierte, bevor er in den Ntem mündet (2°25'N, 10°22'E; vgl. KUETE 1990a:314). In Verlängerung dieses Tributärs hat das Kerbtal in einer getreptt einsetzenden Schlucht seinen Anfang, die noch vor der Einmündung der Wasserfälle bis zu 10 m Tiefe aufweist.

In nächster Nähe zu der Ortschaft Ebianemeyong (2°24'N, 10°21'E) führt über eine ehemalige Lateritstraße ein steiler Pfad (20°) in das Kerbtal des Ntem. Der Talboden ist durch ein sehr unregelmäßiges Auftreten von Fanglomeraten und anstehendem Gestein gekennzeichnet. In einigen Bereichen ist das Fanglomerat oberflächlich erodiert. Zusätz-



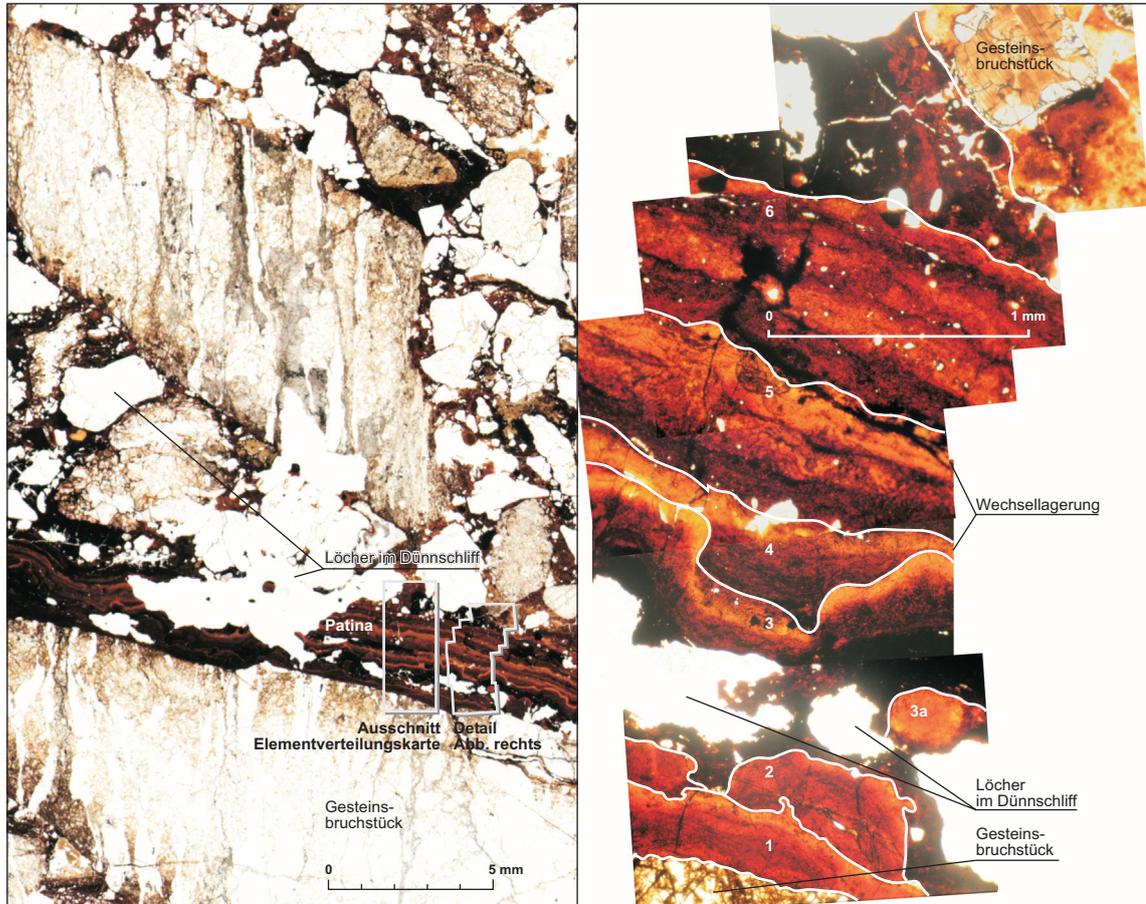
**Abb. 76:** Schnitt durch ein Fundstück auf Höhe von Ebiannemeyong mit Detailausschnitt einer Eisen-Mangan-Patina um ein Schotterfragment.

lich sind in zahlreichen Kolken einzelne Schotter abgelagert. Reste einer dunklen Patina weisen auf ihren Ursprung innerhalb des Fanglomerats hin. Neben den losen Schottern existieren Sandbänke von rotbrauner Farbgebung. Sie haben sich hinter mächtigen Blöcken des anstehenden Gesteins gebildet.

Exemplarisch wurde die Patina eines Fundstücks durch die Röntgendiffraktometrie auf ihre Zusammensetzung hin überprüft (Abb. 71). Das Ergebnis zeigt unterschiedliche Feldspate und Quarz, die auf den Granit an der beprobten Stelle des Fanglomerats hinweisen. Außerdem zeigt das Ergebnis Anteile von Eisen- und Manganoxid in der Patina. Die hohe Streuung im kleinwinkligen Bereich könnte auf organogene Bestandteile hinweisen, die vermutlich rezent während der Regenzeit auf der Patina abgelagert werden.

Ein Fanglomerat-Fundstück weist zwei zu unterscheidende Bereiche auf (Abb. 76). Der rechte Bereich enthält stark korrodierte und kantengerundete bis gut gerundete Schotter, die in einer feinen Matrix verfestigt sind. Der linke Bereich enthält primär Schotterfragmente, die in eine Matrix aus grobkörnigen Gesteinspartikeln im Millimeter-Bereich und vereinzelt Pisolithen eingebunden sind. In diesem Bereich gibt es zusätzlich ein Schotterfragment, das entlang einer sanft gerundeten Partie von einer Patina umgeben ist. Von einem Ausschnitt der Patina wurde ein Dünnschliff angefertigt und mit einem Binokular vergrößert aufgenommen (Abb. 77).

Das linke Foto zeigt den Dünnschliff. Die weißen Flächen spiegeln Aussparungen wider, die während der Herstellung in dem sensiblen Material entstanden sind. Im unteren Drittel tritt deutlich die Patina hervor, die sich vermutlich ursprünglich um den unten anschließenden Gesteinskörper gebildet hat. Der Detailausschnitt aus der Patina des rechten Fotos ist durch einen weißen Kasten hervorgehoben. Dort repräsentieren die hellbeigen bis braungrauen Flächen oben und unten im Bild die angrenzenden Gesteinsbruchstücke.

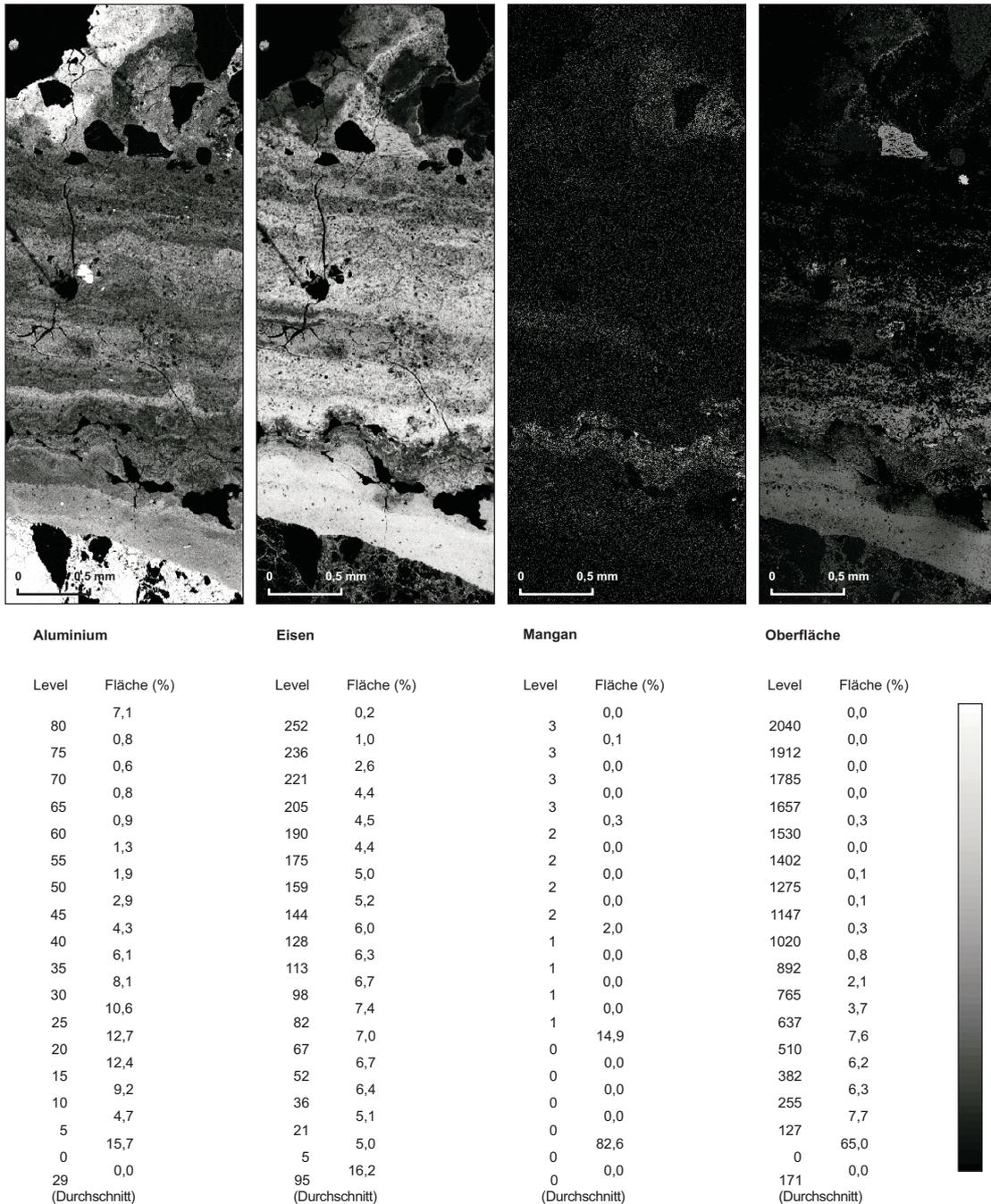


**Abb. 77:** Dünnschliff der Eisen-Mangan-Patina mit Detailausschnitt von der Patina.

Die Patina wird durch eine deutliche Wechselagerung von hellen und dunklen Brauntönen charakterisiert.

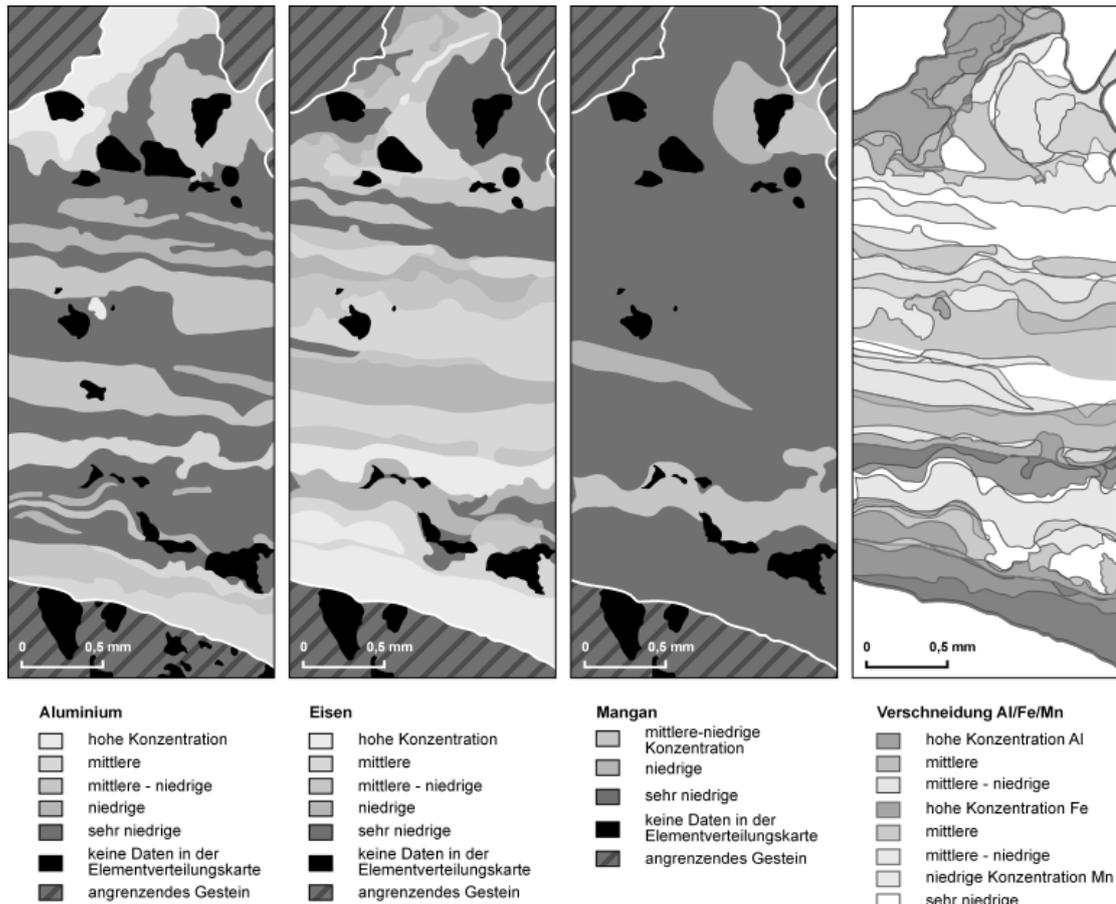
Die Lagen der Patina sind von 1-6 durchnummeriert. In den mittleren Lagen (3, 4) treten die deutlich gelberer Farbtöne im Gegensatz zu den rötlichen angrenzenden Lagen hervor. Der Unterschied ist vermutlich auf Unebenheiten im Dünnschliff und damit auf Belichtungsungenauigkeiten zurückzuführen. Einheitlich zeigen die einzelnen Schichten jedoch einen Übergang von dunklen zu hellen Farbtönen ausgehend von dem ummantelten Gesteinsfragment im unteren Bereich des Fotos. Besonders die Lagen 3 und 4 zeigen einen sukzessiven Übergang, wo hingegen die Lagen 5 und 6 eine deutliche Trennung zwischen den dunklen und hellen Farbtönen aufweisen. Bei 1 und 2 ist der Farbwechsel nur rudimentär ausgeprägt. Auf dem Übersichtsfoto auf der linken Seite erkennt man hauptsächlich die gelb-rötliche Grenzschicht zwischen den Lagen.

Auffällig ist eine Reihe mit Aussparungen zwischen 2 und 3. Offensichtlich handelte es sich um weniger resistentes Material, das bei der Dünnschliffherstellung herausgelöst wurde. 3 scheint den Verlauf der Aussparungen nachzuzeichnen und 4 gleicht die geringen Unebenheiten aus. Die darauf folgenden Lagen 5 und 6 verlaufen nahezu parallel zu 4.



**Abb. 78:** Elementverteilungskarte der Eisen-Patina mit Berücksichtigung von Eisen, Mangan und Aluminium (Verortung in Abb. 77, methodische Umsetzung s. II.3.2).

Ergänzend zu den Beobachtungen durch das Binokular wurde mithilfe der Elektronenstrahlmikrosonde eine Elementverteilungskarte eines Detailausschnitts erstellt, der im Dünnschliff direkt links angrenzt (Abb. 78). Es wird deutlich, dass sich die Patina primär aus Fe zusammensetzt. Im Übergangsbereich zwischen den Lagen nimmt der Fe-Anteil leicht ab und der Al-Anteil zu. Offensichtlich ist der hohe Al-Anteil die Erklärung für die gelbliche Farbgebung (s.o.). Die Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie der Außenpatina



**Abb. 79:** Interpretationsskizze der Elementverteilungskarte mit einer Verschneidung der drei Elemente Eisen, Mangan und Aluminium.

mit Anteilen an Mn werden durch den geringen Mn-Gehalt in der eingebackenen Patina nicht unterstrichen. Da die Röntgendiffraktometrie jedoch nur die Zusammensetzung des untersuchten Materials, jedoch nicht das Verhältnis widerspiegelt, ist es nicht ausgeschlossen, dass die Zusammensetzung beider Proben ähnlich ist.

Neben den Schichten, die einen Wechsel von Fe- und Al-Bestandteilen zeigen, besitzt die unterste Schicht, die direkt auf dem Schotterfragment gebildet wurde, einen homogenen Habitus. Eisen und Aluminium sind dort nahezu gleichmäßig verteilt. Diese Schicht in der Elementverteilungskarte entspricht den Lagen 1 und 2 auf der Binokular-Vergrößerung – die zweite Lage hat sich nur lokal im Bereich der Vergrößerung ausgebildet und ist daher auf der Elementverteilungskarte nicht vertreten.

## 2.3 Küstenregion

### 2.3.1 Unteres Nyong-Einzugsgebiet

In der Küstenregion hat der Nyong zahlreiche Gesteinsausbisse entlang seines Flussbetts. Wiederholt treten Stromschnellen auf, primär zeigt er jedoch mit zunehmender Nähe

**Abb. 80:** Blick nach Osten entlang des Nyong mit Gesteinsausbissen in der Uferbank bei Song Mbong.



zu seinem Mündungsgebiet ein ruhiges Fließverhalten.

Einen klaren Übergang zwischen den präkambrischen Gesteinen und der Ablagerungsküste mit mächtigen kretazischen und pliozänen sowie quartären Sedimenten bilden die *Chutes de Dehané*.

### *Song Mbong*

Die Nationalstraße zwischen Eséka und Lolodorf quert kurz nach Ngogtos den Nyong. Er ist an dieser Stelle durch eine große Zahl von Katarakten und Wasserfällen gekennzeichnet, die entlang des recht gradlinigen Flussverlaufs nach WSW (N60-70°E) auftreten. Das Flussbett ist durch zahlreiche Gesteinsausbisse des anstehenden Amphibolits geprägt. Direkt an der Brücke ragen Schichtköpfe des metamorphen Gesteins mit NNE-SSW-Streichrichtung aus dem Fluss auf. Sedimente sind nur partiell abgelagert und dort durch eine grobsandige Struktur, durchsetzt mit Pisolithen, charakterisiert.

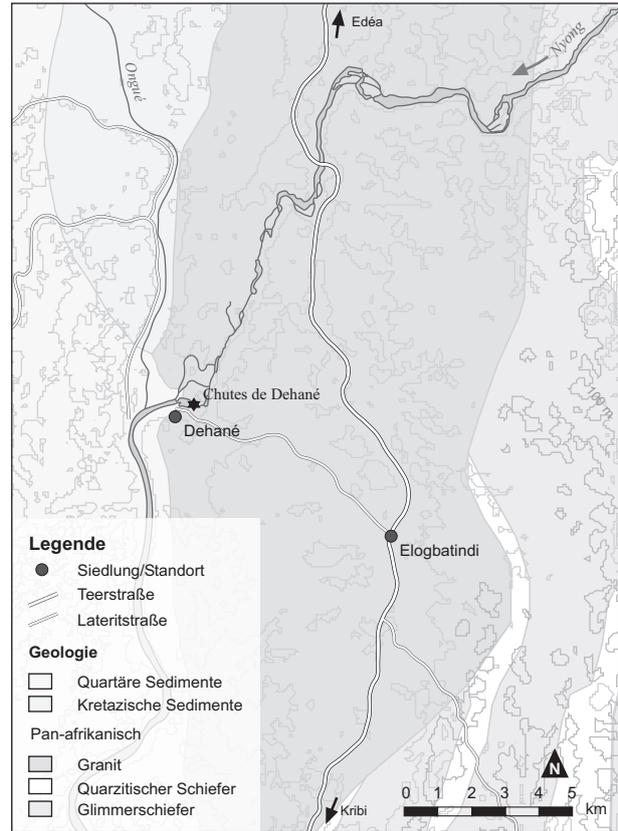
Ein ähnliches Bild zeigt sich nördlich von Song Mbong. Auf Höhe einer eingefallenen Brücke orientiert sich der Nyong nach SW (N50-60°E; Abb. 80). Die Böschung besteht aus anstehendem Gestein mit nur wenigen grobsandigen geringmächtigen Ablagerungen. Direkt aus dem Flussbett ragen an diesem Standort jedoch kaum Gesteinsausbisse auf.

Der Nyong bildet hier die Grenze zwischen unterschiedlich metamorphen Gesteinseinheiten: Gneise im Norden und Amphibolite im Süden. Dieser Grenzsaum ist in der Geologischen Karte als Verwerfungslinie gesondert hervorgehoben (MAURIZOT 2000).

### *Chutes de Dehané*

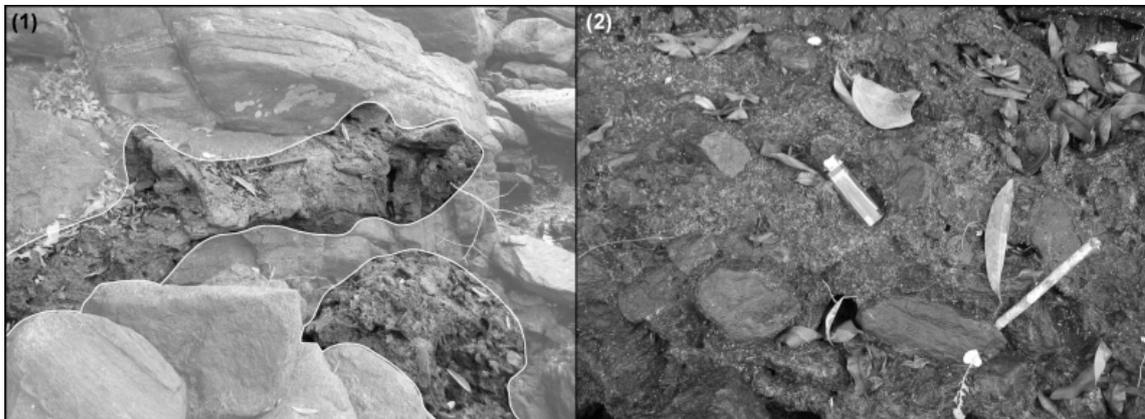
Der geologische Übergang von Graniten des präkambrischen Basements zur quartären und nördlich auch kretazischen Ablagerungsküste zeigt sich entlang des Flusslaufs des Nyong durch einen letzten markanten Knick in der Gefällskurve (vgl. Abb. 17). Das Flussbett orientiert sich vor dem geologischen Wechsel deutlich an den Strukturen des Untergrunds in SSW-wärtiger Ausrichtung. Diese Richtung verlässt der Fluss nach WNW über drei aufeinander folgende Arme. Der am südlichsten gelegene Hauptarm des Nyong bildet die *Chutes de Dehané* (3°29'N, 10°4'E; Abb. 81). Es handelt sich jedoch kaum um

**Abb. 81:** Übergang vom Basement-Gestein zu den kretazischen und neogenen Sedimenten im Küstentiefland bei Dehané (Grundlage: DLM, MAURIZOT 2000).



Wasserfälle, viel eher um Stromschnellen, die primär an zwei bis zu 1 m mächtigen quer zur Fließrichtung angeordneten Stufen entstehen. Unterhalb der Stromschnellen ist der Zusammenfluss der einzelnen Arme. Die Strömungsgeschwindigkeit ist dort deutlich reduziert. Auf der LANDSAT-Szene (Path 186, Row 058, 26.04.2001) und der topographischen Karte von Edéa (TK 200 1971) sind bis zur Mündung des Nyong weite Mäanderbögen das bestimmende Moment seiner Physiognomie.

Am Fuß der unteren Stufe in der beschriebenen Stromschnellenkaskade befindet sich ein Saum mit kantengerundeten Schottern, vor allem jedoch Schuttrückständen. Der Saum



**Abb. 82:** Aufsicht auf einen Fanglomerat-Saum unterhalb der *Chutes de Dehané*.

**Abb. 83:** Gesteinsausbiss eines hochmetamorphen Gneises und Verwitterungsklasten bei Mabingo.



tritt nur vereinzelt entlang der Böschung auf. Er ist zu einer porösen Matrix ausgehärtet, die sich nicht in einem größeren Stück aus ihrem Zusammenhalt lösen ließ und aufgrund dessen für die weitere Ansprache nicht aufgeschnitten werden konnte (Abb. 82).

Die Gesteinsausbisse an den Stromschnellen geben einen letzten Einblick in den geologischen Untergrund. Weiter flussabwärts treten keine weiteren Stromschnellen oder Ausbisse aus dem Flussbett bis zur Mündung in den Golf von Guinea auf (vgl. III.1.2 und IV.1.2).

### 2.3.2 Unteres Ntem-Einzugsgebiet

#### *Île de Dipikar (Mabingo)*

Mit Austritt in das Küstentiefland hat der Ntem zwei Arme ausgebildet, die erst kurz vor der Mündung wieder zusammenfließen. Die Insel ist 340 km<sup>2</sup> groß und trägt den Namen Dipikar.

Das weitere Hinterland der Region konnte nicht erreicht werden. Zu der Ortschaft Mabingo (2°17'N, 9°52'E) führt jedoch ein Pfad, über den ein Landschaftseinblick gewonnen werden kann.

Der Ntem fließt an dieser Stelle sehr träge. Laut topographischer Karte (Kribi TK 200 1976) weist er bis zur Mündung keine Wasserfälle oder Stromschnellen mehr auf. Das Substrat am Ufer besteht aus einer geringmächtigen Schicht sandiger Alluvionen über dem Anstehenden (Bohrung L 50, vgl. Anhang B). Partiiell beißt der Gneis des an dieser Stelle neoarchaichen Sockels aus. Ist dies der Fall, so zeigt er eine klare Orientierung nach NNE-SSW (Abb. 83).

Der Übergang zu den kretazischen und pliozänen sowie den quartären Ablagerungen, die in vergleichbar kleiner Ausdehnung gegenüber dem Nyong im Mündungsbereich des Ntem auftreten, ist in der Gefällskurve des Flusses nicht mehr zu identifizieren (vgl. Abb. 18). Eine deutliche Stufe tritt in beiden Armen des Ntem flussaufwärts auf, konnte jedoch während der Geländearbeiten nicht erreicht werden.

Unterhalb des Standortes treten keine weiteren Gesteinsausbisse auf (vgl. IV.1.2).

### 3 Zusammenfassung

Die geomorphologischen Untersuchungen in den Einzugsgebieten von Nyong und Ntem zeichnen ein breites Bild des tropischen Formenschatzes.

Die Wasserscheiden auf Höhe des Inneren Plateaus sind schwer zu umgrenzen. Eine partielle Verlagerung auch im subrezentem Stadium scheint offensichtlich und bedarf einer Interpretation hinsichtlich der Morphodynamik und -genese beider Einzugsgebiete. Auch der akzentuierte Rumpfstufenbereich mit der eindeutig strukturellen Flussführung und besonders der anastomosierende Ntem mit den jungen Radiocarbon-Altern der Sedimente auf Höhe von Ma'an weisen auf eine vermutlich neotektonische Überprägung alter Strukturen hin.

Fernerkundung und Geländearbeiten lassen eine grobe Typisierung der Formengesellschaften zu, anhand derer das morphodynamische und -genetische Prozessgefüge interpretiert werden kann.

#### 3.1 Rumpffläche und Inselberge

Auf der Höhe von Makak am Nyong und bei Ngoazik am Ntem hat sich das Landschaftsbild von den *demi-oranges* und den weiten Auen zu einer eher flachwelligen Rumpffläche gewandelt, die von dem Gewässernetz oft an der strukturellen Maßgabe orientiert gleichmäßig drainiert wird. Die Flüsse haben eine nur schmale Aue, deren Sedimente meist durch eine klar sandig-fluviale Fazies gekennzeichnet sind. Sie weisen Gesteinsausbisse des Basements, teilweise direkt im Flusslauf, teilweise in den Randbereichen auf.

Die Rumpffläche ist durch flache Wasserscheiden und sanfte Hänge hinab zum Gewässernetz geprägt. Vereinzelt überragen Inselberge die Fläche um mehrere 10er Meter, die nur teilweise mit geringmächtiger Bodenauflage und Grasvegetation bedeckt sind. In erster Linie beißt der Fels großflächig aus. Der Übergang zwischen Inselberg und Fläche verläuft teils abrupt, zeigt aber größtenteils Schutthalden am Hangfuß, die durch spärliche Vegetation und verkittende Feinbestandteile in ihrer Lage verankert sind (vgl. KUETE 1990a:243ff.).

Die Rumpffläche ist durch tiefgründig verwitterte Ferralsole mit einem dichten primären bzw. sekundären Regenwald geprägt.

Der Übergang zwischen Rumpffläche und Aue ist durch einen sanft-konkaven Knick im Relief zu erkennen, setzt sich jedoch kaum durch eine andersartige Vegetation ab. Die Uferbank ist durch eine klare Stufe auf Höhe des regenzeitlichen Flussniveaus direkt in den Fluss hinein geprägt. Aufgrund dessen ändert sich die Physiognomie des Gewässers zur Regenzeit nur während einiger Wochen, wenn der Flusspegel das Niveau der Uferbank übersteigt.

### 3.2 'Demi-oranges' und 'bas-fonds'

Die oberen Einzugsgebiete von Nyong und Ntem sind durch die polykonvexen Bergkuppen der *demi-oranges* und weiten, teils hydromorphen Auen gekennzeichnet. Die Namensgebung der Hügel entspringt der französischen Umschreibung, da der konvexe Hang und die flache Kuppe einer halbierten Orange ähneln (KADOMURA 1977:11). Besonders deutlich konnte diese Formengesellschaft in der Nyong-Aue der Region Abong Mbang und ansatzweise auch in Akonolinga identifiziert und untersucht werden.

Die Lateritstraße, die südlich der Nyong-Aue von Abong Mbang nach Westen führt, quert regelmäßig die sanften Kuppen der etwa 30-40 m über das Gelände ragenden Hügel, bevor sie sehr steil in die breiten und flach angelegten Auenbereiche der Zuflüsse hinunterführt. Dort ist die Lateritstraße hoch aufgeschüttet und mit großen Wasserdurchlässen versehen, um auch die regenzeitlichen Wasserhochstände überbrücken zu können. Auf dem Satellitenbild sind die Formen sehr gut zu identifizieren, da im flachen Kuppenbereich meist Pflanzungen oder Siedlungsbereiche liegen, die in der Bandkombination der LANDSAT-Szenen 4,5 und 7 in einem regelmäßigen rot beziehungsweise einem hellen türkis in Erscheinung treten (vgl. Beilage 2).

Die Hügel sind trotz der steil-konvexen Hänge durch eine durchgehende Boden- und Verwitterungsdecke gekennzeichnet (vgl. dazu MARTIN 1967: *demi-oranges* in der Region Bélabo, Sanaga-Einzugsgebiet). Sind sie anthropogen nur rudimentär beeinflusst, tritt dort ein immergrüner Sekundärwald mit dichtem Unterholz auf.

Im Hangfußbereich ist kein Hangschutt zu erkennen. An mehreren Standorten konnten jedoch mehrere Zentimeter mächtige Pisolithdecken identifiziert werden, die in die Auen hinein reichen. Diese Pisolithdecke konnte bei Abong Mbang auch noch 20 m in der aquatischen Aue aus einer Tiefe von etwa 4,5 m geborgen werden. Die Pisolithe werden auch rezent – offensichtlich durch die anthropogene Nutzung entlang von Pfaden – auf den Sedimentationsbereich aufgebracht. Westlich von Akonolinga wurden sie noch 100 m entfernt vom Hang oberflächlich dokumentiert. Ihr Umfang ist vergleichsweise gering. Daher wird von einer Sortierung bei zunehmender Transportlänge hin zu feineren Korngrößen ausgegangen.

An unterschiedlichen Standorten beißen Krustenreste aus dem unteren Hangbereich aus. An der nördlichen Böschung bei Ayos konnte eine kleinräumige Terrasse etwa 2 m über dem Auenniveau mit einem widerständigen Ferricret identifiziert werden, die sich aus dem eher sanft-konvexen Hang absetzt.

In verschiedenen Zuflüssen wurden im Auenbereich Sedimentmächtigkeiten von wenigen 10er Zentimetern bis zu einigen Metern sukzessive zunehmend zum Vorfluter festgestellt. Wiederholt werden Sande im Oberlauf der Zuflüsse abgebaut. Diese liegen direkt

einer Kaolinitdecke des Saproliths auf. Eine geringmächtige organogen dunkel verfärbte tonige Schicht überlagert die Sande.

Im Bereich der aquatischen Aue konnten mit der EDELMAN-Sonde keine Sedimente geborgen werden. Da sie jedoch von ihrer Erscheinungsform im Gelände und in der Fernerkundung den Tributären ähnelt, wird von einer eher geringmächtigen Sedimentauflage auf einer eingerumpften Gesteins- bzw. Saprolithauflage ausgegangen.

Die Farbgebungen der interpretierten Satellitenbilder und die sedimentologischen Bohrungen vor Ort zeigen eine stete Verlagerung des Nyong in seiner Aue. Teilweise treten Terrassen in der Aue auf, deren Orientierung an einer der strukturellen Hauptstreichrichtungen nach NNW-SSE neben der regen fluvialen Verlagerung eine strukturelle Anlage vermuten lassen. Auch die sanft schräg gestellte Terrassierung bei Akonolinga könnte auf einen tektonischen Einfluss zurückzuführen sein.

Das Flussgefälle ist in der Region sehr gering. Auf 200 km überwindet der Nyong nur 20 Höhenmeter (vgl. a. KUETE 1990a:208). Die Gewässernetzdichte ist mit 1,08 Dd sehr niedrig. Der Wert ergibt sich aus den weiten, teils aquatischen Auen, die die *demi-oranges* umfassen. Es handelt sich um einen weiten Feuchtbereich mit hoher Wassersättigung, der jedoch nur als einzelner Flusslauf in die Auswertung aufgenommen wird. Die Höhenrücken selbst sind kaum durch weitere Entwässerungslinien gekennzeichnet.

### **3.3 Anastomosierender Flusslauf**

Am Übergang von der Rumpffläche des Inneren Plateaus zur Rumpfstufe anastomosiert der Ntem über eine Laufstrecke von einigen 10ern Kilometern. Das Ntem-Binnendelta (RUNGE et al. 2006) ist auf einer sanft nach NW geneigten Ebene ausgebildet. Die Ausrichtung des Flusslaufs nach NW ist durch zahlreiche lineare Laufstrecken in E-W-Ausrichtung unterbrochen. Das Binnendelta ist durch eine Inselbergkette, die *Collines d'Akom*, unterteilt, die von SW nach NE in das Delta hinein streicht und nach Norden abdacht. Im Norden wird das Alluvialbecken durch eine über weite Strecken steile Böschung begrenzt. Das der Abdachung nach Süden folgende Drainagenetz nördlich des Deltas orientiert sich vor der Böschung primär nach WNW und mündet erst auf Höhe der *Collines d'Akom* in das Binnendelta. Die Abgrenzung im Süden ist durch einen sukzessiven Anstieg definiert. Der südlichste Arm des Ntem begrenzt die flach lagernden Sedimente. Südlich davon ist die Reliefenergie gering erhöht. Innerhalb des Alluvialbereiches herrscht ein nahezu flächenhafter Charakter, der nur durch einige sanfte Erhebungen mit mächtigen Bodendecken gekennzeichnet ist. In Verbindung damit beißen an vereinzelt Stellen Ferricrete aus. Teilweise sind diese auch unter fluvialen Ablagerungen durch Bohrungen entlang eines Transekts identifiziert worden. Sie orientieren sich nicht einheitlich an einem Niveau; viel eher scheint es sich um eine partiell getreppte Anlage zu handeln.

In scheinbar unregelmäßiger Folge beißt im Binnendelta das anstehende Gestein flach aus. Teils mehrere Zentimeter dicke Quarzgänge setzen sich von dem umgebenden Gestein ab. Auch geringmächtige Stufen im Gestein verlaufen linear bis sub-linear. Das Gewässernetz ist an den Gesteinsausbissen durch Stromschnellen geprägt.

Neben den sandigen bis tonigen, teils organischen Sedimenten treten im Binnendelta an vereinzelt Standorten nahezu flächenhaft Fanglomerate auf, gerundete als auch scharfkantige Klasten (Schotter und Schutt) in einer ausgehärteten Matrix aus Eisen- und Manganoxid. Sie lagern teilweise in einer Mächtigkeit bis zu 50 cm auf den Gesteinsausbissen auf.

Das Binnendelta endet an einem tief eingeschnittenen Kerbtal, in das die verschiedenen Stränge des Ntem bei Nyabessan über Wasserfälle entwässern.

Vergleichbare Flussstrecken wie die des Binnendeltas sind entlang des Ntem oder des Nyong nicht zu identifizieren. Vereinzelt teilen sich jedoch die Hauptstränge verbunden mit klaren Richtungsänderungen über kurze Distanz in mehrere Arme auf. Dies zeigt der Nyong vor den *Chutes de Dehané*, mit denen er die Stufe zwischen präkambrischem Basement und jüngeren Ablagerungen überwindet. Vor dem Übergang orientiert er sich nach SSW und verlässt dann diese offensichtlich strukturelle Vorgabe in drei Teilschritten in westwärtiger Richtung. Unterhalb der Wasserfälle vereinigt er sich im Sedimentationsbereich. Die Situation ist durch sandige Sedimente und ein hohes Gefälle gekennzeichnet. Ähnlich verhält sich auch der Ntem oberhalb des Binnendeltas: Er verlässt seine offensichtlich strukturell vorgegebene ESE-Richtung nach NW über 4 Arme, bevor er sich zu einem Strang wiedervereinigt.

Die strukturelle Vorgabe erhält der Ntem auch im Binnendelta. Im Gegensatz zu den angeführten Beispielen kreuzt er hier aber wiederholt die linearen Strukturen. Es handelt sich um eine Staffelung mit einer Abfolge von unterschiedlichen Sedimentationsbecken bzw. Sedimentfällen. Die große räumliche Ausdehnung und die gestaffelte Anlage sind also wichtiges Indiz für diese Formengesellschaft und damit auch für die Nutzung als Paläoumweltarchiv für die DFG-Forschergruppe.

### **3.4 Rumpfstufe mit Inselgebirge und Kerbtälern**

Die Rumpfstufe definiert sich in der Untersuchungsregion durch die vorgelagerten steil in Erscheinung tretenden Inselgebirgrücken des Ngovayang- und Nkolebengue-Massivs, die von den Flussläufen umflossen werden müssen. Die Stufe selber ist recht akzentuiert. In einer Fließdistanz von bis zu 100 km wird sie von beiden Flüssen überwunden.

Entsprechend ist auch das Erscheinungsbild der Wasserscheide sehr akzentuiert. Die Flussläufe verlaufen meist in tiefen Kerb- und Kerbsohlentälern. Sie orientieren sich deutlich an den strukturellen Vorgaben mit einem partiell rechtwinkligen Gewässernetz. Die

Richtungswechsel sind meist mit erhöhtem Gefälle verbunden, das sich durch Stromschnellen und Wasserfälle im Fließverhalten bemerkbar macht. In vereinzelt auftretenden Stillwasserbereichen lagert sich die sandige Fracht ab. Weite Sedimentationsbereiche existieren nicht (vgl.a. KUETE 1990a:44ff).

Aus den Flüssen ragt partiell das Basement heraus. Nur wenige Bereiche weisen eine hohe Wassertiefe auf. Neben dem hohen Gefälle führt dies zu erhöht turbulentes Fließen mit partiellen Auskolkungen entlang des ganzen Rumpfstufenbereichs und auch streckenweise im durch das Basement geprägten Küstentiefland.

Vereinzelt treten entlang des Nyong Klasten auf. Sie wurden unterhalb der *Chutes de Njok* und der *Chutes de Dehané* dokumentiert. Weite Fluren mit einem durch Eisen- und Manganoxid verbackenen Fanglomerat existieren flussabwärts des Ntem-Binnendeltas direkt unterhalb der *Chutes de Menvé'élé*, jedoch auch entlang des nahezu linear angelegten Kerbtals, durch das der Ntem die Rumpfstufe überwindet. Die Zusammensetzung der Fanglomerate unterscheidet sich an verschiedenen Standorten. Teilweise überwiegen Schuttbestandteile oder kaum gerundete Klasten, teilweise enthalten sie gut gerundete Schotter. Die Petrographie orientiert sich primär an den geologischen Vorgaben der jeweiligen Region.

## V Morphodynamisch-genetische Interpretation der Formengesellschaften

### 1 Interpretation der landschaftsprägenden Formengesellschaften

#### 1.1 Rumpfflächen und Inselberge

Die theoretischen Konstrukte zur Rumpfflächen- und die damit verknüpfte Inselbergengese sind vielfältig und wurden seit der Jahrhundertwende (19. auf 20. Jh.) von zahlreichen Geomorphologen entworfen und verfeinert. Einen Einblick in den Diskurs bieten THOMAS (1994) oder WIRTHMANN (1994). Die zentralen Theorien der ‚Doppelten Einebnung‘ (BÜDEL 1957) und der ‚Pediplanation‘ (KING 1953) heben den Unterschied zwischen primär klima- beziehungsweise strukturgeomorphologischen Erklärungsansätzen hervor. Es hat sich keine Theorie in der (tropischen) Geomorphologie durchsetzen können.

Die einzelnen Theorien werden wiederholt kontrovers besprochen. Zitate zweier deutschsprachiger Autoren zur Pediplanation verdeutlichen diesen Sachverhalt: WIRTHMANN (1994:17ff) hebt hervor, dass „[z]wischen Rumpfflächen auf Gondwana-Untergrund und typischen Pedimenten [...] selbst bei flüchtiger Betrachtung, sowohl was die Neigungsverhältnisse und die allgemeinen Formencharakteristika (Schwemmfächer bei Pedimenten, Mulden bei Rumpfflächen) betrifft wie auch hinsichtlich der Durchgangssedimentdecke und der morphodynamischen Kopplung mit dem gebirgigen Rückland trotz gewisser Übergangsformen so gravierende Unterschiede [bestehen], dass die von King ausgehende Begriffsauflösung nur als Rückschritt für die Geomorphologie anzusehen ist“. AHNERT (2003:297) schreibt in der Einführung in die Geomorphologie: „Die These des südafrikanischen Geomorphologen L.C. KING (1953), dass viele Rumpfflächen in Wahrheit aus durch Pediplanation zusammengewachsenen Pedimenten entstanden sind, hat viel für sich, zumal Pedimentbildung rascher vor sich geht und damit effizienter ist als andere Entstehungsweisen von Rumpfflächen.“

Auch SEGALÉN (1967:165, 1969) orientiert sich an der KINGSchen Pediplanations-Theorie. Die Zuordnung zu der einen oder anderen Theorie fällt jedoch schwer – viel eher scheint eine Verknüpfung verschiedener Theorien angemessen.

Zudem ist der Formenschatz in der Rumpfflächenlandschaft Süd-Kameruns sehr breit gefächert. Die unter V.1.2 besprochene Formengesellschaft der *demi-oranges* mit den weiten Auenbereichen ist genauso Teil der Rumpfflächenlandschaft wie die unter V.1.3 thematisierten anastomosierenden Flussläufe. Es handelt sich um Sonderformen, die in die Rumpfflächenlandschaft eingepasst sind, jedoch einer abweichenden, beziehungsweise auf diesen Formenschatz aufbauenden Genese unterlagen und rezent noch unterliegen. Die zu der unterschiedlichen Genese beitragenden Geofaktoren sind in erster Linie die

strukturellen Voraussetzungen in Verbindung mit der tektonischen Geschichte der Untersuchungsgebiete.

In der Formengesellschaft der Rumpfflächen und Inselberge lagen während der Geländekampagnen nur wenige Standorte – abgesehen von den Sonderformen (s.o.) –, die zu einem Großteil durch eine Begehung erfasst wurden, an denen jedoch keine weiterführenden Untersuchungen unternommen wurden.

#### 1.1.1 Pisolithhorizont im Verwitterungsmantel und Flächenbildung (I)

BITOM & VOLKOFF (1993) beschreiben unterschiedliche Zustände in dem Prozess der Auflösung von Eisenkrusten unter tropisch feuchtem Milieu. Ihnen diente ein Aufschluss im Süden Kameruns bei Sangmelima (etwa 3°N, 12°E) mit einem Übergang von einem festen Ferricret hin zu einem weichen Eisenhorizont mit hämatitischen Eisenkonkretionen („nodules“, vgl. dazu auch THOMAS 1994:95f) als Arbeitsgrundlage. Die Prozessabfolge beginnt mit *goethitisation*, der Umformung des Bindestoffs, der ursprünglich die *nodules* zementiert hat, in ein weicherer Material. Durch die Eisenauswaschung („*déferuginisation*“) unterliegt das Material einer weiteren Reduzierung der Hämatitbestandteile. Letztendlich unterliegt der Boden durch die Abfuhr von Material einer Veränderung seiner Physiognomie („*pédoturbation*“).

Die Prozessabfolge führt zu einem tonigen Bodensubstrat, das primär durch Kaolinit und Goethit und nur in geringer Menge aus Hämatit zusammengesetzt ist (BITOM & VOLKOFF 1993:1453). Im Kuppenbereich des Aufschlusses haben sie eine erhöhte Pisolithkonzentration vorgefunden. Die Pisolithe sind ähnlich den *nodules* primär aus Hämatit zusammengesetzt, weisen jedoch eine goethitische Rinde auf (BITOM & VOLKOFF 1993:1451). Auf die Genese gehen die Autoren jedoch nicht ein.

NAHON (1986) beschreibt eine Umformung der *nodules* zu Pisolithen als Endstadium in der Genese von Ferricreten, bei dem die Pisolithe in einer erdigen Matrix eingelagert vorliegen. Das gehäufte Auftreten der Pisolithe verweist daher auf eine lang und intensiv andauernde Aushärtungsphase (vgl. a. KUETE 1990b:131).

Ein wiederholt auftretender Wechsel zwischen humiden und ariden Klimaphasen würde zu einem Wechsel in der Prozessabfolge führen (vgl. MARTIN & VOLKOFF 1990:133). Befände sich das Ferricret während einer humiden Phase in der Auflösung, so würden die Pisolithe als resistentes Verwitterungsprodukt vermutlich als letzte Residuen der Kruste erhalten bleiben.

Wird der Straßenaufschluss bei Ambam (IV.2.1.2) auf diese Weise interpretiert, so wäre es durchaus möglich, dass der Pisolithhorizont das Residuum eines Ferricrets mit dem Bleichhorizont im Liegenden darstellt.

Der klar umrissene Übergang zwischen dem Decksediment und dem Pisolithhorizont entspricht einer verkrusteten Paläooberfläche, die in dem Aufschluss sehr feingliedrig erhalten ist und von der rezenten Oberfläche deutlich abweicht.

Partiell ist eine Reliefinversion zu erkennen: Abb. 37 zeigt im Vordergrund den anstehenden Gneis, der entlang der Klüfte zu gerundeten Einheiten verwittert (Wollsackverwitterung). Der Saprolith und die auflagernden Horizonte sind gekappt. Im Hintergrund beschreibt der Pisolithhorizont eine Senke entgegen der sanften Kuppe der Oberfläche. Im auslaufenden Profil und in der Mitte schneidet die Oberfläche den Horizont. FÖLSTER (1969:5) diskutiert eine Reliefinversion im Zusammenhang mit der Pedimentation. Er bezieht sich auf Krusten, die ursprünglich in Niederungen gebildet wurden (vgl. dazu V.1.2.1) und aufgrund ihrer Widerständigkeit im Wasserscheidenbereich erhalten bleiben, während die Umgebung erniedrigt wird. Das Bild am Standort Ambam unterscheidet sich grundlegend. Die ehemalige Kruste verringerte ihre Widerständigkeit durch die Umformung zum Pisolithhorizont (BITOM & VOLKOFF 1993) und wurde gekappt.

Die vermutete Paläooberfläche hat einen wolzig-buschigen Verlauf und ist deutlich akzentuierter als die rezente Oberfläche. Teilweise setzen sich kleine Stufen ab. Ihr Erscheinungsbild erinnert an rezent auftretende Ferricrete. Die Anlage ist jedoch nicht einheitlich flächig.

Offensichtlich herrschte während ihrer Genese ein anderes, vermutlich arideres Milieu, in dem zum einen die Deckschicht über dem Plinthithorizont ( $B_u$ -Horizont / Anreicherungshorizont; vgl. McFARLANE 1976) abgetragen und kleinere Rinnen oder Gullys in die Oberfläche geschnitten wurden und zum anderen die Austrocknung des Plinthithorizonts zum Ferricret erfolgte.

Nach der Hypothese der Paläooberfläche muss die rezent vorherrschende Sedimentdecke allochthon und nach der Abtragungs- und Aushärtungsphase auf der Kruste abgelagert worden sein. Diese *hillwash*-Decke hat ihren Ursprung im feinen Abtragungsmaterial, das bei der Pedimentation anfällt (FÖLSTER 1969). Hätte das Ferricret zu diesem Zeitpunkt schon sein genetisches Endstadium erreicht (s.o.; Pisolithhorizont in erdiger Matrix), so hätte bei der Überlagerung eine Durchmischung im direkten Kontaktbereich stattgefunden. Diese Durchmischung konnte jedoch nicht festgestellt werden.

FÖLSTER (1969:50) beschreibt für sein Untersuchungsgebiet in Nigeria eine Abfolge von Steinlage, Pedimentschottern und *hillwash* (Pedisediment). Die Steinlage besteht aus unverwitterten Rückständen des abgetragenen Saproliths (primär Quarze aus nur teilweise verwitterten Quarzadern) in direkter Nähe zu der sich rückwärtig verlagernden Arbeitskante, wohingegen die Pedimentschotter einem Transport „durch Wasser“ mit Sortierung unterlagen, bevor sie in größerer Distanz zur Arbeitskante über der Steinlage sedimen-

tierten. FÖLSTER (1969:11) unterscheidet den Pedimentschotter von der Steinlage durch das feinere und größtenteils sortierte detritische Material über der groben Steinlage.

Steinlage und Pedimentschotter fehlen bei dem Pedisediment im Aufschluss. Wenn es sich bei dem Pisolithhorizont um eine Paläooberfläche handelt, dann ist diese mit bis zu 5 m mächtigen *hillwash*-Sedimenten überdeckt. Vermutlich ist der Ursprung der Sedimente nicht nur im Abtrag während der Stufenrückverlegung, sondern auch in denudativen Prozessen (Flächenspülung) zu suchen, da die feinen Korngrößen bei einer geringen Vegetationsbedeckung einer wiederholten Umlagerung unterliegen können (vgl. FÖLSTER 1969:50f.).

Mit der Überlagerung der Kruste setzte durch die dadurch geförderte gleichmäßigere Durchfeuchtung eine Umformung und Auswaschung ihres Bindemittels ein. Erfolgte die Ab- und Umlagerung der *hillwash*-Sedimente als reliefausgleichender Faktor bei der Pediplanation, so muss anschließend diese Fläche umgeformt worden sein.

Es gibt folglich drei Flächengenerationen, die aus dem Aufschluss ersichtlich sind: Die Paläooberfläche, auf die der Pisolithhorizont hinweist, die Pediplain, deren Genese durch die *hillwash*-Sedimente belegt wird, und die rezente Fläche, die durch weite Kuppen und Senken gekennzeichnet ist.

Neben der Unterteilung der Rumpfflächeneinheiten Kameruns (SEGALEN 1967, vgl. Abb. 8) hat sich SEGALEN (1969:118ff.; s.a. HURAUULT 1967) explizit mit der Genese von Steinlagen in Verbindung mit der primär klimamorphologisch ausgerichteten Rumpfflächenbildung in den afrikanischen Tropen beschäftigt. Er erwähnt zwei Theorien zur Rumpfflächengenese, die sich in den klimatischen Voraussetzungen unterscheiden.

Er nennt zum einen die *pédiplaine multiconcave*, die sich in den wechselfeuchten Tropen, definiert durch eine Saisonalität mit klar abgegrenzter, intensiver Trockenzeit und Regenzeit, bildet. Der Formenschatz, insbesondere die Entstehung der Steinlagen und Pedimentschotter, ist mit der Arbeit von FÖLSTER (1969) zu vergleichen.

Zum anderen nennt er die *pénéplaine multiconvexe*, die sich in den äquatorialen Tropen unter humiden Bedingungen mit kurzer Trockenzeit aus der *pédiplaine multiconcave* entwickelt hat. Die Genese dieser ‚Fastebene‘ erfolgt durch chemische Verwitterungsprozesse an strukturellen Gunstbereichen, subterranean Materialabfuhr und einer daraus resultierenden partiellen Tieferlegung der Oberfläche (SEGALEN 1969). Der Prozess ist reliefverstärkend.

Detaillierte Publikationen zur Lösungsfracht der süd-kamerunischen Flüsse liegen nicht vor. Daher kann eine indirekte, kausale Aussage zur subterranean Materialabfuhr nicht gemacht werden. WIRTHMANN (1994:88f.) hebt jedoch hervor, dass gerade unter Tropenwald

eine Erniedrigung der Landoberfläche durch Lösungsabtrag stattfinden muss, da eine Volumenverminderung gegenüber dem Ausgangsgestein auftritt.

Der Aufschluss bei Ambam zeigt jedoch eine deutliche Reliefneugestaltung durch oberflächlich und flächenhaft wirkende Abtragungsprozesse unter wechselfeucht-tropischem Klima. Die Anlage der rezenten Oberflächengestalt basiert folglich auf einer Erhöhung der Saisonalität mit einer ausgeprägten Trockenzeit. Ein Hinweis auf selektive Verwitterung und Tieferlegung mit einer Anpassung des oberflächennahen Formenschatzes konnte entlang des Profils nicht gefunden werden.

### 1.1.2 Inselbergvorkommen und -genese

Besonders deutlich setzen sich zahlreiche Inselberge im nördlichen, oberen Ntem-Einzugsgebiet von der Rumpffläche ab. Unter V.1.2.4 wird davon ausgegangen, dass der Formenschatz durch die rückschreitende Verlagerung einer unter anderem tektonisch ausgebildeten Stufe entlang der *Ntem faults* entstanden ist (vgl.a. IV.2.1.2).

KUETE (1990) erklärt den Formenschatz als unvollendete Einrumpfung. Er beschreibt die rezente Phase mit Biostasie, charakterisiert durch aktive Bodenbildung, die von der Rhexistasie mit aktiver Einrumpfung abgelöst wird (KUETE 1990:243). Die Begriffe sind an ERHART (1967) angelehnt. Durch eine tektonische, klimatische oder auch anthropogene Änderung wird ein Wechsel der Prozessgesellschaften hervorgerufen.

Anhand von markanten Einkerbungen im Fels hat KUETE (1990:243ff.) am Inselberg Ako'Akas im nördlichen Ntem-Einzugsgebiet drei unterschiedliche Flächenbildungsphasen voneinander abgegrenzt. Er geht davon aus, dass während der Biostasie die Mächtigkeit des Verwitterungsmantels durch Tiefenverwitterung erhöht wird. Die Pedogenese trägt dazu bei, dass auch das Gestein des Inselbergs der chemischen Verwitterung unterliegt. Die mächtigen Karren (Pseudokarst) an dem Inselberg weisen auf den hohen Wasserabfluss entlang des Gesteins hin und lassen eine Verstärkung der Hydrolyse und der Abfuhr der Lösungsprodukte im direkten Umfeld vermuten (vgl. dazu BREMER 1971; divergierende Verwitterung und Abtragung). Während der Rhexistasie wird die Regolithschicht teilweise abgetragen und hinterlässt als Zeiger des ehemaligen Niveaus die Einkerbungen.

Dieser Ansatz setzt keine allzu mächtige Verwitterungsdecke voraus. Mit der Summe der „großen morphogenetischen Krisen“ (KUETE 1990:244) wurde eine Regolithdecke von etwa 80 m abgetragen. Basierend auf einer Verwitterungsleistung von 1 m pro 77 ka errechnet er für Ako'Akas eine Zeitspanne von 6,16 Ma, die für den Aufbau der Regolithdecke benötigt wurde. Vermutlich basiert dieser Wert der Verwitterungsleistung auf einer Angabe von LENEUF & AUBERT (1960) für die *Côte d'Ivoire* mit einem vergleichbaren

Ausgangsgestein, er zitiert jedoch nur F.M. [?] Thomas ohne Angabe eines Jahres (THOMAS 1974 ?).

Für das ganze Inselbergmassiv, zu dem Ako'Akas gehört, kalkuliert er eine Zeitspanne für die Biostase von etwa 14 Ma, ergänzt diese mit einer vergleichbaren Dauer der Rheixistase und erhält so das ausgehende Oligozän oder beginnende Miozän als Ausgangsalter der Tiefenverwitterung. Dieses Ergebnis passt in die Zeiteinteilung SEGALENS (1967) für die neuerlich einsetzende Flächenbildung im Miozän zur *Surface Africaine II* (vgl. Abb. 3).

Er berücksichtigt jedoch nicht die deutlich höheren Inselberge von bis zu 420 m Höhenunterschied zu der umgebenden Fläche, die etwa 15 km westnordwestlich Ako'Akas' dasselbe Rumpfflächenniveau überragen. Zudem ist ohne die Kenntnis der genauen klimatischen Parameter eine klar eingegrenzte Verwitterungsleistung zu hinterfragen. LENEUF & AUBERT (1960; zit.n. THOMAS 1994:48ff.) geben entsprechend eine Spanne von 13-45,5 m für eine Million Jahre an. Der niedrigste Wert entspricht der Berechnungsgrundlage von KUETE (1990:246).

Die Einstufung der Felsmarken als ehemalige Verwitterungsniveaus scheint plausibel. Wenn jedoch KUETES Ansatz grundsätzlich auf der KINGSchen Pediplanation beruht (vgl. auch V.1.1.1 und 1.2.1), so müssten den Einkerbungen entsprechende Geländestufen in der Region zu identifizieren sein, die sich rückschreitend in nördliche Richtung zum höher gelegenen Plateau verlagert hätten. Diese sind jedoch über die Höhendaten nicht einzugrenzen.

Der rezente Übergang zwischen beiden Flächenniveaus ist sehr akzentuiert und nicht über einen lithologischen Wechsel, sondern vielmehr durch das dichte hydrologische Netz gekennzeichnet, das an der Rumpfstufe arbeitet (vgl. V.1.1.4). Für eine Verlagerung der Geländestufen bis zu einer lithologischen Barriere wurde in dieser Region kein Nachweis gefunden.

In diesem Zusammenhang ist viel eher von einer Tieferlegung im Sinne von BÜDEL (1957) auszugehen, die die gesamte Flächeneinheit in mehreren Schritten durch Flächenspülung während wechselfeuchter Phasen ausräumt. Durch diese Schritte wären die Felsmarken am Inselberg entstanden.

Auf den Gesteinsausbissen vergleichbarer Inselberge derselben regionalen Einheit konnten großflächige Abschuppungen beobachtet werden. Möglicherweise bildete daher Desquamation die Basis für die Felsmarken. Der offensichtlich aktive Prozess der Lösungsverwitterung am Gestein (Pseudokarst) führt zu einer Überprägung der Formen und erschwert die Interpretation.

Wird von den Felsmarken am Inselberg als Zeiger von Abtragungsphasen abgesehen, so bietet sich eine Hangrückverlegung, ausgehend von den *Ntem faults* in nördlicher Richtung, an, wie sie eingangs postuliert wurde (vgl. PENCK 1924:175: ‚Zone der Inselberge‘).

Die Anlage des Inselbergs basiert vermutlich auf den strukturellen Vorgaben. Neben Ako’Akas existieren weitere Inselberge (s.o.), die sich linear aufgereiht in nordöstlicher Richtung orientieren. Ein Abtrag des Materials entlang verwitterungsanfälliger Klüftungen in der strukturell vorgegebenen Richtung führte offensichtlich zu dem rezenten Landschaftseindruck, der sich unabhängig vom geologischen Substrat ausgebildet hat (MAURIZOT 2000: Wechsel von Granit, Gneis, Charnockit).

Die Herauspräparierung der gehäuft auftretenden Inselberge setzte vermutlich mit der Einrumpfung des Küstentieflandes im Miozän ein. Die Hebung, die für diesen Prozess als Auslöser diente, erfolgte entlang der *Ntem faults* als horizontaler Versatz in WSW-ENE-Ausrichtung. Parallel dazu verläuft nördlich der Verwerfung partiell die Grenze zwischen Ntem-Einzugsgebiet und dem nördlich angrenzenden Plateau des Nyong-Einzugsgebietes.

### 1.1.3 Altarmgenese

Die strukturelle Flussführung ist in weiten Bereichen der kamerunischen Schwelle eindeutig nachzuvollziehen und bietet daher einen guten Zeiger für die geologischen Strukturen in der dicht bewaldeten Untersuchungsregion (vgl. KUETE 1990a; zu strukturellen Drainagenetzen in den Tropen und Subtropen s. BREMER 1971, 1989, WIRTHMANN 1994). Strukturell-tektonische Flussbettführungen werden ausführlich unter V.1.3 anhand des Beispiels der anastomosierenden Flussverläufe diskutiert.

Als Ausnahme gilt die Abschnürung eines strukturell geprägten Mäanders des Nyong, die an der Grenze zwischen oberem und mittlerem Einzugsgebiet bei Nkolmvondo stattfand (vgl. IV.2.1.1). Abgesehen von der ausgedehnten Aue auf Höhe von Akonolinga und Ayos mit zahlreichen Altarmen in dem weiten Alluvialbereich konnte dieser Formenschatz in der Rumpfflächenlandschaft nur im äußersten Südosten Kameruns am Ngoko identifiziert werden (Altwassersee Lac Mokounounou, vgl. RUNGE et al. in Review).

Der Mündungsbereich des Flusses Mvondo wird als Altarm des Nyong interpretiert. Das geomorphologische Erscheinungsbild beschreibt eine weite Schleife mit zwei Verbindungen zum Nyong. In diese nahezu lakustrine Form von etwa 100 m Breite münden die schmal ausgebildeten Nyong-Tributäre Mvondo und Essaa. Dieser Sachverhalt hat zur Folge, dass die vollkommene Abspaltung durch die stete Wasserzufuhr unterbunden wird.

Der östliche Bereich des Altarms orientiert sich an einer Verwerfung (MAURIZOT 2000). Jedoch setzt sich auch die Durchbruchorientierung in der folgenden Flusschlinge fort

(vgl. Abb. 30). Offensichtlich symbolisiert diese WSW-ENE-Ausrichtung eine weitere Hauptstruktur für die Region.

Durch die strukturelle Anlage und den sehr linearen Verlauf des östlichen Arms kann eine Abschnürung durch die flussabwärtige Verlagerung des Mäanders mit unterschiedlichen Verlagerungsgeschwindigkeiten (vgl. AHNERT 2003:225) ausgeschlossen werden. Außerdem ist auf Höhe des Durchbruchs kein Prallhang ausgebildet. Der Nyong ändert geradezu rechtwinklig seinen Lauf hin zur neuen Orientierung.

Da der Mäanderbogen auch im Westen durch den massiv auftretenden Glimmerschiefer an seiner Verlagerung behindert wird, hat sich der Fluss offensichtlich von der flussabwärtigen Seite der Durchbruchspartie genähert, bis die Abschnürung durch die schmale Wasserscheide hindurch entlang der linear angelegten strukturellen Einheit erfolgen konnte.

Ein weiter Mäanderbogen tritt flussaufwärts bei Edjom auf. Der Nyong beschreibt zunächst einen sehr geradlinigen Verlauf nach SSW, bevor er offensichtlich durch eine Verwerfung zu einer Richtungsänderung nach WSW gezwungen wird. Dort hat er sich in mehreren Schritten nach Westen verlagert, bevor er sich in seine eigenen Sedimente einen neuen Weg nach NNW geschnitten hat. Einen Altarm weist dieser Standort nicht auf.

Er ist durch schmale Rinnen und Vertiefungen geprägt, die mit Wasser gefüllt sind, die jedoch in der Landschaft kaum in Erscheinung treten, da sie von den Gräsern mit einem dichten Netz überspannt sind. Mithilfe des Satellitenbildes werden diese Formen als Mäanderbögen interpretiert, die vermutlich verschiedene Verlagerungsphasen zeigen (vgl. Abb. 29).

Die Annahme eines strukturellen Korsetts für das Drainagenetz in der Rumpfflächenlandschaft, aus dem der Fluss kaum ausbrechen kann, wird durch die Beobachtungen relativiert. Es existieren durchaus primär fluvialmorphologische Formen; doch auch diese orientieren sich deutlich an den strukturellen Vorgaben. Beide Beispiele zeigen eine Flusslaufverlagerung an den Stellen, die offensichtlich nicht oder nur bedingt durch die Strukturen des Anstehenden geprägt sind.

Die zeitliche Einteilung der Abtrennung ist schwierig. Es wurde bei den Geländearbeiten nur bei Edjom datierbares Material gefunden. Das Alter von 13 ka spiegelt nur einen Aspekt in der komplexen, jüngeren Genese der Region wider.

#### 1.1.4 Zusammenfassung: Morphogenese

Zeitgleich mit ersten Intrusiva entlang der CVL erfolgte eine weit reichende Hebung, die die Bildung der *Surface Africaine I* im Eozän auslöste. Durch die Kollision mit der Eurasischen Platte setzte erneut eine intensive Hebung und die Einrumpfung der *Surface*

*Africaine II* ein (BURKE & WHITEMAN 1973, Burke 1996, SEGALIN 1967). In Kamerun repräsentieren das Innere Plateau (*Surface Africaine I*) und das Küstentiefland (*Surface Africaine II*) beide Phasen (vgl. I.2.1).

Der rezente Formenschatz mit Rumpfflächen, Inselbergen und Flüssen, die über weite Strecken ein sehr geringes Gefälle und in ihrem Gesamtverlauf sehr niedrige hypso-metrische Integrale aufweisen, ist Zeiger für die Einrumpfung.

Mit einem regionalen Fokus auf dem Übergang zwischen dem nördlichen Inneren Plateau und dem südlich angrenzenden tieferen Niveau wird die Genese nachgezeichnet.

Vermutlich setzte sich das Plateau ursprünglich aus einer weiten flachwelligen Synklinale zusammen. Mit Beginn der Einrumpfung im Eozän wurden durch die Flächentieferlegung Inselberge herauspräpariert, die die heutige Fläche bei Yaoundé überragen. Derselben Phase sind wahrscheinlich auch die Inselberge mit einer vergleichbaren Höhe ü.M. (etwa 1000 - 1100 m) im nördlichen Ntem-Einzugsgebiet zuzuordnen.

Mit der erneuten Hebung im Miozän erfolgte im Ntem-Einzugsgebiet eine grundlegende geomorphologische Neugestaltung. Es bildete sich vermutlich eine schwach nach Norden abdachende tektonische Stufe durch eine Remobilisierung der *Ntem faults* in WSW-ENE-Richtung (s. Abb. 89). Die strukturelle Vorgabe entlang des Ntem wird auch rezent durch die Gefällskurven der Tributäre hervorgehoben, die primär von Süden kommend über einen deutlichen Versatz in den Ntem münden (vgl. IV.1.2). Durch die von Norden in den Ntem fließenden Tributäre wurde die tektonisch gebildete Stufe sukzessive – unabhängig vom geologischen Untergrund – durch Rückverlagerung nach Norden verschoben und erhielt durch die fluviale Einschneidung ein sehr akzentuiertes Bild. Auch die Gefällskurven dieser Tributäre zeigen weit mehr Relief als die von Süden zufließenden. In kleinerem Maßstab setzt sich jedoch auch die rezente Stufe als lineare Einheit ab, basierend auf den Kluffstrukturen mit NNE-SSW- und WSW-ENE-Orientierung, entlang derer die Erosion der Tiefenlinien greifen konnte. Ausgehend von den Tiefenlinien weiteten sich die Täler zur Fläche (Pedimentation – Pediplanation). Die Inselberge entwickelten sich aus der fluvialmorphologischen Selektion entlang von Störungsbereichen primär als Härtlinge oder Bornhardts (vgl. WIRTHMANN 1994:178f., THOMAS 1994:328ff.). Die vor der Eintiefung schon exponierten Inselberge erhöhten sich etwa um den Faktor der Flächentieferlegung.

Die Stufenhypothese mit tektonischer Bildung und Verlagerung erklärt die klare Grenze zwischen nördlichem und südlichem Ntem-Einzugsgebiet und auch die unterschiedlichen Flächenniveaus auf dem Inneren Plateau zwischen Nyong- und Ntem-Einzugsgebiet. Die Flächen- und Inselberggenese ist an dieser Stelle jedoch recht überspitzt und vereinfacht ausgeführt. Es steht zur Diskussion, ob die Einzelbeobachtungen von *hillwash*-Decke (vgl. V.1.1.1) und Stufenrand in einheitlich-geologischem Untergrund (vgl. V.1.1.2 und V.1.2.4) die Pedimentation und Pediplanation als zentrale Prozesse der Flächenbildung erlauben.

Die Abhängigkeit der beschriebenen Prozesse von Stabilitäts- und Aktivitätszeiten (ROHDENBURG 1982) oder Biostasie und Rhexistasie (ERHART 1967) ist für die Theorien grundlegend. Die Vielseitigkeit des Aufschlusses bei Ambam spiegelt klimatische Wechsel wider (vgl. V.1.1.1), die die Genese des Plinthithorizonts (humider), die Aushärtung zur Kruste (arider), die Überlagerung der Kruste (arider), die Auflösung der Kruste (humider) und die Neuformung des gesamten Profils (arider) zur Folge hatten. Der Verlauf der Sauerstoff-Isotopenkurve seit dem Paläozän verdeutlicht die wiederholten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten mit einer klaren Abkühlung seit dem Temperaturmaximum am Übergang zwischen Paläozän und Eozän (vgl. Abb. 6, EYES 2008). Die Arbeit von DE PLOEY (1969) hebt die spätpleistozänen und holozänen Schwankungen im Landschaftshaushalt hervor (vgl. Zusammenstellung bei THOMAS 1994:215ff. und I.2.2).

Die Bildung des tiefgründig verwitterten Latosols mit dem Plinthithorizont erfolgte vermutlich noch während des Tertiärs mit den entsprechend warm-humiden Klimaten, die Aushärtung mit der zunehmenden Aridisierung im Pliozän und jungen Pleistozän. Die Ablagerung der *hillwash*-Deckschichten und die Überformung der Rumpffläche zu einer morphologisch akzentuierteren Fläche kann vermutlich mit den Klimaschwankungen im ausgehenden Pleistozän korreliert werden.

In dieser späten Phase fanden auch die Abschnürung des Nyong bei Nkolmvondo und die Verlagerung des Nyong-Mäanders bei Edjom statt. Wird die Mäanderverlagerung ins ausgehende LGM gesetzt, so könnte die Abschnürung während des arideren Jüngeren Dryas stattgefunden haben.

## 1.2 ‚Demi-oranges‘ und ‚bas-fonds‘

Grund für die umfangreichen Überlegungen KUETES (1990a) zur Genese der breiten Auenbereiche oder ‚bas-fonds des regions humides‘ (RAUNET 1985) ist das unpassende Verhältnis vom Fluss zur Aue. Im Volksmund wird der Fluss *fleuve paresseux* (träger Fluss) genannt. Wie soll der Fluss also die Kraft aufgebaut haben, dieses Tal so breit anzulegen?

ROHDENBURG (1982:82ff.) beschreibt in Brasilien die Formung von *meias laranjas* (*demi-oranges* oder halbe Orangen) durch Seiten- und Tiefenerosion während einer (ariden) geomorphodynamischen Aktivitätszeit. Entlang neu entstandener Tiefenlinien werden die steilen Hänge (>35°) sukzessive durch Lateralerosion zurückversetzt. Je breiter das Tal entwickelt ist, desto mehr treten Lateral- und Tiefenerosion in den Hintergrund und „hangeigene Abtragungsprozesse“ in den Vordergrund. Daher geht ROHDENBURG (1982:84) von einer Reliefzusammensetzung aus Talboden und Hangpediment aus, die jedoch durch Flutereignisse überprägt ist. Aufgrund mächtiger Saprolithdecken, die teilweise nur aus Kaolinit bestehen, kann die Denudation an den Hängen leicht ansetzen. Die Kuppen der

*demi-oranges* repräsentieren Flächenresiduen der Ebene oder des Talbodens, die vor der Eintiefung ausgeprägt waren. Teilweise sind auch weitere Generationen zu identifizieren, bei denen die Flächenresiduen gekappt wurden. Dabei handelt es sich um *demi-oranges*, die bei einer weiteren Aktivitätszeit erneut zerschnitten wurden. Sie weisen niedrigere Kuppen auf. Schotter als Zeiger ehemaliger Auenböden wurden primär in den Hangbereich der jüngeren Generationen verlagert.

### 1.2.1 Ferricret- und Flächenbildung (II)

In der Region Akonolinga beschreibt KUETE (1990a:206) ein Ferricret mit Bestandteilen stark verwitterten Glimmerschiefers deutlich oberhalb der weiten Talaue des Nyong. Er geht bei diesem Niveau von einer Terrasse des Nyong aus, die jedoch während der Geländearbeiten 2007/2008 morphologisch nur untergeordnet in Erscheinung trat. Die Einschneidung der Täler setzt KUETE (1990a) ins ausgehende Tertiär/frühe Quartär.

Bei Akonolinga wurde eine N-S ausgerichtete Catena durch die Nyong-Aue angelegt. Direkt an der Böschung wurde ein Krustenblock durch eine Bohrung identifiziert. Vermutlich handelt es sich dabei um einen Block, der sich bei der Rückverlegung der Böschung aus der höher gelegenen Kruste gelöst hat und auf den Talboden aufgebracht wurde. Anschließend wurde er von Sediment überlagert, das durch seinen organischen Anteil eine grobe Eingrenzung der Aktivitätszeit auf 28 ka zulässt (vgl. Abb. 27). Bei der älteren organischen Lage von 43 ka handelt es sich möglicherweise um eine Paläooberfläche, die eine weitere Aktivitätszeit eingrenzt. Diese Zeiten stehen nicht in Relation zu dem von KUETE (1990a) postulierten Zeitrahmen, spiegeln aber Aktivitätszeiten wider, die anscheinend nach der initialen Eintiefung stattfanden. Die Aktivitätsphasen sind vermutlich auf klimatisch ausgelöste Veränderungen im Landschaftshaushalt zurückzuführen. Beide Daten umgrenzen das Ndjilien (40-30 ka, OIS 3), eine humide Phase im späten Pleistozän. Dem voraus ging eine lang andauernde Trockenphase, das Maluékien (70-40 ka, OIS 3/4), während der vermutlich die Verlagerung der Böschung einsetzte (zur Nomenklatur vgl. DE PLOEY 1969, LANFRANCHI & SCHWARTZ 1991, KUETE 1990b, vgl. I.2.2, Abb. 7). Krustenresiduen treten auch bei Abong Mbang direkt an der Böschung der Nyong-Aue auf. An diesem Standort beißen sie oberflächlich aus (vgl. Abb. 23). Offensichtlich scheint dieser Prozess in der Region subrezent bis rezent. Die Standorte unterscheiden sich aber insofern, dass es sich bei der Nyong-Aue bei Abong Mbang um eine aquatische Aue mit ganzjähriger Wasserführung handelt, bei Akonolinga die Aue zur Trockenzeit jedoch trocken fällt. In einem kleinflächigen Feuchtbereich lag jedoch auch dort ein Krustenblock oberflächlich im Sumpf. Womöglich führt die ständige Durchfeuchtung, ähnlich einer Schichtquelle, zu einer langsamen Hangverlagerung, die jedoch durch die dichte Vegetation noch reduziert wird. Es ist möglich, dass eine Quelle durch lateralen Grundwasserzufluss die Durch-

feuchtung des Standortes verursacht. Nahe der Bohrung bei Abong Mbang (vgl. Abb. 24) wurde eine Quelle in Böschungsnähe innerhalb der Aue identifiziert.

Ein weiterer Auslöser für die rezenten Prozesse ist sicherlich auch anthropogenen Ursprungs. Bei Abong Mbang führt ein Pfad zur Aue hinab. Außerdem wird oberhalb Feldbau betrieben. Bei Akonolinga wurde auf dem geringmächtigen Boden über der Kruste eine Kakaoplantage angelegt (vgl. Abb. 27). Entlang der Pfade werden bei Starkregenernissen auch Pisolithe über die Böschung in die Aue gespült. Westlich von Akonolinga sind sie etwa 100 m von der Böschung entfernt noch in der Aue zu finden.

Um ROHDENBURGS (1982) Hypothese zur Genese der *demi-oranges* nachzugehen, fehlte im Gelände ein umfassender Einblick in den bodennahen Untergrund am Übergang zwischen Talboden und Berg. Bei Ayos konnte entlang einer neu geschobenen Nationalstraße Saprolith von etwa 4 m und eine auflagernde Bodendecke von 2 m Mächtigkeit über dem anstehenden quarzitischen Glimmerschiefer der panafrikanischen Serie beobachtet werden (vgl. Abb. 25). Setzt sich die Decke in dieser Mächtigkeit auch im Hangbereich und am Hangfuß fort, würde dies den Ansatz von ROHDENBURG (1982) unterstützen. Das verwitterte Gesteinsmaterial ist jedoch nicht so intensiv wie in Rohdenburgs Beispiel in Teilen Brasiliens zu einem nahezu reinen Kaolinit umgewandelt worden. Der kaolinitische Saprolith wurde aber in mehreren Auen der Tributäre des Nyong direkt unter einer alluvial-organischen Auflage und im direkten Uferbereich unter geringmächtig kolluvial eingebrachtem Material gefunden. Die Korngröße und die Mächtigkeit des organischen Substrats ändern sich von den meist weiten Becken im Quellbereich der Zuflüsse von sehr geringmächtig-sandig (80-100 cm) zu deutlich mächtigerer und tonigerer Zusammensetzung in Mündungsnähe (250-300 cm). Eine klar ausgeprägte wasserführende Rinne ist nur bei wenigen Tributären in Mündungsnähe zu identifizieren.

Die Beobachtungen erinnern an die Formen und Prozesse eines Dambos der wechselfeuchten Tropen (vgl. MÄCKEL 1975, 1985, RAUNET 1985, und zur weiteren Vertiefung auch BÜDEL 1965 ‚Spülmulde‘, LOUIS 1968 ‚Flachmuldental‘).

MÄCKEL (1985:14) beschreibt den Damboboden als dunklen sandig-tonigen Lehm mit einer Mächtigkeit von 70-200 cm. Er unterteilt das Dambo in einen zentralen Feuchte- sowie in einen unteren und oberen Spülgürtel, in dem die aktive Ausweitung der Dambos unter warmem und wintertrockenem Klima (800-1300 mm durchschnittlicher Jahresniederschlag, MÄCKEL 1975:121) stattfindet und von ihm als aktiver Prozess der Flächenbildung gewertet wird (MÄCKEL 1975:34, vgl.a. RAUNET 1985:43). Das Dambo ist durch eine konvex ausgebildete Böschung eingefasst.

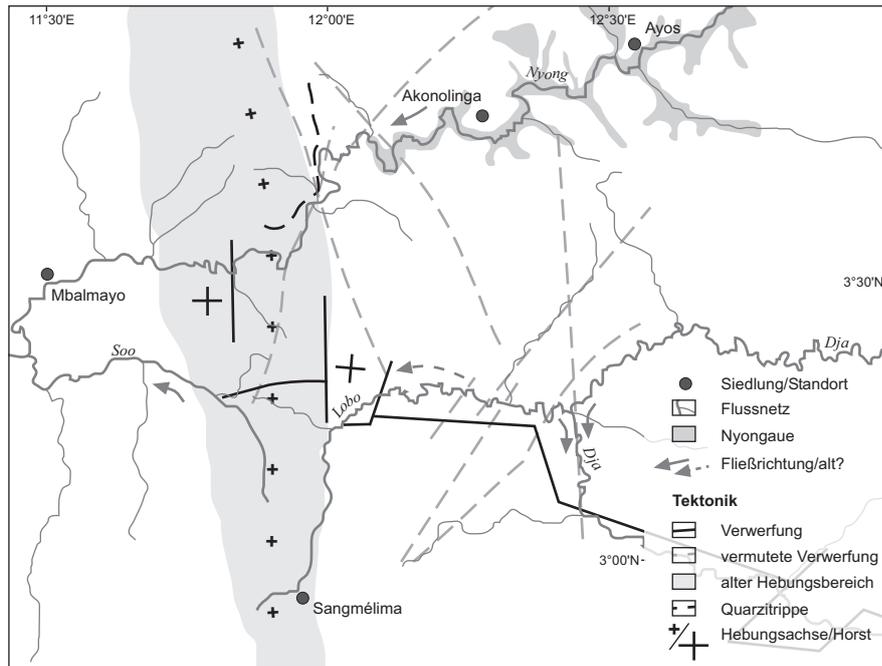
Abgesehen von der geomorphologischen Form weichen jedoch die physiogeographischen Parameter wie Klima und damit verknüpft Vegetation deutlich von dem Untersuchungsgebiet ab. Die Datierung ins späte Holozän ( $1946 \pm 50$  a) in einem Nyong-Tributär in

260 cm Tiefe direkt über Saprolith sollte aufgrund fehlender Referenzprofile nicht zu gewichtig diskutiert werden. Davon ausgehend, dass während der letzten 2000 Jahre keine gravierenden Änderungen des Ökosystems stattgefunden haben, zeigt die Beobachtung, dass offensichtlich auch unter den rezenten Bedingungen (vgl. V.1.1.1) eine enorme Akkumulation stattfinden kann (etwa 13 cm/100 Jahre). Möglicherweise führt die stete regenzeitliche Durchnässung im Böschungsbereich zu Rutschungen, die der Materialzufuhr dienen. Weiterhin könnten auch anthropogene Faktoren (Rodungen, Feldbau in Talrand- und Kuppenlage, s.o.) zu erheblichem denudativem Abtrag führen. Rutschungen konnten jedoch im Untersuchungsgebiet nicht identifiziert werden. Die oberflächlich eingebrachten Krustenblöcke verweisen zwar auf eine Rückverlagerung der Böschung, der Zeitpunkt kann aber nicht eingegrenzt werden, da in direkter Nachbarschaft zu der thematisierten Datierung kein Krustenblock gefunden werden konnte. Aufgrund des ähnlichen Erscheinungsbildes der weiten Quellbereiche der Tributäre und der Dambo-Hohlformen könnte jedoch die Hypothese formuliert werden, dass die Quellbereiche in einer arideren Phase entstanden sind – womöglich durch den Prozess der Spüldenudation – nun aber im feuchttropischen Klima überprägt werden. Für eine Festigung dieser Hypothese müssten Catenen durch die Talanfänge der Tributäre hindurch gelegt und mit der Bodenzusammensetzung eines Dambos verglichen werden. Nach WEBSTER (1965:36) ist der Feuchtegürtel im Zentrum der Hohlform durch einen hohen Tonanteil geprägt, im Spülgürtel ist dieser deutlich reduziert.

Spüldenudation auf Höhe der Talanfänge und lineare Tieferlegung mit nachfolgender Lateralerosion und Hangpedimentation im Haupttal des Nyong könnte eine Prozessvergesellschaftung während einer arideren geomorphodynamischen Aktivitätszeit gewesen sein. Aufgrund der ältesten Datierungen in der Nyong-Aue bei Akonolinga kann ein Bezug zum Maluékien (70-40 ka) hergestellt werden. Die zeitliche Einordnung ins Spätpleistozän grenzt sich deutlich von KUETES (1990a) Hypothese ab (ausgehendes Tertiär, frühes Quartär).

### 1.2.2 Antezedenz

KUETE (1990a:467ff) führt die Anlage der sehr breiten Nyong-Aue zwischen Abong Mbang und Akonolinga zusätzlich auf tektonische Verstellungen zurück. Er formuliert die Hypothese, dass die Aue ursprünglich durch einen See ausgefüllt wurde, der durch die Hebung eines Quarzitrückens in N-S-Ausrichtung aufgestaut wurde. Er beschreibt diese Richtung als eine Hauptrichtung der lithologischen Reliefelemente des Plateaus. Als weitere Richtung nennt er SW-NE. Beide Richtungen muss der Nyong durch seine primäre Fließrichtung nach Westen queren. Auffällig ist in der Tat ein abrupter Richtungswechsel des Nyong unterhalb von Akonolinga (vgl. V.2.1.1), auf dessen Höhe der Nyong Strom-



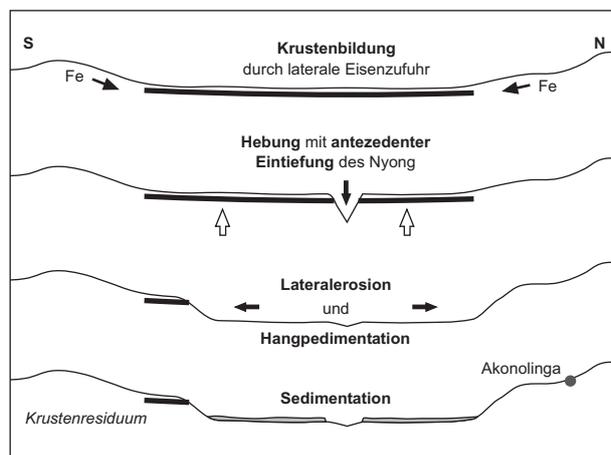
**Abb. 84:** Übersichtskarte zur Genese des *bas-fonds* im oberen Einzugsgebiet des Nyong (KUETE 1990, veränd.).

schnellen in seinem Flusslauf ausgebildet hat. Nach KUETE (1990a) hat sich der Nyong etwa an dieser Stelle antezedent eingeschnitten (Abb. 84).

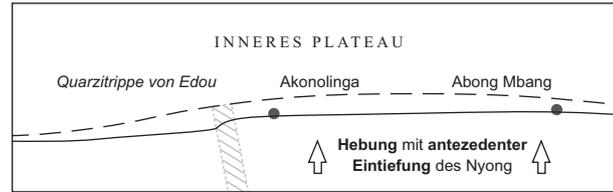
Die stimmige Theorie KUETES (1990a) wird relativiert, wenn die Beobachtungen aus dem Ntem-Einzugsgebiet mit einfließen, da sich der Fluss auch dort offensichtlich (Satellitenbild-Interpretation ohne Geländebegehungen in Gabun) ein weites Tal geschaffen hat, die strukturellen Voraussetzungen sich jedoch unterscheiden.

Der Formenschatz scheint großräumig und landschaftsprägend angelegt – beide Auen liegen etwa 180 km voneinander entfernt und befinden sich auf unterschiedlichen Flächenniveaus. Ausgehend von einer klimagenetischen Formung hätte das Klima großräumig ähnlichen Veränderungen unterliegen müssen.

**Abb. 85:** Skizze zur geomorphologischen Entwicklung des *bas-fonds* auf der Höhe von Akonolinga.



**Abb. 86:** Skizze zur Ursache der erfolgten Eintiefung des Nyong in die Fläche (vgl. Abb. 85).



Der Flächen- und *demi-orange*-Bildung geht eine Einschneidung voraus, für die es eines Auslösers bedarf. Die Untersuchungsregion ist durch eine sehr einheitlich ausgebildete Ebene gekennzeichnet. Vermutlich gab es eine weiträumige Hebung von geringem Ausmaß, die die Einschneidung während einer Trockenphase verursachte. KUETE (1990a:208) beschreibt einen seichten Anstieg der Bergkuppen auf dem Inneren Plateau nach Westen entgegen dem Fließverhalten des Nyong. Diese Beobachtung würde für ein antezedentes Einschneiden des Nyong in eine Hebungsregion sprechen; KUETE (1990a) geht jedoch von einer kleinräumigen Hebungsregion westlich der weiten Aue offensichtlich ohne ausgeprägte Lateralerosion aus. Seine Beobachtungen zum Anstieg der Bergkuppen nach Westen können nicht bestätigt werden (vgl. Abb. 17). Vermutlich führte eine sanfte Hebung der Untersuchungsregion zur Tieferlegung entlang der Entwässerungslinien. Die Hebungshöhe von etwa 10 m wird durch den Abstand des Krustenniveaus vom Fluss definiert (Abb. 85; vgl.a. Abb. 27), der zeitliche Ablauf durch die Bildung der Kruste und den Beginn der Sedimentation in der Aue.

Die einsetzende Linearerosion hielt mit der Hebung Schritt. Die Quarzitrippe von Edou (vgl. dazu KUETE 1990a:467) bildete jedoch eine lithologische Begrenzung, entlang derer der Nyong rezent Stromschnellen ausgebildet hat (Abb. 86).

### 1.2.3 Terrassen

Eine weitere Hypothese deutet KUETE (1990a) nur an. Er formuliert, dass sich der Nyong entlang eines Grabens gebildet hätte, der von den Sedimenten des Flusses sukzessive verfüllt wurde. Der Nyong hat zwar eine breite Aue ausgebildet, seine Mäander orientieren sich aber primär an den strukturellen Vorgaben (KUETE 1990a:208). Aufgrund des Fehlens detritischen Materials relativiert KUETE seine Annahme.

Die Eingrenzung der Nyong-Aue orientiert sich im groben Maßstab einheitlich in eine Richtung, bei höherer Auflösung ändert sich ihre Richtung aber vielfach und kann daher nicht einheitlich einem Grabenbruch zugeordnet werden.

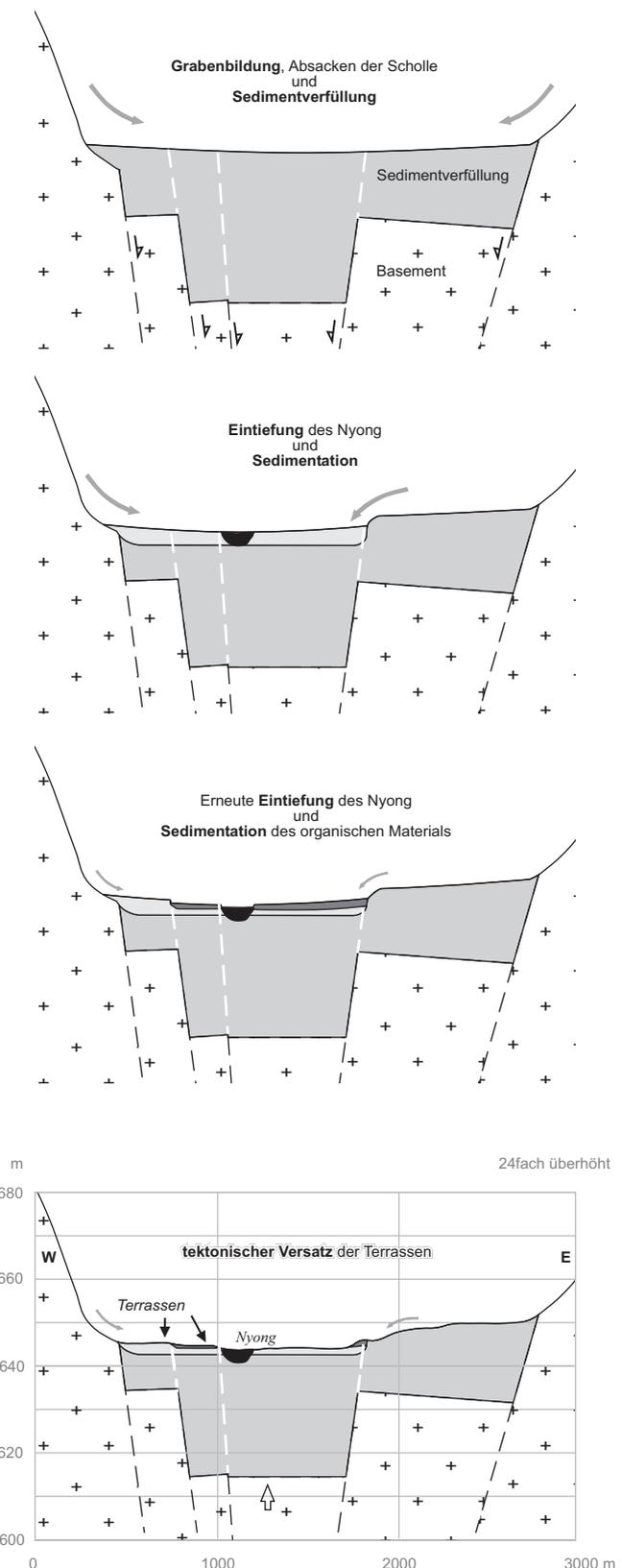
Östlich von Akonolinga weist die Begrenzung der Aue klare lineare Einheiten auf, die auf eine abgesunkene Scholle hinweisen. Auf dem Satellitenbild (LANDSAT, Path 185, Row 57, 16.01.2002) bilden sie eine klare Grenze zwischen verschiedenen Texturen. Besonders am linken Ufer beschreibt eine im Gelände sublinear verlaufende Terrasse mit NNW-SSE-Orientierung diesen Übergang (vgl. IV.2.1.1) von einer hellen Textur mit weiten Gras-

flächen und einer deutlich dunkleren Textur im durchfeuchteten unteren Terrassenniveau. Die beiden Terrassen an diesem Standort zeigen eine leichte Schrägstellung mit einem Anstieg zur Terrassenstirn. Vermutlich spiegelt diese Verstellung einen subrezenten tektonischen Versatz entlang der abgesackten Scholle wider.

Die Schrägstellung des unteren Terrassenniveaus kann durch fluviatile Prozesse verstärkt worden sein, da sich vor dem zweiten Terrassenniveau auch während der Trockenzeit ein durchfeuchteter Bereich gebildet hat. Dies führt zu einer partiellen Durchfeuchtung der Oberfläche in diesem Bereich und zu einem erosiven Materialabtrag während der ausgehenden Regenzeit, in der das abfließende Flusswasser in der Vertiefung kanalisiert wird.

Da die exponierte Stirn beider Terrassen partiell von Bäumen und Büschen bestanden ist, sind diese Bereiche offensichtlich während der Regenzeit nur kurzzeitig überschwemmt. Die Vegetationsdecke führt zu einem höheren Widerstand gegen einen erosiven Abtrag und verstärkt so zusätzlich die erfasste Schrägstellung.

Das Substrat der oberen Terrasse zeigt eine fortgeschrittene Bodenbildung mit teilweise grellroten



**Abb. 87:** Skizze eines Transekts durch die Nyong-Aue westlich von Akonolinga (Grundlage: DLM, GPS-Aufnahme).

Oxidationsflecken. Dieses Substrat ist unterhalb der Terrasse – offensichtlich entlang der postulierten tektonischen Schwachstelle – ausgeräumt. Das untere Terrassenniveau ist durch vermutlich subrezentem Material aufgebaut. Es zeigt eine schmale dunkle Schicht, unter der zahlreiche große Holzkohlestücke im Profil zu identifizieren sind. In der Diskussion im Gelände wird die Sedimentation mit dem Abbrennen der Vegetation im Auenbereich zur Nutzbarmachung der Aue verbunden, die etwa im 1. Jahrtausend n.Chr. einsetzte (wissenschaftlicher Austausch M. TCHINDJANG). Damit verknüpft war zum einen der Abtrag von Feinmaterial durch fehlenden Vegetationsschutz und die dadurch erhöhte Fracht des Nyong und zum anderen die Durchmischung des Sediments durch die von der Brandrodung zur Verfügung gestellten Holzkohlefragmente.

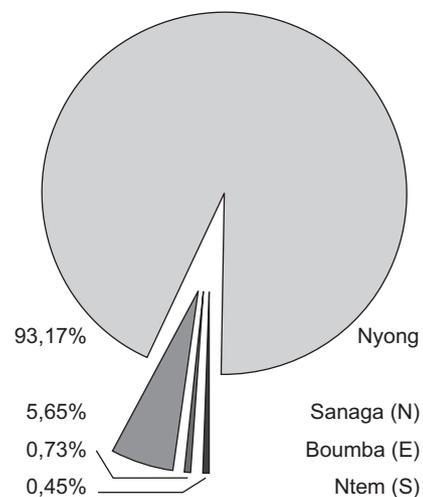
Ein ähnlicher Übergang von oxidiertem zu wahrscheinlich subrezentem Material in direkter Flussnähe ist auch südlich von Akonolinga in der Nyong-Aue zu beobachten. Dieser Bereich zeigt jedoch keine vergleichbaren linearen Einheiten in seinem Formenschatz. Terrassen wurden nicht ausgebildet oder fluvial-morphologisch bis zur Unkenntlichkeit überprägt.

Die Genese der Terrassen westlich von Akonolinga muss zeitlich vor der thematisierten Schrägstellung stattgefunden haben; daher können die Hinweise auf die Nutzbarmachung der Aue und der damit verknüpften Holzkohlefunde aus der unteren Terrasse den (neo-) tektonischen Impuls zeitlich eingrenzen.

In der untersten Skizze von Abbildung 87 wird die vermutete Morphogenese anhand eines Transekts skizziert – die im Gelände aufgenommenen Terrassen sind detailliert in Abb. 28 dargestellt.

#### 1.2.4 Flussanzapfungen

Durch die Ausrichtung des dendritischen Gewässernetzes zur Synklijalachse des Plateaus hin (etwa 650-750 m ü.M.) können einige Flussanzapfungen identifiziert werden. Dabei wurde durch die Umleitung des Téré durch einen Tributär des Sanaga die größte Fläche vom Einzugsgebiet des Nyong getrennt und der Verlauf des Téré durch ein deutlich ausgepräg-



**Abb. 88:** Tortendiagramm mit den Flächen (in %) der eindeutig zu identifizierenden Anzapfungen an das Drainagenetz des Nyong (Grundlage: DLM).

tes Anzapfungsknie nach Nordwesten verlagert. Die Talwasserscheide durch das ehemalige Tal trennt an dieser Stelle die Einzugsgebiete des Sanaga und des Nyong. Von dem zum Nyong ausgerichteten dendritischen Gewässernetz gehören 87,53 % (19.985 km<sup>2</sup>) zum Einzugsgebiet des nach Westen entwässernden Nyong (Abb. 88). Entgegen der Synklinal-Krümmung drainieren 5,31 % (1213 km<sup>2</sup>) des Gewässernetzes in den Sanaga nach Norden und 6,05 % (1381 km<sup>2</sup>) in den Dja nach Osten. Deutlich kleinere Flächenanteile drainieren nach Osten in den Boumba (0,68 % – 156 km<sup>2</sup>) und nach Süden in den Ntem (0,45 % – 97 km<sup>2</sup>) (vgl. a. Abb. 21; zu den Anzapfungen des Dja beziehungsweise seines Zuflusses Lobo, und des Téré auch KUETE 1990a, OLIVRY 1986).

Neben den genannten Flüssen wird das Drainagenetz des Plateaus – unabhängig von dessen Ausrichtung – im Osten großflächig durch den Dja bestimmt. Eine kleinere Region im Westen ist zum Ntem und zu kleineren Einzugsgebieten zugehörig, die direkt in den Atlantik münden. KUETE (1990a) vermutet im Dja einen ehemaligen weiteren Quellfluss des Nyong, der jedoch von der Kongo-Drainage angezapft wurde (vgl. a. OLIVRY 1986:106). Die Anzapfung setzt er in Relation zu der tektonischen Aufstauung des Nyong. Der Nyong konnte sich antezedent eintiefen, der Dja war dazu offensichtlich nicht in der Lage (vgl. Abb. 84, alte Fließrichtung). Der Flussverlauf des Dja unterstützt diese Hypothese. In der Quellregion ist er eindeutig nach Westen Richtung Atlantik ausgerichtet. Über den Lobo, einen Zufluss des Dja von Westen, wird die Verknüpfung zum Nyong nahezu hergestellt. Dann umschreibt der Dja jedoch einen weiten Bogen um das heutige Dja-Naturreservat („Réserve de faune du Dja“) nach Osten und bildet mit dem Boumba gemeinsam den Ngoko im äußersten Südosten Kameruns. Der Ngoko mündet in den Sangha, einem Kongo-Tributär.

Ähnliche Formen lassen sich auch im oberen Einzugsgebiet des Ntem beobachten. Die Wasserscheide zwischen dem Ntem-Quellfluss Kom und dem Ayina, einem Quellfluss des Ogooué, ist über das DLM kaum zu identifizieren. Die Auen des Kom und des Ayina in dieser Region sind sehr weitläufig und anhand der Satellitenbilder und des DLM mit der des oberen Nyong zu vergleichen (vgl. Abb. 33; IV.2.1.2). Die oberen Zuflüsse des Ayina orientieren sich zum Kom und münden dann in einem Knick entgegen der Laufrichtung in den Vorfluter. Kurz unterhalb der Wasserscheide hat sich der Ayina eingeschnitten, der Kom jedoch nicht (vgl. SANTOIR 1995). Auch im Drainagenetz des primären Ntem-Quellflusses im südlichen Einzugsgebiet ist eine Anzapfung von den Tributären des Ogooué augenscheinlich.

Entgegen der sukzessiven Verkleinerung des hoch gelegenen oberen Nyong-Einzugsgebiets, das von mehreren Seiten angezapft wird, weitet sich der Ntem nach Süden hin aus. Flächengewinne, wie sie der Sanaga mit dem Téré nördlich des Nyong-Einzugsgebiets aufweist, zeigt der Ntem im Einzugsgebiet des Mbini im Süden. Das Plateau, auf

dem das dendritische Gewässernetz zum Mbini ausgerichtet ist, wird in weiten Teilen von Tributären des Ntem angezapft (vgl. Abb. 32).

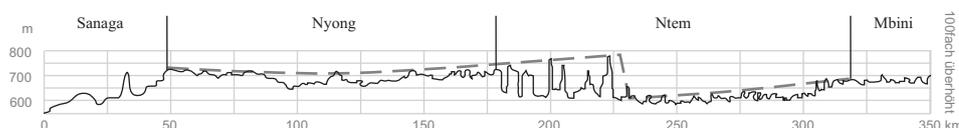
Bei den Anzapfungen ist recht deutlich eine mehr oder weniger fortgeschrittene Überformung des Flussnetzes auszumachen, anhand derer die Anzapfungen klassifiziert werden können. Durch die Betrachtung des DLM bietet sich eine Klassifikation in drei Klassen an. Die erste Klasse wird im Umfeld des Nyong-Einzugsgebiets durch den Téré und die kleinskaligen Anzapfungen von Boumba und Ntem symbolisiert, bei denen die ursprüngliche Drainagerichtung deutlich zu identifizieren ist und die Wasserscheide als Talwasserscheide ausgeprägt ist. Im Ntem-Einzugsgebiet entspricht diese Klasse den Anzapfungen des Ayina an den Ntem und des Ntem an das Flusssystem des Mbini.

Die zweite Klasse wird im Nyong-Einzugsgebiet durch die Umleitung des Lobo zum Dja hin symbolisiert. Die Anzapfung wird von mehreren Autoren diskutiert (KUETE 1990a, OLIVRY 1986), ist jedoch in ihrer Erscheinung weniger deutlich zum Soo, einem Zufluss des Nyong, orientiert, als dies beim Téré der Fall ist.

Die dritte Klasse bezieht sich auf den Dja (vgl. Abb. 84), dessen Anzapfung vermutlich auf Höhe der Einmündung des Lobo von Süden durch die Tributäre des Kongo stattfand. Die Anzapfung ist klar überprägt. Das Anzapfungsknie mit dem abrupten Richtungswechsel ist jedoch nach wie vor zu erkennen.

Die Anzapfungen sind in Relation zu ihrer Überprägung vermutlich auch in unterschiedliche Zeitphasen einzuordnen. Die klare Einteilung ist jedoch aufgrund fehlender Datierungen auf Höhe der Anzapfungen nicht möglich.

Wird eine Verknüpfung der Anzapfungen mit der Talbildung entlang des oberen Nyong versucht, könnte partiell eine grobe zeitliche Einteilung vorgenommen werden. Bei der Diskussion liegt die Anzapfung des Téré im Vordergrund, da durch sie ein großer Teil des Nyong-Einzugsgebiets abgeschnitten wurde. Der geköpfte Fluss mündet unterhalb von Abong Mbang in die subaquatische Aue des Nyong. Dieser Sachverhalt zeigt, dass der Wasserzufluss durch den Téré nicht maßgebend an der Formung des weiten Auenbereichs mitgewirkt haben kann, da auch flussaufwärts die weite Aue ausgebildet ist. Es ist jedoch deutlich zu erkennen, dass auf Höhe der Einmündung die aquatische Nyong-Aue aussetzt



**Abb. 89:** N-S angelegter Querschnitt durch das Innere Plateau mit Hervorhebung der verschiedenen Niveaus (Grundlage: DLM).

und die subaquatische ihren Anfang hat. Offensichtlich ist für den Wasserhaushalt dieses Ökosystems der Zufluss durch die großen Tributäre grundlegend.

Im Hinblick auf die Vielzahl der identifizierten Anzapfungen scheint dieser Prozess nach und nach zu einer Reduzierung des flächenhaften Plateaus im oberen Einzugsgebiet des Nyong zu führen zugunsten der anzapfenden tieferen Regionen, die durch die Kongodrainage im Osten und die Atlantikdrainage im Norden und Süden charakterisiert werden. Besonders die asymmetrische Form des Nyong-Einzugsgebiets im Süden lässt auf eine ehemals viel weitere Fläche schließen.

Nördlich der E-W orientierten Entwässerungslinie des Ntem ragen zahlreiche Inselberge über die Fläche auf, die aufgrund ihrer Höhe als Flächenresiduen eines höheren Niveaus interpretiert werden können (Abb. 89, vgl. V.1.1.2). Im südlichen Bereich treten kaum Inselberge auf. Eher erfolgt ein sukzessiver Anstieg zum südlich anschließenden, höher gelegenen Plateau. Möglicherweise definierte sich das N-S ausgerichtete Profil ursprünglich als schwach nach Norden geneigte Rumpfstufe. Die Stufe zum nördlichen Niveau war ursprünglich den *Ntem faults* angelehnt; daher wäre unter anderem ein tektonischer Aspekt bei der Genese anzunehmen. Einen klaren Hinweis auf das jüngere Drainagenetz im nördlichen Ntem-Einzugsgebiet bieten auch die Flusslängsprofile des Flusses und seiner Tributäre. Die von Norden in den Ntem mündenden Zuflüsse haben einen deutlich steileren und akzentuierteren Verlauf, als die von Süden einmündenden (vgl. IV.1.2).

#### 1.2.5 Zusammenfassung: Morphogenese

Ausgangspunkt der morphogenetischen Interpretation ist ein Plateau mit flachwelliger Rumpffläche, die während des Eozäns ihren landschaftsprägenden Charakter erhielt (*Surface Africaine I*; vgl. Kap. I.2.1, Abb. 3; ausführliche Thematisierung der Rumpfflächen-genese unter V.1.1 und V.1.1.1). Es ist durch verschiedene Niveaus gekennzeichnet, die aus einer generalisierten Betrachtungsweise durch das Nyong- und Mbini-Einzugsgebiet im Norden und Süden (650-750 m) und durch das zentral gelegene Ntem-Einzugsgebiet (550-650 m) definiert werden. Aufgrund der tieferen und mächtigeren Erosionsbasis des Kongo schneiden dessen Tributäre Dja und Boumba von Osten rückschreitend in das Plateau ein und zapfen das dendritisch angelegte Drainagenetz an. Von Süden und Südosten geschieht dies durch die Tributäre des Ogooué und von Norden durch die des Sanaga. Abbildung 89 gibt einen Eindruck von der ursprünglichen Ausdehnung des Plateaus.

Seit dem Miozän (vgl. I.2.1) wird die Randschwelle des Kongokratons durch isostatische Ausgleichsbewegungen aufgrund der mächtigen Sedimentdecken auf dem Kraton geprägt (vgl. LUCAZEAU et al. 2003, KARNER et al. 1997). Diese tektonischen Voraussetzungen führten offensichtlich zu einer sanften Hebung im oberen Einzugsgebiet des Nyong und zu der damit verbundenen Eintiefung des Flussbettes in eine weite Senke.

Auf der Rumpffläche hatten sich seit dem beginnenden Quartär Ferricrete gebildet, im Besonderen in den sanften Senken des Plateaus durch laterale Eisenzufuhr (vgl. Abb. 85). Die Einschneidung und Ausräumung des Ferricrets und der Verwitterungsdecke wurde durch eine lang andauernde aride Klimaphase unterstützt. Die älteste Datierung aus der Aue verweist auf das Maluékien (70-40 ka). Während des humideren Ndjilien (40-30 ka) setzte die Ablagerung der Sedimente in der weiten Aue ein.

Die Hebungen führten offensichtlich auch zur Remobilisierung panafrikanischer und präpanafrikanischer Strukturen. Im Untersuchungsgebiet ist dies durch das Einbrechen der Scholle westlich von Akonolinga gekennzeichnet. Durch die Schrägstellung der Terrassen kann von einer erneuten (neo-)tektonischen Überformung ausgegangen werden.

Die Hangrückverlagerung am Rand der Nyong-Aue scheint auch subrezent noch aktiv gewesen zu sein. Mächtige Lateritbrocken aus der höher gelagerten Kruste stecken nicht nur in der Sedimentdecke des Auenbereichs, sondern sind auch oberflächlich abgelagert. Eine rezente Arbeitskante kann nicht identifiziert werden; es herrscht weitgehend Formungsruhe. Eine Verlagerung von Kolluvien in die Aue ist primär anthropogen ausgelöst. Das Bodenmaterial und Pisolithe werden bei Starkregenereignissen entlang von Pfaden, jedoch auch über gerodete Flächen am Hang verlagert.

### 1.3 Anastomosierender Flusslauf

„[A]n anastomosing river is composed of two or more interconnected channels that enclose floodbasins. This definition explicitly excludes the phenomenon of channel splitting by convex-up bar-like forms that characterize braided channels” (MAKASKE 1998:149).

Die Ausbildung anastomosierender Flusseinheiten kann als Reaktion auf klimatische Veränderungen, Extremfluten oder auf ein tektonisch ausgelöstes Ungleichgewicht im Flusslängsprofil gewertet werden (vgl. MAKASKE 1998; s. a. MCCARTHY 1993, MCCARTHY et al. 1993, SCHUMM et al. 2000, WANG et al. 2005). Es kann jedoch auch durch eine Kombination dieser Faktoren zur Bildung gekommen sein. Bei einer tektonischen Überformung reagiert der Fluss mit der Ausprägung einer anastomosierenden Flussbettgeometrie auf eine Absenkung oder eine Barriere, die die Neigung im Flusslängsprofil verringert (SCHUMM et al. 2000). Das Bestreben eines Flusses zum Wiedererlangen seines Gleichgewichts würde nach und nach zum Ausgleich der tektonischen Verstellung führen mit Akkumulation in der Senke beziehungsweise vor einer Hebung und Erosion im exponierten Hebungsbereich. Die Existenz der rezent anastomosierenden Flussarme würde – bei einem tektonischen Auslöser – demzufolge auf ein neotektonisches Moment schließen lassen, das das Ungleichgewicht auslöste.

MAKASKE (1998) beschreibt, dass primär Durchstiche (*avulsions*) zu der Bildung eines anastomosierenden Flusslaufs führen. Der Flusslauf verlagert sich, teilt sich auf und wird

durch Durchstiche auch wieder verbunden. Die Flussarme, die aufgrund der Durchstiche in ihrer Wasserführung herabgestuft werden, bleiben für eine gewisse Zeit noch aktiv.

Die tektonische Bildung einer Mehrzahl der anastomosierenden Flussabschnitte entlang des Nyong- und Ntem-Flusslaufs ist nicht von der Hand zu weisen. Neben der anastomosierenden Flussbettgeometrie zeigt der Flussverlauf meist klare strukturelle Vorgaben. Die Einheiten bei Dehané und bei Ma'an enden mit Stromschnellen oder Wasserfällen. Auch anhand der topographischen Karten Südwestkameruns lassen sich mehrere Bereiche identifizieren, in denen einer verzweigten Flussbettgeometrie Stromschnellen folgen. Dies geschieht kurz nach der Aufteilung des Ntem im Küstentiefland zur *Île de Dipikar* (‘Chutes’, s.o.) oder auch auf der Höhe der Siedlung Dipikar im Unterlauf des Ntem. Offensichtlich ist die Bildung dieser Bereiche meist mit Verwerfungen einiger Meter an Sprunghöhen verknüpft.

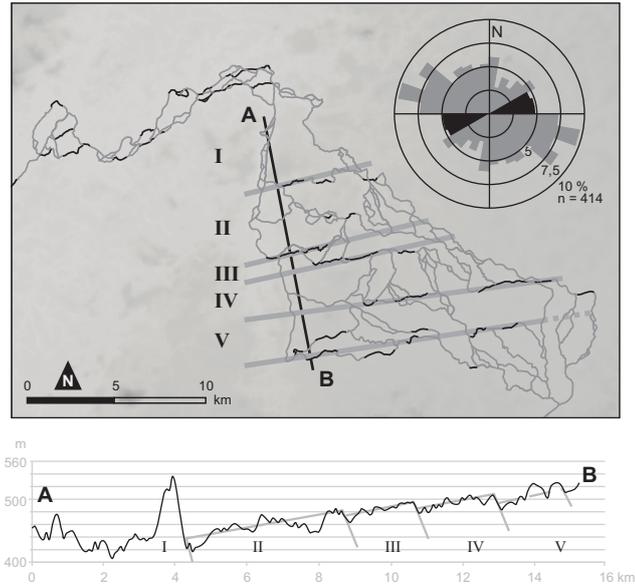
Außerdem künden Klasten in den Untersuchungsregionen von der neotektonischen Aktivität. Unterhalb der *Chutes de Dehané* (Nyong) wurden Klasten entlang des Ufers abgelagert. Am deutlichsten wird dies im und unter dem Ntem-Binnendelta. Wiederholt gibt es im Binnendelta Flächen mit bis zu 50 cm-mächtig lagernden Klasten. Unterhalb der begrenzenden *Chutes de Menvé'élé* lagern sie mit Mächtigkeiten von bis zu 100 cm über dem Wasserspiegel (vgl. V.1.4). Die Aussage BREMERS (1989:192f.), dass die Anlage von Wasserfällen aufgrund des weitgehenden Fehlens von Schottern bis ins Tertiär zurückreichen könnte, ist in diesem Zusammenhang nicht zutreffend.

Die Genese der anastomosierenden Bereiche darf jedoch nicht auf einfache tektonische Verstaltungen zurückgeführt werden. Es scheint vielmehr, dass es sich um Mosaike aus größtenteils präkambrischen Strukturen handelt, die in jüngster geologischer Vergangenheit remobilisiert wurden.

Eine erste fernerkundliche Betrachtung des Ntem-Binnendeltas führte zu der Vermutung, dass es sich um ein *Pull-Apart*-Becken handelt mit verschiedenen Bildungsphasen und einem Maximalalter im Spätpleistozän (um 60 ka; persönliches Gespräch mit E. LATRUBESSE). Ein *Pull-Apart*-Becken oder eine Blattverschiebung (*transcurrent fault*) ist aus der geologischen Karte der Region nicht ersichtlich.

Um der Hypothese nachzugehen, wurde versucht, anhand des Gewässernetzes und dort vor allem über die Flüsse 1. Ordnung (zu den Unterteilungen in hierarchische Flussordnungen, s. STRAHLER 1957), eine mögliche Blattverschiebung zu ergründen (BELISARIO et al. 1999). Mithilfe der erstellten Rosendiagramme konnte jedoch keine klare Tendenz hin zu einem dextralen oder sinistralen Versatz identifiziert werden. Viel eher scheinen regional angelegte Cluster der Orientierungen der Flüsse 1. Ordnung für die genetische Interpretation wichtig, die direkt für das Binnendelta zahlreiche unterschiedliche Richtungen widerspiegeln (vgl. Abb. 59, V.2.1). Dieser Sachverhalt verdeutlicht das strukturel-

**Abb. 90:** Übersicht über das Ntem-Binnendelta mit Hervorhebung der ENE-WSW-Streichrichtungen des Drainagenetzes. Anlage eines Querprofils, das die Hauptverwerfungsrichtungen schneidet (Grundlage: DLM, LANDSAT 7).



le ‚Schachbrettmuster‘, das durch das Flussnetz im Binnendelta wiedergegeben wird (vgl. ergänzend V.2.1.3).

Ergänzend zu der automatisierten Abfrage wurden lineare Flusseinheiten in der Region per Hand und daher subjektiv erfasst. Das abwechslungsreiche Bild der Cluster wird auf einige Lineamente reduziert (Abb. 56). Das Diagramm hebt besonders die ENE-WSW-Ausrichtung der Region hervor. Deutlich wird dies in der Region Ma’an des Binnendeltas.

Durch die ENE-WSW ausgerichteten Flusseinheiten wird diese Region in fünf Teilgebiete gegliedert. Diese Orientierungen sind sowohl auf der Karte als auch auf dem Rosendiagramm des Ntem in der Region Ma’an schwarz hervorgehoben (Abb. 90). Vermutlich gibt es mehr Gliederungsmöglichkeiten; vorerst sollen jedoch durch die Generalisierung die Teilgebiete hervorgehoben werden.

Die Profillinie AB zeigt einen akzentuierten Verlauf, der durch die zahlreichen Querungen des anastomosierenden Ntem verursacht wird. Trotzdem sind – abgesehen von dem Inselberg im nördlichen Bereich – auch ebene Einheiten zu identifizieren. Diese Einheiten entsprechen den Teilgebieten, die auf der Karte beschrieben wurden; sie sind von I-V durchnummeriert.

Die Flussbettgeometrien und die Profillinie führen zu der Annahme, dass der Alluvialbereich in der Region Ma’an durch einen Staffelbruch geprägt ist. Im Süden läuft das Alluvialbecken mit dem Staffelbruch in einem sanften Anstieg hin zu der E-W ausgerichteten Inselgebirgskette hinter dem südlichsten Arm des Ntem aus, im NE durch eine steile Böschung, bevor das Gelände sanft ansteigt. Im Osten und besonders im Westen ist der Staffelbruch durch sehr lineare Strukturen in NNW-Ausrichtung begrenzt, die auf

der geologischen Karte der Region (MAURIZOT 2000) als Verwerfungen gekennzeichnet sind (vgl. dazu Abb. 66).

Formengesellschaften an verschiedenen Standorten und die damit verknüpften Prozesse unterstützen die Annahme eines Staffelbruchs für diesen Bereich des Binnendeltas.

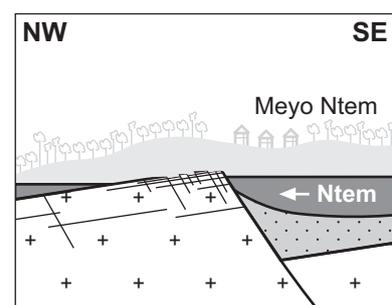
### 1.3.1 Fanglomerate und Rissstrukturen

In Meyo Ntem beißt großflächig das anstehende Gestein aus. Vermutlich handelt es sich um ein Areal, das durch die tektonische Verstellung in eine exponierte Lage gebracht und dadurch einem verstärkten erosiven Einfluss ausgesetzt wurde. Nach Auskunft lokaler Führer weist der vorgelagerte Ntemverlauf eine Tiefe von mehreren Metern auf, im Gegensatz zu dem während der Trockenzeit sehr flachen Gerinne im Bereich des Gesteinsausbisses (etwa 50 cm). Der Ausbiss orientiert sich erst an der für den Staffelbruch maßgebenden ENE-WSW-Streichrichtung und dann sehr abrupt nach NNW-SSE. Er zeigt ein schwaches Gefälle von etwa  $1^\circ$  über seine gesamte Länge. Abbildung 91 verdeutlicht die Hypothese für den Standort.

Entlang von Entlastungsklüften im archaischen Grundgebirge sind auf Höhe des Gesteinsausbisses großflächige Absprengungen zu beobachten. Senkrechte Rissstrukturen bieten kleineren Pflanzen Halt, die durch Wurzelsprengung und chemisch-biogene Verwitterung die Risse weiten und zur Abtrennung ganzer Gesteinsbrocken beitragen, sofern sie nicht in der Regenzeit durch die erosive Tätigkeit des Flusses herausgelöst wurden. Dieser Prozess erzeugt in erster Linie die geringmächtigen Stufen, die im Gelände auftreten.

An mehreren Stellen können Entlastungsrisse beobachtet werden, die sich durch ein rechtwinkliges Netz mit etwa 10 cm Kantenlänge auszeichnen. Entlang der Risse setzt die Verwitterung an und formt gerundete Steine, die hohe Ähnlichkeit mit einem Schotter aufweisen (vgl. Abb. 61.5). Wird das Produkt über kurze Strecken fluvial mitgeführt, so ist eine Unterscheidung von fluvial gerundeten und durch die chemische Verwitterung gerundeten Schottern kaum mehr möglich. Daher ist von der Bestimmung des Zurundungsindex zur Berechnung der Transportlänge und so der Ursprungsregion des Materials in einem solchen Milieu abzusehen.

**Abb. 91:** Hypothetischer Schnitt entlang des Ntem bei Meyo Ntem (vgl. Abb. 93).



**Abb. 92:** Rezente Entstehung einer Patina bei Meyo Ntem (vgl. IV.2.2.3).

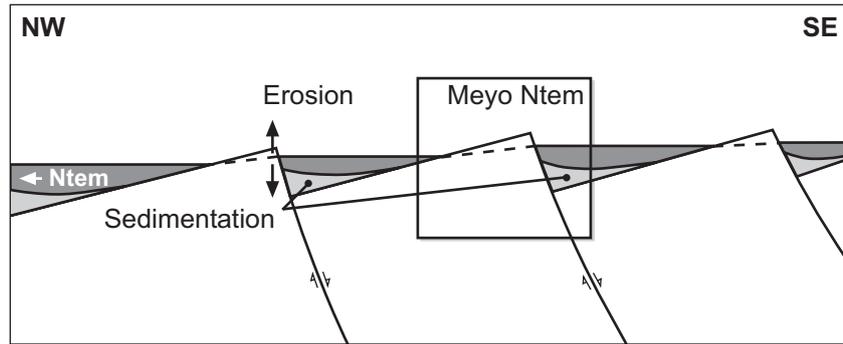


Zahlreiche gerundete, kantengerundete und auch kantige Klasten wurden auf dem Gesteinsareal abgelagert und durch Eisen- und Mangan-Oxid zu einer teils porösen, teils festen Matrix ausgehärtet (Fanglomerat), die größtenteils flächig mit einer Patina überzogen ist. Diese Patina tritt besonders deutlich in kleinen Vertiefungen auf dem Gesteinsareal auf, in denen sich zum Ende der Regenzeit Wasser sammelt und dort von dem Flusslauf mit sinkendem Wasserspiegel abgeschnitten wird. Die Genese scheint ein rezenter Prozess zu sein, der an verschiedenen Geländepositionen zu beobachten ist (Abb. 92). Mit der fortschreitenden Austrocknung dieser Vertiefungen erhöht sich die Konzentration der im Wasser gelösten Bestandteile und bildet zum Ende der Trockenzeit einen dünnen Überzug von wenigen Mikrometern Mächtigkeit. Von einer Aushärtung zu einer festen Kruste ist jedoch in dem tropisch feuchten Milieu nicht auszugehen. Auch kleinere Vertiefungen weisen noch in der späten Trockenzeit Wasserrückstände auf, die durch die sporadischen Regenfälle auch während dieser Jahreszeit wieder aufgefüllt werden.

ALEXANDRE & LEQUARRÉ (1975) beschreiben ähnliche Formen entlang des Shaba im Süden der Demokratischen Republik Kongo (ehem. Zaire). In dem durch die Savanne geprägten Ökosystem wird die Eisen- und Mangan-Patina mit dem rezenten Klima (semiarid) verknüpft. Schlecht sortierte und teilweise ungerundete und durch Eisen-Oxid ausgehärtete Schotter werden als alluviale Ablagerungen während eines noch arideren Klimas gedeutet. Eine Verknüpfung der Ablagerungen mit der morfo-tektonischen Genese ihrer Untersuchungsregion bleibt aus.

Die Verknüpfung der Patina- und Fanglomerat-Aushärtung mit einem trockeneren Klima scheint schlüssig. Die zeitliche Eingrenzung ist jedoch schwierig. SANGEN (2007, 2008) geht davon aus, dass sich auf Höhe des Ntem-Binnendeltas auch während des LGM ein Regenwald-Refugium erhalten konnte. Es stellt sich jedoch die Frage, inwiefern dieses vegetative Erscheinungsbild mit dem rezenten Bewuchs zu vergleichen ist. Möglicherweise bot auch der Ntem mit geringeren Abflussraten genügend Feuchtigkeit für einen ausgeprägten Galeriewald. Eine Aushärtung des Fanglomerats wäre in einem solchen Milieu vermutlich möglich.

**Abb. 93:** Hypothetischer Schnitt durch das Ntem-Binnendelta zur Skizzierung der Genese (vgl. Abb. 91).



Das Fanglomerat jedoch nur klimagenetisch zu erklären ist für das süd-kamerunische Untersuchungsgebiet nicht zutreffend. Die größtenteils nur kantengerundeten Bestandteile weisen auf einen kurzen Transportweg hin (s.a. Diskussion zum Zurundungsindex unten).

Die Ausbildung des Staffelbruchs im Binnendelta führte zu einem erhöhten Abtrag der neu exponierten Bereiche und zu einer Sedimentation des abgetragenen Materials in den zwischengelagerten Senken (Abb. 93). Durch die tektonische Umformung der Region erhielt auch der Ntem ein neues Bett, das sich in weiten Teilen an den strukturellen Vorgaben orientiert. Wurde durch den Staffelbruch die Hauptfließrichtung des Flusses nach Nordwesten versperrt, so wurde der Fluss umgelenkt, bis er an einer vermutlich tektonisch hoch beanspruchten Stelle das Gestein vereinfacht abtragen und überwinden konnte. Dies führte zu den linearen Laufstrecken primär entlang der nach ENE-WSW ausgerichteten Strukturen.

Erosion und Akkumulation traten verstärkt entlang des Flusslaufs auf und führten zur Freilegung der weiten Gesteinsareale. Mit zunehmender Distanz zum Erosionsgebiet erfolgte nach und nach eine Auslese der Grobbestandteile. Dieser Prozess führte zu der Formengesellschaft, wie sie rezent im Untersuchungsgebiet auftritt: weite Gesteinsausbisse mit teilweise flächig abgelagerten Klasten. In den Profilen, die angelegt wurden, und in den Bohrungen konnten unter der Sedimentdecke keine Klasten gefunden werden. Die Gesteinsdecken wurden vermutlich während eines deutlich arideren Klimas ausgehärtet.

Rezent entsteht eine standortspezifische Patina, deren Erscheinungsbild die deutlich älteren Fanglomerat-Lagen überprägt. Diese werden während der Regenzeit partiell erodiert, und es entstehen Auskolkungen durch das Fanglomerat hindurch (vgl. IV.2.2.3). Durch biogene Verwitterung und erosive Prozesse werden Gesteinsfragmente aus ihrem Zusammenhang gelöst und vermutlich regenzeitlich transportiert. Eindeutig zu identifizierende Umlagerungsprodukte sind jedoch nicht aufzufinden. Einige lose Klasten in Sedimentfallen auf den Gesteinsarealen weisen keine eindeutig zuzuordnenden Spuren auf und können daher auch direkt aus dem Anstehenden herausgelöst worden sein.

### 1.3.2 Verstellungen von Ferricreten

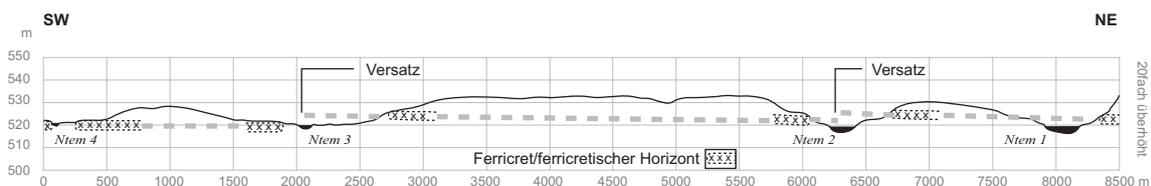
Entlang des Transekts Meyo Ntem-Abong beißen regelmäßig Ferricrete am Pfad, aber auch an der Böschung des Ntem aus. Außerdem wurden zahlreiche Bohrungen durch eine hohe Konzentration von widerständigen Eisenanreicherungen begrenzt. In den kleinen Ansiedlungen mit vegetationsfrei gehaltenen Flächen lagern oberflächlich zahlreiche Pisolithe. Am deutlichsten trat dieses Phänomen am Standort Ma'an auf.

MARTIN & VOLKOFF (1990:130) verweisen darauf, Ferricrete und ferricretische Anreicherungshorizonte aufgrund ihrer einheitlichen regionalen und landschaftlichen Verteilung auch einheitlich zu betrachten. Süd-Kamerun kartieren sie in ihrem Überblick über das atlantische Zentralafrika als „Flächen und Hügel mit mächtigen Eisenhorizonten (Anreicherungen und/oder Krusten); tiefgründige Bedeckung, wenig Ausbisse“. Die Bearbeitung eines Aufschlusses in Süd-Kamerun durch BITOM & VOLKOFF (1993) unterstützt diesen Ansatz. Zu Pisolithen als Endstadium in der Genese von Ferricreten wird unter V.1.1.1 ausführlich Stellung genommen.

Wird von einer flächigen Anlage der Ferricrete und der ferricretischen Anreicherungshorizonte ausgegangen, so müssten sie auf einer einheitlichen Höhe ü.M. auftreten. Bei Betrachtung von Abbildung 94 wird deutlich, dass die Geländehöhen der Ferricrete voneinander abweichen. MARTIN & VOLKOFF (1990) verweisen auf Umlagerungen von Krustenresiduen in den Hangbereich bei einer Erhöhung der Reliefenergie seit ihrer Genese. Das Untersuchungsgebiet ist jedoch auf Höhe des Transekts durch einen ebenen Landschaftscharakter gekennzeichnet.

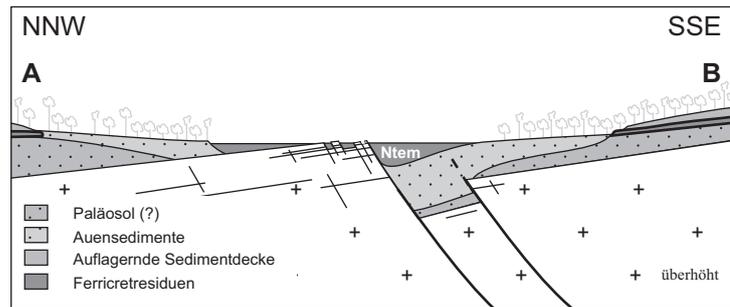
MARTIN (1967:213) hat anhand von Abweichungen in der flächenhaften Ausdehnung von Ferricreten in seiner Untersuchungsregion im zentralen Kamerun bei Nanga Eboko am Mittellauf des Sanaga (etwa 13°E, 5°N) einen tektonischen Grund als mögliche Erklärung genannt. In dieser Region handelt es sich um unterschiedliche Flächenniveaus mit einer Ferricretdecke, die er auf unterschiedliche Einebnungsphasen oder auf einen tektonischen Versatz zurückführt (s.a. MARTIN & VOLKOFF 1990:133).

Das Bild in der Untersuchungsregion bei Ma'an unterscheidet sich jedoch deutlich davon. Klar abzugrenzende Niveaus sind nur schwer zu identifizieren (vgl. IV.2.2.3). Besonders



**Abb. 94:** Hervorhebung von vermuteten Brüchen in flächenhaft ausgebildeten Ferricreten entlang des Transektes Meyos (vgl. Abb. 63, IV.2.2.3).

**Abb. 95:** Schnitt durch den 2. Ntem-Arm nördlich von Meyos (vgl. Abb. 60 für die genaue Verortung der Profillinie).



einheitlich wurde nördlich des 4. Ntem-Arms ein offensichtlich großflächig auftretender Anreicherungshorizont durch Bohrungen identifiziert. Teilweise orientiert sich die Interpretation von Abbildung 94 jedoch nur an wenigen Bohrungen und/oder Ferricretausbissen. Auch ist eine passgenaue Einmessung der Funde aufgrund der Vegetation nur annähernd durchzuführen. Aus diesem Grund ist von einem fundierten theoretischen Konstrukt abzusehen.

Wird jedoch der Hypothese nachgegangen, so könnte sie die Verstaltungen durch den Staffelbruch verdeutlichen. Entgegen des N-S-Transekts der Abbildung 90 ist das im Gelände aufgenommene Transekt Meyos durch einige Richtungswechsel gekennzeichnet, weist aber primär eine NE-SW-Ausrichtung auf. Wird Abbildung 94 mit der Karte in Abbildung 90 korreliert, so ist der skizzierte Versatz des 2. und 3. Ntem-Arms in der Karte als ENE-WSW orientierter Flussverlauf hervorgehoben, entspricht also den durch den Staffelbruch remobilisierten strukturellen Vorgaben.

Bei einer Verknüpfung dieser Hypothese mit den sedimentologischen Untersuchungen in der Region (RUNGE et al. 2006, SANGEN 2007, 2008) wird es offensichtlich, dass am nördlichen Ufer des 3. Ntem-Arms das Ferricret – möglicherweise durch die exponierte Stellung nach dem tektonischen Versatz – vollkommen ausgeräumt wurde und eine mächtige organische Lage sedimentieren konnte. Im Gegensatz dazu befindet sich auf dem ferricretischen Anreicherungshorizont am 4. Ntem-Arm nur eine geringmächtige (etwa 60 cm) sandige Lage. Eine maßgebliche Einbindung in die Tektogenese scheint an diesem Ntem-Arm abwegig. Nur der Fluss hat sich in das Ferricret einschneiden können. Die Böschung wird jedoch durch die Verhärtung geformt; das regenzeitliche Bett des Ntem liegt oberhalb der Böschung.

Am südlichen Ufer des 2. Ntem-Arms treten an mehreren Stellen Ferricret-Residuen auf. Die Skizze der Profillinie (Abb. 95) durch den Arm hindurch passt den oberflächlich zu erkennenden Formenschatz in die Hypothese ein: Neben den ausbeißenden Ferricretresiduen besteht er in direkter Flussnähe aus abgelagerten Sedimenten und einem sehr schnell fließenden linearen Ntem-Arm, der im Norden durch einen erneut linear angelegten Felsausbiss von einem abzweigenden Flussarm abgegrenzt wird (vgl. Abb. 60 für die genaue Verortung der Profillinie).

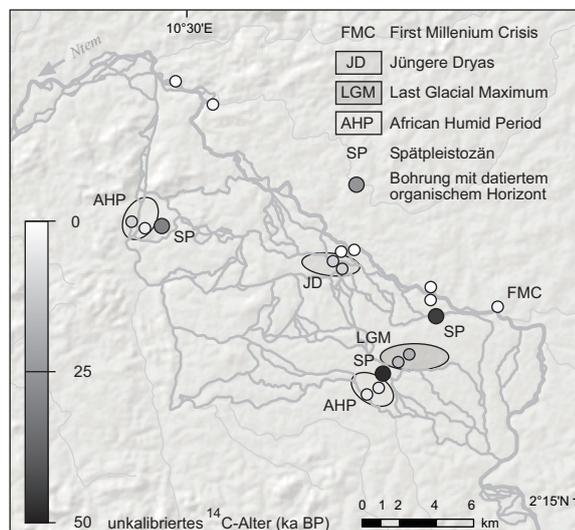
### 1.3.3 Sedimentationseinheiten

Eine hohe Bandbreite an unterschiedlichen Sedimentationsfazies und -altern in der Region Ma'an des Ntem-Binnendeltas verdeutlicht die Vielseitigkeit des Untersuchungsgebiets für die paläoklimatische Interpretation (RUNGE et al. 2006, SANGEN 2007, 2008). Neben typisch fluvialen Fazies mit Hiatus-Problematik und schwer zu interpretierenden Umlagerungserscheinungen zeigen einige Standorte ganz regelmäßige Sedimentationsabfolgen in einem klar umgrenzten zeitlichen Fenster. Beispielsweise zeigt der Standort bei Meyos nördlich des 3. Ntem-Arms entlang des Transekts Meyos (vgl. V.1.3.2) über etwa 200 cm einen Einblick in das ausgehende Letzte Glaziale Maximum (LGM, 18-14 ka, s. Abb. 96).

Die Übersicht zeigt rezente Datierungen entlang der nordwestlichen Begrenzung des Binnendeltas. Zusätzlich weist der Ntem entlang dieser Begrenzung zahlreiche Gesteinsausbisse mit entsprechenden Stromschnellen auf, die neben den Geländearbeiten auch über die Landsat-Szenen (Path 186, Row 57, 26.04.2001 u. 21.02.2001) dokumentiert wurden. Die Beobachtungen legen nahe, dass der nördlichste Arm auch der rezent aktivste ist. Wird diese Hypothese erweitert, könnte eine sukzessive Verlagerung von SW nach NE seit der Tektogenese der Untersuchungsregion stattgefunden haben.

Es ist jedoch kein Trend von alt zu jung festzustellen. An drei räumlich klar abgesetzten Standorten wurden spätpleistozäne Alter gefunden: zwei davon liegen entlang des Transekts Meyos (vgl. V.1.3.2), einer an der westlichen Begrenzung des Binnendeltas am Standort Aya'Amang. Bei diesen ältesten Datierungen handelt es sich jedoch um einzelne geringmächtige Lagen, aus denen jeweils nur eine Datierungsprobe geborgen werden konnte. Eine genaue Eingrenzung des Zeitfensters der Sedimentation ist so nicht möglich. Recht zentral in der Region Ma'an am Standort Nkongmeyos konnte eine Paläooberfläche aus der ausgehenden Jüngeren Dryas nachgewiesen werden (vgl. SANGEN 2008). Erneut

**Abb. 96:** Übersicht über die Altersprovinzen innerhalb der Region Ma'an des Binnendeltas (Grundlage: DLM, GPS-Aufnahme, Datierungen).



am Standort Aya'Amang, aber auch am südlichen Ende des Transekts Meyos konnten Proben mit Altern der *African Humid Period* (AHP) geborgen werden. Im Südwesten der Region konnten aufgrund der schlechten infrastrukturellen Situation keine Bohrungen durchgeführt werden.

Bei genauerer Betrachtung der Fundorte spätpleistozäner Alter ist eine direkte Nähe zu den vermuteten Bruchzonen des Staffelbruchs entlang des Transekts Meyos offensichtlich. Nach der Anlage des Staffelbruchs wurden auf Höhe der Versätze erste Sedimente abgelagert und liefern nun eine Zeitmarke für die tektonische Aktivitätsphase. Im Umkehrschluss könnten weitere spätpleistozäne Alter mutmaßlich tektonisch beanspruchte Standorte identifizieren. Weitere Untersuchungen entlang der Bruchzonen könnten die Hypothese untermauern, konnten jedoch während der Geländearbeiten nicht durchgeführt werden.

Werden einige Datierungen verknüpft, so können sie sich zu einer zeitlichen Prozessabfolge für den jeweiligen Standort zusammenfügen. Am Standort Aya'Amang (vgl. IV.2.2.3) hat sich nach der Morphogenese des Staffelbruchs eine Paläooberfläche im ausgehenden Ndjilien ( $30.675 \pm 770$  a, OIS 3) gebildet, die vermutlich im darauf folgenden Léopoldvilien (30-12 ka, OIS 2/3; vgl. I.2.2) mit einer mächtigen Sedimentdecke überlagert wurde. Der Ntem hat sich entlang der strukturellen Vorgabe in diese Ablagerungen hinein eingetieft. Während der AHP wurden erneut organische Sedimente abgelagert oder *in situ* eingebracht – bei dem datierten Material handelte es sich um Blattlagen ( $4341 \pm 60$  a;  $5306 \pm 64$  a, OIS 1).

Am Standort Nkongmeyos (vgl. IV.2.2.3) wurden am Ufer einer Wasserfläche unterhalb einer Stromschnelle über eine geringmächtige Stufe zahlreiche Gesteinsbruchstücke gefunden, die von dem vorgelagerten Hang bis zum Ufer auftreten. Organisches Sediment aus 180-200 cm Tiefe hat ein Alter von  $10.775 \pm 144$  a (Jüngere Dryas). Die Überlagerung des Sediments durch die Gesteinsbruchstücke führt zu der Annahme, dass diese nach der Sedimentation aufgebracht wurden. Als auslösender Faktor kann eine deutliche Aridisierung mit entsprechender Vegetationsveränderung erwogen werden, ist aber im Hinblick auf die Refugialtheorie (SANGEN 2007, 2008) eher unwahrscheinlich. Möglicherweise wurde die Bildung des Formenschatzes durch ein neotektonisches Moment ausgelöst, das zur talwärtigen Verlagerung der Steine geführt hat.

Unterhalb des Standortes verläuft der Fluss sehr geradlinig mit einer klaren Ausrichtung nach NNE. Wird diese Linie verlängert, so treten auch nordöstlich von diesem Standort an einem weiteren Flussarm Gesteinsausbisse mit Stromschnellen auf. Vermutlich orientiert sich der Ntem an diesen Stellen an einer Verwerfungszone, die in den Abbildungen 64 und 65 mit gestrichelten Linien hervorgehoben ist. Die Ausrichtung, die von der

primären E-W-Orientierung des Staffelbruchs abweicht, spiegelt erneut die komplizierte strukturelle Ausgangslage der Region wider.

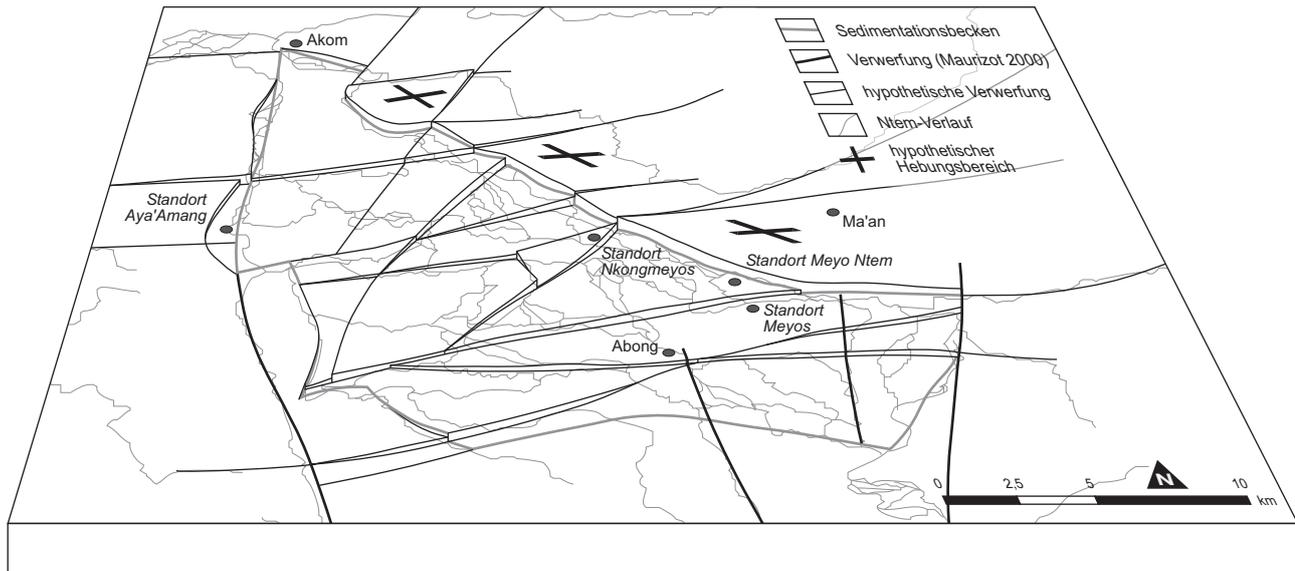
#### 1.3.4 Zusammenfassung: Morphogenese

Ausgangspunkt für die Morphogenese der Region auf Höhe des Ntem-Binnendeltas ist die flachwellige Fläche des Inneren Plateaus. Im Miozän einsetzende isostatische Ausgleichsbewegungen führten zu einer Abtragungsphase ausgehend von der atlantischen Küste und der damit verbundenen Genese des Küstentieflandes (vgl. V.1.2.5), das durch eine Rumpfstufe vom Inneren Plateau im Hinterland getrennt liegt. Die Stufe ist durch SW-NE ausgerichtete Inselgebirgskomplexe gekennzeichnet. Auch das Hinterland auf dem Inneren Plateau weist zahlreiche Inselberge auf, deren Anzahl mit zunehmender Entfernung von der Rumpfstufe abnimmt. Die Hypsometrische Kurve des Ntem verdeutlicht diesen Sachverhalt (vgl. IV.1.3). Im Randbereich der Rumpfstufe auf dem Inneren Plateau liegt das Ntem-Binnendelta.

Es ist durch ein ebenes Erscheinungsbild mit einigen Inselbergen geprägt. Der komplexe strukturelle Untergrund basiert auf der langen geologischen Vergangenheit des präkambrischen Grundgebirges, das in diesem Schwellenbereich durch die lang andauernden Verwitterungs- und Abtragungsprozesse ansteht (vgl. I.2). Die reichhaltigen Riss- und Kluftstrukturen im exponierten Gestein bieten einen Einblick in dessen Genese (vgl. IV.2.2.3).

Durch die bis heute andauernden Hebungsprozesse (KARNER et al. 1997, LUCAZEAU et al. 2003) erfolgte vermutlich eine tektonische Remobilisierung, besonders entlang der E-W und NE-SW verlaufenden Strukturen, jedoch auch entlang der Verwerfungen in N-S-Ausrichtung im Grenzbereich der Region Ma'an des Binnendeltas. Aufgrund der Hebung ist von einer Extension der Oberfläche auszugehen, die zu der Ausbildung von Rissen entlang von Schwächezonen führte, zu der randlichen Abschiebung im Nordosten, aber partiell auch im Osten und Westen des Untersuchungsgebiets und regional betrachtet zu der gestaffelten Abschiebung, deren Bruchzonen sich durch das gesamte Untersuchungsgebiet ziehen. Dies hatte offensichtlich auch zur Folge, dass sich nicht nur eine Abschiebung vollzog, sondern aufgrund der Entlastung durch die Bruchtektonik die nördliche Begrenzung einer Hebung unterlag. Das gesamte Drainagenetz, das sich im Norden zum Binnendelta orientiert, beschreibt 1-2 km vor dem Sedimentationsbecken eine abrupte Verlaufsänderung nach WNW und drainiert erst im Grenzbereich zwischen der Region Ma'an und Akom in den Ntem (vgl. Abb. 56).

Die Höhe des Versatzes ist im Norden vermutlich durch die Böschungshöhe gekennzeichnet. Die Variation der Böschungshöhe entlang der nordöstlichen Begrenzung wird durch die Wechsel der Sprunghöhen der Hauptverwerfungen verursacht und nur im geringen



**Abb. 97:** Tektonische Genese des Ntem-Binnendeltas (Grundlage: DLM, Geländearbeiten).

Maße von der erosiven Kraft der kleinen Zuflüsse, die sich vom Hebungsbereich nach Süden orientiert haben. Mit Abbildung 97 wird versucht, die Geländebeobachtungen und die fernerkundliche Interpretation zu einem generalisierten Blockbild zusammenzufassen. Das Drainagenetz hat sich den Bruchstrukturen angepasst. Die Verwerfungen bilden eine Barriere für den Fluss. Dieser reagiert, indem er sich zum einen vor der Barriere aufstaut und zum anderen einen weniger widerständigen Durchlass sucht (vgl. V.1.3.1 und V.1.3.3).

Ein Versatz des Ferricrets beziehungsweise des ferricretischen Anreicherungshorizonts würde die Genese des Staffelbruchs zeitlich hinter die Anreicherung und Aushärtung des flächenhaften Formenschatzes setzen. MARTIN & VOLKOFF (1990:131) verweisen aufgrund der langwierigen Prozesse der oberflächlichen Anreicherung von Eisen auf das Tertiär. Eine Aushärtung zur Kruste erfolgte vermutlich in Anlehnung an die globale Abkühlung im Pleistozän.

Die spätpleistozänen Datierungen um 50 ka entlang zweier primärer Bruchachsen lassen vermuten, dass sich während dieser arideren Klimaphase erste Sedimente in der Sedimentfalle ablagerten.

Werden bei der Diskussion der geomorphologischen Entwicklung des Binnendeltas die linear herausgerodierten Quarzgänge berücksichtigt, die besonders auf Höhe von Meyo Ntem aus dem weiten Gesteinsausbiss aufragen, so bietet es sich an, die Mächtigkeiten in Korrelation zu einer möglichen Abtragungsgeschwindigkeit zu betrachten.

Der Maximalzeitraum  $t_{\max}$  der ältesten Datierung wird auf 50 ka gesetzt, die maximale Höhe  $h_{\max}$  der Quarzeinheiten über das umgebende Festgestein auf 150 mm. Entsprechend

ergäbe die Division beider Werte die maximale Abtragungsdiskrepanz  $Ad_{\max}$  zwischen Quarzgang und umgebendem Festgestein pro Jahr seit der Freilegung des Gesteins:

$$\frac{h_{\max}}{t_{\max}} = Ad_{\max} ; \text{ dies entspricht } \frac{150 \text{ mm}}{50.000 \text{ a}} = 0,003 \text{ mm/a}$$

Voraussetzung für die Berechnung ist der einheitliche Charakter der Gesteinsoberfläche nach der initialen Freilegung. Wäre dieser gegeben, so wäre eine Tieferlegung des Gesteins innerhalb von 50 ka mit 0,003 mm/Jahr durchaus denkbar. Das Erosionsmaterial, das durch die tektonische Verstellung in den Fluss eingebracht wurde, verstärkt zusätzlich die erosive Leistung. Wird davon ausgegangen, dass vor der fluvialen Tätigkeit schon ein Höhenunterschied zwischen Quarz und umgebendem Gestein vorlag, so wird die zeitliche Korrelation mit den ältesten Datierungen wahrscheinlicher.

Die Genese war jedoch kein singuläres Ereignis. Möglicherweise wurde die Überlagerung der jüngeren Sedimente bei Nkongmeyos (11 ka) auch durch ein tektonisches Ereignis ausgelöst (Abb. 104).

#### 1.4 Rumpfstufe mit Inselgebirge und Kerbtälern

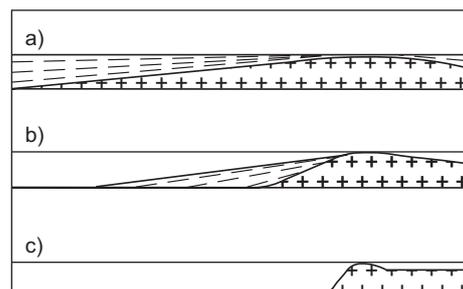
Die Rumpfstufe und deren Genese sind in der tropischen Geomorphologie eng mit der Flächen- und Inselberglandschaft verknüpft. Eine Auseinandersetzung mit diesem Formenschatz erfolgte unter V.1.1.

Ergänzend dazu wird die Rumpfstufe mit dem Inselgebirgszug des Nkolebengue-Massivs zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland diskutiert. Teil dieses regionalen Formenschatzes ist das Kerbtal des Ntem mit seiner markanten und linearen Eintiefung in die umgebende Fläche (vgl. IV.2.2.3).

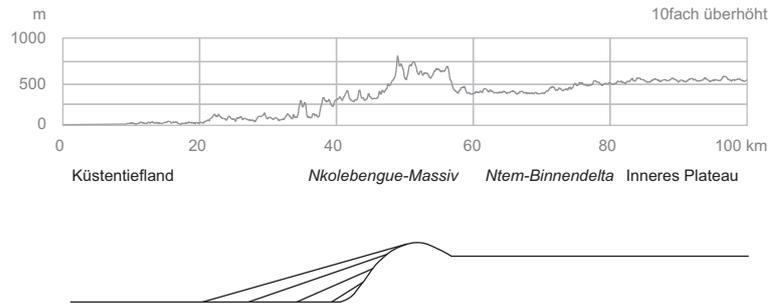
##### 1.4.1 Rumpfstufengenese

BREMER (1981:76ff.) geht davon aus, dass nach einer initialen Hebung in direkter Nähe zur Erosionsbasis eine höhere Durchfeuchtung zu einer mächtigeren Verwitterungsdecke führt. Diese wird von der Erosionsbasis aus denudativ abgetragen. Durch divergierende Verwitterung und Abtragung wird im Hinterland das Anstehende herauspräpariert. Aus-

**Abb. 98:** Rumpfstufenentwicklung nach BREMER (1981:77).



**Abb. 99:** Rumpfstufe auf Höhe des Ntem im Vergleich zu BREMERS (1981) These der Rumpfstufengeneese. Begriffe nach SEGALEN (1967); untere Skizze nach BREMER (1981), verändert.

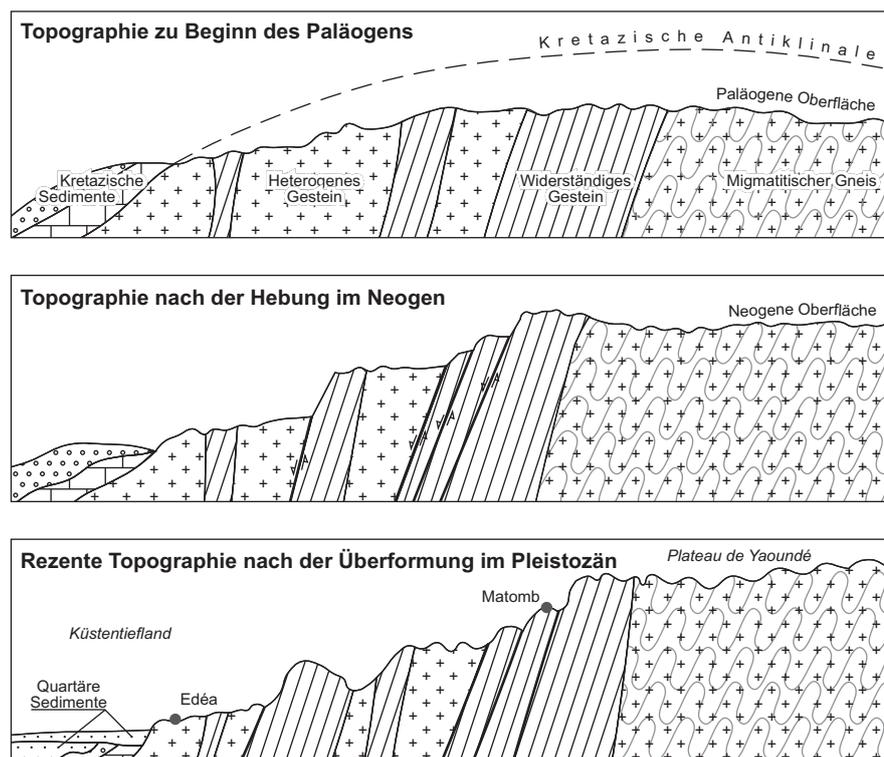


gehend von diesem exponierten Gesteinskörper erfolgt eine Versteilung des Hanges über einen ‚Streckhang‘ hin zu einer Rumpfstufe. Je steiler der Hang, desto geringer ist der Abtrag. Die Genese findet auch bei einer andauernden Hebung statt. Wird auch die höhere Fläche tiefer gelegt, bleiben ‚Aufiegerinselberge‘ auf der Stufe erhalten (vgl. Abb. 98).

Beim Vergleich eines Transektes, das auf Höhe des Ntem die Rumpfstufe quert, mit den generalisierten Stadien BREMERS (1981), entspricht es annähernd einem Übergang zwischen Stadium (b) und (c) (Abb. 99).

Gesteinsunterschiede werden von BREMER in Zusammenhang mit ihrer Theorie nicht diskutiert. Das Nkolebengue-Massiv (MAURIZOT 2000) besteht aus einem widerständigen charnockitischen Tiefengestein im Gegensatz zu den Gneisen des Inneren Plateaus und den hoch metamorphen Gesteinen des Küstenvorlands. Auch strukturell ist das Gebiet durch eine NE-SW verlaufende Überschiebungsfront geprägt (vgl. I.2.1), deren Ausrichtung durch die Physiognomie von den der Rumpfstufe vorgelagerten Inselgebirgrücken

**Abb. 100:** Entwurf zur Genese der Grenze des kamerunischen Sockels (KUETE 1990:347).



wiedergegeben wird. KUETE (1990:343ff.) geht davon aus, dass durch die Hebung des Kontinentalrands im beginnenden Neogen (vgl. Abb. 3) eine Remobilisierung präkambrischer Strukturen erfolgte und so das Relief der Rumpfstufe grundlegend geprägt wurde. Eine Überformung während der ariden Phasen im Pleistozän (Kaltzeiten, vgl. Abb. 6) führte zu dem rezenten Relief (Abb. 100).

Der Gegensatz zu BREMERS (1981) gesteins- und strukturunabhängigem Ansatz ist deutlich: Neben dem bruchtektonischen Einfluss beschreibt KUETE (1990:343) für das Küstentiefland die Zertalung durch Linearerosion als primären Prozess der Flächentieferlegung.

PENCK (1924:175) geht in seinen Ausführungen über das Fichtelgebirge davon aus, dass die Stufen zwischen den verschiedenen Rumpfflächenniveaus Talhänge sind oder aus solchen hervorgingen. Mit diesem Ansatz formulierte er die strukturgeomorphologische Grundidee für die Pedimentation und damit die Entstehung von Rumpfstufen (vgl. AHNERT 2003:296ff.). AHNERT (2003:298) nennt die Talseitenpedimentation als primären Prozess zur Pedimentbildung. Dieser Prozess findet nicht nur quer zur Rumpfstufe statt, sondern auch durch Flüsse, die die Stufe parallel anschneiden.

Entsprechend sind das Nkolebengue-Massiv im Süden und das Ngovayang-Massiv im Norden der Region von dem Inneren Plateau durch ein leicht in das Plateau eingetieftes Tal getrennt (vgl. IV.2.2, Abb. 41). Die Gebirgssporne sind zonale Inselberge, die auf die ehemalige Lage der Rumpfstufe hinweisen. Von einer Verlagerung der Rumpfstufe geht BREMER (1981) nicht aus.

Südwestlich von Nyabessan ist die planierende Seitenerosion aus dem DLM ersichtlich (vgl. Abb. 53). Der Ntem folgt dem schmalen Kerbtal unterhalb Nyabessans, bevor er auf ein weitläufiges Zwischenniveau austritt. Der Fluss und seine Tributäre (primär der Ndémé nach NE) haben diese Fläche geformt. Ein petrographischer Wechsel ist entlang der oberen Stufe nicht vorhanden (MAURIZOT 2000). Das Bild ähnelt der Geländesituation um Ebolowa (vgl. V.1.1.2). Die Fläche wird durch ihren Anstieg von 3° nach Nordosten mit einem deutlichen Knickpunkt unterhalb der Stufe als Pediment charakterisiert (vgl. Abb. 54). Die sanften Eintiefungen entlang der Profillinie weisen auf das Drainagenetz hin, das die Linie wiederholt schneidet.

Die untere Stufe wird durch eine N-S ausgerichtete sinistrale Blattverschiebung definiert, die einem Gesteinswechsel zwischen widerständigem charnockitischem Tiefengestein in Verlängerung des Nkolebengue-Massivs und den Gneisen des archaischen Sockels entspricht (MAURIZOT 2000). Die Gesteinsunterschiede führen jedoch nicht zwangsläufig zu einem andersartigen geomorphologischen Formenschatz. Sie bestehen auch entlang des Kerbtals flussaufwärts; unabhängig davon hat sich rechts- und linksseitig des Flusses ein 12 km breiter Flächenstreifen gebildet.

Auch auf der Höhe der Flüsse Mbini (Äqu. Guinea), Kienke (Atlantikdrainage zwischen Ntem und Nyong) und Sanaga besteht eine ähnliche Stufeneinteilung entsprechend der entlang des Ntem. Die jeweiligen Höhen variieren in Anlehnung an unterschiedliche petrographische Barrieren, die als Grenzen zu den nächsttieferen Erosionsbasen dienen. Eine eindeutige Zuordnung der verschiedenen Niveaus untereinander ist nicht möglich. Aufgrund der Präsenz dieser Stufen ist jedoch eine Abfolge von mehreren Pedimentationszyklen seit dem Miozän anzunehmen.

Ergänzend zu den Beobachtungen ergaben Untersuchungen von EMBRECHTS & DE DAPPER (1987) im Rumpfstufenbereich zwischen Yaoundé und Eséka (etwa auf Höhe des Nyong) verschiedene Zyklen seit dem Quartär (spätes Neogen). Sie gehen davon aus, dass während ariderer Phasen mit dünnerer Vegetationsdecke an entsprechend weniger geschützten Hängen ( $> 20^\circ$  Hangneigung) Hangpedimentation (*hillslope pedimentation*) stattfand. Die letzte Phase setzten sie in Relation zu weiteren Arbeiten im tropischen Afrika (u.a. DE PLOEY 1965, FÖLSTER 1969, MICHEL 1967) mit dem ausgehenden Würm-Glazial gleich. Eine rezente Hangverlegung schließen sie aus (EMBRECHTS & DE DAPPER 1987:40).

#### 1.4.2 Kerbtalgenese: Fanglomerate

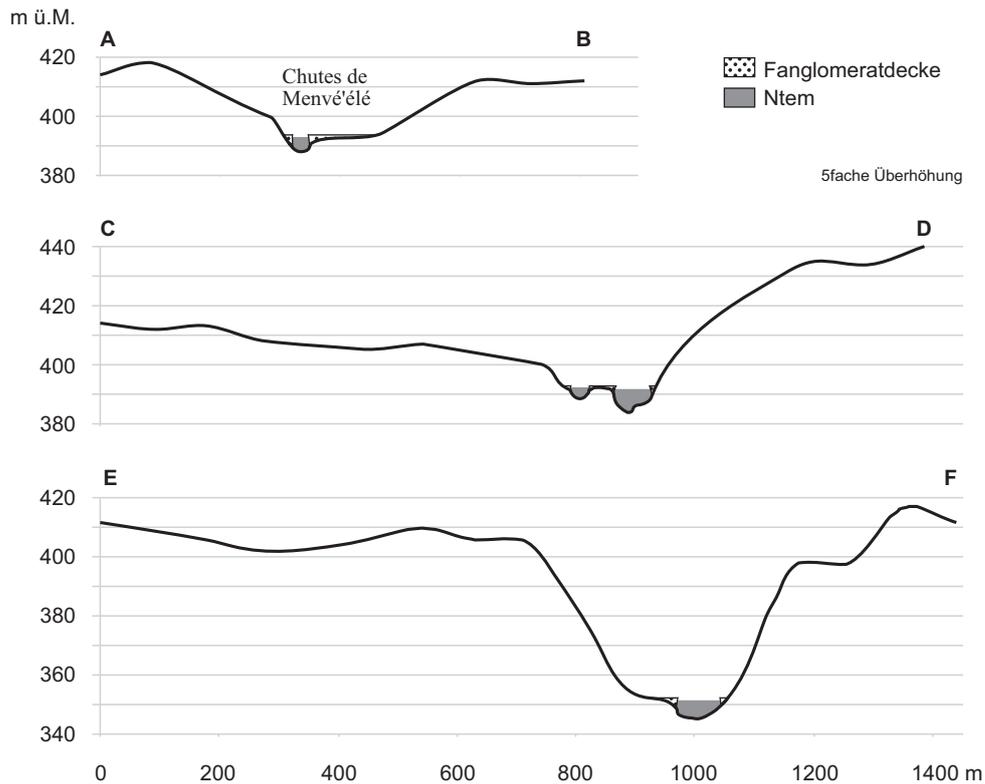
Das Kerbtal des Ntem ist durch eine deutlich lineare Struktur in NNE-SSW-Richtung gekennzeichnet. Etwa 15 km unterhalb des Kerbtalbeginns auf Höhe des Beckens verläuft eine gleichfalls linear ausgerichtete Störung zum Talverlauf mit N-S-Ausrichtung. Eine weitere Störung wird durch die sinistrale Blattverschiebung im südlichen Bereich des Mittellaufs definiert (vgl. V.1.4.1). Der Ntem folgt der N-S ausgerichteten Struktur nach Süden, bevor er sie verlässt und nach Westen in das Küstentiefland fließt.

Offensichtlich handelt es sich bei der ersten Störung um einen östlichen Versatz der Blattverschiebung. Sie ist parallel zu ihr angelegt und weist ebenfalls einen sinistralen Versatz auf, der sich im Verlauf des Kerbtals abzeichnet.

Die Physiognomie des Tals beschreibt einen Grabenbruch mit zwei Transformstörungen, der die flachwellige Rumpffläche am Fuß des Nkolebengue-Massivs von der Region Nyabessan aus über etwa 50 km in NNE-SSW-Richtung teilt. Die Transekte AB, CD und EF heben verschiedene Ausschnitte des Grabens hervor (Abb. 101).

Blöcke aus Ferricretresiduen und aus unverwittertem Basement mit deutlichen Bruchkanten lassen eine neotektonische Überprägung der Strukturen vermuten (vgl. IV.2.2.3). Eine Ablösung und Verlagerung während einer tektonischen Beanspruchung scheint offensichtlich.

Zusätzliche Zeiger sind die weiten Fanglomeratdecken unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* und im Kerbtal.



**Abb. 101:** Transekte durch das Kerbtal des Ntem mit der Skizzierung der Fanglomeratdecke und des Flussverlaufs (genaue Verortung der Transekte unter Abb. 68; Grundlage: DLM, GPS-Aufnahme).

Nahezu alle Fanglomerate bestehen aus gerundeten und kantengerundeten Schottern, Gesteinsfragmenten sowie Quarzgrus und sind in einer Matrix mit Eisen- und Mangan-Oxid ausgehärtet.

Die Schotter weisen auf einen fluvialen Transport hin, die Gesteinsfragmente und auch die Quarzkörner auf einen kolluvialen Eintrag in das Tal. Die Gesteinsfragmente bestehen aus Schotterfragmenten und Bruchstücken des anstehenden Basements. Die Schotterfragmente sind partiell gerundet, haben jedoch auch eine Bruchkante. Die Bruchstücke weisen keine Zurundung auf.

Das Fundstück aus dem Kerbtal bei Ebianemeyong (vgl. Abb. 76) enthält Schotter aus zwei Stadien: Die rechte Hälfte zeigt gerundete Schotter, die stark korrodiert sind und lineare Risse aufweisen (Bereich I), die linke Hälfte zahlreiche Schotterfragmente (Bereich II; vgl. IV.2.2.3). Entsprechend bietet sich die Vermutung an, dass sich die Schotterfragmente entlang vergleichbarer Risse gebildet haben.

Bereich I entstand durch einen fluvialen Prozess. Auch Bereich II weist auf einen fluvialen Prozess hin, der kolluvial überprägt wurde. Die Schotter wurden abgelagert, brachen und wurden mit dem Gesteinsgrus durchmischt.

Das Auftreten beider Schotterstadien in einem Fundstück führt zu der genetischen Hypothese, dass die Schotter von Bereich II sedimentierten und anschließend kolluvial umgelagert wurden. Auf das Kolluvium sedimentierten erneut Schotter. Der gesamte Körper verfestigte sich zu dem Fanglomerat.

Die Verfestigung der Fanglomerate erfolgte vermutlich durch eine wiederholte Durchfeuchtung und Austrocknung des Schotterkörpers (persönliches Gespräch mit Prof. Dr. G. BREY, Institut für Mineralogie, Universität Frankfurt, vgl.a. HEIM 1990:197). Diese Abfolge kann durch eine veränderte Saisonalität mit langen Trockenzeiten und nur kurzen, intensiven Regenzeiten ausgelöst werden.

Den Hinweis auf ein verändertes Klimageschehen gibt auch die geschichtete Patina im Bereich II, die partiell ein Schotterfragment überzieht. Sie könnte über längere Trocken- und kürzere Regenzeiten hinaus auf deutliche Wechsel von ariden und humiden Klimaphasen zurückzuführen sein. Dabei weisen die hellen Schichten auf phreatische und die dunklen auf vadose Phasen hin (wiss. Austausch Dr. G. RIES, Institut für Mineralogie, Universität Hamburg). Die Elementverteilungskarte der Patina gibt jedoch Hinweise darauf, dass die Schichten unter ähnlichen Bedingungen abgelagert wurden, es aber während der jeweiligen Ablagerung zu einer Sortierung der einzelnen Elemente kam. Eisen an der Basis führte zu einer dunklen Rotfärbung, Aluminium zu einer Gelbfärbung. Die Entstehung der Patina ist vermutlich auf eine Lage des Schotters in einer (kleinen) Totwassersenke zurückzuführen, die während der Regenzeit mit Wasser gefüllt wird. Die Verdunstung während langer Trockenzeiten führt zu einer indirekten Anreicherung der im Wasser gelösten Elemente (vgl. V.1.3.1). Nur eine vollkommene Austrocknung führt zur Ummantelung des Schotters und zur Aushärtung der jeweiligen Patinaschichten. Entsprechend aride Klimaphasen fanden im mittleren Würm-Glazial (OIS 4) und während des LGM statt (OIS 2; vgl. Abb. 7).

Die Bildung der Patina erfolgte vor der Fragmentierung des Schotters und der kolluvialen Umlagerung.

Neben der geschichteten Patina, die in dem Fanglomerat enthalten ist (Ebianemeyong-Patina), entsteht jedoch auch rezent eine Patina oder Kruste. Unter direktem Einfluss der ständigen Durchnässung durch Gischte unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* bildete sich in einem Hohlraum eine etwa 2 cm mächtige Kruste. Ihr Erscheinungsbild ist sehr homogen und unterscheidet sich so in weiten Teilen von der Patina vom Fundort Ebianemeyong (s.o.). Nur die unterste Schicht der Ebianemeyong-Patina hat eine entsprechend homogene Zusammensetzung mit einer gleichmäßigen Verteilung von Eisen und Aluminium. Die Bildung dieser Schicht ist auf ein humideres Umfeld zurückzuführen.

Oberflächlich konnte eine vergleichbare Kruste nicht identifiziert werden. Vermutlich verhindert der stete Wechsel von Trockenzeit, mit einer möglichen Bildung im Einfluss-

bereich der Durchnässung, und Regenzeit, mit einem höheren Flussniveau und entsprechender Zunahme der abtragenden Wirkung des Wassers im Uferbereich, den langfristigen Aufbau einer Kruste.

Unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* wurden Prall- und Gleithang in den Sedimentkörper modelliert. Diese Flussbettgeometrie entstand nach der Ablagerung der Klasten und wurde durch die Aushärtung zum Fanglomerat gefestigt. Die ursprüngliche Ausdehnung der Klasten wurde in Abb. 72 rekonstruiert und durch eine grau-transparente Fläche dargestellt (genaue Verortung des Standortes auf Abb. 68).

Die Prall-Gleithangsituation wird rezent durch den Wasserfall angeschnitten. Grund dafür könnte eine Zunahme der Wasserführung durch einen Wechsel hin zu einem humideren Klima sein.

Durch den Anschnitt wurde ein Hohlraum freigelegt, der sich unter dem Fanglomerat befand. Es wird davon ausgegangen, dass sich im Liegenden ein leichter erodierbares Sediment abgelagert hatte, das durch die erosive Wirkung des Wasserfalls bereits entfernt wurde. Rückstände konnten nicht geborgen werden. Auch der Versuch, das Fanglomerat zu durchdringen, um in einer vergleichbaren Tiefe Material zu gewinnen, wurde aufgrund der hohen Widerständigkeit des Hangenden abgebrochen.

Im Beckenbereich auf Höhe des Kerbtalbeginns weist der schmale Fanglomeratsaum direkt am Fels, in Nischen und auf einer Insel auf die ehemalige Ausdehnung der abgelagerten Klasten hin. Das hohe Wasseraufkommen im Konfluenzbereich der Ntem-Arme hat den Großteil der Klasten abgetragen (vgl. IV.2.2.3).

Die geomorphologische Entwicklung des Tals und der Wasserfälle ist in mehrere Stadien unterteilt:

(I) Die Schotterfragmente in den Fanglomeraten weisen auf eine Schotterlage hin, die auf Höhe des später ausgebildeten Kerbtals abgelagert wurde.

(Ia) Die Bildung der Patina um einen Schotter fand nach dessen Zurundung statt. Möglicherweise entstand die Ummantelung an anderer Stelle, und der Schotter wurde noch eine kurze Distanz transportiert. Aus diesem Grund sind die Phasen I und Ia nicht grundsätzlich zu unterscheiden.

Die Herkunft der Schotter konnte nicht eingegrenzt werden. Eine tektonische Genese des oberhalb gelegenen Binnendeltas hätte jedoch zu einem erhöhten Eintrag von Gesteinsmaterial in das Drainagenetz und einer Ablagerung nach der Zurundung der Schotter führen können. Es ist jedoch auch möglich, dass sich die Schotter bei der aktiven Flächenausweitung in das Nkolebengue-Massiv als Pedisediment (vgl. FÖLSTER 1969, V.1.1.1) in der Ebene abgelagerten (vgl. V.1.4.1). Die zementierten Quarzpartikel, die im Gesteinschnitt des Fanglomerats AB (vgl. IV.2.2.3, Abb. 73) sichtbar sind, entsprechen vermut-

lich Mikro-Aggregaten. EMBRECHTS & DE DAPPER (1987:40) beschreiben eine Verfestigung von Ton in Mikroaggregate durch den Prozess der Pedimentierung. Das Auftreten entsprechender Aggregate innerhalb des Fanglomerats unterstützt die Annahme, dass ein Pedisediment die Fläche (partiell) überlagerte, bevor das Kerbtal ausgebildet wurde.

Während des Maluekien (OIS 3/4) herrschte arideres Klima mit einer größeren Saisonalität als der heutigen vor. Eine aktive Flächenausweitung in das angrenzende Nkolebengue-Massiv hinein wäre möglich gewesen. Einer der abgelagerten Schotter wurde mit einer geschichteten Patina ummantelt, die auf ein entsprechend wechselfeuchtes Klima hinweist.

(II) Eisenanreicherungen im Randbereich der Schotterfragmente deuten auf eine lange Phase mit Korrosionsprozessen hin, die sich auch entlang von Rissen in die Schotter fortsetzten. Dieser Prozess hielt nach dem Zerschlagen der Schotter an. Vermutlich führte eine abrupte Materialverlagerung zum Auseinanderbrechen und zur Durchmischung mit dem Regolithmaterial.

Durch eine neotektonische Remobilisierung der prägnanten, panafrikanisch gebildeten Blattverschiebung wurden die Grabenentwicklung und die Verlagerung der Kolluvien in das Kerbtal hinein initiiert.

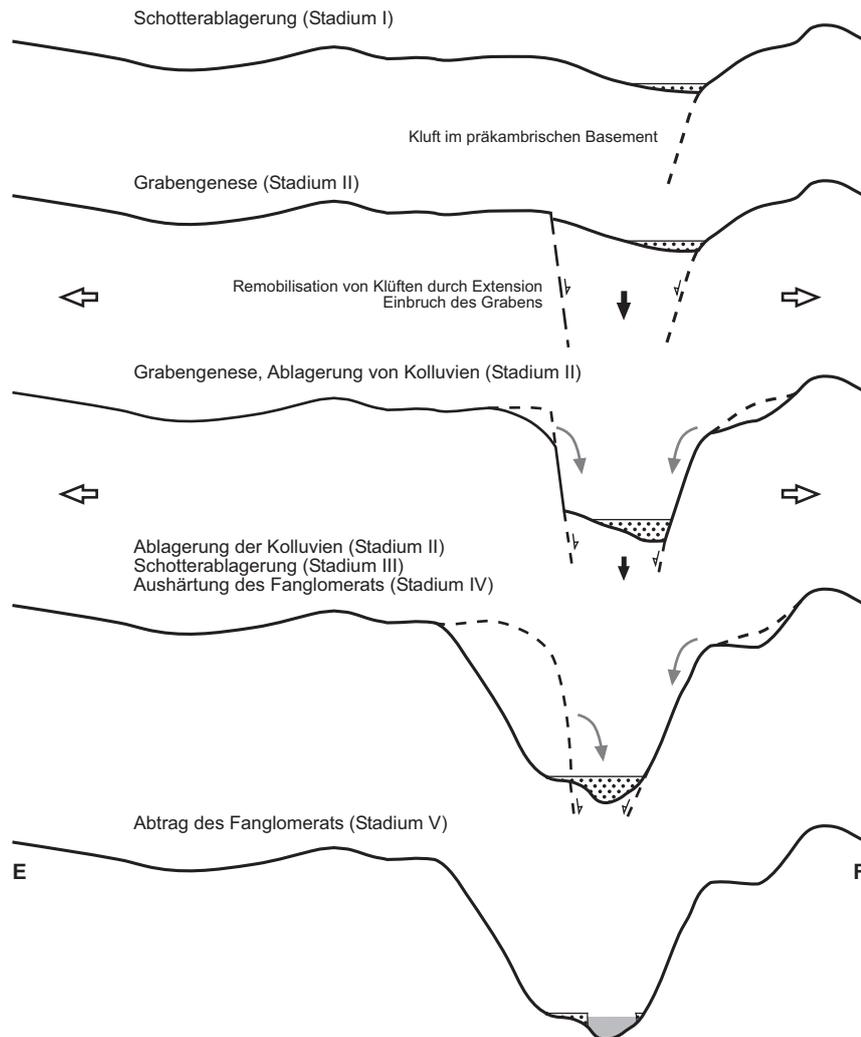
(III) Neben den Kolluvien wurden zusätzlich Schotter in das Tal eingebracht. Offensichtlich handelt es sich dabei um eine Folge der tektonischen Aktivitäten in der Region mit einem dauerhaften Prozess der Materialzufuhr und fluvialen Aufbereitung. Auch die Genese von Binnendelta und Kerbtal erstreckt sich über einen langen Zeitraum mit wiederholter tektonischer Aktivität (vgl. V.1.3.4).

(IV) Die Klasten härteten zu einem Fanglomerat aus.

(V) Das Fanglomerat wird rezent abgetragen. Dies erfolgt unterhalb der *Chutes de Menvé'élé* und auch im Kerbtal. Am Standort Ebianemeyong im Kerbtal lagerten in



**Abb. 102:** Sukzessiver Abtrag eines Fanglomerats (links); Erosionskolk mit Schottern (rechts).



**Abb. 103:** Skizze zur Kerbtalgenese auf Höhe des Transekts EF, basierend auf den Geländebeobachtungen sowie der Interpretation der Fanglomerate (vgl. Abb. 101).

zahlreichen Erosionskolken Schotter, die während der Regenzeit aufgenommen werden und als Erosionswerkzeug dienen. Rückstände einer Patina verweisen auf die ehemalige Lage innerhalb eines Fanglomerats (Abb. 102). Nur unter Einwirkung von fortwährender Durchnässung ist in Gunstlagen auch unter rezenten humiden Bedingungen die Bildung einer Kruste möglich.

Am Beispiel des Transekts EF (vgl. Abb. 101) wird die Genese in Abbildung 103 skizziert.

Das tiefe Tal des Nyong bei Njok zeigt im Gegensatz zum Ntem-Tal mehrere Streichrichtungen mit abrupten Verlaufsänderungen, die der fächerförmigen strukturellen Vorgabe entsprechen (vgl. IV.2.2.2). Bei Njok treten unterhalb der *Chutes de Njok* partiell zu einem Fanglomerat ausgehärtete Klasten auf, die auf einen neotektonischen Auslöser der Morphogenese verweisen. Auch mächtige angewitterte Blöcke des anstehenden Tonalit wurden vom Basement abgelöst und unterhalb der Wasserfälle abgelagert.

Da ein detaillierter Einblick in das Fanglomerat fehlt, kann eine Aussage zur Morphogenese nur begrenzt gemacht werden.

(I) Die Klasten und die Gesteinsblöcke verweisen auf eine jüngere tektonische Genese des Kerbtals entlang einer der strukturellen Hauptrichtungen, die sich in der Verlaufsrichtung des Tals, in der Ausrichtung der Kaskaden des Wasserfalls, aber auch an den Gesteinsausbissen des weiten Tals oberhalb der Wasserfälle wiederholen. Die Kaskaden haben ihren Ursprung vermutlich in einer gestaffelten Abschiebung im Rahmen der Talgenese. Die einzelnen Stufen werden durch den Nyong sukzessive erosiv nach hinten verlegt. Ein hoher Anteil an gerundeten Schottern verweist auf Gesteinsmaterial, das deutlich oberhalb der Wasserfälle in den Fluss eingebracht wurde. Die Genese beruht vermutlich nicht nur auf einem lokalen tektonischen Moment, sondern war räumlich weiter gefasst.

(II) Die Klasten, die sich teilweise zwischen den mächtigen Gesteinsblöcken ablagerten, härteten in einer arideren Klimaphase zu einem festen Fanglomerat aus.

(III) Rezent wird das Fanglomerat abgetragen. Nur in geschützten Nischen zwischen den Gesteinsblöcken sind Reste erhalten. Ein Zeiger für die ehemalige Ausdehnung der Ablagerungen konnte nicht identifiziert werden.

#### 1.4.3 Zusammenfassung: Morphogenese

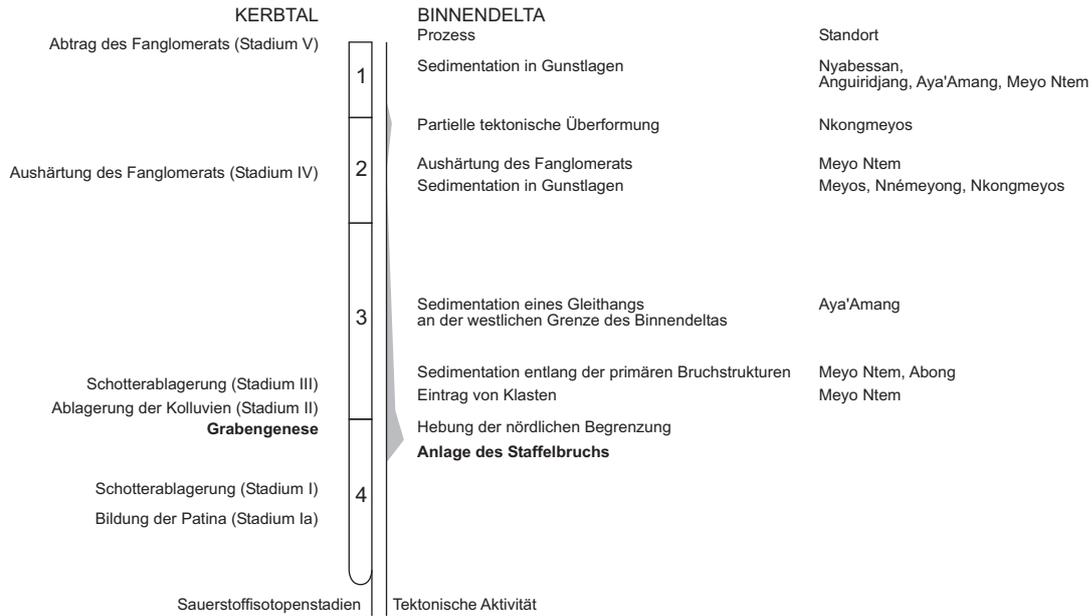
Die Formung eines neuen Flächenniveaus im Küstenhinterland setzte während des Miozäns ein und erfolgte über mehrere Phasen. Diese setzen sich durch Stufen von bis zu 100 m Höhe von der Rumpffläche ab. Die zwischengelagerten Flächen wurden voraussichtlich durch planierende Seitenerosion herausmodelliert.

In das Flächenniveau von etwa 420 m bildete sich im Spätpleistozän ein Graben durch die Remobilisation einer NE-SW verlaufenden präkambrischen Struktur.

Die zeitliche Einordnung der Morphogenese des Grabens, durch den der Ntem fließt, kann nur indirekt über die Korrelation von Formenschatz und einschneidenden Klimaveränderungen sowie mit den Ergebnissen der Untersuchungen im Binnendelta erfolgen.

Abbildung 104 korreliert die spätpleistozänen und holozänen Klimaveränderungen mit den unterschiedlichen Phasen der geomorphologischen Genese. Es wurde versucht, die Sedimentationseinheiten und deren Datierungen im Binnendelta mit einzubinden. Es handelt sich jedoch nicht um zeitlich klar umrissene Phasen. Daher wurde die zeitliche Orientierung auf die Sauerstoffisotopenstadien (SHACKLETON 1977) reduziert.

Die Genese des Kerbtals des Nyong bei Njok kann vermutlich in den zeitlichen Ablauf eingepasst werden. Die verschiedenen Phasen der Schotterablagerungen in Verbindung mit der tektonischen Genese können jedoch nicht nachgewiesen werden (Phasen I und III, Ntem-Kerbtal).



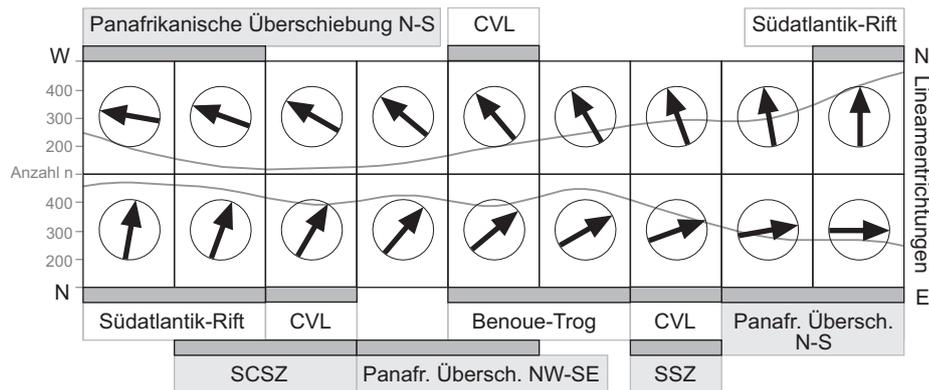
**Abb. 104:** Skizzierung der geomorphologischen Entwicklung des Kerbtals in Relation zu der des Binnendeltas (Sauerstoffisotopenstadien nach SHACKLETON 1977).

## 2 Lineamente

### 2.1 Lineamentinterpretation

Die unter IV.2.2.1 hervorgehobenen Lineamentcluster spiegeln zahlreiche Belastungsrichtungen wider, die sich primär während der panafrikanischen Orogenese und dem Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinents herausgebildet haben. Abbildung 105 hebt die prägenden tektonischen Phasen der Analyseregion hervor.

Die grau hinterlegten Beschriftungen verweisen auf die panafrikanische Orogenese, die anderen auf die jüngere Riftbildung und die vulkanische Aktivität entlang der CVL als Ursprung dieser Phasen. Der dunkle Balken ist über beziehungsweise unter den durch die schwarzen Pfeile angezeigten Lineamentausrichtungen aufgetragen und ordnet so die Phasen einer Spanne von Ausrichtungen zu. Außerdem ist die Anzahl  $n$  aller erfassten Lineamente als graue Kurve den Ausrichtungen entsprechend aufgetragen. Prä-panafrikanische Lineamente treten in der südlichen Analyseregion im Bereich des Kongokrators auf (Archaikum), können jedoch aufgrund der Durchmischung mit panafrikanischen Einflüssen nicht genau zugeordnet werden (vgl. FEYBESSE et al. 1998). Daher musste von einer Darstellung in Abb. 105 abgesehen werden. Korreliert eine hohe Anzahl von Lineamenten nicht oder kaum mit den herausgearbeiteten tektonischen Phasen, könnte dies ein Indiz auf archaisch ausgebildete Vorgaben sein. So führte vermutlich die Öffnung des Südatlantiks neben der Anlage neuer Bruchstrukturen auch zu einer Remobilisierung archaischer Strukturen durch die beginnende Extension. Die Lineamenthäufigkeit ist bei der Ausrichtung N0-10°E am höchsten.



**Abb. 105:** Zusammenstellung der primären tektonischen Einflüsse seit der panafrikanischen Orogenese auf die Untersuchungsregion der Lineamentanalyse (n. ATEBA et al. 1992; DÉRUELLE et al. 1987; DUMONT 1986; FEYBESSE et al. 1998; FITTON & DUNLOP 1985; KANKEU et al. 2007; NGAKO 1999; NGAKO et al. 2003; TOTEU et al. 1990, 2004). Übertrag der Anzahl  $n$  aller erfassten Lineamente in Abhängigkeit zu ihrer Ausrichtung.

Während der panafrikanischen Orogenese wurde durch zwei Überschiebungen der Kongokraton obduziert. Südlich von Yaoundé verläuft eine E-W ausgerichtete Überschiebungsfrent (*Nappe de Yaoundé*) und im küstennahen Hinterland eine NE-SW ausgerichtete (Nyong-Serie). Weiterhin sind die SCSZ und die SSZ dieser Phase zuzuordnen. Die SCSZ verläuft von SSW nach NNE, die SSZ von WSW nach ENE.

Das Aulakogen des Benoue-Trogs und die Südatlantische Riftachse entstanden durch das Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinents. Der Benoue-Trog ist SW-NE ausgerichtet, die Südatlantische Riftachse N-S.

Die noch aktive Vulkankette, die CVL, zeigt ähnlich dem Benoue-Trog eine Ausrichtung von N30°E (NNE). Außerdem treten entlang der CVL zahlreiche Horste und Gräben auf, die durch die Verwerfungsorientierungen N70°E (ENE) und N130-140°E (N40-50°W, NW; DÉRUELLE 1987) begrenzt sind.

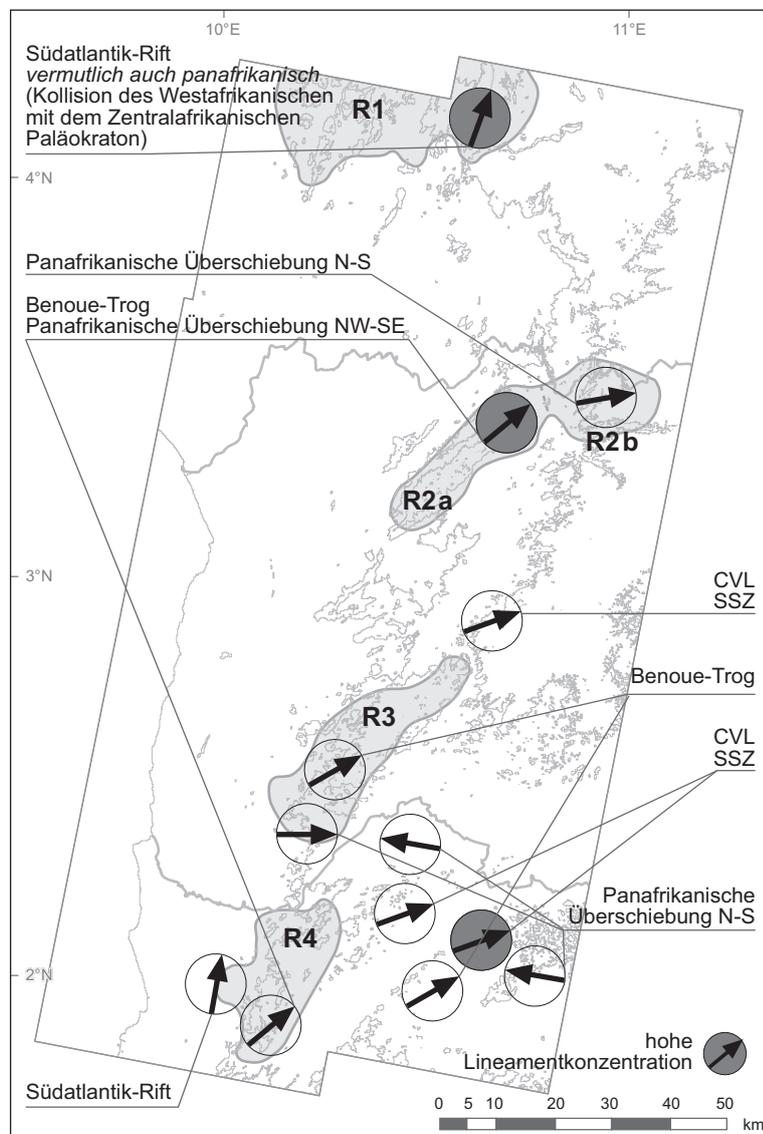
Die Anzahl der Lineamente mit nordwestlichen Ausrichtungen ist deutlich geringer als die mit nordöstlichen Ausrichtungen. Besonders die Gradeinteilungen, bei denen sich zwei Phasen überlagern, zeigen eine überwiegend hohe Anzahl an Lineamenten (N10-20°E, 447: Südatlantik-Rift, SCSZ; N20-30°E, 392: CVL, SCSZ; N40-50°E, 387: Benoue-Trog, Nyong-Serie; N60-70°E, 363: CVL, SSZ). Niedriger ist die Anzahl  $n$  unter Einfluss der eher weiter östlich der Untersuchungsmaske stärker auftretenden *Nappe de Yaoundé* (N70-90°E, 277, 268; N70-90°W, 131, 197).

Abgesehen von dem Trend, der entlang der CVL nahezu quer zu deren Verlauf auftritt, sind vor allem die nordwestlich orientierten Lineamente nicht direkt einer prägenden geotektonischen Phase zuzuordnen und zeigen entsprechend niedrige Lineamenthäufigkeiten.

2.1.1 Lineamentcluster und tektonische Phasen

Die Verknüpfung der räumlich definierten Cluster (vgl. IV.2.2.1, Abb. 45) mit den tektonischen Phasen erlaubt in einem ersten Schritt die Zuordnung einer primären Lineamentrichtung zu einer Region und in einem zweiten interpretierenden Schritt die Verbindung der Region mit einer prägenden tektonischen Phase (vgl. Abb. 106). Wird die Lineamenthäufigkeit primär durch eine Richtung mit hoher Lineamentkonzentration charakterisiert (~ 50 % aller Lineamente in der entsprechenden regionalen Einheit), so ist die Pfeilsignatur zusätzlich grau hinterlegt.

Region 1 (R1) ist durch die Orientierung der Südatlantischen Riftachse gekennzeichnet, hervorgehoben durch die graue Farbgebung der Pfeilsignatur. Jedoch muss bei dieser Re-



**Abb. 106:** Übersicht der Untersuchungsregion mit Hervorhebung der Lineamentcluster (vgl. Abb. 45) und einzelner Bereiche mit hoher Lineamentkonzentration (vgl. Abb. 43 u. 44).

gion berücksichtigt werden, dass die tektonischen Strukturen zusätzlich auf die panafrikanische Kollision des Westafrikanischen mit dem Zentralafrikanischen Paläokraton zurückzuführen sind (TOTEU et al. 1990, 2004). Weiter südlich tritt diese Beeinflussung aufgrund der räumlichen Distanz zum ehemaligen Kollisionsbereich in den Hintergrund. Das westliche Areal der Region ist nur bei der Überlagerung aller Lineamentausrichtungen klar zu identifizieren. Einzelne Ausrichtungen als Cluster herrschen dort nicht vor.

Das westliche Areal der zweiten Region (R2a) ist durch ein Cluster mit der Ausrichtung N40-50°E gekennzeichnet und deutet so auf die Nyong-Serie hin. Auch die primäre Ausrichtung des Benoue-Trogs orientiert sich nach N40-50°E. Diese Überlagerung führt vermutlich zu der sehr hohen Lineamentkonzentration innerhalb dieses Clusters. Im östlichen Areal (R2b) orientieren sich die Lineamente an der *Nappe de Yaoundé* und deren E-W-Überschiebungsfront.

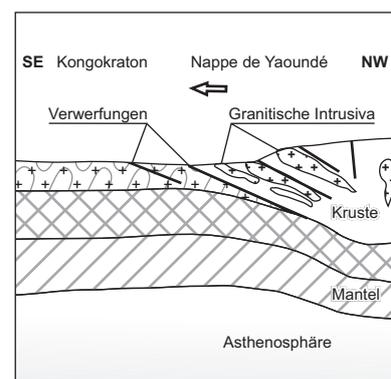
Das Nkolebengue-Massiv (R3) gibt im Zentrum einen Teilabschnitt der Orientierung des Benoue-Trogs wieder (N40-50°E). Auf Höhe der südlichen Ausläufer des Massivs tritt erneut die *Nappe de Yaoundé* in den Vordergrund (N80-90°E).

Die durch das zwischen Ntem und Mbini gelegene Inselbergmassiv gekennzeichnete Region 4 ist ähnlich R2a und R3 durch Lineamente charakterisiert, deren Ausrichtung dem Benoue-Trog entspricht. Ergänzend tritt an dieser Stelle auch die Orientierung der süd-atlantischen Riftbewegung auf.

Abgesehen von den Regionen mit hoher Dichte linearer Einheiten befinden sich besonders im SE der Analyseregion weitere Lineamentcluster, die sich zum einen an der Sanaga-Verwerfung und der CVL orientieren und zum anderen an der Überschiebungsfront der *Nappe de Yaoundé*.

Abbildung 106 zeigt eine deutliche Gewichtung der Lineamentorientierungen auf den Strukturen der panafrikanischen Orogenese. Die Herauspräparierung der zonalen Inselgebirge entlang der Rumpfstufe orientiert sich an den präkambrischen Klüftstrukturen der Nyong-Serie. Im Osten des Untersuchungsgebiets nimmt die Beeinflussung durch die *Nappe de Yaoundé* deutlich zu. Entsprechend steht das Auftreten der Lineamente in

**Abb. 107:** Schnitt durch die panafrikanisch obduzierte *Nappe de Yaoundé* und den Kongokraton (n. TOTEU et al. 2004:82; verändert).



regionaler Abhängigkeit zu den erzeugenden tektonischen Prozessen. Die panafrikanischen Ereignisse haben jedoch zusätzlich die geologischen Strukturen des angrenzenden Kongokratons überprägt. Der direkte Kontakt bei der Obduktion führte zu einer Ausbildung von Verwerfungen parallel zur Überschiebungsfront der *Nappe de Yaoundé* (TOTEU et al. 2004; Abb. 107).

Offensichtlich erzeugt eine Überprägung durch jüngere tektonische Ereignisse mit derselben Ausrichtung ein verstärktes Auftreten von Lineamenten. Nur vereinzelt verweisen die Lineamentcluster auf eine Bildung, die unabhängig von der panafrikanischen Orogenese verlief.

### 2.1.2 Lineare Einheiten im Gelände

Anhand der Geländebeobachtungen (vgl. IV) wurden alle linearen Einheiten in einer Tabelle zusammengefasst (vgl. Tab. 2). Sie wurden unterteilt in Geländestufen, Risse und Klüfte sowie Quarzgänge, die aus dem umgebenden Gestein herauserodiert wurden. Um einen deutlich herauspräparierten Formenschatz hervorzuheben, wurde den Formen jeweils eine Gewichtung zwischen 1 und 3 zugeordnet (z.B.: geringmächtige Stufe von einigen mm = 1, Stufe von einigen Zentimetern = 2, mächtige Geländestufe mehrerer Meter = 3).

Richtung	Form	Detail	Standort	Gew
----------	------	--------	----------	-----

#### Oberlauf (vgl. IV.2.1)

NNW-SSE	Flussterrassen	/	Nyong, Akonolinga	/
NNW-SSE	Gneisausbiss	Klare Flusseingrenzung (W) durch Ausbiss	Nyong, Nkolmvondo	/

#### Mittellauf (vgl. IV.2.2)

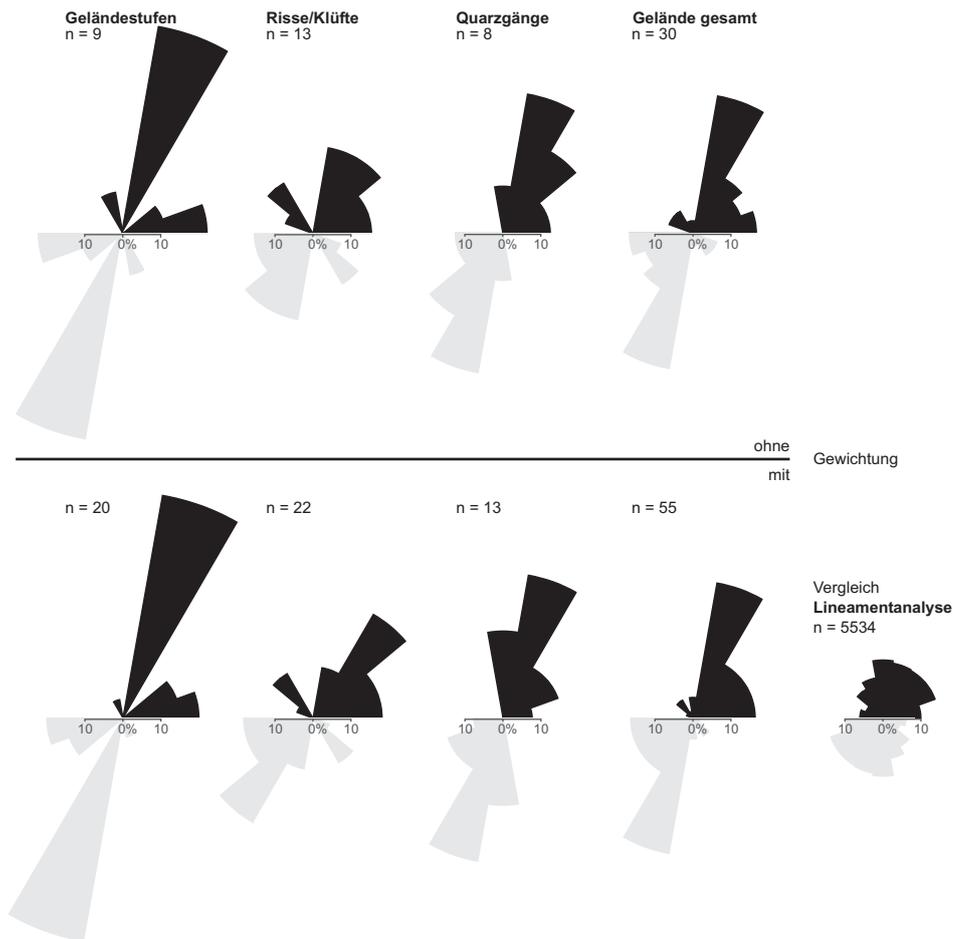
NNE-SSW	Mächtige (3-4 m) Geländestufe	Wasserfall	Nyong, Eséka	3
NNE-SSW	Riss	Klüftung in Gesteinsausbiss	Nyong, Eséka	1
E-W N80-90°W	Geringmächtige Geländestufe	Stromschnellen, Stufe von etwa 50 cm Höhe	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	2
NNE-SSW N10-20°E	Quarzgang	Massiv-kantige Erhebung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	3
E-W N80-90°W	Spalte	Mit Wasser verfüllte Spalte im Gestein	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	2
N-S	Quarzgang	Massiv-kantige Erhebung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	3
NNE-SSW N10-20°E	Quarzgang	Stark erodierte Erhebung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
NE-SW N60-70°E	Quarzgang	Stark erodierte Erhebung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
E-W N80-90°E	Quarzgang	Stark erodierte Erhebung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1

NNE-SSW N10-20°E	Geringmächtige Stufe	Stufe von einigen mm in linearer Reihung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
NNW-SSE N10-20°W	Geringmächtige Stufe	Stufe von einigen mm in linearer Reihung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
NE-SW N60-70°E	Quarzungang	In aneinander gereihete Quarzfragmente zersetzter Quarzungang	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
NNE-SSW N10-20°E	Quarzungang	In aneinander gereihete Quarzfragmente zersetzter Quarzungang	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
ENE-WSW N60-70°E	Riss	Flache Einkerbung entlang eines Risses	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
NNE-SSW N10-20°E	Riss	Flache Einkerbung entlang eines Risses	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
WNW-ESE N60-70°W	Riss	Flache Einkerbung entlang eines Risses	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
E-W N80-90°E	Kluft	Mit Wasser verfüllte Kluft im Gestein	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	2
NE-SW N50-60°E	Riss	Rechtwinklig angeordnet	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
NW-SE N30-40°W	Riss	Rechtwinklig angeordnet	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	1
N-S N10-20°E	Geringmächtige Geländestufe	Stufe von etwa 50 cm, Einfassung von Klasten	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	2
NW-SE N40-50°W	Kluft	Mit Wasser und Gesteinsbruchstücken verfüllte Spalte	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	2
ENE-WSW N60-70°E	Quarzungang	Erodierte Erhebung	Ntem, Gesteinsausbiss Meyo Ntem	2
E-W N80°E	Geringmächtige Geländestufe	Stromschnellen, Stufen etwa 50 cm Höhe	Ntem, Mvi'ilii	2
NE-SW N40-50°E	Flusslauf	Einmündung von Wasserfällen	Ntem, Nyabessan	3
ENE-WSW N60-70°E	Mächtige (3-4 m) Geländestufe	Wasserfälle, Einfassung eines Tals	Ntem, Nyabessan	3
NNE-SSW	Mächtige (ca. 3 m) Geländestufe	Wasserfälle in Beckenbereich	Ntem, Nyabessan	3

#### Unterlauf (vgl. IV.2.3)

WSW-ENE N60-70°E	Flusslauf	Vereinzelt Auftreten von Stromschnellen	Nyong, Ngogtos	3
SW-NE N50-60°E	Flusslauf	Böschung aus Anstehendem	Nyong, Son Mbong	3
NNE-SSW	Mächtige Geländestufe	Wasserfälle über mehrere Stufen	Nyong, Dehané, Wasserfälle	3
NNE-SSW	Riss	Orientierung des Gneis	Ntem, Mabingo	1

**Tabelle 2:** Im Gelände erfasste lineare Formeneinheiten. Gewichtung nur für Analyseregion der fernerkundlich durchgeführten Lineamentanalyse.



**Abb. 108:** Rosendiagramme des im Gelände erfassten Formenschatzes (vgl. Tab. 2). Unterscheidung in Anzahl der Geländeeinheiten (oben) und Addition der gewichteten Anzahl (unten). Rechts unten wurde vergleichend ein Rosendiagramm der Lineamentanalyse aufgetragen (vgl. Anzahl  $n$ , Abb. 105 und IV.2.2.1).

Die Zusammenstellung zeigt einen Schwerpunkt der linearen Geländeeinheiten auf dem NNE-SSW-Trend der SCSZ und des Südatlantik-Rifts (Abb. 108).

Vor allem die Geländestufen, jedoch auch die Quarzgänge zeigen den höchsten Peak auf dieser Ausrichtung. Die Risse und Klüfte besitzen zwei gleich hohe Peaks bei NNE-SSW und bei NE-SW. Bei der gewichteten Darstellung setzt sich der Peak bei NE-SW von NNE-SSW deutlich ab. Die Ausrichtung der panafrikanischen Überschiebungsfront der Nyong-Serie und des Benoue-Trogs tritt bei den Geländestufen nicht auf.

Die Morphogenese der Geländestufen basiert vermutlich auf unterschiedlichen Prozessen. Durch die Abschuppung entlang von Entlastungsklüften wird eine geringmächtige Stufe gebildet (Gewichtung 1-2, vgl. V.1.3.1). Durch großräumigere Prozesse, wie die Anlage des Ntem-Kerbtals, entstehen mächtige Stufen (3) im Gelände, die zu der Ausbildung von Wasserfällen wie den *Chutes de Njok* am Nyong führen können (vgl. V.1.4.2). Bei der gewichteten Darstellungsweise erhält der NNE-SSW-Trend eine noch höhere Wertigkeit

und gibt so die primäre Ausrichtung der mächtigen Stufen wieder, deren Auftreten unter anderem mit einer tektonischen Remobilisation verknüpft wird.

Die Quarzgänge spiegeln vermutlich archaische und panafrikanische Strukturen wider, die durch die Einrumpfung in der Untersuchungsregion freigelegt wurden. Die Annahme des Alters wird durch einen horizontalen Versatz von etwa 15 cm eines mächtigen NNE-SSW ausgerichteten Quarzganges entlang einer mit Wasser verfüllten Kluft (E-W) bei Meyo Ntem wiedergegeben (vgl. IV.2.2.3, Abb. 61.1). Entsprechend wurde der Quarzgang zeitlich vor dem markanten Versatz gebildet.

Neben dem SCSZ-Trend zeigen die Quarzgänge die Ausrichtung N-S, die bereits als mögliche archaische Struktur diskutiert wurde, und NE-SW (Nyong-Serie).

Die Risse und Klüfte zeigen ebenfalls die Orientierung der Nyong-Serie und ergänzend die des Benoue-Trogs. Dieser Peak lässt eine Remobilisierung entlang dieser Schwachbereiche vermuten: zum einen während der Öffnung des Aulakogens, zum anderen auch aufgrund einer Materialentlastung in Verbindung mit der andauernden Extension durch die stete Hebung der Untersuchungsregion.

Die Ausrichtungen NW-SE treten bei der Zusammenstellung der linearen Trends des Formenschatzes in den Hintergrund.

### 2.1.3 Diskussion: Fernerkundung und Geländearbeit

Bei der fernerkundlichen Lineamentanalyse treten die Tiefenlinien und die Flussläufe (72,2 %) in den Vordergrund (vgl. Tab. 2). Der hohe prozentuale Anteil begründet sich zum einen in dem tatsächlichen Auftreten, zum anderen durch ihre visuelle Prägnanz und der damit verknüpften Aufnahme der Lineamente bei der Analyse. Eine sublineare Reihung mehrerer Hügelkuppen setzt sich beispielsweise weniger markant aus der Umgebung ab.

Beim Vergleich mit den Geländebeobachtungen entsprechen in erster Linie die Risse und Klüfte den Tiefenlinien und Flussläufen. Sie zeigen partiell eine Verfüllung mit Wasser. Eine hohe Gewichtung erhielten aus diesem Bereich breite Entwässerungslinien (Flussläufe), die als einziger Formenschatz in beiden untersuchten Skalen enthalten sind. Dazu ergänzend orientieren sich die Flüsse teilweise an Geländekanten, wenn diese als Böschung eines linearen Tals definiert sind, sei es an den *Chutes de Njok* oder an den *Chutes de Menvé'élé*. Beide Formenbereiche spiegeln 76 % aller im Gelände erfassten Lineamente wider. Der Wert ähnelt dem der fernerkundlichen Lineamentanalyse.

Der Vergleich der unterschiedlich erfassten linearen Einheiten zeigt, dass die N-S-Ausrichtung bei der Lineamentanalyse deutlich stärker vertreten ist als bei der Geländebeobachtung (vgl. Abb. 105, 43, 44, Anzahl n, 108). Ein hoher Anteil dieser Ausrichtung

befindet sich im Norden der Analyseregion, der durch die Geländearbeit nicht erfasst wurde. Der Schwerpunkt der während der Geländearbeit beschriebenen Lineamente liegt auf dem Ntem-Binnendelta. Diese Region zeigt ein Lineamentcluster, das auf die Überschiebungsfront der *Nappe de Yaoundé* hinweist (E-W). Diese Orientierung besitzt bei den Geländestufen sowie den Rissen und Klüften den zweithöchsten Peak. Bei den Quarzgängen tritt sie nur rudimentär in Erscheinung.

Diese Beobachtung verdeutlicht, dass die linearen Einheiten, die im Gelände erfasst wurden, nicht mit den grobskaligen identisch sind. Die strukturelle Prägung der Region, die über die Lineamentanalyse nachgezeichnet wurde, muss durch die Erfassung im Gelände ergänzt werden.

Die von verschiedenen Autoren vermutete Remobilisation präkambrischer Strukturen in Afrika (SUMMERFIELD 1985, BURKE 1996, BURKE & GUNNELL 2008, DALY et al. 1989) und speziell in Kamerun (NFOUMOU et al. 2004, NGAKO et al. 2003, SKOBELEV et al. 2004, TOTEU et al. 2004, vgl. I.2.1) erfolgte während des ausgehenden Mesozoikums und des beginnenden Känozoikums durch die Öffnung des Südatlantiks sowie durch die Horstbildung und die damit verbundene Bruchtektonik entlang der CVL. Die auf die Rift-Aktivität zurückzuführenden Strukturen des Südatlantik-Rifts und des Benoue-Trogs, sowie die der CVL treten bei der Lineamentanalyse in den Vordergrund.

Die in der Analyseregion vermutlich primär archaisch entstandene N-S-Tendenz wird im Gelände nur durch die Quarzgänge wiedergegeben.

Ergänzend zu der Lineamentanalyse beschreiben die Geländestufen ihren primären Peak nach NNE. Diese Ausrichtung spiegelt die sinistrale Blattverschiebung der SCSZ wider, die offensichtlich durch das Südatlantik-Rift remobilisiert wurde. Die neotektonische Aktivität entlang der SSZ, einer ebenfalls panafrikanisch entstandenen Blattverschiebung, weist auf die Sensibilität eines entsprechenden geologischen Formenschatzes für eine Remobilisierung hin. Die Ausprägung im Gelände als Kluft oder Stufe unterstreicht die Anfälligkeit für einen vertikalen oder horizontalen Versatz.

#### *Ntem-Binnendelta*

Das Ntem-Binnendelta wurde entlang der Ausrichtungen E-W, NE-SW und auch NNE-SSW so überprägt, dass es seinen heutigen Formenschatz erhielt.

Die E-W-Orientierung basiert vermutlich auf den *Ntem faults*, die auch die Quellflüsse des Ntem strukturell einfassen (s.u., *Quellflüsse*). Entlang dieser Verwerfungen formte sich die gestaffelte Abschiebung. Die detaillierte Erfassung des Gewässernetzes in der Untersuchungsregion und dessen strukturelle Interpretation unterstützt diese Annahme (vgl. Abb. 57, IV.2.2.3; V.1.3).

Mit einer ähnlichen Prägnanz rahmt die NNE-SSW-Orientierung das Binnendelta im Westen und Osten ein. Diese Lineamente geben die Ausrichtung der SCSZ wieder, entlang derer auch westlich des Binnendeltas die Transformstörungen des vermuteten Grabens remobilisiert wurden (s.u., *Ntem-Kerbtal*).

Das Gewässernetz verweist partiell auf die NE-SW-Ausrichtung, tritt jedoch neben den erstgenannten Strukturen in den Hintergrund. Es verläuft parallel zu der Überschiebungsfrent der Nyong-Serie, die etwa 35 km nordwestlich des Binnendeltas verläuft.

Der Standort Meyo Ntem wird im Modell zur Genese (vgl. Abb. 97) durch einen E-W verlaufenden horizontalen Versatz im Staffelbruch gekennzeichnet. Diese Richtung tritt an diesem Standort im Gelände primär als Riss oder Kluft im Gestein auf. Die Ausrichtungen NNE-SSW und NE-SW sind dort wesentlich durch Quarzgänge charakterisiert – das Modell sieht für den Standort keinen Einfluss entlang dieser Richtungen.

Auf Basis der Erfassung des Gewässernetzes wurde eine tektogenetische Interpretation der Ausrichtung der Flüsse 1. Ordnung durchgeführt. Für das anastomosierende Flussnetz ist das Verfahren jedoch kaum umsetzbar (vgl. IV.2.2.3 u. V.1.3). Es ist primär durch die Verzweigungen des Ntem gekennzeichnet, eines Flusses der 8. Ordnung. Daher wurden nur die Zuflüsse, die im Randbereich des Binnendeltas auftreten, durch die automatisierte Bearbeitung berücksichtigt (vgl. zur methodischen Herangehensweise: II.1.2). Die Anzahl  $n$  der erfassten Einheiten ist im Vergleich zum benachbarten Flussnetz recht gering, und die markanten Peaks treten unverhältnismäßig in Erscheinung.

Die Einmündung von mehreren Flüssen niedriger Ordnung in einen Fluss hoher Ordnung entspricht jedoch einer hierarchischen Anomalie und kann mit einer neotektonischen Überprägung des Gebietes erklärt werden (vgl. Abb. 56; GUARNIERI & PIRROTTA 2008:267f.).

### *Ntem-Kerbtal*

Bei der geomorphologischen Einheit der Rumpffläche in der Region Nyabessan mit dem anschließenden Kerbtal treten die strukturellen Vorgaben der Nyong-Serie in den Vordergrund. Die Gewässernetzorientierung der Region Akom und der Region Nyabessan zeigt entsprechende Richtungshöchstwerte (vgl. Abb. 52 u. 55). Noch deutlicher tritt die Ausrichtung beim Kerbtal auf (vgl. IV.2.2.2, V.1.4).

Die primäre Orientierung richtet sich nach der Nyong-Serie, die Transformstörungen des Grabens nach der SCSZ. Diese Orientierung grenzt auch das östlich gelegene Ntem-Binnendelta ein. Eine erfolgte Remobilisierung entlang dieser Strukturen scheint offensichtlich.

*Chutes de Njok (Nyong)*

Der Nyong orientiert sich auf Höhe der nördlichen Ausläufer des Ngovayang-Massivs an den Strukturen der Nyong-Serie (vgl. IV.2.2.2, Abb. 46 u. 48). Im Gegensatz zum Ntem durchfließt der Nyong die Nyong-Serie, der Ntem wie auch weite Teile des Nkolebengue-Massivs sind dieser südöstlich vorgelagert. Auf Höhe der Rumpfstufe zeigt der Nyong abrupte Richtungswechsel nach SSW in Verbindung mit eingeschalteten Wasserfällen.

Parallel zu dieser Ausrichtung ist der anstehende Gneis geschiefert und weist auch entsprechende Risse auf. Diese lineare Detailform spiegelt die strukturellen Eigenschaften des Gesteins für das großräumige Gewässernetz wider. Ergänzt durch die Vermutung einer neotektonischen Remobilisierung entlang der Ausrichtung, würde das Detail auf die Sensibilität für eine tektonische Überprägung hinweisen.

*Quellflüsse*

Abseits der Analyseregion für die Lineamentinterpretation (vgl. IV.2.2.1) wurden für die Quellflüsse von Nyong (Nyong-Oberlauf; IV.2.1.1) und Ntem (Ntem-Oberlauf, Kom; IV.2.1.2) jeweils Graphen der Fließrichtungen erstellt (vgl. Abb. 31, 35, 36). Sie sind unterteilt in die Anzahl der einzelnen editierten Segmente (grau) und deren Länge (schwarz).

Die Flussläufe setzen sich aus einzelnen Geraden zusammen. So besteht auch ein weiter Mäander aus kurzen Geraden. Je linearer der Flussverlauf, desto weniger Geraden sind notwendig. Bei der Interpretation ist ein linearer Verlauf mit vermuteter struktureller Beeinflussung daher besonders bei dem Verhältnis Länge > Anzahl anzunehmen.

Die Diagramme zeigen einen recht akzentuierten Verlauf, besitzen jedoch jeweils bei der E-W-Ausrichtung (N80-90°E, N80-90°W) die höchsten Wertigkeiten. Der zweithöchste Peak liegt bei der Ausrichtung N-S (N0-10°E) und bei NE-SW (N30-40°E bei Nyong und Kom beziehungsweise N40-50°E bei Ntem).

Für die Lineamentinterpretation ist besonders die Ausrichtung N80-90°E aussagekräftig, da diese bei allen Fließrichtungsdiagrammen einen deutlich höheren prozentualen Wert der Segmentlängen aufweist als deren Anzahl. Der über weite Strecken lineare Verlauf mit dieser Ausrichtung wird hervorgehoben.

Am Nyong-Quellfluss wird trotz der weiten Flussmäander in der breiten Aue (vgl. V.1.2) dieser strukturelle Verlauf wiedergegeben und zusätzlich durch die Ausrichtung N80-90°W ergänzt. Die Strukturen sind vermutlich durch die Überschiebungsfront der *Nappe de Yaoundé* geprägt. Hohe Segmentlängen bei N50-60°E spiegeln den sehr linearen Verlauf nach SW unterhalb der Nyong-Aue wider mit der Orientierung an der Quarzitrippe von Edou (KUETE 1990).

Anders als der Nyong-Quellfluss besitzt der Kom einen zusätzlichen hohen Wert der Segmentlängen bei N50-60°E. Vermutlich handelt es sich um eine archaische Struktur, an der sich der Kom im oberen Quellgebiet orientiert, bevor er sich seiner primären Ausrichtung nach W (N80-90°E) anpasst. Entgegen dem nördlicher gelegenen Nyong handelt es sich dabei offensichtlich um die Strukturen der archaischen Ntem faults, nach denen sich der Fluss richtet. Sie weisen eine Parallelität zur Überschiebungsfront der *Nappe de Yaoundé* auf, aber wurden vermutlich im Zuge der panafrikanischen Orogenese nur leicht überprägt.

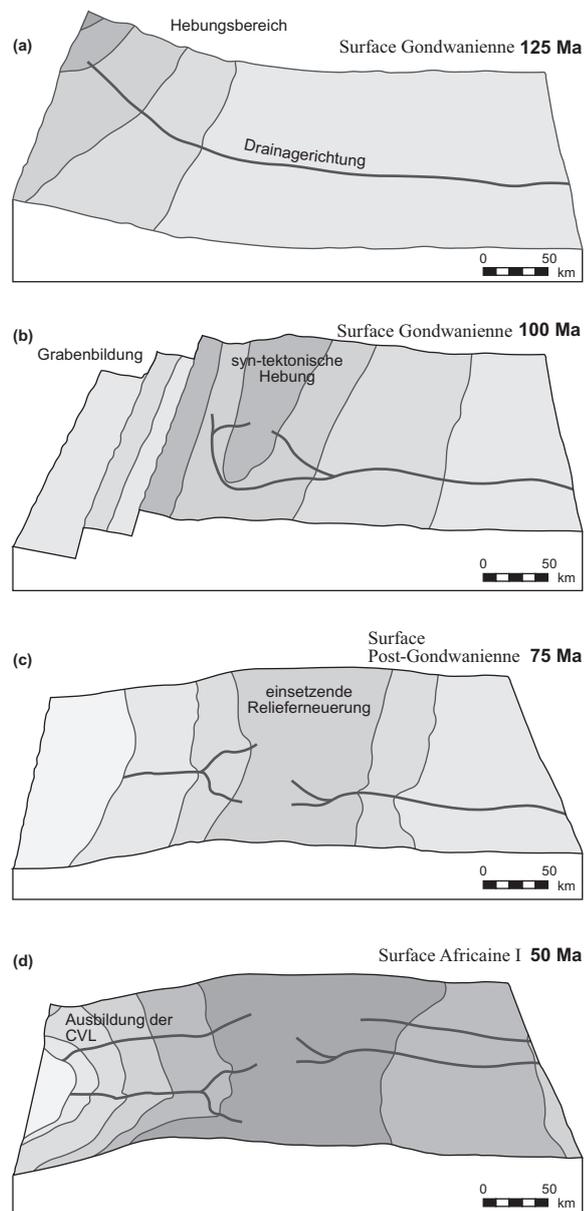
Neben der deutlichen Orientierung des Ntem-Quellflusses an den *Ntem faults* zeigt die Segmentlänge des Flusses einen niedrigen Peak bei der Ausrichtung N0-10°W, der sich jedoch um 2 % positiv von der Segmentanzahl absetzt. Die Ausrichtung zeigt er im oberen Quellbereich. Eine Zuordnung fällt aufgrund fehlender weiterführender Informationen zur archaisch-tektonischen Genese schwer.

## VI Synthese zur Morphogenese der Flusseinzugsgebiete von Nyong und Ntem

### 1 Geomorphologische Neugestaltung durch die Öffnung des Südatlantiks

Die Riftachse des Südatlantiks wurde um 130 Ma entlang der Niger-Delta-*triplejunction* ausgebildet. Dort entwickelte sich ein Hebungszenrum über einem Asthenoliten, der zu einer Umgestaltung des Drainagenetzes der Untersuchungsregion führte (Abb. 109, a). Es orientierte sich vorerst zum Kongobecken, und die Gondwana-Rumpffläche, die *Surface Gondwanienne*, wurde zerschnitten. Nur das Mandara-Gebirge und Teile des Adamoua-Plateaus repräsentieren noch diese Einebnungsphase im Norden Kameruns.

Mit der fortschreitenden Rift senkte sich der zentralafrikanische Kontinentalrand (Abb. 109, b). Vermutlich führte die Ablagerung kontinentaler Sedimente im Schelfbereich des Niger-Deltas, die durch juvenile Flusseinzugsgebiete aufgebracht wurden, zu isostatischen Ausgleichsbewegungen im Hinterland (SUMMERFIELD 1985:291). Die damit initiierte Relieferneuerung um 90 Ma wurde durch die Einebnung zur *Surface Post-Gondwanienne* ausgeglichen (Abb. 109, c).



**Abb. 109:** Blocks kizzen der Untersuchungsregion um 125 Ma, 100 Ma, 75 Ma und 50 Ma (n. BURKE 1996, BURKE & WHITEMAN 1973, SEGALÉN 1967, SUMMERFIELD 1985, 1991).

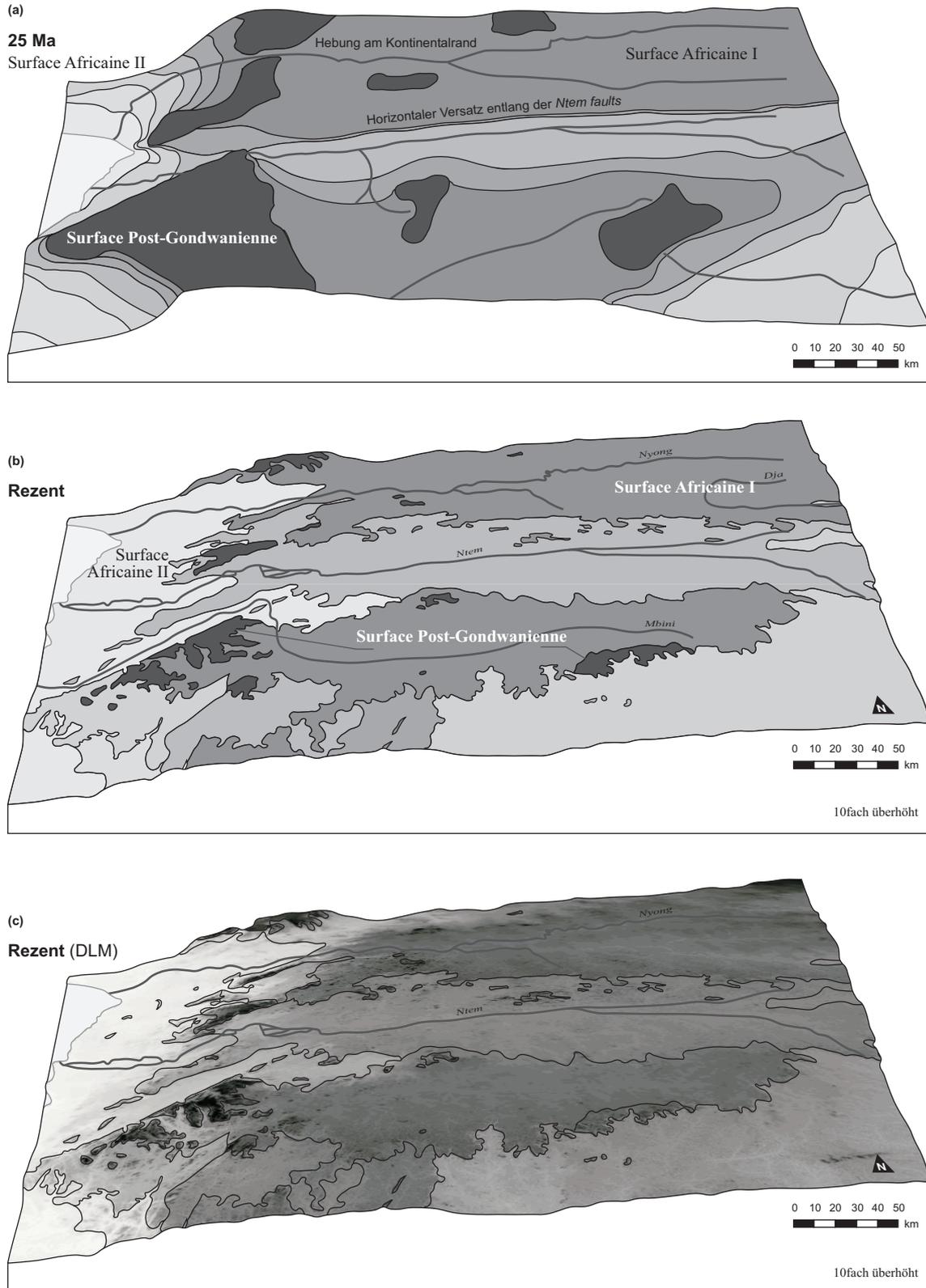
Um 65 Ma unterlag die Region erneut einer Hebung mit zeitgleichen ersten Intrusiva entlang der CVL. Die *Surface Post-Gondwanienne* wurde zerteilt und nur Teile des Adamoua-Plateaus verweisen noch auf die ehemalige Fläche. Ergebnis der erneuten Einrumpfungsphase war die *Surface Africaine I*, die noch im Süden Kameruns als Inneres Plateau eine große Ausdehnung besitzt (Abb. 109, d). Durch die Einrumpfung wurde ein geologisch heterogenes Gebiet gekappt, das durch archaische und panafrikanische Umformungsphasen (Neoproterozoikum) geprägt ist. Das Plateau schneidet die *Nappe de Yaoundé* im zentralen Kamerun sowie den Ntem-Komplex im Süden mit der Ntem- und Nyong-Serie (vgl. I.2.1.1). Die hohen Temperaturmaxima zu Beginn des Känozoikums führten zu der Ausbildung mächtiger Verwitterungsdecken und unterstützten so den Materialabtrag während der Rumpfflächenbildung (vgl. I.2.2).

Der Westen des Inneren Plateaus ist in großen Teilen durch die Einzugsgebiete des Nyong und Ntem gekennzeichnet. Vermutlich entwickelten sie sich mit ihrer heutigen Fließrichtung erst durch die Bildung der *Surface Africaine II* seit dem Miozän (Abb. 110, a).

Auslöser für die erneute Einrumpfung war eine intensive Hebung am Übergang zwischen Oligozän und Miozän. Infolge der Kollision zwischen afrikanischer und eurasischer Platte reduzierte sich die Driftgeschwindigkeit der afrikanischen Platte. Dies hatte zur Folge, dass vermutlich stationäre Asthenolithen konstant auf die Lithosphären-Platte wirken konnten. Neben der Ausbildung der Becken-und-Schwellen-Struktur in Abhängigkeit von Magmenströmungen in der Asthenosphäre, wurde auch das ostafrikanischen Rift aktiviert. An der CVL setzte effusiver Vulkanismus ein (SUMMERFIELD 1996).

DÉRUELLE et al. (1987) beschreiben den Formenschatz der CVL als einen Wechsel aus Horsten und Gräben. Besonders deutlich ist dies am *Mount Cameroon* zu beobachten, der einen markanten Horst ausgebildet hat, auf den sich die Schichten des Stratovulkans ablagerten. Die Ausbildung der Horststrukturen beeinflusste den angrenzenden Formenschatz. Der Verlauf des Sanaga führt von der sogenannten *Dorsale Camerounaise* nach Südosten und orientiert sich erst auf Höhe der Sanaga-Verwerfung nach Westen zum Golf von Guinea. Sein Einzugsgebiet ist entsprechend asymmetrisch ausgebildet. Linksseitig seines Mittel- und Unterlaufs grenzt direkt das Nyong-Einzugsgebiet an, rechtsseitig nimmt es einen Großteil des Anstiegs zum Höhenzug ein.

Die miozäne Hebung fand vermutlich nicht als einheitlicher epirogenetischer Ablauf ohne das Auftreten tektonischer Brüche statt. Archaische Strukturen wurden remobilisiert und führten zu einer weitgehend morphotektonischen Genese einer WSW-ENE verlaufenden Stufe entlang der Ntem faults. Ähnlich postuliert KUETE (1990:347) auch die Entstehung der Rumpfstufe zum Küstentiefland. Entlang präkambrischer Strukturen erfolgte eine nach Osten ansteigende gestufte Hebung. Die Einrumpfung zur *Surface Africaine II* überprägte das Relief dahingehend, dass sie aus widerständigen geologischen Einheiten



**Abb. 110:** Blockschnitte der Untersuchungsregion um 25 Ma und rezent sowie als DLM-Blockbild (n. KUETE 1990a, SEGALEN 1967, eigene Untersuchungen; Grundlage: DLM).

langgestreckte Höhenzüge formte, die bis zu 200 m über die Fläche aufragen (vgl. V.1.1.2; V.1.1.4; V.1.2.4).

Die Gefällskurven von Nyong und Ntem unterstützen grundsätzlich die Genese der Rumpfstufe (vgl. IV.1.2). Sie scheinen zusammengesetzt aus dem flach und homogen angelegten Oberlauf auf der älteren Rumpffläche sowie dem heterogenen Unterlauf ab der markanten Rumpfstufe mit zahlreichen Stromschnellen bis zum Erreichen der quartären Ablagerungsküste (vgl. Abb. 100).

Der Wechsel von Hebungs- und Einrumpfungsphasen, der nach dem KING'schen Pediplanationsmodell (1949) zum Stockwerkbau der afrikanischen Rumpfflächen beigetragen haben soll, wird für die Untersuchungsregion modifiziert. Eine Eingrenzung in Phasen, in denen ein deutlicher Hebungsimpuls den Abtrag übersteigt und solche, in denen durch hohen Abtrag die Hebung egalisiert oder sich sogar die Landhöhe der Erosionsbasis nähert, würde zu dem Formenschatz führen, wie er im Untersuchungsgebiet auftritt. Entsprechend erfolgte die Hebung im Miozän in mehreren Schritten. Entlang des Ntem sind an der Rumpfstufe zwei kleinflächige Niveaus zwischen Innerem Plateau (> 500 m ü.M.) und Küstentiefland (< 200 m ü.M.) ausgebildet. Die einzelnen Niveaus spiegeln mehrere Hebungsschübe wider. Das obere Niveau hat sich direkt unterhalb des Ntem-Binnendeltas zwischen dem Nkolebengue-Massiv und den *Collines d'Akom* ausgebildet (400-430 m ü.M.). Das zweite Niveau schließt südöstlich an (250-280 m ü.M.). Beide sind flächig ausgebildet, die Stufe zum höheren Niveau folgt jedoch dem Verlauf der Flüsse; eine Formung durch den Prozess der Talseitenpedimentation scheint offensichtlich (Abb. 110 b u. c; vgl. V.1.4.1).

In der Mt. Fébé-Gegend im nördlichen Nyong-Einzugsgebiet fand während arider Klimaphasen im Quartär eine Stufenverlagerung durch Hangpedimentation statt (EMBRECHTS & DE DRAPPER 1986). Möglicherweise war dies auch der primäre Prozess zur Herauspräparierung der Rumpfstufe zwischen Innerem Plateau und Küstentiefland mit dem Inselgebirgsrelief.

Die Hebung dauert vermutlich bis heute an (vgl. KARNER et al. 1997, LUCAZEAU et al. 2003). Die Prozesse würden in einer ‚Aktivitätszeit‘ (vgl. ROHDENBURG 1982) zu einer weiterführenden landschaftlichen Überprägung führen.

Die Talseitenpedimentation verlagerte auch die Stufe entlang der *Ntem faults*. Inselberge dienen als Zeiger für das ehemalige Niveau. Die Kuppen einiger Inselberge verweisen auf die paläogene Oberfläche. Die Höhen von etwa 1.000 m ü.M. entsprechen den Residuen nördlich von Yaoundé (vgl. KUETE 1990a). Die meist monolithischen Inselberge zeigen so eine enorme Widerständigkeit gegenüber der Abtragung der umgebenden Flächen. Ihre Genese beruht auf einem selektiven Abtrag entlang von verwitterungsanfälligen Klüftungen im Gestein (vgl. V.1.1.2).

Die *Surface Africaine I* unterlag vermutlich über weite Flächen einem denudativen Abtrag (‘Doppelte Einebnung’, BÜDEL 1957). Die Inselgebirgszüge, die sich über die Rumpfstufe erheben, wurden zum einen vom tiefer liegenden Niveau von Westen her erodiert. Zum anderen setzen sie sich auch deutlich vom Inneren Plateau ab. Möglicherweise hatte dieser Übergang einen tektonischen Ursprung. Ein Versatz von bis zu 500 m ist jedoch im Randbereich des Kongokrators unwahrscheinlich. Ein geringer vertikaler Versatz auf Höhe der Stufe zuungunsten der östlich anschließenden Fläche hätte die Wirkung einer Barriere gehabt und unabhängig von der meerzugewandten Seite eine Tieferlegung primär durch Flächenspülung zur Folge. Diese Barriere entspräche einem Residuum der *Surface Post-Gondwanienne* (vgl. Abb. 110 b).

Auf der östlich angrenzenden Fläche hat sich in einer sanften Synklinale das obere Einzugsgebiet des Nyong entwickelt. Das Drainagenetz richtete sich dendritisch zum Vorfluter aus und setzt sich in weiten Teilen auch rezent durch sanft ansteigende Hänge von der Rumpffläche ab (vgl. IV.3.1).

Der Ntem orientierte sich an der E-W verlaufenden Stufe entlang der *Ntem faults* und bildete in seinem südlichen Einzugsgebiet einen ähnlichen Formenschatz wie den des Nyong aus (Abb. 110 a). Die Stufe wurde rückschreitend nach Norden verlagert. Rezent zeigt das Ntem-Einzugsgebiet eine symmetrische Physiognomie. Ein Aufschluss bei Ambam im nördlichen Ntem-Einzugsgebiet zeigt mehrere Phasen von Abtrag und Akkumulation einer *hillwash*-Decke, sowie der Aushärtung und Auflösung eines Ferricrets zu regelmäßig verteilten Pisolithen (vgl. V.1.1.1). Auch das wolkgig-akzentuierte Erscheinungsbild der Stufe im DLM unabhängig von geologischen Wechseln weist neben den Geländebeobachtungen auf eine Verlagerung durch Pedimentation hin.

Im Osten beider Einzugsgebiete wandelt sich der Formenschatz von der flachwelligen Rumpffläche mit einigen Inselbergen zu zahlreichen *demi-oranges*, zwischen denen sich weite Täler (‘bas-fonds des regions humides’, RAUNET 1985) ausgebildet haben. Die Genese beruht vermutlich auf einer sanften Hebung, die zur Einschneidung des Drainagenetzes in die tiefgründige Verwitterungsdecke führte. Ausgehend von den Tiefenlinien wurde das breite Tal durch Lateralerosion und „hangeigene Abtragungsprozesse“ (ROHDENBURG 1982) ausgeräumt. Die *demi-oranges* mit einem steilen polykonvexen Hang und einer flachen Kuppe sind Ergebnis dieser Prozessabfolge (vgl. IV.3.2, V.1.2).

Das Nyong-Einzugsgebiet wurde nicht nur vom Atlantik aus und von Zuflüssen des Ntem erodiert. Auch der Sanaga im Norden und Tributäre des Kongo im Osten verkleinerten die Fläche des oberen Einzugsgebiets. Die Anzapfung des Nyong-Quellflusses Dja durch den Kongo halbierte nahezu das obere Nyong-Einzugsgebiet. Der Verlauf des Dja, zuerst

nach Westen, nach einem abrupten Knick nach Süden und dann nach Südosten, weist auf die Anzapfung hin, ist jedoch schon deutlich überprägt.

Eindeutiger ist die Anzapfung des Nyong-Einzugsgebiets im Norden durch den Sanaga. Der Téré hat seine Entwässerungsbahn zum Nyong ausgerichtet. Durch ein klares Anzapfungsknie orientiert er sich nach NW zum Sanaga. Auf Höhe der Einmündung des angezapften Tributärs in den Nyong setzt die aquatische Aue aus. Die LANDSAT-Szene (Path 184, Row 57, 17.11.1999) zeigt entgegen des dichten Sumpfwaldes eine grasbestandene Aue. Trockenzeitlich steht diese nicht mehr unter Wasser, und die Vegetation wird von den Fischern abgebrannt (vgl. IV.2.1.1; V.1.2.4). Der deutliche Gegensatz zwischen Sumpfwald und Grasland hebt die hydrologische Veränderung des Ökosystems durch die Anzapfung hervor.

Auch das Ntem-Einzugsgebiet wird von Osten her durch Tributäre des Ogooué angeschnitten. Der Ogooué-Zufluss Ayina orientiert sich genau wie der Ntem an den *Ntem faults*, drainiert in seinem Oberlauf jedoch nach Osten. Das Einzugsgebiet des Ogooué liegt zu einem Großteil auf einer weiten Rumpffläche etwa 100 m unterhalb des Ntem-Oberlaufs (vgl. IV.2.1.2). Durch das Einschneiden des Ayina in die höhere Fläche unterliegt der ‚*demi-orange-bas-fonds*-Formenschatz‘ einem Wandel. Die aquatische Aue erhält eine Drainage, und das Ökosystem muss sich anpassen (vgl. V.1.2.4).

## **2 Geomorphologische Modifikationen durch neotektonische und paläoklimatische Einflüsse**

Die durchschnittliche Höhe Afrikas im Gegensatz zu den anderen Kontinenten ist unter anderem auf einen Hitzepol in der Asthenosphäre unter der mächtigen kontinentalen afrikanischen Platte zurückzuführen, der zu einem epirogenetischen Auftrieb führt. Der Hitzepol hatte sich schon unter dem Gondwana-Zusammenschluss durch heiße Magmenaufströme gebildet. Durch die Plattendrift erfolgte unter der geringmächtigeren ozeanischen Kruste eine Abkühlung. Die ehemaligen Bestandteile Gondwanas bewegten sich mit teilweise hoher Driftgeschwindigkeit auseinander. Nur die afrikanische Platte unterlag einer relativen Ruhe, die zu einer Erhaltung des Hitzepols führte. Durch die Kollision mit der eurasischen Platte verstärkte sich dieser Ruhestatus (AYELE 2002; vgl. VI.1). Die Mächtigkeit der kontinentalen Platte führt nach EISBACHER (1996) zu einer *en bloc*-Hebung ohne eine bruchtektonische Aktivität. Die teils schnelle Drift der anderen Kontinente führte dort zu einer Abkühlung (BOND 1978, SUMMERFIELD 1996, BURKE & GUNNELL 2008, vgl.a. EISBACHER 1996:204).

Die Untersuchungsregion in Süd-Kamerun wird durch neotektonische Einflüsse überprägt. Am deutlichsten findet dies durch eine Remobilisation präkambrischer Strukturen statt, die vermutlich durch Extension infolge einer seit dem Miozän verstärkten Hebung

der Schwelle des Kongokrators erfolgt. Als Auslöser für diese Hebung kommt neben der Epirogenese (s.o.) ein isostatischer Ausgleich der mächtigen Sedimentablagerungen im Kongobecken und im Mündungsbereich des Sanaga in Betracht.

Seismische Messungen am Mount Cameroon weisen auf Erdbeben hin mit Epizentren entlang der hypothetischen Grenze des Kongokrators. Nach Aussage des Führerpersonals war das Erdbeben von Kribi 2002 (NFOMOU et al. 2004) auch in Ma'an oberhalb der Rumpfstufe deutlich zu spüren. Eine Reaktivierung von Verwerfungen, entlang derer durch die stete Hebung Spannungen aufgebaut wurden und die durch die fortschreitende Einrumpfung ihrer mächtigen Auflage eine sukzessive Druckentlastung erfahren, wäre möglich.

Auch Erdbeben in Verbindung mit einer Reaktivierung der SSZ nördlich des Kongokrators (KOUANKAP 2006) oder mit eruptiven Aktivitäten am Mount Cameroon könnten Auslöser tektonischer Einzelereignisse auf der Schwelle des Krators sein.

AYELE (2002:47ff.) beschreibt zusätzlich einen hohen Kompressionsdruck im Kongobecken aufgrund der andauernden Riftbewegungen des Ostafrikanischen Rifts, des Mittelozeanischen Rifts im Südatlantik und des Südwestindischen Rifts südlich Afrikas. Hinzu kommt die rezent andauernde Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Platte mit einer Driftgeschwindigkeit von etwa 10 mm/Jahr.

5 Beben von 1998 hat AYELE (2002) interpretiert, deren Epizentren im Kongobecken in einer Tiefe von 12-15 km lagen. Den maximalen Kompressionsdruck erhält die Region in E-W-Ausrichtung und der Verwerfungsrichtung mit NE-SW-Orientierung parallel zum ostafrikanischen Rift und zur CVL (AYELE 2002).

Zeiger für neotektonische Aktivitäten nehmen im Untersuchungsgebiet von Osten nach Westen mit der Nähe zur Grenze des Kongokrators zu.

Auf der Höhe von Akonolinga wurde über eine LANDSAT-Szene (Path 185, Row 57, 16.1.2002) eine abgesunkene Scholle identifiziert. Lineare Böschungseinheiten und Terrassen mit NNW-SSE-Orientierung grenzen den Bereich deutlich ein. Eine zeitliche Eingrenzung der Abschiebung ist schwierig; die Terrassen weisen jedoch eine Schrägstellung mit einem Anstieg zu ihrer Stirn hin auf, die auf eine neotektonische Überprägung durch einen geringmächtigen Vertikalversatz hindeutet (vgl. V.1.2.3, Abb. 87).

OLIVRY (1986:99) geht aufgrund einer asymmetrischen Ausbildung des Drainagenetzes auf dem Inneren Plateau von einer rezenten Kippung des Plateaus nach Südosten aus. Er lehnt seine Beobachtungen an DAVIS' (1899) geographischen Zyklus an: Die rechtsseitigen Tributäre des Nyong seien in einem Alters-Stadium mit weiten Tälern und einem trägen Abfluss, die linksseitigen in einem juvenilen Stadium mit schnellem, turbulentem Fließverhalten unter hoher Reliefenergie. Die Interpretation der LANDSAT-Szenen (vgl. V.1.2)

und des DLM sowie die Geländearbeiten zeigen jedoch ein regelmäßiges Bild. Auch bei weiteren Flüssen wurde die Asymmetrie nicht beobachtet. Einzig beim Sanaga trifft sie zu, basierend allerdings auf der Nähe zum jungen Hebungsgebiet, der *Dorsale Camerounaise*, im Nordwesten (s.o.).

Vermutlich unterlag der Ntem vor der Ausbildung seines Binnendeltas einer Flussverlagerung nach NW. Abb. 110 (a) verdeutlicht die Hypothese einer ehemals westwärtigen Drainagerichtung des Ntem in Verlängerung der *Ntem faults* entlang dem darunter liegenden *Benito Rift*, einer mehrere Kilometer breiten Beckenstruktur (vgl. Beilage 1). Rezent bildet eine nur etwa 20 m höhere Kuppe eine Barriere, die den Flussverlauf nach Westen behindert. Auf Höhe der Verlaufsänderung hat der Ntem Stromschnellen in seinem Bett ausgebildet (vgl. TK 200 Kribi, 1978).

BURKE & GUNNELL (2008:25) erwähnen das Mayombe-Massiv zwischen Kongobecken und Südatlantik, das seit dem Miozän einer steten Hebung unterliegt. Setzt diese sich in ihrer Intensität der Vertikalbewegung von der nordwestlichen Schwelle positiv ab, so könnte dieses Ungleichgewicht zu einer nordwärtigen Umlenkung des Flusslaufs geführt haben. Neben dem Ntem beschreibt genauso der Mbini südlich des Ntem-Einzugsgebiets auf derselben geographischen Länge einen abrupten Richtungswechsel nach NW, bevor er (anstelle des Ntem) entlang des *Benito Rifts* in den Atlantik drainiert.

Fand diese offensichtlich kongruente Verlagerung der Flussläufe im selben Zeitrahmen statt, so liegt dieser vor der Genese des Binnendeltas. Durch die erosive Kraft des Mbinis und seiner Tributäre wurde eine große Flächeneinheit auf das Niveau des vorgelagerten Beckens eingerumpft (vgl. Abb 110 c). Für die Einrumpfung bedarf es jedoch einer weitaus längeren Zeitspanne in Bezug auf den Zeitpunkt, für den die Genese des Ntem-Binnendeltas angenommen wird (s.u.; vgl. V.1.1.2).

Seit der Ausbildung des horizontalen Versatzes entlang der *Ntem faults* im Zuge der im Miozän verstärkten Hebung der Untersuchungsregion wird die entstandene Stufe rückwärtig erodiert (vgl. VI.1). Aus der Pedimentierung ging eine nahezu eingerumpfte Ebene mit vereinzelt Inselbergen in einem heterogenen, jedoch primär präkambrischen Basement, hervor. Sie ist dem Nkolebengue-Massiv, vermutlich ein Residuum der *Surface Post-Gondwanienne* (vgl. Abb. 110 b), vorgelagert. Ein Bereich dieser Fläche erfuhr im Pleistozän eine tektonische Überprägung, indem die präkambrischen Strukturen mit einer E-W-Ausrichtung einer Abschiebung unterlagen, begrenzt durch NNE-SSW und durchschnitten durch NE-SW orientierte Strukturen (vgl. V.2.1.3). Die strukturellen Richtungen zeigen den Einfluss der *Ntem faults*, verweisen jedoch auch auf die SCSZ und die CVL beziehungsweise die Überschiebungsfront der Nyong-Serie.

Der über die Ebene fließende Ntem verfüllte die neu entstandenen Sedimentfallen (spätpleistozäne Alter, vgl. Anhang B: Datierungen). An den tektonisch verursachten Barri-

eren verlagerte er seinen Lauf, bis er einen Durchlass zum nächst niedrigeren Niveau passierte. Der nordöstliche Randbereich des Binnendeltas wurde leicht gehoben und verhinderte auf diese Weise die direkte Einmündung der von Norden auf den Vorfluter ausgerichteten Tributäre. Sie haben ihren Verlauf der Hebung angepasst und fließen weiter westlich in den Ntem (vgl. Abb. 97). Nur Flüsse deutlich niedrigerer Ordnung (STRAHLER 1957) münden in diesem Bereich in das Binnendelta und schaffen so eine hierarchische Anomalie im Drainagenetz, die neotektonisch interpretiert wird (vgl. V.2.1.3). Innerhalb des Binnendeltas sind an mehreren Stellen Fanglomeratlagen vorzufinden. Die Gesteinschnitte durch das Fanglomerat beinhalten kaum gerundete Fragmente. Ist dies der Fall, so ist die Zurundung teilweise auf Verwitterungsprozesse und kaum auf den fluvialen Transport zurückzuführen. Ergänzend dazu wurden Ferricretausbisse in die Fläche extrapoliert. Aus der Extrapolation ergeben sich klare Versätze eines ehemals flächenhaft ausgebildeten Ferricrets entlang der tektonischen Brüche. Auf Höhe dieser Brüche wurden auch die sedimentologischen Maximalalter gefunden (vgl. IV.2.2.3). Die jüngste tektonische Verstellung erfolgte vermutlich am Übergang zwischen Pleistozän und Holozän (vgl. V.1.1.3).

Unterhalb des Binnendeltas schließt das Ntem-Kerbtal an. Es beschreibt zum Teil eine NE-SW-Orientierung, ist jedoch primär nach NNE-SSW ausgerichtet. Der lineare Verlauf wird an zwei Punkten jeweils nach Süden entlang eines erneut sehr linearen Teilabschnitts abgelenkt. Vermutlich handelt es sich um eine präkambrische Grabenstruktur mit zwei Transformstörungen, die beide als ostwärtiger Versatz der N-S verlaufenden SCSZ interpretiert werden (vgl. V.1.4.2).

Mächtige Lagen aus Gesteinsbruchstücken sowie Schottern im Kerbtal lassen eine neotektonische Remobilisierung vermuten. Durch die Grabenbildung erfolgte die Ablösung von Gesteinsbruchstücken, die im Flussbett abgelagert wurden. Die Schotter wurden teils im Rahmen der Grabenbildung in das Tal eingebracht, teils durch den Fluss anschließend fluvial sedimentiert. Die Ablagerungen sind in einer Matrix durch Eisen-, Mangan- und Aluminium-Oxide zu einem widerständigen Fanglomerat ausgehärtet.

Gesteinsschnitte durch Fanglomeratproben geben Einblick in ein vielschichtiges Prozessgefüge. Insgesamt wurden aus dem Fanglomerat fünf unterschiedliche Phasen interpretiert (vgl. Abb. 104):

Die erste deutet auf die Ablagerung von Schottern in der Untersuchungsregion hin, bevor sich der Graben öffnete. Die Schotterakkumulation ist entweder Teil eines Pedisediments (FÖLSTER 1969) oder eine Reaktion auf erhöhten Gesteinseintrag in das fluviale System infolge der tektonischen Verstellungen im Ntem-Binnendelta (s.o.). In der zweiten Phase wurden die Schotter und zusätzliches kolluviales Material im Rahmen der Grabengenese in dem Tal abgelagert. Die dritte Phase führte zu einem zusätzlichen fluvialen Eintrag von

Schottern, bevor der Ablagerungskomplex in der vierten Phase zum Fanglomerat aushärtete. Die rezente fünfte Phase zeigt eine Auflösung des Fanglomerats durch Erosion.

Die Aushärtung zum Fanglomerat beruht auf einer wiederholten Durchfeuchtung des Akkumulationskörpers mit einer langen Phase der Austrocknung. Diese Abfolge verweist auf ein arideres Klima als das heutige und somit auf deutliche klimatische Modifikationen in der Region seit der Genese des Grabens.

Die Ablagerung der Schotter in der ersten Phase ist zeitlich nicht einzugrenzen. Die Korrosionsspuren am Gestein lassen jedoch einen recht langen Zeitraum annehmen, bevor die tektonische Remobilisierung zur Bildung des Kerbtals führte. Vermutlich passt sich die Grabengenese zeitlich in die Verstellungen im Binnendelta ein (vgl. V.1.4.2; Abb. 103). Die wiederholten Klimawechsel, auf die die Interpretation der Fanglomeratschnitte hinweist, fügen sich in die paläoklimatische Geschichte der Untersuchungsregion ein (vgl. I.2.2).

Der Nyong besitzt unterhalb der *Chutes de Njok* dieselbe Ausrichtung nach NNE-SSW. Auch an dieser Stelle verweist ein Fanglomerat auf eine neotektonische Bildung. Das Fanglomerat hat sich in einigen Nischen erhalten können, ist jedoch nicht flächenhaft ausgebildet. In Nähe zu dem Standort konnten keine aussagekräftigen sedimentologischen Arbeiten durchgeführt werden, die eine zeitliche Eingrenzung der Entstehung zugelassen hätte. Vermutlich kann sie zeitlich in die des Ntem-Binnendeltas und -Kerbtals eingefügt werden. Im Gegensatz zum Nyong- führten die tektonischen Verstellungen im Ntem-Einzugsgebiet zu der Ausbildung eines hoch aufgelösten Paläodatenarchivs.

### **3 Rezente Prozesse**

Im Rahmen der Geländearbeiten wurden westlich von Akonolinga in der Nyong-Aue Pisolithe gefunden, die entlang eines Weges weit in die Aue eingetragen wurden. Die Anlage von Wegen oder auch Feldbau am Hang fördert die hangabwärtige Materialverlagerung. Dies konnte außerdem bei Abong Mbang und bei Meyo Ntem beobachtet werden.

Der anthropogene Einfluss innerhalb der Einzugsgebiete ist teilweise erheblich. Der Ausbau des Verkehrsnetzes bei Abong Mbang durchteilt die Tributäre des Nyong. Durch die aquatischen Auen hindurch wird ein Damm aufgeschüttet, der durch die Flüsse von schmalen Rohrleitungen überwunden wird. Die Auswirkungen auf das Prozessgefüge sind nicht absehbar.

In nahezu allen Flüssen wird der Sand meist durch einfache Hilfsmittel abgebaut und als Baumaterial verwendet.

Südlich von Akonolinga wurden direkt unterhalb der Böschung Ferricretbrocken oberflächlich in der Aue gefunden. In diesem Bereich war die Aue durch eine Quelle durch-

feuchtet. Möglicherweise zeigt das Ferricret eine rezente Hangverlagerung unter dem Einfluss von ganzjähriger Feuchtigkeit an. Auch bei Abong Mbang wurden unter Einfluss der aquatischen Aue mehrere Dezimeter große Ferricretbruchstücke in die Aue eingebracht, die dort aus dem Wasser aufragen (vgl. IV.2.1.2, V.1.2.1, Abb. 23).

Im Ntem-Binnendelta und auch im darunter anschließenden Kerbtal werden die Fanglomeratdecken rezente abgetragen. Sie weisen Erosionstrichter auf, die zur Regenzeit vom Ntem überspült werden. Im Kerbtal bei Ebianemeyong haben sich in einem Erosionstrichter Schotter abgelagert, die noch Patinarückstände aufweisen und so auf ihre Herkunft aus dem Fanglomerat hinweisen. Auch von noch fest im Fanglomerat verkitteten Schottern wurde die Patina bereits erodiert (vgl. Abb. 102). Nur an vor der Erosion geschützten Stellen entsteht auch rezente eine Patina (vgl. V.1.4.2).

Ergänzend zu den dokumentierten Untersuchungen im Gelände sind Termitenbauten ein wichtiger Bestandteil des Formenschatzes in der Untersuchungsregion. Direkt an den Standorten innerhalb der fluvialen Fazies konnten jedoch keine bioturbaten Vorgänge erfasst werden. Daher erfuhren sie bei den Untersuchungen keine Berücksichtigung.

#### 4 Ausblick

Aufgrund des andauernden Kompressionsdrucks und der Hebungsraten im Untersuchungsgebiet ist eine zukünftige tektonische Aktivität naheliegend. Auslöser für einen plötzlichen Versatz könnte ein Erdbeben am nordöstlichen hypothetischen Rand des Kongokratons oder auch entlang der SSZ sein. Basierend auf der Interpretation (vgl. V) sind primär die präkambrischen E-W ausgerichteten Strukturen der *Ntem faults*, die NNE-SSW ausgerichteten der SCSZ und die NE-SW ausgerichteten der Überschiebungsdecke der Nyong-Serie sowie der tertiären CVL diejenigen linearen Einheiten, entlang derer eine Remobilisation anzunehmen ist. In diesem Zusammenhang ist die Anlage einer Staustufe zur Stromgewinnung oberhalb des Ntem-Kerbtals zu hinterfragen. Auf Gesteinsausbissen im Gelände treten die genannten Strukturen durch Stufen und Risse in unterschiedlich ausgeprägter Intensität in Erscheinung.

Zusätzlich wird durch Anzapfungen die Reduzierung des Nyong-Einzugsgebiets zugunsten der Kongo-, Sanaga- und Ntem-Drainage voranschreiten. Die umgelenkten Tributäre verkleinern die Ebene durch Talseitenpedimentation und gleichen sie der Höhe des nächst tieferen Niveaus an. Der Materialabtrag wirkt auf diese Weise der nach wie vor aktiven Bildung der Schwellen entgegen.

Die Tieferlegung erfolgt in erster Linie unter subhumidem Klima, einem arideren als dem heutigen. Die aktive Flächenausweitung findet unter dem rezenten Klima nur langsam statt, ist jedoch existent.

### *Weiterführende Untersuchungen*

Im Rahmen des ReSaKo-Projektes wurden neben der Dokumentation und Beprobung alluvialer Ablagerungen in den Flusseinzugsgebieten auch entlang der Lateritstraßen und Pfade mögliche Zeiger für das Paläoklima und die Morphogenese der Flusseinzugsgebiete gesucht. Die Interpretation vieler Standorte, die nur einmal aufgesucht und durch eine kurze Dokumentation aufgenommen wurden, stellte sich bei der Ausarbeitung als weitaus wichtiger heraus als angenommen. So fußen viele Aussagen auf kurzen Beobachtungen, die durch weiterführende Untersuchungen vertieft werden müssen. Einige Hypothesen wurden aufgrund des DLMS aufgestellt, müssen jedoch ergänzend im Gelände verifiziert werden.

Der hypothetische Verlauf des unteren Ntem durch das *Benito Rift* (vgl. Beilage 1) kann durch Standorte auf der Wasserscheide zwischen Ntem- und Mbini-Einzugsgebiet auf Höhe der abrupten Verlaufsänderung belegt werden. Möglicherweise verweisen fossile Ablagerungen auf den ursprünglichen Flussverlauf. Anhand hoch auflösender Geländemodelle könnte ein fossiles Flussbett identifiziert werden.

Die von OLIVRY (1986) und KUETE (1990a) postulierten Flussanzapfungen sind bisher zeitlich nicht eingegrenzt. Sofern die Flüsse Sedimente ablagerten, würden sie sich durch die Anzapfung in diese einschneiden. Die Anzapfung des Nyong durch den Sanaga-Tributär Téré erfolgte in der Region des oberen Nyong-Einzugsgebietes, in der auch die Tributäre weitläufige Auen ausgebildet haben. Daher wäre eine Arbeit im Einzugsgebiet des Téré vielversprechend. Eine klare zeitliche Einordnung verknüpft mit dem Formenschatz auf Höhe der Anzapfung würde die Zahl der Parameter für eine Klassifizierung der Anzapfungen (vgl. V.1.2.4) erweitern.

Bei der Interpretation der *bas-fonds*- und *demi-orange*-Formengesellschaft wurde der Vergleich der Talanfänge zu den Dambos eines arideren semihumiden Klimas vorgenommen (V.1.2.1). Mithilfe eines Transekts durch verschiedene Hohlformen könnte versucht werden, oberen und unteren Spülgürtel sowie Feuchtegürtel nachzuweisen. Die detaillierten Untersuchungen würden außerdem dazu beitragen, rezente Prozesse in dem Ökosystem zu erfassen.

Pedologische Untersuchungen an dem Straßenaufschluss in Ambam könnten die Unterschiede in der Schichtenfolge hervorheben und so die genetische Diskussion unterstützen. Möglicherweise gelingt auch eine Lumineszenz-Datierung der hypothetischen Paläooberfläche, um die Überlagerung nachzuweisen und zeitlich einzugrenzen. Die Anlage ergänzender Aufschlüsse würde eine Extrapolation der kleinräumigen Dokumentation zulassen.

Auch die Ergebnisse im Ntem-Binnendelta können durch geophysikalische Untersuchungen untermauert werden. Vermutlich ermöglicht die sukzessive Verbesserung von Datierungsmethoden die Datierung der Aushärtung des Fanglomerats im Binnendelta und im Ntem-Kerbtal. VASCONCELOS arbeitet an der Nutzung der (U-Th)/He-Methode zur Datierung von Eisen-Mangan-Krusten (pers. Austausch). Eine Datierung mithilfe dieser Methode hält er zukünftig für durchführbar. Die Alter der Fanglomerate würden zum Verständnis der morphogenetischen Entwicklung des Standortes und der Region beitragen.



## VII Zusammenfassung

Im Teilprojekt ‚ReSaKo‘ (Regenwald-Savannen-Kontakt) der DFG-Forschergruppe 510 ‚Ökologischer Wandel und kulturelle Umbrüche in West- und Zentralafrika‘ wird versucht, anhand von Alluvionen der süd-kamerunischen Flüsse Nyong und Ntem die Paläoumwelt für diese Region Zentralafrikas seit dem Spätpleistozän zu rekonstruieren.

Geomorphologische Untersuchungen zur quartären Landschaftsgeschichte fanden bereits im Rahmen des *Tropical African Geomorphology and Late-Quaternary Palaeoenvironmental Research Project* (TAGELAQP) in den 1970er und 80er Jahren statt. Außerdem hat KUETE (1990a) eine umfangreiche Habilitation (*These de Doctorat d’Etat*) über das Innere Plateau abgelegt, das beide Flussläufe in ihrem Oberlauf einnehmen. Eine Einteilung der unterschiedlichen Rumpfflächenniveaus Kameruns erfolgte durch SEGALIN (1967). Eine explizite und ausführliche Auseinandersetzung mit der Morphogenese der Flusseinzugsgebiete Nyong und Ntem liegt nicht vor.

Besonders die tektonische Entwicklung im Schwellenbereich des Kongokrators in Relation zum Drainagenetz ist bisher nur unzureichend behandelt worden. In Anbetracht der Zeitspanne, die seit der Öffnung des Südatlantiks vergangen ist, ist die Atlantikdrainage wenig prägnant entwickelt (SUMMERFIELD 1996).

Durch die vorliegende Arbeit wird die Genese von Nyong- und Ntem-Einzugsgebiet seit der Öffnung des Südatlantiks vor etwa 95 Ma unter Berücksichtigung neotektonischer Vorgänge nachgezeichnet. Die Ergebnisse unterstützen die Identifikation geeigneter Sedimentfallen als Proxydatenarchive zur Paläoumweltrekonstruktion.

Mithilfe von Fernerkundung und Geländearbeiten wird der Formenschatz in den Einzugsgebieten hinsichtlich ihrer Morphogenese untersucht. Die als Digitales Landschaftsmodell (DLM) verwendeten SRTM-Daten dienen primär als Grundlage eigener Kartenwerke. Durch unterschiedliche Arbeitsschritte können aus ihnen auch Gefällskurven der Flüsse, Hypsometrische Kurven der Einzugsgebiete und kleinskalige Profilinien erzeugt werden. Zudem unterstützen sie die Interpretation des Reliefs. Auf der Basis vorhandener topographischer Karten wird das Gewässernetz für drei vergleichbare Einheiten von jeweils 400 km<sup>2</sup> jeweils im Nyong- und Ntem-Einzugsgebiet erfasst.

Anhand des DLM, der SAR-Daten und LANDSAT-Szenen (Path 186, Row 57, 26.4.2001; Path 186, Row 58, 26.4.2001 und 21.2.2001; Path 186, Row 59, 19.2.2000) werden Lineamente aus der Topographie ermittelt, nach ihrer Ausprägung klassifiziert und als Grundlage für eine strukturelle Analyse der Untersuchungsregion verwendet. Ergänzend wird exemplarisch das Gewässernetz des Ntem-Binnendeltas nach der TK 200 (Kribi, 1978) editiert und den Flüssen verschiedene Ordnungen nach STRAHLER (1957) zugewiesen. Anhand der Ausrichtungen der Flüsse niedriger Ordnung wird versucht, den neotektonischen

Einfluss auf die Genese der Region nachzuweisen (vgl. CICCACCI et al. 1987, BELISARIO et al. 1999). Die Modifikation der methodischen Herangehensweise aufgrund eines nicht erhältlichen Softwaretools grenzt jedoch die Interpretation der Ergebnisse ein.

Im Gelände wird der geomorphologische Formenschatz detailliert erfasst und auf seine Verwendbarkeit als Zeiger (neo-)tektonischer Aktivitäten bewertet. An mehreren Standorten werden durch Eisen, Aluminium und Mangan zu einer harten Matrix ‚verbackene‘ Fanglomerate dokumentiert, Teile von ihnen aus dem Zusammenhang gelöst und in der Mineralogie der Goethe-Universität aufgeschnitten. Im Rahmen der sedimentologischen Untersuchungen (vgl. Promotionschrift von M. SANGEN) werden organische Lagen in Sedimenten datiert und fließen so in die genetische Diskussion mit ein.

Neben den Gesteinsschnitten werden aus einer Fanglomeratprobe Dünnschliffe von Bereichen angefertigt, die für die genetische Interpretation maßgebend sind. Von einem Ausschnitt wird eine Elementverteilungskarte erstellt. Die Sedimente werden mit einem EDELMAN-Bohraufsatz geborgen und nach gängigen Labormethoden untersucht.

Die Geländearbeiten ergeben eine Unterscheidung der Einzugsgebiete in vier Formengesellschaften: (1) Rumpfflächen und Inselberge, (2) ‚demi-oranges‘ und ‚bas-fonds‘ sowie (3) anastomosierender Flusslauf als Sonderformen in der Rumpfflächenlandschaft und (4) Rumpfstufe mit Inselgebirge und Kerbtälern.

Mit Bezug auf diese Formengesellschaften werden die Fernerkundung und Geländearbeiten morphodynamisch-genetisch interpretiert. Bei der Formengesellschaft der Rumpfflächen und Inselberge (1) wird ein Pisolithhorizont unter einer *hillwash*-Decke in einem Straßenaufschluss diskutiert und als Ergebnis der Pedimentierung als zentraler Prozess der Rumpfflächengenese in der Region gewertet. Die Morphogenese eines Inselbergs im nördlichen Ntem-Einzugsgebiet ergänzt die Diskussion zur Einrumpfung. Detaillierter wurden zwei Altarme des Nyong untersucht und zeigen einen dritten Prozess, der vermutlich LGM-zeitlich die Region veränderte. Pisolithhorizont und Inselberg werden in den aktuellen Forschungszusammenhang gesetzt. Der Pisolithhorizont wird als Ferricretresiduum einer Paläooberfläche gedeutet, die während der Pedimentierung mit *hillwash* als Teil eines Pedisediments überlagert wurde. Der Inselberg wurde auch von KUETE (1990a) morphogenetisch diskutiert; die Interpretation unterscheidet sich jedoch grundlegend. Betrachtet KUETE (1990a) Gesteinsmarken am Inselberg als Zeiger unterschiedlicher Einebnungsniveaus, so werden diese Marken in der vorliegenden Arbeit als Ergebnis einer großflächigen Abschuppung interpretiert, die durch die Bildung von Karren (Pseudokarst) überformt wurde. Die Kuppe des Inselbergs gibt ein ehemaliges Flächenniveau wieder. Durch die rückschreitende Verlagerung einer Stufe entlang der *Ntem faults* wurde der Inselberg herauspräpariert. Die Stufe bildete sich vermutlich im Rahmen einer Remobilisierung archaischer Strukturen im Miozän.

In den oberen Einzugsgebieten von Nyong und Ntem liegen zwischen polykonvexen Hügeln (*demi-oranges*) breit angelegte Auen (*bas-fonds des regions humides*) (2). Es wird angenommen, dass sich der Formenschatz im Sinne von ROHDENBURG (1982) zu einer ‚Aktivitätszeit‘ durch Lateralerosion nach einer initialen Eintiefung gebildet hat. Ferricret-residuen am Hang zeigen das Niveau der ehemaligen Fläche, die infolge einer Hebung linear eingeschnitten wurde. Über das DLM ausführlich dokumentierte Flussanzapfungen reduzieren besonders das obere Einzugsgebiet des Nyong zugunsten von Sanaga im Norden, Kongo im Osten und Ntem im Süden. Doch auch der Ntem wird im Osten durch einen Tributär des Ogooué angezapft. Eine Klassifikation anhand der Überformung der Anzapfung in drei Klassen ist möglich: Die erste Klasse ist durch eine Talwasserscheide und deutlichem Anzapfungsknie definiert (Anzapfung des Nyong durch den Sanaga-Tributär Téré). Bei der zweiten Klasse ist das Erscheinungsbild bereits überprägt, die Orientierung zum ehemaligen Vorfluter ist jedoch noch eindeutig zu identifizieren (Anzapfung des Nyong durch den Dja-Tributär Lobo). Die dritte Klasse lässt nur noch aufgrund der Flussbettphysiognomie eine Anzapfung vermuten (Anzapfung des Nyong durch den Kongotributär Dja). Zwei parallel verlaufende Terrassen im oberen Nyong-Einzugsgebiet steigen zur Terrassenstirn an. Im Umfeld einer abgesunkenen Scholle verweist diese Beobachtung auf einen neotektonischen Vertikalversatz, da die Terrasse aus jungen, vermutlich holozänen Sedimenten aufgebaut ist.

Die Genese des Ntem-Binnendeltas (3), das der Rumpfstufe zwischen paläogener *Surface Africaine I* und der tiefer liegenden *Surface Africaine II* vorgelagert ist, wird durch mehrere Standorte aufgeschlüsselt. Weitflächig wurden Schotter und Gesteinsbruchstücke abgelagert und durch Mangan- und Eisenoxid zu einem Fanglomerat ausgehärtet. Das Fanglomerat dient als Zeiger für eine neotektonische Bildung. Das Gewässernetz bildet in der Region deutlich die geologischen Strukturen ab. Es wird angenommen, dass sich das Binnendelta durch eine gestaffelte Abschiebung entlang E-W verlaufender Brüche gebildet hat. Das heterogene strukturelle Netzwerk wird durch weitere lineare Flusseinheiten in der Region in N-S- sowie NE-SW-Orientierung wiedergegeben. Die neu entstandenen Sedimentfallen wurden durch den Ntem verfüllt. Spätpleistozäne Maximalalter entlang der primären Bruchstrukturen grenzen das Alter der Formen ein. Detaillierte Untersuchungen auf weitläufigen Gesteinsausbissen im Binnendelta heben großmaßstäblich Stufen und Risse entlang der durch die Fernerkundung erfassten Ausrichtungen hervor. Im Gelände als quarzverfüllte Klüfte in Erscheinung tretende Lineamente setzten sich bei der Fernerkundung als lineare Reihung von Kuppen ab. Ein ursprünglich flächenhaft ausgebildetes Ferricret wurde durch die E-W verlaufenden Brüche unterteilt und unterstützt auf diese Weise die Annahme eines Mosaiks von Brüchen als Ursprung des Binnendeltas und seiner Sedimentfallen.

Unterhalb des Binnendeltas überwindet der Ntem in einem Kerbtal die Rumpfstufe (4). Es orientiert sich entlang einer NNE-SSW ausgerichteten Struktur mit zwei linearen Störungen in N-S-Ausrichtung, eine Physiognomie, die an einen Graben mit zwei Transformstörungen erinnert. Der Ntem mündet über die *Chutes de Menvé'élé* in das Kerbtal. An seinem Fuß wurden weitflächig Gesteinsbruchstücke und Schotter abgelagert, die anschließend zu einem Fanglomerat aushärteten. Auch in dem Kerbtal wird das Fanglomerat an mehreren Standorten untersucht. Schnitte durch die Fanglomerate geben verschiedene Prozesse wieder, die die Bildung des Kerbtals als Graben belegen. Eine Verknüpfung der Prozesse mit den paläoklimatischen Daten der Region – besonders in Hinsicht auf die Aushärtung des Fanglomerats – ordnen die Genese ebenfalls dem Spätpleistozän zu.

Ergänzend zu der Interpretation der Formengesellschaften wird eine Lineamentanalyse entlang der Rumpfstufe durchgeführt. Es werden vier Regionen herausgearbeitet, die durch eine Häufung von Lineamenten in Erscheinung treten. Die Regionen entsprechen den Gebirgsmassiven, die westlich der Rumpfstufe liegen und die nur partiell durch schmale Übergänge mit der höheren Fläche verknüpft sind. Die erfassten linearen Einheiten der Regionen spiegeln unterschiedliche Richtungen wider, die primär der panafrikanischen Orogenese zuzuordnen sind. Die höchsten Lineamentzahlen werden durch die panafrikanische Überschiebung der Nyong-Serie auf den Kongokraton mit einer NE-SW verlaufenden Überschiebungsfront und durch die Süd-Kamerunische Scherzone (SCSZ) mit N-S-Orientierung wiedergegeben. Archaische Strukturen, die vor der panafrikanischen Orogenese gebildet und wiederholt überprägt wurden, konnten nicht eindeutig zugewiesen werden. Im Untersuchungsgebiet wird solch eine Struktur durch die *Ntem faults* repräsentiert, die für die Bildung des Ntem-Binnendeltas grundlegend war.

In der Synthese wird versucht, die Ergebnisse der einzelnen Standorte auf die Fläche zu extrapolieren. Die voraussichtliche Modifikation des Gewässernetzes durch die Öffnung des Südatlantiks wird von unterschiedlichen Quellen abgeleitet. Je näher der Zeitpunkt innerhalb der Morphogenese rückt, desto detaillierter wird das Bild, da verstärkt die Interpretation des rezenten Formenschatzes mit einfließt.

Die Arbeit bietet einen breiten Einblick in die tropische Geomorphologie mit unterschiedlichen Formengesellschaften, die im Hinblick auf die Genese der Flusseinzugsgebiete von Ntem und Nyong interpretiert werden. Durch die Kombination von Fernerkundung und Geländearbeiten werden primär die strukturellen Richtungen N-S, E-W und NE-SW hervorgehoben, entlang derer eine neotektonische Remobilisation stattfand. In der Nyong-Aue wurde auch eine NNW-SSE-Ausrichtung im Rahmen neotektonischer Verstellungen dokumentiert.

Hebungen, die sich seit dem Miozän durch die Kollision Afrikas mit Eurasien verstärkt haben, sind Auslöser zum einen für geomorphologische Modifikationen durch Einschnei-

dung oder denudativen Abtrag und zum anderen für Extensionsbrüche an der Schwelle des Kongokrators. Die Nähe zur aktiven kamerunischen Vulkankette (*Cameroon Volcanic Line*), jedoch auch die Kompression des Kongokrators durch das Ostafrikanische, das Südatlantische und das Südwestindische Rift lösen vermutlich die tektonischen Ereignisse aus. Die wiederholte tektonische Erneuerung durch Hebungen des zentralafrikanischen Hinterlands führte zu einer Umgestaltung des Drainagenetzes. Die nach der Klassifikation der Anzapfungen vermutlich subrezente Anzapfung des Nyong-Einzugsgebiets durch den Sanaga hebt die fortlaufende Entwicklung von Hebung und Abtrag am Kontinentalrand hervor.

Die SRTM-Daten haben sich als Medium erwiesen, mit dem das Fehlen topographischer Karten ausgeglichen wird und über das Geoinformationssystem zahlreiche Berechnungen durchgeführt werden können. Im Gegensatz dazu entsprach der Aufwand der Erfassung des Gewässernetzes auf Höhe des Ntem-Binnendeltas nicht dem Nutzen zur neotektonischen Interpretation. Ein Hinweis auf die detaillierte Tektogenese, wie die Arbeit von BELISARIO et al. (1999) verspricht, kann auf diese Weise nicht gewonnen werden. Die verstärkt auftretenden Einmündungen von Flüssen 1. Ordnung in den Ntem entsprechen jedoch einer hierarchischen Anomalie im Drainagenetz und sind Hinweis auf eine neotektonische Bildung. Die aufmerksame Dokumentation des Formenschatzes im Gelände ergänzt durch die Lineamentanalyse und weiterführende fernerkundliche Interpretationen führt zu umfangreichen Ergebnissen zur Morphogenese der Flusseinzugsgebiete.



## VIII Quellenverzeichnis

### 1 Literaturverzeichnis

AHNERT, F. (1982): Untersuchungen über das Morphoklima und die Morphologie des Inselberggebietes von Machakos, Kenia. *In*: AHNERT, F., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Beiträge zur Geomorphologie der Tropen (Ostafrika, Brasilien, Zentral- und Westafrika). *Catena Suppl.* **2**, Braunschweig: 1-72.

AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart: Ulmer, 1-477.

ALBERTZ, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung: Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 1-249.

ALEXANDRE, J., ALONI, K. & DEDAPPER, M. (1994): Géomorphologie et variations climatiques au Quaternaire en Afrique Centrale. Colloquium Climatic Change and Geomorphology in Tropical Environments. *Geo-Eco-Trop* **16 (1-4)**: 167-205.

ALEXANDRE, J. & LEQUARRÉ, A. (1975): Essai de datation des formes d'érosion dans les chutes et les rapides du Shaba. *In*: ALEXANDRE, J. (Hrsg.): Geomorphologie dynamique dans les régions intertropicales. Colloque de Géomorphologie de l'Environnement dans les régions intertropicales, Lumbumbashi. Presses universitaires du Zaïre: 279-286.

ATEBA, B. & NTEPE, N. (1997): Post-eruptive seismic activity of Mount Cameroon (Cameroon), West Africa: a statistical analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **79**: 25-45.

ATEBA, B., NTEPE, G., EKODECK, G.E., SOBA, D. & FAIRHEAD, J.D. (1992): The recent earthquakes of South Cameroon and their possible relationship with main geological features of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **14, 3**: 365-369.

AYELE, A. (2002): Active compressional tectonics in central Africa and implications for plate tectonic models: evidence from fault mechanism studies of the 1998 earthquakes in the Congo Basin. *Journal of African Earth Sciences* **35**: 45-50.

BASILE, C., MASCLE, J. & GUIRAUD, R. (2005): Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences* **43**: 275-282.

BELISARIO, F., DEL MONTE, M., FREDI, P., FUNICIELLO, R., LUPIA, E., SALVINI, P. & SALVINI, F. (1999): Azimuthal Analysis of stream orientations to define regional tectonic lines. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **118**: 41-63.

BESSELES, B. & TROMPETTE, R. (1980): Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile Soudanaise. Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières (= Éditions B.R.G.M.), Orléans.

BILONG, P., ENO BELINGA, S. & VOLKOFF, B. (1992): Séquence d'évolution des paysages et

des sols ferrallitiques en zones forestières tropicales d'Afrique centrale. Place des sols à horizons d'argile tachetée. Académie des Sciences Paris, **314**, **II**: 109-115.

BITOM, D. & VOLKOFF, B. (1993): Altération déferruginisante des cuirasses massives et formation des horizons gravillonnaires ferrugineux dans les sols de l'Afrique Centrale humide. Académie des Sciences Paris, **316**, **II**: 1447-1454.

BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1994): Alluvial Fan Processes and Forms. In: ABRAHAMS, A.D. & PARSONS, A.J. (Hrsg.): *Geomorphology of Desert Environments*. London: Chapman & Hall, 354-402.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Stuttgart: Schweizerbart'sche, 1-392.

BOND, G. (1978): Evidence for late tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. *J. Geology*, **86**: 47-65.

BREMER, H. (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. Würzburger Geographische Arbeiten. Würzburg, 1-194.

BREMER, H. (1981): Zur Morphogenese in den feuchten Tropen: Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri Lanka. Berlin: Borntraeger, 1-296.

BREMER, H. (1989): *Allgemeine Geomorphologie*. Berlin, Stuttgart: Borntraeger, 1-450.

BÜDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. *Z. Geomorph.* N.F. **1**: 201-228.

BÜDEL, J. (1965): Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. *Colloqu. Geogr.* **8**.

BUMBY, A.J. & GUIRAUD, R. (2005): The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *Journal of African Earth Sciences* **43**: 1-12.

BURKE, K. & WHITEMAN, A.J. (1973): Uplift, Rifting and the Break-up of Africa. In: TARLING, D.H. & RUNCORN, S.K. (Hrsg.): *Implications of continental rift to the Earth Sciences*. London & New York: Academic Press, 735-755.

BURKE, K. & GUNNELL, Y. (2008): A continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 Million years. The Geological Society of America, *Memoir* **201**, Boulder, 1-66.

BURKE, K. (1996): The African Plate. *S. Afr. J. Geol.* **99**, **4**: 341-409.

CAHEN, L. & LEPERSONNE, J. (1948): Notes sur la géomorphologie du Congo occidental. *Ann. Mus. r. Congo belg. Sci. géol.*, **I**, 1-95.

CAHEN, L. (1954): *Géologie du Congo Belge*. Liège: H. Vaillant Carmanne, 1-450.

- CICCACCI, S., FREDI, P., LUPIA PALMIERI, E. & SALVINI, F. (1987): An approach to the quantitative analysis of the relations between drainage pattern and fracture trend. *International geomorphology*, Part II: 49-68.
- CLIFFORD, T.N. (1970): The structural framework of Africa. In: CLIFFORD, T.N. & GASS, I.G. (Hrsg.): African Magmatism and Tectonics. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1-26.
- COLIN, F., BEAUVAIS, A., RUFFET, G. & HÉNOCQUE, O. (2005): First  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of lateritic manganese pisolites: Implications for the Palaeogene history of a West African landscape. *Earth and Planetary Science Letters* **238**: 172-188.
- CZEGKA, W., BEHREND, K. & BRAUNE, S. (2004): Die Qualität der SRTM-90m Höhendaten und ihre Verwendbarkeit in GIS. Materialien der UNIGIS update Konferenz 2004 in Salzburg; [http://www.unigis.ac.at/club/u2/2004/unterlagen/SRTM\\_update2004.pdf](http://www.unigis.ac.at/club/u2/2004/unterlagen/SRTM_update2004.pdf) (25.11.2008).
- DALY, M.C., CHOROWICZ, J. & FAIRHEAD, J.D. (1989): Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (Hrsg.): Inversion tectonics. London: Special Publication of the Geological Society of London, **44**, 309-334.
- DAVIS, W.M. (1899): The geographical cycle. *Geogr. Journ.* **14**: 481-504.
- DE GRANDI, G., MAYAUX, P., RAUSTE, Y., ROSENQUIST, A., SIMARD, M. & SAATCHI, S.S. (2000): The Global Rain Forest Mapping Project JERS-1 Radar Mosaic of Tropical Africa: Development and Product Characterization Aspects. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, **38**, **5**: 2218-2233.
- DE PLOEY, J. (1965): Quelques aspects de la recherche Quaternaire et géomorphologique en Afrique Equatoriale. *Bulletin de la Société Belge d'Etudes Géographiques* **34**: 159-169.
- DE PLOEY, J. (1968): Quaternary phenomena in the Western Congo. In: MORRISON, R.B. & WRIGHT, H.E. (Hrsg.): Means of correlation of Quaternary successions. Salt Lake City: University of Utah Press, 501-515.
- DE PLOEY, J. (1969): Report on the Quaternary of Western Congo. *Palaeoecology of Africa* **4**: 65-68.
- DEACON, J. & LANCASTER, N. (1988): Late Quaternary palaeoenvironments of Southern Africa. Oxford: Clarendon Press, 1-209.
- DEGNAN, J.R. & CLARK, S.F. (2002): Fracture-correlated lineaments at Great Bay, Southeastern New Hampshire. Open-File Report 02-13, Pembroke, New Hampshire, 1-14.
- DÉRUELLE, B., N'NI, J. & KAMBOU, R. (1987): Mount Cameroun: an active volcano of the Cameroon line. *Journal of African Earth Sciences* **6**, **2**: 197-214.

- DIN 19683 (1973): Physikalische Laboruntersuchungen (Bl. 2, 5 und 12). Berlin: Beuth.
- DIN ISO 10694, Teil 8 (1996): Bodenbeschaffenheit. Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse). Berlin: Beuth.
- DUMONT, J.F. (1986): Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* **1**, **1**: 13-19.
- EISBACHER, G.H. (1996): Einführung in die Tektonik. Stuttgart: Enke, 1-374.
- EISENBERG, J. (2007): Neotektonische Prozesse und geomorphologische Entwicklung des Ntem-Binnendeltas, SW-Kamerun. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1 **1**, **4**: 37-45.
- EISENBERG, J. (2008): A palaeoecological approach to neotectonics: the geomorphic evolution of the Ntem River in and below its interior delta, SW Cameroon. *In*: RUNGE, J. (Hrsg.): Dynamics of forest ecosystems in Central Africa during the Holocene. Past – Present – Future. *Palaeoecology of Africa* **28**: 259-271.
- EMBLETON, C. (1987): Neotectonic and morphotectonic research. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. **63**: 1-7.
- EMBRECHTS, J. & DE DAPPER, M. (1987): Morphology and genesis of hillslope pediments in the Fèbé area (South-Cameroon). *Catena* **14**: 31-43.
- ERHART, H. (1967): La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, Biostasie et Rhexistasie. Paris: Masson et C<sup>ie</sup>, 1-177.
- EYLES, N. (2008): Glacio-epochs and the supercontinent cycle after ~ 3.0 Ga: Tectonic boundary conditions for glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **258**: 89-129.
- FAIRHEAD, J.D. & GIRDLER, R.W. (1969): How far does the rift system extend through Africa? *Nature* **221**: 1018-1020.
- FAIRHEAD, J.D. (1985): Preliminary study of the seismicity associated with the Cameroon Volcanic Province during the volcanic eruption of Mt. Cameroon in 1982. *Journal of African Earth Sciences* **3**, **3**: 297-301.
- FEYBESSE, J.L., JOHAN, V., MAURIZOT, P. & ABESSOLO, A. (1986): Mise en évidence d'une nappe synmétamorphe d'âge Eburnéen dans la partie NW du craton Zaïrois (SW Cameroun). Compte rendu de conférences 'Les formations Birrimiennes en Afrique de l'Ouest'. CIFEG, Paris: 105-111.
- FEYBESSE, J.L., JOHAN, V., TRIBOULET, C., GUERROT, C., MAYAGA-MIKOLO, F., BOUCHOT, V. &

- EKO N'DONG, J. (1998): The West Central African belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* **87**: 161-216.
- FITTON, J.G. & DUNLOP, H.M. (1985): The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters* **72**: 23-38.
- FÖLSTER, H. (1969): Slope development in SW-Nigeria during Late Pleistocene and Holocene. In: FÖLSTER, H. & ROHDENBURG, H. (Hrsg.): Beiträge zur Geomorphologie der wechselfeuchten Tropen. Göttinger Bodenkundliche Berichte **10**, Göttingen: 3-56.
- GAERTNER, H.R. (1968): Zur stratigraphischen Altersbestimmung von Altflächen. *Geologische Rundschau* **58**: 1-9.
- GEMERDEN, B.S. & HAZEU, G.W. (1999): Landscape ecological survey of the Bipindi- Akom II-Lolodorf-Region Southwest Cameroon. Tropenbos Cameroon Programme. Wageningen, Tropenbos Cameroon Documents **1**: 1-212.
- GIRESE, P., MALEY, J., & BRENA, 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.
- GIRESE, P., ALOISI, J.-C., KUETE, M. & NGUEUTCHOUA, G. (1995): Quaternary sedimentary deposits on the cameroon shelf: Characterization of facies and late Quaternary shorelines. *Quaternary International* **29/30**: 75-87.
- GOUDIE, A.S. (2005): The drainage of Africa since the Cretaceous. *Geomorphology*, **67**: 437-456.
- GREGORY, K.J. & WALLING, D.E. (1976): Drainage Basin Form and Process. A geomorphological approach. London: Arnold, 1-458.
- Global Rainforest Mapping Project (2004): GRFM Volume AFR-1 (2<sup>nd</sup> edition), JRC, Ispra, CD-ROM.
- GYOOBUM, K. (2003): Lineament-analysis-english-20040623 user's guide. Text-Dokument (txt), (<http://arcscrips.esri.com/details.asp?dbid=13579>, 03.12.2008).
- GUARNIERI, P. & PIRROTTA, C. (2008): The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). *Geomorphology* **95**: 260-273.
- HAMAN, P. J. (1976): Angular and spatial relationships of LANDSAT lineaments of the united states. In: PODWYSOCKI, M. H. & EARLE, J. L. (Hrsg.): Second International Conference on Basement Tectonics. IBTA Publishing, 353-360.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale: Grundlagen der Sedimentologie und Mineralo-

gie. Stuttgart: Enke, 1-157.

HÉNOUCQUE, O., RUFFET, G., COLIN, F. & FÉRAUD, G. (1998):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of West African lateritic cryptomelanes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, **16**: 2739-2756.

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. In: RUNGE, J. (Hrsg.): Dynamics of forest ecosystems in Central Africa during the Holocene. Past – Present – Future. *Palaeoecology of Africa* **28**: 29-42.

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.

HORI, N. (1977): Landforms and superficial deposits in the coastal region of Cameroon. In: KADOMURA, H. (Hrsg.): Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon. An interim report of the Tropical African Geomorphology Research Project 1975/76. Hokkaido, 37-52.

HORI, N. (1986): Geographical variation of superficial deposits and its significance in the late-Quaternary environmental changes in the forested south Cameroon. In: KADOMURA, H. (Hrsg.): Geomorphology and 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 1984/85. Hokkaido University.

HORTON, R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins. Hydro-physical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **56**: 275-370.

HURAUULT, J. (1967): L'érosion régressive dans les régions tropicales humides et la genèse des inselbergs granitiques. Paris: Inst. Geographique National, 1-68.

KADOMURA, H. (1977a): Some aspects of Geomorphology in the Forest and Savanna Areas of Cameroon, with Special Reference to South-North Variation. In: KADAMOURA, H. (Hrsg.): Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon. An interim report of the Tropical African Geomorphology Research Project 1975/76. Hokkaido: 7-36.

KADOMURA, H. (Hrsg.) (1977b): Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon. An interim report of the Tropical African Geomorphology Research Project 1975/76. Hokkaido.

KADOMURA, H. (Hrsg.) (1986): Geomorphology and 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 1984/85. Laboratory of Fundamental Research, Hokkaido University.

- KADOMURA, H. (1989): A preliminary report of the tropical African Geomorphology and Late Quaternary Palaeoenvironments Research Project (TAGELAQP) 1987/88. Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, Tokyo.
- 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. (Hrsg.): Geomorphology and 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 1984/85. Laboratory of Fundamental Research, Hokkaido University, 145-158.
- KANKEU, B. & GREILING, R.O. (2006): Magnetic fabrics (AMS) and transpression in the Neoproterozoic basement of Eastern Cameroon (Garga-Sarali area). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **239**, **2**: 263-287.
- KANKEU, B. & RUNGE, J. (2008): Late Neoproterozoic palaeogeography of Central Africa: Relations with Holocene geological and geomorphological setting. In: RUNGE, J. (Hrsg.): Dynamics of forest ecosystems in Central Africa during the Holocene. Past – Present – Future. *Palaeoecology of Africa* **28**, 245-257.
- KARNER, G.D., DRISCOLL, N.W., MCGINNIS, J.P., BRUMBAUGH, W.D. & CAMERON, N.R. (1997): Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology* **14**, **7/8**: 973-1000.
- KELLER, G.R., WENDLANDT, R.F. & BOTT, M.H.P. (1995): West and Central African rift system. Chapter 13. In: OLSEN, K.H. (Hrsg.): Continental Rifts: Evolution, structure, tectonics. Development in Geotectonics **25**. Amsterdam: Elsevier, 437-452.
- KING, L.C. & PUGH, J.C. (1952): Outline of the geomorphology of Nigeria. *S. Afr. geogr. J.*, **XXXIV**: 30-37.
- KING, L.C. (1949): The pediment landform: some current problems. *Geol. Mag.* **86**: 245-250.
- KING, L.C. (1953): Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Am.* **64**: 721-752.
- KJELDAHL, J. (1883): Neue Methode zur Bestimmung des Stickstoffs in organischen Körpern. *Zeitschrift für analytische Chemie* **22**, **1**: 366-382.
- KOUANKAP, N.G.D. (2006): Neotectonic markers in the Panafrican belt formations of Cameroon: elements of interpretation and their environmental impacts. Abstract zur Postersession der TSK 11, Göttingen.
- KRENKEL, E. (1939): Geologie der deutschen Kolonien in Afrika. Berlin: Borntraeger, 1-272.

- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde. Grundlagen und Methoden des *Remote Sensing* in der Geologie. Stuttgart: Enke, 1-394.
- KUETE, M. (1986): Palaeoforms and superficial deposits: Evolution of footslopes and river valleys in the West-Central part of the Cameroon Plateau. In: KADOMURA, H. (Hrsg.): Geomorphology and 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 1984/85. Hokkaido University, Sapporo: 11-30.
- KUETE, M. (1989): Evolution des paysages et les fractures de réparation actuelle des formations végétales dans le Golfe de Bafia (Cameroun). In: KADOMURA, H. (Hrsg.): Savanization Processes in Tropical Africa I. TAGELAQP/SAPITA, Nr. 1, Dept. Geogr., Tokyo Metropol. Univ., Occasional study **17**: 169-182.
- KUETE, M. (1990a): Géomorphologie du plateau sud-Camerounais à l'ouest du 13°E. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I, 1-861.
- KUETE, M. (1990b): Les paléofformes quaternaires du Sud Cameroun forestier. In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Hrsg.): Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique. Paris: Editions de l'ORSTOM, 161-166.
- LAMOTTE, M. & ROUGERIE, G. (1956): Les niveaux d'érosion intérieurs dans l'ouest africain. *Congr. Int. Géogr.* **18**, Rio de Janeiro.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (1991): Les remanements de sols pendant le Quaternaire supérieure au Congo. Évolution des paysages dans la région de la Sangha. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* **XXVI**, **1**: 11-24.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (1993): Les cadres paléoenvironnement de l'évolution humaine en Afrique Centrale Atlantique. *L'Anthropologie* **97**, **1**: 17-50.
- LAUER, W. & FRANKENBERG, P. (1987): Erde – Klima. In: DIERCKE, C. (Hrsg.): Diercke Weltatlas. Westermann, Braunschweig.
- LAVIER, L.L., STECKLER, M.S. & BRIGAUD, F. (2001): Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology* **178**: 63-80.
- LEE, D.-C., HALLIDAY, A.N., FITTON, J.G. & POLI, G. (1994): Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line: evidence for a mantle plume origin. *Earth and Planetary Science Letters* **123**: 119-138.
- LEROUGE, C., COCHERIE, A., TOTEU, S.F., PENAYE, J., MILÉSI, J.-P., TCHAMENI, R., NSIFA, E.N., FANNING, C.M. & DELOULE, E. (2006): Shrimp U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil

and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* **44**: 413-427.

LETOUZEY, R. (1968): Etude phytogéographique du Cameroun. Paris: Lechevalier.

LETOUZEY, R. (1985): Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000. Institut de la Carte Internationale de la Végétation, Toulouse & Institut Recherches Agronomique, Yaoundé.

LETURMY, P., LUCAZEAU, F. & BRIGAUD, F. (2003): Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 1. Morphology and mass balance. *Journal of Geophysical Research* **108**, **B8**: 2383: 8/1-13.

LIFTON, N.A. & CHASE, C.G. (1992): Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. In: SNOW, R.S. & MAYER, L. (Hrsg.): Fractals in Geomorphology. *Geomorphology*, **5**: 77-114.

LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. Berlin: De Gruyter, 1-522.

LUCAZEAU, F., BRIGAUD, F. & LETURMY, P. (2003): Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 2. Isostasy and uplift. *J. Geophys. Res.*, **108**, **B8**: 2384: 1-19.

LUDWIG, R. & SCHNEIDER, P. (2006): Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modelling. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **60**: 339-358.

MÄCKEL, R. (1975): Untersuchungen zur Reliefentwicklung des Sambesi-Eskarpmentlandes und des Zentralplateaus von Sambia. Gießener Geogr. Schriften 36 (Sonderheft 3), Gießen.

MÄCKEL, R. (1985): Dambos and related landforms in Africa – an example for the ecological approach to tropical geomorphology. *Z. Geomorph. N.F.* **52**: 1-23.

MACKENZIE, K. (2001): Evidence for a plate tectonics debate. *Earth-Science Reviews* **55**: 235-336.

MAKASKE, B. (1998): Anastomosing rivers: forms, processes and sediments. Utrecht: Nederlandse geografische studies **249**, Universität Utrecht, 1-287.

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.

MARTIN, D. (1967): Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. *Cahier ORSTOM, sér. Pédol.* **IV**, **2**: 189-218.

MARTIN, D. (1970): Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. *Ca-*

hier ORSTOM, sér. Pédol. **VIII**, 2: 189-218.

MARTIN, D. (1973): Les horizons supérieurs des sols ferrallitiques sous forêt et sous savane du Centre-Cameroun. *Cah. ORSTOM, série Pédol.* **XI**, 2: 155-179.

MARTIN, D. & VOLKOFF, B. (1990): Signification paléoclimatique des cuirasses et des nappes de nodules ferrugineux dans les sols d'Afrique Centrale (rive droite du Zaïre). In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Hrsg.): *Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique*. Paris: Éditions de l'ORSTOM, 129-135.

MCCARTHY, T.S. (1993): The great inland deltas of Africa. *Journal of African Earth Sciences* **17**, 3: 275-291.

MCCARTHY, T.S., GREEN, R.W. & FRANNEY, 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.

McFARLANE, M.J. (1976): *Laterite and Landscape*. London, New York, San Francisco: Academic Press, 1-151.

MEHRA O.P. & JACKSON, M.L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium carbonate. *Clays and Clay Minerals* **7**: 317-327.

MEIWES, K.-J., KÖNIG, N., KHANNA, P. K., PRENZEL, J. & ULRICH, B. (1984): Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralböden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme der Univ. Göttingen*, **7**, 1-67.

MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique. *Mém. ORSTOM* **63**, 1-752.

MILESI, J.P., TOTEU, S.F., DESCHAMPS, Y., FEYBESSE, J.L., LEROUGE, C., COCHERIE, A., PENAYE, J., TCHAMENI, R., MOLOTO-A-KENGUEMBA, G., KAMPUNZU, H.A.B., NICOL, N., DUGUEY, E., LEISTEL, J.M., SAINT-MARTIN, M., RALAY, F., HEINRY, C., BOUCHOT, V., DOUMNANG MBAIGANE, J.C., KANDA KULA, V., CHENE, F., MONTHEL, J., BOUTIN, P. & CAILTEUX, J. (2006): An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa: Explanatory note for the 1:4,000,000 map "Geology and major ore deposits of Central Africa". *Journal of African Earth Sciences* **44**: 571-595.

MOORE, A.E. & LARKIN, P.A. (2001): Drainage evolution in south-central Africa since the breakup of Gondwana. *South African Journal of Geology* **104**: 47-68.

MORIN, S. (1979): *Géomorphologie. Atlas de la République Unie du Cameroun*. Paris: Editions Jeune Afrique, 13-14.

MURAWSKI, H. (1992): *Geologisches Wörterbuch*. München: Enke.

- NAHON, D. (1986): Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: COLMAN, S.M. & DETHIER, D.P. (Hrsg.): Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals. Orlando: Academic Press, 101-169.
- NASA (2003): SRTM Data Editing Rules. Version 2.0. [ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/Documentation/SRTM\\_edit\\_rules.pdf](ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/Documentation/SRTM_edit_rules.pdf) (25.11.2008).
- NFOMOU, N., TONGWA, A. F., UBANGO, R., BEKOA, A., METUK, N. J. & VICTOR, H. J. (2004): The July 2002 earthquake in the Kribi region: geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **40**: 163-172.
- NGAKO, V. (1999): Les deformations continentales panafricaines en Afrique Centrale. These de Doctorat d'Etat des Sciences Naturelles, 1-301.
- NGAKO, V., AFFATON, P., NNANGE, J.M. & NJANKO, TH. (2003): Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J. African Earth Sciences* **36**: 207-214.
- NGAKO, V., NJONFANG, E., TONGWA AKA, F., AFFATON, P. & METUK NNANGE, J. (2006): The North-South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger-Nigeria to Cameroon: Complex interaction between hotspots and Precambrian faults. *Journal of African Earth Sciences* **45** (=Geological Society of Africa Presidential Review, Nr. 11): 241-256.
- 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.
- NJANKO, T., NÉDÉLEC, A. & AFFATON, P. (2006) : Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* **44**: 494-510.
- NWAJIDE, C.S. (1987): Provenance and palaeographic history of the Turonian Makurdi Sandstones in the Benue Trough of Nigeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **58**: 109-119.
- O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D., & POHN, H.A. (1976): Lineament and linear, a terminological reappraisal. Paper presented at *Second International Conference on Basement Tectonics* in Newark, Delaware, USA. July 13-17.
- OLIVRY, J.-C. (1986): Fleuves et rivières de Cameroun. Paris: Éditions de l'ORSTOM, 1-733.
- OLLIER, C.D. (1960): The inselbergs of Uganda. *Z. Geomorph.* **4**, **1**: 43-52.

- OSLISLY, R. & MBIDA, C. (2001): Surveillance archéologique de l'axe routier Lolodorf-Kribi-Campo. Rapport final. IRD, Yaoundé: 1-86.
- PALLISTER, J.W. (1960): Erosion cycles and associated surfaces of Mengo District, Uganda. *Overseas Geol. & Min. Resourc.*, **8**, 1: 26–36.
- PANIZZA, M. & CASTALDINI, D. (1987): Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Z. Geomorph. N.F.* **63**: 173-211.
- PARTRIDGE, T.C. & MAUD, R.R. (1987): Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology* **90**: 179-208.
- PENAYE, J., TOTEU, S.F., TCHAMENI, R., VAN SCHMUS, W.R., TCHAKOUNTÉ, J., GANWA, A., MINYEM, D. & NSIFA, E.N. (2004): The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* **39**: 159-164.
- PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Analyse. Stuttgart: Engelhorn Nachf., 1-283.
- PHILIPSON, W.R. (Hrsg.) (1997): Manual of Photographic interpretation. American Society for Photogrammetry and remote sensing. 1-689.
- PUGH, J.C. (1954): High-level surfaces in the eastern highlands of Nigeria. *S. Afr. geogr. J.* **XXXVI**: 31-42.
- RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, A. & BAMLER, R. (2003): The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborn radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* **57**: 241-262.
- RAUNET, M. (1985): Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar. *Z. Geomorph. N.F.* **52**: 25-62.
- REYMENT, R.A. & TAIT, E.A. (1972): Faunal evidence for the origin of the South Atlantic. Proc. 24th Int. Geol. Cong. Montreal **7**: 316-323.
- ROBERT, CH. (1987): Clay mineral associations and structural evolution of the south Atlantic: Jurassic to Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **58**: 87-108.
- RODRÍGUEZ, E., MORRIS, C.S., BELZ, J.E., CHAPIN, E.C., MARTIN, J.M., DAFFER, W. & HENSLEY, S. (2005): An assessment of the SRTM topographic products. NASA, JPL: 1-143.
- ROHDENBURG, H. (1970): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. *Z. Geomorph. N.F.* **14**: 58-78.
- ROHDENBURG, H. (1982): Geomorphologisch-bodenstratigraphischer Vergleich zwischen dem nordostbrasilianischen Trockengebiet und immerfeucht-tropischen Gebieten Südbra-siliens. Mit Ausführungen zum Problemkreis der Pediplain-Pediment-Terrassentrep-pen.

In: AHNERT, F., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Beiträge zur Geomorphologie der Tropen (Ostafrika, Brasilien, Zentral- und Westafrika). *Catena Suppl.* **2**, Braunschweig: 74-122.

ROSENDAHL, B.R. & GROSCHEL-BECKER, H. (1999): Deep seismic structure of the continental margin in the Gulf of Guinea: a summary report. In: CAMERON, N.R., BATE, R.H. & CLURE, V.S. (Hrsg.): The oil and gas habitats of the South Atlantic. Geological Society, London, Special Publications **153**: 75-83.

ROSENDAHL, B.R. & GROSCHEL-BECKER, H. (2000): Architecture of the continental margin in the Gulf of Guinea as revealed by reprocessed deep-imaging seismic data. In: MOHRIAK, W. (Hrsg.): Atlantic rifts and continental margins. Geophysical Monograph **115**, American Geophysical Union: 85-103.

RUHE, R.V. (1952): Topographic discontinuities of the Des Moines lobe. *Am. J. Sci.* **250**, 46-56.

RUHE, R.V. (1954): Relations of the properties of Wisconsin loess to topography in western Iowa. *American Journal of Science* **252**: 663–672.

RUHE, R.V. (1956): Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Sci.* **82**: 441-455.

RUNGE, J. (2001): Landschaftsgenese und Paläoklima in Zentralafrika. Berlin, Stuttgart: Borntraeger (= Relief Boden Paläoklima, **17**). 1-294.

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. *Z. Geomorph.*, N.F., **145**: 63-79.

RUNGE, J. (2007): The Congo River, Central Africa. In: GUPTA, A. (Hrsg.): Large Rivers: Geomorphology and Management. London: Wiley & Sons, 293-309.

RUNGE, J. (2008): Dynamics of forest ecosystems in Central Africa during the Holocene. Past – Present – Future. *Palaeoecology of Africa* **28**, 1-306.

RUNGE, J., SANGEN, M., NEUMER, M., EISENBERG, J. & BECKER, E. (in review): Late Quaternary valley and slope deposits in the environs of the Congo Basin and their palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

SANGEN, M. (2007): Physiogeographische Untersuchungen zur holozänen Umweltge-

schichte an Alluvionen des Ntem-Binnendeltas im tropischen Regenwald SW-Kameruns. *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I, **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. *In*: RUNGE, J. (Hrsg.): Dynamics of forest ecosystems in Central Africa during the Holocene. Past – Present – Future. *Palaeoecology of Africa* **28**, 79-102.

SANTOIR, C. (1995): L'oro-hydrographie. *In*: SANTOIR, C. & BOPTA, A. (Hrsg.): Atlas régional Sud-Cameroun. Paris: Éditions ORSTOM, 4-5.

SAUNDERS, D.F. & HICKS, D.E. (1976): Regional geomorphic lineaments on satellite imagery – their origin and applications. Second International Conference on Basement Tectonics, Newark, Delaware, USA, 326-352.

SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. & HOLBROOK, J.M. (2000): Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge: Cambridge University Press, 1-276.

SEGALEN, P. (1967): Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cahier ORSTOM, sér. Pédol.* **V, 2**: 137-188.

SEGALEN, P. (1969): Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* **VII, 1**: 113-127.

SHACKLETON, N.J. (1977): The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* **280**: 169-182.

SHUSTER, D.L., VASCONCELOS, P.M., HEIM, J.A. & FARLEY, K.A. (2005): Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69, 3**: 659-673.

SIBSON, R.H. (1985): A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* **7, 6**: 751-754.

SILVERMAN, B. (1986): Density Estimation for Statistics and Data Analysis. London: Chapman and Hall.

SLEMMONS, D.B. (1991): Introduction. *In*: SLEMMONS, D.B., ENGDAHL, E.R., ZOBACK, M.D. & BLACKWELL, D.D. (Hrsg.): Neotectonics of North America. The Geological Society of America, Boulder: 1-20.

SKOBELEV, S. F., HANON, M., KLERKX, J., GOVOROVA, N. N., LUKINA, N. V. & KAZMIN, V. G. (2004): Active faults in Africa: a review. *Tectonophysics* **380**: 131-137.

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.

- STANKIEWICZ, J. & DE WITT, M. (2006): A proposed drainage evolution model for Central Africa – Did the Congo flow east? *Journal of African Earth Sciences* **44**: 75-84.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. (1994): Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (Hrsg.): Continental deformation. Oxford, New York: Pergamon Press, 370-409.
- STRAHLER, A.N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the geological society of America* **63**: 1117-1142.
- STRAHLER, A.N. (1957): Quantitative Analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union* **38**, **6**: 913-920.
- SUH, C.E., AYONGHE, S.N. & NJUMBE, E.S. (2001): Neotectonic earth movements related to the 1999 eruption of Cameroon Mountain, West Africa. *Episodes* **24**, **1**: 9-12.
- SUMMERFIELD, M.A. (1985): Tectonic background to long-term landform development in tropical Africa. In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. (Hrsg.): Environmental Change and Tropical Geomorphology. London: Allen & Unwin, 281-294.
- SUMMERFIELD, M.A. (1991): Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. Essex: Longman, 1-537.
- SUMMERFIELD, M.A. (1996): Tectonics, Geology, and Long-Term Landscape Development. In: ADAMS, W.W., GOUDIE, A.S. & ORME, A.R. (Hrsg.): The Physical Geography of Africa. Oxford: 1-17.
- THATCHER, T. & MARSHALL, D. (1999): GeoTools 1.0 User's Guide – 7/6/99. DTM Consulting: Bozeman: 1-3.
- THOMAS, M.F. (1974): Tropical geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates. London: McMillan, 1-332.
- THOMAS, M.F. (1994): Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes. New York, Toronto, Singapore: Wiley, 1-460.
- THOMAS, M.F. (1998): Landscape sensitivity in the humid tropics – a geomorphologic appraisal. In: MALONEY, B.K. (Hrsg.): Human Activities and the tropical rainforest. Past, Present and Possible Future. Dordrecht: Kluwer, 17-47.
- THOMAS, M.F. (2004): Landscape sensitivity to rapid environmental change – a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *Catena* **55**: 107-124.
- TOOTH, S. & MCCARTHY, T.S. (2004): Anabranching in mixed bedrock-alluvial rivers: the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa. *Geomorphology* **57**: 235-262.
- TOTOU, S.F., BERTRAND, J.M., PENAYE, J., MACAUDIERE, J., ANGOUA, S. & BARBEY, P. (1990): Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In: LEWRY, J.F. & STAUFFER,

- M.R. (Hrsg.): The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North-America. Geological Association of Canada, Special Paper **37**: 483-496.
- TOTEU, S. F., PENAYE, J. & POUJOM DJOMANI, Y. H. (2004): Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* **41**: 73-85.
- TREES (1997): Tropical Ecosystem Environment Observation by Satellites (TREES). Vegetation Map of Central Africa. Ispra: World Resources Institute. <http://www.global-forestwatch.org/english/datawarehouse/index.asp#> (3.12.2008).
- UBANGO, R., ATEBA, B., AYONGHE, S.N. & EKODECK, G.E. (1997): Earthquake swarms of Mt Cameroon, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* **24, 4**: 413-424.
- VEATCH, A.C. (1935): Evolution of the Congo Basin. Memoir. Geol. Soc. Am. **3**: 1-183.
- VILLIERS, J.-F. & SANTOIR, C. (1995): La végétation. In: SANTOIR, C. & BOPTA, A. (Hrsg.): Atlas régional Sud-Cameroun. Paris: Éditions ORSTOM, 10-11.
- VITA-FINZI, C. (1986): Recent earth movements. An introduction to neotectonics. London: Academic Press, 1-226.
- VOLKOV, N.G., SOKOLOVSKY, I.L. & SUBBOTIN, A.I. (1967): Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. Symposium on river morphology, reports and discussions. Gentbrugge: Publication Nr. **75** de l'Association internationale d'hydrologie scientifique, 105-116.
- WALTER, H. & LIETH, H. (1967): Klimadiagramm-Weltatlas. Jena: Fischer.
- WANG, S., CHEN, Z. & SMITH, D.G. (2005): Anastomosing river system along the subsiding middle Yangtze River basin, southern China. *Catena* **60**: 147-163.
- WATCHMAN, A.L. & TWIDALE, C.R. (2002): Relative and 'absolute' dating of land surfaces. *Earth-Science Reviews* **58**: 1-49.
- WEBSTER, R. (1965): A catena of soils on the Northern Rhodesian Plateau. *The Journal of soil science* **16, 1**: 31-43.
- WIESE, B. (1997): Afrika. Ressourcen Wirtschaft Entwicklung. Stuttgart: Teubner (Studienbücher der Geographie – Regional), 1-269.
- WIRRMANN, D. & BERTAUX, J. (2001): Late Holocene paleoclimatic changes in Western Central Africa inferred from mineral abundance in dated sediments from Lake Ossa (Southwest Cameroon). *Quaternary Research* **56**: 275-287.
- WIRTHMANN, A. (1994): Geomorphologie der Tropen. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft – Erträge, 1-222.

WISE, D.U., FUNICELLO, R., PAROTTO, M. & SALVINI, F. (1985): Topographic lineament swarms: Clues to their origin from domain analysis of Italy. *Geological Society of America Bulletin* **96**: 952-967.

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.

ZOGNING, A., GIRESE, 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 Sciences* **24, 3**: 285-300.

## 2 Karten-, Satellitenbild- und Luftbildverzeichnis

### 2.1 Karten

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.

Nyabessan NA-32-XVII-1d – Carte forestière 1/50 000 (1986). – Centre National de développement des forêts. CENADEFOR.

### 2.2 Satellitenbilder

#### *Landsat 7 ETM+-Szenen*

Path	Row	Datum
184	056	05.02.2000
184	057	17.11.1999
184	058	30.03.2002
184	059	26.02.2002
185	056	12.12.2000
185	057	16.01.2002
185	058	18.03.2001
185	059	18.03.2001
186	057	26.04.2001
186	058	26.04.2001
186	058	21.02.2001
186	059	19.02.2000
187	057	10.12.2000

*SAR-Daten*

<b>Path</b>	<b>Row</b>	<b>Datum</b>	<b>Scene ID</b>
287	296	04.03.1996	J1SAR19960304MO1148403287296
287	297	04.03.1996	J1SAR19960304MO1148403287297
288	296	05.03.1996	J1SAR19960304MO1148402288296
288	297	05.03.1996	J1SAR19960304MO1148402288297
287	294	04.03.1996	J1SAR19960304MO1148403287294
287	295	04.03.1996	J1SAR19960304MO1148403287295

**2.3 Luftbilder**

Mission NA-32.XXII-XXIII, Cameroun 1964/65, Bilder 327-329. *Chutes de Njok*. Grundlage für die Erstellung der TK 200 Edéa (1971).

## Anhang

### Anhang A: GIS-Projekt

#### 1 V E K T O R

##### 1.1 EIGENE\_DATEN

TRACKING\_DATEN

ARBEITSORDNER

FLUSSVERLÄUFE

GEOLOGIE

PROFILE

##### 1.2 SWBD

##### 1.3 DCW

##### 1.4 RASTER\_EXTRAHIERT

#### 2 R A S T E R

##### 2.1 LANDSAT

##### 2.2 SAR

##### 2.3 SRTM

##### 2.4 SCAN

TOPOGRAPHIE

GEOLOGIE

Das GIS-Projekt wurde mit ArcGIS der Firma ESRI umgesetzt.

Es wurde in UTM, Zone 32 und 33 projiziert. Die Daten, die in einem anderen Referenzsystem vorlagen, wurden entsprechend umprojiziert. Auf dieser Basis wurden Geländekarten erstellt, denen zur Orientierung ein UTM-Gitter in 10 km-Dichte überlagerte.

Es wurde in zwei Ordner mit Vektor- und Rasterdaten unterteilt, die jeweils Unterordner mit verschiedenen Schwerpunkten beinhalten:

#### 1 V E K T O R

##### 1.1 EIGENE\_DATEN

Zentraler Vektorordner ist EIGENE\_DATEN, der zum einen die im Gelände genommenen GPS-Punkte und -Tracks enthält (TRACKING\_DATEN) und zum anderen einen

ARBEITSORDNER mit zahlreichen Ebenen, die für unterschiedliche Arbeitsschritte innerhalb der Projekt- und Doktorarbeit erstellt wurden. Unter anderem sind dies die FLUSSVERLÄUFE, die teilweise sehr detailliert aus topographischen Karten und Satellitenbildern heraus editiert wurden, um aus ihnen strukturelle Abhängigkeiten zu interpretieren. Der Ordner GEOLOGIE enthält die im Rahmen einer Diplommkarte von M. WEISS größtenteils erfasste geologische Karte (MAURIZOT 2000) und der Ordner PROFILE die zahlreichen Profillinien, die mit dem DLM verschnitten wurden.

## 1.2 SWBD

Die SRTM *Water Body*-Daten (SWBD; vgl. II.1.1.2) wurden für das gesamte Untersuchungsgebiet in einer einzelnen Datenebene zusammengefasst. Anschließend wurde der Wasserkörper der Meerfläche in eine eigene Datei extrahiert.

## 1.3 DCW

Die Daten der *Digital Chart of the World* (DCW; vgl. II.1.2) wurden nach der Umformung in ein ArcGIS-kompatibles Dateiformat ohne grundlegende Änderungen für die Übersichtskarten verwendet. Sie dienten zusätzlich als Orientierung für die Erfassung der Flussläufe in den jeweiligen Zielregionen (s.o.).

## 1.4 RASTER\_EXTRAHIERT

Der Ordner RASTER\_EXTRAHIERT enthält die Vektordaten, die direkt automatisch aus den Rasterdaten abgeleitet wurden (Flächen aus LANDSAT 7-Szenen, Isohypsen).

# 2 R A S T E R

## 2.1 LANDSAT

Die LANDSAT 7-Szenen bieten eine recht hoch auflösende (28,5 x 28,5 m) und inzwischen kostenfreie Möglichkeit für umfangreiche Fernerkundungsfragestellungen. In der Doktorarbeit dienten sie primär der kartographischen Erfassung von geomorphologischen und geomorphologisch-linearen Geländeeinheiten.

An einer Szene war eine nachträgliche Georeferenzierung anhand eines teilweise erheblich mit Wolken verdeckten Bildes derselben Region nötig. An markanten Geländepositionen (Brücken, Straßenkreuzungen) wurden zahlreiche Referenzpunkte identifiziert und mit einer polynomialen Funktion 2. Ordnung eingepasst.

## 2.2 SAR

Der Ordner enthält die Mosaik der JERS1-SAR-Daten. Nachdem die einzelnen Bilder über die Eckkoordinaten der mitgelieferten Metadaten ansatzweise verortet wurden, konnten zwei Befliegungsreihen in NNE-Richtung identifiziert werden, die jeweils in sich stimmig waren und zu zwei Mosaiken mit je vier Bildern zusammengeführt wurden.

Das östliche Mosaik wurde um  $x = -123$  m und  $y = -130$  verschoben, um eine räumliche Übereinstimmung beider Befliegungsreihen zu erlangen. Im Anschluss wurden beide Reihen zu einem Mosaik zusammengefasst und erneut um  $x = -380$  m und  $y = 225$  m verschoben. Die Verschiebung erzeugte eine präzise Deckungsgleichheit mit dem Küstenverlauf. Durch den Radarschatten konnte nicht an allen Geländepositionen eine genaue räumliche Übereinstimmung mit den LANDSAT 7-Daten erreicht werden. Besonders in stark reliefierten Regionen war dies der Fall. Von einer zusätzlichen Anpassung per Hand wurde jedoch abgesehen, da die Abweichung nicht einheitlich war, sondern über eine Polynomial-Funktion hoher Ordnung hätte interpretiert werden müssen.

### 2.3 SRTM

Die Daten der *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) können als 1°-Kacheln von der Internetpräsenz der NASA kostenfrei herunter geladen werden. Die Kacheln wurden mit dem Programm 3dem zu einem einheitlichen Mosaik für Süd-Kamerun zusammengefasst und als Geotiff exportiert. Der Datensatz diente als kartographische Grundlage für einen Großteil der Abbildungen und für die Berechnung der Gefällskurven (vgl. IV.1.2), der hypsometrischen Kurven (vgl. IV.1.3) und der 3-D-Geländeabbildungen.

### 2.4 SCAN

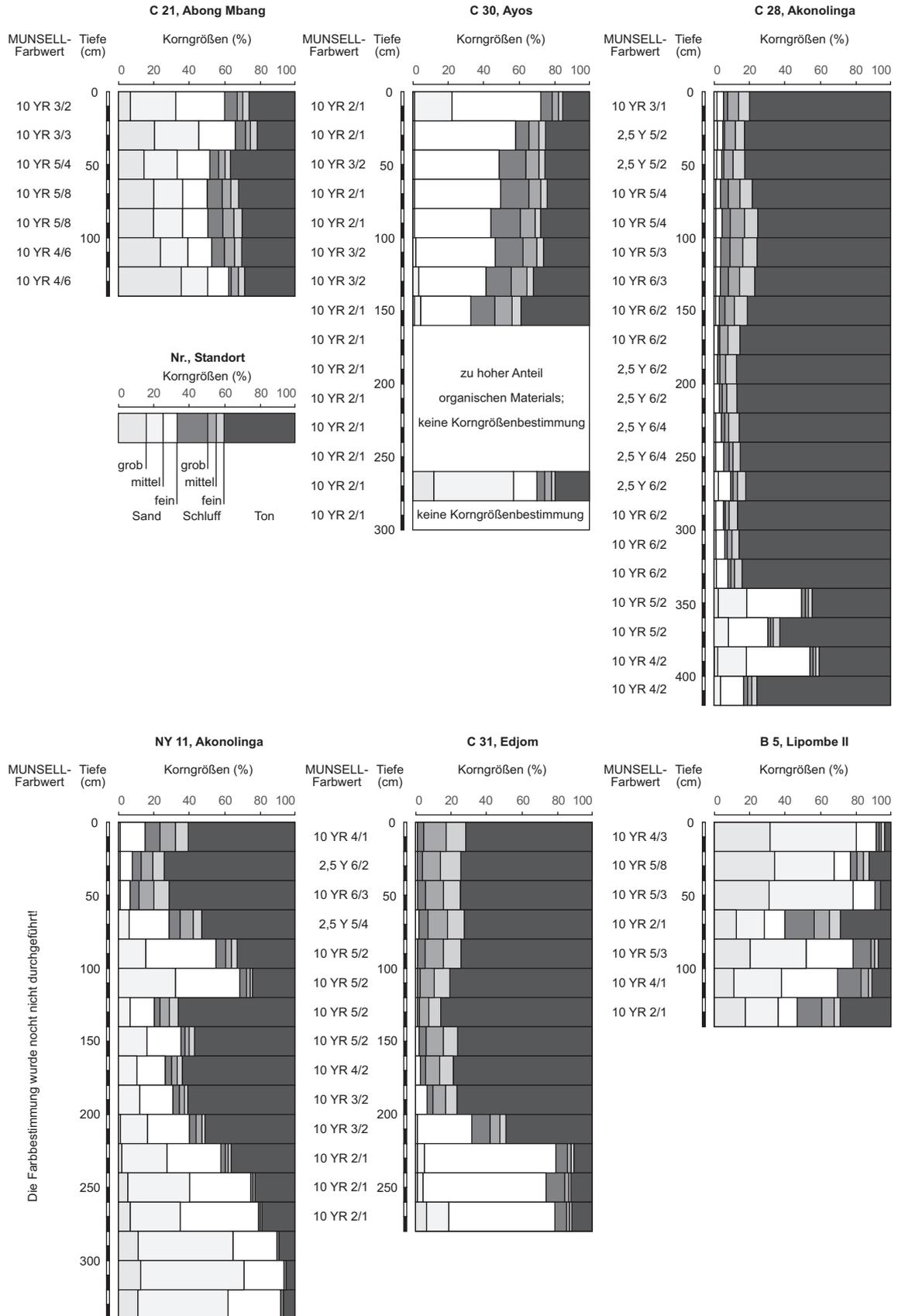
Der Ordner enthält eingescannte und georeferenzierte Rasterdaten.

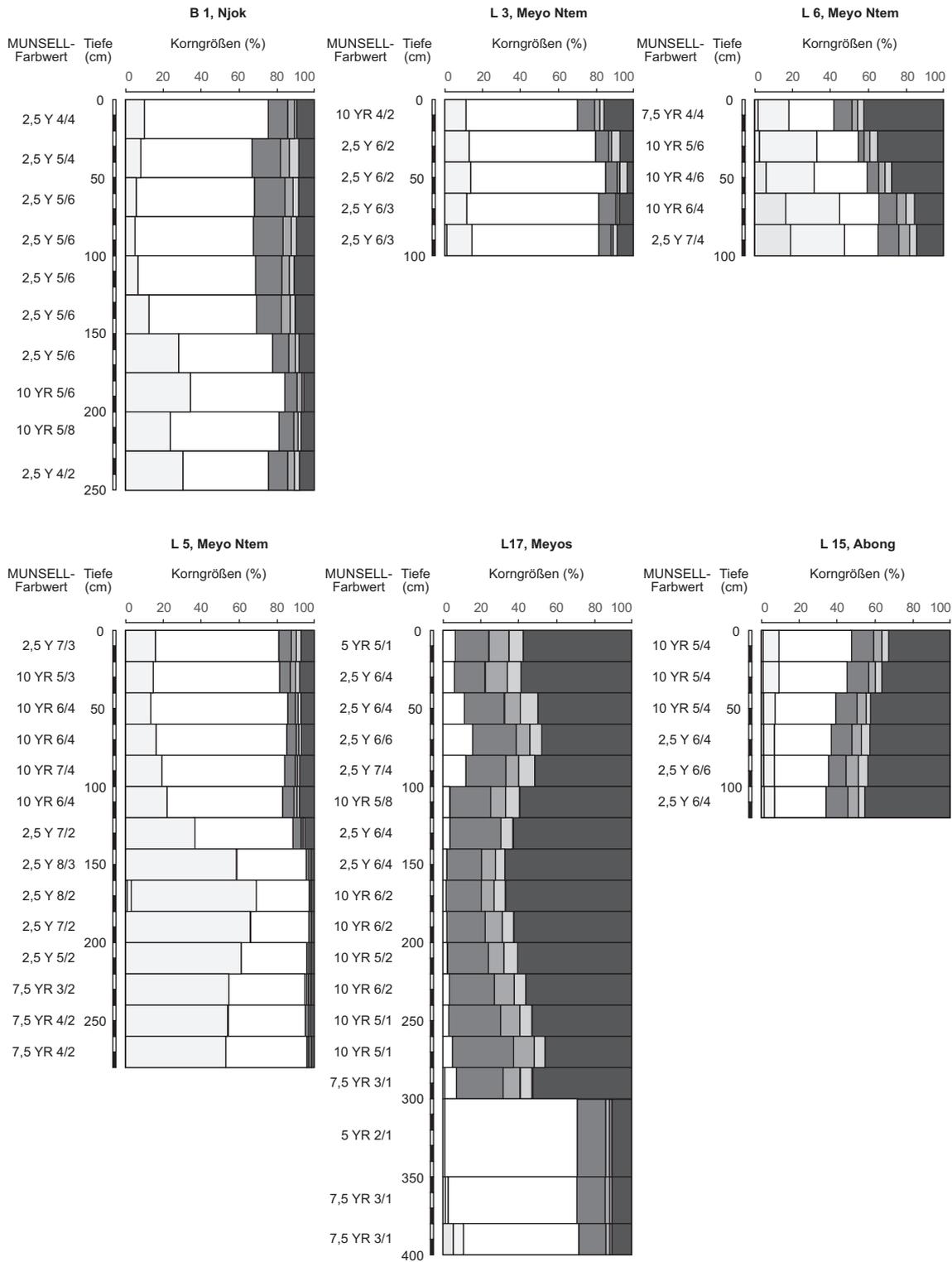
In TOPOGRPHIE liegen die zur Verfügung stehenden topographischen Karten im Maßstab 1:200.000 vor. Sie dienen als Grundlage für die einheitliche Erfassung der Gewässernetzdichte in unterschiedlichen Teilregionen (vgl. IV.1.1) und für die Erstellung der Geländekarten.

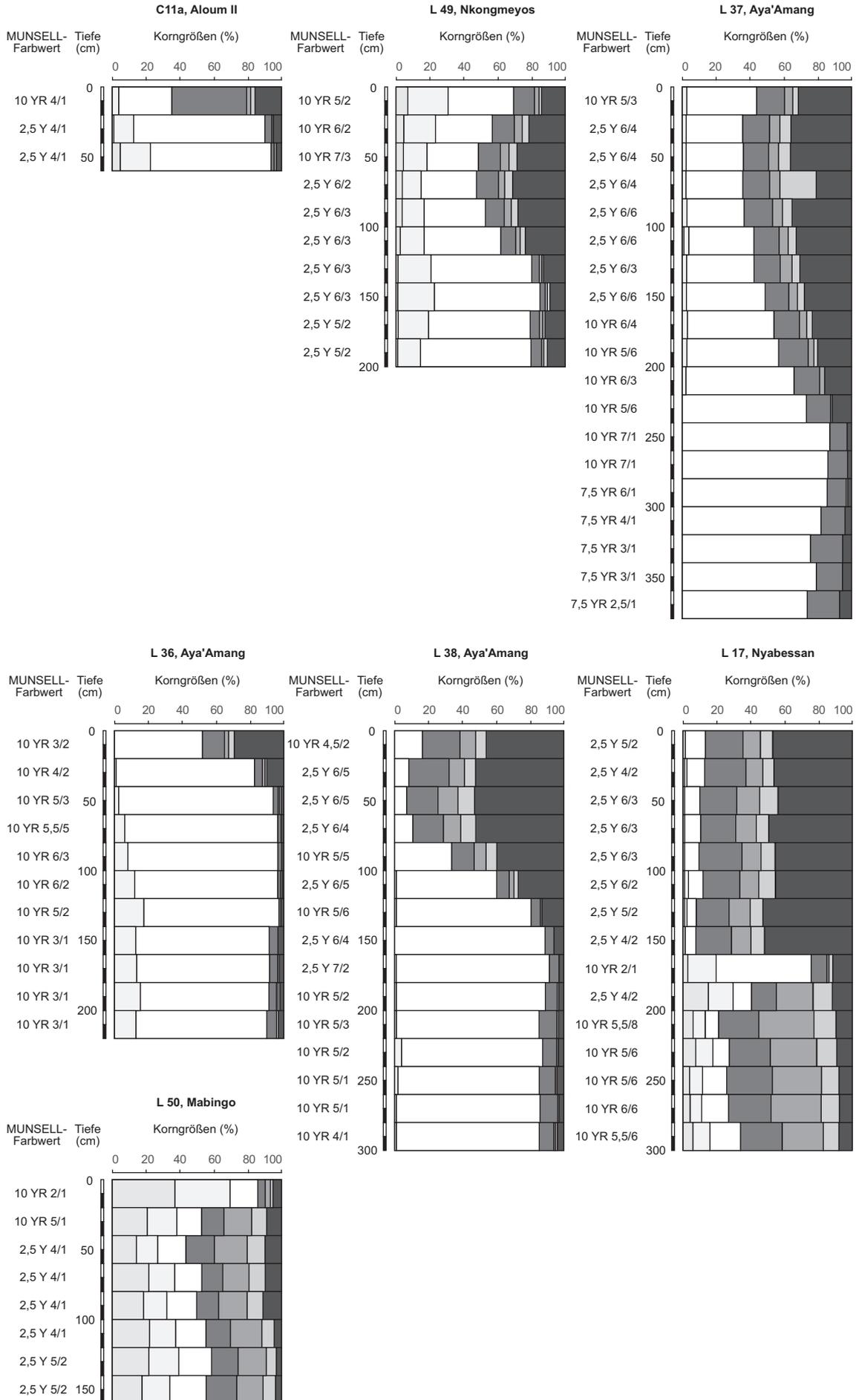
GEOLOGIE beinhaltet die geologische Karte von MAURIZOT (2000), die dem geologischen Vektordatensatz als Erfassungsgrundlage diente.

**Anhang B: Laborergebnisse ausgewählter Bohrungen, Datierungen**

Laborergebnisse zu Bodenfarbe, Korngröße; weitere Bohrungen und Labor-Untersuchungen s. Promotionsschrift von M. SANGEN.







## Datierungen mit Angabe der Bohrungsnummer

Bohrungs-Nr.	Standort	Tiefe (cm)	Organisches Material	$^{14}\text{C}$ (AMS) BP	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Labor-Nr.
Nyong						
B01	Njok	200-225	org. Sediment	2134 ± 41	-27.3	Erl-8941
B03	Makak	160-180	Makrorest	-2105 ± 34	-29.8	Erl-8944
		235-245	Makrorest	-4116 ± 31	-29.4	Erl-8946
B05	Lipombe II	100-120	Makrorest	707 ± 38	-28.2	Erl-8943
B06	Donenda	180-200	Makrorest	4093 ± 47	-29.7	Erl-8945
B07	Dehane	280-300	Makrorest	400 ± 40	-28.7	Erl-8942
C21A	Benana	255-265	Makrorest	1946 ± 50	-27.7	LTL2112A
C23	Akonolinga	150-160	org. Sediment	28.358 ± 300	-20.1	LTL2113A
C28	Akonolinga	420	org. Sediment	42.940 ± 1500	-19.6	LTL2114A
Aufschluss	Akonolinga	230	org. Sediment	902 ± 45	-24.2	LTL2117A
C30	Ayos	280	Makrorest	724 ± 45	-25.8	LTL2115A
Aufschluss	Ayos	180	org. Sediment	1508 ± 50	-18.0	LTL2116A
C31	Mengba	260-280	org. Sediment	13.357 ± 60	---	LTL2118A

## Ntem

L02	Meyo Ntem	100-120	Makrorest	1066 ± 53	-27.0	Erl-8249
		160-180	Makrorest	1104 ± 52	-29.2	Erl-8250
C02	Nyabibak	380-400	Makrorest	5379 ± 51	-29.0	Erl-9573
L05	Meyo Ntem	220-240	Makrorest	908 ± 50	-29.4	Erl-8251
L08	Meyo Ntem	300-320	Makrorest	45.596 ± 4899	-31.4	Erl-8252
Probe-bohrung	Aloum II	78-88	org. Sediment	8402 ± 67	-30.6	Erl-9574
C11	Aloum II	120-140	Makrorest	6979 ± 58	-30.1	Erl-9575
C13	Meyos	120-140	Makrorest	14.020 ± 106	-28.1	Erl-9567
		140-160	Makrorest	17.570 ± 141	-26.5	Erl-9568
		160-180	Makrorest	18.719 ± 161	-26.5	Erl-9569
		180-200	org. Sediment	17.197 ± 132	-28.8	Erl-9570
		250-263	org. Sediment	18.372 ± 164	-27.6	Erl-9571
L14	Abong	340-360	Makrorest	48.230 ± 6411	-29.6	Erl-8254
L17	Meyos	280-300	Makrorest	14.263 ± 126	-27.3	Erl-8253
		280-300	Makrorest	13.690 ± 100	-24.2	LTL2103A
L18	Nyabessan	140-160	Makrorest	587 ± 64	-29.1	Erl-8270
		200-220	Makrorest	2337 ± 55	-31.9	Erl-8271
L19	Nyabessan	320-340	Makrorest	2189 ± 52	-29.5	Erl-8272
C20	Nyabessan	430-440	org. Sediment	2479 ± 43	-28.8	Erl-9576
L22	Nyabessan	140-160	Makrorest	3894 ± 57	-28.1	Erl-8273
L24	Nnémeyong	80-100	Makrorest	441 ± 46	-30.6	Erl-8266
		120-140	Makrorest	671 ± 52	-28.7	Erl-8267
L25	Nnémeyong	160-180	Makrorest	21.908 ± 302	-27.0	Erl-8268
		220-240	Makrorest	22.398 ± 316	-29.1	Erl-8269

A-218 Anhang

---

L27	Akom	100-120 160-180	Makrorest Makrorest	443 ± 57 427 ± 52	-26.4 -27.6	Erl-8261 Erl-8262
C27	Nyabessan	270-280	org. Sediment	3829 ± 46	-28.5	Erl-9577
L30	Tom	140-160	Makrorest	1381 ± 49	-28.2	Erl-8260
L32	Nkongmeyos	60-80	Holzkohle	217 ± 46	-28.0	Erl-8255
C32	Nkongmeyos	145-150	org. Sediment	954 ± 39	-28.9	Erl-9572
L34	Nkongmeyos	100-120	Makrorest	435 ± 51	-27.4	Erl-8256
L36	Aya Amang	140-160	Makrorest	4341 ± 60	-27.2	Erl-8263
L37	Aya Amang	320-340	Makrorest	30.675 ± 770	-30.8	Erl-8264
L38	Aya Amang	220-240	Makrorest	5306 ± 64	-31.4	Erl-8265
L40	Anguiridjang	360-380	Makrorest	2339 ± 52	-27.9	Erl-8259
L46	Nkongmeyos	80-100 120-140	Makrorest Makrorest	8291 ± 89 10.871 ± 99	-27.5 -28.3	Erl-8599 Erl-8258
L49	Nkongmeyos	180-200	org. Sediment	10.775 ± 144	-30.1	Erl-8257

Anhang C: Ergänzende Karten

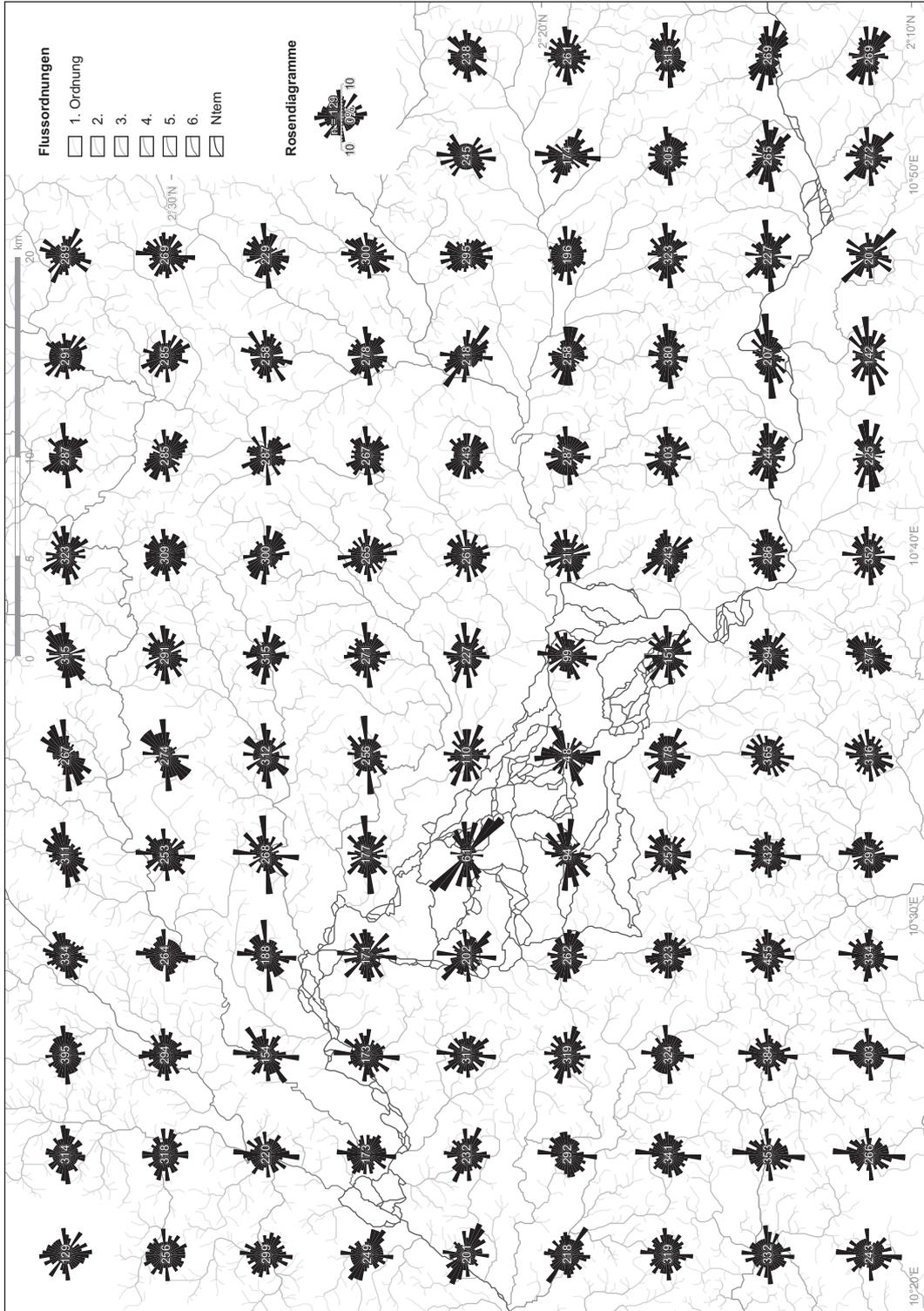


Abb. A1: Rosendiagramme der Flüsse 1. Ordnung mit Angabe der Anzahl  $n$ .

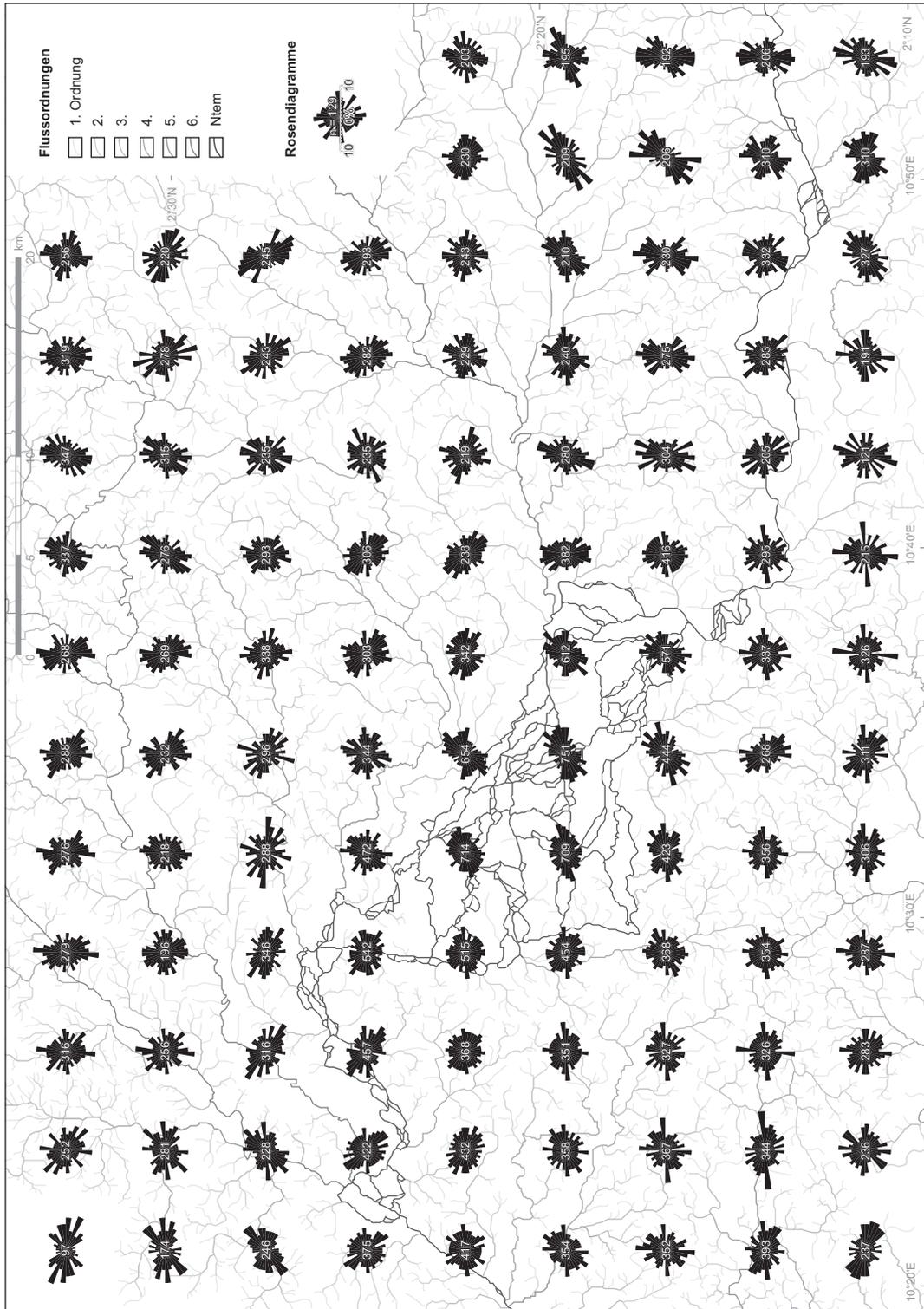


Abb. A2: Rosendiagramme der Flüsse 2.-6. Ordnung + Nitem mit Angabe der Anzahl  $n$ .

## Lebenslauf

### Joachim Eisenberg

geboren am 15. November 1972  
in Gadderbaum, jetzt Bielefeld  
verheiratet, 2 Kinder (4 und 2 J.)  
Hattersheimer Straße 13  
60326 Frankfurt am Main  
(069) 750 686 39  
joachimeisenberg@gmx.de

seit 01/2004      Wissenschaftlicher Mitarbeiter von Prof. Dr. J. Runge am  
Institut für Physische Geographie, Fachbereich 11  
(Geowissenschaften/Geographie) der Johann Wolfgang Goethe-  
Universität Frankfurt am Main

### Studienabschluss

03/2001      Magister Artium (M.A.), Gesamtnote: „sehr gut“  
Titel der Magisterarbeit: Miombo-Dambo-Ökosysteme auf den  
Hochplateaus des südlichen Afrika. Beispiele aus Sambia.  
(Erstgutachter: Prof. Dr. H.-K. Barth, Zweitgutachter: PD Dr. J.  
Runge, Note: „sehr gut“)

### Studium

seit 01/2004      Promotionsstudium im Fach Geographie unter Prof. Dr. J. Runge,  
Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main

11/2002-07/2003      Aufbaustudium zum akademischen Geoinformatiker (UNIGIS,  
Salzburg, Vechta – Lehrgangsleitung: Prof. Dr. J. Strobl)

10/1994-03/2001      Geographie/individuelle Ausrichtung, Universität Paderborn  
(Kurse bei Prof. Dr. H.-K. Barth, Prof. Dr. H. Hofmann,  
Prof. Dr. Schlegel, PD Dr. J. Runge)  
(Nebenfächer: Medienwissenschaften, hispanistische  
Literaturwissenschaften)

### Lehrtätigkeit

WiSe 2007/2008      Hauptseminar „Kamerun“

2006      Übung „Geländeklimatologische Messungen“

SoSe 2004 u. 2005      Proseminar „Relief und Boden“

### **Projektmitarbeit**

- seit 8/2007 BIOTA – BIODiversity Monitoring Transect Analysis in Africa  
(BIOTA West Atlas)
- seit 8/2007 SUN - Sustainable Use of Natural vegetation in West Africa
- seit 1/2004 DFG-Forschergruppe 510 „Ökologischer Wandel und kulturelle  
Umbrüche in West- und Zentralafrika“, Teilprojekt ReSaKo

### **Studienbegleitendes Engagement**

- seit 2008 Mitglied des AK Geomorphologie
- seit 01/2004 Vorstandsmitglied und Generalsekretär der Frankfurter  
Geographischen Gesellschaft e.V. (FGG)
- seit 2004 Mitglied im Zentrum für Interdisziplinäre Afrikaforschung (ZIAF)

### **Auslandsaufenthalte**

- 01/2009 Kamerun, studentische Großexkursion  
(stellvertretende Exkursionsleitung)
- 2005-2008 Kamerun, mehrwöchige Aufenthalte mit eigenen Geländearbeiten  
im Rahmen der Promotion, gefördert durch die DFG,  
DFG-Forschergruppe 510 „Ökologischer Wandel und kulturelle  
Umbrüche in West- und Zentralafrika“

### **Schulbildung**

- 1992 Allgemeine Hochschulreife
- 1983-1992 Königin-Mathilde Gymnasium, Herford
- 1979-1983 Grundschule Stiftberg, Herford

Frankfurt am Main, den

## **Eidesstattliche Versicherung**

Ich erkläre hiermit an Eides statt, dass ich die vorgelegte Dissertation über die

**„Morphogenese der Flusseinzugsgebiete von Nyong und Ntem in Süd-Kamerun unter Berücksichtigung neotektonischer Vorgänge“**

selbständig angefertigt und mich anderer Hilfsmittel als der in ihr angegebenen nicht bedient habe, insbesondere, dass aus Schriften Entlehnungen, soweit sie in der Dissertation nicht ausdrücklich als solche mit Angabe der betreffenden Schrift bezeichnet sind, nicht stattgefunden haben.

Frankfurt am Main, den

.....  
(Joachim Eisenberg)