

**Sedimentologische und
geochronologische Untersuchungen zur
jungquartären Klima- und
Reliefgeschichte im südlichen
Kaokoland (NW-Namibia)**

**Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln**

**vorgelegt von
Oliver Bödeker
aus Köln**

Köln, 2006

Berichterstatter : **Prof. Dr. E. Brunotte**
Prof. Dr. U. Radtke

Vorsitzender der

Prüfungskommission: Prof. Dr. W. Boenigk

Tag der mündlichen Prüfung: 02.02.2005

Vorwort

Die Geländearbeiten zu dieser Dissertation begannen 1999 mit einer 7-wöchigen Forschungsreise, in deren Verlauf mich Herr Prof. Dr. Ernst Brunotte in die Landschaften Nordwest-Namibias einwies. Ihm gebührt mein besonderer Dank für die Überlassung dieses Themas, sowie die zahlreichen Gespräche und Anregungen, sei es im Institut in Köln oder am Lagerfeuer ‚irgendwo im Busch‘. Ich habe durch seine ‚universalgeographische‘ Sicht der Dinge viel gelernt. Als Antragsteller und Leiter des Teilprojektes B5 wurden die Untersuchungen durch ihn erst ermöglicht.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei gedankt für die Finanzierung der Arbeiten im Rahmen des SFB 389.

Weiterhin danken möchte ich den Kolleginnen und Kollegen am Kölner Geographischen Institut, die mich tatkräftig unterstützten. Besonders zu nennen ist hier das Teilprojekt E1 des SFB 389 von Dr. Olaf Bubenzer. Er und Andreas Bolten waren jederzeit bereit, Satellitenbilder, Karten und Geländemodelle zu erstellen. Der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Ulrich Radtke (Dipl.-Geogr. Alex Hilgers, Dipl.-Geogr. Johanna Lomax, Dr. Frank Preusser) danke ich für die Datierung meiner Proben im OSL-Labor des Institutes und die Diskussion der erzielten Ergebnisse. Frau Prof. Dr. Helga Besler danke ich herzlich für die Diskussionen und Hinweise bei der Auswertung der sedimentologischen Untersuchungen.

Herrn Prof. Dr. Ulrich Radtke danke ich für die Bereitschaft, diese Arbeit als Zweitgutachter zu lesen, Herrn Prof. Dr. Wolfgang Boenigk für die Übernahme des Vorsitzes in der Prüfungskommission.

Ohne die Mitarbeiter und Hilfskräfte ‚unseres‘ Teilprojektes B5 wären die Geländearbeiten nicht möglich gewesen, ich danke für die tatkräftige Unterstützung bei den Geländefahrten und der Lösung diverser Kfz-Probleme. Mein besonderer Dank gilt Frau Kerstin Schmitt, die im Rahmen ihrer Diplomarbeit geomorphologische Aspekte der Giribesvlakte bearbeitete. Den Kollegen aus der Abteilung für Angewandte Geomorphologie und Landschaftsforschung danke ich für die inhaltlichen Anmerkungen und Diskussionen.

Dem Geschäftsführer des SFB 389, Herrn Dr. Werner Schuck, danke ich für die stets unbürokratische (und humorvolle) Zusammenarbeit. Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Michael Bollig für seine Unterstützung.

In Namibia wurden meine Arbeiten vor allem von Frau Dr. Gabi I.C. Schneider, Direktorin des Geological Survey of Namibia in Windhoek, unterstützt. Sie half unbürokratisch bei den Formalitäten zur Ausfuhr von Proben. Dem ‚Chief Ranger of the Northern Park‘ in Möwebaai, Alwyn Engelbrecht, danke ich für die Betreuung während der Geländearbeiten im Skeleton Coast National Park.

Ich danke ganz besonders meinen Eltern, ohne deren Unterstützung diese Arbeit nie geschrieben worden wäre. Meiner Frau Gaby und meinem Sohn Jan danke ich für ihre Liebe und ihr Verständnis und besonders für die ‚Ausdauer‘ und den Langmut während langer Forschungsreisen.

Was wir wissen, ist ein Tropfen –

was wir nicht wissen, ein Ozean.

Isaac Newton

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	I
Abbildungsverzeichnis.....	V
Tabellenverzeichnis.....	VIII
A. Einleitung.....	1
I. Fragestellung.....	2
II. Die Erforschung des Kaokolandes.....	3
III. Zielsetzung.....	7
B. Das Untersuchungsgebiet.....	9
I. Auswahl des Untersuchungsgebietes.....	11
II. Regionaler Forschungsstand der Klima- und Reliefgeschichte.....	13
1. Einleitung.....	13
2. Klimageschichte und Paläoklima des Kaokolandes.....	14
III. Lage und natürliche Ausstattung.....	23
1. Lage, Relief und hydrographische Verhältnisse.....	23
2. Klimatische Verhältnisse.....	26
3. Geologische und tektonische Verhältnisse.....	36
4. Böden und Vegetation.....	49
5. Äolische Prozesse und Formen im Untersuchungsgebiet.....	51
C. Untersuchungsmethoden.....	56
I. Auswahl der Untersuchungsmethoden.....	56
II. Feldarbeit und –methoden.....	56
1. Vermessung.....	57
2. Bohrmethoden und Grabungen.....	58

3.	Sedimentansprache und Probennahme.....	60
III.	Laborarbeit und -methoden.....	61
1.	Korngrößenbestimmung äolischer Sande.....	61
2.	Korngrößenbestimmung feinkörniger Beckensedimente.....	69
3.	Farbbestimmung.....	71
4.	Kalkgehaltsbestimmung.....	72
5.	Leitfähigkeitsbestimmung.....	72
IV.	Datierungen.....	74
1.	OSL-Datierungen.....	74
2.	Radiokarbondatierungen (¹⁴ C).....	76
D.	Detailuntersuchungsgebiete und Ergebnisse.....	78
I.	Becken von Sesfontein.....	79
II.	Giribesvlakte und Obiastal.....	88
III.	Gomatumtal.....	117
IV.	Becken von Puros.....	120
V.	Skeleton Coast (Abschnitt Torra Bay bis Rocky Point).....	126
E.	Rekonstruktion der jungquartären Klima- und Reliefgeschichte im südlichen Kaokoland.....	132
F.	Zusammenfassung / Summary.....	137
	Literaturverzeichnis.....	139
	Kartenverzeichnis.....	158
	Anhang.....	X

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Übersichtskarte des Kaokolandes (NW-Namibia).....	9
Abb. 2:	Satellitenbild des westlichen und zentralen Kaokolandes (NW-Namibia).....	10
Abb. 3:	Untersuchungsgebiet im Satellitenbild	12
Abb. 4:	Paläoklima und Siedlungsphasen im südlichen Afrika und Namibia nach verschiedenen Autoren.....	20
Abb. 5:	Siedlungsphasen im Kaokoland.....	21
Abb. 6:	Vegetationsentwicklung, Wirtschaftsform und Archäologische Epochen im Kaokoland	22
Abb. 7:	DGM eines Ausschnittes des Untersuchungsgebietes.....	24
Abb. 8:	Einzugsgebiete der ephemeren Flüsse im Westen Namibias mit der Lage des Untersuchungsgebietes.....	25
Abb. 9:	Klimazonale Gliederung	27
Abb. 10:	Schematische Darstellung der jährlichen Niederschlags- und Bodenwindssysteme über Afrika.....	28
Abb. 11:	Mittlere Jahresniederschläge (in mm).....	33
Abb. 12:	Dauer der Regenzeit.....	35
Abb. 13:	Geologisch-tektonische Grundstruktur Afrikas.....	39
Abb. 14:	Profil eines Braunen Halbwüstenbodens auf kristallinem Schiefer.....	49
Abb. 15:	Verhältnis von Korndurchmesser und Grenz- Geschwindigkeit bei äolischem Transport.....	52
Abb. 16:	Miniatürkupsten im Bereich der beprobten Echodüne I.....	54
Abb. 17:	Entstehung einer Echodüne	55
Abb. 18:	Bohrverfahren für losen Sand.....	59
Abb. 19:	Formeln zur Berechnung der Korngrößenparameter.....	64
Abb. 20:	Übersichtsdarstellung der Detailuntersuchungsgebiete.....	78
Abb. 21:	Geologische Übersichtskarte des Blattschnittes 1912 Sesfontein.....	80

Abb. 22:	Übersichtskarte Becken von Sesfontein und Okambondevlakte	81
Abb. 23:	Morphotektonische Übersichtskarte des Kaokolandes	82
Abb. 24:	Natürliche Aufschlusswand im Becken von Sesfontein (Hoanibtal)	83
Abb. 25:	Beprobte Düne in der Okambondevlakte	85
Abb. 26:	Lage der Proben N2003-40, 41, 43 und 45 bis 47 im Reaktionsdiagramm	86
Abb. 27:	Übersichtskarte der Giribesvlakte	89
Abb. 28:	SW-NE gerichtetes Querprofil durch die Giribesvlakte	90
Abb. 29:	S-N-Profil der Kerbe zwischen Düne und Hang	91
Abb. 30:	Pseudoechodüne (Bohrung 2001/1)	92
Abb. 31:	Profil des Luvhanges der Düne	93
Abb. 32:	Lage der Bohrungen in die Düne und Lage des Rivieranschnittes	95
Abb. 33:	W-E-Profil des Rivieres	95
Abb. 34:	Lage der Proben N2001/1-27 bis 36 im Reaktionsdiagramm	96
Abb. 35:	Bohrung in die Düne am Nordrand der Giribesvlakte	97
Abb. 36:	Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Proben aus Bohrung 1	98
Abb. 37:	Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Proben aus Bohrung 2	99
Abb. 38:	Lage der Proben N2001/1-46 bis 83 im Reaktionsdiagramm	103
Abb. 39:	Lage der Proben N2001/1-41 bis 45, 100 bis 103 und 106, 107 im Reaktionsdiagramm	105
Abb. 40:	Aufschluss der Dünenbasis mit fluvialen Sedimenten	105
Abb. 41:	Geschichtete Pflanzenreste im Top der Düne	109
Abb. 42:	Übersichtskarte des Obiastales	114
Abb. 43:	Überhang mit ‚Höhlensand‘ im Obiastal	115
Abb. 44:	‚Seitentalsande‘ im Obiastal	116
Abb. 45:	Lage der Proben N2003-21 bis 25 im Reaktionsdiagramm	117
Abb. 46:	Übersichtskarte Gomatumtal	118

Abb. 47:	Lage der Proben N2000-2, 4 und 5 im Reaktionsdiagramm.....	119
Abb. 48:	Geologische Übersichtskarte des Blattschnittes 1812 Opuwo.....	120
Abb. 49:	Übersichtskarte des Beckens von Puros.....	122
Abb. 50:	Becken von Puros, Blickrichtung N über die Beckensedimente im Vordergrund auf die Sandrampe.....	123
Abb. 51:	Beckensedimentrest im Becken von Puros.....	123
Abb. 52:	Lage der Proben N2003-15 und 16 im Reaktionsdiagramm.....	125
Abb. 53:	Top der Sandrampe bei Puros, Blickrichtung NE.....	125
Abb. 54:	Blick von der Sandrampe nach SW in das Becken von Puros.....	126
Abb. 55:	Nördlicher Abschnitt der Skeleton Coast.....	127
Abb. 56:	Barchan im Skeleton Coast National Park, nördlich Ganias Blickrichtung W.....	127
Abb. 57:	Rezente Dünen im Skeleton Coast Park, nördlich Hoanib Blickrichtung E.....	128
Abb. 58:	Südlicher Abschnitt der Skeleton Coast.....	129
Abb. 59:	Verzahnung äolischer und fluvialer Sande im Khumibtal.....	131
Abb. 60:	Lage der Proben N2003-31 und 32 im Reaktionsdiagramm.....	131
Abb. 61:	zusammengesetzte Stratigraphie der Bohrungen Giribesvlakte (N2001/1).....	133
Abb. 63:	Paläoklima und Siedlungsphasen im südlichen Afrika und Namibia nach verschiedenen Autoren.....	135

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Temperaturdaten der Station Opuwo.....	32
Tab.2:	Niederschlagsbedingungen an den Stationen Opuwo und Sesfontein.....	34
Tab. 3:	Geologische Zeittafel mit stratigraphischen Einheiten Namibias.....	38
Tab. 4:	Raum- und Zeiteinheiten und geologisch- paläogeographische Ereignisse im südwestlichen Afrika.....	44
Tab. 5:	Grenzwerte der Windgeschwindigkeiten zur Erosion runder Quarzkörner spezifischer Größe.....	53
Tab. 6:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2000-30 bis 37.....	84
Tab. 7:	Ergebnis der OSL-Datierung der Probe N2003-49.....	84
Tab. 8:	Ergebnisse der OSL-Datierungen der Proben N2003-48 und 42.....	86
Tab. 9:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2003-40 bis 47.....	87
Tab. 10:	Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-40 bis 47.....	88
Tab. 11:	Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2001/1-41-45, 100-103, 106, 107.....	106
Tab. 12:	Ergebnisse der OSL-Datierungen der Proben aus Bohrung N2001/1.....	107
Tab. 13:	Leitfähigkeit der Proben aus Bohrung N2001/1.....	108
Tab. 14:	Vorläufige Ergebnisse der ¹⁴ C-Datierungen.....	110
Tab. 15:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2000-7 bis 10.....	110
Tab. 16:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2001/2-2 bis 4.....	111
Tab. 17:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2001/2-10 bis 12.....	112
Tab. 18:	Sedimentologische Kenngrößen der Probe N2001/2-13.....	112
Tab. 19:	Ergebnisse der OSL-Datierungen N2001/2-15 und 16.....	113
Tab. 20:	Ergebnisse der OSL-Datierungen N2003-26 bis 28.....	114

Tab. 21:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2003-21 bis 25	115
Tab. 22:	Korngrößenverteilungen [%/mm] der Proben N2003-21 bis 25	116
Tab. 23:	Ergebnisse der OSL-Datierung N2003-14	118
Tab. 24:	Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2000-2, 4 und 5	119
Tab. 25:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2000-2, 4 und 5	119
Tab. 26:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2001/2-18 bis 22	121
Tab. 27:	Ergebnisse der OSL-Datierung der Proben N2003-19 und 20	122
Tab. 28:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2003-15 und 16	124
Tab. 29:	Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-15 und 16	124
Tab. 30:	Ergebnis der OSL-Datierung der Probe N2003-18	124
Tab. 31:	Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2003-31 und 32	129
Tab. 32:	Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-31 und 32	130
Tab. 33:	Ergebnisse der OSL-Datierung N2003-33 und 34	130

A. Einleitung

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereiches (SFB) 389 *„Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika: Entwicklungsprozesse unter ökologischen Grenzbedingungen“* (ACACIA) angefertigt. Der SFB wird von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) an der Universität zu Köln finanziert.

Das von E. Brunotte geleitete Teilprojekt B5 *„Böden, Kolluvien, Talsedimente und Dünen als Zeugen von Klima- und Landschaftswandel“* beschäftigt sich mit der Klimageschichte NW-Namibias und der Rekonstruktion der Landschaft vor Beginn der pastoralen Nutzung. Ziel ist die Dokumentation der landschaftlichen und klimatischen Veränderungen vom ausgehenden Pleistozän bis in die Gegenwart (BRUNOTTE 2001).

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit liegt im Nordwesten Namibias, im südlichen Kaokoland und nördlichen Damaraland. Diese beiden Regionen wurden im Rahmen des von der südafrikanischen Regierung 1964/65 verfassten Odendaal-Planes, dessen Erstellung unter der damals herrschenden Apartheidpolitik erfolgte, zu ‚ethnischen Homelands‘ erklärt (DIERKS 2000, BOLLIG et al. 2002). Die Homelands sollten eine getrennte Entwicklung der verschiedenen Ethnien ohne deren ‚Durchmischung‘ sicherstellen.

Im Zuge der Unabhängigkeit des Staates 1990 von Südafrika kam es nach der Aufhebung der Apartheidpolitik zu einer territorialen Neugliederung Namibias. Die Regionen wurden nun nicht mehr mit ‚Rassen‘-Namen (Damaraland, Ovamboland,...) bezeichnet, sondern nach landschaftlichem Inventar umbenannt (Kunene-Fluss, Hardap-Damm,...). Das Untersuchungsgebiet liegt nunmehr in der neu geschaffenen Kunene-Region (HARTLEB 1996; BOLLIG et al. 2002; s. Abb. 1).

Die kulturellen, sozialen und wirtschaftlichen Strukturen in der Bevölkerung sind jedoch aufgrund der erst jungen Staatsbildung noch stark von der ehemaligen südafrikanischen Mandatsmacht geprägt, oftmals auch begründet durch die große Entfernung zum politischen Zentrum in der Hauptstadt Windhoek. Da die neu geschaffene Region Kunene flächenmäßig sehr groß ist, und sich nicht wie das

Kaokoland landschaftlich von Nachbarregionen trennen lässt und der nordwestliche Teil Namibias im Allgemeinen in der Literatur weiterhin als Kaokoland (oder Kaokoveld) bezeichnet wird, wird der Name auch für die vorliegende Arbeit beibehalten.

Die periphere Lage und die physisch-geographische Ausstattung machen das Kaokoland zu einer schwer zugänglichen und damit bis dato wenig erforschten Region. Lange Zeit war es Sperrgebiet, während der Kolonialzeit außerhalb der Polizei- und Farmzone liegend, später durch administrative Maßnahmen der Südafrikaner blockiert und von kriegerischen Auseinandersetzungen im Ovamboland und in Angola betroffen. So war (geo-) wissenschaftliche Forschung bis zur Unabhängigkeit 1990 nahezu unmöglich (BOLLIG et al. 2002; BRUNOTTE & SANDER 2002).

I. Fragestellung

Der englische Titel des SFB 389 „Arid Climate, Adaptation and Cultural Innovation in Africa“ (ACACIA) und der deutsche Titel „Kultur- und Landschaftswandel im ariden Afrika – Entwicklungsprozesse unter ökologischen Grenzbedingungen“ beinhalten beide den Begriff „arid“. Sie implizieren ebenso beide einen stattfindenden Wandel, einerseits kultureller Art, andererseits eine Veränderung der (Natur-) Landschaft. Da diese Arbeit im Rahmen des SFB 389 erstellt wurde, ist die ihr zugrunde liegende Fragestellung eng mit der des Gesamtprojektes verknüpft.

Wie haben sich Klima und Relief, wie hat sich die Landschaft am Wüstenrand der Namib im Jungquartär verändert?

Antworten auf diese Fragen liefern nach geographischem Verständnis eine Grundlage für die weitergehende Erforschung der Anpassung des Menschen an die sich ändernden Umweltbedingungen. Die kulturellen Innovationen und Anpassungsstrategien an wechselnde Lebensbedingungen wiederum beeinflussen die (Kultur-) Landschaft und werden somit zum Forschungsgegenstand der Geographie.

Die Rekonstruktion von Reliefgeschichte und die damit einhergehende Beschreibung der Klimaentwicklung einer Region sind angewiesen auf Archive, in denen Klimasignale konserviert wurden. Vor dem Hintergrund der aktuellen Diskussion über den weltweiten Wandel an Wüstenrändern („Shifting Desert Margins“) müssen an diese Archive in Form von äolischen Sandablagerungen und Beckensedimenten spezifische Forderungen gestellt werden:

Zum einen muss das aufgezeichnete Signal das Paläoklima ‚vor Ort‘ widerspiegeln, d.h. die Einflüsse höher gelegener Hinterländer oder feuchterer Einzugsgebiete der Flüsse im Untersuchungsgebiet auf das aufgezeichnete Klimasignal sind auszuschließen.

Zum anderen darf das Archiv im Untersuchungsgebiet keine Singularität darstellen, sondern sollte regional verbreitet sein, wodurch die (Fehl-) Interpretation einer Einzelform ausgeschlossen werden kann.

Die in dieser Arbeit diskutierte Frage ist weiterhin, ob die zu untersuchenden äolischen Archive in Form von Dünen und Sandrampen die o.g. Anforderungen erfüllen können.

Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt somit entsprechend der Fragestellung in der geomorphologischen Bearbeitung und Darstellung der Geländebefunde sowie der sedimentologischen und geochronologischen Untersuchung und Interpretation der beprobten Sedimente.

II. Die Erforschung des Kaokolandes

Erste Beiträge zur Erforschung des Kaokolandes liefern die um 1900 entstandenen Reiseberichte und Karten des Kaokolandes, die primär mit dem Ziel erstellt wurden, ökonomisch nutzbare Ressourcen (Rohstoffe) und Handels- und Transportwege zu dokumentieren (s.a. BOLLIG et al. 2002). Weiterhin entstanden Expeditionsberichte von Missionaren, ‚Abenteurern‘ oder Jägern, die in der Regel wenig oder nur ‚verschlüsselt‘ geographisch relevantes Material beinhalteten.

Für das südliche und zentrale Kaokoland wurden einige geologische, topographische und länderkundliche Übersichtsdarstellungen verfasst (z. B. HARTMANN 1897, KRAUSE 1913, KUNTZ 1912, 1913, alle in BRUNOTTE & SANDER 2002). Die nach den Reisen von KUNTZ (1912, 1913, in BRUNOTTE & SANDER 2002) entstandenen ersten Detailkarten zum Kaokoland enthalten so neben den Angaben zu Rohstoffvorkommen auch Informationen über Siedlungen und topographisches Inventar wie Berge und Flüsse.

Erste ethnologische Berichte verfasste Vedder 1914, sie flossen in den 1920er und 1930er Jahren (VEDDER 1928, 1934) in grundlegende Arbeiten zur Ethnographie des Kaokolandes ein (in BOLLIG et al. 2002).

Nach dem Ende der deutschen Kolonialzeit 1915 erhielt die Südafrikanische Union durch den Völkerbund 1920 das damalige Südwestafrika als Mandat zugesprochen und setzte eine Militärregierung ein. Geographische und geologische Forschungen traten in den Hintergrund, da die bereits seit 1917 im Kaokoland etablierte südafrikanische Besatzungsmacht das Gebiet nicht wie vorher die deutschen Kolonialisten als Ressourcenstandort ansah, sondern als 'Eingeborenenreservat' (Homeland) (LESER 1982; BOLLIG 1998; BOLLIG et al. 2002).

ABEL (1954/55) erstellte eine erste geomorphologische Gliederung des Kaokolandes unter besonderer Berücksichtigung des Reliefs und seines Stockwerkbaus. Die während dieser Zeit durchgeführten Untersuchungen konnten nur mit Ausnahmegenehmigungen durchgeführt werden und stehen – teilweise unbegründet – unter dem Verdacht, die Apartheidpolitik der südafrikanischen Mandatsmacht durch ihre Ergebnisse stützen zu wollen. Von südafrikanischer Seite wurde mit der Unterstützung international tätiger Bergbaukonzerne die Prospektion wirtschaftlich relevanter Erzvorkommen vorangetrieben. So entstanden in den 1950er Jahren im Zuge der Prospektionsarbeiten der BETHLEHEM STEEL CO. (1955) erste geologische Detailkarten und mineralogisch-petrographische Untersuchungen (in BRUNOTTE & SANDER 2002).

Die Isolation des Kaokolandes verstärkte sich durch administrative Maßnahmen der

Südafrikaner, wie z. B. die Zuweisung der Homelands (vgl. DIERKS 2000) und die Einrichtung von Sperrgebieten. Aufgrund seiner Lage rückte das Kaokoland Mitte der 1960er Jahre mit Beginn der militärischen Auseinandersetzungen im Zuge des Unabhängigkeitskampfes zwischen der hauptsächlich von Stützpunkten aus Südafrika operierenden South West Africa People's Organization (SWAPO) bzw. der People's Liberation Army of Namibia (PLAN) und der südafrikanischen Armee in den Mittelpunkt der Kampfhandlungen.

In der Folgezeit bis zur Unabhängigkeit Namibias 1990 war es nur mit Sondergenehmigungen erlaubt, das Kaokoland zu bereisen. Umfang und Zahl wissenschaftlicher Arbeiten waren folglich eher gering (s.a. BOLLIG et al. 2002; BRUNOTTE & SANDER 2002). Seit den 1950er Jahren verfassten im Rahmen der Wissenschaftlichen Gesellschaft in Windhoek wissenschaftlich interessierte sogenannte „Südwester-Deutsche“ wie z. B. der Arzt VON KOENEN (1962, 1964) mehrere geographische und ethnologische Reiseberichte über das Kaokoland (in BOLLIG et al. 2002).

Der 1964/65 von der südafrikanischen Regierung erstellte Odendaal-Plan hatte zum Ziel, „das Kaokoland in eine Teilunabhängigkeit als Homeland zu entlassen...“ wozu „...sowohl Informationen zu geographischen Bedingungen für eine Expansion der Viehwirtschaft als auch bevölkerungsbezogene Daten zur Verteilung der Siedlungen und zur Raumnutzung benötigt“ wurden (BOLLIG et al. 2002: S. 6). Somit gewannen von Geowissenschaftlern erstellte Gutachten zur Landesentwicklung zunehmend an Bedeutung (SANDER 2002). Diesbezügliche Arbeiten wurden in den 1970er Jahren von MALAN (1972, 1973), MALAN & OWEN-SMITH (1974) sowie STEYN (1977) veröffentlicht (in BOLLIG et al. 2002).

Grundlegende Erkenntnisse zur Geologie und Wasserversorgung Namibias verfasste der deutsche Geologe MARTIN (u. a. 1950, 1957, 1965, 1983). Er führte im Kaokoland Arbeiten über die Verbreitung permokarboner Sedimente und Reliefformen durch. MARTIN & PORADA (1977) legten eine erste stratigraphische Gliederung der Damara-Sedimente vor. Durch den GEOLOGICAL SURVEY erfolgten im Rahmen der

Lagerstättenprospektion zahlreiche Kartierungen auf der Basis von Luftbildern aus den 1970er Jahren, u. a. die open-file-Kartierungen 1:250 000. Diese Luftbildserien sind auch Grundlage des flächendeckend für Namibia vorliegenden topographischen Kartenwerkes im Maßstab 1:50 000 und 1:250 000 (BRUNOTTE & SANDER 2002).

Geowissenschaftliche Untersuchungen, die das Kaokoland jedoch nur am Rande berücksichtigen, wurden insbesondere von LESER (1980), FEIO (zuletzt 1981) und VOGEL & RUST (1987) durchgeführt.

Vegetationsbeschreibungen erfolgten durch GIESS (1971), MERXMÜLLER (1972) und VILJOEN (1980), ethnobotanische Arbeiten wurden von MALAN & OWEN-SMITH (1974) durchgeführt (aus BOLLIG et al. 2002). Arbeiten zu Böden des Kaokolandes liegen nur in sehr begrenztem Umfang vor und wurden von GANSSEN (1960, 1963), LOXTON (1970) und daran anknüpfend von PAGE (1976) erstellt.

1990 wurde Namibia nach langen internationalen Verhandlungen in die Unabhängigkeit entlassen. Das Kaokoland wurde nun – mit Ausnahme des Skeleton Coast National Parks an der Atlantikküste – frei zugänglich, wodurch sich die Anzahl geowissenschaftlicher Arbeiten in diesem Gebiet erhöhte. Aufgrund der Geschichte Namibias als ehemalige Kolonie ‚Deutsch-Südwest‘ wurde die lange Tradition deutscher Forschungen nun intensiviert fortgesetzt.

Zur (quartären) paläoklimatischen Entwicklung veröffentlichten u. a. RUST (1989b, 1991), BESLER et al. (1994) und EITEL & ZÖLLER (1996). BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) befassten sich im Zuge ihrer Arbeiten zur Randschwellengeneese, die sich von der Kapregion in Südafrika bis zum Kunene an der Grenze zu Angola erstrecken, mit der Geomorphologie und dem Stockwerkbau des Kaokolandes und dem Zusammenhang zwischen Reliefentwicklung und (Neo-) Tektonik (u.a. SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989, 1993; SPÖNEMANN & HAGEDORN 2000).

Interdisziplinäre Forschungen im Kaokoland durch die Zusammenarbeit von Geographen, Ethnologen, Botanikern und Archäologen wurde mit der Einrichtung des Sonderforschungsbereiches 389 1995 ermöglicht. Unter der Leitung von E. Brunotte wurden im Teilprojekt B5 Untersuchungen zur Rekonstruktion des spätquartären

sowie des holozänen Klima- und Landschaftswandels und seinem Zusammenhang mit der anthropogenen Nutzung des Raumes vorgenommen, aus denen zahlreiche Publikationen wie z. B. BRUNOTTE & SANDER 2000 a, 2000 b, 2002, BRUNOTTE et al. 2000, 2002, SANDER 2000, 2002, SANDER et al. 1998, SANDER & BECKER 2002, HARTMANN 2002 und BRUNOTTE et al. 2003 erwachsen sind.

Darüber hinaus wurden im Rahmen des Würzburger Graduiertenkollegs ‚Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika‘ unter Leitung von M. Okrusch im Kaokoland geowissenschaftliche Forschungen durchgeführt, die in ihrem Schwerpunkt geologisch-mineralogischer Art waren.

Die ‚Interuniversitäre Namibia-Forschungsgruppe‘ (IUNFG), ein Zusammenschluss deutscher Geowissenschaftler, bearbeitet neben Fragestellungen im Kaokoland auch angrenzende Gebiete Namibias (BESLER et al. 1994; BLÜMEL et al. 2000b; LESER 2000; HÜSER et al. 2001). Zusammenfassend wurden die Erkenntnisse in einem Bildband zur Landschaftskunde Namibias (HÜSER et al. 2001) publiziert. Arbeiten von BLÜMEL & EITEL (1994) zur Kalkkrustengeneese Namibias sowie zahlreiche granulometrische und sedimentologische Untersuchungen in der Dünen-Namib durch BESLER (u. a. 1972, 1975, 1980, 1996) müssen weiterhin genannt werden.

III. Zielsetzung

Die Darstellung der jungquartären Relief- und Klimageschichte im südlichen Kaokoland ist das Ziel dieser Arbeit. Dies mündet letztlich in der Erstellung einer lokalen bis regionalen ‚Klimastratigraphie‘, die die Veränderungen der Landschaft und der sie beeinflussenden Faktoren während des Jungquartärs dokumentiert.

Die Aussagefähigkeit der beprobten Archive, vor allem der äolischen Sande, soll durch die erzielten Ergebnisse überprüft werden, wobei auch die Methoden der Untersuchung, einerseits die sedimentologisch-granulometrische Interpretation der Sande, andererseits die Datierung ihrer letztmaligen Umlagerung mittels der Optisch-Stimulierten Lumineszenzdatierung (OSL) Gegenstand dieser Arbeit wird.

Vor dem Hintergrund des national (u.a. geplantes Schwerpunktprogramm der DFG: Wüstenrandforschung, B. Eitel & U. Radtke) wie international (u.a. INQUA Drylands Dating Sub-Commission, L. A. Owen) wachsenden Interesses an ariden Gebieten und Wüstenrändern können die hier erzielten Ergebnisse eingebunden werden in ein größer werdendes Netzwerk von Informationen und Institutionen.

B. Das Untersuchungsgebiet

Der als ‚Kaokoland‘ bezeichnete nordwestliche Teil Namibias hat eine Nord-Süd- sowie Ost-West-Erstreckung von jeweils etwa 220 km (s. Abb. 1). Die rautenförmige Abgrenzung des Gebietes geht auf die von der südafrikanischen Protektoratsregierung erlassene Verwaltungsgliederung zurück, die bis 1991 Gültigkeit hatte (LESER 1982). Seit der territorialen Neugliederung Namibias im Jahr 1991 gehört das Kaokoland zur Kunene-Region.

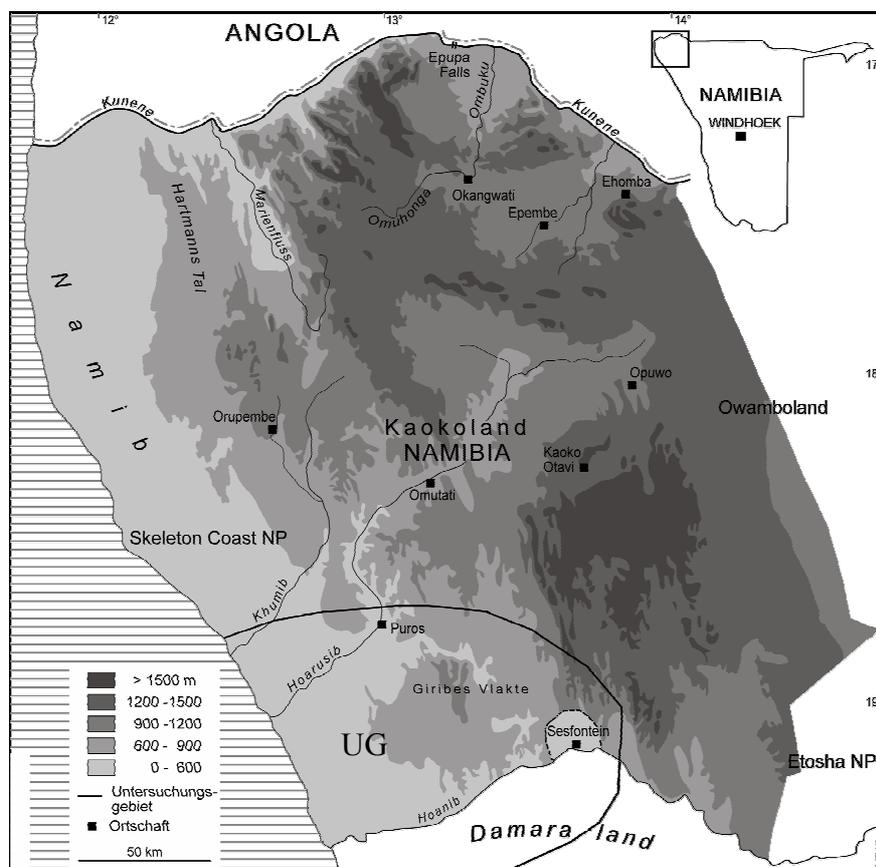


Abb. 1: Übersichtskarte des Kaokolandes (NW-Namibia) (SCHULTE 2002, verändert)

Im Norden begrenzt der Kunene, der Grenzfluss zu Angola, das Kaokoland. Im Süden bildet der Hoanib größtenteils die Grenze zum Damaraland. Im Westen reicht das Kaokoland bis an den Atlantik und schließt den Nordteil der Namib, den Skeleton Coast National Park, mit ein. Im Osten schließt sich das Ovamboland an das Kaokoland an. Die Grenzziehung ist hier nicht eindeutig. Vor der Neugliederung verlief die Grenzlinie von etwa 14° E am Kunene bis an die nordwestliche Ecke des

Etosha-Nationalparks und ab da der Grenze des Nationalparks folgend nach Süden. Innerhalb dieser Grenzen beträgt die Gesamtfläche des Kaokolandes rund 50 000 km² (BRUNOTTE & SANDER 2002; BECKER & JÜRGENS 2002).

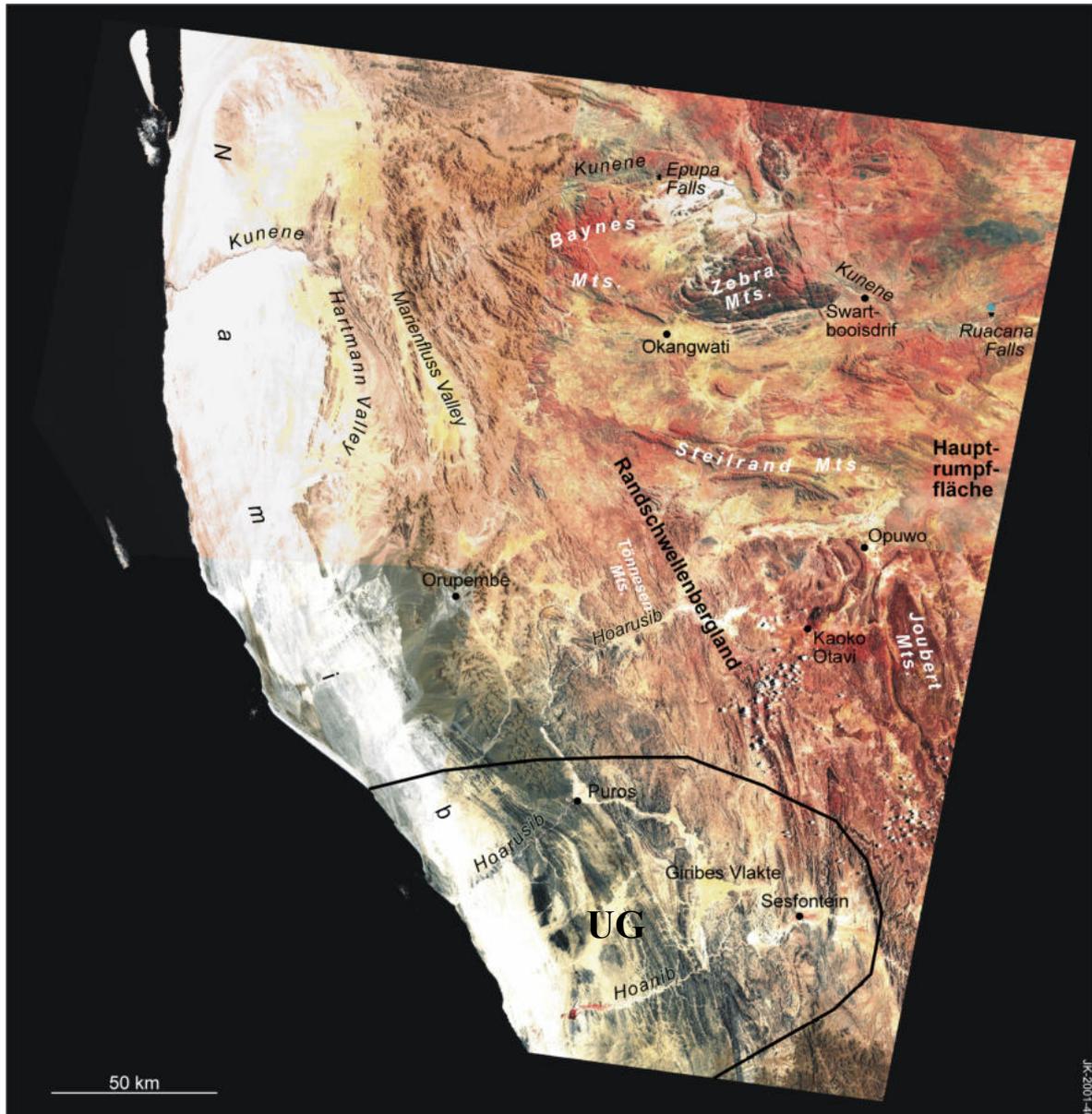


Abb. 2: Satellitenbild des westlichen und zentralen Kaokolandes (NW-Namibia)
(BRUNOTTE & SANDER 2002, verändert)

Das Relief des Kaokolandes zeigt eine charakteristische West-Ost-Abfolge, bei der sich drei NNW-SSE streichende Großeinheiten ausgliedern lassen (s. Abb. 2):

Im Westen liegt die Wüste Namib, als ein Teil der Küstenabdachung mit insgesamt geringem, zum Atlantik hin aber zunehmendem Gefälle, da der küstennahe Teil der

Rumpffläche, der von Dünen und zum Teil von Inselbergen überdeckt wird, durch eine meridional verlaufende Flexur versteilt ist (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997). Im Bereich der schwach reliefierten Vornamib, zwischen Skeleton Coast National Park und Randschwellenbergland, werden Höhen zwischen 650 und 850 m ü. M. erreicht. An die Küstenabdachung schließt sich östlich das Randschwellenbergland mit Höhen bis etwa 2000 m ü. M. an. Kennzeichnend für diesen Bereich ist ein geomorphologisches Gefügemuster, welches geprägt wird vom Wechsel stark gegliederter und zertalter Bergländer, intramontaner Becken und Rumpfflächen wechselnder Höhenlage. Das Nebeneinander von Skulptur- und Strukturformen resultiert aus dem überwiegend submeridional ausgerichteten und von tektonischen Leitlinien bestimmten Grundriss der Höhenzüge und Becken (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997; s. Abb. 2).

Die dritte Einheit, die östlich an das Randschwellenbergland angrenzt, wird von der allmählich nach Osten einfallenden, unzerschnittenen Hauptrumpffläche (African Surface) gebildet. Nach Osten wird sie von zunehmend mächtiger werdenden känozoischen, zum Teil kalkverkrusteten Sanden der Kalahari-Hochfläche (Mächtigkeiten bis über 300 m) bedeckt (BRUNOTTE & SANDER 2002; SANDER & BECKER 2002; BECKER & JÜRGENS 2002; s. Abb. 2).

I. Auswahl des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet wurde zu Beginn der Arbeiten durch die Lokalitäten Sesfontein, Puros und Amspoort begrenzt. Innerhalb dieses Gebietes wurden mehrere Survey-Fahrten zu einer ersten Inventaraufnahme der Archive durchgeführt (s. Abb. 3). Im Zuge der Bearbeitung stellte sich die Frage nach der Herkunft der äolischen Sande im Untersuchungsgebiet. Es wurde eine Erweiterung des Untersuchungsgebietes nach Westen notwendig, um einen Vergleich zu den Sanden an der Küste zu ermöglichen (s. Kap. D). Die Erlaubnis, 2003 den Skeleton Coast National Park zu bereisen, ermöglichte diese Erweiterung. Somit reicht das Untersuchungsgebiet von der Atlantikküste im Westen bis in das Becken von

Sesfontein im Osten. Seine Nord-Süd-Er Streckung reicht von etwa $18^{\circ} 30' S$ bis ca. $19^{\circ} 30' S$.

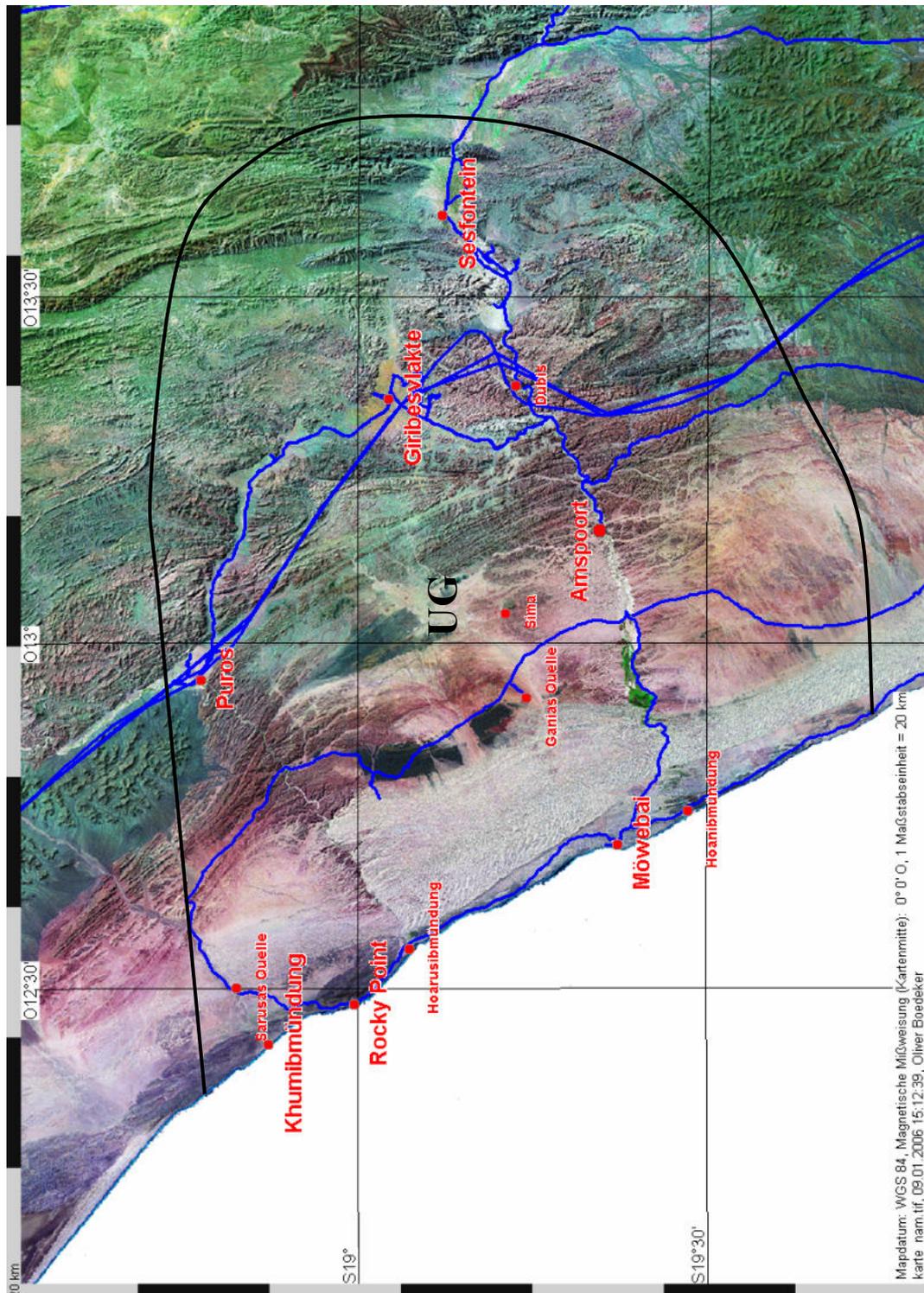


Abb. 3: Untersuchungsgebiet im Satellitenbild, Ortschaften und Lokalitäten sind in rot und selbst gefahrene Routen in blau eingezeichnet (eigene Darstellung)

II. Regionaler Forschungsstand der Klima- und Reliefgeschichte

1. Einleitung

Die Rekonstruktion der Klimageschichte im südwestlichen Afrika wird als problematisch angesehen, da die Möglichkeiten absoluter Datierungen insbesondere durch das fast vollständige Fehlen von Fossilien in Sedimenten und die geringe Verbreitung korrelater Sedimente oder Paläoböden beschränkt sind (LESER 1991; HÜSER et al. 1998; HEINE 1994). So stützte sich in den meisten Fällen die Rekonstruktion der Relief- und Klimaentwicklung auf die relativ-stratigraphische Interpretation äolischer und fluvialer Ablagerungen sowie die partiell darin erhaltener Paläoböden.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, muss der Einfluss ‚allochthoner Gewässer‘ bei der Interpretation der Archive besonders berücksichtigt werden, da die Einzugsgebiete der periodischen oder episodischen Flüsse (afrikaans: Riviere) im Kaokoland in den feuchteren östlichen Teilen des namibischen Hochlands oder der Randstufe liegen (BLÜMEL et al. 2000a; s.a. Kap. III.1, Abb. 8). Geomorphologisch, klimatisch und geologisch können diese oberen Einzugsgebiete der Riviere völlig unterschiedlich ausgestattet sein und stellen daher eigenständige Räume dar, was vergleichende Schlüsse zum Untersuchungsgebiet am Wüstenrand unzulässig macht (LESER 2000).

HÜSER et al. (1998) betonen, dass aufgrund der seit langem herrschenden semiariden bis ariden Klimaverhältnisse mit saisonal konzentrierten Niederschlagsereignissen und entsprechend spärlicher Vegetation die Sedimente nicht vor Erosion geschützt und deswegen stark in das rezent-aktuelle Prozessgeschehen eingebunden sind (s.a. Kap. B. III. 2 u. B. III. 4).

Physikalische und chemische Methoden der Altersbestimmung können zur Datierungen der Sedimente nur bedingt angewendet werden. „Alle [bisher angewandten] Methoden können nur die jüngeren Klimazeugen erfassen: ^{14}C bis ca. 50 000 aBP, TL bis ca. 150 000 aBP, U/Th bis ca. 350 000 aBP. Ältere Klimazeugen sind daher nicht mehr mit den genannten Methoden datierbar“ (HEINE 1994: S. 159). Die

Ergebnisse sind häufig verfälscht bzw. ‚verjüngt‘, da das zu datierende Material kontaminiert oder das Archiv nicht als geschlossenes System vorliegt und (z. B. durch aszendente oder deszendente Wasserbewegungen bei der Kalkkrustengenese) verändert worden ist (HEINE 1994; EITEL 1995).

Die bislang vorgelegten Vorstellungen zur Entwicklung des Paläoklimas stellen kein einheitliches Modell dar. So fehlt häufig die genaue zeitliche Einordnung der untersuchten Klimazeugen. Die bislang vorliegenden Arbeiten beziehen sich oft auf regional begrenzte (Einzel-) Formen oder Ereignisse, und lassen somit eine für den gesamten südwestafrikanischen Raum allgemeingültige Aussage nicht zu (GINGELE 1996; LESER 2000). Die Diskussion zu diesem Thema wird folglich aufgrund widersprüchlicher Ergebnisse noch sehr kontrovers geführt. In Anbetracht dieser Problematik soll folgend ein ausführlicher Abriss des Forschungsstandes zur Klimageschichte wiedergegeben werden.

2. Klimageschichte und Paläoklima des Kaokolandes

Gegen Ende des Paläozoikums lag das Gebiet des heutigen südlichen Afrikas als Teil Pangäas vermutlich in Südpolnähe. Es baute sich infolge des vorherrschend polaren Klimas eine von der Kapregion bis zum Kongo reichende Inlandeismasse auf, die auch große Teile des heutigen Südamerikas überdeckte. Unverkennbar glazigen und fluvioglazigen geprägte Sedimente der sog. *Dwyka-Formation* belegen diese permokarbone Vereisung (MARTIN 1961; 1969; s. Kap. B. III. 3). Mit der einsetzenden Drift Pangäas bzw. Gondwanas nach Norden änderte sich das Klima von polarem zu zunächst kühlem bis kühlgemäßigem Klima. Dies führte in der Folge zum Abschmelzen der Eismassen. Während der Trias herrschte im südlichen Afrika überwiegend kontinentales Trockenklima mit zum Teil hochariden Bedingungen vor. Diese zunehmende Aridisierung des Klimas und die hohe Kontinentalität werden mit triassischen Sandsteinen, die vielfach versteinerte Dünensande darstellen (*Etjo-Formation*), belegt (HÜSER et al. 1998; HÜSER 2001; s. Kap. B. III. 3).

In der Jura- und Kreidezeit wurde das Klima aufgrund der Öffnung von Atlantischem und Indischem Ozean offenbar feuchter. Zweifelsfreie Aussagen zu klimatischen Verhältnissen dieser Zeit sind jedoch schwierig, da sedimentologisch oder bodenkundlich interpretierbare Zeugnisse der damaligen Zeit fast vollständig fehlen. Verschiedene Indizien (u.a. Verwitterungsintensität und Abtragungsraten) lassen vermuten, dass feucht-tropische Bedingungen vorherrschten, unter denen die Abtragung eines großen Teils der mächtigen, während der Öffnung des Südatlantiks geförderten Flutbasaltdecken (*Etendeka-Formation*) erfolgte. So lässt gerade das Fehlen von Sedimenten den Schluss zu, dass ein hoher Materialanteil durch intensive chemische Verwitterung aufbereitet und fortgeführt wurde. Die Formen intensiver Hangzerrunsung, erhalten in den Basalttafeln der Etendekaberge, lassen ebenfalls auf feucht-tropische Verhältnisse mit hohen Erosionsraten schließen (HÜSER et al. 1998). Auch HEINE (1994) geht von feuchten und warm-tropischen Klimabedingungen während der Oberen Kreide aus, wie weit verbreitete tiefgründige Verwitterungsdecken und das Abtragungsmaterial tropischer Verwitterung in Sedimenten im Küstenbereich sowie der Nachweis von Kaolinitanreicherungen bezeugen (s.a. PARTRIDGE & MAUD 1989).

Die Etablierung des kalten Benguelastroms erfolgt im Zuge der Drift des Gondwana-Fragments Antarktika in Richtung Südpol (s. Kap. B. III. 3). Nach weitgehend abgeschlossener Entstehung des Südatlantiks im Obermiozän wird der Aufbau des westantarktischen Inlandeises ermöglicht, in deren Folge sich langsam kaltes Tiefenwasser und kalte Auftriebszirkulation („Upwelling“ des Benguelastroms) einstellen (COETZEE 1978; HEINE 1994; HÜSER et al. 1998). Das klimatische Geschehen im Bereich der südafrikanischen Küste wird durch die sich zeitgleich bildende antarktische Polarfront und das Südatlantikhoch bestimmt (HEINE 1993). Der kühle Benguelastrom verringert die Lufttemperatur und stabilisiert somit die südatlantische Antizyklone (WEISCHET & ENDLICHER 2000). In der Folge wird das Klima zunehmend semiarid bis arid. Spätestens seit dem Oberen Miozän ist das „System kalter Auftriebszirkulation“ an der Westseite Südafrikas etabliert und führt

zu einer fortschreitenden Aridisierung (COETZEE 1978; HEINE 1996; RUST 1989b; HÜSER et al. 1998). Die südostafrikanische Randstufe verstärkt diese Tendenz zur Trockenheit durch ihre Funktion als Barriere für die vom Indischen Ozean kommenden feuchten Luftmassen des SE-Passates (HÜSER et al. 1998). Inwieweit feuchtere Phasen diesen allgemeinen Trend der Aridisierung unterbrechen bzw. ob sich aride Verhältnisse z. B. in der Namib bereits früher nachweisen lassen, ist umstritten (s.a. Diskussion über „älteste Wüste oder älteste Dünen“, BESLER 1991b).

Die *Buntfeldschuh*-Sandsteine in der südlichen Namib zeugen nach PARTRIDGE (1993a) bereits von extrem ariden Bedingungen im Paläozän und Eozän. LESER (1991) nimmt jedoch an, dass die Namib erst im Miozän arid war. WARD (1987) datiert den *Tsondab-Sandstein* in der zentralen Namib ins Eozän/Oligozän, wonach sie Äquivalente zu den Sandsteinen der *Buntfeldschuh*-Formation sein könnten. HEINE (1994) geht daher von aridem Klima in der Namib seit dem Eozän/Oligozän aus. PARTRIDGE (1993a) hingegen schätzt das Alter des *Tsondab-Sandsteins* auf weniger als 18 Ma. Da gleichzeitig vermutet wird, dass der durch die oligozäne Regression trocken fallende Küstenschelf mit ins Landesinnere wandernden Dünen Lieferant der Sandmassen war (s.a. WARD 1997), kann die Ablagerung des tertiären Sandsteins erst nach Etablierung des aridisierenden Benguelasystems erfolgt sein (BESLER 1994). BESLER & PFEIFFER (1994) gehen daher davon aus, dass es sich beim *Tsondab-Sandstein* nicht um marine Sande, sondern um fluviale Schüttungen aus dem Hinterland der Randschwelle handelt und die Sedimentation somit bereits unter noch nicht vollaren Bedingungen erfolgt sein kann. Auch RUST (1996) hält die zeitliche Einordnung des *Tsondab-Sandsteins* ins Alttertiär für falsch, da sie eine alttertiäre Aridisierung impliziert, die mit marin-geologischen Befunden nicht vereinbar ist. Nach ihm handelt es sich bei dem *Tsondab-Sandstein* um einen Erosionsrest des mesozoischen *Etjo-Sandsteins*, der für die Interpretation der jüngeren paläoklimatischen Entwicklung des südwestafrikanischen Raums damit nicht von Bedeutung ist.

SIESSER (1978) schließt aus Pollenanalysen aus Sedimenten in Bohrkernen aus dem Ozeanboden auf eine zunehmende Trockenheit für das südwestliche Afrika erst im Miozän. Die Aridisierung innerhalb der Namib wird auch z. B. durch die auf dem Tsondab-Sandstein ausgebildete und nach BLÜMEL (1991) sowie EITEL (1994b) miozän gebildete Hauptkalkkruste (Kalahari-Generation) belegt. Ihre Bildung kann nur bei relativ trockenen Verhältnissen – nach GOUDIE (1973) nur bei durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmengen von weniger als 500 mm – und/oder endorhëischer Entwässerung erfolgen, da die durch Verwitterung freigesetzten leicht löslichen Carbonate sonst fluvial abgeführt würden (EITEL 1993). Auch die belegte Dominanz des Mg-reichen trioktaedrischen Tonminerals Palygorskit (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998) in den tertiären Kalkkrusten und Sedimenten zeigt, unter Berücksichtigung anderer Untersuchungen, trocken-semiaride Verhältnisse während des Tertiärs an (EITEL 1994a; EITEL 1995; HEINE 1990b). Palygorskit entsteht unter semiariden bis ariden Bedingungen und wird bei mehr als 300 mm Jahresniederschlag instabil und zu Smektiten transformiert (EITEL 1994a).

Für das Untere Miozän deuten fluviale Schotter, fossilführende Sedimente und pedogene Prozesse im Bereich der Namib sowie Bohrkern aus dem Schelfbereich vor Namibia auf eine letzte größere warme Feuchtphase hin (PARTRIDGE 1993a; COETZEE 1978; HEINE 1994).

Seit dem Pliozän macht sich die weltweite Abkühlung durch verstärkte Trockenheit im südlichen Afrika bemerkbar (HEINE 1994). Die Temperaturen im südafrikanischen Raum schwankten in den letzten 500 000 Jahren im Rhythmus der globalen Glazial- und Interglazialzeiten. In den Glazialzeiten nimmt HEINE (1998a) – ohne genauere Angaben zu den Daten zu machen – Temperaturabsenkungen um 3 bis 7° C an, maximale Abkühlungen wurden um 420 000 sowie zwischen 19 000 und 16 000 Jahren vor heute erreicht, die höchsten Temperaturen herrschten vor 125 000 Jahren in der letzten Warmzeit. Nach HEINE (1998a) waren in den letzten 5000 Jahren die Temperaturschwankungen, abgesehen von kühleren Werten während der Kleinen Eiszeit, gering.

Klimaschwankungen und -wechsel ab dem Tertiär werden nach LESER (1994) durch die relativ-stratigraphische Datierung mehrerer überregional verbreiteter Reliefgenerationen dokumentiert. Für das südliche Afrika können VAN ZINDEREN BAKKER (1984) und COETZEE (1978) känozoische hygrische Klimaschwankungen mit zunehmender Aridisierung belegen, wobei Zeitpunkt und Ausmaß der Klimaveränderung nicht abschließend geklärt sind.

Im Quartär wird der aride Klimacharakter durch hygrische Fluktuationen überlagert (u. a. COETZEE 1978; TYSON 1999; HÜSER et al. 1998; THOMAS et al. 2000). Ob diese ‚feuchteren‘ Phasen als Klimaschwankungen (wie z. B. in HEINE 1994) bezeichnet werden dürfen, stellen HÜSER et al. (1998) in Frage. Vielmehr wird von „Klimafluktuationen“ ausgegangen. Als klassische Pluvial- und Interpluvialzeiten im eigentlichen Sinne können sie nach HÜSER et al. (1998) keinesfalls verstanden werden. Möglicherweise kann "man sie als hygrische Ausschläge eines grundsätzlich semiariden Klimatyps mit relativ breitem Spektrum interpretieren" (HÜSER et al. 1998: S. 242). Auch LANCASTER (1993) geht davon aus, dass es sich um eher leichte Fluktuationen im Rahmen überwiegend semi-arider Verhältnisse handelt und man nicht zwischen feuchteren und trockeneren Perioden unterscheiden kann.

Der Wechsel feuchterer und trockenerer Phasen führt sowohl zur Bildung eines äolisch geprägten, als auch zu der eines fluvial-limnischen Formenschatzes. Vereinzelt können Phasen der Pedogenese nachgewiesen werden.

Nach LESER (1991) sowie HEINE (1994) herrschen während des Quartärs in der Namib allgemein aride Verhältnisse vor. Nach PARTRIDGE (1993) jedoch war es im südlichen Afrika vor über 25 000 aBP humider. Für die letzten 20 000 aBP sind nach HEINE (1993, 1994) im Süden und Westen der Namib keine Belege für hygrische Klimaschwankungen zu finden. Grundsätzlich rechnet er aber für das letzte Hochglazial mit einem nach Norden ausgreifenden Einfluss der ekotropischen Westwindzone, der sich auch in der südlichen Namib (bis über den Oranje hinaus) nachweisen lassen müsste (HEINE 1981). Auch TYLOR (1999) und VAN ZINDEREN BAKKER (1976) gehen von feuchteren Einflüssen während des Hochglazials (Last

Glacial Maximum (LGM) 20 000 bzw. 21 000 bis 18 000 aBP) aus, verursacht durch die Verlagerung der zyklonalen Winterregengebiete nach Norden. Für den Nordosten sowie Osten Namibias können höhere Niederschläge angenommen werden, wobei die Intensität der hygrischen Fluktuationen von West nach Ost zunimmt (HEINE 1993, 1994).

Es lassen sich aber auch trockenere Verhältnisse für das LGM ableiten. PARTRIDGE (1993) und HEINE (1994) nehmen ein relativ arides Klima, mit um 5-6° C niedrigeren Temperaturen und deutlich höheren Windgeschwindigkeiten als heute, an. Dagegen weisen EITEL & ZÖLLER (1996) sowie EITEL & BLÜMEL (1997) extrem trockene Bedingungen mit nur sehr geringen Niederschlägen nach. Dies entspricht der Auffassung von VAN ZINDEREN BAKKER (1984), nach der sich im LGM zwischen Äquator und der mit wachsenden Eiskappen bedeckten Antarktis ein größerer Temperaturgradient und damit ein erhöhter Druckgradient in der Atmosphäre ausbildeten. Infolge der um ca. 5° C erniedrigten Globaltemperatur kam es nach BLÜMEL et al. (2000) zu einer Steigerung der Windgeschwindigkeiten um über 100 % bei einer deutlichen Verringerung der Niederschlagsmengen um möglicherweise 30 bis 40 % (s.a. TYSON 1999).

Junge Dünenfelder, die vermutlich während des Maximums der letzten Kaltzeit angelegt wurden (wie z. B. im Bereich der Skelettküste nördlich des Kuiseb zwischen Swakopmund und Walvis Bay), zeugen offensichtlich von erhöhter äolischer Aktivität und somit trockeneren Bedingungen als heute (HÜSER et al. 1998). Im Vergleich zu heute lag die Grenze der hyperariden Namib seinerzeit deutlich weiter östlich (BLÜMEL et al. 2000).

Feuchtere Phasen im namibischen Randstufenbereich, dem Hochland und in Teilen der Kalahari werden von HEINE (1994, 1998) für die Zeiträume 25 000 bis 19 000 aBP und 10 000 bis 8 500 aBP durch fossile Bodenbildungen in limnischen Ablagerungen und durch fluviale Sedimente belegt, während RUST et al. (1984) in der Namib und im Hochland feuchtere Bedingungen von 21 000 bis 13 000 aBP nachweisen.

Nach 16 000 aBP wird es mit der globalen Erwärmung im Süden Afrikas insgesamt wieder feuchter (PARTRIDGE 1993). TYSON (1991, 1999) geht davon aus, dass die Phasen 17 000 bis 15 000 aBP und 9 000 bis 4 000 aBP feuchter als heute waren, was sich mit der zeitlichen Stellung der Bodenbildungsphasen im zentralen Kaokoland von BRUNOTTE et al. (2003) und BRUNOTTE & SANDER (2000a, b) zwischen 8 000 und 3 500 aBP deckt.

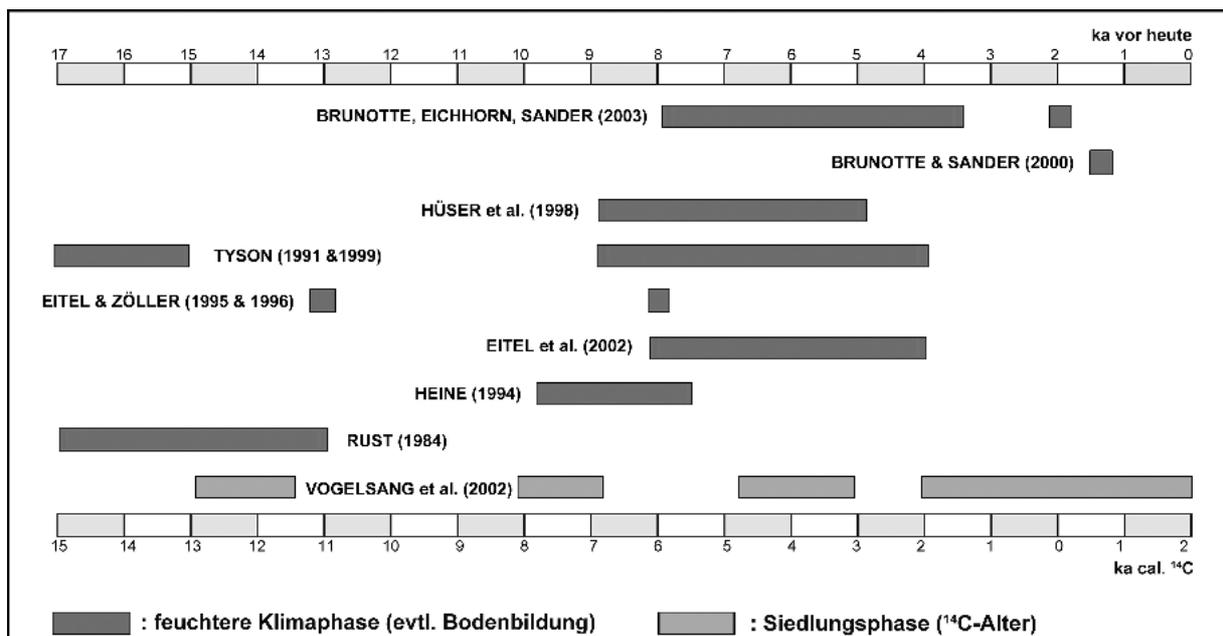


Abb. 4: Paläoklima und Siedlungsphasen im südlichen Afrika und Namibia nach verschiedenen Autoren (verändert nach BÖDEKER & BRUNOTTE 2004, zum Druck eingereicht)

An der Wende Pleistozän/Holozän kommt es nochmals zu geringen hygrischen Schwankungen, deren Einfluss sich im Holozän weiter verringert (PARTRIDGE 1993; HEINE 1994). LESER (1991) geht für das Holozän von wechselfeuchten Verhältnissen im Hinterland der Namib aus.

Im Damaraland deuten jungquartäre Akkumulationen sehr feinkörniger, schluffreicher Sedimente (Silte) in Beckenlagen und Tälern auf Phasen geringen Niederschlags und hoher raum-zeitlicher Variabilität mit geringer Rivieraktivität hin (HÜSER et al. 1998; BLÜMEL et al. 2000). Nach RUST (1999) und EITEL & ZÖLLER (1996) handelt es sich um Flutauslaufsedimente, deren klimatische Einordnung noch

kontrovers diskutiert wird. Nach EITEL & ZÖLLER (1995, 1996) deuten die Beckensedimente bei Dieprivier und Uitskot (15 km südlich der Stadt Khorixas, s.a. Abb. 8), die bei insgesamt trockenen Verhältnissen aufgebaut wurden, auf Wechsel von feuchteren Akkumulationsphasen (etwa um 30 000 aBP, 21 000 aBP, 13 000 aBP und 8 000 aBP) und trockeneren Stabilitätsphasen hin. Siltakkumulationen und im wesentlichen Tiefenerosion sind für das Jungquartär charakteristische Prozesse in den Tiefenlinien der Namib und sprechen für eine zeitliche Konzentration der Niederschlagsereignisse (HEINE 1987).

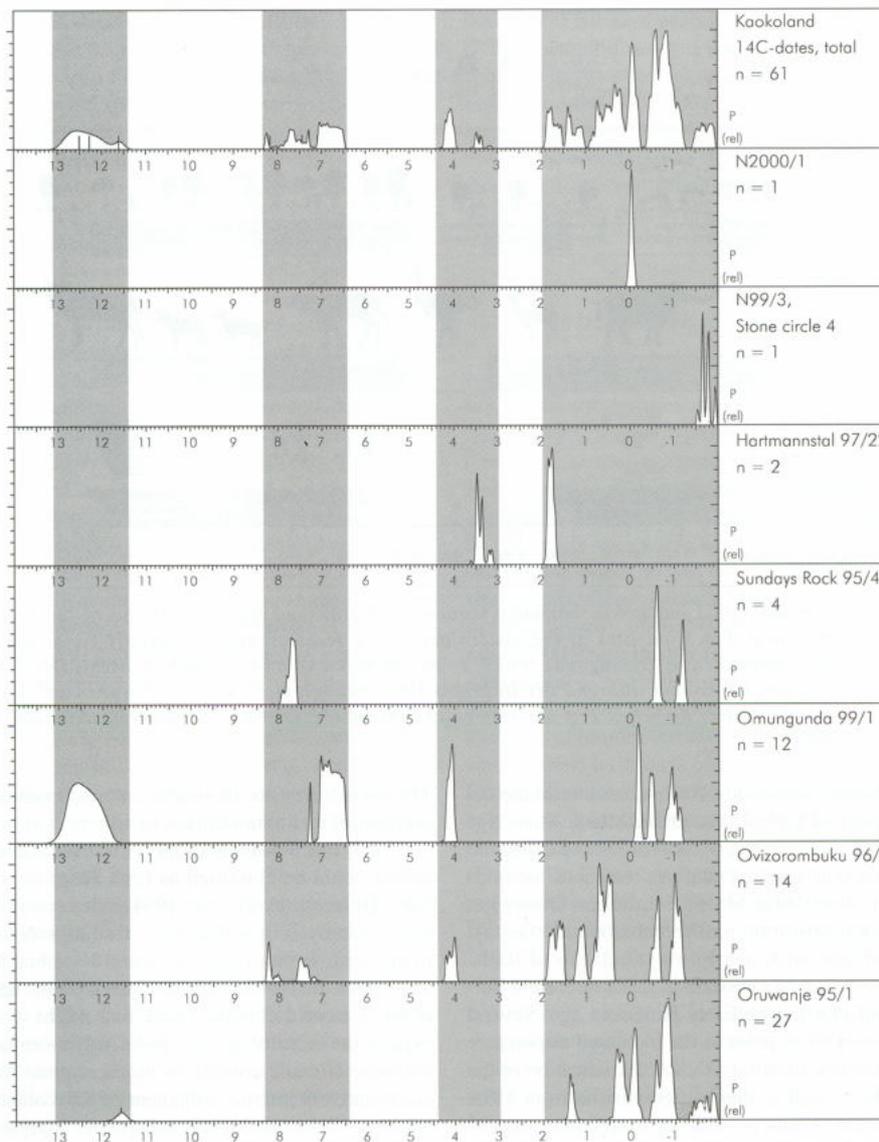


Abb. 5: Siedlungsphasen im Kaokoland (grau unterlegt, Altersangaben in ka cal ¹⁴C) (VOGELANG et al. 2002)

Auch die im Hoanibtal (s. Abb. 3) gelegenen sehr jungen Amspoort-Silts dokumentieren nach VOGEL & RUST (1990) im gesamten Einzugsgebiet aridere Verhältnisse als heute. Zwischen dem 17. und 19. Jahrhundert begruben sie einen nach dem 13. Jahrhundert gewachsenen Wald und belegen geomorphologische Auswirkungen der Kleinen Eiszeit.

Archäologische Untersuchungen weisen für das Kaokoland vier Siedlungsphasen aufgrund der Häufung von ¹⁴C-Daten nach (s. Abb. 4 u. Abb. 5). Diese Phasen werden verstanden als Gunstzeiten, in denen die Siedlungstätigkeit im Kaokoland intensiver war als in Ungunstzeiten (VOGELSANG et al. 2002). Eine wichtige Zeitmarke für die Interpretation dieser Daten stellt der Übergang von der „Jäger-Sammler-Gesellschaft“ zum viehhaltenden (Semi-) Nomadismus dar, wie er auch heute noch im Untersuchungsgebiet betrieben wird (s. Abb. 6, „Subsistence Form“). Im Zuge dieser kulturellen Innovation wurde der Mensch aufgrund der Viehhaltung von den natürlichen Schwankungen des Klimas unabhängiger, da er die Grundlage seines Überlebens stetig mit sich führte.

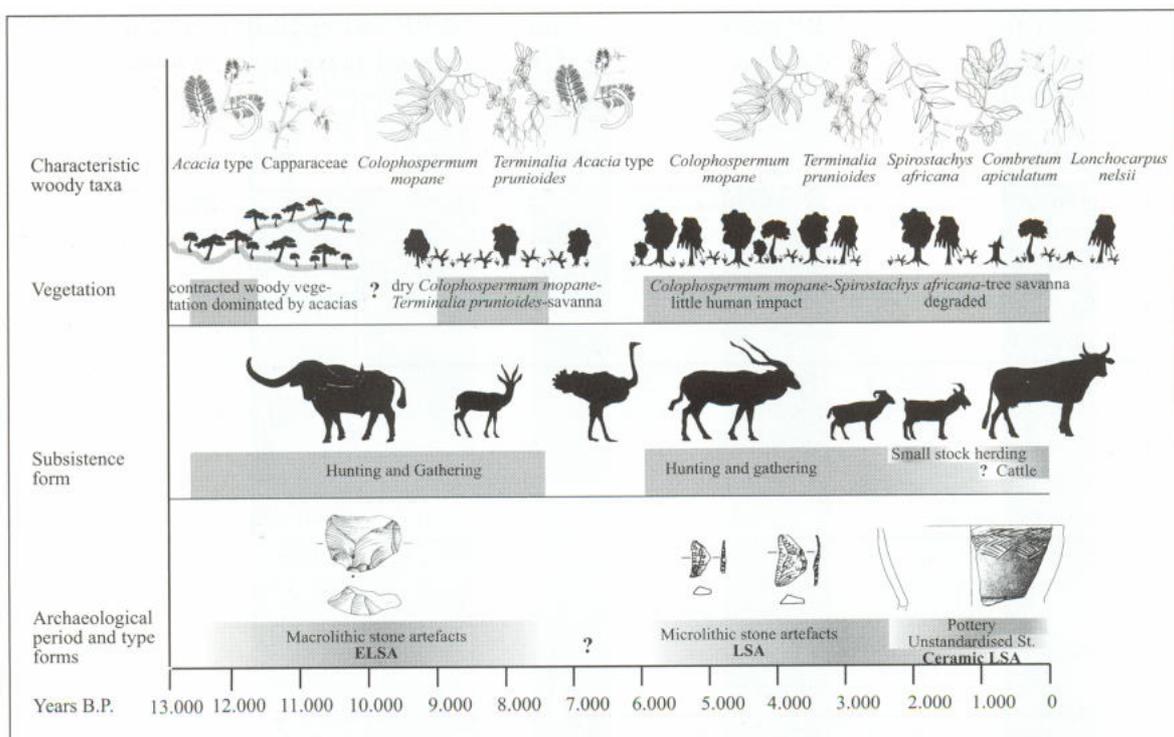


Abb. 6: Vegetationsentwicklung, Wirtschaftsform und Archäologische Epochen im Kaokoland (VOGELSANG et al. 2002)

Die Entwicklung der Vegetation im Kaokoland ist auf der Basis von Untersuchungen an Holzkohlenresten von EICHHORN & JÜRGENS (2002) rekonstruiert worden (s.a. Abb. 6).

Für den Übergang Pleistozän/Holozän wird aufgrund des dominanten Auftretens von *Acacia* sp.-Holzkohlen und der Abundanz von *Colophospermum mopane* ein – im Vergleich zu heute – deutlich kühleres und trockeneres Klima rekonstruiert. Während des Frühholozäns werden ebenfalls relativ aride Verhältnisse angenommen. Die in den spätholozänen Schichten gefundenen Taxa entsprechen den heute in der Umgebung vorkommenden und weisen damit eine Klimakonstanz auf. Klimaschwankungen oder auch -fluktuationen während des späten Holozäns können somit ebenso wie eine anthropogene Degradation der Vegetation, wie sie im Untersuchungsgebiet aktuell stattfindet, nicht nachgewiesen werden (EICHHORN & JÜRGENS 2002).

III. Lage und natürliche Ausstattung

1. Lage, Relief und hydrographische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt im südlichen Teil des Kaokolandes und damit nach BRUNOTTE & SANDER (2002) im Randschwellenbergland.

Der geologische Bau des Kaokolandes (s. Abb. 21 u. 49, Kap. D) und die (neo-)tektonischen Leitlinien (s. Abb. 23, Kap. D) bewirken eine regelhafte N-S-gerichtete Abfolge von Bergrücken (Ridges) und Talungen. In Abbildung 7 ist auf ein aus ASTER-Daten erzeugtes Digitales Geländemodell (DGM) die Geologische Karte 1:250 000 Blatt Sesfontein gelegt worden, um beispielhaft diese Abhängigkeit des Reliefs vom geologischen Untergrund zu zeigen.

Aus der geologischen Vielfalt des Untersuchungsgebietes resultiert eine Kleinkammerung des Reliefs mit klimatischen, pedologischen und hydrologischen Gunst- und Ungunsträumen für die menschliche Besiedlung und Nutzung, die sich auch in der Verteilung der Siedlungen im Kaokoland ausdrückt.

Die Steuerung klimatischer Größen durch das Relief wird vor allem bei den vorherrschenden Windrichtungen deutlich. Die äolischen Sandablagerungen liegen im Untersuchungsgebiet sämtlich an den Nordrändern der Becken und beckenartigen Talweitungen (s. z.B. Abb. 22 und 27). Da das Liefergebiet der Sande in den südlich der Ablagerungen gelegenen Rivieren zu suchen ist, kann die Kanalisierung des Windes durch die o.g. Reliefabfolge der Bergrücken und Talungen nachvollzogen werden (s.a. Kap. B. III. 5).

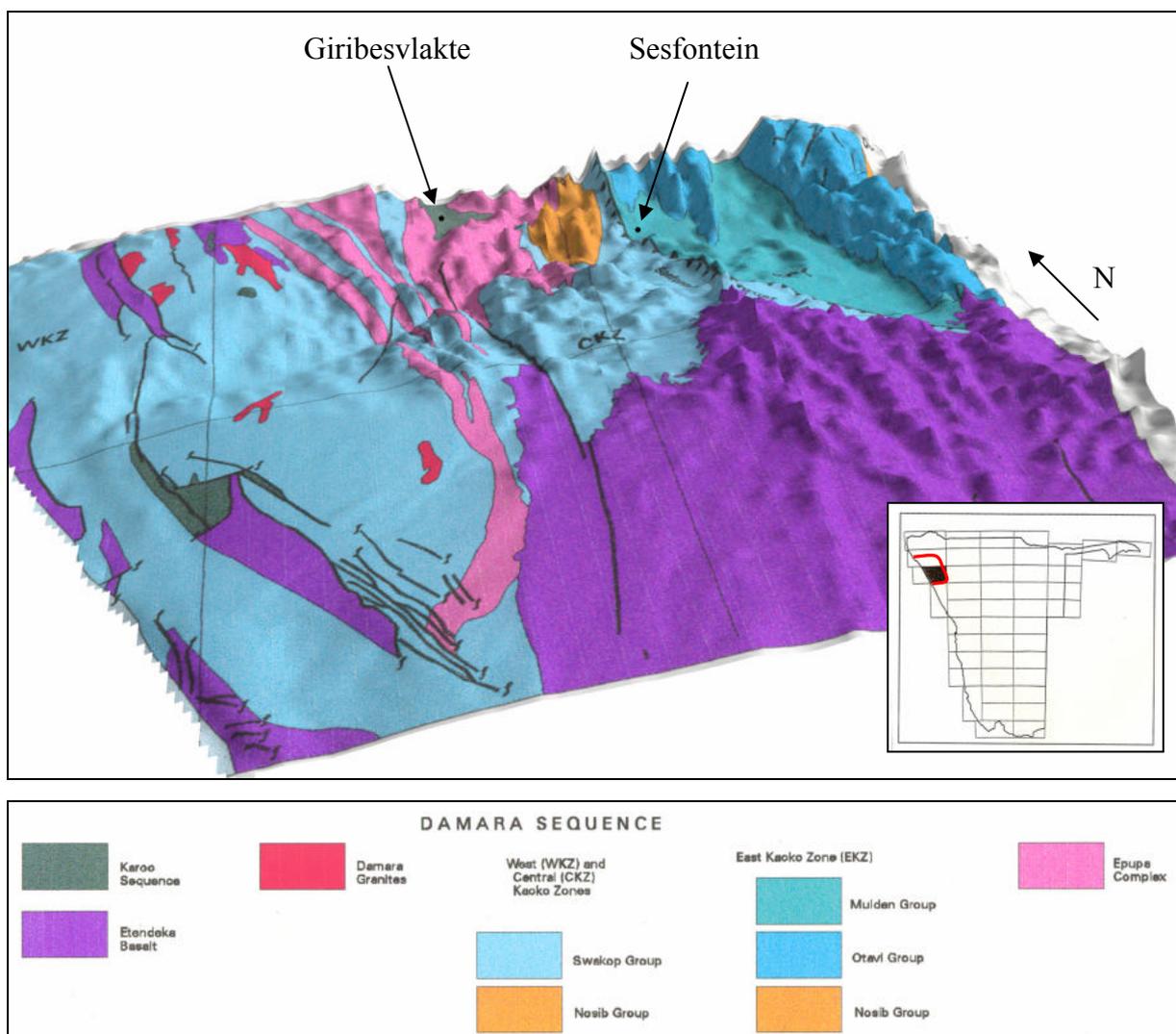


Abb. 7: DGM eines Ausschnittes des Untersuchungsgebietes (SRTM-Daten 2004, 90 m Auflösung, 12-fach überhöht; Karte: Geologische Karte Sesfontein 1: 1.000.000, E1 Projekt)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Einzugsgebiet von drei ephemeren Flüssen, die zum Atlantik entwässern, Khumib, Hoarusib und Hoanib (s. Abb. 8). Diese Flüsse sind durch ein episodisch bis periodisches Abflussregime gekennzeichnet. Die Einzugsgebiete reichen bis in den östlichen Teil des Kaokolandes und teilweise deutlich darüber hinaus (s. Abb. 8). In diesen Gebieten fallen die Niederschläge deutlich höher aus. In Annäherung an die Küste werden die Einzugsgebiete immer schmaler, was mit den geringer werdenden Niederschlägen zusammenhängt (s. Kap. B. III. 2). In ihren Laufabschnitten im Skeleton Coast National Park stellen sie somit bei Wasserführung Fremdling Flüsse dar.

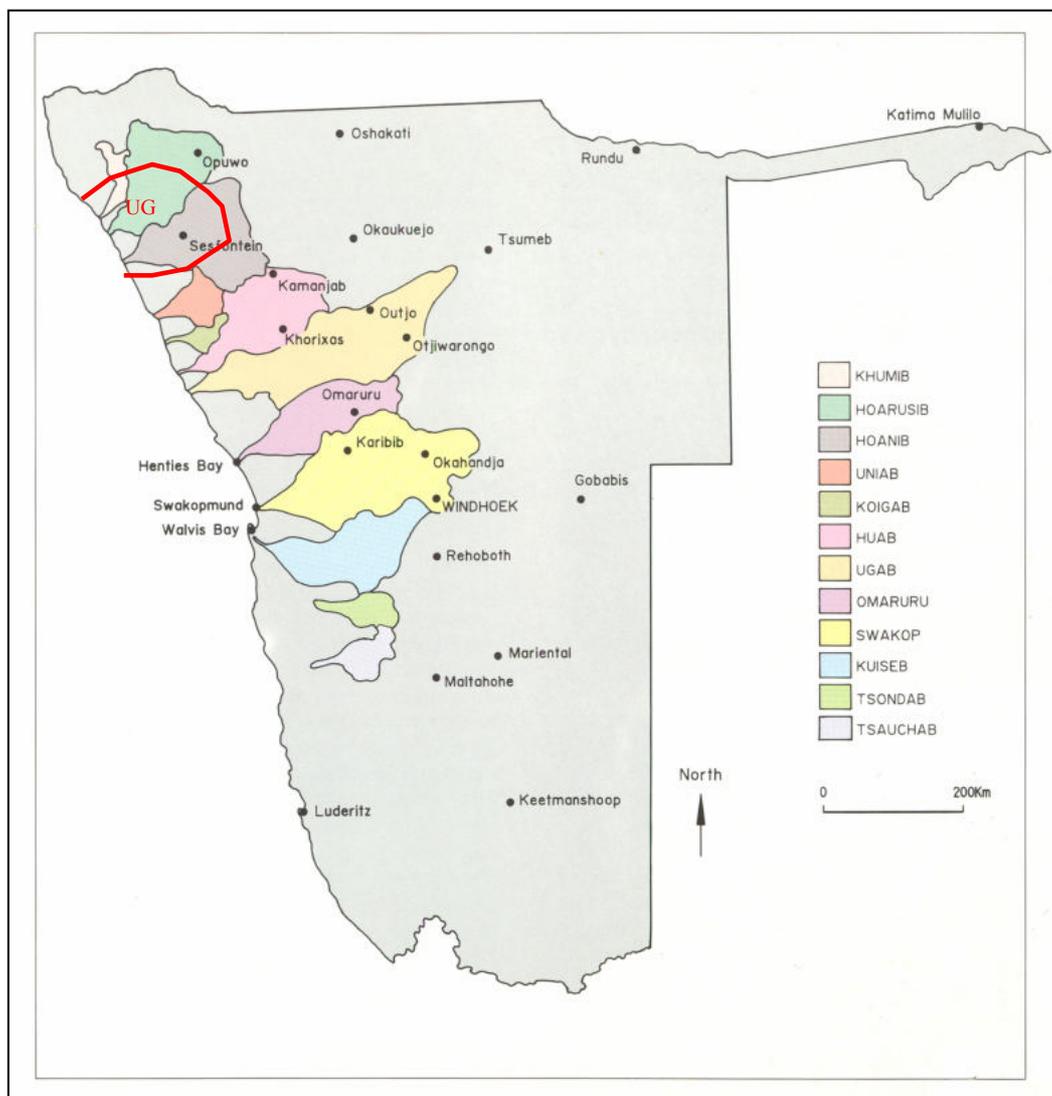


Abb. 8: Einzugsgebiete der ephemeren Flüsse im Westen Namibias mit der Lage des Untersuchungsgebietes (rot eingezeichnet)(JACOBSEN et al. 1995, verändert)

Das Khumib-Einzugsgebiet (s. Abb. 8) entwässert im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes eine Fläche von ca. 2200 km² mit einer Höhendifferenz von 0-1542 m ü. M. Aufgrund der geringen Größe, der spärlichen Besiedlung und der daraus resultierenden geringen landwirtschaftlichen Nutzung des Einzugsgebietes werden von staatlicher Seite an diesem Fluss keine Pegelstationen betrieben.

Die Einzugsgebietsgröße des Hoarusib (s. Abb. 8) beträgt ca. 15 100 km². Die vertikale Erstreckung reicht bis 1964 m ü. M. bei einer Flusslänge von etwa 300 km. Der Hoarusib erreicht fast jährlich den Atlantik, was in seinem feuchteren Hinterland begründet liegt (s. Kap. B. III. 2). Etwa 8 % seines Einzugsgebietes erhalten mehr als 300 mm Niederschlag im Jahr, fast die Hälfte (40 %) mehr als 100 mm Niederschlag pro Jahr. Sein Einzugsgebiet unterliegt dem ‚State Water Scheme Opuwo‘. Es werden 5 Pegelstationen am Fluss betrieben.

Der ca. 270 km lange Hoanib, der die ehemalige Südgrenze des Kaokolandes darstellt, entwässert im südlichen Untersuchungsgebiet ein Gebiet von etwa 17 200 km² und reicht im Osten bis an den Etosha-Nationalpark (s. Abb. 8). Die höchste Erhebung im Einzugsgebiet erreicht 1821 m ü. M. Die Wasserentnahme wird durch die ‚State Water Schemes‘ Erwee, Otjovasandu und Sesfontein geregelt, es werden 2 Pegelstationen am Fluss betrieben. 72 % seines Einzugsgebietes erhalten mehr als 100 mm Niederschlag jährlich, 12 % mehr als 300 mm. Aufgrund dieser hohen Niederschläge fließt der Hoanib ebenfalls fast jährlich, erreicht jedoch selten den Atlantik. Er flutet dann sein Binnendelta Gui Uin westlich von Amspoort (s. Abb. 3).

2. Klimatische Verhältnisse

Trotz der Küstenlage und einer Küstenlänge von fast 1300 km sind nahezu 80 % Namibias Trockengebiet, was nach BESLER (1992) zunächst paradox erscheint. Wie bereits beschrieben, werden seit Ende des mittleren Tertiärs im südwestlichen Afrika aride bis semiaride Verhältnisse angenommen, während derer sich allerdings

hygrische Schwankungen dokumentieren lassen (HÜSER et al. 1998, s. Kap. B. II). Aktuell herrschen im nördlichen Teil der Namib aride bis hyperaride Verhältnisse mit kühlen Temperaturen vor (BLÜMEL et al. 2000; LANCASTER 1999). Nach SANDER & BECKER (2002, s. Abb. 9) weist der westliche Teil des Untersuchungsgebietes ein BWk-Klima nach Köppen auf. Landeinwärts, mit abnehmendem Einfluss des kalten Auftriebswassers, geht es in ein BWh-Klima über.

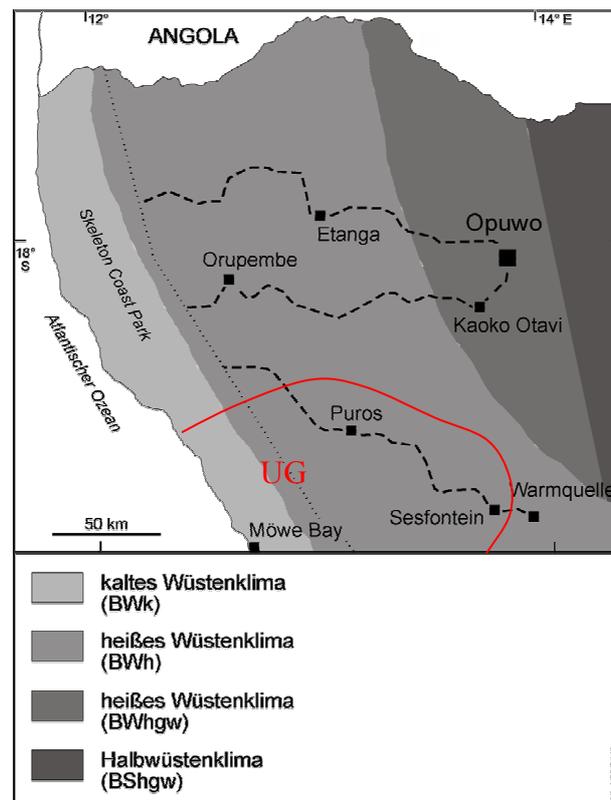


Abb. 9: Klimazonale Gliederung (nach KÖPPEN) (SANDER & BECKER 2002, verändert)

Zwei Lagefaktoren determinieren die Einordnung des nordwestlichen Namibias in die atmosphärische Zirkulation der Südhalbkugel: die Breitenlage und die Lage an einer randtropischen Westküste (SANDER & BECKER 2002). So prägen die semi-permanenten Hochdruckzellen im Südatlantik sowie im südlichen Indischen Ozean das Klima Namibias. Im Laufe des Jahres verändert sich ihre Position in Süd-Nord-Richtung um etwa 5° bzw. 6° und in Ost-West-Richtung um 13° bzw. 24°. Im (Süd-) Sommer liegt über dem Kontinent ein Gebiet niedrigen Luftdrucks (TYSON 1986). Da der gesamte südafrikanische Subkontinent im wechselnden Einflussbereich

außertropischer Westwinde und tropischer Ostwinde liegt, wird das Klima Namibias durch deren Interaktion beeinflusst (s. Abb. 10).

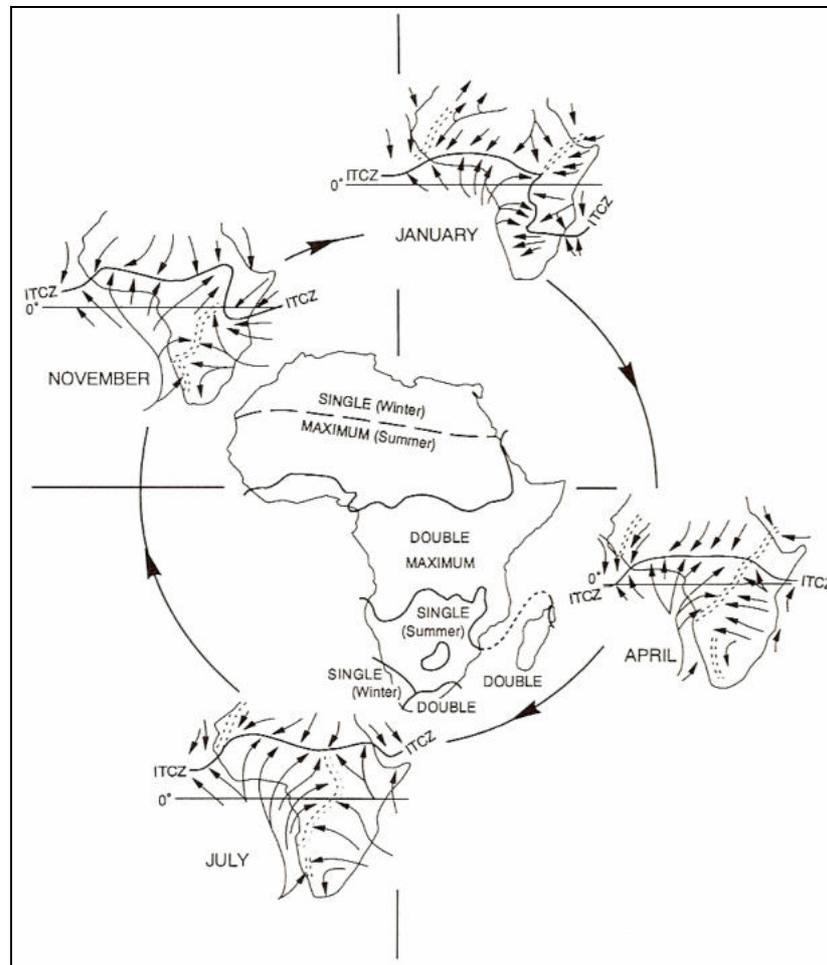


Abb. 10: Schematische Darstellung der jährlichen Niederschlags- und Bodenwindensysteme über Afrika
(GOUDIE 1999)

Vor allem im Norden Namibias ändert sich die Verteilung der Niederschläge je nach Lage der innertropischen Konvergenzzone (ITC, s. Abb. 10). Im Sommer schwingt die ITC weit polwärts aus. Sie erstreckt sich im Januar vom Äquator bis etwa 12° S in einem Längensbereich von ungefähr 30 bis 35° E und dreht dann bei etwa 15° S in östliche Richtung ab. Im Westen setzt sich die ITC bei ca. 14° S in der Zaire Air Boundary (ZAB) fort (TYSON 1986; BARRY & CHORLEY 1998; PRESTON-WHYTE & TYSON 2000).

Das Aufeinandertreffen südatlantischer und südindischer Luftmassen über dem Subkontinent führt im Sommer des Öfteren zur Bildung einer Feuchtfront (Passatkonvergenz). Die kalten Luftmassen vom Atlantik schieben sich unter die Südindikluftmassen und verursachen so weiträumige Hebungs- und Kondensationsvorgänge, woraus flächenhafte Niederschläge über dem Hochland resultieren können (WEISCHET & ENDLICHER 2000).

Da der größte Teil des Kaokolandes zwischen 17° und 19° S liegt, prägt die jahreszeitliche Verschiebung der äquatorialen Tiefdruckrinne und des subtropisch-randtropischen Hochdruckgebietes das Klima dieser Region. Als eine Folge der Verschiebung ist der Wechsel von winterlicher Trockenzeit und sommerlicher Regenzeit zu sehen, wobei der Südostpassat besonders im Winter einen starken Einfluss hat. Die Wanderung der äquatorialen Tiefdruckrinne mit dem höchsten Sonnenstand nach Süden bis in die Kalahari kann im Südsommer zur Bildung von Niederschlägen im Nordwesten Namibias führen, die oft als Starkregen niedergehen. Luftmassen aus dem Nordostpassat, die nach Überqueren des Äquators nach links abgelenkt werden, konvergieren mit dem Südostpassat. Im Südwinter strömt der Südostpassat äquatorwärts aus den subtropisch-randtropischen Hochdruckgebieten über dem Südatlantik und dem Südindik, sinkt dabei ab und baut folglich eine Inversion auf (s. Abb. 10). Da die Luftmassen somit stabil geschichtet vorliegen, findet nahezu keine Konvektion und somit auch keine Bildung von Niederschlägen statt (SANDER & BECKER 2002).

Das Südindikhoch und das Südatlantikhoch bilden den subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtel zwischen Nullmeridian und 60° E. Das Südindikhoch ist weniger stabil, es wird immer wieder von aus der Westwinddrift nach Norden vorstoßenden Tiefdruckgebieten verdrängt. Es hat somit insgesamt einen eher geringen Einfluss auf das Klima- und Wettergeschehen im Nordwesten Namibias. Das sehr stabile Südatlantikhoch befindet sich in der Regel bei etwa 30° S (WEISCHET & ENDLICHER 2000). Da der Kern des Hochdruckgebietes über dem Atlantik vor der Westküste Südafrikas liegt, sind Absinkbewegungen und stabile Schichtungen der Luftmassen

stark ausgeprägt (SANDER & BECKER 2002). Dadurch, dass der äquatorwärts strömende Südostpassat einer Flächendivergenz unterliegt, wird die Absinkbewegung zusätzlich verstärkt (VAN ZINDEREN BAKKER 1976; WEISCHET & ENDLICHER 2000). Der die Westküste erreichende Südostpassat ist trockenadiabatisch, die Feuchtigkeit der Luftmassen wird zu großen Teilen bereits durch die Bildung orographischer Niederschläge an der Ostküste Südafrikas reduziert (SANDER & BECKER 2002). Das Eindringen feuchter Luftmassen vom Indischen Ozean wird durch die südostafrikanische Randstufe verhindert (HÜSER et al. 1998). Hinzu kommt, dass Niederschlagshäufigkeit und -menge durch Föhneffekte der Fallwinde vermindert werden (BLÜMEL et al. 2000a; SANDER & BECKER 2002).

Die Aridität an der Westküste wird durch den äquatorwärts fließenden kühlen Benguelastrom und seine zirkulierenden Auftriebswasser verstärkt (COETZEE 1978). Die Oberflächentemperatur der kühlen Meeresströmung schwankt im Jahresverlauf und liegt zwischen 12° C im Winter und 17° C im Sommer (BESLER 1992). Die niedrigen Temperaturen führen zum Abkühlen der Luftmassen und zur Ausbildung einer Inversionsschicht, folglich wird Konvektion und somit auch die Niederschlagsbildung herabgesetzt (BESLER 1992; SANDER & BECKER 2002). Gleichzeitig wird die südatlantische Antizyklone stabilisiert (WEISCHET & ENDLICHER 2000). Einzige Niederschläge, bedingt durch die niedrigen Temperaturen, sind Nebel und Tau in einem 30 bis 50 km breiten küstennahen Streifen (LESER 1982; SANDER & BECKER 2002). BESLER (1972) charakterisiert diesen Raum somit als „Nebelwechselwüste“. Die Nebelbänke bilden sich durch Kondensation an der abkühlenden Luft über dem Ozean in Küstennähe. Aufgrund der Temperaturdifferenz zwischen Land und Ozean werden sie meist durch starke Seewinde aus westlichen und südwestlichen Richtungen über das Festland getrieben. Durch die hohen Bodentemperaturen erwärmen sich dort die Luftmassen. Der ohnehin geringe absolute Wasserdampfgehalt wird weiter reduziert und die Nebel lösen sich relativ schnell auf (BESLER 1992). Die Feuchtigkeitszufuhr durch die regelmäßig (an etwa 50 Tagen im Jahr) auftretenden Küstennebel ist eher gering, führt aber aufgrund der hohen

relativen Luftfeuchtigkeit zu einer Verringerung der Evapotranspiration (OLIVIER 1995).

Trockene Winde in Küstennähe aus südlichen bis südsüdwestlichen Richtungen dominieren aufgrund der Position Namibias innerhalb der Allgemeinen Zirkulation, im Landesinneren können auch andere Windrichtungen zunehmend auftreten (RUST 1989a, 1989b, s. Abb. 10). Die dominante Windrichtung zeigt sich auch morphologisch in der generellen Süd-Nord Ausrichtung von Lineardünen in der Namib. Verursacht wird die Ausrichtung durch die, in einem optimalen Winkel für eine leeseitige Verlagerung und Vergrößerung der Dünen, überwiegend aus SSW-SW wehenden Winde. Seltene Starkwinde aus NE-E wirken jedoch begrenzend auf ihre Ausdehnung (LIVINGSTONE 1988, 1989).

Der Jahresgang der Temperatur im Kaokoland wird durch drei Faktoren geprägt: die Distanz zur Küste, die absolute Höhenlage und die Lage innerhalb des subtropisch-randtropischen Trockengebietsgürtels. Der kühle Benguelastrom beeinflusst die Lufttemperaturen, in direkter Küstennähe liegen die Monatsmittel somit niedriger als im Binnenland. Die Tages- und auch die Jahresamplituden sind sehr viel geringer und die maximalen bzw. minimalen Monatsmittel treten verzögert auf. Infolge von Fallwinden (Föhn) kommt es zu adiabatischer Erwärmung und somit zur Verringerung der relativen Luftfeuchtigkeit, woraus vermutlich erhöhte absolute Temperatur-Maxima in den Wintermonaten resultieren. Fröste treten an der Küste nicht auf. Die charakteristische Reliefabfolge des Kaokolandes von Westen nach Osten (s. Kap. B. III. 3) lässt vermuten, dass analog zur stark vertikalen Gliederung auch thermische Höhenstufen erkennbar sein müssten. Untersuchungen diesbezüglich wurden aber bisher nicht durchgeführt (SANDER & BECKER 2002).

Da für die Station Sesfontein bisher keine Temperaturdaten vorliegen, erfolgen Angaben zur Temperatur auf der Basis der Daten der nördlich gelegenen Station Opuwo (s. Tab. 1; Lage Opuwo s. Abb.9).

Tab. 1: Temperaturdaten der Station Opuwo (nach Daten aus SANDER & BECKER 2002)

Mitteltemperatur wärmster Monat (Dezember)	24,5 °C
Mitteltemperatur kältester Monat (Juni)	16,3 °C
Monatsmittel Oktober bis März	24 °C
Jahresamplitude	8,2 °C
mittlere Tagesamplitude	18,9 °C
mittlere Tagesamplitude (September)	22,8 °C
mittlere Tagesamplitude (Ende der Regenzeit)	13,4 °C

Es herrscht ein ausgeprägter Jahresgang von Temperatur und Strahlung vor. Im Sommer treten zwei Zenitalstände der Sonne auf, im Winter betragen die Einstrahlungswinkel dagegen nur maximal 50°. Neben den hygrischen sind folglich auch thermische Jahreszeiten ausgebildet. Im Winter sinken die Temperaturen deutlich ab, im Sommer bleibt das Monatsmittel relativ konstant und liegt aufgrund von Niederschlägen bzw. Bewölkung unter 25 °C. Größer als die jahreszeitlichen sind die tageszeitlichen Temperaturschwankungen, die charakteristisch für die Lage zwischen den Wendekreisen sind und, insbesondere am Ende der Trockenzeit, eine mittlere Tagesamplitude von über 20 °C ausmachen können. In den Monaten Juni bis August können die Temperaturen bis -4 °C absinken (SANDER & BECKER 2002).

Gebiete gleichen mittleren Jahresniederschlags und gleicher Regenzeitdauer verlaufen im Nordwesten Namibias in küstenparallelen Streifen (s. Abb. 11 und 12). Stationen mit nahezu derselben geographischen Länge (z.B. Opuwo und Sesfontein; s. Tab. 2), weisen aufgrund dieses küstenparallelen hygrischen Gradienten oft völlig unterschiedliche Niederschlagswerte auf (RUST 1989a, 1989b; SANDER & BECKER 2002; s. Abb. 11). Ursache für die Niederschlagsverteilung ist die meist nicht bis in den südlichen Teil des Kaokolandes ausschwingende südliche ITC. Verstärkend kommt hinzu, dass zwischen Opuwo und Sesfontein ein bis über 1800 m ü. M. aufsteigendes

Bergland liegt, welches zu Steigungsregen südlich von Opuwo und zu Regenschatten in der Region um Sesfontein führt (SANDER & BECKER 2002).

Im äußersten Westen des Kaokolandes beträgt die durchschnittliche annuelle Niederschlagsmenge weniger als 50 mm, im Osten liegt sie hingegen bei 400 bis 500 mm (s. Abb. 11).

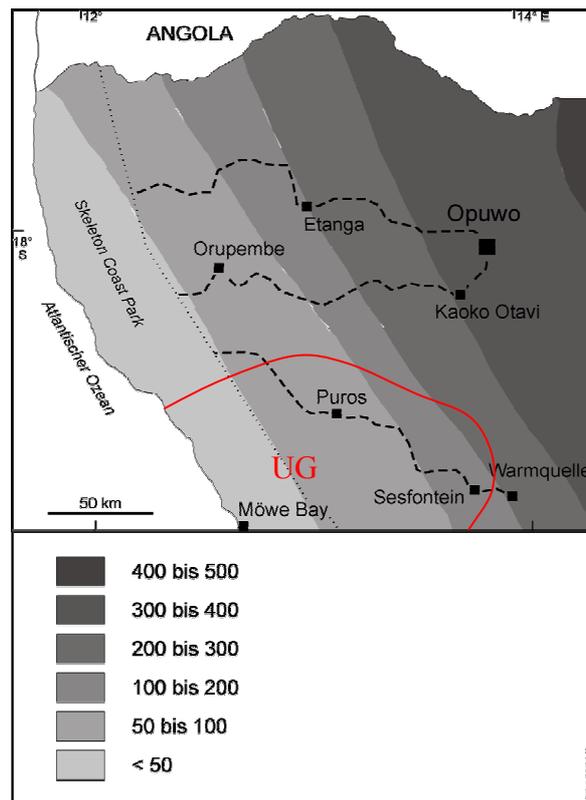


Abb. 11: Mittlere Jahresniederschläge (in mm) (SANDER & BECKER 2002, verändert)

Da die räumliche Verteilung der konvektiven Niederschläge nicht gleichmäßig ist, sondern fleckenhaften Charakter aufweist, muss kleinräumig von beträchtlichen Differenzen der Niederschlagsmengen ausgegangen werden. Die Niederschlagsmengen benachbarter Gebiete können so z. B. durch lokal begrenzte Gewitter und Starkregen, beträchtlich voneinander abweichen (SANDER & BECKER 2002).

Tab. 2: Niederschlagsbedingungen an den Stationen Opuwo und Sesfontein
(verändert nach SANDER & BECKER 2002)

	Opuwo	Sesfontein
Geographische Lage	E 13° 50' S 18° 03'	E 13° 37' S 19° 07'
aufgezeichnete Jahre (1941-1998)	21	24
Mittlerer Jahresniederschlag (mm)	315	112
Anzahl der Jahre ohne Niederschlag	0	2
Jahre mit weniger als 70% des mittleren Jahresniederschlages [%]	24	46
Jahre mit mehr als 130% des mittleren Jahresniederschlages [%]	14	38
Durchschnittliche Anzahl der Regentage pro Jahr	29,5	9,5

Die Niederschlagsvariabilität nimmt, anders als die Niederschlagsmenge, im Kaokoland nach Westen und Süden hin zu (VAN DER MERWE 1983; SANDER & BECKER 2002). Allgemein gilt für aride Gebiete, dass die Variabilität bei abnehmendem mittlerem Jahresniederschlag größer wird (BESLER 1992).

Die Regenzeit (Monate mit über 50 mm Niederschlag, s. Abb. 12) zwischen Dezember und April dauert im Westen und Süden des Kaokolandes etwa einen Monat, im Nordosten 2 bis 4 Monate (SANDER & BECKER 2002).

Die interannuellen Schwankungen der Niederschlagswerte sind im Kaokoland stark ausgeprägt. Die durchschnittliche Niederschlagsmenge variiert von Jahr zu Jahr. Es gibt immer wieder (mehrjährige) Dürreperioden, in denen kein Niederschlag fällt. Auch Beginn und Ende der Regenzeit sowie die Niederschlagsintensität sind im Vergleich der einzelnen Jahre unterschiedlich. Die edaphische Trockenheit wird durch erhöhten Oberflächenabfluss infolge hoher Niederschlagsintensität und verzögerter Infiltration zusätzlich verstärkt. Bei Starkregen kann der Abfluss 50 bis 80 % des Volumens des Niederschlagsereignisses ausmachen (EVENARI 1985). Wenn der Boden nach der Trockenzeit aufgrund spärlicher Vegetation nahezu ungeschützt ist, können Starkregenereignisse außerdem zu erhöhter Abspülung von Feinmaterial führen, welches dann an anderer Stelle wieder akkumuliert wird (s.a. SANDER et al. 1998; BRUNOTTE & SANDER 2000). Bei hohen Niederschlägen sammelt sich das Ober-

flächenwasser in den größtenteils trockenen Flussbetten und führt vielfach zum so genannten ‚Abkommen der Riviere‘. Je nach Verhältnis zwischen Niederschlag, Infiltration und Verdunstung erreichen die episodisch bzw. periodisch wasserführenden Flüsse den Atlantik (BESLER 1992). Für perennierendes Fließen wären nach STENGEL (1962) etwa 1000 mm Niederschlag im Einzugsgebiet notwendig (s. Kap. B. III. 1).

Neben der beim Vergleich einzelner Jahre auftretenden Variabilität der Niederschläge zeigen sich auch bei der Betrachtung längerer Zeiträume Differenzen im langjährigen Niederschlagsmittel. Nach HÜSER et al. (1998) deuten verstärkte äolische Prozesse, mit erhöhter Mobilisierung und Verlagerung feinkörniger Sedimente sowie rezenter Ausweitung von Dünenfeldern und Flugsanddecken, auf eine mindestens seit den letzten zwei Jahrhunderten zunehmende Aridisierung hin.

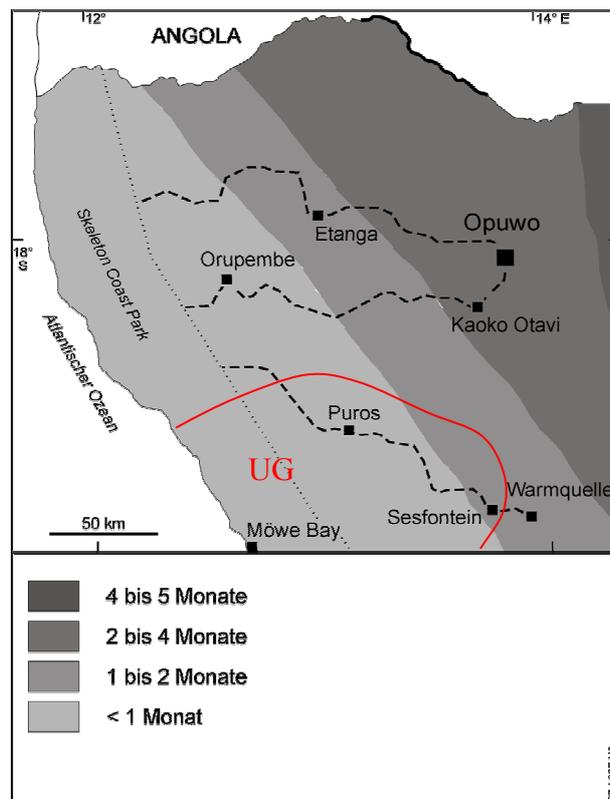


Abb. 12: Dauer der Regenzeit (SANDER & BECKER 2002)

Untersuchungen von NICHOLSON (1999) belegen für verschiedene Regionen Afrikas mehrere Jahre bis Jahrzehnte andauernde Phasen mit unterschiedlichen

Niederschlagsintensitäten und ermöglichen die Rekonstruktion sowohl trockenerer als auch feuchterer Phasen innerhalb der letzten zwei Jahrhunderte. Von NICHOLSON (1994, 1999) erstellte Karten zeigen für den größten Teil Namibias überdurchschnittlich hohe Niederschlagsmengen im Vergleich zum langjährigen Mittel in den 1950er Jahren und, außer im Nordwesten und an einigen Küstenstationen, etwas geringere Niederschlagswerte in den 1960er Jahren. Die 1980er Jahre waren dagegen fast im gesamten Namibia mit mindestens 20 % weniger Niederschlag, bezogen auf das langjährige Mittel, sehr trocken. Speziell für das Kaokoland sind Aussagen aufgrund der lückenhaften Datenreihen schwierig. Unter Einbeziehung von Daten benachbarter Stationen (z.B. Tshandi im Nordosten und Kamanjab im Südosten) lassen sich zwei Phasen erkennen. Im Vergleich zum langjährigen Mittel waren die Jahre zwischen Mitte der 1950er und Mitte der 1970er Jahre oftmals überdurchschnittlich feucht, in den folgenden Jahren bis etwa Mitte der 1990er traten vermehrt Dürren auf (SANDER & BECKER 2002; s.a. NICHOLSON 1994).

3. Geologische und tektonische Verhältnisse

Im Landschaftsbild des südwestlichen Afrikas sind noch heute Reste von Reliefeinheiten erhalten, deren Entstehung bis ins Paläozoikum oder Präkambrium zurück reicht (HÜSER et al. 1998). Nach MARTIN (1969) lässt sich die heutige Morphologie ohne Kenntnis der Paläogeomorphologie nicht deuten. Da Datierungen zu känozoischen Ablagerungen oftmals fehlen, ist die Rekonstruktion der alten Landoberflächen unerlässlich, um das rezente Landschaftsbild interpretieren zu können.

Als Teil eines passiven Kontinentalrandes bilden der Kontinentalschelf und das daran anschließende Festland die Westküste Afrikas (SPÖNEMANN 1997, 2000). Der südafrikanische Subkontinent lässt sich in drei orographische Großeinheiten gliedern (s. u.). Das charakteristische West-Ost-Profil wird in der Literatur häufig mit dem

Bild einer umgestülpten Schüssel verglichen. Die Küstenabdachung steigt im Idealfall als Schrägfläche („Schiefe Ebene“) auf einer Strecke von ca. 100 km von 0 auf ungefähr 1000 m ü. M. an (s. Abb. 1). Im Norden und im zentralen Teil Namibias kann sie als freie Felsfläche ausgebildet sein, im Süden ist sie in der Regel von Dünen sanden des Namib-Ergs bedeckt. Bei etwa 800 bis 1000 m ü. M. stößt diese Schrägfläche an die Randstufe, die teilweise bis über 2000 m ü. M. aufragt (HÜSER et al. 1998). Der Randstufenbereich ist an vielen Stellen, so z.B. im Norden bei 18° bis 20° S, durch Zertalung fast vollständig aufgelöst. Im Bereich der „Randstufenlücke“ im zentralen Teil Namibias ungefähr zwischen 20° und 23° S fehlt eine morphologische Stufe völlig und wird von einer konvex gewölbten Fläche ersetzt (HÜSER 1989; HÜSER et al. 1998). Die Oberfläche der Küstenabdachung sowie die der Randstufenlücke sind in der Regel als Fels- oder Rumpffläche ausgebildet. Die von der Randstufe nach Osten abdachende Hochlandfläche ist gering gegliedert, nur vereinzelt ragen Inselberge auf. Sie fällt im Norden von ca. 1200 m ü. M. („Etosha-Niveau“) und im Süden von ca. 1.500 m ü. M. auf etwa 900 m ü. M. nach Osten ab. Da der Felssockel von bis zu mehreren 100 m mächtigen terrestrischen Sedimenten der Kalahari-Gruppe überlagert wird, handelt es sich um eine Akkumulationsfläche (HÜSER et al. 1998).

Der Subkontinent Südafrika wird geologisch und geomorphologisch nach Norden durch die Lundaschwelle vom zentralafrikanischen Kongobecken abgegrenzt (EITEL 1996; HÜSER et al. 1998, s. Abb. 13). Geologisch besteht sein Sockel im Wesentlichen aus zwei präkambrischen Kratonen, dem nördlichen Kongo-Kraton und dem südlichen Kalahari-Kraton (s. Abb. 13). Heute liegen die im Präkambrium gebildeten, teilweise hochmetamorphen Gesteine dieser Kratone als Granite, Gneise, Quarzite, Schiefer und auch als Vulkanite aller Art vor. Durch die Kollision der beiden Kratone wurde die zwischen ihnen liegende marine Damara-Geosynklinale zwischen Ende des Präkambriums und Beginn des Paläozoikums geschlossen. Dabei entstand aus den marinen Sedimenten der Geosynklinale ein WSW-ENE streichendes Faltengebirge, das Damara-Orogen, dessen Gesteine sich in einem Streifen vom mittleren

Namibia bis nach Simbabwe erstrecken (s. Abb. 13; MARTIN & PORADA 1977; EITEL 1996).

Tab. 3: Geologische Zeittafel mit stratigraphischen Einheiten Namibias (SCHNEIDER 2004)

International Geological Time-Scale Subdivisions		Southern African Subdivisions	Namibian Stratigraphic Units
Cenozoic < 65 Ma	Quaternary to Cretaceous < 135	< 135 Ma	Namib Desert Kalahari Sequence Etendeka Group
Mesozoic 25–65 Ma	Permo-Carboniferous to Jurassic 300–135 Ma	300–135 Ma	Post-Karoo Complexes
Paleozoic 540–250 Ma			Karoo Sequence
	Ordovician to Cambrian 540–460 Ma	Ordovician to Cambrian 540–460 Ma	Damara Granites
Precambrian > 540 Ma	Neoproterozoic 1000–540 Ma	Namibian 1000–540 Ma	Nama Group Damara Sequence Gariep Complex
	Mesoproterozoic 1600–1000 Ma	Middle to Late Mokolian 1800–1000 Ma	Gamsberg Granite Sinclair Sequence Namaqualand Complex Rehoboth Sequence Fransfontein Suite
	Paleoproterozoic 2500–1600 Ma and Archaean > 2500 Ma	Early Mokolian 2000–1800 Ma to Vaalian > 2000 Ma	Kunene Complex Elim Formation Khoabendus Group Moorivier Complex Neuhof Formation Hohewarte Complex Abbabis Complex Grootfontein Complex Huab Complex Vioolsdrif Suite Orange River Group Epupa Complex

Die Bildung des Damara-Gebirges erfolgte im Zeitraum von 650 bis etwa 500 Mio. Jahren vor heute (s. Tab. 4; HÜSER 2001). Es verschweißt seitdem die altkonsolidierten Kratone, die einen Teil des Megakontinents Pangäa bildeten. An der heutigen Oberfläche der zentralen Achse des Damara-Gürtels streichen überwiegend syngenetisch mit der Faltung intrudierte Granite aus. Das Damara-Orogen ist heute

unter Bildung einer Rumpffläche bis auf den Sockel abgetragen. Die unterschiedlichen Höhen der Rumpfflächenniveaus resultieren aus jüngeren tektonischen Folgeprozessen. Das korrelierte Abtragungsmaterial der Einrumpfung des Damara-Orogens wurde überwiegend nach Süden geschüttet, es überdeckt randlich die Gesteine des Kalahari-Kratons und hat folglich Anteil an der Bildung des paläozoischen Deckgebirges der Nama-Formation, welches dort die heutige Randstufe bildet (HÜSER et al. 1998). Die Schichten der Nama-Formation liegen diskordant auf dem konsolidierten Sockel des Damara-Orogens, bei den Sedimentgesteinen handelt es sich überwiegend um Quarzite, Sand- und Tonsteine (HÜSER 2001).

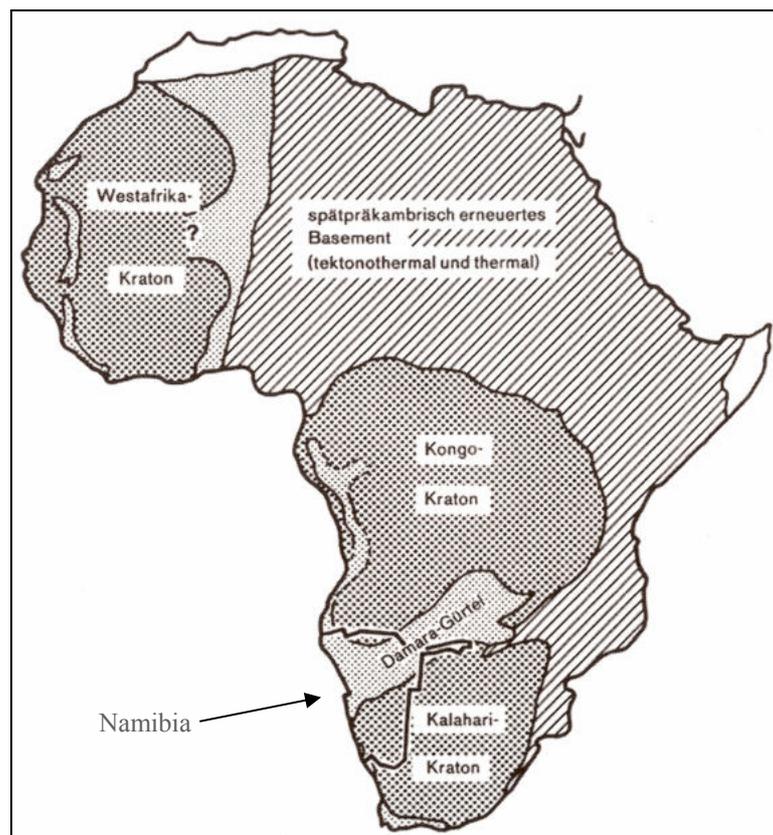


Abb. 13: Geologisch-tektonische Grundstruktur Afrikas (HÜSER et al. 2001, verändert)

Mit dem ausgehenden Paläozoikum setzt eine neue Akkumulationsphase, die Karoo-Folge (auch Karoo-Super-Gruppe genannt; s. Tab. 3), ein. In dieser, bis in die

Kreidezeit andauernden Phase, wird eine Abfolge unterschiedlich mächtiger, räumlich sehr differenzierter Ablagerungen unterschiedlicher Fazies gebildet (EITEL 1996; HÜSER et al. 1998). Geologen diskutieren die differenzierte Karoo-Stratigraphie noch kontrovers. Landschaftsgenetisch lassen sich nach HÜSER et al. (1998) drei karoozeitliche Phasen ausweisen, die das Makrorelief Namibias geprägt haben:

In der *Unteren Karoo* gegen Ende des Paläozoikums kam es während der permokarbonen Vereisung zu einer geringmächtigen Verschüttung des Altreliefs durch Dwyka-Sedimente.

In der *Mittleren Karoo* (Trias) führen der Abschmelzprozess und die einsetzende äolische Dynamik zu einer partiellen Verschüttung des Post-Dwyka-Reliefs durch die vorwiegend terrestrischen Sedimente der Etjo-Formation (Nordnamibia) bzw. der Ecca-Formation (Südnamibia). In dieser Zeit entstehen durch die Trennung Pangäas der nördliche Kontinent Laurasia und der südliche Kontinent Gondwana.

Im Zuge des Zerbrechens Gondwanas (*Obere Karoo* gegen Ende des Jura) kommt es zu einer weiträumigen Reliefbedeckung und -plombierung durch Flutbasalte (Etendeka) (s. Tab. 3 und 4).

Die Bildung der Dwyka-Sedimente der Unteren Karoo geht auf die Phase der permokarbonen Vereisung zurück (HÜSER et al. 1998). Die Rekonstruktion der Gletscherfließrichtungen und Eisrandlagen lassen den Schluss zu, dass westlich des heutigen Namibia eine NW-SE verlaufende Tiefenlinie (Paraná-Depression) bestanden hat, die Sedimentationsraum für den überwiegenden Teil des glazialen Abtragungsschuttetes darstellte. Eine Folge dieser Depression ist die Bildung E-W gerichteter Täler (STOLLHOFEN 1999).

Im Gegensatz zum Süden und Osten Namibias, wo die Dwyka-Vorkommen nahezu vollständig von karoozeitlichen und tertiären Sedimenten überdeckt sind, wurden sie im Westen, vor allem im Nordwesten, wieder freigelegt (HÜSER et al. 1998). Nach HÜSER (2001) sind in fast allen großen Rivieren im Norden (z. B. im Kunene, Hoanib oder Hoarusib) in den Tiefenlinien Dwyka-Vorkommen zu finden. MARTIN erkannte bereits in den 1960er Jahren, dass im Norden Namibias ein nach Westen gerichtetes

Talsystem vorhanden ist, dessen Anlage er auf die Bewegung des permokarbonen Eises von Ost nach West zurückführt (1960/61, 1969).

Neben der Ausrichtung zeugt nach ihm auch die Form der Täler von der ehemaligen Vereisung. MARTIN & SCHALK (1957) interpretieren sie als überprägte Trogtäler mit typischen Merkmalen glazialer Genese wie Tilliten und Gletscherschrammen. Nach BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) ist diese Annahme jedoch in Frage zu stellen, da die Sedimente nicht immer *in situ* liegen und auch die jüngere epigenetische Entwicklung der Täler dagegen spricht. Die wieder freigelegten prädwykzeitlichen Diskordanzflächen können den Anschein jüngerer Rumpfflächen erwecken. Ob es sich bei den Diamiktitvorkommen um Tillite handelt, ist ebenfalls fraglich. Die im Gomatumtal von MARTIN & SCHALK (1957) als Gletscherschliffe interpretierten Spuren können auch durch tektonisch bedingte Dehnung mit gleichzeitiger Querverschiebung entstanden sein, und sind damit nicht ohne weiteres als Nachweis für eine Vergletscherung geeignet (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997).

Die weitere Verdriftung Gondwanas nach Norden, die bereits vor der Trennung Pangäas einsetzte, beendet in der Trias die Phase der Vergletscherung. Aufgrund des Abschmelzprozesses werden große Mengen der glazialen Schuttmassen durch Schmelzwässer verlagert (HÜSER et al. 1998; HÜSER 2001). Die Akkumulationsphasen setzen sich im großräumigen interkontinentalen Sedimentationsraum, dem Karooecken, fort. Es bilden sich mächtige, überwiegend terrestrische Sedimentschichten, die aber im südwestlichen Afrika, vermutlich aufgrund der Randlage innerhalb eines größeren Sedimentationsraumes, weniger mächtig ausgebildet sind. Erst mit der Ablagerung der Etjo-Formation (Nordnamibia) bzw. der Ecca-Formation (Südnamibia) setzt hier die zweite reliefverschüttende Phase ein (s. Tab. 4; HÜSER et al. 1998). Die Ablagerungen der fluvialen Ecca-Sedimente weisen Deltasediment-Charakter auf und wurden teilweise durch ein periodisch in das Gebiet eindringendes Meer überprägt. Die ebenfalls hauptsächlich äolischen, etwas später abgelagerten Etjo-Sedimente liegen heute überwiegend als verfestigte Sandsteine oder Quarzite vor (HÜSER 2001). Diese triassischen Ablagerungen haben

Becken und Talungen, eventuell auch das gesamte damalige Relief, überlagert und sind heute nur noch als Abtragungsreste erhalten (RUST 1996). Die Erosionsreste deuten, wie die Dwyka-Sedimente, auf präexistente Tiefenlinien hin und dokumentieren die zweite Phase der Verschüttung und Reliefplombierung. Sie können aber auch, nach tektonischer Dislozierung, als Tafelberge die Hochlandflächen überragen (HÜSER et al. 1998).

Die dritte Phase der Reliefüberdeckung, deren Ausmaß im Vergleich zu den beiden vorherigen Phasen bedeutend größer ist, beginnt gegen Ende des Jura mit Auseinanderbrechen Gondwanas und Drift der neu entstandenen Teilkontinente in ihre heutige Position (s. Tab. 4; HÜSER et al. 1998). Durch das Auseinanderbrechen der kontinentalen Masse, das ca. 160 Mio. Jahre vor heute einsetzte, wurden der Südatlantik und der Indische Ozean initial gebildet (STOLLHOFEN 1999). Der Rift-Prozess war mit starker vulkanischer Aktivität verbunden. Große Flutbasaltmengen überziehen während der Kreidezeit weitflächig, vermutlich sogar vollständig, das heutige Südwestafrika (EITEL 1996; HÜSER et al. 1998). Nach RENNE et al. (1996) ist das Alter der Etendekabasalte auf 132 Mio. \pm 1 Mio. a BP zu datieren (in MARSH et al. 2001). Die Basaltdecken erreichen eine Mächtigkeit von über 1000 m und konservierten die damalige Landoberfläche. Sie werden gegen Ende der Kreide sukzessiv wieder abgetragen und sind heute nur noch in Resten erhalten. Im Kaokoland und Damaraland zeugen ausgedehnte Tafelberglandschaften von der ehemaligen Landoberfläche (HÜSER et al. 1998). Die Basaltdecken im Kaokoland sind heute noch mehrere 100 m mächtig (EITEL 1996), nach ERLANK et al. (1984) liegen sie dort sogar noch in Mächtigkeiten von bis zu 1000 m vor.

Mit dem Zerfall Gondwanas ist gleichzeitig bzw. nachfolgend eine tektonische Hebung der Randbereiche der Kontinentfragmente verbunden. Dieser tektonische Impuls führt, nach langer tektonischer Stabilität, zur Ausbildung der südwestafrikanischen Randstufe (Great Escarpment), die, an wenigen Stellen unterbrochen, den südafrikanischen Subkontinent umgibt (HÜSER 1989; EITEL 1996; HÜSER et al. 1998).

Die geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Randstufe und deren zeitlicher Ablauf sind bis heute nicht abschließend geklärt. Die Frage, ob es sich bei dem Riftprozess um ‚aktives‘ oder ‚passives‘ Rifting handelte, kann bisher nicht beantwortet werden. Die Randstufe kann somit einerseits durch Aufwölbung und anschließende Taphrogenese und Bruchtektonik, andererseits durch eine, initialer Grabenbildung folgenden Krustenaufwölbung mit finalem Vulkanismus gebildet worden sein (HÜSER 1989). Offen ist darüber hinaus die geomorphologisch relevante Frage nach der ursprünglichen Position der initialen Grabenschulter, die möglicherweise viel weiter westlich als die heutige Stufe lag (HÜSER et al. 1998). Im Allgemeinen wird angenommen, dass die Randstufe rein erosiv entstanden und nur in wenigen Bereichen im Zusammenhang mit Verwerfungen ausgebildet ist. BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) widerlegen jedoch die Annahme, dass es sich um eine Abtragungsstufe handelt. Verschiedene Indikatoren lassen den Schluss zu, dass bruchtektonische Prozesse Ursache der Stufenbildung sind. Die ‚Urform‘ der Großen Randstufe bildet eine Flexur der Randschwellenabdachung, welche morphogenetisch die bedeutendste der epirogenen Deformationen der Haupttrumpffläche darstellt und eine tektonische Anlage der Randstufenlücke bestätigt (SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989). Die Bezeichnung ‚Große Randstufe‘ ist nach BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) nur in wenigen Abschnitten zutreffend, da ein deutlich ausgeprägter Anstieg auf weiten Strecken nicht zu erkennen ist (s.a. ABEL 1959).

Nach HÜSER (1989, 1991) ist die ‚Randstufenlücke‘ im Damaraland dort ausgebildet, wo überwiegend geringresistente Damara-Granite vorliegen und somit durch gesteinsbedingt veränderte Abtragungsverhältnisse zu erklären. Nach BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) ist dies in Frage zu stellen, da die Randstufe bei Springbok (im Namaqualand) akzentuiert und vollständig im Granit ausgebildet ist. Die Frage, wie groß der tektonische Einfluss auf die Bildung bzw. Morphogenese der Randstufenlücke war, ist noch abschließend zu klären (EITEL 1996; BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997).

Tab. 4: Raum- und Zeiteinheiten und geologisch-paläogeographische Ereignisse im südwestlichen Afrika (HÜSER et al. 2001)

Raum- und Zeiteinheiten				Geologische/Paläogeographische Ereignisse	
"Präpangäa"	Präkambrium	Paläozoikum	Damarafolge	> 2100	Konsolidierung des Kongo- und Kalahari-Kratons
				570	Bildung der Damara-Geosynklinale
Pangäa	Paläozoikum	Paläozoikum	Damarafolge	230	Bildung des Nama-Deckgebirges in Süd-Namibia; Vollständige Abtragung des Damara-Faltengebirges
				230	Permokarbone Vereisung Pangäas; Bildung der Dwyka-Sedimente
Gondwana	Mesozoikum	Mesozoikum	Karoo-Folge	230	Überwieg. terrestrische Sedimente: N-Namibia: Etjo S-Namibia: Ecca
				65	Zerbrechen Gondwanas mit Förderung von Flutbasalten: Etendeka Sicherlich regionale, fraglich landesweite Überdeckung des präbasaltischen Reliefs
Afrika	Känozoikum	Känozoikum	Post-Karoo-Folge	65	Abtragung und Wiederaufdeckung des Reliefs; partiell auch Tieferlegung
				65	Bildung des Namib-Erg Verschüttung der Tief-lagen des Reliefs durch endorheische Entwässerung und Zementierung der Sedimente durch Carbonat
					Kalahari-Gruppe
					Einerseits partielle Ausräumung tertiärer Füllungen, andererseits Bildung neuer kalkverfestigter Sedimente

Gegen Ende der Kreide, vor etwa 65 Mio. Jahren, endet die Karoo-Sedimentationsfolge und eine wahrscheinlich rd. 50 Mio. Jahre bis ins Miozän andauernde Abtragsphase setzt ein (s. Tab. 4; HÜSER et al. 1998). Infolge der andauernden Verwitterung und Abtragung entstehen während des Tertiärs ausgedehnte Rumpfflächen. Inselberge und Gebirgskomplexe wie z.B. das Khomas-Hochland bleiben, insbesondere im Bereich der Randstufe, erhalten. Nur im Kalaharibecken erfolgt weiterhin durch zentripetale Entwässerung die Ablagerung von Lockersedimenten (EITEL 1993). Das Becken bildet nach Entstehung der Randstufe einen innerkontinentalen Sedimentationsraum (EITEL 1996).

Nach EITEL (1996) wurde ein Großteil der Etendekabasalte in West- und Mittelnamibia bereits im Alttertiär unter Bildung einer weit reichenden Rumpffläche im Osten der Randstufe abgetragen. Diese prämiozäne Rumpffläche ist im Norden Namibias in den präkambrischen Damaraschiefern, im mittleren Teil Namibias in den Metamorphiten des Damara-Gürtels und den Namagesteinen und im Süden in den Sedimentgesteinen der Karoo ausgebildet (BLÜMEL & EITEL 1994; EITEL 1996).

Infolge der flächenhaften Abtragung der mächtigen Basaltauflagen kam es wahrscheinlich zu isostatischen Hebungen, die MARTIN bereits 1960/61 diskutierte. Inwieweit diese Hebungsbewegungen auch in Zusammenhang mit neotektonischen Prozessen zu erklären sind, ist bisher noch unklar (HÜSER et al. 1998). Die wechselnde Mächtigkeit der tertiären Sedimente der Kalahari-Gruppe zeichnet die Becken und Schwellen nach, deren Entstehung – neben dem Einfluss des ostafrikanischen Bruchsystems – auf neotektonischen Vorgängen beruht (EITEL 1996). Nach BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) wirken sich auf die Morphodynamik, neben Veränderungen der klimatischen Gegebenheiten, besonders Phasen tektonischer Stabilität und tektonischer Aktivität aus. Infolge der rund 100 Mio. Jahre dauernden Drift Gondwanas bzw. des südlichen Afrikas Richtung Nordosten, sind tektonische Strukturen, wie Verwerfungen und Zerrungsspalten, zu beobachten. Kalkkrustenvorkommen und die beständigen Rumpfflächen zeugen hingegen von nur schwacher tektonischer Aktivität. Die in der Regel in Verbindung mit

Dislokationen auftretenden jungen Reliefformen scheinen hingegen endogen beeinflusst zu sein (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997).

In den als Strukturrelief ausgebildeten Oberflächenformen des Kaokolandes zeigen sich deutlich unterschiedliche Resistenzen und Muster morphotektonischer Störungen in den präkaroozeitlichen Gesteinen. Neben Ausräumungssenken, Kluftspalten und Härtingsformen finden sich auffallend geradlinige Beckenränder und Stufen, die auf eine bruchtektonische Entstehung schließen lassen. Große Teile des Talsystems des Kaokolandes sind gegensätzlich zu diesem Strukturrelief angelegt. Durchbruchstäler zeugen von einer epigenetischen Entwicklung und müssen aus älteren Rumpfflächen hervorgegangen sein. Die Hauptwasserscheiden sind so angeordnet, dass von junger epirogener Deformation der Oberfläche ausgegangen werden kann (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997; SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1993). Darüber hinaus lassen sich die abflusslosen Hohlformen im Küstenhinterland des Untersuchungsgebietes, die von RUST (1989b: S. 31) "als Produkt gemischt äolisch-fluvialer Formung unter Mitwirkung von Salzstaubbildung" gedeutet wurden, nach BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) ebenfalls als Formen der Bruchtektonik interpretieren. Es handelt sich um partiell von Verwerfungen begrenzte, graben- und halbgrabenartige Senken im Bereich von Staffelbrüchen (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997).

Ab dem Obermiozän änderten sich die dominierenden Verwitterungsprozesse aufgrund der Aridisierung infolge der Etablierung des Benguelastromes. Zudem ist eine räumlich durch die Randschwelle getrennte Reliefentwicklung im südlichen Afrika erkennbar. Statt feiner Verwitterungsresiduen wurde, vor allem an Hängen, vermehrt grobklastisches Material bereitgestellt (HÜSER et al. 1998). Der Anteil chemischer Umwandlungsprozesse ging stark zurück, bodenbildende Prozesse kamen möglicherweise ganz zum Erliegen (HÜSER 2001). Die alttertiäre exorhäische Entwässerung des Kalaharibeckens, die im Südwesten größtenteils über den Oranje und Osten über das Sambesi-Limpopo-System erfolgte (THOMAS & SHAW 1993), änderte sich im Laufe des Miozäns infolge der Aridisierung zu einer endorhäischen

Entwässerung (EITEL 1995). Hinter der Randstufe setzt eine Phase der Plombierung ein, in der die präexistenten Rumpfflächen, und im Westen des Kalaharibeckens auch Aggradationsflächen, großflächig verschüttet wurden (EITEL 1994). Die anfallenden Schuttmassen konnten nicht mehr bis zum Atlantik transportiert werden. Konsequenz daraus war eine, vom Ostrand des Kalaharibeckens ausgehende großräumige Verschüttung der Tieflagen des Reliefs, die in den Sedimenten der oberen Kalahari-Gruppe deutlich wird (HÜSER et al. 1998). Im Obermiozän reichte der Sedimentationsbereich schließlich von der Mitte des Kalaharibeckens über die Randstufenlücke bis in die zentrale Küstenwüste (BLÜMEL & EITEL 1994; EITEL 1996).

Die Verbreitung und Mächtigkeit der tertiären Deckschichten variiert stark. In einigen Bereichen erreichen sie Mächtigkeiten von nur einigen Metern, sie sind aber z. B. im Etoshagebiet bis zu 400 m mächtig ausgebildet. Außerdem weisen sie einen faziell sehr unterschiedlichen Aufbau auf. Sie bestehen unter anderem aus Sanden, gerundeten Schottern oder in Hangnähe aus mächtigen kantigen Blöcken. Das Ausgangsmaterial stammt vorwiegend aus Abtragungsprodukten des Damara-Gürtels (Schiefer, Dolomit, Marmor) und intrudierter Plutonite (EITEL 1993; BLÜMEL & EITEL 1994). Aufgrund der zunehmenden Aridität wird ein Großteil der Sedimente weiträumig durch Kalke verfestigt. In den tieferen Bereichen erfolgte die Krustenbildung teilweise über phreatische oder grundwasserbeeinflusste Zementation, in den oberen Teilen pedogenetisch (BLÜMEL 1981; EITEL 1993; BLÜMEL & EITEL 1994). Insbesondere durch die Verwitterung der carbonathaltigen Schiefergesteine der ehemaligen Damara-Geosynklinale, die einen Carbonatanteil bis zu 18 % enthalten können, aber auch durch Verwitterung silikatisch-grobkristalliner Gesteine, standen große Mengen Mg-reicher Calcite zur Verfügung (EITEL 1993, 1994b). Die freigesetzten, leicht löslichen Carbonate werden aufgrund der relativ trockenen Bedingungen und der endorhäischen Entwässerung nicht ins Meer abgeführt (EITEL 1993). Aus trocken gefallen Abflussbahnen und Endpfannen werden sie überwiegend äolisch, aber auch fluvial, umgelagert und inkrustieren

nahezu flächendeckend die tertiären Sedimente (WATTS 1980; EITEL 1993, 1994b). Infolge des Wechsels von Erosion, Akkumulation und pedogener Neubildung entstehen zum Teil sehr mächtige, unterschiedlich alte Kalkkrustengenerationen. Die Bildung der Hauptkalkkrustengeneration erfolgte im Miozän (BLÜMEL 1991, 1993; EITEL 1993, 1994b; BLÜMEL & EITEL 1994). Die Mächtigkeit der Hauptkalkkruste in Namibia liegt im Durchschnitt bei 2-15 m (nach KORN & MARTIN 1937, in BLÜMEL & EITEL 1994) kann aber nach WATTS (1980) lokal über 50 m betragen. Da die Kalkkrusten an erosionsanfälligen Stellen immer wieder aufgearbeitet, überwiegend äolisch transportiert und an anderer Stelle oberflächennah angereichert werden, befindet sich das Carbonat in einem ständigen Kreislauf, der bis heute anhält. Aufgrund dieser ‚Kalkkrustenmultiplikation‘ und dem Eintrag allochthoner Minerale ist eine absolute Altersdatierung und paläoklimatische Interpretation von Kalkkrusten problematisch (BLÜMEL 1982, 1991; EITEL 1993, 1994a).

Vor der Randstufe bildete sich im Tertiär, mit Aufbau des Benguela-Systems und hochariden Klimabedingungen insbesondere in Küstennähe, im südlichen Bereich der Küstenabdachung der Namib-Erg. Die Sandwüste der Namib erstreckt sich vom Tropic of Capricorn bei 23°27' S bis etwa 26° S. Die komplexen, unterschiedlich entstandenen Dünensysteme zeugen ebenfalls von der zunehmenden Aridisierung des südafrikanischen Raumes (HÜSER et al. 1998). Es gilt als wahrscheinlich, dass der den Namib-Erg unterlagernde Tsondab-Sandstein als Proto-Erg den Hauptlieferanten der Sandmassen darstellt (HÜSER 1996; HÜSER 2001).

Auch während des Pleistozäns und Holozäns wurden und werden tertiäre Decksedimente, insbesondere im Bereich der großen Riviersysteme, immer wieder abgetragen. Die in Becken und Talzügen des nördlichen Vorlandes der Randstufe verbreiteten Flutauslaufsedimente mit hohem Feinmaterialanteil entstanden durch Remobilisierung der tertiären Decksedimente und Kalkkrustengenerationen unter Zusatz autochthoner Verwitterungsprodukte (EITEL 1994b). In der Namib weisen regionale Spuren fluvialer Prozesse auf autochthone quartäre hygrische Schwankungen hin (RUST 1987). Phasen arider bis hyperarider Verhältnisse sind

durch Zunahme äolischer Formung dokumentiert. Farblich vom Namib-Erg abgesetzte jüngere Dünenfelder entstanden als jüngste geologische Bildung nördlich des Kuiseb und im Bereich der Skelettküste (HÜSER et al. 1998).

4. Böden und Vegetation

Die Böden im Untersuchungsgebiet sind durchgehend spärlich entwickelt. Für Namibia wurden sie von GANSEN (1960, 1963) beschrieben, aufgrund der bereits erwähnten Sondersituation des Kaokolandes blieb eine weitergehende Bearbeitung jedoch aus. Nach der großräumigen Einteilung der Bodentypen (GANSEN 1960) gehören die Böden des Kaokolandes in die Gruppe der „Braunen und Grauen Böden der Halbwüsten“. Diese zonalen Böden weisen ein gering ausgeprägtes A-C-Profil auf (s. Abb. 14).

Unter günstigen Bodenbildungsverhältnissen können sich jedoch sowohl ein braungelber A_h -Horizont als auch ein geringmächtiger B-Horizont entwickeln. Kennzeichnend ist, dass die Horizonte der Böden des Kaokolandes aufgrund ihrer Struktur und Farbe nur schwer voneinander abzugrenzen sind. Aufgrund der spärlichen Vegetation ist der Humusanteil im Oberboden geringer als 1 % und fehlt oft ganz.

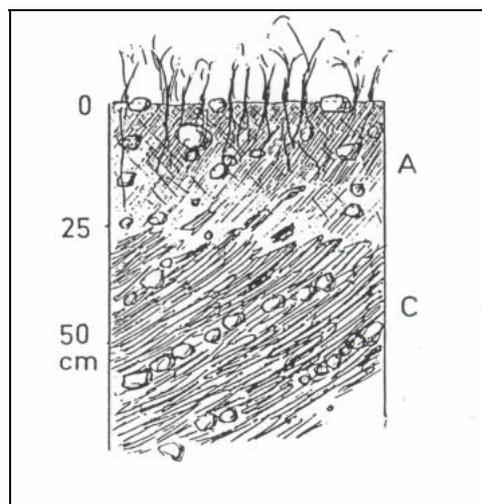


Abb. 14: Profil eines Braunen Halbwüstenbodens auf kristallinem Schiefer (GANSEN 1960)

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist die an niederschlagsärmere Regionen gebundene graue Variante der Halbwüstenböden verbreitet. Die graue Färbung des Oberbodens beruht auf der hier auftretenden Kalkneubildung. Der Humusanteil im Oberboden ist noch geringer als bei den braunen Böden (GANSSEN 1960). In der Bodenklassifikation der FAO (1974 in BESLER 1992: 62) entsprechen die beschriebenen Böden den *Xerosolen*. In der FAO World Soil Map (1977) sind für das Kaokoland *Xerosole* und *Lithosole* verzeichnet, sie sind in der Neuauflage der Legende (FAO 1990) ersetzt worden durch die Bodengesellschaften der *Leptosole*, *Arenosole*, *Regosole*, *Solonchaks* und *Solonetze*. Nach EITEL (1999) werden heute z. B. *Lithosole* als *lithic Leptosole* bezeichnet.

An den Probennahmestandorten auf äolischen Sanden konnte keine Bodenentwicklung festgestellt werden. In den feinkörnigeren Beckensedimenten entwickelten sich geringmächtig ausgebildete A-C-Böden mit geringem Humusanteil im Oberboden.

Die Untersuchungen zur Flora und Vegetation des Kaokolandes beschränkten sich bis zur Einsetzung des SFB 389 auf die Arbeiten von GIESS (1971), MERXMÜLLER (1972) und VILJOEN (1980). Innerhalb der ‚ökoklimatischen Zone‘ des afrikanischen Sahel liegend, wird das Untersuchungsgebiet den Regionen der ‚Paläotropischen‘ und der ‚erweiterten Kapflora‘ zugerechnet (BECKER 2002).

BECKER & JÜRGENS (2002) stellten Vegetationsuntersuchungen an drei Transekten innerhalb des Kaokolandes an. Das südliche dieser Transekte verläuft von Warmquelle im Osten über Puros bis zur Grenze des Skeleton Coast National Parkes im Westen. Es quert damit das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit.

Die Savannenvegetation wird in die 4 Hauptgruppen „Ephemeres Grasland und *Colophospermum mopane*-Savanne“, „*Acacia* ssp.-Savanne“, „*Commiphora* ssp. Savanne“ und „*Colophospermum mopane* – *Terminalia prunioides*-Savanne“ unterteilt (BECKER & JÜRGENS 2002: S. 97). Die Abfolge der Vegetationseinheiten von West nach Ost spiegelt die zunehmende Niederschlagsmenge und abnehmende -variabilität wider. Kleinräumige Variationen werden mit der Anordnung der Gunst- und

Ungunsträume und der daraus resultierenden Nutzungsintensität durch den Menschen erklärt (s.a. Kap. III. 1).

5. Äolische Prozesse und Formen im Untersuchungsgebiet

Entsprechend der Fragestellung dieser Arbeit und der daraus resultierenden Bearbeitung äolischer Sedimente sollen im Folgenden die im Untersuchungsgebiet vorgefundenen äolischen Reliefformen und die Grundlagen ihrer äolischen Formungsprozesse vorgestellt werden.

In ariden Gebieten mit geringer Vegetationsbedeckung spielen äolische Prozesse morphodynamisch eine große Rolle. Der äolische Formenschatz mit den charakteristischen, durch die Wirkung des Windes ge- bzw. überprägten Formen entsteht durch den überwiegend flächenhaften Abtrag in Form von Deflation, die äolischen Transportprozesse und nachfolgende Akkumulation.

Die äolische Verlagerung von Sanden ist abhängig von Größe und spezifischem Gewicht der Körner, Winddruck, Rauigkeit der Oberfläche, Windschutzwirkung durch größere Kornfraktionen oder Vegetation und der zwischen den Sandkörnern wirkenden Kohäsionskräfte (s. Abb. 15 und Tab. 5). Dass die Vegetation großen Einfluss auf die Sandtransportrate hat, zeigen Feldstudien von LANCASTER & BAAS (1998), nach denen der Sandtransport bei einer Vegetationsbedeckung durch Gräser von mehr als 15 bis 20 % nahezu unterbunden wird.

Physikalische Grundannahmen zur äolischen Dynamik finden sich u.a. in BAGNOLD (1941), CHEPIL (1945), CHEPIL & WOODRUFF (1963), OWEN (1964), COOKE & WARREN (1973), WHITE & SCHULZ (1977), NICKLING & ECCLESTONE (1981), LOGIE (1982), WILLETS & RICE (1986), PYE (1987), THOMAS (1989), HASSENPLUG (1990), BESLER (1992), MCEWAN & WILLETS (1993), STENGEL (2001) und VOGT (2001).

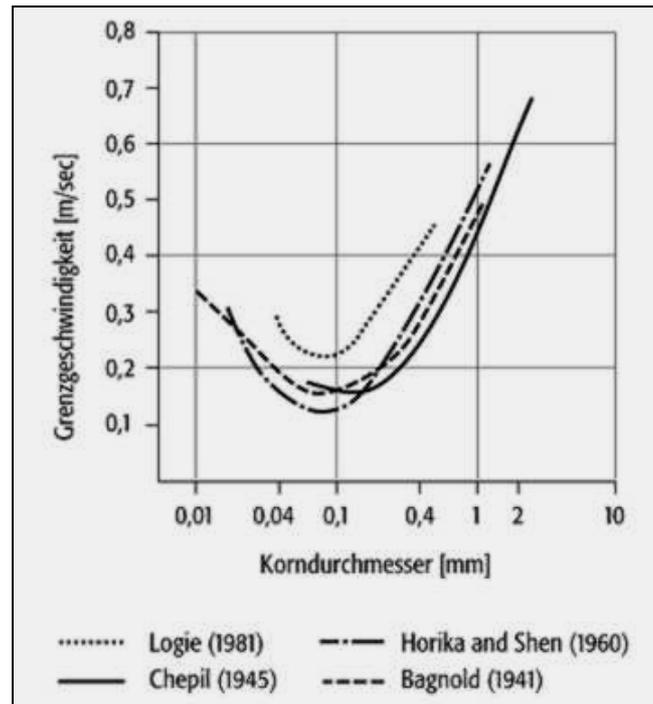


Abb. 15: Verhältnis von Korndurchmesser und Grenzgeschwindigkeit bei äolischem Transport (ALBERT 2002)

Im Untersuchungsgebiet liegen äolische Ablagerungen nicht flächendeckend vor. Einerseits verhindert in den kleineren Nebentälern die hohe Reliefenergie eine kontinuierliche Ablagerung von Sand, da dieser bei Abflussereignissen sofort wieder fluvial erodiert wird. Andererseits kommt es infolge der Kanalisierung des Windes durch die ausgeprägte Kleinkammerung des Reliefs an vielen Stellen zu sehr hohen Windgeschwindigkeiten, die eine Deposition des Sandes nicht zulassen.

In den Becken und Talweitungen sind nördlich der Riviere Flugsanddecken mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 10 cm ausgebildet, die häufig von Wüstenpflaster vor aktueller Deflation geschützt werden. In den Randbereichen der Becken ist häufig ein Verzahnungsbereich der äolischen Sande mit spülaquatich verlagertem Schutt von den Hängen zu beobachten.

An den Nordflanken der Becken von Sesfontein und Puros und der Talweitungen Okambondevlakte und Tomakas wurden mächtigere Sandablagerungen in Form von Dünen gebildet. Als Dünen werden Vollformen aus äolisch akkumulierten Sanden bezeichnet. Sie weisen charakteristische Merkmale wie spezifische Korngröße, Schichtung wechselnder Fein- und Grobkornlagen und an der Luvseite aktiver

Dünen Rippelbildung auf. Voraussetzung für die Bildung von Dünen sind Windgeschwindigkeiten über 20 km/h, insgesamt geringe Vegetationsbedeckung und ausreichende Sandmengen. Unterteilt werden Dünentypen in ‚gebundene Dünen‘, die an Hindernissen entstehen und ‚freie Dünen‘ (BESLER 2001). Bei den im Untersuchungsgebiet vorliegenden äolischen Vollformen handelt es sich um gebundene Dünen, weshalb im Folgenden nur auf diesen Dünentyp eingegangen wird.

Nach FOLK (1968) bestehen Dünensande überwiegend aus Korngrößen der Fraktion 0,125-0,25 mm. Unabhängig von Relief, Höhenlage und vorherrschendem Windregime fungiert diese Fraktion in allen Wüstengebieten als äolische Hauptkomponente (BESLER 1996). Etwa zwei Drittel der Dünensande, vor allem Korngrößen dieser Fraktion, werden nach CHEPIL (1945) in Saltation transportiert.

Tab. 5: Grenzwerte der Windgeschwindigkeiten zur Erosion runder Quarzkörner spezifischer Korngröße (nach CHEPIL & WOODRUFF 1963)

Korngröße [mm]	Windgeschwindigkeit [m/sec]
0,005 – 0,01	17
0,01 – 0,02	10
0,02 – 0,05	6
0,05 – 0,1	4
0,1 – 0,15	4
0,15 – 0,25	5
1	11
2	16
2 – 5	18-25

Dünen werden im Wesentlichen durch Prozesse der Saltation gebildet. Sande, die sich saltativ oder reptativ bewegen, werden beim Auftreffen auf Hindernisse zwangsläufig akkumuliert. Dabei hängen Position und Art der entstehenden Vollform von der Form des Hindernisses und der dadurch induzierten Strömungsverhältnisse ab (BESLER 1992). An kleinwüchsiger Vegetation (z. B. Gräsern), bilden sich im Lee kleine, etwa 10 bis 20 cm hohe, unregelmäßige Formen,

die als ‚Miniaturkupsten‘ (s. Abb. 16) bezeichnet werden. An bestimmten größeren Pflanzenarten (z. B. an Salz ausscheidenden Tamarisken), die aufgrund ihrer buschartigen Wuchsform einen Teil des Sandes innerhalb des Vegetationskörpers einlagern, diesen Sand durchwurzeln und ‚mitwachsen‘ können, entstehen hügelartige Kupsten oder Nebkhas (arab.). Diese können 10 bis 20 m Höhe erreichen und bereits als Dünen bezeichnet werden. Bei geringerem Sandangebot bilden sich im Lee kleinerer Pflanzen ‚Sandschwänze‘ (s. Abb. 16). Diese länglichen, mit einem Kamm in der Mitte ausgebildeten Sandkörper entstehen durch das, für die Bildung aller Längsdünen charakteristische, schräge Aufeinandertreffen zweier Sandströme im Lee. Im Luv erfolgt am Hindernis die Teilung des Sandstromes. Hinter Hügeln oder Nebkhas bilden sich nach dem gleichen Prinzip größere Formen als Leedünen, die bei ausreichender Sandlieferung und dominanter Windrichtung Mächtigkeiten von mehreren Dekametern und Längen von einigen Kilometern erreichen können.



Abb. 16: Miniaturkupsten im Bereich der beprobten Echodüne I (Aufnahme Brunotte 2001)

Auf der Luvseite von Hindernissen bilden sich je nach Hangneigungswinkel zwei Formen von Akkumulationen: Echodünen und Sandrampen. Letztere können nicht als ‚echte Dünen‘ bezeichnet werden, da sie keine eigenständige äolische Vollform darstellen. Echodünen entwickeln sich infolge von Luftverwirbelungen mit einigem Abstand zum Hindernis parallel zum Hang (s. Abb. 16; THOMAS 1989; BESLER 1992).

Im Gegensatz zu freien Dünen sind Leedünen, Sandrampen und Echodünen fixiert und können sich nicht verlagern, sondern lediglich in gewissen Grenzen ihre Höhe, Längsdünen ihre Länge, Echodünen und Sandrampen ihre Breite verändern (BESLER 1992).

Untersuchungen von TSOAR (1983, s. Abb. 17) im Windtunnel ergaben, dass Echodünen an Hindernissen mit Hangneigungen über 50° entstehen, unter 50° erfolgt die Bildung von Sandrampen. Vor dem Hang bildet sich eine liegende Luftwalze, durch die ein zur Hauptwindrichtung entgegengesetzter Transport stattfindet, wodurch der Sand zurückgeworfen wird. Die Rückströmung verhindert, dass die Sande direkt am Hang akkumuliert werden. Bei einer senkrechten Wand erfolgt die Akkumulation an der Stelle, an der das Verhältnis der horizontalen Entfernung (d) zur Höhe der Wand (h) größer 0,3 ist. Der Wert d/h wird mit abnehmendem Neigungswinkel bei nicht senkrechten Wänden kleiner. Die Kammbildung erfolgt beim Verhältnis d/h von 0,5 – 0,6 durch die gegeneinander wirkenden primären Strömungen des Windes und sekundären Luftwalze (TSOAR 1983; BESLER 1992).

Wie später gezeigt wird, handelt es sich bei den Dünen am Nordrand der Giribesvlakte nicht um Echodünen im Sinne von TSOAR (1983), sondern um eine Sonderform, die als ‚Pseudoechodüne‘ bezeichnet wird (s. Kap. D und E).

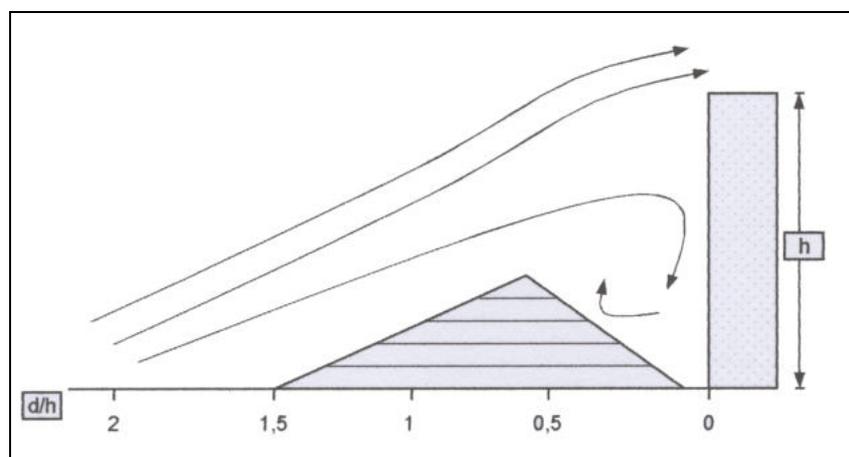


Abb. 17: Entstehung einer Echodüne (verändert nach TSOAR 1983)

C. Untersuchungsmethoden

I. Auswahl der Untersuchungsmethoden

Nach Fragestellung und Zielsetzung dieser Arbeit und den daraus resultierend zu beprobenden Sedimenten sowie der Zugänglichkeit der zu beprobenden Standorte kamen für die Beprobung der Dünen, Sandrampen und Beckensedimente nur Verfahren in Frage, die einerseits in schwierigem Gelände einsetzbar und transportabel und andererseits in der Lage waren, ausreichend Probenmaterial für die Untersuchungen im Labor zu fördern.

II. Feldarbeit und –methoden

Nach der ersten Bereisung des Arbeitsgebietes 1999 mussten anschließend in mehreren Erkundungsfahrten in den Detailuntersuchungsgebieten geeignete Standorte für die Geländearbeiten gefunden werden (s. Kap. D). Die Ablagerungen äolischer Sande liegen im Arbeitsgebiet nicht flächendeckend vor und sind auch auf bestehendem Kartenmaterial nicht detailliert eingetragen.

Schwierigkeiten bereitete bei dieser Suche oft das unzugängliche Gelände – die zu unternehmenden Fahrten zeigten häufiger die Grenze der Allradfahrzeuge und seiner Fahrer auf. In den ersten Jahren des Projektes konnten zudem aus den vorhandenen Fernerkundungsdaten keine hinreichenden Erkenntnisse gewonnen werden. Die in den 1970er Jahren im Auftrag des SURVEYOR GENERAL OF SOUTHWEST AFRICA flächendeckend erstellten Luftbilder Namibias ließen eine Auswahl der Probennahmestandorte aufgrund der Schwarz-Weiß-Aufnahmen nur bedingt zu. Die in der 2. Phase des Projektes angeschafften Satellitenbilder (LANDSAT 3) wiesen eine so hohe Wolkenbedeckung auf, dass eine flächendeckende Betrachtung der Region nicht möglich war.

Mit der Einrichtung des Teilprojektes E1 unter Leitung von Dr. Bubenzer im SFB 389 verbesserte sich die Datenbasis. Die vom E1-Projekt flächendeckend für die Untersuchungsgebiete des SFB angeschafften ASTER-Daten (TERRA-Satellit), aus

denen auch Geländemodelle errechnet werden können, ermöglichten ergänzende Einblicke in Regionen, die mit den Fahrzeugen nicht erreichbar waren. Die DGM ermöglichten die dreidimensionale Darstellung des Reliefs und somit auch Aussagen über Windkanalisierungseffekte und Lieferwege der Sande (s. Abb. 7, S. 24).

Die erst in der letzten Phase (2003) des Projektes von der DFG bewilligte Befliegung der Arbeitsgebiete im nördlichen Namibia eröffnete ebenfalls durch Schrägluftaufnahmen neue Perspektiven.

Während der Geländearbeiten wurde deutlich, dass die vorliegenden geologischen Karten (GEOLOGICAL SURVEY Of NAMIBIA) nicht verlässlich sind, da die Grenzen geologischer Einheiten anhand der Luftbilder kartiert wurden. Geologische Detailkartierungen durch den GEOLOGICAL SURVEY erfolgten nur in Gebieten, in denen Erzlagerstätten vermutet wurden.

Mit der fortschreitenden Möglichkeit der ‚Online-Navigation‘ mittels GPS (Global-Positioning-System) und Notebook wurde die Dokumentation der Fahrtrouten und Standorte genauer und aussagekräftiger (s. Kap. D). Die Erfassung der Punkt- und Routeninformationen in einer Datenbank (TTQV Quo Vadis 3.0) ermöglichte die schnelle und zuverlässige Verortung der Ergebnisse innerhalb des gesamten Untersuchungsgebietes. Bei der Darstellung des Untersuchungsgebietes (s. Abb. 3, S. 12) und der Detailuntersuchungsgebiete (s. Abb. 43, 49, 55 und 58) wurden die gewonnenen Punktinformationen (Waypoints, WP) in rot und die Routeninformationen (Tracks) in blau auf die topographischen Karten und Satellitenbilder gelegt.

1. Vermessung

Zur Dokumentation der Geländeformen wurden an ausgewählten Standorten Vermessungen durchgeführt. Hierzu wurde das Laser-Distanz-Messgerät LADIS der Firma Breithaupt eingesetzt. Das Gerät misst über einen Laserstrahl die Entfernung zum Zielpunkt, ein eingebauter Neigungssensor ermöglicht die geräteinterne

Berechnung der Werte Vertikaldistanz (VD), Horizontaldistanz (HD), Schrägdistanz (SD) und Neigungswinkel (INC). Aus diesen Werten wurden unter Verwendung von EXCEL die Profile gezeichnet (s. Kap. D).

2. Bohrmethoden und Grabungen

Bohrungen zur Erschließung tieferer Straten wurden mit dem Edelmann-Bohrgestänge der Firma Eijkelkamp abgeteuft. Bei Beckensedimenten und verfestigten Sanden wurde das standardmäßig ausgerüstete Bohrsystem mit dem Riverside-Bohrkopf (\emptyset 7 cm) verwendet, der sich durch Drehung schneidend in das Substrat bohrt und Mischproben von ca. 30 cm Mächtigkeit bergen kann. Bei der Beprobung von losen (Dünen-) Sanden wurde die von BUBENZER entwickelte und 2001 beschriebene Bohrmethode eingesetzt. Basierend auf dem Edelmann-System wurde ein spezieller Bohrer entwickelt, der die Bergung von losem Sand auch aus größeren Tiefen ermöglicht.

In einer PVC-Verrohrung (Abb. 18, I) wurde der Bohrkopf schneidend in das Sediment gedreht und nach 30 cm Vortrieb herausgezogen. Die Verrohrung gewährleistete ein standfestes Bohrloch, so dass eine Kontamination tieferer Straten durch herabfallendes Material ausgeschlossen werden konnte.

Zur Gewinnung von Probenmaterial für die OSL-Datierung wurde nach Erreichen der gewünschten Entnahmetiefe das Bohrsystem gewechselt (s. Abb. 18, II). Mit einem manuellen Schlagbohrverfahren (Van der Horst-Schlagkopf) wurde ein 40 cm langer Stahlzylinder mit innenliegendem Kernfänger in das Sediment getrieben.

Zeigte sich, dass eine Bohrung zur Ansprache und Beprobung des Sedimentes nicht ausreichend war, wurden – soweit die Standfestigkeit des Substrates es zuließ – Grabungen angelegt. Diese wurden nach Möglichkeit bis auf das Anstehende gegraben. Die so entstandenen Profilgruben ermöglichten eine detailliertere Beschreibung des Schichtverhaltens im Untergrund, als es aus der Ansprache der Bohrproben möglich gewesen wäre. Problematisch war die Anlage von Profilgruben

in Lockersedimenten, deren Tiefe die Körpergröße des Grabenden überschritt. In diesen Fällen wäre eine Verschalung der Grube notwendig geworden. Umgangen wurde dieses Problem durch die Erweiterung der Grundfläche der Grabung, wodurch eine Verschüttungsgefahr ausgeschlossen wurde.

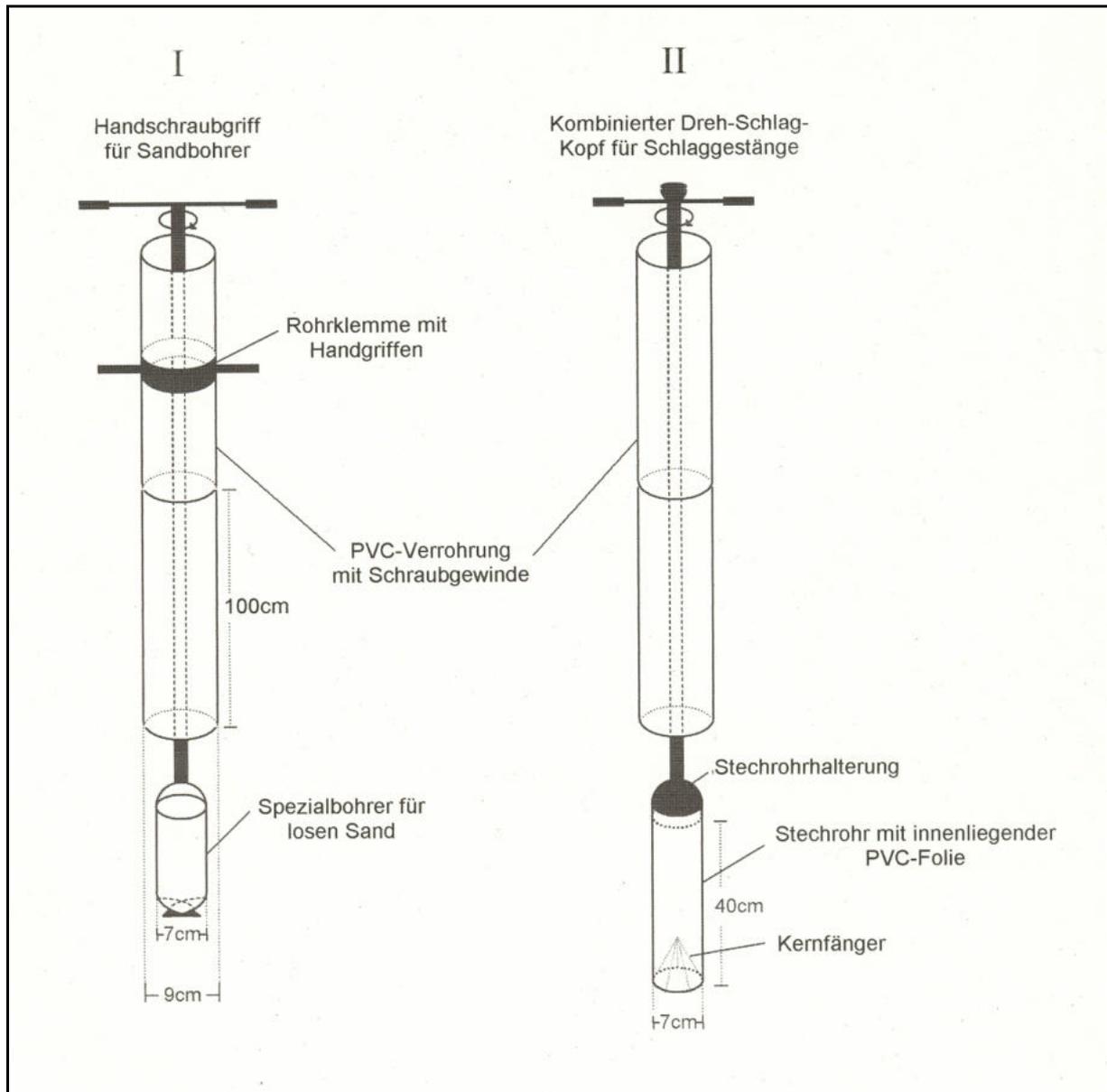


Abb. 18: Bohrverfahren für losen Sand (BUBENZER 2001, verändert)

3. Sedimentsprache und Probennahme

"Eine Probe ist der Teil eines Ganzen, der die Eigenschaften des Ganzen besitzt" (MÜLLER 1964: S. 25). Bei der Entnahme von Proben wurde darauf geachtet, dass eine Teilmenge des zu beprobenden Sediments entnommen wird, welche die Gesamtmenge repräsentiert. Bei der Probennahme darf keine Sortierung erfolgen, die die späteren Laboruntersuchungen verfälschen würde (MÜLLER 1964; KÖSTER 1960; KÖSTER 1964).

Die Entnahmestandorte aller Proben wurden so gewählt, dass sie den geomorphologischen und sedimentologischen Charakter des Untersuchungsgebietes widerspiegeln und damit eine allgemeingültige Aussage für diesen Raum zulassen. Daraus folgt, dass bei heterogenem Landschaftsgefüge die Zahl der genommenen Proben größer werden muss. Die entnommenen Oberflächenproben geben den Zustand zum Zeitpunkt der Entnahme wider und lassen Rückschlüsse auf rezent ablaufende Prozesse zu. Mit zunehmender Beprobungstiefe werden auch Rückschlüsse auf vorzeitliche Prozesse ermöglicht. Dabei wurden die Ergebnisse im Anschluss an die Laboranalyse selbstverständlich immer in räumlichem und zeitlichem Zusammenhang zur Entnahmestelle betrachtet (KNOTHE 2000). "Zahlreiche Einzelproben, im zu untersuchenden Horizont übereinander entnommen, ergeben eine Probenserie, die mit an anderen Orten, jedoch im gleichen Horizont entnommenen Probenserien, verglichen werden kann" (MÜLLER 1964: S. 26).

In den Detailuntersuchungsgebieten (s. Kap. D) wurden, in Verbindung mit den geomorphologischen Vermessungen, Einzelproben oberflächennah genommen. Die Analyse dieser Einzelproben ermöglicht eine Erfassung der rezenten Ablagerungs- bzw. Verlagerungsprozesse.

In die Dünen und Sandrampen wurden Bohrungen abgeteuft mit dem Ziel der Probenentnahme aus dem Inneren des Sedimentkörpers. Diese Proben wurden, nach Entfernung des möglicherweise mit Fremdmaterial kontaminierten oberen und unteren Teils des Bohrkernes, in Probentüten verpackt und mit Probennummer,

Entnahmepunkt und Entnahmedatum versehen. Die jeweilige Probenmenge wurde so bemessen, dass die Durchführung sämtlicher Analysen im Labor unter Berücksichtigung einer Restmenge als Belegmaterial gewährleistet wurde.

Proben für die OSL-Altersdatierungen müssen unbelichtet geborgen werden, da bereits kurze Belichtungszeiten von wenigen Sekunden ausreichen, um das Probenalter zu verfälschen. Die Datierungsproben wurden, insofern sie mit dem Bohrgestänge gezogen wurden, in schwarze, lichtdichte Proben tüten überführt, die umgehend verschlossen wurden. Die Datierungsproben aus den Profilgruben und natürlichen Anschnitten wurden nach vorheriger Säuberung der Wand mit Stechzylindern gezogen, welche mit einem Deckel lichtdicht verschlossen wurden. Bei der Entnahme wurde beachtet, dass der Zylinder komplett gefüllt ist, damit beim anschließenden Transport keine Mischung der Probe erfolgen konnte. Auch die Stechzylinder wurden zusätzlich in schwarze, lichtdichte Probenbeutel verpackt. Da die äußeren, eventuell kurzzeitig belichteten Partien der Probe im Labor entfernt werden, musste bei der Entnahme dieser Proben berücksichtigt werden, dass die Probenmenge (Zylindergröße) nicht zu knapp bemessen wurde. Proben, die bei Temperaturen von über 50 °C gelagert werden, zeigen bei der Datierung eine Verfälschung des Alters. Aus diesem Grund wurden die Proben vor direkter Sonnenbestrahlung geschützt und möglichst kühl gelagert.

Besonders bei trockenen Sanden kommt es durch Transport und Umpacken der Probenbeutel zu einer ‚Selbstsortierung‘ des Probenmaterials. Vor der Bearbeitung der Proben im Labor wurden sie aus diesem Grund durch einen mechanischen Probenteiler in gleiche Teilproben geteilt (KÖSTER 1964; MÜLLER 1964; GOUDIE 1998).

III. Laborarbeit und -methoden

1. Korngrößenbestimmung äolischer Sande

Korngrößenverteilung und Korngrößenparameter sind die bedeutsamsten Eigenschaften eines klastischen Sediments (MÜLLER 1964). Die Korngrößenanalyse

(Granulometrie), mit der diese Eigenschaften bestimmt werden, ermöglicht Rückschlüsse auf die Genese von Sandkörpern, und somit auf die Bedingungen, die während Transport und Ablagerung wirksam waren.

Je nach Art des Sediments werden verschiedene Methoden zur Bestimmung der Korngrößenverteilung angewandt, um den gesamten Bereich der Kornfraktionen zu erfassen.

Da es sich bei den Sandproben um Proben ohne Aggregatbildung und mit geringem Anteil toniger und schluffiger Kornfraktionen handelt, wurde bei Sanden das Verfahren der Trockensiebung durchgeführt.

Die Korngrößenklasse von Sande reicht von Durchmessern von 0,063 mm bis 2,0 mm. Diese werden nochmals unterteilt in Feinsand mit 0,063-0,2 mm, Mittelsand mit 0,2-0,63 mm und Grobsand mit 0,63-2 mm Äquivalent-Durchmesser (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Bei der Siebanalyse werden die unterschiedlichen Korngrößenbereiche durch Prüfsiebe mit unterschiedlichen Maschenweiten voneinander getrennt. Die Siebanalyse ist die am häufigsten zur Ermittlung der Korngrößenverteilung genutzte Methode, die jedoch nicht ohne Einschränkungen angewandt werden darf (GOUDIE 1998). Die Siebgüte ist durch verschiedene Faktoren bedingt und im Wesentlichen abhängig von der Siebdauer (BARSCH & BILLWITZ 1990). Nach Untersuchungen von WHITBY (1958, aus MÜLLER 1964) passieren die Teilchen die Maschenöffnungen in zwei zeitlichen Abschnitten. Eine zu kurze Siebdauer reicht daher nicht aus, um auch kleineren Teilchen entsprechend der Maschengröße passieren zu lassen. Eine zu lange Siebdauer führt ebenfalls zu verfälschten Ergebnissen, da aufgrund der tolerierten Abweichungen der Maschengrößen von maximal 30 % vom Sollmaß die abgesiebte Fraktion kleiner wäre. Darüber hinaus haben Bewegungstechnik, Größe des Siebsatzes bzw. Anzahl der Sieböffnungen pro Siebfläche, Füllmenge sowie Charakter und Trockenheit des Probenmaterials Einfluss auf das Siebergebnis (BATEL 1960; MÜLLER 1964; BARSCH & BILLWITZ 1990). Nach BATEL (1957, in MÜLLER 1964) ist die Klassierung der Korngrößen nur dann möglich, wenn sich Feinkörner über offenen Siebmaschen befinden, die Maschen-

weite größer als der Querschnitt des Kornes ist und die wirkende Kraft, durch die das Probenmaterial durch die Maschen des Siebes gelangt, nach Größe und Zeit ausreicht. Bei zu hohen Probenmengen oder überwiegend grobem Material können die Ergebnisse durch verdeckte Sieböffnungen verfälscht werden. Aus einem erhöhten Anteil nichtrunder Kornformen im Sediment können ebenfalls Verzerrungen in den Siebergebnissen resultieren (MÜLLER 1964).

Bei der Untersuchung von Dünenansanden hat sich die Verwendung von ϕ -Siebsätzen bewährt, um eine hinreichende Fraktionierung zu erreichen (BESLER 1996). Um auch innerhalb des Sonderforschungsbereiches 389 die Vergleichbarkeit mit Dünenansanden aus den im nördlichen Afrika angesiedelten Teilprojekten (A1 in Ägypten und Sudan, A2 in Sudan und Tschad) zu ermöglichen, wurde daher bei der Trockensiebung der Sandproben der ϕ -Siebsatz verwendet.

Der Siebstapel wird aus sechs Prüfsieben der Maschenweiten 2000, 1000, 500, 250, 125, 63 μm und einer Siebwanne zusammengesetzt. Die Maschenweiten des Siebsatzes folgen dem negativen Logarithmus des Korndurchmessers d zur Basis 2: $\phi = d^{-2\log}$.

Maschenweiten können somit in ϕ -Graden angegeben werden (z. B. $\phi_0=1$ mm, $\phi_1=0,5$ mm, $\phi_2=0,25$ mm, $\phi_3=0,125$ mm, $\phi_4=0,063$ mm). Bei Bedarf kann eine zunehmende Fraktionierung in Bruchteile von ϕ in $\frac{1}{2}\phi$, $\frac{1}{4}\phi$, etc. erfolgen, wobei noch zu klären ist, ob die Ergebnisse dadurch genauer werden (BESLER 1996). Die Sandproben wurden vor der Siebung im Trockenschrank bei 50° C getrocknet. Jede Probe wurde geteilt (siehe Kap. C.II.2) und die Teilprobenmenge von 100 g auf 0,01 g genau ausgewogen (MÜLLER 1964). Der Siebsatz wurde auf einer Siebmaschine der Firma Haver & Boecker fixiert. Nachdem die Teilprobe in das oberste der gestapelten Prüfsiebe gegeben worden war, wurde der Siebstapel mit einem Deckel verschlossen. Die Siebung des Probenmaterials erfolgte 20 Minuten bei einer Schwingungsintensität von 6. Die Siebmaschine arbeitet nach dem Prinzip der ‚Wurfsiebung‘. Angetrieben durch einen Schwingmagneten wird eine Auf- und Abwärtsbewegung der Prüfsiebe erzielt. Gleichzeitig wird das Siebgut durch speziell

angeordnete Blattfedern im Innern des Gehäuses in eine rotierende Bewegung gebracht, was zu einem verbesserten Siebgütegrad führt.

Nach Abschluss des Siebvorgangs wurden die Rückstände der jeweiligen Kornfraktionen aus den einzelnen Sieben in eine Schale gegeben und auf 0,01 g Genauigkeit ausgewogen. Um den Verlust von in den Siebmaschen verbliebenen Körnern möglichst gering zu halten, wurden die Siebe mit einem Pinsel ausgefegt. Bei einer Differenz von über 1 % zwischen Einwaage und Summe der Fraktionen nach der Siebung wurde sie wiederholt.

Die Ergebnisse der ϕ -Siebung wurden in eine selbst geschriebene MS EXCEL-Datei eingegeben, die unter Verwendung der Formeln nach FOLK & WARD (1957, s. Abb. 19) folgende Parameter aus den Rückständen in den spezifischen Sieben berechnet: Rückstand in %, Rückstand in kumulierten Summen-% sowie die relative Häufigkeit (entspricht %/mm Fraktionsintervall) (s. Kap. D).

$$\begin{aligned}
 MZ_{\phi} &= \frac{(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)}{3} \\
 S_o &= \frac{(\phi 84 - \phi 16)}{4} + \frac{(\phi 95 - \phi 5)}{6,6} \\
 S_k &= \frac{(\phi 16 + \phi 84 - 2 \phi 50)}{2 (\phi 84 - \phi 16)} + \frac{(\phi 5 + \phi 95 - 2 \phi 50)}{2 (\phi 95 - \phi 5)} \\
 K &= \frac{(\phi 95 - \phi 5)}{2,44 (\phi 75 - \phi 25)}
 \end{aligned}$$

Abb. 19: Formeln zur Berechnung der Korngrößenparameter (nach FOLK & WARD 1957)

Die Rückstandswerte in % wurden anschließend in ein speziell für dieses Verfahren geschriebenes Programm kopiert („Sand-Exe“). Dieses Programm stellt die Kornsummenkurve der Probe auf einer gegen beide Enden logarithmischen Ordinate dar. Die Percentilwerte bei ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{50} , ϕ_{75} , ϕ_{84} und ϕ_{95} wurden von der Kornsummenkurve abgelesen und wiederum in die EXCEL-Datei übertragen. In dieser wurden dann, unter Verwendung der Formeln nach FOLK & WARD (1957, Abb. 19), aus den Percentilwerten folgende Parameter berechnet: *Mittlerer Korndurchmesser in ϕ (MZ ϕ)*, *Mittlerer Korndurchmesser in mm (MZ mm)*, *Sortierung (So)*, *Schiefen (Sk)* und *Kurtosis (K)* (s. Kap. D). Bei der Angabe des mittleren Korndurchmessers in ϕ und mm muss beachtet werden, dass die Umrechnung von ϕ in mm ($MZ[mm] = 2^{MZ(\phi)}$) dazu führt, dass der Wert in mm bei steigendem Durchmesser in ϕ -Graden kleiner wird.

Im Vergleich zum Median (Variablenwert, der die Häufigkeitsverteilung in zwei gleich große Hälften teilt) gibt der ‚Mittlere Korndurchmesser‘ den Mittelwert des Durchmessers aller in der Sandprobe enthaltenen Körner exakter wieder. Da das Maximum äolisch bewegter Sande in der Regel in der Korngrößenfraktion 0,125-0,25 mm liegt, bewegt sich auch die Mittlere Korngröße in diesem Bereich.

Die ‚Sortierung‘ ist das Maß für die Breite der Korngrößenhäufigkeitsverteilung. Sie zeigt an, ob eine relative Anreicherung einer Kornfraktion durch Transport oder Ablagerung erfolgt ist. Die Güte der Sortierung nimmt mit zunehmendem Wert ab. Sande aktiver Dünenkämme sind in der Regel sehr gut sortiert, fluviale Sande eher schlechter, am besten wäre die Sortierung bei einheitlicher Korngröße.

Die ‚Kurtosis‘, das Maß der Gipfelhöhe der Kornverteilungskurve, gibt das Verhältnis der Sortierung in den Randbereichen zur Sortierung im zentralen Bereich wieder. Je besser die Sortierung, desto steiler die Kurve und desto größer der Wert der Kurtosis. Übersteilte, leptokurtische Gipfel deuten auf eine äolische Vorsortierung hin, verflachte, platykurtische Gipfel zeugen von Ablagerung in anderem (Paläo-) Milieu. Die Gipfel mobiler Dünensande liegen in der Regel dazwischen, sind also mesokurtisch.

Der ‚Schiefekoeffizient‘ stellt das Maß der Symmetrie der Kurve dar und zeigt, wie weit der Mittelwert in Richtung Fein- oder Grobkornfraktion verschoben ist. Symmetrische Verteilungen haben einen Schiefekoeffizienten von 1, überwiegen feinere Bestandteile ist die Schiefe < 1 , bei hohem Grobanteil ist sie > 1 (FOLK & WARD 1957; BESLER 1996).

Mit Hilfe graphischer Darstellungen (s. Kap. D) wurden die Ergebnisse der Siebanalyse für die Interpretation aufbereitet. Nach BESLER (u. a. 1985, 1996) bieten sich hierzu die Darstellung im Reaktionsdiagramm und die Kurvendarstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen an. Die Zuordnung von Sandproben mit Hilfe dieser Darstellungsverfahren zu einem bestimmten granulometrischen Sandtyp ermöglicht Aussagen über Mobilität und Sandtransport, ‚äolisches Alter‘, Dünenbildung und -dynamik, Sandbilanzen (Akkumulation oder Deflation), Alterung von Ergs sowie Paläomorphologie und -winde (BESLER 1996).

Ein von FRIEDMAN 1961 empirisch entwickeltes Reaktionsdiagramm ermöglichte die optische Unterscheidung von Dünen- und Flugsanden. Hierbei werden zwei Korngrößenparameter in ein Koordinatensystem eingezeichnet, der mittlere Korndurchmesser ($MZ\phi$) auf der Ordinate und die Sortierung (S_o) auf der Abszisse. Schwierigkeit bei der Verwendung des Diagramms bereitete die große Zone des ‚overlap‘, in der über die Ablagerungsverhältnisse keine Aussage getroffen werden konnte. Da die meisten der von Besler untersuchten Sandproben innerhalb dieser Zonelagen, entwickelte sie auf der Basis ihrer Sanddaten ein erweitertes Diagramm. In diesem wurde die Zone des ‚overlap‘ durch die Sektoren ‚stabil‘ und ‚residual‘ ersetzt, die sich beide auf das Verhalten der Sande im äolischen System beziehen (BESLER 1983). Das erweiterte Reaktionsdiagramm veranschaulicht zusammenfassend die granulometrische Entwicklung eines Sandtyps und ermöglicht Aussagen über die Ablagerung (Differenzierung der Sandtypen innerhalb eines Sektors) und das ‚äolische Alter‘ der untersuchten Sande (s. Kap. D). Das „äolische Alter“ stellt dabei „eine Funktion von Zeit, Windstärke und präexistentem Relief dar“ (BESLER 1996: S.38).

Alle Sande – mit Ausnahme der Barchansande, bei denen fast alle Sandtypen vertreten sein können – lassen sich einem bestimmten Sandtypus zuordnen. Im Reaktionsdiagramm bilden sie mehr oder weniger stark abgegrenzte Punktwolken mit charakteristischen Korngrößenhäufigkeitsverteilungen. Da die Übergänge fließend sind, kann der Sandtyp einer Probe nicht ausschließlich aufgrund der Lage im Reaktionsdiagramm bestimmt werden. Bisher steht nicht fest, über welchen Zeitraum und mit welcher Intensität ein fluvialer Sand äolisch überarbeitet werden muss, damit er durch zunehmende Sortierung in den äolisch mobilen Sektor verlagert wird. Nach BESLER (1996) scheint dazu ein äolischer Transport des feineren Materials (Schluff- und Tonfraktion) über eine bestimmte, noch nicht näher definierte Distanz erforderlich zu sein. Die äolische Entwicklung („Alterung“) eines Sandes kann im Reaktionsdiagramm anhand zusätzlich eingetragenen Pfeile erkennbar gemacht werden (BESLER 1996).

Befinden sich Sande aus Kammlagen im mobilen Sektor, kann davon ausgegangen werden, dass diese noch von aktuellen Winden umgelagert werden. Bei Sanden im stabilen Sektor findet – ohne Störung der Lagerungsverhältnisse – keine äolische Verlagerung statt (BESLER 1989, 1996).

Nach BESLER (1996) ist das Reaktionsdiagramm als ergänzendes Hilfsmittel zu den Korngrößenhäufigkeitsverteilungen anzusehen. Es verdeutlicht die genetischen Prozesse und veranschaulicht die Veränderung der mittleren Korngröße und der Sortierung der einzelnen Sandtypen (BESLER 1996).

BESLER (1983) erkannte bei der Entwicklung und Anwendung des Reaktionsdiagramms, dass Sande, die im Reaktionsdiagramm Punktwolken bilden, in Gruppen mit charakteristischer Korngrößenhäufigkeitsverteilung zusammengefasst werden können (s.a. BESLER 1984b, 1996). Im Gegensatz zu Summenkurven ermöglicht die Analyse von Korngrößenhäufigkeitsverteilungen eine exaktere Aussage, selbst wenn eine Verschiebung der Darstellung von klassischer logarithmisch-normaler zu logarithmisch-hyperbolischer Verteilung vorgenommen wird (THOMAS 1986; VINCENT 1988).

Für Sande mit äolischer Beeinflussung konnten nach BESLER (1996) acht Kategorien bestimmt werden: *Äolische Terrassensande*, *Tennensande*, *Jungdünnensande*, *Aktive Kamm-sande*, *Domsande*, *Sockelsande*, *Deflationssande* und *Barchansande*.

Sie bilden eine granulometrische Entwicklungsreihe, bei der sich die Häufigkeitsverteilungen mit zunehmender äolischer Überarbeitung verändern und ein unimodaler Sand mit Korngrößenmaximum bei 0,25 – 0,5 mm (Barchansand) das Endstadium ist (BESLER 1996). In jungen Dünenwüsten, die sich im ersten Sedimentationszyklus befinden, sind Sandtypen im Anfangs- und auch im Zwischenstadium der Entwicklungsreihe zu finden. In älteren Dünenwüsten fehlen diese, was auf Zusammenhänge zwischen Dynamik von Sanden und charakteristischer Korngrößenhäufigkeitsverteilung hindeutet (BESLER 1991).

"Die Hauptmasse aller äolisch bewegten Sande in allen warmen und gemäßigten Wüsten der Erde wird – unabhängig von Wüstenalter und herrschenden Windstärken – von der Fraktion 0,125-0,250 mm gestellt." (BESLER 1996: S. 31). Selbst Höhenlagen- und Reliefunterschiede haben darauf keine Auswirkungen (BESLER 1996).

Die Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen erfolgt nach WALGER (1964), wobei auf der Ordinate die Eintragung der relativen Häufigkeit in Gewichtsprozent pro mm Fraktionsintervall erfolgt. Da es sich somit um die erste Ableitung der Summenkurve handelt, ist das Darstellungsverfahren genauer und Angaben zur Sanddynamik werden besser möglich. Würden auf der Ordinate die Sandkornzahl n oder Gewichtsprozent eingetragen, wären nach BESLER (1984b) Fehlinterpretationen möglich, da sehr geringe und nur temporäre Ausblasungsvorgänge (Abbildung der Sandbilanz zum Zeitpunkt der Probennahme) und bei letzterem einzelne Körner von größeren Fraktionsintervallen die Darstellung verfälschen könnten.

Die Werte der Siebanalyse wurden in das Koordinatensystem eingetragen und von Hand mit einer Kurvenlinie verbunden (s. Kap. D). Dabei muss beachtet werden, dass die unterhalb der Kurve dargestellte Fläche das Ergebnis der Siebanalyse widerspiegelt. Die Punkte müssen so verbunden werden, dass die Fläche, die

innerhalb der Kurve, aber oberhalb des eingezeichneten Punktes liegt, im Bereich unterhalb des Punktes ‚abgezogen‘ wird. Das automatisierte Erstellen der Kurven mit Hilfe von EXCEL ist folglich nicht exakt, da das Programm die Darstellung durch unzutreffende Interpolation verfälscht. Auch die Darstellung der Korngrößenhäufigkeitsverteilungen als Säulendiagramm ist ungenau, da diese aussagt, dass die Verteilung der Sandkörner innerhalb einer Fraktion immer und überall gleich ist.

Mit zunehmendem äolischem Alter der Sande verändert sich der Verlauf der dargestellten Kurven: sie werden im Bereich der feineren Korngrößen steiler, im Bereich der größeren Korngrößen flacher, insgesamt nimmt ihre Gipfelhöhe ab (BESLER 1996).

2. Korngrößenbestimmung feinkörniger Beckensedimente

Bei Proben mit einem Ton- und Schluffanteil größer 10% wurde die kombinierte Sieb- und Schlämmanalyse nach Köhn & Köttgen durchgeführt.

Die Methode der Sedimentationsanalyse gründet sich auf der Tatsache, dass die Sinkgeschwindigkeit eines kugelförmigen Körpers von dessen Durchmesser und Dichte sowie von der Dichte und Viskosität der Flüssigkeit abhängig ist, in der er sich befindet. Nach der STOKESSchen Formel bestehen folgende Relationen:

Gl. 1

$$V = \frac{2}{9} \cdot g \cdot (D_1 - D_2) / \eta \cdot r^2$$

Mit:

V= Teilchengeschwindigkeit

g= Schwerebeschleunigung

D₁= Dichte der fallenden Kugel

D₂= Dichte der Sedimentationsflüssigkeit oder des Gases

η= Viskosität der Flüssigkeit oder des Gases

r= Kugelradius

Die Konstante 2/9 stellt eine empirische Größe dar, über die die Reibung kleinster Teilchen berücksichtigt wird (KNOTHE 2000).

Für D_1 wird im Allgemeinen bei Sedimenten die Dichte von Quarz ($2,65\text{g/cm}^3$) angenommen. Höhere Dichten weisen die Carbonate Calcit ($2,72\text{g/cm}^3$) und Dolomit ($2,87\text{g/cm}^3$), die Glimmer ($2,7\text{-}3,2\text{g/cm}^3$) und die Chlorite ($2,66\text{-}3\text{g/cm}^3$) auf. Geringere Dichten besitzen Kalifeldspäte ($\sim 2,57\text{g/cm}^3$), Kaolinit ($2,58\text{g/cm}^3$) und die quellfähigen Tonminerale ($2,0\text{-}2,3\text{g/cm}^3$). Besteht ein klastisches Sediment vorwiegend aus einem dieser Minerale, sind für D_1 die entsprechenden Werte anzunehmen (MÜLLER 1964).

Die Dichte (D_2) und Viskosität (η) der Sedimentationsflüssigkeit sind temperaturabhängig. Bei einer konstanten Temperatur von 20°C folgt nach MÜLLER (1964) für H_2O : $D_2=0,99823\text{g/cm}^3$ und $\eta=0,01\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$. Temperaturschwankungen während der Sedimentation stören durch das Auftreten von Konvektionsströmen das gleichförmige Absinken (SCHLICHTING et al. 1995, in BUBENZER 1999).

Da die Körner in den wenigsten Fällen eine kugelige Gestalt (z.B. tafelige und plättchenförmige Glimmer, hexagonale Kaolinite, usw.) besitzen, spricht man von ‚Äquivalenz-Durchmesser‘. „Er ist der Durchmesser eines Körpers, der bei gleichem Stoff in der gleichen Flüssigkeit in gleicher Zeit die gleiche Strecke fällt wie eine Quarzkugel, deren Durchmesser für die Bestimmung der Fallgeschwindigkeit die Grundlage bildet“ (MÜLLER 1964: S. 83). Plättchen und Glimmer gelangen bei der Siebanalyse in eine größere Kornfraktion, als es ihrem durchschnittlichen Durchmesser entspricht; bei der Sedimentation hingegen gelangen sie in einer feineren Fraktion, da sie sich breitseitig bewegen und damit die Reibung unverhältnismäßig groß wird.

20g der lufttrockenen Probe ($<2\text{mm}$) wurden zur Zerstörung der Aggregate mit 250 ml Natriumpyrophosphat ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) versetzt und 8-12 Stunden mit dem Überkopfschüttler geschüttelt. Die vorbehandelten Proben wurden in 1000cm^3 -Schlammzylinder eingebracht. Die Zylinder wurden anschließend bis zur 1000 ml-Marke mit destilliertem Wasser aufgefüllt und bis zur gleichmäßigen Verteilung der Suspension geschüttelt. Mit Abstellen des Schlammzylinders begann der Messvorgang, bei dem die Trennung von Grobschluff ($20\text{-}63\text{ }\mu\text{m}$), Mittelschluff ($6,3\text{-}$

20 μm), Feinschluff (2-6,3 μm) und Ton (< 2 μm) erfolgt. Nach einem vorgegebenen, temperaturabhängigen Zeitschema (s.a. BUBENZER 1999) wurden aus den Zylindern 10 ml-Aliquots mit einer Pipette aus einer berechneten Tiefe entnommen und in gekennzeichnete und vorher ausgewogene Petrischälchen gegeben (KNOTHE 2000).

Anschließend wurde der Rückstand der Schlämmsylinder in gestapelte Prüfsiebe der Maschenweiten 0,063 mm, 0,02 mm und 0,1 mm gegeben und geschlämmt. Die Inhalte der Siebe wurden in nummerierte und ausgewogene Bechergläser überführt und zusammen mit den Petrischälchen im Trockenschrank bei 105°C getrocknet. Nach der Trocknung wurden die Teilproben auf 0,0001 g genau ausgewogen und die Werte in die von Bubenzer erstellte EXCEL-Datentabelle eingegeben, mit der die Berechnung der Korngrößenverteilung von Sand, Schluff und Ton erfolgte.

3. Farbbestimmung

Bereits bei der Probennahme erfolgt eine erste Farbbestimmung, welche eine Differenzierung des aufgenommenen Profils ermöglicht und auch Aussagen über die Farbe des Ausgangsgesteins und/oder über Bodenbildungs- sowie Akkumulationsprozesse zulässt. Nach WIENEKE & RUST (1976) eignet sich die Farbbestimmung von Sedimenten nach Munsell außerdem zur schnell durchführbaren und eindeutigen Bestimmung eines Sandtyps im Gelände. Im Labor erfolgte die genaue Farbbestimmung der bei Raumtemperatur getrockneten Proben mit Hilfe der international gültigen MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994). Falls vorhanden, wurde der Anteil der Kornfraktion über 2 mm vor der Farbansprache abgesiebt (BECK et al. 1995).

Nach den MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994) werden die Farbnuancen durch Farbton (hue), Farbintensität (chroma) und die relative Helligkeit des Farbtons (value) mit einer Buchstaben-Zahlenkombination beschrieben (BECK et al. 1995; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998).

4. Kalkgehaltsbestimmung

Das Prinzip der gasvolumetrischen Bestimmung des Carbonatgehaltes nach Scheibler basiert auf der Reaktionsgleichung:

Gl. 2



Durch Zugabe von verdünnter Salzsäure (HCl) werden die enthaltenen Carbonate zerstört, wobei Kohlendioxid (CO₂) entweicht. In der Scheibler-Apparatur wird das frei werdende CO₂ aufgefangen und die Menge des freigesetzten Gases anhand einer verdrängten Flüssigkeitssäule abgelesen. Der Calciumcarbonat- bzw. der Carbonatgehalt der Probe wird dann, unter Berücksichtigung der Temperatur und des Luftdrucks berechnet (ELLERBROCK 2000, BECK et al. 1995).

Um festzustellen, ob die Proben einen mit der Scheibler-Apparatur messbaren Carbonatanteil aufweisen und um die Menge der erforderlichen Einwaage zu bestimmen, wurden die lufttrockenen Proben (<2 mm) vorab ‚getestet‘. Eine kleine Menge der zerkleinerten Probe wurde in ein Petrischälchen gegeben und mit einigen Tropfen 10%-iger Salzsäure beträufelt. Je nach Stärke der Reaktion, wird unterschiedlich viel Probenmaterial abgewogen, da das Messvolumen der Scheibler-Apparatur auf 100 ml begrenzt ist (ELLERBROCK 2000, BECK et al. 1995).

Bei den untersuchten Proben konnte bereits bei der Bestimmung der Einwaagemenge nur ein sehr geringer, mit der Scheibler-Apparatur nicht messbarer Carbonatanteil festgestellt werden. Weitere Untersuchungen wurden daher nicht durchgeführt.

5. Leitfähigkeitsbestimmung

"Die spezifische elektrische Leitfähigkeit [...] ist abhängig von der Ionenleitfähigkeit, der Ionenkonzentration und der Temperatur" (ELLERBROCK 2000: S. 338). Mit zunehmendem Salzgehalt steigt die elektrische Leitfähigkeit einer Lösung. Der

relative Salzgehalt einer Probe kann folglich mit Hilfe der Leitfähigkeitsmessung bestimmt werden. Zeitliche und räumliche Änderungen des Salzgehaltes in Sedimenten können so ermittelt werden (ELLERBROCK 2000). Nach BESLER & PFEIFFER (1994) kann aufgrund unterschiedlicher Salinität zwischen äolischen Ablagerungen und marin oder fluvial beeinflussten Sedimenten unterschieden werden, denn sie ermöglicht Rückschlüsse auf aquatische Einflüsse bei der Ablagerung der Sande. Äolische Sedimente weisen in der Regel niedrige Leitfähigkeitswerte von weniger als $10^2 \mu\text{S}/\text{cm}$ auf und werden als ‚nicht-salin‘ bezeichnet (BESLER & PFEIFFER 1994). Fluviale oder marine Ablagerungen sowie äolische Sedimente, die durch Evaporation oder Infiltration mit salinen Wässern in Kontakt kamen, weisen eine höhere Salinität von mehr als $10^2 \mu\text{S}/\text{cm}$ auf. Die Reduzierung hoher Salinitätswerte infolge äolischer Verlagerung unter ariden Bedingungen auf Werte unter $10^2 \mu\text{S}/\text{cm}$ benötigt mindestens einen Zeitraum von 20 000 bis 30 000 Jahren (BESLER & PFEIFFER 1994). Bei der Interpretation der Leitfähigkeitswerte muss berücksichtigt werden, dass die Herkunft des salzhaltigen Materials nicht immer eindeutig zu bestimmen ist. Saline Stäube können (über große Distanzen hinweg) aus Salzpflanzen und Endseen in die beprobten Sande eingeweht worden sein. Auch aus angrenzenden Rivieren oder periodisch überschwemmten Flächen kann in ariden Phasen salines Material verlagert werden. Hohe Salinitätswerte der Proben können also lediglich als Hinweis auf aquatische Ablagerungen verstanden werden.

Es wurden jeweils 20 g der Probe in eine Polyethylenflasche gegeben und mit destilliertem Wasser aufgefüllt. Nach 20 Minuten in der Überkopf-Schüttelmaschine wurde mit einem Konduktometer die Leitfähigkeit der Suspension in $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen. Da das Gerät eine automatische Temperaturkorrektur auf 25°C durchführt, war eine gleichzeitige Temperaturmessung und anschließende Korrektur nicht mehr erforderlich. Die Suspension wurde nach einer Stunde ein zweites Mal gemessen und danach filtriert. Das Filtrat wurde nach 24 Stunden nochmals gemessen. Die Leitfähigkeit wurde bei allen Proben bestimmt (s. Kap. D).

IV. Datierungen

Zur Erstellung einer Klimastratigraphie sind Aussagen über das Alter des Probenmaterials unabdingbar. Um die gewünschte Zeitscheibe des Jungquartärs bei den gegebenen Sedimenten im Untersuchungsgebiet abbilden zu können, wurden die äolischen und fluvialen Ablagerungen entsprechend der in Kapitel C. II. 2 und C. II. 3 beschriebenen Arbeitsweisen beprobt und anschließend datiert.

1. OSL-Datierungen

Seit den 1990er Jahren wird verstärkt versucht, mittels der Anwendung der Lumineszenz-Datierung Phasen äolischer Sandakkumulation zu bestimmen. Mit Hilfe dieser Datierungen werden Rückschlüsse hinsichtlich Zeitpunkt und Dauer arider Phasen und Aussagen zur Bildung äolischer (Dünen-) Akkumulationen möglich. Bei der Lumineszenz-Datierung werden verschiedene Methoden angewandt, die der Thermolumineszenz (TL) und die der Optisch-Stimulierten Lumineszenz (OSL). Mit Hilfe dieser Methoden werden numerische Alter für den Zeitraum seit der letztmaligen Sonnenlichtexposition der Sedimentpartikel ermittelt (THOMAS et al. 2000).

Das Prinzip dosimetrischer Datierungsmethoden basiert auf der Möglichkeit, mit festkörperphysikalischen Techniken kleinste Strahlenschäden in Mineralkörnern nachzuweisen und für die Altersbestimmung einzusetzen. Durch natürliche Radioaktivität (Zerfall von ^{238}U , ^{235}U , ^{40}K , ^{87}Rb und ^{232}Th) und kosmische Strahlung entsteht überall in der Natur ionisierende Strahlung. Diese Strahlung baut, durch Wechselwirkungen mit den atomaren Bausteinen der Minerale, sukzessive Strahlenschäden im Kristallgitter auf (LANG 2000). Jedes durch ionisierende Strahlung angeregte Elektron hinterlässt im Valenzband (Grundzustand der Elektronen im Kristall) eine Lücke. Um das Ausmaß der Schädigung zu messen, werden die Proben thermisch (durch Erhitzen auf über 500 °C) oder optisch (u.a. durch Beleuchtung mit blauen Dioden) stimuliert. Ein Teil der Elektronen wird

infolge der Energiezufuhr von so genannten Lumineszenzzentren eingefangen und im Bereich der o.g. Fehlstellen festgesetzt. Dabei wird die vorher zugeführte Energie wieder freigesetzt und in Form von Photonen, deren Wellenlänge im Bereich des sichtbaren Lichts liegt, wieder abgegeben (Lumineszenz). Aus der Stärke des Lumineszenz-Signals lässt sich die natürliche Energiedosis (Dosis pro Zeiteinheit) ermitteln, die sich nach der letzten Nullstellung der Lumineszenzuhr in einem Mineral aufgebaut hat. Das natürliche Lumineszenz-Signal wird dabei im Labor mit einem künstlich induzierten Signal verglichen. Der Aufbau des Lumineszenz-Signals in einem Mineralkorn resultiert aus der Einwirkung der natürlichen Radioaktivität und beginnt mit Zeitpunkt der Mineralneubildung. Bei Exposition des Mineralkorns an Tageslicht, welche erstmals nach Exhumierung während Erosion und Transport erfolgt, wird das Signal reduziert (Bleichung). Je nach Bleichungsgrad, der in Abhängigkeit von Belichtungsdauer sowie Intensität und spektraler Zusammensetzung des Tageslichtes unterschiedlich hoch ist, kann das Lumineszenz-Signal bis zur Nullstellung reduziert werden. Bei nachfolgender Ablagerung und Überdeckung des Mineralkorns baut sich das Signal wieder auf. Die Datierung erfolgt also über die Ermittlung der seit Ablagerung bzw. letzter Belichtung absorbierten Dosis. Die Datierungsobergrenze wird erreicht, wenn infolge einer Signalsättigung des Minerals kein weiteres Signal mehr aufgebaut wird.

Die Ermittlung des Alters erfolgt mit Hilfe der unten angegebenen Gleichung, wobei das Mineral als natürliches Strahlendosimeter verwendet wird (GOEDICKE 2000; LANG 2000).

Gl. 3

$$\text{Alter [a]} = \frac{\text{Natürliche Dosis [Gy]} \quad \text{Einheit: Gray Gy} = \text{J/kg}}{\text{Natürliche Dosisleistung [Gy}^1/\text{a]}}$$

(LANG 2000).

Es zeigte sich, dass die Methode der OSL-Datierung gegenüber der TL-Datierung Vorteile aufweist, vor allem unter Berücksichtigung der Zurücksetzung der Lumineszenz-Signale vor der Ablagerung (THOMAS et al. 2000). Die Wahrscheinlichkeit, Sedimente, bei denen der Transport nur über eine kurze Distanz bzw. deren Exposition an Tageslicht nur sehr kurz erfolgte, mit der OSL-Methode erfolgreich zu datieren, ist höher. Insbesondere äolische Sedimente wie Dünensande, bei denen meist eine vollständige Bleichung des Signals bei der Ablagerung vorausgeht, erfüllen die Voraussetzungen für die Anwendung der OSL-Methode (RADTKE 1998; LANG 2000).

Der mit dieser Methode datierbare Altersbereich wird von einigen 10er von Jahren (OLLEY et al. 1998) bis in Ausnahmefällen 500-800 ka (STOKES 1999) angegeben. Zuverlässige Alter werden nach GEHY (2005) in der Spanne zwischen wenigen Jahren und etwa 150 ka erzielt. Die Datierungsobergrenze ist durch die Sättigungs- und Stabilitätseigenschaften der Signale vorgegeben wobei die Sättigungswerte von Quarz bei etwa 300-350 Gy liegen. Insgesamt wird die Möglichkeit der Datierung somit durch mineralspezifische Eigenschaften, die Intensität der umgebenden Strahlung und die Genauigkeit der Messgeräte bestimmt.

Die OSL-Datierungen wurden von durch die Arbeitsgruppe von Prof. Radtke (Dipl.-Geogr. A. Hilgers, Dipl.-Geogr. J. Lomax und Dr. F. Preusser) im OSL-Labor des Geographischen Institutes durchgeführt.

2. Radiocarbonatierungen (^{14}C)

Die ^{14}C -Datierung ist eine physikalische Altersbestimmung mit dem Isotop ^{14}C , das in Organismen und Sedimente eingebaut wird und mit konstanter Rate zerfällt. Als datierbare Materialien eignen sich u.a. organische Materialien wie Pflanzenreste. Das kosmogen in der Stratosphäre gebildete ^{14}C gelangt über die Nahrungskette in das organische Material. Dort zerfällt das Isotop mit einer Halbwertszeit von 5730 ± 40 Jahren unter β -Emission. Für eine Datierung muss der $^{14}\text{C}_0$ -Gehalt bekannt sein und

ein C-Austausch der Probe ausgeschlossen (geschlossenes System) oder quantifizierbar sein (BECKER-HAUMANN 2002).

In einem ariden Untersuchungsgebiet ist das Vorhandensein organischer Substanz selten. So konnten während der Geländearbeiten nur wenige Standorte beprobt werden, in denen ausreichend organische Substanz für ^{14}C -Datierungen vorlag. Die Datierungen wurden durch die Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Frechen im Labor des Institutes für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Sektion 3: Geochronologie und Isotopenhydrologie in Hannover durchgeführt.

Die vier Proben (s. Kap. D, Tab. 14) wurden aufgrund der ^{13}C -Ergebnisse als „sehr jung, d.h. rezent“ datiert. Es wird eine Bildung nach 1650 AD angenommen (freundl. Mitt. Frechen).

D. Detailuntersuchungsgebiete und Ergebnisse

Die bereits beschriebene Kleinkammerung des Reliefs im Kaokoland erforderte die Unterteilung des gesamten Untersuchungsgebietes in Teilräume, die wiederum in sich geschlossene Landschaftseinheiten darstellen. Folglich werden die Untersuchungsergebnisse für die jeweiligen Detailuntersuchungsgebiete dargestellt (s. Abb. 20: A: Becken von Sesfontein, Giribesvlakte und Obiastal; B: Gomatumtal, Becken von Puros; C: Skeleton Coast). Nach einer kurzen Beschreibung der regionalen geographischen, geologischen und tektonischen Verhältnisse werden die Probennahmestandorte und die aus ihren Sedimenten erzielten Ergebnisse der Laboruntersuchungen dargestellt.

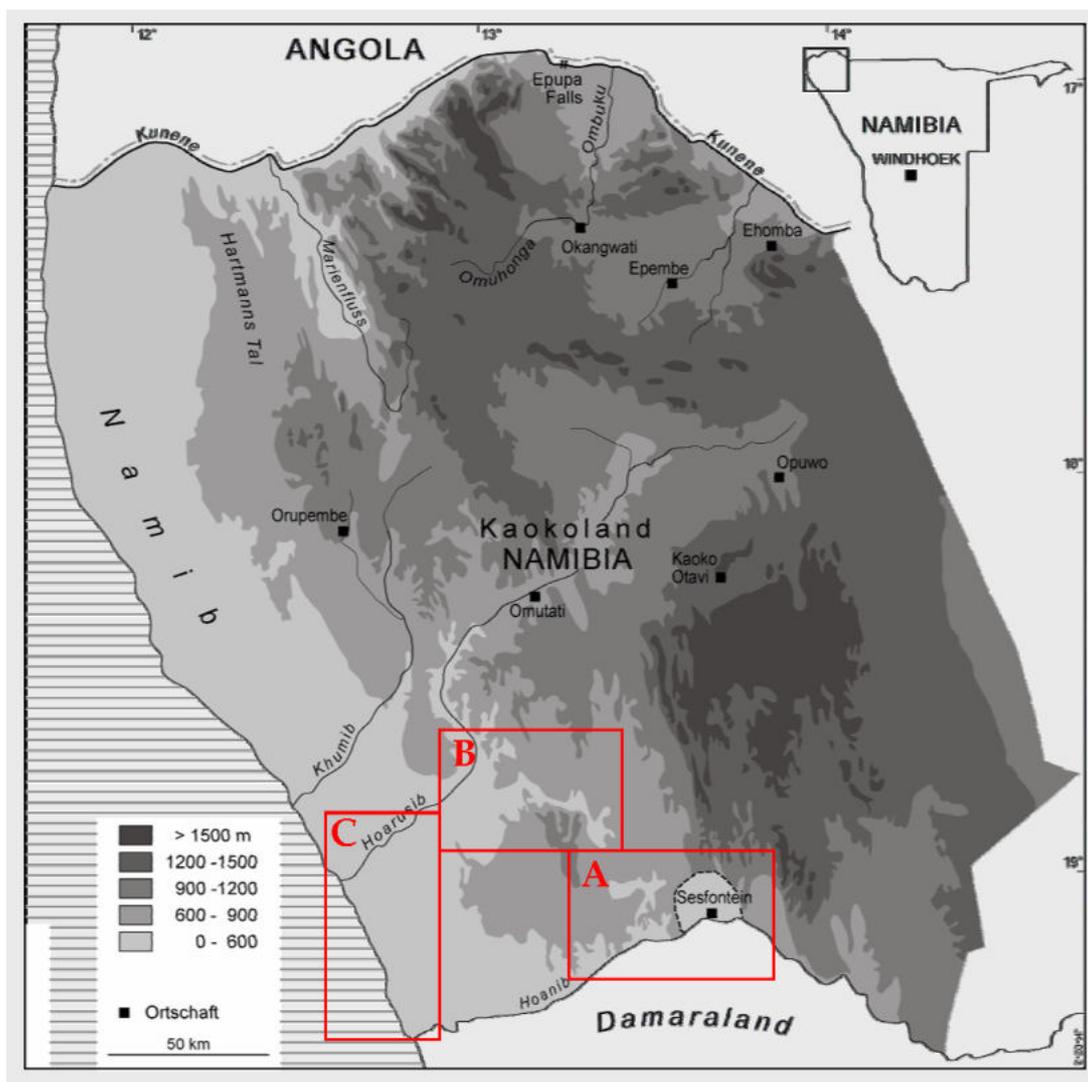


Abb. 20: Übersichtsdarstellung der Detailuntersuchungsgebiete (SCHULTE 2002, verändert)

I. Becken von Sesfontein

Zur Geologie dieses Teiluntersuchungsgebietes (s. Abb. 22) liegen Arbeiten von GUJ (1970) und MILLER (1980) vor, die u.a. Entwicklung des Damara-Orogens untersucht haben (in BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997) sowie eine Geologische Karte im Maßstab 1:250 000 (Blatt Sesfontein, GEOLOGICAL SURVEY, vorläufige Ausgabe 1999, s. Abb. 21). Untersuchungen zur Geomorphologie und Morphotektonik wurden von BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) durchgeführt, die u.a. das Gebiet um Sesfontein untersucht haben (Abb. 23).

Im geologischen Sinne ist das Becken von Sesfontein ein relatives Senkungsbecken, welches sich hauptsächlich in den geringresistenten Phyllitschiefern der Mulden-Gruppe entwickelt hat. Umrahmt wird es von Härtlingszügen aus Quarziten, Dolomiten und Kalken der Otavi-Gruppe (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997; s. Kap. B. III. 1 u. Abb. 21). Es wird durch den N-S-streichenden Höhenzug Naweb (s. Abb. 22) in ein östliches und westliches Teilbecken untergliedert; dieser Höhenzug bildet die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes. Die Ortschaft Sesfontein liegt im westlichen der beiden Teilbecken. Das östliche Teilbecken, in dem die Ortschaft Warmquelle liegt, wird vom Hoanib nach seinem Austritt aus der Khowaribschlucht gequert. Der Fluss trifft am Westrand des östlichen Teilbeckens auf den Höhenzug des Naweb, fließt an seinem Rand nach Norden und quert ihn dann in einer epigenetischen Talanlage. Nach seinem Eintritt in das westliche Becken fließt er an dessen Südrand Richtung Westen und tritt westlich der Okambondevlakte in eine weitere epigenetische Talstrecke ein (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997, s. Abb. 23).

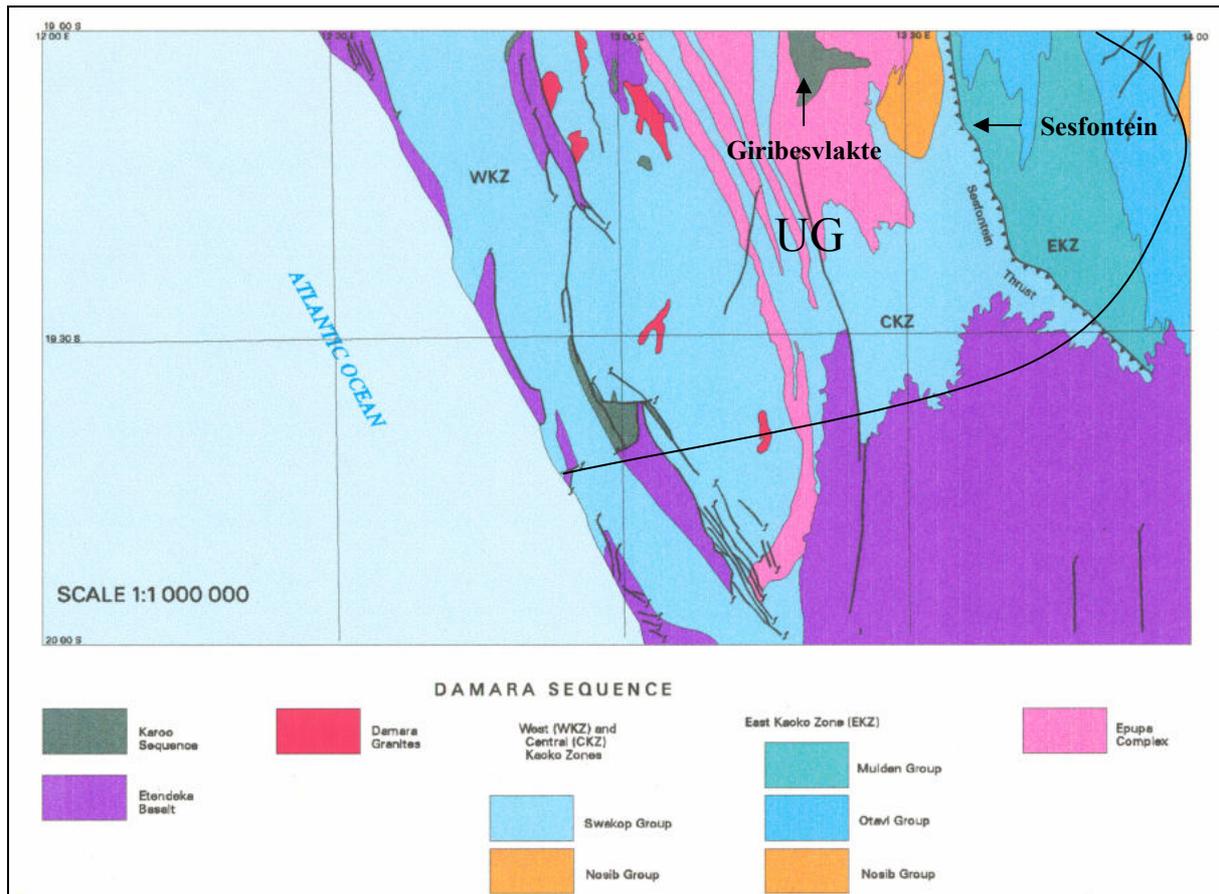


Abb. 21: Geologische Übersichtskarte des Blattschnittes 1912 Sesfontein
(MINISTRY OF MINES AND ENERGY NAMIBIA 2000)

Beide Teilbecken (s.o.) sind – für regionale Verhältnisse – dicht besiedelt. Wie schon der Name Sesfontein („sechs Quellen“) verdeutlicht, gibt es hier verschiedene natürliche Wasseraustritte, die von der lokalen Bevölkerung zur Gartenbewässerung genutzt werden. Die Nutzung des Beckens als Weidefläche für das Vieh der Bevölkerung Sesfonteins und Warmquelles führt zu einer Veränderung der natürlichen Vegetation hin zu einer „parkartigen“ Landschaft mit einem alten Baumbestand und fehlender Strauch- und spärlicher Grasschicht (BECKER & JÜRGENS 2002: S. 95). Freigelegte Baumwurzeln sind deutliche Anzeichen von flächenhafter Bodenerosion im gesamten Bereich des Beckens. In eigenen Interviews mit Jeremias Garuseb, dem ‚local chief‘ der ansässigen Damara, wurde die Wahrnehmung der Bodenerosion durch die Bevölkerung offensichtlich. Handlungsstrategien sollen eine Ausweitung der Erosion verhindern, sie sehen eine Verlagerung der Notweide in

Ortsnähe vor, so dass der Beweidungsdruck auf die Flächen innerhalb des Beckens deutlich reduziert wird.



Abb. 22: Übersichtskarte Becken von Sesfontein und Okambondevlakte

Das westliche Teilbecken ist mit Beckensedimenten verfüllt, deren Mächtigkeit von Nord nach Süd zunimmt. Sie erreichen ihre größte vertikale Ausdehnung am Südrand des Beckens, an dem der Hoanib fließt. Dort wurde eine 6 m hohe natürliche Aufschlusswand beprobt (s. Abb. 24).

Im nördlichen Teil des Beckens finden sich weit verbreitet Schuttdecken, die auf den Pedimenten an der Beckenumrahmung liegen. Äolische Komponenten treten hier stark in den Hintergrund, sie sind als minimale Staubkutane auf den rauen Hängen ausgebildet und im Bereich des Pedimentschutts größtenteils nicht nachweisbar.

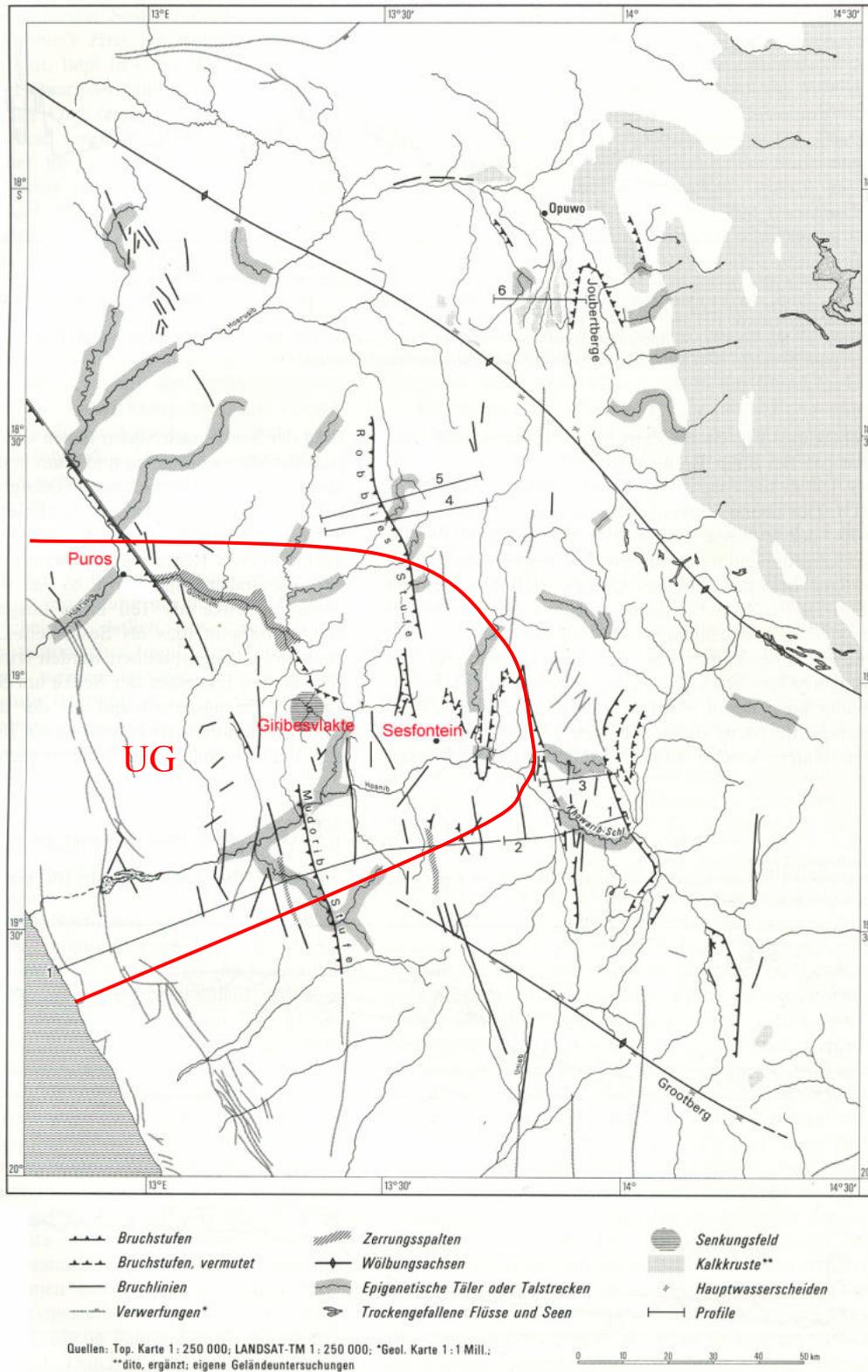


Abb. 23: Morphotektonische Übersichtskarte des Kaokolandes (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997, verändert)

Die in den dem Hoanib tributären Rinnen und Rivieren beprobten Sande weisen überwiegend grobe Korngrößen (>0,5 mm bis mehrere cm) auf. Der Rundungsgrad

der Sande und Gerölle nimmt nach Süden zu, die Korngrößen hingegen nehmen ab. Auch in diesen Sedimenten ist ein äolischer Anteil nicht nachweisbar. Die petrographische Zusammensetzung der Sande wird entsprechend des Liefergebietes vor allem von Quarz und Glimmern dominiert.

Die direkt westlich des Hoanib-Durchbruchs durch den Höhenzug Naweb beprobten Beckensedimente (N2000-30 bis 37, s. Abb. 22 und 24, s. Tab. 6) weisen durchweg einen hohen Sandanteil (min. 76 %, max. 92 %) und erhöhte Leitfähigkeitswerte auf. Sie können somit als Sande fluvialen Ursprungs angesprochen werden. Entgegen des ersten optischen Eindrucks weisen Korngröße, Farbe und Leitfähigkeit innerhalb der vertikalen Abfolge der Wand keine erkennbare Tendenz der Veränderung auf, so dass die Wand als ungegliedertes Sedimentpaket angesprochen werden muss. Die erhöhte Leitfähigkeit des Riviersandes aus dem Bett des Hoanib (N2000-37) wird mit dem aktuellen episodischen Kontakt mit Wasser erklärt.



Abb. 24: Natürliche Aufschlusswand im Becken von Sesfontein (Hoanibtal direkt W Naweb, Maßstab=3m)

Tab. 6: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2000-30 bis 37

Probe	Lage	% S	% U	% T	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N 2000-30	20 cm über Basis	76	21	3	165	2,5 Y 8/2
N 2000-31	90 cm über Basis	82	14	3	162	10 YR 8/2
N 2000-32	150 cm über Basis	84	12	4	167	10 YR 7/3
N 2000-33	200 cm über Basis	92	6	2	132	10 YR 7/2
N 2000-34	300 cm über Basis	89	7	4	168	10 YR 7/3
N 2000-35	450 cm über Basis	77	20	3	189	10 YR 6/3
N 2000-36	Top, 590 cm über Basis	76	21	3	152	10 YR 7/3
N 2000-37	Riviersand	91	8	1	252	2,5 Y 8/2

An der Basis der Wand wurde die Beckenfüllung oberhalb eines Schotterbandes im Hoanibital mittels der OSL-Methode an Quarzen auf $19\,500 \pm 1380$ a v.h. datiert (N2003-49, Tab. 7). Weitere Datierungsproben wurden nicht entnommen (s.u.).

Tab. 7: Ergebnis der OSL-Datierung der Probe N 2003-49

Probe	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_o [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Tiefe [cm]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N 2003-49	54,4	2,8	2,795	0,139	600	4,25	19,5	1,38

Aufgrund eines Forschungsprojektes der IUNFG (W. Blümel) konnten in Absprache mit dem Leiter des Teilprojektes B5 weitergehende Untersuchungen an Sedimenten im Hoanibital nicht durchgeführt werden.

In der **Okambondevlakte** westlich von Sesfontein (s. Abb. 22) wurden äolische Sande beprobt. Hier befinden sich zahlreiche Sandakkumulationen in Form von

Dünen, Nebkhas und Kupsten. Die Sande, die in diesen Formen akkumuliert werden, sind aus dem Hoanibtal ausgeblasen und entsprechend der Kanalisierung des Windes nach Norden transportiert worden. Ihre Ablagerung erfolgt an orographischen Hindernissen (Sandrampen und Dünen vor den Beckenflanken) oder an vermehrt auftretender Vegetation (Nebkhas). Auch in diesem Teiluntersuchungsgebiet liegen die Sandakkumulationen jeweils nördlich der Riviere an den Rändern der Becken und beckenartigen Talweitungen.

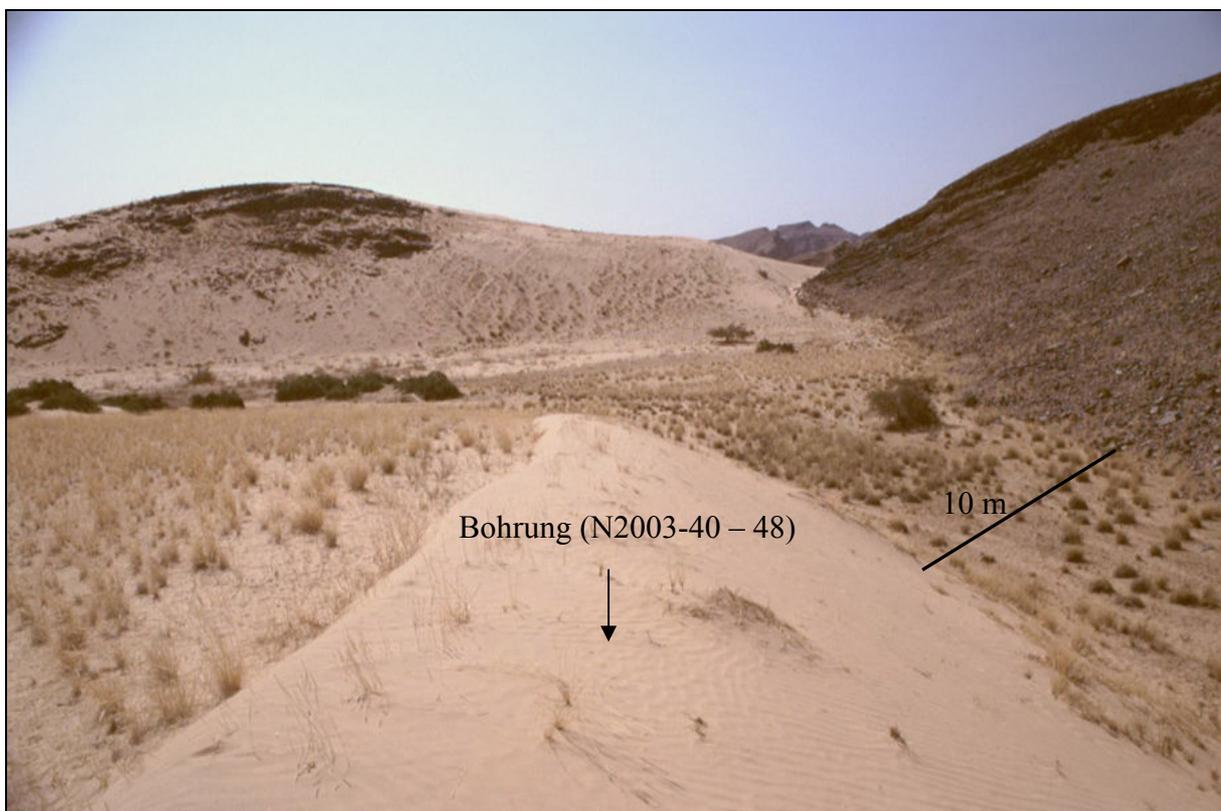


Abb. 25: Beprobte Düne in der Okambondevlakte

In eine Düne am Nordrand der Okambondevlakte (s. Abb. 25) wurde eine Bohrung bis auf eine Endteufe von 160 cm niedergebracht. Die Düne liegt 10 m vom 25° geneigten Hang entfernt, ohne mit ihm Kontakt zu haben.

Die Basis der Bohrung (N2003-48) wurde durch ein OSL-Alter an Quarzen auf $5\,540 \pm 340$ a v.h. datiert. Die Probe aus 50 cm Tiefe (N2003-42) weist ein Alter von 420 ± 30 a v.h. auf (s. Tab. 8). Die Probe N 2003-44, welche zu Datierungszwecken aus einer

Tiefe von 100 cm entnommen wurde, wies kein messbares Signal auf. Auch der Versuch der Datierung an Feldspäten lieferte kein Ergebnis.

Tab. 8: Ergebnisse der OSL-Datierungen der Proben N 2003-48 und 42

Probe	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_o [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Tiefe [cm]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N 2003-48	8,91	0,45	1,607	0,055	160	21,67	5,54	0,34
N 2003-42	0,76	0,04	1,824	0,069	52	23,21	0,42	0,03

Sedimentologisch wurden die Proben N2003-40, 41, 43, 45, 46 und 47 untersucht (s. Tab. 9 und 10). Der Schiefekoeffizient, die mittlere Korngröße und die Kurtosis wie auch die Lage im mobilen Sektor des Reaktionsdiagrammes (s. Abb. 26) belegen einen äolischen Transport.

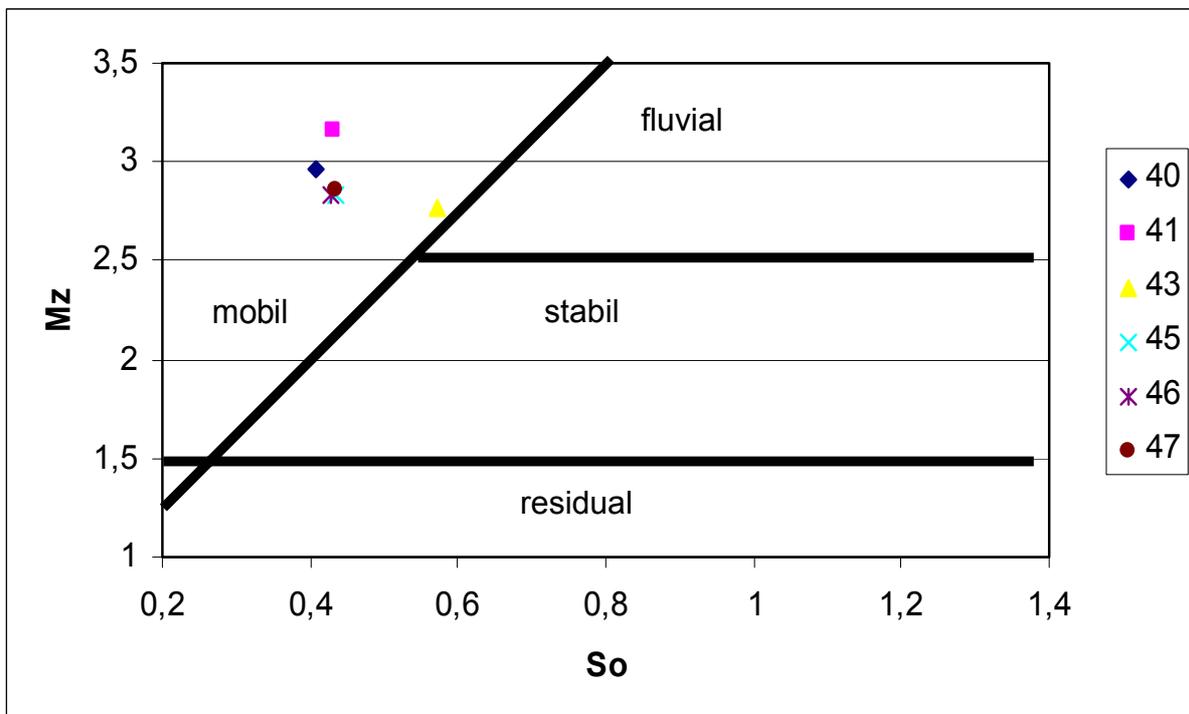


Abb. 26: Lage der Proben N2003-40, 41, 43 und 45 bis 47 im Reaktionsdiagramm

Die Sortierung der Proben ist gut mit Werten zwischen 0,4-0,6. Die mittleren Korngrößen liegen im Bereich von $2,8-3,2\phi$. Die Proben N2003-40 bis 43 weisen einen

mesokurtischen Kurvenverlauf auf, die untersten Proben sind als leptokurtisch anzusprechen. Das Maximum der Korngröße der Proben N2003-43, 45, 46 und 47 liegt in der Klasse 0,125 mm, die Proben N2003-40 und 41 haben ihr Maximum im Bereich von 0,063 mm (s. Tab. 10). Diese leichte Verschiebung der Korngröße in den feineren Bereich lässt sich eventuell mit der aktuellen Einblasung von Staub aus der Okambondevlakte in die obersten Straten der Düne und eine Einwaschung dieses Feinmaterials durch die episodisch auftretenden Starkregen in tiefere Schichten erklären.

Tab. 9: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N 2003-40 bis 47

Probe	Tiefe [cm]	MZ [ϕ]	MZ [mm]	So	Sk	K	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N 2003-40	0	2,946	0,1298	0,4081	0,1852	1,0533	39	7,5 YR 8/4
N 2003-41	30	3,1623	0,1117	0,4329	0,041	0,973	41	7,5 YR 8/3
N 2003-43	80	2,772	0,1464	0,5712	0,0852	1,0965	36	7,5 YR 8/4
N 2003-45	115	2,8373	0,1399	0,4333	0,1935	1,2246	42	7,5 YR 6/6
N 2003-46	125	2,8307	0,1406	0,4276	0,1745	1,2017	41	7,5 YR 8/4
N 2003-47	150	2,862	0,1375	0,4347	0,1536	1,1511	39	7,5 YR 8/4

Die Sande entsprechen den ‚Jungdünenanden‘ nach BESLER (1996) und belegen somit innerhalb der Stratigraphie keine Änderung des Ablagerungsmilieus. Diese Tatsache und die o.g. OSL-Alter sprechen für eine ‚junge‘ Düne, deren Aufbau vor mindestens 5 500 Jahren begann. Das Alter der Probe aus 50 cm Tiefe zeigt mit 400 Jahren vor heute, dass die Akkumulation der Sande auch zu dieser Zeit stattgefunden hat. Die auf der Oberfläche der Düne gebildeten Rippeln belegen Windgeschwindigkeiten, unter denen aktuell Sandtransport stattfindet (s. Kap. B. III. 5). Innerhalb der Düne sind somit keine Klimafluktuation archiviert worden. Dies wiederum entspricht der Vorstellung, dass mit heutigen Klimabedingungen

vergleichbare Verhältnisse mit dem Ende der letzten feuchteren Phase (ca. 4000 a BP) einsetzen (s. Kap. B. II).

Tab. 10: Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-40 bis 47

Probe	Lage im Reak.-diagr.	< 0,063	0,063	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0
40	mobil	25,49	592,23	490,82	1,29	0	0	0
41	mobil	47,9	970,17	292,91	0,64	0,04	0,04	0
43	mobil	44,23	448,21	495,12	29,6	0,18	0,04	0
45	mobil	30,44	417,93	568,05	4,65	0	0	0
46	mobil	26,29	417,11	570,28	4,71	0,02	0,01	0
47	mobil	25,94	476,81	540,78	4,79	0,02	0	0

II. Giribesvlakte und Obiastal

Die Giribesvlakte (s. Abb. 27) ist ein abflussloses, dreieckförmiges Becken mit Höhen um etwa 600 m ü. M., die im südlichen Teil auf etwa 650 m ü. M. ansteigen. Das Zentrum des Beckens wird von einer abflusslosen Hohlform eingenommen, in die zentripetal zahlreiche Rinnen münden (s. Abb. 27 und 28). Umrahmt wird das Becken von einem Pedimentsaum mit Sandrampen und Dünen, die sich vor allem im nördlichen sowie nordöstlichen Teil (etwa 19° 1' S und 13° 21' E, s. Abb. 27) befinden. Die Pedimente wurzeln an schuttbedeckten Hängen der mehr oder weniger zertalten Gebirgs- und Flächenpassumrahmungen mit Gipfelhöhen von 900 bis 1000 m ü. M. Die Beckenumrahmung wird an drei Stellen von Flächenpässen durchbrochen und gewinnt damit Anschluss an das Gomatumtal im Nordwesten, das Hoanibtal im Süden und das Vorland der Sesfontein-Überschiebung im Osten (s. Abb. 27).

Geologisch werden der Untergrund der Giribesvlakte und ihre Umrahmung von unterschiedlichen Gesteinen aufgebaut (s. Abb. 21): Im Süden stehen proterozoische Metamorphite und Intrusivgesteine an, die die ältesten Gesteine des Kaokolandes

darstellen. Sie werden aus undifferenzierten Paragneisen, Metaquarziten und granitischen Orthogneisen gebildet. Nach Osten werden sie von Metakonglomeraten der Nosib-Gruppe überlagert, die stark gefaltet sind. Nördlich der Giribesvlakte stehen proterozoische granitische Orthogneise und untergeordnet Paragneise an. Die Westflanke der Giribesvlakte wird aus Schiefen mit eingebetteten Dolomitbändern der Khomas-Untergruppe gebildet (Damara-Sequenz), die proterozoische Paragneise überdecken. Auffallend an der geologischen Situation sind die starke Faltung der Gesteine und die hauptsächlich NW-SE-streichenden Verwerfungen (MINISTRY OF MINES AND ENERGY 2000, Sheet 1912).

Die quartäre Sedimentfüllung im Beckeninnern ist ein Indiz für ein junges tektonisches Senkungsfeld, das nach BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) als Nachwirkung der Zerrungsspalte des Gomatum-Tales gedeutet wird (s. Abb. 23).

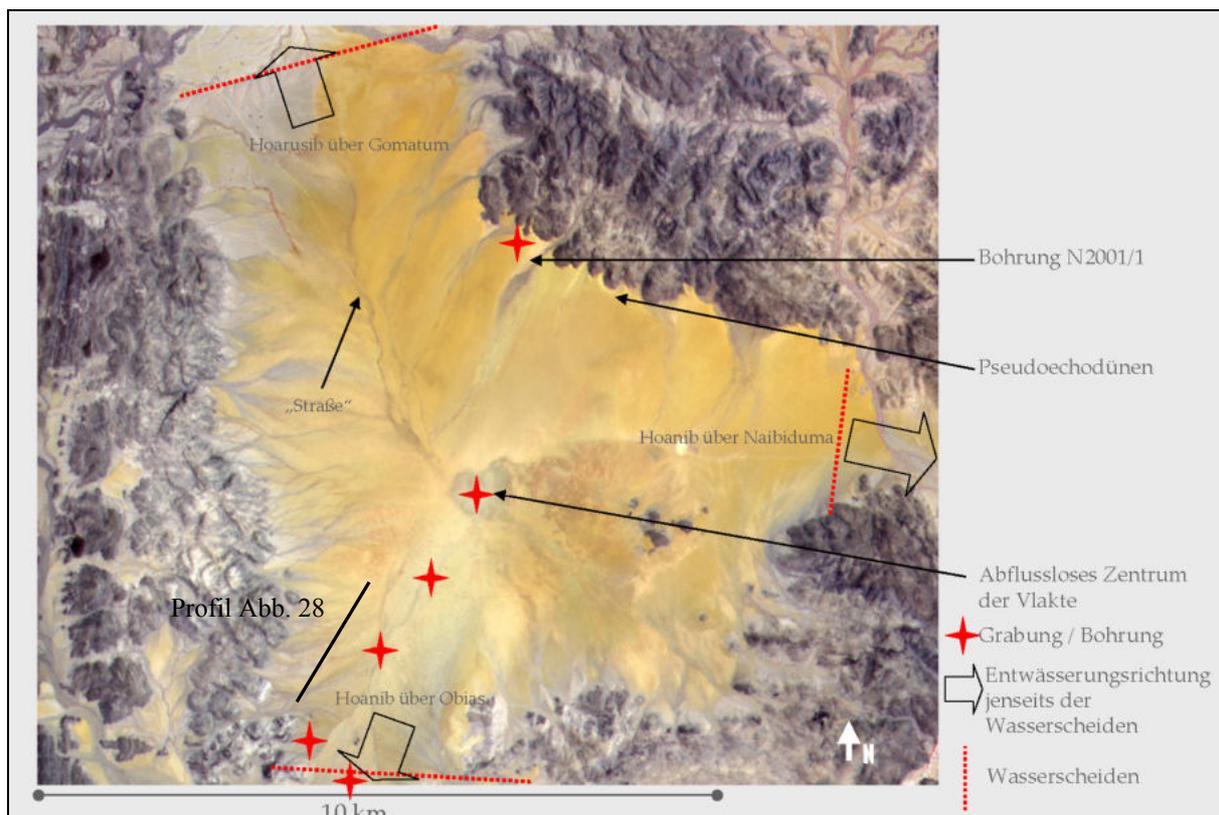


Abb. 27: Übersichtskarte der Giribesvlakte

Die Füllung des Beckens wird aus quartären fluvialen und äolischen Sedimenten gebildet, wobei an der nördlichen Flanke äolische Sedimente in Form der beprobten Pseudoechodünen dominieren. Die von GUJ (1970, in BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997) beschriebenen und im Gelände ebenfalls nachgewiesenen Kalkkrusten wurden in der geologischen Karte nicht berücksichtigt. Die Krustenvorkommen sind vor allem im südlichen Bereich der Vlake, im Übergang zum Obiastal verbreitet. Der Versuch, anhand dieser Kalkkrusten in der Giribesvlakte eine alte Landoberfläche zu rekonstruieren, scheiterte. Aufgrund ihrer differenzierten Höhenlage ist ein einheitliches Krustenniveau nicht zu ermitteln, vielmehr lehnen sich die Krusten an die Entwässerungslinien jenseits der südlichen Wasserscheide an (s. Abb. 27).

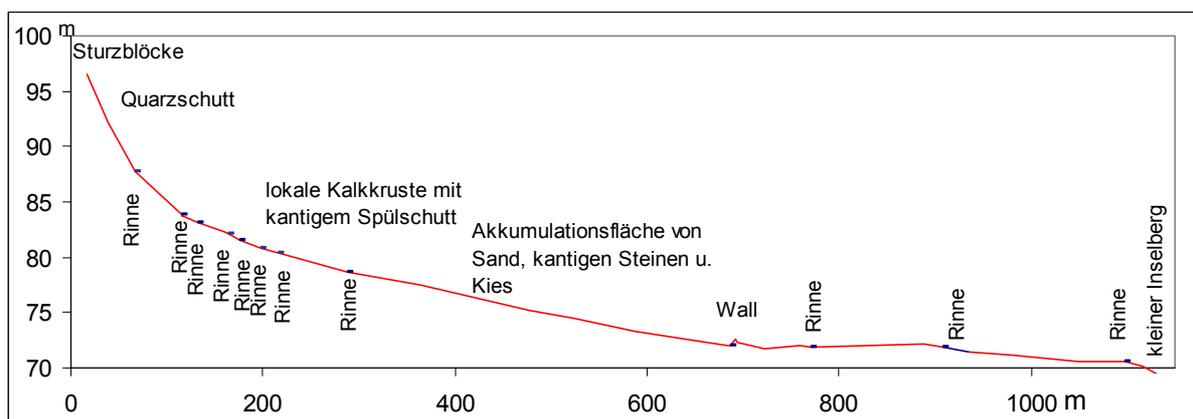


Abb. 28: SW-NE gerichtetes Querprofil durch die Giribesvlakte (Lage s. Abb. 27)

Die oben beschriebene Konfiguration der Giribesvlakte ließ vermuten, dass die in ihr abgelagerten Sedimente aufgrund des geringen Austrages gute Archive zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte und des Paläoklimas darstellen. Abbildung 27 verdeutlicht die Strategie der Bearbeitung, in dem einerseits die mächtigen Sandablagerungen an der Nordseite der Vlake beprobt wurden, andererseits entlang eines SW-NE-Transektes von den Randbereichen der Vlake bis in das abflusslose Zentrum die Beckensedimente beprobt wurden (s. Abb. 28). Hierzu wurden die Sande durch Bohrungen erschlossen, die bis zur Dünenbasis

abgeteuft wurden. Die Beckensedimente wurden in Grabungen bis auf das anstehende Gestein aufgeschlossen.

Die am Nordrand der Giribesvlakte existierenden Sandablagerungen wurden während der ersten Bereisung als Sandrampen und somit als potentielle Archive für eine Klimarekonstruktion kartiert. Im Zuge der detaillierten Reliefaufnahme des Untersuchungsgebiet wurde jedoch festgestellt, dass zwischen Dünenkörper und Hang eine ca. 1 bis 1,5 m breite Echokerbe ausgebildet ist (s. Abb. 29). Die Schlussfolgerung, es handele sich bei den äolischen Ablagerungen deshalb um Echodünen musste jedoch verworfen werden, da nach Vermessungen der Düne und des Schutthangs der Hang einen Neigungswinkel von nur 30 bis 35° aufweist (s. Abb. 29), bei dem sich nach TSOAR (1983) eigentlich Sandrampen ausbilden müssten (s. Kap. B. III. 5, Abb. 17).

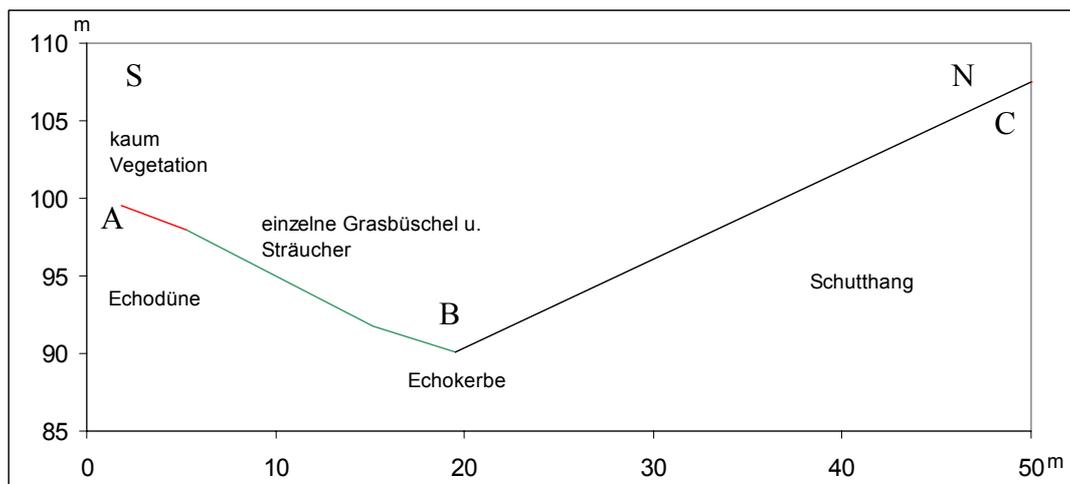


Abb. 29: S-N-Profil der Kerbe zwischen Düne und Hang (Lage s. Abb. 30)

Die während der Geländearbeiten beobachtete Luftwalze vor dem Schutthang verhindert, dass Sande hangaufwärts in größeren Mengen akkumuliert werden können. Untersuchungen des am Gegenhang abgelagerten Materials zeigten, dass mit zunehmender Höhe überwiegend feinere Korngrößen der Kornfraktionen <0,063 und 0,063 mm in kleinen Mulden und an geschützten Stellen abgelagert werden. Am Fuß des Gegenhangs wurden bis in Höhen von ca. 2 m über der Tiefenlinie vereinzelt

kleine, rd. 0,5 m mächtige Sandkörper gebildet, deren Entstehung durch von der Leewalze abweichende Luftströmungen und dadurch ‚windgeschützte‘ Bereiche erklärt werden kann. Die Form der Düne und das Vorhandensein des Leewirbels führte zur Bezeichnung der Akkumulation als ‚Pseudoechodüne‘.

Die auslaufenden Flanken der Dünen sind zumeist durch Vegetation (*Stipagrostis*-Gräser und vereinzelte Büsche) befestigt und somit relativ stabil. Desweiteren sind dort überall Feenkreise ausgebildet, deren Entstehung bisher kontrovers diskutiert wird (s.a. BECKER 2000).

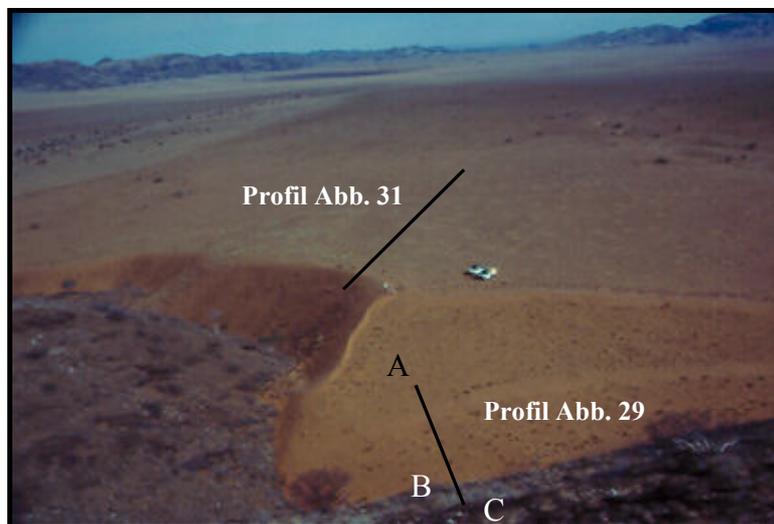


Abb. 30: Pseudoechodüne (Bohrung 2001/1), Blickrichtung S (Aufnahme: Brunotte 2001)

Luv- und Leehang der Düne sind bis etwa 1 bis 1,5 m unterhalb des Kammbereichs nur noch mit vereinzelten Grashorsten bewachsen. Die Oberfläche der Düne ist demnach bis auf den aktuellen Kammbereich relativ stabil. Der Luvhang weist eine flache Neigung von 4-7° auf, die des Leehangs ist steiler und beträgt ca. 26° (s. Abb. 31).

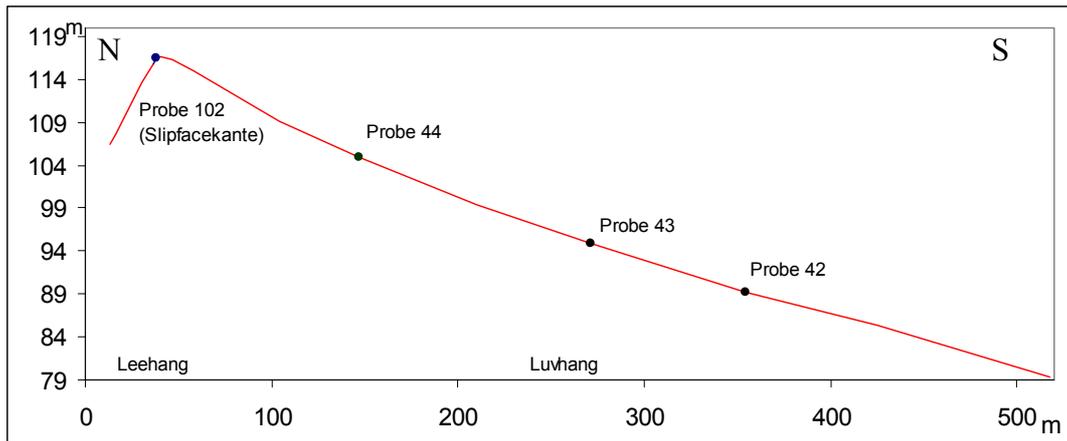


Abb. 31: Profil des Luvhanges der Düne (stark überhöht, Lage s. Abb. 30)

Der Kammereich der Düne ist vegetationsfrei und rezent aktiv. Je nach Windrichtung und -intensität verändert sich die Form und Ausrichtung der ausgebildeten Slipfacekante. Während der Bohrungen konnten Rutschungen im Leebereich, die bei Überschreitung des natürlichen Böschungswinkels durch fort dauernde Akkumulation erfolgen, beobachtet werden. Auch bei mäßigen Windstärken war ständige äolische Aktivität im Kammereich zu beobachten. Besonders deutlich wurde diese während der Geländearbeiten, als nach einer maximal zweistündigen Abwesenheit alle Spuren der vorherigen Bohrung im Kammereich vollständig verschwunden waren und der Kammereich wieder seine ‚ursprüngliche‘ Form angenommen hatte. Insbesondere im Kammereich der Dünen erfolgt luvseitig Rippelbildung. Die Ausrichtung der Rippeln änderte sich je nach aktueller Windrichtung und -stärke.

Neben den äolischen können im Bereich der Dünen auch spülaquatische Prozesse beobachtet werden. Durch abfließendes Niederschlagswasser hat sich am gegenüberliegenden Hang eine Abflusskerbe gebildet, die sich zwischen zwei nebeneinander liegenden Dünen in Form eines kleinen Riviers fortsetzt und diese trennt (s. Abb. 32)

Die Hauptliefergebiete der Sande, aus denen die Dünen an der Nordseite der Giribesvlakte aufgebaut werden, sind, infolge der dominierenden Winde aus SSW-SW und einer Kanalisierung dieser Winde durch das vorhandene Relief im Süden

der Vlake zu suchen. Dort sind große Sandmengen im Bereich der Riviere (u.a. Hoanib) vorhanden. Neben diesen wird ein geringerer Teil der Sande aus der unmittelbaren Umgebung der Dünen eingetragen. Im abflusslosen Playa-Bereich der Vlake kann es während der Regenzeit nach stärkeren Niederschlägen zu kurzzeitiger Überschwemmung und damit zur Anreicherung von äolisch verlagerbarem Material kommen, das in der anschließenden Trockenzeit ausgeweht wird.

Im nahezu ebenen zentralen Teil der Giribesvlakte deuten gleichmäßige Deflationspflaster auf ständige äolische Ausblasung hin. Die Deflation des Feinmaterials zeigt sich in der relativen Anreicherung kleiner kantengerundeter Kiese an der Oberfläche. Im Randbereich der Giribesvlakte wird durch die Hangverwitterung im Sinne der Pedimentbildung nach BRUNOTTE (1986) grobes Material angereichert. Dieses wird bei ausreichenden Niederschlägen verlagert und im Bereich des Beckenbodens sedimentiert (s.u.). Durch Ausblasung des Feinmaterials bildet sich schließlich ein Deflationspflaster. Da nach LOGIE (1982) bei kleiner Partikelgröße (2-3 mm) bereits eine geringe Bedeckung (4 %) ausreichend Schutz vor Deflation bietet, kann davon ausgegangen werden, dass die Flächen relativ stabil sind. Bei Störungen der Oberfläche kommt es zur Reaktivierung der Deflation.

Eine Bohrung erfolgte bei $19^{\circ} 1' 12,8''$ S und $13^{\circ} 21' 37,5''$ E vom Top der Düne bis in 4,50 m Tiefe (s. Abb. 30 und 32, Proben N2001/1-27 bis 36). Etwa 100 m südöstlich wurde an der Flanke des südlichen Schweifs der Düne, 2 m unterhalb der Kammlinie, eine 2. Bohrung durchgeführt (s. Abb. 32, Proben N2001/1-46 bis 83), mit der die Dünenbasis untersucht werden sollte. Von besonderem Interesse war das Vorhandensein von größerem Material am unteren randlichen Teil der Dünenflanke, das vom Rivier sedimentiert worden sein kann. Dieser Rivieranschnitt wurde zu einem Profilanschnitt erweitert und beprobt (s. Abb. 32, Proben N2001/1-100, 101, 107, 108). Die beiden Bohrungen wurden zu einem Sammelprofil zusammengesetzt.

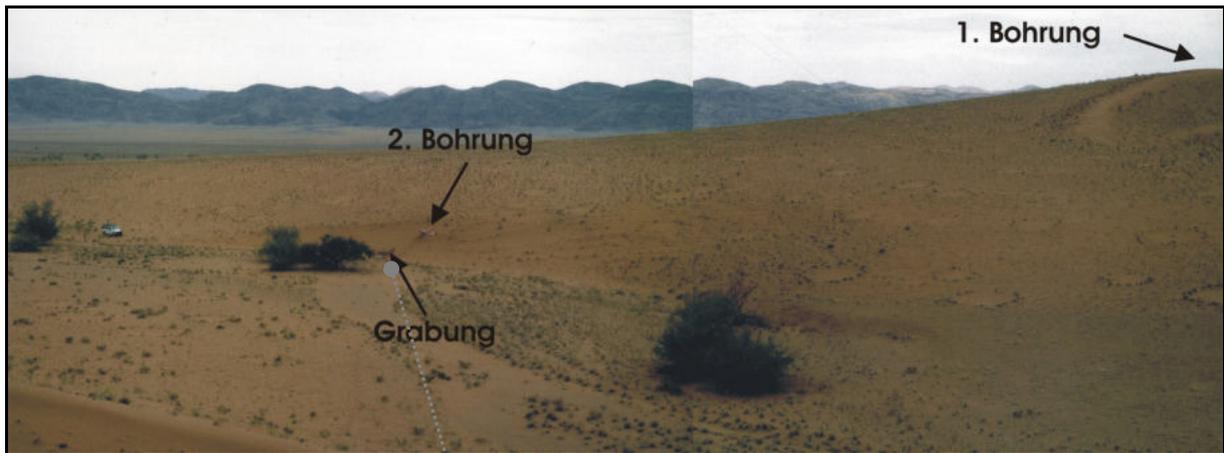


Abb. 32: Lage der Bohrungen in die Düne und Lage des Rivieranschnittes (Blickrichtung SW)

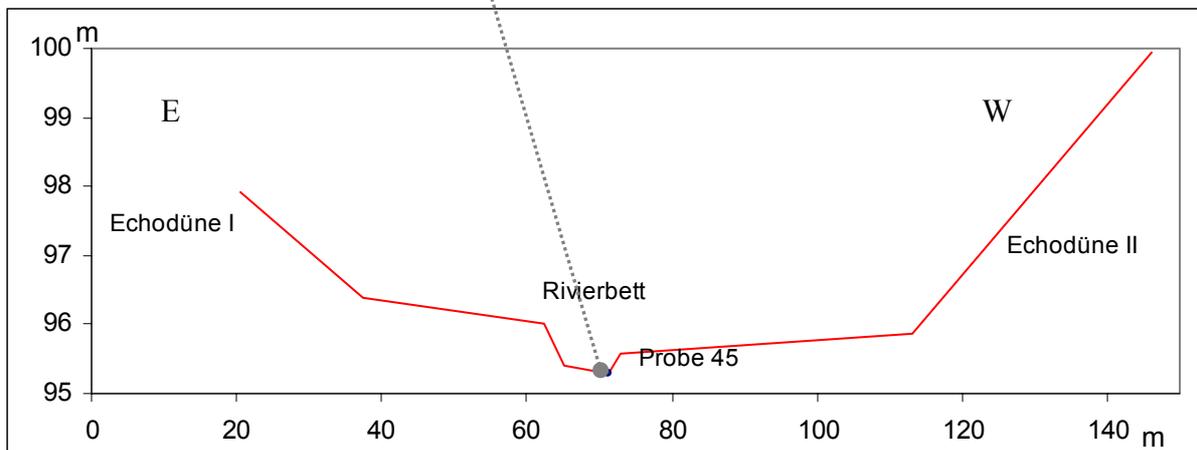


Abb. 33: W-E-Querprofil des Riviers

Die Proben der ersten Bohrung auf der Pseudoechodüne (N2001/1-27 bis 36) zeigen alle einen einheitlichen Sandtyp, der als Jungdünen sand angesprochen werden kann (freundl. mündl. Mitt. Besler). Nach BESLER (1996) sind feinkörnige Jungdünen sande gegenüber Windwirkung sehr anfällig, da sie ein labiles Gleichgewicht aufweisen. Die Jungdünen sande befinden sich – nach den Terrassensanden – am Anfang der ‚äolischen Entwicklungsreihe‘.

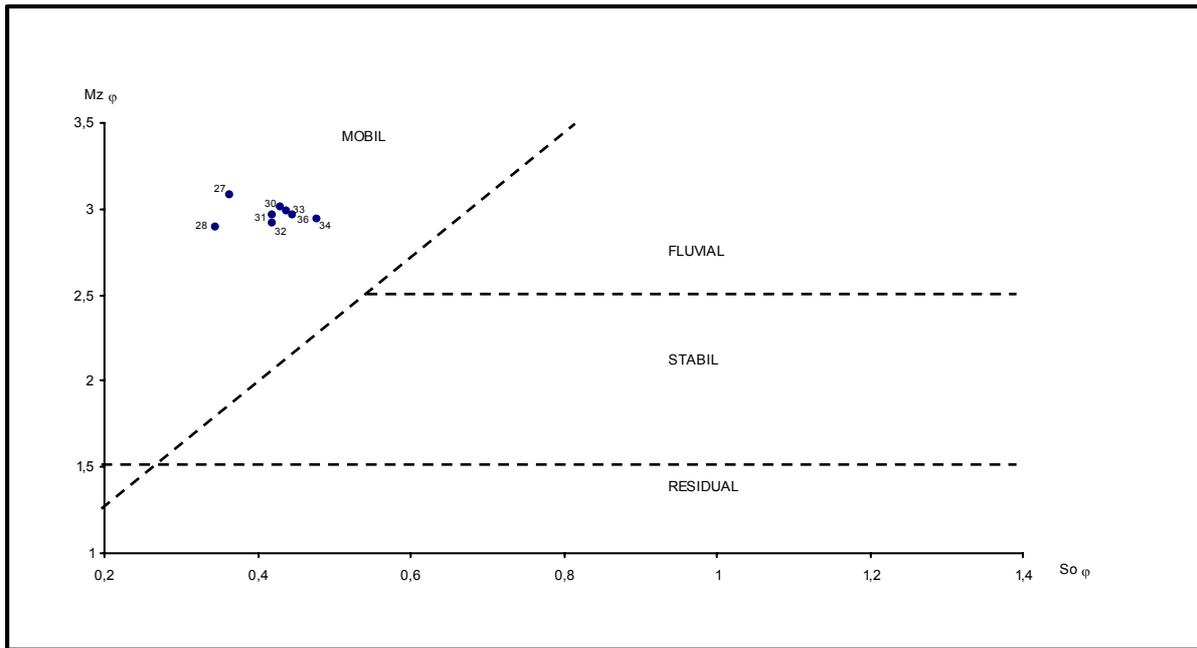


Abb. 34: Lage der Proben N2001/1-27 bis 36 im Reaktionsdiagramm

Das Maximum der Korngrößenhäufigkeitsverteilung wird bei allen Proben von der Fraktion 0,063-0,125 mm gestellt (s. Abb. 36). Nebenmaxima, wie sie z. B. bei Tennensanden vorliegen, oder Material im Grobkornbereich über 0,25 mm, wie z. B. bei äolischen Terrassensanden, fehlen. In der Fraktion kleiner 0,063 mm und in der Fraktion 0,25-0,5 mm sind die Werte sehr gering, Korngrößen im Bereich der größeren Fraktion über 0,5 mm sind gar nicht vorhanden. Der mittlere Korndurchmesser der Proben liegt bei 2,9-3,1 ϕ .

Die Höhe der Maxima ist unterschiedlich und liegt bei etwa 630 bis 930 %/mm (s. Abb. 36). Die oberste Probe (N2001/1-27) der Bohrung 1, die in einer Tiefe von 1,10 bis 1,20 m entnommen wurde, weist den höchsten Wert mit 934 %/mm auf. Die Maxima der Korngrößenfraktion 0,063-0,125 mm nehmen mit zunehmender Tiefe zunächst ab und erreichen bei Probe N2001/1-32 (2,60 m Tiefe) mit 631 %/mm den geringsten Wert. Ab 2,6 m bis zum Bohrlochende in 4,5 m Tiefe ist kein eindeutiger Trend mehr für das Maximum dieser Kornfraktion vorhanden. So liegt das Maximum in der Probe N2001/1-33 (3,10 m Tiefe) bei 769 %/mm, bei Probe N2001/1-34 (3,75 m Tiefe) mit 718 %/mm etwas niedriger und bei der zu unterst entnommenen Probe N2001/1-36 (4,25 m Tiefe) mit 739 %/mm wieder etwas höher.

Gleichzeitig ist in der Fraktion 0,125-0,25 mm und auch in der Fraktion 0,25-0,5 mm ein Anstieg der Werte mit zunehmender Tiefe erkennbar.



Abb. 35: Bohrung in die Düne am Nordrand der Giribesvlakte (N2001/1)

Die Sande weisen eine gute Sortierung auf, die bei allen Proben unter 0,5 liegt. Die schlechteste Sortierung weist die Probe N2001/1-34 auf, bei der der Anteil der groben Fraktion 0,25-0,5 mm mit 10 %/mm im Vergleich zu allen anderen Proben relativ hoch ist. In ihrer Schiefe sind die Sande symmetrisch und haben mesokurtische Kurven. Probe N2001/1-28 ist am besten sortiert, weist mit 0,4544 einen höheren Sk-Wert auf und ist stark positiv schief, der höchste Kurtosiswert mit 1,0727 zeigt eine steilere Kurve an. Die Abnahme der maximalen Gipfelhöhe der Kurve und die leichte Verbreiterung der Kurven durch höhere Werte im Bereich der Fraktion 0,125-0,25 mm bzw. 0,25-0,5 mm zeugen von einer etwas höheren Ausblasung des Feinmaterials in den tieferen Sanden, wobei das ‚äolische Alter‘ aller Proben immer noch sehr jung ist.

Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 34) liegen alle Proben im mobilen Sektor. Erkennbar ist eine leichte Verschiebung der Punktwolke mit zunehmender Tiefe in Richtung Grenze des stabilen Sektors, wodurch sich die schlechtere Sortierung ausdrückt. Die Proben der ersten Bohrung (N2001/1-27 bis 36) sind mit Werten zwischen 60 und

90 $\mu\text{S}/\text{cm}$ schwach salin und sprechen, wie auch der Sandtyp (s.o.), für eine äolische Ablagerung (s. Tab. 13).

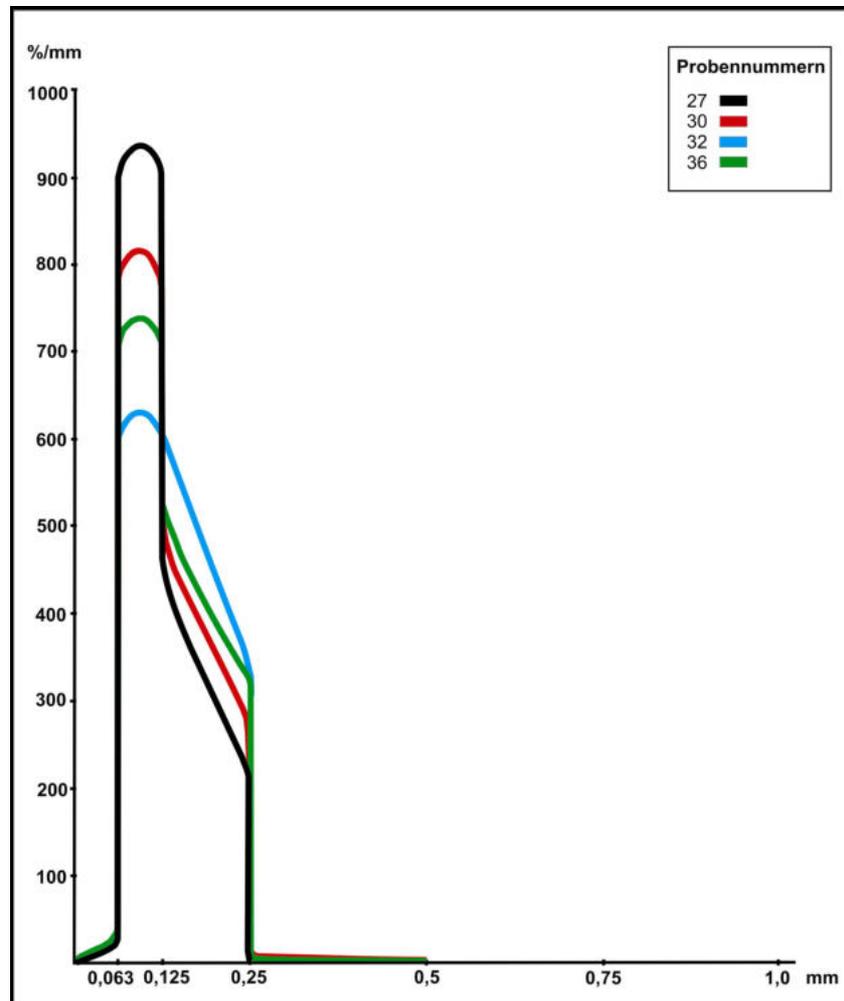


Abb. 36: Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Proben aus Bohrung 1

Die Sande der zweiten Bohrung (Proben N2001/1-46 bis 83) sind weitaus differenzierter als die der ersten Bohrung. Sie zeigen unterschiedliche Sandtypen und sind zum Teil nicht äolisch beeinflusst. Nach Besler (freundl. mündl. Mitt.) handelt es sich bei den äolisch beeinflussten Sanden um Domsande und/oder aktive Kammsande (s. Abb. 37).

Die oberste Probe N2001/1-46, die aus 50-60 cm Tiefe stammt, kann als Domsand angesprochen werden, bei dem das Feinmaterial nachträglich eingeweht wurde. Das Maximum der Korngrößenhäufigkeitsverteilung mit 517 $\%/mm$ liegt in der Fraktion 0,063-0,125 mm, der Anteil der Fraktion 0,125-0,25 mm ist mit 474 $\%/mm$

vergleichbar hoch, der Grobkornanteil (0,25-0,5 mm) ist sehr gering. Korngrößen über 0,5 mm sind nicht vorhanden und der mittlere Korndurchmesser beträgt $2,8\phi$ (s. Abb. 36). Die Sortierung ist mit 0,5594 mäßig, im Vergleich zu den restlichen Proben der zweiten Bohrung aber am besten. Die Kurve zeigt einen verhältnismäßig breiten Gipfel bei dennoch steilem Maximum. Die Sande sind mesokurtisch (K 1,0425) und in ihrer Schiefe symmetrisch (Sk 0,0579).

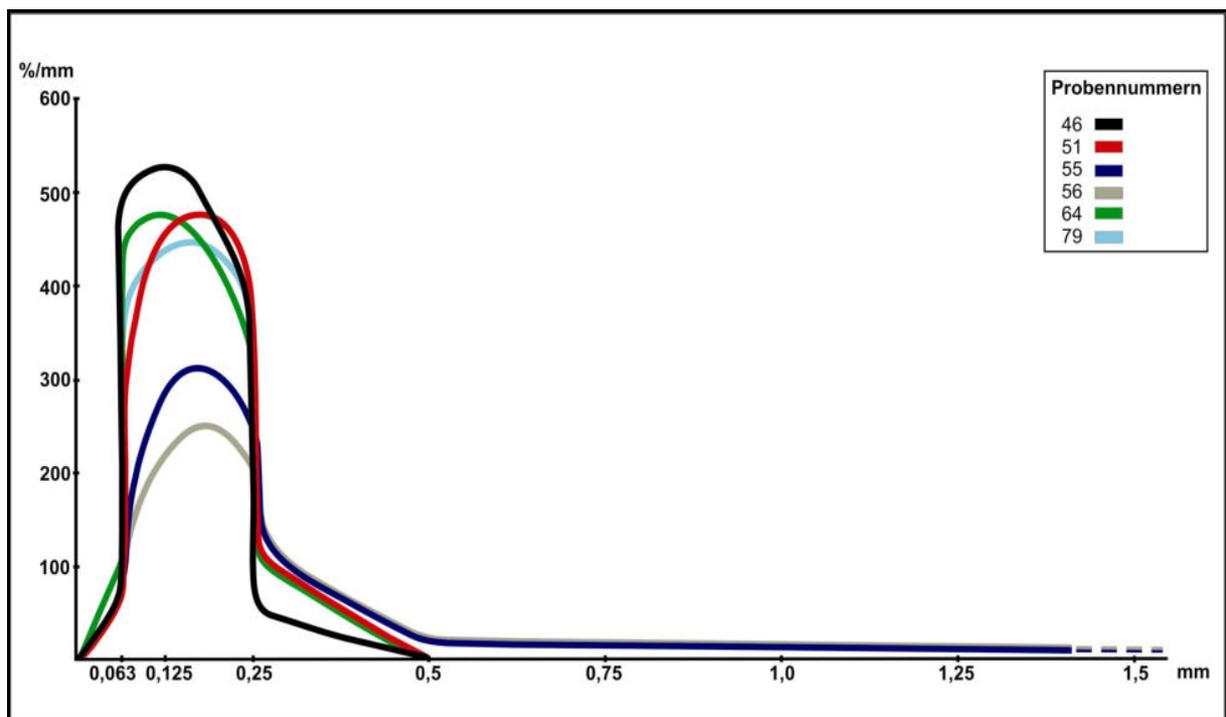


Abb. 37: Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Proben aus Bohrung 2 (in Auswahl)

Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 38) liegt Probe N2001/1-46 aufgrund der doch relativ guten Sortierung und des hohen Feinsandanteils im mobilen Sektor.

Nach BESLER (1996) handelt es sich bei Domsanden um eine Rückentwicklung in der granulometrischen Entwicklungsreihe und um einen kurzfristig auftretenden, zeitlich stabilisierten Sandtyp. Die stetig stattfindende Ausblasung wird durch wiederholte Einspeisung von Feinstmaterial aus der näheren Umgebung (Jungdünenande, z. B. aus Flutereignissen) zum Teil wieder aufgehoben. Da Domsande nur gering verbreitet sind, kann es sich aber nicht um einen, beim

Übergang von Jungdünen- zu aktiven Kammsanden üblichen Kurventyp handeln (BESLER 1996). Die Proben N2001/1-47 bis 52, die aus einer Bohrtiefe von 1,70-1,90 m stammen, können noch als Domsande, aber auch bereits als aktive Kammsande angesprochen werden (freundl. mündl. Mitt. Besler). Da die Übergänge fließend sind, kann die Zuordnung eines Sandes zu einem bestimmten Sandtyp nie mit absoluter Sicherheit erfolgen. Für die Einordnung der Proben in den Typ der aktiven Kammsande sprechen zum einen, die in die Fraktion 0,125-0,25 mm verlagerten Maxima ihrer Korngrößenhäufigkeitsverteilungen (daher auch kein äolischer Terrassensand) und zum anderen die höheren Werte von 60-80 %/mm in der Fraktion 0,25-0,5 mm (s. Abb. 37). Nach BESLER (1996) können aktive Kammsande aus Jungdünenanden durch stetige Deflation bei Ab- bzw. Umlagerung im mobilen Kammbereich hervorgehen.

Die mittlere Korngröße der Proben N2001/1-47 bis 52 liegt bei 2,5-2,6 ϕ . Die Sande weisen eine weniger gute, aber noch mäßige Sortierung (So 0,6-0,7) auf, sind mesokurtisch (Kurtosis 1,04-1,06) und in der Schiefe symmetrisch. Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 38) liegen die Proben N2001/1-47 bis 52 – aufgrund ihrer schlechteren Sortierung und der zunehmenden Korngröße – als Punktwolke im linken Bereich des fluvialen Sektors. Dies deutet darauf hin, dass die äolische Entwicklung der Sande nicht abgeschlossen wurde. Möglicherweise verringerte sich die Einspeisung von Feinstmaterial aus der Umgebung, so dass die Entwicklung vom Domsand zum aktiven Kammsand einsetzte aber nicht abgeschlossen werden konnte.

Bei den Proben N2001/1-53 bis 61 (Bohrtiefe 2,90 - 3,60 m) handelt es sich nicht um äolisch bewegte Sande (freundl. mündl. Mitt. Besler). Die Proben lassen sich somit keinem der bei BESLER (1996) beschriebenen Sandtypen zuordnen. So lassen sich die Sande als fluviale Ablagerungen, die nicht oder nur sehr schwach äolisch überprägt wurden, erklären. Auffallend ist der hohe Grobkornanteil über 0,5 mm, der eine ausgeprägte Grobkornschleppe aufbaut. Das Maximum der Kurven liegt mit etwas mehr als 300 %/mm in der Fraktion 0,125-0,25 mm, also deutlich niedriger als bei den

vorherigen Proben. Die mittlere Korngröße differiert zwischen 1,1-2,3 ϕ , bei den Proben N2001/1-55 sowie N2001/1-57 bis 59 liegt sie bei 1,6 ϕ , bei Probe N2001/1-60 bei 1,7 ϕ . Die Sortierung der Proben N2001/1-53 bis 61 ist schlecht, die Schiefe negativ bzw. stark negativ schief, die Werte der Kurtosis zeigen zum Teil einen sehr steilen, leptokurtischen bis sehr leptokurtischen Kurvenverlauf.

Die Proben N2001/1-53 und 54 zeigen vermutlich den Übergang zu den nicht äolisch beeinflussten Sanden. Probe N2001/1-53 weist, im Vergleich zu den anderen Proben, mit 189 %/mm einen der geringsten Werte in der Fraktion 0,063-0,125 mm und mit 135 %/mm den höchsten (etwa doppelt so hohen) Wert in der Fraktion 0,25-0,5 mm auf (s. Abb. 37). Das Maximum der Kurve liegt mit 400 %/mm im Bereich 0,125-0,25 mm im Vergleich zu den folgenden Proben noch relativ hoch. Die Sortierung ist mäßig und nur etwas schlechter als bei den hangenden Proben. Die Grobkornschleppe ist noch nicht besonders stark ausgeprägt, die mittlere Korngröße liegt bei 2,2053 ϕ . Der Wert der Schiefe geht gegen null, die Kurve ist also noch symmetrisch und durch die Kurtosis von 1,03 mesokurtisch. Probe N2001/1-54 hat mit 2,3143 ϕ einen etwas höheren mittleren Korndurchmesser, ist schlecht(er) sortiert (So 1,0222), negativ schief und sehr leptokurtisch (K 1,6246).

Probe N2001/1-56 weist, im Vergleich zu allen anderen Proben, mit 1,118 ϕ den niedrigsten mittleren Korndurchmesser und in der Fraktion 0,063-0,125 mm mit 175 %/mm sowie in der Fraktion 0,125-0,25 mm mit 251 %/mm den geringsten Wert auf. Die Sande sind als einzige platykurtisch und mit So 1,803 am schlechtesten sortiert.

Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 38) liegt Probe N2001/1-56 folglich ganz rechts im residualen Sektor. Die anderen Proben befinden sich alle im stabilen Sektor. Probe N2001/1-53, 54 und auch 61 liegen einzeln, infolge ihrer Sortierung noch relativ weit links (die Lage verschiebt sich mit zunehmender Tiefe nach rechts) und aufgrund ihres recht großen mittleren Korndurchmessers von 2,2 bzw. 2,3 ϕ im oberen Bereich des stabilen Sektors. Die Proben N2001/1-55 und 57 bis 60 bilden eine Punktwolke im Grenzbereich zum residualen Sektor.

Die Proben N2001/1-62 bis 82 sind, wie die Proben N2001/1-47 bis 52, nicht mit Sicherheit einem Sandtypus zuzuordnen und können wiederum als Domsand oder aktiver Kammsand gedeutet werden (freundl. mündl. Mitt. Besler). Sie werden an dieser Stelle aufgrund der größeren Ähnlichkeit mit den Proben N2001/1-47 bis 52 als aktive Kammsande angesprochen.

Bei den Proben N2001/1-62 bis 72 und 74 liegen die Werte der Fraktion 0,063-0,125 mm bei etwa 430-460 %/mm, die der Fraktion 0,125-0,25 mm mit etwa 410-430 %/mm etwas niedriger. Bei den Proben N2001/1-73 und N2001/1-75 bis 82 sind die Werte der Fraktion 0,125-0,25 mm mit etwa 420-440 %/mm etwas höher als die der feineren Fraktion 0,063-0,125 mm mit etwa 410-420 %/mm. Der Anteil der Fraktion kleiner 0,063 mm ist höher als bei den hangenden Proben und liegt bei etwa 50-70 %/mm. Der Grobkornanteil größer 0,5 mm fehlt fast völlig bzw. ist sehr gering, die mittlere Korngröße liegt bei ca. 2,6 ϕ (Probe N2001/1-62 und 82: 2,5 ϕ ; Probe N2001/1-74: 2,7 ϕ). Die Sortierung ist mit 0,7-0,8 bei fast allen Proben mäßig. Der Wert der Schiefe liegt überwiegend im Bereich 0 und die Verteilung ist symmetrisch. Die Kurtosis beträgt bei fast allen Proben 1,2-1,3 und die Kurven sind leptokurtisch. Die Sortierung der Probe N2001/1-62 ist mit S_o 0,9 mäßig, was sich auch im S_k -Wert von -0,2394 (negativ schief) und einer hohen Kurtosis (K 1,685) zeigt. Der Verlauf der Kurve ist (noch) sehr steil und sehr leptokurtisch. Probe N2001/1-69 weist mit K 1,11 (Grenze zu leptokurtisch) einen noch mesokurtischen Kurvenverlauf auf.

Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 38) bilden die Proben N2001/1-62 bis 82 eine Punktwolke im fluvialen Sektor, aus der die Probe N2001/1-82 und 62 wegen ihrer schlechteren Sortierung etwas nach rechts ausreißen.

Die Probe N2001/1-83 ist, wie die Proben N2001/1-53 bis 61 (s.o.), vermutlich ebenfalls eine äolisch überprägte fluviale Ablagerung. Die Korngrößenhäufigkeitsverteilung und folglich auch der Kurvenverlauf (s. Abb. 37) sowie die Lage im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 38) sind mit denen von Probe N2001/1-61 vergleichbar. Die Sortierung ist mit S_o 1,3004 etwas schlechter, die

Schiefe stark negativ schief, der Wert der Kurtosis höher (mit 1,8065 höchster Wert) und die Kurve etwas steiler (sehr leptokurtisch).

Neben den Proben der beiden Bohrungen in den Dünen wurden die Proben (N2001/1-41 bis 45, 100 bis 103, 106, 107), die in Verbindung mit den geomorphologischen Vermessungen (s. Abb. 31 und 33) genommenen wurden, granulometrisch untersucht. Die meisten dieser Proben wurden von der Oberfläche entnommen und sind somit in das aktuelle Prozessgeschehen eingebunden. Die Proben N2001/1-100, 101 und 107 stammen aus dem Rivieranschnitt.

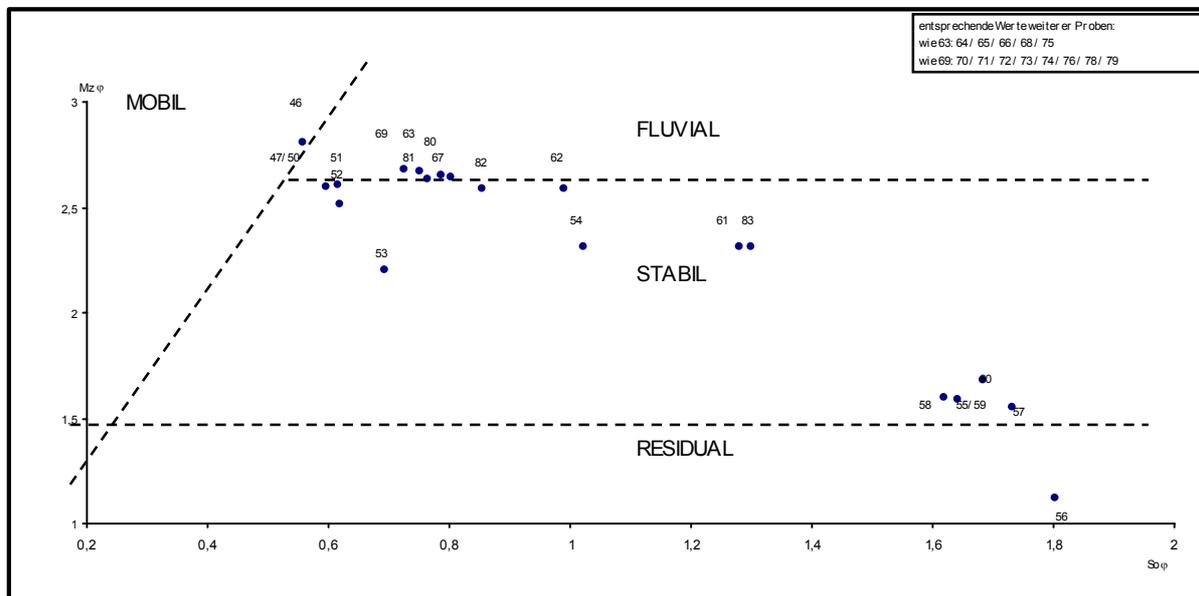


Abb. 38: Lage der Proben N2001/1-46 bis 83 im Reaktionsdiagramm

Die Bestimmung des Sandtyps erfolgte bei diesen Proben nur bei der Probe N2001/1-102, die aus dem Bereich des Slipfaces stammt und ein Jungdünen sand ist (freundl. mündl. Mitt. Besler). Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 39) ist die Probe erwartungsgemäß im mobilen Sektor zu finden. Das Maximum der Korngrößenhäufigkeitsverteilung mit 547 %/mm liegt in der Fraktion 0,063-0,125 mm, Korngrößen über 0,5 mm sind nicht vorhanden, der mittlere Korndurchmesser beträgt 2,6 ϕ . Die Sortierung der Sande ist gut und liegt bei 0,4957. In der Schiefe sind die Sande symmetrisch und sie weisen mesokurtische Kurven auf.

Die Proben N2001/1-41, 103 und 106 stammen vom Gegenhang der beprobten Düne. Die Proben N2001/1-41 und 106 weisen einen sehr hohen Feinanteil und eine schlechte Sortierung auf. Die Kurven sind sehr leptokurtisch mit stark negativer Schiefe. Bei Probe N2001/1-103 liegt das Maximum der Korngrößenhäufigkeitsverteilung mit 421 %/mm in der Fraktion 0,125-0,25 mm, die Sortierung ist mäßig, die Schiefe positiv schief mit mesokurtischer Kurtosis. Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 39) liegt die Probe N2001/1-41 aufgrund der schlechten Sortierung sehr weit rechts im Bereich des stabilen Sektors. Probe N2001/1-103 findet sich ebenfalls im stabilen Sektor aber im Grenzbereich zum mobilen bzw. fluvialen Sektor. Probe N2001/1-106 liegt aufgrund der hohen mittleren Korngröße von 2,7 ϕ und der schlechten Sortierung im fluvialen Sektor (s. Abb. 39).

Die Proben N2001/1-42 bis 44 stammen vom Luvhang der Düne (s. Abb. 31) und weisen eine mittlere Korngröße von 2,5 bis 2,8 ϕ auf. Das Maximum der Korngrößenhäufigkeitsverteilung liegt bei den Proben N2001/1-42 und 43 mit 423 bzw. 442 %/mm in der Fraktion 0,125-0,25 mm, Probe N2001/1-44 weist ein Maximum von 658 %/mm im Bereich 0,063-0,125 mm auf. Die Sortierung der Proben ist mäßig, die Schiefe bei Probe N2001/1-42 positiv schief, bei den Proben N2001/1-43 und 44 ist sie symmetrisch. Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 39) liegen die Proben N2001/1-42 und 43 noch im Bereich des fluvialen Sektors. Probe N2001/1-44, die aus dem unteren Bereich des Luvhangs stammt, liegt im Reaktionsdiagramm aufgrund der sehr hohen mittleren Korngröße von 2,9 ϕ bei mäßiger Sortierung im Bereich des mobilen Sektors (s. Abb. 39).

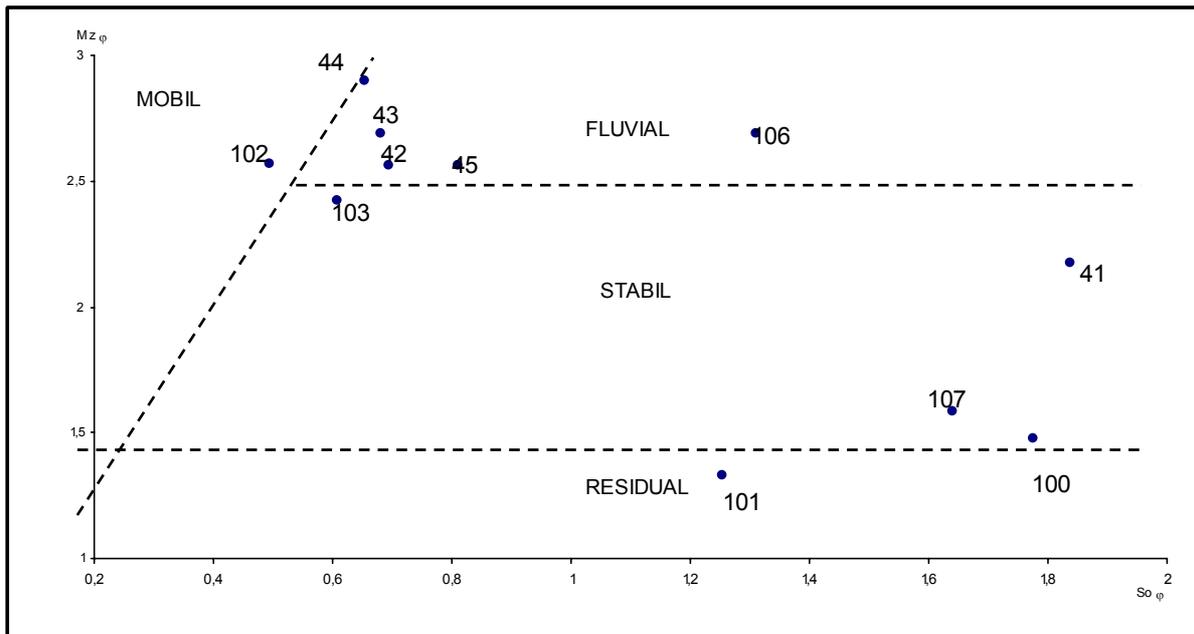


Abb. 39: Lage der Proben N2001/1-41 bis 45, 100 bis 103 und 106, 107 im Reaktionsdiagramm

Die Probe N2001/1-45, die der Tiefenlinie des Riviers (s. Abb. 33) entnommen wurde, hat ein Maximum mit 461 %/mm im Bereich der Kornfraktion 0,125-0,25 mm und mit 2,559 ϕ einen hohen mittleren Korndurchmesser. Sie ist mäßig sortiert, negativ schief und sehr leptokurtisch. Im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 39) liegt sie aufgrund der mäßigen Sortierung etwas weiter rechts als die Proben N2001/1-42 und 43 im fluvialen Sektor.

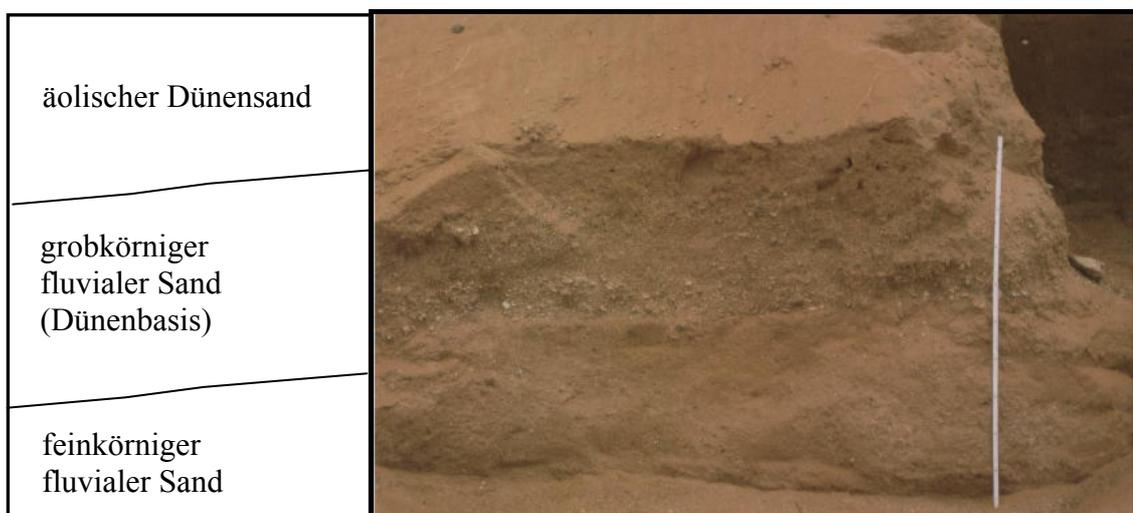


Abb. 40: Aufschluss der Dünenbasis mit fluvialen Sedimenten (Aufnahme: Schmitt 2001, Maßstab=1m)

Die Proben N2001/1-100, 101 und 107 stammen aus dem Aufschluss der Basis der Düne im Bereich der zweiten Bohrung (s. Abb. 40). Probe N2001/1-100, aus dem unteren Bereich, weist einen höheren Grobkornanteil als die Proben N2001/1-101 und 107 auf, die aus dem Übergang zu den auflagernden feineren Sanden stammen. Bei den Proben sind fast alle Korngrößen relativ gleichmäßig verteilt, ein ausgeprägtes Maximum ist nicht vorhanden. Der mittlere Korndurchmesser ist daher im Vergleich zu den anderen Proben eher gering und liegt bei 1,3-1,4 ϕ . Die Sande weisen folglich eine schlechte Sortierung auf und sind negativ bis stark negativ schief. Die Kurve der Probe N2001/1-107 weist einen übersteilten, leptokurtischen Gipfel, die Proben N2001/1-100 und 101 einen verflachten, platykurtisch bis sehr platykurtischen Gipfel auf. Im Reaktionsdiagramm liegen die Kurven aufgrund der schlechten Sortierung und der geringen mittleren Korngröße im Bereich des stabilen und residualen Sektors (s. Abb. 39).

Tab. 11: Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2001/1-41-45, 100-103, 106, 107

Probe	Standort	Reak.-diagr.	< 0,063	0,063	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0
41	Gegenhang ca. 3m über Tiefenlinie	stabil	116,77	697,88	221,33	12,07	4,58	3,51	6,45
42	oberer Luvhang Düne	fluvial	63,21	331,97	423,05	89,69	0,26	0	0
43	mittlerer Luvhang Düne	fluvial	68,85	412,48	442,27	58,7	0,26	0	0
44	unterer Luvhang Düne	mobil	69,77	658,21	366,2	35,92	0,08	0	0
45	Tiefenlinie Rivier	fluvial	39,09	356,04	461,47	46,93	4,85	2,64	0,49
100	Aufschluss bis ca. 50 cm Höhe	residual	58,88	221,84	268,99	62,64	15,5	13,26	6,12
101	Aufschluss ca. 50-85 cm	residual	24,77	112,7	240,43	84,9	29,1	25,62	0
102	Slipface	mobil	8,89	306,7	547,28	48,05	0	0	0

103	Hangfuß Gegenhang	stabil	16,05	277,51	420,62	116,42	0,16	0,02	0
106	Gegenhang ca. 10m über Tiefenlinie	fluvial	125,88	575,04	307,84	17,73	6,52	3,5	3,37
107	Aufschluss Übergang Basis Sande Bohrtiefe ca. 3,5 m	stabil	32,75	222,64	313,17	79,98	11,86	8,5	5,28

Bei den Proben der zweiten Bohrung weisen nur die Proben N2001/1-46 und 47 mit 90 bzw. 86 $\mu\text{S}/\text{cm}$ schwach saline Werte auf (s. Tab. 13). Probe N2001/1-50 ist mit 163 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bereits stark salin, hat aber im Vergleich zu den folgenden Proben den geringsten Wert. Die restlichen Proben zeigen überwiegend starke Salinität mit Werten über 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die Salinität der Proben N2001/1-79, 82 und 83 liegt mit 186, 192 bzw. 190 $\mu\text{S}/\text{cm}$ etwas niedriger. Die Proben N2001/1-61, 63 und 66 stellen mit mehr als 270 $\mu\text{S}/\text{cm}$ die höchsten Werte. Es kann keine Regelmäßigkeit in Bezug auf Sandtyp oder Lage im Reaktionsdiagramm festgestellt werden, was vermuten lässt, dass die hohe Salinität der Proben N2001/1-63 bis 82 keine fluviale Ablagerung belegt. Für die Bereitstellung und Verlagerung saliner Stäube in größeren Mengen sind aride Bedingungen Voraussetzung. Denkbar wäre folglich, dass die hohe Salinität der Proben eine aride Phase mit erhöhter äolischer Aktivität belegen, in der salzhaltiges Material aus der näheren Umgebung deflatiert und in die abgelagerten Sande eingeweht wurde. Dieser Schluss darf jedoch nur eingeschränkt (s. o.) gezogen werden.

Tab. 12: Ergebnisse der OSL-Datierungen der Proben aus Bohrung N2001/1

Probe	Tiefe [cm]	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_o [Gy/ka]	Fehler [y/ka]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
2003-2	30	-	-	-	-	-	rezent	-
2003-3	80	0,74	0,04	1,16	0,05	0,26	0,64	0,04
2003-4	140	1,27	0,07	1,077	0,042	0,85	1,18	0,08

2003-5	240	1,65	0,08	1,157	0,045	1,53	1,43	0,09
2003-6	300	2,21	0,11	1,123	0,054	1,06	1,97	0,14
2003-7	400	2,74	0,14	1,064	0,045	1,21	2,58	0,17
2003-50	490	7,63	0,31	1,816	0,061	2,31	4,2	0,62
2003-51	650	27,2	1,13	3,44	0,1	0,86	7,9	0,85
2001/1-108	730	32,7	1,2	2,06	0,1	0,3	15,9	1,0
2001/1-107	Basis	25,1	3,74	1,91	0,1	2-8	16,7	2,8

Tab. 13: Leitfähigkeit der Proben aus Bohrung N2001/1

	Probe N2001/1-	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]
1. Bohrung	27	65
	28	83
	30	61
	31	74
	32	72
	33	76
	34	78
	36	86
2. Bohrung	46	90
	47	86
	50	163
	52	259
	53	239
	54	214
	55	199
	56	206
	57	254
	58	220
	61	270
	62	226
	63	274
	66	276
	69	229
	72	223
	74	222
75	212	
78	211	
79	186	
81	209	
82	192	
83	190	

Die Ergebnisse der OSL-Datierungen zeigen für die erbohrte Stratigraphie eine konsistente Abfolge der Modellalter (s. Tab. 12). Die sedimentologischen Daten in Kombination mit den OSL-Altern ergeben eine Klimastratigraphie, die die letzten 16 000 Jahre vor heute widerspiegelt. Die Aussagen dieser Stratigraphie werden in Kapitel E. diskutiert.

Im Bereich des aktuellen Kamms der Düne wurden geschichtete Pflanzenreste beprobt (N2003-11 bis 13). Das organische Material ist analog der Schichtung der Dünensande abgelagert worden (s. Abb. 41). Das Material, welches makroskopisch keine Bestimmung seiner Herkunft zulässt, wurde in Hannover ^{14}C -datiert (Hv 25000, 25001 und 25002). Wie bereits erwähnt (s. Kap. C. IV. 2), liegen endgültige Altersdaten nicht vor. Frechen (freundl. Mitt. 10/2004) geht jedoch aufgrund der vorliegenden Messergebnisse von sehr jungen Proben aus (s. Tab. 14). Er nimmt eine Bildung nach 1650 AD an. Eine vermutete Korrelierung dieser Ablagerung organischer Reste mit der Verschüttung des Galeriewaldes im Tal des Hoanib bei Amspoort (s. Kap. B. II) während der Kleinen Eiszeit ist somit nicht eindeutig bestätigt worden.



Abb. 41: Geschichtete Pflanzenreste im Top der Düne

Tab. 14: Vorläufige Ergebnisse der ^{14}C -Datierungen (Mitt. Dr. Frechen 29.10.2004)

Hv	Probenbezeichnung	Material	Tiefe [m]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	^{14}C -Gehalt [pmc]
24999	N2001/2-17	Pflanzenreste	1,5	-	104,1 ± 0,8
25000	N2003-11	Pflanzenreste	0,3	-	118,7 ± 1,3
25001	N2003-12	Pflanzenreste	0,2	-	115,2 ± 1,9
25002	N2003-10	Pflanzenreste	0,4	-	114,2 ± 1,5

Neben den äolischen Dünenständen am Nordrand der Giribesvlakte wurden auch die Sedimente im Beckeninneren beprobt. Aufgrund der Festigkeit des Beckensedimentes in der Giribesvlakte waren Bohrungen jedoch nicht möglich. Aus diesem Grund wurden, wie erwähnt, Grabungen bis auf das anstehende Gestein angelegt. Die Profilgruben orientierten sich nach dem Prinzip einer SW-NE-Catena am Gefälle von der südlichen Wasserscheide bis in die abflusslose Hohlform im Zentrum der Vlake (s. Abb. 27 und 28).

Die Proben aus dem Zentrum der Vlake (N2000-7 bis 10) weisen stark erhöhte Salinitätswerte auf. In ihren Korngrößenverteilungen dominiert die Sandfraktion mit jeweils über 70 % (s. Tab. 15). Auffallend ist, dass die Proben einen Schuttanteil (>2 mm) von 10-17 % haben. Dies kann nur mit dem Eintrag von Pedimentschutt erklärt werden. In Folge von Starkniederschlägen wird Material von den Pedimenten an der Umrahmung der Vlake in das Beckeninnere transportiert und dort abgelagert. Bei besonders intensivem Abfluss kann es somit auch zur Ablagerung größerer Komponenten im Beckeninneren kommen. Erwähnenswert ist die unerwartet geringe Mächtigkeit der Sedimente im Beckeninneren, nach bereits 70 cm wurde das anstehende Gestein erreicht.

Tab. 15: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2000-7 bis 10

Probe	Tiefe [cm]	% S	% U	% T	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2000-7	GOF	72	8	6	234	10 YR 6/6
N2000-8	10	71	8	4	211	10 YR 6/4
N2000-9	30	78	9	3	203	10 YR 6/4
N2000-10	60	73	7	6	248	10 YR 5/4

In der Grabung in der Nähe eines Restberges in der Vlake wurde bei 135 cm Tiefe das anstehende Gestein erreicht. Die Proben N2001/2-2 bis 4 wurden dieser Profilgrube entnommen (s. Tab. 16). Wie schon bei den Proben N2000-7 bis 10 dominiert die Sandfraktion das Korngrößenspektrum bei hohen Salinitätswerten. Der Schuttanteil von 12-14 % weist auch hier einen Einfluss der Pedimente auf das Beckensediment nach. Da sich der Probennahmestandort in einem Bereich des Beckens befindet, der von zahlreichen Rinnen durchquert wird (s. Abb. 27 und 28), kann angenommen werden, dass in diesen grobe Komponenten von den Pedimenten in das Beckeninnere transportiert wird.

Tab. 16: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2001/2-2 bis 4

Probe	Tiefe [cm]	% S	% U	% T	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2001/2-2	50	75	11	2	324	7,5 YR 6/4
N2001/2-3	90	77	9	2	251	7,5 YR 6/4
N2001/2-4	135	73	10	3	268	7,5 YR 6/4

Die Grabung auf einem Pediment am Südwestrand der Vlake wurde nach 50 cm Tiefe abgebrochen. Auffallend war die hohe Durchfeuchtung des Schuttes (in der Trockenzeit!), die zu einer intensiven Verwitterung der anstehenden Schiefer geführt hat. Aufgrund des Vergleiches der Schuttkomponenten in den ersten Grabungen (s.o.) mit dem hier anstehenden Gestein konnte das Pediment als Liefergebiet für den Schutt identifiziert werden.

Die in der Tiefenlinie einer der o.g. Rinnen angelegte Grabung erreichte bei 170 cm eine anstehende Kalkkruste. Die Proben N2001/2-10 bis 12 dokumentieren ebenfalls einen Einfluss der Pedimente auf die Beckenfüllung der Giribesvlakte. Auffallend sind der deutlich höhere Schuttanteil (25-31 %) und die nicht mehr nachweisbaren Tongehalte (s. Tab. 17). Korngrößenspektrum und Leitfähigkeit zeugen von fluvialer bzw. spülaquatischer Ablagerung dieser Sedimente. Trotz ihrer räumlichen Nähe zur Kalkkruste wies auch die Probe N2001/2-12 keinen nennenswerten Carbonatanteil auf (s.a. Kap. C. 4).

Tab. 17: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2001/2-10 bis 12

Probe	Tiefe [cm]	% S	% U	% T	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2001/2-10	50	58	11	0	246	10 YR 6/4
N2001/2-11	90	65	10	0	285	7,5 YR 6/6
N2001/2-12	135	62	10	0	262	10 YR 6/4

Auf der südlichen Wasserscheide, die die Giribesvlakte als abflussloses Becken vom Einzugsgebiet des Hoanib trennt (s. Abb. 27), wurde eine Profilgrube angelegt, die selbst bei einer Tiefe von 190 cm nicht das anstehende Gestein erreichte. Es wurden in 30 und 70 cm Tiefe OSL-Proben entnommen, da der Sandanteil im Gegensatz zu den oben beschriebenen Sedimenten deutlich hervortrat (s. Tab. 18).

Tab. 18: Sedimentologische Kenngrößen der Probe N 2001/2-13

Probe	Tiefe [cm]	MZ [ϕ]	MZ [mm]	So	Sk	K	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2001/2-13	30	1,889	0,27	1,5592	-0,089	0,8175	93	5 YR 5/8

Die Probe N2001/2-13 weist in der Fraktion <2 mm einen äolischen Anteil auf, der jedoch durch die Verspülungsprozesse im Bereich der Wasserscheide überprägt wird. Der relativ hohe Salinitätswert und das Vorhandensein von Schutt innerhalb des Profils dokumentieren den Einfluss aquatischer Prozesse. Auffallend sind die hohen Alter (15 500 \pm 900 und 54 400 \pm 4400 Jahre vor heute), die die Proben in 30 und 70 cm Tiefe aufweisen (s. Tab. 19). Dies spricht entweder für eine relativ konstante Oberfläche im Bereich der Wasserscheide oder für die Abtragung eines vorher höher reichenden Reliefs. Nicht auszuschließen ist jedoch auch eine Altersüberschätzung aufgrund einer mangelnden Bleichung des Sedimentes vor der Ablagerung. Dies wird jedoch als unwahrscheinlich angesehen, da – wie noch gezeigt wird – Beckensedimente im gesamten südlichen Kaokoland hohe Alter aufweisen.

Tab. 19: Ergebnisse der OSL-Datierungen N2001/2-15 und 16

Probe	Tiefe [cm]	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_o [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N2001/2-15	30	39,2	1,1	2,52	0,12	6,2	15,5	0,9
N2001/2-16	70	107,9	6,1	1,98	0,11	4,0	54,4	4,4

Für die Beckensedimente aus der Giribesvlakte bleibt festzuhalten, dass ihre Mächtigkeit vom Zentrum zu den Rändern zunimmt. Dies erklärt sich durch den spülaquatischen Transport von gröberen Komponenten von den umrahmenden Pedimenten in die Vlake. Die Transportenergie der episodischen Abflussvorgänge reicht dabei oft nicht aus, um das Material bis in das abflusslose Zentrum zu spülen.

Obiastal

Das Obiastal entwässert die südlich der Wasserscheide liegenden Gebiete der Giribesvlakte zum Hoanib (s. Abb. 42). Aufgrund der Ablagerungssituation der Sande in der Giribesvlakte wird das Tal als ‚Hauptkorridor‘ der Sandanlieferung aus dem Hoanibtal nach Norden angenommen. Diesbezügliche Annahmen wurden durch die Auswertung eines DGMs aus ASTER-Daten gestützt.

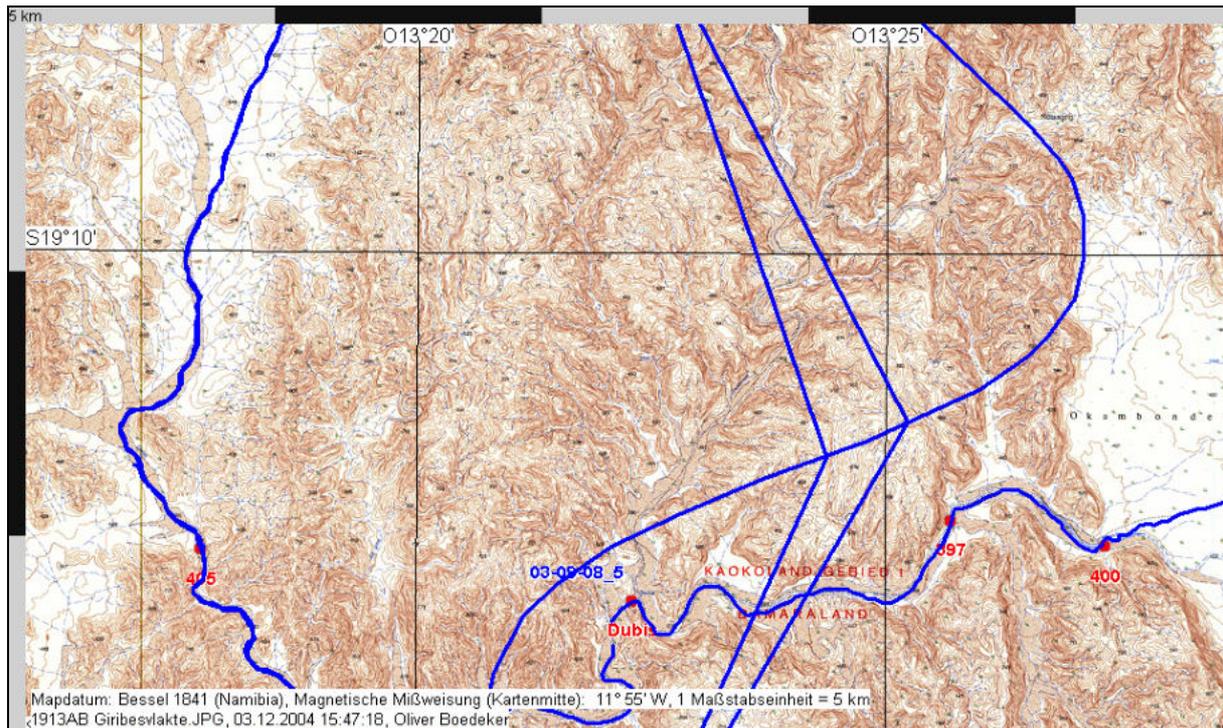


Abb. 42: Übersichtskarte des Obiastales (SURVEYOR GENERAL OF NAMIBIA 1913AB Giribesvlakte, verändert)

Innerhalb des Tales wurden zur Rekonstruktion des Transportweges der Sande in die Giribesvlakte Sandablagerungen beprobt. Bei WP 405 (s. Abb. 42) wurden äolische Sande mit einer Mächtigkeit von 50 cm in einem als Sandfalle fungierenden Überhang an der östlichen Talflanke erfasst. Diese ‚Höhlensande‘ (N-2003-28; s. Abb. 43) weisen in einer Tiefe von 50 cm ein an Feldspäten ermitteltes OSL-Alter von 200 ± 20 a v.h. auf (s. Tab. 20). Dieses Alter stützt die Vermutung, dass das Tal aktuell für Sandtransport als ‚Leitlinie‘ fungiert.

Tab. 20: Ergebnisse der OSL-Datierungen N 2003-26 bis 28

Probe	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_0 [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Tiefe [cm]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N 2003-28	0,53	0,03	2,675	0,188	50	0,12	0,20	0,02
N 2003-26	2,48	0,13	2,329	0,15	10	0,26	1,07	0,09
N 2003-27	1,34	0,07	2,069	0,071	50	0,1	0,65	0,04

Gegenüber der Probennahmestelle der ‚Höhlensande‘ mündet eine kurze, steile Kerbe in das Obiastal. Hier wurden die ‚Seitentalsande‘ (N2003-26, 27; s. Abb. 44)

abgelagert, die ein Alter von 1070 ± 90 a v.h. an der Basis und 650 ± 40 a v.h. 10 cm unter GOF aufweisen (s. Tab. 20).

Diese Seitentalsande liegen im fluvialen Sektor des Reaktionsdiagrammes (s. Abb. 45) und weisen Leitfähigkeitswerte von 57-71 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf. Ihre mittlere Korngröße liegt zwischen 1,9 und 2,3 ϕ , sie weisen alle einen relativ hohen Anteil an Körnern $>0,5$ mm auf. Sie sind somit nicht als äolische Sande anzusprechen (s. Tab. 21).

Tab. 21: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N2003-21 bis 25

Probe	Tiefe [cm]	MZ [ϕ]	MZ [mm]	So	Sk	K	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N 2003-21	80	1,991	0,2516	1,0427	0,0478	1,1593	67	7,5 YR 7/4
N 2003-22	70	2,4603	0,1817	0,8073	0,1153	1,0961	62	10 YR 6/8
N 2003-23	50	2,4447	0,1837	0,8346	0,0846	1,074	57	7,5 YR 6/4
N 2003-24	30	2,2617	0,2085	0,8372	0,0936	1,0684	71	7,5 YR 6/6
N 2003-25	0	2,2753	0,2066	0,8116	0,1241	1,0514	68	7,5 YR 6/4



Abb. 43: Überhang mit ‚Höhle sand‘ im Obiastal

Ihre Genese wird durch einen Rückstau beim Fließen des Obias erklärt. Führt dieser Fluss Wasser, so können die aus der kleinen Kerbe gelieferten Sedimente aufgrund der hohen Strömungsdynamik des Wassers nicht in das Haupttal transportiert werden. Sie werden dann als ‚Seitentalsande‘ in der Leesituation abgelagert.

Aufgrund dieses Ablagerungsmilieus sind die OSL-Alter kritisch zu betrachten. Eine Umlagerung der Sande während des turbulenten Transportes beim ‚Abkommen‘ eines Rivieres kann nicht definitiv ausgeschlossen werden. Weiterhin kann es bei fluvial abgelagerten Sanden zu einer unvollständigen Bleichung und somit zu einer Altersverfälschung kommen.

Tab. 22: Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-21 bis 25

Probe N2003-	Lage im Reak.-diagr.	< 0,063	0,063	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0
21	fluvial	67,85	178,72	261,85	147,73	22,19	3,29	0,3
22	fluvial	80,42	278,17	387,31	108,64	3,95	0,11	0,01
23	fluvial	76,46	299,31	371,34	108,57	5,61	0,26	0
24	fluvial	58,88	227,8	345,48	135,68	9,35	0,32	0,03
25	fluvial	61,22	227,32	347,09	138,97	7,49	0,18	0



Abb. 44: ‚Seitentalsande‘ im Obiatal (Maßstab=0,5m)

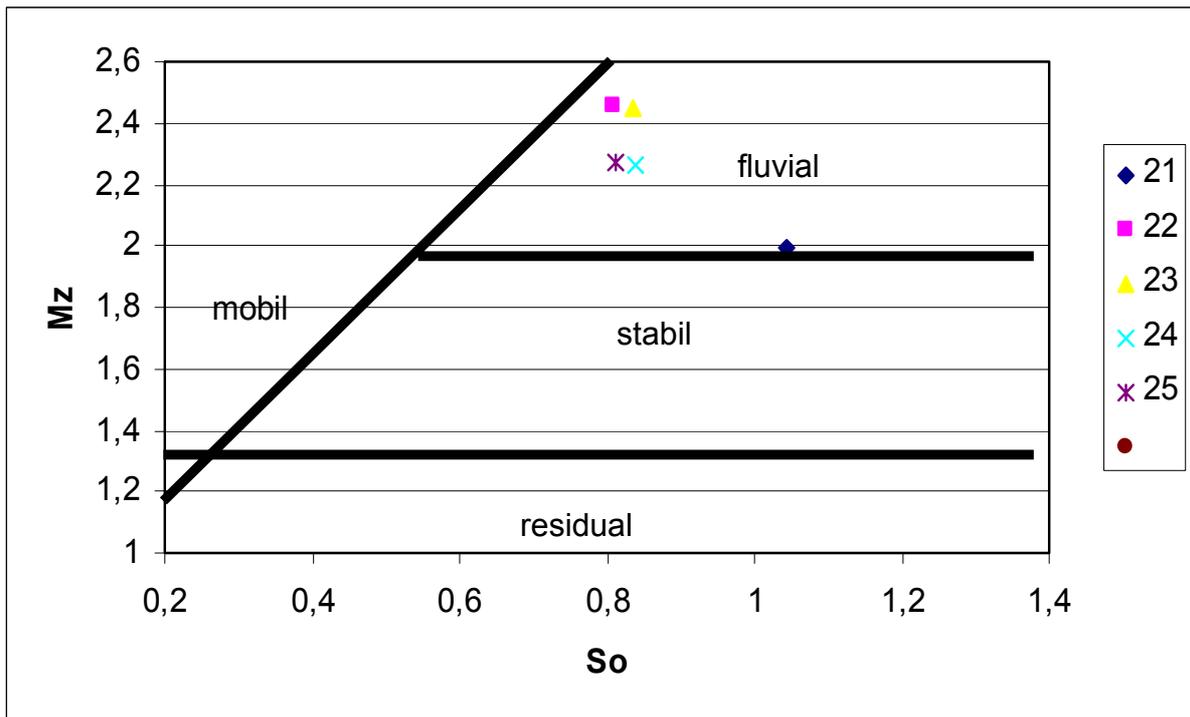


Abb. 45: Lage der Proben N2003-21 bis 25 im Reaktionsdiagramm

III. Gomatumtal

Das Gomatumtal ist – entgegen der Annahme von MARTIN (1969), es handele sich um eine paläozoische Altform der permokarbonen Vereisung – eine Zerrungsspalte, da die Vorkommen des Etjo-Sandsteines nicht *in situ* liegen (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997; s. Abb. 23). Es vermittelt zwischen den nordwestlichen Ausläufern der Giribesvlakte im Osten und dem Becken von Puros im Westen (s. Abb. 46). Innerhalb des Tales kommen äolische Akkumulationen größerer Mächtigkeit nur an den nördlichen Talflanken vor. Das Rivierbett wird von zahlreichen Nebkhaefeldern begleitet, die Nebkhas haben ihren Ursprung in den fluvial abgelagerten Sanden. Nördlich der Ortschaft Tomakas (s. Abb. 46) ist in einer beckenartigen Talweitung eine Düne beprobt worden. Die Bohrung N2003-1 erreichte eine Tiefe von 225 cm. Es wurden Proben zur OSL-Datierung aus Tiefen von 50 cm und 225 cm entnommen (N2003-13 und 14, s. Tab. 23). Probe N2003-13 wird aufgrund des fehlenden Signals als rezent angesprochen, Probe N2003-14 weist ein an Quarzen bestimmtes OSL-Alter von 370 ± 20 Jahren vor heute auf. Es wurde ebenfalls ein Alter an Feldspäten ermittelt, auch dieses ist mit 240 ± 30 Jahren vor heute sehr gering. Damit kann die

Düne als sehr junge Bildung angesprochen werden. Das Alter in 225 cm Tiefe und die beobachtete aktuelle Sandbewegung an der Oberfläche lassen auf ein rasches Wachstum der Düne schließen. Ihr Sandliefergebiet liegt südlicher im Flussbett des Gomatum.

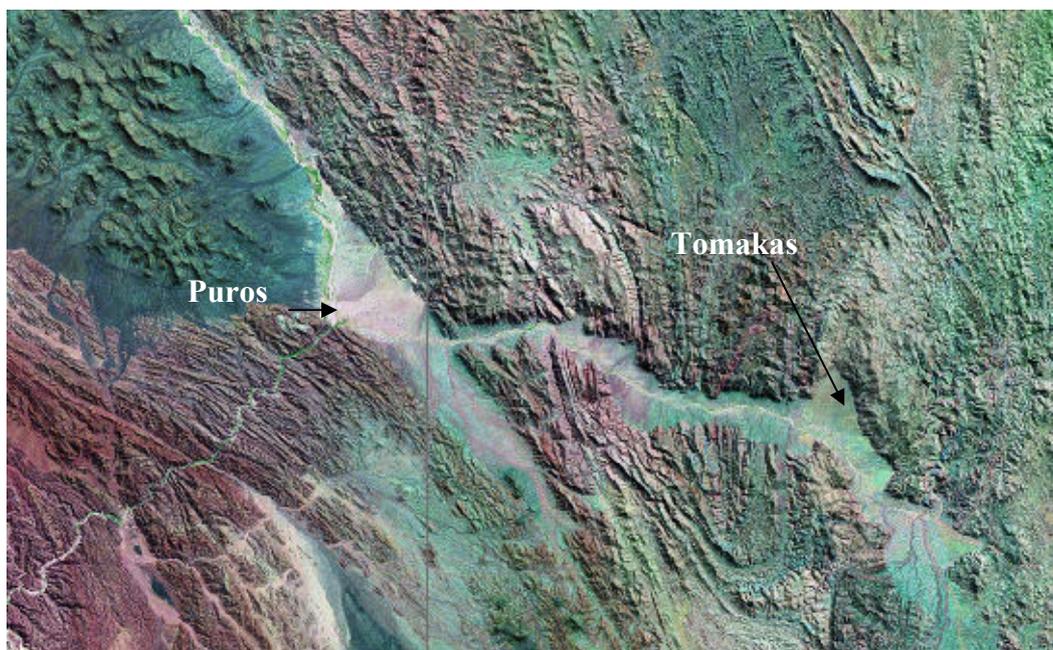


Abb. 46: Übersichtskarte Gomatumtal (E1-Projekt)

Tab. 23: Ergebnisse der OSL-Datierung N2003-14

Probe	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_0 [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Tiefe [cm]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N2003-14	0,45	0,02	1,204	0,058	225	0,24	0,37	0,02
N2003-14f	0,43	0,02	1,788	0,202	225	0,24	0,24	0,03

Die Lage der Proben im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 47) wie auch die Korngrößenmaxima in der Fraktion 0,125 mm (s. Tab. 24) weisen die Sande als Jungdünenande aus, die bereits sehr gut sortiert sind. Ein Klimasignal ist auch hier nicht archiviert worden. Zumindest für die letzten etwa 400 Jahre kann von durchgehender äolischer Aktivität ausgegangen werden.

Tab. 24: Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2000-2, 4 und 5

Probe	Lage im Reak.-diagr.	< 0,063	0,063	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0
N2000-2	mobil	1,86	359,77	613,96	3,3	0,01	0	0
N2000-4	mobil	13,94	525,28	530,51	0,94	0,01	0	0
N2000-5	mobil	4,0	351,77	610,71	3,46	1,16	0,15	0

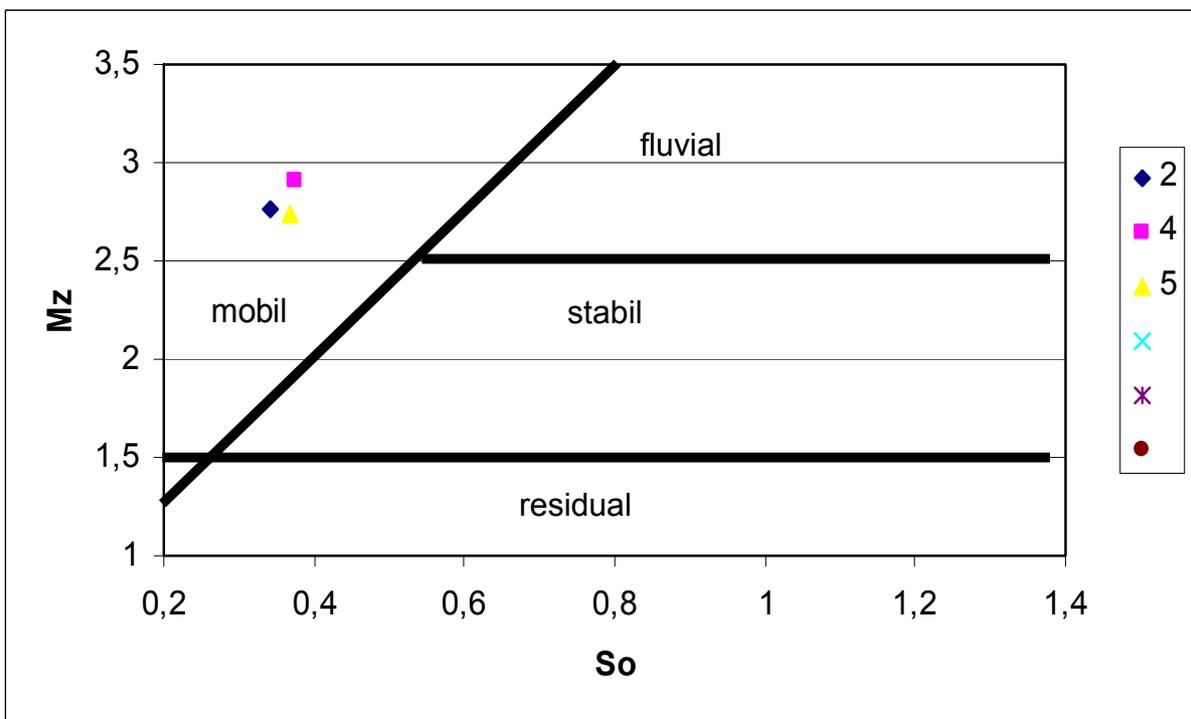


Abb. 47: Lage der Proben N2000-2, 4 und 5 im Reaktionsdiagramm

Tab. 25: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N 2000-2, 4 und 5

Probe	Tiefe [cm]	MZ [ϕ]	MZ [mm]	So	Sk	K	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2000-2	30	2,7673	0,1469	0,3404	0,0684	1,0894	31	10 YR 7/3
N2000-4	150	2,9073	0,1333	0,3737	0,1796	1,1058	61	10 YR 7/3
N2000-5	220	2,7427	0,1494	0,3676	0,0761	1,1139	152	10 YR 7/3

IV. Becken von Puros

Das Becken von Puros wird vom Hoarusib gequert. Der Fluss trifft nördlich von Puros nachdem er eine epigenetische Talstrecke verlassen hat, auf die Bruchstufe, die die Ostflanke des Beckens markiert; sie stellt gleichzeitig eine Verwerfung dar (BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997; s. Abb. 23). In südwestlicher Richtung verlässt der Hoarusib nach Einmündung des Gomatum das Becken von Puros wiederum in einer epigenetischen Talanlage (s. Abb. 23 und 46). Westlich des Hoarusib liegen die Kabere-Tafelberge, die der Etendeka-Formation zugerechnet werden (s. Abb. 48). Von diesen vermitteln ausgedehnte Pedimente zum Flusstal.

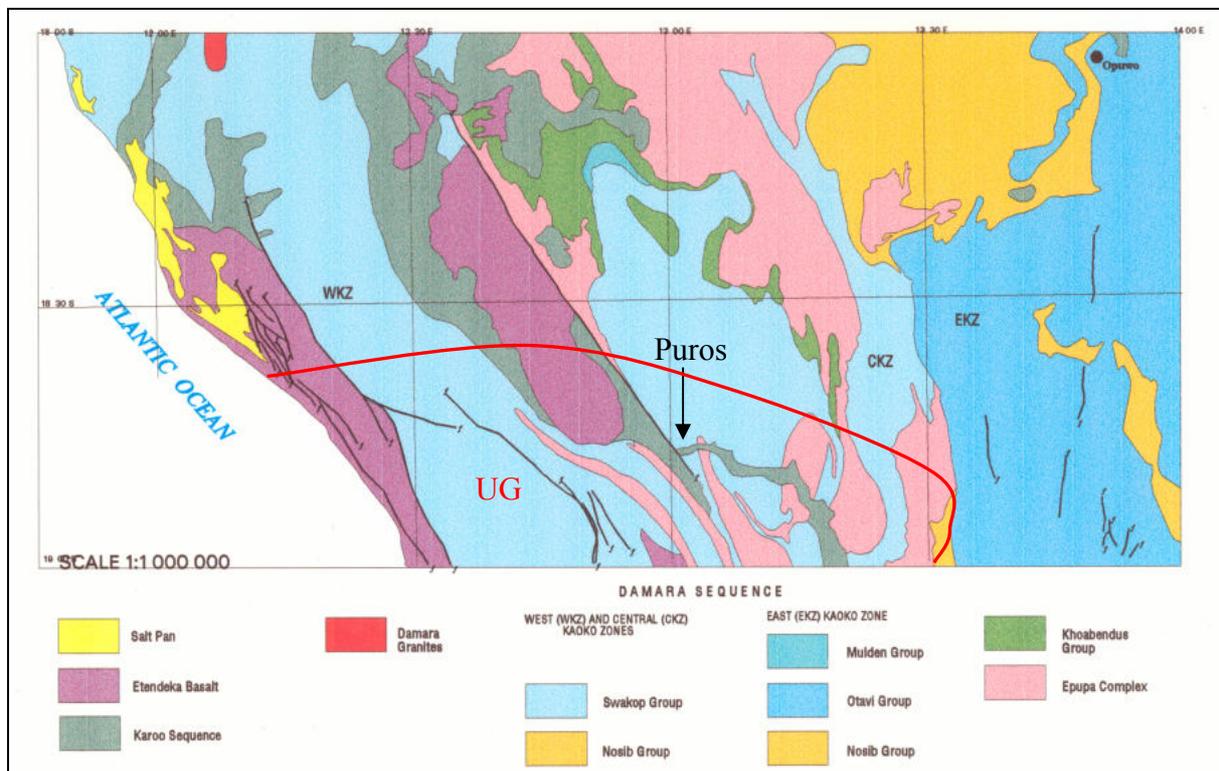


Abb. 48: Geologische Übersichtskarte des Blattschnittes 1812 Opuwo
(MINISTRY OF MINES AND ENERGY NAMIBIA 1999)

Das Becken von Puros kann sedimentologisch in zwei Bereiche untergliedert werden. Nördlich des Gomatum wurden vorwiegend äolische Sande abgelagert. In der Nähe zum Fluss sind diese als große Nebkhas ausgeprägt, die eine Höhe von 5 m erreichen können. An der Nordostflanke des Beckens hat sich eine Sandrampe an die Umrahmung des Beckens angelagert. Südlich des Gomatum in dem nach Süden

ausgreifenden dreiecksförmigen Beckenbereich liegen auf den ersten Blick flächendeckend Pedimentschutte vor, mit einer durchschnittlichen Korngröße im Dezimeter-Bereich. Bei WP 424 (s. Abb. 49) findet sich jedoch ein bisher in der Literatur nicht beschriebener Rest einer feinkörnigen Beckenfüllung. Diese beprobten Beckensedimente (s. Abb. 50 und 51) weisen eine Korngrößenverteilung ähnlich der Sedimente im Becken von Sesfontein auf (s. Tab. 26 und 6). Wie dort, kann auch in diesen keine signifikante Tendenz hinsichtlich der Korngröße, Farbe oder Leitfähigkeit in ihrer vertikalen Abfolge nachgewiesen werden. Ihre Korngrößenverteilung und die Leitfähigkeitswerte lassen auch sie als fluviale oder zumindest aquatisch beeinflusste Ablagerung erklären (s. Tab. 26).

Tab. 26: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N 2001/2-18 bis 22

Probe	Lage	% S	% U	% T	Leitfähigkeit [μ S/cm]	Farbe
N 2001/2-22	20 cm über Basis	76	21	3	288	10 YR 6/4
N 2001/2-21	60 cm über Basis	80	14	6	269	10 YR 6/4
N 2001/2-20	80 cm über Basis	84	12	4	271	10 YR 7/3
N 2001/2-19	120 cm über Basis	90	6	4	265	10 YR 6/4
N 2001/2-18	160 cm über Basis	83	16	1	213	10 YR 7/3

Wie bereits angedeutet, ergibt auch die OSL-Datierung dieser Beckenfüllung im Becken von Puros hohe Alter. So wurde die Basis des Sedimentrestes (N2003-20, s. Abb. 51 und 52) auf ein OSL-Minimalalter von $44\,000 \pm 4000$ Jahren vor heute datiert. 110 cm über der Basis weisen die Sedimente ein Alter von $56\,400 \pm 5700$ Jahren vor heute auf (N2003-19, s. Tab. 27, s. Abb. 51).

Diese hohen Alter können, wie bereits im Falle der Beckensedimente der Giribesvlakte diskutiert, in einer unzureichenden ‚Nullstellung‘ des Signals vor der letzten Ablagerung begründet sein. Allerdings ist die Häufung der hohen Alter der

Beckenfüllungen im südlichen Kaokoland zu beachten. Ein systematischer Fehler sollte durch die große räumliche Streuung der Probennahmestellen ausgeschlossen worden sein. Die Konsequenz dieser Annahme wird in Kapitel D zusammenfassend im Rahmen der Relief- und Klimageschichte diskutiert.

Tab. 27: Ergebnisse der OSL-Datierung der Proben N2003-19 und 20

Probe	De [Gy]	Fehler [Gy]	Do [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Tiefe [cm]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N2003-19	318	16	5,632	0,494	0	0,54	56,4	5,7
N2003-20	138	11	3,172	0,172	110	0,24	>44	4

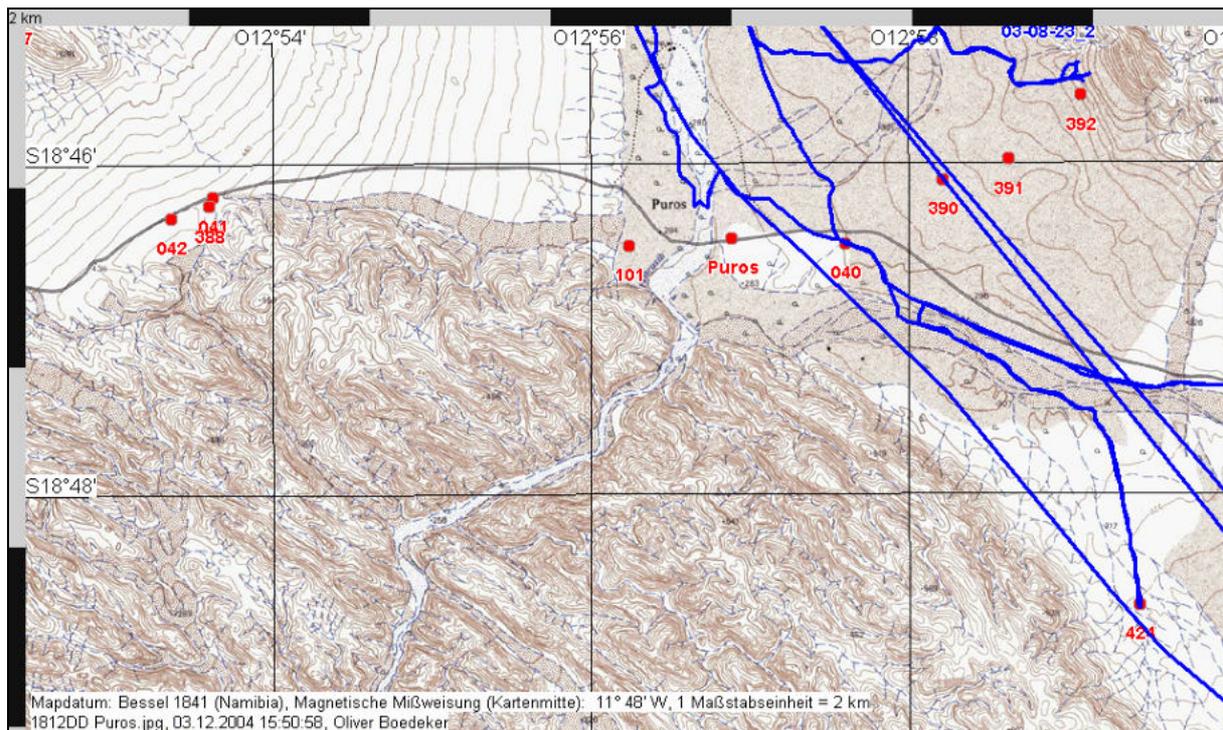


Abb. 49: Übersichtskarte des Beckens von Puros
(SURVEYOR GENERAL OF NAMIBIA 1812DD Puros, verändert)

Die Sandrampe (s.o.) an der nördlichen Umrahmung des Beckens (WP 392, s. Abb. 49, 50, 53, 54) erschien auf den ersten Blick als eine Flugsandbedeckung des Hanges, die undifferenziert bis in die höchsten Lagen reicht. Im Zuge der Geländebegehung, in deren Rahmen eine Bohrung bis auf die Endteufe von 230 cm niedergebracht

wurde, erwies sich die Sandrampe als zweigliedrige Form. Im unteren Teil liegen die Sande als geschlossene, teilweise bewachsene Sanddecke vor. Im oberen Teil (s. Abb. 53) bildet sich auf dem Höhenzug eine aktuelle Düne, die parallel mit diesem verläuft. Angesichts der vorherrschenden Windrichtung kann in diesem Fall von einer Querdüne gesprochen werden.

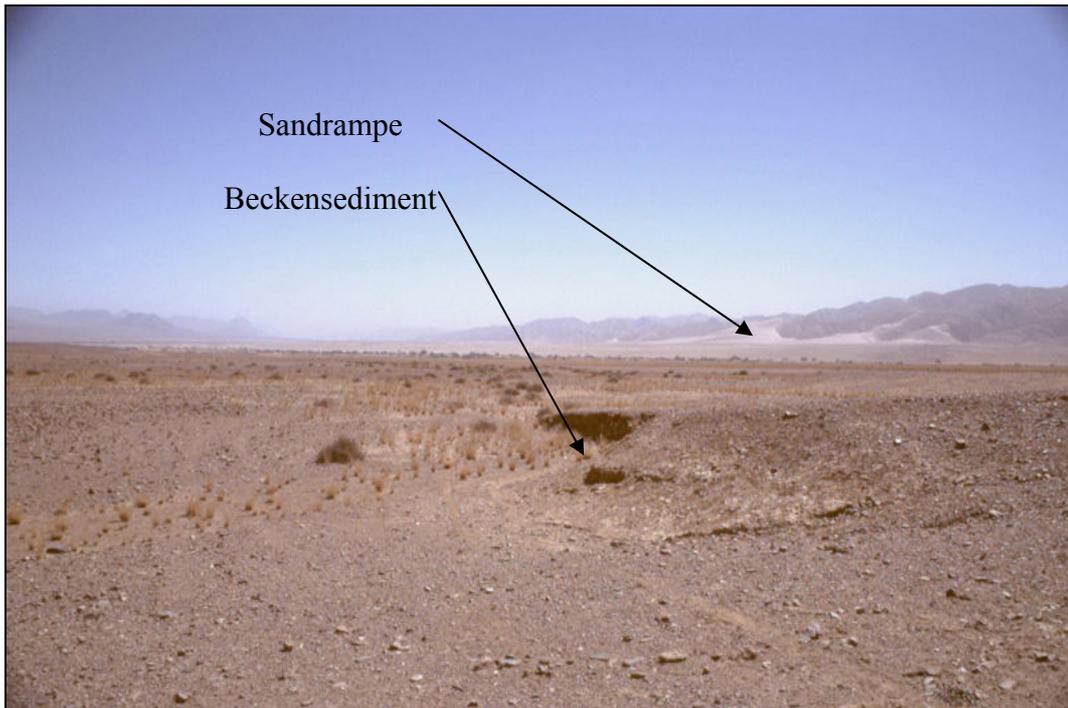


Abb. 50: Becken von Puros, Blickrichtung N über die Beckensedimente im Vordergrund auf die Sandrampe



Abb. 51: Beckensedimentrest im Becken von Puros (Maßstab 2m)

Tab. 28: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N 2003-15 und 16

Probe	Tiefe [cm]	MZ [ϕ]	MZ [mm]	So	Sk	K	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2003-15	100	2,481	0,1791	0,4517	-0,007	0,9756	37	7,5 YR 7/4
N2003-16	230	2,2097	0,2162	0,5186	0,2795	0,9141	43	7,5 YR 7/4

Die Proben N2003-15 und 16 wurden in Tiefen von 100 cm und 230 cm entnommen. Ihre sedimentologischen Kenngrößen (s. Tab. 28), ihre Lage im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 52) und ihre Korngrößenverteilung (s. Tab. 29) charakterisieren sie als gut sortierte mobile Jungdünenande.

Tab. 29: Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-15 und 16

Probe	Lage im Reak.-diagr.	< 0,063	0,063	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0
N2003-15	mobil	0,46	203,03	582,07	58,34	0,03	0	0,01
N2003-16	mobil	0,6	156,26	369,9	175,94	0,1	0	0

Tab. 30: Ergebnis der OSL-Datierung der Probe N2003-18

Probe	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_o [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Tiefe [cm]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N2003-18	2,68	0,14	1,393	0,09	230	8,45	1,92	0,16
N2003-18f	1,64	0,08	1,963	0,215	230	8,45	0,84	0,1

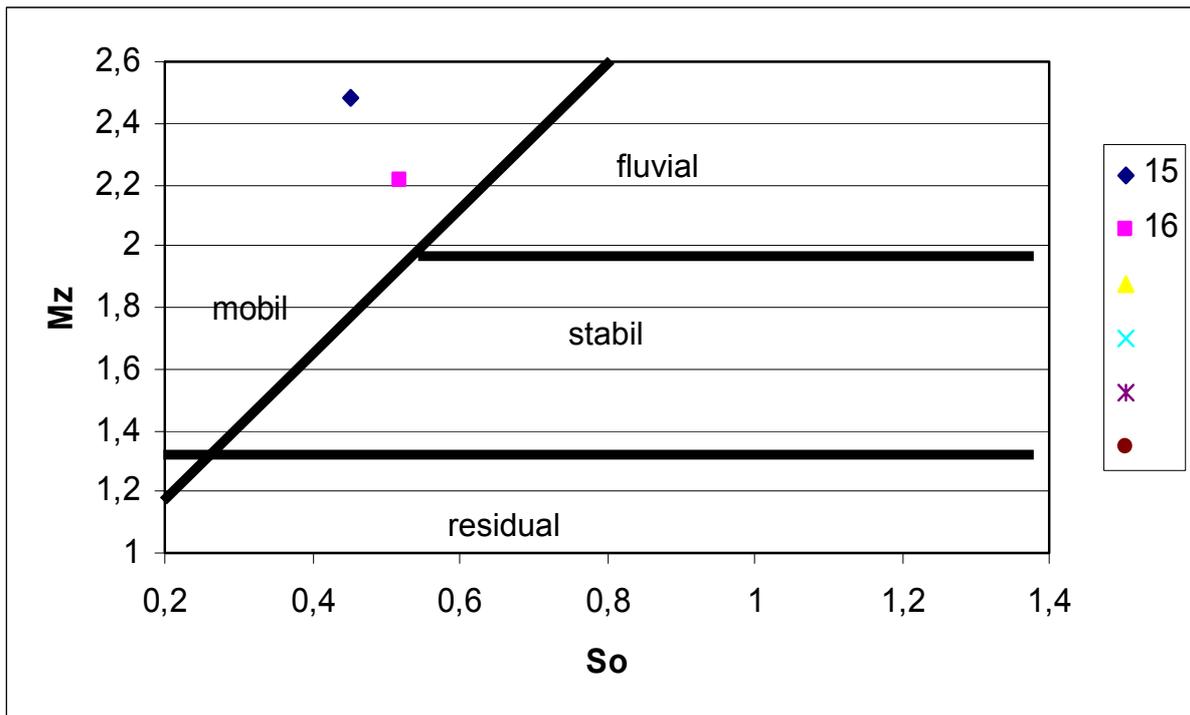


Abb. 52: Lage der Proben N2003-15 und 16 im Reaktionsdiagramm

Die OSL-Datierung an Quarzen wies aufgrund eines schwachen Signals eine zu hohe Standardabweichung auf. Aus diesem Grund wurde ein OSL-Alter auch an Feldspäten ermittelt (s. Tab. 30).

Beide Alter sind gering und weisen auch diese Sandablagerung als relativ junge Bildung aus. In der Sandrampe ist kein Klimasignal konserviert worden, was wiederum als Hinweis auf die Konstanz des Klimas während der letzten zumindest 2000 Jahre gesehen werden kann.



Abb. 53: Top der Sandrampe bei Puros, Blickrichtung NE



Abb. 54: Blick von der Sandrampe nach SW in das Becken von Puros

V. Skeleton Coast (Abschnitt Torra Bay bis Rocky Point)

Im Zuge der Geländebegehungen stellte sich früh die Frage nach der Herkunft der äolischen Sande in o.g. Detailuntersuchungsgebieten. Die Beobachtung, dass alle äolischen Sandablagerungen nördlich von Rivieren zu finden sind, führte früh zu der Annahme, dass das Liefergebiet der äolischen Sande in den Rivierbetten selbst liegt. Auch die ‚äolischen Alter‘ der sedimentologisch untersuchten Sande deuten auf einen kurzen Transportweg hin. Während der OSL-Datierungen zeigte sich weiterhin, dass die Quarze in einigen Fällen nicht gut ‚datierbar‘ waren. Laut A. Hilgers (freundl. mündl. Mitt.) müssen Quarzkörner den Aufbau eines OSL-Signals erst ‚lernen‘. Sie tun dies, indem sie mehrfach den Prozesszyklus der Belichtung und Ablagerung durchlaufen. Daraus folgt, dass die Quarze in den oben beschriebenen Detailuntersuchungsgebieten diesen Zyklus nicht häufig durchlaufen haben, was wiederum für einen kurzen Transportweg spricht.

Um eine andere Sandquelle als die Rivierbetten auszuschließen, wurde der westlich an das ursprüngliche Untersuchungsgebiet angrenzende Abschnitt der Skelett-Küste von 20° 30' S bis etwa 19° S in die Untersuchungen einbezogen (s. Abb. 55 und 58).

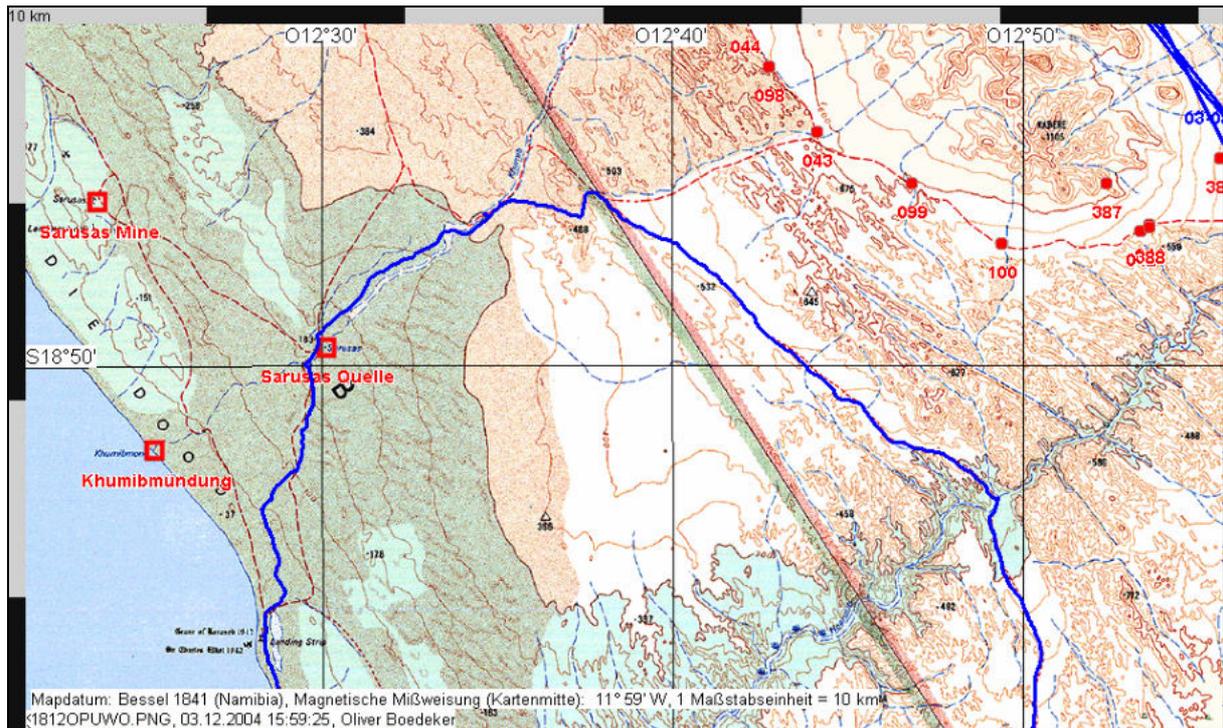


Abb. 55: Nördlicher Abschnitt der Skeleton Coast (SURVEYOR GENERAL OF SOUTH WEST AFRICA 1812 Puros, verändert)

Dies geschah vor dem Hintergrund der aus Fernerkundungsdaten ersichtlichen aktuellen Sandbewegung an der Küste und der damit verbundenen Annahme, dass diese Sande äolisch in den Tälern der Flüsse Khumib, Hoarusib und Hoanib landeinwärts transportiert werden können. Im Rahmen der Bearbeitung sollten weiterhin eine erwartete Verzahnungen von Pedimentschutt und äolischen Sanden am Ostrand der Namib untersucht werden.



Abb. 56: Barchan im Skeleton Coast National Park, nördlich Ganias, Blickrichtung W

Der ‚Skeleton Coast Erg‘ hat eine Ausdehnung von 2000 km². Er erstreckt sich an der Atlantikküste mit einer Länge von 165 km und einer Breite von 6-20 km. Die im Süden des Ergs auftretenden Barchane gehen weiter nördlich in komplexere Transversaldünen über. Die Entstehungszeit dieses Ergs wird im Spätpleistozän vermutet, genaue Datierungen liegen jedoch nicht vor (KRAPP et al. 2003).

Die Untersuchungen wurden 2003 durchgeführt und mit einer Erkundungsfahrt in den nördlichen Bereich des Detailuntersuchungsgebietes begonnen (s. Abb. 55). Das Auftreten von aktiven, nach Norden wandernden Barchanen (s. Abb. 56) und, seltener, junger, aktiver Flugsandfelder im Bereich der Atlantikküste konnten beobachtet werden. Die untersuchten Gebiete waren meist sandfrei, so dass dort keine Archive für geochronologische Untersuchungen gefunden wurden.

Weiterhin wurde der aktive Dünenriegel hinter dem Binnendelta des Hoanib (Gui Uin; s. Kap. B. III. 1) erkundet. Diese bis 50 m hohen aktiven Dünen können durch den Hoanib nicht an ihrer Wanderung nach Norden gehindert werden und bauen sich nach seltenen Flutereignissen des Flusses in kurzer Zeit wieder auf (KRAPP et al. 2003). Ein Sandtransport landeinwärts konnte nicht nachgewiesen werden, so dass der Erg als rezentes Liefergebiet der Sande in o.g. Detailuntersuchungsgebieten nicht in Frage kommt.



Abb. 57: Rezente Dünen im Skeleton Coast Park, nördlich Hoanib, Blickrichtung E

Im Einzugsgebiet des Khumib konnten eine Wechsellagerung fluvialer und äolischer Sande beprobt werden (s. Abb. 59). Die während der Geländearbeiten als äolischer Sand angesprochenen Proben N2003-31 und 32 können jedoch nicht eindeutig als äolische Ablagerung interpretiert werden. Ihre Salinitätswerte sind zwar gering, dennoch weist der Anteil der gröberen Komponenten auf eine fluviale Beanspruchung hin (s. Tab. 31). Die Korngrößenmaxima im Bereich 0,125 mm zeigen jedoch eine eindeutig vorhandene äolische Komponente auf (s. Tab. 32).

Tab. 31: Sedimentologische Kenngrößen der Proben N 2003-31 und 32

Probe	Lage über GOF [cm]	MZ [ϕ]	MZ [mm]	So	Sk	K	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Farbe
N2003-31	100	1,914	0,2654	0,7794	0,0474	1,1686	75	7,5 YR 7/4
N2003-32	300	2,097	0,2337	0,6871	0,1066	1,0044	43	7,5 YR 6/4



Abb. 58: Südlicher Abschnitt der Skeleton Coast (SURVEYOR GENERAL OF SOUTH WEST AFRICA 1912 Sesfontein, verändert)

Die Lage der Proben im Reaktionsdiagramm (s. Abb. 60) deutet ebenfalls auf eine fluviale Beeinflussung äolischer Sande hin. Probe N2003-31 liegt im fluvialen Sektor, Probe N2003-32 hingegen im mobilen Sektor.

Die OSL-Alter der Proben N2003-33 und 34 sind mit $25\,300 \pm 1600$ und $27\,500 \pm 1700$ Jahren vor heute hoch (s. Tab. 33). Vorausgesetzt, es handelt sich hierbei um äolisch abgelagerte Sande, stützen sie die Annahme, dass der Erg spätpleistozän gebildet wurde. Eine Diskussion der Alter darf jedoch aufgrund der sedimentologischen Ergebnisse nicht ausbleiben. So kann auch in diesem Fall durch eine unzureichende Nullstellung des Signals bei der letztmaligen Ablagerung zu einer Überschätzung der Alter führen. Die sedimentologischen Ergebnisse deuten auf einen Dünensand hin, der nachfolgend fluvial über geringe Distanzen verlagert wurde. In diesem Fall wäre eine optimale Bleichung der Proben während des fluvialen Transportes nicht gegeben. Die OSL-Alter sind somit nicht eindeutig interpretierbar.

Tab. 32: Korngrößenverteilung [%/mm] der Proben N2003-31 und 32

Probe	Lage im Reak.-diagr.	< 0,063	0,063	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0
N2003-31	fluvial	15,99	113,61	272,98	194,69	13,25	2,09	0,22
N2003-32	mobil	13,46	153,03	337,63	172,93	8,02	0,22	0

Tab. 33: Ergebnisse der OSL-Datierung N2003-33 und 34

Probe	D_e [Gy]	Fehler [Gy]	D_0 [Gy/ka]	Fehler [Gy/ka]	Wasser [%]	Alter [ka]	Fehler [ka]
N2003-33	53,1	2,7	2,103	0,084	0,29	25,3	1,6
N2003-34	56,3	2,9	2,047	0,078	0,23	27,5	1,7

Die Vermutung, dass Sande von der Küste in die östlich liegenden Riviere transportiert werden und somit als Quelle für die landeinwärts gelegenen Dünen und Sandrampen zur Verfügung stehen, konnte nicht bestätigt werden.



Abb. 59: Verzahnung äolischer und fluvialer Sande im Khumibtal

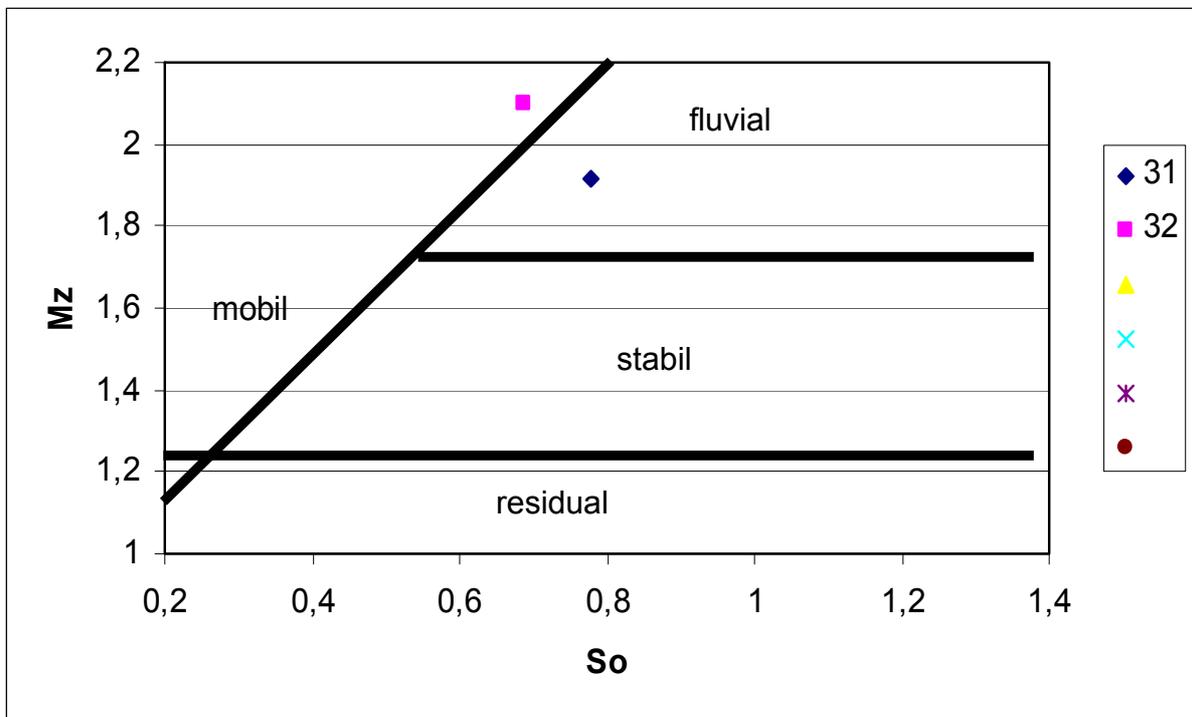


Abb. 60: Lage der Proben N2003-31 und 32 im Reaktionsdiagramm

E. Rekonstruktion der jungquartären Klima- und Reliefgeschichte im südlichen Kaokoland

Zur Rekonstruktion der Landschafts- und Klimageschichte werden nachfolgend die in Kapitel D beschriebenen Ergebnisse aus den Detailuntersuchungsgebieten zusammengefasst und diskutiert.

Gut geeignet zur Rekonstruktion der Klimageschichte ist, aufgrund der Ablagerungsmächtigkeit, der erzielten OSL-Alter und der sedimentologischen Ergebnisse, die aus zwei Bohrungen zusammengesetzte Stratigraphie aus der Giribesvlakte (s. Abb. 61).

Die Basis der 8 m hohen Düne besteht aus fluvialen Sanden, die älter als $16\,700 \pm 2800$ Jahre vor heute sind. Die nachfolgend um 15 000 Jahre vor heute abgelagerten Domsande (i. S. v. Besler 1996¹) belegen mit dem Einsetzen äolischer Dynamik ein trockener werdendes Klima; der zeitweise synsedimentäre Eintrag von Feinmaterial, der diesen Sandtyp auszeichnet, ist jedoch ein Indikator für immer noch relativ feuchte Verhältnisse. Zum einen wird durch episodisch erhöhte Niederschläge Feinmaterial von den Pedimenten am Rand der Vlake in das Beckeninnere gespült und kann von dort in die Sandablagerung wieder eingeweht werden; zum anderen ermöglichen ein vermehrtes Auftreten von Vegetation und erhöhte Bodenfeuchte das Verbleiben des eingeblasenen Feinmaterials in den Sanden.

Die nachfolgenden Kammsande, die im Reaktionsdiagramm im mobilen Sektor liegen, sind eindeutige Indikatoren für ein deutlich arideres Klima mit ausgeprägter äolischer Dynamik.

Die um 8 000 Jahre vor heute abgelagerten Sande sind eindeutig fluvialen Ursprungs, wurden nach ihrer Ablagerung jedoch äolisch überprägt. Bis zu diesem Zeitpunkt wurde die gesamte Sandakkumulation vermutlich in Form einer Sandrampe an den Hang angelagert. Innerhalb dieser Feuchtphase waren die Niederschläge derart

¹ „Domsande sind [...] eine Rückentwicklung in der granulometrischen Reihe, wobei die ständig stattfindende Ausblasung durch häufige Einspeisung in Folge von Flutereignissen ausgeglichen wird...“ BESLER (1996: 33). „Flutereignisse“ beziehen sich hier auf Flutkanäle, die nachfolgend trockenfallen und dann als Quelle feinkörniger Sande dienen.

erhöht, dass es zunächst zu einer Aufspülung der fluvialen Sande vom Hang auf die Rampe kam. Schließlich trennte der Hangabfluss die Sandrampe aber vom Hang, so dass die Randkerbe entstand. Die heute noch bei exzeptionellen Niederschlägen genutzten Abflusslinien (Riviere), die die Dünen trennen, wurden ebenfalls in dieser Zeit eingeschnitten. Diese Riviere beginnen am gebuchteten Hang an den zurücktretenden Auslässten der Rinnen, die ein größeres Einzugsgebiet aufweisen.

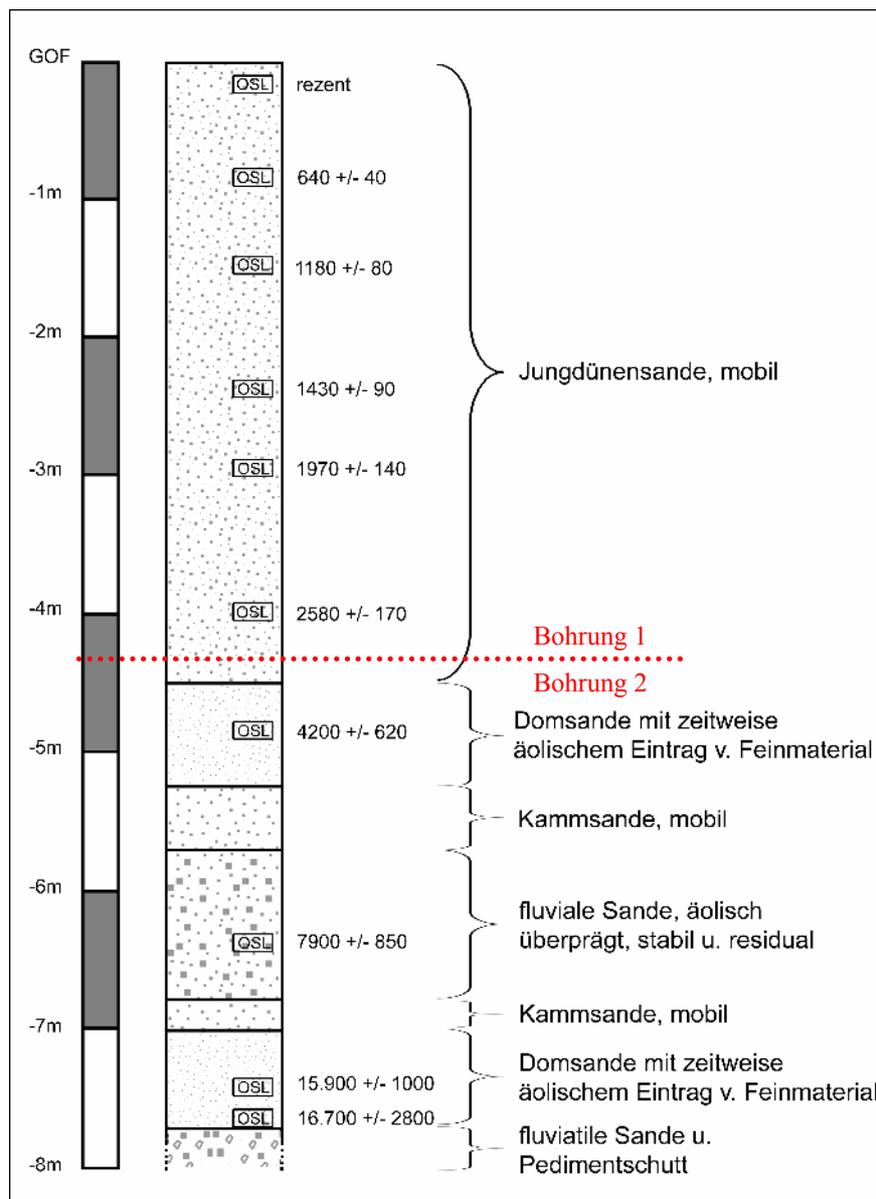


Abb. 61: zusammengesetzte Stratigraphie der Bohrungen Giribesvlakte (N2001/1)

Nachfolgend beginnt der Aufbau der ‚Pseudoechodüne‘ durch eindeutig in einem arideren Klima abgelagerte mobile Kammsande. Die durch fluviale Prozesse

geschaffene Kerbe zwischen Sandrampe und Hang nimmt in den äolischen Prozessen nun die Funktion einer Echokerbe ein. Sie erzeugt den Leewirbel, der beim weiteren Aufbau der Sandakkumulation für die Ausprägung einer Echodüne verantwortlich ist. Ohne die fluviale Abtrennung der Sandrampe vom Hang wäre eine Entwicklung zur Echodüne strömungsdynamisch nicht zu erklären, weshalb sie auch als ‚Pseudoechodüne‘ bezeichnet wird (TSOAR 1983; s. Abb. 17). Die Mächtigkeit der Kammsande kann durch erosive Prozesse deutlich verringert worden sein, da sie nicht der Mächtigkeit entspricht, die man bei der zur Akkumulation zur Verfügung stehenden Zeitspanne erwarten müsste.

Um 4 500 Jahre vor heute belegen Domsande wiederum eine feuchtere Phase mit zwischenzeitlicher Einblasung von Feinmaterial (s.o.).

Die folgenden Jungdünenande bauen den Dünenkörper bis heute auf. Die OSL-Alter sind innerhalb der Stratigraphie konsistent und belegen Sandablagerungen von 2 600 Jahre vor heute bis rezent. Auch die Ergebnisse aus den Bohrungen ‚Tomakas‘ und ‚Okambondevlakte‘ belegen eine Konstanz des ariden Klimas seit mindestens den letzten 2000 Jahren. Die äolische Dynamik ist heute noch sehr intensiv ausgeprägt. So sind z.B. Fußspuren auf dem Kamm der Düne innerhalb einer Stunde komplett verwischt.

Diese Ergebnisse korrelieren in Bezug auf Feucht- und Trockenphasen gut mit den Paläoklimavorstellungen von BRUNOTTE et al. (2003), EITEL et al. (2001), HÜSER et al. (1998) und TYSON (1999) (s. Abb. 62 u. Abb. 4). Das nach 8 000 aBP einsetzende – und bis etwa 4 000 aBP andauernde – „postglacial altithermal“ (EITEL et al. 2001: 63; s. a. HÜSER et al. 1998: 244) findet sich in meinen Ergebnissen jedoch nicht über den gesamten Zeitraum belegt. Wie in Abbildung 62 dargestellt, können aufgrund meiner Untersuchungen für das südwestliche Kaokoland zwei relativ feuchte Phasen um 8 000 und 4 000 Jahre vor heute nachgewiesen werden, die durch eine deutlich trockenere Phase voneinander getrennt sind. Ursache hierfür kann ein zeitlich und räumlich begrenztes ‚fingerartiges‘ Vorgreifen der feuchteren Phase von Osten her

an den Wüstenrand sein. Die von BRUNOTTE & SANDER (2000) und BRUNOTTE et al. (2003) nach 4 000 aBP belegten Phasen der Bodenbildung lassen sich in der oben beschriebenen Stratigraphie und auch in den Beckensedimenten des südlichen Kaokolandes nicht wieder finden. Insgesamt fällt die Ausprägung der feuchteren Phasen am Namibrand im Vergleich zu weiter östlich gelegenen Gebieten somit deutlich schwächer aus.

Die von VOGELSANG et al. (2002) anhand der zeitlichen Häufung von cal.¹⁴C-Altern beschriebenen vier Phasen erhöhter Siedlungsaktivität korrelieren ebenfalls mit dem Auftreten feuchterer Phasen im nördlichen Namibia (s. Abb. 62). Die letzte, seit 2 ka bis heute andauernde Siedlungsphase widerspricht dabei nicht meiner Annahme eines trockeneren Klimas, vielmehr stellt der Wechsel der Wirtschaftsweise von Jäger-Sammler-Gesellschaften zum viehhaltenden Semi-Nomadismus eine Chance für die Menschen dar, auch unter ungünstigeren Bedingungen zu überleben.

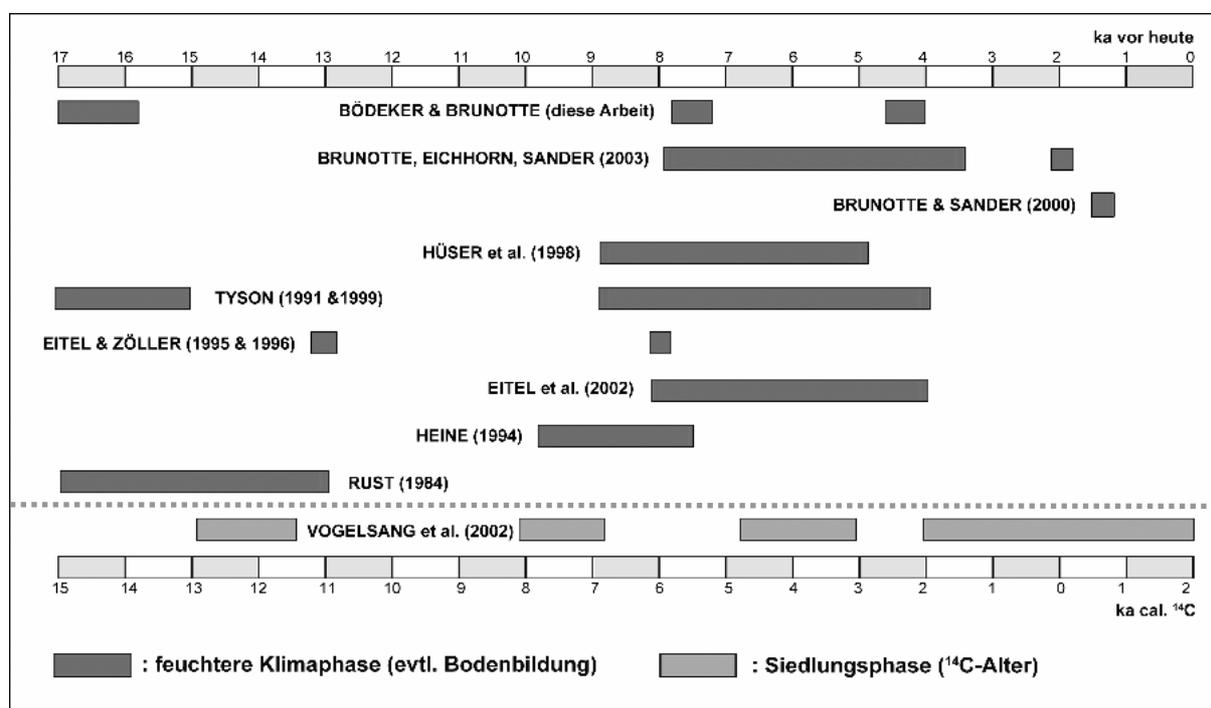


Abb. 62: Paläoklima und Siedlungsphasen im südlichen Afrika und Namibia nach verschiedenen Autoren (Die ‚ka cal. ¹⁴C-Zeitskala‘ gilt für die Siedlungsphasen nach VOGELSANG et al. 2002, die ‚ka vor heute-Zeitskala‘ für die anderen genannten Autoren: BÖDEKER & BRUNOTTE, BRUNOTTE, EICHHORN & SANDER (2003), BRUNOTTE & SANDER (2000), EITEL et al. (2002) verwenden OSL-Alter; EITEL & ZÖLLER (1995 & 1996) verwenden TL-Alter, die Arbeiten von HÜSER et al. (1998), TYSON (1991 & 1999), HEINE (1994) und RUST (1984) geben keine Datierungsmethode an.

(BÖDEKER & BRUNOTTE 2004, zum Druck eingereicht)

Als weitergehende Frage stellt sich die nach der Herkunft der ‚Wüsten-Lösse‘ (Desert-Loesses) im Norden des Kaokolandes (Becken von Opuwo u.a.; s.a. BRUNOTTE & SANDER 2000a, b; BRUNOTTE et al. 2003).

Im südlichen Kaokoland und nördlichen Damaraland (Becken von Sesfontein, Giribes Vlakte, Becken von Puros) liegen die ermittelten OSL-Alter der vorwiegend fluvial oder zumindest aquatisch gebildeten Beckenfüllungen zwischen 50 000 und 15 500 Jahren vor heute. Um 15 000 Jahren vor heute setzt hier äolische Dynamik mit intensiver Deflation ein. Dagegen erfolgt im nördlichen Kaokoland die Akkumulation der Wüsten-Lösse bis 8 000 aBP. Somit kommt der Zeitraum von 15 000 bis 8 000 aBP für die Akkumulation der nördlichen Becken-Lösse in Frage (BRUNOTTE & SANDER 2000a; BRUNOTTE et al. 2003). Als Liefergebiete nehme ich insbesondere die Becken und Täler im Südwesten des Kaokolandes an, auch die Giribes Vlakte.

Für den äolischen Transport des Feinmaterials nach Norden spricht nicht zuletzt die o.g. regelhafte Anordnung der Sandablagerungen (Sandrampen und Dünen) an den Nordflanken der Becken und Talungen. Sie gehen auf die windsteuernde Wirkung des Reliefs zurück, das hier weithin durch strangartig angeordnete insgesamt submeridional verlaufende Höhenzüge und eingeschaltete Depressionen gekennzeichnet ist.

Diese Ergebnisse belegen die Aussagefähigkeit äolischer Sandakkumulationen bei der Erstellung lokaler bis regionaler Klimastratigraphien. Liegen sie in ausreichender Mächtigkeit vor, ermöglicht die Kombination sedimentologischer und geochronologischer Untersuchungen eine Rekonstruktion paläoklimatischer Verhältnisse. Die ermittelten OSL-Alter können dabei vor dem Hintergrund der sedimentologischen Aussagen jeweils kritisch auf ihre Aussagekraft reflektiert werden.

F. Zusammenfassung / Summary

Zusammenfassung:

Mit dem Ziel der Rekonstruktion des jungquartären Klimawandels im südlichen Kaokoland (NW-Namibia) und einer daraus resultierend zu erstellenden regionalen Klimastratigraphie wurden sedimentologische und geochronologische Untersuchungen von äolischen Sandablagerungen und fluvial/aquatisch abgelagerten Beckensedimenten durchgeführt.

Das Untersuchungsgebiet im nordwestlichen Namibia ist durch ein arides Klima gekennzeichnet, kann aber aufgrund der – geologisch bedingten – Kleinkammerung seines Reliefs in klimatische Gunst- und Ungunsträume für menschliche Besiedlung gegliedert werden. Die bislang vorliegenden Rekonstruktionen der Klimageschichte dieser Region gehen von einer seit dem Tertiär andauernden Aridität aus. Die quartäre Klimaentwicklung ist durch hygrische Fluktuationen geringer Ausprägung gekennzeichnet.

Anhand der sedimentologischen und geochronologischen Ergebnisse wurde eine bis 16 700 Jahre vor heute zurückreichende Stratigraphie erarbeitet, in der Änderungen des Klimas dokumentiert sind. So sind um 8000 und um 4500 Jahre vor heute zwei feuchtere Phasen nachweisbar. Die Ergebnisse der Untersuchungen äolischer Sande belegen für die Folgezeit die seit mindestens 2000 Jahren vor heute andauernde Trockenheit mit ausgeprägter äolischer Dynamik. Die fluvial/aquatische Ablagerung der Beckensedimente endet im südlichen Kaokoland um 15 500 Jahre vor heute. Die nachfolgend einsetzende Phase äolischer Aktivität kann mit dem Aufbau der ‚Wüstenlöss‘ im nördlichen Kaokoland korreliert werden.

Weiterhin wurde gezeigt, dass die feuchteren Phasen am Namib-Rand nicht die Intensität und Dauer aufweisen, wie sie östlich des Untersuchungsgebietes festgestellt wurden.

Nicht zuletzt wird anhand der sedimentologischen Ergebnisse der untersuchten Dünen eine bisher nicht beschriebene Genese von ‚Pseudoechodünen‘ aus Sandrampen aufgezeigt.

Abstract:

Sedimentological and geochronological studies of aeolian sand accumulations and fine-grained basin sediments were carried out to reconstruct late quaternary climatic changes in south-western Kaokoland (NW-Namibia).

The investigation area is characterised by an arid climate. Due to its geological configuration the relief-structure of the Kaokoland can be subdivided into climatic favourable and unfavourable areas for human occupation. Since the Tertiary, arid climate in this region is commonly assumed, however during the Quaternary interrupted by minor humid fluctuations.

Climatic fluctuations can be proved by sedimentological and geochronological evidence recorded in dune sands leading to a stratigraphy, which covers the last 16 700 years. Two phases of more humid conditions are recorded for the periods around 8000 years BP and 4000 years BP. Since at least 2000 years BP no further evidence for climatic change is found.

The fluvial/aquatic sedimentation of the fine-grained basin sediments in the south-western Kaokoland ends at about 15 500 years BP. The subsequent phase of strong aeolian activity can be correlated with the formation of 'desert-loesses' in the northern Kaokoland.

Furthermore the intensity and duration of more humid phases at the eastern rim of the Namib Desert is not as distinctive as found further east.

The formation and sedimentology of the dunes show a possibility of building a "pseudoechodune" from a sand-ramp.

Literaturverzeichnis

- ABEL, H. (1954/55): Beiträge zur Landeskunde des Kaokoveldes (Südwestafrika). – Deutsche Geogr. Blätter **47**: 1-120.
- ABEL, H. (1959): Beiträge zur Morphologie der Großen Randstufe im südwestlichen Afrika. – Deutsche Geogr. Blätter **48**: 131-268.
- ALBERT, K. D. (2002): Deflation: Verhältnis von Korndurchmesser zu Grenzgeschwindigkeit bei äolischem Transport. – In: Lexikon der Geowissenschaften, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (CD-Rom ohne Seitenangaben).
- BAGNOLD, R. A. (1941): The physics of blown sand and desert dunes. – London: 265 S.
- BARRY, R. G. & CHORLEY, R. J. (1998): Atmosphere, weather and climate. – London: 409 S.
- BARSCH, H. & BILLWITZ, K. (1990): Physisch-geographische Arbeitsmethoden. – Gotha: 97-175.
- BATEL, W. (1960): Korngrößenmeßtechnik. – Berlin-Göttingen-Heidelberg: 156 S.
- BECK, R., BURGER, D. & PFEFFER, K.-H. (Eds.) (1995): Laborskript – Ein Handbuch für die Benutzer der Laboratorien der Physischen Geographie der Universität Tübingen: 217 S.
- BECKER, T. (2002): Zur Phytogeographie des Kaokolandes. – Kölner Geogr. Arbeiten **77**: 69-73.
- BECKER, T. & JÜRGENS, N. (2002): Vegetationsökologische Untersuchungen im Kaokoland, Nord-West Namibia. – Kölner Geogr. Arbeiten **77**: 81-100.
- BECKER-HAUMANN, R. (2002): Radiocarbonatierung. – In: Lexikon der Geowissenschaften. Heidelberg (CD-ROM ohne Seitenangabe).
- BESLER, H. (1972): Klimaverhältnisse und klimageomorphologische Zonierung der zentralen Namib (Südwestafrika). – Stuttgarter Geogr. Studien **83**: 209 S.

-
- BESLER, H. (1975): Messungen zur Mobilität von Dünenansanden am Nordrand der Dünen-Namib (Südwestafrika). – Würzburger Geogr. Arb. **43**: 135-147.
- BESLER, H. (1980): Die Dünen-Namib: Entstehung und Dynamik eines Ergs. – Stuttgarter Geogr. Stud. **96**: 241 S.
- BESLER, H. (1983): The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain-size parameters. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **45**: 287-301.
- BESLER, H. (1984a): Verschiedene Typen von Reg, Dünen und kleinen Ergs in der algerischen Sahara. – Die Erde **115**: 47-79.
- BESLER, H. (1984b): Indicators for stability and mobility of sands. – Trav. de l'Inst. de Géogr. de Reims **59-60**: 105-109.
- BESLER, H. (1987): Äolische Dynamik am Rande der Sahara. – Stuttgarter Geogr. Stud. **106**: 161-223.
- BESLER, H. (1989): Untersuchungen zur äolischen Dynamik im Ténéré (Republik Niger). – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **74**: 1-12.
- BESLER, H. (1991a): The Keriya Dunes: first results of sedimentological analysis. – Erde Erg. H. **6**: 73-88.
- BESLER, H. (1991b): Der Namib Erg: älteste Wüste oder älteste Dünen? – Geomethodica **16**: 93-122
- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete. – Erträge der Forschung **280**, Darmstadt: 189 S.
- BESLER, H. (1994): Tsondab-Sandstein: Bedeutung für die Dünenfelder. – In: BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, K., HÜSER, K., LESER, H. & RUST, U. (1994): Geomorphogenese und Paläoklima Namibias. Eine Problemskizze. – Die Erde **125**: 151-153.
- BESLER, H. (1996): Granulometrische Sandtypen im Wüstenvergleich (Häufigkeitsverteilungen als Informationsträger). – Z. Geomorph. N.F. **40**. 23 - 46.

- BESLER, H. (1997): Aktuelle und Paläoformung in der Großen Sandsee Ägyptens. (Erste Ergebnisse aus dem Kölner SFB 389). – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **111**: 1-16.
- BESLER, H. (2001): Düne – Dünentypen – Erg. – In: BRUNOTTE, E., GEBHARDT, H., MEURER, M., MEUSBURGER, P. & NIPPER, J. [Hrsg.]: Lexikon der Geographie. Heidelberg (CD-Rom ohne Seitenangaben).
- BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, K., HÜSER, K., LESER, H. & RUST, U. (1994): Geomorphogenese und Paläoklima Namibias. Eine Problemskizze. – Die Erde **125**: 139-165.
- BESLER, H. & PFEIFFER, L. (1994): The tertiary Proto-Erg of the Namib: Depositional environment of Tsondab Sandstone in Namibia. – Namibia Wiss. Gesellsch. **44**: 7-24.
- BLÜMEL, W. D. (1981): Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. – Karlsruher Geogr. Hefte **10**: 228 S.
- BLÜMEL, W. D. (1982): Calcretes in Namibia and SE-Spain – Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. – Catena Suppl. **1**: 67-82.
- BLÜMEL, W. D. (1991): Kalkkrusten - ihre genetische Beziehungen zu Bodenbildung und äolischer Sedimentation. – Geomethodica **16**: 169-197.
- BLÜMEL, W. D. & EITEL, B. (1994): Tertiäre Deckschichten und Kalkkrusten in Namibia: Entstehung und geomorphologische Bedeutung. – Z. Geomorph. N. F. **38**: 385-403.
- BLÜMEL, W. D., HÜSER, K. & EITEL, B. (2000a): Landschaftsveränderungen in der Namib - Klimawandel oder Variabilität? – Geogr. Rundschau **52**: 17-23.
- BLÜMEL, W. D., HÜSER, K. & EITEL, B. (2000b): Uniab-Schwemmfächer und Skelettküsten-Erg: Zusammenspiel von äolischer und fluvialer Dynamik in der nördlichen Namib. – Regensburger Geogr. Schr. **33**: 37-56.

-
- BOLLIG, M. (1998): The colonial encapsulation of the North-Western Namibian pastoral economy. – *Africa* **68** (4): 506-536.
- BOLLIG, M., BRUNOTTE, E. & BECKER, T. (2002): Interdisziplinäre Perspektiven zu Kultur- und Landschaftswandel im ariden und semiariden Nordwest Namibia. – *Kölner Geogr. Arbeiten* **77**: 219 S.
- BRUNOTTE, E. (1986): Zur Landschaftsgenese des Piedmont an Beispielen von Bolsonen der Mendociner Kordilleren (Argentinien). – *Göttinger Geogr. Abh.* **82**: 131 S.
- BRUNOTTE, E. (2001): Böden, Kolluvien, Talsedimente und Dünen als Zeugen von Klima- und Landschaftswandel. – unveröff. Ergebnisbericht des SFB 389 „Kultur und Landschaftswandel im ariden Afrika“ für die Jahre 1998/2 – 1999 – 2000 – 2001. – Köln.
- BRUNOTTE, E., EICHHORN, B. & SANDER, H. (2003): Late Quaternary Climatic Change in NW-Namibia: Sedimentological, Pedological and Archaeobotanical Evidence. – Posterpräsentation auf der XVI. INQUA-Tagung 2003 in Reno, USA.
- BRUNOTTE, E., HARTMANN, K. & SANDER, H. (2000): Gestreckte und verwilderte Gerinnebetten des Kunene im angolansisch-namibischen Grenzgebiet in Abhängigkeit von tektonischen Lineamenten und Klufnetzen. – *Z. Geomorph. Suppl.* **123**: 43-56.
- BRUNOTTE, E. & SANDER, H. (2000a): Loess accumulation and soil formation in Kaokoland (Northern Namibia) as indicators of Quaternary climatic change. – *Global and Planetary Change* **26**: 67-75.
- BRUNOTTE, E. & SANDER, H. (2000b): Bodenerosion in lößartigen Sedimenten Nordnamibias (Becken von Opuwo) hervorgerufen durch Gullybildung und Mikropedimentation. – *Z. Geomorph.* **44**: 249-267.
- BRUNOTTE, E. & SANDER, H. (2002): Die Morphosequenz des

- Randschwellenbergländes im zentralen Kaokoland von der Kalkkrustenstufe zum Namibrand anhand eines Transektes. – Kölner Geogr. Arbeiten **77**: 13-22.
- BRUNOTTE, E., SANDER, H. & FRANGEN J. (2002): Human-induced environmental changes in areas favorable and unfavorable for land-use in Kaokoland, Namibia. – Die Erde **133**: 133-152.
- BRUNOTTE, E. & SPÖNEMANN, J. (1997): Die kontinentale Randabdachung Nordwest-Namibias: eine morphotektonische Untersuchung. – Petermanns Geogr. Mitteilungen **141**: 3-15.
- BUBENZER, O. (1999): Sedimentfallen als Zeugen der spät- und postglazialen Hang- und Talbodenentwicklung im Einzugsgebiet der Schwülme (Süd-niedersachsen). – Kölner Geogr. Arbeiten **72**: 132 S.
- BUBENZER, O. (2001): Manual coring equipment for the collection of stratified samples from dry sand dunes. – Ancient TL **19 Vol 1**: 1-3.
- BÜDEL, J. (1961): Die Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. – Die Naturwissenschaften **48**: 313-318.
- BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie. – Berlin: 304 S.
- CHEPIL & WOODRUFF (1963): The physics of wind erosion and its control. – Advances in Agron. **15**: 211-302.
- CHEPIL, W. S. (1945): Dynamics of wind erosion: 1. Nature of movement of soil by wind. – Soil Science **60**: 305-320, 397-411.
- COETZEE, J. A. (1978): Climatic and biological changes in south-western Africa during the Late Cainozoic. – Palaeoecology of Africa **10**: 13-29.
- COOKE, R. U. & WARREN, A. (1973): Geomorphology in deserts. – London: 374 S.
- DIERKS, K. (2000): Chronologie der Namibischen Geschichte. Von der vorgeschichtlichen Zeit zur Unabhängigkeit. – Windhoek: 390 S.
- EITEL, B. (1993): Kalkkrustengenerationen in Namibia: Carbonatherkunft und

- genetische Beziehungen. – Die Erde **124**: 85-104.
- EITEL, B. (1994a): Paläoklimaforschung: Pedogener Palygorskit als Leitmineral? – Die Erde **123**: 171-179.
- EITEL, B. (1994b): Kalkreiche Decksedimente und Kalkkrustengenerationen in Namibia: Zur Frage der Herkunft und Mobilisierung des Calciumcarbonats. – Stuttgarter Geogr. Studien **123**: 198 S.
- EITEL, B. (1995): Kalkkrusten in Namibia und ihre paläoklimatische Interpretation. – Geomethodica **20**: 101-124.
- EITEL, B. (1996): Neotektonische Leitlinien in Namibia: Epirogenese und Bruchtektonik östlich der Großen Randstufe. – Die Erde **127**: 113-126.
- EITEL, B. (1999): Bodengeographie. Braunschweig: 241 S.
- EITEL, B. & BLÜMEL, W.D. (1997): Pans and dunes in the southwestern Kalahari (Namibia): geomorphology and evidence for Quaternary paleoclimates. – Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. **111**: 73-95.
- EITEL, B., BLÜMEL, W.D., HÜSER, K. & MAUZ, B. (2001): Dust and loessic alluvial deposits in Northwestern Namibia (Damaraland, Kaokoveld): sedimentology and palaeoclimatic evidence based on luminescence data. – Quaternary Int. **76/77**: 57-65.
- EITEL, B. & ZÖLLER, L. (1995): Die Beckensedimente von Dieprivier und Uitskot (NW-Namibia): Ein Beitrag zu ihrer paläoklimatischen Interpretation auf der Basis von Thermolumineszenzdatierungen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. **37**: 245-254.
- EITEL, B. & ZÖLLER, L. (1996): Soils and sediments in the basin of Dieprivier-Uitskot (Khorixas District, Namibia): Age, geomorphic and sedimentological investigation, paleoclimatic interpretation. – Palaeoecology of Africa **24**: 159-172.
- ELLERBROCK, R. (2000): Chemische Untersuchungen. Carbonatgehalt in Boden und Wasser. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Eds.) (2000):

- Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. – Gotha/Stuttgart: 328-332.
- ELLERBROCK, R. (2000): Chemische Untersuchungen. Ionenbesatz von Boden und Wasser. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Eds.) (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. – Gotha/Stuttgart: 332-339.
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. – Sediment-Petrologie, Teil III. Stuttgart: 378 S.
- ERLANK, A. J., MARSH, J. S., DUNCAN, A. R., MILLER R. MCG., HAWKESWORTH, C. J., BETTON, P. J. & REX, D. C. (1984): Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. – Spec. Publ. geol. Soc. South Africa **13**: 195-245.
- EVENARI, M. (1985): The Desert Environment. – In: EVENARI, M., NOY-MEIR, I & GOODALL, D. W. (Eds.) (1985): Hot Deserts and Arid Shrublands. – Ecosystems of the world **12A**: 12-22.
- FAO UNESCO (1977): Soil Map of the World, Vol. 6 Africa. – Food and Agricultural Organization. Paris
- FAO UNESCO (1990): Soil Map of the World – Revised Legend. – Food and Agricultural Organization. Rome
- FOLK, R. L. (1968): Bimodal Supernature Sandstones: Product of the Desert Floor. – Int. Geol. Congr., Rep. of the 23. Session. Czechoslovakia, Proc. of Sect. **8**, Prag: 9-32.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957): Brazos River Bar: A study on the significance of grain size parameters. – J. of Sediment. Petrol. **27**: 3-26.
- FRIEDMAN, G. M. (1961): Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. – J. of Sediment. Petrol. **31**: 514-529.
- FÜCHTBAUER, H. (Ed.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – Sediment-

- Petrologie, Teil II. Stuttgart: 1141 S.
- GANSSEN, R. (1960): Landschaft und Böden in Südwestafrika. – *Die Erde* **91**: 136 S.
- GANSSEN, R. (1963): Südwest-Afrika - Böden und Bodenkultur. – Berlin: 160 S.
- GEYH, M. A. (2005): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – Wiss. Buchgesellschaft. Darmstadt: 224 S.
- GINGELE, F. X. (1996): Holocene climatic optimum in Southwest Africa – Evidence from the marine clay mineral record. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **122**: 77-87.
- GOEDICKE, C. (2000): Die Thermolumineszenz als Datierungshilfe in der Paläogeoökologie. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Eds.) (2000): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. – Gotha/Stuttgart: 396-402.
- GOUDIE, A. (1973): Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. – Oxford: 174 S.
- GOUDIE, A. (Ed.) (1998): *Geomorphologie: ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis*. – Berlin/Heidelberg.
- GUJ, P. (1970): The Damara mobile belt in the southwestern Kaokoveld, South West Africa. – *Bull. Precambrian Research Unit* **18**: 168 S.
- HARTLEB, S. (1996): Der unabhängige Staat Namibia: Die regionale Neugliederung als Element des Transformationsprozesses. – *Die Erde* **127**: S. 279-292.
- HARTMANN, K. (2002): Das Kunenetal zwischen Swartbooisdrift und Epupa Falls. – *Kölner Geogr. Arbeiten* **77**: 45-56.
- HASSENPFUG, W. (1990): Winderosion. – In: BLUME, H.-P. (Ed.) (1990): *Handbuch des Bodenschutzes*. – Landsberg/Lech: S. 183-197.
- HEINE, K. (1981): Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari (südliches Afrika). – *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* **38**: 1-37.

-
- HEINE, K. (1987): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik in der Namib, Südwestafrika / Namibia. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **66**: 113-134.
- HEINE, K. (1990a): Klimaschwankungen und klimagenetische Geomorphologie am Beispiel der Namib. – Berliner Geogr. Studien **30**: 221-234.
- HEINE, K. (1990b): Some observations concerning the age of the dunes in the western Kalahari and palaeoclimatic implications. – Palaeoecology of Africa **21**: 161-178.
- HEINE, K. (1993): Zum Alter jungquartärer Feuchtphasen im ariden und semiariden südwestlichen Afrika. – Würzburger Geogr. Arbeiten **87**: 149-162.
- HEINE, K. (1994): Paläoklima, Klimaschwankungen, Datierungen. – In: BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, K., HÜSER, K., LESER, H. & RUST, U. (1994): Geomorphogenese und Paläoklima Namibias. Eine Problemskizze. – Die Erde **125**: 156-159.
- HEINE, K. (1995): Paläoklimatische Informationen aus südwest-afrikanischen Böden und Oberflächenformen: Methodische Überlegungen. – Geomethodica **20**: 27-74.
- HEINE, K. (1998a): Klimawandel und Desertifikation im südlichen Afrika - ein Blick in die Zukunft. – Geogr. Rundschau **50**: 245-250.
- HEINE, K. (1998b): Climate change over the past 135,000 years in the Namib Desert (Namibia) derived from proxy data. – Palaeoecology of Africa **25**: 171-198.
- HEINE, K. (2002): Sahara and Namib/Kalahari during the late Quaternary – inter-hemispheric contrasts and comparisons. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **126**: 1-29.
- HEINE, K. & WALTER, R. (1996): Die Gipskrustenböden der zentralen Namib (Namibia) und ihr paläoklimatischer Aussagewert. – Petermanns Geogr. Mitteilungen **140**: 237-253.
- HORSTHEMKE, E. (1992): Fazies der Karoosedimente in der Huab-Region, Damaraland,

- NW-Namibia. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläontol. **55**: 102 S.
- HÜSER, K. (1989): Die Südwestafrikanische Randstufe. Grundsätzliche Probleme ihrer geomorphologischen Entwicklung. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **74**: 95-110.
- HÜSER, K. (1991): Über die Randstufe Südafrikas. Wissenschaftshistorischer Rückblick und heutiger Forschungsstand vorwiegend geomorphologischer Fragestellungen. – Geomethodica **16**: 23-51.
- HÜSER, K. (1994): Die Geogenese der Großen Randstufe. - In: BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, K., HÜSER, K., LESER, H. & RUST, U. (1994): Geomorphogenese und Paläoklima Namibias. Eine Problemskizze. – Die Erde **125**: 142-144.
- HÜSER, K. (2001): Von Gondwana zu Namibia. – In: HÜSER, K., BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, H., LESER, H. & RUST, U. (2001): Namibia. Eine Landschaftskunde in Bildern. – Göttingen / Windhoek: S. 13-23.
- HÜSER, K., BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, K., LESER, H. & RUST, U. (2001): Namibia. Eine Landschaftskunde in Bildern. – Klaus Hess Verlag, Göttingen/Windhoek: 272 S.
- HÜSER, K., BLÜMEL, W. D. & EITEL, B. (1998): Landschafts- und Klimageschichte des südwestl. Afrika. – Geogr. Rundschau **50**: 238-244.
- JACOBSON, P. J., JACOBSON K. M. & SEELY, M. K. (1995): Ephemeral Rivers and their Catchments. Sustaining people and development in Western Namibia. Desert Research Foundation of Namibia. Windhoek: 160 S.
- JAEGER, F. & WAIBEL, L. (1920): Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika. 1. Teil: Übersichten über Oberflächengestalt, Gewässer und Landwirtschaft. – Mitt. dt. Schutzgeb. Erg.-H. **14**: 1-80.
- KNOTHE, D. (2000a): Physikalische und chemische Analysen. Vorüberlegungen. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Eds.) (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. – Gotha/Stuttgart: 293-295.

- KNOTHE, D. (2000b): Physikalische Untersuchungen. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Eds.) (2000): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. – Gotha/Stuttgart: 295-322.
- KÖSTER, E. (1960): *Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. - Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie*. – München: 171 S.
- KÖSTER, E. (1964): *Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen*. – Stuttgart: 336 S.
- KRAPF, C. B. E., STOLLHOFEN, H. & STANISTREET, I. G. (2003): Contrasting styles of ephemeral river systems and their interaction with dunes of the Skeleton Coast erg (Namibia). – *Quat. Int.* **104**: 41-52.
- LANCASTER, N. (1999): Desert Environments. – In: ADAMS, W. M., GOUDIE, A. S. & ORME, A. R. (Eds.) (1999): *The physical geography of Africa*: 211-237.
- LANCASTER, N. & BAAS, A. (1998): Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. – *Earth Surface Processes and Landforms* **23**: 69-82.
- LANG, A. (2000a): Lumineszenz-Datierung. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Eds.) (2000): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. – Gotha/Stuttgart: 395-396.
- LANG, A. (2000b): Optisch Stimulierte Lumineszenz Datierung. – In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H. - R. (Eds.) (2000): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. – Gotha/Stuttgart: 402-406.
- LEEDER, M. R. (1982): *Sedimentology. Process and product*. – London: 344 S.
- LESER, H. (1982): *Namibia*. – Stuttgart: 259 S.
- LESER, H. (1991): Fazit zum 16. BGC: "Paläoklima und pleistozän-holozäne Reliefentwicklung Namibias: Ein Fazit neuerer Forschungsergebnisse im überregionalen Vergleich". *Geomethodica* **16**: 199-213.
- LESER, H. (1993): *Geomorphologie*. – Braunschweig: 217 S.

-
- LESER, H. (1994): Geomorphologische Forschungsschwerpunkte für Namibia. – In: BESLER, H., BLÜMEL, W. D., HEINE, K., HÜSER, K., LESER, H. & RUST, U. (1994): Geomorphogenese und Paläoklima Namibias. Eine Problemskizze. – Die Erde **125**: 141-142.
- LESER, H. (2000): Methodische Probleme sedimentologischer Untersuchungen pleistozäner Sedimente im Kaokoland (Namibia). – Regensburger Geogr. Schriften **33**: 19-36.
- LIVINGSTONE, I. (1988): New models for the formation of linear sand dunes. – Geography **73**: 105-115.
- LIVINGSTONE, I. (1989): Monitoring surface change on a Namib linear dune. – Earth surface processes and landforms **14**: 317-332.
- LIVINGSTONE, I. & THOMAS, D. S. G. (1993): Modes of linear dune activity and their significance: an evaluation with reference to southern African examples. – In: PYE, K. (Ed.) (1993): The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. – London: 91-101.
- LOGIE, M. (1982): Influence of Roughness Elements and Soil Moisture on the Resistance of Sand to Wind Erosion. – Catena Suppl. **1**: 161-173.
- MARSH, J. S., EWART, A., MILNER, S. C., DUNCAN, A.R. & MCG. MILLER, R. (2001): The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. – Bull Volcanol **62**: 464-486.
- MARTIN, H. (1950): Südwestafrika. – Geol. Rundschau **38**: 6-14.
- MARTIN, H. (1957): Die Prä-Karoo-Landschaft und die Post-Karoo-Deformation des Kontinentrandes. – N. Jahrb. Mineral. Abhandlungen **91**: 202-212.
- MARTIN, H. (1960/1961): Abriß der geologischen Geschichte Südwestafrikas. – Journal of the South West African Scientific Society **15**: S. 57-66.
- MARTIN, H. (1965): The Precambrian Geology of South West Africa and

- Namaqualand. – Cape Town.
- MARTIN, H. (1969): Paläomorphologische Formelemente in den Landschaften Südwest-Afrikas. – Geol. Rundschau **58**: 121-128.
- MARTIN, H. (1982): Die Trias im Südlichen Afrika. – Geol. Rundschau **71**: 937-947.
- MARTIN, H. (1983a): Overview of the Geosynclinal, Structural and Metamorphic Development of the Intracontinental Branch of the Damara Orogen. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. [Eds.]: Intracontinental fold belts: case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia. – Göttingen: 473-502.
- MARTIN, H. (1983b): Alternative Geodynamic Models for the Damara Orogen. A Critical Discussion. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. [Eds.]: Intracontinental fold belts: case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia. – Göttingen: 913-941.
- MARTIN, H. & PORADA, H (1977): The intracratonic branch of the Damara-Orogen in South West Africa. – Precamb. Res. **5**: 311-357.
- MARTIN, H. & SCHALK, K. (1957): Gletscherschliffe an der Talwand eines U-Tales im nördlichen Kaokoveld, Südwestafrika. – Geol. Rundschau **46**: 571-575.
- MCEWAN, I. K. & WILLETS, B. B. (1993): Sand transport by wind: a review of the current conceptual model. – In: PYE, K. (Ed.) (1993): The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. – London: 7-16.
- MILLER, R. MCG. (1980): Geology of a portion of central Damaraland, South West Africa/Namibia. – Mem. geol. Surv. South African S. W. Afr. Ser. **6**: 1-78.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie, Teil I, Methoden der Sedimentuntersuchung. – Stuttgart: 303 S.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994) Revised Edition. – New Windsor.
- NICHOLSON, S. E. (1994): Recent rainfall fluctuations in Africa and their relationship to the past conditions over the continent. – The Holocene **4/2**: 121-131.

-
- NICHOLSON, S. E. (1999): Environmental change within the historical record. – In: ADAMS, W. M., GOUDIE, A. S. & ORME, A. R. (Eds.) (1999): The physical geography of Africa: 60-87.
- NICKLING, W. G. & ECCLESTONE, M. (1981): The effects of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand. – *Sedimentology* **28**: 505-510.
- OLIVIER, J. (1995): Spatial distribution of fog in the Namib. – *J. of Arid Environments* **29**: 129-138.
- OLLEY, J. M., CAITCHEON, G. G. & MURRAY, A. S. (1998): The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in a small aliquot of fluvial quartz: implication for dating young sediments. – *Quat. Sci. Rev.* **17**: 1033-1040.
- OWEN, P. R. (1964): Saltation of uniform grains in air. – *J. of Fluid Mechanics* **20**: 225-242.
- PARTRIDGE, T. C. (1993a): The evidence for Cainozoic aridification in southern Africa. – *Quaternary Intern.* **17**: 105-110.
- PARTRIDGE, T. C. (1993b): Warming phases in Southern Africa during the last 150.000 years: an overview. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **101**: 237-244.
- PARTRIDGE, T. C. & MAUD, R. R. (1989): The end-Cretaceous event: new evidence from the southern hemisphere. – *South African J. Science* **85**: 428-430.
- PETTERS, S. W. (1991): *Regional Geology of Africa*. – Berlin: 722 S.
- PFEIFFER, L., KURZE, M. & MATHÉ, G. (1985): *Einführung in die Petrologie*. – Berlin: 189-418.
- PORADA, H. (1983): Geodynamik Model for the Geosynclinal Development of the Damara Orogen, Namibia, South West Africa. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. [Eds.]: *Intracontinental fold belts: case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia*. – Göttingen: 503-542.
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1995): *Allgemeine Geologie*. – Berlin/Heidelberg/Oxford: 602 S.

-
- PRESTON-WHYTE, R. & TYSON, P. D. (2000): The weather and climate of Southern Africa. – Oxford: 396 S.
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits. – London: 334 S.
- RADTKE, U. (Hrsg.)(1998): Lumineszenzdatierung äolischer Sedimente. Beiträge zur Genese und Altersstellung jungquartärer Dünen und Löss in Deutschland. – Kölner Geogr. Arbeiten **70**: 124 S.
- RUST, U. (1987): Geomorphologische Forschungen im südwestafrikanischen Kaokoveld zum angeblichen vollariden quartären Kernraum der Namibwüste. – Erdkunde **41**: 118-133.
- RUST, U. (1989a): Reliefanalyse jungpleistozäner und holozäner Klimaschwankungen in der Namib. – Z. Geomorph. N.F. **74**: 127-145.
- RUST, U. (1989b): (Paläo)-Klima und Relief: Das Reliefgefüge der südwestafrikanischen Namibwüste (Kunene bis 27° s. B.). – Münchener Geogr. Abhandlungen **B 7**: 158 S.
- RUST, U. (1991): Klima, Klimaschwankungen und Relief in der randtropischen Namib (Lagegegebenheiten als methodisches Argument – und ein Epilog). – Geomethodica **16**: 123-168.
- RUST, U. (1996): Zur angeblichen Bedeutung des Tsondab-Sandstein für die Geomorphogenese der atlantischen Abdachung Namibias - eine Erörterung. – Die Erde **127**: 253-263.
- RUST, U. (1999): River-end deposits along the Hoanib River, northern Namib: Archive of Late Holocene climatic variation on a subregional scale. – South African Journ. Sci. **95(4)**: 205-208.
- RUST, U., SCHMIDT, H. H. & DIETZ, K. R. (1984): Palaeoenvironments of the present day arid South Western Africa 30.000 – 5.000 BP: Results and Problems. – Palaeoecology of Africa **16**: 109-148.
- SANDER, H. (2000): Zur Reliefentwicklung des nordnamibianischen

- Anorthositkomplexes. – Jenaer Geogr. Schriften **9**: 51-64.
- SANDER, H. (2002): Zur naturräumlichen Gliederung des nordöstlichen Kaokolandes. – Kölner Geogr. Arbeiten **77**: 23-43.
- SANDER, H. & BECKER, T. (2002): Klimatologie des Kaokolandes. – Kölner Geogr. Arbeiten **77**: 57-68.
- SANDER, H., BOLLIG, M. & SCHULTE, A. (1998): Himba Paradise Lost. Stability, Degradation and Pastoralist Management of the Omuhonga Basin (Namibia). – Die Erde **129**: 301-315.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. – Stuttgart: 491 S.
- SCHNEIDER, G. I. C. (2004): The Roadside Geology of Namibia. – Sammlung geologischer Führer **97**, Berlin-Stuttgart: 294 S.
- SCHULTE, A. (2002): Stabilität oder Zerstörung? Veränderung der Vegetation des Kaokolandes unter pastoralnomadischer Nutzung. – Kölner Geogr. Arbeiten **77**: 101-118.
- SIESSER, W. G. (1978): Aridification of the Namib Desert. Evidence from oceanic cores. – In: VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (Ed.) (1978): Antarctic glacial history and world palaeoenvironments. Rotterdam: 105-113.
- SINDOWSKI, K. H. (1956): Korngrößen- und Kornformen-Auslese beim Sandtransport durch Wind (nach Messungen auf Norderney). – Geol. Jahrb. **71**: 517-525.
- SPÖNEMANN, J. (1997): Zur Morphotektonik eines passiven Kontinentalrandes: Die Highveldstufe in der südwestlichen Kapregion (Südafrika). – Göttinger Geogr. Abh. **100**: 43-61.
- SPÖNEMANN, J. & BRUNOTTE, E. (1989): Zur Reliefgeschichte der südwestafrikanischen Randschwelle zwischen Huab und Kuiseb. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **74**: 111-125.
- SPÖNEMANN, J. & BRUNOTTE, E. (1993): Zur Morphotektonik im südlichen Namibia. –

- Zbl. Geol. Paläont. Teil **I** **1992**: 230-233.
- SPÖNEMANN, J. & HAGEDORN, J. (2000): Morphotektonik im südwestlichen Afrika zwischen Heidelberg und Lüderitz. – Göttinger Geogr. Abh. **107**: 109 S.
- STENGEL, H. W. (1962): Flüsse und Trockenflüsse in Südwestafrika und ihre Nutzung für die Wirtschaft des Landes. – Der Kreis **5** (2/3): 45-77 (Windhoek).
- STENGEL, I. (2001): Reptation. – In: BRUNOTTE, E., GEBHARDT, H., MEURER, M., MEUSBURGER, P. & NIPPER, J. [Eds.]: Lexikon der Geographie. Bd. **1**. Heidelberg (CD-Rom ohne Seitenangaben).
- STENGEL, I. & BUSCHE, D. (1989): Windrippeln als Indikator für Sandtransport und Dünendynamik am Beispiel von Längsdünen in der Ténéré (Rep. Niger). – Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. **74**: 13-32.
- STOKES, S. (1999): Luminescence dating applications in geomorphological research. – Geomorphology **29**: 601-606.
- STOLLHOFEN, H. (1999): Karoo Synrift-Sedimentation und ihre tektonische Kontrolle am entstehenden Kontinentalrand Namibias. – Zeitschr. dt. geol. Ges. **149**: 519-632.
- THOMAS, D. S. G. (1986): The response diagram and ancient desert sands – a note. – Z. Geomorph. N. F. **30**: 363-369.
- THOMAS, D. S. G. (1989): Aeolian Sand Deposits. – In: THOMAS, D. S. G. (Ed.) (1989): Arid Zone Geomorphology. London: 232-261.
- THOMAS, D. S. G., O'CONNOR, P. W., BATEMAN, M. D., SHAW, P. A., STOKES, S. & NASH, D. J. (2000): Dune activity as a record of late Quaternary aridity in the Northern Kalahari: new evidence from northern Namibia interpreted in the context of regional arid and humid chronologies. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **256**: 243-259.
- THOMAS, D. S. G. & SHAW, P. A. (1993): The evolution and characteristics of the Kalahari, southern Africa. – Journal of Arid Environments **25**: 97-108.

-
- TSOAR, H. (1983): Wind Tunnel Modelling of Echo and Climbing Dunes. – Dev. in Sed. **38**: 247-260.
- TYLOR, D. (1999): Mountains. – In: ADAMS, W. M., GOUDIE, A. S. & ORME, A. R. (Eds.) (1999): The physical geography of Africa: 287-306.
- TYSON, P. D. (1986): Climatic change and variability in Southern Africa. – Oxford University Press. Cape Town: 220 S.
- TYSON, P. D. (1991): Climatic change in southern Africa: past and present conditions and possible future scenarios. – Climatic Change **18**: 241-258.
- TYSON, P. D. (1999): Late-Quaternary and Holocene palaeoclimates of southern Africa: A synthesis. – South African J. Geol. **102** (4): 335-349.
- VAN DER MERWE, J. H. (Ed.) (1983): National Atlas of South West Africa: Namibia. – Cape Town.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1976): The evolution of Late-Quaternary palaeoclimates of southern Africa. – Palaeoecology of Africa **9**: 160-202.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1984): Aridity along the Namibian Coast. – Palaeoecology of Africa **16**: 149-160.
- VINCENT, P. (1988): The response diagram and sand mixtures. – Z. Geomorph. N. F. **32**: 221-226.
- VOGEL, J. C. (1982): The age of the Kuiseb River silt terrace at Homeb. – Palaeoecology of Africa **15**: 201-209.
- VOGEL, J. C. & RUST, U. (1990): Ein in der Kleinen Eiszeit (Little Ice Age) begrabener Wald in der nördlichen Namib. – Berliner Geogr. Studien **30**: 15-34.
- VOGELSANG, R., EICHHORN, B. & RICHTER, J. (2002): Holocene Human Occupation and Vegetation History in Northern Namibia. – Die Erde **133**: 113-132.
- VOIGT, J. (2001): Atmosphärische Grenzschicht. – In: BRUNOTTE, E., GEBHARDT, H., MEURER, M., MEUSBURGER, P. & NIPPER, J. [Eds.]: Lexikon der Geographie.

-
- Heidelberg (CD-Rom ohne Seitenangaben).
- WAGNER, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. – Stuttgart: 131-165.
- WALGER, E. (1964): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. – Geol. Rundschau **54**: 976-1002.
- WARD, J. D. (1987): The Cenozoic succession in the Kuiseb Valley, Central Namib Desert. – Geol. Surv. SWA / Namibia Memoir **9**: 124 S.
- WATTS, N. L. (1980): Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. – Sedimentology **27**: 661-686.
- WEISCHET, W. & ENDLICHER, W. (2000): Regionale Klimatologie - Teil 2. Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien. – Stuttgart/Leipzig.
- WIENEKE, F. & RUST, U. (1976): Methodischer Ansatz, Techniken und Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen in der Zentralen Namib (Südwestafrika). – Mitt. der Basler Afrika Bibliographien: 107-150.
- WIESE, B. (1992): Namibia: Landeskunde. – In: SCHNEIDER, K.-G. & WIESE, B. (1992): Namibia und Botswana – Kultur und Landschaft im südlichen Afrika. –: 10-150.
- WILLETS, B. B. & RICE, M. A. (1986): Collision and Aeolian transport: the saltation-creep link. – In: NICKLING, W. G. (Ed.) (1986): Aeolian Geomorphology. – Proc. of the **17**. Ann. Binghampton Geom. Symp.: 1-17.

Kartenverzeichnis

MINISTRY OF MINES AND ENERGY NAMIBIA, GEOLOGICAL SURVEY OF
NAMIBIA (1999): Geological Map 1:250 000: Sheet 1912 Sesfontein,
preliminary and provisional compilation (7/7/1999)

MINISTRY OF MINES AND ENERGY NAMIBIA, GEOLOGICAL SURVEY OF
NAMIBIA (2000): Simplified geology and major structural features of Area
1912 Sesfontein 1:1 000 000, Mineral Resources of Namibia, Economic
Geology 1:250 000 Map Series, Sesfontein Sheet 1912, compiled by AJAGBE, S.

MINISTRY OF MINES AND ENERGY NAMIBIA, GEOLOGICAL SURVEY OF
NAMIBIA (1999): Simplified geology and major structural features of Area
1812 Opuwo 1:1 000 000, Mineral Resources of Namibia, Economic Geology
1:250 000 Map Series, Opuwo Sheet 1812, compiled by AJAGBE, S.

SURVEYOR-GENERAL OF SOUTH WEST AFRICA (1983): Topographische Karte
1:250 000: Sheet 1912 Sesfontein.

SURVEYOR-GENERAL OF SOUTH WEST AFRICA (1983): Topographische Karte
1:250 000: Sheet 1812 Opuwo.

SURVEYOR-GENERAL OF NAMIBIA (o.J.): Topographische Karte 1:50 000: Sheet
1913BA Sesfontein.

SURVEYOR-GENERAL OF NAMIBIA (o.J.): Topographische Karte 1:50 000: Sheet
1913AB Giribesvlakte.

SURVEYOR-GENERAL OF NAMIBIA (o.J.): Topographische Karte 1:50 000: Sheet
1812DD Opuwo.

Zur Dokumentation der Ergebnisse werden im Folgenden die ‚**Rückstand Summen-%**‘ aller ϕ -Siebungen angegeben. Die OSL-Datierungsergebnisse sind in Tabellen bereits in Kap. D angegeben.

	2000-1	2000-2	2000-3	2000-4
2000	0,00	0,00	4,45	0,00
1000	0,00	0,00	12,25	0,00
500	0,01	0,01	33,29	0,01
250	4,96	0,83	66,94	0,24
125	74,33	77,58	92,27	66,55
63	99,71	99,88	98,52	99,12
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	2000-5	2000-12	2000-13	2000-14
2000	0,00	0,00	0,00	0,07
1000	0,15	0,27	0,00	0,48
500	0,73	6,46	0,02	2,24
250	1,60	47,89	2,08	13,62
125	77,94	89,22	72,12	45,99
63	99,75	98,19	98,96	92,05
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	2001/1-51	2001/1-52	2001/1-53	2001/1-54
2000	0,09	0,09	0,73	3,32
1000	0,18	0,28	1,82	6,64
500	0,39	0,72	3,73	8,98
250	15,94	19,70	37,42	28,58
125	74,84	79,36	87,45	80,15
63	98,32	98,64	99,16	98,57
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	2001/1-63	2001/1-64	2001/1-65	2001/1-65
2000	1,09	0,91	0,78	0,91
1000	2,38	1,81	1,64	1,56
500	3,50	2,75	2,71	2,54
250	16,36	15,30	16,73	16,20
125	68,45	67,74	68,22	68,29
63	96,84	96,42	96,29	96,19
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-32	N2001/1-33	N2001/1-34	N2001/1-36
2000	0,00	0,00	0,00	0,00
1000	0,00	0,00	0,00	0,00
500	0,00	0,01	0,00	0,00
250	0,92	1,14	2,53	1,47
125	59,96	51,08	54,21	53,08
63	99,08	98,79	98,72	98,88
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-27	N2001/1-28	N2001/1-30	N2001/1-31
2000	0,00	0,00	0,00	0,00
1000	0,00	0,00	0,00	0,00
500	0,00	0,01	0,01	0,03
250	0,09	0,70	1,11	0,96
125	41,32	46,66	48,40	54,23
63	99,26	98,78	99,03	99,18
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-75	N2001/1-76	N2001/1-78	N2001/1-79
2000	1,71	0,83	0,66	0,58
1000	2,28	1,51	1,21	1,23
500	3,12	2,39	1,89	2,08
250	16,92	16,15	15,24	15,76
125	70,91	70,76	69,82	70,81
63	96,32	96,41	96,03	96,36
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-59	N2001/1-60	N2001/1-61	N2001/1-62
2000	10,56	10,57	6,24	3,08
1000	19,06	18,25	11,30	5,48
500	24,99	24,00	14,07	6,93
250	44,99	41,33	26,69	18,63
125	84,13	80,54	73,22	69,55
63	97,94	97,08	97,27	97,15
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-55	N2001/1-56	N2001/1-57	N2001/1-58
2000	8,55	18,07	13,32	10,22
1000	21,15	30,07	19,84	18,99
500	28,71	38,83	24,47	24,61
250	45,21	55,77	42,46	44,26
125	83,90	87,15	82,47	84,85
63	98,13	98,00	97,39	98,02
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-42	N2001/1-43	N2001/1-44	N2001/1-45
2000	0,00	0,00	0,00	0,98
1000	0,00	0,00	0,00	3,62
500	0,13	0,13	0,04	6,05
250	22,55	14,81	9,02	17,78
125	75,44	70,09	54,80	75,46
63	96,02	95,66	95,60	97,54
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-41	N2001/1-46	N2001/1-47	N2001/1-50
2000	12,89	0,00	0,05	0,00
1000	16,40	0,01	0,13	0,07
500	18,69	0,06	0,28	0,27
250	21,71	6,41	15,25	15,38
125	49,38	65,65	76,48	75,78
63	92,64	97,70	98,57	98,56
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-104	N2001/1-105	N2001/1-106	N2001/1-100
2000	5,04	5,06	6,75	12,24
1000	11,73	10,24	10,25	25,50
500	18,34	16,93	13,51	33,25
250	42,47	31,90	17,94	48,91
125	77,75	87,98	56,42	82,54
63	98,16	99,15	92,07	96,29
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-101	N2001/1-102	N2001/1-103	N2001/1-80
2000	0,00	0,00	0,00	1,52
1000	25,62	0,00	0,02	2,57
500	40,17	0,00	0,10	3,53
250	61,40	12,01	29,21	17,29
125	91,45	80,42	81,78	70,38
63	98,44	99,44	98,99	95,45
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-81	N2001/1-82	N2001/1-83	N2001/1-71
2000	0,81	1,38	5,89	1,19
1000	2,05	3,48	12,01	1,89
500	3,21	5,20	14,94	2,77
250	17,47	19,91	25,94	15,83
125	71,17	71,90	73,28	69,40
63	95,97	95,33	96,39	96,09
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-72	N2001/1-73	N2001/1-74	N2001/1-67
2000	0,58	0,79	0,55	1,64
1000	1,58	1,13	1,18	3,02
500	2,51	1,87	1,99	4,43
250	15,18	16,39	14,73	18,14
125	68,76	70,57	68,64	69,15
63	96,03	96,09	95,90	96,31
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/1-68	N2001/1-69	N2001/1-70	N2001/2-13
2000	1,10	0,42	1,17	3,52
1000	2,00	0,89	1,73	12,84
500	3,15	1,68	2,54	32,74
250	17,21	16,09	15,88	51,01
125	70,01	69,50	68,73	72,51
63	96,47	96,01	95,97	91,68
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2001/2-23	N2003-45	N2003-46	N2003-47
2000	0,00	0,00	0,00	0,00
1000	0,00	0,00	0,01	0,00
500	0,04	0,00	0,02	0,01
250	27,36	1,16	1,20	1,21
125	90,25	72,17	72,48	68,80
63	99,74	98,08	98,34	98,37
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2003-39	N2003-40	N2003-41	N2003-43
2000	0,00	0,00	0,00	0,00
1000	0,00	0,00	0,04	0,04
500	0,00	0,00	0,06	0,13
250	0,26	0,32	0,22	7,53
125	82,39	61,68	36,83	69,42
63	99,68	98,39	96,98	97,21
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2003-35	N2003-36	N2003-37	N2003-38
2000	3,52	0,00	0,00	0,00
1000	4,43	0,03	0,00	0,00
500	5,02	0,16	0,00	0,00
250	53,23	1,58	34,22	31,70
125	94,16	31,31	99,03	98,72
63	98,86	91,61	99,93	99,56
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2003-29	N2003-30	N2003-31	N2003-32
2000	0,13	0,00	0,44	0,00
1000	9,54	0,00	2,53	0,22
500	14,07	0,04	9,15	4,23
250	23,97	10,33	57,83	47,46
125	78,64	85,27	91,95	89,66
63	99,39	99,90	98,99	99,15
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2003-22	N2003-23	N2003-24	N2003-25
2000	0,03	0,00	0,06	0,00
1000	0,14	0,26	0,39	0,18
500	2,11	3,06	5,06	3,92
250	29,27	30,21	38,98	38,66
125	77,69	76,63	82,17	82,05
63	94,93	95,18	96,29	96,14
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

	N2003-1	N2003-15	N2003-16	N2003-21
2000	0,00	0,03	0,00	0,59
1000	0,00	0,03	0,00	3,89
500	0,01	0,04	0,05	14,98
250	0,19	14,62	44,04	51,91
125	65,55	87,38	90,27	84,64
63	99,61	99,97	99,96	95,73
Wanne	100,00	100,00	100,00	100,00

Erklärung gem. § 3, Abs. 10 der Promotionsordnung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Univ.-Prof. Dr. E. Brunotte betreut worden.

Oliver Bödeker

Teilpublikation:

BÖDEKER, O & BRUNOTTE, E. (zum Druck 11/2004 eingereicht): „Zur jungquartären Klimageschichte des Kaokolandes (NW-Namibia) – Dünen als Archive autochthoner Formung“. – ZENTRALBLATT FÜR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE; TEIL I, Verlag E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart.