

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von
H. Hahn - W. Kuls - W. Lauer - P. Höllermann - K.A. Boesler
Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 79

Jörg Völkel

Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel)

1989

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

Jörg Völkel

**Geomorphologische und pedologische Untersuchungen
zum jungquartären Klimawandel
in den Dünengebieten Ost-Nigers
(Südsahara und Sahel)**

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

H. Hahn W. Kuls W. Lauer P. Höllermann K. A. Boesler

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 79

Jörg Völkel

**Geomorphologische und pedologische Untersuchungen
zum jungquartären Klimawandel
in den Dünengebieten Ost-Nigers
(Südsahara und Sahel)**



1989

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

—Dümmlerbuch 7629 —

**Geomorphologische und pedologische Untersuchungen
zum jungquartären Klimawandel
in den Dünengebieten Ost-Nigers
(Südsahara und Sahel)**

von

Jörg Völkel

mit 79 Abbildungen, 7 Tabellen und 18 Fotos

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

Dümmelerbuch 7629

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-427-76291-2

© 1989 Ferd. Dümmers Verlag, 5300 Bonn 1

Herstellung: Richard Schwarzbald, Witterschlick b. Bonn

VORWORT

Die vorliegende Arbeit will einen Beitrag zur Diskussion um Verlauf und Charakter des Klimawandels eines Raumes geben, der während des jüngeren Pleistozäns und des Holozäns immer wieder tiefgreifenden landschaftsökologischen Veränderungen unterworfen war. Untersuchungen zur Morphogenese liegen aus den unzugänglichen weiträumigen Sandgebieten der östlichen Republik Niger kaum vor. Die Datenlage an Absolutdatierungen ist sehr lückenhaft.

Der Arbeit liegen geomorphologische und pedologische Untersuchungen zugrunde, die in der Zusammenschau der Befunde als ausgesprochen aussagekräftig erscheinen. Einen breiten Raum nimmt dabei der jungquartäre Formenschatz ein, der in weiten Teilen des Arbeitsgebietes äolisch gesteuert ist. Mehrfache Wechsel von weiträumiger Dünenaufwehung während arider Phasen mit teilweise intensiver Bodenbildung auf den neu geschaffenen Vollformen zu Zeiten der Feuchtphasen dokumentieren den Charakter der paläoklimatischen Veränderungen.

Die Arbeit stützt sich auf drei Geländeaufenthalte in der Republik Niger in den Jahren 1984, 1985 und 1986 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. J. Grunert.

Die Expedition durch den Großen Erg von Bilma im Winter und Frühjahr 1984 stand unter der Gesamtleitung von Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn (Würzburg) und wurde gemeinsam mit den Herren Prof. Dr. J. Grunert (Bonn), Prof. Dr. D. Busche, Dr. E. Schulz, Dr. R. Baumhauer, Dipl.-Geogr. W. Erbe (alle Geogr. Inst. Univ. Würzburg) durchgeführt. Im Frühjahr 1985 bereiste ich mit Herrn Prof. Dr. J. Grunert und Herrn Dr. E. Schulz den Westen der Republik Niger, Burkina Faso, Togo und Bénin. Im Sommer 1986 fand ein weiterer Geländeaufenthalt im Sahel der Republik Niger statt, der wiederum unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. J. Grunert stand. An dieser Fahrt nahmen Herr K.H. Erdmann (Bonn) und Frau Dipl.-Geogr. B. Sponholz (Würzburg) teil. Alle Anfahrten ins Arbeitsgebiet wurden mit dem Fahrzeug über Tunis beziehungsweise Algier, In Salah, Tamanrasset und Agadez bewältigt. Die Deutsche For-

schungsgemeinschaft (DFG) förderte dankenswerterweise die Reisen. Sie stellte auch ein Geländefahrzeug zur Verfügung. Allen an den Fahrten Beteiligten sei für die gute Zusammenarbeit und Kameradschaft in allen Situationen gedankt.

Mein herzlicher Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. Grunert für die Förderung und Betreuung sowie für die immerwährende Diskussionsbereitschaft. Herrn Prof. Dr. H. Zakosek (Inst. f. Bodenkunde der Univ. Bonn) danke ich für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeiten und die damit verbundene Förderung. Die Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn gewährte über zwei Jahre ein Promotionsstipendium, wofür ich danke. Für die Aufnahme der Arbeit in die Reihe der Bonner Geographischen Abhandlungen danke ich den Herausgebern.

Analysen zur Geochemie und Röntgendiffraktionsmessungen ermöglichten unter anderem Herr Prof. Dr. St. Hoernes (Mineralog.-Petrolog. Inst. Univ. Bonn) und Herr Dr. H. Lange (Geol.-Paläontolog. Inst. Univ. Kiel), denen ich zu Dank verpflichtet bin.

Gedankt sei weiterhin Frau E. Mainz für die gute Zusammenarbeit im Labor und allen Freunden und Bekannten aus zahlreichen geowissenschaftlichen Instituten für Gespräche und Hilfestellungen im Hinblick auf Methoden und Geräte. Namentlich erwähnt seien die Herren Dipl.-Geol. K. Hermans und M. Veerhoff sowie Herr Dipl.-Geogr. L. Pfeiffer.

Nicht zuletzt danke ich meiner Frau, die mir jedes Verständnis für die langen Reisen und die mit der Erstellung der Arbeit verbundenen Einschränkungen entgegenbrachte.

Meinen Eltern ist diese Arbeit in Dankbarkeit gewidmet.

Der ausführlichere Originaltext der vorliegenden Arbeit wurde im April 1988 von der Hohen Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn als Dissertation angenommen. Das Manuskript war im Oktober 1987 abgeschlossen.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

1.	EINLEITUNG.....	15
1.1.	Problemstellung.....	15
1.2.	Lage des Untersuchungsraumes.....	18
1.3.	Forschungsgeschichtlicher Überblick.....	19
1.4.	Klima und Witterungsablauf.....	22
1.5.	Die Geologie.....	29
1.5.1.	Strukturgeschichte und Paläogeographie.....	29
1.5.2.	Stratigraphie und Petrographie.....	32
1.5.2.1.	Das Becken von Bilma.....	32
1.5.2.2.	Das Tchadbecken.....	34
1.5.2.3.	Das Becken von Termit.....	35
1.5.2.4.	Das Kristallin zwischen Zinder und Gouré.....	36
1.5.2.5.	Die östlichen Bereiche des Beckens von Iullemmeden...	36
1.5.2.6.	Das Nigerbecken.....	37
2.	GEOMORPHOLOGISCHE GRUNDZÜGE DES ARBEITSGEBIETES.....	39
2.1.	Der Große Erg von Bilma in der Südsahara.....	41
2.1.1.	Die Region von Fachi.....	43
2.1.2.	Die Region von Bilma.....	46
2.1.3.	Die Region von Zoo Baba.....	49
2.1.4.	Die Region von Dibella.....	53
2.1.5.	Die Region von Agadem.....	55
2.1.6.	Die Region von Homodji.....	59
2.2.	Der nigrische Sahel.....	60
2.2.1.	Die Manga.....	60
2.2.2.	Der Bereich des Komadugu.....	62
2.2.3.	Die Kristallgebiete von Gouré und Zinder.....	63
2.2.4.	Das Bergland von Koutous.....	65
2.2.5.	Die Region von Tanout.....	66
2.2.6.	Die Stufe von Tiguidit südlich Agadez.....	67
3.	UNTERSUCHUNGSMETHODEN.....	69
4.	DIE BÖDEN.....	71
4.1.	Aktuelle pedogenetische Prozesse in Südsahara und Sahel.....	73
4.2.	Die systematische Ansprache der Böden (Klassifikationen).....	79
4.3.	Böden der Südsahara.....	80
4.3.1.	Böden und Bodenreste in der Umgebung der Schichtstufen.....	81

4.3.1.1.	Bilma.....	81
4.3.1.2.	Dibella.....	86
4.3.1.3.	Agadem.....	106
4.3.2.	Böden der Dayas im Plateaubereich der Schichtstufen.....	116
4.4.	Böden des nigrischen Sahel.....	122
4.4.1.	Böden auf jungpleistozänen und holozänen Sanden....	122
4.4.1.1.	Die Dünenregion von Manga.....	122
4.4.1.2.	Der Schwemmlandbereich des Komadugu.....	132
4.4.1.3.	Die rubefizierten Böden auf Altdünensanden zwischen Gouré, Maradi und Agadez.....	143
4.4.1.4.	Böden der Mare im Altdünengebiet.....	168
4.4.2.	Böden der Plateaus (kretazischer Sandstein und tertiäres Continental terminal).....	176
4.4.2.1.	Ein Boden im Plateaubereich der Stufe von Tiguidit südlich Agadez.....	176
4.4.2.2.	Ein Boden auf einem Plateau der Inselberge von Baban Birni südlich Tanout.....	184
5.	AUSSAGEN ZUR QUARTÄRGEOMORPHOLOGIE AUF GRUNDLAGE DER PEDOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE.....	190
5.1.	Die Dünen im Bereich des Erg von Bilma und seinem südlichen Randgebiet.....	190
5.2.	Die Dünen des nigrischen Sahel östlich der Linie Agadez - Maradi (7. Meridian E' Gr.).....	195
5.3.	Die Bedeutung der äolischen Sedimente und Böden auf den Plateaus.....	198
5.4.	Das Alter der Mare-Böden.....	201
5.5.	Die Chronostratigraphie der (Alt-)Dünen in der Literaturdiskussion.....	203
6.	DIE BEDEUTUNG DER GEOMORPHOLOGISCHEN UND PEDOLOGISCHEN BEFUNDE FÜR DIE REKONSTRUKTION DER KLIMATISCHEN VERHÄLTNISSE.....	214
6.1.	Die Herkunft der Niederschläge während der Feuchtphasen.....	222
7.	ZUSAMMENFASSUNG.....	225
8.	LITERATUR.....	228
	ANHANG.....	249

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

- Abb. 1. Das Arbeitsgebiet in der Republik Niger, S.17.
- Abb. 2. Klimadiagramme der Stationen Agadez, Bilma, Nguigmi und Zinder, S.24.
- Abb. 3. Niederschlagsdiagramme ausgewählter Stationen im Vergleich, S.26.
- Abb. 4. Geomorphologische Karte von Zoo Baba, S.50.
- Abb. 5. Geomorphologische Karte von Dibella, S.54.
- Abb. 6. Geomorphologische Karte von Agadem, S.57.
- Abb. 7. Catena über eine immobile Leedüne bei Bilma, NNE' des Rocher du Silémi, S.82.
- Abb. 8. Geländeskizze im Bereich von Profil 13384 8 (Stufe von Bilma), S.84.
- Abb. 9. Profil 20384 4 (P4 der Abb. 18), S.88.
- Abb. 10. Profil 20384 6, S.88.
- Abb. 11. Profil 20384 5 (P5 der Abb. 18), S.89.
- Abb. 12. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 20384 5, S.90.
- Abb. 13. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 20384 6, S.90.
- Abb. 14. Exemplarische Darstellung der Tonmineralogie der Profile 20384 5 und 4. Der anstehende konglomeratische Sandstein (Probe 20384 4/3) unterscheidet sich tonmineralogisch markant von dem holozänen Sediment (Probe 20384 5/4), S.96.
- Abb. 15. Tonmineralogie des Profils 20384 6. Die Probe 6/1 enthält als einzige Kaolinit, was auf eine allochthone Beeinflussung des Vesikularhorizontes zurückzuführen ist. Die einzelnen Kurven sind auf den gleichen Untergrund bezogen, S.97.
- Abb. 16. Schematische Skizze der Geländesituation östlich der Stufe von Dibella, S.100.
- Abb. 17. Profil 20384 7 (P7 der Abb. 16), S.100.
- Abb. 18. Profil 20384 9 (P9 der Abb. 16), S.100.

- Abb. 19. Bodenanalytische Standardwerte des Profil 20384 7, S.102.
- Abb. 20. Tonmineralogie der unterschiedlichen Dünengenerationen bei Dibella (Probe 7/2 entstammt der 1. D.G., Probe 9/1 der 2. D.G., Probe 8/1 der 3. D.G.), S.102.
- Abb. 21. Schwermineralogie von Profilen aus dem Bereich von Dibella und Agadem, S.103.
- Abb. 22. Schematische Skizze der Geländesituation und Lage der Profile im Bereich der Stufe von Agadem, S.107.
- Abb. 23. Profil 22384 1 und Lage im Gelände, S.107.
- Abb. 24. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 22384 1, S.108.
- Abb. 25. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 23384 2, S.108.
- Abb. 26. Profil 23384 2 (siehe auch Abb. 22), S.111.
- Abb. 27. Profil 23384 3 (siehe auch Abb. 22), S.111.
- Abb. 28. Exemplarische Darstellung der Tonmineralogie der Agadem-Profile 22384 1 sowie 23384 2 und 23384 3, S.112.
- Abb. 29. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 23384 1, S.115.
- Abb. 30. Profil 23384 1 (siehe auch Abb. 22), S.115.
- Abb. 31. Tonmineralogie des Profils 23384 1 (Vesikularhorizont), S.115.
- Abb. 32. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 19384 1, S.118.
- Abb. 33. Profil 19384 1 (siehe auch Photo 16), S.118.
- Abb. 34. Tonmineralogie des Profils 19384 1, S.118.
- Abb. 35. Schwermineralogie des Profils 19384 1, S.119.
- Abb. 36. Catena in der Region von Manga nördlich des Tschad-Sees, S.124.
- Abb. 37. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 27384 2, S.126.
- Abb. 38. Tonmineralogie einzelner Proben der Profile (von oben nach unten) 27384 1, 27384 2 und 27384 3 (hier exemplarisch dargestellt), S.127.

- Abb. 39. Profil 28384 4, S.130.
- Abb. 40. Profil 30384 1, S.130.
- Abb. 41. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 30384 1, S.133.
- Abb. 42. Tonmineralogie der Profile 30384 1 und 31384 2, S.133.
- Abb. 43. Schwermineralogie der Profile 30384 1, 2 und 31384 1, 2, 3, 4, S.135.
- Abb. 44. Die Korngrößenverteilung der Profile 30384 1 (Schwemmlandbereich des Komadugu) und 30384 2 (ehem. Seeboden des T Chad) im Vergleich, S.137.
- Abb. 45. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 31384 1, S.138.
- Abb. 46. Profil 31384 1, S.139.
- Abb. 47. Profil 31384 2, S.139.
- Abb. 48. Profil 31384 3, S.142.
- Abb. 49. Profil 31384 4, S.142.
- Abb. 50. Profil 17986 1, S.145.
- Abb. 51. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 17986 1, S.145.
- Abb. 52. Geländesituation um Profil 17986 2, S.147.
- Abb. 53. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 28886 1, S.150.
- Abb. 54. Profil 1484 8, S.150.
- Abb. 55. Profil 4484 1, S.152.
- Abb. 56. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 4484 1, S.152.
- Abb. 57. Schwermineralogie der Profile 1484 8, 4484 1 und 12986 5, S.153.
- Abb. 58. Tonmineralogie des Profils 12986 5, S.155.
- Abb. 59. Profil 14986 2 (siehe auch Photo 14.), S.158.
- Abb. 60. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 14986 2, S.158.

- Abb. 61. Tonmineralogie des Altdünen-Profiles 14986 2, S.163.
- Abb. 62. Profil 11986 3, S.163.
- Abb. 63. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 12986 1, S.165.
- Abb. 64. Dünensandverwitterung des "Erg ancien" bei Maradi (Profil 20986 3), S.167.
- Abb. 65. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 20986 3, S.167.
- Abb. 66. Profil 1484 1, S.170.
- Abb. 67. Tonmineralogie der Profile 18986 2 und 1484 1, S.170.
- Abb. 68. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 18986 2, S.171.
- Abb. 69. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 1484 1, S.171.
- Abb. 70. Schwermineralogie des Profils 1484 1 und weiterer Bodenbildungen in seiner Umgebung, S.174.
- Abb. 71. Profil 7986 1, S.178.
- Abb. 72. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 7986 1, S.178.
- Abb. 73. Gesamtmineralogie dreier Proben des Profils 7986 1 (Röntgendiffraktion des texturarmen Pulverpräparates), S.179.
- Abb. 74. Tonmineralogie dreier Proben des Profils 7986 1, S.180.
- Abb. 75. Schwermineralogie der Profile 7986 1 und 14986 1, S.183.
- Abb. 76. Profil 14986 1, S.186.
- Abb. 77. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 14986 1, S.186.
- Abb. 78. Tonmineralogie des Profils 14986 1, S.187.
- Abb. 79. Gesamtmineralogie des Profils 14986 1 (Röntgendiffraktion des texturarmen Pulverpräparates), S.187.

VERZEICHNIS DER TABELLEN

- Tab. 1. Die Klimaentwicklung im Arbeitsgebiet nach Ausweis der geomorphologischen und pedologischen Befunde unter Einbezug der Literaturangaben, S.28.
- Tab. 2. Geochemie der Tonfraktion einiger Proben aus der Senke von Dibella (Röntgenfluoreszenz), S.96.
- Tab. 3. Geochemie der Tonfraktion (Röntgenfluoreszenz) einiger Proben aus dem Bereich von Agadem, S.110.
- Tab. 4. Schwermineralgehalte der fS-Fraktion im Profil 19384 1 (*G=Gestein), S.119.
- Tab. 5. Geochemie der Tonfraktion im Profil 19384 1 (Röntgenfluoreszenz), S.119.
- Tab. 6. Geochemie der Tonfraktion der Mare-Böden (Profile 18986 2, 1484 1), S.174.
- Tab. 7. Geochemie der Tonfraktion (Röntgenfluoreszenz) der Profile 7986 1 und 14986 1, S.183.

VERZEICHNIS DER PHOTOS IM ANHANG

- Photo 1. Staubwalze, die einer E-W ziehenden Gewitterzelle vorausseilt (5.9.86, Agadez), S.249.
- Photo 2. Blick über Dogonboulo, den nördlichen Teil der Depression von Fachi; die Senke ist mit holozänen Seesedimenten gefüllt, S.249.
- Photo 3. Jungholozäne Fischfossilien in der Senke von Dogonboulo, S.250.
- Photo 4. Stufenhochfläche der Stufe von Dirkou (Blick nach E), S.250.
- Photo 5. Barchanreihe in einer Windgasse an der Stufe von Bilma, S.251.
- Photo 6. Die Stufe von Bilma (Rocher du Silémi), S.251.
- Photo 7. Dicht gescharte mobile Längsdünenzüge zwischen Bilma und Zoo Baba (Blick nach Süden), S.252.
- Photo 8. Rutschungsscholle an der Stufe von Zoo Baba, S.252.
- Photo 9. Dünengenerationen östlich der Stufe von Dibella, S.253.
- Photo 10. Die Altdünenlandschaft der Manga im Bereich von Ngourti (März 1984), S.253.

- Photo 11. Ein Korrasionsrest des auf Dünensand entwickelten Oberbodens in der Region von Manga (März 1984), S.254.
- Photo 12. Das Inselbergrelief von Damagaram/Mounio zwischen Gouré und Zinder, S.254.
- Photo 13. Das Bergland von Koutous bei Kellé (September 1986), S.255.
- Photo 14. Abgetragene Altdüne südlich Tanout am Inselberg von Baban Birni (Profil 14986 2), S.255.
- Photo 15. Vesikularhorizont einer mit allochthonem Feinmaterial gefüllten Senke einer Stufenhochfläche (hier Stufe von Bilma), S.256.
- Photo 16. Daya als Lösungshohlform im quarzitischem Sandstein des Schichtstufenplateaus von Dibella; Lage des Profils 19384 1, S.256.
- Photo 17. Korrasionsrest der auf den Dünensanden von Manga entwickelten Oberböden (hier an Boscia seneg., März 1984), S.257.
- Photo 18. Durch Gully-Erosion tiefgreifend aufgeschlossene Altdüne NE' Taouah (Profil 28886 1), S.257.

1. EINLEITUNG

1.1. Problemstellung

Die Quartärforschung blickt in Nordafrika auf eine noch recht junge Tradition zurück, die jedoch insgesamt bereits eine Vielzahl an Arbeiten mit sehr unterschiedlichen Ansätzen hervorgebracht hat. Aufbauend auf dieser Literatur will die vorliegende Arbeit einen Beitrag zur Aufhellung des geodynamischen Geschehens während des jüngeren Pleistozän und des Holozän leisten und einige Aspekte zur Gliederung des jüngsten Abschnittes der Erdgeschichte beisteuern. Neben der Analyse der Geomorphodynamik liegt ein besonderes Gewicht auf der Charakterisierung und Differenzierung der Verwitterungsprozesse.

Der Arbeit liegen zwei klimazonal unterschiedliche, jedoch ohne scharfe Grenzen ineinander übergehende Landschaftsräume zugrunde. Der Große Erg von Bilma weist als Teil der Südsahara einen voll-ariden Klimacharakter sowie einen heute nahezu ausschließlich äolisch bedingten Formenschatz auf; der Sahel hingegen wird von einem semiariden bis semihumiden Klima beeinflusst.

In beiden Landschaftszonen müssen sich die klimatischen Schwankungen des Quartärs auf das geomorphologische wie pedologische Prozeßgefüge ausgewirkt und im Formenschatz sowie den Verwitterungsbildungen und Böden ihren Niederschlag gefunden haben. Die ökologische Labilität des heutigen Sahel verdeutlicht, daß der weite Überschneidungsbereich zwischen ariden und humiden Landschaftszonen für derartige Untersuchungen als am besten geeignet erscheint. Auf der Suche nach Indikatoren für den Grad und das räumliche Ausmaß landschaftsökologischer Veränderungen des Jungquartärs ist es nicht möglich, sich allein auf eine Landschaftszone wie die Südsahara oder den Sahel zu beschränken.

Das Untersuchungsgebiet im Osten der Republik Niger, das nachfolgend näher eingegrenzt wird, erscheint hinsichtlich dieser Zielsetzung als besonders geeignet. Zunächst wird es der Grundforderung, auch die Überschneidungsbereiche unterschiedlicher Landschaftszonen (Sahara / Sahel) zu untersuchen, in vollem Maße gerecht. Weiterhin findet sich in weiter Verbreitung auf quartären Lockersedimenten ein junger Formenschatz, der im Zuge geomorphodynamischer Wechsel besonders leicht umzugestalten war. Was die

Interpretation der Böden und die daraus resultierende Rekonstruktion der klimatischen Bedingungen anbelangt, bedeutet dies eine erhebliche Erleichterung. Der Indikatorwert der geomorphologisch-pedologischen Befunde wird so bedeutend erhöht.

Mit dem T Chadsee und seinem potentiellen holozänen Ausdehnungsgebiet im Osten des Arbeitsgebietes (sogenannter Mega-T Chad) liegt zudem ein weiterer Anreiz vor, die Forschungen in diesem Raum zu betreiben. Die für die quartären Feuchtzeiten für einige Gebiete bereits nachgewiesenen Hochstände des Gewässers sind für den Großen Erg von Bilma und das südlich angrenzende Gebiet bislang umstritten.

Allein im Bereich des Arbeitsgebietes wurden insgesamt 95 Bodenprofile angelegt und die bodenphysikalischen und bodenchemischen Standardwerte von 360 Einzelproben bestimmt. An 110 Proben wurden die Tonmineralogie röntgendiffraktometrisch charakterisiert und etwa 90 Proben hinsichtlich ihrer schwermineralogischen Spektren untersucht (siehe PFEIFFER 1987). Vergleichsprofile aus benachbarten Gebieten kamen hinzu. Erst die Vielzahl dieser Proben läßt die Schwankungsbreite hinsichtlich des Bodenbildungsgeschehens auf gleichartigen Formen und Substraten erkennen und zuverlässige Abgrenzungen gerade auch hinsichtlich der daraus gefolgerten Altersstellung finden.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: Nach einer Einleitung in die Lage des Untersuchungsgebietes und in die naturräumlichen Gegebenheiten des Großraumes - insbesondere Geologie und Klima betreffend - werden in Kapitel 2. die einzelnen Regionen, in welchen schwerpunktmäßig gearbeitet wurde, vorgestellt. In Kapitel 3. kommen die Untersuchungsmethoden kurz zur Sprache.

Der Hauptteil der Arbeit besteht aus drei Großkapiteln. Kapitel 4. beginnt mit der Frage nach den aktuellen pedogenetischen Prozessen im Untersuchungsgebiet. Die unterschiedlichen Böden werden geordnet nach gleichartigen Lokalitäten vorgestellt. Dabei wird im südsaharischen Erg von Bilma begonnen, um in die verschiedenen Regionen des nigrischen Sahel fortzuschreiten. In Kapitel 5. erfolgt die Synthese der Ergebnisse und ihre Diskussion, in die der Forschungsstand im Arbeitsgebiet und in den Nachbarräumen einbezogen wird. In Kapitel 6. wird der Aussagekraft des geomorphologisch-pedologischen Ansatzes für die Rekonstruktion der

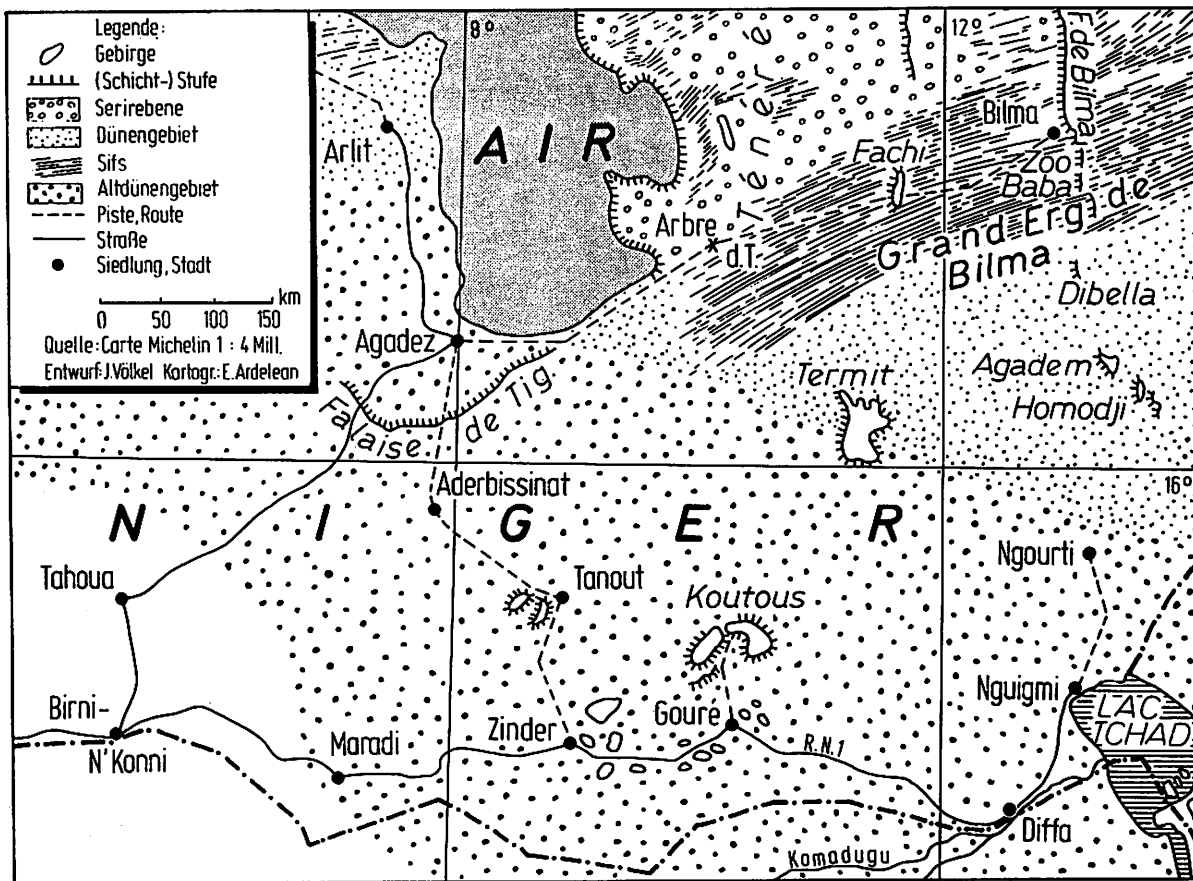


Abb. 1. Das Arbeitsgebiet in der Republik Niger.

klimatischen Verhältnisse des jungen Quartärs nachgegangen.

1.2. Lage des Untersuchungsraumes

Mit dem Ost-Niger umfaßt der Untersuchungsraum die Landschaftszonen der südsaharischen Vollwüste im Bereich des Erg von Ténéré und des Großen Erg von Bilma sowie weite Teile des nördlichen aber auch des südlichen Sahel (siehe Abb. 1).

Neben dem Massiv von Fachi im Erg von Ténéré wurde der Erg von Bilma und sein südlicher Randbereich entlang eines Nord-Süd verlaufenden Profils vom südlichen Kaouar bis zum Tschadsee untersucht. Die Schichtstufen von Zoo Baba, Dibella, Agadem und Homodji bildeten Bearbeitungsschwerpunkte. Südlich Agadem beginnt bei ungefähr 16° Nord die Landschaftszone des Nordsahel, so daß ein "Landschaftsprofil" vorliegt, welches zudem die Ostgrenze des Arbeitsgebietes bildet.

Die südliche Begrenzung verläuft entlang der Straße, die vom Tschadsee in westlicher Richtung in unmittelbarer Nähe der Staatsgrenze verläuft. Die Stadt Zinder bildet die südwestliche Ecke des engeren Arbeitsgebietes. Neben dem Schwemmlandbereich des Komadugu-Flusses und den Kristallingebieten von Damagaram und Mounio stellt das Bergland von Koutous einen Untersuchungsschwerpunkt dar. Auch westlich Zinder wurden bis Niamey einige vergleichende Untersuchungen vorgenommen.

Nach Westen hin ist die Grenze entlang der alten Piste Agadez-Zinder zu ziehen, womit ein weiteres Nord-Süd verlaufendes Landschaftsprofil vorliegt. Die südlich Agadez gelegene Stufe von Tiguidit wurde an mehreren Punkten untersucht. Auch das südliche Vorland des Air sowie die südwestlichen Teile des Gebirges zählen zum Untersuchungsgebiet, obschon diese Bereiche keine Bearbeitungsschwerpunkte darstellen. Gleiches gilt für die entlang der Straße Agadez-Tahoua-Birni N'Konni gelegenen Gebiete.

Gemäß der Nord-Süd beziehungsweise Ost-West verlaufenden Landschaftsprofile (Geotraversen) wäre korrekterweise eher von einem Untersuchungsstranssekt als von einem Untersuchungsraum zu reden. Es erscheint jedoch gerechtfertigt, die so gewonnenen Ergebnisse zu generalisieren und auf den oben umrissenen Raum des östlichen

Niger zu transponieren.

1.3. Forschungsgeschichtlicher Überblick

Der Untersuchungsraum wurde erstmalig von dem deutschen Geographen Heinrich Barth eingehender beschrieben, der im Jahre 1850 über Murzuk im südlibyschen Fezzan kommend die bedeutende Handelsstadt Agadez am Südrand des Air-Gebirges erreichte und die Region um den T Chadsee eingehend untersuchte (BARTH 1857). Die Beschreibungen und Zeichnungen BARTH's zu Geomorphologie, Vegetation, Handels- und Siedlungsformen sowie Lebensweisen der einheimischen Bevölkerung sind von großer Aussagekraft für vergleichende Arbeiten in der ökologisch labilen Landschaftszone.

Eine erste Abhandlung zur Geologie des Raumes legte FURON (1911) vor, gefolgt von weiteren Untersuchungen (KILIAN & FURON 1934). Ebenfalls in den dreißiger Jahren beschrieb URVOY (1935) Terrassenkörper im Ost-Niger und erkannte in ihnen Belege für klimatische Wechsel innerhalb des Quartärs. Der Verbreitung fossiler Dünen südlich der Sahara ging GROVE (1958) nach; er beschäftigte sich vornehmlich mit dem "Alten Haussaland-Erg". Beobachtungen zur Geomorphologie des nigrischen Sahel machten DRESCH & ROUGERIE (1960).

Das im Nordost-Niger gelegene Djado-Becken wurde von PLAUCHUT, FAURE und Mitarbeitern im Zuge der Erdölexploration geologisch eingehend untersucht. PLAUCHUT et al. (1959/60) gaben eine geologische Übersichtskarte im Maßstab 1:500000 heraus.

In den sechziger Jahren nahm die Forschungstätigkeit sprunghaft zu. Bearbeitet von BARRERE & SLANSKY erschien 1965 eine geologische Karte von Westafrika im Maßstab 1:2000000, welche die Republik Niger mit einbezieht. GREIGERT & POUGNET (1967b) gaben die "Carte Géologique De La République Du Niger" im Maßstab 1:2000000 mit Erläuterungen heraus. Aufbauend auf jahrelanger Geländearbeit und nach zahlreichen kürzeren Veröffentlichungen erschienen die für die Geologie des Ost-Niger nach wie vor als grundlegend anzusehenden Arbeiten von FAURE (1966) und von GREIGERT & POUGNET (1967a).

Vornehmlich mit dem Känozoikum beschäftigt sich PIAS (1970). Geophysikalische Untersuchungen nahm LOUIS (1970) vor. KLITZSCH (1970) veröffentlichte die "Strukturgeschichte der Zentralsahara", die in diesem Zusammenhang insbesondere zum Verständnis der überregionalen tektonischen Zusammenhänge beiträgt.

Pedologisch beschrieben sind vornehmlich die südlichen Teile der Republik Niger. Hier sind Arbeiten von BOCQUIER & GAVAUD (1964), BOULET (1964) und GAVAUD (1969, 1977) zu nennen. Sie stehen in Zusammenhang mit der Herausgabe der "Carte Pédologique De Reconnaissance De La République Du Niger" im Maßstab 1:500000. Aus den arideren Bereichen des Ost-Niger fehlen bislang Untersuchungen dieser Art.

DIDIER de SAINT-AMAND (1969) gibt eine Zusammenfassung der das Continental terminal (C.t.) des West-Niger behandelnden Arbeiten und diskutiert insbesondere die Bedeutung des Continental terminal für die Verteilung der Bodentypen.

Die geomorphologische Forschung setzt in der Republik Niger in größerem Umfang erst mit Ende der sechziger Jahre ein. WARREN (1971, 1972) beschreibt die Dünenlandschaft des Erg du Ténéré. Auf deutscher Seite ist es zunächst MENSCHING, der den Raum in überregionale Betrachtungsweisen miteinbezieht (MENSCHING et al. 1970, MENSCHING 1970, 1979b, 1983). Die Arbeiten gehen unter anderem der Bedeutung des fossilen Dünengürtels im nigrischen Sahel nach. Im West-Niger führt JANKE (1973, 1976) landschaftsökologische Untersuchungen durch. Dabei behandelt er aber auch Flächen-spülprozesse auf den Lateritplateaus des Continental Terminal.

Formen äolischer Abtragung werden von HAGEDORN (1988) beschrieben. Mit Fragen des Sandtransportes und der Ergentstehung im Bereich des Ost-Niger beschäftigen sich MAINGUET (1978) und MAINGUET et al. (1974, 1976, 1978, 1980, 1983). Die Genese der Dünen im nordwestlichen Niger, dem Liptako, und die Frage der Materialherkunft behandeln COUREL (1977) sowie CHARMARD & COUREL (1981).

Wichtige Indikatoren für die zeitliche Einordnung der Reliefgenese und Charakterisierung paläoökologischer Verhältnisse vermag die Frühgeschichtsforschung beizusteuern. Für den Niger sind Arbeiten von CLARK (1971) im Nord-Air und in der Ténéré, ROSET (1975) im Erg du Ténéré und TILLET (1977, 1980) zu nennen.

Im nigrischen NordsaHEL zwischen Agadez und Tahoua untersuchen TALBOT & WILLIAMS (1979) junge Schwemmfächer an Flanken immobilier Dünen. TALBOT (1984) zieht aus der Altdünengenesse Rückschlüsse auf die klimatischen Verhältnisse des ausgehenden Pleistozän und des Holozän.

Mit tropischen Verwitterungsbildungen im Bereich des Nigertales und des Air-Gebirges setzen sich BEAUDET et al. (1977) auseinander. Die Geomorphologie des Air-Gebirges beschreibt und analysiert MOREL (1984). Dem Phänomen des Silikatkarstes und seiner Bedeutung für die Geomorphogenese im saharischen und sahelischen Ost-Niger gehen BUSCHE & SPONHOLZ (1988) nach .

Die Arbeiten von GRUNERT (1983) und BUSCHE (1982) berühren Probleme der Morphogenese des nordost-nigrischen Raumes, haben ihren Schwerpunkt jedoch in den weiter nördlich gelegenen zentralsaharischen Bereichen. Für vergleichende Untersuchungen im Ost-Niger sind diese Arbeiten von großem Interesse; so treten die von GRUNERT (1987) beschriebenen Schollenrutschungen an Schichtstufenhängen auch im südsaharischen Ost-Niger sowie im Bereich von Tahoua auf. BUSCHE behandelt Probleme der Entstehung der Ergs von Bilma und von Ténéré. SKOWRONEK (1987) führt Untersuchungen an Paläoböden der Zentralsahara durch, unter anderem auch im Nordost-Niger.

Die Untersuchungen von FAURE (1966, 1969) und insbesondere von SERVANT-VILDARY (1978) an lakustrinen Quartärsedimenten im Ost-Niger führt BAUMHAUER (1986) vertiefend im Bereich des Kaouar fort. Zahlreiche Arbeiten liegen aus jüngster Zeit auch zur Quartärgeologie des Raumes vor (DURAND 1982, DURAND et al. 1980, 1982, 1983, 1984). Neben der Stratigraphie stellt die Tektonik einen Schwerpunkt dieser Untersuchungen dar.

Die Arbeiten von SCHULZ (1987, 1988) behandeln die Vegetation im Bereich des Untersuchungsgebietes und gehen Fragen der Arealverteilung sowie der Verschiebung der Arealgrenzen im Zusammenhang mit klimatischen Veränderungen nach.

Verwiesen sei außerdem auf die intensiven Arbeiten der Gruppe um PETIT-MAIRE aus Nordost-Mali (PETIT-MAIRE & RISER 1981, 1983), aus den nördlichen Bereiche des Niger-Binnendeltas (dies. 1987) und aus der nördlichen Zentralsahara (PETIT-MAIRE et al. 1980a,

1980b).

Weiterhin sollen einige regionale Schwerpunkte mit den wichtigsten Bearbeitern und ihren Arbeitsgruppen genannt werden, so das Tibesti-Gebirge mit zahlreichen Veröffentlichungen verschiedener Autoren auf Grundlage der Forschungsstation Bardai der Freien Universität Berlin (siehe JÄKEL & GEYH 1982), das Hoggar-Gebirge und seine Randbereiche (ROGNON), die Tanezrouft im Nordwesten (MECKELEIN), im Westen Senegal und Mauretanien (MICHEL, MONOD, DAVEAU), im Norden der Südabfall des Atlas-Gebirges (CHAVAILLON, CONRAD), Süd-Tunesien (MENSCHING, COQUE), im Nordosten das Nilgebiet (BUTZER, WILLIAMS), das Darfur-Gebiet (Sudan) mit dem Djebel Marra im Südosten (WILLIAMS, MENSCHING, GIESSNER) und für weite Teile der östlichen Sahara die Arbeitsgruppe um PACHUR und GABRIEL.

1.4. Klima und Witterungsablauf

Der Untersuchungsraum liegt im Bereich der ariden bis semiariden Tropen. Die Aridität ist klimatisch bedingt, was bedeuten soll, daß Geomorphologie und kontinentale Lage von ausgesprochen geringer Bedeutung hinsichtlich der hohen Aridität des Raumes sind (SCHIFFERS 1971, S.26). Nach wie vor als Standardwerk bezüglich der Schilderung der klimatischen Parameter der (Zentral) Sahara muß die Arbeit von DUBIEF (1959/63) gelten.

Nach FLOHN (1963-65, S.319) leitet sich die großflächige und weit äquatorwärts vorgreifende Aridität Nordafrikas sowie des arabischen Raumes aus einer auf der Erde sonst einzigartigen Konstellation des Zirkulationsgeschehens ab.

Während der Sommermonate baut sich eine mächtige Höhenantizyklone mit Kern über Südtibet auf. Sie unterhält über der Sahara als Folge der an ihren Westrändern polwärts gerichteten Höhenströmung trotz des sommerlichen bodennahen Hitzetiefs ein Höhenhoch, da die Luftmassen auf Grund der Verkleinerung der Erdoberfläche in diesem Bereich zur Konvergenz gezwungen werden. Weil die Tropopause eine vertikale Sperrschicht darstellt, wird infolge des Massenüberschusses ein weiträumiges Absinken der Luftmassen bewirkt. Diese Absinkbewegungen verhindern den vertikalen Aufstieg feuchter Monsunluftmassen nördlich 16-17° Nord und stimmen

mit der allgemeinen Nordgrenze der Innertropischen Konvergenzzone (NITC) überein. Der auch als Passatinversion bezeichnete Zustand der Atmosphäre unterbindet sommerliche konvektive Niederschläge.

Während der Wintermonate werden durch den Subtropenjet Konvergenzen hervorgerufen, welche in der Südsahara die ohnehin spärlichen außertropischen Niederschläge unterdrücken (KLAUS 1981, S.55).

Eine zusammenfassende Darstellung der zentralsaharischen Klimatelemente gibt GRUNERT (1983) unter besonderer Beachtung von Niederschlag und Temperatur im Hinblick auf das geomorphodynamische Prozeßgefüge. GRUNERT beleuchtet unter anderem die klimatische Trennung und Verquickung zentralsaharischer Bereiche durch die Einflußzone des (von Norden einwirkenden) mediterranen Klimasystems einerseits sowie die Zone der überwiegend vom tropisch monsunalen Klimasystem beeinflussten südlichen Bereiche der Zentralsahara andererseits.

Der Untersuchungsraum, welcher der vorliegenden Arbeit zugrunde liegt, wird insbesondere während der Sommermonate vom monsunalen Klimaregime beeinflusst, was die Niederschlagsereignisse verursacht. Im folgenden soll vornehmlich der Jahresgang von Temperatur und Niederschlägen anhand der Meßwerte einiger Klimastationen beschrieben und die Landschaftsbereiche im Untersuchungsgebiet klimatisch charakterisiert werden.

In der Republik Niger verlaufen die Isohyeten nicht breitenkreisparallel. Im Osten greift die Südsahara mit ihrem vollariden Klimacharakter nach Süden aus. Agadez, am Fuße des Air-Gebirges auf $16^{\circ}59' N$ und $7^{\circ}59' E$ und damit deutlich nördlicher als die Siedlung Ngourti ($15^{\circ}18' N / 13^{\circ}12' E$) am Süden des Großen Erg von Bilma gelegen, weist mit 148 mm/a^1 gegenüber der Station Ngourti mit 48 mm/a bereits das Dreifache an Niederschlagsmenge auf (siehe Abb. 2). Bilma, auf $18^{\circ}41' N$ und $12^{\circ}55' E$ gelegen, ist mit lediglich 18 mm/a dem Bereich der Vollwüste zuzuordnen.

¹Die Angaben der jährlichen Niederschlagsmengen beziehen sich stets auf das langjährige Mittel (Quelle: Arch. du Service Météorologique du Niger).

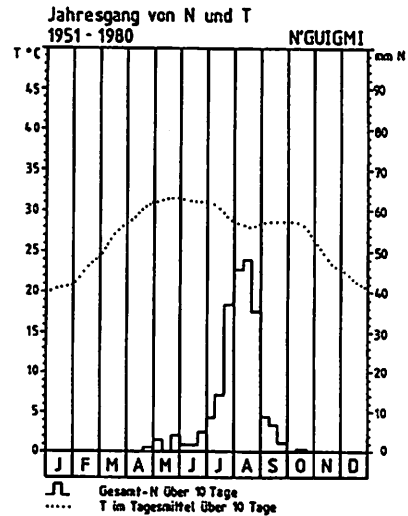
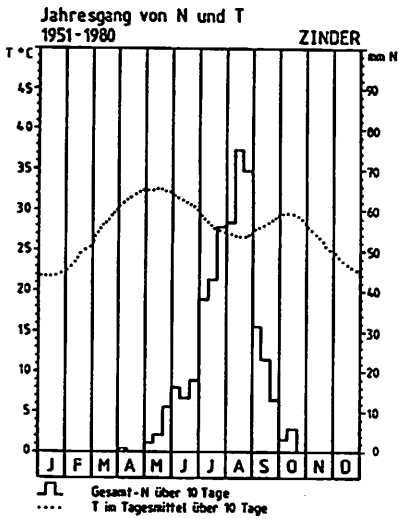
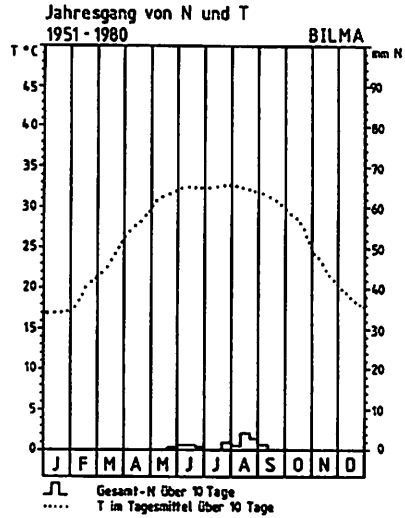
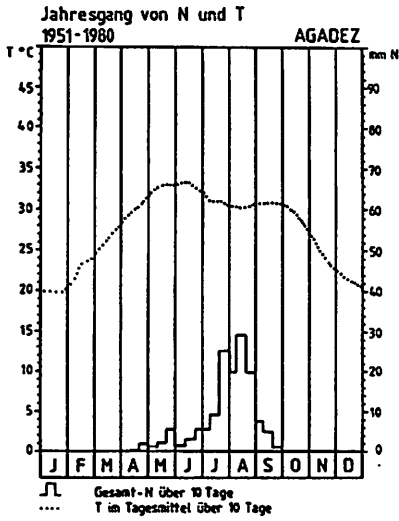


Abb. 2. Klimadiagramme der Stationen Agadez, Bilma, Nguigmi und Zinder.

Gleiches gilt für die auf nahezu gleicher Höhe mit Agadez liegenden Schichtstufenplateaus von Dibella und Agadem, für die jedoch keine Meßwerte vorliegen.

Auch im Süden der Republik Niger nehmen die Niederschlagsmengen bei vergleichbarer Breitenlage von Ost nach West deutlich zu. Während im Südost-Niger in N'Guigmi ($14^{\circ}15' \text{ N} / 13^{\circ}7' \text{ E}$) 211 mm/a und Diffa ($13^{\circ}25' \text{ N} / 12^{\circ}47' \text{ E}$) 239 mm/a fallen, sind es in Zinder ($13^{\circ}48' \text{ N} / 9^{\circ} \text{ E}$) 478 mm/a und im Südwest-Niger in Niamey ($13^{\circ}30' \text{ N} / 2^{\circ}8' \text{ E}$) 571 mm/a. Abb. 3 zeigt die unterschiedlichen Niederschlagsmengen einiger ausgewählter Stationen im langjährigen Mittel.

Den Jahresgang von Niederschlägen und mittlerer Tagestemperatur gibt Abb. 2 wieder. Die Temperaturschwankungen zwischen Sommer- und Wintermonaten sind im Norden etwas deutlicher ausgeprägt als im Süden. Die im Winter allgemein niedrigeren Temperaturen nehmen im April merklich zu, um im Mai ihren Höhepunkt zu erreichen. Insbesondere im südlichen Niger geht der Temperaturanstieg häufig mit schwülen Witterungsverhältnissen einher, deren Ursache das Übergreifen monsunaler Luftmassen ist. Es ist die unangenehmste Zeit im nigrischen Sahel. Mit Einsetzen der Regenzeit und insbesondere während ihres Höhepunktes gehen die Temperaturen deutlich zurück, was vornehmlich auf einen hohen Bewölkungsgrad mit entsprechend herabgesetzter Insolation zurückzuführen ist. Als Beispiel dient hier die Station Zinder.

Der jahreszeitliche Temperaturverlauf zeigt im Falle der nördlicher gelegenen Stationen eine entsprechend niedrigere sommerliche Depression. Der Station Bilma fehlt sie völlig. Hier werden mit einer Monatsmitteltemperatur von 17°C im Januar die niedrigsten und von etwa 33°C in Juni und Juli die höchsten mittleren Tagestemperaturen innerhalb der Reihe der ausgewählten Stationen erreicht.

Die Niederschläge treten mehr oder weniger regelhaft von Mai bis Oktober auf. Die niederschlagreichsten Monate sind allgemein Juli und August. Die Niederschläge fallen größtenteils in Form konvektiver Gewitterregen, die sich aufgrund der thermischen Verhältnisse zumeist nachmittags entladen. Es handelt sich um linienhafte Störungen (ligne de grain/easterly weaves), die stets von Ost nach West ziehen, und deren Lebensdauer und Stärke recht unter-

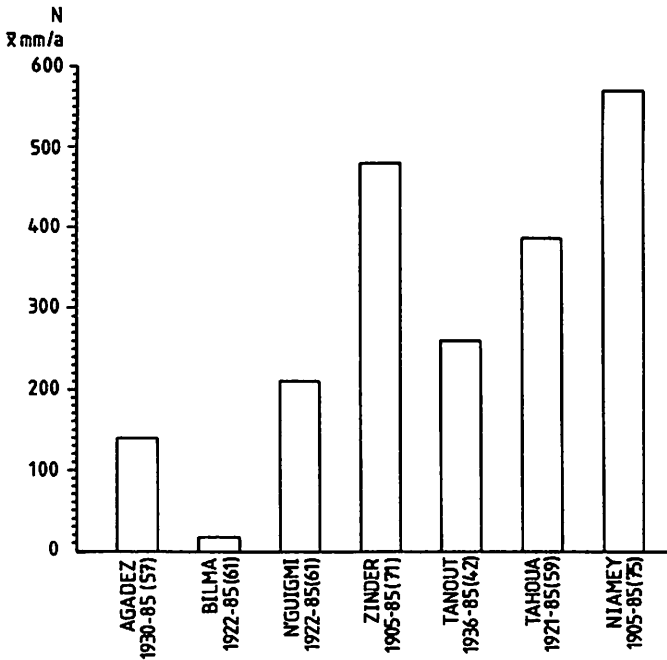


Abb. 3. Niederschlagsdiagramme ausgewählter Stationen im Vergleich.

schiedlich sind (u.a. MANSARD 1962). Die Niederschlagsdauer ist zumeist kürzer aber von hoher Intensität.

Derartige Phänomene konnten im August und September 1986 im mittleren und westlichen Teil der Republik Niger häufig beobachtet werden. Im trockeneren Norden nehmen die mit diesen Störungen einhergehenden Sturmböen erhebliche Mengen Staub auf, so daß den Gewitterzellen hier regelhaft eine Staubwalze vorauszieht (Photo 1). Mit zunehmender Vegetationsbedeckung und Bodenfeuchte bleibt dieses Phänomen im Zentral- und Südsahel aus.

Während der gut ausgebildeten sahelischen Regenzeit im Jahre 1986 konnten die gleichen Phänomene im Bereich der Vollwüste bei 20° Nord etwa 100 km nördlich des algerischen Grenzpostens In Guezzam beobachtet werden, jedoch ohne daß hier zu diesem Zeitpunkt Nie-

derschlag fiel. Ungefähr 150 km weiter südlich war diese Störung jedoch mit ergiebigeren Niederschlägen verbunden, wie sich bei der Durchfahrt zeigte. Die den Ligne de grain entstammenden und so mit der Nordlage der Innertropischen Konvergenzzone kausal verbundenen Regenfälle verdeutlichen, wie die Aridität des heute vollariden Bereichs der südlichen Zentralsahara im Verlaufe des Quartärs aufgrund über einen höheren Wolkenbedeckungsgrad erniedrigter Insolation sowie infolge erhöhter Niederschlagsmengen gemildert wurde.

Während Herbst, Winter und Frühjahr herrscht im nordafrikanischen Sahel Trockenzeit, die sich gegen Ende während der Monate März und April auch aufgrund der ansteigenden Temperaturen deutlich verschärft. Das Windfeld wird vom Nordost-Passat bestimmt, der im Nordost-Niger im Bereich der Sahara Sandstürme hervorruft. Im Sahel verursachen diese Starkwinde insbesondere im Frühjahr oftmals tage- und manchmal wochenlangen, undurchdringlichen Dunst, den sogenannten Brume sèche, der von dem aufgewirbelten Staub herrührt, welcher einige Kilometer hoch in die Atmosphäre gerissen wird und nur sehr langsam zu Boden sinkt.

War die vorhergehende sommerliche Regenzeit nur unzureichend ausgebildet oder liegt gar eine über mehrere Jahre andauernde Dürreperiode vor, die infolge Überweidung die Grasvegetation stark degradierte, so kommt es im Sahel unter dem Einfluß der nordöstlichen Winde und Stürme zu beträchtlichen Verlusten an Feinmaterial. Die Ton- und Schlufffraktionen der bloßgelegten Böden werden ausgeweht; im Lee erhöhter Geländeteile bilden sich Flugsandschleppen. Derartige für die Ökologie des Raumes katastrophale Staubstürme konnten insbesondere im März 1985 beobachtet werden. Sie erfaßten den gesamten nigrischen Sahel.

Die quartären Klimaschwankungen sind, soweit im Arbeitsgebiet dokumentiert, Gegenstand der Diskussion. Tab. 1 gibt einen einführenden Überblick. Von seiten der Ursachenforschung werden mehrere Modelle diskutiert, die das wechselnde zirkulationsdynamische Geschehen über Nordafrika während des Jungquartärs zu erklären suchen, so von ROGNON & WILLIAMS (1977), ROGNON (1979), ZINDEREN BAKKER & MALEY (1979) und FLOHN & NICHOLSON (1980). Auf diese Problematik kann hier lediglich hingewiesen werden. Jedoch ist folgendes festzuhalten: eine Meridionalisierung der Zirkulation bewirkte, daß die Sahara allgemein sowohl von wesentlich weiter

nordwärts ausgreifenden monsonalen Feuchtluftmassen im Sommer als auch von weiter südwärts vordringenden Winterregen der Westdrift beeinflusst wurde (siehe Kap. 6.1.).

Zeit y.b.p.	Klima- charakter	OST-NIGER (Großer Erg von Bilma)	ZENTRAL-und SÜD-NIGER (Sahel S' der 300mm-Isohyete)
>40000	Trockenphase	Dünenbildung ?	Entstehung des Erg ancien
40000	Feuchtphase ¹	Bodenbildung ?	Verwitterung des Erg ancien; Luvic Arenosols
30000			
20000	extreme Trocken- phase mit Höhepunkt um 18000 y.b.p. ²	1. Dünengeneration	Dünenbildung bis mind. 10° N; wüstenhafte Klimabedingungen
.	Übergang zu semi- ariden Klimaverh.	Dünen werden immobil, beginnende Verwitterung	Dünen werden immobil, begin- nende Verwitterung
15000	zunehmend feuchter ³	Bodenbildung	
.			
10000	große Feuchtphase ⁴ mit Höhepunkt um ca. 8000 y.b.p.	kräftige Verwitterung der 1. Dünengeneration; Chromic Arenosols	Verwitterung mit tiefgreifen- der kräftiger Rubefizierung der Altdünen; Chromic bis Cambic Arenosols
.			
6000	zunehmend trockener	partielle Dünenbildung	
5500	Trockenphase ⁵	2. Dünengeneration	Dünen weitestgehend stabil, Deflationsverluste der Böden, überwiegend Bodenbildung
.			
4500	Feuchtphase ⁶	Bodenbildung	
4000		Eutric Regosols	
3000	zunehmend trocken		Bodenbildung, in Trocken- jahren Deflationsverluste
2500	bis zu den heutigen	3. Dünengeneration	
2000	Klimaverhältnissen		
1000			in der Moderne weitflächige Degradation der Böden.
0		Vollwüste	

¹ "Ghazalien" nach SERVANT (1973/83)

² "Kanemien" nach "

"Ogolien" nach MICHEL (1973)

³ Frühholozäne Feuchzeit

⁴ "Tchadien" nach SERVANT (1973/83)

⁵ Jungneolithische Trockenphase

⁶ Jungneolithische Feuchtphase

"Nouakchottien" nach MICHEL (1973)

Tab.1 Die Klimaentwicklung im Arbeitsgebiet nach Ausweis der geomorphologischen und pedologischen Befunde unter Einbezug der Literaturangaben, u.a. SERVANT (1973/83), MICHEL (1973), PETIT-MAIRE & RISER (1983).

1.5. Die Geologie

Im folgenden soll ein Einblick in die geologischen Verhältnisse im Untersuchungsraum gegeben werden. Die Ausführungen stützen sich vornehmlich auf Arbeiten von BARRERE & SLANSKY (1965), FAURE (1966) sowie GREIGERT & PUGNET (1967). KLITZSCH (1970) behandelt die Zentralsahara; es finden sich jedoch wichtige Hinweise insbesondere für das Verständnis der tektonischen Entwicklung des Ostniger. Einen großräumigen Überblick die saharischen Verhältnisse betreffend gibt FURON (1971). Allgemeinere Aussagen zur Paläogeographie finden sich bei BRINKMANN (1977).

1.5.1. Strukturgeschichte und Paläogeographie

Die Entstehung des nordafrikanischen Grundgebirges vollzog sich unter mehreren Faltungsvorgängen bereits während des Präkambriums. Magmatische Tiefengesteine drangen im Grundgebirge auf und führten während des Suggarien und des Pharusien zu stark metamorphen Überprägungen. Die so entstandenen Gebirge wurden im Wechsel von Erosions- und Akkumulationsphasen noch vor Beginn des Kambriums zu einer Fastebene eingeebnet; der kristalline Sockel der sogenannten Saharatafel war geschaffen.

Die Saharatafel kann nahezu über die gesamte Erdgeschichte hinweg als ein sehr stabiles Bauelement gelten. Der präkambrische Sockel wurde vornehmlich im Altpaläozoikum, im Jura und in der Oberkreide bruchtektonisch beansprucht und geprägt. Über teilweise sehr alte Großstrukturen wie Schwellen, Tröge und Lineamente bestimmt der Sockel gegenwärtig weitgehend die Elemente des Makroreliefs.

Die großen nordafrikanischen Tröge und Becken enthalten neben jüngeren mesozoischen in der Regel paläozoische Sedimente, was sowohl ihre alte Anlage als auch die marine Sedimentationsgeschichte gesamt Nordafrikas während des Paläozoikums belegt. Einen Überblick über die tektonischen Bauelemente Nordafrikas gibt FURON (1971, S.116f.).

Während des Altpaläozoikums erstreckte sich nördlich des Untersuchungsraumes ein kontinentales Becken, dessen südliche Ausläufer zwischen Djado und Adrar des Iforas lagen. Dieses Becken

stellte im Verlaufe des Paläozoikums die südliche Verbreitungsgrenze der von wechselhaften Sedimentationsverhältnissen geprägten Ablagerungen dar. Epikontinentale, deltaartige oder lagunäre Bedingungen wurden von aus Norden kommenden Transgressionen des Silurs, des Devons und des Unterkarbons unterbrochen. Mit Ausnahme des Karbons sind die Sedimente hauptsächlich detritisch. Die Sedimentation überschritt 18° 30' nicht. Die südlich gelegenen Gebiete, denen der Untersuchungsraum zuzurechnen ist, waren während des Paläozoikums Hochgebiete.

Im Unterkarbon verlieren die NW-SE streichenden Bauelemente der Saharatafel allmählich an Bedeutung. Erste Anzeichen der NE-SW orientierten tektonischen Gliederung der Strukturelemente entwickeln sich (KLITZSCH 1970, S.480). Diese Ausrichtung unterband vom Perm bis in die Unterkreide marine Sedimentationen im mittleren Bereich der Saharatafel. Die Gebiete relativer Hebung wurden vielerorts bis auf den präkambrischen Sockel erodiert. Die detritischen Sedimente füllten die kontinentalen Tröge. Der Höhepunkt dieser Entwicklung lag um die Wende Jura/Kreide.

Während im Nordosten der Murzuk-Djado-Trog bereits im Karbon aufgefüllt war, lagerten sich in einem kontinentalen Becken westlich des heutigen Airgebirges permotriassische und jurassische Sedimente ab. Dieses Becken verlagerte sich fortschreitend nach Süden und erreichte mit Beginn der Unterkreide seine größte Ausdehnung vom Süden des Adrar des Iforas bis in südöstlich des Airgebirges gelegene Bereiche. Die Sedimente werden unter dem Begriff des Continental intercalaire (Ci) zusammengefaßt. Ihre Verbreitung zeichnet die Ausdehnung des innerkontinentalen Beckens nach.

Mit ausgehender Unterkreide belebte eine Hebungsphase die Erosion in den Hochgebieten und führte zur fluviatilen Ablagerung mächtiger Sandlagen. Die Phase kontinentaler Sedimentation endete mit dem unteren Cenoman, für dessen Verlauf tonig-sandige oder kalkige Seeablagerungen sowie Sumpfsedimente mit Dinosaurierfossilien charakteristisch sind (Farak-Formation).

Mit der Oberkreide begann für weite Teile Nordafrikas neuerlich eine marine Sedimentationsgeschichte. Die Oberkreidetransgression setzte bereits im oberen Cenoman ein und rückte langsam gegen das Festland vor. Zum Senon bestand eine Verbindung zwischen dem Golf

von Guinea und der Tethys, die westlich der Hoggaraufwölbung verlief. Sie führte unmittelbar in den Bereich von Nigeria. Ein weiterer Kanal zwischen Hoggar und Tibesti gelegen wurde vermutet, kann jedoch nicht belegt werden; in den Becken von Murzuk und Djado findet sich keine marine Oberkreide.

Marine Oberkreide ist in der nördlichen und östlichen Umrahmung des Nigerbeckens (Bassin des Iullummeden) aufgeschlossen, weiterhin im Bereich von Tanout und südwestlich des Termit, östlich davon im Bereich von Zoo Baba und Agadem sowie auch nördlich des Arbeitsgebietes zwischen Seguedine und Achegour.

Regional war während der Kreide im Ostniger das Becken von Bilma bedeutungsvoll. Die kretazischen Sedimente erlangen hier eine Mächtigkeit von bis zu 1000m, wobei die marine Oberkreide nach Norden hin zunehmend terrestrischen Einfluß zeigt.

Das obere Senon war teilweise regressiv kontinental. Die Ablagerungen, als Continental hamadien bezeichnet, sind im Untersuchungsgebiet weit verbreitet. Sie finden sich im Koutous, in den Regionen von Zinder/Maradi, Dogondoutchi und Dosso. Das Verlanden dieser Sedimentationsräume stellt überregional eine Dissymmetrie dar und ist mit dem Beginn der Aufwölbung der Air-Antiklinale in Verbindung zu bringen. Die große Transgression des Maastricht beeinflusste den Raum im Westen wie im Osten. Eine klare Trennung vom Paleozän ist nicht immer gegeben.

Das Paleozän beendete die marine Sedimentationsgeschichte mit der Ablagerung flachmariner, ausschließlich chemischer und zoogener Sedimente, die insbesondere im Bereich des Nigerbeckens verbreitet sind. Das umliegende Festland erlebte eine tiefgreifende Verwitterung.

In den nunmehr kontinentalen Becken lagerten sich von jung nach alt Eisenoolithe, Sand-, Siltsteine und Tonbänke, die Vegetationsreste enthalten, ab. Diese Sedimente werden unter dem Begriff des Continental terminal (C.t.) zusammengefaßt. Die zeitliche Zuordnung des Sedimentationsgeschehens ist bislang unbefriedigend und wird allgemein als posteoazän umschrieben.

An den Ablagerungszeitraum des Continental terminal schließt sich eine langandauernde Erosionsperiode, die Abtragsstärken von bis

zu 300m bewirkte und das T Chadbecken im Osten auffüllte.

Die quartäre Bedeckung als Folge wechselnd feuchter und trockener Klimaperioden ist im Osten des Untersuchungsraumes besonders mächtig. Quartäre Lockersedimente finden sich jedoch auch im mittleren und westlichen Niger und bestimmen über weite Strecken das Mesorelief.

1.5.2. Stratigraphie und Petrographie

Im folgenden soll ein stratigraphischer sowie petrographischer Überblick gegeben werden, in welchem auf vom Arbeitsgebiet vorgegebene Schwerpunkte eingegangen wird. Die Petrographie einzelner Lokalitäten wird näher im Zusammenhang mit der Darstellung der Bodenbildungen beleuchtet (Kap. 4). Wie bereits in Kapitel 1.6.1. wird der Bereich des Air-Gebirges mit seinen Vorländern ausgelassen. Ebenso werden der Nordosten, der Nordwesten und der Norden der Republik Niger nicht behandelt.

1.5.2.1. Das Becken von Bilma

Nach LOUIS (1970) wird das tektonische Becken von Bilma durch die Nord-Süd verlaufende Stufe von Bilma zweigeteilt. Sein östlicher Teil ist weitgehend unerforscht. Die westliche Begrenzung zeichnen die kleinen Plateaus von Achegour und Fachi nach. Die Nord-Süd verlaufende Beckenachse wird von den südlichen Ausläufern der Stufe von Bilma über die Plateaureste von Zoo Baba und Dibella markiert. Die Dorsale Fachi-Dibella grenzt das Bilmabecken gegen Südwesten vom Termitbecken ab. Die Aufwölbung von Dibella stellt die südliche Begrenzung des Bilmabeckens zum T Chadbecken dar.

Das Becken von Bilma war insbesondere seit dem jüngeren Mesozoikum bedeutungsvoll. Die Kreidesedimente erlangen im Beckeninneren eine Stärke von circa 2000m. Im Altpaläozoikum zählte dieser Bereich zur Tihemboka-Schwelle (siehe KLITZSCH 1970, S.474), weshalb paläozoische Sedimente, wie sie in den benachbarten Bereichen des Air und des Djado auftreten, aus dem südlichen Teil des Beckens von Bilma (Arbeitsgebiet) nicht beschrieben sind. Jedoch fand ich im Bereich von Dibella im übertieften westlichen Stufenvorland einen konglomeratischen Sandstein, der sich in

Lagerung und Petrographie dem Granit des Basements aufliegend deutlich vom mesozoischen Liegenden der Stufe unterscheidet. Möglichenfalls handelt es sich hierbei um ein paläozoisches Sedimentrelikt.

Mit der Unterkreide nahm das Bilmabecken die ersten, noch kontinental-klastischen Sedimente auf. Es handelt sich um grobe, kreuzgeschichtete Sandsteine der Formationen von Achegour, Fachi und Dibella. Das Gestein enthält kaum Feldspäte. Die Tonfraktion fehlt; Kieselsäure dient als Bindemittel. Es handelt sich um die Sedimente des Continental intercalaire. Mit FAURE sind diese detritischen Ablagerungen als Folge einer bereits wiederholten Materialaufbereitung zu kennzeichnen.

Aus der Region von Kafra beschreibt FAURE (1966, S.237) Dadoxylon, das aufgrund seiner paläontologisch größeren Reichweite jedoch eine nur wenig genaue Altersbestimmung ermöglicht. Ich selbst fand Stamm- oder Astreste von Dadoxylon in der Westwand der Stufe von Dibella.

Bei den genannten Formationen handelt es sich um chronostratigraphische Einheiten der oberen Unterkreide. Aufgrund petrographischer Gleichheit wird ihre parallele Entwicklung zur Nubischen Serie und dem von KLITZSCH (1970) in den Jura gestellten Messak-sandstein des Murzukbeckens diskutiert (neben FAURE 1966 siehe auch BUSCHE 1982).

Die Lithologie der Oberkreidesedimente ist auf das gesamte Becken bezogen sehr viel weniger einheitlich. Das untere Cenoman vertritt die Formation von Ezerza. Im südlichen Beckenbereich (Stufe von Bilma) handelt es sich um grüne Tone mit Siltbändern, schwärzliche Kalke und Phosphatkonglomerate. Auch abgerollte Fischknochen sind enthalten (FAURE 1966, S.270). Die Ezerza-Formation ist der Farak-Formation des mittleren Niger gleichzustellen. In beiden Fällen handelt es sich noch um kontinentale Sedimente. Im nördlichen Becken von Bilma sind die Tone zunehmend von Sandschichten durchsetzt, um schließlich den Sandsteinen der Cheffadène-Formation zu weichen, wodurch die Festlandsnähe im Norden eindrücklich dokumentiert ist.

Oberes Cenoman und unteres Turon sind marin. Die Formation von Zoo Baba besteht aus grünen Tönen mit zwischengeschalteten,

fossilführenden Kalkbänken (FAURE a.a.O., S.271).

Ebenfalls marin ist die Kafra-Formation des unteren und mittleren Senon. Jedoch weisen die feinsandigen Sedimente ein bereits litorales Ablagerungsmilieu aus. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, das sich im Osten des Bilmabeckens, im Bereich des späteren Tchadbeckens, Festland befand. Die Einsenkung des Tchadbeckens ist ein spätmesozoischer bis tertiärer Vorgang.

Westlich und südlich Bilma wird die Kafra-Formation von der chronostratigraphisch mit ihr identischen Agadem-Formation abgelöst. In Tone und glaukonitische Sandsteine sind Eisenplatten eingeschaltet. Südlich Bilma, im Bereich der Stufe von Agadem, gehört die gleichnamige Formation jedoch bereits zum tektonischen Tchadbecken, wengleich es sich die Plateaus betreffend um dieselbe Störungslinie handelt.

Der höchsten Kreide (oberes Senon) und möglichenfalls auch noch dem ältesten Tertiär ist die Formation von Bilma zuzuordnen. Sie besteht nunmehr ausschließlich aus terrestrisch sedimentierten Sanden, die stellenweise von glaukonitischen Siltbänken durchsetzt sind. Die verwitterungsfähigen Silikate sind weitgehend zersetzt, was sich über eine Kaolinitdominanz in der Tonfraktion ausdrückt.

1.5.2.2. Das Tchadbecken

Wie bereits erwähnt liegt die Südgrenze des tektonischen Beckens von Bilma bei Dibella. Wie an der Westgrenze im Bereich der Stufe von Fachi tritt auch hier das Basement in Form von Granit an die Oberfläche. Die Sedimente südlich Dibella zählen zum Tchadbecken. Die kretazischen Sedimente sind jedoch mit den nördlich gelegenen weitgehend identisch, da die Aufwölbung von Dibella während des Ablagerungszeitraumes oberflächlich nicht als Schwelle in Erscheinung trat.

Wahrscheinlich zeitgleich mit der obersenonen Formation von Bilma ist die Formation von Galhama, die als die marin beeinflusste, regressive Phase der unter- bis mittelsenonen Agadem-Formation angesehen wird.

Im Bereich des Tchadbeckens werden die Sedimente der Kreide von tertiären Sedimenten diskordant überlagert, die in dieser Form dem Bilma-Becken fehlen. Die posteoazäne Homodji-Formation ist zeitgleich mit den Ablagerungen des Continental terminal im tertiären Nigerbecken zu sehen. Sie steht im Bereich der Massive von Agadem, Tcheni-Tchadi und Homodji sowie Termit an. Südlich Homodji taucht sie unter die jüngeren Tchad-Formationen ab.

Die Formation von Homodji wird von tonigen Sanden und Silten aufgebaut, die Bauxit und Kaolin neben Eisenoolith-Bänken enthalten. Im Top trifft man auf eine circa 10m mächtige Bank aus Fe-Oolithen oder Fe-Pisolithen, die als Relikt einer lateritischen Verwitterung gedeutet werden. Eine genauere zeitliche Einordnung der Homodji-Formation ist bislang nicht möglich. Auf die Problematik der Sedimente des Continental terminal ist noch näher einzugehen (siehe 1.6.2.6.).

1.5.2.3. Das Becken von Termit

Im Bereich des 200-250km westlich von Agadem gelegenen Termit-Massif ist das obere Senon ebenfalls kontinentalen Charakters. Dem tektonischen Beckenbereich entsprechend handelt es sich hier um die Formation von Termit. Den kontinentalen feinen Sanden, Silten und sandigen Tönen fehlen Eisenkrustenniveaus. Die zeitliche Einordnung ist durch Fossilfunde belegt (FAURE 1966, S.322).

Insbesondere der Süden des Termit-Massifs weist im Hangenden sandige und Fe-oolithische Ablagerungen des Continental terminal (C.t.) auf, die als Formation von Dolle mit den Continental terminal-Sedimenten von Agadem und Homodji (Homodji-Formation) vergleichbar sind. Auch hier ist die zeitliche Einordnung nicht sicher vorzunehmen. Die Basis ordnet FAURE (a.a.O.) dem oberen Eozän zu; für das Top hält er ein oligozänes bis miozänes Alter für wahrscheinlich. Auch im Termit stellt FAURE für das ausgehende Tertiär und möglichenfalls das frühe Quartär eine kräftige Erosion fest.

1.5.2.4. Das Kristallin zwischen Zinder und Gouré

Das Kristallinegebiet von Damagaram-Mounio zwischen Zinder und Gouré wird hauptsächlich von alten und jüngeren Intrusivgesteinen aufgebaut. Stellenweise tritt mit dem Suggarien auch der präkambrische Sockel in Erscheinung (siehe GREIGERT & POUGNET 1967, S.31f.).

Die syntektonischen Granite von Damagaram sind heterogen, im Westen der Region häufig porphyrisch. Der äußerste Westteil der Region von Damagaram (Granitgebiet westlich Zinder) sowie der gesamte Bereich von Mounio südlich Gouré wird von jungen Intrusiva bestimmt, die als sogenannte junge granitische Serie zusammen mit den vergleichbaren jungen Air-Graniten die nördliche Verlängerung der "Younger Granites" von Kamerun und Nigeria darstellen. Die Granite drangen im Air postdevonisch und präkretazisch auf. Die Granitvarietäten sind bei GREIGERT & POUGNET (1967, S.37) beschrieben. Im Gebiet von Mounio (Gouré) finden sich darüberhinaus Tuffe und Liparite (Rhyolit) eines initialen Vulkanismus.

1.5.2.5. Die östlichen Bereiche des Beckens von Iullemeden

Bei der Sockelaufwölbung von Damagaram-Mounio handelt es sich um ein altes Hochgebiet, welches insbesondere während des jüngeren Mesozoikums von Bedeutung war (vgl. FAURE 1966, S.353). Während der Kreide sedimentierten nördlich dieser Aufwölbung Sandsteine, die heute die Geologie dieses mittleren Teiles der Republik Niger bis zum Air bestimmen.

Zeitlich besonders schwer zu erfassen sind die detritischen Sandsteine des Continental hamadien, die westlich bis östlich dem Sockelbereich von Damagaram in weiter Verbreitung direkt aufliegen. Im Bereich des Koutous-Massivs werden diese Gesteine als Formation von Koutous bezeichnet und unter Vergleich mit benachbarten Regionen ganz allgemein der oberen Kreide zugeordnet. Die Sandsteine und Silte sind ausgesprochen fossilarm. Ihnen aufgelagert ist stellenweise ein tertiärer Eisenoolith, der jedoch nicht zum Continental terminal gezählt und jünger eingestuft wird.

Im Gebiet von Tanout finden sich marine Sedimente des oberen Cenoman bis zum mittleren Senon. Es handelt sich an der Basis um

Sande und Tone, die fossilreich sind. Das Hangende wird von Tonen sowie marinen und lakustren Kalken bestimmt. Weiter nach Norden folgen mit der Formation von Farak die kontinentalen, sandigen Ablagerungen des unteren Cenoman.

Weitverbreitet sind die groben Sandsteine der Formation von Echkar, die südlich Agadez die Stufe von Tiguidit aufbauen. Sie enthalten in großer Menge silifiziertes Holz, was den kontinentalen Charakter unterstreicht. Nach Norden an schließen sich die unterkretazischen Tone von Irhazer und die jurassischen Sandsteine von Agadez an. Alle hier aufgeführten Serien oder Formationen zählen zum Continental intercalaire und nehmen aufgrund der tertiären Air-Aufwölbung und nachfolgender Erosion von Süden nach Norden an Alter zu.

Das Continental intercalaire schließt im überregionalen stratigraphischen Verband die große Lücke zwischen dem Oberkarbon und der Oberkreide. Es umrahmt mit aufliegender Oberkreide das Becken von Iullemeden im Nordosten.

1.5.2.6. Das Nigerbecken

Die tertiäre Sedimentation im Becken von Iullemeden setzte mit einer rein marin beeinflussten Episode während des Paleozäns ein. Die Transgressionen hinterließen vornehmlich fossilreiche Tone, aber auch Kalke und Goethit-Oolithe. Eine genauere Beschreibung findet sich bei GREIGERT & PUGNET (1967, S.155ff.).

Auf den marinen, tonigen Paleozänsedimenten lagern die verschiedenen Serien des überwiegend detritischen Continental terminal. Im Bereich des tertiären Nigerbeckens werden insbesondere drei Serien (C.t.¹ bis C.t.³) differenziert, die kurz mit GREIGERT & PUGNET (1967, S.159ff.) charakterisiert werden sollen.

Beim Continental terminal¹ handelt es sich um die siderolithische Serie von Adar Douthi, die partiell noch marin beeinflusst ist. Sande, Silte und kaolinitische Tone wechseln, Oolithbänke treten auf. Im Beckentiefsten bei Dogondouthi werden 80m Mächtigkeit erreicht. Das jüngere Continental terminal² wird von tonig-sandigen Sedimenten aufgebaut, für die das Auftreten von inkohlten Hölzern und Pflanzenresten (Xylite) charakteristisch ist. Das

Continental terminal³ tritt vornehmlich im Westteil des Beckens in Erscheinung. Es besteht aus tonigen Sandsteinen, die zum Top hin von goethitischen Oolithbänken abgeschlossen werden.

Für den Südwesten der Republik Niger gibt DIDIER de SAINT-AMAND (1969) einen Differenzierungsansatz im ersten Teil seines Aufsatzes.

Eine engere zeitliche Differenzierung der unterschiedlichen Abfolgen des Continental terminal liegt bislang nicht vor. Auch eine Parallelisierung mit den undifferenzierten Continental terminal-Ablagerungen des Ostniger von Termit, Agadem und Homodji ist nicht möglich. Genauere Datierungen, insbesondere die jüngsten Fe-Oolithkrusten betreffend, wären aus geomorphologischer Sicht wünschenswert, da die das heutige Makrorelief differenzierenden tektonischen Bewegungen nach Sedimentation des Continental terminal abliefen.

Das *Quartär* ist in Form von Dünensanden unterschiedlichen Alters im gesamten Untersuchungsgebiet weitflächig verbreitet. Im Ost-Niger tritt anstehendes Festgestein nur selten an die Oberfläche. Neben Dünensanden finden sich lokal lakustre Sedimente des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns sowie Alluvionen. Da die quartären Sedimente Gegenstand der Untersuchungen sind, wird hier nicht näher auf sie eingegangen.

2. GEOMORPHOLOGISCHE GRUNDZÜGE DES ARBEITSGEBIETES

Mit dem Arbeitsgebiet in der östlichen Republik Niger (siehe Kap. 1.2.) liegen mit der Vollwüste im Bereich der Ergs von Ténéré und von Bilma sowie dem Sahel insbesondere aus landschaftsökologischer Sicht zwei in allgemeiner Hinsicht zunächst deutlich voneinander zu trennende Räume vor.

Der Anreiz zu einer vergleichenden Untersuchung dieser Naturräume liegt in mehreren Faktoren begründet. Zunächst sind Geologie, tektonischer Bau und Großformenschatz über weite Bereiche ausgesprochen einheitlich. Hier wie dort bedeckt quartärer Dünen sand ein altes Flachrelief des nordafrikanischen Kratons. Das Bild wird nur vereinzelt durch Schichtstufenplateaus im Bereich mesozoisch-känozoischer Störungslinien aufgelockert. Die Materialien, welche die anstehenden Sedimentgesteine aufbauen, sind im Bereich des Untersuchungsgebietes in Sahara wie Sahel großenteils vergleichbarer Provenienz.

Erst bei näherer Betrachtung ergeben sich aus geomorphologischer und aus pedologischer Sicht Unterschiede, die ganz offensichtlich von abweichenden klimatischen Bedingungen herrühren. Den aktiven, unverwitterten Dünen der Vollwüste stehen die immobilen Altdünen des Sahel gegenüber, die bei sanfteren Formen eine zumeist tiefgründige Bodenbildung tragen. Aus dieser die Räume zunächst trennenden Beobachtung ergeben sich wiederum Gemeinsamkeiten, welche unter anderem auf die für geodynamische Prozesse wesentliche Zeitkomponente verweisen. Gedacht ist dabei zum einen an die vorzeitliche Genese der heutigen sahelischen Altdünen, zum anderen an gleich den Saheldünen tiefgreifend rubefizierte Altdünen im Bereich der heutigen Vollwüste. Aber auch die Existenz ausgedehnter Seen während des Jungpleistozän und des Holozän sowie Bodenbildungen vornehmlich im Bereich der Schichtstufen sind zu nennen.

Neben Ansätzen zur Grenzziehung zwischen klimatisch bedingten, morphodynamischen Prozessen der Gegenwart in einem Raum, der zu großen Teilen von Übergangszonen geprägt ist, ermöglicht die Lage des Arbeitsgebietes Studien zur Verlagerung der Klimazonen und zur Beurteilung des Charakters vom Klima gesteuerter geomorphologischer wie pedologischer Abläufe.

Vor dem Hintergrund der Weite und Uniformität der Landschaft erscheint die Größe des Arbeitsgebietes angemessen. Kleinräumige Studien sind zwar vordringlich; sie bedürfen jedoch der überregionalen Zusammenschau und einer Bestätigung der Aussagen, um der Überbewertung beziehungsweise Fehlinterpretation lokaler Phänomene im Ansatz zu begegnen. Die Feldarbeit steht daher vor dem Problem, vor Ort gezielt und gewissenhaft zu arbeiten, jedoch der Größe des Raumes in Form von möglichst zahlreichen Untersuchungsschwerpunkten gerecht zu werden.

Darüberhinaus ist trotz der für europäische Verhältnisse ungewöhnlichen Größe des Arbeitsgebietes eine mehr als oberflächliche Kenntnis der Nachbargebiete notwendig. Dieser Forderung kommen im Westen des Arbeitsgebietes zahlreiche Untersuchungen entlang der Straße von Agadez über Tahoua nach Birni N'Konni und in westlicher Verlängerung bis Niamey nach. Nördlich der Hauptstadt von Burkina Faso (Obervolta) wurde bei Kaya die dortige südliche Verbreitungsgrenze der sahelischen Altdünen untersucht.

Der sich an den Sahel nach Süden anschließende Bereich der humiden Tropen ist dem Autor über zwei Nord-Süd verlaufende Profile durch die Staatsgebiete von Togo und Bénin bekannt. Die hier vorgenommenen Einzeluntersuchungen helfen, das Verständnis insbesondere pedologischer Gegenwartsprozesse und ihrer klimatischen Bindung aus eigener Anschauung zu vertiefen. Die Erkenntnisse aus den südlichen Anschlußräumen gehen in die Beurteilung vorzeitlicher Verwitterungsabläufe im Untersuchungsraum ein. Ideal wäre ein direkter Anschluß im Süden des Arbeitsgebietes auf nigerianischem Staatsgebiet gewesen, was die politischen Verhältnisse der Jahre 1984, 1985 und 1986 jedoch nicht zuließen.

Im Norden ist der, nach der Terminologie von SCHIFFERS als mittlere Sahara benannte Wüstenbereich von mehreren Querungen auf unterschiedlichen Routen bekannt. Geländekenntnisse und detaillierte Untersuchungen zur Pedologie liegen dem Autor darüberhinaus aus dem Bereich der Hofra des südlibyschen Fezzan an der Nordgrenze des Erg von Murzuk vor (VÖLKELE 1984).

Im folgenden sollen die innerhalb des Arbeitsgebietes gesetzten Untersuchungsschwerpunkte, getrennt nach dem wüstenhaften Raum des Großen Erg von Bilma mit dem Erg von Ténéré als seiner westlichen Verlängerung und dem hier zunächst generalisierend als

Einheit betrachteten Raum des nigrischen Sahel, beschrieben werden.

2.1. Der Große Erg von Bilma in der Südsahara :

Die Ausdehnung des Großen Erg von Bilma und seines südlichen Randgebietes verdeutlicht die Karte des Arbeitsgebietes (Abb. 1). Beherrscht vom Windfeld des Nordost-Passates sind in der Regel Längsdünen, sogenannte Sifs, ausgebildet. Sie weisen Längen von vielen Kilometern auf. Nach Ostnordosten hin reicht der Erg bis an das südwestliche Vorland des Tibesti-Gebirges heran. Gegen Westen geht er in den Erg von Ténéré über, der nicht zu verwechseln ist mit der ebenfalls als Ténéré bezeichneten weitläufigen Reg- beziehungsweise Serirfläche, die sich zwischen dem östlichen Air-Rand und dem Kaouar erstreckt.

Ungefähr parallel zum 13. Längengrad erhebt sich für den aus Westen Anreisenden mauerartig die Nord-Süd verlaufende Stufe von Bilma aus den Sandmassen. Die langgestreckte, relativ schmale Stufe löst sich nach Süden hin zunehmend auf. Die Schichtstufenplateaus von Dibella, Agadem und Tcheni-Tchadi liegen auf der selben Störungslinie und stellen die südliche Verlängerung der Stufe von Bilma dar.

Etwa 170 km westsüdwestlich Bilma liegt isoliert die Stufe von Fachi, nördlich davon die nicht so markant ausgeprägte Stufe von Achegour. Letztere gehört jedoch nicht zum Arbeitsgebiet.

Südlich Dibella treten die das Landschaftsbild prägenden mobilen Längsdünen deutlich in den Hintergrund, ohne daß sie gänzlich fehlen würden. Gleiches gilt für den zwischen Dibella beziehungsweise Agadem und dem Termit-Massiv gelegenen Raum.

Bezüglich der den Erg aufbauenden Sande gibt es unterschiedliche Auffassungen. MAINGUET und Mitarbeiter postulieren einen bedeutenden äolischen Ferntransport, welcher die saharischen Ergs im Sinne von Zwischenlagerungsbecken auf dem Weg der Flugsande an die westafrikanische Küste miteinander verbindet (u.a. MAINGUET & CANON 1976, MAINGUET 1978, MAINGUET & COSSUS 1980). Die Interpretation, die hauptsächlich anhand von Satellitenbildszenarien durchgeführt wurde, fußt auf dem von WILSON (1971) begründeten

Modell der "Desert Sandflow Basins". Der vom Nordost-Passat getragene Sandtransport soll hauptsächlich im Verlaufe ariderer Phasen des Quartärs stattgefunden haben, während derer die Windgeschwindigkeiten erhöht waren.

Diesen Auffassungen gegenüber steht die ältere Annahme, die Sandmassen seien während klimatisch günstigerer Phasen des Quartärs primär auf fluviatilen Wege in die weitgespannten Beckenbereiche der heutigen saharischen Ergs eingetragen worden (z.B. FAURE 1966, S. 36). Für diese Interpretation sprechen meines Erachtens die weitläufigen Serire und Regs (Eluvialserire im Sinne MECKELEINS 1959), deren fluviatile Entstehung unbestritten ist und bis ins Tertiär parallel zur Anlage des heutigen Großformenschatzes zurückreicht (siehe auch FÜRST 1966, MENSCHING 1971). Wie weit diese Kiesflächen unter die heutigen Ergs ziehen, ist nicht hinreichend bekannt. Im nordwestlichen Bereich des Erg de Ténéré liegen derartige Verhältnisse vor. In arideren Phasen wurde die Sandfraktion (mS und fS) zu Dünen aufgeweht und diese gemäß dem Windfeld ausgerichtet.

Ohne daß dieser Frage hier weiter nachgegangen werden kann, sei darüberhinaus auf die Diskussion verwiesen, die BUSCHE (1982) für den in der nördlichen Zentralsahara gelegenen Erg von Murzuk führt. Unter Auswertung von Landsat-Szenen und Ergebnissen der Feldforschung folgert BUSCHE, daß zumindest für den Erg von Murzuk das Sandflow-Modell nicht anwendbar ist (ders. S.323ff.).

An den aus der Dünenlandschaft aufragenden Schichtstufenplateaus lassen sich eine Vielzahl quartärgeopmorphologischer Phänomene regelhaft wiederkehrend untersuchen. Dazu gehören an den stets nach Westen weisenden Stirnstufen ausgebildete Rutschungen, wie sie GRUNERT (1983) für den Westrand des Murzukbeckens beschreibt. Den Stufen nach Westen unmittelbar vorgelagert sind übertiefte, abflußlose Senken ausgebildet, die während Pleistozän und Holozän eine wechselhafte lakustrine Geschichte erlebten. In den Stufenbereichen sind darüberhinaus Paläoböden erhalten. Die Stufen und ihre Umgebung stellen daher Untersuchungsschwerpunkte dar.

Lediglich erwähnt werden sollen die zahlreichen Zeugen einer vorzeitlichen Besiedlung des Raumes. Insbesondere Neolithikum und Paläolithikum sind in Form von Steinwerkzeugen durchgehend vertreten. Bei Fachi finden sich neolithische Felszeichnungen.

Bei Bilma, Dibella und Agadem fallen anthropogene Steinsetzungen auf, die ins historische Mittelalter gestellt werden. Insbesondere in Sedimentkörpern können die Artefakte wesentlich zu einer näherungsweisen Altersbestimmung beitragen.

2.1.1. Die Region von Fachi

Im mittleren Teil der im westlichen Bereich des Großen Erg von Bilma gelegenen Schichtstufe liegt die Oase und Palmerie Fachi, die hauptsächlich von Tubus bewohnt wird. Sie stellt einen wichtigen Rastpunkt für die aus dem Air-Gebirge in Richtung Bilma ziehenden Kamelkarawanen dar, die Salzhandel mit den Viehzüchtern des Sahel betreiben. Neben Bilma verfügt auch Fachi über Salinen.

Die Stufe von Fachi wird von unterkretazischen Sandsteinen des westlichen Randbereiches des geologischen Beckens von Bilma aufgebaut (siehe Kap. 1.5.). Im mittleren bis nördlichen Bereich der der Stufe nach Westen vorgelagerten Depression tritt unter der quartären Bedeckung der präkambrische Sockel zu Tage (vgl. FAURE 1966, S.208, 215).

Im Depressionsbereich finden sich überall Zeugen der Existenz bedeutender Seen des Jungpleistozän und vor allem des Holozän in Form sogenannter Yardangs, Korrasionsformen, die in Stillwassersedimenten - zumeist Diatomiten - ausgebildet sind. Die holozänen Gewässer wiesen Ausdehnungen von etwa 30 km Länge und 5 km Breite auf (vgl. FAURE 1966, SERVANT 1983).

Die Korrasion dieser ehemals flächig ausgebildeten, mehrere Meter mächtigen, verfestigten Sedimente, heute isoliert und teilweise sehr vereinzelt stehenden Relikte, verdeutlicht die Kraft der äolischen Abtragung innerhalb lediglich mehrerer Jahrtausende. Diese Tatsache muß man sich im Rahmen der Diskussion um die pleistozäne Klimageschichte der Südsahara vor Augen halten. Fehlende Klimazeugen, etwa in Form von Seesedimenten und Bodenbildungen, sind noch kein Beweis einer mehr oder weniger durchgehend voll-ariden Vergangenheit des (süd-)saharischen Raumes.

Sehr gute Aufschlußverhältnisse liegen am Nordende der großen Depression vor (siehe Photo 2.). Hier wird die ungefähr 3 x 2 km große Randsenke von Dogonboulo durch eine niedrige Schwelle von

der Hauptsenke abgetrennt. Sie weist eine weitgehend erhaltene Seesedimentfüllung auf. Mit etwa 370 m ü.N.N. liegt die Randsenke etwas über dem mit 365 m Beckentiefsten im Bereich der Oase Fachi.

Neben den rein sedimentologischen Untersuchungen an den lakustrinen Sedimenten, die im Rahmen der Arbeitsgruppe nicht in den Kontext dieser Arbeit fallen, lassen sich die folgenden Feststellungen geomorphologischer Natur treffen: gesichert sind drei Seeniveaus, die über den stratigraphischen Verband und mit Hilfe von Absolutdatierungen zeitlich zugeordnet werden können. Zwei weitere, ältere Niveaus sind bislang fraglich.

Das höchste gesicherte Niveau wird in absoluten 410m Höhe von einer Strandplattform markiert, in deren Bereich sich gerundete Gerölle der Sandsteinstufe finden. Die darüberliegenden Hangbereiche werden von grobem Blockschutt ohne jegliche Zurundung überzogen. Der Strandplattform zuzuordnen ist der stratigraphisch älteste Diatomit (Di I), der entgegen der Einordnung durch SERVANT (1983, S.115) ein frühholozänes Alter haben muß. Dem Di I eindeutig angelagert findet sich der unter anderem über ^{14}C -Datierung ins Mittelholozän zu stellende Di II. Der Di II markiert ein Seespiegelniveau in 395 m absoluter Höhe.

410 m-Niveau und 395 m-Niveau liegen über der kleinen Schwelle, die das Randbecken von Dogonboulo vom südlichen Hauptbecken von Fachi absetzt. Im Jungpleistozän (> 20000 y.b.p.) und während der frühholozänen Feuchtzeit existierten Seen, die die gesamte Depression von Fachi ausfüllten. Sie dürften über die westliche Beckenbegrenzung hinaus weit in die Sandtenne des Erg von Ténéré hineingereicht haben. In der näheren Umgebung der Senke finden sich überall Belege in Form tiefgreifend graugefärbter oder weißlich gebleichter Dünensande, denen die heute mobilen Längsdünen aufsitzen. Fossilisierte, in der Regel silifizierte Vegetationsreste wie Schilfgräser und Wurzeln sind in den grundwasserbeeinflussten Sanden enthalten. Sie werden korrasiv schnell zerstört, sobald sie an die Oberfläche geraten.

Zum Ende der frühholozänen Feuchtzeit hinterließen karbonathaltige Wässer auf den korrelierten Diatomiten (Di II) eine mehrere Zentimeter mächtige Kalkkruste. Sie überzieht heute noch in der Randsenke von Dogonboulo flächendeckend den ehemaligen Seeboden.

Die Kalkkruste enthält in großer Menge Schneckenschalen, so *Melanoides tuberculata* und *Biomphalaria pfeifferi*. Diese Gastropoden sind Ubiquisten, welche Süßwasserverhältnisse bevorzugen, deren Adaptationsvermögen aber auch Milieuveränderungen wie Salinitätsschwankungen in gewissem Rahmen zuläßt (vgl. auch DAMME 1984).

Auf die Austrocknungsphase folgte eine neuerliche Seephase, die wiederum über Diatomite (Di III) belegt ist. Am Ostufer des ehemaligen Sees lagern diese Sedimente im Bereich des Schichtstufenhanges der oben beschriebenen und datierten Kalkkruste auf. Die ins jüngere Holozän zu stellende Seephase ließ vermutlich lediglich flachere Gewässer entstehen, die im Bereich von Dogonboulou wiederum einer artenreichen Fischfauna Lebensraum gaben, wie Fossilfunde belegen (s.u.). Auch die jungholozänen Seen trockneten während der Trockenzeit demzufolge nicht aus. Sedimentreste zahlreicher Tümpel finden sich überall in der Ténéré.

Während der Höchststände der genannten Seephasen existierten Seen, die zu Zeiten des ältesten Niveaus (410 m) im Bereich der Hauptdepression ungefähr 45 m Tiefe, während der frühholozänen und mittelholozänen Feuchtphase ca. 30 m Tiefe aufgewiesen haben müssen.

Im Beckentiefsten der Randsenke von Dogonboulou liegen, eingebettet in ein graues, schluffhaltiges Feinsandsediment (fêch-fêchar-tig), die Zeugen einer kleinen ökologischen Katastrophe in Form sehr gut erhaltener Fischfossilien (Photo 3). Nicht das Skelett sondern der Habitus ist bis in Feinheiten hinein zu erkennen. Dies erschwert die Bestimmung jedoch eher, da der Knochenbau erst über Merkmale der Kauwerkzeuge etc. exaktere Angaben ermöglicht. Dennoch ist über die Fossilien, die sich in großen Mengen im lockeren Sand finden, eine weitere gute Möglichkeit zur Milieucharakterisierung gegeben. Auch in den höhergelegenen Diatomiten finden sich fossilisierte Fische.

Identische Verhältnisse, die Sedimentologie und Lage der einzelnen Sedimentkörper betreffend, werden im Bereich der nachfolgend beschriebenen Schichtstufen beziehungsweise der ihnen vorgelagerten Depressionen vorgefunden. Nachfolgend soll auf die Problematik der lakustrinen Sedimente, die am Beispiel der Region von Fachi vorgestellt wurde, nicht näher eingegangen werden. In diesem Zusammenhang sei auf die Arbeiten von BAUMHAUER (1986, 1988)

und GRUNERT et al. (1988) verwiesen.

2.1.2. Die Region von Bilma

Landschaftsprägendes Element der Region von Bilma ist die gleichnamige Schichtstufe, die von der Oase Bilma aus über 150 km in Richtung Norden verläuft. Der nach Westen weisenden Stufenstirn ist, wie bei Fachi, eine übertiefte Senke vorgelagert, in der sich die Oasenkette des Kaouar entlangzieht. Die insbesondere im Süden bedeutende relative Höhe der Stufe von bis zu 200 m erklärt sich aus der gegenüber dem westlichen Umland um mindestens 50 m tiefergelegenen Depression, die lediglich eine mittlere Breite von 5 km aufweist.

Die Schichtstufe wird im wesentlichen von Sandsteinen der oberse- nonen Formation von Bilma aufgebaut, deren Sedimentation mögli- chenfalls noch bis ins Eozän hineinreichte. Die Sandsteine werden von geringmächtigen Siltbänken und Eisenkrusten durchzogen (FAURE 1966, S.238). Bei Bilma finden sich im Liegenden auch Sand- und Tonsteine der unter- bis mittelsenonen Formation von Kafra, die im Gegensatz zu den rein terrigenen Sedimenten der darüberliegen- den Formation von Bilma mariner Herkunft sind. Die detritischen Sandsteine der Formation von Bilma enthalten nahezu keinen Feld- spat, was die Gesteine als Sedimente der zweiten Generation cha- rakterisiert, möglichenfalls auch eine tiefgreifende syn- oder postsedimentäre Silikatverwitterung belegt. In der Tonfraktion wird nach FAURE (1966, S.276) ausschließlich Kaolinit vorgefun- den.

Die Plateaubereiche der im gesamten Arbeitsgebiet untersuchten Schichtstufen sind stark zergliedert. Dabei fällt auf, daß es sich in der Regel um abflußlose, teilweise ineinander übergehende Eintiefungen handelt. Sie sind bei nur geringer Tiefe von mehre- ren Dezimetern bis wenigen Metern meist durch scharf gezeichnete Ränder abgesetzt und mit verfestigtem, schluffhaltigem Feinmate- rial gefüllt, das an der Oberfläche zahlreiche Trockenrisse auf- weist. Nicht selten ist ein lockeres Steinpflaster als Folge der Auswehung des Feinmaterials ausgebildet. Diese abflußlosen Hohl- formen werden als Dayas bezeichnet. Ihre Genese steht eindeutig in Zusammenhang mit Lösungsprozessen im Silikatgestein. Im Dach- flächenbereich der Stufe von Bilma prägen sie in besonderem Maße

das Relief (Photo 4).

Mit dem im mittelsaharischen Raum weitverbreiteten Phänomen des Silikatkarstes beschäftigen sich unter anderem RENAULT (1953) und MAINGUET (1972). Für die Stufe von Bilma und die nach Norden anschließenden Plateaus von Djado und Mangueni sowie die westliche Umrahmung des Murzukbeckens diskutiert insbesondere BUSCHE (1982) die Genese der Hohlformen und die klimamorphologische Bedeutung des Silikatkarstes, der sich im Bereich der Stufe von Bilma einige Kilometer südlich Dirkou auch in der Ausbildung von Höhlen ausdrückt.

Mit BUSCHE (1982) ist die Genese der Lösungsformen deutlich feuchteren klimatischen Verhältnissen zuzuordnen und ins Tertiär zu stellen (ders., S.177). BUSCHE nimmt eine Bildung der Hohlformen unter einer Bodendecke mit ständiger Durchfeuchtung an, wodurch unter anderem über bodenbiologische Prozesse das geeignete Milieu für eine gesteigerte Silikatverwitterung und Abfuhr der Kieselsäure geschaffen wurde (ders., S.167f.). Derartige Klimabedingungen herrschten sicherlich nicht während des Pleistozäns.

Eine weitere im Bereich der Dachfläche der Stufe von Bilma sowie auf vielen Dachflächen saharischer Plateaus zu beobachtende Besonderheit ist die oberflächliche Verkieselung silikatischer Sedimentgesteine. Sie verleiht dem häufig tiefgreifend zermürbten Anstehenden eine hohe Verwitterungsresistenz (DESIO 1937, MULLER-FEUGA 1954). Diese Oberflächensilifizierung ist deutlich älter als die Anlage der Silikatkarstformen, die in diesen "Silcrete" hinein gebildet worden sind.

Nach BUSCHE (1982, S.88ff.) entstand die Verkieselung auf einer weitläufigen Rumpffläche, die ausgesprochen schlechte Abflußbeziehungsweise Drainagebedingungen aufwies und kaum über dem Meeresspiegel lag. Die Silcrete-Bildung muß zwangsläufig vor dem Einsetzen der epirogenetischen Bewegungen erfolgt sein, die letztendlich im Zusammenhang mit der Aufwölbung der großen zentral-saharischen Gebirge den heutigen Großformenschatz, hier in Form der Schichtstufen, entstehen ließen. BUSCHE nimmt für die Oberflächensilifizierung ein oligozänes bis miozänes Alter an (ders. 1983, S.43).

Über die Stufe hinweg transportiert der insbesondere in den Wintermonaten kräftig wehende Nordost-Passat gegenwärtig Flugsand, der im Bereich der westlichen Stufenstirn in Form von Leedünen abgelagert wird. Die die Stufenstirn zerlappenden kleinen Täler stellen häufig Windgassen dar, in deren Bereich der Flugsand in Form von Barchanreihen weitertransportiert wird (Photo 5). Die Barchane schließlich leiten wiederum in die gemäß der Hauptwindrichtung NE-SW ausgerichteten Längsdünen des Ergs über.

Bei Bilma ergeben sich erste Hinweise auf eine klare Differenzierung von Dünen unterschiedlichen Verwitterungsgrades und Alters (siehe Kap. 4.3.1.1.). Das Phänomen jüngstpleistozäner und holozäner Dünengenerationen im Großen Erg von Bilma ist ein wichtiges Ergebnis der vorliegenden Arbeit und wird in den Kapiteln 4. und 5. vertiefend vorgestellt und diskutiert.

Weiterhin finden sich bei Bilma Reste der sogenannten Mittelterrasse. Die Terrasse ist aus rot-braunen Sedimenten aufgebaut, die der Bodenbildungsphase des ausgehenden Pleistozän und des frühen Holozän entstammt. Die Terminologie geht auf die Terrassenmorphologie im Tibesti-Gebirge und seiner Randbereiche zurück (vgl. JÄKEL 1971, GRUNERT 1975). Vergleichbare Bildungen finden sich überall in der Zentralsahara (u.a. BUSCHE et al. 1979). Auch hier sei auf Kap. 4.3.1.1. verwiesen.

Am gegenüberliegenden Hang des Rocher du Silémi, 3 km östlich Bilma, belegt - wie auch im Falle von Fachi (Kap. 2.1.1.) - eine gut ausgebildete, mit Geröllen bedeckte Abrasionsterrasse in etwa 410 m Höhe einen maximalen feuchtzeitlichen Seehöchststand von etwa 55 m Wassertiefe gegenüber dem Depressionstiefsten bei Bilma mit 354 m ü.N.N. Die die Strandterrasse in einer lockeren Streu bedeckenden Gerölle sind für den Raum absolut untypisch und fehlen den Wadiläufen. Sie können auch nicht in Form von Konglomeraten vom Anstehenden der Stufe vererbt sein.

Die wechselhafte lakustrine Sedimentationsgeschichte, deren Spuren sich auch in der Depression vor der Stufe von Bilma finden, ist grundsätzlich identisch mit der für die Region von Fachi in Grundzügen geschilderten. Für die Region von Bilma sei auf die Arbeiten von SERVANT (1983) und BAUMHAUER (1986) verwiesen.

2.1.3. Die Region von Zoo Baba

Südlich Bilma löst sich die Stufe in eine Vielzahl kleinerer Plateaureste auf, die mehr oder weniger isoliert stehen und von geringer Ausdehnung sind. Sie werden von den Sandmassen des Erg von Bilma allseitig umgeben. Die rezenten Längsdünen stehen in Abständen von maximal 1-2 km, häufig jedoch nur wenige Hunderter von Metern dicht beieinander und erschweren infolge ihrer passat-orientierten Ausrichtung die Querung des Ergs in Richtung Süden erheblich (Photo 7). Die Mobilität der Dünen ist hoch, was unter anderem an alten Fahrspuren zu erkennen ist. In gleicher Weise äußerte sich der ortskundige Tubu-Führer. Stellenweise sind zwischen den heute mobilen Längsdünen alte Dünenrücken zu beobachten, deren höherer Verfestigungsgrad und flachere Form sie neben einer abweichenden Färbung deutlich von den jungen Dünenformen unterscheiden läßt.

Auch bei Zoo Baba finden sich immer wieder Seesedimente in den den Plateauresten regelhaft nach Westen vorgelagerten Depressionen. Die im Windschatten des Nordost-Passates gelegenen Senken werden von den gegenwärtig mobilen Dünen in der Regel nur eingeraht. Ältere Dünensande sind in diesen Vorlandsenken nachweisbar und häufig in die lakustrinen Ablagerungen eingeschaltet. Nahe liegend ob der regelhaften Ausbildung erscheint die Annahme einer tektonisch bedingten primären Anlage der Hohlformen im Zusammenhang mit der jungtertiären bis altpleistozänen Hebung der Schichtstufen. Erhöhte Grundwasserstände ermöglichten zu allen Zeiten, mit Ausnahme der hyperariden Phasen des Quartär, eine physikochemische Aufbereitung des in die Senken eingetragenen Materials. Die deutliche Übertiefung der Senken konnte so möglichenfalls auch über Deflation des Feinmaterials aufrechterhalten werden.

BARTH (1970, S.84ff.) beschreibt die Ausbildung solcher Depressionen für die Stufenlandschaft von Bandiagara (Mali) und erklärt sie als vom Harmattan geschaffene, äolische Bildungen infolge Turbulenzen, die durch das Aufprallen der Strömung der unteren Luftschichten auf die Stufenstirn hervorgerufen werden. Auch hier verläuft die Stufe in Nord-Süd-Richtung, und die Stufenfront weist nach Westen; die Depressionen haben vergleichbare Breiten von etwa 3 km. Abweichend vom saharischen Ost-Niger weht der von BARTH als Formungsagens erkannte Wind an der Bandiagara-Stufe

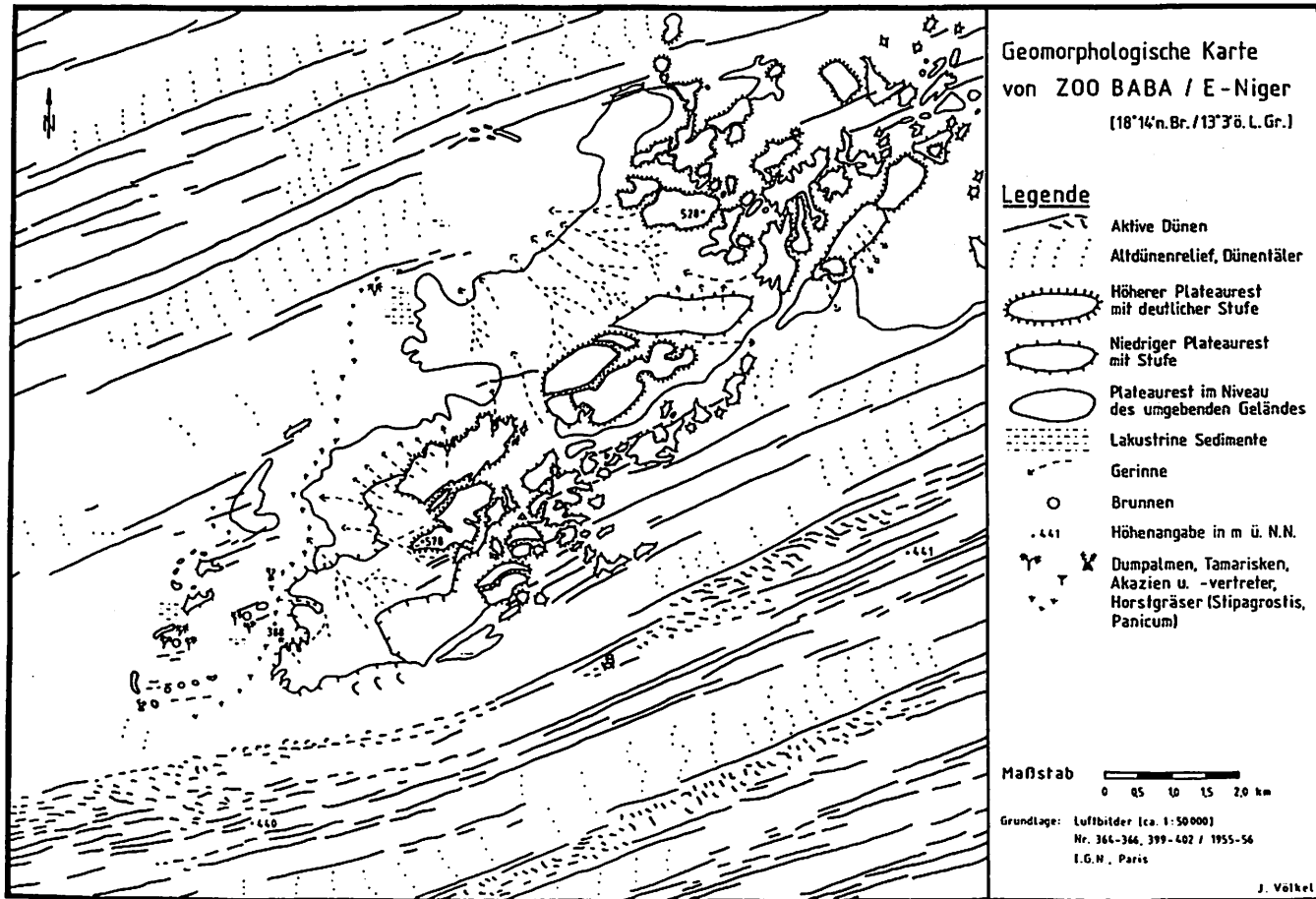


Abb. 4. Geomorphologische Karte von Zoo Baba.

jedoch aus der entgegengesetzten Richtung, so daß diese Deutung für den ost-nigrischen Bereich nicht zutrifft.

Die Stufe von Zoo Baba liegt rund 50 km südlich der Oase Bilma auf gleicher Breite mit der oben vorgestellten Stufe von Fachi (siehe Abb. 1). Der geologische Bau der Stufe weicht erheblich von dem bisher vorgestellten ab, was auch in der Morphologie zum Ausdruck kommt. Die nach der Oase benannte Formation von Zoo Baba besteht aus rein marinen Sedimenten des oberen Cenoman und des unteren Turon, was eindrucksvoll über eine reichhaltige Ammonitenfauna belegt wird (FAURE 1966, S.233f., 271). Neben Sandsteinen, Kalksteinen und Mergeln finden sich unter anderem grüne Tonsteine mit Montmorillonitvornacht. Folge dieses geologischen Baus der Stufe sind mächtige Rutschungsschollen als ein weiteres geomorphologisches Phänomen im Bereich des Großen Erg von Bilma.

Einen Eindruck von der Exposition der Stufe vermittelt Abb. 4. Die Stufe ist größtenteils in Einzelplateaus aufgelöst, was nicht zuletzt eine Folge der morphologisch geringeren Wertigkeit der aufbauenden Gesteine ist. Auffällig im Vergleich mit den Stufen von Fachi und Bilma ist der im unteren Stufenhang ausgebildete weitläufige Glacis-Bereich, über den ein relativ dichtes dendritisches Gerinnenetz hinwegzieht. Das Glacis vermittelt zwischen der im Oberhang steil aufragenden Stufe und dem übertieften westlichen Vorland. Der Südsporn der Nordost-Südwest ausgerichteten Stufe markiert mit 578 m ü.NN den höchsten Punkt, der damit ungefähr 210 m über dem Tiefsten der Depression im Bereich des Brunnens von 365 m ü.N.N. liegt.

Im Bereich des glacis-artig gebauten Stufenunterhanges trifft man in den Wadis wiederum auf Sedimente, die gemäß der oben vorgestellten Terminologie als spätpleistozäne bis frühholozäne Mittelterrasse und als mittelholozäne Niederterrasse zu bezeichnen sind. Die Mittel- und Niederterrassensedimente lassen sich bis in die Vorlandsenke hinein verfolgen. In der Nord-Süd verlaufenden Depression, aber auch im Bereich des Glacis, finden sich ebenfalls lakustrine Sedimente, unter anderem in Form von Diatomiten und Kalkkrusten, die dem bekannten Schema jüngstpleistozäner und holozäner Seephasen entsprechen.

Im Plateaubereich fehlen auch nicht die über Lösungsprozesse entstandenen Dayas, die mit verfestigtem Feinmaterial geringerer

Mächtigkeit verfüllt sind (u.a. Kap. 4.3.2.).

Die zahlreichen Rutschungsschollen sind an den zur Vorlandsenke hin exponierten Stufenhängen ausgebildet (Photo 8). Es handelt sich um Vorzeitformen, die unter einem feuchteren Klima entstanden und bei GRUNERT (1987) näher beschrieben sind. GRUNERT (1983) untersuchte derartige Rutschungen bereits weiter nördlich im Bereich der Plateaus von Mangueni und Djado sowie dem Djebel Messak als der westlichen Umrahmung des Murzukbeckens. Neben den klimatischen Voraussetzungen ist die Rutschungstätigkeit in erster Linie an die Lithologie gebunden. Die Mergel- und Tongesteine der Stufe von Zoo Baba bieten ideale Voraussetzungen. Der hohe Gehalt an quellfähigen Tonmineralen erhöht die potentielle Rutschungsfähigkeit der Hangbereiche.

GRUNERT nimmt für den zentralsaharischen Bereich unter der veränderten klimatischen Situation der Feuchtzeiten in Form von erhöhtem Bewölkungsgrad, herabgesetzter potentieller Verdunstung und häufigerer Niederschlagstätigkeit (vornehmlich in den Wintermonaten) Jahresniederschläge von 300 mm als untere Feuchtgrenze an (ders. 1983, S.199ff.). Im Bereich der Stufe von Zoo Baba wird es sich überwiegend um monsunale Niederschläge gehandelt haben. Der Zeitpunkt der Rutschungstätigkeit kann nicht näher gefaßt werden, da eindeutige stratigraphische Belege fehlen. GRUNERT (1983, S.197) stellt die Hauptrutschungsperiode ins Altpleistozän. Jedoch dürften auch während des Jungpleistozän die Rutschungen zumindest teilweise aktiv gewesen sein. Die Feuchtphasen des Holozän hingegen lösten keine Rutschungen aus, wie angelagerte und nicht verstellte Diatomite, insbesondere im Bereich der Stufe von Agadem (s.u.), beweisen.

Im westlichen Randgebiet der Stufenvorlandsenke trifft man wiederum auf die sanft reliefierten Altdünen, die hier wie auch weiter nördlich im Gebiet zwischen Bilma und Zoo Baba stellenweise grundwasserabhängig gebleichte Partien aufweisen. Auch hier finden sich verkieselte, teilweise auch verkalkte Schilfstengel- und Wurzelreste, die die Existenz einer ehemaligen Uferzone in diesem Bereich dokumentieren. Die Reduktionserscheinungen entstanden ohne Zweifel in Zusammenhang mit den holozänen Seehöchstständen.

2.1.4. Die Region von Dibella

Bereits etwa 50 km südlich Zoo Baba treten die jungen Längsdünen als landschaftsprägendes Element zunehmend in den Hintergrund, ohne jedoch im Landschaftsbild zu fehlen. Diese Feststellung unterstreicht ein Vergleich der geomorphologischen Karten der Stufen von Zoo Baba sowie Dibella und ihrer näheren Umgebung (Abb. 4, 5). Bei Dibella setzen die Längsdünen größtenteils im Lee der Plateaureste an, die ganz offensichtlich als Flugsandfänger die Dünenbildung begünstigen. In der Umgebung der Einzelplateaus und Zeugenberge wird die Topographie von Altdünen beherrscht. Untersuchungen im östlichen Stufenhinterland belegen auch hier die Existenz mehrerer Dünengenerationen, deren älteste eine rotbraune Verwitterung erkennen läßt (Kap. 4.3., Photo 9).

Das Plateau von Dibella hat eine vergleichsweise geringere Ausdehnung. Die Stufe wird von quarzitischen Sandsteinen der unterkretazischen Dibella-Formation aufgebaut, die mit den Formationen von Fachi und Achegour identisch ist und zum Continental intercalaire gezählt wird (FAURE 1966, S.225ff.). Wie in Kapitel 1.5. ausgeführt, markiert die Antiklinale von Dibella den Südrand des geologischen Beckens von Bilma. Die Sandsteine liegen in einer maximalen Mächtigkeit von 180-200 m dem in der westlichen Vorlandsenke (368 m ü.N.N.) zu Tage tretenden präkambrischen Sockel auf. Hier findet sich ein grobkristalliner, muskovitreicher Granit, der infolge reduktiver Einflüsse mehrerer Seephasen und erhöhter Grundwasserstände über diese Phasen hinaus grünlich gefärbt ist.

Von FAURE nicht beschrieben wird ein wahrscheinlich präkambrischer, konglomeratischer Sandstein, der ungefähr einen Kilometer nordnordöstlich des Brunnens ausbeißt und eine kleinere Geländekante vor dem nach Osten ansteigenden Stufenhang bildet. Der Sandstein ist diagenetisch kräftig verfestigt und tektonisch stark beansprucht.

Im Plateaubereich sind die unterkretazischen Sandsteine kräftig silifiziert (s.o.). Silikatkarstwannen enthalten wiederum ton- und schluffreiche Feinsedimente, deren Allochthonie im Falle der Stufe von Dibella sehr wirksam belegt werden kann (Kap. 4.3.2.). Zudem belegen die äolischen Feinstsedimente eine Zweiphasigkeit im Ablagerungsgeschehen.

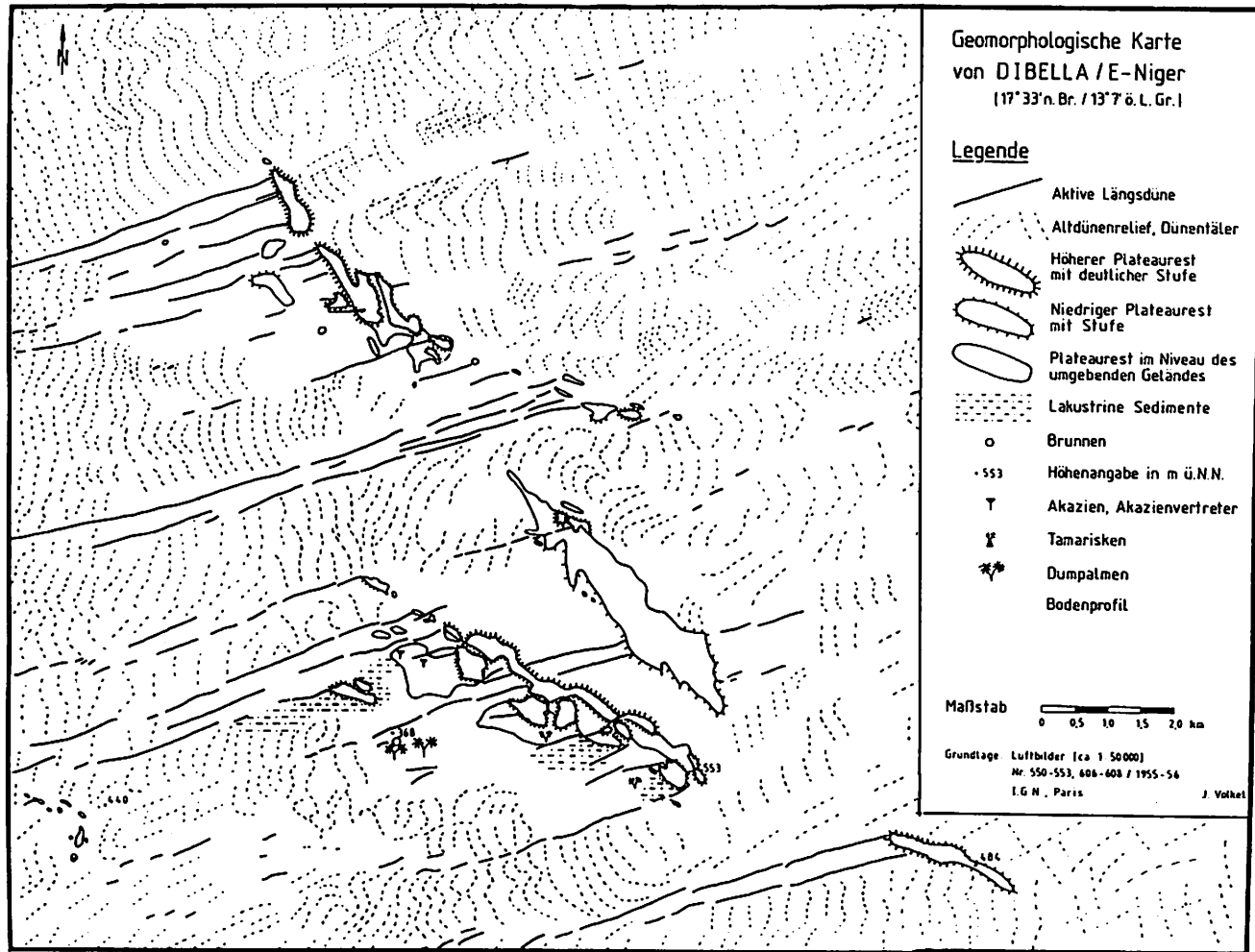


Abb. 5. Geomorphologische Karte von Dibella.

Lakustrine Sedimente finden sich im etwa 5 km langen, von Nordwest nach Südost verlaufenden endorheischen Becken in den unterschiedlichsten Positionen. Bemerkenswert ist ein ungefähr 14 m hoher holozäner Sedimenthügel, der der Stufe im südöstlichen Ende der Depression angelagert ist. Der vollständig erhaltene Sedimentkörper charakterisiert mustergültig die Bedeutung der frühholozänen Feuchtzeit für die Paläoökologie des Raumes (siehe BAUMHAUER 1988, GRUNERT et al. 1988). Im unteren Profilbereich finden sich Belege für eine Bodenbildung, was gut zu den Ergebnissen der Untersuchungen an Altdünen im Stufenhinterland paßt (Kap. 4.3.1.2.).

Am nördlichen Ende der Senke liegt oberhalb der vom präkambri-schen Sandstein gebildeten Geländekante im Hangbereich der Stufe eine alte Leedüne. Sie ist gleich den für die Catena am Süden der Stufe von Bilma in Kap. 4.3.1.1. geschilderten Verhältnissen von Gesteinsschutt überzogen.

Wiederum sitzt der Altdüne im obersten Bereich eine junge, mobile Leedüne auf, die etwas weiter nördlich ihren Verlauf herab in die Senke nimmt. Diese Beobachtung verdeutlicht, daß vom Relief vorgegebene Windgassen zu den unterschiedlichen ariden Phasen des Holozän und des Jungpleistozän neuerlich benutzt werden und somit junge Dünen oft älteren Bildungen aufsitzen. Vergleichbares konnte bei der Querung des Erg von Bilma auch für die Exposition der jungen Längsdünen festgestellt werden, die in der Regel älteren Dünenkämmen aufsitzen, was eine Verstärkung der Reliefenergie zur Folge hat. Sehr wichtig sind diese Beobachtungen im Zusammenhang mit der Diskussion um die Genese festgelegter Riesendünen, die weiter südlich in der Region von Manga untersucht werden (Kap. 2.2.1., 4.4.1.).

2.1.5. Die Region von Agadem

Südlich Dibella setzen die mobilen Längsdünen fast gänzlich aus. Das Landschaftsbild wird von leicht verfestigten, hellen Altdünen geprägt, die ihrerseits rotbraun-verwitterten, flachen Altdünenkörpern aufsitzen. Die jüngeren Altdünen trugen zum Zeitpunkt des Geländeaufenthaltes im März 1984 eine lockere Grasvegetation aus *Stipagrostis vulnerans*, aber auch *Stipagrostis acutiflora*, *Cyperus conglomeratus* und *Asthenatherum forsskalii*. Vereinzelt stehen

Gehölzpflanzen auch auf den Dünenrücken; es handelt sich um *Caparis decidua*. Der hyperaride Raum wird damit endgültig verlassen.

Zwischen Dibella und Agadem fielen keine mit Seesedimenten gefüllte Senken auf. Da auch oberflächlich anstehende Festgesteine zu fehlen scheinen, könnte während der Feuchtphasen die hohe Drainwirkung des sandigen Untergrundes offensichtlich eine längere Existenz offener Wasserflächen verhindert haben. Vor dem Hintergrund der beobachtenden Abtragsleistung des Windes an den mächtigen lakustrinen Sedimentkörpern von Fachi, Bilma, Zoo Baba und Dibella ist allerdings auch an die Deflation geringermächtiger Sedimente zu denken.

Bei dem Agadem-Massiv handelt es sich um einen recht ausgedehnten Bereich mehr oder weniger isoliert stehender höherer Plateaus (vgl. Abb. 6). Der aufgelöste Stufenrand erhebt sich insgesamt jedoch deutlich mit Höhen um 550 m ü.N.N. über sein Umland. Die ausgedehnte Depression im Westen weist eine minimale Tiefe von 347 m ü.N.N. auf. Jenseits der Senke steigt das von Altdünen bedeckte Umland auf 400 m bis 440 m ü.N.N. an, was auch hier die stets auffällige Übertiefung des Stufenvorlandes unterstreicht.

Die Lithologie der Stufe von Agadem ist ausgesprochen heterogen. Dies ist im Hinblick auf die (schwer-)mineralogische Einheitlichkeit der umgebenden Dünensande von großem Interesse (Kap. 4.3.1.). Das Liegende wird von der marinen Agadem-Formation senonischen Alters gebildet. Die Agadem-Formation wird an der Basis von einem glaukonitischen Sandstein aufgebaut, der von gipshaltigen Tonen überlagert wird. Darauf folgen wiederum feine Sandsteine, die von einer (heute intrasedimentären) mehrere Dezimeter mächtigen Eisenoxidbank überlagert sind. Diese Bank ist ebenfalls mariner Entstehung und weist einen bedeutenden Tongehalt auf (FAURE 1966, S.288ff.).

Im Süden des Agadem-Massivs liegt der Formation von Agadem konkordant die obersenone Galhama-Formation auf. Sie stellt die regressive, noch marin beeinflusste Phase der Agadem-Formation dar und enthält neben einem eisenschüssigen, kreuzgeschichteten feinen Sandstein Bauxit und Kaolin.

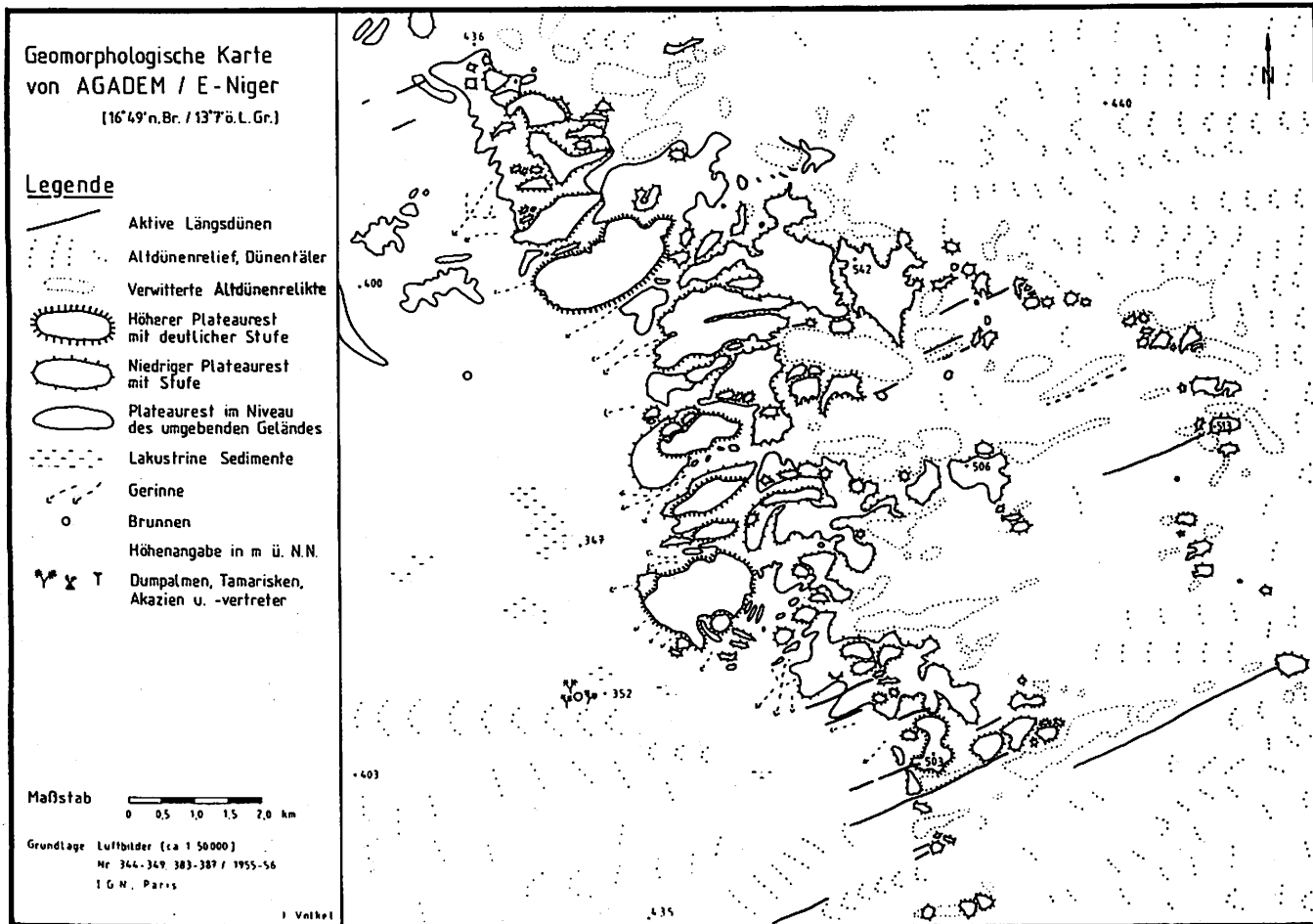


Abb. 6. Geomorphologische Karte von Agadem.

Das Hangende bildet die Formation von Homodji, deren Alter schwer abzuschätzen ist, und die als posteozeäne, teilweise marin beeinflusste Sedimentationsphase einzuordnen ist. Auf Siltsteine, denen mit Rippelmarken überprägte Eisenbänke zwischengeschaltet sind, folgt ein tonhaltiger gröberer Sandstein. Im Top schließlich ist eine Eisenoolith-Bank ausgebildet. Sandstein und Eisenoolith-Bank sind dem Continental terminal zuzuordnen (siehe Kap. 1.5.).

Die Homodji-Formation lagert den oberkretazischen Formationen diskordant auf. Im Norden des Massivs folgt sie direkt auf die Agadem-Formation, da hier die Formation von Galhama infolge eozäner (Tiefen-) Verwitterung und Ausräumung fehlt (vgl. FAURE 1966 S.299).

Die geomorphologische Wertigkeit der die Stufe von Agadem aufbauenden Gesteine ist generell nicht sehr hoch. Das erklärt - wie im Falle der ebenfalls marinen Sedimentgesteine der Stufe von Zoo Baba - den hohen Grad der Stufenauflösung. Desweiteren sind auch hier wieder lithologisch bedingt an den westlichen Stufenhängen zahlreiche Rutschungen ausgebildet, ein Phänomen, das FAURE fälschlicherweise tektogenetisch erklärt (ders., S.305ff.). Besonders rutschungsgefährdet waren zu Zeiten größerer Durchfeuchtung (s.o.) die Tonsteine der Agadem-Formation, die an der Basis bis zu 50% quellfähigen Montmorillonit enthält (FAURE 1966, S.302). Stellenweise lagern den Rutschungen holozäne Diatomite an und auf. Dies beweist die präholozäne Genese der Rutschungen.

In den unteren Hangbereichen der westlichen Stufenstirn haben sich zahlreiche Gerinne steil in die weichen Gesteine der Stufe und der Rutschungskörper eingeschnitten. Das Entwässerungsnetz ist insbesondere im Bereich der Rutschungen sehr unregelmäßig ausgebildet und erscheint jung angelegt. Die Beobachtung kann als Indiz dafür gewertet werden, daß die Rutschungen möglichenfalls im ausgehenden Jungpleistozän noch aktiv waren.

Die Gerinne transportieren heute noch episodisch schluff- und tonreiches Feinmaterial in die Vorlandsenke, wodurch im Beckentiefsten bei hohem Grundwasserstand eine insbesondere nach Regenfällen unpassierbare Tonebene entstand. Das Schwemmaterial entstammt den tonig-siltigen Stufengesteinen.

Die rezente Einsandung ist, verglichen mit den nördlicher gelege-

nen Massiven von Dibella und Zoo Baba, ausgesprochen gering, was auch die Geomorphologische Karte von Agadem (Abb. 6) veranschaulicht. Zumeist ist nur ein dünnerer Flugsandschleier vorhanden, der vereinzelt zu kleineren Dünenkörpern aufgeweht ist.

Infolge der geringeren korrasiven Wirkung des Nordost-Passates ist der Erhaltungsgrad gerade holozäner Verwitterungsprodukte sehr viel besser. Im weitläufigen Achterstufenbereich finden sich neben den bekannten fossilen Dünen gut erhaltene Bodenbildungen der holozänen Feuchtphasen. Weiterhin dokumentieren zahlreiche Altdünenreste in den östlichen Hangbereichen und auf den Stufenplateaus eine Phase sehr viel kräftigerer Einsandung der Stufe höchstwahrscheinlich zu Zeiten des ausgehenden Pleistozän (Kap. 4.3.).

2.1.6. Die Region von Homodji

Die Stufenplateaus von Tcheni-Tchadi und von Homodji stellen die südöstliche Verlängerung der Stufe von Agadem dar. Mit Ausnahme der Agadem-Formation, die hier nicht am Bau der Stufe beteiligt ist, bestehen mit den Formationen von Galhama und von Homodji identische lithologische Verhältnisse. Die Plateaubereiche werden von Eisen-Oolithen und Pisolithen des Continental terminal gebildet.

Da die montmorillonitreichen Tone der Agadem-Formation hier fehlen, treten in dieser Region keine Rutschungen auf. Die Stufenstirnen erreichen weder die absolute noch die relative Höhe der Stufe von Agadem. Bei Homodji werden mit maximal 406 m ü.N.N. lediglich 75 m relativer Höhe gegenüber dem in 331 m ü.N.N. gelegenen westlichen Stufenvorland erreicht. Den Vorlandsenken fehlt die bedeutendere Übertiefung ihrer Pendants vor den nördlich gelegenen Massiven. Dementsprechend geringmächtig sind die erhaltenen Seesedimentreste, die aber reich an den verschiedensten Fossilien wie Schilfstengeln und Fischeskeletten sind.

Bodenbildungen finden sich in geringer Mächtigkeit im Plateaubereich von Homodji sowie im westlichen Stufenvorland auf einer von Schwemmaterial aufgebauten Ebene, die nach Westen zum Tiefsten der Senke hin einfällt. Dieser Bereich der Depression ist wie bei Agadem mit einem schluff- und tonreichen Feinsediment

gefüllt, das in der Regenzeit in den oberen 20-40 cm durchfeuchtet ist, wie die aufgebrochenen Bodenschollen erkennen lassen. Das Sediment entstammt kräftig eingetieften fluvialen Ausräumungszonen der westlichen, aus Silten und tonigen Sandsteinen aufgebauten Stufenhänge.

2.2. Der nigrische Sahel

Südlich Homodji beginnt der Übergang zum semiariden Nordsahel, der sich neben pflanzensoziologischen Veränderungen (SCHULZ 1988) auch in der Topographie des Raumes bemerkbar macht. In rasch zunehmendem Maße prägt ein sanftgeformtes Relief vergleichsweise hoher Altdünen das Landschaftsbild. Die Dünen erreichen Höhen von mehreren Dekametern. Wenngleich die Dünentäler im allgemeinen noch abflußlos sind, setzt, begünstigt durch die großräumige Neigung des Geländes zum Tchadseegebiet hin, bereits etwa 40 km süd-südwestlich Agadem eine nach Süden verlaufende Entwässerungslinie ein. Dies geht klar aus den Kartenblättern im Maßstab 1:200000 der République du Niger hervor (NE-33-II, ND-33-XX). Im weiteren Verlauf gewinnen die Dünentäler zunehmend an Verbindungen untereinander und werden den Hauptentwässerungslinien tributär.

2.2.1. Die Manga

Die Altdünenlandschaft nördlich des Tchadsees gehört dem Nordsahel an und wird Manga genannt. Der Militärstützpunkt Ngourti ist die erste Siedlung, welche nach Verlassen der Oase Bilma und Querung des Großen Erg von Bilma erreicht wird.

Die hohen Altdünen dieser Region werden aus wenig verfestigten und nur gering verwitterten Sanden aufgebaut (Photo 10). Die Altdünenlandschaft zeigt extreme Desertifikationserscheinungen. Gras-, Strauch- und Baumfloren sind hoffnungslos überweidet. Die Gehölze, die nicht nur in den Gunstbereichen der Dünentäler angetroffen werden sondern auch die Dünen in lockerer Verteilung überziehen, sind weitgehend abgestorben, was jedoch auch mit eine Folge der klimatischen Ungunst der Dürren der frühen siebziger und achtziger Jahre ist. Die in den Karten vermerkten alten Wasserstellen und Brunnen der Region sind trockengefallen. Sie waren einst Konzentrationspunkte der nomadischen Rinderzucht. Dorfwü-

stungen finden sich häufig. Der Raum ist heute weitgehend unbesiedelt. Das unterstreichen auch die nicht geschlagenen abgestorbenen Bäume, die bei höherer Besiedlungsdichte sofort als Brennmaterial verwendet werden.

Infolge der Überweidung der Gras- und Krautvegetation wurden die ohne Korrosionsschutz verbliebenen Oberböden in der Region von Manga weitestgehend abgetragen. Nur sehr vereinzelt finden sich unter einer im Mittel 10 cm starken Auflage jungen Flugsandes verbrauchte Oberbodenhorizonte als Zeugen der relativ jungen und meist initialen Bodenbildung. Stellenweise treten flächenhaft erhaltene Oberbodenreste auf, die allein infolge ihres erhöhten Humusgehaltes verbacken sind und so der Korrosion standgehalten haben. Sie können als oberflächliche Verkrustungen im Gelände leicht erhöhte Reste bilden, haben jedoch ihren ökologischen Wert völlig verloren (Photo 11).

Die Degradation der Vegetation macht sich neben einer für den Raum unnatürlich geringen Bodenbedeckung und abgestorbener Gehölzvegetation in zunehmender Artenarmut bemerkbar. Resistenterer Arten, bei denen es sich in der Regel um als Futterpflanzen oder Brennmaterial wenig geeignete Arten handelt, erlangen eine innerhalb der normalen pflanzensoziologischen Ausstattung des Raumes ungewöhnliche Dominanz. Allerdings ist in diesem Zusammenhang festzuhalten, daß die Grenzbereiche zwischen sahelischen und saharischen Vegetationstypen heute offensichtlich kaum verschoben sind, so daß die Artenverarmung in den Systemen selbst abläuft (SCHULZ 1988).

Gegenwärtig überziehen einige Dezimeter starke Flugsanddecken weite Teile der Landschaft. Die Altdünen behalten zwar aufgrund ihrer Verfestigung ihre Lage bei, jedoch wird in Kambereichen nach Verlust der schützenden Bodendecke Dünensand abgeweht, so daß bei höheren Windgeschwindigkeiten auch hier ein sogenanntes Kammrauchen zu beobachten ist. Die Flugsandaufwehungen scheinen daher ganz überwiegend lokaler Herkunft zu sein, was durch die Feststellung unterstrichen wird, daß der gegenwärtige Sandtransport offensichtlich bereits in den Regionen von Agadem und Homodji eine lediglich untergeordnete Rolle spielt. Sedimentologische Analysen vermochten hier keine Klarheit zu bringen, da die saharischen wie die sahelischen Dünensande des Nordost-Niger ausgesprochen homogen sind.

2.2.2. Der Bereich des Komadugu

Der Bedeutung der jüngeren Seespiegelschwankungen des Tchadsees und ihren geomorphologischen Belegen wurde im Rahmen der Felduntersuchungen nicht näher nachgegangen. Hierzu liegen bereits Arbeiten insbesondere von französischer Seite vor (DURAND 1982, SERVANT 1983, SERVANT-VILDARY 1978).

Während der nordwestliche Teil des Tchadsees wie auch sein gesamtes Ostufer von Altdünen umgeben ist, fehlen die Dünen weitgehend im westlichen Umland des Sees zumindest auf nigrischem Staatsgebiet. Die am ehemaligen Ufer des Tchadsees gelegene Grenzsiedlung Boso bildet den südöstlichsten Punkt des Arbeitsgebietes. Die Staatsgrenze zwischen Niger und Nigeria folgt hier nach Westen dem Lauf des periodisch fließenden Komadugu (Yobé in Nigeria), dessen Haupteinzugsgebiet im Bereich des nigerianischen Berglandes liegt, und der zum Tchadsee hin entwässert.

Im weitläufigen Überschwemmungsbereich des Komadugu westlich des Tchadsees finden sich keine Altdünen, soweit dies entlang der von Boso aus in westsüdwestlicher Richtung verlaufenden Piste zu erkennen war. Es handelt sich um eine junge Schwemmlandebene mit humosen, grauen Sandböden. Im März und April 1984 überzog ein dünner Flugsandschleier stellenweise die Landschaft. Das Material dieser Flugsande entstammt den grauen Oberböden. Dies läßt die feine Ummantelung der Sandkörner mit humosem Material im Mikroskop eindeutig erkennen.

Erst ungefähr 50 km westsüdwestlich der kleinen Stadt Diffa verläßt die Straße den Bereich der grauen Schwemmlandböden und damit den direkten, jungen Einflußbereich des Komadugu. Das Landschaftsbild wird nun von einem leicht welligen Relief und rotbraunen, sandigen Böden bestimmt, ohne daß Altdünenkörper mit Bestimmtheit zu erkennen wären. Nach Ausweis der sedimentologischen Untersuchungen handelt es sich um einen älteren Überschwemmungsbereich des Komadugu, über dessen Sedimente intensivere Verwitterungs- und Bodenbildungsphasen hinweggegangen sind. Der Verwitterungstyp ist identisch mit den nordwestlich und westlich im gesamten nigrischen Sahel anzutreffenden Verwitterungsbildungen auf Altdünen, die überwiegend im Zuge der großen Trockenphase des ausgehenden Pleistozän (Kanémien nach SERVANT, Ogolien nach MICHEL) mit Höhepunkt zwischen 18000-16000 y.b.p. aufgeweht wurden.

Dieser weiträumige Gürtel rot-braun verwitterter Altdünen des Sahel wird hier nur durch den Einflußbereich des Komadugu unterbrochen und setzt sich südlich wie nördlich der Schwemmlandebene fort. Nicht klar erfaßt werden konnte der Übergangsbereich zwischen den jüngeren, geringverwitterten hohen Altdünen der Manga und den älteren Altdünen des westlich davon gelegenen Sahel. Hierzu bedarf es weiterer Feldstudien in dem Transsekt zwischen Diffa, dem Termit-Massiv sowie dem Bergland von Koutous.

2.2.3. Die Kristallin-Gebiete von Gouré und Zinder

Westlich der Ortschaft Mainé-Soroa wird der Einflußbereich des Komadugu endgültig verlassen. Das Relief steigt vom Niveau des Komadugu-Schwemlandes in rund 280 m ü.N.N. wieder auf gemittelte 350 m ü.N.N. an. Bis Gouré durchfährt man eine reine Altdünenlandschaft, die stark überweidet ist. Der Abtrag der humosen Oberböden in Form von Auswehung des Feinmaterials während der Trockenzeit stellt die Endform der Desertifikationserscheinungen dar und ist überall zu beobachten. Die Altdünenlandschaft ist durchsetzt von sogenannten Maren (frz. = Tümpel). Es handelt sich um abflußlose Senken zwischen den Dünen, in denen sich während der Regenzeit das Wasser sammelt und eine Zeit lang Tränken für die Nutztierherden bildet.

Bei Gouré gelangt man erstmalig in ein Inselbergrelief, das von kristallinem Gestein aufgebaut ist (Photo 12). Es handelt sich um die jungen Intrusiva von Mounio (Rhyolite, Granite). Das Gelände steigt auf 500 m ü.N.N. an. Die Inselberge erreichen absolute Höhen von über 650 m. Nach Westen schließt sich in gleicher Form das ausgedehnte Kristallingebiet von Damagaram (Zinder) an. Zwischen den Inselberggruppen bestehen weite Zwischenräume von mehreren Dekakilometern.

Die Weitständigkeit der einzelnen Inselberge mit den dazwischenliegenden welligen Verebnungen verdeutlicht die Geomorphogenese dieser Vollformen. Es handelt sich um herauspräparierte ehemalige Plutone, die im Paläozoikum erst lange nach der Konsolidierung des nordafrikanischen Sockels aufdrangen. Auf vergleichbare Bildungen trifft man unter anderem im westlichen Obervolta, in Bénin sowie im Bereich der Hoggar-Aufwölbung.

Der Beweis, daß es sich um freigewitterte Plutone handelt, die im geomorphologischen Sinne als Härtlinge der allmählichen Tieferlegung der Erosionsbasis insbesondere seit der frühmesozoischen Hebung (Kap. 1.5.) widerstanden, konnte beispielhaft an einem niedrigen granitischen Schild-Inselberg wenige Kilometer westlich Zinder erbracht werden. Zum Inneren des ehemaligen Plutons hin wird die außen feinkörnige und verwitterungsresistentere Granitvarietät deutlich grobkörniger, was auf die hier länger andauernde Erkaltungsphase zurückzuführen ist. Sie ermöglichte die Entstehung größerer Kristalle. Im Sandstein, in welchen der Pluton aufdrang, ist die Frittungszone über eine wenige Dekameter vom heutigen Inselberg fortreichende auffällige Rötung des Gesteins belegt.

Die ansonsten weitaus höheren Inselberge des Mounio- und Damagaram-Berglandes sind oftmals von bis zu zwei Metern mächtigen Hangschuttdecken überzogen, die absolut stabil sind. Sie tragen einen steinigen, nur wenige Dezimeter mächtigen grauen Oberboden, der sich auf Feinmaterial entwickelt hat, welches in die Hangschuttdecke eingeschwemmt wurde. Unterhalb der rezenten Bodenbildung geht die Färbung dieses Feinmaterials ins Rötliche über und hat einen erdigen Charakter. Unter den Hangschuttdecken findet sich stets eine tiefgreifende Zersatzzone des anstehenden Kristallins, die in ihrem oberen Bereich rot gefärbt ist und ab 5 m Tiefe in eine Weißverwitterung übergeht.

Ähnliche aufgebaute Profile konnten im südlichen Air und an der Stufe von Tiguidit 110 km südwestlich Agadez untersucht werden. Es handelt sich zweifelsohne um alte Böden, die möglichenfalls ins ältere Pleistozän zu stellen sind. Im Bereich der Inselberge von Damagaram ziehen die Altdünen über die Hangschuttdecken hinweg, die damit ganz allgemein prä-altdünenzeitlich (d.h. > 20000 y.b.p.) einzustufen sind.

Zwischen den kristallinen Inselbergen beherrschen stets die Altdünen das Landschaftsbild. Sie sind den Inselbergen teilweise auch als Leedünen angelagert und in charakteristischer Weise rotbraun verwittert. In den Hangbereichen der Inselberge werden die Altdünen von einer sehr jungen Gully-Erosion zerschnitten, was eine Folge der Überweidung während der Dürrejahre ist. Die in ihrer Form gut erhaltenen Leedünen unterstreichen das maximale Alter der Altdünen als ogolien- bzw. kanémienzeitliche Bildungen.

Eine jüngere, holozäne Genese ist aufgrund des vergleichsweise hohen Verwitterungsgrades auszuschließen (siehe Kap. 5.2.).

Stellenweise finden sich junge Flugsandaufwehungen und Leedünen-schleppen, insbesondere in den Hangbereichen. Es handelt sich um autochthone Sande, die den korradierten Oberböden der Altdünen entstammen. Während einer guten Regenzeit, wie der des Jahres 1986, werden diese sehr erosionsanfälligen Bildungen schnell in die Talbereiche vertragen.

2.2.4. Das Bergland von Koutous

Das Bergland von Koutous schließt sich nach Norden hin dem Kristallengebiet von Gouré an (Photo 13). Es handelt sich um eine Stufenlandschaft, die im Süden mit über 610 m ü.N.N. ihre größte Höhe erreicht und über drei Niveaus nach Norden hin abdacht. Flexuren und Brüche als Folge einer tertiären Hebungsphase sind eindrucksvoll in den im Süden des Berglandes bis zu 150 m hohen Sandsteinstufen zu verfolgen. Die Stufen werden von den detritischen Sandsteinen des oberkretazischen Continental hamadien aufgebaut. Im Top findet sich stellenweise ein tertiärer Eisen-Oolith geringerer Mächtigkeit, der eine jungtertiäre Genese der Schichtstufenlandschaft vermuten läßt.

An den Stufenhängen und auf den Hochflächen werden wiederum vielfältige Formen des Silikatkarstes wie Höhlen, Dolinen und Karstwannen vorgefunden (siehe auch BUSCHE & SPONHOLZ 1988). Auch hier läßt sich über das Alter dieser Bildungen nichts Genaues aussagen. Wahrscheinlich sind die oben geschilderten, tiefgreifenden Verwitterungsbildungen auf den kristallinen Inselbergen mit anschließender Ausbildung der mächtigen Hangschuttdecken zeitlich mit der Genese der Lösungsformen beziehungsweise deren Abschluß zu parallelisieren.

Zwischen den Stufen, die mangels Feinmaterial lediglich eine lokkere Gehölzvegetation tragen, werden die Talungen von den bekannten Altdünen durchzogen. Die Dünen reichen stellenweise weit an den Hängen hinauf. Auf den Altdünen stockte im September 1986 infolge der guten Regenzeit eine dichte Grasvegetation, sofern nicht Hirse angebaut wurde. In den Wadiläufen gedeiht eine engständige Gehölzvegetation, die sich vorwiegend aus Akazien zusam-

mensetzt.

Obschon besiedelt, halten sich im Bereich des Koutous-Berglandes die Degradationserscheinungen an Vegetation und Boden im Rahmen, so daß die Landschaft gegenüber den größten Teilen des nigrischen Sahel im geoökologischen Sinne einen vergleichsweise intakten Eindruck vermittelt. Aus bodenkundlicher und morphologischer Sicht bemerkenswert sind vor allem die weitgehend erhaltenen humosen A-Horizonte der Altdünen. Sie fehlen nur dort, wo Hirse angebaut wird oder wurde. Durch die wenn auch relativ schonende Bearbeitung des Ackerbodens mit dem Grabstock geht hier im Bereich der agronomischen Trockengrenze das Feinmaterial der Oberböden verloren.

Wenngleich ein gerichtetes Entwässerungsnetz ausgebildet ist, finden sich auch hier größere und kleinere abflußlose Mare, die als Wasserstellen dienen, oder in denen Gartenbau betrieben wird. In die Mare sedimentierte infolge Oberflächenabfluß nach Starkregenereignissen ein ton- und schluffreiches Material, dessen ausgesprochen hohe Humusgehalte von bis zu 5% seine Herkunft aus den Ah-Horizonten der umliegenden Altdünen unterstreicht.

Das Bergland von Koutous kann zusammen mit der nachfolgend beschriebenen Region von Tanout als hervorragendes Untersuchungsgebiet für die Genese der sahelischen Altdünen und ihrer Verwitterungsbildungen gelten.

2.2.5. Die Region von Tanout

In der Region von Tanout sowie in den südlicheren und südwestlicheren Teilen des nigrischen Sahel sind die rot-braun verwitterten Altdünen häufig bis auf ihren ehemaligen Bt-Horizont abgetragen. Während der Trockenzeit bildet dieser ton- und eisenhaltige Horizont eine harte Kruste, die auch von der Korrasion kaum angegriffen wird. Bis auf vereinzelte Gehölzpflanzen sind diese Dünen frei von Vegetation (Photo 14). Die windverstreuten Samen von Gräsern und anderen Pflanzen werden entweder vom Wind auf der Altdünenoberfläche verblasen oder aber mit den ersten kräftigen Regenfällen aufgrund der schlechten Infiltrationseigenschaften der Oberflächenverkrustung weggespült. Zwar werden auch diese Altdünenkörper im Laufe der Regenzeit einige Dezimeter tief

durchfeuchtet; es fehlen dann jedoch ganz offensichtlich die zur Auskeimung bereiten Pflanzensamen.

Charakteristischerweise werden die Altdünen auch nicht als Ackerflächen für den Anbau der Rohrkolbenhirse *Pennisetum glaucum* genutzt, deren nördliche Anbaugrenze in der Region von Tanout wie auch im Bergland von Koutous erreicht ist. Was auf den ersten Blick aufgrund des über erhöhte Ton- und Schluffgehalte verbesserten Wasserhaltevermögens der Altdünenböden verwundert, erklärt sich ebenfalls aus der betonharten Austrocknung der Dünenoberfläche während der Trockenzeit. Die Böden, die vor Beginn der Regenzeit auf die Aussaat vorbereitet werden müssen, können nicht bearbeitet werden.

Im Bereich des Berglandes von Damergou treten marine Sande und Tone der Oberkreide an die Oberfläche, die im Hangenden mit Kalken durchsetzt sind. Sie bilden niedrigere Plateaus, in deren flachen Senken häufig junge Flugsande geringerer Mächtigkeit angetroffen werden. Dies sind die Hauptstandorte des Hirseanbaus in den Plateaubereichen. Da die anstehenden Tongesteine das Wasser stauen, reicht die Wasserversorgung der Pflanzen hier aus. Während in den Talbereichen, wo die Hirse auf Schwemmsanden angebaut wird, nach ergiebigen Regenfällen im September 1986 zumeist keinerlei Tümpel oder aufgeweichte Stellen zu finden waren, stand das Wasser auf den Plateaus noch in mehreren Kühlen.

Die Stufenhänge werden von zahlreichen Gerinnen durchzogen, die zumeist schluchtartig eingetieft sind. In den Mittel- und Unterläufen trifft man auf junge, geringermächtige Terrassenkörper. Sie sind zumeist nur in Leistenform erhalten. In den Hangbereichen findet sich stellenweise wiederum eine ältere Rotverwitterung, die von einer aus Blöcken bestehenden Hangschuttdecke konserviert wird. Derartige Bildungen konnten im Bergland von Koutous nicht beobachtet werden.

2.2.6. Die Stufe von Tiguidit südlich Agadez

Südlich Agadez zieht nach Süden buchtförmig ausgreifend von Ost nach West die Stufe von Tiguidit. Sie stellt eine regionale Wasserscheide dar, die jedoch aufgrund der geringen Niederschlagsmengen der Gegenwart ihre Funktion nicht ausübt. Das nördliche

Stufenvorland entwässerte zu Zeiten höherer Jahresniederschläge in Richtung Nordwesten zum Vallée de l'Azaouak. Die Stufenfläche entwässerte gegen Südwesten.

Die Stufe markiert die nördliche Verbreitungsgrenze der Sandsteine der Formation von Echkar (oberkretazisches Continental intercalaire), die rein kontinentalen Charakters ist und in großen Mengen silifiziertes Holz enthält. In unmittelbarer Nähe zur Stufe findet sich im Dachflächenbereich stellenweise Silikatkarst in Form flacher Wannen, darüber hinaus auch Silcrete. Der Achterstufenbereich stellt eine ausdruckslose Fläche dar. Das Anstehende wird hier von der quartären Flugsandbedeckung verhüllt.

Der Stufe sind im Hangbereich vielfach Altdünen angelagert. Die Dünen sind verfestigt und von einer Schuttstreu überzogen. Die Auflage bildet jüngerer Flugsand. Die Dünen gleichen den rotbraunen Altdünen im Süden, wenngleich sie nicht so kräftig verwittert sind. Über alte, mit Schutt überzogene Leedünen, die mittlerweile jeden Kontakt zum Stufenhang verloren haben und isoliert stehen, läßt sich die Geschwindigkeit der Stufenrückverlegung ablesen. Nicht nur im Verlaufe des Holozän, auch gegenwärtig läuft dieser Prozeß ab, wie frische Abbrüche und Verstürzungen beweisen. Ursache der kräftigen Abtragung sind die unterkretazischen Tone von Irhazer, die das Liegende der Stufe bilden und auch bei geringeren Niederschlagsmengen sehr erosionsanfällig sind. Die Unterspülungsprozesse sind der Motor der Stufenrückverlegung.

Schwerpunktmäßig untersucht wurde die Stufe von Tiguidit südlich Agadez im Bereich der Piste Agadez-Zinder. Vergleichende Untersuchungen wurden westsüdwestlich Agadez im Bereich der Straße Agadez-Tahoua und östlich Agadez vorgenommen, wo die Stufe an das Air-Gebirge herantritt.

3. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Es wurden die gängigen Feld- und Labormethoden bodenkundlich-geomorphologischen Arbeitens angewendet.

Die Proben wurden in Form von Gewichtsproben an der Aufschlußwand entnommen. Sofern eine Horizontierung vorlag, erfaßte die Beprobung jeweils gleichmäßig den gesamten Horizont. Bei unklarer oder fehlender Horizontierung orientierten sich die Abstände der Probenentnahme an der Profilmächtigkeit und der Profilhomo- genität bzw. -inhomogenität.

Die Farbansprache erfolgte anhand der Standard Soil Color Charts (Munsell-Tafel) stets am trockenen Boden (dry). Dies entspricht der Tatsache, daß der größte Teil der Profilaufnahmen im ariden beziehungsweise semiariden Raum vorgenommen wurde, und die Gelände- beobachtungen sich daher in der Regel auf trockene Materialien beziehen. Die Färbung trockenen Materials ist stets um etwa eine Stufe gedämpft. Es erscheint daher wenig sinnvoll, einen dem Betrachter im Gelände als bestenfalls im Färbungsbereich von 5 YR ... liegenden Boden einer Altdüne aufgrund der im Labor am feuchten Material vorgenommenen Bestimmung nunmehr als 10 R ... zu beschreiben.

Die Korngrößenaufteilung entspricht den in der Bodenkunde üblichen Klassen (2000-630 μ usw.).

Die Leitfähigkeitsmeßwerte wurden gemäß der Breitenlage des Arbeitsgebietes konventionell für +25° C errechnet. Infolge der im Boden vorliegenden Salzgemische sind Angaben zur Salzkonzentration über den Leitfähigkeitswert nur näherungsweise, jedoch in diesem Zusammenhang in ausreichender Genauigkeit möglich.

Die Karbonatgehalte wurden regelmäßig bestimmt. Allerdings liegen sie größtenteils unter der Nachweisgrenze der gasvolumetrischen Methode nach SCHEIBLER & FINKENER. Gehalte unter 1% werden daher in der Regel nicht dargestellt.

Die Gehalte an pedogenen Oxiden wurden über das Atomabsorptionsspektrum (AAS) mit einem Atomabsorptions-Spektralphotometer SP 9 der Firma Philips gemessen. Dieses Verfahren kommt den in der Regel geringeren Oxidgehalten der bearbeiteten Böden durch ein

hohes Maß an Genauigkeit entgegen.

Aufgrund rascher Kristallisation der Oxide im ariden Raum sind die Gehalte an oxalatlöslichem Eisen ($Fe_{oxal.}$) und Aluminium ($Al_{oxal.}$) in aller Regel recht gering und liegen eine Zehnerpotenz unter den Werten der dithionitlöslichen Oxide, weshalb sie in den Darstellungen der Analysenwerte zumeist fehlen. Es hat sich gezeigt, daß die nicht-kristallinen Oxide für die Interpretation eine geringe Rolle spielen, weshalb auf ihre Bestimmung im vollariden Klimaraum in Serienuntersuchungen verzichtet werden könnte.

Die Tonfraktion ($< 2\mu$) wurde zur röntgenographischen Kennzeichnung von anhaftenden, störenden Oxiden nach der üblichen Methode von MEHRA & JACKSON (1960) befreit. Aufweitungspräparate wurden durch Beimengen von Glyzerin und einigen Tropfen Magnesiumchlorid hergestellt, was zur Trennung der Peaks im Bereich der quellfähigen Minerale beiträgt.

Den Schwermineralspektren fehlen die leicht säurelöslichen Minerale, da die Einzelkörner mit technischer Salzsäure behandelt werden mußten, um störende Oxidüberzüge zu entfernen (vgl. PFEIFFER 1987).

Die in den Profilbeschreibungen verwendeten Kürzel sind der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG Bodenkunde (1982) entnommen (z.B. Vf3 für einen mittleren Verfestigungsgrad oder x für einen mittleren steinigen Skelettanteil).

4. DIE BÖDEN

Böden arider Gebiete sind für die landwirtschaftliche Nutzung in der Regel von untergeordneter Bedeutung. Dieser Umstand erklärt die vergleichsweise geringe Anzahl an bodenkundlichen Arbeiten, welche die Trockenräume behandeln. Erst in den vergangenen zwanzig Jahren wandelte sich das Bild unter dem Eindruck der mittels moderner Technologie vorangetriebenen Bewässerungslandwirtschaft in Wüstengebieten der Alten und Neuen Welt. Zwangsläufig standen jedoch bodentechnologische Fragen wie die der Bodenbewirtschaftung und der Bodenerhaltung im Vordergrund. Aspekte der Bodengeneese werden von den bodenkundlichen Arbeiten zur Landerschließung kaum oder gar nicht berührt.

Überregionale Arbeiten und umfassendere Gesamtdarstellungen sind selten. Für (Nord-) Afrika sind zunächst SCHOKALSKAJA (1953), KUBIENA (1957) und GANSSEN (1968, 1971) zu nennen. FULLER (1974) stützt sich hauptsächlich auf den nordamerikanischen Raum. Eine weltweite Betrachtung der Böden arider Gebiete gibt DREGNE (1976). Auch WILDING et al. (1983) beziehen die Pedogenese der Wüstenböden mit ein. Interessante Aspekte finden sich weiterhin bei DAN et al. (1981) aus dem israelischen Raum sowie in dem von YAALON (1982) herausgegebenen Sammelband. Im Rahmen sedimentologischer Fragestellungen zur Charakterisierung der Substrate ist GLENNIE (1970) von Bedeutung. Beziehungen zwischen Bodenentwicklung und Bodenverbreitung sowie der Geomorphologie stehen allgemein bei GERRARD (1981) und BRIDGE & DAVIDSON (1982) im Vordergrund.

Auch Arbeiten über feuchttropische Böden sollten begleitend beachtet werden, da einige Profile im Untersuchungsgebiet genetisch nicht mit wechselfeucht-tropischen Verwitterungsbedingungen zu erklären sind. Eine allgemeine Einführung geben MOHR et al. (1972). Aus dem südlichen Nachbargebiet des Untersuchungsraumes liegen dazu unter anderem Arbeiten von FÖLSTER (1978) und SEMMEL (1985) vor.

Im heute mit Jahresniederschlägen von < 50 mm vollariden südsaharischen Raum des Großen Erg von Bilma und seinen südlichen Randgebieten finden sich weit verbreitet Böden, die unter feuchteren Klimabedingungen entstanden. Diese Paläoböden sind größtenteils fossil, teilweise aber auch reliktsch. Ihr Auftreten ist bei

weitem nicht nur an vereinzelte Gunstbereiche gebunden. Paläoböden wurden in diesem Raum wahrscheinlich flächendeckend ausgebildet; heute liegen sie jedoch zumeist unter jüngeren Dünenstränden oder sind korradiert.

Auch im nigrischen Sahel sind Paläoböden weit verbreitet. Ihre Merkmalsausprägung geht größtenteils auf feuchte Perioden des ausgehenden Pleistozän und des Holozän zurück. Die sahelischen Paläoböden des Ost-Niger müssen im allgemeinen als reliktsche Böden angesprochen werden; nur vereinzelt treten fossile Bodenbildungen im Rahmen von Schichtprofilen auf.

Die Anzahl der Arbeiten, die sich im saharischen und sahelischen Raum mit der Untersuchung von Paläoböden beschäftigen, ist eher gering. Aus dem Bereich des Großen Erg von Bilma und seiner südlichen Randgebiete fehlen Untersuchungen zur Pedogenese meines Wissens bislang völlig. Jedoch existiert für den gesamten sahelischen Süd-Niger eine von BOCQUIER, BOULET und GAVAUD 1964-1967 aufgenommene Bodenkarte im Maßstab 1:500000 mit den entsprechenden Berichten (BOCQUIER & GAVAUD 1964, BOULET 1964, GAVAUD 1965, siehe auch GAVAUD 1977). Im folgenden soll eine kurze Übersicht der bodenkundlichen Arbeiten im saharischen wie sahelischen Nachbarraum gegeben werden.

Aus der mittleren Sahara Libyens gibt SINDOWSKI im Zusammenhang mit der unter der Leitung von MECKELEIN stehenden Saharaexpedition 1954/55 Beschreibungen und Analysen verschiedener Wüstenböden (siehe MECKELEIN 1959). KUBIENA (1955) beschreibt Braunlehmrelikte aus dem Atakor (Hoggar). Aus Südtunesien schildern SCHARPENSEEL & ZAKOSEK (1979) und SCHARPENSEEL & SCHIFFMANN (1985) fossile Bodenbildungen, desgleichen HUGENROTH & MEYER (1979) aus Tripolitanien und dem südlibyschen Fezzan. Ebenfalls aus dem Fezzan geben BLUME & PETERMANN (1979) aufbauend auf systematischen und großflächigen Untersuchungen zur Landevaluation für Agrarprojekte einen Bericht. Gleiches gilt für ATKINSON & WAUGH (1979) aus dem Bereich der Libyschen Wüste. BLUME und Mitarbeiter führen weiterhin Untersuchungen an Paläoböden der Ostsahara durch (ALAILY & BLUME 1983, BLUME et al. 1985, ALAILY 1986).

Weiterhin liegen aus der Zentralsahara pedologische Untersuchungen von SKOWRONEK (1979, 1985a, 1987) vor. Einen Schwerpunkt seiner Arbeiten stellt die Untersuchung alter Paläoböden aus dem

Bereich des Hoggar dar. Vornehmlich für den westsaharischen Bereich ist DUTIL (1971) zu nennen. VOGG (1981, 1984, 1985) analysiert Böden aus dem südlichen Libyen, Süd- und Mittelalgerien sowie Nordost-Mali.

Der Frage der Pedogenese in der Landschaftszone des Nord Sudan geht BOCQUIER (1973) anhand einer Beispielregion in der südlichen Republik Tschad nach. Ebenfalls im Tschad untersucht PIAS (1970) die Bodenbildungen auf tertiären und quartären Ablagerungen. In Obervolta nehmen BOULET & PAQUET (1972) und BOULET (1978) ausführliche Untersuchungen zur Pedogenese im Rahmen des zonalen Landschaftswandels vor. Einige Profile beschreibt BARTH (1977) aus dem Sahel Malis. Bei ROOSE (1980, 1981) steht - ebenfalls vergleichend - die aktuelle Dynamik verschiedener Bodentypen vom Sahel bis zum tropischen Feuchtwald im Vordergrund; die Untersuchungsgebiete liegen in den Staaten Obervolta, Ghana und Elfenbeinküste. Für den Senegal sind die Arbeiten und Kartierungen von MAIGNIEN (1959, 1965) zu nennen.

Aus Nordkordofan (Republik Sudan) beschreibt FELIX-HENNINGSSEN (1984) Profile aus dem Altdünenbereich des Goz. Aus der gleichen Region stammen die Arbeiten von GLÄSER (1987) und PFLAUMBAUM (1987) über Altdünen beziehungsweise Waditerrassen, die im Rahmen der geomorphogenetischen Interpretation einige pedologische Aspekte enthalten.

4.1. Aktuelle pedogenetische Prozesse in Südsahara und Sahel

Ein zentrales Problem bei der Arbeit an reliktschen Paläoböden stellt die Frage nach den aktuellen pedogenetischen Prozessen und ihrem Einfluß auf die Merkmalsausprägung des jeweiligen Bodenprofils dar (vgl. YAALON 1971, S.153ff.). Die Trennung zwischen reliktschen und aktuellen Profilvermerkmale fällt umso schwerer, je intensiver die bodenbildenden Prozesse der Jetztzeit - in der Hauptsache getragen vom heutigen Klima - abzulaufen vermögen. Dies gilt insbesondere für den Sahel; aber auch in der Vollwüste ist eine eindeutige Grenzziehung nicht ohne weiteres möglich (vgl. VERHEYE 1976, BLUME et al. 1985).

Terrestrische Wüstenböden der Tropen und Subtropen weisen im allgemeinen folgende Merkmale beziehungsweise Merkmalkombinationen

auf; eindeutig vom Klima bestimmt und damit rezenter Natur sind:

- arides Bodenfeuchteregime,
- sehr geringer Gehalt an organischer Substanz,
- alkalische Bodenreaktion (pH-Werte >7), ggf. mit Salzanreicherung im Oberboden,
- Bedeckung der Böden mit einer wenige Zentimeter mächtigen Flugsandauflage oder einem Deflationspflaster.

Typisch sind weiterhin:

- Segregatgefüge, meist in Form von Säulen mit plattigen Absonderungen im oberen Gefügeteil,
- Ausbildung eines Bodenhorizontes weniger Zentimeter Stärke mit Vesikularstruktur unmittelbar unter dem Deflationspflaster.

Während die Vesikularstruktur eindeutig als Folge der Verdunstung der bei episodisch fallenden Starkregen eingedrungenen Niederschlagsfeuchte und damit als rezente Bildung verstanden werden muß, ist der darunterliegende Gefügeteil möglichenfalls eher als reliktsch zu betrachten. Dies gilt insbesondere für ton- und schluffreichere Oberböden. BLUME et al. (1985) führen diese Diskussion anhand von Berechnungsversuchen im Fezzan und im ägyptischen Dakhla Becken; sie neigen jedoch zu der Auffassung, die Ausbildung des Gefüges werde insbesondere im südlibyschen Fezzan nachhaltig von seltenen Starkregenereignissen beeinflusst.

Allerdings erscheint die für den Fezzan angenommene Niederschlagshöhe von 60 mm für ein Starkregenereignis, wie sie dem Kunstregenversuch zugrunde liegt, als extrem überhöht. Ausgesprochen kräftige konvektive Niederschläge im wesentlich feuchteren und monsunale beeinflussten Sahel überschreiten selten 50 mm Niederschlagshöhe pro Niederschlagsereignis. Auch die katastrophalen Niederschläge des Oktober 1963 im Fezzan, über die KLITZSCH (1966) berichtet, ergaben an der Station Sebha im Monatsmittel insgesamt nur 37.7 mm; der stärkste Regenfall innerhalb von 24 Stunden brachte 18.3 mm Niederschlag (vgl. GRUNERT 1983, S.39).

Der höchste Jahreswert innerhalb langjähriger Beobachtungsreihen beträgt an der Station Sebha 50.4 mm und liegt damit noch unter dem von BLUME et al. (1985) dem Kunstregenversuch zugrunde gelegten Wert von 60mm. Dementsprechend geringer dürfte die tatsächliche Durchfeuchtungstiefe des Solums infolge einzelner Starkre-

genfälle sein und umso unbedeutender wird ihr Einfluß auf die Gefügeausbildung. Dennoch können extreme Niederschläge lokal bei günstigen topographischen Bedingungen (Senken) und zudem schluff- und tonreichen Böden für langanhaltende Bodenfeuchte (> 1 Jahr) sorgen, wie KLITZSCH (1966, S.167) beschreibt.

Die Versuche von BLUME und Mitarbeitern zeigen daher eindrucksvoll, daß vergleichsweise geringe Niederschlagsmengen in der Lage sind, einen Oberboden entsprechender Körnung nachhaltig zu durchfeuchten und somit Verwitterungsprozesse im vollariden Raum in Gang zu setzen.

Die Trockenspalten in Sandböden erklären BLUME et al. (1985, S.104) als rezente Bildungen infolge wechselnder Bodentemperaturen zwischen Tag und Nacht. Aufgrund Verkittung der einzelnen Bodenpartikel durch Salze - auch die goethitische Eisenummantelung der Einzelkörner vieler Wüstenböden spielt mit Sicherheit eine Rolle - werden größere Bodenkomplexe gedehnt und zusammengezogen. Allerdings sind aufgrund der mit der Bodentiefe rasch abnehmenden Tagesamplitude der Bodentemperatur (vgl. BLUME et al. 1985, S.102) hiermit nicht die an sandigen Paläoböden des Erg von Bilma häufig beobachteten tiefreichenden Risse zu erklären, die jedoch auch durch das Gefüge des Oberbodens hindurchziehen. Hier handelt es sich möglichenfalls um alte Schrumpfrisse.

Die Interpretation der Gefügeausbildung von Wüstenböden als rezenter oder vererbter Bestandteil der Pedogenese ist meines Erachtens bislang mit absoluter Gültigkeit weder in der einen noch in der anderen Richtung möglich.

Als reliktsch anzusehen ist die Braun- beziehungsweise Rotbraunfärbung vieler saharischer Wüstenböden (siehe MÜCKENHAUSEN 1982, S.490f.). Zwar wird auch eine kumulative Wirkung bislang nicht eindeutig nachgewiesener Verwitterungsprozesse unter den gegebenen vollariden Klimabedingungen diskutiert; die Böden des ariden Ost-Niger belegen jedoch meines Erachtens zweifellos die Vorzeitlichkeit dieser Prozesse. Verbraunung beziehungsweise Rubefizierung findet sich nur auf alten Böden, deren Pedogenese nachweislich von einer oder mehreren bedeutenden Feuchtphasen des Jungpleistozän oder des Holozän getragen wurde. Zudem reichen die Verfärbungen in der Regel sehr viel tiefer, als dies über die im vollariden Raum mögliche Eindringtiefe der Niederschläge erklärt

werden könnte. Vielerorts finden sich im Erg von Bilma darüber hinaus in den tieferen Profiltteilen gebleichte Horizonte häufig mit Eisenfleckung oder -bänderung, die eindeutig auf erhöhte Grundwasserstände hinweisen.

Die Verbraunung der Böden geht allgemein auf eine meist goethitische Ummantelung der Einzelkörner zurück, die zuvor über die Silikatverwitterung, insbesondere von eisenreichen Mineralen wie Biotit, Augit und Hornblende, in Form von Fe(III)-Oxiden freigesetzt wurden, ein Prozeß, der unbedingt Bodenfeuchtigkeit verlangt. Fe_2O_3 wird durch Wasseraufnahme in $\text{Fe}(\text{OH})_3$ überführt, welches die Braunfärbung bewirkt. Das freigesetzte, sogenannte pedogene Eisen liegt zunächst in röntgenamorpher, nicht kristalliner Form vor. Diese Fe-Oxide sind oxalatlöslich. Bei Alterung (Dehydratation) der Oxide gehen diese allmählich in den kristallinen Zustand über und können nur mit Natrium-Dithionit gelöst werden.

Der Quotient aus oxalatlöslichem und dithionitlöslichem Eisen gilt als sogenannter Aktivitätsgrad der Böden. Die Quotienten der Wüstenböden sind sehr niedrig, ihr Aktivitätsgrad folglich ebenso. Zudem wird über dieses Verhältnis von $\text{Fe}_{\text{oxal.}}/\text{Fe}_{\text{dth.}}$ versucht, auf das Alter der Böden zu schließen. BLUME & SCHWERTMANN (1969) weisen auf die Bedeutung der organischen Substanz für die Kristallisation des pedogenen Eisens hin; Humus bremst die Kristallisationsvorgänge, so daß bei praktisch fehlender organischer Substanz in den Wüstenböden diese Prozesse sehr viel schneller ablaufen dürften, als dies in den gemäßigten Breiten der Fall ist (vgl. auch SCHWERTMANN 1985). Eigene Analysen an Böden des Feuchtwaldes Süd-Togos ergeben ebenfalls einen sehr niedrigen Quotienten auch in den oberen Bodenhorizonten, obschon hier die Pedogenese in vollem Gange ist.

Der Gehalt an pedogenem Eisen unterstreicht den Grad der Verwitterung, sofern es sich um eine in situ-Bildung handelt und laterale Eisen-Zufuhr oder vergleichbare Prozesse ausgeschlossen werden können. Dies gilt insbesondere bei Vergleich der Werte innerhalb eines Profils, aber auch beim Vergleich unterschiedlicher Bodenprofile auf identischen Substraten. Das Substrat der Bodenbildung übt stets einen bedeutenden Einfluß auf diese Größe aus. Auf das Alter beziehungsweise die Aktualität der Pedogenese kann mit Hilfe dieser Analyse nicht ohne weiteres geschlossen werden.

In Gunstbereichen wie Senken, die Anschluß an das Grundwasser haben, laufen die über die Verbraunung angezeigten pedogenen Vorgänge aber auch gegenwärtig ab, so in den Sebken (Salztonebenen) der Hofraniederung im Fezzan und in den Vorlandsenken der Schichtstufenplateaus des Ost-Niger wie dem Kaouar. Im Untersuchungsgebiet wird die Verbraunung zudem von keinerlei nennenswertem Kalkgehalt gehemmt.

Die Ausbildung rötlich-brauner Halbwüstenböden ist offensichtlich an die hohen sommerlichen Temperaturen der Tropen gebunden (vgl. MÜCKENHAUSEN 1982, S.491, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984, S.410). In den nördlichen Randbereichen herrschen "kastanienfarbene Böden" vor, die "sols châains tropicaux" der französischen Nomenklatur, die nicht mit den *Kastanosemen* der kontinentalen mittleren Breiten zu verwechseln sind.

Für den Sahel ist die Frage, in welchem Umfang die Verbraunung beziehungsweise Rubefizierung der Böden reliktsch mitgetragen sei, nur schwer zu beantworten. Wie in Kapitel 4.3. dargelegt, schufen holozäne Feuchtphasen im südsaharischen Raum Paläoböden auf Dünensand, die den rotbraun gefärbten rezenten Böden der Dünengebiete des nigrischen Sahel gleichen. Zu Zeiten der Genese der südsaharischen Böden müssen im Sahel bei dort ebenfalls gegenüber der Jetztzeit erhöhten Niederschlagsmengen die heutigen Böden bereits in hohem Maße vorangelegt worden sein. Verbraunung und Rubefizierung waren in sicherlich höherem Maße Bestandteil der pedogenen Prozesse dieser Feuchtphasen. Ist nun die tiefgreifende Verwitterung der sahelischen Altdünen hauptsächlich ein vorzeitlicher Prozeß?

Ein rezenter Vorgang ist ohne Zweifel die Bildung grauer, humoser Oberböden weniger Dezimeter Mächtigkeit. Der Gehalt an organischer Substanz schwankt zwischen 0.3-0.4%. Dies gilt für den gesamten nigrischen Sahel. Untersuchungen während der Regenzeit (1986) zeigen, daß im Zentralsahel bei etwa 300 mm Jahresniederschlag das Solum (Dünensand) tiefgreifend durchfeuchtet ist. Die Rotfärbung der Böden ist dort am kräftigsten, wo die Bodenfeuchtigkeit - z.B. in Folge von Hangzugwasser - am intensivsten ist (Kap. 4.4.1.). Nach Süden hin nimmt die Rubefizierung der Böden mit steigenden jährlichen Niederschlagsmitteln deutlich zu. In Zentral- und Südsahel sind die tiefen Profilteile häufig hydro-morph geprägt; hierbei handelt es sich nachweislich um rezente

Prozesse.

Verbraunung beziehungsweise Rotfärbung der Sahelböden sind einerseits mit Sicherheit vererbt. Andererseits erfolgt heute offenbar eine Weiterbildung, so daß kein prinzipieller Wechsel im pedogenetischen Geschehen zwischen vorzeitlicher und gegenwärtiger Pedogenese vorliegt. Gleiches gilt für Lessivierungsprozesse, die im Südsahel vereinzelt nachgewiesen wurden. Im Nordsahel scheint Tonverlagerung jedoch gegenwärtig nicht abzulaufen. B₁-Horizonte sind hier selten und nachweislich fossil (Kap. 4.4.1.).

Weitverbreitet findet im gesamten Sahel gegenwärtig ein kräftiger Abtrag der Oberböden statt (Kap. 5.2.). Dieser Prozeß ist vom wirtschaftenden Menschen über Vegetationsdegradierung infolge Überweidung, Kahlschlag und ähnlichem nachhaltig mitverursacht (vgl. BARTH 1977, S.94, ders. 1982 und andere).

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die rezente Pedogenese im Sahel, insbesondere im Zentral- und Südsahel, die Merkmalsausprägung weitgehend unterstützt. Die Bodenentwicklung geht jedoch auf einen längeren Zeitraum zurück. Im Nordsahel ($N \leq 300$ mm) ist die Merkmalsausprägung insbesondere der tiefer gelegenen Profilbereiche teilweise reliktsch oder fossil. Die rezente Pedogenese schafft hier Ah-Bv-C Profile, die häufig korrasiv gekappt werden, was die Pedogenese auf ein Initialstadium zurückführen kann. Weiter südlich gewinnen mit zunehmender jährlicher Niederschlagsmenge rezente Translokations- und Transformationsprozesse schnell an Bedeutung (siehe Kap. 4.4.).

In der ost-nigrischen Südsahara laufen pedogenetische Prozesse heute allgemein sehr gehemmt ab und sind meist in Form vertikaler Prozesse auf die obersten Profilbereiche beschränkt. Während zahlreiche Merkmale vom heutigen vollariden Klimaregime bewirkt werden, ist insbesondere der Verwitterungsgrad der Böden auf vorzeitliche Abläufe während feuchter Phasen des jüngsten Quartärs zurückzuführen. Sofern die Paläoböden nicht geschützt unter einer Dünensandbedeckung oder einem Deflationspflaster liegen, werden sie gegenwärtig abgetragen.

Im vollariden Klimaregime überwiegt die physikalische Gesteinsaufbereitung als rezenter Prozeß der Pedogenese (VERHEYE 1976). Dazu zählen Insolation, physikalische Hydratation und, sofern

Salze in größerer Menge angereichert sind, Salzverwitterung (Salzsprengung). Paläoböden ausgenommen, finden sich in der Vollwüste Rohböden ohne ausgeprägte Horizontierung, was GANSSEN (1968) dazu veranlaßt, lediglich von "bodenartigen Gebilden" zu sprechen. Dennoch ist eine Trennung in Ober- und Unterbodenhorizonte oft möglich. Die Ansammlung von Feinmaterial in den ersten 10-20 cm sowie die Ausbildung von Bodenhorizonten mit Vesikularstruktur bei entsprechendem Substrat sind als rezente Vorgänge einer sehr gehemmt ablaufenden Pedogenese anzusehen.

4.2. Die systematische Ansprache der Böden (Klassifikationen)

Zur systematischen Gliederung der Böden im Untersuchungsgebiet stehen drei teils sehr unterschiedliche Boden-Klassifikationssysteme zur Verfügung. Im Sinne einer überregionalen Vergleichbarkeit sollen alle drei angewendet werden.

Insbesondere für den Sahel empfiehlt sich das im wesentlichen genetisch ausgerichtete französische Klassifikationssystem (AUBERT 1965, AUBERT et al. 1967). Dieses System ist ausgesprochen einprägsam. Mit seiner Hilfe ist eine tiefgehende Aufgliederung bei der Ansprache der einzelnen Profile möglich. Die Systematik wurde im Rahmen der von französischer Seite vorgelegten Bodenkartierungen in weiten Teilen Westafrikas angewendet und eignet sich gut für pedogenetische und bodengeographische Fragestellungen. Erläuterungen zu dieser Bodenklassifikation finden sich leicht erreichbar bei MÜCKENHAUSEN (1982), ausführlicher bei DUCHAUFOR (1982) und FITZPATRICK (1983).

Ebenso in allen Klimabereichen anwendbar ist die Soil Taxonomy des U.S. Departement of Agriculture (SOIL SURVEY STAFF 1975). Im Gegensatz zum französischen Klassifikationssystem löst sich die Soil Taxonomy weitgehend von der genetischen Betrachtung. Über präzise definierte diagnostische Horizonte und Merkmalsausprägungen werden Boden-Kategorien festgelegt, wodurch genetisch zusammengehörige Böden durchaus unterschiedlichen Kategorien zugeordnet werden. Dieses System entspricht vornehmlich den Forderungen der Anwender und setzt sich über die Verwendung weitgehend künstlicher Begriffe von den anderen Bodenklassifikationen ab. Die ansonsten konsequent durchdachte Nomenklatur macht durch nur schwer einprägsame Namen den Umgang mit der Soil Taxonomy zunächst nicht

einfach. Dennoch fand diese Bodenklassifikation mit Recht große Beachtung.

Keine Bodenklassifikation im eigentlichen Sinne sondern eine Bodengliederung stellt nach MÜCKENHAUSEN (1982, S.407) die unter Federführung der F.A.O. (Rom) ausgearbeitete Legende zur "Soil Map of the World" im Maßstab 1:5000000 dar (FAO-UNESCO 1974, 1977). Die Bodengliederung setzt sich aus mehreren Klassifikationen, vor allem der sowjetischen und der U.S. amerikanischen Systematik zusammen; auch hier finden neue Begriffe Verwendung. Die F.A.O.-Legende hat eine weltweite Korrelation der Böden zum Ziel und soll eine internationale Verständigung innerhalb der Bodenkunde ermöglichen. Ohne eine Modifikation und Erweiterung, wie sie zum Beispiel PETERMANN (1981) vorgestellt hat, ist diese Bodengliederung jedoch im großmaßstäblichen Rahmen nicht anwendbar. Für die Ansprache der Böden im Untersuchungsgebiet ist die F.A.O.-Gliederung durchaus geeignet, da keine ökologischen oder bodentechnischen Bewertungen einzelner Profile angestrebt werden.

Auf eine Erläuterung der einzelnen Bodenklassifikationen soll unter Hinweis auf die oben genannte einschlägige Literatur verzichtet werden. Soweit möglich, werden bei der Profilbeschreibung die Bezeichnungen aller drei Systematiken genannt und im Sinne besserer Verständlichkeit die Übersetzungen gegeben, beziehungsweise die jeweiligen Bedeutungen erläutert. Neben den für die repräsentativen Profile stets angegebenen Analysenergebnissen und Profilbeschreibungen sollte so über die reine Typisierung der Böden hinaus auch ein Vergleich mit der Literatur möglich sein.

4.3. Böden der Südsahara

Die Böden der Ergs von Ténéré und von Bilma werden anhand von Beispielen aus den in Kapitel 2.1. beschriebenen, schwerpunktmäßig bearbeiteten Regionen vorgestellt und interpretiert. Dabei bietet sich hinsichtlich der Lokalität und der Exposition der Profile eine Dreigliederung in die Bodenbildungen a) der die Plateaus umgebenden Dünengebiete, b) der Plateauvorländer und c) der Plateauhochflächen an. So lassen sich regelhaft wiederkehrende Phänomene herausstellen und vergleichend diskutieren, wobei allerdings die regionalen Zusammenhänge nicht außeracht gelassen werden sollen.

4.3.1. Böden und Bodenreste in der Umgebung der Schichtstufen

Neben den hellen, mobilen Dünen fallen überall im Arbeitsgebiet immobile Dünen auf, die teilweise tief verwittert sind. Im Kernbereich der Ergs von Ténéré und Bilma sind die sichtbaren Zeugen einer phasenweise deutlich intensiveren Pedogenese zumeist auf die Bereiche der Schichtstufen beschränkt. Südlich Zoo Baba, ungefähr ab 18° Nord, treten die Paläoböden tragenden Altdünen in zunehmendem Maße auch außerhalb der Schichtstufenumländer in Erscheinung.

4.3.1.1. Bilma

Bereits bei Bilma (siehe dazu Kap. 2.1.2.) kann innerhalb einer Catena, die über einen mit Dünensanden unterschiedlichen Alters bedeckten, Südost exponierten Stufenhang nördlich des Rocher du Silémi genannten, großen Inselberges gelegt wurde, die Existenz reliktscher beziehungsweise fossiler Böden nachgewiesen werden. Die Geländeskizze (Abb. 7) verdeutlicht die Situation.

Zunächst fällt im mittleren Hangbereich eine festgelegte alte Leedüne auf, die von einer lockeren Schuttstreu aus kontinentalen Sandsteinen der Kreide-Stufe überzogen ist. Gegenüber den jungen, mobilen Sanden der Leedüne im obersten Hangbereich ist die Altdüne etwas dunkler gefärbt.

Während die aktive Leedüne frei von Skelettanteilen ist, finden sich in den Profilgruben P1 (13384 1) und P2 (13384 2) regellos eingearbeitete Gesteinsbruchstücke sowie grober Schutt (vgl. Abb. 7). Die Aufwehung der alten Leedüne ging also mit gelegentlichen kräftigen Regenfällen einher, welche Gesteinsgrus und Schutt auf die Düne schwemmen, ein Prozeß, der über den Dünenunterhang hinweg bis in den Talbereich ging. Gegenwärtig wird die Altdüne korradiert, wie Steine verdeutlichen, die aus dem Dünensand hervorstehen; eine junge Flugsandbedeckung fehlt.

Die Profilgruben lassen eine schwach entwickelte Bodenbildung bei einem sehr geringen Verwitterungsgrad erkennen. In beiden Profilen ist die sedimentäre Schichtung - bei P2 insbesondere im oberen Profilbereich - weitgehend überprägt. Die Sande des Profils P1 (13384 1) sind gemäß der Terminologie der Kartieranleitung der A.G. Bodenkunde (1982, S.121) als schwach verfestigt zu bezeich-

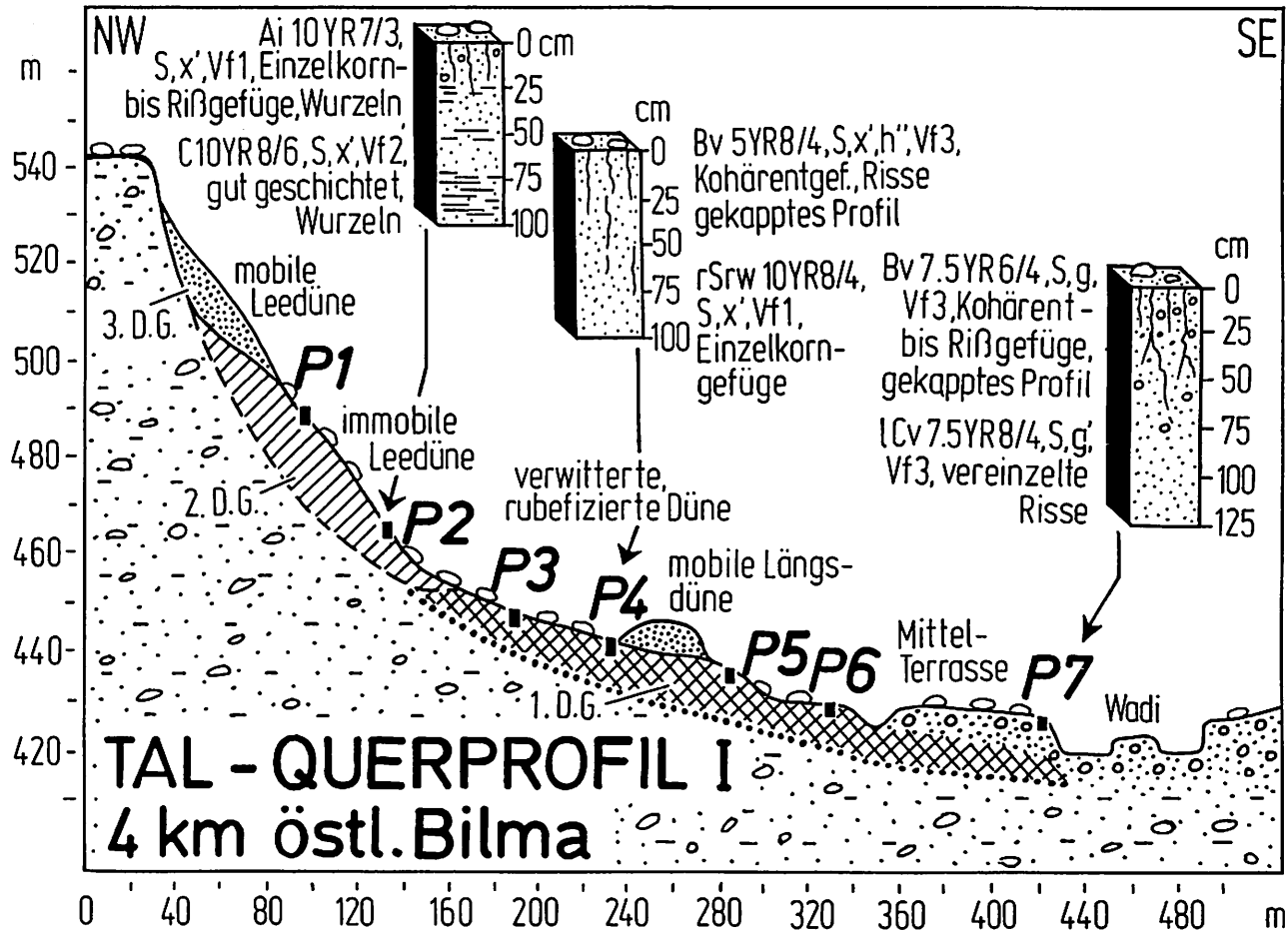


Abb. 7. Catena über eine immobile Leedüne bei Bilma, NNE' des Rocher du Silémi.

nen. Über das gesamte Profil fallen feine Wurzelreste auf. Der Dünenkörper und sein Umfeld sind heute jedoch völlig vegetationslos.

In P1 wie in P2 ist der obere Profilmereich gegenüber dem darunterliegenden etwas dunkler gefärbt, ohne daß bereits eine echte Verbraunung vorläge. Die pedogenen Eisengehalte sind ausgesprochen gering ($Fe_{dith.} = 0.03\%$), ihre Tiefenfunktion läßt keine Unterschiede erkennen. Während P1 ein Gefüge fehlt, ist es bei P2 in Form eines säulenartigen Segregatgefüges erhalten. Der sehr schwach verfestigte Oberboden geht in einen schwach bis mittel verfestigten Unterboden über, der zum pedogen weitgehend unbeeinflussten Dünensandsubstrat gleichen Verfestigungsgrades überleitet. In beiden Fällen handelt es sich um *Eutric Regosols* (F.A.O.), denen der *Typic Torripsamment* der U.S. amerikanischen Soil Taxonomy entspricht.

Im Bereich der Profilgruben P3 (13384 3), P4 (13384 4) und P5 (13384 5) wandelt sich das Bild vollständig. Mit diesen drei Profilen sind wesentlich kräftiger kompaktierte und im oberen Profilmereich rötlich gefärbte Dünensande aufgeschlossen. Sie tragen eine dünne Auflage, die aus Sandmaterial der höhergelegenen Altdüne sowie Gesteinsschutt besteht, weshalb diese offensichtlich ältere Bodenbildung im Gelände nicht augenfällig ist.

Die Profile P3 und P4 zeigen keinerlei Schichtung. Auch ein Gefüge fehlt völlig. Lediglich Trockenrisse sind ausgebildet. Ab 50 cm Tiefe geht bei P4 (13384 4) die rötliche Färbung ohne Texturwechsel in einen etwas lockereren, hell gefärbten Sand über, was auf Reduktionserscheinungen infolge erhöhter Grund- oder Stauwasserstände zurückzuführen ist. Im Falle von P5 setzt die hydro-morphe Überprägung in Form horizontaler (Fe-)Bänderung bereits in 15 cm Tiefe ein. Der darüberliegende Horizont weist mit 0.2% einen gegenüber den Proben der höhergelegenen Profilgruben leicht erhöhten Gehalt an organischer Substanz auf.

Bei den Profilen P3 bis P5 handelt es sich um alte Bodenbildungen auf Dünensand; die Profile sind mit Sicherheit geköpft. Bodenbildende Prozesse sind in Form der Rubefizierung und über einen leicht erhöhten Anteil an Schluff und Ton dokumentiert. Damit unterscheiden sich diese Profile deutlich von den sehr schwach entwickelten Bodenbildungen im Mittelhangbereich. Sie sind als

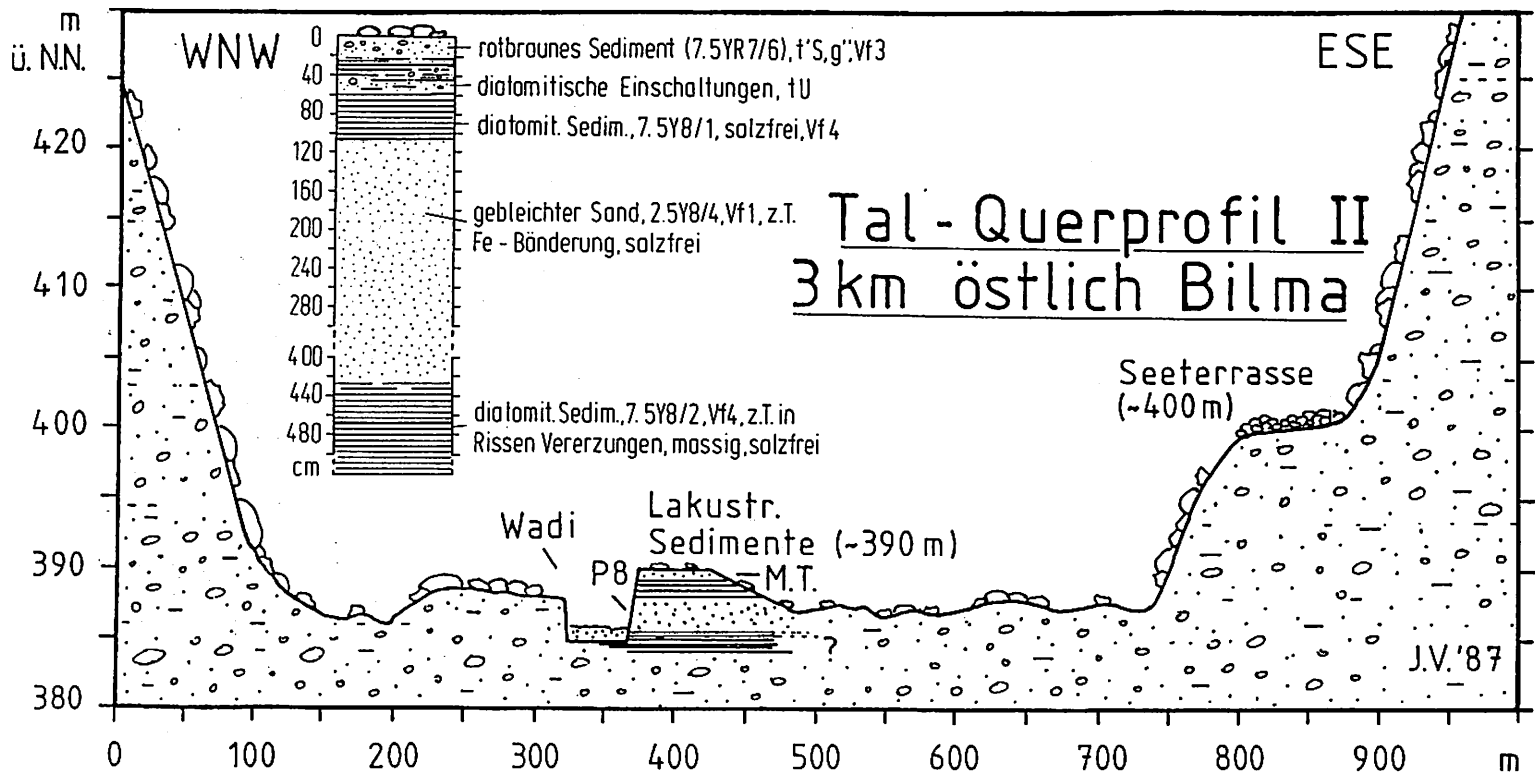


Abb. 8. Geländeskizze im Bereich von Profil 13384 8
 (Stufe von Bilma).

Chromic Arenosols (F.A.O.) beziehungsweise *Typic Torripsamments* (Soil Tax.) zu klassifizieren.

Im Geländeprofil weiter talwärts geht die rötlich verwitterte Altdüne ohne markanten Wechsel in das rotbraun gefärbte, fluviatile Sediment der sogenannten Mittelterrasse (siehe Kap. 2.1.2.) über. Die Körnungsanalyse weist deutlich erhöhte Anteile der Feinstfraktionen aus. Die im Sedimentkörper enthaltenen Skelettanteile sind abgerundet. Die Bodenprofile P6 (13384 6) und P7 (13384 7) lassen im oberen Bereich eine leichte Gefügebildung erkennen. Auch postsedimentär liefen also bodenbildende Prozesse ab.

In das Sediment haben sich Gerinne eingeschnitten, die jedoch dessen Unterlage nicht aufschließen. Wahrscheinlich zieht die rot-braun verwitterte Altdüne unter der Terrassenablagerung hindurch. Im gegenüberliegenden Hangbereich fehlen heute jedoch jegliche Lockersedimente.

Interessante Aspekte ergeben sich wenige hundert Meter talabwärts anhand des Profils 13384 8 (Abb. 8). Hier ist ein Sedimentkörper erhalten, der unter anderem von lakustrinen Sedimenten aufgebaut und von dem rotbraun gefärbten, fluviatilem Sediment nach oben abgeschlossen wird. Zwischen zwei diatomitischen Sedimentlagen findet sich weißlich gebleichter Sand, der Rostfleckung aufweist. Es handelt sich nach Ausweis der Korngrößenanalyse zweifelsfrei um Dünensand, der zudem frei von Skelettanteilen ist. Der Anteil der Ton- und Schlufffraktion ist mit insgesamt 4% ausgesprochen gering.

Ohne der Diskussion der quartärgeomorphologischen Bedeutung dieser Befunde in Kapitel 5. vorzugreifen, ist folgendes festzuhalten: Bei Bilma sind neben den rezenten, mobilen Dünen infolge pedogenetischer Prozesse immobile Dünen unterschiedlichen Alters nachgewiesen. Während die Bodenbildung auf der jüngeren Altdüne kaum über ein Initialstadium in Form eines Absonderungsgefüges, eines gering erhöhten Gehaltes an Feinstmaterial und eines geringen Verfestigungsgrades hinausgekommen ist, findet sich auf der tiefergelegenen Altdüne eine Bodenbildung, deren Entwicklungsgrad weitaus höher ist. Die Verwitterung führte zur Freisetzung pedogenen Eisens, welches die markante Rotfärbung hervorruft, sowie zu leicht erhöhten Gehalten an Schluff und Ton. Die Bodenbildungen der unterschiedlichen Altdünen sind als reliktsch

beziehungsweise als fossil zu bezeichnen.

Die erhöhten Grundwasserstände bewirkten eine hydromorphe Beeinflussung der Profile P4 und P5. Da die Reduktionserscheinungen den tiefergelegenen Profilen P6 und P7 fehlen, muß die Ablagerung der Mittelterrassensedimente zwangsläufig im Anschluß an die Grundwasserhochstände erfolgt sein. Dies belegt weiterhin Profil P8; hier überlagert das Mittelterrassensediment den lakustrinen Sedimentkörper.

4.3.1.2. Dibella

Die Stufe von Dibella und ihr weites Umland stellen einen Untersuchungsschwerpunkt dar (siehe auch Kap. 2.1.4.). Es ist hervorzuheben, daß die hier angetroffenen geomorphologischen Strukturen und Böden innerhalb des Erg von Bilma keine regionalen Besonderheiten sind. Doch fanden sich nirgends nahezu alle in dieser Arbeit diskutierten geomorphologischen und pedologischen Belege des hier zugrunde gelegten geologischen Betrachtungszeitraumes (Jungpleistozän und Holozän) in vergleichbarer Vollständigkeit und Aussagekraft an einem Ort.

Unterschiedlich alte Dünen mit charakteristischen Böden treten sowohl im Bereich der Senke als auch im Umland der Stufe auf. Seesedimente zeugen von der wechselhaften lakustrinen Vergangenheit. Böden finden sich auch auf den anstehenden Gesteinen. Im Plateaubereich der Stufe trifft man auf unterschiedliche äolische Staubsedimente (siehe Kap. 4.3.2.).

Altdünen am westlichen Stufenhang und die Bedeutung einiger Seesedimente für die Beurteilung des pedogenen Milieus

Am Nordende der Senke von Dibella zieht eine festgelegte alte Leedüne über den westlichen Stufenhang herab (vgl. geomorphologische Karte von Dibella, Abb. 5). Sie ist wie im Falle der Catena bei Bilma (s.d.) in lockerer Streu mit Gesteinsschutt der Stufe überzogen.

Die Altdüne trägt einen Boden mit einem 20-30 cm mächtigen verbraunten Bv-Horizont, der sich im Korngrößenspektrum mit

Feinstmaterialgehalten (T und U) von 11.5% ausdrückt. Der Unterboden weist dementsprechende Gehalte von max. 4% auf. Die Sande sind nur mäßig verfestigt, die Bodenprofile zeigen keine Rubefizierung. Es handelt sich um eine Düne der 2. Dünengeneration.

Der gesamte obere Teil der Altdüne wird von einer mächtigen, mobilen Leedüne bedeckt (3. Dünengeneration), die hangabwärts in eine Längsdüne übergeht und die nördliche Senke durchzieht. Auf eine eingehendere Darstellung wird hier verzichtet und auf die Catena von Bilma verwiesen.

Unterhalb der Altdüne trifft man in Form von Sedimentleisten auf die Spuren der holozänen Seen, welche die Senke von Dibella füllten. In der Höhe des ehemaligen Seeufers endet die alte Leedüne, wengleich der jüngere Schuttfächer weiter hangabwärts reicht und auch die lakustrinen Sedimente überzieht.

Während auf die unterschiedlichen Seesedimente hier nicht näher eingegangen wird, soll ein Aufschluß lakustriner Ablagerungen (Profil 20384 5) vorgestellt werden, da er Hinweise auf das Verwitterungsgeschehen im terrestrischen Umfeld gibt.

Das Profil 20384 5 zeigt einen vielschichtigen Aufbau (vgl. Abb. 11). Die Basis bildet ein gebleichter, rostgefleckter Sand (5/9), der eine fS-Dominanz aufweist. Seine äolische Ablagerung ist über das Körnungsspektrum und die Oberflächenbeschaffenheit der Quarzkörner belegt, welche mattiert sind. Auf den Sand folgt eine limnische Einlagerung (5/8), die einen mit 32% auffällig hohen Karbonatgehalt hat (Seekreide). Auflagernd findet sich ein olivbraunes (7.5YR3/4) Feinsandsediment (5/7) mit einem hohen Tongehalt. Möglichenfalls handelt es sich hierbei um ein Verlandungssediment. Dieses wird wiederum von einer dünnen diatomitischen Schicht (5/6) bedeckt.

Hierauf folgt ein 60 cm mächtiger Horizont (5/4), der im Felde wegen seiner rostbraunen Färbung (10YR3/4) hohe Gehalte an organischer Substanz erwarten ließ; die Analysen ergaben jedoch lediglich Gehalte um 0.9%. Auffallend sind die hohen pedogenen Gesamteisengehalte ($Fe_{ditb.}$) von 10-16%, wobei es sich vorwiegend um Goethit handelt. In diese Schicht sind Bänder eines grauen Feinsandes (5/5) eingeschaltet. Aufliegend findet sich neuerlich eine dünne diatomitische Schicht (5/3), die wie im unteren

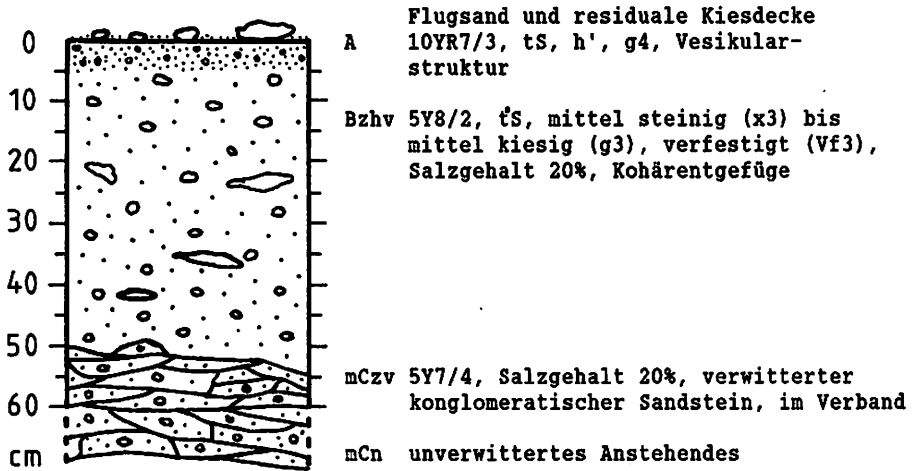


Abb. 9. Profil 20384 4.

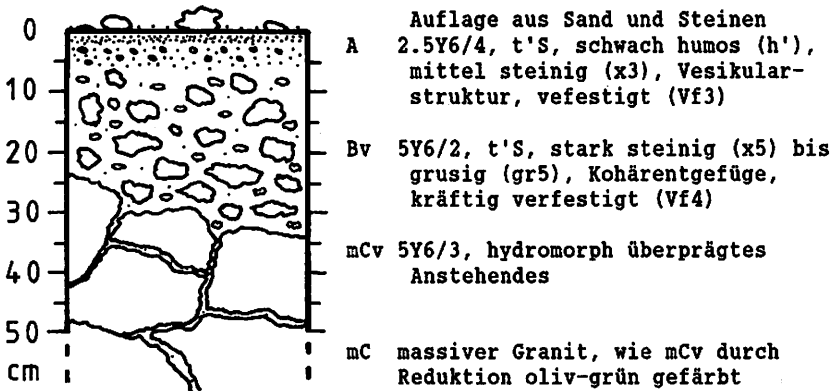


Abb. 10. Profil 20384 6.

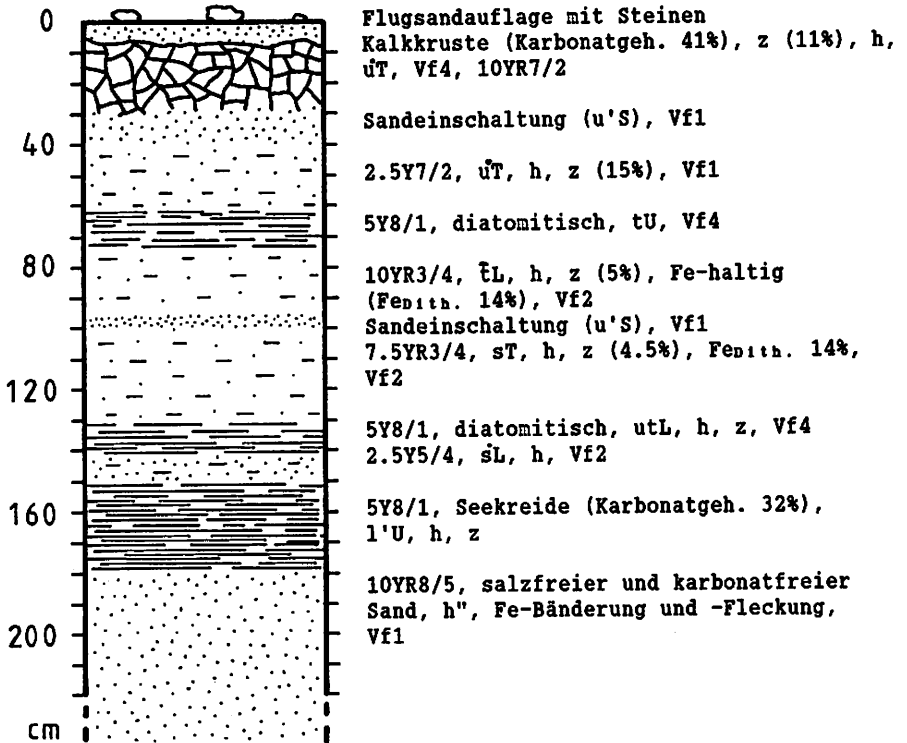


Abb. 11. Profil 20384 5.

Profil 20384 5

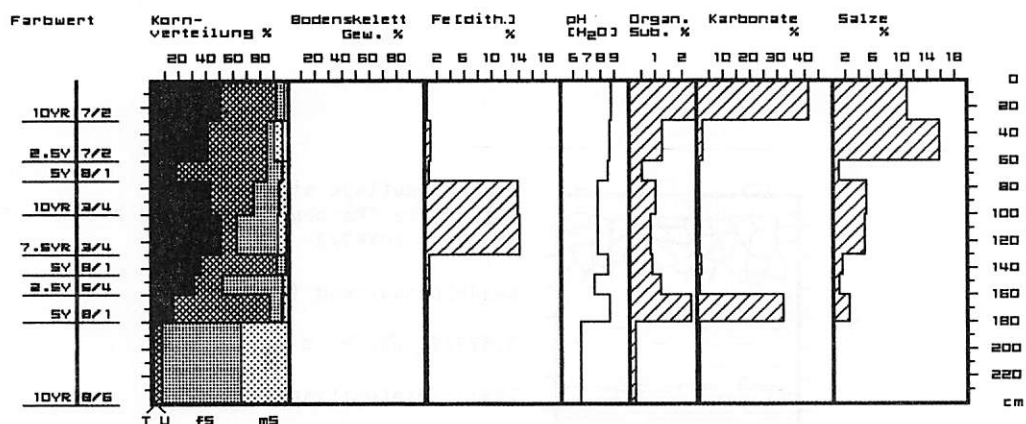


Abb. 12. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 20384 5.

Profil 20384 6

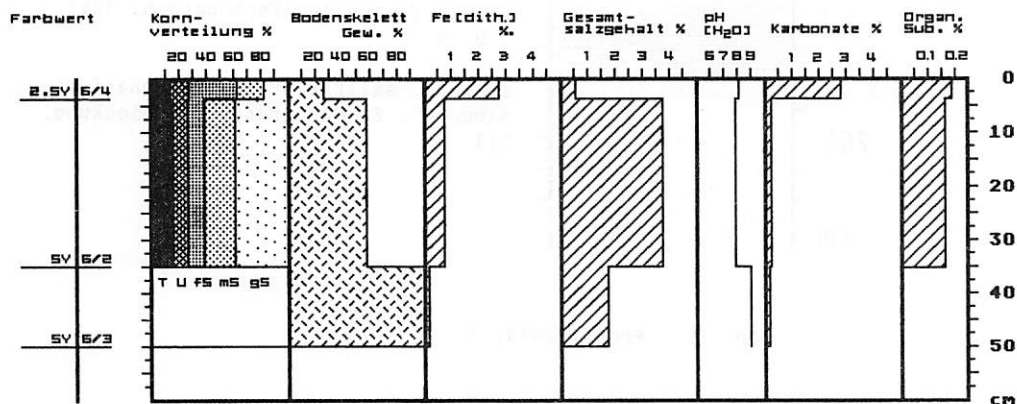


Abb. 13. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 20384 6.

Profilteil von einem grau-braunen (2.5Y7/2) Sediment (5/2) überlagert wird.

Den Abschluß bildet eine 30-40 cm mächtige karbonatreiche Kruste (5/1) mit erhöhten Humusgehalten. Die Kruste schützt das Profil vor Abtrag. Sie ist Ausdruck des Ausklingens der Feuchtzeit, die dieses Profil entstehen ließ. Es handelt sich um eine pedogene Bildung, deren Genese über azsendente Bodenwasserbewegungen aufgrund hoher Grundwasserstände zu erklären ist. Für diese Interpretation sprechen auch die mit 11-16% (EC = 33.7 mS/cm bzw. 49.5 mS/cm) gegenüber den unteren Profilmteilen markant erhöhten Salzgehalte der obersten Horizonte (vgl. Abb. 12).

Das heterogene Profil dokumentiert eine wechselvolle Sedimentationsgeschichte. Die schwermineralogische Untersuchung der fS-Fraktionen der unterschiedlichen Horizonte belegt diese Wechsel. Eine klare Zuordnung zu äolisch ferntransportierten Sanden einerseits und den Stufengesteinen als Materiallieferanten andererseits läßt sich auf Grund der starken Durchmischung im ehemaligen See(ufer)bereich jedoch nicht vornehmen.

Aussagekräftiger erscheint die Tonmineralogie der Horizonte 5/2, 5/4 und 5/7. In allen Proben dominieren eisenreiche Smectite über geringe Gehalte an Kaolinit (vgl. Abb. 14). Innerhalb des Horizontes 5/7 ist Kaolinit kaum nachweisbar. Illit fehlt in sämtlichen Proben.

Die Spektren zeigen, daß die Tonmineralogie auf keinen Fall von den umliegenden Festgesteinen beherrscht ist, zumal der quarzische Sandstein der Dibella-Formation ohnehin kaum als Lieferant von Feinstmaterial (Fraktionen $< 63 \mu$) in Frage kommt. Es handelt sich weitestgehend um Tonmineralneubildungen im lakustrinen Milieu.

In diese Richtung deuten auch die Ergebnisse des geochemischen Gesamtaufschlusses der Tonfraktion, die in Tab. 2 dargestellt sind. Die Faktoren des Mol-Verhältnisses von SiO_2 zu Al_2O_3 liegen zwischen 18.75 und 43.92! Derartig hohe SiO_2 -Anteile konnten im Rahmen der Laboruntersuchungen sonst nirgends ermittelt werden. Die Siliziumanreicherung der Seewässer ist vornehmlich über die Grundwässer zu erklären, die neben dem direkten Zufluß an Niederschlagswasser den See speisten und offensichtlich aufgrund der

klimatischen Situation zur Zeit ihrer Entstehung in erhöhtem Maße Silizium zu lösen vermochten.

Auffällig sind im Gesamtaufschluß weiterhin die hohen Fe_2O_3 -Gehalte von 15-30%. Der höchste Gehalt wurde für den Horizont 5/4 ermittelt (s.o.). Die hohen Fe-Oxidgehalte passen gut zu den Ergebnissen der Röntgendiffraktion der Tone, die den in hohem Maße dominierenden Smectit als Saponit, eine ausgesprochen eisenreiche Smectitform, ausweisen. In den Oktaederzentren dieser Dreischichtminerale sind vornehmlich Fe^{2+} - beziehungsweise Fe^{3+} -Ionen als Zentralionen eingebaut. Während über die Silikatverwitterung freigesetztes Eisen im Gegensatz zu Aluminium in der Regel nur zu kleinen Teilen in dreischichtige Tonminerale eingebaut wird, entstehen unter reduzierenden Bedingungen, wie sie im lakustrin bestimmten Milieu geherrscht haben, vermehrt feste Fe(II)-Verbindungen.

Ein nicht unbeträchtlicher Teil der Eisenoxide dürfte darüberhinaus an die Tonminerale gebunden, das heißt nicht unmittelbar in die Schichtsilikate eingebaut sein. Darauf deuten auch die mit 14% erhöhten Gehalte an pedogenem dithionitlöslichem Eisen im Feinboden hin (vgl. Abb. 12).

Das Verwitterungsgeschehen während der Existenz des frühholozänen Sees muß auch außerhalb des lakustrinen Milieus von großer Effizienz gewesen sein. Diese Tatsache macht dieses Profil für die Interpretation der pedologischen und klimatologischen Verhältnisse wertvoll.

Weiterhin konnte die Probe 20384 5/4 einer absoluten Altersbestimmung mittels der Radiocarbonmethode (^{14}C) unterzogen werden. Das für diesen Horizont ermittelte Alter liegt bei 7370 ± 245 y.b.p. (HV14483), wobei durch den Hartwassereffekt eine mögliche Minderung des Alters um 500-1000 Jahre in Betracht gezogen werden muß.

Ein in der Höhenlage vergleichbares Profil, das hier nicht vorgestellt wird, dokumentiert den selben Sedimentationszeitraum, ist jedoch nicht so vollständig entwickelt oder erhalten. Der der Probe 20384 5/4 vergleichbare Horizont ergab ein ^{14}C -Alter von 7890 ± 105 y.b.p. (HV 14884) und bestätigt ein Entstehungsalter zu Zeiten der frühholozänen Feuchtzeit.

An der Kalkkruste im Top des Profils 20384 5 (Probe 5/1) wurde über die Sauerstoffisotopenmethode (^{18}O) eine Datierung versucht. Das Meßergebnis läßt sich mangels vergleichbarer Daten jedoch nicht interpretieren. Eine ^{14}C -Datierung steht aus. Die Kalkkruste kennzeichnet das Ausklingen der langandauernden früh- bis mittelholozänen Seegeschichte des Raumes. Die nachfolgende kürzere Seephase des jüngeren Neolithikums ist in beiden Profilen nicht dokumentiert.

Die aus dem oberen Hangbereich beschriebene festgelegte Leedüne ist über die Stratigraphie leider nicht einzuordnen. Sie überzieht weder die tiefergelegenen Seesedimente, noch sind letztere ihr angelagert. Auch fehlen der Düne reduktiv beeinflusste Horizonte, da sie über den Niveaus der holozänen Seen liegt.

Wenngleich an dieser Stelle stratigraphische Beweise fehlen, muß der Altdüne ein jüngeres Alter als den tiefergelegenen, in das späte Frühholozän datierten Seesedimenten zugeordnet werden. Die Düne wurde während ariderer Abschnitte des mittleren Holozän aufgeweht.

Dafür sprechen hier vor Ort unter anderem folgende Argumente. Die heute nur noch in Form dünner Leisten oder sehr vereinzelter Reste erhaltenen Seeablagerungen füllten ehemals die gesamte Senke aus. Ihre nachfolgende drastische Ausräumung hätte ohne Zweifel auch die unmittelbar benachbarte Altdüne treffen müssen, die jedoch nahezu vollständig erhalten ist. Die Altdüne zeigt darüberhinaus einen ausgesprochen homogenen Aufbau; Hinweise auf Wechsel im Sedimentationsgeschehen, wie sie eine ältere, frühholozäne Anlage der Düne unweigerlich bedingt hätten, fehlen. Lediglich der junge Schuttfächer, eine Folge der seltenen, aber aus der Vollwüste durchaus bekannten Starkregenereignisse, überzieht Düne wie Seesedimentreste.

Das Schema dieser Einordnung wird nirgendwo in den mir bekannten Stufenvorlandsenken des Erg von Bilma widerlegt, leider aber auch nicht stratigraphisch eindeutig untermauert. Ich halte daher die Argumentation aus den oben angeführten Gründen für folgerichtig und nehme an dieser Stelle vorweg, daß weitere Belege folgen, die wie erwähnt allerdings nicht aus den hier diskutierten Senkenbereichen stammen.

Böden auf Festgesteinen in der Senke und am Westhang der Stufe

In der Regel sind die Vorlandsenken der Schichtstufenplateaus mit jungen Lockersedimenten verfüllt. Daher stellen Bodenbildungen auf Festgestein, wie sie sich bei Dibella finden, interessante Besonderheiten dar.

Profil 20384 4 (P4) schließt eine Bodenbildung auf einem möglichenfalls präkambrischen Sandstein auf (vgl. Abb. 9), der in der geologischen Karte nicht ausgewiesen ist und auch von FAURE (1966) nicht beschrieben wird. Das morphologisch widerstandsfähige Gestein umrahmt das nordöstliche Ende des Beckentiefsten von Dibella.

Der darauf entwickelte Boden ist etwa 50 cm mächtig. Die Gehalte an Feinstmaterial (Fraktionen $< 63 \mu$) sind gegenüber dem Anstehenden deutlich erhöht. Die Gehalte an organischer Substanz betragen 1.3%. Der Bv ist verbraunt und mit 22% ausgesprochen salzhaltig. Als diagnostisches Merkmal klassifiziert der Salzgehalt den Boden als einen *Lithic Orthic Solonchak* (F.A.O.) bzw. als einen *Typic Salorthid* (Soil Tax.).

Die überwiegend grüne Färbung (5Y8/2) des Profils weist auf langanhaltende, reduktive Prozesse infolge Grundwasserbeeinflussung zu Zeiten der verschiedenen Seephasen hin. Gleiches gilt für eine Bodenbildung im südlichen Depressionsbereich auf Granit.

Dieses Profil (20384 6) liegt im südlichen Depressionsbereich von Dibella (Abb. 10). Es handelt es sich um einen *Lithic Haplic Yermosol* (F.A.O.) oder *Lithic Camborthid* (Soil Taxonomy). Der Granit, der von FAURE (1966, S.221) andernorts als rosa-farben beschrieben wird, ist im Bereich des Profileinschlags infolge Reduktion des Eisens ebenfalls grün verfärbt. Das Profil liegt mitten in der Senke und war während der Seephasen überspült.

Im untersten Profilteil ist der grobkristalline Granit weitgehend unverwittert, wengleich verfärbt. In 50-40 cm Tiefe ist eine Lockerung festzustellen, die in einen scherbigen Horizont übergeht. Im Bereich 3-35 cm findet sich ein Horizont, der ausschließlich aus Granitgrus besteht. In dieser Zone ist die grüne Färbung besonders intensiv (5Y6/2). Die Feldspäte sind in höherem Maße als die Glimmer verwittert, so daß eine relative Anreiche-

rung von Muskovitplättchen auffällt.

Die autochthone Bodenbildung wird auch hier von einem 1.5-2.0 cm starken, braunen Schaumboden abgeschlossen, der von einer sehr dünnen Flugsandschicht (0.5 cm), Gesteinsgrus und Handstücken des kretazischen Sandsteins der Stufe bedeckt wird. Vereinzelt ist unter dem Vesikularhorizont in kleinen Taschen ein lockeres, rotbraun gefärbtes Sediment vom Typ des Materials der Probe 20384 5/5 erhalten.

Die auf Festgestein entwickelten Böden der Profile 20384 4 und 20384 6 zeigen ihre Merkmalsausprägung betreffend weitere Übereinstimmungen. So hebt sich das jeweilige Solum analytisch in Form leicht erhöhter Gehalte an pedogenem Eisen gegenüber dem kaum verwitterten untersten Profilteil ab. Bemerkenswert ist der relativ erhöhte Anteil an nicht kristallinem Eisen (Fe_{oxal}), was einen für diesen Raum ungewöhnlich hohen Aktivitätsgrad mit Faktoren von 0.31 bis 0.46 ergibt.

Die Nähe der (ehemaligen) Verdunstungsfront des Grundwassers ist in Profil 20384 4 nicht zuletzt auch über den hohen Gehalt an wasserlöslichen Salzen von rund 22% dokumentiert. In der Umgebung des Profils steht ein lockerer Akazienbestand. Der alte, klüftige Sandstein ermöglichte eine tieferreichende Durchwurzelung, weshalb sich die Bäume heute noch zu halten vermögen.

Für beide Profile liegen röntgendiffraktometrische Untersuchungen der Tonfraktion vor (Abb. 14 und 15). Die Granitverwitterung (20384 6) weist nahezu ausschließlich Illit als Verwitterungsprodukt der Feldspäte und Glimmer auf. Kaolinit ist nur in kaum nachweisbaren Spuren vorhanden. Ein geringerer Anteil quellfähiger Minerale liegt schlecht kristallisiert in Form von Wechsellagerungen vor. Ein etwas abweichendes Bild zeichnet die Analyse für den obersten Bodenhorizont mit Vesikularstruktur. Hier tritt neben dem dominanten, gut kristallisierten Illit noch Kaolinit auf; quellfähige Minerale fehlen dem Spektrum. In Profil 20384 4 entspricht die Tonmineralogie des Oberbodens weitgehend der des Anstehenden. Kaolinit dominiert über mäßig kristallisierten Illit; Wechsellagerungsminerale sind in sehr geringem Maße vorhanden.

	20384			20384			20384		
	4/1	4/2	4/3	5/2	5/4	5/7	6/1	6/2	6/3
SiO ₂	46.4	46.0	44.5	67.37	41.57	53.74	47.6	49.8	51.3
Al ₂ O ₃	17.5	23.3	19.1	4.41	3.77	2.08	14.4	13.0	14.0
Fe ₂ O ₃	9.0	5.8	6.3	14.96	30.01	25.01	10.8	12.2	10.4
TiO ₂	0.74	0.51	0.48	0.21	0.18	0.12	0.41	0.23	0.14
MnO	0.3	0.3	0.6	0.47	0.78	0.53	1.1	0.2	0.3
MgO	3.1	2.6	3.3	0.46	0.24	0.17	5.4	4.9	4.6
CaO	4.5	3.6	6.5	0.48	0.38	0.12	2.6	0.5	0.3
K ₂ O	3.4	4.0	4.2	0.72	0.39	0.09	5.1	6.2	6.0
Na ₂ O	-	-	-	0.19	0.30	0.85	-	-	-
P ₂ O ₅	0.3	0.14	0.21	0.04	0.29	0.04	0.21	0.12	0.07
SiO ₂ mol-----	4.51	3.36	3.96	25.97	18.75	43.92	5.62	6.51	6.23
Al ₂ O ₃									

Tab. 2 Geochemie der Tonfraktion einiger Proben aus der Senke von Dibella (Röntgenfluoreszenz)

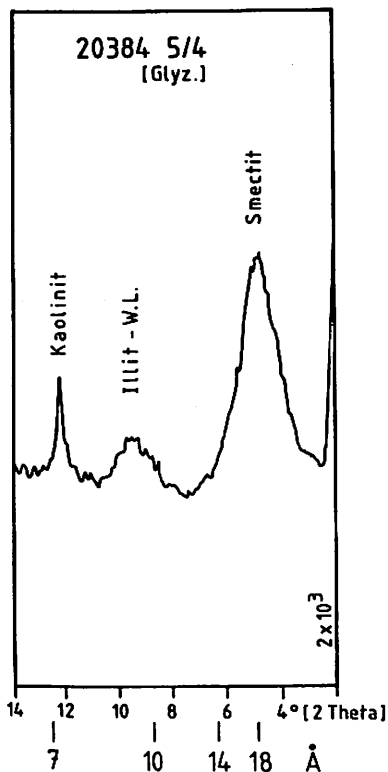
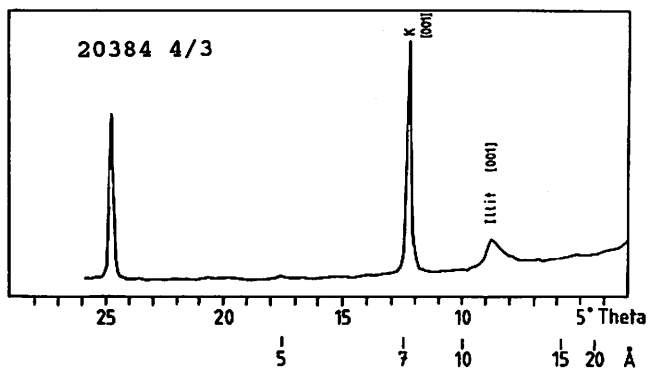


Abb. 14. Exemplarische Darstellung der Tonmineralogie der Profile 20384 5 und 4. Der anstehende konglomeratische Sandstein (Probe 20384 4/3) unterscheidet sich tonmineralogisch markant von dem holozänen Sediment (Probe 20384 5/4).



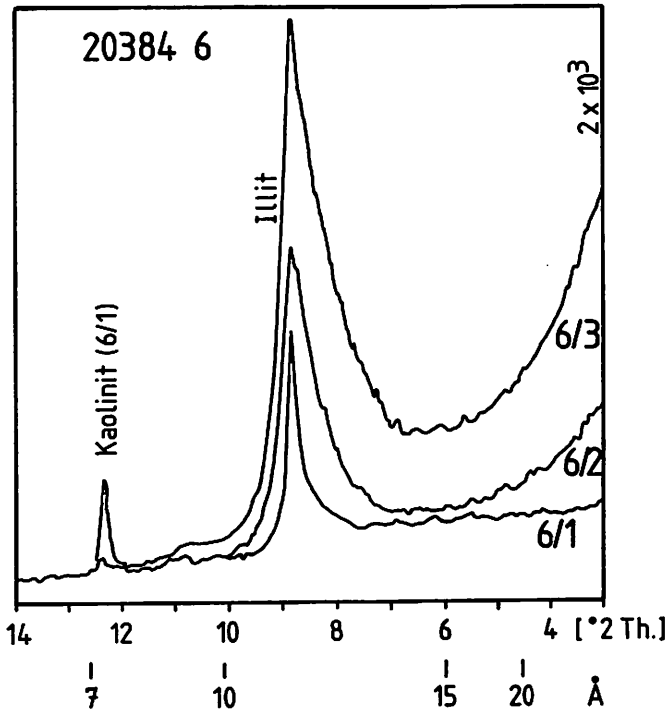


Abb. 15.

Tonmineralogie des Profils 20384 6. Die Probe 6/1 enthält als einzige Kaolinit, was auf eine allochthone Beeinflussung des Vesikularhorizontes zurückzuführen ist. Die einzelnen Kurven sind auf den gleichen Untergrund bezogen.

Die Annahme einer relativ jungen Pedogenese wird von den Ergebnissen der geochemischen Vollanalyse der Tonfraktion mitunterstützt, die nur geringe Abweichungen der Oberbodenhorizonte gegenüber dem wenig verwitterten Festgestein erkennen lassen. Der Verwitterungstyp, der vom Mol-Verhältnis von $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ charakterisiert wird, ist mit Faktoren > 2 durchweg deutlich siallitisch (vgl. Tab. 2).

Die Vesikularhorizonte müssen hier hinsichtlich der Materialherkunft als allochthon beeinflusst gelten. Neben Abweichungen in der Korngrößenverteilung beweist dies eindeutig das schwermineralogische Spektrum des Profils 20384 6 (vgl. Abb. 21). Aber auch das autochthone Substrat des Gesamtprofils läßt sich im Vesikularhorizont nachweisen.

Im Falle von Profil 20384 4 liegt für den Vesikularhorizont das Mol-Verhältnis von $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ betreffend ein höherer Faktor als in den unterlagernden Horizonten vor (Tab. 2). Die genetische Bindung der Vesikularstruktur an vereinzelte Niederschlagsereignisse der Gegenwart verdeutlicht der sprunghaft um das zehnfache abnehmende Salzgehalt der unterlagernden Horizonte von 20% auf 2.2% im Bereich der obersten 4 cm dieses Horizontes (Profil 20384 4). Bedingt durch die Eindringtiefe der Niederschlagswässer und deszendente Bodenwasserbewegungen werden die Salze aus diesem Bereich ausgewaschen.

Eine weitere, allerdings degradierte Bodenbildung wurde oberhalb des im Süden der Depression gelegenen Seesedimenthügels (vgl. Kap. 2.1.4.) im Hangbereich der Sandsteinstufe beprobt. Dieses Profil liegt knapp oberhalb der holozänen Seespiegelhöchststände im Bereich einer unvollständig ausgebildeten Strandterrasse, die wie bei Bilma am Rocher de Silemi über Gerölle und eine schwache Hangleiste auszumachen ist.

Das feinsandige Material enthält 18% Ton. Die Tonfraktion setzt sich aus Kaolinit, einem beträchtlichen Anteil von Wechsellagerungsmineralen sowie untergeordnet Illit zusammen. Da Tone der Dibella-Formation in diesem Bereich nach FAURE (1966, S.227f.) allgemein fehlen, ist der erhöhte Tongehalt der Bodenproben als nicht vom Anstehenden vererbt zu verstehen und daher wohl überwiegend eine Folge intensiverer Verwitterung zu Zeiten erhöhter Grundwasserstände als Folge der holozänen Seespiegelstände.

Ein von der Lokalität und dem Profilaufbau her identisches Profil konnte bei Fachi beprobt werden. Auch die Tonmineralogie ist vergleichbar. Der Bodenrest ist dort ebenfalls zwischen Grobsteinen erhalten, wird jedoch hier von einer Sandauflage bedeckt, unter der wiederum ein 3 cm starker, brauner Vesikularhorizont ausgebildet ist.

Mit den beschriebenen Profilen liegen die den Seesedimenten adäquaten Böden im Bereich der Senke von Dibella vor. Die von Lage und Substrat her unterschiedlichen Bodenbildungen verdeutlichen, daß die Pedogenese während des Holozän in kräftigem Maße ablief und sich bei weitem nicht allein auf die physikalische Verwitterung beschränkte. Ihr hoher Entwicklungsgrad ist zweifelsohne in bedeutendem Maße mitbestimmt von den erhöhten Niederschlägen zu Zeiten der Seephassen. Es gilt daher zu klären, inwieweit sich auch im deutlich höhergelegenen, von den Seespiegelständen unbeeinflussten Hinterland der Stufe korrele Böden entwickeln konnten.

Dünengenerationen und ihre Böden im östlichen Stufenhinterland

Wie in Kapitel 2.1. erläutert, finden sich südlich Zoo Baba in zunehmender Verbreitung die bereits bei Bilma (Kap. 4.3.1.1.) bearbeiteten unterschiedlichen Altdünen. Die stratigraphisch ältesten Dünen (1. Dünengeneration) sind rotbraun gefärbt und morphologisch nurmehr als flachere Rücken erhalten. Sie sind zu großen Teilen von den Altdünen der 2. Generation sowie den mobilen Längsdünen (3. Dünengeneration) bedeckt (siehe Abb. 16). Die Dünen sollen im folgenden insbesondere hinsichtlich ihres Verwitterungsgrades näher untersucht werden.

Die von den ältesten Dünen gebildeten Dünentäler erreichen 10-20 m Tiefe und prägen ein welliges Relief. Ein einheitliches Niveau und eine Orientierung dieser Täler gibt es nicht. Das in der Geomorphologischen Karte von Dibella (Abb. 5) gepunktet eingetragene Dünenrelief wird von der jüngeren Altdünengeneration (2. Dünengeneration) gebildet.

Zumeist in den Tälern der 1. Dünengeneration treten weitverbreitet weißlich-grau gefärbte Bereiche auf. Es handelt sich um dabei eindeutig hydromorph überprägte Dünensande und nicht etwa um eine

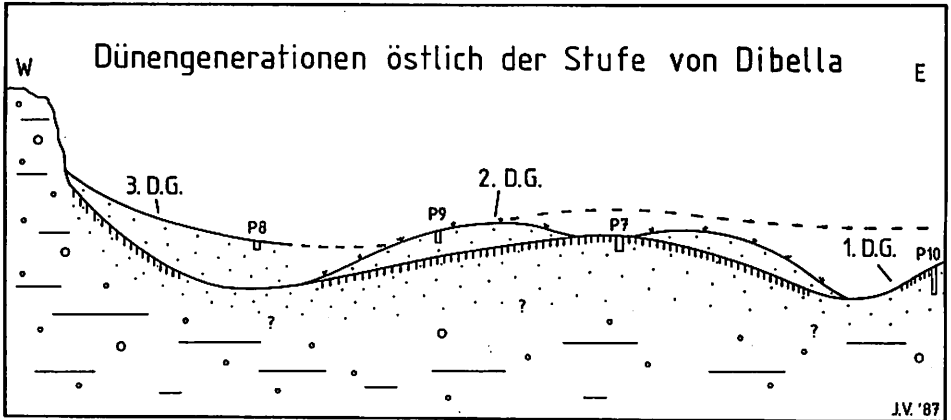
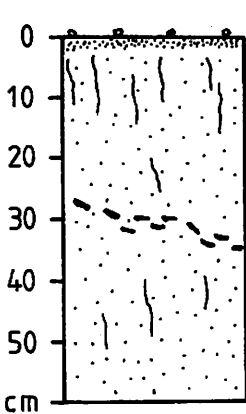


Abb. 16. Schematische Skizze der Geländesituation östlich der Stufe von Dibella.

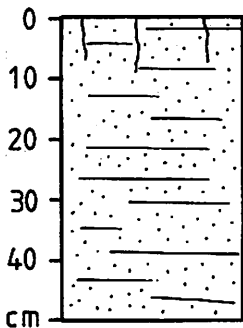


Flugsandauflage, kleine Steine
 Bv 7.5YR7/6, S, Vf3, Kohärentgefüge, h",
 Trockenrisse, Wurzeln in Spuren

Holzkohle datiert auf
 7085±340 y.b.p. (HV 14482)

gekapptes Profil

Abb. 17. Profil 20384 7 (P7 der Abb. 16.).



Ai 10YR8/6, S, Vf1, Einzelkorngefüge,
 h", Trockenrisse, sed. Schichtung
 teilweise erhalten
 C 10YR8/6, wie oben, geschichtet

gekapptes Profil

Abb. 18. Profil 20384 9 (P9 der Abb. 16.).

alte Weißverwitterung des anstehenden Sandsteins.

Die erhöhten Jahresniederschläge der Feuchtphasen bewirkten im Stufenhinterland und allgemein in den weiten Dünengebieten ein Ansteigen des Grundwasserspiegels, so daß auch in 60-100 m relativer Höhe über dem Tiefsten der Depression von Dibella unabhängig von den Seespiegelständen reduktive Prozesse in den Dünenkörpern ablaufen konnten. Eine Bohrung (Profil 20384 10) weist die Bleichung bis in eine Tiefe von 3.5 m nach; wegen Verstärkungen im unteren Bohrlochbereich konnte die Sondierung nicht weiter vorgetrieben werden.

Die bereits über die auffällige rotbraune Färbung der 1. Dünengeneration dokumentierte, tiefergreifende vorzeitliche Verwitterungs- und Bodenbildung bietet ein undifferenziertes Bild (Abb. 17). Unter einer dünnen Flugsandaufgabe, die verschwemmte Gesteinsbruchstücke der nahen Stufe enthält, findet sich ein homogener Dünensand mit mS-Dominanz. Der Anteil der Fraktionen < 63µ liegt mit 11.3% deutlich über dem der Proben aus der jüngeren Altdüne (20384 9) und der mobilen Längsdüne (20384 8), die Ton- und Schluffanteile von insgesamt 5.5% beziehungsweise 3.4% aufweisen (Abb. 19).

Die Feinstanteile betreffend fallen in der Kornverteilung keine signifikanten Wechsel auf. Die morphoskopische Analyse unbehandelte Proben des Profils 20384 7 läßt eine goethitische Ummantelung der Einzelkörner erkennen. In Verbindung mit den erhöhten Schluff- und Tongehalten bewirkt der gegenüber den jüngeren Dünensanden mäßig erhöhte Gehalt an pedogenem Gesamteisen ($Fe_{d.t.h.}$) die kräftige Verfestigung dieser Altdünen (Abb. 19).

Die jüngeren Altdünen der 2. Generation zeigen mäßig gerundete Formen, wodurch sie sich schon rein äußerlich von den mobilen Dünen absetzen. Der Verwitterungsgrad ist sehr gering. Im oberen Bereich des Profils 20384 9 ist ein schwach entwickeltes Segregatgefüge in Säulenform ausgebildet (Abb. 18). Das Profil 20384 9 ist mit dem Profil 20384 1 im Bereich der festgelegten Leedüne am westlichen Stufenhang von Dibella vergleichbar. Beide Dünen scheinen gleichen Entstehungsalters zu sein. Im Stufenhinterland tragen diese jüngeren Altdünen eine schütterere Annuellenflora, die den ältesten Dünen aufgrund ihres hohen Verfestigungsgrades fehlt. Die gegenwärtig mobilen Dünen der 3. Generation sind un-

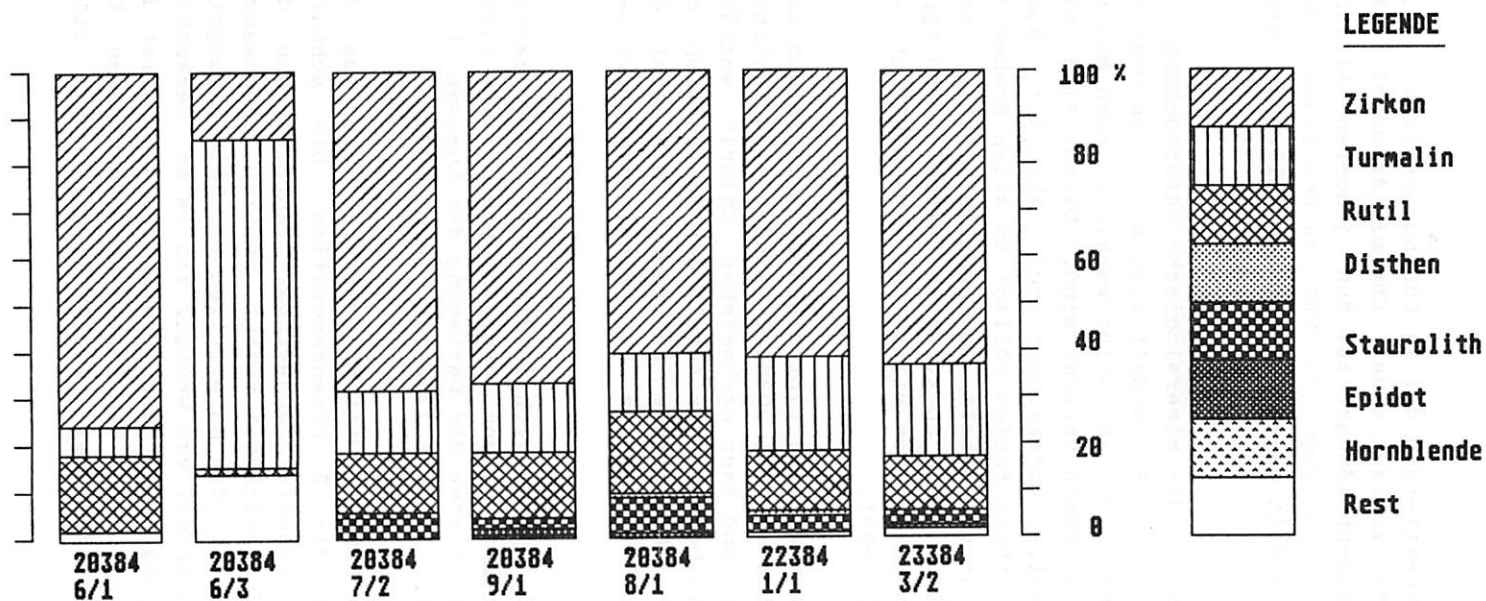


Abb. 21. Schwermineralogie von Profilen aus dem Bereich von Dibella und Agadem. Die Proben 20384 6/1 und 6/3 entstammen der Granitverwitterung bei Dibella. Die allochthone Beeinflussung der Probe 6/1 aus dem Vesikularhorizont gegenüber der in situ-Verwitterung 6/3 des Granits wird klar hervorgehoben. Die Proben 20384 7/2, 9/1 und 8/1 (Dibella) sowie die Proben 22384 1/1 und 3/2 (Agadem) zeigen die typischen Spektren äolisch transportierten Sandmaterials. Zwischen den Dünengenerationen treten keine signifikanten Unterschiede auf. Die Proben 20384 7/2, 22384 1/1 und 23384 3/2 entstammen der 1. D.G., die Probe 20384 9/1 der 2. D.G., die Probe 20384 8/1 der 3. D.G. (mobile Längsdüne).

verwittert.

Während die rötliche Verwitterung der 1. Dünengeneration (20384 7) wie bei Bilma bodentypologisch einen *Chromic Arenosol* (FAO) vorstellt, sind die Bodenbildungen auf den jüngeren Altdünen (20384 9) lediglich als *Eutric Regosols* (FAO) zu bezeichnen. Nach der U.S. Soil Taxonomy handelt es sich in beiden Fällen um *Typic Torripsamments*.

Interessante Aspekte ergibt die mineralogische Untersuchung der unterschiedlichen Dünensande. Es handelt sich bei allen bearbeiteten Proben um Quarzsande, die an leicht verwitterbaren Mineralen wie Feldspäten und Glimmern verarmt sind. Dieses Bild wird von den Schwermineralspektren untermauert (vgl. Abb. 21). Hornblenden, Granate und Disthene fehlen völlig; in allen Proben dominiert Zirkon über abnehmende Gehalte an Turmalin, Rutil, Anatas, Staurolith und Epidot. Die Spektren charakterisieren typische Dünensande des Großen Erg von Bilma (vgl. MAINGUET et al. 1983, PFEIFFER & GRUNERT 1989).

Einen Überblick zur Tonmineralogie gibt die Abb. 20. In den Sanden der 1. Dünengeneration (Profil 20384 7) findet sich Kaolinit, der nur spurenhaft Illit und kaum nachweisbar Chlorit enthält. Unterstellt man, daß ein bedeutender Anteil der Tonfraktion der in situ-Verwitterung der Dünensande entstammt, so weist die nahezu vollkommene Kaolinitdominanz auf eine vorgeschrittene Verwitterung hin.

In einer Tiefe von 20-40 cm fand sich in diesem Profil Holzkohle, die ein Radiocarbon-Alter (C^{14}) von 7085 ± 340 y.b.p. (HV 14482) ergibt. Dies entspricht in etwa der Datierung des humosen Horizontes 5/5 des Profils 20384 5 auf 7370 ± 245 y.b.p. (HV 14483).

In sehr viel geringerem Maße verwittert erscheint auch aus der Sicht der Tonmineralogie die 2. Dünengeneration. Die schwache Bodenbildung bewirkte keinerlei nachweisbare Anreicherung der Tonfraktion, wie der Vergleich mit rezent mobilen Dünensanden zeigt. Die Tonfraktion hat in den Materialien der beiden jüngsten Dünengenerationen einen Anteil von weniger als 1% am Gesamtkörnungsspektrum. Für die jüngere Altdüne (Profil 20384 9) weist die Röntgendiffraktionsmessung neben Kaolinit einen bedeutenden Anteil an Smectit, der geschätzt bei etwa 10% liegt, sowie Illit

aus. Die mineralogische Zusammensetzung der 2. südsaharischen Dünengeneration gleicht den Spektren der nordsahelischen Großdünen in der Region von Manga (Kap. 4.4.1.1.).

Bemerkenswert ist die Tonmineralogie der mobilen 3. Dünengeneration. Im Sinne einer Remobilisierung der Sande der 2. Dünengeneration wäre eine tonmineralogische Übereinstimmung von 2. und 3. Dünengeneration zu erwarten gewesen. Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion gleicht jedoch dem Spektrum der ältesten Dünen (vgl. Abb. 20). Allerdings ist hier zu beachten, daß aufgrund der sehr geringen Anteile der Tonfraktion (< 1%) am Gesamtkörnungsspektrum der Probe des rezenten Dünensandes in geringem Maße Schluffanteile in die Röntgendiffraktionsmessung mit einbezogen wurden, was die Aussagekraft herabsetzt.

Allein anhand der Tonmineralogie läßt sich die Herkunft der unterschiedlich alten Dünensande selbstverständlich nicht klären. Inwieweit die Kaolinit-Dominanz der 1. Dünengeneration über die untersuchten Bereiche des Großen Erg von Bilma hinaus eine Regelhaftigkeit darstellt, muß offen bleiben. Allerdings finden sich in den Spektren der entsprechenden Proben aus dem südsaharischen Teil des Arbeitsgebietes keine quellfähigen Minerale, wie dies für die 2. Dünengeneration charakteristisch ist. Da nur die Rücken der 1. Dünengeneration unbedeckt von jüngeren Dünensanden sind, wurden hier die Proben entnommen. Für diese Bereiche ist eine Kaolinitisierung der Tonsubstanz auch unter sahelischen Klimabedingungen am ehesten vorstellbar.

Aus der abgeflachten Form und der Homogenität der Profile ist für die 1. Dünengeneration auf einen bedeutenden Mächtigkeitsverlust mit Abtrag der ehemals ausgebildeten Oberbodenhorizonte zu schließen. Auf diese Problematik wird in Kapitel 5.1. näher eingegangen. Aus bodenkundlicher Sicht bleibt festzuhalten, daß eine kräftige Verwitterung dieser Altdünenkörper nachweisbar ist, die über Rubefizierung, erhöhte Gehalte an Schluff und Ton sowie eine nahezu absolute Dominanz von Kaolinit in der Tonfraktion belegt ist.

Die jüngeren Altdünen der 2. Generation tragen eine kaum entwickelte Bodenbildung (*Eutric Regosol*). Die Dünen sind in geringem Maße verfestigt und unterscheiden sich analytisch von der 1. und 3. Dünengeneration durch deutliche Gehalte an Smectit und Illit

neben Kaolinit in der Tonfraktion (s.o.). Die hier im östlichen Hinterland der Stufe von Dibella beprobte mobile Längsdüne ist gänzlich unverwittert.

4.3.1.3. Agadem

Bei Agadem ist die 1. Dünengeneration im östlichen Hinterland des Massivs weitflächig verbreitet und zieht in Form flacher Rampen bis nahezu ans Top der stark aufgegliederten Achterstufe. Soweit freiliegend, sind diese Altdünenrelikte im Luftbild deutlich als dunkler gefärbte Flächen zu erkennen, so daß sie in der Geomorphologischen Karte von Agadem (Abb. 6, Kap. 2.1.5.) auskartiert werden konnten (s.d.). Auch im Plateaubereich trifft man auf verwitterte Relikte dieser Dünengeneration (Profil 22384 1). Die Skizze des Geländeprofiles bei Agadem verdeutlicht die Lage der Bodenprofile (siehe Abb. 22).

Die 2. Dünengeneration zeigt das gleiche Erscheinungsbild wie bei Dibella; die Dünen sind ebenfalls mit einer schüttereren Grasflora bestanden, welche auch hier der 1. Dünengeneration aufgrund des hohen Verfestigungsgrades fehlt. Rezent mobile Längsdünen der 3. Dünengeneration treten in der östlichen Umgebung des Massivs nur noch vereinzelt auf (Abb. 6). Im Stufenhinterland ist eine geringmächtige rezente Flugsanddecke großflächig zu einem groben Rippelmuster weniger Dezimeter Höhe geformt.

Wie bereits erwähnt, finden sich in den hohen Plateaubereichen von Agadem Zeugen einer ehemals kräftigen Einsandung des Massivs in Form verwitterter Dünensande (Abb. 23). Das Profil 22384 1 zeigt einen stark eisenverbackenen Sand (2.2% Fe_{d+tb}) mit erhöhten Anteilen der Feinstfraktionen von 16% innerhalb der Korngrößenverteilung (Abb. 24). Das Material liegt in einer Daya und ist bis auf einen terrassenartig erhaltenen Rest weitgehend erodiert (Abb. 23). Das Profil zeigt in den oberen 15cm ein mäßig entwickeltes Gefüge in Form von Säulen mit plattigen Absonderungen. Vereinzelt reichen Trockenrisse mehrere Dezimeter tief. Sie sind mit hellem, sandig-schluffigem Material eines aufliegenden Vesikularhorizontes verfüllt. Die Vesikularstruktur ist vergleichsweise schwach ausgebildet.

Eine Umlagerung auf möglichenfalls fluviatilen Wege in die ehe-

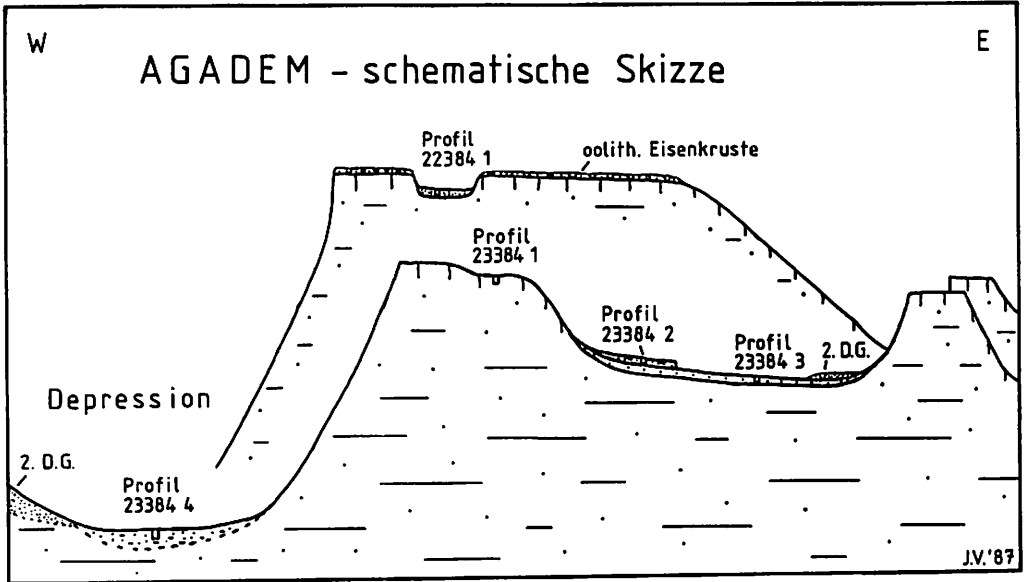


Abb. 22. Schematische Skizze der Geländesituation und Lage der Profile im Bereich der Stufe von Agadem.

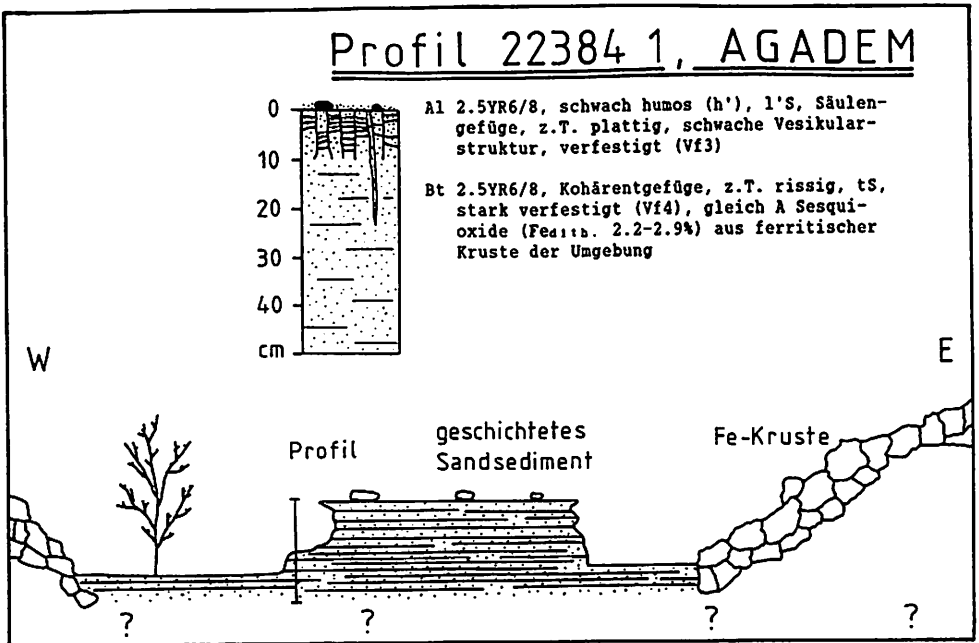


Abb. 23. Profil 22384 1 und Lage im Gelände (vgl. Abb. 22.).

Profil 22384 1

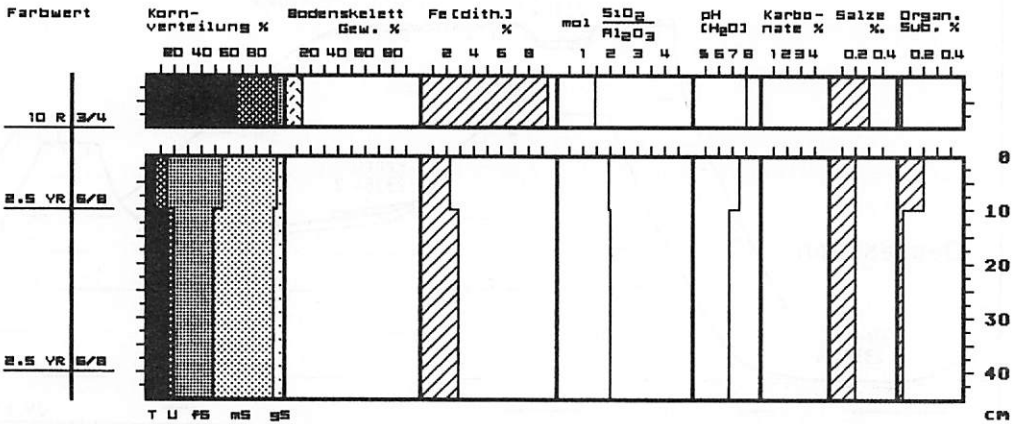


Abb. 24. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 22384 1.

Profil 23384 2

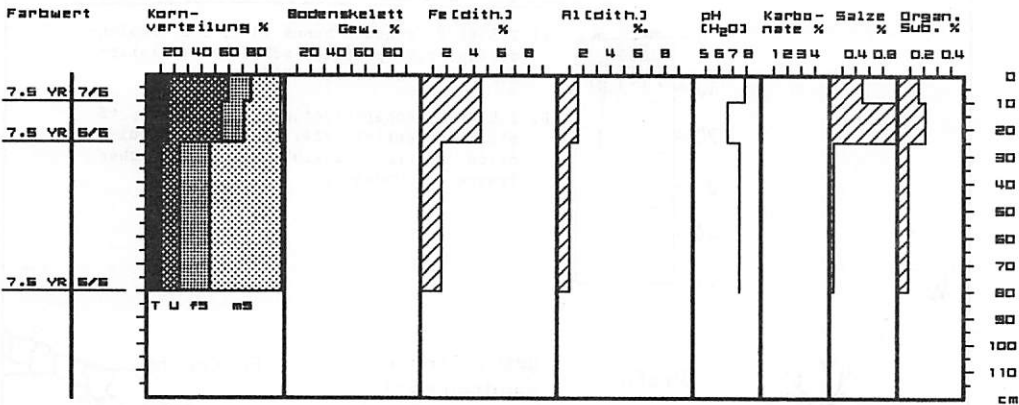


Abb. 25. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 23384 2.

mals abflußlose Senke kann nicht ausgeschlossen werden. Dies würde die mit 8-17% für eine Altdünenverwitterung ausgesprochen hohen Tongehalte sowie den hohen Gehalt an pedogenem kristallinem Eisen erklären, die zum Teil von ton- und eisenreichen, lateritischen Krusten, wahrscheinlich quartären Alters (FAURE 1966), stammen könnten. Diese Eisenkrusten stehen auf den die Daya begrenzenden erhöhten Geländeteilen an.

Einige Analysenergebnisse der Verkrustung sind in Form der Probe 22384 1/3 in Abb. 24 gegen die Proben des jüngeren Sedimentkörpers aufgetragen. Auffällig ist der mit 9.3% sehr hohe Gehalt an pedogenem Gesamteisen. Die Sandfraktion ist lediglich mit 5.4% vertreten. Ein Dünnschliff der eisen- und tonreichen Kruste belegt eindeutig eine postsedimentäre Lösung des ferritischen Bindemittels und eine erneute Ausfällung in den Porenräumen in Form trauben- bis nierenförmiger Hämatit- beziehungsweise Goethitausscheidungen schaligen Aufbaus. Der im Dünnschliff zu identifizierende Mineralbestand beschränkt sich auf Quarz und Zirkon. Eisenreiche Lösungen, die dieser Kruste entstammen und auch Feinstmaterial mit sich führten, dürften das Dünensandsediment durchdrungen haben.

Der Schwermineralbestand des Dünenmaterials (Proben 22384 1/1, 1/2) hebt sich vom Stufengestein ab. Er gleicht den bereits vorgestellten Dünensandproben und beweist damit ebenfalls die äolische Materialanlieferung (Abb. 21, Kap. 4.3.1.2.). Für die Kruste (Probe 22384 1/3) konnte die Schwermineralogie aufgrund der sehr geringen Sandgehalte nicht bestimmt werden.

Tonmineralogisch hingegen unterscheidet sich die tonreiche Kruste deutlich vom jüngeren Sandmaterial. Letzteres enthält in der Tonfraktion nahezu ausschließlich Kaolinit, während in der Kruste auch Gibbsit enthalten ist. Dieser Unterschied wird auch von der geochemischen Vollanalyse der Tonfraktion hervorgehoben. Für die eisenverbackene Kruste errechnet sich ein $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Molverhältnis von 1.47 bei einem Fe_2O_3 -Gehalt von 36.7% (vgl. Tab. 3). Für die Proben des Sandmaterials liegt dieser Faktor mit 1.9 lediglich im schwach allitischen Bereich, während der Verwitterungstyp der Kruste als kräftig ferralitisch zu charakterisieren ist. Die Werte zeigen, daß die Tonsubstanz des Dünensandes nur in geringem Maße vom Anstehenden vererbt ist und offensichtlich weitgehend der in situ-Verwitterung des Dünensandes entstammt.

	19384		22384			23384		23384			23384	
	1/2	1/3	1/1	1/2	1/3	1/1	1/2	2/1	2/2	2/3	3/1	3/2
SiO ₂	46.8	40.0	33.6	34.0	10.4	44.4	37.0	37.6	37.2	36.8	40.3	39.9
Al ₂ O ₃	23.3	34.7	30.0	30.9	12.0	22.8	23.2	30.9	31.7	31.8	30.8	31.5
Fe ₂ O ₃	9.1	7.7	15.0	16.6	36.7	9.6	17.0	12.3	11.9	11.6	9.9	10.6
TiO ₂	1.01	1.31	1.68	1.56	0.55	1.03	1.15	1.6	1.55	1.6	1.47	1.47
MnO	0.3	0.06	0.3	0.2	0.8	0.3	0.3	0.3	0.2	0.35	0.3	0.3
MgO	1.6	0.02	0.1	0.1	-	2.0	0.9	0.1	0.05	-	0.2	0.1
CaO	2.1	0.2	-	-	-	2.4	0.8	0.1	-	0.04	0.3	0.3
K ₂ O	1.8	0.3	4.4	0.01	-	1.7	1.1	0.2	0.1	0.1	0.5	0.4
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.45	0.61	0.09	0.08	0.55	0.36	0.6	0.23	0.22	0.22	0.15	0.14
SiO ₂												
mol-----	3.41	1.96	1.9	1.87	1.47	3.31	2.71	2.07	2.0	1.97	2.22	2.15
Al ₂ O ₃												

Tab. 3. Geochemie der Tonfraktion (Röntgenfluoreszenz) einiger Proben aus dem Bereich von Dibella und Agadem.

Profil 23384 3 schließt eine flache, eingeebnete Düne der 1. Generation im östlichen Stufenhinterland auf. Es ähnelt sehr dem Profil 20384 7 von Dibella. Abb. 27 gibt die Profilbeschreibung stichwortartig wieder. Das Profil ist mit Sicherheit geköpft. Der alte Oberboden fehlt vollständig. Dies unterstreichen die ausgesprochen geringen Gehalte der Fraktionen < 63 µ. Die sehr schwache Gefügeausbildung ist als rezente Bildung zu verstehen.

Im Achterstufenbereich liegt der 1. Dünengeneration ein relikti-scher Boden auf (Profil 23384 2), dessen oberer Profilteil nicht gekappt ist (Abb. 26). Unter einem geringmächtigen Horizont mit Vesikularstruktur ist in den ersten 20 cm ein Absonderungsgefüge in Form von Säulen und Platten ausgebildet. Die Korngrößenanalyse belegt die im Feld gefundene Untergrenze des Oberbodens über eine deutliche Abnahme des sehr hohen Ton- und Schluffgehaltes (vgl. Abb. 25). Der Boden war im Bereich des Stufenhinterlandes ehemals flächendeckend entwickelt, was der terrassenartig erhaltene Bodenrest verdeutlicht. Jedoch ist er mit Sicherheit nicht als eine reine in situ-Verwitterung der 1. Dünengeneration anzusehen, obgleich das Profil einer Altdüne dieser Generation aufliegt. Zu seiner relativ mächtigen Ausbildung dürften mehrere Faktoren beigetragen haben.

Zum einen wurde durch Abspülung aus den Hangbereichen der umlie-

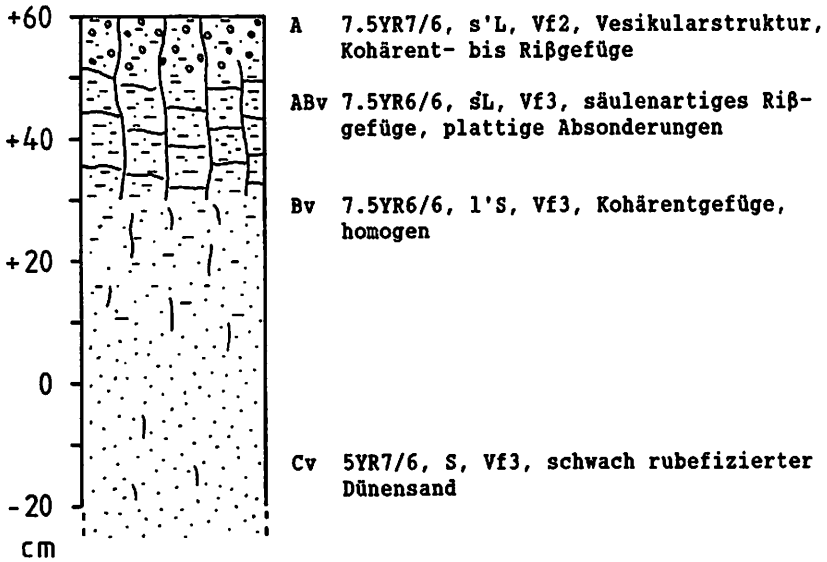


Abb. 26. Profil 23384 2 (siehe auch Abb. 22).

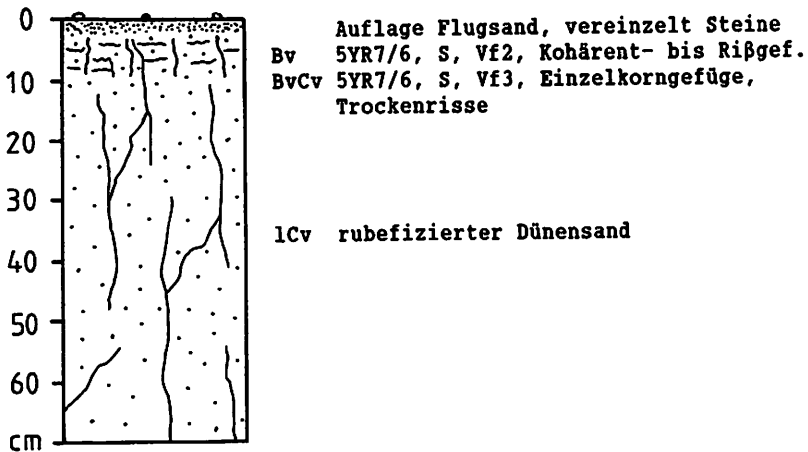


Abb. 27. Profil 23384 3 (siehe auch Abb. 22).

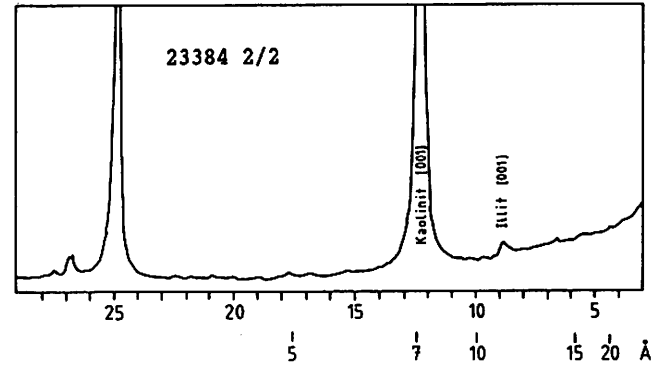
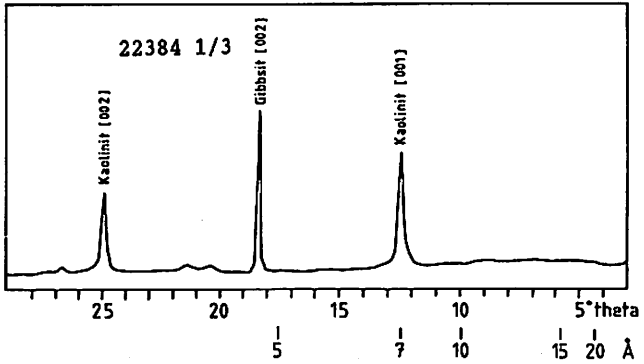
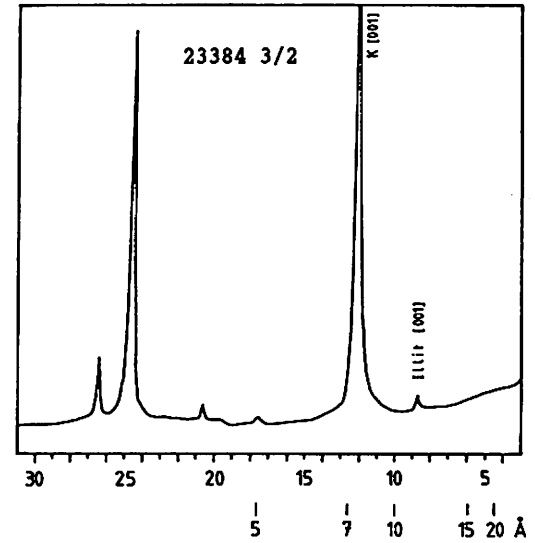
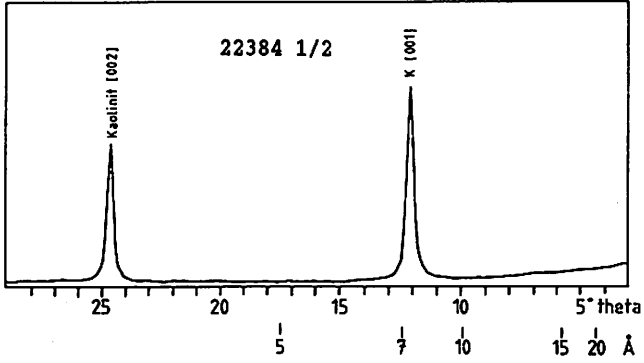


Abb. 28. Exemplarische Darstellung der Tonmineralogie der Agadem-Profile 22384 1 sowie 23384 2 und 23384 3.

genden Plateaus Feinmaterial in die weitläufige Senke eingebracht. Eine entsprechend leicht schichtige Struktur ist im Unterboden zu erkennen. Zum anderen liegt vermutlich ein äolischer Eintrag an Feinmaterial vor, wobei es sich unter anderem um Auswehungsmaterial der während der frühholozänen Feuchtzeit gebildeten Oberböden der umliegenden Dünen handelt. Die Plateaus und die dazwischenliegenden Senken dienen gleichsam als Sedimentfalle. Eine Vegetationsdecke konnte das Feinmaterial halten. Über die Akkumulation ging eine initiale Bodenbildung hinweg.

Die Schutzlage, in welcher der reliktsche Boden erhalten wurde, könnte andererseits auch eine Fortsetzung der Pedogenese während nachfolgender bedeutenderer Feuchtphasen wie der des Neolithikums ermöglicht haben. Dies kommt jedoch nur dann in Betracht, wenn der Bodenrest nicht von den Dünen der 2. Generation bedeckt wurde, was einer Konservierung gleichkäme.

Schwermineralogisch hebt sich die fS-Fraktion des Paläobodens nicht von den bislang analysierten Dünensanden verschiedener Sedimentationsalter ab (s.o.). Auch die Untersuchung der Leichtminerale ergibt keinen Hinweis auf einen Materialwechsel, weshalb ein Vergleich der Verwitterungstypen von Altdünenmaterial und Substrat des Paläobodens ohne weitere Einschränkung als möglich erscheint. Eine Beeinflussung vom Anstehenden der Stufe kann weitestgehend ausgeschlossen werden.

Die Röntgendiffraktion der Tonfraktion zeichnet für den Paläoboden (Profil 23384 2) und den unterlagernden, rot-braun (7.5YR7/6 dry) verwitterten Altdünensand (Profil 23384 3) ein identisches Bild. Kaolinit dominiert über geringe Gehalte an Illit und Wechsellagerungsmineralen (Abb. 28).

Unter den gegebenen Voraussetzungen sind die an der Tonfraktion vorgenommenen Untersuchungen zur Geochemie von Interesse (Tab. 3). Die Mol-Verhältnisse von SiO_2 und Al_2O_3 zeichnen für die drei Profile ein identisches Bild; es errechnet sich ein Faktor von 1.9 für das Relikt der 1. Dünengeneration im Dachflächenbereich (22384 1) - die Mitbeeinflussung durch gelöste Bestandteile der anstehenden Kruste wurde diskutiert -, Faktor 2.2 für die hiermit vergleichbare Altdüne im Hinterland (23384 3) und Faktor 2.0 für den Paläobodenrest (23384 2). Die Abstufung entspricht den Ergebnissen der Röntgendiffraktion zum Tonmineralbestand. In

allen drei Fällen erscheint die Verwitterung vorgeschritten. Sie steht auf der Schwelle zum allitischen Verwitterungstyp.

Soweit die Analysen zur Leicht- und Schwermineralogie der fs-Fraktion eine derartige Aussage erlauben, liegen innerhalb der unterschiedlichen Dünensandproben aus der Region Agadem sowie im Vergleich dieser Proben mit denjenigen aus der Region Dibella keine markanten Abweichungen vor. Alle Dünensandproben sind ausgesprochen homogen.

Deutlich abgesetzt erscheint eine nach Ausweis der Geländebefunde jüngere Bodenbildung (23384 1), die sich nahe dem Top eines niedrigen Schichtstufenrestes im südlichen Bereich des Massivs von Agadem in einer sich zum Stufenhinterland nach Osten hin öffnenden flachen Senke fand. Das ausgesprochen geringmächtige Profil zeigt eine auf anstehendem Sandstein der obersenen Gahama-Formation gebildete, rötlich-braune (5YR6/6 dry) und ausgesprochen gering verfestigte Verwitterung, die von einem rezenten Vesikularhorizont überlagert wird. Die Bodenbildung liegt vor Korrasion geschützt unter einer im Mittel 10 cm starken Auflage rezenten Dünensandes. Gesteinsbruchstücke des Anstehenden sind in das gesamte Profil eingearbeitet (siehe Abb. 29 und 30).

Die Tonmineralogie unterscheidet sich markant von dem für die oben aufgeführten Profile gezeichneten, nahezu einheitlichen Bild. Neben Kaolinit und Illit fällt ein bedeutender Anteil an Wechsellagerungsmineralen auf (Abb. 31). Dementsprechend hoch liegt der Faktor des Mol-Verhältnisses von SiO_2 und Al_2O_3 mit 3.3 für den Vesikularhorizont (23384 1/1) und 2.7 für die darunterliegende autochthone Verwitterung (23384 1/2, vgl. Tab. 3). Der um 0.6 höhere Faktor des Vesikularhorizontes ist vermutlich über einen äolischen Materialeintrag zu erklären, wie er sich in den Dachflächenbereichen vieler Schichtstufen findet, wo Dayas als Sedimentfallen dienten (siehe Kap. 4.3.2.). Untermauert wird diese Annahme durch einen mit 44% ausgesprochen hohen Gehalt an Schluff gegenüber einem mit 17.8% deutlich geringeren Schluffanteil im tieferen Profil (Abb. 29).

Auch im Falle der über Profil 23384 1 dokumentierten jüngeren Bodenbildung entsprechen Profilaufbau und nicht zuletzt die Tonmineralogie den adäquaten Profilen von Fachi und Dibella und heben sich deutlich von den (stratigraphisch) älteren Verwitte-

Profil 23384 1

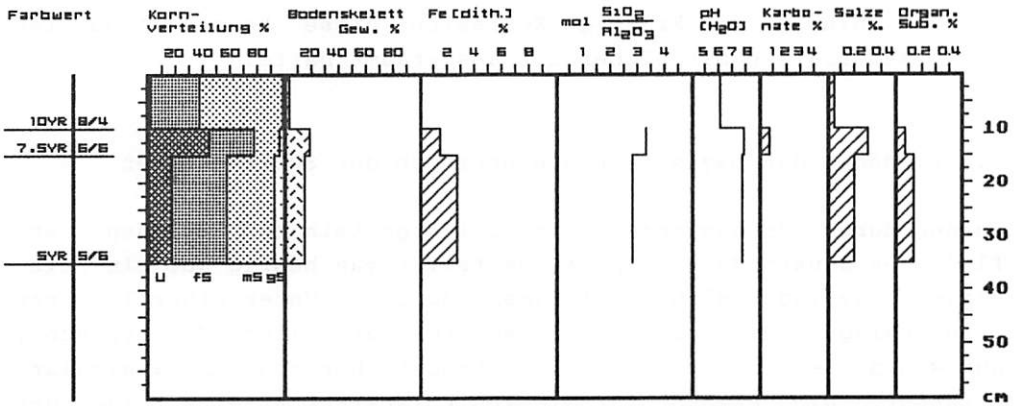


Abb. 29. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 23384 1.

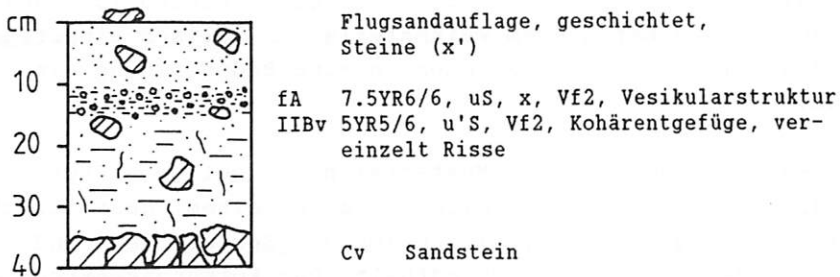


Abb. 30. Profil 23384 1 (siehe auch Abb. 22).

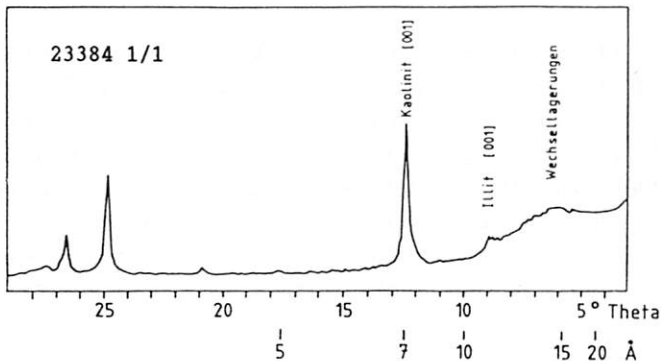


Abb. 31. Tonmineralogie des Profils 23384 1 (Vesikularhorizont).

rungs- und Bodenbildungen ab. Ich halte diese Böden für die Verwitterungsbildungen der letzten, neolithischen Feuchtphase. Eine ältere Entstehung erscheint unwahrscheinlich, da über das gesamte Holozän hinweg die kräftige Korrasion diese kaum geschützten Lockermaterialien mit Sicherheit ausgeräumt hätte.

4.3.2. Böden der Dayas im Plateaubereich der Schichtstufen

In den durch Lösungsprozesse im Silikatgestein entstandenen, abflußlosen Senken der Hochplateaus trifft man häufig auf ein Feinsediment geringer Mächtigkeit (max. 30 cm). Unter einer lockeren Feinkieslage, die residualen Charakter hat, liegt der typische, nur wenige Zentimeter starke, verbrauchte Horizont mit Vesikularstruktur. Wie erwähnt ist die Vesikularstruktur eine Folge der Verdunstungsprozesse nach den seltenen Niederschlagsereignissen (Photo 15). Darunter schließt sich ein 10-20 cm mächtiger, häufig verbrauchter Horizont an, dessen Ton- und Schluffgehalte mit 30-50% auffällig hoch sind (Abb. 33). Es gibt eindeutige Belege dafür, daß es sich bei diesem Feinmaterial um äolisch eingetragenes Fremdmaterial handelt, welches in eine Bodenbildung einbezogen wurde.

Dibella kann dahingehend als Musterbeispiel gelten (Photo 16). Die Dayas des Hochflächenbereichs sind in einem quarzitischem Sandstein angelegt, der frei von Ton und Schluff ist und als Bindemittel ausschließlich SiO_2 enthält. Das Körnungsspektrum des Feinbodens des Profils 19384 1 läßt eine markante Dominanz des Grobschluffes (gU) in den Fraktionen $< 63\mu$ erkennen (vgl. Abb. 32), wie sie typisch für Staubsedimente ist.

Einen weiteren Hinweis liefern die absoluten Schwermineralgehalte. Sie sind in der Probe 1/3G mit 0.21% gegenüber den überlagernden Materialien deutlich geringer (vgl. Tab.4). Dieser Unterschied läßt sich nur über einen Materialwechsel erklären, solange man nicht etwa eine Intensivverwitterung mit Anreicherung der Schwerminerale in der fS-Fraktion annimmt, die dann auch die hohen Ton- und insbesondere Schluffgehalte als in situ-Verwitterung des quarzitischem und von den Fraktionen $< 63 \mu$ freien Sandsteins zu erklären hätte.

Rein qualitativ hingegen unterscheidet sich die Schwermineralogie

des Anstehendes kaum von der Lockersedimentfüllung der Daya, was jedoch in der mineralogischen Armut des anstehenden Dibella-Sandsteins mit nahezu absoluter Dominanz der Stabilgruppe begründet ist (Abb. 35).

Darüberhinaus weist die Röntgendiffraktion der Tone des Fremdmaterials innerhalb des allochthonen Profilteils eine deutliche Grenze innerhalb des Bodenprofils aus. Während im unteren Profilteil (10-30 cm) ausschließlich Kaolinit nachgewiesen wird, sind im oberen Bereich (0.5-10 cm) neben Kaolinit die Dreischichtminerale Illit und insbesondere Smectit in bedeutender Menge vertreten (Abb. 34). Auch die geochemische Analyse der Tonfraktion (Tab. 5) drückt die Unterschiede über ein SiO₂/Al₂O₃ Molverhältnis mit dem Faktor 1.96 für den unteren, ebenfalls allochthonen Profilteil (19384 1/3) und 3.4 für den darüberliegenden Bereich (19384 1/2) aus. Auf die Bedeutung dieses Meßergebnisses ist noch einzugehen.

Einen weiteren Anhaltspunkt von seiten der Laboranalysen gibt der deutlich erhöhte Karbonatgehalt von 1% im Bereich von 0.5-10 cm Tiefe. Im darunterliegenden Profilteil liegen die Karbonatgehalte unter der Nachweisgrenze (siehe Abb. 32). Der Materialwechsel wurde im Gelände über den im unteren Profilteil hohen Verfestigungsgrad und einen Farbwechsel zum Rötlichen hin deutlich. Der untere Profilteil ist ohne Zweifel der Rest einer älteren Bodenbildung.

Wie bereits erwähnt spricht neben den oben diskutierten Ergebnissen der Mangel an Feldspäten und Eisenoxiden wie Goethit gegen eine autochthone Bodenbildung auf dem anstehenden Festgestein. Letztere könnten zwar unter Zufuhr von Silizium über Hallyosite zur Neubildung von Kaoliniten in der Tonfraktion führen, was eine sehr intensive Mobilisierung der Kieselsäure während des jüngsten Pleistozän und des Holozän voraussetzen würde. Ein derartiges Verwitterungsmilieu ist für den Plateaubereich jedoch während dieser Zeiträume nicht vorstellbar.

Wenngleich die Daya eine bedeutende Schutzfunktion zum Erhalt des Bodens ausübte, so bleibt die Lage auf der Dachfläche bezüglich der korrasiven Wirkung des Nordost-Passates dennoch exponiert. Schon aus dieser Überlegung heraus verbietet sich meines Erachtens die Annahme eines hohen Alters des Bodenrestes bei Dibella

Profil 19384 1

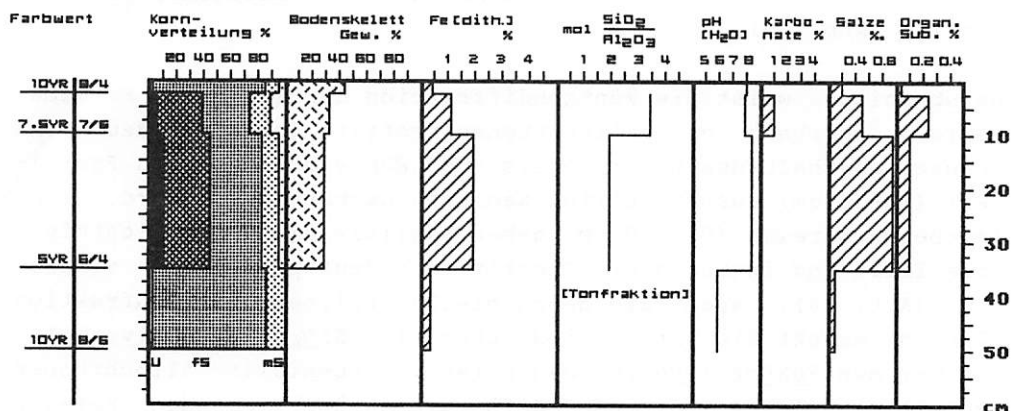


Abb. 32. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 19384 1.

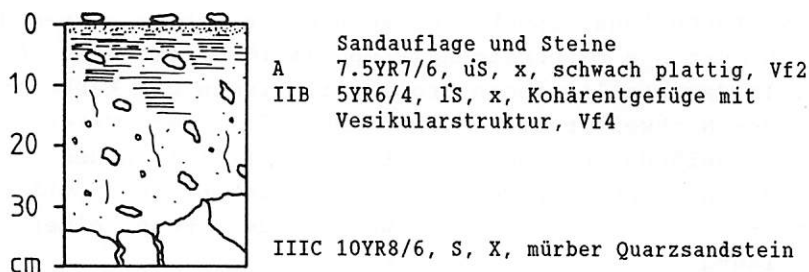


Abb. 33. Profil 19384 1 (siehe auch Photo 16).

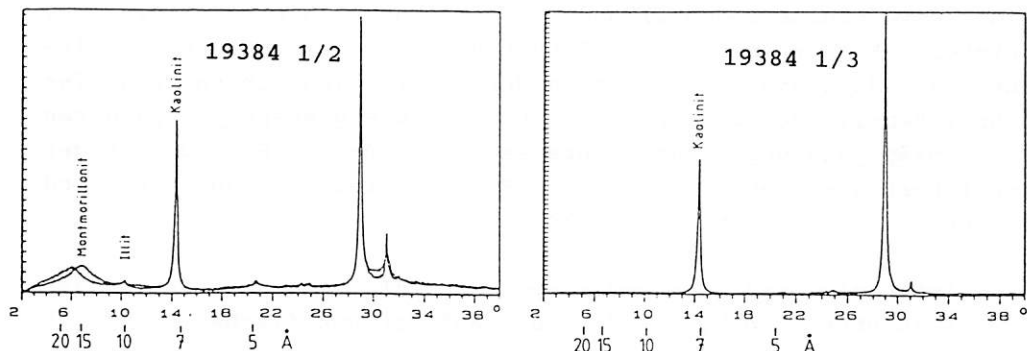


Abb. 34. Tonmineralogie des Profils 19384 1.

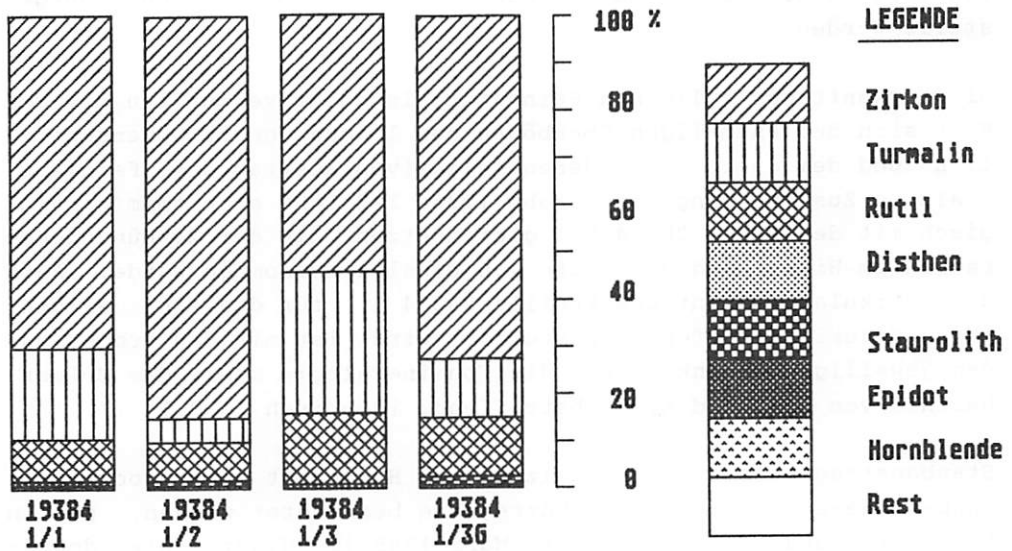


Abb. 35. Schwermineralogie des Profils 19384 1.

Probe Nr.	%
19384 1/1	1.46
19384 1/2	0.53
19384 1/3	0.71
19384 1/3G*	0.21

Tab. 4
Schwermineralgehalte
der fS-Fraktion im
Profil 19384 1
(* G=Gestein)

	19384 1/2	1/3
SiO ₂	46.8	40.0
Al ₂ O ₃	23.3	34.7
Fe ₂ O ₃	9.1	7.7
TiO ₂	1.01	1.31
MnO	0.3	0.06
MgO	1.6	0.02
CaO	2.1	0.2
K ₂ O	1.8	0.3
Na ₂ O	-	-
P ₂ O ₅	0.45	0.61
SiO ₂ mol-----	3.41	1.96
Al ₂ O ₃		

Tab. 5
Geochemie der Tonfraktion
(Röntgenfluoreszenz)

und seiner adäquaten Bildungen im Bereich der übrigen Schichtstufenplateaus wie Bilma und Zoo Baba, die hier nicht näher vorgestellt werden.

Die Herkunft des äolischen Feinmaterials steht vermutlich mit der Korrasion der ehemaligen Oberböden der 1. und der 2. Dünengeneration und dem damit verbundenen selektiven Austrag des Feinmaterials in Zusammenhang. Die Probe 19384 1/2 läßt sich tonmineralogisch mit der Probe 20384 9/1 gleichsetzen, die der 2. Dünengeneration im Hinterland der Stufe von Dibella entnommen wurde. Auch der Vesikularhorizont des Profils 23384 1, für den eine allochthone Materialanlieferung postuliert wird, ist mit den Proben aus den jeweiligen Dünenkörpern, die Tonmineralogie sowie das Molverhältnis von SiO_2 und Al_2O_3 betreffend, identisch (s.d.).

Staubaustrag kann in der Sahelzone zum Höhepunkt der Trockenzeit insbesondere im Anschluß an Dürrejahre beobachtet werden, so in besonders gravierendem Maße im März 1985 im Niger. Die degradierte Vegetation vermag die Feinstmaterialien der Oberböden vor Korrasion nicht zu schützen. Sie gelangen in die Atmosphäre und werden weit vertragen. Derartig kräftige Staubausbrüche aus dem saharischen und sahelischen Bereich sind für das Jungpleistozän und das Holozän unter anderem über Bohrkernanalysen aus dem westafrikanischen Schelfbereich belegt (siehe SARNTHEIN 1980, PAQUET et al. 1984).

Aber auch im nordafrikanischen Kontinentalbereich gibt es eindeutige Belege für eine verstärkte Staubbefreiung aus den südsaharischen und sahelischen Bereichen während des jüngsten Quartärs. Hier sind unter anderem die Untersuchungen von McTAINSH & WALKER (1982) und McTAINSH (1987) aus der Sudan-Zone Nord-Nigerias zu nennen, worauf in Kapitel 5.3. eingegangen wird. Aus dem nigrischen Sahel liegen weitere eigene Untersuchungen zur Problematik der Staubverlagerung in Verbindung mit Bodenbildungen in Plateaubereichen auf allochthonen Substraten vor (Kap. 4.4.2.).

Im Falle der Dayaböden der Schichtstufen von Dirkou, Bilma und Zoo Baba ergeben sich keinerlei prinzipielle Abweichungen von dem für das Dibella-Profil gezeichneten Bild. Bei Bilma ist eine Zweiphasigkeit beziehungsweise ein Materialwechsel innerhalb des Bodenprofils ebenfalls über die Tonmineralogie angedeutet. Im unteren Profilteil ist eine Rostfleckung zu erkennen, die auf

Stauwasser innerhalb der Daya zurückgeht. Sie ist in dieser Position unbeeinflusst von großräumigen Grundwasserständen und allein mit erhöhten Niederschlägen in Zusammenhang zu bringen, was für die paläoklimatologische Interpretation der pedologischen Befunde von Bedeutung ist.

Die Dayaböden belegen zweierlei. Zunächst beweisen sie, daß auch in den hydrologisch isolierten Plateaubereichen der Schichtstufen niederschlagsbedingt intensive pedogenetische Prozesse abliefen, die im Falle der unteren Profilmteile regelhaft Rubefizierung bewirkten. Die Dayas stellen dabei vom Kleinrelief bedingte Gunstlagen dar. Weiterhin ist zumindest für die Stufe von Dibella aufgrund der Petrographie des Anstehenden im Plateaubereich ein äolischer Materialeintrag nachweisbar, der mit der Degradierung ehemaliger Oberböden der umliegenden Dünengebiete in Zusammenhang gebracht werden muß. Dabei handelte es sich nicht um langzeitliche Prozeßabfolgen, sondern um kurzfristige stete Wechsel, wie sie bedingt von (jahreszeitlichen) klimatischen Schwankungen auch heute im Sahel beobachtet werden können.

4.4. Böden des nigrischen Sahel

Der Entwicklungsgrad der Böden im nigrischen Sahel unterliegt klimabedingt einer Differenzierung und nimmt daher von Norden nach Süden, aber auch von Osten nach Westen zu. Über die rezenten Böden hinaus sind Paläoböden sowohl in Form reliktsicher Böden als auch in Form fossiler Böden verbreitet. Eine Trennung von reliktsichen und rezenten Bodenmerkmalen ist oft nur sehr schwer möglich. Dies gilt insbesondere im Zusammenhang mit der Frage nach dem Alter der Rubefizierung (vgl. Kap. 4.1.). Erhaltungs- und Entwicklungsgrad der Böden sind in hohem Maße vom gegenwärtigen geomorphodynamischen Geschehen abhängig. Insbesondere Deflationsprozesse üben einen bedeutenden Einfluß auf die Mächtigkeit der Oberböden aus, deren Entwicklung infolge Abtrag oftmals sehr gehemmt verläuft.

Gemäß der Substrate der Bodenentwicklung bietet sich im folgenden eine Vierteilung an. Flächenmäßig weitaus am verbreitetsten sind Böden auf alten Dünensanden, die regional begrenzt eine fluviale Umlagerung erfahren haben, so im Bereich des Komadugu-Flusses. Es dominieren im nigrischen Sahel jedoch Böden, die sich auf den Altdünen entwickelten. Diese Böden zeichnen ein ausgesprochen einheitliches Bild. Wie im südsaharischen Teil des Arbeitsgebietes tritt das anstehende Festgestein auch im ost-nigrischen Sahel nur regional in Erscheinung. Die Bodenbildungen betreffend sind Böden auf mesozoischen und tertiären Gesteinen wie im Bereich der Stufe von Tiguidit und dem Bergland von Koutous (Kap. 4.4.2.) zu unterscheiden von Böden des Kristallins, die im Bereich zwischen Gouré und Zinder untersucht wurden (Kap. 4.4.3.).

4.4.1. Böden auf jungpleistozänen und holozänen Sanden

4.4.1.1. Die Dünenregion von Manga

Südlich Agadem wandelt sich das Landschaftsbild; hohe Altdünen treten in Erscheinung (siehe Kap. 2.2.1.). Bei Ngourti, das mit ca. 150 mm Jahresniederschlag landschaftsökologisch zum Nordsahel zählt, wurde eine Catena über eine 70 m hohe Altdüne gelegt. Die Düne ist aus nur wenig verfestigten, hellen Sanden geringen Verwitterungsgrades aufgebaut (vgl. Abb. 36).

Es handelt sich offensichtlich um Dünensande, die während des mittleren Holozän aufgeweht wurden und mit der 2. Dünengeneration der ost-nigrischen Sahara vergleichbar sind. Leicht- und Schwermineralbestand der fS-Fraktion sind mit den weiter nördlich untersuchten saharischen Dünensanden identisch. Allgemein ergibt die Röntgendiffraktion der Tonsubstanz neben Kaolinit erhebliche Gehalte an Montmorillonit und Illit (Abb. 38). Die Dünen tragen nach Süden hin in verstärktem Maße mehrere Dezimeter mächtige, humose Oberböden. Als Folge der Dürrejahre von 1969-1973 und der frühen achtziger Jahre wurde die Grasdecke gänzlich überweidet und so nachhaltig geschädigt, daß die Böden weitflächig der Deflation unterlagen, so daß zumeist nurmehr Reste vorhanden sind.

Profil 27384 1 liegt im Bereich des Tops der von Nordost nach Südwest verlaufenden Düne, die von einer stark degradierten Grasflora sowie einigen verkrüppelten Gehölzen (*Commiphora*) bestanden ist. Unter einer dünnen Auflage rezenten Flugsandes findet sich ein schlecht entwickelter Oberboden von 30cm Mächtigkeit. Er hebt sich lediglich kraft eines angedeuteten Säulengefüges mit plattigen Absonderungen vom darunterliegenden Profilteil ab. Von 0-90 cm ist der Dünensand geschichtet. Bei 90 cm Tiefe liegt ein Wechsel vor. In diesem Bereich setzt die Schichtung aus. Von 90-100 cm zerfällt das Material im Gegensatz zu den unmittelbar darüberwie darunterliegenden homogenen und gefügelosen Partien bei geringfügig erhöhten Ton- und Schluffgehalten in größere und kleinere Brocken. Wenngleich bei der Aufschlußarbeit der Eindruck der Existenz eines schwach ausgeprägten, ehemaligen Oberbodens entstand, läßt sich dieser analytisch nicht belegen.

Das gesamte Profil war zum Zeitpunkt der Aufnahme Ende März 1984 ab 40 cm Tiefe gering durchfeuchtet, was insofern bemerkenswert ist, als diese Feuchte dem Boden im Dünenal fehlte. Ein kurzzeitiges Niederschlagsereignis kann als Ursache der Bodenfeuchte ausgeschlossen werden. Vielmehr dürfte es sich um den Kapillarsaum des Grundwassers handeln, der innerhalb des Dünenkörpers besonders hoch zu liegen scheint, ein Phänomen, welches zum Höhepunkt der Trockenzeit (Ende März 1984) umso bemerkenswerter ist.

Das Profil 27384 2, im Bereich des mit 10% gegen Ost-südost geneigten Dünenhanges gelegen, zeigt ebenfalls einen nur wenig entwickelten Boden. Auf den gering humosen A-Horizont mit schwach

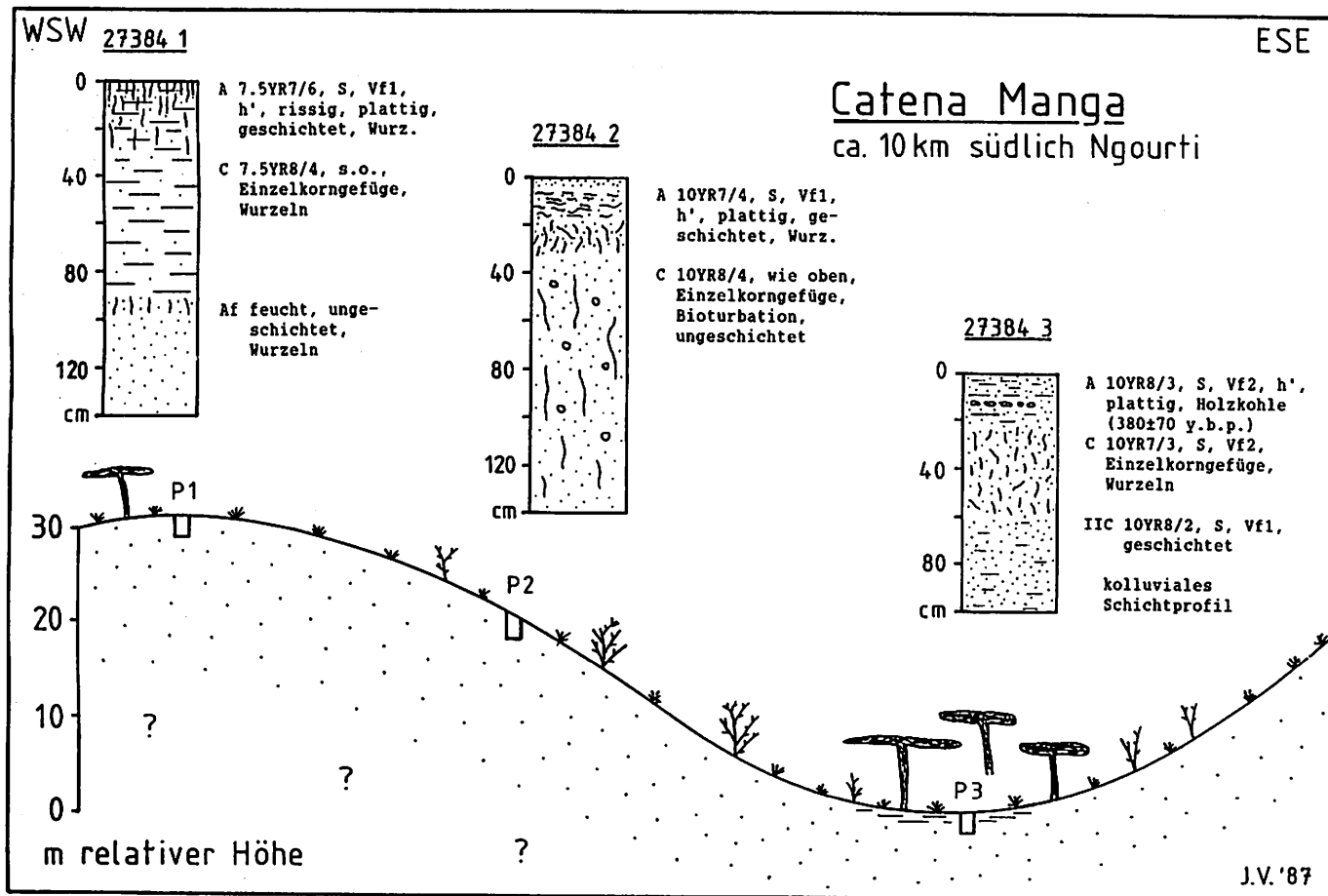


Abb. 36. Catena in der Region von Manga nördlich des Tchad-Sees.

ausgebildetem, plattigem Segregatgefüge folgt ein mit 0.8% organischer Substanz auffällig humoser Bereich von 10-30 cm, der sich auch über eine angedeutet krümelige Gefügestruktur abhebt. Im tieferliegenden Profilbereich fallen schlecht ausgebildete Säulen auf, die schließlich auslaufen. Ab 100 cm Tiefe ist eine geringe Bodenfeuchte zu vermerken.

Beide Profile sind durchgehend kräftig durchwurzelt und von zahlreichen Tiergängen (Nagerröhren) durchzogen. Eine tiefgreifende Bodenentwicklung ist jedoch nicht festzustellen. Die Gehalte an pedogenem Gesamt Eisen sind sehr gering ($< 0.1\%$). Der Anteil der Fraktionen $< 63\mu$ am Gesamtkörnungsspektrum beläuft sich auf 5-8% (Abb. 37).

Der dritte Bodeneinschlag der Catena, Profil 27384 3, liegt im Dünental. Die Senke ist mit jungen Alluvionen gefüllt, was analytisch über einen Wechsel der Korngrößenverteilung, insbesondere innerhalb der Sandfraktion, zu belegen ist. Das Material wird vornehmlich in der Regenzeit durch Oberflächenabfluß aus den Hangbereichen der umliegenden Dünen hierhin verlagert. Dennoch ist der Anteil an Feinstmaterial gegenüber den Proben des Dünenkörpers selbst nur leicht erhöht.

Das Profil 27384 3 zeigt im A-Horizont ein nur sehr unvollkommenes, plattiges Absonderungsgefüge. Der B-Horizont läßt eine angedeutete Krümelung erkennen. Ab 50 cm Tiefe ist eine leichte Schichtung zu erkennen. Zudem ist dieser untere Profilteil gebleicht, was eine Grundwasserbeeinflussung belegt. In 10-15 cm Tiefe konnten Holzkohlenreste geborgen werden, die ein C^{14} -Alter von 380 ± 70 y.b.p. ergaben (HV 14481). Vor dem Hintergrund dieser Datierung verdeutlicht die geringe Sedimentmächtigkeit oberhalb des datierten Horizontes die Bedeutung der Deflation und die eher geringe Bedeutung colluvialer Prozesse. In dieser Region werden auch in der Senke die Feinstmaterialien hauptsächlich vom Wind vertragen.

Alle Proben der Catena wurden tonmineralogisch untersucht. Abb. 38 zeigt die Gegenüberstellung der Röntgendiffraktogramme. Für die verschiedenen Horizonte des Profils 27384 1 auf dem Top der Düne zeichnet die Analyse ein absolut identisches Bild. Die Proben enthalten eine Paragenese, die neben Kaolinit erhebliche Mengen an Montmorillonit und Illit führt. Der Montmorillonit ist

Profil 27384 2

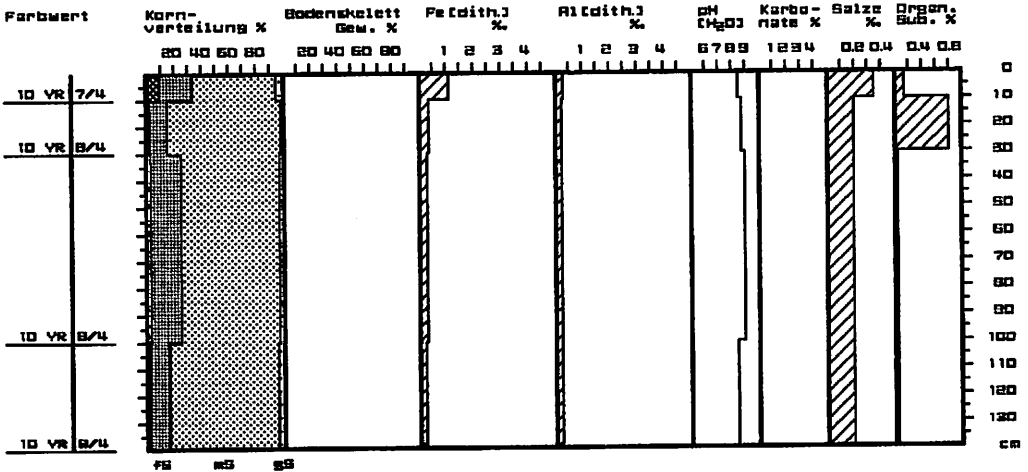


Abb. 37. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 27384 2.

allerdings sehr schlecht kristallisiert und eher als statistisch geordnetes Wechsellagerungsmineral nicht näher definierbarer Zusammensetzung einzuordnen.

Im Profil 27384 2 aus dem Hangbereich verändert sich die tonmineralogische Zusammensetzung insofern, als der Montmorillonit im A-Horizont relativ gut kristallisiert ist und in den darunterliegenden Horizonten einem deutlichen Anteil an Wechsellagerungen weicht. Kaolinit und Illit sind im gesamten Profil vorhanden, wobei Kaolinit dominiert.

Die Lokalität im Dünenal (Profil 27384 3) unterscheidet sich tonmineralogisch grundsätzlich nicht von den anderen Profilen. Jedoch ist der Montmorillonit gut kristallisiert und dominiert über Kaolinit und Illit. Insbesondere im Dünenal wird die Silikatverwitterung zu Zeiten erhöhter Grundwasserstände während der jährlichen Regenzeit in nicht unerheblichem Maße ablaufen. Aber auch auf dem Dünenkörper finden diese Prozesse statt. Die Voraussetzungen dafür sind durchaus gegeben, wie die zwar geringe, aber zum Höhepunkt der langen Trockenzeit immer noch vorhandene Bodenfeuchte in den Profilen 27384 1 und 27384 2 beweist.

Wenngleich nicht innerhalb der Catena selbst, so finden sich doch immer wieder Deflationsreste der ehemals in weitaus kräftigerem

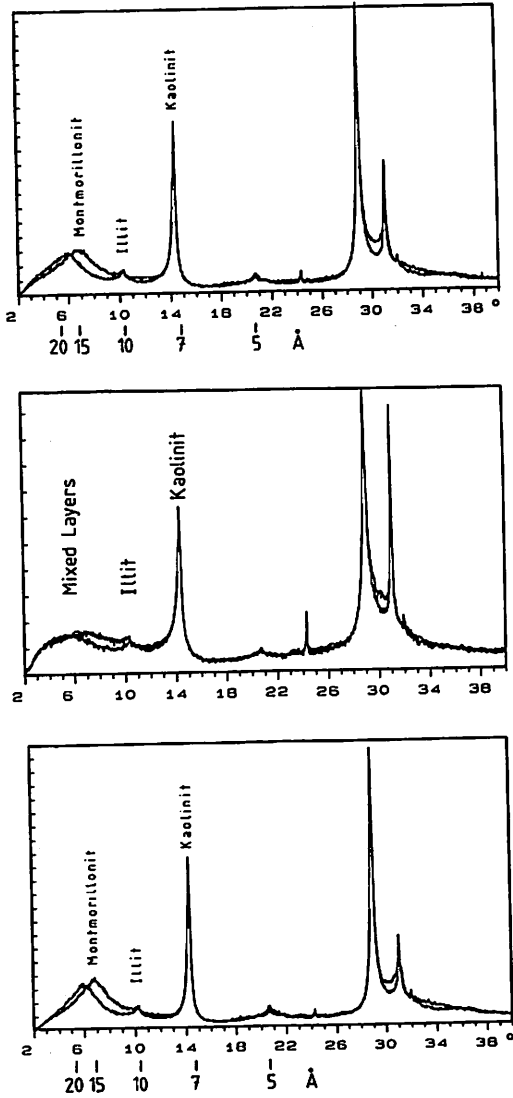


Abb. 38. Tonmineralogie einzelner Proben der Profile (von oben nach unten) 27384 1, 27384 2 und 27384 3 (hier exemplarisch dargestellt).

Maße ausgebildeten hellgrauen Oberböden der Region von Manga (Photo 11). Nach Süden zum Tchadsee hin werden diese jungen Reste häufiger, sind jedoch auch hier nicht mehr flächendeckend erhalten. Die Laboranalysen zeigen, daß für die erhöhte Kohärenz ausschließlich der Gehalt an organischer Substanz von $> 1\%$ verantwortlich ist.

Ohne die korrasive Wirkung des Windes, die neben Dürren - verstanden als Klimaschwankungen - zumindest in der Gegenwart in bedeutendem Maße durch die Überlastung der ökologischen Tragfähigkeit von Seiten des Menschen verursacht oder zumindest in ihrer Effizienz stark heraufgesetzt worden ist, würde die Pedogenese mächtigere Oberböden in Form der oben vorgestellten Relikte schaffen und erhalten. Der Rohbodencharakter im A-C Profilstadium ist also vornehmlich geomorphodynamisch und weniger pedologisch bedingt. Die Böden werden immer wieder gekappt und auf ein Initialstadium zurückgeführt.

Hält man die Zweiphasigkeit des Profils 27384 1 mit einem fossilen Oberboden in 90 cm Tiefe für gegeben, so scheint zeitweise in bedeutenderem Umfang Flugsand akkumuliert worden zu sein. Allerdings ist kaum eine Aussage über den Prozeßzeitraum möglich. Festzuhalten bleibt, daß der Verwitterungsgrad der Altdünen in der Region von Manga relativ gering ist. Die Pedogenese wurde im Verlaufe des Jungholozän Abtragungs- oder Akkumulationsphasen unterbrochen, weshalb die Bodenbildungen wenig entwickelt und jung sind.

Hier im Grenzraum des nördlichen Sahel scheint es auch im jüngeren Holozän, nach Aufwehung der Dünen, vermutlich im Anschluß an die große Feuchtzeit des frühen und mittleren Holozän, immer wieder zu den oben beschriebenen Prozeßwechseln von Bodenbildung, Bodendegradation und Flugsandakkumulation gekommen zu sein. Die Nähe der großen Sandgebiete des Großen Erg von Bilma als potentieller Flugsandlieferant spielte sicherlich eine Rolle, sofern es sich nicht um regional begrenzte Umlagerungen handelte, wie sie gegenwärtig zu beobachten sind. Die Geomorphogenese dieser Region wird, auf diesen Überlegungen aufbauend, in Kapitel 5.2. behandelt.

Eine weitere Catena wurde etwa 100 km südlich der oben dargestellten im Bereich einer in Folge der Dürre aufgelassenen Ort-

schaft gelegt. Eine Bohrung in einem Senkenbereich zwischen den Altdünen sollte Aufschluß hinsichtlich des älteren Untergrundes geben. Die Senkensedimente sind in hohem Maße vom Grundwasser beeinflusst. Zum Zeitpunkt der Geländearbeiten Ende März 1984 lag der Grundwasserspiegel bei 8m relativer Tiefe. In feuchteren Jahren bestand offensichtlich zumindest während der Regenzeit eine offene Wasserfläche.

Während der jungholozänen Verwitterungsphase der umliegenden Dünen wurden immer wieder Feinstmaterialien in die Senke vertragen. Während bis 1.50 m Tiefe Tongehalte von 16% ermittelt werden, handelt es sich in 3 m Tiefe bereits um reinen Altdünensand ohne nennenswerte Verwitterung. Die kräftig gebleichten Sande erlauben keinerlei Rückschlüsse auf weitere Verwitterungsprozesse wie Rubefizierung oder ähnliches, so daß nicht klar ist, ob es sich möglichenfalls um Sedimente handelt, die älter als die umliegenden Dünen sind.

Im Bereich der Altdünen wurden fünf Bodenprofile gegraben. Auch hier sind die Oberböden bis auf vereinzelte Reste nahezu in ihrer gesamten Mächtigkeit abgetragen. Die Profile sind identisch, weshalb das Profil 28384 4 exemplarisch vorgestellt wird.

Abb. 39 gibt einen Eindruck vom Profilaufbau. Die Mächtigkeit des Oberbodens ist um bis zu 50 cm vermindert. Auf den korradierten Flächen hat die Bodenbildung neuerlich einen schwach ausgeprägten A-Horizont entstehen lassen, der sich von den tieferen Profiltteilen jedoch ausschließlich über ein Gefüge in den ersten Dezimetern abhebt. Auf diesen A-Horizont folgt ein 50-80 cm starker, grau gefärbter B-Horizont, der kräftiger verfestigt ist und zahlreiche Bioturbationsspuren aufweist. Daran schließt sich der Unterboden in Form eines weißlich gebleichten Dünensandes an, der zum Zeitpunkt der Geländearbeiten stets ein geringes Maß an Bodenfeuchte aufwies. Die Feuchtgrenze liegt unabhängig von der topographischen Lage des jeweiligen Profils stets in näherungsweise 100 cm Profiltiefe und markiert den aktuellen Kapillarwassersaum. Die auf dem mächtigen Altdünenkörper bei Ngourti beobachtete Bodenfeuchte stellt also keinen Sonderfall dar. Die Anteile der Fraktionen $< 63 \mu$ sind in allen Horizonten ausgesprochen gering.

Sehr vereinzelt sind auch hier Oberbodenreste vorhanden, die bis-

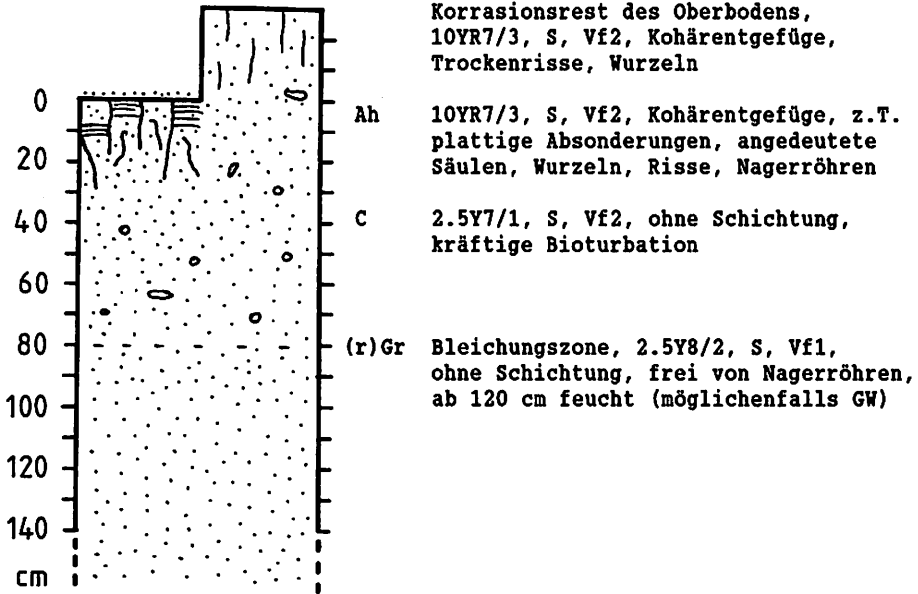


Abb. 39. Profil 28384 4.

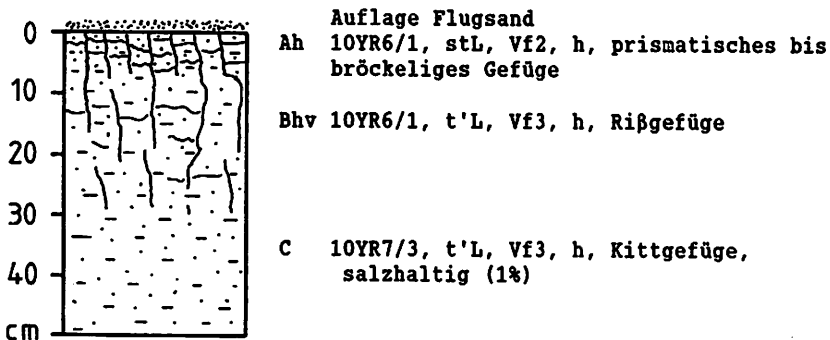


Abb. 40. Profil 30384 1.

lang von Baumwurzeln oder Gesträuch vor dem Abtrag bewahrt wurden (vgl. Photo 17). Die Form der Erhaltung beweist, daß es sich bei den Deflationsprozessen um Ereignisse der letzten 10-15 Jahre handelt. Weiterhin ist festzustellen, daß diese Oberbodenreste im Bereich von Manga die ältesten vorgefundenen Böden darstellen, wenngleich ihr Entwicklungsgrad nicht sonderlich hoch ist. Auch hier drückt sich die Pedogenese neben einer Gefügebildung lediglich bodenanalytisch in Form eines leicht erhöhten Schluff- und Tongehaltes sowie mäßig erhöhter Gehalte an organischer Substanz aus.

Diese Beobachtung kann meines Erachtens neuerlich als nachdrücklicher Beweis dafür gewertet werden, daß Abtragungsprozesse dieser Art seit Aufwehung der Dünenkörper im Verlaufe des mittleren Holozän immer wieder die Pedogenese nachhaltig unterbrechen und auf das Stadium eines Rohbodens zurückführten. Unter den derzeit gegebenen und während des jüngeren Holozän über längere Perioden hinweg sehr viel günstigeren pedogenetischen Voraussetzungen - insbesondere die Niederschläge und die konservierende Wirkung der Vegetations betreffend - hätten rotbraune Böden mit Schluff- und Tongehalten $> 10\%$ entstehen müssen, wie sie auch in den nord-sahelischen Bereichen auftreten, die (zumindest gemäß der heutigen Niederschlagsverteilung) die gleiche Menge an jährlichen Niederschlägen wie die Region von Manga empfangen (100-200 mm N/a).

Die Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen gleichen der Catena von Ngourti. Unterschiede bezüglich der Materialherkunft sind über die Schwermineralogie nicht belegbar. Die Tonmineralogie gleicht der den rezenten Böden des Tchadbeckens nach PAQUET et al. (1966) entsprechenden Zusammensetzung.

Auffällig ist die Bedeckung mit jungen Flugsanden. Im Bereich des aufgelassenen Dorfes, welches an exponierter Stelle auf einem flachen Altdünenrücken liegt, haben sich kleinere Dünen in Barchanform entwickelt. Sie überfahren teilweise die Hütten. Ackerbau ist unter diesen Bedingungen nicht mehr möglich, obschon er über lange Jahre praktiziert wurde.

Geomorphologisch wie pedologisch stellt die Region von Manga im Vergleich zum übrigen nigrischen Sahel in vielerlei Hinsicht einen Sonderfall dar. Hierauf wird in Kapitel 5.2. einzugehen sein.

4.4.1.2. Der Schwemmlandbereich des Komadugu

Das Substrat der hier zu behandelnden Böden besteht aus fluvial angelieferten Sanden und umgelagerten Dünenansanden. Stellenweise wurde das Schwemmaterial zu Dünenkörpern aufgeweht, so daß die Grenzen zwischen auf Dünenansand entwickelten Profilen und Schwemmlandböden nicht klar zu ziehen sind.

Einen typischen Schwemmlandboden hinsichtlich der topographischen Lage und der Bodenart stellt das Profil 30384 1 dar (Abb. 40). Es liegt etwa 15km westlich der Ortschaft Bosso im Mündungsgebiet des Komadugu. Unmittelbar östlich des Ortes beginnt hinter Strandwällen das Gebiet des in diesem Bereich im Frühjahr 1984 ausgetrockneten Tchad-Sees. Zum Vergleich wurde hier ein Profil (30384 2) in den ehemaligen Seeboden gegraben. In der Umgebung von Profil 30384 1 stockt auf dem grauen Schwemmland eine dichtere Baumsavanne, die den Charakter einer Parklandschaft hat. Eine Grasvegetation fehlte im März 1984 weitgehend.

Bereits die Korngrößenverteilung setzt das Profil 30384 1 analytisch klar von den Dünenansandprofilen der sich unmittelbar nördlich anschließenden Region von Manga ab (vgl. Abb. 41 und 37). Schluff und Ton haben mit 58-71% einen sehr hohen Anteil am Körnungsspektrum und stellen die nicht äolische Materialanlieferung außer Frage. Die Feinstmaterialien kamen hier im Mündungsbereich des Komadugu verstärkt zur Sedimentation. Innerhalb der Sandfraktion herrscht Feinsand vor.

Der Profilaufbau (siehe Abb. 40) zeigt einen 30cm starken, obersten Horizont, der neben einem krümeligen Aufbaugesüge untergeordnet auch ein Absonderungsgefüge in Form kleinerer Polyeder und schlecht entwickelter Säulen erkennen läßt. Der untere Profilteil ist relativ homogen ausgebildet und infolge der hohen Schluff- und Tongehalte kräftig verfestigt. Trotz der Tongehalte von 33% fehlen dem gesamten Profil Trockenrisse. Ein Farbwechsel zwischen den beiden Profilteilen ist nicht festzustellen. Das Profil zeigt eine hellgraue Färbung (10YR6.1), was auf die erhöhten Gehalte an organischer Substanz von nahezu 2% zurückzuführen ist. Diese ist fein verteilt und an die Feinstmaterialien gebunden.

Abb. 41 zeigt weiterhin folgendes. Das Profil ist mit Gesamtsalzgehalten von < 1% salzfrei, wobei die Salzgehalte im Profil nach

Profil 30384 1

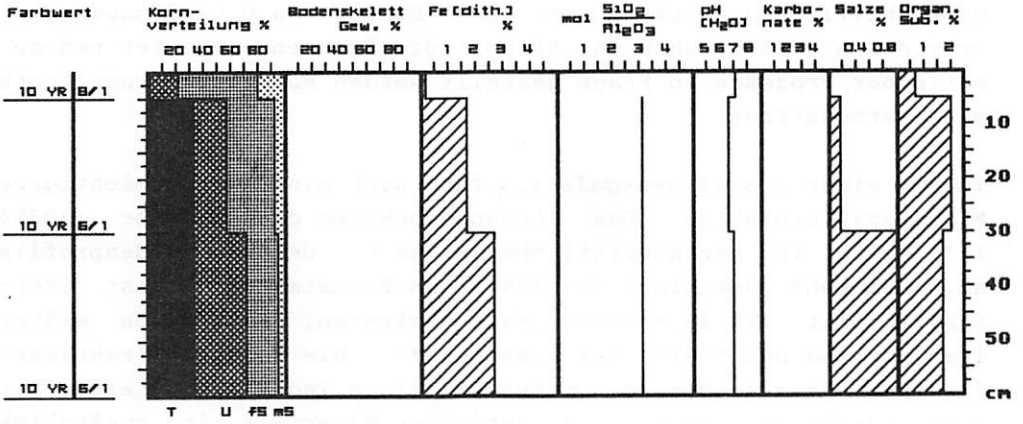


Abb. 41. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 30384 1.

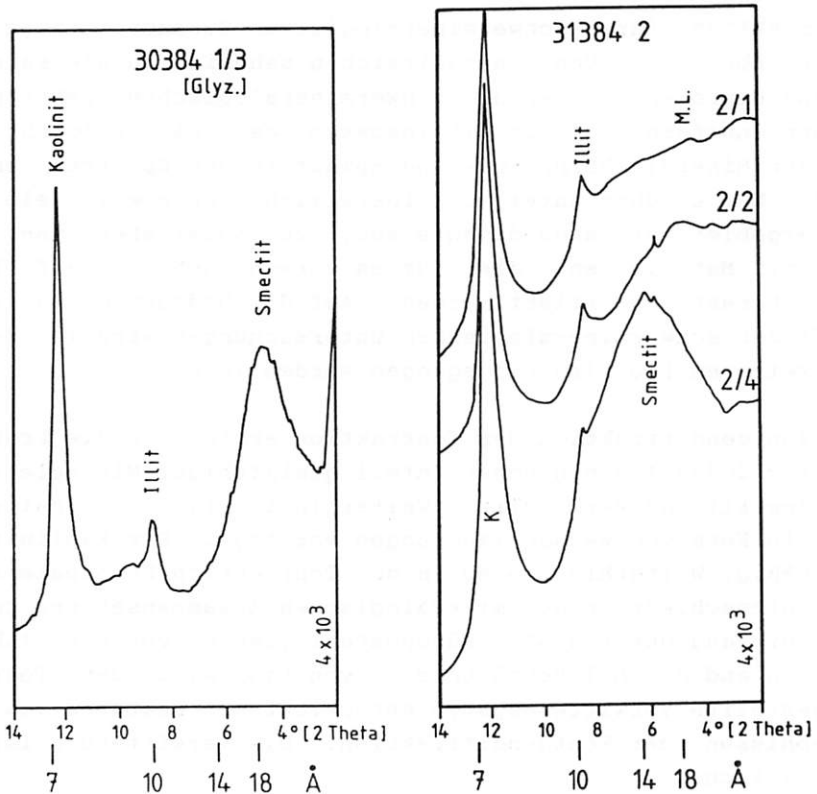


Abb. 42. Tonmineralogie der Profile 30384 1 und 31384 2.

unten hin geringfügig zunehmen. Ebenso verhalten sich die Gehalte an pedogenem Eisen ($Fe_{dith.}$), welche mit 1.7-2.6% vergleichsweise hoch sind. Der über das Verhältnis von $Fe_{oxal.}$ zu $Fe_{dith.}$ errechnete Aktivitätsgrad bleibt mit einem Faktor von 0.02 dennoch ausgesprochen gering, ohne daß hiermit die Existenz rezenter pedogenetischer Prozesse in Frage gestellt werden soll. Die Horizonte sind karbonatfrei.

Im Lee einer *Boscia senegalensis* fand sich eine geringmächtigere Flugsandakkumulation. Das Körnungsspektrum dieser Probe (30384 1/1) weicht in charakteristischer Weise von dem des Bodenprofils ab. Feinsand dominiert mit 78%. An Feinstmaterial ist Grob-schluff mit 17% in erhöhtem Maße vertreten, was einen weiten Transportweg des Sedimentes ausschließt. Die feineren Fraktionen ($< 20\mu$) nehmen in der Korngrößenverteilung lediglich 5% ein. Die Autochthonie des äolisch sedimentierten Materials wird zusätzlich über den erhöhten Gehalt an organischer Substanz (0.7%) belegt.

Die Feinsandfraktion der Proben 30384 1/1 sowie 30384 1/3 wurde hinsichtlich ihrer schwermineralogischen Zusammensetzung untersucht (Abb. 43). Von den zahlreichen saharischen wie sahelischen Dünen-sandproben weichen die schwermineralogischen Spektren dieser Proben insofern ab, als mit insgesamt ca. 8% die leicht verwitternden Minerale Hornblende und Epidot in den Spektren enthalten sind. Der erhöhte Anteil der instabilen Gruppe weist ein anderes Liefergebiet der Sandsedimente aus, zumindest aber eine Vermengung mit Materialien, die, um es vorwegzunehmen, auf fluvialem Wege herantransportiert wurden. Auf die Bedeutung und Aussagekraft der schwermineralogischen Untersuchungen wird im Vergleich mit weiteren Profilen eingegangen werden (s.u.).

Die Röntgendiffraktion der Tonfraktion ergibt für die Proben des Profils 30384 1 einen hohen Anteil quellfähiger Minerale in Form von Smectit und Vermiculit. Weiterhin ist Illit enthalten, der auch in Form von Wechsellagerungen vorliegt. Der Kaolinit-Anteil ist mäßig. Weiterhin treten in der Tonfraktion Feldspäte auf, was die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung gegenüber den bislang untersuchten Dünenmaterialien hervorhebt (Abb. 42). Der anhand des Mol-Verhältnisses von SiO_2/Al_2O_3 der Tonfraktion dargestellte Verwitterungstyp entspricht mit Faktoren von 3.2 den Ergebnissen der Röntgendiffraktion. Die Verwitterung ist mäßig siallitisch.

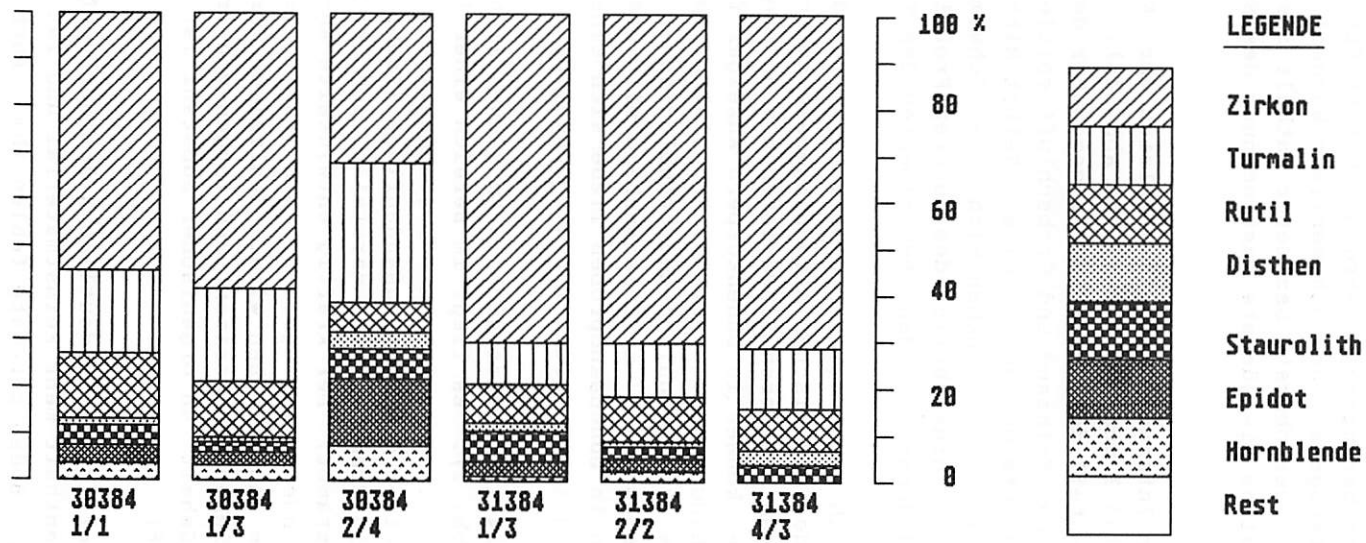


Abb. 43. Schwermineralogie der Profile 30384 1, 2 und 31384 1, 2, 3, 4.

Bei dem Profil 30384 2 handelt es sich um ein junges Seesediment des T Chad. Das lakustrine Profil soll zum Vergleich mit den Schwemmlandböden herangezogen werden. Der Profilaufbau erscheint wesentlich heterogener und dokumentiert Wechsel im Sedimentationsgeschehen. Der oberste Dezimeter enthält massenhaft Schneckengehäuse, welche die jüngste Austrocknung des Sees dokumentieren.

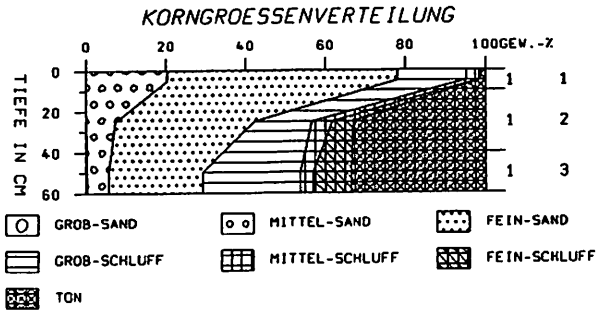
Von besonderem Interesse ist ein Vergleich der Körnungsspektren der Profile 30384 1 und 30384 2 (siehe Abb. 44). Hier fällt der hohe Feinsandanteil des Seesediments gegenüber dem Schwemmlandboden auf. Neben Feinsand und Grobschluff spielen alle anderen Fraktionen eine untergeordnete Rolle. Selbst Mittelsand ist kaum vorhanden (< 1%). Somit heben sich die Schwemmlandböden des Komadugu nicht nur hinsichtlich des äußeren Profilaufbaus sondern auch über die Bodenart von den Seesedimenten des T Chad ab.

Die exemplarisch vorgestellten Profile sind für die weitere Interpretation der sahelischen Altdünenengese im Bereich der fluvial geschaffenen, älteren Schwemmebenen von Interesse. Erhöhte Feinsandgehalte können in Dünenkörpern Anzeiger für eine primär fluviale beziehungsweise lakustrine Materialsortierung sein, sofern dies aus topographisch-geomorphologischer Sicht denkbar erscheint. Insbesondere in Zusammenhang mit auffällig erhöhten Schluffgehalten in Dünensandproben ließe sich eine lediglich lokale Bedeutung des Windfeldes für die Dünengengese annehmen.

Das Profil 31384 1 befindet sich 15 km südwestlich der Ortschaft Diffa (siehe Abb. 1). Es liegt im Bereich einer leicht welligen Ebene, die von einer Baumsavanne bestanden ist. Der Boden wird wiederum von einer dünnen Flugsandauflage (Probe 31384 1/1) bedeckt, die kein Fremdmaterial darstellt, sondern den umliegenden Oberböden entstammt. Der kräftig entwickelte Ah-Horizont weist ein grobes Absonderungsgefüge auf, das besser als Bodenfragment in Klumpenform angesprochen wird. Zahlreiche Termitengänge und Wurzeln durchziehen den Horizont und zeugen von kräftiger Bioturbation. Der Gehalt an organischer Substanz ist mit 2.9% hoch (Abb. 45 und 46).

Der tiefere Profilmittelteil ist deutlich kräftiger verfestigt als der Oberboden. Er enthält mehr Feinstmaterial und ist von Trockenrissen durchzogen. Bodenaggregate fehlen ihm. Auch hier sind deut-

PROFIL: 30384 1



PROFIL: 30384 2

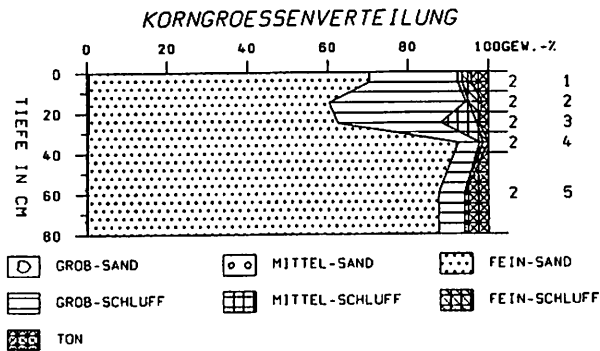


Abb. 44. Die Korngrößenverteilung der Profile 30384 1 (Schwemmlandbereich des Komadugu) und 30384 2 (ehem. Seeboden des Tchad) im Vergleich.

Profil 31384 1

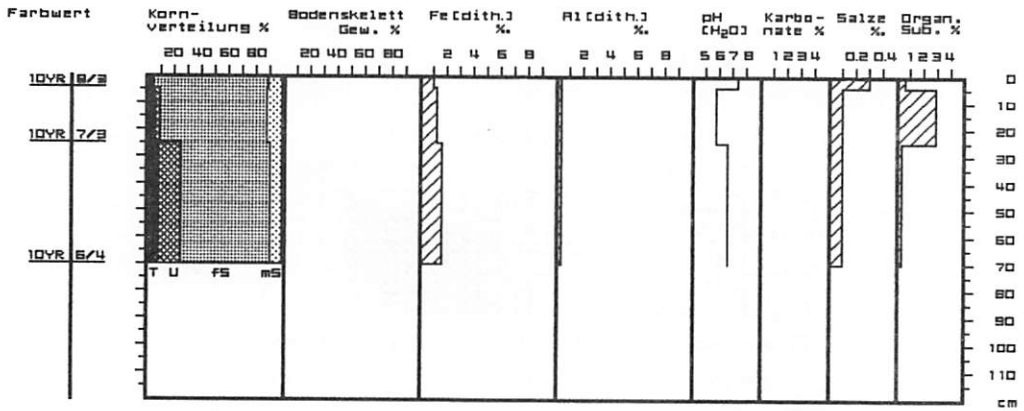
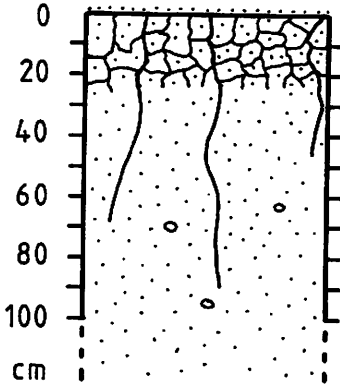


Abb. 45. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 31384 1.

liche Bioturbationsspuren festzustellen. Der humose Anteil ist jedoch mit 0.2% organischer Substanz sehr viel geringer. Das gesamte Profil ist absolut salzfrei. Auch Karbonate fehlen.

Im Vergleich mit den Schwemmlandböden im Mündungsbereich des Komadugu (Profil 30384 1) fällt im Körnungsspektrum neben niedrigen Tongehalten der fehlende Grobschluffgehalt im A-Horizont auf (siehe Abb. 44). Das Profil gleicht hinsichtlich der Kornverteilung dem Tchadsee-Sediment 30384 2, weshalb auch hier, trotz der eindeutigen Dominanz der Sandfraktion, eine äolische Materialanlieferung nicht in Betracht kommt. Auch aus topographischer Sicht liegt das Profil 31384 1 zweifelsohne im ehemaligen Überschwemmungsbereich des Komadugu.

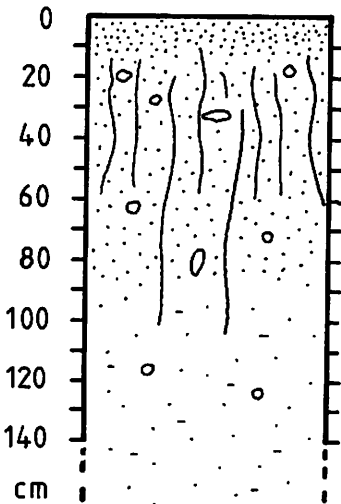
Gleiches gilt für das Profil 31384 2, das 50 km entlang der Straße westlich Diffa und damit in 35 km Entfernung von Profil 31384 1 liegt, wenngleich es sich rein äußerlich über eine rotbraune Färbung von den oben vorgestellten Profilen unterscheidet (siehe Abb. 47). Wiederum verdient die Korngrößenverteilung besondere Beachtung. Sie ist mit der des Profils 31384 1 identisch und weicht vom Profil 30384 1 lediglich hinsichtlich des geringeren Tongehaltes ab. Die Feinsanddominanz weist in Verbindung mit Grobschluffgehalten von 12-20% auf eine fluviale Materialanliefe-



Ah 10YR7/3, S, Vf2, Kohärent- bis Riß-
gefüge, Wurzeln, Termitengänge

Bv 10YR6/4, 1'S, Vf3, Kohärentgefüge,
Trockenrisse, Wurzeln, kräftige Bio-
turbation vornehmlich durch Termiten

Abb. 46. Profil 31384 1.



Ah 7.5YR5/6, 1'S, Vf2, Kohärent- bis Riß-
gefüge, z.T. plattig, durchwurzelt

Bv 5YR5/6, 1S, Vf2, Rißgefüge, säulig,
zahlr. feine Wurzeln, Nagerröhren und
Termitengänge

IIfA1 7.5YR6/4, 1'S, Vf2, Rißgefüge auslaufend,
? Kohärentgefüge, jüngere Merkmalsausbildg
zieht über IIfA1 hinweg, Bioturbation

Bt ? 10YR6/3, 1'S, Vf2, Kohärentgefüge, einige
Trockenrisse, Bioturbation

wg. Materialwechsels ab 65 cm fA1 und Bt
möglichenfalls vorgetauscht, Merkmale
sedimentär bedingt?

Abb. 47. Profil 31384 2.

rung hin.

Bei Tongehalten zwischen 6% und 12% wurde die Tonsubstanz hinsichtlich der Mineralogie untersucht. Dabei zeigt sich eine markante Zunahme der quellfähigen Minerale in Form von Smectit und Vermiculit zum Profiltiefsten hin (Abb. 42). Die tonmineralogische Zusammensetzung insbesondere der Probe 31384 2/4 des unteren Profiltiels ist identisch mit der Tonmineralogie des Profils 30384 1. Wiederum fällt der Feldspatgehalt innerhalb der Tonfraktion auf.

Die Zunahme der Tongehalte im Profiltiefsten und die mineralogische Veränderung läßt einen sedimentologisch bedingten Schichtwechsel vermuten, zumal die Merkmalsausbildung des rezenten Bodens über die Grenze in 65 cm Profiltiefe hinwegzieht. Die Annahme eines überprägten fAl-Horizontes mit darunterliegendem Bt erscheint wenig wahrscheinlich. Gefügeproben zur Untersuchung der Mikromorphologie standen nicht zur Verfügung.

Auch die schwermineralogischen Spektren der Profile 30384 1 und 31384 2 sind identisch (Abb. 43) und belegen in beiden Fällen eine Beeinflussung der Materialzusammensetzung durch Sande, die der Sedimentfracht des Komadugu entstammen. Das Einzugsgebiet des Flusses liegt u.a. im Bereich kristalliner Gesteine. Die Gruppe instabiler Schwerminerale hat daher einen signifikant erhöhten Anteil.

Gleiches gilt für die Profile 30384 2 und 31384 1. Innerhalb der stabilen Gruppe fallen, gemessen am Gesamtanteil des Zirkons, relativ hohe Gehalte an idiomorphen Zirkonkörnern auf, wie sie sich nur in fluvialen beziehungsweise lakustrinen Sedimenten finden. Somit hebt sich die Mineralogie der im Bereich des Tchadsees und dem Überschwemmungsgebiet des Komadugu untersuchten Bodenproben deutlich von den umgebenden Altdünensanden ab.

Interessanterweise fehlt sämtlichen Profilen außerhalb des ehemaligen, unmittelbaren Seebereichs dieser Region eine hydromorphe Beeinflussung in Form von Bleichung oder Fleckung.

Etwa 60 km westlich Diffa trifft man auf das Randgebiet des Schwemmlandbereiches. Die Landschaft geht in ein welliges Altdünenrelief über, das nicht mit den hohen Dünen von Manga nörd-

lich des Tchad zu vergleichen ist. Die Dünen sind bei Jahresniederschlägen von etwa 300 mm normalerweise von einer dichten Grasdecke und dem lockeren Baumbestand des zentralen Sahel bewachsen. Hier wurden zwei weitere Bodenprofile (31384 3, 31384 4) gegraben, die die Altdünen aufschließen. Die Profile liegen rund 10 km auseinander.

Das Profil 31384 3 läßt im oberen Teil eine Zweiphasigkeit erkennen. Über einem fossilen A-Horizont liegt ein jüngerer, hell gefärbter Horizont, der ein nur unvollkommenes Gefüge aufweist und kräftig durchwurzelt ist (vgl. Abb. 48). Auf den fossilen A-Horizont folgt der Unterboden, der bis in eine Tiefe von etwa 140 cm zahlreiche Bioturbationsspuren aufweist. Trockenrisse durchziehen das gesamte Profil. Die Körnungsanalyse weist den fossilen A-Horizont über einen mit 3.7% geringen, gegenüber dem Gesamtprofil jedoch deutlich erhöhten Tongehalt aus. Alle anderen Analysewerte bleiben über das Profil konstant (Analysedaten der Profile 31384 3 und 31384 4 im Anhang).

Das Profil 31384 4 liegt in einer Senke. Der 3m hohe Aufschluß zeigt eine tiefreichende hydromorphe Beeinflussung des Bodens. Lediglich die obersten 40 cm des Profils werden nicht von der kräftigen Bleichung erfaßt (siehe Abb. 49). Unter dem graufarbenen, nur schwach humosen A-Horizont folgt eine rötliche Verwitterungszone, die zuvor mächtiger gewesen sein dürfte. Reste dieser Rubefizierung finden sich als Bänderung bis in 140 cm Tiefe. Den Übergang des obersten Profiltails in den darunterliegenden dokumentieren auch die Gehalte an pedogenem Eisen (Fe_{DIB}); wenngleich absolut gesehen gering, ist doch ein Sprung von 0.07% im rotgefärbten B-Horizont (31384 4/2) auf 0.02% im Bereich des alten Reduktionshorizontes (31384 4/4) zu vermerken. Auch dieses Profil ist mit Salzgehalten unter 0.01% salzfrei.

Die Korngrößenverteilung der Proben beider Profile zeigt eine auffällige Feinsanddominanz, die für das Profil 31384 3 zwischen 75% und 89%, im Falle des Profils 31384 4 zwischen 68% und 79% liegt. Vorwegnehmend ist festzustellen, daß dieses Kornverteilungsmuster für die zahlreichen Altdünen des nigrischen Sahel, die im Rahmen dieser Arbeit beprobt wurden, ungewöhnlich ist. Allerorts wurde in der Regel eine Dominanz der Mittelsandfraktion analysiert. Während der Typ der Bodenbildung dem der nachstehend zu behandelnden Böden auf Altdünen gleicht, ist für die spätere

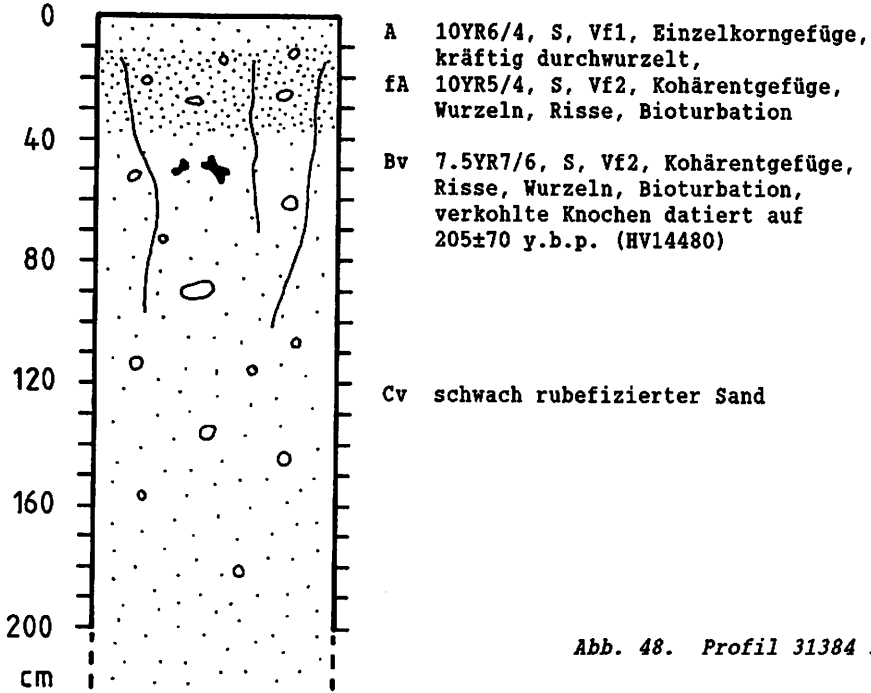


Abb. 48. Profil 31384 3.

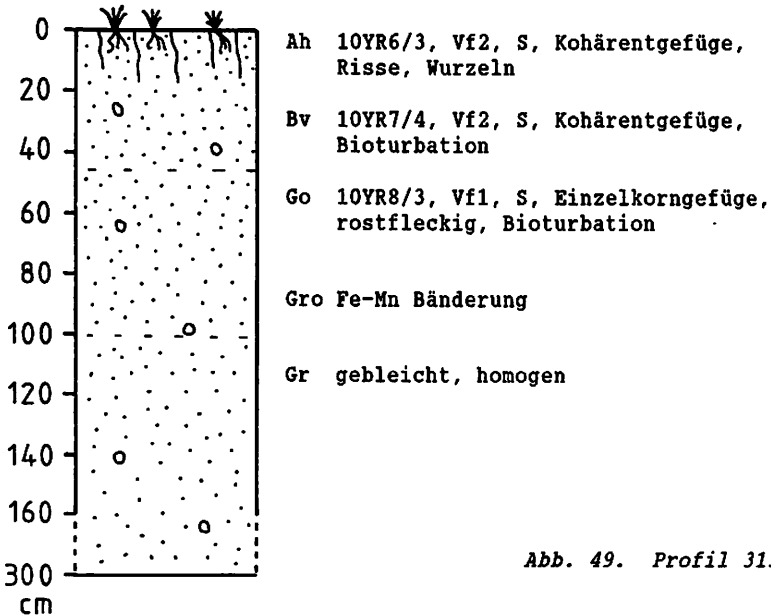


Abb. 49. Profil 31384 4.

geomorphologische Interpretation dieser sedimentologische Befund von großem Interesse.

In Anbetracht des hohen Feinsandanteils ist unter Kenntnis der für die Region typischen Korngrößenspektren der Altdünen eine lediglich lokale, äolische Umlagerung der primär auf fluvialem Wege abgelagerten Lockersedimente denkbar. Es dürfte sich dabei um ältere Schwemmaterialien des Komadugus handeln, da sie in die spätpleistozäne Dünengeneese und deren frühholozäne Verwitterung miteinbezogen wurden. Möglichenfalls kommt eine Vermischung mit ferntransportierten Flugsanden hinzu.

Die Schwerminerale zeigen einen auffällig hohen Anteil gerundeter, nicht idiomorpher Zirkonkörner, wie eigene Untersuchungen (vgl. PFEIFFER 1987) sowie die Arbeiten von MAINGUET et al. (1983) zeigen.

Der gegenüber den Komadugu-Sedimenten geringe bis fehlende Gehalt an instabilen Schwermineralen wie Hornblende und Epidot schließt die Abkunft der Dünenande aus Schwemmaterialien nicht aus. Die äolische Umlagerung führt bekanntermaßen zu einer Sortierung innerhalb des schwermineralogischen Spektrums, die sie von den Spektren fluvialer oder lakustriner Sedimente trennt.

Der geringe Gehalt der Dünenkörper an Schluff und Ton gegenüber den Proben der Schwemmlandprofile erklärt sich ebenfalls über die äolische Umlagerung der Sande, wobei die Feinstmaterialien vertragen wurden. Die Genese der sahelischen Altdünen soll ausführlich in Kapitel 5.2. diskutiert werden.

4.4.1.3. Die rubefizierten Böden auf Altdünensanden zwischen Gouré, Maradi und Agadez

Die hier vorgestellten Profile dokumentieren ausschließlich Bodenbildungen, die sich auf Altdünenkörpern entwickelten. Böden der weiten Senken und Talungen dieser Dünengebiete wurden in der Regel nicht bearbeitet, da die vorliegende Arbeit nicht zum Ziel hat, die Bodengeographie des Raumes zu beleuchten. Hierzu sei auf die "Carte pédologique de reconnaissance de la République du Niger", Blatt Zinder verwiesen.

In der oben skizzierten Region wurden 1984 und 1986 eine Vielzahl von Altdünen auf ihre Bodenbildungen hin untersucht. Schon im Gelände entstand der Eindruck, daß es sich stets um gleichartige Bildungen handle. Die bodenkundlichen Laboranalysen unterstreichen dies. Daher wird im folgenden eine enge Auswahl an Profilen getroffen, die Profile aus den verschiedenen Bereichen des nigrischen Sahel vorstellt. Im Hinblick auf die nachfolgend geführte quartärgeomorphologische Diskussion sollen einerseits die wiederkehrenden Gemeinsamkeiten hervorgehoben werden, andererseits ist aber auch auf individuelle Besonderheiten einzugehen.

Altdünenprofile aus dem Bergland von Koutous (17986 1 und 2)

Die Profile 17986 1 und 17986 2 wurden im Bergland von Koutous aufgenommen (siehe Photo 13 und Abb. 1). Hier finden sich in den weiten Talungen zwischen den Schichtstufen und an den unteren Hangbereichen ausgedehnte Altdünen, die ausnahmslos verwittert und rubefiziert sind.

Infolge der vergleichsweise geringen Besiedlungsdichte am Rande der agronomischen Trockengrenze bei ca. 300 mm Jahresniederschlag und bei der verkehrsgeographisch schlechten Anbindung abseits der großen Ost-West-Tangente und anderer bedeutenderer Pisten ist die Desertifikation in dieser Region gemildert. Die Überweidung der Grasdecke und damit die Zerstörung des natürlichen Erosionsbeziehungsweise Deflationsschutzes der Oberböden ist in nicht so verheerendem Maße vorangeschritten wie in anderen Bereichen des nigrischen Sahel. Das wirkt sich positiv auf den Erhaltungsgrad der Böden aus, wenngleich die Altdünen, wie zumeist überall in agroklimatisch geeigneten Teilen der Republik Niger, auch hier bevorzugte Standorte des Hirseanbaus sind oder waren.

In einer tiefen Erosionsrinne wurde das Profil 17986 1 aufgenommen. Die Rinne schließt eine mächtige Leedüne über eine Höhe von insgesamt 10 m auf (Abb.50). Die Altdüne wird regellos von Geröll und Steinbändern durchzogen, was sich aus der Lage der Düne im südwestlichen Hangbereich einer Sandsteinstufe erklärt. Unter den Geröllbändern finden sich keinerlei Hinweise auf fossile Oberböden.

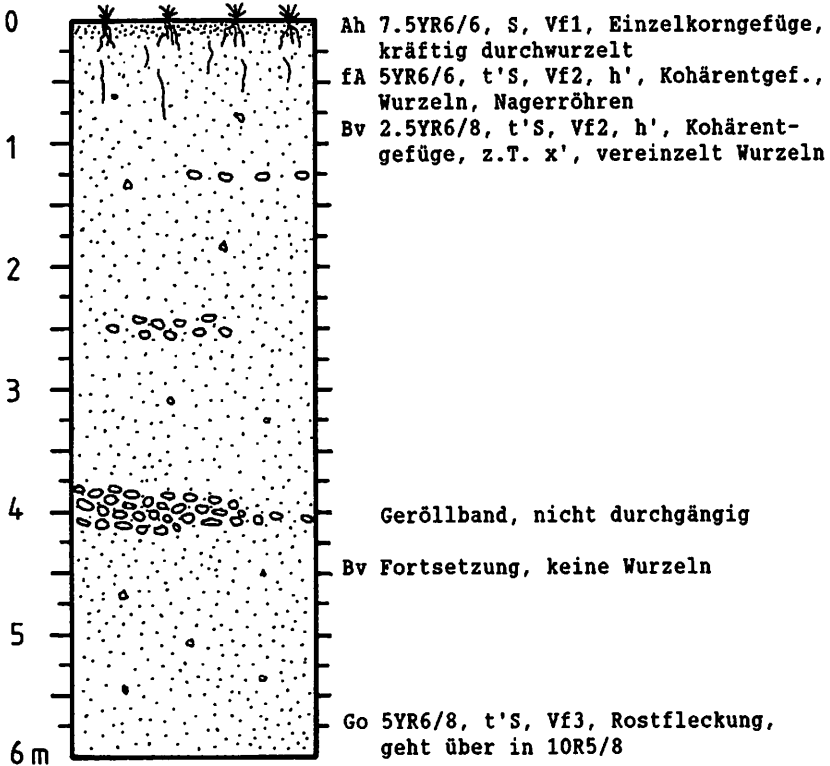


Abb. 50. Profil 17986 1.

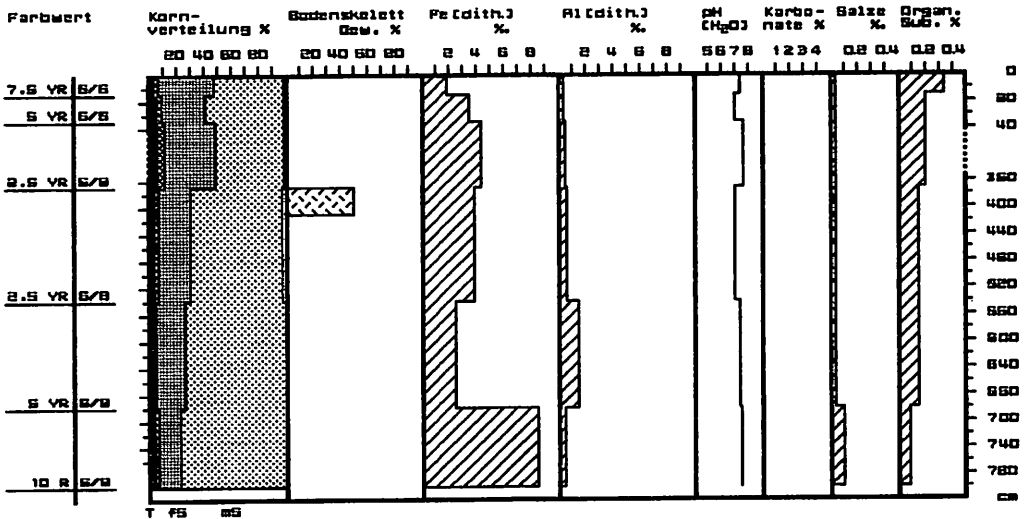


Abb. 51. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 17986 1.

Der 15 cm starke A-Horizont ist kräftig durchwurzelt und mit 0.3% organischer Substanz schwach humos. Er hebt sich über eine hellere Färbung deutlich vom übrigen Gesamtprofil ab. Bei seinem Substrat scheint es sich um eine jüngere Aufwehung zu handeln. Von 15-35 cm erkennt man einen gräulich-rötlichen Übergangshorizont zum rötlich gefärbten Unterboden hin, dessen Grenze zum A-Horizont jedoch auffällig scharf ist. Offensichtlich gehört dieser Horizont zu einem älteren A-Horizont, der mittlerweile abgetragen wurde.

Die Rubefizierung hat das gesamte Profil erfaßt, das mit Ausnahme der Geröllbänder in seinem mittleren Teil kaum differenziert ist. In der Aufschlußwand sind zahlreiche Nagerröhren sichtbar. Die Tongehalte liegen gleichbleibend zwischen 5.1% und 7.5% (Abb.51). Hinweise auf Lessivierung finden sich nicht. Ab 4.3 m Profiltiefe nimmt der Anteil der Mittelsandfraktion bis auf 77.3% zu, was als ein Indiz für höhere Windgeschwindigkeiten in der früheren Phase der Dünenaufwehung gewertet werden kann. Bis auf die Geröllbänder ist der Dünenkörper frei von Skelettanteilen; auch der sehr geringe Grobsandanteil zeigt, daß Überspülungsprozesse während der Dünen-genese kaum eine Rolle spielten. Das Profil läßt keinerlei Schichtung erkennen, was als eine Folge der pedogenen Prozesse zu verstehen ist, denn auch Flugsandakkumulationen zeigen primär eine den Sedimentationsrhythmen gemäße Schichtigkeit.

In 6m Tiefe setzt Bodenfeuchte und eine hydromorphe Überprägung in Form einer Fleckenzone ein. Diese geht nicht, wie zunächst erwartet, in eine Bleichung über, sondern es folgt in ca. 7-8 m Tiefe eine Zone stärkster Rubefizierung, was der Farbwert von 10R5/8 (dry!) verdeutlicht. Hier in unmittelbarer Nähe zum unterlagernden Festgestein scheint Hangzugwasser die Verwitterungsprozesse begünstigt zu haben, ohne jedoch in bedeutendem Maße eine Lösung und Fortführung der Eisenoxide zu bewirken. Eine derartig kräftige Rubefizierung an der Basis eines Dünenkörpers konnte andernorts nicht beobachtet werden.

Die Röntgendiffraktion der Tonfraktion läßt sehr geringe Unterschiede zwischen dem B-Horizont und dem Profiltiefsten in 8 m Tiefe als dem Bereich kräftigster Rubefizierung erkennen. Die Tonfraktion setzt sich nahezu ausschließlich aus reinem Kaolinit zusammen. Neben kleinsten Mengen von Quarz und Goethit ist nur im Oberboden eine noch geringere Menge quellfähiger Minerale (Smec-

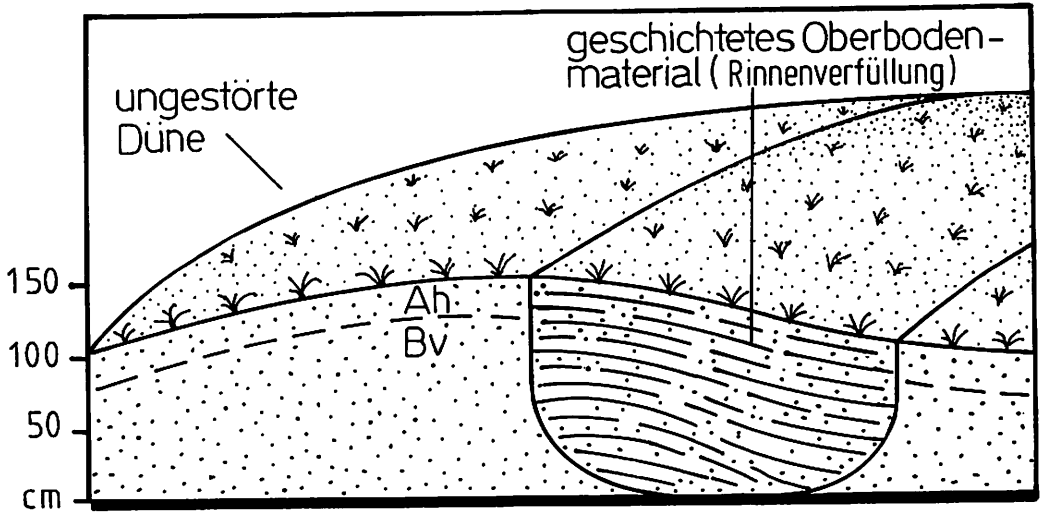
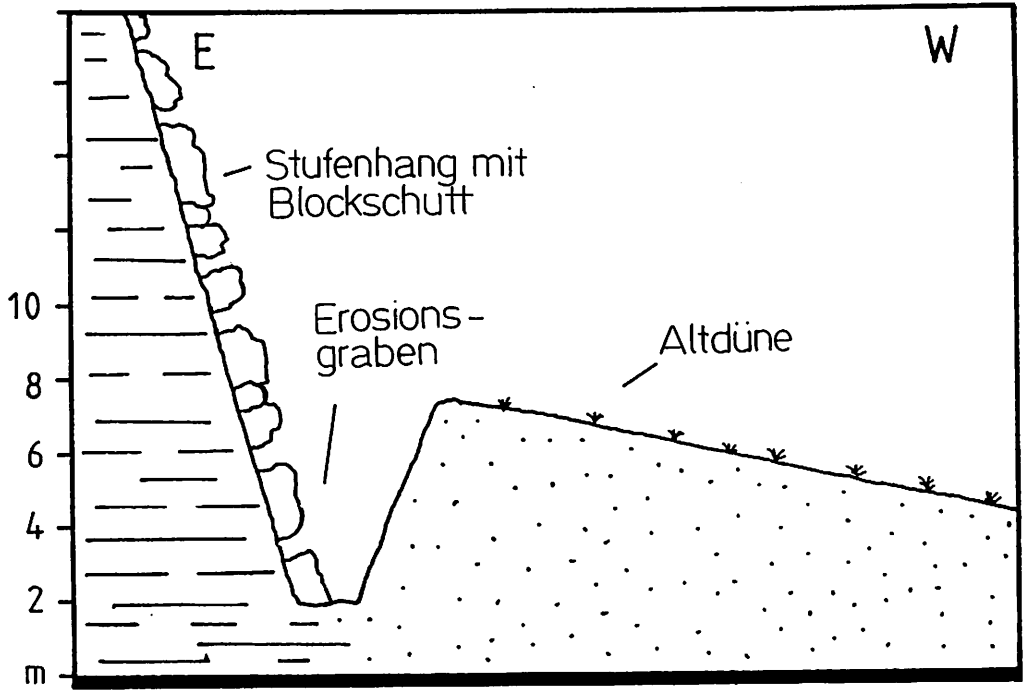


Abb. 52. Geländesituation um Profil 17986 2.

tite) nachweisbar. Feldspat fehlt dem Spektrum ebenso wie Illit.

Das schwermineralogische Spektrum weicht mit 90%iger Dominanz der stabilen Gruppe nicht vom gewohnten Bild der typischen Dünensandzusammensetzung ab. Instabile Minerale fehlen gänzlich. Hinweise auf Wechsel im Sedimentationsgeschehen finden sich, wie zu erwarten, nicht. Das Spektrum ist über das gesamte Profil ausgesprochen einheitlich.

Mit dem hier vorgestellten zweiten Profil aus dem Bergland von Koutous, dem Profil 17986 2, wurde der unmittelbare Kontakt einer Altdüne zum Hang einer Sandsteinstufe hin näher untersucht. Die hier beprobte Altdüne ist stellenweise oberflächlich von einer lockeren Hangschuttstreu bedeckt. Vereinzelt finden sich im Oberhang der mit ca. 6° geneigten Düne große Blöcke von 2-3 m Durchmesser. Heute ist die Schuttverlagerung an den meisten Stellen infolge mehrere Meter tiefer und um 10-15 m breiter Einschnitte im Hangbereich der Stufe unterbunden, wie Abb. 52 verdeutlicht. Das Profil 17986 2 schließt jedoch nicht nur die Altdüne, sondern auch die Verfüllung einer ehemaligen Rinne zwischen Stufenhang und Dünenkörper auf.

Die Bodenbildung auf der Altdüne gleicht dem oben vorgestellten Profil 17986 1. Auf den 15 cm mächtigen A-Horizont folgt der rotverwitterte Dünensand. In eine ehemalige Rinne auf der Altdüne ist in 1.4 m Mächtigkeit ein Bodensediment eingelagert. Es besteht in der Hauptsache aus Material graufarbener A-Horizonte der Düne; vereinzelt sind rote Sandlinsen des Unterbodens enthalten. Auf diesem Bodensediment hat sich neuerlich der A-Horizont des benachbarten, ungestörten Dünenanschnitts entwickelt.

Die Verfüllung der alten Rinne mit Oberbodenmaterial der Düne verdeutlicht bei einem lediglich ca. 2000 qm großen Einzugsgebiet die Bedeutung des Oberbodenabtrags in der jüngeren Vergangenheit. Die absolute Skelettfreiheit des Bodensedimentes belegt, daß die Umlagerung der oberen Bodenhorizonte nach der Isolierung der Düne vom Stufenhang erfolgte. Andernfalls hätten die Spülvorgänge mit Sicherheit Gesteinsschutt des Schichtstufenhanges über die Düne hinweg in die Erosionsrinne vertragen. In diesem Bereich ist die Altdünenoberfläche weitgehend frei von Gesteinsschutt, da die Isolierung der Düne vom Stufenhang an dieser Stelle wahrscheinlich recht früh erfolgte, wie der tiefe Einschnitt vermuten läßt.

Die Umlagerung der auf den Altdünen entwickelten Oberböden ist für die Genese grau-schwarzer, vertisolartiger Böden in den als Mare bezeichneten abflußlosen Senken, die zwischen den Altdünen angelegt sind, von großer Bedeutung. Die mächtig entwickelten Mare-Böden belegen den Abtrag und die stete Neuentwicklung humoser Bodenhorizonte auf den Altdünen während des Holozän. Die Vertisole und Paravertisole der Mare werden in Kapitel 4.4.1.4. behandelt.

Die Altdünenprofile 28886 1 , 1484 8 und 4484 1

Als in jeder Hinsicht typische Altdünenverwitterungsprofile werden zwei weitere Beispiele ausgewählt. Das Profil 1484 8 liegt 90 km östlich Zinder (ca. 500 mm/a). Das Profil 28886 1 wurde 40 km nordöstlich Tahoua (ca. 350 mm/a) an der Straße nach Agadez aufgenommen (Photo 18). Ein weiteres Profil (4484 1) wird aus dem Bereich westnordwestlich der Stadt Maradi vorgestellt. Bei diesen Profilen handelt es sich um Standardprofile, d.h. um die typischen Verwitterungsformen der sahelischen Altdünen.

Das Profil 28886 1 zeigt in nahezu idealer Form, wie die Verwitterungsintensität mit zunehmender Profiltiefe abnimmt (Abb. 53). Auf den bräunlich gefärbten A-Horizont mit wiederum nur geringen Gehalten an organischer Substanz von 0.4% folgt ein in 60 cm Tiefe auslaufender rotbrauner B-Horizont, der schließlich in das nur gering verwitterte Dünensandmaterial übergeht. Auch die Korngrößenverteilung belegt die kräftigere Verwitterung des oberen Profiltails mit nach unten abnehmenden Tongehalten von 5.9%, die schließlich auf 2.5% zurückgehen.

Ein identisches Bild zeigt das Profil 1484 8 (Analysedaten im Anhang). Auf den 20 cm starken A-Horizont folgt bis in eine Tiefe von 100 cm die Rubefizierungszone, welcher sich der heller gefärbte Bereich des Unterbodens anschließt. Wie überall ist der Boden tiefgreifend durchwurzelt, ohne daß die Gehalte des Feinbodens an organischer Substanz höher wären. Sehr selten werden im A-Horizont Gehalte um 1% an organischer Substanz erreicht. Die Mineralisierung des biologischen Bestandabfalls erfolgt, begünstigt durch die Substrateigenschaften, sehr schnell, so daß es zu keiner nennenswerten Anreicherung kommt.

Profil 28886 1

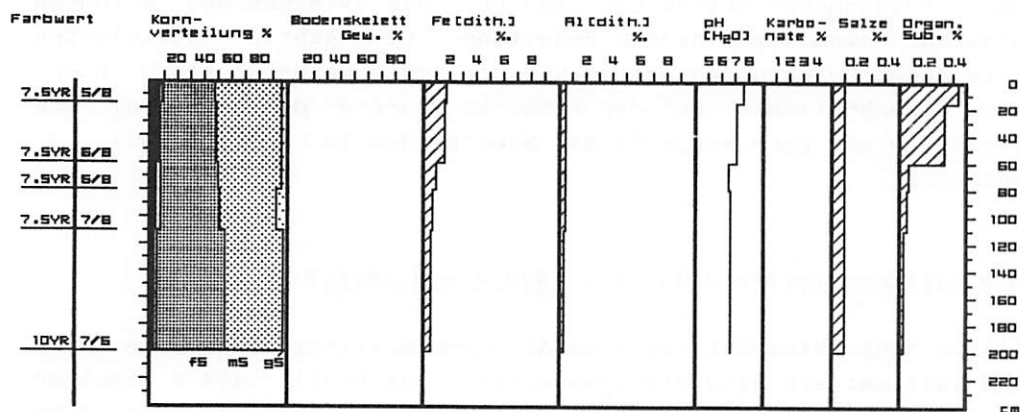


Abb. 53. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 28886 1.

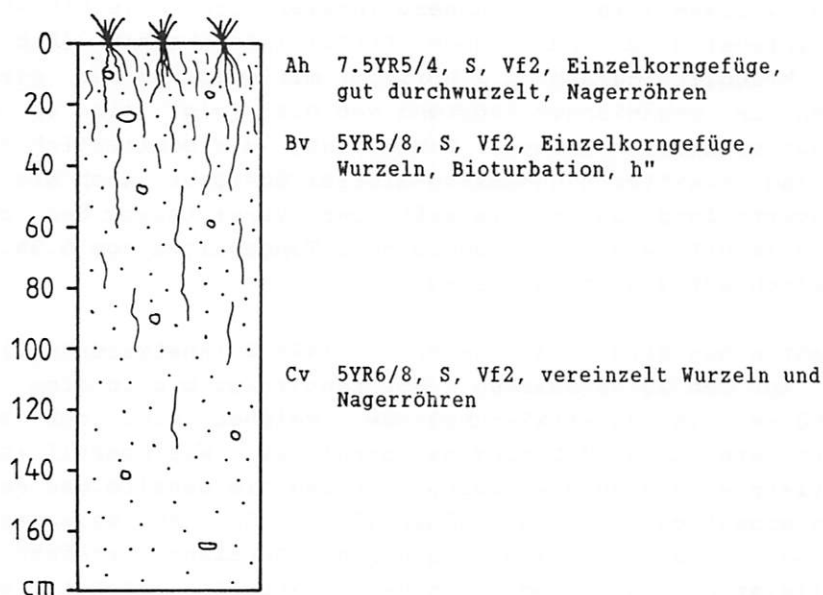


Abb. 54. Profil 1484 8.

Im Bereich der Rotfärbung ist das Material am kräftigsten verfestigt. Die pedogenen Eisenoxide dienen offensichtlich bereits mit einem Gehalt von lediglich 0.13% ($\text{Fe}_{\text{ditb.}}$) als Bindemittel zwischen den einzelnen Mineralkörnern.

Profil 4484 1 liegt 75 km von Maradi entfernt unmittelbar an der Straße, die hier durch ein Altdünengebiet führt. Wie das Profil 17986 1 enthält auch dieses Profil einen begrabenen A-Horizont (Af). Den Profilaufbau verdeutlicht Abb. 55.

Der rezente A-Horizont ist 40 cm stark und gut entwickelt. Er weist ein Säulengefüge auf, enthält insgesamt 10% Ton und Schluff sowie 0.43% organische Substanz. Die Färbung ist rot-grau, das Material gering verfestigt. In 40-100 cm Profiltiefe ist der Verfestigungsgrad deutlich höher. Dieser Bereich unterteilt sich in zwei Horizonte, einen fossilen Af grauer Färbung im Bereich von 40-60 cm und einen rotgefärbten B-Horizont von 60-100 cm. Neben der Färbung verdeutlichen am besten die schwankenden Humusgehalte die Horizontabfolgen (siehe Abb. 56). Auf den B-Horizont folgt ein schwächer rötlich gefärbter Verwitterungsbereich, der in geringerem Maße verfestigt ist, obwohl die Gehalte an pedogenem Gesamteisen ($\text{Fe}_{\text{ditb.}}$) mit 0.3% nicht abnehmen.

Die Kornverteilung läßt erkennen, daß die Verwitterung den gesamten Dünenkörper im Aufschlußbereich bei Feinstmaterialgehalten zwischen 10% im A-Horizont und 15% im Profiltiefsten (300 cm) erfaßt. Lessivierungsprozesse sind aufgrund der Zunahme der Tonfraktion zum Profiltiefsten hin anzunehmen, können jedoch nicht bewiesen werden, da Strukturproben zur mikromorphologischen Untersuchung fehlen. Die Tonfraktion setzt sich aus Kaolinit mit untergeordneten Gehalten an Illit zusammen.

Die Schwermineralanalyse zeigt die für diese Altdünensande typische Dominanz der stabilen Gruppe (Zirkon, Turmalin, Rutil) mit Anteilen von > 90% am Gesamtspektrum. Dabei unterscheidet sich der jüngste, aufgewehte Horizont nicht von dem unterlagernden Material (Abb. 57).

Auch im später aufgelagerten Material des rezenten A-Horizontes sind die Einzelkörner der Sandfraktion rundum von Fe-Oxidhäutchen umgeben. Dem Material junger Aufwehungen fehlt diese geschlossene Oxidhülle. Sie platzt offensichtlich auch im Zuge lokaler Umlage-

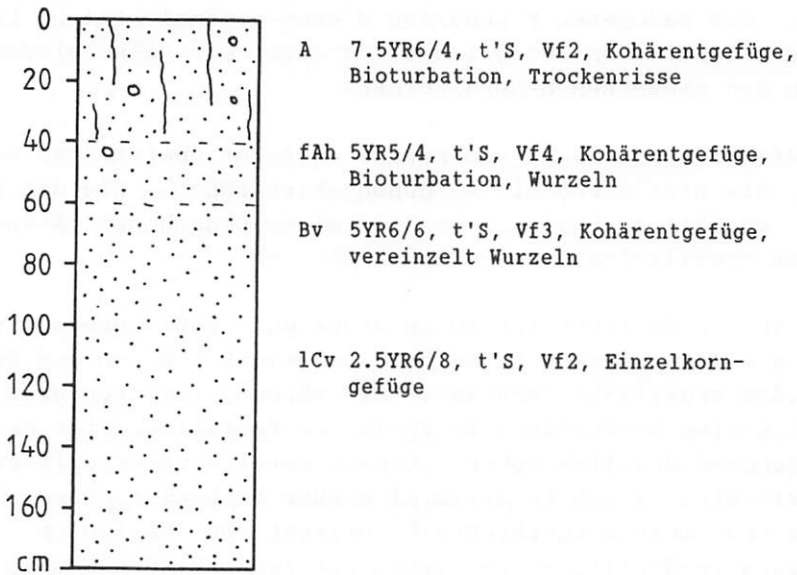


Abb. 55. Profil 4484 1.

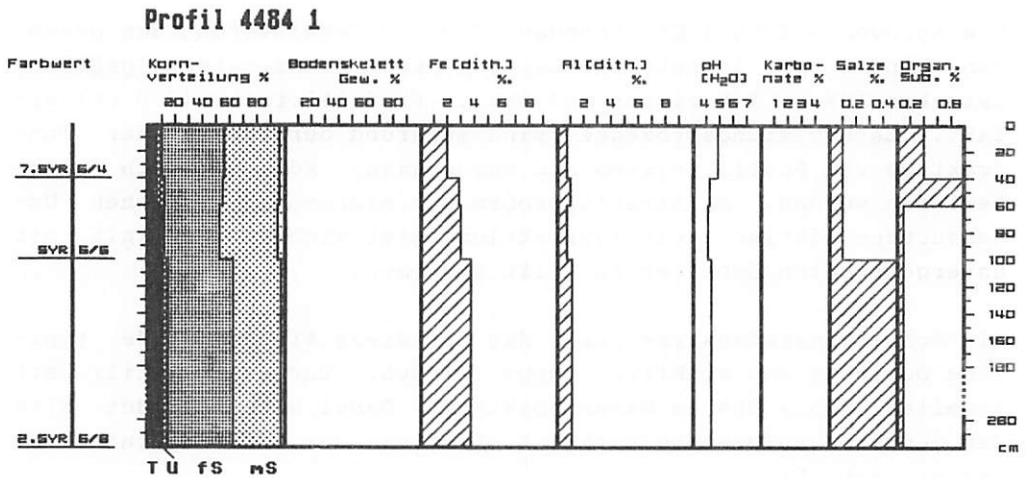


Abb. 56. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 4484 1.

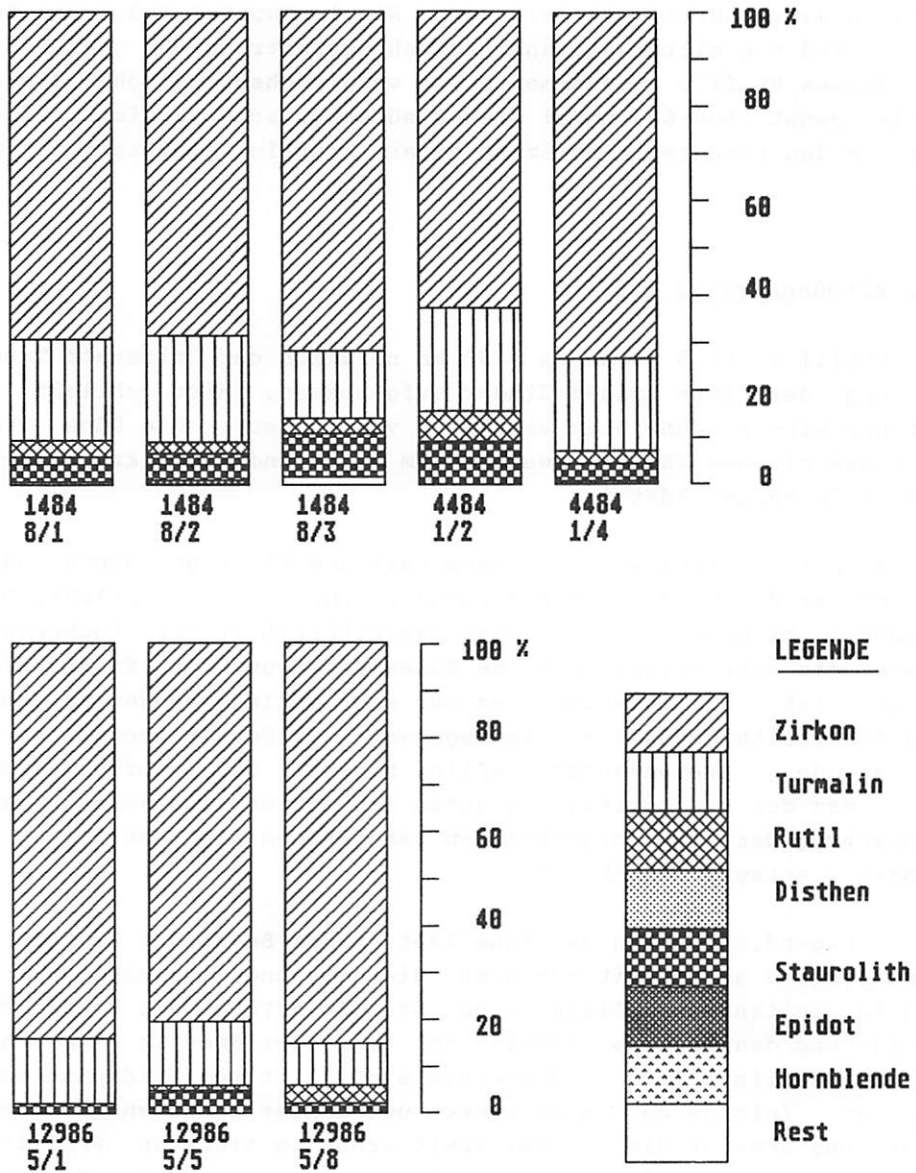


Abb. 57. Schwermineralogie der Profile 1484 8, 4484 1 und 12986 5.

rungen schnell ab. Der Vergleich zeigt daher, daß es sich bei dem Substrat des A-Horizontes um keine junge Aufwehung, etwa der letzten Jahrhunderte, handeln kann. Wie in Kapitel 5.2. auszuführen, wird ein mittelholozäner Aufwehungszeitraum der obersten 40 cm dieses Profils angenommen. Die vergleichsweise hohe Niederschlagsgunst (500-600 mm/a) dieser südsahelischen Region reichte aus, um den rezenten A-Horizont derart kräftig verwittern zu lassen.

Das Altdünenprofil 12986 5

Das Profil 12986 5 wurde ca. 30 km nördlich der Ortschaft Tanout entlang der Piste Agadez-Zinder aufgenommen. Hier schließt ein Gerinne eine Altdüne über eine Höhe von 3 m auf. Die Düne liegt in einem kleinen Tälchen, welches im anstehenden oberkretazischen Sandstein ausgebildet ist.

Trotz der unmittelbaren Nachbarschaft des höher gelegenen Sandsteins ist das Profil vom Anstehenden gänzlich unbeeinflusst. Dies verdeutlicht neben der absoluten Skelettfreiheit des Lockersedimentes die schwermineralogische Zusammensetzung der fS-Fraktion. Neben Zirkon und Turmalin sind nur sehr geringe Mengen an Rutil und Staurolith enthalten. Im Gegensatz zur Schwermineralogie des Anstehenden treten ausschließlich Minerale der stabilen Gruppe auf, was der als typisch erkannten schwermineralogischen Zusammensetzung der hier vorgestellten saharischen wie sahelischen Dünensande entspricht (Abb. 57).

Die Röntgendiffraktion der Tone läßt an der Basis des Profils höhere Gehalte an Smectit erkennen, die hier ungefähr gleichauf mit den Kaolinitanteilen liegen (Abb. 58). Im Bereich der kräftigsten Rotfärbung des Profils (110-160 cm) tritt der Smectit etwas hinter den Kaolinit zurück. Weiterhin sind Illit und Feldspäte nachweisbar. Infolge der intensiveren und länger anhaltenden Durchfeuchtung scheint die Silikatverwitterung im tieferen Profilteil intensiver abzulaufen. Bei der Profilaufnahme Mitte September 1986 war das gesamte Profil gut durchfeuchtet (s.u., Bodenfeuchte um 4%, Jahresniederschläge 300 mm).

Aufgrund der Tallage der Düne trifft man wiederum auf eine markant ausgebildete Zone hydromorpher Beeinflussung im unteren Pro-

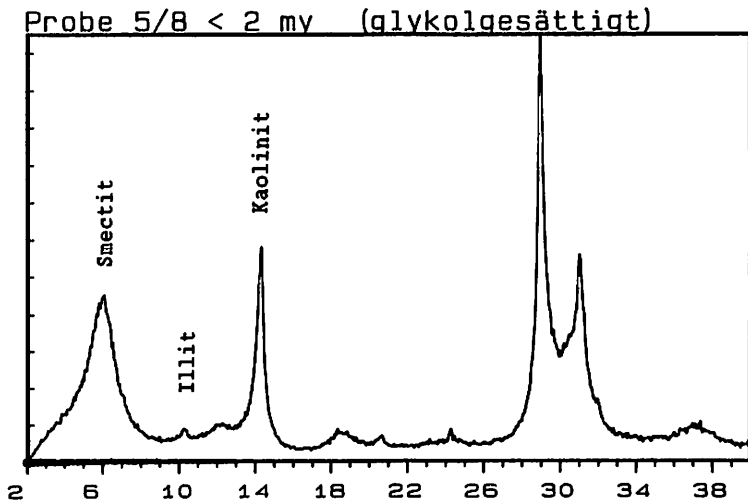
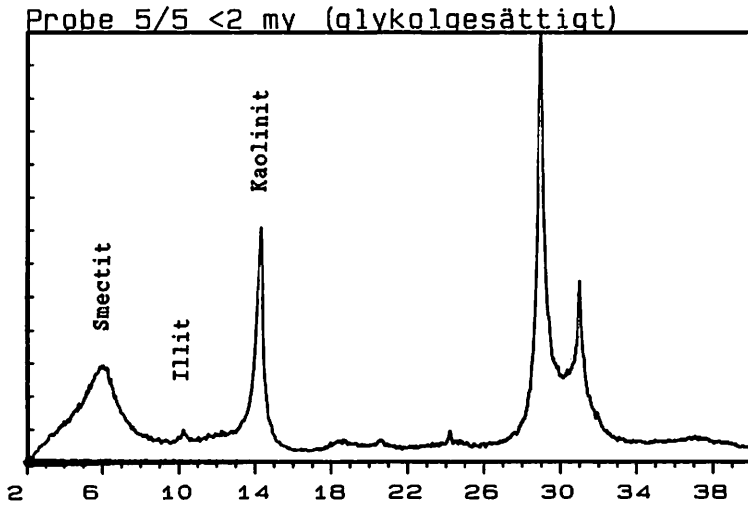


Abb. 58. Tonmineralogie des Profils 12986 5.

filteil. Auf die Reduktionszone folgt im Profil nach oben hin ein Bereich kräftiger Rubefizierung. Die Rubefizierungszone geht allmählich in einen lediglich schwach rötlich gefärbten Horizont über, der von einem fossilen A-Horizont bedeckt wird. Der Af-Horizont wurde im Gelände als graufarbene Partie erkannt und ist darüber hinaus analytisch mit Hilfe von Sprüngen innerhalb der Kornverteilung sowie des Humusgehaltes belegt. Der in 45 cm Stärke den Af-Horizont überlagernde jüngere Flugsand trägt auch als Folge der landwirtschaftlichen Nutzung einen schwach entwickelten und degradierten A-Horizont.

Die hydromorphe Überprägung des unteren Profilverteils stellt einen rezenten Prozeß dar. Auch Rubefizierung dürfte gegenwärtig zu Zeiten der Durchfeuchtung des Bodenmaterials stattfinden. Zum Zeitpunkt der Beprobung im September 1986 betrug die Bodenfeuchte durchgehend im Mittel 4%. Entlang der 300 mm-Isohyete reichen die Niederschläge also aus, um den im Beprobungsbereich in einer Höhe von 3 m aufgeschlossenen Dünenkörper bis zur Basis nachhaltig zu durchfeuchten.

Einschränkend im Hinblick auf konträre Beobachtungen an einer weiter südlich gelegenen Altdüne (Profil 14986 2), die nachfolgend beschrieben wird, ist festzuhalten, daß die Niederschläge im vorliegenden Fall von keinerlei oberflächlichen Verkrustungen an der Versickerung gehindert sind, der lockere A-Horizont die Infiltration fördert und Oberflächenabfluß somit weitgehend unterbindet.

Das Altdünenprofil 14986 2

In der Umgebung von Tanout tritt eine Besonderheit auf. Die Altdünen und ihre Bodenbildungen sind nicht immer in der bislang aufgezeigten Form erhalten, sondern bereits in erheblichem Maße abgetragen (Photo 14). Diese Altdünen heben sich im Gelände schon rein äußerlich durch nahezu vollständige Vegetationslosigkeit ab, während Altdünen und umgelagerte Altdünensande sonst, wie erwähnt, bevorzugte Standorte des Hirseanbaus sind.

Die Vegetationslosigkeit ist auf eine kräftige Verhärtung der Dünenoberfläche zurückzuführen. Dafür sind insbesondere erhöhte Gehalte an pedogenem Gesamteisen der rubefizierten Horizonte in

Verbindung mit erhöhten Gehalten an Schluff und Ton verantwortlich zu machen, die nach der Regenzeit das oberflächennahe Material verbacken lassen. Dieser Prozeß wird während der Regenzeit zwar umgekehrt. Bodenfeuchtemessungen im September 1986 auf einer solchen vegetationslosen Düne ergaben auch hier in den oberen Horizonten Wassergehalte von 1-5%, wobei jedoch nicht geklärt ist, inwieweit es sich um tatsächlich pflanzenverfügbares Wasser handelt.

Offensichtlich vermögen sich die Pflanzensamen über die lang andauernde Trockenzeit auf der harten, nur selten Vertiefungen bietenden Dünenoberfläche kaum zu halten. Mit den ersten kräftigen konvektiven Regenfällen bei Einsetzen der Regenzeit werden sie infolge der stark gehemmten Infiltration vor dem eigentlichen Keimungsvorgang fortgespült.

25 km südsüdwestlich Tanout wurde westlich der Piste im Bereich der isoliert stehenden Inselberge von Baban Birni, die aus oberkretazischen Silt- und Sandsteinen aufgebaut sind, eine solche Altdüne eingehend untersucht.

Die Altdüne besitzt die Form eines flachen Rückens und weist eine beachtliche Breite von etwa 200 m auf (Photo 14). Ihre Längserstreckung beträgt etwa einen Kilometer. Es handelt sich um eine annähernd Nordost-Südwest orientierte Längsdüne, die ehemals hoch am Hang des etwa 1 km westlich gelegenen Inselberges hinaufreichte. Der Dünenkörper wird von zahlreichen kleinen Rinnen durchzogen. Heute ist das gleichsinnige Gefälle nach Osten hin durch ein kleines Gerinne, welches von der Stufe herabkommt und auf dem westlichen Teil des Dünenrückens verläuft, unterbrochen. Die auf der Düne liegenden Gesteinsblöcke und Handstücke zeugen von einem ehemaligen, fluvialen Transport über die Düne hinweg.

In ihrem östlichen Teil ist die Düne von einem großen Gerinne, das den Dünenkörper umfließt und unterschneidet, in ihrer gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Profil 14986 2 besitzt dort eine Gesamthöhe von 6 m. Unter dem 3.5 m mächtigen Dünensand steht unter Umlagerungshorizonten das Siltgestein des Liegenden des nahen Inselberges an (siehe Abb. 59).

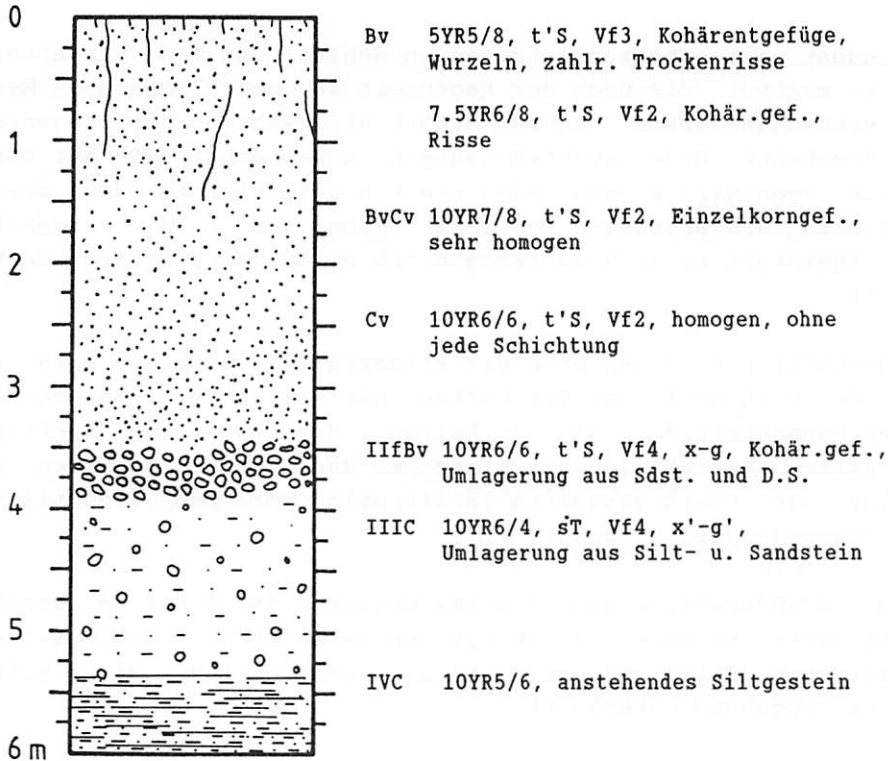


Abb. 59. Profil 14986 2 (siehe auch Photo 14.).

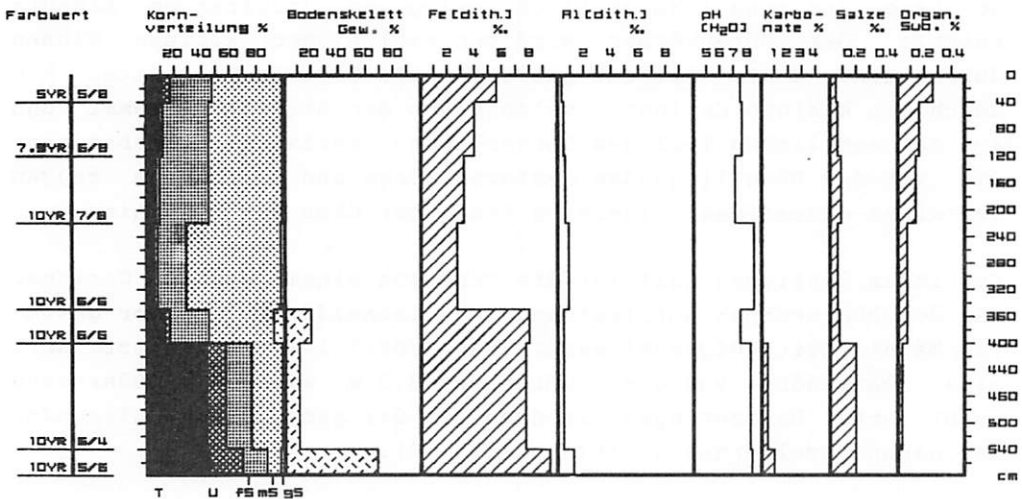


Abb. 60. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 14986 2.

Der Profilaufbau stellt sich folgendermaßen dar. Der alte, kräftig rubefizierte B-Horizont reicht heute bis an die Oberfläche. Als Horizont der intensivsten Verwitterung enthält er in seinem obersten Bereich mit 10.7% die höchsten Tongehalte; der Anteil der Fraktionen $< 63\mu$ ist mit 17.6% ausgesprochen hoch (Abb. 60). Vermutlich handelt es sich um den alten Bt-Horizont.

Entsprechend der abnehmenden Verwitterungsintensität folgt auf den rubefizierten Bereich ab 1.3 m Tiefe ein heller gefärbter Horizont. Dennoch werden Tongehalte von 6.4% erreicht. Ab 2.3 m Profiltiefe folgt ein gebleichter Horizont, der Oxidationsflecken aufweist und kräftig verfestigt ist. Die ehemalige Stauwasser-sole liegt im Bereich von 3.3-3.5 m. Der Stauwasser-Horizont besteht aus einem verlehnten Umlagerungsprodukt, welches in größeren Mengen Gerölle des Stufenanstehenden enthält.

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Düne ist ausgesprochen einheitlich; lediglich im untersten Bereich des Reduktionshorizontes nimmt der mS-Anteil zu Lasten des fS-Anteils um rund 14% auf insgesamt 68% zu. Möglichenfalls dokumentiert diese Verschiebung ähnlich dem Profil 17986 2 im Bergland von Koutous höhere Windgeschwindigkeiten zu Beginn der Dünenaufwehung. Das Profil ist im Bereich des Altdünenkörpers absolut skelettfrei. Auch der gS-Gehalt ist sehr gering (vgl. Abb. 60). Wie zu erwarten, zeichnet auch das schwermineralogische Spektrum für die Düne ein einheitliches Bild. Es dominieren typischerweise wiederum Minerale der stabilen Gruppe, was der Schwermineralogie der anstehenden marinen Oberkreide nicht entspricht.

Die Tonfraktion des rubefizierten Bereichs des Bodens setzt sich aus Kaolinit und wiederum zu einem bedeutenden Anteil aus Smectit und Illit zusammen (Abb. 61). Auch Feldspäte sind enthalten. Es handelt sich also keineswegs um ein Verwitterungsendstadium. Das Mol-Verhältnis $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ der Tone beträgt 3.25 und charakterisiert einen siallitischen Verwitterungstyp. Hierin ist erneut ein Indiz für die Annahme zu sehen, daß die regional anstehenden Gesteine wichtige (Mit-)Lieferanten des die Dünen aufbauenden Sandmaterials sind. Weiterführende sedimentologische Untersuchungen könnten hinsichtlich dieser Fragestellung Klarheit bringen. Vergleichbare Verhältnisse hinsichtlich der Tonmineralogie liegen bei Profil 12986 5 vor (s.o.), das ungefähr 35 km nördlich aufgenommen wurde.

Eine Vererbung der Tone aus dem anstehenden Gestein der Umgebung erscheint auch in diesem Fall ausgeschlossen, da es sich bei dem Substrat der Bodenbildung einwandfrei um Dünensande handelt. Schluff und Ton werden bei Windgeschwindigkeiten, die einen Sandtransport in derartigem Umfang bewirken, stets ausgeweht. Die mS-Dominanz innerhalb der Altdünenprofile läßt für die Zeit der Dünenaufwehung generell hohe Windgeschwindigkeiten erwarten. Die Schluff- und Tongehalte sowie die mineralogische Zusammensetzung der Altdünen sind ausnahmslos Produkte einer in situ-Verwitterung der Dünensande.

Die Altdüne 14986 2 ist in beträchtlichem Umfang abgetragen. Eine eingehendere Untersuchung der Dünenoberfläche ließ eine Vielzahl kräftiger Wurzelrelikte erkennen, welche mehr oder weniger horizontal verlaufen. Diese Wurzeln müssen ehemals schätzungsweise in 1 m Tiefe gelegen haben, wie der Vergleich mit anderen Profilen, die eine intakte Gras- und Strauchvegetation tragen, vermuten läßt. Der Abtrag der obersten Bodenhorizonte ist in diesem Fall ein älterer Vorgang, der nicht mit den jüngeren Desertifikationserscheinungen in Zusammenhang gebracht werden kann.

Auch die Nivellierung über das kleine Gerinne hinweg, welches den Dünenkörper heute oberflächlich durchzieht, ergibt einen flächenhaften Materialabtrag von mindestens 1 m. Höhere Abtragswerte erscheinen durchaus wahrscheinlich. Gegenwärtig sind die Abtragsprozesse jedoch sehr gehemmt. Dies zeigen Akaziengebüsche, die in engen Einschnitten der Dünen wachsen, ohne daß ihr Wurzelwerk in bedeutendem Maße und in für junge Erosionsanrisse typischer Weise freigelegt wäre. Die Akazien werden auf ein Alter von 10-15 Jahren geschätzt.

Die kräftige Verfestigung der Dünenoberfläche ist, wie erwähnt, eine Folge der mit 0.56% vergleichsweise leicht erhöhten Gehalte an pedogenem Eisen (Fe_{d11b}) in Verbindung mit den hohen Feinstbodenanteilen der Fraktionen $< 63 \mu$. Aufgrund ihres Gefälles nach allen Seiten und der betonartigen Verfestigung am Ende der Trockenzeit ist der Oberflächenabfluß der regenzeitlichen Niederschläge hoch, die Infiltrationsrate gering. So zeigte der oberste Horizont zum Zeitpunkt der Beprobung Mitte September 1986 trotz ergiebigerer Niederschläge in den vorausgegangenen Tagen nur eine sehr geringe Durchfeuchtung mit einem Wassergehalt von 0.2%; die tieferen Profilteile waren absolut trocken.

Aufgrund dieser Beobachtung muß davon ausgegangen werden, daß die Pedogenese zumindest im Aufschlußbereich heute sehr gehemmt verläuft. In tieferen Bereichen des Profils dürfte sie weitgehend ruhen, so daß die alten Bodenmerkmale kaum überformt wurden. Dies gilt mit Sicherheit für den hydromorph geprägten Profilmittelteil, der 3 m über dem heutigen Bett des Gerinnes liegt und daher von dessen Wasserführung nicht beeinflußt werden kann. Die Niederschläge allein (300 mm/a) vermögen den Dünenkörper in diesem Fall offensichtlich nicht bis in diese Tiefe zu durchfeuchten (s.o.), was neben der isolierten Lage der Altdüne auf die Verkrustung ihrer Oberfläche zurückzuführen ist. Weiterhin ist das Auftreten von Hangzugwasser auf der alten Stauwassersohle zur Zeit wenig wahrscheinlich, eine Aussage, die sich auf die Beobachtungen während der weit vorgeschrittenen und ergiebigen Regenzeit zum Zeitpunkt der Beprobung stützt.

Auch die Rubefizierung im oberen Profilmittelteil entstammt offensichtlich einem klimatisch begünstigteren, vorzeitlichen Verwitterungszeitraum. Letztlich verdeutlicht das Fehlen eines echten Bodengefüges die pedogenetische Inaktivität. Bei diesem Bodenprofil handelt es sich eindeutig um einen Paläoboden.

Kraft der Isolierung und Vegetationsfreiheit sowie der pedologischen Charakteristika hebt sich die Düne deutlich von allen anderen hier vorgestellten Altdünen des nigrischen Sahel ab. Wie bereits erwähnt, stellt die Düne jedoch innerhalb der Region von Tanout keinen Einzelfall dar. Der Frage, ob diese Dünen älter als die bislang vorgestellten Altdünen des nigrischen Sahel sind, wird in Kap. 5.2. nachgegangen.

Von besonderem Interesse ist auch der Aufschlußbereich unterhalb des Dünenkörpers. Den anstehenden blättrigen Siltstein bedecken verschiedene Umlagerungshorizonte (siehe Abb. 59). Es handelt sich um prädünenzeitliche Wadisedimente. Auf dem Siltstein liegt ein etwa 1.5 m mächtiger Horizont. Er enthält hauptsächlich Material des umgelagerten, anstehenden Siltsteins, aber auch Sandsteingerölle vom Hangenden des Inselberges. Darauf folgt in einer Mächtigkeit von 0.5 m ein Geröllhorizont ebenfalls aus Sandmaterial des hangenden Sandsteins. Dieser wird von dem oben bereits beschriebenen (Lehm-) Horizont im Bereich von 330-350 cm Profiltiefe zum hangenden Dünensandkörper hin abgeschlossen. Er enthält ein Gemenge aus Ton, Sand und Sandsteingeröllen.

Offensichtlich floß das Gerinne, welches die Altdüne heute über ihre gesamte Mächtigkeit von 3.5 m aufschließt und nach Osten begrenzt, schon vor der Ablagerung der Düne an gleicher Stelle. Es tritt etwa 2 km wadiaufwärts aus einem tiefen Einschnitt der Inselbergflanke aus. Die Düne drängte es nach Osten ab, so daß es im Zuge der Rückverlagerung in sein altes, etwas tiefer gelegenes Bett den östlichen Teil der Düne ausräumte. Bemerkenswert ist die Feststellung, daß das Gerinne gegenwärtig keine Schotter und Gerölle führt und offensichtlich auch über das gesamte Holozän hinweg nicht führte. Der Zeitraum vor der Aufwehung der Dünensande muß also zumindest episodisch ausgesprochen ergiebige Niederschläge mit einem gegenüber der Jetztzeit sehr viel kräftigeren Abkommen des Gewässers gekannt haben. Eine generalisierende Interpretation auf der Grundlage dieser Einzelbeobachtung ist jedoch nicht möglich.

Dem Gerinne aufwärts folgend schneidet der heutige Gerinnelauf seinen prädünenzeitlichen Terrassenkörper ebenfalls bis auf das anstehende Siltgestein an. Der Aufbau entspricht den oben beschriebenen Verhältnissen, es fehlt hier lediglich der auflagernde Dünenkörper. Jedoch erscheint der oberste, verlehnte Horizont im Sinne einer Bodenbildung verwittert. Von seiten der Laboranalysen fällt der deutlich erhöhte Gehalt an organischer Substanz von 0.5% auf, der dem vergleichbaren Horizont unterhalb des Dünenkörpers fehlt. Vermutlich wurde die mit Sicherheit auch hier vorhandene, in diesem Fall jedoch dünnere Flugsandbedeckung recht bald ausgeräumt, so daß parallel zur Verwitterung des Altdünenkörpers über einen kürzeren Zeitraum pedogenetische Prozesse in Gang gesetzt wurden.

Die Annahme einer älteren, prädünenzeitlichen Bodenentwicklung erscheint weniger plausibel, da das Profil 14986 2 keine derartige fossile Bodenbildung im entsprechenden Bereich aufweist, und die identische Horizontabfolge die vollständige Erosion eines entsprechenden, humosen Horizontes im Bereich des Altdünenaufschlusses ausschließt.

Im weiten Umland stockt auf lockereren, umgelagerten Sanden Hirse. Diese Sande sind rötlich gefärbt und stellen wahrscheinlich vertragene Materialien der ehemaligen Dünenkörper dar. Eine Flugsandaufwehung im Anschluß an die tiefgreifende Verwitterung und Bodenbildung der Altdünen während nachfolgend ariderer Zeit-

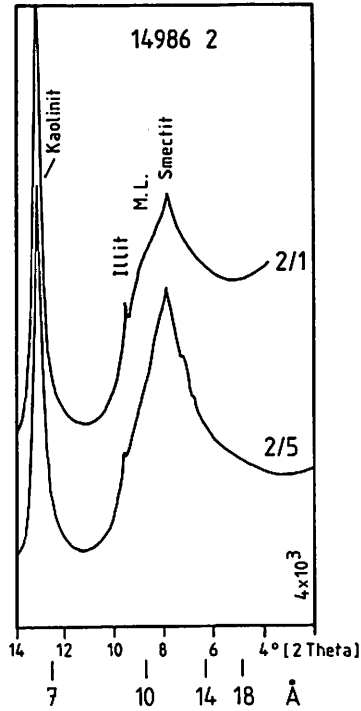


Abb. 61. Tonmineralogie des Altdünen-Profiles 14986 2.

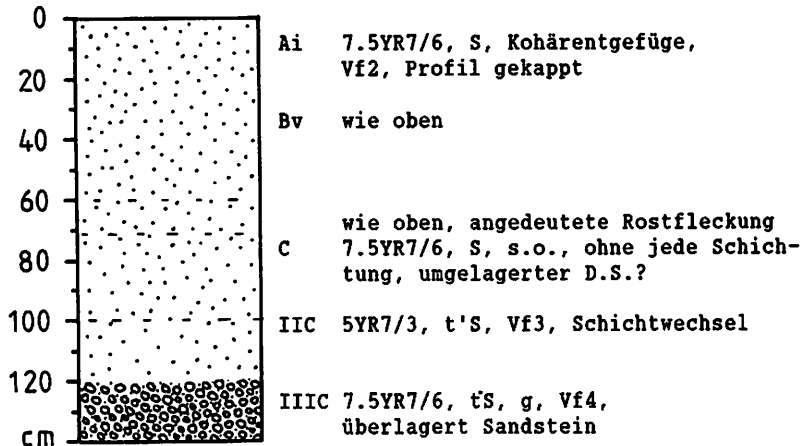


Abb. 62. Profil 11986 3.

räume ist nicht auszuschließen. Jedoch scheint es sich um regional begrenzte Umlagerungen zu handeln, die nicht als weiträumige neuerliche Dünenaufwehung zu werten sind.

Ältere, pleistozäne Paläoböden auf Dünensand

Südlich der Stufe von Tiguidit - und damit nördlich der soeben beschriebenen Lokalität in der Umgebung von Tanout - durchfährt man, der Piste Agadez-Zinder folgend, ein welliges Relief, welches vielfach von Nordost-Südwest verlaufenden Talungen durchzogen wird. Die breiten Rücken zwischen diesen Talungen sind von flachen Altdünen bedeckt. Höhere Dünenformen sind selten. Die Flug-sandablagerung während der letzten großen Dünenbildungsphase erfolgte hier eher flächenhaft gleichmäßig in Form von Sanddecken. Die nachfolgende Feuchtzeit verstärkte diesen reliefbegleichenden Prozeß noch durch Materialverlagerung in die Talungen (vgl. TALBOT & WILLIAMS 1979). Infolgedessen tritt an manchen Stellen der Rücken und sanftgeneigten Hangpartien das die Altdünen Unterlagernde zu Tage.

Erstaunlicherweise handelt es sich dabei selten um die hier anstehenden Sandsteine des Continental hamadien, sondern um verfestigte, rubefizierte Sande, die wiederum hin und wieder einer ebenfalls rotgefärbten Geröll- beziehungsweise Kiesschicht aufliegen. Die Kiesschicht ist zementartig verfestigt. Die Sedimente sind meines Wissens bislang nicht beschrieben. Abb. 62 stellt anhand des Profils 11986 3 die Situation dar.

Die Kiesschicht stellt eine Umlagerung von Detritus der konglomeratischen Sandsteine des Continental hamadien dar. Die Kiese fanden wir nur an zwei Stellen aufgeschlossen, einmal infolge einer durch den Straßenbau entstandenen Grube auf einem der Geländerücken, zum zweiten Mal in einer Erosionsrinne im oberen Hangbereich eines solchen Rückens. Inwieweit die Kies- und Geröllschicht flächig ausgebildet ist, ist bislang offen. Diese Schicht wird von einem kräftig verwitterten und verfestigten Sand bedeckt, dessen Herkunft an diesem Profil nicht eindeutig zu klären ist.

An anderer Stelle unweit dieses Profils finden sich die kräftig verwitterten Sande neuerlich. Sie sind weitaus kräftiger verwittert und damit ohne Zweifel älter als die noch in Vollform erhal-

Profil 12986 1

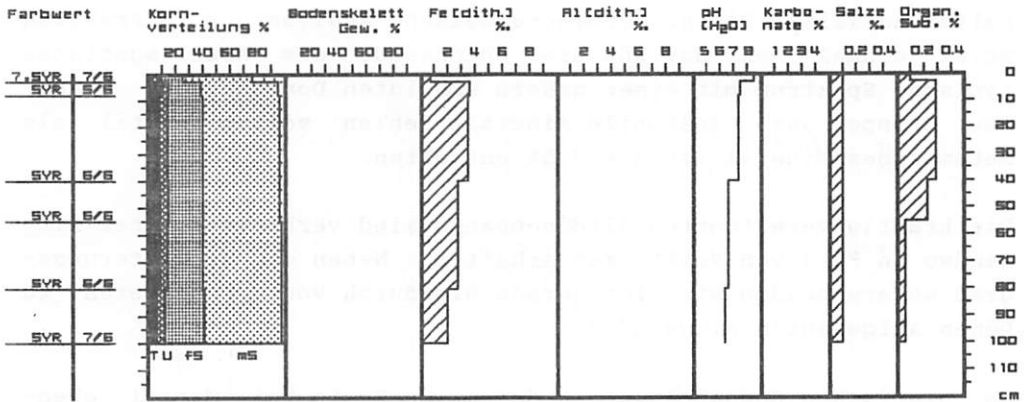


Abb. 63. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 12986 1.

tenen Altdünen. Profil 12986 1 schließt einen solchen Boden auf. Es liegt im mittleren, nordwestlichen Hangbereich eines der langgestreckten Rücken. Zum Zeitpunkt der Profilaufnahme war es infolge der sommerlichen monsonalen Regenfälle und der topographischen Lage tiefgreifend durchfeuchtet und daher auch nicht verfestigt.

Der Boden ist als *Luvic Arenosol* beziehungsweise als typischer *Sol ferrugineux tropical lessivé* anzusprechen. Er wird von einer 5 cm starken Schicht lockeren Sandes bedeckt. Diese Auflage ist hierhin verschwemmt worden, wie die hohen Grobsand-Anteile von 23% erkennen lassen (Abb. 63). Darunter folgt der tief entwickelte Bt-Horizont aus schwach lehmigen Sanden. Die Feinstmaterialgehalte und der Verwitterungsgrad sind mit der Tiefe mehr oder weniger gleichbleibend. Tonverlagerung muß angenommen werden. Der oder die Eluvialhorizonte fehlen, das Profil ist gekappt. Lediglich die Gehalte an pedogenem Eisen nehmen mit der Tiefe leicht ab. Trotz der intensiven Färbung (bright reddish brown) liegen die Fe_{dith.}-Werte mit maximal 0.4% wie gewohnt recht niedrig. Ein rezenter A-Horizont fehlt.

Das Korngrößenspektrum weist einen Altdünensand mit geringen

gS-Gehalten und einer klaren mS-Dominanz aus. Die Schluff- und Tongehalte liegen zwischen 12 und 15%. Die Röntgendiffraktion der Tonfraktion ergibt eine Kaolinit-Dominanz mit untergeordneten Gehalten an Illit. Die schwermineralogische Analyse der fS-Fraktion weist einmal mehr das für die Dünensande des Arbeitsgebietes typische Spektrum mit einer nahezu absoluten Dominanz der stabilen Gruppe aus. Instabile Minerale fehlen völlig. Rutil als metamorphes Mineral ist mit 3.5% enthalten.

Die kräftig verwitterten Altdünensande sind verbreitet, aber nirgendwo in Form von Vollformen erhalten. Neben dem Verwitterungsgrad unterscheiden sie sich gerade hierdurch von den jüngeren, zu Dünen aufgewehten Flugsanden.

Im nigrischen Südsahel wurden derartige Reste bei Maradi ebenfalls weitverbreitet angetroffen. Auch dort sind sie nicht mit den jüngeren, als Vollformen erhaltenen Altdünen zu vergleichen (siehe Profil 4484 1, Abb. 55, 56). Im nachfolgend diskutierten Fall des Profils 20986 3 läßt sich auch eindeutig Lessivierung nachweisen, die mit einer Entbasung des Profils einhergeht (Abb. 64, 65). Die Ansprache des Substrates als Dünen sand wird auch hier von der Analyse der Schwerminerale mitgetragen, die für alle Proben des Profils die für die großen (Alt-) Dünen des Ost-Niger typischen Spektren ausweist.

Bei dem zweiten Beispiel einer alten Dünenverwitterung, Profil 20986 3, handelt es sich ebenfalls um einen reliktschen Boden. Der junge, rezente A-Horizont ist etwa 10 cm mächtig. Darauf folgt ein Bereich bis 30 cm Profiltiefe, der als der heutige Bv-Horizont anzusprechen ist, jedoch gegenüber dem Bereich > 40 cm recht geringe Tongehalte aufweist. Hier liegt die Grenze des alten Al-Horizontes, der durch die rezenten pedogenetischen Prozesse überprägt ist. Der Wechsel wird im Aufschluß bereits über die Färbung deutlich, die von bräunlich zu rötlich umschlägt.

Ab 40 cm Profiltiefe ist der Ton bis auf Gehalte von 24% angereichert. Wiederum dominiert Kaolinit über geringere Gehalte an Illit. Die pedogenen Eisengehalte erreichen 1.3% und damit den höchsten Wert aller bearbeiteten Paläoböden auf Dünensanden im Arbeitsgebiet. Das Profil ist als *Sol ferrugineux tropical lessivé* anzusprechen, nach der FAO-Legende als ein *Luvic Arenosol*.

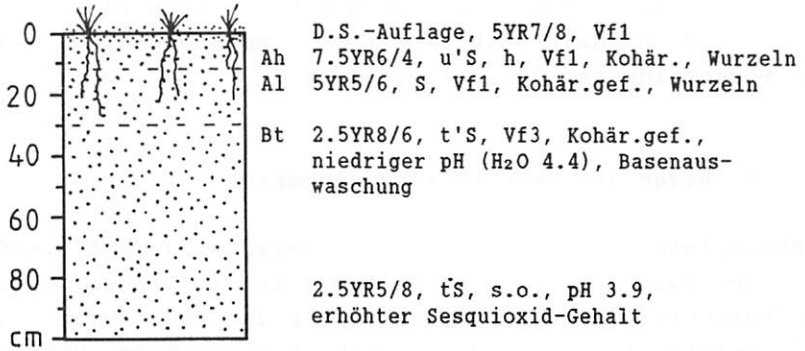


Abb. 64. Dünensandverwitterung des "Erg ancien" bei Maradi (Profil 20986 3).

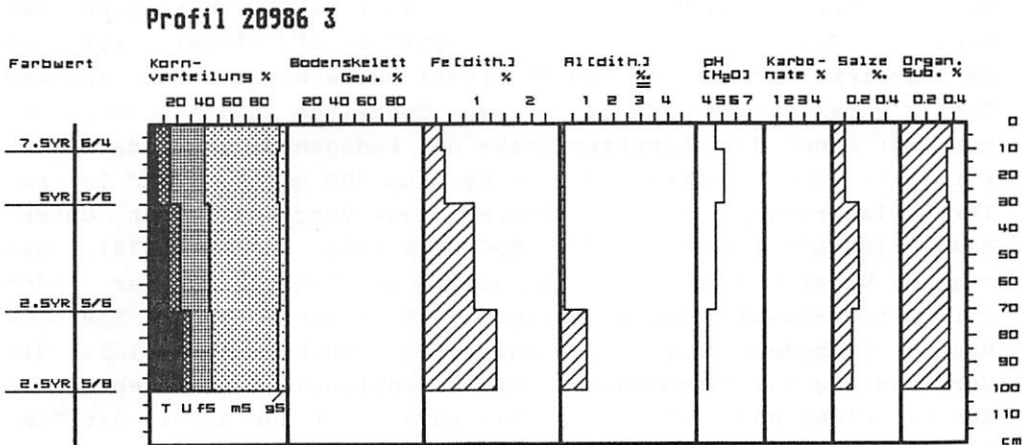


Abb. 65. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 20986 3.

Die bodentypologischen Unterschiede als Ausdruck des Verwitterungsgrades der alten Dünensande lassen sich mit der voneinander abweichenden Breitenlage der Profile erklären. Beide Paläoböden sind als reliktsische Böden erhalten und keineswegs fossil. Von den *Cambic Arenosols* der als Vollformen erhaltenen und das sahelische Relief prägenden Altdünen heben sich beide Profile deutlich ab. Es handelt sich um ältere, wahrscheinlich jungpleistozäne Bodenbildungen (vgl. Kap. 5.2.).

4.4.1.4. Böden der Mare im Altdünengebiet

In abflußlosen Senken (frz.: Mare) zwischen den weitläufigen Altdünen des südlichen nigrischen Sahel ist stellenweise das humose Feinstmaterial der abgetragenen Oberböden zusammengeschwemmt. Darauf entwickelten sich dunkelgraue bis schwarze Vertisole oder Paravertisole als die tonärmere Variante. Der Ah-Horizont ist stets über einen Meter mächtig entwickelt. Der pH-Wert steigt mit zunehmender Profiltiefe an, was für diese Bodentypen charakteristisch ist. Während der jährlichen Durchfeuchtungsperiode findet in den über laterale Zufuhr an Kieselsäure, aber auch an Basen reichen Böden Tonmineralneubildung statt, welche vornehmlich Smectite entstehen läßt.

Mit der Genese und Verwitterung der Smectite in Vertisolen der Republik Tschad beschäftigen sich PAQUET et al. (1966). Auf die umfangreiche Arbeit von STUCKI (1988) wurde bereits an anderer Stelle verwiesen. Die Neubildung von Smectiten in den B_v-Horizonten ist eines der Charakteristika der Pedogenese im sudanischen Klimabereich mit Jahresniederschlägen um 900 mm. Aufgrund lateraler Verlagerungsprozesse kumulieren diese Vorgänge in den Unterhängen (BOULET & PAQUET 1972, BOCQUIER 1973, BOULET 1978). Die eigenen Untersuchungen zur Mineralogie der Tonfraktion der Böden auf Altdünensanden haben gezeigt, daß in den Spektren Smectite häufig in bedeutenden Mengen auftreten. Auch im Sahel läßt die Verwitterung auf Dünensanden, wie beschrieben, derzeit ebenfalls smectitreiche Böden entstehen. Allerdings ist der Anteil der Tonfraktion am gesamten Feinboden eher gering (<10%).

Das Profil 18986 2 wurde im Bereich des nördlichen Berglandes von Koutous aufgenommen. Das zweite Profil (1484 1) liegt im Kristallinegebiet von Mounio 5 km westlich Gouré. Die betreffenden Mare

sind in beiden Fällen von Altdünen umgeben. Jedoch stehen mit den kontinentalen Sandsteinen des Koutous auf der einen und mit den kristallinen Gesteinen der Region von Mounio auf der anderen Seite in der Nähe der Profile unterschiedliche Gesteine an, deren Einfluß sich auch auf die Mare-Böden auswirkt.

Dem Profil 18986 2 aus dem Bergland von Koutous fehlt infolge vergleichsweise niedrigerer Tongehalte von 36% der für Vertisole typische Selbstmulcheffekt. Der Anteil der organischen Substanz ist mit 5.2% sehr hoch, was die Abkunft der Alluvionen aus humosen Oberböden der umliegenden Altdünen hervorhebt. Die Gehalte an Karbonaten und Salzen sind trotz der Muldenlage sehr gering (Abb. 68). Dies ist auf die Substratzusammensetzung der Dünen aus feldspathhaltigen Quarzsanden zurückzuführen.

Ausgesprochen typisch für einen Vertisol der wechselfeuchten Klimate ist die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion (Abb. 67). Neben einem deutlichen Kaolinitanteil dominiert Smectit. Illit ist nicht nachweisbar und liegt bestenfalls in Wechsellagerungen vor. Der sehr hohe Smectitgehalt ist eine Folge der Tonmineralneubildung. In der abflußlosen Mulde ist die Versickerung gehemmt. Es reichern sich schwach alkalische, an Silizium und Magnesium reiche Lösungen an, aus denen die Smectite de novo auskristallisieren.

Der Kaolinit dürfte in die Mulde verschwemmt sein und wurde von den Bodenbildungen der umliegenden Altdünen vererbt. Das Fehlen von Illit unterstützt die Annahme einer Neubildung der Smectite, da er das Bindeglied in der Verwitterungsreihe der Glimmer wäre, an welchen die Substrate ohnehin sehr verarmt sind. Die sehr hohen Smectitgehalte können hier also nicht über eine Verwitterung erklärt werden (vgl. STUCKI 1988).

Offensichtlich sind auch parakristalline Allophane vorhanden, die als röntgenamorphe Bildungen mittels der Röntgendiffraktion kaum dargestellt werden können. Das Auftreten von Allophanen paßt durchaus in das oben charakterisierte Bild des Bodenmilieus.

Das über den geochemischen Gesamtaufschluß der Tonfraktion ermittelte Mol-Verhältnis von $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ergibt den Faktor 4.8 und weist einen kräftig silallitischen Verwitterungstyp aus. Dies steht ganz im Gegensatz zu den an autochthonen Altdünenverwitte-

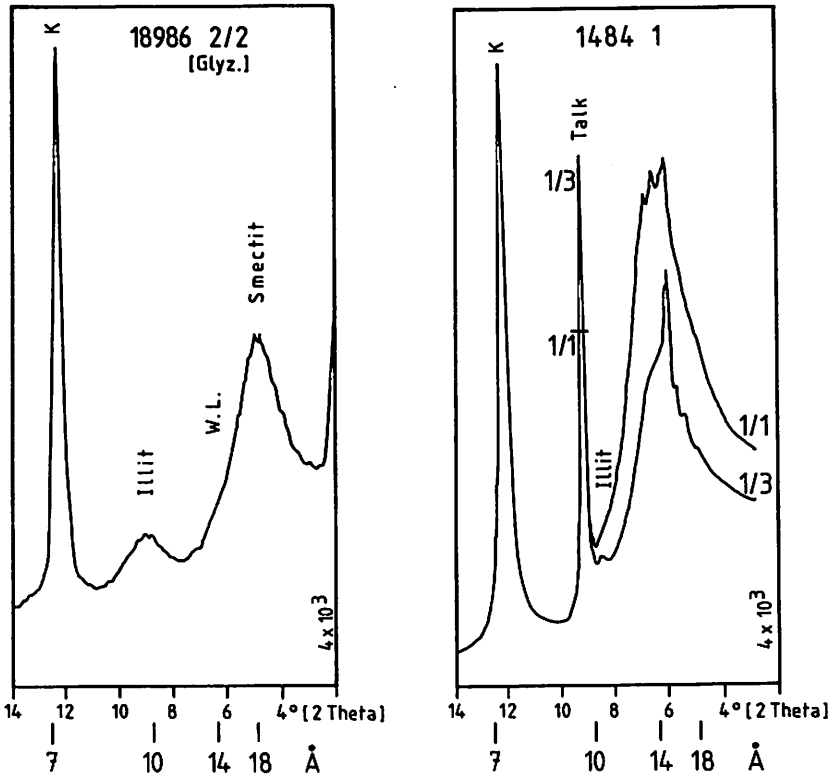


Abb. 67. Tonmineralogie der Profile 18986 2 und 1484 1.

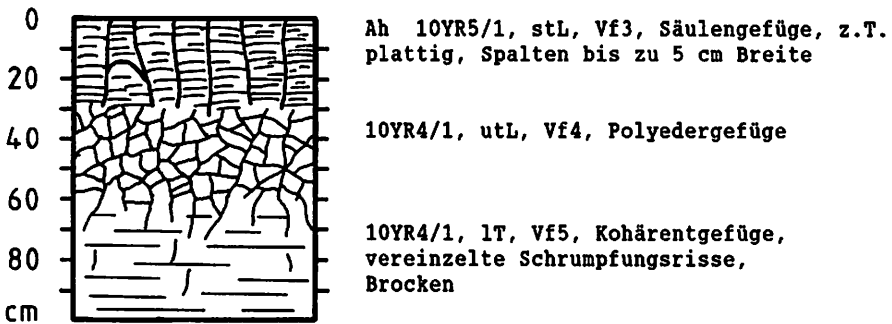


Abb. 66. Profil 1484 1.

Profil 18986 2

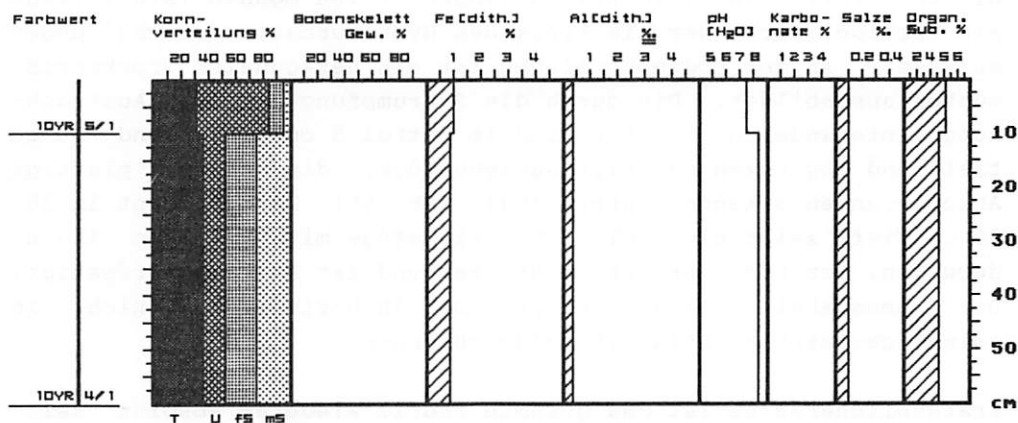


Abb. 68. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 18986 2.

Profil 1484 1

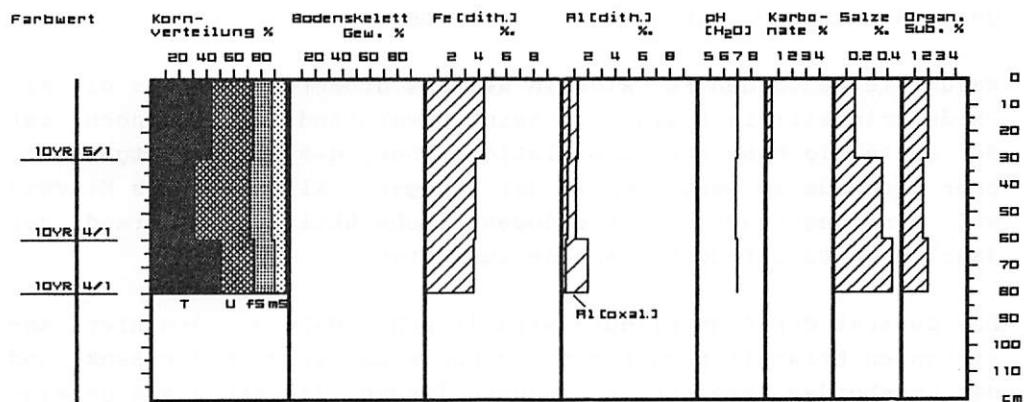


Abb. 69. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 1484 1.

rungen ermittelten Faktoren, die im schwach siallitischen Bereich und häufig auch an der Grenze zum allitischen Bereich (Faktor 2) liegen (Tab. 6).

Mit dem Profil 1484 1 im Kristallengebiet von Mounio (s.o.) liegt ein Vertisol vor, der die typischen Hydroturbationserscheinungen aufweist. An der Bodenoberfläche ist ein hexagonales Trockenrißmuster ausgebildet. Die durch die Schrumpfung infolge Austrocknung entstandenen Spalten sind im Mittel 5 cm breit und 30 cm tief und begrenzen mächtige Säulengefüge, die schwach plattige Absonderungen erkennen lassen (vgl. Abb. 66). Der Horizont in 30-60 cm Tiefe zeigt ein Säulen- bis Rißgefüge mit plattigen Absonderungen. Der Boden bricht in Brocken und ist kräftig verfestigt. Die Humusgehalte liegen bei 2%. Der Ah-Horizont ist nicht in seiner gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen.

Erstaunlicherweise ist das gesamte Profil wiederum absolut salzfrei. Charakteristisch erhöht ist der Anteil an amorphem, oxalatlöslichem Aluminium. Die $Al_{oxal.}$ -Werte betragen das Doppelte bis Fünffache der $Al_{dit.}$ -Werte (siehe Abb. 69), wenngleich die absoluten Al-Oxidgehalte mit maximal 0.2% nicht als erhöht gelten können. Während die pedogenen Eisenoxidgehalte völlig unauffällig sind, und das Verhältnis von $Fe_{oxal.}$ zu $Fe_{dit.}$ Faktoren von 0.08 ergibt, errechnen sich für das gleichartige Verhältnis der pedogenen Aluminiumoxidgehalte Faktoren von 1.8 bis 5.3!

Warum die pedogenen Fe-Oxide in weitaus größerem Maße als die Al-Oxide kristallisiert sind erscheint unverständlich. Dennoch ist der auffällig hohe Anteil oxalatlöslicher, das heißt röntgenamorpher Al-Oxide am Gesamtgehalt der pedogenen Al-Oxide als Hinweis auf eine gegenwärtig hohe pedogenetische Aktivität während der jährlichen Durchfeuchtungsphase zu werten.

Das Substrat der Bodenbildung wird in hohem Maße von dem hier anstehenden Kristallin bestimmt, wenngleich zwischen der Senke und den umgebenden Inselbergen Altdünen liegen, die ein stark geneigtes Glacis bilden. Das Feinmaterial des leicht vergrusenden Granits wird in die Senke vertragen. Tonmineralogie sowie Schwermineralogie beweisen dies und liefern darüber hinaus wichtige Hinweise zum Verwitterungsgeschehen.

Die Tonfraktion des Profils 1484 1 setzt sich aus Smectit, Verm-

culit, Talk, Kaolinit sowie geringen Mengen an Illit und primärem Chlorit¹ zusammen (Abb. 67). Die hohen Smectit- und Vermiculitgehalte bewirken kraft ihres Quellungsvermögens bei Durchfeuchtung die Selbstmulcheffekte des obersten Horizontes und sind typisch für einen Vertisol. Bemerkenswert ist das Auftreten von Talk in der Tonfraktion. Es handelt sich um ein hydroxylhaltiges Mineral der Metamorphite, das wie die Tonminerale zu den Phyllosilikaten zählt. Talk und der ebenfalls enthaltene primäre Chlorit sind keine bodeneigenen Tonminerale, sondern vom anstehenden Kristallin vererbt.

Das Spektrum der Schwerminerale unterscheidet sich markant von dem bei Dünensanden gewohnten Bild, bei denen die stabile Gruppe stets einen Anteil von über 90% hat. In den Proben des vorliegenden Profils dominiert die sehr leicht verwitterbare Hornblende; die instabile Gruppe hat einen Anteil von 80% (siehe Abb. 70). Der Einfluß der Altdünensande auf die Substratzusammensetzung des Vertisols erscheint auch aus dieser Sicht als sehr gering.

Das mineralogische Spektrum der Tonfraktion beweist nachdrücklich sowohl die Intensität als auch die Aktualität der Verwitterungsprozesse. Die Vermiculite sind Zerfallsprodukte des an Glimmern reichen Granits. Der neutrale pH-Wert kommt ihrer Bildung entgegen. Auch Smectite entstehen aus der Glimmerverwitterung. Auf ihre Neubildung in den für Vertisole der wechselfeuchten Tropen typischen Muldenlagen aus Zerfallsprodukten der Silikatverwitterung wurde oben im Zusammenhang mit Profil 18986 2 bereits hingewiesen. Dieser Prozeß dürfte wiederum in hohem Maße für den bedeutenden Smectitgehalt verantwortlich sein. Weiterhin verwittert auch primärer Chlorit zu Smectiten und Vermiculiten.

Der sehr geringe Illitgehalt entspricht dem Substrat der Verwitterungs- und Bodenbildung, da er insbesondere in Sedimentgesteinen angereichert ist. Der Talk ist ausschließlich vom anstehenden Kristallin vererbt. Sein Auftreten sowie sein guter Kristallisationsgrad verdeutlichen einerseits den ständigen Neueintrag von Feinstmaterialien in die Senke. Da Talk sehr schnell verwittert, läßt sich daraus andererseits auch das geringe Alter der Boden-

¹Dipl. Geol. M. Veerhoff danke ich für die freundliche Hilfe.

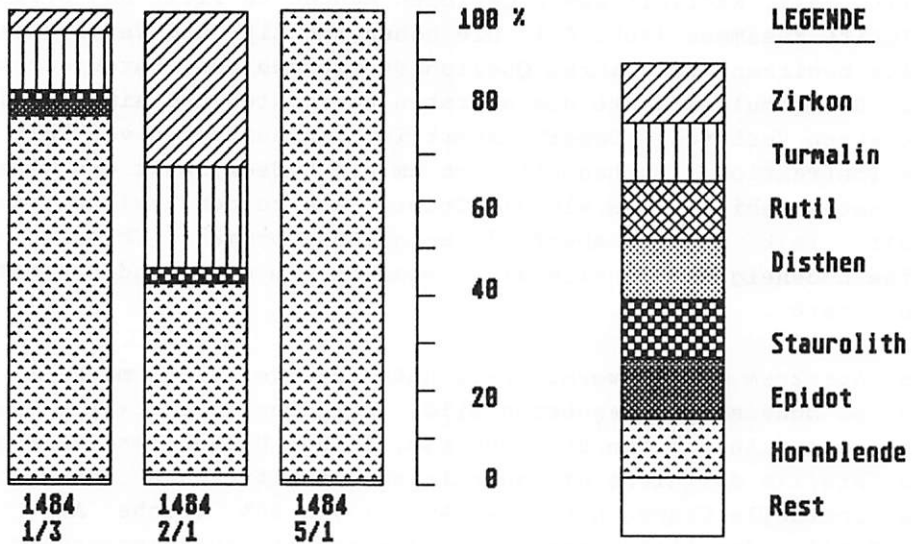


Abb. 70. Schwermineralogie des Profils 1484 1 und weiterer Böden in seiner Umgebung. Probe 1484 2/1 entstammt einer Dünenandschleppe, die mit Verwitterungsmaterial des anstehenden Granits vermischt ist. Die Probe 1484 5/1 wurde einem solchen A-C Profil auf Granit entnommen. Die Probe 1484 1/3 des Vertisols selbst zeigt, daß die Beeinflussung durch Flugsande gering ist.

	18986 2/2	1484 1/3
SiO ₂	48.74	48.9
Al ₂ O ₃	17.27	20.1
Fe ₂ O ₃	13.68	10.6
TiO ₂	0.71	0.8
MnO	0.19	0.07
MgO	0.97	2.5
CaO	2.07	2.0
K ₂ O	1.16	0.4
Na ₂ O	-	-
P ₂ O ₅	0.16	-
Σ	84.94	86.1

SiO ₂		
mol-----	4.80	4.14
Al ₂ O ₃		

Tab. 6 Geochemie der Tonfraktion der Mare-Böden (Profile 18986 2 und 1484 1)

bildung ersehen. Hierauf weist auch die eher untergeordnete Rolle des Kaolinitis im Gesamtspektrum hin. Dementsprechend hoch ist das Molverhältnis von SiO_2 und Al_2O_3 innerhalb der Tonfraktion mit einem Faktor von 4.14 (Probe 1484 1/3), was eine gute Übereinstimmung mit dem Paravertisol (Profil 18986 2) aus dem Bereich des nördlichen Koutous-Berglandes mit dem Faktor 4.8 ergibt (Tab. 6).

Obschon die Mare, in denen sich die in Anlehnung an AUBERT (1965) "topomorph" genannten Vertisole und Paravertisole entwickelten, aus pedologischer Sicht ausgesprochene Gunstlagen darstellen, sind sowohl die Verwitterungsintensität als auch die Gegenwärtigkeit der bodenbildenden Prozesse bemerkenswert. Ohne bedeutendere Verwitterungsprozesse auch in den höher gelegenen Geländeteilen wäre die stete Zufuhr von Feinstmaterialien und die oben aufgezeigte Umwandlung beziehungsweise Neubildung von Tonmineralen nicht möglich. In den Mare-Böden kumuliert in gewisser Weise die Kraft der bodenbildenden Prozesse des zentralen Sahel. Die Bodenmächtigkeit wird zudem auch während längerer Trockenjahre kaum beeinträchtigt, da das Material aufgrund der hohen Ton- und Schluffgehalte bei der Austrocknung stark verfestigt wird und so während der Trockenzeit vor Auswehung geschützt ist.

Wenngleich die geringe Profilanzahl nicht ausreicht, um eine verallgemeinernde Aussage treffen zu können, ist festzuhalten, daß es keine Hinweise auf eine mehrphasige Genese, zum Beispiel in Form von Flugsandeinschaltungen, gibt. Allerdings müßten alle echten Vertisole, die den Selbstmulcheffekt aufweisen, ohnehin aus einer derartigen Wertung herausgenommen werden. Die Böden der Mare sind auch heute, trotz der in der unmittelbaren Umgebung verbreiteten Desertifikationsphänomene, frei von Flugsanden. Dies belegt erneut die enge Begrenzung der gegenwärtigen Umlagerungsprozesse auf den unmittelbaren Bereich der Altdünen.

4.4.2. Böden der Plateaus (kretazischer Sandstein und tertiäres Continental terminal)

Die Inselbergmassive und Schichtstufen des mittleren und östlichen nigrischen Sahel stehen zumeist isoliert und sind weiträumig von jungquartären Lockersedimenten umgeben.

Häufig zeugen auf den Plateaus Steinsetzungen, wie Schutzwälle und dergleichen, von alten Siedlungsplätzen. Neben der Schutzlage auf der Anhöhe spielte sicherlich auch die Entfernung zu den mückenverseuchten Tümpeln, die sich während der Regenzeit zwischen den Dünen bilden, eine Rolle für die Standortwahl.

Folge der Besiedlung ist der Verlust der Böden, welche ihres Schutzes infolge Brennholzeinschlages und Überweidung beraubt wurden. Auf den Plateaus fehlen daher in aller Regel gut entwickelte autochthone Böden.

Wie im Erg von Bilma sind auf den sahelischen Plateaus regelhaft Lösungshohlformen angelegt (vgl. auch BUSCHE & SPONHOLZ 1988). Die meist nur wenige Dezimeter tiefen und zwischen 10 qm bis über 100 qm großen Wannen sind mit Feinmaterial gefüllt. Es soll gezeigt werden, daß die Herkunft dieser Materialien mit dem Bodenabtrag auf den umliegenden sahelischen Altdünen in einem Zusammenhang steht.

4.4.2.1. Ein Boden im Plateaubereich der Stufe von Tiguidit südlich Agadez

Das Bodenprofil wurde auf der Hauptverebnung der Stufe von Tiguidit aufgenommen, wobei diese Fläche stellenweise von Resten einer älteren Fläche um etwa fünf Meter überragt wird. Der Boden ist in einer bis zu 30 cm tiefen abflußlosen Wanne erhalten (Abb. 71). Im Profil ist der angewitterte Sandstein des Stufenhangenden aufgeschlossen (Probe 7986 1/4). Darauf folgt nach oben hin ein markanter Materialwechsel, der sich bereits in der Kornverteilung ausdrückt (Abb. 72), indem der Anteil der Sandfraktionen geht im Profil von unten nach oben von 73% auf 27% zurück.

In den oberen Horizonten dominieren Schluff und Ton. Während die Horizonte 7986 1/3 und 1/2 bei Schluffgehalten von 27% und Tonge-

halten von 46% identisch sind, nimmt im obersten Horizont (7986 1/1) der Schluffgehalt unter Abnahme des Tonanteils zu. Dabei fällt ein Grobschluffanteil von 28% auf. Schluff, vornehmlich Grobschluff, sind die typischen Fraktionen der äolischen Feinst-materials sedimentation.

Der oberste Horizont (7986 1/1) ist 5 cm mächtig. Er hat ein plattiges Gefüge und zeigt stellenweise die für die obersten Bodenhorizonte des semiariden und ariden Raumes typische Vesikularstruktur. Weiterhin sind Schrumpfrisse ausgebildet. Der Horizont 7986 1/2 ist ebenfalls lediglich 5-8 cm stark. Er weist ein Scherbengefüge auf, das in 15 cm Tiefe aussetzt. Ohne daß im Felde ein Materialwechsel zu erkennen gewesen wäre, schließt sich eine unstrukturierte Verwitterungszone des anstehenden Sandsteins an (7986 1/3). Sie schwankt zwischen Mächtigkeiten von 15-25 cm. Darauf folgt der angewitterte Sandstein selbst (7986 1/4), der stärker rot gefärbt ist.

Die Profilinterpretation ist gerade hier in befriedigender Form nur mit Hilfe weiterführender Analysen an den Proben der unterschiedlichen Horizonte möglich. Es gilt zu klären, inwieweit die dem Sandstein auflagernde Bodenbildung eine autochthone Verwitterung darstellt, und welche Rolle Fremdeinflüsse in Form äolischen Materialeintrages spielen.

Von besonderem Interesse ist daher die Darstellung der Gesamtmineralogie der einzelnen Proben. Die Röntgendiffraktogramme der Pulverpräparate des Feinbodens zeichnen für die Proben 1/4 bis 1/2 ein qualitativ weitgehend identisches Bild (siehe Abb. 73). Neben Quarz fallen von seiten der Feldspäte Plagioklase auf. Die Tonminerale sind durch Kaolinit, Smectit und Illit vertreten. Auffällig ist der in 1/2 gegenüber 1/4 deutlich erhöhte Kaolinitanteil unter Abnahme der Plagioklasgehalte.

Das Röntgendiffraktogramm der Probe 7986 1/1 stimmt mit den entsprechenden Diffraktogrammen der Proben der unterlagernden Horizonte nicht überein. Neben Plagioklasen, deren mengenmäßiger Anteil weit über dem der Proben 1/2 bis 1/4 liegt, tritt Mikroklin auf, ein Kalifeldspat, dessen Gehalte mit denen des Quarzes, als dem in allen Proben dominierenden Mineral, nahezu vergleichbar sind. Der Kaolinitanteil fällt gegenüber der Probe 1/2 deutlich ab, wohingegen der Illitgehalt zunimmt. Smectit liegt in deutlich

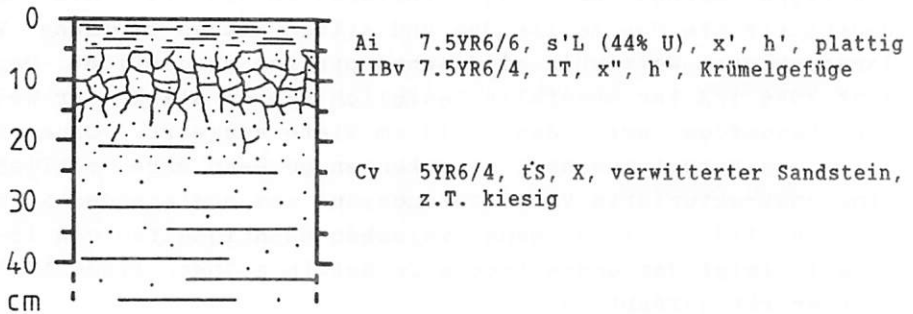


Abb. 71. Profil 7986 1.

Profil 7986 1

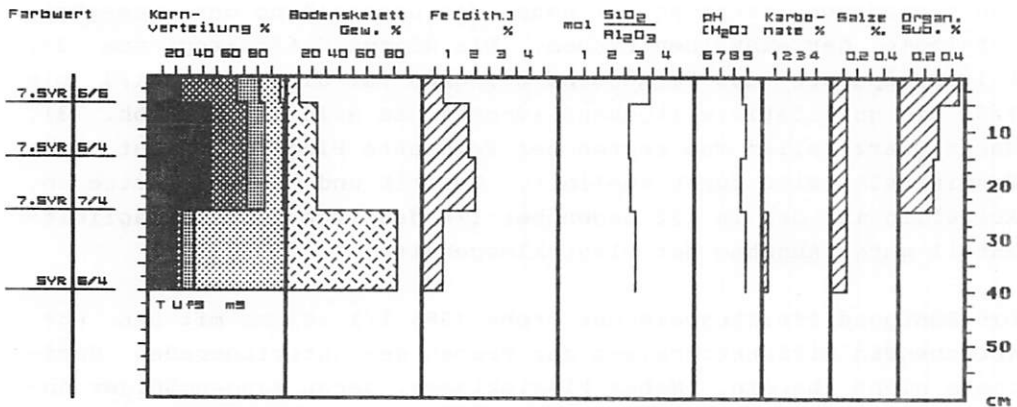


Abb. 72. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 7986 1.

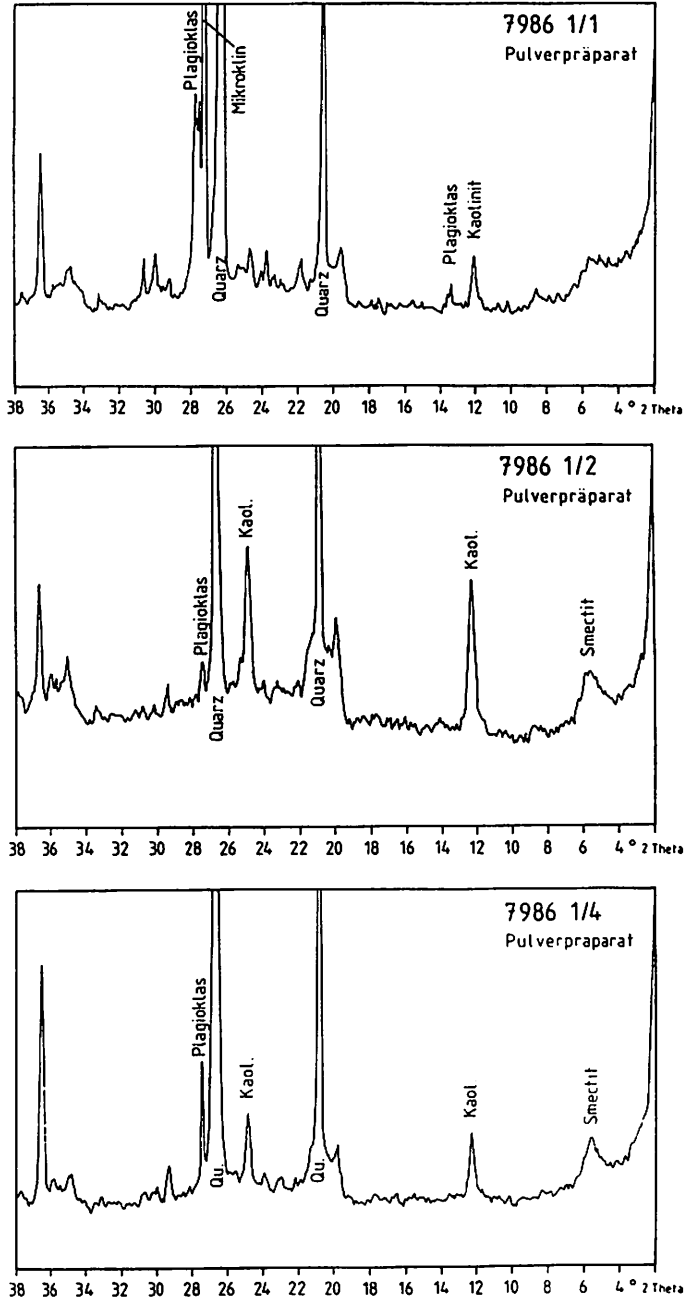


Abb. 73. Gesamtmineralogie dreier Proben des Profils 7986 1 (Röntgendiffraktion des texturarmen Pulverpräparates).

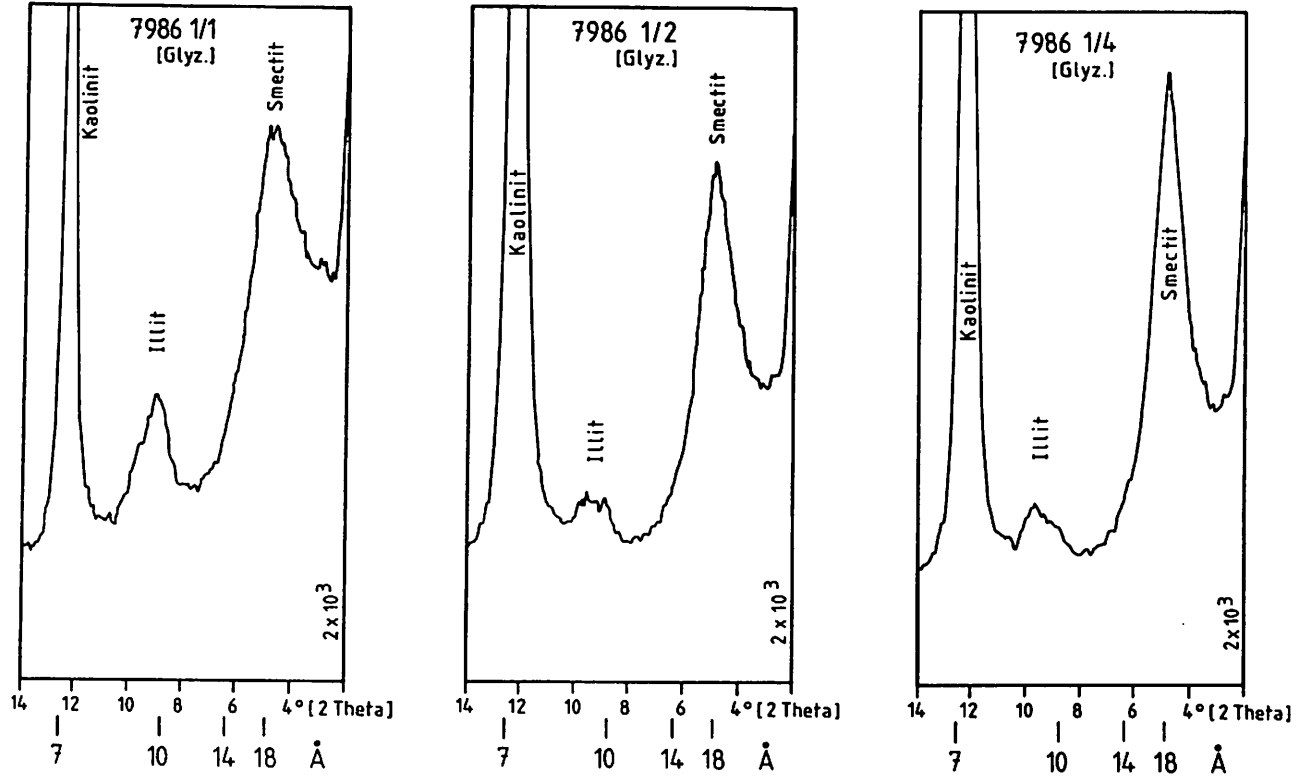


Abb. 74. Tonmineralogie dreier Proben des Profils 7986 1. Insbesondere der gute Kristallisationszustand des Illits im obersten Horizont (Probe 7986 1/1) lässt auch über die Tonmineralogie die Allochthonie dieses Materials erkennen.

schlechterer kristallisierter Form vor.

Auch die Röntgendiffraktogramme der Tonfraktion zeigen, daß Illit im obersten Horizont des Profils 7986 1 am deutlichsten vertreten und am besten kristallisiert ist (siehe Abb. 74). In den Proben 1/2 bis 1/4 ist der Illit randlich stark aufgeweitet. Der Kaolinitgehalt ist in den Proben 1/1 und 1/4 am geringsten, wenngleich der Kaolinit neben dem Smectit in allen Proben das wichtigste Tonmineral ist. Die Smectite sind in den Proben 1/2 bis 1/4 am besten kristallisiert und ihre Anteile in den Proben 1/3 und 1/4 am höchsten. Der Smectitgehalt der Probe 1/2 gleicht eher dem des obersten Horizontes (1/1).

Auch die Analysen zur Geochemie der Tonfraktion (Tab. 7) weisen einen geringeren Verwitterungsgrad des obersten Profilteils (Probe 7986 1/1) gegenüber den unterlagernden Horizonten aus. Neben der Allochthonie des Materials des obersten Horizontes spiegeln die Mol-Verhältnisse von Silizium- und Aluminiumoxid die Verwitterungszone des Sandsteins wieder. Bei letzterem liegt der Faktor dieses Molverhältnisses bei 2.83 und geht im Bereich der Bodenbildung auf 2.64 zurück. Der oberste, offensichtlich allochthone Horizont setzt sich deutlich über einen auf 3.37 angestiegenen Faktor vom Unterlagernden ab.

Der eindrucksvollste Beleg für die Allochthonie der Probe 7986 1/1 ist schließlich die gesamtmineralogische Analyse (Abb. 75). Sie weist neben erhöhten Feldspatgehalten auch eine größere Mannigfaltigkeit an Feldspäten der Probe 7986 1/1 gegenüber dem Anstehenden aus. In die gleiche Richtung deuten der gut kristallisierte Illit in der Tonfraktion der Probe 1/1, der den unterlagernden Horizonten sowie dem Anstehenden in dieser Form fehlt.

Die Analysen zeigen, daß der Boden im Bereich des Horizontes 7986 1/1 nicht aus dem anstehenden Sandstein hervorgegangen ist. Die Kornverteilung belegt über den hohen Schluffgehalt einen großenteils äolischen Materialeintrag.

Die Horizonte 7986 1/2 und 1/3 hingegen sind zumindest ganz überwiegend das Produkt einer in situ-Verwitterung des Sandsteins. Wie beim Ausgangsgestein selbst läßt sich als Feldspat lediglich Plagioklas nachweisen, dessen Gehalte im Anstehenden über denen der Verwitterungshorizonte 1/2 und 1/3 liegen. Weiterhin ist eine

deutliche Zunahme der Kaolinit-Gehalte auf Kosten der Plagioklas-Gehalte belegt. Auch der Smectit-Anteil nimmt in den Verwitterungshorizonten gegenüber dem Anstehenden leicht ab.

Die Proben 7986 1/2 bis 1/4 bilden eine Verwitterungsreihe, wodurch die Autochthonie der Bodenbildung, den obersten Horizont (7986 1/1) ausgenommen, unterstrichen wird. Die Röntgenfluoreszenz-Spektralanalyse der Tonfraktion bestätigt einen leicht erhöhten Verwitterungsgrad des Horizontes 7986 1/2 gegenüber dem anstehenden Sandstein (7986 1/4) und stützt obige Interpretation.

Letzte Gewißheit schließlich vermögen die Schwermineralspektren der unterschiedlichen Proben zu geben (Abb. 75). Die instabile Gruppe ist in der Probe 7986 1/1 mit 51% vertreten, wovon allein die leicht verwitterbare Hornblende einen Anteil von 31% hat. Der Anteil der Instabil-Gruppe liegt im Anstehenden (Probe 1/4) deutlich niedriger. Die von den Proben 1/4, 1/3 und 1/2 gebildete Verwitterungsreihe ist also auch hier zu erkennen. Die allochthone Materialherkunft des obersten Horizontes des Profils 7986 1 tritt klar hervor.

Der Boden ist vergleichsweise jung. Für den Kaolinitisierungsprozeß war ein deutlich feuchteres Bodenwasserregime erforderlich, als es die derzeitigen klimatischen Verhältnisse schaffen. Die Pedogenese auf dem anstehenden Sandstein selbst steht meines Erachtens in Zusammenhang mit der frühholozänen Feuchtzeit. Die tiefgreifende Verwitterung der ogolienzeitlichen Dünen auch des nördlichen Sahel beweist, daß die erforderlichen pedogenetischen Prozesse in jener Zeit abzulaufen vermochten.

Wahrscheinlich war im Plateaubereich der Stufe von Tiguidit die Bodendecke ehemals flächendeckend ausgebildet. Dies läßt unter anderem der in der weiteren Umgebung des Profils 7986 1 stets angewitterte Sandstein vermuten. Die Annahme eines präholozänen Bildungszeitraumes, der vor 20000 y.b.p. gelegen haben müßte, erscheint ausgeschlossen. Die starken korrasiven Kräfte, die zu Zeiten des hochariden Kanémien herrschten, hätten die geringmächtigen und schwach verfestigten Böden mit Sicherheit beseitigt.

Jünger als die in situ-Verwitterung des Sandsteins ist der oberste allochthone Profilmittelteil. Sowohl im Nord- als auch im Südsahel nehmen die während der Trockenzeit häufigen Stürme gewaltige

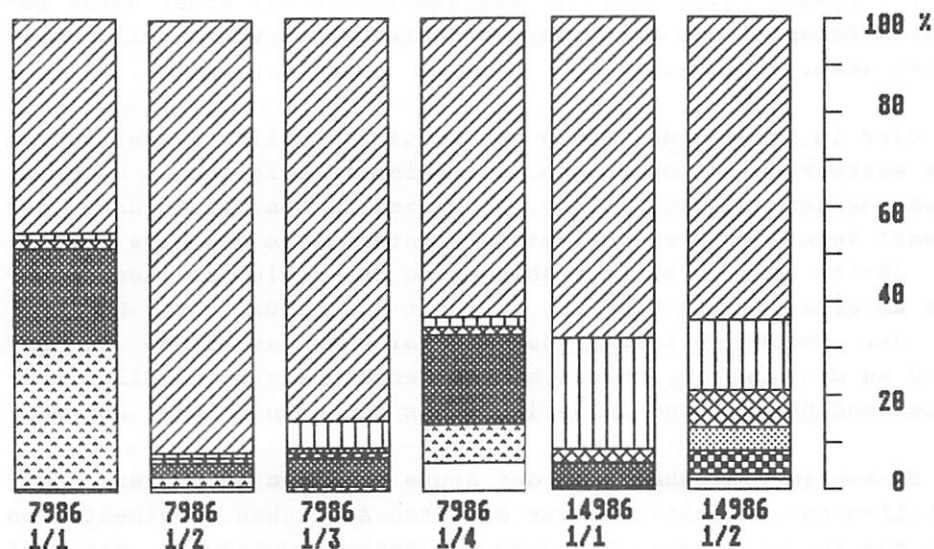
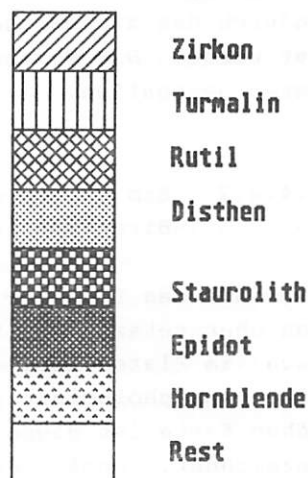


Abb. 75. Schwermineralogie der Profile 7986 1 und 14986 1. Zwischen den Horizonten innerhalb der Einzelprofile bestehen auch schwermineralogisch große Unterschiede.

LEGENDE



	7986 1/1	7986 1/2	7986 1/4	14986 1/1	14986 1/2
SiO ₂	48.67	45.47	46.14	45.77	44.54
Al ₂ O ₃	24.54	29.17	27.71	24.06	25.45
Fe ₂ O ₃	8.23	7.37	8.88	9.38	11.03
TiO ₂	1.06	1.29	0.84	0.94	1.05
MnO	0.13	0.04	0.05	0.25	0.29
MgO	2.04	0.69	1.06	1.37	0.95
CaO	1.16	0.59	1.06	0.67	0.61
K ₂ O	1.76	0.72	0.61	1.28	0.86
Na ₂ O	-	-	-	0.02	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.53
Σ	87.58	85.34	86.35	83.74	85.30
SiO ₂ mol-----	3.37	2.64	2.83	3.23	2.98
Al ₂ O ₃					

Tab. 7 Geochemie der Tonfraktion (Röntgenfluoreszenz) der Profile 7986 1 und 14986 1

Mengen an Staub auf, der den Sahelböden entstammt. Die Bedeutung dieser Verlagerungsprozesse im südsaharischen Ost-Niger wurde bereits am Beispiel des Plateaus der Schichtstufe von Dibella diskutiert (Kap. 4.3.2.).

Auch hier im Bereich der Stufe von Tiguidit südlich Agadez fehlen heute weitverbreitet Oberböden, die Feinstmaterialien in nennenswerten Mengen enthalten. Die trockenzeitlichen Staubstürme des Südsahel kennt der Nordsahel mangels Material in dem Maße nicht. Daher dürfte es sich bei der Ablagerung des schluffreichen Materials um einen Prozeß handeln, der mit der natürlichen Degradation der Oberböden infolge der Aridisierung des Klimas im Anschluß an die jüngste, neolithische Feuchtphase zu parallelisieren ist und überwiegend im Verlaufe des jüngeren Holozän ablief.

Die Senken im Plateaubereich der Stufe stellten auch hier Sedi-
mentfallen dar. Zusätzlich zur direkten äolischen Sedimentation wurde das in der näheren Umgebung der Senke abgelagerte Material bei Niederschlagsereignissen in die Senken gespült und so mengenmäßig angereichert. In den Senken sammelte sich das Regenwasser, wodurch das zusammengeschwemmte Material kompaktiert und verkit-
tet wurde. Die Voraussetzungen für eine längerfristige Erhaltung waren geschaffen.

4.4.2.2. Ein Boden auf einem Plateau der Inselberge von Baban Birni südlich Tanout

Während das Liegende der inselbergartig isolierten Stufenreste von oberkretazischen Sand- und Tonsteinen gebildet wird, findet sich im Plateaubereich eine wenige Meter mächtige Eisenkruste, die geomorphologisch sehr widerstandsfähig ist. In der geologischen Karte ist diese offensichtlich tertiäre Bildung nicht ausgezeichnet. Gemäß der Beschreibung der Fazies durch GREIGERT & POUGNET (1967, S.50) für das westlich gelegene Verbreitungsgebiet des Continental terminal ordne ich die hier angetroffenen Sedimente der "Série sidérolithique" (Ct¹) zu.

Die plattig aufgerissene Kruste wurde vormals zum Bau eines Schutzwalles genutzt, der das gesamte Plateau umschließt. Vielfach finden sich hier wiederum flache Senken von etwa 4-10 qm Fläche. Die Senken sind mit Feinmaterial gefüllt, auf dem sich

flachgründige Böden entwickelten.

Das Profil 14986 1 hat eine Mächtigkeit von 30 cm (vgl. Abb. 76, 77). Bei dem Substrat der Bodenbildung handelt es sich ausschließlich um allochthones Material. Auf der fest im Verband befindlichen und kaum verwitterten Eisenverkrustung liegt ein Boden, der an Schluff und Ton reich ist und einen krümeligerdigen Charakter hat. Zahlreiche Feinwurzeln deuten auf eine kräftige Bodenaktivität hin. Zum Zeitpunkt der Beprobung war das Material handfeucht. Bedeckt wird dieser 20-25 cm starke Horizont von einer 1-2 cm starken Auflage aus Feinstmaterial. Sie weist ein plattiges Gefüge auf und ist von Trockenrissen durchzogen.

Der Boden setzt sich bereits farblich durch eine graue Färbung vom rostbraunen Anstehenden ab. Wiederum wird die Analyse zur Gesamtmineralogie des Feinbodens sowie des anstehenden Krustengesteins zum Beweis für den allochthonen Charakter des Substrates der Bodenbildung herangezogen (siehe Abb. 79).

Die Ergebnisse der Röntgendiffraktion an unbehandelten Pulverpräparaten der Proben 14986 1/1, 1/2 und 1/3 zeigen sehr deutlich, daß sich das Anstehende (Probe 1/3) von den darüberlagernden Materialien unterscheidet. Der hohe Untergrund im Röntgendiffraktogramm ist auf den hohen Eisengehalt im Anstehenden zurückzuführen, der den Proben der Bodenhorizonte fehlt. Neben Quarz sind in der Probe 1/3 kaum deutlich ausgeprägte Peaks zu erkennen.

Das mineralogische Spektrum der Probe 1/2 weicht von dem des Anstehenden völlig ab. Zunächst fallen neben Quarz deutliche Feldspat-Peaks auf. Orthoklase (Mikroclin) sind vorhanden, Plagioklase sind in geringerem Umfang wahrscheinlich. Darüberhinaus tritt ein bedeutender Zeolith-Peak in Erscheinung. Die zu den Tectosilikaten gehörenden Zeolithe sind wasserhaltige Alkali- und Erdalkali-Alumosilikate, die leicht verwittern. Im vorliegenden Fall handelt es sich um Heulandit. Schließlich ist im Pulverpräparat auch Kaolinit zu erkennen, den das Diffraktogramm der Probe des Anstehenden (1/3) nicht ausweist.

Die Probe 1/1 aus dem Bereich des obersten Horizontes gleicht qualitativ der Probe 1/2. Der Zeolith-Peak ist jedoch sehr viel weniger markant ausgebildet und weist auf einen deutlich schlechteren Kristallisationsgrad des Minerals hin, was bedeutet, daß

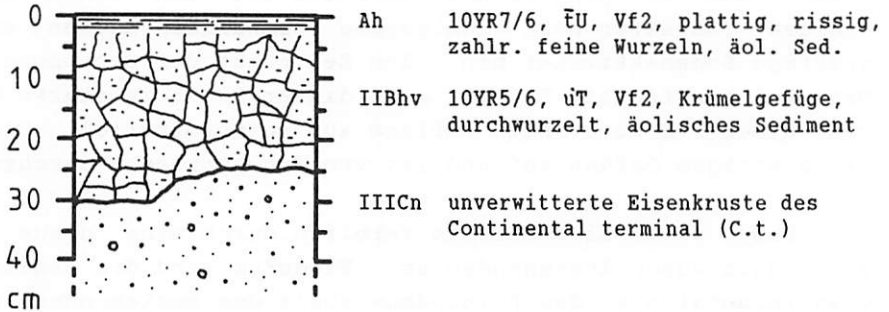


Abb. 76. Profil 14986 1.

Profil 14986 1

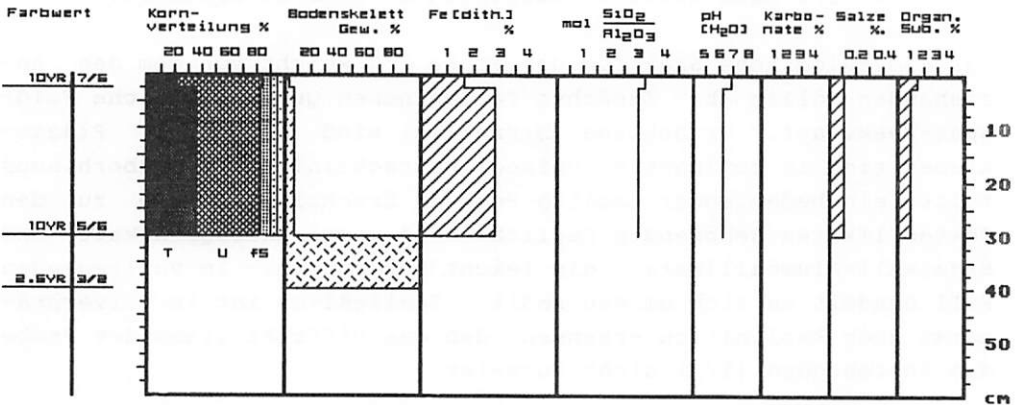


Abb. 77. Bodenanalytische Standardwerte des Profils 14986 1.

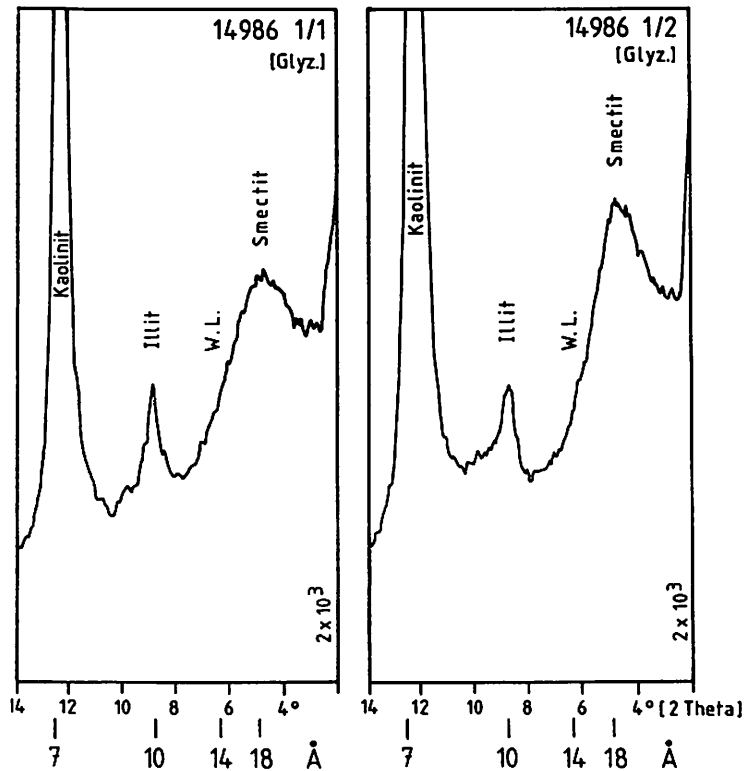


Abb. 78 Tonmineralogie des Profils 14986 1.

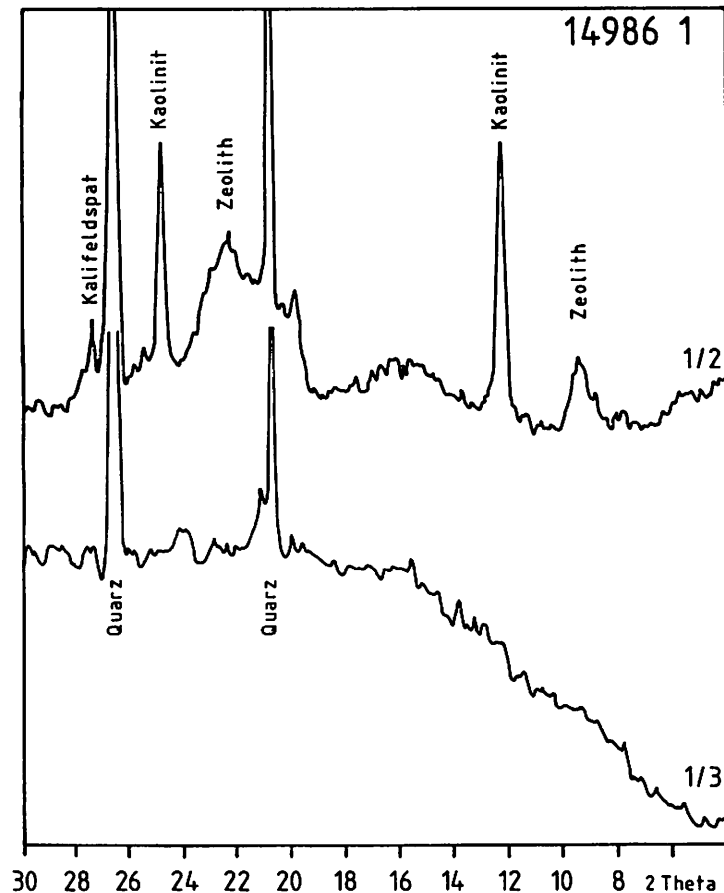


Abb. 79 Gesamtmineralogie des Profils 14986 1 (Röntgendiffraktion des texturarmen Pulverpräparates).

die Tektosilikate in stärkerem Maße angegriffen sind. Die Feldspatgehalte bewegen sich in einem vergleichbaren Rahmen. Kaolinit ist offensichtlich in geringeren Mengen vorhanden, was in der Röntgendiffraktion der Tonfraktion ebenfalls zum Ausdruck kommt.

Im Gegensatz zum Anstehenden sind in den Proben 1/1 und 1/2 neben Kaolinit erhebliche Mengen an quellfähigen Mineralen, vornehmlich Smectite, aber auch nicht näher zu bestimmende Wechsellagerungen im Bereich der 14 A-Phase sowie Illite vorhanden. Auch eine Feldspatlinie tritt auf. Die Proben 1/1 und 1/2 unterscheiden sich tonmineralogisch insofern, als daß der Smectit in der Probe 1/1 in etwas geringeren Mengen vorliegt und nicht so gut kristallisiert ist (Abb. 78).

Diese Beobachtung und der ebenfalls schlechtere Erhaltungsgrad des Zeolith könnten auf eine weiter vorgeschrittene Verwitterung des Materials der Probe 1/1 gegenüber der Probe 1/2 hindeuten, was zunächst ein Widerspruch zu sein scheint. Die Unterschiede stehen jedoch mit der (veränderten?) äolischen Anlieferung in Zusammenhang, sind also sedimentologisch bedingt.

Für diese Interpretation spricht neben dem geringeren Kaolinitgehalt der Probe 1/1 die geochemische Analyse der Tonfraktionen der einzelnen Proben (Tab. 7). Das Mol-Verhältnis von SiO_2 und Al_2O_3 liegt im Bereich des obersten Horizontes (7986 1/1) mit einem Faktor von 3.23 leicht über dem des Horizontes 7986 1/2, der einen Wert von 2.98 aufweist. Dies würde eine Umkehrung der Verwitterungsverhältnisse bedeuten, die sich in Anbetracht der geringen Profilmächtigkeit kaum über divergierende Intensitäten der Verwitterungsprozesse in den einzelnen Horizonten erklären ließe (s.o.).

Auch hier untermauert die Analyse der Schwerminerale den Befund (vgl. Abb. 75). Die Spektren der Proben 14986 1/1 und 1/2 zeigen qualitativ keine Übereinstimmung. Die Probe 1/1 enthält Epidot (5%), welcher in der Probe 1/2 nicht nachzuweisen ist. Der Probe 1/1 hingegen fehlen die in der Probe 1/2 in kleineren Mengen enthaltenen Minerale Hornblende und Anatas. Der hohe Anteil der stabilen Gruppe in beiden Proben ist kein Anzeichen einer Übereinstimmung.

Mit dem Profil 14986 1 liegt ein Schichtprofil vor, das aus drei

unterschiedlichen Materialien aufgebaut ist. Auf jeden Fall handelt es sich bei dem Substrat der gesamten Bodenbildung um einen äolischen Fremdeintrag. Eine autochthone Verwitterung des Anstehenden ist hier nicht entwickelt oder nicht mehr erhalten.

Da die jungquartäre Flugsandbedeckung flächenmäßig den größten Teil des mittleren und östlichen Sahel der Republik Niger einnimmt, kommen als Liefergebiet der Substrate der Horizonte 14986 1/1 und 1/2 nur die *Cambic Arenosols* der umliegenden Altdünen in Betracht.

Für diese Annahme spricht auch die weitgehende Übereinstimmung des tonmineralogischen Spektrums des hier vorgestellten Profils mit dem Spektrum der nur wenige Kilometer östlich, am Fuße des Plateaus bearbeiteten Altdüne (Profil 14986 2, Kap. 4.4.1.3.).

Wie auch im Großen Erg von Bilma liegen damit in den sahelischen Plateaubereichen die Auswehungsprodukte der im frühen und mittleren Holozän gebildeten Böden der Altdünen vor. Die Bodenentwicklung auf den äolischen Sedimenten selbst ist im vorliegenden Fall jung und ein rezenter Prozeß.

Schluffreiche, flachgründige Bodenprofile dieser Art finden sich überall in den Plateaubereichen des ost-nigrischen Sahel, so auch im Bergland von Koutous. Bei den hier ausgewählten Profilen handelt es sich, wie erwähnt, nicht um Einzelfälle, sondern durchaus um Regelmäßigkeiten. Neben einer holozänen Verwitterung des anstehenden Festgesteins selbst, ist der äolische Materialeintrag Bildungsvoraussetzung für die geringmächtigen Böden in den Senken der Plateaubereiche.

Aus der Republik Niger wurden diese Phänomene meines Wissens bislang nicht beschrieben. Aus Nord-Nigeria im Bereich von Zaria, südlich Kano, beschreibt McTAINSH (1984, 1987) mächtigere Ablagerungen sogenannten Wüstenlösses. Hierauf wird in Kap. 5.3. näher eingegangen.

5. AUSSAGEN ZUR QUARTARGEOMORPHOLOGIE AUF GRUNDLAGE DER PEDOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden die vielfältigen Einzelergebnisse regional zusammengefaßt, um schließlich zu einer Gesamtbewertung der Geomorphogenese und Pedogenese im Untersuchungsraum zu führen. Weiterhin wird die aus dem Bereich des Arbeitsgebietes und aus den Nachbarräumen vorliegende Literatur diskutiert.

5.1. Die Dünen im Bereich des Erg von Bilma und seinem südlichen Randgebiet

Über Dünengenerationen ist aus der Südsahara bislang wenig bekannt. Aus geomorphologischer und paläoklimatologischer Sicht ist ihre Differenzierung und zeitliche Einordnung aber ein sehr bedeutender Gesichtspunkt. Denn die weitflächige Verbreitung und teils tiefgreifende Verwitterung der Altdünen belegt bedeutende geomorphodynamische und damit auch klimatische Veränderungen während des jüngsten Quartärs.

Im saharischen Ost-Niger lassen sich eindeutig drei Dünengenerationen ausweisen. Für ihre Einordnung sind die Verwitterungstypen und der unterschiedliche Verwitterungsgrad wichtige Parameter. Dünentypen, wie Longitudinaldünen, Transversaldünen oder Leedünen sind hingegen an keine bestimmte Dünengeneration gebunden.

Die Dünen der 1. Generation sind in Form flacher Rücken erhalten und vergleichsweise kräftig verwittert. Der typische Boden ist der *Chromic Arenosol*¹. Häufig folgt auf die rot-braun gefärbte Verwitterungszone der oberen ein bis zwei Meter eine gebleichte Zone. Die Bleichung ist auf reduktive Grundwassereinflüsse zurückzuführen. Innerhalb der Bleichungszonen ist der Materialzusammenhalt gering, wohingegen die oberen Horizonte aufgrund erhöhter Gehalte an Schluff und Ton sowie an pedogenen Eisenverbindungen stets kräftig verfestigt sind.

¹in Anlehnung an die F.A.O.-Klassifikation, da die Merkmalsausbildung des B_v-Horizontes einem diagnostischen cambic horizon nicht entspricht.

Neben der Rubefizierung ist die postsedimentär einsetzende Silikatverwitterung der Glimmer, Amphibole und Feldspäte, die sich über einen erhöhten Feinstmaterialgehalt (Ton und Schluff) von 8-12% ausdrückt, ein charakteristisches Merkmal. In der Tonfraktion dominiert Kaolinit über geringere Gehalte an Illit, der auch fehlen kann. Quellfähige Minerale sind nicht enthalten. Die Feinstfraktionen betreffend unterscheiden sich die Dünen der 1. Generation sowohl quantitativ als auch qualitativ erheblich von den jüngeren Altdünen (siehe Kap. 4.3.1.2.).

Die pedogenen Eisengehalte ($Fe_{d.t.h.}$) der *Chromic Arenosols* sind gering und belaufen sich in der Regel auf lediglich 0.1-0.2%. - Zum Vergleich sei erwähnt, daß selbst in den *Cambic Arenosols* der Altdünen des nigrischen Sahel die $Fe_{d.t.h.}$ -Gehalte nur 0.2% bis 0.4% betragen. - Die Eisenoxidverbindungen bestehen hauptsächlich aus Goethit und Hämatit. Insbesondere Hämatit färbt bereits in geringsten Mengen sehr stark, weshalb über den Farbwert im Gelände höhere Eisengehalte vorgetäuscht werden.

Trotz der geringen Eisengehalte lassen sich die Unterschiede zwischen der rubefizierten 1. Dünengeneration und den jüngeren, nicht rubefizierten Dünen mit Hilfe des sehr empfindlichen Meßverfahrens (AAS) neben den eindeutigen Feldebefunden auch analytisch klar nachweisen. Die Gehalte an pedogenem Gesamteisen liegen für die jüngeren Dünengenerationen regelhaft bei lediglich 0.02-0.03% ($Fe_{d.t.h.}$), also um eine Zehnerpotenz niedriger.

Die Dünen der 2. Generation sind durchweg als Vollformen erhalten. Ihre stets abgerundete Form weist jedoch auf ihre Immobilität hin. Die Dünensande sind leicht kompaktiert aber kaum verwittert. Der Bodentyp der 2. Dünengeneration ist der *Eutric Regosol*. Im südlichen Randgebiet des Großen Erg von Bilma stockt auf der 2. Dünengeneration eine schütterere Annuellenflora aus *Panicum*- und *Stipagrostis*-Arten.

Die derzeit mobilen Dünen werden als 3. Dünengeneration bezeichnet. Sie sind an ihrer scharfen Formgebung zu erkennen. Ihre Sande sind nicht verfestigt. Die Dünen sitzen in der Regel den Altdünen der 2. Dünengeneration auf, von der sie sich bereits farblich absetzen. Die Karte des Arbeitsgebietes (Abb. 1) zeigt, daß die größeren aktiven Dünen bereits südlich Dibella deutlich an Bedeutung für die großräumige Reliefgestaltung verlieren.

Die hier skizzierte relative Altersabfolge der Dünengenerationen ist stratigraphisch eindeutig. Auch die absolute Altersstellung der mobilen Dünen der 3. Generation bereitet vor dem Hintergrund der in ihren Grundzügen hinreichend bekannten und diesbezüglich allseits als gültig anerkannten holozänen Klimageschichte keine Probleme (vgl. u.a. Kap. 1.3. und Tab. 1, siehe Kap. 5.5.). Ihre Anlage setzte vornehmlich mit der langfristigen Aridisierung, übergehend aus den feuchteren Klimaverhältnissen des übrigen Holozän, um 3000-2500 y.b.p. ein.

Schwerer fällt zunächst die absolute zeitliche Einordnung der 1. und 2. Dünengenerationen, da es an direkten Datierungen im Bereich der Dünenbasis oder an datierbaren unterlagernden Sedimenten beziehungsweise Böden in der Regel fehlt.

Bereits die gut erhaltenen Formen und die eher initiale Verwitterung der Dünen der 2. Generation schließen ein hohes, präholozänes Alter eindeutig aus und belegen eine Genese im Anschluß an die große Feuchtphase des Frühholozän. Die Dünen entstanden während des mittleren Holozän, welches im südsaharischen Raum gleich dem frühen Holozän bedeutende Seenphasen kannte, aber nicht mehr die gleiche hohe hygrische Gunst aufwies.

Ein weiterer Beweis ist die Tatsache, daß sich im Rahmen der Geländearbeiten nirgendwo frühholozäne Seesedimente fanden, die den Dünen der 2. Generation angelagert wären. Auch fehlen den mittelholozänen Altdünen außerhalb der Seebeckenbereiche hydro-morphe Merkmale wie die tiefgreifende Bleichung der 1. Dünengeneration, welche von hochstehenden Grundwässern der frühholozänen Feuchtzeit hervorgerufen wurde.

Infolge der klimatischen Schwankungen lief die Pedogenese auf der 2. Dünengeneration während des mittleren und jüngeren Holozän nicht kontinuierlich ab, wie auch die Dünenbildung selbst sicherlich nicht in einer eng begrenzten Phase stattfand, sondern ebenfalls mit den klimatischen Schwankungen einherging. Die geringmächtigen Bodenbildungen fielen teilweise der Deflation zum Opfer; Flugsande lagerten sich neuerlich auf. Die Form der Dünen wurde im Laufe der Zeit zwar abgerundet - die Dünen waren offensichtlich auch nicht hochmobil -, zur Ausbildung einer Bodenbildung mit mächtigeren Bv-Horizonten, deren Reste noch erhalten wären, kam es jedoch nicht.

Heute liegen derartige Verhältnisse nördlich des Tschadsees in der Region von Manga vor (50-150 mm/a). Hier wurden die schwach entwickelten Böden mit der Aridisierung des Klimas innerhalb der letzten 15-20 Jahre abgetragen. Die Gehölzvegetation starb infolge eines langsam absinkenden Grundwasserspiegels ab (vgl. Kap. 4.4.1.1.). Mit dem Ende der in das junge Holozän hineinreichenden Feuchtphasen waren die Dünen der 2. Generation jedoch soweit verfestigt, daß sie nicht mehr mobil wurde. Auch die Luftbilder und die daraus erstellten geomorphologischen Karten (Abb. 5 und 6) zeigen, daß mit Ausnahme des Kernbereichs des Großen Erg von Bilma die 2. Dünengeneration weitflächig das Relief prägt.

Die hocharide Phase des ausgehenden Pleistozän von 20000-16000 y.b.p. (Kanémien nach SERVANT 1973/83) trieb die Verbreitungsgrenze der mobilen Dünen weit nach Süden bis auf 14° Nord vor (siehe Kap. 5.2.) und muß auch in Ost-Niger mächtige Flugsandakkumulationen hinterlassen haben. Nimmt man für diese, in Nord- und Südafrika überall nachgewiesene und ebenfalls allseits anerkannte Trockenphase im Großen Erg von Bilma nicht etwa eine stratigraphische Lücke an, kann nur die 1. Dünengeneration Zeuge dieses bedeutenden ariden Abschnittes der jungquartären Klimageschichte sein. Die 2. Dünengeneration scheidet als korrelierte Bildung nachweislich aus.

In Ost-Niger begann um 11000 y.b.p. die frühholozäne Seenphase (vgl. u.a. SERVANT 1983, S.72). Der Beginn der frühholozänen Feuchtzeit liegt wahrscheinlich zwischen 14000-12000 y.b.p. Zu dieser Zeit setzte auf den umliegenden Dünen infolge der langsam zunehmenden jährlichen Niederschlagsmengen Bodenbildung ein, nachdem eine zunächst aus Annuellen, später aus Horstgräsern bestehende niedere Vegetation die Dünen weitgehend festgelegt hatte. Der Verwitterung der jungpleistozänen 1. Dünengeneration stand damit allein bis zur weitflächigen Überlagerung durch die holozäne 2. Dünengeneration ein Zeitraum von minimal 5000 Jahren, maximal wahrscheinlich 9000 Jahren zur Verfügung.

Das Frühholozän stellte hinsichtlich der hygrischen Gunst, was die Dauer und die Intensität betrifft, einen absoluten Höhepunkt dar. Dies dokumentiert bereits die Existenz der mehrere Dekameter tiefen und großflächigen Seen im Erg von Bilma, die über ihre Sedimente belegt sind.

Die Pedogenese wurde auch im weiteren Verlauf des Holozäns in Gang gehalten, wenngleich nicht in der Intensität, wie sie für das Frühholozän gefordert werden muß. Während der etwa 16000 Jahre seit ihrer Entstehung erfuhren die Dünenkörper eine weitgehende Abflachung.

Selbstverständlich wurden auch im Verlaufe des Frühholozäns Dünen im Zuge kurzer klimatischer Schwankungen remobilisiert oder neu gebildet. Darauf weisen unter anderem die Flugsandeinschaltungen in den lakustrinen Sedimenten hin. Wie heute im nigrischen Sahel, dürfte es lokal zu Bodenabträgen und Überwehungen gekommen sein, welche die Bodenbildung wieder auf ein Anfangsstadium zurückführten.

Losgelöst von einer zu schematischen Sichtweise, ist das Frühholozän im Erg von Bilma aber als eine Zeit intensiver Bodenbildung im heute vollariden Raum zu beschreiben.

Inwieweit die 1. Dünengeneration im Ost-Niger mit den rot-braun verwitterten Altdünen aus der westlichen Umrahmung des Murzukbeckens, welche HAGEDORN (1979) beschreibt, vergleichbar ist, muß vorerst offen gelassen werden. Im Falle einer Übereinstimmung würde das bislang bekannte Verbreitungsgebiet der im Frühholozän gebildeten *Chromic Arenosols* weit nach Norden in den inneren zentralsaharischen Bereich ausgedehnt, was für die paläoklimatologische Interpretation von großer Bedeutung wäre.

Ältere Böden jungpleistozänen Alters, die der von SERVANT (1983) als Ghazalien bezeichneten, jungpleistozänen Feuchtphase (20000 - 40000 y.b.p.) zugeordnet werden könnten (siehe Tab. 1), wurden im Erg von Bilma nicht angetroffen. Das heißt jedoch nicht, daß es derartige Reste nicht geben könnte, wenngleich nach SERVANT das Ghazalien hinsichtlich der Niederschlagsgunst mit der frühholozänen Feuchtzeit nicht vergleichbar ist.

Schon die ehemals flächig, in einer Mächtigkeit von mehreren Metern ausgebildeten lakustren Sedimente der holozänen Seen sind heute bereits wieder bis auf einzelne, zu Yardangs geformte Reste ausgeräumt. Die korrasive Kraft des nordost-passatischen Windfeldes ist enorm. Daher kann es nicht verwundern, daß die quartäre Sedimentations- und Bodenbildungsgeschichte im Ost-Niger in befriedigender Form lediglich bis etwa 20000 y.b.p. zu belegen ist.

Andererseits kann aus den gleichen Gründen die Belegarmut keinesfalls als Indiz für überwiegend aride Klimaverhältnisse gewertet werden.

Im folgenden soll der Bezug zwischen den südsaharischen und den sahelischen Altdünen im Arbeitsgebiet hergestellt werden. Bei den Dimensionen, welche die klimatischen und geomorphodynamischen Veränderungen des jüngsten Quartärs hatten, ist ein Vergleich der heute landschaftsökologisch so unterschiedlichen und doch benachbarten Zonen nachgerade zwingend.

5.2. Die Dünen des nigrischen Sahel östlich der Linie Agadez - Maradi (7. Meridian E' Gr.)

Im Sahel von Zentral- und Ost-Niger sind festgelegte und verwitterte Altdünen mit *Cambic Arenosols* weit verbreitet (Kap. 4.4.1.3.). Mit Ausnahme der Region von Manga nördlich des Tschadsees, die mit dem westlich davon gelegenen Bereich des engeren nigrischen Sahel nicht zu vergleichen ist (siehe Kap. 4.4.1.1.), wird das Relief, sofern in Dünensanden entwickelt, von diesem einheitlichen Altdünentyp nahezu identischen Verwitterungsgrades bestimmt. Daher ist ein gemeinsamer Aufwehungs- und Verwitterungszeitraum dieser Altdünen zu fordern.

Um Mißverständnisse zu vermeiden, ist vorzuschicken, daß es im nigrischen Sahel außer diesen Altdünen natürlich auch noch andere Dünen vornehmlich jüngeren Entstehungsalters gibt, hier dokumentiert durch das Profil 12986 5 (Kap. 4.4.1.3.). In einem klimatisch und damit auch geomorphodynamisch labilen Raum wie dem Sahel ist dies selbstverständlich (vgl. MENSCHING 1979b). Jedoch sind diese lokalen Flugsandakkumulationen und kleineren Dünen für die Gestaltung des gesamten Makroreliefs zumeist völlig unerheblich. Im Gegensatz zur Genese der hier zur Diskussion stehenden Altdünen dokumentieren sie keinen prinzipiellen Wechsel im geomorphodynamischen Geschehen des Raumes zwischen großräumiger Dünenaufwehung auf der einen und großräumiger Dünenverwitterung auf der anderen Seite.

Der Vergleich der in Kap. 4.4.1.3. beschriebenen Altdünen mit der 1. Dünengeneration der ost-nigrischen Südsahara drängt sich geradezu auf. Losgelöst von der aktuellen landschaftsökologischen

Zonierung des Sahel in den niederschlagsarmen Nord-Sahel mit weniger als 300 mm/a und den humideren Süd-Sahel mit 300-600 mm/a ist der Verwitterungsgrad dieser Altdünen stets vergleichbar. Die heute bestehende, klare hygrische Differenzierung hätte diese nahezu uniforme Verwitterung der sahelischen Altdünen meines Erachtens nicht bewirken können.

Als Aufwehungszeitraum der rubefizierten Altdünen kommt nach Kenntnis der jungquartären Klimageschichte das Holozän nicht in Betracht. Unter den jetzigen klimatischen Bedingungen wird selbst im Nord-Sahel nur dort Flugsand in größerem Umfang bewegt, wo der Mensch die Vegetationsdecke nachhaltig geschädigt hat. Sozusagen aus südsaharischer Sicht befinden wir uns derzeit aber in einer ariden Phase, wie sie während des Holozän bestenfalls um 4000 y.b.p. geherrscht haben kann. Eine Südverlagerung der Zone mobiler Dünen während des Holozän weit über die Grenzen der heutigen Verbreitung hinaus auf 14° N, wie sie zur Zeit der Genese der Altdünen bestand, kann daher mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Für die hocharide Phase des ausgehenden Pleistozän (Kanémien, 20000-16000 y.b.p.) jedoch ist eine deutliche Verschiebung der Klima- und damit der Landschaftszonen mit Vorrücken der mobilen Dünen nach Süden zu fordern und auch überall belegt (s.o.). Die rubefizierten sahelischen Altdünen können daher nur Bildungen dieses Zeitraumes sein. Sowohl eine jüngere, als auch eine ältere Anlage ist ausgeschlossen.

Damit entstand der hier diskutierte Altdünentyp des nigrischen Sahel (*Cambic Arenosols*) parallel zu den südsaharischen Dünen der 1. Generation (*Chromic Arenosols*) und hatte seine Hauptverwitterungsphase ebenfalls im frühen bis mittleren Holozän. Dies gilt nicht für die Dünen von Manga (s.u.), die jünger sind, und auch nicht für vereinzelt anzutreffende Reste älterer Dünen, die bereits präkanémienzeitlich gebildet wurden und offensichtlich älter als 40000 y.b.p. sind (Erg ancien, s.u.).

Jüngere Phasen mit Flugsandbewegung ließen lediglich einzelne Dünen und vielfach Überwehungen entstehen, welche vorhandene Oberböden begruben, so im Falle der Profile 31384 3, 4484 1 und 12986 5 (siehe Kap. 4.4.1.3.). TALBOT & WILLIAMS (1979) sehen als bedeutenden rezenten geomorphologischen Prozeß im nigrischen

Nordsahel vornehmlich die fluviatile Erosion der Altdünen und Verlagerung der Sande in die Unterhangbereiche, wengleich man bis etwa zur 300 mm-Isohyete durchaus auch auf rezente Flugsanddecken und kleinere Dünen trifft.

Die zwischen Agadez und Tanout vereinzelt, im Südsahel bei Maradi häufig vorgefundenen Altdünenreste (Kap. 4.4.1.3.) sind stark verwittert und tragen *Luvic Arenosols* mit Tonverlagerung und kräftiger Rubefizierung. Es handelt sich um den *Sol ferrugineu tropical lessivé* des französischen Klassifikationssystems.

Der südliche Anschlußbereich des Arbeitsgebietes auf nigerianischem Gebiet ist mir aufgrund der politischen Verhältnisse der Jahre 1984 bis 1986 nicht bekannt. Der Literatur zufolge setzen sich diese alten Dünensande bis in die Region von Kano fort und sind Zeugen eines wahrscheinlich frühwürmzeitlichen oder älteren Dünenvorstößes, der in der französischen Terminologie als *Erg ancien* bezeichnet wird (Kap. 5.5.).

Schwierigkeiten hinsichtlich der chronostratigraphischen Einordnung bereiten die bis auf den B₁-Horizont abgetragenen, nahezu vegetationsfreien Altdünen in der Region von Tanout (Kap. 4.4.1.3., Profil 14986 2), die im Rahmen der Geländearbeiten in dieser Form sonst nirgendwo im nigrischen Sahel angetroffen wurden. Für die eigenartige Erhaltungsform dieser Dünen scheint allein der alte, reliktsche B₁-Horizont verantwortlich zu sein, der in dieser Form den übrigen Dünen fehlt. Die Dünen sind tiefgreifend verwittert, unterscheiden sich aber hinsichtlich des Verwitterungstyps nicht eindeutig von den üblichen, kanémienzeitlich entstandenen Altdünen (20000-16000 y.b.p.). Den Dünenresten des *Erg ancien* (> 40000 y.b.p.) sind sie hingegen nicht gleichzusetzen.

Es ist auffällig, daß diese Altdünen offensichtlich ausschließlich im Raum von Tanout auftreten. Sie liegen in der Regel in Hanglagen oder Talungen zwischen den Inselbergen und Stufen. Der Gedanke liegt nahe, daß die Verwitterung aufgrund der topographischen Lage dieser Altdünen begünstigt war. Das gilt auch für die Altdünen, welche den unmittelbaren Kontakt zu den Hangbereichen heute nicht mehr aufweisen. Die bedeutenden Mächtigkeitsverluste, welche die Dünenkörper im Zuge ihrer Verflachung erfuhren, dürfen in diesem Zusammenhang nicht außer acht gelassen werden (siehe

Kap. 4.4.1.3., Profil 14986 2).

Daher sind diese Altdünen beim jetzigen Kenntnisstand ebenfalls als kanémienzeitliche Bildungen anzusprechen. Bis auf junge Flugsandakkumulationen geringerer Mächtigkeit (max. 1 m) treten im Raum von Tanout wie erwähnt sonst keine Dünenkörper auf. Bei einer älteren Einordnung der Dünen vom Typ des Profils 14986 2 entstünde aber regional eine stratigraphische Lücke, da die oft flächendeckend ausgebildeten und kaum verfestigten Flugsanddecken mit Sicherheit jungholozänen Alters sind. Der Charakter dieser Flugsanddecken aber verbietet eine Gleichstellung mit den rubefizierten Altdünen des nigrischen Sahel (*Cambic Arenosols*).

Lediglich die Dünen von Manga (Kap. 4.4.1.1.) sind als landschaftsprägende Elemente in ihrer jetzigen Form jüngeren, holozänen Alters. Möglichenfalls reicht ihre Anlage bis in das späte Pleistozän zurück; sie wurden während des Holozän und so auch in der Gegenwart jedoch immer wieder äolisch überformt. Der sehr geringe Verwitterungsgrad der Dünen mit Böden vom Typ eines *Eutric Regosol* gegenüber den *Cambic Arenosols* westlich dieser Region stützt diese Interpretation.

Bei gleicher Breitenlage der Manga-Dünen mit den verwitterten, kanémienzeitlichen Altdünen des nigrischen Sahel erklären sich die Unterschiede über die hygrische Ungunst in der Region von Manga. Die Isohyeten biegen hier wie auch weiter im Norden im Bereich des Erg von Bilma nach Süden ab. Im Osten der Republik Niger herrschen demnach aridere Verhältnisse. Während der jungholozänen Trockenphase um etwa 4000 y.b.p. werden die Dünen von Manga daher aktiv gewesen sein. Westlich der Region von Manga aber unterband die kräftig entwickelte Bodendecke eine neue, weiträumige Dünenaufwehung, selbst wenn man für den Bereich des heutigen nigrischen Sahel ein ebenfalls deutlich arideres Klimaregime während dieses Zeitraums annimmt.

5.3. Die Bedeutung der äolischen Sedimente und Böden auf den Plateaus

Im Sahel werden gegenwärtig, insbesondere zum Höhepunkt der Trockenzeit in den Frühjahrsmonaten, gewaltige Staubmengen transportiert. Unter anderem beschreibt SCHÜTZ (1980) Transporte saharo-

sahelischer Stäube bis in die Karibik und an die Küsten Lateinamerikas. Mit den derzeitigen Flugbahnen der nordafrikanischen Stäube setzen sich unter anderem TETZLAFF & WOLTER (1980) auseinander. KALU (1979) lokalisiert das Tschad-Becken als Hauptherkunftsgebiet der Stäube im Winter. Zum gleichen Ergebnis kommen MCTAINSH & WALKER (1982) und MCTAINSH (1984, 1987), welche Staubaussfallraten und Staubablagerungen in Nordnigeria untersuchen. WHALLEY & SMITH (1981) und ebenso WILKE et al. (1984) charakterisieren die Ablagerungen derselben Region hinsichtlich ihrer Mineralogie.

SARNTHEIN (1980, 1982) und SARNTHEIN & KOOPMANN (1980) beschreiben saharische und sahelische Staubablagerungen des jüngsten Quartärs aus Bohrkernen, die vor der westafrikanischen Küste gezogen wurden. Als Hauptliefergebiet der Stäube heben sie für die Gegenwart die Sahelzone hervor. Den Einfluß verschiedener Größen wie Windgeschwindigkeit, Bodenart, Bodenfeuchte und Vegetationsbedeckung auf die Korrasionsraten ermittelte GILLETTE (1979). YAALON & GANOR (1973) weisen auf die Bedeutung der Staubsedimentation für die Pedogenese hin.

Im Arbeitsgebiet sind es letztendlich die Böden, welche die gewaltigen Staubmengen freisetzen. Im Falle einer weitflächigen Schädigung der Grasnarbe sind die obersten Bodenhorizonte der Altdünen der Deflation schutzlos ausgesetzt. Der Verlust der sahelischen Böden an Feinstmaterial während der Trockenzeit ist enorm. Dies zeigen die häufigen Staubstürme der Frühjahrsmonate, welche die Landschaft mit einer mehrere Millimeter starken Schicht roten Staubes überziehen (s.u.). Belege sind weiterhin die kleinräumig umgelagerten Flugsandakkumulationen, denen die Ton- und Schlufffraktionen nahezu völlig fehlen. Die Böden der Altdünen als das Ausgangsmaterial dieser Flugsande enthalten die Fraktionen $< 63 \mu$ aber in Anteilen zwischen 10 % und 15 %.

Ein Teil der Feinstmaterialien gelangt in die Atmosphäre; tagelang herrscht nach Stürmen im Sahel der sogenannte "brume sèche" (Trockennebel), der von der hochreichenden Aerosolbelastung der Atmosphäre zeugt. Ein weiterer Teil wird jedoch bald wieder abgelagert. So gelangen die Stäube unter anderem auch in die Plateaubereiche, wo sie zu wiederum kleinen Teilen in den Sedimentfallen der Dayas beziehungsweise in flachen Eintiefungen oder zwischen den Steinen der Plateaubedeckung abgelagert und gehalten

werden.

In den Kapiteln 4.3.2. und 4.4.2. kann die Herkunft der in die Bodenbildungen auf den südsaharischen und sahelischen Plateaus einbezogenen Stäube geklärt werden. In beiden Räumen fällt eine Zweiphasigkeit im Ablagerungsgeschehen auf, die sich den Phasen der holozänen Klimaveränderungen zuordnen lassen.

Im Falle der Bodenbildung in einer Daya des südsaharischen Schichtstufenplateaus von Dibella im Großen Erg von Bilma läßt sich der erste Sedimentationszyklus der großen frühholozänen Feuchtzeit zuordnen, während die Materialien des zweiten Zyklus den Böden der jungholozän verwitterten 2. Dünengeneration entstammen. Unter den heutigen geomorphodynamischen Bedingungen findet in den südsaharischen Plateaubereichen keine nennenswerte Akkumulation von Feinstmaterial mehr statt.

Nach dem Prinzip des Aktualismus müßten im Sahel gegenwärtig die Vorgänge ablaufen, welche in den feuchten Phasen des Holozän beziehungsweise mit Ende derselben im Erg von Bilma vorlagen. Tatsächlich ist dies auch der Fall. Im Sahel entstammt das schluffreiche Material der obersten Horizonte der Böden in den Plateaubereichen den auf den umliegenden Altdünen entwickelten *Cam-bic Arenosols*. Deflation und Sedimentation sind rezente Prozesse.

In den tieferen Horizonten der Böden der sahelischen Plateaus finden sich Hinweise auf eine ältere, intensivere Bodenbildungsphase, die dem Holozän zugerechnet wird (siehe Kap. 4.4.2.), so daß auch hier eine Zweiphasigkeit belegt ist.

Die kräftigere pedogene Überprägung des älteren Horizontes aus allochthonem Feinstmaterial des Dibella-Profiles (s.o.) gegenüber seiner jüngeren Überlagerung bestätigt nicht nur die geomorphodynamischen Wechsel im Dünengebiet. Es zeigt sich, daß selbst in den hydrologisch benachteiligten Plateaubereichen der südsaharischen Schichtstufen während des Frühholozän intensive Bodenbildungsprozesse abliefen.

Paläoökologisch sind diese Befunde daher von großer Aussagekraft. Sie ergänzen das Bild, welches bereits mit Hilfe der Dünenstratigraphie und der verschiedenen Bodenbildungen auf den Dünen selbst gezeichnet wurde. Die Ergebnisse der vergleichenden Untersuchun-

gen im sahelischen Bereich erhärten diese Aussagen.

In Nord-Nigeria beschreibt McTAINSH (1987) die äolischen Ablagerungen als rezente Bildungen und bezeichnet sie als "dessert loess". Als Ursache für die Freisetzung des äolisch transportierten Materials führt McTAINSH den derzeitigen landschaftsökologischen Wandel des T Chad-Beckens von humiden in eher aride Klimabedingungen an (ders. S. 152).

Leider beschreibt McTAINSH keinerlei Profile. Er nennt auch keinen genaueren zeitlichen Rahmen der Staubsedimentation und gibt keine stratigraphische Einordnung des in Nord-Nigeria weitverbreiteten äolischen Materials. McTAINSH (1987, S.159) sieht die Südgrenze dauerhafter Ablagerung der Stäube noch südlich der Sudan-Savanne in der nördlichen Guinea-Savanne zwischen 12° und 10° N. Unter Hinweis auf die Untersuchungen von LUNDHOLM (1979) erkennt er eine geschlossene Vegetationsdecke als Grundvoraussetzung für eine längerfristige Sedimentation.

Dementsprechend fehlen im nigrischen Sahel und seinem unmittelbaren südlichen Anschlußgebiet derartig großflächige Ablagerungen. Der Sahel ist hinsichtlich des äolischen Transportes von Feinstmaterial ein Raum mit einer negativen Gesamtbilanz.

5.4. Das Alter der Mare-Böden

Da der Schwerpunkt der Geländearbeiten auf der Untersuchung der jungquartären (Dünen-) Sandsedimente und ihren Bodenbildungen liegt, können die Mare-Böden nur begleitend in die pedogenetische und paläogeomorphologische Analyse einbezogen werden. Tatsächlich erfordern die im südlichen Sahel weitverbreiteten Böden hinsichtlich der paläoökologischen Analyse eine tiefergreifendere Bearbeitung, als sie hier erbracht werden kann.

Die Vertisole von Gouré und aus dem Bergland von Koutous entstanden in besonderen topographischen Gunstlagen (Kap. 4.4.1.4.). Neben einem erhöhten Wasserangebot während der Regenzeit und einer längeren Verweildauer der Niederschläge im Boden über die Regenzeit hinaus hat die topographische Lage den für die Bodenbildung wesentlichen Eintrag von erodiertem Oberbodenmaterial zur Folge gehabt. Die Mare-Böden sind dementsprechend in Anlehnung an

AUBERT (1965) als topomorph zu bezeichnen.

BOCQUIER (1973) untersuchte Catenen in der Republik Tschad in topographisch vergleichbarer Lage, aber hinsichtlich der klimatischen Gunst in zwei unterschiedlichen Regionen mit etwa 600 mm und etwa 900 mm Jahresniederschlag. Ähnlich verfahren BOULET & PAQUET (1972) und BOULET (1978) in Obervolta, dem heutigen Burkina Faso.

Die von diesen Autoren bearbeitete Grenze rezenter Kaolinitisierungsprozesse im feuchteren südlichen Bereich und der Smectitbildung im Sahel wird im Arbeitsgebiet nicht erfaßt und steht hier nicht zur Diskussion. Bedeutungsvoll ist aber neben einer topographischen Trennung der pedogenetischen Prozesse die Frage, bei welcher jährlichen Niederschlagsmenge Smectitbildung als Grundlage der Weiterentwicklung der Vertisole abzulaufen vermag.

Die genannten Autoren kommen zu dem Ergebnis, daß die Smectitbildung in der nord-sudanischen Klimazone ein durchaus rezenter Vorgang ist, der bei lateralem Stofftransport in der Bodenlösung im Bereich des Unterhanges kulminiert. BOULET & PAQUET (1972, S.1203) übertragen die pedogenetischen Prozesse, welche sie für ihre Beispielregion mit 900mm/a als charakteristisch ansehen, auf die trockeneren sahelischen Bereiche mit 500 mm Jahresniederschlag, indem sie auf die steigende Bedeutung topographischer Bedingungen hinweisen. Hinzu kommt der Stauwassereffekt unterlagernder Gesteine. Unter diesen Gunstbedingungen weicht die Verwitterung lediglich graduell vom nord-sudanischen Typ ab und läßt auch im Südsahel Vertisole entstehen läßt. Diese Aussage wird von den eigenen Untersuchungen gestützt.

Hinsichtlich des Alters der Bodenbildung in den Mare-Senken innerhalb des Holozän lassen sich keine genauen Aussagen treffen. Die hohen Gehalte an organischer Substanz müßten jedoch C^{14} -Datierungen erlauben, die dann aussagekräftig sind, wenn die Proben an der Basis der Profile beziehungsweise unterhalb der selbstmulchenden Zone der Vertisole entnommen werden.

Fest steht, daß die Böden im Anschluß an die letzte Phase sahelischer Dünenaufwehung entstanden. Auch heute sind die Vertisole frei von Sandüberwehungen, was die äolischen Sedimentationsprozesse der Gegenwart als lediglich kleinräumige Umlagerungsvor-

gänge charakterisiert. Der sehr geringmächtige und vergleichsweise wenig entwickelte Mareboden bei Ngourti in der Region von Manga kann zum Vergleich herangezogen werden (Kap. 4.4.1.1.). Für die Manga-Dünen wurde ein mittel- oder jungholozänes Entstehungsbeziehungsweise Überprägungsalter gefordert. Die Datierung einer Holzkohleschicht in 15 cm Profiltiefe ergab ein C^{14} -Alter von 380 ± 70 y.b.p. Der Boden setzt sich darunter in vergleichbarer Ausbildung bis in 50 cm Tiefe fort. Dieser Bildung ist durchaus ein lediglich jungholozänes Entstehungsalter zuzubilligen.

Die vergleichsweise mächtigen Vertisole mit Ah-Horizonten von > 1 m aber dürften meines Erachtens kaum allein im Jungholozän entstanden sein. Wenngleich dieser Bodentyp auch gegenwärtig weiterbildet wird, ist anzunehmen, daß sich die Entwicklung dieser Profile über das gesamte Holozän erstreckte. Die Vertisole und Paravertisole des nigrischen Sahel sind daher ein zusätzliches Kriterium für die Einstufung der Genese der reliefbildenden Altdünen des zentralen nigrischen Sahel in das Jungpleistozän und nicht etwa in das mittlere oder junge Holozän.

5.5. Die Chronostratigraphie der (Alt-)Dünen in der Literaturdiskussion

Die Existenz älterer Dünenaufwehungen und nachfolgender feuchter Phasen im saharischen Raum ist seit langem bekannt. FAURE (1966) bezeichnet die ältesten, verwitterten Dünen flächendeckender Ausbildung des Ost-Niger als Erg ancien I oder Dunes I, ohne eine genauere zeitliche Einordnung zu geben (ders. S.35ff.). Die Genese dieser Dünen bringt FAURE nicht mit dem jüngsten Pleistozän in Zusammenhang, stellt sie aber als einzigste bedeutende Dünenbildungsphase vor der großen Feuchtphase des Frühholozän heraus, für die es im Ost-Niger morphologische Zeugen gibt. Die frühholozäne Feuchtzeit läßt FAURE ohne tiefgreifende Unterbrechung bereits im Jungpleistozän bei 22000 y.b.p. beginnen, eine Auffassung, die aufgrund zahlreicher ^{14}C -Datierungen nach dem heutigen Kenntnisstand nicht mehr vertretbar ist.

Diese Feuchtzeit ließ nach FAURE zwischen 22000 und 7000 y.b.p. den Paläo-Tchadsee entstehen, der in einem absoluten Höhenniveau von 380-400 m Teile des Arbeitsgebietes überflutete. Innerhalb der von FAURE et al. (1963, S.44) eingezeichneten Grenzen dieses

Palão-Tchadsees hat man sich sicherlich keine geschlossene Wasserfläche vorzustellen. Auch die Seebecken von Fachi und Bilma zählen zum hydrologischen System dieses Lac Atérien. Anschließend trocknete der Palão-Tchad aus, und es entstanden nach FAURE die mittelholozänen Dunes II des Erg ancien II. Darauf folgte neuerlich eine humide Phase, die lakustrine Sedimente hinterließ, jedoch bei weitem nicht die Bedeutung der großen Feuchtphase (22000 -7000 y.b.p. nach FAURE) erlangte. Etwa ab 3500 y.b.p. verschwanden die Seen. Nördlich 16° Nord entstanden die heute aktiven Dünen, FAURE's Erg actuel. Südlich davon wurden die Dünen durch Vegetation festgelegt und verwitterten.

Zu abweichenden Ergebnissen kommt SERVANT (1983). Ab 40000 y.b.p. setzte nach SERVANT eine mäßig akzentuierte Periode klimatisch feuchter Verhältnisse ein, die er - wie bereits erwähnt - als Ghazalien bezeichnet (ders. 1983, S. 111). Die Hauptbildungsphase der lakustrinen Sedimente dieser Periode lag nach SERVANT zwischen 30000 und 20000 y.b.p.

Auf das Ghazalien folgt die hocharide Phase des Kanémien, deren Höhepunkt nach SERVANT im Ost-Niger um 16000 y.b.p. erreicht war.

Ab 12000 y.b.p. schlugen die klimatischen Verhältnisse wiederum um und leiteten eine neuerliche Bildung stehender Gewässer im südsaharischen Raum ein. Der Höhepunkt der Seenphase lag zwischen 9000 und 8000 y.b.p. SERVANT gibt diesem Zeitraum den Namen Tchadien. Zwischen 8000 und 7000 y.b.p. tritt nach SERVANT wiederum eine Dünenbildungsphase ein, welche aufgrund einer Verschiebung der Klimazonen um etwa zehn Breitengrade gegen Norden langsam zu den heutigen klimatischen Verhältnissen überleitet.

Um 6000 y.b.p. befand sich der Seespiegel des Palão-Tchad nach SERVANT (1983, S.55) immer noch bei 320 m absoluter Höhe, beeinflusste damit jedoch nicht mehr den engeren Bereich des Arbeitsgebietes. Die holozänen Seen der Südsahara bestanden unter Ablauf mehrerer Hochstände und Regressionen bis etwa 2000 y.b.p., um schließlich völlig auszutrocknen.

In eine vergleichbare Richtung gehen die Untersuchungsergebnisse von MALEY (1980), der ebenfalls das engere Tchadbecken bearbeitet hat.

Neben den Seesedimenten sind die Dünengenerationen der Sahara und des Sahel die auffälligsten Zeugen klimatischer Veränderungen. Sie werden aus allen Teilen des Sahel von Westafrika bis in den Nord-Sudan beschrieben. Für Westafrika sind unter anderem die Untersuchungen von DAVEAU 1965, GALLAIS 1967, HÉBRARD 1972 zu nennen. Von besonderer Bedeutung aber sind die Arbeiten von MICHEL (1973, 1977, 1980a, 1980b), der für Westafrika - vornehmlich im Senegal - in der Lage ist, die jungquartäre Reliefentwicklung lückenlos darzustellen.

MICHEL (s.d.) legt die hyperaride Phase in den Zeitraum zwischen 20000 und 14000 y.b.p. MICHEL nennt die Phase weiträumiger Dünenbildung im heutigen westafrikanischen Sahel Ogolien; sie deckt sich zeitlich mit dem Kanémien SERVANT's.

Während des ausgehenden Pleistozän drangen die Dünen, wie erwähnt, weit nach Süden auf etwa 14° Nord vor und bauten den Altdünengürtel des heutigen Sahel auf (u.a. auch MENSCHING 1979b, ROGNON 1980b). Ebenso wurde bereits darauf hingewiesen, daß sich auch weiter südlich im Bereich der Sudanzone Altdünen finden, die gegenüber den nördlicher gelegenen sahelischen Altdünen weitaus kräftiger verwittert sind (*Luvic Arenosols*).

BOCQUIER & GAVAUD (1964) und GAVAUD (1965, 1968) bezeichnen die ältesten Dünenreste im Sahel der Republik Niger als Erg ancien und setzen sie dem Erg ancien I von FAURE gleich (s.o.). Die südliche Verbreitungsgrenze des Erg ancien, der nach Annahme der genannten Autoren zwischen 100000 und 50000 y.b.p. entstanden sein soll, liegt den Literaturangaben zufolge südlich Kano (12° Nord). Die jüngeren reliefbestimmenden Altdünen des nigrischen Sahel werden von den o.g. Autoren als Erg récent bezeichnet und wiederum in Anlehnung an die südsaharischen Dunes II des Erg ancien II FAURE's ins mittlere Holozän (< 7000 y.b.p.) gestellt (vgl. GAVAUD 1968, S.289).

GROVE (1958) hingegen nimmt keinerlei Unterteilung der Altdünen des nigrischen Sahel vor. Er sieht eine einphasige Entstehung des Ancient Erg of Hausaland. Gleiches gilt für SOMBROEK & ZONNEVELD (1971), die in Nordwest-Nigeria gearbeitet haben. Gemäß der dortigen Geländebeziehungen erkennen sie ebenfalls nur einen Zyklus der Dünenbildung. Die älteste sahelische Altdünengeneration tritt offensichtlich erst südlich der Verbreitungsgrenze der jüngeren

Altdünen bei 14° Nord (Erg récent) in bedeutenderem Maße in Erscheinung. Nördlich davon finden sich nur sehr vereinzelt Reste, die sich ohne eingehende Kenntnisse der geomorphologischen und pedologischen Verhältnisse im Süd-Niger kaum zuordnen lassen.

Die eigenen Untersuchungen bestätigen die quartärstratigraphischen Ergebnisse von BOCQUIER, BOULET und GAVAUD, allerdings nicht die von den GAVAUD (1965) postulierte zeitliche Stellung der unterschiedlichen Dünen. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, daß die von GAVAUD (1968, S.289) in strikte Anlehnung an FAURE (1966) vorgenommene Chronostratigraphie falsch ist. FAURE hatte die extrem aride Periode des ausgehenden Pleistozän - das Ogo-lien nach MICHEL bzw. das Kanémien nach SERVANT - nicht erkannt, weshalb es zu der viel zu jungen Einstufung des Erg récent durch GAVAUD ins Holozän (< 7000 y.b.p.) kommt.

Für den Erg récent unterstreicht GAVAUD (1968) richtigerweise, daß während des jüngsten Holozän, das heißt seit dem Ende der südsaharischen Seenperiode vor etwa 3000 y.b.p. (nach GAVAUD bzw. FAURE), keine bedeutenden Rubefizierungsprozesse mehr abliefen. Die Verwitterung der Dünen des Erg récent mußte GAVAUD zufolge innerhalb von nur 2000 bis 2500 Jahren die heute - zumindest im Nord-Sahel - reliktschen Böden geschaffen haben, ein äußerst knapper Zeitraum. Schon aus dieser Überlegung heraus verbietet sich die Annahme eines holozänen Alters der Dünen des Erg récent, deren jungpleistozäne Anlage meines Erachtens zwingend bewiesen ist (siehe Kap. 5.2.).

Für die Region von Manga ist die Einteilung nach GAVAUD ebenfalls nicht haltbar, da er mit dem Erg ancien - richtigerweise - die ältesten Dünen meint, welche im Arbeitsgebiet nur selten zu Tage treten - so in Niger bei Maradi und weiter südlich nach Nigeria hineinreichend - und nicht etwa die sich westlich von Manga anschließenden rubefizierten Altdünen seines Erg récent. Bezieht man die hohen, kaum verwitterten Manga-Dünen in die Gesamtbeurteilung mit ein, so ist für den nigrischen Sahel im Bereich des Arbeitsgebietes unbedingt eine Dreiteilung der Dünengenesse vorzunehmen. Die Manga-Dünen repräsentieren demzufolge einen Erg récent II, der in Niger - offensichtlich im Gegensatz zum Tchad - nur von geringer zonaler Bedeutung ist.

BOULET (1978) übernimmt die im nigrischen Sahel erarbeitete stra-

tigraphische Gliederung für Obervolta. Jedoch findet sich nunmehr eine offensichtlich korrigierte zeitliche Einordnung des Erg récent. Der Erg récent wird von BOULET (1978, S. 29ff.) jetzt mit den ogolien- bzw. kanémienzeitlichen Altdünen gleichgestellt. Dies entspricht den hier vorgestellten eigenen Untersuchungsergebnissen für den nigrischen Sahel, die bei Geländearbeiten in Obervolta im Raum von Kellé nördlich Ougadougou zumindest für diese Region bestätigt werden konnten.

Ein Nachteil der französischen Arbeiten in Niger ist, was die Veröffentlichungen betrifft, die vornehmlich descriptive Arbeitsweise im Zusammenhang mit der Frage nach den Entstehungszeiträumen der unterschiedlichen Altdünen. Auch BOULET (1978) gibt keine sedimentologische oder bodenkundliche Analytik. Dies macht überregionale Vergleiche sehr schwierig und führt zu Verwirrungen.

COUREL (1977) übernimmt für das west-nigrische Liptako die von BOCQUIER, BOULET und GAVAUD in den sechziger Jahren eingeführte Gliederung namentlich. Allerdings weichen ihre Altersangaben von den Vorgaben dieser Autoren ab, wobei BOULET (1978) nunmehr ausgenommen werden muß. COUREL's Interpretation nähert sich den eigenen Ergebnissen und der für den saharischen Ost-Niger allgemein als gültig erkannten jungquartären Klimageschichte.

Die Altdünen des Liptako beschreibt COUREL als pedogenetisch unter deutlicher Rubefizierung intensiv überprägt. Dem Autor sind diese Dünen bekannt. Aus dem Raum um Niamey liegen eigene Vergleichsprofile vor. Sie unterscheiden sich nicht von den im Arbeitsgebiet vorgefundenen, rubefizierten Altdünen des Sahel, weshalb ein identischer, jungpleistozäner Aufwehungszeitraum als gesichert erscheint.

COUREL ordnet die Dünen ebenfalls dem Erg récent zu, macht diesen jedoch deutlich älter als GAVAUD (1968) und stellt die Hauptphase der Dünenaufwehung für das Liptako in das Jungpleistozän. Allerdings setzt bei ihr die aride Periode bereits um 28000 y.b.p. ein, um bei 10000 y.b.p. zu enden. Unterbrochen wurde diese lange aride Periode nach COUREL lediglich von einer kurzen Feuchtphase um 20000 y.b.p., womit sie im Grunde nicht prinzipiell von der Klimakurve des Ost-Niger abweicht. Das Ghazalien SERVANT's (1983) in der Zeit vor etwa 22000 y.b.p. ist für die ost-nigrischen Dünengebiete nicht eindeutig nachgewiesen.

Auf die hocharide Phase des ausgehenden Pleistozän läßt COUREL (1977, S.272) die große holozäne Feuchtphase (Nigéro-Tchadien) folgen, die sie mit Schwankungen bis in das junge Holozän um 3500 y.b.p. belegt sieht. Während dieser Zeit wurden die Dünen über Bodenbildungen festgelegt. Auch im Liptako fehlt eine holozäne aride Phase, die eine junge Dünengeneration hätte entstehen lassen können. COUREL findet damit im Liptako Verhältnisse vor, die den eigenen Untersuchungen für den Bereich des mittleren und östlichen nigrischen Sahel entsprechen.

Im Gegensatz zu COUREL (1977) sieht MICHEL (1973), den Gegebenheiten in Ost-Niger vergleichbar, eine kurze Unterbrechung der feuchten Klimaverhältnisse des Holozäns durch eine Trockenphase des Neolithikums. MICHEL leitet daraus jedoch ebenfalls keine neuerliche Dünenphase im Sahel ab. Eine partielle Wiederbelebung der Dünenaktivität zwischen 8000 und 7000 y.b.p. hält er nicht für ausgeschlossen. Als Verwitterungsphase der ogolienzeitlichen Dünen gibt er den Zeitraum von 11000 bis 4000 y.b.p. an, wobei er für die frühholozäne Feuchtzeit den Begriff Tchadien von SERVANT übernimmt. Die neolithische Feuchtzeit bezeichnet er als Nouakchottien (vgl. auch MICHEL 1977, 1980a, 1980b). MICHEL's Untersuchungen bestechen durch deduktive Klarheit und decken sich sehr gut mit den eigenen Ergebnissen.

Untersuchungen der Arbeitsgruppe um PETIT-MAIRE & RISER (1981, 1983) im südsaharischen Nordost-Mali weisen, entsprechend den Verhältnissen in der ost-nigrischen Südsahara, auch dort unterschiedliche Dünengenerationen aus. Allerdings wird diese Tatsache von den Bearbeitern nicht gesondert hervorgehoben. In den Seebekken bilden häufig graugefärbte Dünen (Paléodune grise) die Basis. Selten sind sie als Vollformen erhalten.

Die Paléodune grise sind ganz ohne Zweifel der 1. Dünengeneration der ost-nigrischen Südsahara gleichzustellen (20000-16000 y.b.p.). Die Autoren sehen die hyperaride Phase des ausgehenden Pleistozän ebenfalls als belegt an und greifen die Benennungen des Ogolien (MICHEL) bzw. Kanémien (SERVANT) auf. Die Altdünen werden von lakustrinen Sedimenten bedeckt, die in den Zeitraum von 8000-6000 y.b.p. datiert werden (PETIT-MAIRE & RISER 1983, S.65ff.).

Während der kurzen jungholozänen Trockenphase entstand in Nord-

ost-Mali eine weitere, jüngere Dünengeneration, die unter anderem den Seesedimenten der frühholozänen Feuchtzeit aufsitzt (dies. S.82, vgl. auch das Schema auf S.67). Außerhalb der Seebecken treten dem vollariden Klima gemäß derzeit mobile Dünen auf (Erg actuel).

Damit finden sich auch in der Südsahara Nordost-Malis die drei saharischen Dünengenerationen des ost-nigrischen Arbeitsgebietes. Der Erg ancien FAURE's (> 50000 y.b.p.), der - wie im Rahmen der vorliegenden Arbeit ausgeführt - im Gegensatz zu den Untersuchungsergebnissen FAURE's in der ost-nigrischen Südsahara nicht vorgefunden wurde, fehlt offensichtlich auch in Nordost-Mali. Für den südlichen nigrischen Sahel ist die Existenz einer pleistozän verwitterten Dünengeneration (Erg ancien) hingegen belegt.

Aus der Qoz-Zone Nord-Kordofans (Rep. Sudan) liegt zur Quartärgeomorphologie und insbesondere zur Dünenstratigraphie die grundlegende Arbeit von WARREN (1970) vor (siehe auch GROVE & WARREN 1968, WILLIAMS 1968). WARREN erkennt zwei Altdünengenerationen, die bereits über ihre Form zu unterscheiden sind, und benennt sie als Low Qoz und High Qoz.

Den Niederen Goz (Low Qoz) beschreibt WARREN als wenig strukturierte Altdünenlandschaft mit kräftiger Bodenbildung. Auffällig sei gegenüber den jüngeren Altdünen des Hohen Goz (High Qoz) aus bodenkundlicher Sicht die Färbung der Altdünen mit einem Farbwert um 5YR5/6 (dry?), ein pH zwischen 5 und 6 in den obersten Bodenhorizonten sowie häufig eine Tonanreicherung mit zunehmender Profiltiefe (Lessivierung). Die Altdünen des Hohen Goz dagegen sind kräftiger reliefiert und schwächer verwittert. Die Bodenprofile zeigen keine eindeutige Horizontierung. Der pH liegt zwischen 7 und 8.

Nach WARREN (1970) reicht der Niedere Goz bis auf 10° Nord nach Süden, einem Gebiet, das heute bis zu 1000 mm Jahresniederschlag erhält. Die nördliche Begrenzung der Altdünenlandschaft des Goz liegt bei 15° Nord; hier fallen derzeit 100 mm/a. Die 100 mm-Isohyete stellt nach WARREN gleichzeitig die Südbegrenzung der mobilen saharischen Dünen dar. In Zentral-Kordofan wird der Niedere Goz von den Altdünen des Hohen Goz überlagert.

Zur Altersstellung der Goz-Altdünen findet WARREN (1970) keine

eindeutigen Belege. So vermeidet er es, den Aufwehungszeitraum der Dünen des Niederen Goz exakter als mit jüngstpleistozän zu umreißen. Als Bodenbildungszeitraum nimmt er das Frühholozän an.

Er stützt sich dabei auf Datierungen, die WILLIAMS (1966) an Sedimenten des zu jener Zeit vom Weißen Nil gebildeten Sees gewann. Auf die Diskrepanz zwischen dieser Altersstellung und den Altersangaben nach FAURE (1966) weist WARREN hin; oben wurde ausgeführt, daß die Annahme FAURE's, das ausgehende Pleistozän sei im Ost-Niger zwischen 22000 und 7000 y.b.p. durchgehend feucht gewesen, mittlerweile als überholt gelten muß. Die Aufwehung des Hohen Goz mit nachfolgender Festlegung der Dünen stellt WARREN in das mittlere Holozän.

Detailliertere Angaben zur Beschaffenheit der Böden und der Dünensande macht WARREN (1970) leider nicht, was hinsichtlich der Vergleichbarkeit der Bodentypen nachteilig ist. Jedoch kann hier auf einige pedologische Untersuchungen von FELIX-HENNINGSEN (1984) zurückgegriffen werden.

FELIX-HENNINGSEN beschreibt die Böden des Niederen Goz als verfestigte, rotbraune reliktsche Böden (5YR4/8-3/6, dry) mit Mittelsanddominanz, einem Kohärentgefüge - hervorgerufen durch Ton-Eisenoxidhüllen - und deutlicher Lessivierung. Darüberhinaus treten in den basalen Teilen seiner Profile häufig Kalkanreicherungshorizonte auf, was er bei primär karbonatfreiem Substrat teilweise auf die Feldspatverwitterung, aber auch auf äolischen Karbonateintrag zurückführt.

Der typische Boden des Hohen Goz zeigt nach FELIX-HENNINGSEN unter einem schwach humosen A-Horizont einen "hellrötlichbraun" gefärbten Bv-Horizont von 50 cm Mächtigkeit. Tonbildung sei kaum zu erkennen, Merkmale einer Tonverlagerung fehlen. Das Bodengefüge wird als Einzelkornggefüge angesprochen (ders. S.295). Im Gegensatz zu den Böden des Niederen Goz ist die rotbraune Färbung der Böden des Hohen Goz weniger ausgeprägt und liegt bei 7.5YR6/8.

Aus der nördlichen Republik Sudan beschreibt GLÄSER (1987) im heute wüstenhaften Raum und unter anderem auch aus Nord-Kordofan rote Verwitterungsreste alter Dünen. Sie bezeichnet die sandsteinartig verhärteten Zeugen einer intensiven Pedogenese als

Aolianite, ein in der Sedimentologie selten gebrauchter Begriff, der für alle (Locker-)Gesteine steht, die ihre Entstehung äolischen Prozessen verdanken. Im vorliegenden Fall handelt es sich offensichtlich um alte Bodenreste.

Die Aolianite sind ungewöhnlich kräftig verwittert. Für den Bereich des nord-sudanischen Qoz Abu Dulu ermittelt GLÄSER (1987, S.193) Schluff- und Tongehalte von > 20%, ein für eine Dünensandverwitterung extremer Wert. Im allgemeinen liegen die absoluten Gehalte an pedogenem, dithionitlöslichem Eisen ($Fe_{dith.}$) im Untersuchungsgebiet GLÄSER's zumeist bei 0.25% (frdl. schriftl. Mitteilung 1988). Dies entspricht den eigenen Analyseergebnissen an rubefizierten Dünensanden in Sahara und Sahel (0.2 - 0.4% $Fe_{dith.}$). Bemerkenswert hoch ist der über das Verhältnis von $Fe_{oxal.}$ zu $Fe_{dith.}$ ausgedrückte Aktivitätsgrad mit Faktoren von 2.1 bis 2.9 (GLÄSER 1987, S.90), der in sämtlichen Altdünenaufschlüssen nachgewiesen wird.

GLÄSER (1987, S.87) stellt die Aolianite des Nord-Sudan stratigraphisch den ältesten Altdünen Nord-Kordofans gleich, obwohl die Profile dort offensichtlich einen niedrigeren Verwitterungsgrad ausweisen. GLÄSER gibt für die Region des Wadi el Milk Schluff- und Tongehalte der Altdünen zwischen 5% und 8% an. Der Kaolinit, der in den Aolianiten des Nordens das einzige Tonmineral der Tonfraktion ist, ist hier mit Dreischichtmineralen vergesellschaftet.

Über die für den Qoz der Abu Dulu-Region von GLÄSER aufgrund der weit vorgeschrittenen Pedogenese zu Recht geforderten Altersstellung der Aolianite in das Jungpleistozän (> 25000 y.b.p.) kommt die Autorin auch für die Altdünen des Niederen Goz auf ein nicht mehr kanémien- oder ogolienzeitliches Aufwehungsalter, wie dies WARREN (1970) angibt, sondern ordnet den jüngeren Hohen Goz diesem Zeitraum zu. Ein wichtiger Punkt ihrer Argumentation ist die Annahme einer vergleichsweise geringen Verwitterungsgunst der frühholozänen Feuchtzeit und die Tatsache, daß die Existenz der mittelholozänen Trockenphase, die nach WARREN als Aufwehungszeitraum der Dünen des Hohen Goz in Frage kommt, bislang nur unzulänglich über Absolutdatierungen belegt ist.

Die Untersuchungen GLÄSER's sind für den Vergleich mit den ebenfalls saharischen wie sahelischen Altdünenverwitterungen des ost-

nigrischen Raumes wertvoll. Die Form der Erhaltung der Altdünenreste als yardangähnliche "Äolianitblöcke" der saharischen Goz Abu Dulu-Region und ihre pedogenen Charakteristika machen eine Parallelisierung mit den Paläoböden der 1. Dünengeneration des Großen Erg von Bilma jedoch unmöglich (vgl. Kap. 4.3.1.). Die *Chromic Arenosols* des Erg von Bilma und seines südlichen Randgebietes sind bei weitem nicht derart kräftig verwittert. Das von GLÄSER zu Recht geforderte jungpleistozäne Alter der Äolianite des Nord-Sudan läßt sich nicht auf die Verwitterungsbildungen der 1. Dünengeneration übertragen.

Eher vergleichbar mit der 1. Dünengeneration des saharischen Ost-Niger sind Bildungen, die GLÄSER am Fuße jüngerer Altdünen findet und als altholozäne Verwitterungen bezeichnet (a.a.O., S.101ff.). Dennoch bleibt die Korrelation problematisch. Auch die Beschreibungen der Altdünen des Niederen wie des Hohen Goz durch FELIX-HENNIGSEN (1984) lassen sich nicht ohne weiteres mit den Befunden aus dem nigrischen Sahel vergleichen.

Die Schilderung, die FELIX-HENNIGSEN für die Verwitterung der Altdünen des Hohen Goz gibt, gleicht auch nicht den holozän aufgewehten Manga-Dünen (Kap. 4.4.1.1.). Sie ähnelt noch am ehesten dem Profil 28886 1, welches, abweichend von den für den zentralen nigrischen Sahel typischen sahelischen Altdünen des Kanémien, einen etwas geringeren Verwitterungsgrad aufweist.

Postuliert man eine zeitlich parallele Entstehung der Dünenlandschaft des Hohen Goz mit der Altdünenlandschaft des nigrischen Sahel - wobei die Region von Manga ausgenommen werden muß -, so ließen sich die pedologischen Unterschiede lediglich über eine geringere Niederschlagsgunst des Frühholozän im weiter östlich gelegenen Sudan erklären. In diesem Fall müßte der Niedere Goz tatsächlich jungpleistozänen Verwitterungsalters sein, wie von GLÄSER (1987) gefordert, und den ältesten, stark verwitterten Dünenanden im südlichen nigrischen Sahel, den *Luvic Arenosols* des Erg ancien entsprechen.

Ein weiterer Beleg für eine ältere Anlage des Niederen Goz ist meines Erachtens die starke fluviale Überprägung der Altdünen und die von WARREN (1970) beschriebene Anlage eines durchgängigen gerichteten Gewässernetzes.

Für die jungpleistozän verwitterten Äolianite GLÄSER's in der saharischen Region des Qoz Abu Dulu fehlen im südsaharischen Ost-Niger Äquivalente als Zeugen einer frühwürmzeitlichen oder älteren Feuchtphase derartigen Ausmaßes. Vor dem Hintergrund der bedeutenden Kraft der Korrasion im Bereich des Erg von Bilma während des jüngeren Pleistozän und des Holozän ist eine derartige stratigraphische Lücke durchaus vorstellbar, ja fast zu fordern.

Es muß hier dahingestellt bleiben, inwieweit sich die Altdünenentwicklung des Sudan mit der des Ost-Niger gleichstellen läßt. Im Grunde ist die über lakustrine und limnische Sedimente der Ostsahara erstellte Klimakurve in großen Zügen den Gegebenheiten im ostnigrischen Raum und letztlich auch mit der westafrikanischen Klimageschichte des Jungpleistozän und des Holozän identisch (siehe PACHUR & BRAUN 1982, GABRIEL & KRÖPELIN 1983, PACHUR & RÖPER 1984, GABRIEL 1986, PFLAUMBAUM 1987, PACHUR et al. 1987).

Eine zumindest prinzipiell gleichartige Abfolge von Aufwehung und Verwitterung der Altdünen ist daher zu erwarten.

6. DIE BEDEUTUNG DER GEOMORPHOLOGISCHEN UND PEDOLOGISCHEN BEFUNDE FÜR DIE REKONSTRUKTION DER KLIMATISCHEN VERHÄLTNISSE

Die Untersuchungsergebnisse erlauben es, Beiträge zur Diskussion der klimatischen Verhältnisse der vergangenen 20000 Jahre zu geben. Selbstredend ist eine exakte und lückenlose Beschreibung nicht möglich. Dennoch können Aussagen zu den klimatischen Rahmenbedingungen einzelner Abschnitte getroffen werden.

Bereits MAINGUET et al. (1983) können zeigen, daß die Sande der Altdünen im nordöstlichen nigrischen Sahel weitgehend allochthonen Ursprungs sind und keine nennenswerte autochthone Beeinflussung erkennen lassen. Der Ferntransport der Sande und damit die Windgeschwindigkeit während des Kanémien (20000-16000 y.b.p.) waren bedeutend.

MAINGUET und Mitarbeiter ziehen die Grenze zwischen allochthoner und eher autochthoner Materialherkunft im Niger im Bereich des Ader Doutchi und postulieren eine geringere Kraft des Windfeldes südwestlich dieser Region. In die gleiche Richtung deuten, wie erwähnt, die Arbeiten aus dem Liptako von COUREL (1977) und CHAMARD & COUREL (1981).

Der weite Vortrieb allochthoner saharischer Dünensande im nigrischen Sahel ist meines Erachtens auf den Düseneffekt zurückzuführen, den das Air-Gebirge dem Nordost-Passat während der Hochphase des Kanémien verstärkt aufzwang. Die Karte des Arbeitsgebietes (Abb. 1) läßt anhand des Verlaufes der großen Längsdünenzüge die Zone der höchsten Windgeschwindigkeit zu Zeiten der Dünenentstehung erkennen. So ist es zu erklären, daß bei gleicher Breitenlage weiter westlich im Liptako und auch nördlich dieser Region der autochthone Charakter der Dünensande klar hervortritt. In diesen Gebieten gingen unter der Aridisierung die schützenden Böden verloren. Die Sande wurden mobil. Es entstanden weiträumig Dünen, auch über den heutigen Sahel nach Süden hinaus.

Für den nigrischen Südsahel mit Jahresniederschlägen von 500 mm (Station Zinder 478 mm/a) ist daher während des Kanémien eine Abnahme der jährlichen Regenmenge auf etwa ein Zehntel (50 mm/a) der derzeitigen, im langjährigen Mittel angegebenen Mengen abzuleiten. In der heutigen Sudan-Zone dürften zum Höhepunkt der Trockenphase Klimaverhältnisse mit maximal 100 mm Jahresnieder-

schlag geherrscht haben.

Im Bereich des Erg von Bilma (< 20 mm/a) und seines südlichen Randgebietes unterschieden sich die hygri-schen Bedingungen während des Kanémien kaum von den heutigen. Allerdings waren die Windgeschwindigkeiten bedeutend höher. Die südsaharischen Plateaus sandeten in sehr viel stärkerem Maße ein, als dies gegenwärtig der Fall ist. Dies belegen die verwitterten Dünenreste insbesondere an den Osthängen der südsaharischen Massive. Möglichenfalls reicht auch die primäre Anlage der großen, zum Teil viele Dekakilometer langen Längsdünenzüge bis in diese Zeit zurück.

Das ausgehende Pleistozän ist mit dem Kanémien (20000-16000 y.b.p.) als eine Phase hocharider Klimaverhältnisse zu beschreiben, wie sie nachfolgend nicht mehr auftraten. Im gesamten Arbeitsgebiet, sowohl in der Südsahara wie im Sahel (heutige 500 mm -Isohyete, wurden in bedeutendem Maße Flugsand bewegt und mächtige Dünen aufgebaut. Für die Geomorphogenese war diese Periode von großer und bis heute anhaltender Bedeutung.

Mit der frühholozänen Feuchtzeit schlugen die klimatischen Bedingungen in das andere Extrem um. Für den Zeitraum dieses Übergangs gibt es nach wie vor keine exakten Anhaltspunkte. Für das Tibesti ist der Umschwung zu phasenhaft feuchteren Klimabedingungen ab 16000 y.b.p. belegt (JÄKEL 1978). Möglichenfalls entsprach im Bereich des Arbeitsgebietes die Aufteilung der Landschaftszonen bereits zu dieser Zeit in etwa den heutigen Gegebenheiten, um hernach allmählich in Klimaverhältnisse überzugehen, deren hygri-sche Gunst weit über der heutigen lag.

Auf jeden Fall wird die tiefgreifende Verwitterung der kanémienzeitlichen Saheldünen bereits deutlich vor dem Beginn der Seenphase in der ost-nigrischen Südsahara eingesetzt haben. Denn auch für die Südsahara ist mit einem eher allmählichen Übergang von vollariden zu semiariden Klimaverhältnissen zu rechnen, so daß bereits vor Entstehen der offenen Gewässer auch hier die Dünen festgelegt waren, und weiträumig Bodenbildung einsetzte.

Mit dem Beginn der Pedogenese, sowohl im Sahel als auch in der Südsahara des Arbeitsgebietes, ist bereits während des ausgehenden Jungpleistozän, möglichenfalls ab 16000-14000 y.b.p., zu

rechnen.

Die pedogenetischen Befunde zeigen, daß im Erg von Bilma die Jahresniederschläge während des Frühholozän in Anbetracht des vergleichsweise kurzen Zeitraums einiger tausend Jahre, welcher der Pedogenese zur Verfügung stand, bei etwa 500 mm gelegen haben müssen. Aus pedogenetischer Sicht handelt es sich dabei um Minimalbedingungen. Eine niedrigere mittlere Jahrestemperatur und damit eine herabgesetzte potentielle Evaporation, wie sie über die Diatomeenflora für das Frühholozän unter anderem von SERVANT-VILDARY (1978) belegt ist, ist dabei bereits einkalkuliert.

Zudem konnten diese Niederschlagsmengen für die Bildung der *Chromic Arenosols* und nicht zuletzt auch der Böden auf Festgestein im Erg von Bilma nur dann ausreichen, wenn die scharfe Akzentuierung zwischen winterlicher Trockenzeit und sommerlicher Regenzeit, wie sie heute im Sahel zu beobachten ist, aufgehoben oder zumindest in hohem Maße gemildert war, so daß die bodenbildenden Prozesse mehr oder weniger ganzjährig abzulaufen vermochten.

Höhere Niederschlagsmengen während der Hauptphase des Tchadien von $> 600 \text{ mm/a}$ im südsaharischen Bereich des Untersuchungsgebietes werden vom Autor keineswegs ausgeschlossen. Nimmt man eine Überschneidung von monsonalen Sommerniederschlägen und winterlichen Regen der Westwind-Zone an, können derartige Jahresniederschlagsmengen schnell erreicht sein. Weitere Hinweise für eine hohe Niederschlagsgunst sind jedenfalls vorhanden.

So untersuchte NEUMANN (1988) von SCHULZ (1987) beprobte Gehölzpflanzenreste aus einer Holzkohlenschicht im Bereich von Dogonboulo, der nördlichen Randsenke der großen Depression von Fachi im Erg du Ténéré (siehe Abb. 1). Diese Schicht datiert in einen Zeitraum um etwa 7000 y.b.p. (NEUMANN 1988, S. 74f.). NEUMANN kann diese Holzreste einer klar sudanischen Vegetation zuordnen, wie sie heute etwa 600 km weiter südlich bei etwa 700 mm Jahresniederschlag verbreitet ist. NEUMANN schließt ein lediglich isoliertes Vorkommen der sudanischen Savannenvegetation während des frühen und mittleren Holozän im Bereich von Fachi aus und erklärt die Verbreitung des Vegetationstypus aufgrund vergleichender Untersuchungen aus Ober-Ägypten und der Republik Sudan als ein zonales Phänomen.

Nördlich des Arbeitsgebietes beschreibt SKOWRONEK (1987) mehrere Bodenprofile aus der westlichen und südlichen Umrahmung des Murzuk-Beckens, die über ^{14}C -Datierungen ins frühe und mittlere Holozän zu stellen sind. SKOWRONEK führt die eher vereinzelte Verteilung derartiger Bodenreste als Beleg für eine inselhafte Verbreitung der Böden unter genetischer Bindung an Gunstlagen an. Als Niederschlagsmenge nimmt er eine Steigerung auf 200 mm/a im heute hochariden Raum ($N < 10$ mm) an.

Auch SKOWRONEK weist auf die geringe Widerstandskraft der Böden gegenüber Abtragungsvorgängen hin, was meines Erachtens eher für eine ehemals weitflächigere Verbreitung spricht (s.o.). Immerhin entstand die sogenannte Mittelterrasse der Zentralsahara vornehmlich aus Umlagerungsprodukten der postkanémienzeitlichen Böden. Die Mittelterrasse läßt sich in weiten Teilen der Zentralsahara nachweisen (HAGEDORN et al. 1978, BUSCHE et al. 1979).

Aber bereits vor dem Hintergrund der Angaben SKOWRONEK's zur Paläoklimatologie für den Bereich des südwestlichen Murzukbeckens ist für den Erg von Bilma, einen überwiegend monsunalen Ursprung der Regenfälle vorausgesetzt, durchaus eine bedeutend höhere Niederschlagsgunst zu erwarten. Als Bezugspunkt sei Dibella am Südrand des Erg von Bilma genannt, das 440-800 km südlich des Arbeitsgebietes von SKOWRONEK liegt.

Auf die langanhaltende Feuchtperiode des Frühholozän, dem Tcha-dien, soll nach SERVANT (1983) etwa zwischen 8000 und 7000 y.b.p. ein arider Einschnitt folgen. Absolutdatierungen aus den hier vorgestellten Profilen (Kap. 4.3.) belegen jedoch für den Zeitraum um 7000 y.b.p. nach wie vor feuchte Klimaverhältnisse. Auch in den von BAUMHAUER untersuchten Seesedimenten des Erg von Bilma läßt sich dieser aride Einschnitt nicht nachweisen (ders. 1988).

Ein tiefgreifender Wechsel ist für das mittlere bis jüngere Holozän nachgewiesen. Jedoch ist die Trockenphase offensichtlich auf den Zeitraum 4500-3500 y.b.p. zu verschieben (siehe auch PETIT-MAIRE & RISER 1983).

Die südsaharischen Seen trockneten während dieser Phase vorübergehend gänzlich aus. Leedünen, die heute von Schuttfächern überzogen sind, wanderten in die ehemaligen Seebecken ein (Kap. 4.3.1.). Im Erg von Bilma und seinem südlichen Randgebiet wurde

die Bildung der 2. Dünengeneration forciert und weitgehend beendet. Im Sahel fanden mit Ausnahme der Region von Manga jedoch keine großräumigen Flugsandumlagerungen statt (Kap. 5.2.). Die Verteilung und die Menge der Niederschläge in Südsahara und Sahel während der jungneolithischen Trockenphase (4500-3500 v.b.p.) entsprachen möglichenfalls der heutigen Situation.

Im Anschluß an diese Trockenphase erlebte der südsaharische Raum, die Niederschläge betreffend, neuerlich eine Gunstphase, in welcher wiederum *Eutric Regosols* auf der 2. Dünengeneration entstanden. Allerdings erreichte diese Feuchtphase, die spätestens um 2500 v.b.p. zu Ende ging, schon allein aufgrund ihrer kurzen Dauer bei weitem nicht die Bedeutung des Tchadien.

Es sei an dieser Stelle nochmals angemerkt, daß man hinsichtlich der paläoklimatischen Bedeutung der hier vorgestellten pedologischen Befunde unweigerlich einer Fehlinterpretation unterliegt, läßt man die enorme erosive Kraft der quartären Geomorphodynamik, im Windfeld des NE-Passates bereits während kurzer arider Phasen freigesetzt, in den weiten Gebieten mit Lockersedimentbedeckung von Südsahara, Sahel und auch Nordsudan-Zone außeracht.

Wenn beispielsweise bei Fachi selbst die mehrere Meter mächtigen und ehemals flächendeckend ausgebildeten, jungholozänen Seesedimente innerhalb von etwa 2500 Jahren heute bis auf vereinzelte, in Form von Yardangs erhaltene Reste ausgeräumt sind, kann es nicht verwundern, daß die wesentlich geringermächtigen und naturgemäß erosionsanfälligeren Böden in größerem Maße fehlen. Dies zeigt, daß gerade in diesem Zusammenhang die interdisziplinäre, bodenkundlich-geomorphologische Betrachtungsweise gefragt ist.

Auch gegenwärtig führen die Dürre- und Desertifikationserscheinungen im Sahel und insbesondere in der Region von Manga plastisch vor Augen, wie schnell aus einer sahelischen Altdünenlandschaft mit Verwitterungshorizonten von mehreren Dezimetern Mächtigkeit ein wüstenhaft anmutender Landstrich entsteht (vgl. MENSCHING 1979b).

Vor dem Hintergrund der Formungskraft des geodynamischen Prozeßgefüges erscheint es daher geboten, die tatsächliche Intensität der Niederschlagsgunst des Holozän mangels Belegen nach oben hin offen zu lassen. Man sollte vorerst eher Minimalbedingungen nen-

nen, als über die zwar punktuell, aber nicht als Einzelphänomene auftretenden Indikatoren deutlich humiderer Bedingungen die Belegarmut des Raumes als Beweis für eine nur geringfügig höhere Klimagunst des Holozän zu werten.

Abschließend soll der Frage nachgegangen werden, welche Ausdehnung und Bedeutung die holozänen Seen in den Ergs von Bilma und von Ténéré vermutlich hatten.

Vieles spricht für eine zumindest phasenweise Verbindung der Seebecken. Vorstellbar wäre dies in Form periodisch fließender Wadis und einer Vielzahl kleinerer Tümpel. Im Erg von Ténéré finden sich immer wieder kleinflächige Reste lakustriner Sedimentation wie Seekreiden und Kalkkrusten. Hohe Grundwasserstände sind über Bleichung der Sande der 1. Dünengeneration auch außerhalb der Seebecken belegt. Bei Dogonboulo, dem Nordende der Depression von Fachi im Erg von Ténéré, fallen in unterschiedlichen holozänen Seesedimenten Fischskelette auf. Die Bedeutung derartiger Funde in der Kette der Indikatoren für die Rekonstruktion des Paläoklimas in Sahara und Sahel unterstreicht DUMONT (1982).

Die Bestimmung der gut erhaltenen Fossilien von Fachi ergibt eine relativ artenreiche Fauna, die heute unter anderem im Tschad, im Niger und im Nilbereich weit verbreitet ist. Aus der Sicht der Ichthyologie hatte sich bereits eine ganze Nahrungskette aufgebaut. Neben Friedfischen, wie den Cichliden *Tilapia spec.* (30-40 cm), die sich von Plankton und Pflanzen ernähren, treten räuberisch lebende Arten auf. Dazu zählt *Clarias spec.*, ein Siluride, der rezent in Borku als *Clarias lazera* vorkommt. Dem bis zu 50 cm großen Wels dürften Barben und andere Kleinfische als Beute gedient haben. Weiterhin trifft man in großer Zahl auf kräftige Rückgratwirbel von ca. 3-4 cm Durchmesser des Nilhechtes, *Lates niloticus*, der ebenfalls räuberisch lebt.¹ Der Großfisch wird außer am Nil unter anderem auch am Niger als Speisefisch (Capitaine) geschätzt. Die genannten Gattungen sind ausnahmslos Süßwasserbewohner.

¹Für die Bestimmung der Fischfossilien danke ich Herrn L. Seegers, Dinslaken.

Während *Clarias* (Kiemensackwels) Feuchtgebiete im Schutze der Dunkelheit kriechend zu überwinden vermag, ist das den Tilapien nicht möglich. Vermutlich erfolgte die Einwanderung der Fischfauna über das Wadi Dilia aus dem Tchadbereich.

Auf eine indirekte Verbindung zwischen klimatischer Gunst, hydrologischer Situation und Seenniveaus im nord- und ostafrikanischen Raum weist STREET (1980) hin. Erhöhte Niederschläge müssen sich nicht direkt über erhöhte Seestände ausgedrückt haben. Es ist meines Erachtens jedoch unmöglich und vor dem Hintergrund der hier vorgestellten pedologischen Befunde auch falsch, die lakustrine Geschichte der ost-nigrischen Südsahara überwiegend mit ferngesteuerten Grundwasseranhebungen, unter anderem auch aus dem Bereich des Tibesti-Gebirges, erklären zu wollen (ROGNON 1980a).

BAUMHAUER (1986) weist auf den Widerspruch zwischen dem geringen Alter der datierten Grundwässer und der minimalen Durchflußzeit von 25000-50000 Jahren hin (vgl. THORWEIHE et al. 1984). BAUMHAUER selbst (ders. 1986) unterscheidet zwischen den großen Seen der Schichtstufenvorländer und den flacheren Seen zwischen den Dünen der Ergs von Ténéré und Bilma. Letztere sieht er als in hohem Maße von den regionalen Niederschlagsschwankungen abhängig an, während er für die großen holozänen Seen des Kaoaur das Auslaufen eines Aquifers annimmt, dessen Größe und Einzugsgebiet unbekannt sind. Die Seephase werden als losgelöst vom direkten Einfluß der damaligen Niederschläge gewertet. BAUMHAUER bezeichnet sie zwar als erhöht, hält sie bezüglich der Entstehung und insbesondere der Größe der holozänen Seen jedoch für weniger bedeutend (ders. S.161ff.).

Diese Hypothesen erklären aber nicht die gut entwickelten Böden insbesondere auf den spätpleistozänen Dünen des Großen Erg von Bilma. Die Pedogenese, die zur Ausbildung der *Chromic Arenosols* außerhalb der Beckenbereiche führte, wurde ausschließlich von Niederschlägen in der Region selbst getragen.

Die Bedeutung der Grundwässer für die Persistenz der Seen hinsichtlich kurzfristiger klimatischer Schwankungen, etwa in Form der Klimaschwankungen der Gegenwart, bleibt hingegen unbestritten.

Einen indirekten Einfluß auf den hohen Grundwasserstand im Erg

von Bilma könnte der holozäne Hochstand des Tchadsees (320 m Isohypse) gehabt haben, indem die infolge regionaler Niederschläge gebildeten Grundwasserkörper im Erg von Bilma in ihrem Abfluß nach Süden gehemmt waren, und eine Stauwirkung eintrat. Die hydrogeologische Situation im Arbeitsgebiet ist bislang weitgehend unbekannt.

Überall in Nordafrika finden sich Belege für die tiefgreifenden Veränderungen des jungquartären Klimas innerhalb der letzten 20000 Jahre. Es seien abschließend nur einige Arbeiten genannt, welche die obigen Schlußfolgerungen nachhaltig unterstützen.

Im Tibesti-Gebirge haben sich unter anderem JÄKEL (1971), MOLLE (1971) und GRUNERT (1975) mit dem Problem fluviabler Akkumulation und Erosion des Jungquartär beschäftigt. JÄKEL (1978) stellt, auf diesen Ergebnissen aufbauend, eine Klimakurve für das jüngste Quartär zusammen, die in ihren großen Zügen dem Gang des Paläoklimas in Ost-Niger gleicht.

Wie erwähnt, begannen erste Feuchtphasen im Tibesti bereits um 16000 y.b.p., um dann unter zahlreichen Schwankungen in die große frühholozäne Feuchtzeit überzugehen, die bis 7000 y.b.p. anhielt. Den Höhepunkt dieser Feuchtzeit findet JÄKEL zwischen 10000 und 8500 y.b.p. und sucht ihn für das Tibesti mit einem Überlagerungseffekt sommerlicher monsunaler Niederschläge sowie winterlicher Niederschläge zu erklären, die von der nördlichen Westwindzone hervorgerufen wurden.

Aus dem südlichen Fezzan, dem Bereich der Serir Tibesti sowie der östlichen Sahara belegen Arbeiten von PACHUR und Mitarbeitern klar die Bedeutung der holozänen Feuchtzeiten für den saharischen Großraum (PACHUR 1974, 1980, PACHUR & BRAUN 1982, PACHUR et al. 1987). Weitere Untersuchungen aus der Ostsahara, welche in die gleiche Richtung weisen, liegen von GABRIEL (1986) vor (siehe auch GABRIEL & KRÖPELIN 1983, GABRIEL et al. 1985). Aus dem Fezzan beschreiben und datieren PETIT-MAIRE et al. (1980b) und PETIT-MAIRE & RISER (1981) holozäne limnische Sedimente des Wadi Chatti.

PACHUR & BRAUN (1980, S.361f.) betrachten in der Ostsahara die hohen Grundwasserstände des Holozän als von "autochthonen Niederschlägen" der Periode von 12000-5000 y.b.p. verursacht. Die

Autoren setzen die für einen Grundwasserrecharge erforderliche jährliche Niederschlagsmenge anhand einer Modellrechnung unter Annahme winterlicher Niederschläge bei minimal 260 mm/a an (PACHUR & BRAUN 1982, S.39). In diesem Zusammenhang muß der auch sicherlich während des Frühholozän bestehende "Kontinental-Effekt" beachtet werden, der in der Ostsahara gegenüber der Zentral- und Westsahara eine höhere Aridität bedingt.

Weiterhin ist auf die Altersbestimmungen des oberen Stockwerks fossiler Grundwässer des südlichen Fezzan und der Ostsahara durch KLITZSCH et al. (1976) und SONNTAG et al. (1979) zu verweisen, die neben den Gunstphasen des Pleistozän auch für das Holozän einen bedeutenden Recharge der Grundwasserkörper ergeben. Von den frühholozänen Niederschlagsmengen zehren beispielsweise heute noch die Oasen der großen Hofra-Niederung am Nordrand des Erg von Murzuk.

Neben Arbeiten, die sich nach Norden und Nordosten anschließen, ist auf die detaillierten Untersuchungen der Arbeitsgruppe um PETIT-MAIRE und RISER (dies. 1983) zu verweisen, die in der Südsahara Nordost-Malis im Becken von Taoudenni vorgenommen wurden. Auf einige Aspekte dieser Untersuchungen bezüglich der Dünenchronologie in Ost-Niger wurde bereits eingegangen. Die hier skizzierte jungquartäre Klimageschichte Ost-Nigers steht mit den Datierungen aus dem nordost-malesischen Raum weitgehend im Einklang.

Weiterhin können PETIT-MAIRE & RISER (1987) eine bedeutende Ausdehnung des Binnendeltas des Niger-Flusses zwischen 8500 und 3500 y.b.p. belegen. Die Nordgrenze des engeren Deltas war von Timbuktu um 100 km nach Norden und Nordosten verschoben. Die Ergebnisse korrelieren gut mit den Befunden aus Nordost-Mali und belegen das bedeutende Klimaoptimum des Holozän in Nordafrika.

6.1. Die Herkunft der Niederschläge während der Feuchtphasen

Für die Rekonstruktion des Zirkulationsgeschehens ist die Frage der Herkunft der Niederschläge des ausgehenden Pleistozän und des Holozän von großer Bedeutung. Waren die Regen, welche Seen im heute vollariden Raum der ost-nigrischen Südsahara entstehen ließen und auf den ehemals mobilen Dünensanden eine kräftige Bo-

denbildung ermöglichten, ausschließlich monsunaler Natur im Sinne eines sogenannten Süd-Pluvials? Oder muß mit einer zumindest zeitweisen Überschneidung der Klimaregime gerechnet werden, welche, insbesondere während der Wintermonate, Niederschläge zur Folge hatte, die von der nordhemisphärischen Westwindzone verursacht wurden?

Es gibt Anhaltspunkte dafür, daß die Niederschläge des Tchadien anderer Natur als die der jungholozänen Feuchtphase waren. SERVANT (1983) nimmt langanhaltende Regenfälle an, was kein Charakteristikum monsunaler gesteuerter, sahelischer Niederschläge ist. SERVANT-VILDARY (1978) und auch BAUMHAUER (1986) finden in den Seeablagerungen des Erg von Bilma Diatomeenfloren, die auf deutlich kühlere Jahrestemperaturen hindeuten. PETIT-MAIRE & RISER (1983) charakterisieren die frühholozänen Seen in Nordost-Mali als reine Süßwasserseen, während sich im jüngeren Holozän zunehmend brackische Verhältnisse einstellten. Die Annahme "nordpluvialer" Klimaverhältnisse, zumindest während der Wintermonate, und erniedrigter Jahresmitteltemperaturen ist die Konsequenz (ROGNON 1976b, MALEY 1983).

In der Tat wäre, insbesondere für den Höhepunkt der frühholozänen Feuchtzeit um 9000 y.b.p., eine Überschneidung der Klimaregime denkbar. Dies würde problemlos die Tatsache erklären, daß es in Ost-Niger keinen nennenswerten Unterschied im Verwitterungsgrad der südsaharischen und sahelischen Altdünen mit gleichem, spätpleistozänen Entstehungsalter gibt. Die Deutung der identischen pedologischen Verhältnisse in den klimatisch heute deutlich voneinander getrennten Räumen bereitet bei Annahme ausschließlich monsunaler Niederschläge (Süd-Pluvial) große Probleme.

Mit dem mittleren Holozän stellte sich die Zirkulation allmählich um. Ein markanter Einschnitt ist offensichtlich die Trockenphase von etwa 4500 bis 3500 y.b.p., welche die Hauptbildungszeit der 2. Dünengeneration in der ost-nigrischen Südsahara war. Auf diese grundsätzliche Umgestaltung der Klimaverhältnisse weisen verschiedene Autoren hin (u.a. SERVANT 1983, PETIT-MAIRE & RISER 1983).

Mit Ende der großen frühholozänen Feuchtzeit nahmen die Klimaregime in etwa ihre heutigen Einflußbereiche ein. Die kurze jungholozäne Feuchtphase, die im Ost-Niger wiederum kleinere Seen und

Tümpel entstehen ließ, war wahrscheinlich ausschließlich monsunal bestimmt, wie nicht zuletzt die brackischen Wässer dieser Seen erkennen lassen (s.o.).

Ab 2500 y.b.p. stellten sich in Ost-Niger gänzlich die heutigen klimatischen Verhältnisse ein und schufen die gegenwärtige Trennung in den vollwüstenhaften Bereich des Großen Erg von Bilma sowie den Nord- und Südsahel. Die Klimaschwankungen der Gegenwart sind ausschließlich auf die Höhenlage der Passatinversion bzw. die sommerliche Nordwanderung der Innertropischen Konvergenzzone (ITC) zurückzuführen. Eine direkte Beeinflussung des Niederschlagsgeschehens durch die nordhemisphärische Westwind-Zone findet nicht statt. Die Station Bilma ist hinsichtlich der Herkunft der Niederschläge eine rein monsunale Station. Die Überschneidungszone der Klimaregime liegt heute viel weiter nördlich in der Zentralsahara bei etwa 23° Nord.

Genauere Auskünfte vermag die vorliegende Arbeit zu diesem Aspekt gemäß ihres Ansatzes nicht zu geben; die diesbezüglich offenen Fragen sind an die Ursachenforschung weiterzugeben. Von seiten der Indikatorensuche jedoch bleibt festzuhalten, daß mit den (Paläo-) Böden der östlichen Republik Niger eindeutige Belege für die gravierenden Klimaänderungen des jungen Quartärs vorliegen. Sie unterstreichen nachdrücklich die Aussagekraft anderer Forschungsansätze, so der sedimentologischen Untersuchungen an den Seesedimenten, welche eine Überschneidung der subtropisch-mediterranen und der tropischen Niederschlagsregime während des Frühholozän im Bereich des Untersuchungsgebietes wahrscheinlich machen.

7. ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit versucht, einen Beitrag zur Diskussion um Verlauf und Charakter des Klima- und Landschaftswandels eines heute wie in der Vorzeit landschaftsökologisch labilen Raumes während des ausgehenden Pleistozän und des Holozän zu geben. Die Arbeit stützt sich auf geomorphologische und pedologische Untersuchungen, die in der Zusammenschau ihrer Befunde als ausgesprochen aussagekräftig erscheinen. Dabei muß der nicht unproblematische Weg beschritten werden, das Alter der Formen über die Böden zu bestimmen. Eine nur sehr unzulängliche Datenlage an Absolutdatierungen erschwert diesen, aus bodenkundlicher Sicht umgekehrten Weg.

Im Großen Erg von Bilma werden drei große Dünengenerationen auseinandergehalten, deren älteste im ausgehenden Pleistozän während der letzten Hochphase des Würm-Glazials zwischen 20000 und 16000 y.b.p. (Ogolien / Kanémien) aufgeweht wurde. Selbstverständlich existierten auch vor dieser Zeit während des Pleistozän ausgedehnte Dünenfelder im Bereich des Untersuchungsgebietes. Mit der kanémienzeitlichen Dünengeneration wird im Arbeitsgebiet jedoch die älteste, heute verbreitete nachzuweisende Dünengeneration angetroffen. Vor diesem Hintergrund ist der Begriff der 1. Dünengeneration zu verstehen, der im Arbeitsgebiet ausschließlich für den Großen Erg von Bilma gilt.

In der ost-nigrischen Südsahara entwickelten sich auf den ausgedehnten jungpleistozänen Dünenfeldern während der nachfolgenden intensiven Feuchtphase mit Höhepunkt im frühen Holozän (Tchadien) *Chromic Arenosols*. Die Verwitterung der Dünen war keineswegs auf Gunstlagen beschränkt sondern erfolgte weitflächig. Es ist wahrscheinlich, daß in den Ergs von Bilma und Ténéré bereits deutlich vor Beginn der Seephase um etwa 10000 y.b.p. feuchtere klimatische Bedingungen vorherrschten und die aride Phase des Kanémien bereits um etwa 12000 y.b.p bis 14000 y.b.p. endgültig zu Ende ging. Aus bodenkundlicher Sicht sind für das Frühholozän jährliche Niederschlagsmengen von etwa 500 mm zu fordern. Für die Hochphase des Tchadien sind über 600 mm Jahresniederschlag anzunehmen.

Im Mittel- und Jungholozän entstand während ariderer Einschnitte im Erg von Bilma die sogenannte 2. Dünengeneration, die heute in

weiten Bereichen den Untergrund bildet. Die Hauptphase der Dünen-
aufwehung dürfte um etwa 4500 y.b.p. gelegen haben. Während der
sich anschließenden neuerlichen Feuchtphase, die etwa 2500 y.b.p.
endete, wurden auch diese Dünen über eine Bodenbildung festge-
legt. Die Pedogenese erreichte jedoch bei weitem nicht die In-
tensität des ausgehenden Pleistozän und des frühen Holozän. Ab
2500 y.b.p. stellten sich im südsaharischen Ost-Niger die heuti-
gen vollariden Klimabedingungen ein. Sie schufen die mobilen Dü-
nen der 3. Generation.

Der Begriff der Dünengeneration steht jeweils für Hauptphasen der
äolischen Formung, die sich über die Bodenbildungsphasen und die
Seephasen gut voneinander trennen lassen. Vor einem zu schema-
tischen Verständnis der Begriffe Feuchtphase und Trockenphase und
damit des Klimaablaufs ist zu warnen.

Während des Kanémien griffen die vollariden klimatischen Bedin-
gungen auch auf den heutigen Sahel über. Die Südgrenze der Dünen-
aufwehung lag im Bereich der heutigen Sudan-Zone. Die Altdünen
dieser bedeutenden ariden Phase bestimmen noch heute das Relief.
Auf den Dünen entwickelten sich während des Holozän *Cambic Arenosols*.
Der Typ der Bodenbildung ist im Nordsahel wie im Südsahel
identisch, spiegelt also nicht die heutige hygri sche Differenzier-
ung.

Im Gegensatz zum südsaharischen Erg von Bilma und seinen angren-
zenden sahelischen Bereichen finden sich im Sahel der zentralen
Republik Niger - insbesondere im Südsahel - verbreitet Reste äl-
terer Dünen (Erg ancien), so daß die Bezeichnung als 1. Dünenge-
neration hier unangebracht ist. Die der 1. Dünengeneration der
Südsahara entsprechenden kanémienzeitlichen Altdünen des nigri-
schen Sahel werden in der französischen Terminologie als Erg ré-
cent bezeichnet.

Mit Ausnahme der nördlich des Tchadsees gelegenen Region von Man-
ga wurden während des Holozän im zentralen und südlichen Sahel
des Arbeitsgebietes keine Dünen aufgeweht. Man trifft regional
lediglich auf unbedeutendere junge Flugsanddecken. Offenbar ent-
sprachen während der arideren Phasen des mittleren und jüngeren
Holozän die Klimaverhältnisse in etwa den heutigen Gegebenheiten.

Sowohl im Erg von Bilma als auch im Sahel finden sich in den Pla-

teaubereichen der Schichtstufenmassive wenige Dezimeter mächtige Staubsedimente. Es handelt sich um Feinstmaterialien, die den Böden der umliegenden Dünenfelder entstammen. Die Profile zeigen eine Mehrphasigkeit im Sedimentationsgeschehen, die in der Südsahara mit den verschiedenen Bodenbildungsphasen korreliert. Die äolischen Feinstsedimente wurden während des Holozän sowohl in der Südsahara als auch im Sahel pedogenetisch überprägt.

8. LITERATUR

- ALAILY, F. (1986): Cracks in sandy soils of the extreme arid part of the sahara. - Transactions XIII congress of the ISSS, Hamburg, Vol. III: 1023-1024.
- ALAILY, F. & H.-P. BLUME (1983): Bodengesellschaften der Vollwüste, Dakhla Becken - Ägypten. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 38: 443-450.
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - Hannover, 331 S.
- ATKINSON, K. & B. WAUGH (1979): Morphology and mineralogy of red desert soils in the Libyan Sahara. - Earth Surface Processes 4: 103-115.
- AUBERT, G. (1965): Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section de Pédologie de l'ORSTOM. - Cah. de l'O.R.S.T.O.M., Série Pédol. 3: 269-288.
- AUBERT, G., R. BETREMIEUX et al. (1967): Classification des Sols. Document diffusé par le Laboratoire de Géologie. - Pédologie de l'E.N.S.A. de Grignon.
- AUFRERE, L. (1931): Le cycle morphologique des dunes. - Ann. Géogr. 40: 362-385.
- BALOUT, L. (1952): Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. - Trav. Inst. Rech. Sahar. 8: 9-21.
- BARRERE, J. & M. SLANSKY (1965): Notice explicative de la Carte Géologique au 2.000.000^e de l'Afrique Occidentale. - Mém. du B.R.G.M. 29, 120 p.
- BARTH, H. (1857): Reisen und Entdeckungen in Nord- und Central-Afrika in den Jahren 1849 bis 1855. Tagebuch einer im Auftrag der Britischen Regierung unternommenen Reise. - Gotha, 5 Bde., 638, 762, 612, 688 u. 757 S.
- BARTH, H.K. (1970): Probleme der Schichtstufenlandschaften Westafrikas am Beispiel der Bandiagara-, Gambaga- und Mampong-Stufenländer. - Tübinger Geogr. Stud. 38, 215 S.
- BARTH, H.K. (1977): Der Geokomplex Sahel. Untersuchungen zur Landschaftsökologie im Sahel Malis als Grundlage agrar- und weidewirtschaftlicher Entwicklungsplanung. - Tübinger Geogr. Stud. 71, 234 S.
- BARTH, H.K. (1982): Accelerated erosion of fossil dunes in the Gourma Region (Mali) as a manifestation of desertification. - Catena Suppl. 1: 211-219.

- BAUMHAUER, R. (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). - Würzburger Geogr. Arb. 65, 235 S.
- BAUMHAUER, R. (1988): Holozäne limnische Akkumulationen im Großen Erg von Bilma, NE-Niger. - Würzburger Geogr. Arb. 69: 137-148.
- BEAUDET, G., R. COQUE, P. MICHEL & P. ROGNON (1977): Altérations tropicales et accumulations ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens (Air et Hoggar). - Z. Geomorph. N.F. 21: 297-322.
- BELLION, Y., J. BENKHELIL & R. GUIRAUD (1984): Mise en évidence de déformations d'origine compressive dans le Continental intercalaire de la partie méridionale du bassin de Taoudenni (Hodh oriental, confins mauritano-maliens). - Bull. Soc. Géol. France, t. XXVI, no. 6: 1137-1147.
- BESLER, H. (1977): Fluviale und äolische Formung zwischen Schott und Erg. - Stuttgarter Geogr. Stud. 91: 19-81.
- BESLER, H. (1987): Äolische Dynamik am Rande der Sahara. - Stuttgarter Geogr. Stud. 106: 161-223.
- BLUME, H.P. & U. SCHWERTMANN (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. - Soil Science Society of America Proceedings 33: 438-444.
- BLUME, H.P. & TH. PETERMANN (1979): Yermosol - Solonchak - Bodenschaft des Fezzan. I. Genese und Ökologie. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29: 799-810.
- BLUME, H.P., TH. PETERMANN & W.G. VAHRSON (1985): Klimabezogene Deutung rezenter und reliktscher Eigenschaften von Wüstenböden. - Geomethodica 10: 91-121.
- BOCQUIER, J. (1973): Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. - Mém. de l'O.R.S.T.O.M. 62, 350 p.
- BOCQUIER, J. & M. GAVAUD (1964): Étude pédologique du Niger oriental. - O.R.S.T.O.M., Dakar, 347 p. (multigr.).
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. - Stuttgart, 158 S.
- BOULET, R. (1964): Étude pédologique du Niger central. - O.R.S.T.O.M., Dakar, 211 p. (multigr.).
- BOULET, R. (1978): Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibre et déséquilibre pédobioclimatique. - Mém. de l'O.R.S.T.O.M. 85, 272 p.

- BOULET, R. & H. PAQUET (1972): Deux voies différentes de la pédogenèse en Haute-Volta. Convergence finale vers la montmorillonite. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 275, Série D: 1203-1206.
- BOWMAN, D. (1982): Iron coating in recent terrace sequences under extremely arid conditions. - *Catena* 9: 353-359.
- BRIDGE, E.M. & D.A. DAVIDSON (eds., 1982): Principles and applications of soil geography. - London/New York, 297 p.
- BRINKMANN, R. (1977): Abriß der Geologie. Bd. II, Historische Geologie. - Stuttgart, 400 S.
- BUSCHE, D. (1982): Die geomorphologische Entwicklung des westlichen Murzuk-Beckens, des Djado-Plateaus und des nördlichen Kaouar (zentrale Sahara). - Habilitationsschrift an der Fakultät für Geowissenschaften der Universität Würzburg, 377 S.
- BUSCHE, D. (1983): Silcrete in der zentralen Sahara (Murzuk-Becken, Djado-Plateau und Kaouar; Süd-Libyen und Nord-Niger). - *Z.Geomorph.N.F.*, Suppl. 48: 35-49.
- BUSCHE, D., J. GRUNERT, E. SCHULZ & A. SKOWRONEK (1979): Erste Radiokarbondaten aus dem Vorland des Messak Mellet und Plateau du Mangueni, Zentral-Sahara. - *Würzburger Geogr. Arb.* 49: 183-198.
- BUSCHE, D. & B. SPONHOLZ (1988): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der Republik Niger. - *Würzburger Geogr. Arb.* 69: 9-43.
- BUTZER, K.W. (1980): Pleistocene history of the Nile Valley in Egypt and Lower Nubia. - M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (eds.): *The Sahara and the Nile*: 253-280, Rotterdam.
- BUTZER, K.W., G.L. ISAAC, I.L. RICHARDSON & C. WASHBOURN-KAMAU (1972): Radiocarbon Dating of East African Lake Levels. - *Science* 175: 1069-1076.
- CAPOT-REY, R. (1970): Remarques sur les ergs du Sahara. - *Ann. Géogr.* 431: 2-19.
- CHAMARD, P.C. & M.-F. COUREL (1981): L'autochthonie des dépôts superficiels du Liptako Nigéro-Voltaïque. - *Rev. Géomorph. Dynamique* 30: 11-20.
- CHAVAILLON, J. (1964): Etude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara Nord-Occidental (Colomb-Béchar a Reggane). - Centre de rech. sur les zones arides, Publ. C.N.R.S., Sér. géol. 5, 393 p., Paris.
- CLARK, J.D. (1971): An archaeological survey of northern Air and Ténéré. - *Geogr. J.* 137: 455-457.

- CLOS-ARCEDEC, A. (1967): La direction des dunes et ses rapports avec celle du vents. - C. R. Acad. Sc. Paris, Série D, 264: 1393-1396.
- CONRAD, G. (1963): Synchronisme du dernier pluvial dans le Sahara septentrional et le Sahara méridional. - C. R. Acad. Sci. 257: 2506-2509.
- COOKE, R.U. & A. WARREN (1973): Geomorphology in Deserts. - Batsford/London, 374 p.
- COQUE, R. (1979): Problèmes de correlations des niveaux quaternaires dans les piémonts nord-sahariens. - Bull. Assoc. Géogr. Franc. 462: 215-222.
- COUR, P. & D. DUZER (1976): Persistance d'un climat hyperaride au Sahara central et méridional au cours de l'Holocène. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. 18: 175-197.
- COUREL, M.F. (1977): Étude géomorphologique des dunes du Sahel (Niger nord-occidental et Haute-Volta septentrional). - Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris VII, 284 p.
- DAMME, D. van (1984): The Freshwater Mollusca of Northern Africa. Distribution, Biogeography and Palaeoecology. - Developments in Hydrobiologie. 176 p.
- DAN, J., R. GERSON, H. KOYUMDJISKY & D.H. YAALON (1981): Aridic Soils of Isreal - Properties, Genesis and Management. - Agricultural Research Organization. Inst. of Soils and Water. Special Publication 190: 353 p.
- DAVEAU, S. (1965): Dunes ravinées et dépôts du Quaternaire récent dans le Sahel Mauretarien. - Rév. Géogr. Afr. occ., 1-2: 7-47.
- DEGENS, E.T. (1968): Geochemie der Sedimente. - Stuttgart, 282 S.
- DESIO, A. (1937): Geologia et morfologia del Fezzan. Il Sahara Italiano: Fezzan et Oasi di Gat. - Reale Soc. Geogr. Ital.: 41-97.
- DIDIER de SAINT AMAND, R. (1969): Le Continental Terminal et son influence sur la formation des sols au Niger. - Cah. de l'O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol. 7: 561-584.
- DORIZE, L. (1976): L'oszillation climatique actuelle au Sahara. - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. 28: 217-228.
- DORMAAR, J.F. & L.E. LUTWICK (1983): Extractable Fe and Al as an indicator for buried horizons. - Catena 10: 167-173.
- DREGNE, H.E. (1976): Soils of Arid Regions. - Development in Soil Science 6, 237 p.

- DRESCH, J. & G. ROUGERIE (1960): Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. - Rev. Géomorph. Dynamique, XI, 4-6: 49-58.
- DUBIEF, J. (1959/1963): Le Climat du Sahara. - Mém. de l'Inst. Rech. Sahar. 1: 312 p.; 2: 274 p.
- DUBIEF, J. (1979): Review of the north african climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel Zone and in the Sahara. - C. MORALES (ed.): Saharan Dust, S.C.O.P.E. 14: 27-48.
- DUCHAUFOR, P. (1982): Pedology. Pedogenesis and classification. (Translated by T.R. Paton). - London, 448 p.
- DUMONT, H.J. (1982): Relict distribution patterns of aquatic animals: another tool in evaluating Late Pleistocene climatic changes in the Sahara and Sahel. - Palaeoec. of Africa 14: 1-24.
- DURAND, A. (1982): Oscillations of Lake Chad over the past 50000 years: new data and new hypothesis. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 39: 37-53.
- DURAND, A. & P. MATHIEU (1980): Évolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pleistocène supérieur. - Rev. Géol. et Géogr. Phys. 22: 329-341.
- DURAND, A., M. ICOLE & S. BIEDA (1982): Sédiments et climats quaternaires du Sahel Central: Exemple de la vallée de Maradi (Niger Méridional). - Cah. O.R.S.T.O.M., Sér.Géol. XII: 77-90.
- DURAND, A., J. LANG, A. MOREL & J.-P. ROSET (1983): Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pleistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air Oriental (Sahara méridional, Niger). - Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys. 24: 47-59.
- DURAND, A., J.C. FONTES, F. GASSE, M. ICOLE & J. LANG (1984): Le Nord-Ouest du lac Tchad au quaternaire: étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. - Palaeoecology of Africa 16: 215-243.
- DUTIL, P. (1971): Contribution à l'étude des sols et des paléosols du Sahara. - Thèse Sci., Strasbourg, 346 p.
- ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibesti-Gebirges. - Tagungsber. u. wiss. Abh., Dt. Geogr.-Tag Bad Godesberg 1967: 412-427.
- FAO-UNESCO (1974): Soil map of the world. Legend. Vol.I - Paris, 59 p.
- FAO-UNESCO (1977): Guidelines for Soil Profile Description. - Rome, 66 p.

- FAURE, H. (1966): Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-palaeozoïque du Niger oriental. - Mém. B.R.G.M. 47, 630 p.
- FAURE, H. (1969): Lacs quaternaires du Sahara. - Mittlgn. International. Verein. Limnologie 17: 131-146.
- FAURE, H., E. MANGUIN & R. NYDAL (1963): Formations lacustres du quaternaire supérieur du Niger oriental: Diatomites et âges absolus. - Bull. B.R.G.M. 3: 41-63.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1984): Zur Relief- und Bodenentwicklung der Goz-Zone Nordkordofans im Sudan. - Z.Geomorph. N.F. 28: 285-303.
- FIEDLER, H.G. & H. SCHMIEDEL (1973): Methoden der Bodenanalyse. 1. Feldmethoden. - Dresden, 239 S.
- FITZPATRICK, E.A. (1983): Soils. Their formation, classification and distribution. - New York, 353 p.
- FLOHN, H. (1963-1965): Warum ist die Sahara trocken? - Z. Metereol. 17: 316-320.
- FLOHN, H. & SH. NICHOLSON (1980): Climatic fluctuations in the arid belt of the "Old World" since the last glacial maximum; possible causes and future implications. - Palaeoec. of Africa 12: 3-21.
- FÖLSTER, H. (1978): Bodenhydrologische Grundlagen der Bodenentwicklung in den feuchten Tropen Nigerias. - Geomethodica 3: 137-170.
- FRIPIAT, J.J. & A.J. HERBILLON (1971): Formation and transformations of clay minerals in tropic soils. - UNESCO: Soils and tropical weathering. - Natural Resources Research, Paris, Vol. XI: 15-24.
- FÜRST, M. (1966): Bau und Entstehung der Serir Tibesti. - Z. Geomorph. N.F. 10: 387-480.
- FURON, R. (1911): Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad, à l'est et au nord-est du Tchad. - Thèse, Paris.
- FURON, R. (1971): Geologie und Bodenschätze. - SCHIFFERS, H. (ed.): Die Sahara und ihre Randgebiete 1: 113-155.
- GABRIEL, B. (1977): Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. - Berliner Geogr. Abh. 27, 96 S.
- GABRIEL, B. (1980): Desertifikation der Sahara in der Vorzeit? Prähistorisch-archäologische Erkenntnisquellen. - Geomethodica 5: 81-108.

- GABRIEL, B. (1986): Die östliche Libysche Wüste im Jungquartär. - Berliner Geogr. Stud. 19, 219 S.
- GABRIEL, B. & S. KRÖPELIN (1983): Jungquartäre limnische Akkumulationsphasen im NW-Sudan. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 48: 131-143.
- GABRIEL, B., S. KRÖPELIN, J. RICHTER & E. CZIESLA (1985): Parabeldünen am Wadi Howar. Besiedlung und Klima in neolithischer Zeit im Nordsudan. - Geowissenschaften in unserer Zeit, 85/4: 105-112.
- GALLAIS, J. (1967): Le delta intérieur du Niger et ses bordures. Étude morphologique. - Mém. et Doc. C.N.R.S., N.S. 3. - Paris, 153 p.
- GANSSEN, R. (1965): Grundsätze der Bodenbildung. - Mannheim, Bibliogr. Inst.
- GANSSEN, R. (1968): Trockengebiete. Böden, Bodennutzung, Bodenkultivierung, Bodengefährdung. - Mannheim/Zürich, 186 S.
- GANSSEN, R. (1971): Die Böden. - H.SCHIFFERS (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete 1, IFO Afrika-Studien 60: 389-404.
- GASSE, F. (1980): Late quaternary changes in lake-levels and diatom assemblages on the southeastern margin of the Sahara. - Palaeoc. of Africa 12: 333-350.
- GAVAUD, M. (1965): Étude pédologique du Niger occidental. - O.R.S.T.O.M., Dakar, 513 p. (multigr.)
- GAVAUD, M. (1968): Les sols bien drainés sur matériaux sableux du Niger. Essai de systematique régionale. - Cah. O.R.S.T.O.M, Sér. Pédol., VI, 3-4: 277-307.
- GAVAUD, M. (1977): Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. - Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M. 76: 102 p.
- GAVAUD, M. (1986): Les recherches réalisées par l'O.R.S.T.O.M. sur les sols africains. - Catena 13: 391-406.
- GERRARD, A.J. (1981): Soils and landforms. An integration of geomorphology and pedology. - London, 219 p.
- GEYH, M.A. & D. JÄKEL (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher 14C-Daten. - Z. Geomorph. N.F. 18: 82-98.
- GIESSNER, K. (1981): Die jungquartäre Klimageschichte der Sahara - Stand und Vergleich der bisherigen Forschungsergebnisse. - Würzburger Geogr. Arb. 53: 111-127. (Festschrift für Horst Mensching)

- GIESSNER, K. (1988): Aktuelle Morphodynamik und Morphogenese in den semiariden Randtropen und Subtropen. - Abh. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse 41: 151-168.
- GILLETTE, D.A. (1979): Environmental factors affecting dust emission by wind erosion. - C. MORALES (ed.): Saharan Dust, S.C.O.P.E 14: 71-91.
- GLÄSER, B. (1987): Altdünen und Limnite in der nördlichen Republik Sudan als morphogenetisch-paläoklimatische Anzeiger. Untersuchungen zur jungquartären morphogenetischen Sequenz eines Regionalkomplexes. - Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 193 S., Hamburg.
- GLENNIE, K.W. (1970): Desert sedimentary environments. - Developments in Sedimentology 14, 222 p.
- GOUDIE, A.S. (1978): Dust storms and their geomorphological implications. - J. Arid Environments 1: 291-310.
- GREIGERT, J. & R. POUUNET (1967a): Essai de description des formations géologiques de la République du Niger. - Mém. B.R.G.M. 48, 236 P.
- GREIGERT, J. & R. POUUNET (1967b): Notice explicative sur la carte géologique de la République du Niger, 1:2.000.000. - B.R.G.M., 62 p.
- GROVE, A.T. (1958): The ancient erg of Hausaland and similar formations on the south side of the Sahara. - Geogr. J. 124: 528-533.
- GROVE, A.T. & A. WARREN (1968): Quaternary landforms and climate on the south side of the sahara. - Geogr. J. 134: 194-208.
- GRUNERT, J. (1975): Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad). - Berliner Geogr. Abh. 22, 95 S.
- GRUNERT, J. (1979): Wetter und Witterung in der zentralen Sahara 1977 und 1978. - Würzburger Geogr. Arb. 49: 1-65.
- GRUNERT, J. (1983): Geomorphologie der Schichtstufen am Westrand des Murzuk-Beckens (Zentrale Sahara). - Relief, Boden, Paläoklima, Bd.2, Berlin/Stuttgart, 271 S.
- GRUNERT, J. (1987): Landslides in the Central Sahara (South-West Libya and East Niger). - Internat. Geomorphology 1986, Part I: 487-498.
- GRUNERT, J. (1988a): Verwitterung und Bodenbildung in der Süd-Sahara, im Sahel und im Nord-Sudan. Mit Beispielen aus Niger, Burkina Faso und Nord-Togo. - Abh. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse 41: 22-43.

- GRUNERT, J. (1988b): Klima- und Landschaftsentwicklung in Ost-Niger während des Jungpleistozäns und Holozäns. - Würzburger Geogr. Arb. 69: 289-304.
- GRUNERT, J. & H. HAGEDORN (1976): Beobachtungen an Schichtstufen der Nubischen Serie (Zentralsahara). - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 24: 99-110.
- GRUNERT, J., R. BAUMHAUER & J. VÖLKE (1988): Paleolakes between Kaouar and Lake Chad (E-Niger): The example of Zoo Baba and Dibella. - Proceedings on African Geology, in Press.
- HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. - Erdkunde 22: 257-269.
- HAGEDORN, H. (1979): Das Verbreitungsmuster der Dünen am Westrand des Murzukbeckens. (Zentrale Sahara). - Würzburger Geogr. Arb. 49: 103-124.
- HAGEDORN, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der südlichen Zentralsahara. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 50: 53-58.
- HAGEDORN, H. (1988): Äolische Abtragungsformen im Massiv von Termit (NE-Niger). - Würzburger Geogr. Arb. 69: 277-287.
- HAGEDORN, H., D. BUSCHE, J. GRUNERT, K. SCHÄFFER, E. SCHULZ & A. SKOWRONEK (1978): Bericht über geowissenschaftliche Untersuchungen am Westrand des Murzuk-Beckens (zentrale Sahara). - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 30: 20-38.
- HARTGE, K.H. (1971): Die physikalische Untersuchung von Böden. Eine Labor- und Praktikumsanweisung. - Stuttgart, 168 S.
- HÉBRARD, L. (1972): Une épisode quaternaire en Mauritanie "Afrique Occidentale" à la fin du Nouakchottien: le Tafolien 4000-2000 ans avant le présent. - Bull. A.S.E.Q.U.A. 33-34: 5-15.
- HUGENROTH, P. & B. MEYER (1979): Pleistozän-Sedimente und Böden in Tripolitanien und Fezzan. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29: 827-832.
- ICOLE, M., A. DURAND, G. PERINET & R. LAFONT (1983): Les silicates de sodium du Manga (Niger), marqueurs de paleoenvironnement? - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 42: 273-284.
- JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. - Berliner Geogr. Abh. 10, 55 S.
- JÄKEL, D. (1978): Eine Klimakurve für die Zentralsahara. - Museen der Stadt Köln (Hrsg.): Sahara - 10000 Jahre zwischen Weide und Wüste. Handbuch einer Ausstellung: 382-396.

- JÄKEL, D. & M.A. GEYH (1982): ^{14}C -Daten aus dem Gebiet der Sahara hervorgegangen aus Arbeiten der Forschungsstation Bardai und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover. - Berliner Geogr. Abh. 32: 143-165.
- JANKE, B. (1973): Die morphodynamische Wirksamkeit von Flächenspülprozessen bei unterschiedlichem Vegetationsbestand auf Lateritplateaus im semiariden Westafrika. - Karlsruher Geogr. Hefte 8: 89-99.
- JANKE, B. (1976): Zum Problem der Vegetationsstreifen (Brousse-Tigrée) im semiariden Afrika. Geoökologische Untersuchungen in West-Niger. - Die Erde 107: 31-46.
- JENNY, H. (1980): The soil resource. Origin and behavior. - Ecological Studies, Vol. 37, 377 p.
- KALU, A.F. (1979): The african dust plume: its characteristics and propagation across West Africa in winter. - C. MORALES (ed.): Saharan Dust, S.C.O.P.E 14: 95-118.
- KILIAN, C. & R. FURON (1934): Primaire et Crétacé entre le Tibesti et l'Air. - C. R. Acad. Sciences 198, 20: 1798-1800.
- KLAUS, D. (1981): Klimatologische und klima-ökologische Aspekte der Dürre im Sahel. - Erdwiss. Forschung 16, Wiesbaden, 175 S.
- KLITZSCH, E. (1966): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara. - Z. Geomorph. N.F. 10: 161-168.
- KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. Neue Erkenntnisse zum Bau und zur Paläogeographie eines Tafellandes. - Geolog. Rundsch. 59: 459-527.
- KLITZSCH, E., CH. SONNTAG, K.WEISTORFFER & E.M. EL SHAZLY (1976): Grundwasser der Zentralsahara: Fossile Vorräte. - Geol. Rdsch. 65: 264-287.
- KOOPMANN, B. (1981): Sedimentation von Saharastaub im subtropischen Atlantik während der letzten 25000 Jahre. - "Meteor"-Forschungsergebnisse, C 35: 23-39.
- KRETZSCHMAR, R. (1984): Kulturtechnisch-Bodenkundliches Praktikum. Ausgewählte Laboratoriumsmethoden. Eine Anleitung zum selbständigen Arbeiten an Böden. - Selbstverlag des Instituts für Wasserwirtschaft und Meliorationswesen der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 466 S.
- KUBIENA, W.L. (1955): Über die Braunlehmrelikte des Atakor. - Erdkunde 9: 115-132.
- KUBIENA, W.L. (1957): Neue Beiträge zur Kenntnis des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. - Stuttgarter Geogr. Stud. 69: 50-64.

- LAUER, W. & P. FRANKENBERG (1979): Zur Klima- und Vegetationsgeschichte der westlichen Sahara. - Abh. Math. Nat. Akad. Wiss. Lit. Mainz 1, 51 S.
- LAUER, W. & P. FRANKENBERG (1981): Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika. Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. - Bonner Geogr. Abh. 66, 127 S.
- LOUIS, P. (1970): Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du Lac Tchad. - Coll. Mém. de l'O.R.S.T.O.M. 42, 311 p.
- LUNDHOLM, B. (1979): Ecology and dust transport. - C. MORALES (ed.): Saharan Dust, S.C.O.P.E. 14: 61-68.
- MAIGNIEN, R. (1959): Les sols subarides au Sénégal. - Agron. trop. 5: 535-571.
- MAIGNIEN, R. (1965): Notice explicative. Carte pédologique du Sénégal au 1:1000000. - O.R.S.T.O.M., Dakar.
- MAINGUET, M. (1972): Le modélé des grès. - Inst. Géogr. National, Paris.
- MAINGUET, M. (1978): The influence of trade winds, local air-masses and topographic obstacles on the aeolian movement of sand particles and the origin and distribution of dunes and ergs in the Sahara and Australia. - Geoforum 9: 17-28.
- MAINGUET, M. & Y. CALLOT (1974): Air photo study of typology and interrelations between the texture and structure of dune patterns in the Fachi-Bilma Erg, Sahara. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 20: 62-68.
- MAINGUET, M. & L. CANON (1976): Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. 18: 241-250.
- MAINGUET, M. & Y. CALLOT (1978): L'Erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger). - Ed. du C.N.R.S. Paris, Vol. 18, 184 p.
- MAINGUET, M., L. CANON & M.C. CHEMIN (1980): Le Sahara: géomorphologie et paléomorphologie éoliennes. - M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (eds.): The Sahara and the Nile, Rotterdam: 17-36.
- MAINGUET, M. & L. COSSUS (1980): Sand circulation in the Sahara: Geomorphological relations between the Sahara desert and its margins. - Palaeoecology of Africa and the surrounding islands 12: 69-78.
- MAINGUET, M., M. VIMEUX-RICHEUX & M.-C. CHEMIN (1983): Autochthonie et allochthonie des sables de la zone saharo-sahélienne du Niger. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. 24: 167-175.

- MALEY, J. (1980): Étude palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologique de l'Afrique nord tropical de 30000 ans à l'époque actuelle. - Thèse, Université de Montpellier, 585 p.
- MANSARD, W. (1962): Der Ablauf der Regenzeiten in Westafrika dargestellt am Beispiel Ghanas. - Geißener Geogr. Schriften 2: 47-81.
- McTAINSH, G.H. (1984): The nature and origin of the aeolian mantles of central northern Nigeria. - *Geoderma* 33: 13-37.
- McTAINSH, G.H. (1987): Desert loess in northern Nigeria. - *Z. Geomorph. N.F.* 31: 145-165.
- McTAINSH, G.H. & P.H. WALKER (1982): Nature and distribution of Harmattan dust. - *Z. Geomorph. N.F.* 26: 417-435.
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie. - Braunschweig, 181 S.
- MECKELEIN, W. (1979): Einige aktuelle Fragen der Saharaforschung. - *Innsbrucker Geogr. Stud.* 5: 543-550.
- MECKELEIN, W. (1984): Zur physischen Geographie der Tanezrouft (Algerische Sahara). - *Die Erde* 115: 19-46.
- MEHRA, O.P. & M.L. JACKSON (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. - 7th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals: 317-327.
- MENSCHING, H. (1970): Flächenbildung in der Sudan- und Sahel-Zone (Obervolta-Niger) - Beobachtungen zum arid-morphodynamischen System und zur Morphogenese in den Randtropen Westafrikas. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 10: 1-29.
- MENSCHING, H. (1971): Grundzüge der Geomorphologie.- H. SCHIFFERS (ed.): Die Sahara und ihre Randgebiete 1: 189-225.
- MENSCHING, H. (1979a): Die klima-geomorphologische Bedeutung von Wadis in der ariden Zone. Bemerkungen zu ihrer morphogenetischen Sequenz. - *Innsbrucker Geogr. Stud.* 5: 551-561.
- MENSCHING, H. (1979b): Beobachtungen und Bemerkungen zum alten Dünengürtel der Sahelzone südlich der Sahara als paläoklimatischer Anzeiger. - *Stuttgarter Geogr. Stud.* 93: 67-78.
- MENSCHING, H. (1983): Die Wirksamkeit des "Arid-Morphodynamischen Systems" am mediterranen Nordrand und am randtropischen Südrand (Sahel) der Sahara. - Ein Beitrag zur zonalen Klima-Geomorphologie. - *Geoökodynamik* 4: 173-190.
- MENSCHING, H. (1984): Grundvorstellungen zur Geomorphologie der Trockengebiete. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 50: 47-52.

- MENSCHING, H., K. GIESSNER & G. STUCKMANN (1970): Sudan - Sahel - Sahara. Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungs-
expedition nach West- und Nordafrika 1969. - Jahrbuch d.
Geogr. Ges. Hannover für 1969, 219 S.
- MESSERLI, B. (1980): Die afrikanischen Hochgebirge und die
Klimageschichte Afrikas in den letzten 20000 Jahren. - H.
OESCHGER, B. MESSERLI & M. SVILAR (eds.): Das Klima - Analyse
und Modelle. Geschichte und Zukunft. - Berlin: 64-90.
- MESSERLI, B. & E. FREI (1985): Klimageschichte und Paläoböden in
den Gebirgen Afrikas zwischen Äquator und nördlichem Wende-
kreis. - Geomethodica 10: 31-70.
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. -
Étude géomorphologiques. - Mém. de l' O.R.S.T.O.M. 63, Paris,
752 p.
- MICHEL, P. (1977): Reliefgenerationen in Westafrika. - Würzburger
Geogr. Arb. 45: 111-130.
- MICHEL, P. (1980a): Vergleichende Reliefentwicklung in der
südlichen Sahara, im Sahel und in Südwest-Afrika. - Tübinger
Geogr. Stud. 80: 95-111.
- MICHEL, P. (1980b): The Southwestern Sahara margin: Sediments and
climatic changes during the Recent Quaternary. - Palaeoecology
of Africa and the Surrounding Islands 12: 297-306.
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. Altérations, Sédimento-
logie, Géochemie. - Paris, 499 p.
- MOHR, E.C.J., F.A. van BAREN & J. van SCHUYLENBORGH (1972): Tropi-
cal soils. - Den Haag/Paris, 481 p.
- MOLLE, H.G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassen-
akkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). -
Berliner Geogr. Abh. 13, 39 S.
- MONOD, T. (1964): The late Tertiary and Pleistocene in the Saha-
ra. - F.C. HOWELL & F. BOULIERE (eds.): African ecology and
human evolution: 117-229, London.
- MORALES, C. (1979): Saharan Dust. Mobilization, Transport, Depo-
sition. - S.C.O.P.E 14, New York / Brisbane, 297 S.
- MOREL, A. (1984): Les hauts massifs de l'Air (Niger) et leurs
piémonts. Étude géomorphologique. - Paris, 404 p.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1982): Die Bodenkunde und ihre geologischen,
geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grund-
lagen. - Frankfurt, 579 S.

- MÖLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie Bd.1: Methoden der Sediment-Untersuchung. - Stuttgart, 726 S.
- MÖLLER, G. & M. RAITH (1973): Methoden der Dünnschliffmikroskopie. - Clausthaler Tektonische Hefte 14, 131 S.
- MULLER-FEUGA, R. (1954): Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan. - Annales des Mines et de la Géologie 12, Tunis.
- NAHON, D. (1977): Time factor and geochemistry in iron crusts genesis. - Catena 4: 249-254.
- NEUMANN, K. (1988): Die Bedeutung von Holzkohleuntersuchungen für die Vegetationsgeschichte der Sahara - das Beispiel Fachi/Niger. - Würzburger Geogr. Arb. 69: 71-85.
- NEWELL, R.E., S. GOULD-STEWART & J.C. CHUNG (1981): A possible interpretation of palaeoclimatic reconstructions for 18000 BP for the region 60° N to 60° S, 60° W to 100° E. - Palaeoec. of Africa 13: 1-20.
- NICHOLSON, S.E. (1978): Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries. - J. Arid Environment 1: 3-24.
- PACHUR, H.J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. - Berliner Geogr. Abh. 4: 35 S.
- PACHUR, H.J. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). - Berliner Geogr. Abh. 17, 62 S.
- PACHUR, H.J. (1980): Climatic History in the Late Quaternary in Southern Libya and the Western Libyan Desert. - M.J. SALEM & M.T. BUSREWIL (eds.): The Geology of Libya 3: 781-788.
- PACHUR, H.J. & G. BRAUN (1980): The paleoclimate of the Central Sahara, Libya and the Libyan Dessert. - Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands 12: 351-363.
- PACHUR, H.J. & G. BRAUN (1982): Aspekte paläoklimatischer Befunde in der östlichen Zentralsahara. - Geomethodica 7: 23-54.
- PACHUR, H.J. & H.P. RÖPER (1984): Die Bedeutung paläoklimatischer Befunde aus den Flachbereichen der östlichen Sahara und des nördlichen Sudan. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 50: 59-78.
- PACHUR, H.J., H.P. RÖPER, S. KRÖPELIN & M. GOSCHIN (1987): Late quaternary hydrography of the Eastern Sahara. - Berliner Geowiss. Abh., A, 75.2: 331-384.

- PAQUET, H., G. BOCQUIER & G. MILLOT (1966): Néof ormation et dégradation des minéraux argileux dans certains solonetz solodifiés et vertisols du Tchad. - Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 19: 295-322.
- PAQUET, H., G. COUDE-GAUSSSEN & P. ROGNON (1984): Étude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de latitude nord. - Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys. 25: 257-265.
- PETERMANN, Th. (1981): Zur Klassifizierung von Wüstenböden. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 32: 659-666.
- PETIT-MAIRE, N., G. DELIBRIAS & C. GAVEN (1980a): Pleistocene lakes in the Shati area, Fezzan. - Palaeoec. of Africa 12: 289-295.
- PETIT-MAIRE, N., L. CASTA, G. DELIBRIAS & CH. GAVEN (1980b): Preliminary data on quaternary palaeolacustrine deposits in the Wadi ash Shati area, Libya. - M.J. SALEM & M.T. BUSREWIL (eds.): The Geology of Libya 3: 797-808, London.
- PETIT-MAIRE, N. & J. RISER (1981): Holocene lake deposits and paleoenvironments in central Sahara, northeastern Mali. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 35: 45-61.
- PETIT-MAIRE, N. & J. RISER (eds., 1983): Sahara ou Sahel? Quaternaire récent du Bassin de Taoudenni (Mali). - Laboratoire de Géologie du Quaternaire du C.N.R.S., 473 p., Paris.
- PETIT-MAIRE, N. & J. RISER (1987): Holocene palaeohydrography of the Niger. - Palaeoec. of Africa 18: 135-141.
- PFEIFFER, L. (1987): Schwermineralogische Untersuchungen an Dünnensanden und Böden im Sahel und Sudan - Niger, Burkina-Faso, Togo. - Diplomarbeit am Geograph. Institut der Universität Bonn, 184 S.
- PFEIFFER, L. & J. GRUNERT (1989): Heavy mineral associations in dunesands and soils of the Sahel and the Sudan - (Niger, Burkina Faso, Togo). - Palaeoec. of Africa 20: in press.
- PFLAUMBAUM, H. (1987): Waditerrassen- und Fußflächengenes e in der Bayuda-Wüste (Republik Sudan). Ein Beitrag zur "Morphogenetischen Sequenz" eines randtropisch-ariden Raumes. - Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 134 S., Hamburg.
- PIAS, J. (1970): Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent (République du Tchad). - Mém. ORSTOM 43, Paris, 408 p.
- PLAUCHUT, B., H. FAURE et al. (1959/60): Notice explicative sur la carte géologique du bassin du Djado, 1:500000. - B.R.G.M., Dakar, 37 p.

- PYE, K. (1983): Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. - *Sedimentary Geol.* 34: 267-282.
- RENAULT, P. (1953): Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. - Premier Congr. Internat. de Spéléologie, Paris, 2: 275-289.
- ROGNON, P. (1976a): Les oscillations de climat saharien depuis 40 millénaires. Introduction à un vieux débat.- *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 18: 147-156.
- ROGNON, P. (1976b): Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40000 ans. - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 18: 251-282.
- ROGNON, P. (1979): Mécanismes climatiques actuelles et paleoclimatique au Sahara. - *Palaeoec. of Africa* 11: 1-11.
- ROGNON, P. (1980a): Pluvial and arid phases in the Sahara: The role of non-climatic factors. - *Palaeoec. of Africa* 12: 45-62.
- ROGNON, P. (1980b): Une extension des déserts (Sahara et Moyen-Orient) au cours du Tardiglaciaire (18000-10000 ans BP). - *Rev. Géolog. Dyn. et Géogr. Phys.* 22: 313-328.
- ROGNON, P. (1987): Les phases d'aridité du Pleistocene supérieur et de l'Holocène au Sahara; arguments sédimentologiques. - *Palaeoecol. of Africa* 18: 111-133.
- ROGNON, P. & M.A.J. WILLIAMS (1977): Late quaternary climatic changes in Australia and North Africa. a preliminary interpretation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology* 21: 285-327.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 21: 81-96.
- ROOSE, E.J. (1980): Dynamique actuelle de quelques types de sols en Afrique de l'Ouest. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 35: 16-39.
- ROOSE, E. (1981): Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. - *Études expérimentales des transferts hydrologiques de matières sous végétations naturelles ou cultivées.* - *Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M.* 130, 570 p.
- ROSET, J.P. (1975): Un gisement néolithique ancien près de Fachi (Erg du Ténéré). - *Cah. de l'O.R.S.T.O.M., sér. sci. hum.* 2: 105-110.
- SARNTHEIN, M. (1980): Das Paläoklima Nordafrikas der letzten 25 Millionen Jahre - dokumentiert in Tiefsee-Sedimenten. - *Veröff. Joachim Jungius-Ges. Wiss. Hamburg* 44: 47-76.

- SARNTHEIN, M. (1982): Zur Fluktuation der subtropischen Wüstengürtel seit dem letzten Hochglazial vor 18000 Jahren: Klimahinweise und -modelle aus Tiefseesedimenten. - *Geomethodica* 7: 125-161.
- SARNTHEIN, M. & B. KOOPMANN (1980): Late Quaternary deep-sea record on NW-Africa dust supply and wind circulation. - *Palaeoec. of Africa* 12: 239-253.
- SCHARPENSEEL, H.W. & H. ZAKOSEK (1979): Phasen der Bodenbildung in Tunesien. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 33: 118-126.
- SCHARPENSEEL, H.W. & H. SCHIFFMANN (1985): Natürliche Radiokohlenstoffmessungen als Beitrag zur Definition rezent- oder paläoklimatischer Leithorizonte in Tunesien. - *Z. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 148: 113-289.
- SCHIEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Auflage. - Stuttgart, 442 S.
- SCHIFFERS, H. (ed., 1971-1973): Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes. - 3 Bde. IFO, München, Afrika-Studien 60-62, 674 S., 672 S., 756 S.
- SCHLICHTING, E. & H.P. BLUME (1966): Bodenkundliches Praktikum. - Hamburg/Berlin, 209 S.
- SCHOKALSKAJA, S.J. (1953): Die Böden Afrikas. - Berlin.
- SCHÖTZ, L. (1980): Long-range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. - *Ann. New York Acad. Sci.* 338: 515-532.
- SCHULZ, E. (1987): Die holozäne Vegetation der zentralen Sahara (N-Mali, N-Niger, SW-Libyen). - *Palaeoec. of Africa* 18: 143-161.
- SCHULZ, E. (1988): Der Südrand der Sahara. - *Würzburger Geogr. Arb.* 69: 167-210.
- SCHULZE, D.G. (1981): Identification of soil iron oxide minerals by differential x-ray diffraction. - *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 437-440.
- SCHUYLENBORGH, J. van (1971): Weathering and soil-forming processes in the tropics. - UNESCO: Soils and tropical weathering. - Natural Resources Research, Paris, Vol. XI: 39-50.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. - *Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 105: 194-202.

- SCHWERTMANN, U. (1965): Zur Goethit- und Hämatitbildung aus amorphem Eisen(III)-hydroxid. 2. Mitteilung. - Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 108: 37-45.
- SCHWERTMANN, U. (1985): The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. - B.A. STEWART (ed.): Advances in Soil Science, Vol. 1: 171-200.
- SEGALEN, P. (1971): Metallic oxides and hydroxides in soils of the warm and humid areas of the world: formation, identification, evolution. - UNESCO: Soils and tropical weathering. - Natural Resources Research, Paris, Vol. XI: 25-38.
- SEMMEI, A. (1985): Böden des feuchttropischen Afrikas und Fragen ihrer klimatischen Interpretation. - Geomethodica 10: 71-89.
- SERVANT, M. (1983): Séquences continentales et variations climatiques: Évolution du Bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. - Trv. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M. 159, Paris, 573 p.
- SERVANT, M. & S. SERVANT (1970): Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette Tchadienne. - Rév. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. 12: 63-76.
- SERVANT-VILDARY, S. (1978): Étude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. - Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M., Paris, 346 p.
- SERVANT-VILDARY, S. (1979): Paleolimnologie des lacs du bassin tchadien au quaternaire récent. - Palaeoec. of Africa 11: 65-78.
- SKOWRONEK, A. (1979): Paläoböden in der Zentralen Sahara. - Würzburger Geogr. Arb. 49: 163-182.
- SKOWRONEK, A. (1985a): Zur Morpho- und Pedostratigraphie der zentralen Sahara. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 56: 69-87.
- SKOWRONEK, A. (1985b): Zur känozoischen Klimaentwicklung der zentralen Sahara nach bodenstratigraphischen Befunden. - Geomethodica 10: 123-151.
- SKOWRONEK, A. (1987): Böden als Indikator klimagesteuerter Landformung in der zentralen Sahara. - Relief, Boden, Paläoklima, Bd. 5, Berlin/Stuttgart, 184 S.
- SMALLEY, I.J. & C. VITA-FINZI (1968): The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of 'desert' loess. - J. Sedimentary Petrology 38: 766-774.
- SOIL SURVEY STAFF (1975): Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. - U.S. Dep. Agriculture, Soil Conserv. Service, Agriculture Handbook 436: 754 S.

- SOMBROEK, W.G. & I.S. ZONNEVELD (1971): Ancient dune fields and fluviatile deposits in the Rima-Sokoto basin (NW-Nigeria). - Netherlands Soil Survey Inst., Wageningen, Soil Survey Paper 5: 109 p.
- SONNTAG, CH., E. KLITZSCH, E.M. EL SHAZLY, CH. KALINKE & K.O. MÖNNICH (1978): Paläoklimatische Informationen im Isotopengehalt ^{14}C -datierter Saharawässer: Kontinentaleffekt in D und ^{18}O . - Geol. Rdsch. 67: 413-423.
- STREET, F.A. (1980): The relative importance of climate and local hydrogeological factors in influencing lake-level fluctuations. - Palaeoecology of Africa and the Surrounding Seas 12: 137-158.
- STUCKI, J.W., B.A. GOODMAN & U. SCHWERTMANN (Eds., 1988): Iron in soils and clay minerals. - NATO Advanced Science Institutes Series C: Mathematical and Physical Sciences Vol. 217, Dordrecht, NL, 850 p.
- TALBOT, M.R. (1980): Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20000 years. - M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (eds.): The Sahara and the Nile, A.A. Balkema, Rotterdam: 37-62.
- TALBOT, M.R. (1984): Late pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. - Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands 16: 203-214.
- TALBOT, M.R. & M.A.J. WILLIAMS (1979): Cyclic alluvial fan sedimentation on the flanks of fixed dunes, Janjari, Central Niger. - Catena 6: 43-62.
- TETZLAFF, G. & W. WOLTER (1980): Meteorological patterns and the transport of mineral dust from the north african continent. - Palaeoec. of Africa 12: 31-42.
- TETZLAFF, G., M. PETERS & L.J. ADAMS (1985): Meteorologische Aspekte der Sahel-Problematik. - Die Erde 116: 109-120.
- THORWEIHE, U., M. SCHNEIDER & C. SONNTAG (1984): New aspects of hydrogeology in southern Egypt. - Berliner Geowiss. Abh. 50: 209-216.
- TILLET, T. (1977): Notes sur l'Atérien du Niger oriental. - Trav. du L.A.P.E.M.O., Univ. de Provence, Aix en Provence, 13 p.
- TILLET, T. (1980): Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Bassin Tohadien septentrional. - Thèse du doctorat de 3^e cycle, Université de Provence, 363 p.
- URVOY, Y. (1933): Formes dunaires à l'ouest du Tchad. - Ann. Géogr. 42: 506-515.

- URVOY, Y. (1935): Terrasses et changements de climats quaternaires à l'est du Niger. - Ann. Géogr.: 254-265.
- VANNEY, J.R. (1967): Die Starkregen in Wüstengebieten. Ein Beispiel aus der Sahara. - Petermanns Mittlg. 111: 89-96.
- VERHEYE, W. (1976): Nature and impact of temperature and moisture in arid weathering and soil forming processes - a review. - Pédologie 26: 205-224.
- VÖLKELE, J. (1984): Wüstenböden des Fezzan (Südllyben) und ihre Aussage für die Reliefentwicklung. - Diplomarbeit am Geograph. Institut der Universität Bonn, 173 S.
- VÖLKELE, J. (1987): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen in Dünengebieten der Südsahara und des Sahel der Republik Niger. - Göttinger Geogr. Abh. 84: 109-125.
- VÖLKELE, J. (1988): Zum jungquartären Klimawandel im saharischen und sahelischen Ost-Niger aus bodenkundlicher Sicht. - Würzburger Geogr. Arb. 69: 255-276.
- VÖLKELE, J. (1989): Formation of dunes and pedogenesis as palaeoclimatic indicators in the eastern part of the Republic of Niger (Sahara and Sahel). - Palaeoc. of Africa 20: in press.
- VÖLKELE, J. & J. GRUNERT (1988): Zum Problem der Dünenbildung und Dünenverwitterung während Jungpleistozän und Holozän in Südsahara und Sahel. - Z. Geomorph. N.F., in press.
- VOGG, R. (1981): Bodenressourcen arider Gebiete. Untersuchungen zur potentiellen Fruchtbarkeit von Wüstenböden in der mittleren Sahara. - Stuttgarter Geogr. Stud. 97, 224 S.
- VOGG, R. (1985): Aspekte zur rezenten und reliktschen Merkmalbildung von Wüstenböden der westlichen Zentral- und Südsahara. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 43/II: 811-816.
- VOGG, R. (1987): Die Böden des saharo-sahelischen Nordens der Republik Mali. - Stuttgarter Geogr. Stud. 106: 225-248.
- WARREN, A. (1970): Dune trends and their implications in the central Sudan. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 10: 154-180.
- WARREN, A. (1971): Dunes in the Ténéré Desert. - Geogr. J. 137: 458-461.
- WARREN, A. (1972): Observations on dunes and bi-modal sands in the Ténéré Desert. - Sedimentology 19: 37-44.
- WHALLEY, W.B. & B.J. SMITH (1981): Mineral content of Harmattan dust from northern Nigeria examined by scanning electron microscopy. - J. Arid Environments 4: 21-30.

- WILDING, L.P., N.E. SMECK & G.F. HALL (1983): Pedogenesis and soil taxonomy. - Amsterdam.
- WILKE, B.M., B.J. DUKE & W.L.O. JIMOH (1984): Mineralogy and chemistry of Harmattan dust in Northern Nigeria. - *Catena* 11: 91-96.
- WILLIAMS, M.A.J. (1966): Age of alluvial clays in the Western Gezira, Republic of the Sudan. - *Nature* 211: 270-271.
- WILLIAMS, M.A.J. (1968): A dune catena on the clay plains of the West Central Gezira, Republic of the Sudan. - *J. Soil Science* 19: 367-378.
- WILSON, I.G. (1971): Desert sand flow and a model for the development of ergs. - *Geogr. J.* 137: 180-199.
- WILSON, I.G. (1973): Ergs. - *Sedimentary Geol.* 10: 77-106.
- YAALON, D.H. (1971): Paleopedology. Origin, nature and dating of paleosols. - Jerusalem.
- YAALON, D.H. (1974): Note on some geomorphic effects of temperature changes on desert surfaces. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 21: 29-34.
- YAALON, D.H. (1982 ed.): Aridic soils and geomorphic processes. - *Catena Suppl.* 1, 219 S.
- YAALON, D.H. & E. GANOR (1973): The influence of dust on soils during the Quaternary. - *Soil Science* 116: 146-155.
- ZINDEREN BAKKER, E.M. van & G. MALEY (1979): Late quaternary palaeoenvironments of the Sahara region. - *Palaeoc. of Africa* 11: 83-170.

A N H A N G

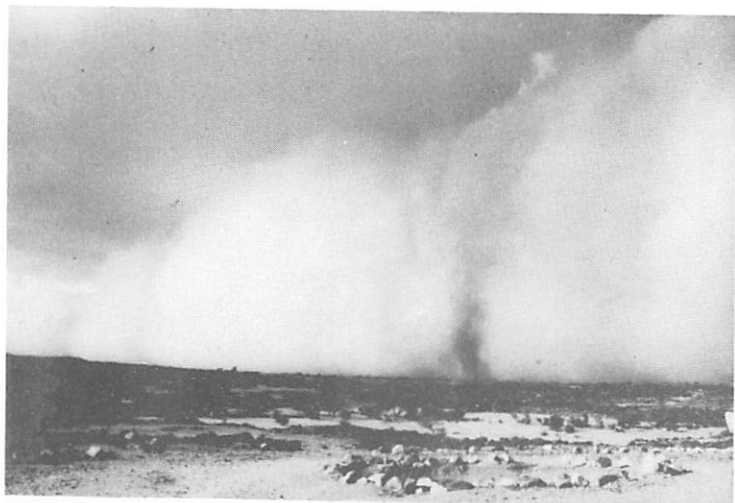


Photo 1. Staubwalze, die einer E-W ziehenden Gewitterzelle vorausseilt (5.9.86, Agadez).



Photo 2. Blick über Dogonboulo, den nördlichen Teil der Depression von Fachi; die Senke ist mit holozänen Seesedimenten gefüllt.



Photo 3. Jungholozäne Fischfossilien in der Senke von Dogonboulo.



Photo 4. Stufenhochfläche der Stufe von Dirkou (Blick nach E).



Photo 5. Barchanreihe in einer Windgasse an der Stufe von Bilma.

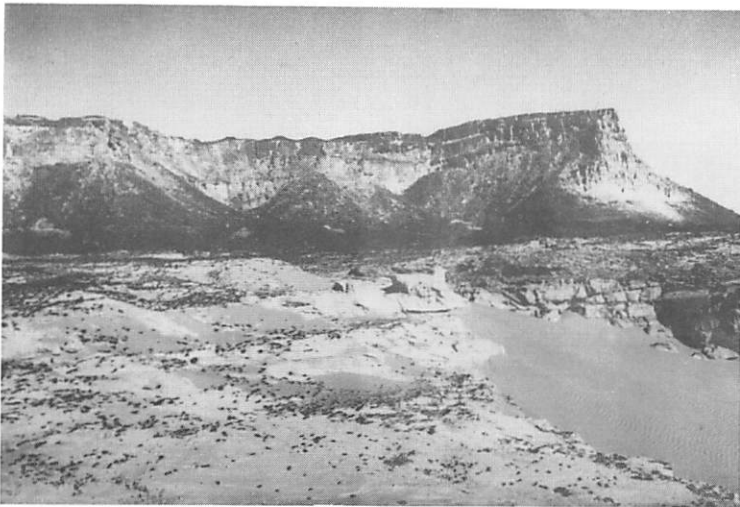


Photo 6. Die Stufe von Bilma (Rocher du Silémi).



Photo 7. Dicht gescharte mobile Längsdünenzüge zwischen Bilma und Zoo Baba (Blick nach Süden).



Photo 8. Rutschungsscholle an der Stufe von Zoo Baba.



Photo 9. Dünengenerationen östlich der Stufe von Dibella.



Photo 10. Die Altdünenlandschaft der Manga im Bereich von Ngourti (März 1984).



Photo 11. Ein Korrasionsrest des auf Dünensand entwickelten Oberbodens in der Region von Manga (März 1984).

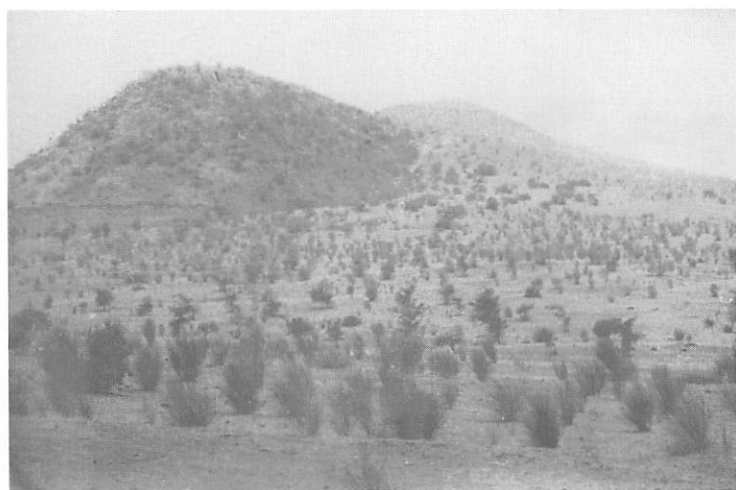


Photo 12. Das Inselbergrelief von Damagaram/Mounio zwischen Gouré und Zinder.



Photo 13. Das Bergland von Koutous bei Kellé (September 1986).



Photo 14. Abgetragene Altdüne südlich Tanout am Inselberg von Baban Birni (Profil 14986 2).

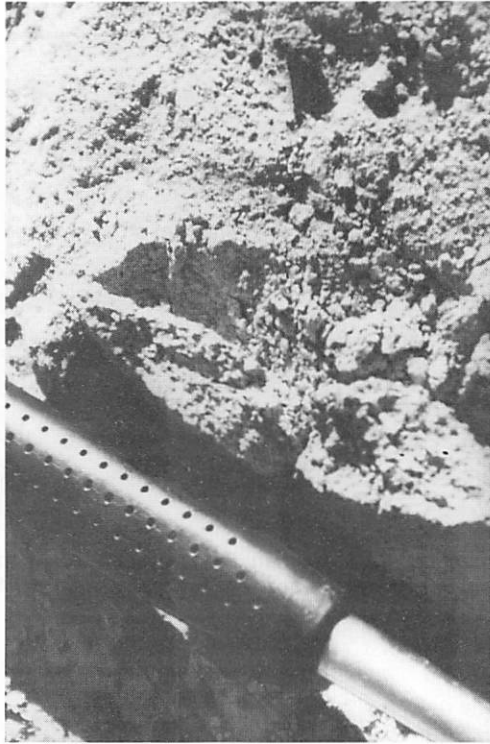


Photo 15. Vesikularhorizont einer mit allochthonem Feinmaterial gefüllten Senke einer Stufenhochfläche (hier Stufe von Bilma).



Photo 16. Daya als Lösungshohlform im quarzitischem Sandstein des Schichtstufenplateaus von Dibella; Lage des Profils 19384 1.



*Photo 17. Korrasionsrest der auf den Dünensanden von Manga entwickelten Oberböden (hier an *Boscia seneg.*, März 1984).*



Photo 18. Durch Gully-Erosion tiefgreifend aufgeschlossene Altdüne NE' Taouah (Profil 28886 1).

1. The first step in the process of identifying a potential threat is to determine the source of the information. This can be done through a variety of methods, including interviews, surveillance, and analysis of public records.

2. Once the source has been identified, the next step is to assess the credibility of the information. This involves evaluating the source's reliability, the consistency of the information, and the presence of corroborating evidence.

3. The third step is to analyze the information for any potential threats. This involves identifying any specific individuals or groups mentioned in the information, and determining whether they pose a risk to national security.

4. If a potential threat is identified, the next step is to develop a plan to address the threat. This may involve increased surveillance, intelligence gathering, or other security measures.

5. Finally, the plan must be implemented and monitored. This involves ensuring that all relevant agencies are aware of the threat and are working together to address it. It also involves regularly updating the plan as more information becomes available.

- Heft 41: *Monheim, Rolf*: Die Agrostadt im Siedlungsgefüge Mittelsiziliens. Erläutert am Beispiel Gangi. 1969. 196 S. DM 21,—
- Heft 42: *Heine, Klaus*: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. 1970. 195 S. DM 20,—
- Heft 43: *Eriksen, Wolfgang*: Kolonisation und Tourismus in Ostpatagonien. Ein Beitrag zum Problem kulturgeographischer Entwicklungsprozesse am Rande der Ökumene. 1970. 289 S. DM 29,—
- Heft 44: *Rother, Klaus*: Die Kulturlandschaft der tarentinischen Golfküste. Wandlungen unter d. Einfluß der italienischen Agrarreform. 1971. 246 S. DM 28,—
- Heft 45: *Bahr, Wolfgang*: Die Marismas des Guadalquivir und das Ebrodelta. 1972. 282 S. DM 26,—
- Heft 47: *Golte, Winfried*: Das südchilenische Seengebiet. Besiedlung und wirtschaftliche Erschließung seit dem 18. Jahrhundert. 1973. 183 S. DM 28,—
- Heft 48: *Stephan, Johannes*: Die Landschaftsentwicklung des Stadtkreises Karlsruhe und seiner näheren Umgebung. 1974. 190 S. DM 40,—
- Heft 49: *Thiele, Adelbert*: Luftverunreinigung und Stadtklima im Großraum München. 1974. 175 S. DM 39,—
- Heft 50: *Bähr, Jürgen*: Migration im Großen Norden Chiles. 1975. 286 S. DM 30,—
- Heft 51: *Stitz, Volker*: Studien zur Kulturgeographie Zentraläthiopiens. 1974. 395 S. DM 29,—
- Heft 52: *Braun, Cornel*: Teheran, Marrakesch und Madrid. Ihre Wasserversorgung mit Hilfe v. Quanaten. Eine stadtheographische Konvergenz auf kulturhistorischer Grundlage. 1974. 160 S. DM 32,—
- Heft 53: *Klaus, Dieter*: Niederschlagsgenese u. Niederschlagsverteilung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. 1975. 172 S. DM 32,—
- Heft 54: *Banco, Irmela*: Studien zur Verteilung und Entwicklung der Bevölkerung von Griechenland. 1976. 297 S. DM 38,—
- Heft 55: *Selke, Welf*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. DM 28,—
- Heft 56: *Sander, Hans-Jörg*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. DM 24,—
- Heft 57: *Wiek, Klaus*: Die städtischen Erholungsflächen. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften — dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den U.S.A. 1977. 216 S. DM 19,—
- Heft 58: *Frankenberg, Peter*: Florengographische Untersuchungen im Raume d. Sahara. Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. DM 48,—
- Heft 60: *Liebold, Eike*: Zentralörtlich-funktionalräumliche Strukturen im Siedlungsgefüge der Nordmeseta in Spanien. 1979. 202 S. DM 29,—
- Heft 61: *Leusmann, Christoph*: Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. DM 32,—
- Heft 62: *Seibert, Paul*: Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolsón, Prov. Rio Negro, u. ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. DM 29,—
- Heft 63: *Richter, Michael*: Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Dargestellt am Val Vegorness im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. DM 33,—
- Heft 65: *Böhm, Hans*: Bodenmobilität und Bodenpreisgefüge in ihrer Bedeutung für die Siedlungsentwicklung. 1980. 261 S. DM 29,—
- Heft 66: *Lauer, Wilhelm und Frankenberg, Peter*: Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika — Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. 1981. 127 S. DM 32,—
- Heft 67: *Höllermann, Peter*: Blockgletscher als Mesoformen d. Periglazialstufe — Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. DM 26,—
- Heft 68: *Krings, Wilfried*: Innenstädte in Belgien — Gestalt, Veränderung, Erhaltung (1860 — 1978). 1984. 321 S. DM 46,—