

**BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN**

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

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

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 83

**Lothar Pfeiffer**

**Schwermineralanalysen an Dünensanden  
aus Trockengebieten mit Beispielen aus  
Südsahara, Sahel und Sudan  
sowie der Namib und der Taklamakan**

1991

In Kommission bei  
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

**Lothar Pfeiffer**

**Schwermineralanalysen an Dünensanden  
aus Trockengebieten mit Beispielen aus  
Südsahara, Sahel und Sudan  
sowie der Namib und der Taklamakan**

**BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN**

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

W. Lauer P. Höllermann K. A. Boesler E. Ehlers

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

---

**Heft 83**

**Lothar Pfeiffer**

**Schwermineralanalysen an Dünensanden  
aus Trockengebieten mit Beispielen aus  
Südsahara, Sahel und Sudan  
sowie der Namib und der Taklamakan**



1991

---

In Kommission bei

**FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN**

—Dümmlerbuch 7633—

**Schwermineralanalysen an Dünensanden  
aus Trockengebieten mit Beispielen aus  
Südsahara, Sahel und Sudan  
sowie der Namib und der Taklamakan**

**von**

**Lothar Pfeiffer**

**mit 78 Abbildungen, 15 Tabellen und zwei Beilagen**

**In Kommission bei**

**FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN**

 **Dümmelerbuch 7633**

**Alle Rechte vorbehalten**

**ISBN 3-427-76331-5**

**© 1991 Ferd. Dümmers Verlag, 5300 Bonn 1**

**Herstellung: Richard Schwarzbald, Witterschlick b. Bonn**

## VORWORT

In der vorliegenden Arbeit wird der Versuch unternommen, mit Hilfe der Schwermineralanalyse als einer der klassischen sedimentpetrographischen Untersuchungsmethoden, zu Aussagen über Entstehung und Dynamik von Dünen aus verschiedenen Trockengebieten zu gelangen.

Der großräumige Vergleich der Schwermineralassoziationen von Dünensanden aus weit voneinander entfernten Trockengebieten stellt in mancher Hinsicht ein Problem dar. Neben die verschiedenartigen geologisch-petrographischen, klimatischen und morphodynamischen Rahmenbedingungen der einzelnen Untersuchungsräume tritt das Problem der Vergleichbarkeit der Analysenergebnisse. Die in dieser Arbeit ausgewerteten Proben wurden im Gelände je nach Bearbeiter und in Abhängigkeit von der jeweiligen Fragestellung auf unterschiedliche Art und Weise gezogen, die zwangsläufig ihren Niederschlag in den Untersuchungsergebnissen finden muß. Unter diesen Voraussetzungen stand bei der Deutung der Analysenergebnisse zunächst die isolierte Betrachtung der Einzelräume im Vordergrund. Erst im Verlauf der Arbeit ergaben sich einige gemeinsame Merkmale aller untersuchten Dünensande, die im nachhinein die zunächst willkürlich erscheinende Auswahl der Untersuchungsräume rechtfertigten.

Das Probenmaterial, welches der Arbeit zugrundeliegt, stammt nicht aus Geländeaufenthalten des Verfassers selbst. Die Proben aus dem nordafrikanischen Teil des Arbeitsgebietes wurden von Herrn Prof.Dr.J.Grunert (Geogr. Inst. Univ. Bonn) zur Verfügung gestellt. Ergänzendes Probenmaterial aus diesem Raum stammt von Frau Prof.Dr.H.Besler (Geogr. Inst. Univ. Köln) und Dr. R. Baumhauer (Geogr. Inst. Univ. Würzburg). Dünensandproben aus dem Namib-Erg in Südwest-Afrika und aus der Taklamakan in West-China stammen ebenfalls aus Geländeaufenthalten von Frau Prof. Dr. H. Besler. Darüber hinaus konnten, mit freundlicher Erlaubnis von Herrn Prof.Dr.P.Höllermann (Geogr. Inst. Univ. Bonn), auch die Resultate der Schwermineralanalyse an Dünensanden der Insel Lanzarote in die Arbeit miteinbezogen werden.

Die Geländedarstellungen und Profilskizzen aus dem Untersuchungsraum Niger, Burkina-Faso und Togo basieren größtenteils auf

Feldbuchaufzeichnungen von Herrn Prof.Dr.J.Grunert und Herrn Dr.J.Völkel.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit erhielt ich von Herrn Prof.Dr.J.Grunert, dem ich für seine Förderung und Betreuung der Arbeit an dieser Stelle herzlich danken möchte.

Allen genannten Damen und Herren, vor allem aber meiner Frau und meinen Eltern, ohne deren Unterstützung das Zustandekommen der Arbeit nicht möglich geworden wäre, möchte ich an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Für die Aufnahme der Arbeit in die Reihe der Bonner Geographischen Abhandlungen danke ich den Herausgebern.

## 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
2.	DIE UNTERSUCHUNGSGBIETE.....	17
2.1.	Der Untersuchungsraum: Südsahara, Sahelzone, nördliche Sudanzone.....	17
2.1.1.	Klima.....	17
2.1.2.	Paläoklima.....	21
2.1.3.	Geologie und Petrographie.....	25
2.1.4.	Relief.....	32
2.2.	Der Untersuchungsraum Dünen-Namib: Geologie, Relief und Klima.....	37
2.3.	Der Untersuchungsraum Taklamakan: Geologie, Relief und Klima.....	39
3.	DIE UNTERSUCHUNGSMETHODE.....	44
3.1.	Anwendungsgebiete der Schwermineralanalyse.....	44
3.2.	Beschreibung der Methode.....	47
3.2.1.	Probennahme.....	47
3.2.2.	Probenaufbereitung.....	48
3.2.3.	Trennung von Schwer- und Leichtmineralfraktion.....	51
3.2.4.	Herstellung der Streupräparate.....	52
3.2.5.	Bestimmung der Schwerminerale.....	53
3.3.	Variationen der Schwermineralspektren und ihre Ursachen.....	55
3.3.1	Methodische Fehlerquellen.....	55
3.3.2	Transporteinflüsse.....	60
3.3.3.	Verwitterungseinflüsse.....	63
4.	BESCHREIBUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE.....	67
4.1.	Allgemeine Charakteristika von Schwermineralgesell- schaften in den untersuchten Dünensanden.....	67
4.1.1.	Dünensande aus der Südsahara, der Sahelzone und der nördlichen Sudanzone (N-Afrika).....	67
4.1.2.	Dünensande aus der Dünen-Namib (SW-Afrika).....	73
4.1.3.	Dünensande aus der Taklamakan (W-China).....	88

4.2.	Die untersuchten Profile aus Südsahara, Sahelzone und Sudanzone und ihre analytische Kennzeichnung.....	98
4.2.1.	Ost-Niger.....	98
4.2.2.	Zentral-Niger.....	145
4.2.3.	West-Niger.....	171
4.2.4.	Burkina-Faso.....	177
4.2.5.	Togo.....	180
5.	VERGLEICHENDE BETRACHTUNG UND DEUTUNG DER UNTERSUCHUNGS- ERGEBNISSE.....	187
5.1.	Der Aussagewert der Untersuchungsergebnisse für die Dünenentstehung im überregionalen Vergleich.....	187
5.2.	Allochthonie und Autochthonie der Dünensande.....	195
6.	ZUSAMMENFASSUNG.....	200
	Résumé.....	202
7.	LITERATUR.....	203
8.	ANHANG.....	217

## VERZEICHNIS DER TABELLEN:

- Tab. 1: Stratigraphisch-petrographische Übersicht von Niger, Burkina-Faso und Togo nach LEGOUX (1939) und ROQUES (1948), BARRERE & SLANSKY (1965) und GREIGERT & POUGET (1967)
- Tab. 2: Klimadaten der Provinz Sinkiang
- Tab. 3: Mengenverhältnis zwischen Einwaage und Trennflüssigkeit in Abhängigkeit vom zu erwartenden Schwermineralgehalt
- Tab. 4: Möglicher Fehler der Zählergebnisse (V) in % in Abhängigkeit von der relativen Kornhäufigkeit, der Wahrscheinlichkeit und der Zahl der ausgezählten Körner im Präparat
- Tab. 5: Äquivalenzdurchmesser verschiedener Mineralarten bei äolischem Transport
- Tab. 6: Schwermineralgehalte (Gew.-%) und Häufigkeitsverteilungen der Schwerminerale (Korn-%) in den verschiedenen Substrattypen aus Südsahara, Sahel- und Sudanzone
- Tab. 7: Anteile der einzelnen Stabilitätsgruppen (Korn-%)
- Tab. 8: Medianwerte der Korngröße von Dünensanden aus Südsahara und Sahelzone
- Tab. 9: Mittlere Schwermineralgehalte (Gew.-%) und Häufigkeitsverteilungen der Schwerminerale (Korn-%) in Kammsanden (KS), Basissanden (BS) und Festgesteinen (FG) der Dünen-Namib
- Tab.10: Anteile der einzelnen Stabilitätsgruppen (Korn-%)
- Tab.11: Schwermineralgehalt und mittlere Korngröße (Mz) in Kammsanden (KS) und Basissanden (BS) der Dünen-Namib
- Tab.12: Schwermineralgehalte (Gew.-%) und Häufigkeitsverteilungen der Schwerminerale (Korn-%) in Dünensanden der Taklamakan

**Tab.13: Anteile der einzelnen Stabilitätsgruppen (in %)**

**Tab.14: Mittlere Korngröße (Mz) von Dünensanden der Taklamakan**

**Tab.15: Mittlere Korngröße (Mz) und Schwermineralgehalt in Dünensanden der Taklamakan**

#### **VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN**

**Abb. 1: Topographische Karte des Arbeitsgebietes**

**Abb. 2: Dünenformen in der Taklamakan**

**Abb. 3: Anteile einzelner Schwerminerale in Abhängigkeit von der verwendeten Trennflüssigkeit bei gleichen Proben**

**Abb. 4: Schwermineralgehalt einer Barchan-Düne im Norden Lanza-  
rotes**

**Abb. 5: Stabilität von Schwermineralen gegenüber Oberflächenver-  
witterung (I) und mechanischer Beanspruchung (II).**

**Abb. 6: Die Dünen-Namib**

**Abb. 7: Südwest-Afrika; Schwermineralassoziationen (Beilage)**

**Abb. 8: Schwermineralgehalte von Dünensanden und Festgesteinen  
der Dünen-Namib.**

**Abb. 9: Taklamakan: Karte der untersuchten Lokalitäten.**

**Abb.10: Taklamakan: Schwermineralassoziationen (Beilage)**

**Abb.11: Republik Niger; Schwermineralassoziationen (Beilage)**

**Abb.12: Burkina-Faso, Togo; Schwermineralassoziationen (Beilage)**

**Abb.13: Schwermineralspektrum: Bohrung 20 km östlich Arbore du  
Ténééré**

- Abb.14: Schwermineralspektrum: Granitplateau westlich Tarouadj
- Abb.15: Schwermineralspektrum: Wadi-Anschnitt im Air Vorland
- Abb.16: Schwermineralspektren: TE 02; TE 04; TE 06
- Abb.17: Schwermineralspektren: TE 11; TE 14
- Abb.18: Schwermineralspektrum: Vorlandsenke der Stufe von Fachi
- Abb.19: Dünenrampe 4 km östlich Bilma
- Abb.20: Schwermineralspektren: 13.3.84 P 2; P 4; P 5
- Abb.21: Schwermineralspektrum: Wadi-Anschnitt 3 km östlich Bilma
- Abb.22: Schwermineralspektrum: Wadi-Anschnitt südlich der Stufe von Bilma
- Abb.23: Schwermineralspektrum: TE 25
- Abb.24: Skizze der Stufe von Dibella und ihrer Vorlanddepression
- Abb.25: Schwermineralspektrum: 20.3.84 P 2
- Abb.26: Schwermineralspektrum: 20.3.84 P 3
- Abb.27: Schwermineralspektrum: 20.3.84 P 5
- Abb.28: Schwermineralspektrum: Vorlandsenke der Stufe von Dibella
- Abb.29: Schwermineralspektrum: Granitzersatz westlich Dibella
- Abb.30: Schwermineralspektrum: Daya, Stufe von Dibella
- Abb.31: Dünengenerationen östlich der Stufe von Dibella
- Abb.32: Schwermineralspektrum: Altdüne östlich Dibella
- Abb.33: Schwermineralspektren: 20.3.84 P 7; P 8; P 9
- Abb.34: Geländeskizze: Massiv von Agadem

- Abb.35: Schwermineralspektrum: Altdüne, Massiv von Agadem
- Abb.36: Schwermineralspektrum: Altdüne, Agadem
- Abb.37: Schwermineralspektren: Daya, Agadem  
Dachfläche der Stufe von Agadem
- Abb.38: Die Manga im Norden des Tschad-See
- Abb.39: Schwermineralspektrum: Altdüne, Manga (27.3.84 P 1)
- Abb.40: Schwermineralspektrum: Altdüne, Manga (27.3.84 P 2)
- Abb.41: Schwermineralspektrum: Kolluvium (27.3.84 P 3)
- Abb.42: Schwermineralspektrum: Altdüne, Koufey
- Abb.43: Schwermineralspektrum: Komadougou-Sediment bei Bosso
- Abb.44: Schwermineralspektrum: Tschad-See-Sediment
- Abb.45: Schwermineralspektrum: Altdüne, 15 km westlich Diffa
- Abb.46: Schwermineralspektrum: Altdüne, 54 km westlich Diffa
- Abb.47: Schwermineralspektrum: Altdüne, 70 km westlich Diffa
- Abb.48: Schwermineralspektrum: Altdüne, 76 km westlich Diffa
- Abb.49: Geländeskizze u. Schwermineralspektrum: Altdüne westl.  
Gouré
- Abb.50: Schwermineralspektrum: Vertisol, 5 km westlich Gouré
- Abb.51: Querprofil der Schichtstufe von Tiguidit
- Abb.52: Hangprofil; Stufe von Tiguidit
- Abb.53: Schwermineralspektrum: Dachflächendepression
- Abb.54: Schwermineralspektrum: Kiesrücken östlich Agadèz

- Abb.55: Schwermineralspektrum: Düne, 5 km südlich von Tiguidit
- Abb.56: Schwermineralspektrum: Altdüne, 20 km südöstlich Aderbissinat
- Abb.57: Schwermineralspektrum: Dünensenke, 40 km südlich Aderbissinat
- Abb.58: Schwermineralspektrum: Dünensenke, 65 km südöstl. Aderbissinat
- Abb.59: Geländeskizze: Wadi nördlich Tanout
- Abb.60: Schwermineralspektrum: Wadi-Prallhang 10 km nördl. Tanout
- Abb.61: Schwermineralspektrum: Wadi-Prallhang 1 km östlich Baban Birni
- Abb.62: Übersichtsskizze: Baban Birni; 50 km südlich Tanout
- Abb.63: Schwermineralspektrum: Daya-Profil; Baban-Birni
- Abb.64: Schwermineralspektrum: Altdüne im zentralen Koutous
- Abb.65: Schwermineralspektrum: Altdüne 12 km nördlich Kellé
- Abb.66: Schwermineralspektrum: Altdüne 90 km östlich Zinder
- Abb.67: Schwermineralspektrum: Altdüne 75 km westnordwestlich Maradi
- Abb.68: Schwermineralspektrum: Altdüne nördlich Tabalak
- Abb.69: Schwermineralspektrum: Altdüne 10 km westlich Gazaoua
- Abb.70: Schwermineralspektrum: Altdüne 10 km östl. Dogondoutchi
- Abb.71: Schwermineralspektrum: Altdüne 10 km westlich Niamey
- Abb.72: Schwermineralspektrum: Altdüne östlich Niamey
- Abb.73: Schwermineralspektrum: Altdüne 23 km südlich Kay...

- Abb.74: Schwermineralspektrum: Boden nördl. Dapaong (21.3.85 P 1)**
- Abb.75: Schwermineralspektrum: Boden nördl. Dapaong (21.3.85 P 3)**
- Abb.76: Schwermineralspektrum: Boden 2 km nördl. Sansanné Mango**
- Abb.77: Schwermineralspektrum: Aufschluß 5 km südlich Bafilo**
- Abb.78: Schwermineralspektrum: Aufschluß 20 km nördl. K'Palimé**

## 1. EINLEITUNG

### 1.1. Problemstellung

Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zur Quartärforschung Nordafrikas leisten. Ein besonderes Gewicht liegt dabei auf den Altdünengebieten der Südsahara und der Sahelzone der Republiken Niger und Burkina-Faso.

Bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist bereits eine Vielzahl von Arbeiten erschienen, die sich mit der geomorphologischen und klimatologischen Entwicklung in Nordafrika im Laufe des Quartärs befaßt haben. Aus den Ergebnissen der Einzeluntersuchungen geht hervor, daß die klimatischen Schwankungen des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns Einfluß auf die herrschenden Prozesse der Reliefentwicklung und Bodenbildung hatten. Hierbei besitzen die Dünen der Südsahara und der Sahelzone mit ihren Verwitterungsbildungen einen bedeutenden Anzeigerwert für Art und Grad der landschaftsökologischen Veränderungen. Neben aktiven, also rezent bewegten, unverwitterten Dünen treten in der Südsahara der östlichen Republik Niger rubefizierte Altdünen auf. Diese südsaharischen Altdünen sind in vieler Hinsicht den Altdünen der südlich anschließenden Sahelzone sehr ähnlich und lassen auf gleichartige klimatische Verhältnisse in Südsahara und heutiger Sahelzone zu Zeiten der Dünengenesse schließen. Die südliche Verbreitungsgrenze der sahelischen Altdünen markiert somit den Südrand der damaligen Sahara. Die Dünenbildung in der heutigen Sahelzone vollzog sich dem gegenwärtigen Stand der Forschung nach nicht in einer großen ariden Phase seit dem Pleistozän, sondern in mehreren ariden Perioden, wobei Bodenbildungen auf den Altdünenoberflächen zwischengeschaltete Feuchtzeiten unterschiedlicher Intensität dokumentieren.

Die vorliegende Arbeit soll zur Klärung der Frage beitragen, ob die Altdünen der Sahelzone der Republik Niger durch Sandexport aus der Sahara in ihre damaligen Randbereiche entstanden oder ob sie durch kleinräumige äolische Umlagerung lokal vorhandenen Lockermaterials zur Aufwehung kamen. Dies geschieht im wesentlichen durch den Vergleich der mineralogischen und der morphoskopischen Eigenschaften der sahelischen Altdünensande mit jenen ihrer mutmaßlichen Quellen.

Unter den sedimentologischen und sedimentpetrographischen Methoden gilt die Schwermineralanalyse als eine der Standarduntersuchungen. Aus der Schwermineralführung eines Sedimentkörpers lassen sich sowohl Rückschlüsse auf sein Liefergebiet als auch auf seinen Verwitterungsgrad ableiten. In Verbindung mit morphoskopischen Merkmalen, wie Kornform und Oberflächentracht der Schwerminerale gelangt man zu weiterführenden Aussagen über die Transportdistanz und über das Transportmedium, denen das Sediment vor seiner endgültigen Ablagerung unterlegen hat.

Um die Ergebnisse der Schwermineralanalyse an den Dünensanden der Südsahara und der Sahelzone in einen globalen Vergleich miteinzubeziehen, wurden zusätzlich Dünensande aus weit entfernt liegenden Trockenräumen, wie der Dünen-Namib in Südwest-Afrika und der Taklamakan in West-China, auf ihre Schwermineralführung hin untersucht.

Bei den Untersuchungen standen folgende Fragen im Vordergrund:

Welches sind die wesentlichen Merkmale der Schwermineralassoziationen in den Dünensanden der Südsahara, der Sahelzone, der Dünen-Namib und der Taklamakan?

Welcher der im folgenden genannten Faktoren prägt in erster Linie die Schwermineralführung der Dünensande:

- Die Schwermineralführung in den Herkunftsgebieten der Dünensande?
- Sortierungs- und Ausleseprozesse nach Größe, Form und spezifischem Gewicht der Minerale im Zuge der Dünenbildung?
- Verwitterungsprozesse in der Zeit nach der Dünengenesse?

Welche Aussagen lassen sich mit Hilfe der Schwermineralanalyse über den Grad der "Allochthonie" bzw. der "Autochthonie" der Dünensande machen? Sind die Sande äolisch über große Distanzen verfrachtet worden, also allochthon, oder sind sie eher autochthon, d.h. wurde in jenen Phasen zur Dünenbildung eher auf lokale Sandquellen, wie Zersatzmaterial des jeweils Anstehenden oder trockenengefallene fluviale oder lakustrine Sedimente, zurückgegriffen?

## 2. DIE UNTERSUCHUNGSGBIETE

### 2.1. Der Untersuchungsraum Südsahara, Sahelzone, nördliche Sudanzone

Das Arbeitsgebiet greift über mehrere Landschaftszonen Nordafrikas hinweg. Es umfaßt den vollariden Bereich der Südsahara und erstreckt sich über die semiaride Sahelzone bis in den tropisch-wechselfeuchten Bereich der Sudanzone. In seinen nördlichen Teilen liegen Bearbeitungsschwerpunkte im Erg du Ténéré und im Großen Erg von Bilma mit seinem südlichen Randbereich. Die östliche Begrenzung des Untersuchungsraumes ist durch die Verbindungsachse zwischen der Oase von Bilma und dem Tschad See markiert. Ein etwa 500 km weiter westlich gelegenes Landschaftsprofil erstreckt sich vom Südrand des Air Gebirges über die Stufe von Tiguidit und die Sandsteinplateaus von Tanout und Koutous bis in das Kristallingebiet von Zinder. Im Süden verläuft die Verbindungslinie der untersuchten Lokalitäten von Bosso im Westen des Tschad Sees bis nach Niamey im äußersten Südwesten der Republik Niger. Ein letztes, etwa NNW - SSW - verlaufendes Profil beginnt bei Kaya in Burkina-Faso und setzt sich über die Lokalität Dapaong nach Togo fort. Hier bilden von Nord nach Süd aufeinanderfolgend die Regionen von Sansanné Mango, Kara, Bafilo und Kpalimé die Bearbeitungsschwerpunkte.

In Abb. 1 wird ein Überblick des nordafrikanischen Arbeitsgebietes mit den untersuchten Lokalitäten gegeben. Die Verbreitungsgrenzen der aktiven und fossilen Dünen entsprechen der Grenzziehung aus GRUNERT (1988a).

#### 2.1.1. Klima

Neben der geologisch-strukturellen Situation ist das Klima eines Raumes der zweite Faktor, der steuernd auf das morphodynamische Prozessgefüge einwirkt. Unter der umfangreichen Literatur zum Klima des saharischen Raumes seien an dieser Stelle vor allem die Arbeiten von DUBIEF (1959, 1963), FLOHN (1963-1965) und GRUNERT (1979, 1983) genannt. Eine detaillierte Darstellung der klimatischen Verhältnisse des Arbeitsgebietes gibt in jüngster Zeit VÖLKE (1989, S.22 ff.). Aus diesem Grund soll hier nur kurz auf das Klima des Arbeitsgebietes eingegangen werden.

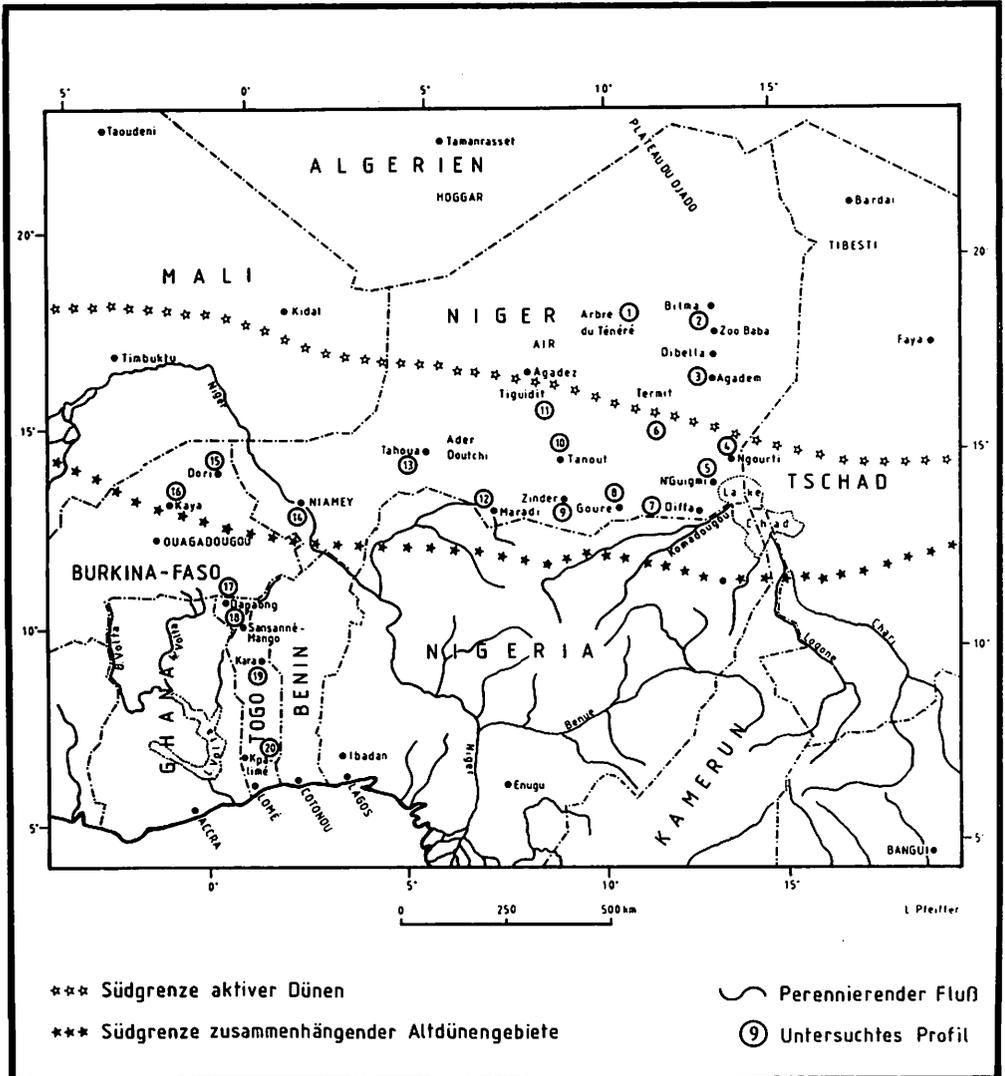


Abb. 1: Topographische Karte des Arbeitsgebietes.

Das Klima der Sahara und der südlich anschließenden Sahelzone und Sudanzone ist in erster Linie geprägt durch die jahreszeitliche Verschiebung der Zirkulationsgürtel. Während im Norden der saharische Raum bis an den nördlichen Wendekreis unter dem Einfluß der Zirkulation des subtropischen Mediterranraumes steht, wirkt sich weiter südlich der Jahresrhythmus der tropischen Klimazone aus. Daraus resultieren nach DUBIEF (1971, S.288) in der nördlichen und zentralen Sahara geringe winterliche Niederschlagsmaxima und südlich des Wendekreises monsunale Regen während der Sommerzeit.

Obwohl Afrika im Bereich der Wendekreise die größte zonale Ausdehnung besitzt, fehlen zwischen 18°N und 30°N sommerliche monsunale Niederschläge, wie sie auf anderen Kontinenten noch jenseits 24°N auftreten. Die Asymmetrie der räumlichen Niederschlagsverteilung auf dem afrikanischen Kontinent erklärt FLOHN (1963-1965) mit der Fernwirkung einer kräftigen Höhenantizyklone, deren Zentrum über dem tibetischen Hochland und Nordindien liegt.

Die Sahara stellt auf Grund ihrer ganzjährigen Aridität und ihres nicht-tropischen Temperaturganges mit größeren Tagesschwankungen und eigener Luftmassendynamik eine eigenständige Klimazone dar. Die Sahelzone unterliegt dagegen dem jahreszeitlich wechselnden Einfluß kontinental-trockener und maritim-feuchter Luftmassen. Daraus resultieren zwei unterschiedliche Jahreszeiten, die sich weniger durch ihre thermischen als durch ihre hygri-schen Merkmale unterscheiden. Eine Grenzziehung zwischen dem Klima der Sahel- und der Sudanzone kann am ehesten über Unterschiede in der Menge und der saisonalen Verteilung der Niederschläge erfolgen. Unter Zunahme der ariden Monate erfolgt im Sahel eine Konzentration der Niederschläge auf die Monate Juli und August, während die sudanische Niederschlagsverteilung bereits ein sekundäres Vormaximum im Mai und Juni aufweist, ehe das Hauptmaximum der Niederschläge im Juli und August einsetzt. Der südsahelische Bereich erhält etwa 500mm - 600mm Niederschlag pro Jahr; das jährliche Niederschlagsmittel der nördlichen Sudanzone liegt bei 800mm - 1000mm (MENSCHING 1971, S.62). Im Süden von Togo ist der Jahresgang der Niederschläge bereits durch zwei Regenzeiten geprägt, die jeweils von April bis Juni und von September bis November dauern. Hinsichtlich des klimatischen Jahresgangs wird hier bereits der zunehmende Einfluß des "Guinea-Typs" gegenüber dem "Sudan-Typ" deutlich. Vergleicht man die Anzahl humider

Monate und die Anzahl der Regentage, so ergibt sich von der Sudanzone über die Sahelzone bis in den südsaharischen Raum eine Konzentration der Niederschlagsereignisse auf immer kürzere Perioden bei gleichzeitiger, kontinuierlicher Abnahme der absoluten Niederschlagsmengen. So verteilen sich in Ouagadougou die Niederschlagsereignisse auf 88 Tage im Jahr. An der südsahelischen Station Niamey beträgt die Anzahl der Regentage noch 55 pro Jahr. Die südsaharische Station Bilma weist schließlich nur noch vier Regentage im Jahr auf. Die Bedeutung einer stärker akzentuierten Niederschlagsverteilung im Hinblick auf deren geomorphologische Wirksamkeit betont GRUNERT (1983, S.39).

Die in dieser Arbeit vorgelegten Angaben zur Luft- und Bodentemperatur stützen sich im wesentlichen auf die Ausführungen von MENSCHING et al. (1970). Meßreihen aus dem südsaharischen Raum finden sich in DUBIEF, (1959, 1971) sowie in GRUNERT (1983). Der Vergleich der Jahresmitteltemperaturen zeigt, daß diese zunächst von der Südsahara bis zum Südsahel zunehmen, um dann bis zum Süden Togos in der Sudanzone abzunehmen. Die Jahresmitteltemperatur der Station Bilma beträgt 26.8°C; in Niamey werden 28.9°C gemessen. Über Ouagadougou (28.4°C) nimmt die Mitteltemperatur stetig ab. In Kpalimé in Süd-Togo werden im Jahresmittel noch 25.0°C erreicht. Maximalwerte der Lufttemperatur betragen an der Station Bilma ca. 50°C und erreichen im übrigen Arbeitsgebiet Werte von über 40°C. Die Temperaturminima des kältesten Monats liegen selten unter 18°C. Die mittleren Maxima der Bodentemperaturen betragen in Bilma 60°C, in Niamey werden 55°C gemessen, bei Ouagadougou erreicht die Bodentemperatur noch 46°C. Entsprechend der Zunahme der Aridität läßt sich von Süd nach Nord innerhalb des Arbeitsgebietes eine Zunahme der potentiellen Verdunstung verzeichnen.

Das Arbeitsgebiet unterliegt über weite Strecken dem Einfluß des passatischen Windregimes, das vor allem während der Wintermonate den Großraum der Südsahara bis in die Sahelzone und die Sudanzone beherrscht. Während der Sommermonate folgen der nordwärtigen Verlagerung der Innertropischen Konvergenz feuchte, tropisch-monsunale Luftmassen aus südwestlicher Richtung, die von der Küste des Guinea-Golfes bis zu der Verbindungslinie zwischen Hoggar- und Tibesti-Gebirge ziehen (DUBIEF 1971, S.312). Die Interpretation von Luft- und Satellitenaufnahmen und von geomorphologischen Geländeaufnahmen durch MAINGUET & CANON (1976)

beweist die klare Dominanz der Passatströmung für den Großraum der Sahara. Die Autoren unterscheiden dabei zwischen schwächeren Bodenwinden ("Vents au Sol") und stärkeren Sandwinden ("Vents de Sable"). Letztere überwiegen als morphologisch wirksame NE-Winde im Jahresverlauf eindeutig. Die heute dominierenden Windrichtungen und Sandtransportbahnen sind nach MAINGUET & CANON (1976, S.249) weitgehend deckungsgleich mit jenen der ariden Phasen früherer Klimaperioden. Zu analogen Ergebnissen gelangen auch GROVE & WARREN (1968), TALBOT (1980, 1984) und CHAMARD & COUREL (1981). Während die Stationen Bilma, N'Gourti und Zinder weitgehend frei vom Störeinfluß topographischer Hindernisse sind, führen diese vor allem im Bereich des Tibesti-Gebirges und des Air-Gebirges zur Teilung der Hauptströmung, wodurch die Strömungsgeschwindigkeit beschleunigt und die äolische Korrasion gefördert wird. Im Lee des Hindernisses führt das Zusammenfließen der Luftströmungen zu Störwirkungen und Geschwindigkeitsabnahme, die letztlich die Bildung großer Dünenfelder verursachen (MAINGUET 1976). Obwohl größere topographische Hindernisse teilweise zu Sandbewegungen entgegengesetzt der vorherrschenden Windrichtung führen, sollten topographisch induzierte Änderungen der Windrichtung und damit verbundene Divergenz der Sandtransporttrajektorien nicht als Relikte früherer Windsysteme gedeutet werden (MAINGUET et al. 1980, S.17). Saisonale Fluktuationen der äolischen Dynamik können ungeachtet dessen innerhalb des saharischen und sahelischen Großraumes zu einer jahreszeitlichen Verschiebung der Gebiete aktiver, d.h. rezent bewegter, mobiler Sande führen.

### 2.1.2. Paläoklima

Gemessen an der flächenmäßigen Ausdehnung des nordafrikanischen Kontinentes ist die Zahl der Einzeluntersuchungen zum Paläoklima gering. Differenziertere Aussagen zur Klimageschichte existieren nach MECKELEIN (1979, S.544) vor allem für den Zeitraum des Spätpleistozäns und des Holozäns. Einen umfassenden Überblick über die bisher erschienen Literatur zur quartären Klimageschichte des Untersuchungsraumes geben VÖLKEL (1989) und GRUNERT (1988b). Aus diesem Grunde wird auf eine erneute Gesamtdarstellung in der vorliegenden Arbeit verzichtet.

Aus den bisherigen Untersuchungen zur Rekonstruktion des Paläoklimas Nordafrikas geht hervor, daß ein mehrfacher Wechsel

von Feuchtphasen (Pluviale) und Trockenphasen (Interpluviale) stattgefunden hat. Über Dauer und Grad dieser klimatischen Veränderungen herrscht bisher noch keine einheitliche Meinung. Hinsichtlich der pluvialzeitlichen Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation Nordafrikas existieren zahlreiche Modellvorstellungen, als deren wichtigste hier die Arbeiten von ROGNON & WILLIAMS (1977), ROGNON (1979), ZINDEREN BAKKER & MALEY (1979), und FLOHN & NICHOLSON (1980) genannt seien. Absolutdatierungen hinsichtlich der nordafrikanischen Klimageschichte des jüngeren Quartärs im Zeitraum nach 16.000 y.b.p. finden sich in den C-14-Datierungen von GEYH & JÄKEL (1974). Zusätzliche Informationen bietet die Radiokarbondatierung fossiler Grundwasservorräte der Sahara, wie sie von KLITZSCH et al. (1976) und SONNTAG et al. (1978) durchgeführt worden sind. Neben die paläoklimatische Forschung auf dem afrikanischen Festland tritt die Untersuchung von Bohrkernen aus Tiefseesedimenten vor der afrikanischen Küste durch SARNTHEIN (1980, 1982). Paläoklimatische Informationen bieten darüber hinaus lakustrine Sedimente als Zeugen ehemaliger Seen im Vorland der Schichtstufen des Großen Erg von Bilma und des Erg von Ténéré, die von SERVANT (1983), SERVANT-VILDARY (1978) und BAUMHAUER (1986, 1988) untersucht worden sind. Aussagen zur Klimageschichte des sahelischen Raumes während der letzten 50.000 Jahre finden sich in den Arbeiten von DURAND & MATTHIEU (1980), DURAND (1982) und DURAND et al. (1982, 1983). Weitere Hinweise über den klimamorphologischen Periodenwechsel liefern die Talsysteme der "Dallol" im nigrischen Sahel. Sie waren in der Vergangenheit Gegenstand der Untersuchungen von URVOY (1935, 1942) und in Erweiterung von DRESCH & ROUGERIE (1960). Vorzeitliche Bodenbildung als Anzeiger des vorzeitlichen morphodynamischen Prozeßgefüges in der zentralen Sahara sind Gegenstand der Untersuchungen von SKOWRONEK (1987).

Als wichtige paläoklimatische Indikatoren dienen die sahelischen Altdünenkomplexe. In Analogie zu den Ergebnissen früherer Bearbeiter impliziert das gegenwärtige Verbreitungsmuster der Altdünen einen südwärtigen Vorstoß arider Bedingungen in mehreren Phasen des Quartärs. Grove (1958) erklärt die Genese des gegenwärtigen Reliefs der Südsahara durch tiefgründige Verwitterung, fluviale Erosion und Denudation in humiden Phasen des Quartärs, denen Winderosion und Dünenbildung in ariden Phasen gegenüberstanden. In Anlehnung an DUFOUR (1936) liegt die Nordgrenze dieser durch Vegetation fixierten Altdünen etwa bei 19°N, wogegen

die Südgrenze etwa durch die gegenwärtige 100mm-Isohyete gekennzeichnet ist. Östlich des Arbeitsgebietes leitet WARREN (1970) für den zentralen Sudan aus der Südverlagerung der Sandakkumulationen entsprechend der Wanderung der 100mm-Isohyete zwei aride Phasen des Quartärs ab, die zwischen 21.000 y.b.p. - 9.000 y.b.p. und von 7.000y.b.p.- 5.500 y.b.p. die Entstehungszeiten der Altdünen des "Niedereren Goz" und des "Hohen Goz" waren. MICHEL (1973) beschreibt hinsichtlich der Altdünen des Senegalbeckens rote Dünen des "Ogolien", das in der Zeit zwischen 21.000 y.b.p. - 15.000 y.b.p. die bedeutendste aride Periode des Jungquartärs darstellt. Verwitterungsbildungen in den oberen Bereichen der Dünen werden als Anzeiger einer Feuchtphase zwischen 11.000 y.b.p. - 8.000 y.b.p. gewertet. In der Folgezeit schlossen sich kürzere Phasen der Dünenbildung und -umlagerung an. Aus der südlichen Verbreitungsgrenze dieser Altdünen bei etwa 14°N wird eine Südverlagerung der entsprechenden klimamorphologischen Zone um etwa vier bis fünf Breitengrade im ausgehenden Pleistozän abgeleitet. GRUNERT (1988b) bezeichnet die 800mm-Isohyete im Bereich der nördlichen Sudanzone als südliche Verbreitungsgrenze des Altdünengürtels; als Grenzwert für die Verbreitung aktiver Dünen wird die 100mm-Isohyete herangezogen. Auch hier wird der phasenhafte, südwärtige Vorstoß arider Bedingungen im Laufe des Quartärs betont. Für den Raum Ostniger nördlich des Tschad Sees gelangt SERVANT (1983) zu einer vergleichbaren Alterseinstufung seiner "Kanemien-Dünen" zwischen 20.000 - 14.000 y.b.p. Zu einer chronostratigraphischen Übereinstimmung der Altdünen des Liptako im Grenzbereich zwischen Burkina-Faso und Niger zwischen 14°N und 15°N mit den übrigen Altdünen des westafrikanischen Sahels führen die Untersuchungen von COUREL (1977) und CHAMARD & COUREL (1981). In jüngster Zeit kommt VÖLKELE (1987, 1988, 1989) durch pedologische Untersuchungen auf Dünenkörpern der Südsahara und Sahelzone im Ostniger zu einer Unterscheidung zwischen insgesamt drei Dünengenerationen, die jeweils Hauptphasen der äolischen Formung dokumentieren. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen sollen an dieser Stelle zusammengefaßt werden.

Die Entwicklung der ogolienzeitlichen Dünen des zentral- und ostnigrischen Sahels und der Altdünen des südsaharischen Raumes verlief zeitgleich. Als Bildungszeitraum wird die Periode zwischen 20.000 y.b.p. - 16.000 y.b.p. angesehen. Diese "Ogolien-Dünen" sind weitverbreitet aufgeschlossen und für das Arbeitsgebiet reliefbestimmend. Auf diesen Dünen entstanden in einer

kräftigen Feuchtphase seit 14.000 y.b.p. - 12.000 y.b.p., bei mittleren Jahresniederschlägen von 150mm - 200mm, chromic- bzw. cambic Arenosols. Diese Feuchtphase setzte noch vor Beginn der frühholozänen Seenphase ein. Nach dem "Tschadien" (7.500 y.b.p. - 7.000 y.b.p.), der Feuchtphase des frühen Holozäns, führte eine Trockenphase von 6.000 y.b.p. - 5.000 y.b.p. (4.500 y.b.p. - 3.500 y.b.p.), mit regional unterschiedlicher Dauer, zur Deflation der ogolienzeitlichen (1.) Dünengeneration und zur nachfolgenden Bildung einer zweiten Dünengeneration im Großen Erg von Bilma. Diese mittelholozäne (2.) Dünengeneration fehlt in der Sahelzone des Ost-Niger. Hier fand während des Holozäns nur Flugsandaufwehung statt. Die 2. Dünengeneration unterlag in einer erneuten, feuchten Klimaphase während des mittleren Holozäns, von 7.000 y.b.p. - 5.000 y.b.p. ebenfalls der Verwitterung und Pedogenese, mit regional unterschiedlicher Dauer und Intensität. Die Sande dieser Dünengeneration gingen im südsaharischen Bereich in einer letzten, bis zur Gegenwart andauernden, ariden Phase ab 2.500 y.b.p. in die Genese der jüngsten (3.) Dünengeneration ein.

Der paläoklimatische Aussagewert des sahelischen Altdünenkomplexes als Anzeiger arider Klimaverhältnisse wird in der Literatur unterschiedlich bewertet. Die Untersuchungen von BESLER (1987) an Dünensanden aus der Übergangszone zwischen Südsahara und Sahel von Nord-Mali zeigen, daß nicht allein der Grad der Aridität das Verbreitungsmuster aktiver bzw. fixierter Dünen bestimmt, sondern auch die Granulometrie der Sande, die letztlich Sandherkunft und Windgeschwindigkeiten zu Zeiten der Dünenaufwehung widerspiegeln.

Auf Grund der hohen morphologischen Aktivität schon bei kurzperiodischen Klimaveränderungen geringeren Ausmaßes sind die sahelischen Altdünen nach Ansicht von MENSCHING (1979) als paläoklimatische Anzeiger nicht geeignet. Demzufolge ist die Unterscheidung von einzelnen Dünengenerationen nicht sinnvoll. Die Genese des sahelischen Altdünengürtels vollzog sich nach MENSCHING im Wechsel von "Aktiv" - und "Passivphasen" im Rahmen des "Arid-morphodynamischen Systems". Fraglich ist nach GRUNERT (1988a), ob das raum-zeitliche Konzept dieses Systems hinsichtlich des epochalen Charakters der Klimaschwankungen der letzten 20.000 Jahre noch adäquat ist.

### 2.1.3. Geologie und Petrographie

Die Darstellung der Geologie des Arbeitsgebietes erfolgt im wesentlichen auf der Grundlage der Arbeiten von BARRERE & SLANSKY (1965), FAURE (1966) und GREIGERT & POUUNET (1967a, 1967b). Zusätzliche Informationen zur Strukturgeschichte des saharischen Großraumes, die das Verständnis der geologisch-strukturellen Situation des Arbeitsgebietes erleichtern, finden sich in den Arbeiten von KLITZSCH (1970) und FURON (1971).

Das nordafrikanische Grundgebirge ging aus den orogenen Zyklen des Präkambriums hervor. Lokal kam es in der Folgezeit durch das Aufdringen magmatischer Tiefengesteine zu metamorphen Überprägungen. Bis zum Ende des Präkambriums führte der Wechsel von Erosions- und Akkumulationsphasen zur Ausbildung einer Peneplain, die sich als "Saharatafel" in den folgenden erdgeschichtlichen Epochen sehr stabil gegenüber tektonischer Beanspruchung verhielt. Aus diesem Grund prägen zum Teil sehr alte Strukturelemente auch gegenwärtig noch das Großrelief des afrikanischen Kontinentes.

Die Untersuchungen von LEGOUX (1939) und ROQUES (1948) führten zu einer differenzierteren Gliederung des Präkambriums (Tab. 1). Regionale Bedeutung erlangt das Präkambrium vor allem in den südlich gelegenen Teilen des Untersuchungsraumes. Die präkambrischen Formationen zeigen deutliche Spuren späterer bruchtektonischer und orogenetischer Beanspruchung, die vor allem im Verlaufe des Altpaläozoikums sowie während der Jurazeit und in der Oberkreide wirksam wurden. Die meist isoklinalen Faltenstrukturen streichen generell in NNE-SSW-Richtung oder auch in NE-SW-Richtung (Abb. 11 und 12, Beilage).

Beckenstrukturen, die in ihrer Anlage bis in das Altpaläozoikum zurückreichen, befinden sich im Norden des Arbeitsgebietes zwischen dem Djado-Plateau und dem Adrar des Iforas. Auch das Becken von Taoudeni ist paläozoischen Alters. Es umfaßt große Teile von Mali und Mauretanien und reicht bis in die Gebiete von Burkina-Faso, Guinea und Senegal.

Während des Unterkarbons erfolgte die Umorientierung der vormals NW-SE-gerichteten Bauelemente der Saharatafel zu NE-SW-streichenden Strukturen (KLITZSCH 1970, S.480).

Epirogene Krustenbewegungen führten in der Folgezeit zur Abtragung der Bereiche relativer Hebung bis auf den kristallinen Sockel und zur Auffüllung der Trogregionen mit detritischen Sedimenten. Die Sedimente des "Continental Intercalaire" (C.I.) dokumentieren diesen erdgeschichtlichen Abschnitt, der etwa an der Wende Jura/Kreide sein Ende fand. Oberes Cenoman und Paleozän sind in weiten Teilen Nordafrikas marin. So ist marine Oberkreide in den Regionen Tanout, Termit, Zoo Baba und Agadem vertreten. Kreidezeitliche Formationen stellen darüberhinaus über den "Detroit Soudanais" die Verbindung zwischen den nordöstlichen Randbereichen des Nigerbeckens und dem Becken von Taoudeni her. Terrestrischen Einfluß zeigen dagegen die Sedimente des "Continental Hamadien" in den Bereichen des Koutous sowie in den Gebieten um Zinder, Maradi und Dogondoutchi. Marine Sedimente in Teilen der Republik Niger und im küstennahen Becken von Togo und Benin belegen eine weitere transgressive Phase während des Maastricht.

Die post-eozänen Beckensedimente des "Continental Terminal" (C.T.) sind überwiegend terrestrischen Charakters. Nur in den älteren C.T.-Sedimenten von Togo und Benin deuten Glaukonitsande auf eine marine Sedimentation im Mitteleozän hin (BARRERE & SLANSKY 1965, S.13f.). Das im Jungmesozoikum und im Tertiär angelegte Tschad-Becken wurde in der Zeit nach der Sedimentation des "Continental Terminal" verfüllt.

Das Air-Gebirge bildet den südlichen Ausläufer der Sahara - Schwelle, der weiter im Norden auch das Hoggar-Gebirge aufsitzt. Den Sockel bilden hier wie auch an anderen Stellen präkambrische Gesteine, vergesellschaftet mit granitischen Intrusivkörpern, die während des Jungpaläozoikums in die älteren Serien aufstiegen und diese teilweise durchschlagen haben. Die Granite des Massiv von Tarouadji im südlichen Air enthalten als Schwermineralbestandteile vor allem Hornblende, Biotit und Pyroxen (FABRIES & ROCCI, 1965). Die Heraushebung der zentralen Kristallin-Massive erfolgte während des Jungtertiärs. Vulkanite des Tertiärs und Quartärs überkleiden als Basalte und Phonolithe die älteren Serien (MENSCHING 1980).

Quartäre Sedimente sind im Arbeitsgebiet durch Dünen- und Alluvionen vertreten.

Eine eingehende Beschreibung der Stratigraphie und Petrographie der geologischen Formationen in der östlichen und zentralen Republik Niger findet sich bei VÖLKELE (1989, S.32ff.). An dieser Stelle wird deshalb nur eine knappe Zusammenfassung der wesentlichen petrographischen Merkmale gegeben. Außerdem werden ergänzende Angaben für Burkina-Faso und Togo hinzugefügt.

Die kreidezeitliche Sedimente des "Continental Intercalaire" bilden im Untersuchungsraum weitflächig den Untergrund. Es handelt sich hier um grobe, kreuzgeschichtete Sandsteine der Unterkreide, die im Becken von Bilma Mächtigkeiten von maximal 2000 m besitzen. Die Oberkreide-Sedimente unterliegen im Becken von Bilma stärkeren faziellen Variationen. Kontinentale Sedimente der Formationen von Bilma und Ezerza wechseln mit marinen, feinsandigen und teilweise glaukonitischen Ablagerungen der Formationen von Zoo Baba und Agadem. Die kretazischen Sedimente des Tschad-Beckens, südlich Dibella, sind in ihrer lithologischen Ausprägung identisch mit denen des Beckens von Bilma. Sie werden hier von tertiären, tonigen Sand- und Siltsteinen diskordant überlagert. Auch im Becken von Termit, etwa 200 km westlich Agadem, überlagern tertiäre Sedimente des Continental Terminal die terrigenen Sand- und Siltsteine des Cenomans. FAURE (1966) stellt die C.T.-Sedimentation in den Zeitraum zwischen Obereozän und Oligo-/Miozän.

Auch im mittleren Teil der Republik Niger prägen kretazische, detritische Sedimente des C.I. die geologisch-petrographische Situation. Zeitlich in die Oberkreide werden die Sandsteine des "Continental Hamadien" gestellt. Das mittlere Senon ist repräsentiert durch fossilreiche, marine Sande und Tone in der Region Tanout. Weiter nördlich schließen sich die untercenomanen, kontinentalen Sandsteine der "Farak-Formation" an. Die Stufe von Tiguidit im südlichen Air-Vorland besteht aus deutlich grobkörnigeren, kontinentalen Sandsteinen der "Echkar-Formation". Im Niger-Becken bilden die tertiären Sedimente des "Continental Terminal" das Anstehende. Sie werden von GREIGERT & POUQUET (1967a, S.159ff.) in drei Serien ( C.T.1 - C.T.3) gegliedert. Es handelt sich hierbei im wesentlichen um Sandsteine, Siltsteine und kaolinitischen Tonsteine, die stellenweise von Oolithbänken durchsetzt sind.

Die kretazischen, wie auch die tertiären Sand- und Siltsteine

sind mineralogisch überwiegend aus verwitterungsresistenten Mineralen zusammengesetzt. Nach FAURE (1966) bildet Quarz unter den Leichtmineralen den Hauptanteil; Feldspate treten weit seltener auf. Als akzessorische Gemengteile treten neben Fe-Oxiden (Goethit, Hämatit) unter den Schwermineralen vor allem Zirkon, Turmalin und Rutil auf. Lokal treten Staurolith und Disthen in unterschiedlichen Prozentsätzen auf. Sehr gering sind die Gehalte an Amphibolen, Pyroxenen, Epidot und Muskovit. Zu vergleichbaren Ergebnissen hinsichtlich der Schwermineralführung gelangen SINDOWSKI (1959, S.172f.) und KALLENBACH (1972, S.312) für den "Nubischen Sandstein" des Murzuk-Beckens in Libyen.

Kristalline Gesteine des präkambrischen Basements treten im Becken von Bilma in den Vorlanddepressionen der Schichtstufen von Fachi und Dibella zutage. Im Bereich des Air-Gebirges treten als Intrusiva neben Graniten und Syeniten vornehmlich Biotit-Amphibolit-Kristallingesteine auf. Tertiäre und quartäre Effusiva sind durch Basalte und Phonolithe vertreten; daneben finden sich noch jüngere Explosionsserien, wie vulkanische Aschen und Tuffe. Im Südteil der Republik Niger prägen syntektonische und porphyrische Intrusivgesteine verschiedenen Alters die Geologie des Raumes zwischen Zinder und Gouré. Mit dem Suggarien steht stellenweise auch das präkambrische Basement an (GREIGERT & POGNET 1967b, S.31f.). Sowohl die Air-Granite, als auch die Granite von Zinder und Gouré werden den sogenannten "Younger Granites" zugeordnet. Hinweise auf einen initialen Vulkanismus bieten die Tuffe und Rhyolithe im Raum Gouré.

Westlich von Niamey, im Südwesten der Republik Niger, grenzen die tertiären C.T.-Sedimente unmittelbar an die präkambrischen Sockelgesteine und Granite, die in weiten Teilen von Burkina-Faso und Togo das Anstehende bilden. Infrakambrische und paläozoische Serien sind hier von untergeordneter Bedeutung.

Das mittlere Präkambrium ist im Süd-Niger und in Burkina-Faso durch die "Birrimien-Serien" vertreten. Das untere Birrimien besteht aus sedimentären Formationen mit Schieferen und metamorph überprägten Arkosen und Grauwacken. Dagegen besteht das obere Birrimien aus Gesteinen vulkanischen Ursprungs mit basisch-neutralem Chemismus, die gleichfalls durch epizonale Metamorphose überprägt sind. Unter den Schwermineralen dominieren Epidot und Amphibole. Stärkere metamorphe Überprägung durch granitische

Kontakte führten in den schiefrigen Serien zur Bildung von Pyroxen, Leptinit, Staurolith, Sillimanit und Andalusit.

In Burkina-Faso verlaufen die Becken des Birrimien von NE nach SW auf granitischem Untergrund. Schwerpunkte der Verbreitung bilden die Regionen zwischen Kaya und Ouahigoua, sowie zwischen Zorgho, Dori und Tatakala, nördlich und nordnordöstlich von Ouagadougou. In der Republik Niger verläuft das Becken des Birrimien zwischen Tera und Tillabery. Die überwiegend syntektonischen Granite von Burkina-Faso werden von DUCELLIER (1962) eingeteilt in die "Fazies von Nariou und Nanogho" mit Biotit-Graniten und die "Fazies von Gombéré", bestehend aus Granodioriten mit Biotit, Hornblende, Muskovit und Epidot.

Größere Vorkommen posttektonischer Granitintrusionen existieren in Burkina-Faso in Form von Alkali-Graniten und Alkali-Syeniten im Süden und Südosten von Kaya; weiterhin zwischen Ouagadougou und Koudougou sowie im Bereich Ouahigoua. Ultrabasische Intrusiva finden sich in Form von Doleriten, südwestlich Ouagadougou und Niamey. Typische Schwerminerale der Dolerite stellen Pyroxene (Augit), Olivin, Biotit und Magnetit dar. Leicht metamorphisierte Serien des oberen Präkambriums sind mit der "Tarkwaien-Formation" im Südosten Ouagadougous vertreten.

Die präkambrischen Gesteine im Norden von Togo und Benin werden diskordant von einer sandig-schiefrigen Sedimentserie überlagert, deren exakte Datierung bisher noch aussteht. BARRERE & SLANSKY (1965) ordnen sie dem Infrakambrium zu. Diese vormals "Serie von Oti" genannte Formation wird hier als "Voltaien" bezeichnet, in Anlehnung an die gleichnamige Serie in Ghana. Das Voltaien gliedert sich von Hangenden zum Liegenden in folgende Serien: Der "Obere Sandstein" oder "Sandstein von Bombouaka" steht nördlich Sansanné Mango an. Er ist grobkörnig, zum Teil auch arkosisch, mit kalkiger oder eisenhaltiger Matrix. Im Liegenden grenzen die "Oti Schiefer", vermutlich diskordant, an den "Oberen Sandstein". Sie bestehen aus pelitischen Sedimenten mit Einschaltungen grobkörniger Lagen. Unter den Feldspaten dominieren Plagioklase; daneben treten Chlorite und Glimmer auf. Der "Basis-Sandstein" oder "Sandstein von Dapango" besteht aus sehr harten, teilweise rekristallisierten, feinkörnigen Sedimenten.

Im Liegenden folgt die "Buëm-Formation", die weiter südlich in

einem NE-SW-verlaufenden Streifen von 15 km - 20 km Breite ausgeht. Sie besteht aus Schiefern und tonigen Sedimenten über einer Basis aus quarzitischen Sandsteinen und Arkosen. Die "Buém-Formation" wird in das obere Präkambrium gestellt. Weiter südöstlich schließt sich in gleicher Streichrichtung auf etwa 10 km Breite die "Serie von Kandé" an. Sie tritt morphologisch als Peneplain in Erscheinung. Serizitschiefer des Hangenden werden unterlagert von Chlorit-, Serizit- und Glimmerschiefern an der Basis.

Den Untergrund des südwestlich anschließenden Atacora-Gebirges bilden die petrographisch sehr monotonen Gesteine des "Atacorien". Sie bestehen zu neunzig Prozent aus Quarziten, mit Einschaltungen von Glimmerschiefern und selten auch von Amphiboliten. Die Quarzite sind vermutlich aus tonigen Sandsteinen durch Metamorphose hervorgegangen. Charakteristische Minerale sind hier Serizit, Chlorit und Muskovit, seltener tritt Biotit auf.

Die unterpräkambrische Formation des "Dahomeyen" Mittel- und Südtogos grenzt diskordant an das "Atacorien". Auch sie bildet eine große Fastebene, die ungefähr NNE-SSW verläuft. In gleicher Richtung streichende Strukturelemente deuten auch hier auf eine tektonische Beanspruchung größeren Ausmaßes hin. In flachen, geosynklinalen Senken treten Glimmerschiefer auf, denen in Antiklinalbereichen Migmatite gegenüberstehen. Das "Dahomeyen" gliedert sich vom Hangenden zum Liegenden in drei petrographische Gruppen: Die "Pelitische Serie" umfasst metamorphisierte tonig-sandige Sedimente. Typische Minerale dieser Gruppe sind neben Quarz vor allem Plagioklase, Glimmer, Amphibole und Granate in regional variierenden Anteilen. Die "Plutonit-Serie" im Norden von Atakpamé umfasst Orthogneise, die in ihrer mineralogischen Zusammensetzung entsprechend der jeweiligen Petrographie der Ausgangsgesteine Unterschiede aufweisen. Im Raum Kouandé dominieren Gneise aus Granit mit Plagioklasen, Mikroklin und Biotit. In der Region von Anie gingen die Gneise aus Granodioriten und Dioriten hervor, hier treten neben Plagioklasen und Biotit vor allem Amphibole auf. Im Massiv von Kabré finden sich Gneise mit Pyroxenen oder Amphibolen aus Dioriten und Gabbros. Die Basis des Dahomeyen bildet die "Migmatitische Serie", die aus migmatisierten Gneisen hervorgegangen ist und konkordant an die Liegend-Schichten grenzt.

**Tab. 1: Stratigraphisch-petrographische Übersicht von Niger, Burkina-Faso und Togo nach LEGOUX (1939) und ROQUES (1948), BARRERE & SLANSKY (1965) und GREIGERT & POUGET (1967)**

FORMATION	PETROGRAPHIE
<b>QUARTÄR</b> : Erg ancien, Ogolien (= Kanémien) und jüngere äolische, fluviatile und lakrustine Sedimente	Lockersedimente unterschiedlicher Zusammensetzung und Herkunft; Vulkanische Aschen und Tuffe (Air)
<b>TERTIÄR</b> : Continental terminal	Sandsteine, Siltsteine, kaolinitische Tonsteine, teilweise durchsetzt von Oolithbänken; Basalte und Phonolithe (Air)
<b>KREIDE</b> : Continental intercalaire	Kontinentale detritische Sedimente und marine, feinsandige, teilweise glaukonitische Sedimente
<b>INFRAKAMBRIUM</b> : Voltaien	Sandig-schiefrige Sedimentserien
<b>OBERES PRÄKAMBRIUM</b> : Buëm (= Tarkwaien)	Schiefbrig-tonige Sedimente, quarzitisches Sandsteine, Arkosen, Alkali-Granite und -Syenite
<b>MITTLERES PRÄKAMBRIUM</b> : Atacorien Birrimien (= Pharusien)	Quarzite, Amphibolit- und Glimmerschiefer, basisch-neutrale Vulkanite
<b>ALT-PRÄKAMBRIUM</b> : Suggarien (= Dahomeyen)	Granite, Migmatite und Glimmerschiefer

Weite Teile des Beckenbereiches im Süden Togos werden von tertiären Sedimenten des "Continental Terminal" eingenommen, welche die marinen, oberkretazischen Sedimente des Maastricht überlagern.

#### 2.1.4. Relief

Die in Kapitel 2.1.3. beschriebenen geotektonischen Großbewegungen der afrikanischen Platte führten zur Anlage der Großformen des Reliefs mit flachen Schwellen und sedimentären Becken. Diese Großstrukturen haben seit dem Tertiär keine nennenswerten Veränderungen erfahren.

Neben den genannten geologisch-strukturellen und petrographischen Voraussetzungen prägen die klimatischen Verhältnisse des Arbeitsgebietes die gegenwärtigen morphodynamischen Prozesse. Die Zunahme der Anzahl humider Monate von Nord nach Süd innerhalb des Arbeitsgebietes führt zu einem Wandel der klimatischen Steuerungsgrößen der Morphodynamik. Nach MENSCHING (1974) bestimmen absolute Menge, zeitliche Verteilung (Variabilität) und Intensität der Niederschläge wesentlich die Wirksamkeit fluvialer Formung. Die von Süd nach Nord zunehmende Akzentuierung der Niederschläge führt zur Steigerung der "Wirksamen Trockenheit" i.S. von ROGNON (1967) und damit zu gesteigertem flächenhaften Lockermaterialtransport. Von morphologischer Bedeutsamkeit ist darüber hinaus der Grad der Vegetationsbedeckung. Sie bietet Schutz vor Deflationsprozessen und ist teilweise für die Fixierung der sahelischen Altdünenfelder verantwortlich.

Gegenwärtig wird das Arbeitsgebiet über weite Strecken von einem alten Flachrelief (Peneplain) beherrscht, das verschiedene petrographische Einheiten vom Basement über das Paläozoikum bis zu den tertiären Sedimenten des "Continental Terminal" überspannt. Nach MENSCHING (1968, 1970) unterliegt dieses Altflächenrelief etwa seit dem Pliozän Auflösungsprozessen. Abgesehen von den größeren Gebirgsmassiven wird das Flachrelief der Südsahara, der Sahel- und der Sudanzone nur von einzelnen, isolierten Zeugen- und Inselbergen unterbrochen, welche die Spülflächen zu den lokalen Erosionsbasen überragen.

Epirogene Hebungsbewegungen des Tertiärs führten zur Ausbildung

von Schichtstufen, die während des Altpleistozäns unter feuchten bis semiariden Klimaverhältnissen fluvialer und äolischer Umgestaltung unterlagen (BUSCHE 1982). Im Ost-Niger sind dies vor allem die Stufen von Bilma, Zoo Baba, Dibella und Agadem. Ihre Streichrichtung verläuft generell von Nord nach Süd. Die bis zu 100 m hohen Stufenstirnen zeigen nach Westen. Stufenbildner sind hier, wie auch an der Schichtstufe von Tiguidit im südlichen Air-Vorland, die kreidezeitlichen Sand- und Siltsteine des "Continental Intercalaire". Ausnahmen bilden hier die Massive von Agadem, Tcheni-Tchadi und Homodji, die in tertiären Sedimenten des "Continental Terminal" angelegt sind. In den westlichen Vorlanddepressionen der Schichtstufen belegen zu Yardangs korra-dierte Reste diatomitischer Sedimentkörper die lakustrine Vergangenheit dieses Raumes im ausgehenden Pleistozän und Holozän. Die Dachflächen dieser Schichtstufen sind von kleinen, abflußlosen Hohlformen ("Dayas") bedeckt. Nach BUSCHE (1982) handelt es sich hier um Erscheinungsformen des "Silikatkarstes", die durch intensive Silikatverwitterung und Abfuhr von Kieselsäure in feuchteren Klimaperioden des Tertiärs entstanden sind. Eindeutig älter als die Silikatkarstformen sind die von BUSCHE (1983) für die Plateaubereiche saharischer Schichtstufen beschriebenen "Silcrete". Es handelt sich hierbei um oberflächliche Verkieselungen des Anstehenden, die vermutlich oligo-/miozänen Alters sind.

In Raum West-Niger und im östlichen Burkina-Faso sind flache Schichtstufenlandschaften in den morphologisch weicherem Sedimenten des "Continental Terminal" angelegt. Ihre relative Höhe überschreitet selten 40 Meter. Eine wichtige Rolle als Stufenbildner kommt hier den mächtigen pisolithischen Lateritpanzern zu, die von hoher morphologischer Widerständigkeit sind. Sie nehmen sowohl hinsichtlich ihrer Mächtigkeit, als auch ihres Flächenanteils von der Sudanzone zur Sahelzone ab. Lateritpanzer bedecken tiefgründige Zersatzzonen über Kristallingestein ebenso, wie die C.T.-Sedimente und tragen als Schutz vor Abtragungsprozessen zur Erhaltung des Flächenreliefs bei.

In Abhängigkeit von der zunehmenden makroklimatischen Aridität gewinnen im sahelischen und südsaharischen Raum die Prozesse der äolischen Morphodynamik zunehmend an Bedeutung. Der Einfluß des NE-Passates führt zu erheblicher Sandverlagerung; spärliche Vegetationsbedeckung fördert zusätzlich die Prozesse der Deflation,

der Korrasion und der Dünenremobilisierung, die außerdem in wesentlichem Maße von den granulometrischen Eigenschaften der Sande abhängen (BESLER 1987). Von großer Bedeutung für die Sandverlagerung sind die sogenannten "Vents de Sable", die in der Lage sind, eine große Menge an Partikeln mit einem mittleren Durchmesser von mehr als 0.063 mm über eine Fläche von mehreren Quadratkilometern zu transportieren DUBIEF (1952, S.146).

Hinsichtlich der äolischen Reliefformung des saharischen Großraumes existiert eine Vielzahl von Veröffentlichungen. Umfassende Darstellungen von Oberflächenformen in der Sahara geben u.a. TRICART (1964) sowie COOKE & WARREN (1973). Der Einfluß der konstanten Passatströmung auf die Reliefformung im Bergland von Borkou, im Norden der Republik Tschad, wird von MAINGUET (1968) und HAGEDORN (1968, 1971) untersucht. Weitere Aussagen zur äolischen Oberflächenformung in der Sahara finden sich in den Arbeiten von CAPOT-REY (1957, 1970). Mit den Zusammenhängen zwischen Windrichtung und Dünenorientierung setzen sich bereits AUFRERE (1928) und DUFOUR (1936) auseinander. Weiterführende Untersuchungen stammen von CLOS-ARCEDUC (1966, 1967). Untersuchungen zur äolischen Morphodynamik im Bereich des Erg du Ténéré und der Ténéré du Tafassasset stammen von BESLER (1989). Die Dünen der Ténéré und des Goßen Erg von Bilma sind außerdem Gegenstand der Untersuchungen von WARREN (1972), MAINGUET et al. (1974) und MAINGUET & CALLOT (1978).

Generell treten innerhalb der passatischen Windströmung Nordafrikas Flugsandbereiche ("Courants Sableux") auf, innerhalb derer sich Reliefbereiche überwiegender Aufbauformen und solche überwiegender Deflations- und Korrasionsformen unterscheiden lassen (MAINGUET et al. 1980). Aufbauend auf dieser Erkenntnis stellt MAINGUET (1982, 1983) aus dem Verhältnis Sandanlieferung : Sandexport eine "Sandernährungsbilanz" für den saharischen Raum auf, nach der sich eine räumliche Wechselfolge von Regionen mit positiver und negativer Sandbilanz ergibt. Diese These läßt deutliche Parallelen zu WILSON (1971) erkennen, in dessen Modell der "Desert Sandflow Basins" der Ferntransport von Dünenanden durch erhöhte Windgeschwindigkeiten in ariden Phasen des Quartärs als wahrscheinlich angesehen wird.

Die Genese der heutigen Ergs läßt sich jedoch ebenso schlüssig mit primärem fluvialen Antransport der Sedimente in Feuchtzeiten

und nachfolgender äolischer Überformung in ariden Klimaperioden des Quartärs erklären. Diese Vermutung äußerte bereits PENCK (1909, S.553): "Die Tatsache, daß die größten Wüstensandgebiete der Erde...in der Nachbarschaft bestehender oder erloschener Flüsse auftreten, läßt mutmaßen, daß eine Hauptquelle des Wüstensandes in den Flußanschwemmungen zu suchen ist." Für den Raum der Sahara konnten MECKELEIN (1959), FAURE (1966), MENSCHING (1971) und MICHEL (1977) mit den Ergebnissen ihrer Feldforschungen eine Vielzahl von Indizien aufzeigen, die diese Annahme bestätigen. Auch BUSCHE (1982) sieht für den Bereich der nördlichen Zentral-sahara das Modell des "Desert Sandflow" als nicht adäquat an. Im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit weist BESLER (1989, S.10) für die Sande des "Erg du Capot-Rey" die Herkunft aus dem Schwemmfächer des Wadi du Tafassasset nach. Ebenso erkennt BESLER (1980, S.61) bei der Untersuchung von Sanden der Dünen-Namib deutliche Kennzeichen fluvialer Herkunft, die trotz äolischer Überformung sedimentologisch nachweisbar sind. Gleiches scheint auch für die Dünensande der Taklamakan zu gelten (BESLER, im Druck). Die Frage nach der Herkunft der Dünensande wird in den folgenden Kapiteln nocheingehender behandelt.

Die nun folgende Beschreibung der Oberflächenformen des Ost-Niger erfolgt auf der Grundlage von VÖLKELE (1989).

An der Stufe von Bilma manifestiert sich der Einfluß des NE-Passates in einem ausgeprägten Windrelief mit intensiver Flugsandverlagerung. Dabei kommt es im Bereich der Stufenstirn zur Ablagerung von Leedünen, die teilweise in unmittelbarer räumlicher Vergesellschaftung mit deutlich älteren, von Hangschutt überzogenen Dünenkörpern auftreten. Kleine Tälchen im Stufenrandbereich dienen als bevorzugte Bereiche des Flugsandtransportes. Im Vorland dieser Windgassen bilden sich hochmobile Barchane, die mit zunehmender Entfernung von der Stufe in NE-SW-orientierte Sifs übergehen. Die Sifs treten in Abständen zwischen wenigen hundert Metern und 1-2 km auf. Sie prägen das Landschaftsbild bis in den Bereich südlich der Stufe von Zoo Baba. Von dort an nimmt ihre Häufigkeit und flächenmäßige Verbreitung nach Süden zugunsten flachwelliger Altdünenkörper ab.

Zwischen Dibella und Agadem tritt das Altdünenrelief eindeutig in den Vordergrund. Rotbraune, stark verfestigte und verflachte Altdünen werden von helleren, jüngeren, ebenfalls immobilien

Dünenkörpern überlagert. Mobile Längsdünen fehlen hier fast gänzlich.

In der Region zwischen Homodji und dem Tschad-See vollzieht sich der Übergang zwischen der Südsahara und der Sahelzone. Das Relief dieses Gebietes wird von relativ hohen Altdünen beherrscht, die im Gegensatz zu den ältesten Dünen der Südsahara weniger stark gerötet und verfestigt sind.

Im Westen des Tschad Sees wird der Gürtel der rubefizierten Altdünen der Sahelzone durch die Schwemmlandebene des Komadougous unterbrochen, der periodisch fließend zum Tschad See hin entwässert. Hier treten humose, graue Böden aus sandigem Substrat an die Stelle der Altdünen. An einigen Stellen belegen Flugsandschleier die rezente Auswehung des Oberbodenmaterials.

Im Kristallinegebiet von Zinder und Gouré beginnt ein Inselbergrelief, in dem granitische Intrusionen als Härtlinge aus den umgebenden Sedimentgesteinen herauspräpariert wurden. Hangschuttdecken lagern in bis zu zwei Metern Mächtigkeit dem verwitterten Anstehenden auf. In diesen Hangschuttdecken sind Einschwemmungen von Feinmaterial erkennbar. Überall sind die rotverwitterten Altdünen als flache Rampen den Hängen angelagert.

Im nördlich angrenzenden Bergland von Koutous und im Gebiet um Tanout treten weitflächig rotbraun gefärbte Altdünen auf, deren Oberböden deutlich korradiert sind. Auch hier sind die Dünen auf die Talungen und Unterhangbereiche verteilt. Formen des Silikatkarstes sind hier, wie auch im Bereich der nördlich anschließenden Stufe von Tiguidit, vertreten.

Das granitische Sockelrelief von Burkina-Faso und Togo ist flachwellig und wird stellenweise von Granitdomen und Schildinselbergen unterbrochen. Die höchste Erhebung dieses Teiles des Arbeitsgebietes stellt das Atacora-Gebirge Zentraltogos dar. Dort, wo in der südlichen Sahelzone von Burkina-Faso Altdünen auftreten, sind sie ähnlich dem Granitbergland von Zinder und Gouré, als flache Dünenrampen den Unterhangbereichen angelagert. Mesaartige Reste des C.T. überragen stellenweise das präkambrische Basement. Ansonsten bilden im südlichen Burkina-Faso und Togo Fastebenen auf alten Sedimentgesteinen mit mächtigen autochthonen Zersatzprofilen wesentliche Reliefelemente.

## 2.2. Der Untersuchungsraum Dünen-Namib: Geologie, Relief und Klima

Die Ausführungen zur geologisch-petrographischen und klimatischen Kennzeichnung sowie zum Relief der Dünen-Namib stützen sich im wesentlichen auf die Arbeiten von SPREITZER (1961), LESER (1976), RUST (1970, 1987, 1989) und BESLER (1972, 1975, 1977, 1980).

Die Dünen-Namib, die in ihren räumlichen Dimensionen weit hinter den nordafrikanischen Ergs zurücksteht, erstreckt sich als Küstenwüste in Südwestafrika zwischen 23° und 29° südlicher Breite. Sie wird im Westen durch den Atlantischen Ozean begrenzt, wogegen sie an ihrem Ostrand durch die Südafrikanische Randstufe scharf gegen das zentrale Hochland abgegrenzt wird. Die Grenze zwischen "Dünen-Namib" im Süden und dünenfreier "Flächen-Namib" im Norden wird nach BESLER (1975, S.135) durch das Trockental des Kuiseb markiert; im Süden durchfließt der Koichab den Namib-Erg. In seinen zentralen Bereichen wird der Erg neben dem Kuiseb von einer Anzahl weiterer "Riviere" mit jeweils voneinander verschiedenen Einzugsgebieten durchflossen. RUST (1989, S.132) unterscheidet insgesamt drei Unterlauftypen der Riviere. Die Entwässerungslinien Swakop, Omaruru, Ugab, Huab und Hoarusib erreichen den Atlantik und unterscheiden sich somit von denjenigen, die hinter Dünenfeldern enden, wie Tumas, Kharugaiseb, Hunkab, Sechumib und Munutum. Der dritte Typ der Riviere endet in Jahren durchschnittlicher Niederschlagsmengen in Dünenfeldern, jedoch können Kuiseb, Unjab, Hoanib und Khumib in niederschlagsreichen Jahren die Dünenfelder durchbrechen und ebenfalls den Atlantik erreichen.

Aus Abb. 7 wird ersichtlich, daß die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Hinterland der Namib weitaus differenzierter sind als im südsaharischen und sahelischen Teil des Arbeitsgebietes. Karbonatgesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades wechseln mit Tilliten, Konglomeraten, Quarziten und kristallinen Schiefern, die im wesentlichen dem Archaikum und der proterozoischen "Damara-Formation" zuzuordnen sind. Sie werden stellenweise von Graniten und Granodioritintrusionen des jüngeren Proterozoikums (Post-Damara) durchbrochen. Nach HÜSER (1989) sind vor allem die abtragungsresistenten alten Sedimentserien unabhängig von ihrer Mächtigkeit und ihren faziellen Unterschieden als Stufenbildner

der Südwestafrikanischen Randstufe anzusehen. In den wenig verwitterungsresistenten Damara-Graniten erfolgt dagegen keine Stufenbildung.

Der Untergrund des eigentlichen Ergs wird durch eine Sandsteinformation gebildet, die in flachem Winkel (1%) zum Atlantik hin einfällt. Dieser "Tsondab-Sandstein" oder auch "Namib Sandstein" (BESLER & MARKER 1979) weist äolische Kreuzschichtung und mattierte Quarzkörner auf. Nach den eigenen Untersuchungen läßt seine Schwermineralführung deutliche Beziehungen zu den proterozoischen Gesteinskomplexen des Hinterlandes erkennen. Seine Fazies stellt somit ein Zeugnis arider Klimabedingungen der Namib in früheren Zeiten dar, die nach COETZEE (1978) bis in das mittlere Tertiär zurückgereicht haben müssen. Auch Kalkkrustenniveaus im Untersuchungsgebiet, wie sie von BLÜMEL (1979) beschrieben werden, zeugen von früheren ariden Phasen.

Das rezente Klima der Dünen-Namib ist als vollarid, mit nur geringen jahreszeitlichen Gegensätzen zu bezeichnen. Nach RUST (1987) sind als Ursachen dieser makroklimatischen Aridität neben der südatlantischen Zyklone vor allem der Benguela-Strom und kalte Auftriebswässer vor der Küste anzuführen. BESLER (1972) nimmt eine küstenparallele, klimazonale Dreiteilung der Namib vor. Auf eine kühle Nebelwüste an der Küste, mit hoher relativer Feuchte und größeren tageszeitlichen Temperaturschwankungen folgt zum Landesinneren die Nebelwechselwüste und die Wüstensteppe am Fuße der östlichen Randstufe.

Die Dünen-Namib weist sehr geringe jährliche Niederschlagsmengen auf, die zwischen 12 mm/a im Nordwestteil (Walvisbay) und 87 mm/a (Ganab, östliche Namib) schwanken. In der zentralen Namib fallen im Jahr etwa 20 mm Niederschläge; ein Wert, der auch an der südsaharischen Station Bilma erreicht wird. Gegen das östliche Hochland steigt die jährliche Niederschlagsmenge auf etwa 175 mm an (BESLER 1980, S.19).

Das Windsystem der Dünen-Namib ist bimodal und setzt sich zusammen aus einer SW-S-orientierten Passatströmung, der gelegentliche, trocken-heiße Fallwinde aus den Bereichen des Hochlandes im Osten gegenüberstehen. Nach BESLER (1980, S.121f.) ist der Anteil der morphologisch wirksamen Winde (>20km/h in 3m Höhe) lokal sehr unterschiedlich.

Das äolische Relief der Namib weist eine deutliche West-Ost-Gliederung auf. Während im Westen kleine, dicht beieinanderliegende NW-streichende Dünenkämme auftreten, verlaufen im zentralen Teil des Ergs große, bis 60 km lange Längsdünen in Nord-Südrichtung, die nach Osten zusehends in unregelmäßige Formen übergehen.

Aufbauend auf das Konzept des "Klimamorphologischen Stockwerkbaus" nach HÖVERMAN (1978) schließt RUST (1989) aus der Analyse der Oberflächenformen auf Feuchtzeiten, die in der Zeit vor 34.000 y.b.p. sowie vor 16.000 y.b.p. und zwischen 5.000 y.b.p. - 1.000 y.b.p. vermutlich den gesamten Namib Erg beherrscht haben. In diesem Zusammenhang besitzen die Sande, die gegenwärtig die Dünen aufbauen, einen hohen Zeigerwert als offensichtlich ehemals fluvial angelieferte Sedimente, die nachfolgender, eventuell mehrphasiger Dünenbildung unterlegen haben.

### 2.3. Der Untersuchungsraum Taklamakan: Geologie, Relief und Klima

Die Beschreibung der Lagegegebenheiten der Taklamakan erfolgte auf der Grundlage der Reiseberichte von HEDIN (1900, 1941), STEIN (1907, 1912), TRINKLER (1930, 1932) und ZUGMAYER (1909). Die Berichte dieser Autoren, die den innerasiatischen Raum in zum Teil mehrjährigen Forschungsreisen durchquert haben, bieten viele Informationen über diesen auch heute noch wenig erforschten Raum. Eine zusammenfassende, kritische Darstellung der Forschungsergebnisse dieser und anderer Bearbeiter findet sich in CHAPPELL (1970). Unter den in jüngerer Zeit erschienenen Veröffentlichungen zur physischen Geographie innerasiatischer Wüsten sind die Arbeiten von ZHU ZHENDA et al. (1986) und BESLER (im Druck) zu nennen.

Die Taklamakan bildet den zentralen Teil des etwa 975.000km<sup>2</sup> großen Tarim-Beckens in der Autonomen Region Sinkiang der VR China. Mit einer Fläche von 337.000 km<sup>2</sup> stellt sie die größte der innerasiatischen Wüsten dar. Nach ZHU ZHENDA et al. (1986, S.1) nimmt die Taklamakan etwa zwei Drittel der Gesamtfläche aller chinesischen Wüsten ein.

Das Tarim-Becken stellt eine tektonischen Senkungszone zwischen den junggefalteten Gebirgszügen des Tienschan, Pamir, Karakorum,

Kunlun und Altyntag dar. Seine absolute Höhe liegt im Westteil bei etwa 1400m NN und sinkt im Ostteil auf 700m NN ab. Im Osten wird das Tarim-Becken durch die Höhenzüge des Peishan gegen die Wüste Gobi abgegrenzt. Die geologisch-strukturelle Situation des Tarim-Beckens und der umgebenden Gebirgszüge ist auf Grund der starken tektonischen Beanspruchung sehr heterogen; auf einer relativ kleinen Fläche treten nebeneinander Gesteine des Präkambriums, Paläozoikums und des Mesozoikums auf, wobei vor allem die älteren Serien intensiv von Störungslinien durchsetzt sind. Undifferenzierte archaische und proterozoische Serien unterschiedlichen Metamorphosegrades bilden vor allem in den südwestlichen und westlichen Randbereichen des Tarim-Beckens das Anstehende. Sie werden von jüngeren, sauren Intrusivgesteinen durchsetzt, unter denen Granite und Diorite vorherrschen. Am Südrand des Tarim-Beckens bilden kambro-silurische Sedimentserien die Umrahmung des Beckenbereiches. Sie werden weiter nach Süden hin von Gesteinen des Perms und des Karbons begrenzt, an die sich jurassische und kretazische Sedimente anschließen. Am Nordrand des Beckens treten kleinere, isolierte Gesteinskomplexe des Silurs, Devons und des Jura zutage, die über weite Strecken durch quartäre Sedimente verhüllt werden. Der Beckenbereich selbst ist verfüllt mit quartären Lockersedimenten.

Die Sedimentfracht der Schmelzwasserflüsse kommt in den Randbereichen der Taklamakan zur Ablagerung. Bei diesen bis zu 900 m mächtigen deltatischen Sedimenten handelt es sich nach ZHU ZHENDA et al. (1986, S.13) hauptsächlich um Fein- und Mittelsande, die die Hauptquellen der Dünensande darstellen. Ihr Einfallswinkel zum Beckentiefsten beträgt am Gebirgsfuß  $6^{\circ}$ - $8^{\circ}$ ; zum Zentralteil der Taklamakan verflacht er allmählich auf  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$ .

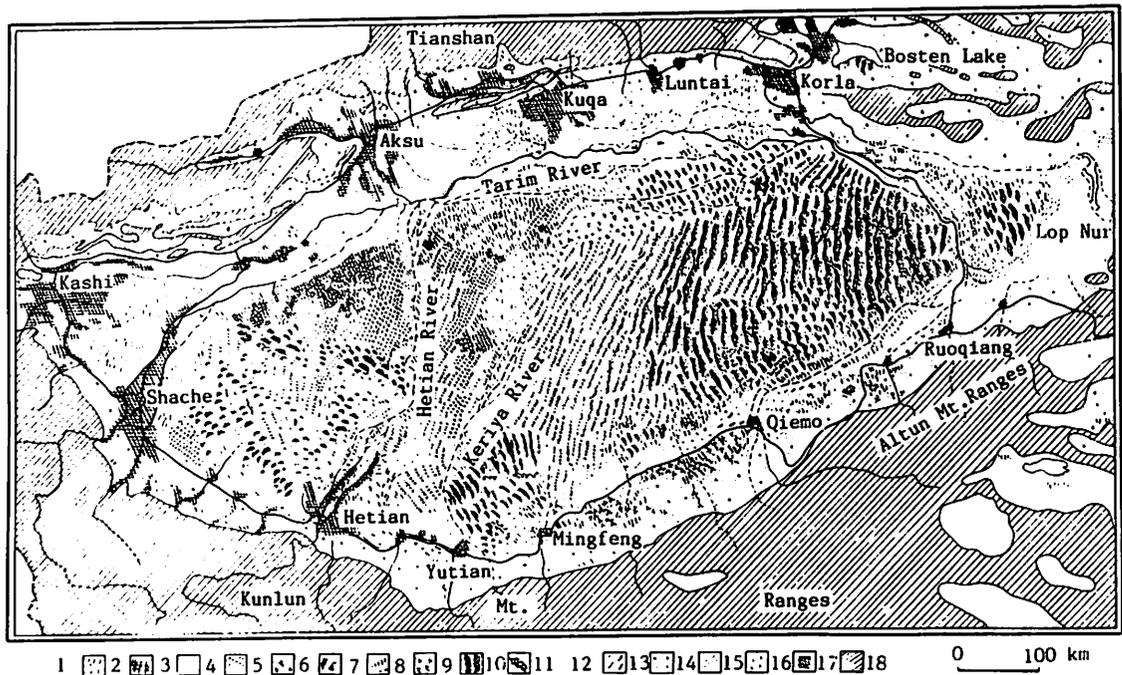
Die Eintrittsstellen der Flüsse Yarkand, Keriya und Hetian in die Taklamakan sind zugleich Standorte von dichtbevölkerten Oasen mit intensiver landwirtschaftlicher Nutzung. Der Yarkand-Darya entspringt dem Kunlun-Gebirge, fließt zunächst in nördlicher Richtung und biegt dann am Nordrand der Taklamakan nach Osten, um dann als Tarim-Fluß, teilweise von Galeriewäldern begleitet, in Richtung auf das Seengebiet des Lop-Nor zu fließen. Nach HEDIN (1941, S.247) hat der Tarim den Lop Nor allerdings nur bis etwa 330 n.Chr. erreicht, ehe er seinen Lauf verlegte. Aus Abb. 9 geht hervor, daß darüber hinaus noch eine Vielzahl kleinerer Schmelzwasserbäche aus dem Kunlun in das Tarim-Becken fließen; sie

versickern nach Eintritt in die Taklamakan jedoch sehr rasch im stark porösen Untergrund.

Die Entwicklung der Taklamakan reicht zurück bis in das frühe Pleistozän. Die mit der ausgehenden alpidischen Orogenese einhergehende Hebung des Plateaus von Tibet stellt die eigentliche Ursache der makroklimatischen Aridität in der heutigen Taklamakan dar.

Nach ZHU ZHENDA et al. (1986, S.13) bezeugen mächtige Lößablagerungen im nördlichen Vorland des Kunlun die zunehmende Bedeutung der äolischen Morphodynamik seit dieser Zeit. Die Aridisierung des Klimas in der Taklamakan führte zu abnehmender Wasserführung der Flüsse. Phasenhafte Tiefenerosion um Beträge von bis zu 20 m (TRINKLER 1932, S.84) ist gegenwärtig an vielen Stellen durch Flußterrassen dokumentiert. Nach HEDIN (1900, S.14f.) besteht unter den Flußläufen der Taklamakan die im wesentlichen tektonisch bedingte Tendenz der südostwärtigen Laufverlegung bei gleichzeitiger starker Tiefenerosion der Flußunterläufe. Aus dem zeitlichen Nacheinander von fluvialer Materialanlieferung und nachfolgender äolischer Überprägung der trockenengefallenen Alluvionen resultiert heute das räumliche Nebeneinander fluvialer und äolischer Erosions- und Akkumulationsformen in weiten Ebenen, die nur an wenigen Stellen von flachen Bergrücken unterbrochen werden. Unter den äolischen Akkumulationsformen der Taklamakan unterscheiden ZHU ZHENDA et al. (1986, S.54 f.) nach der Lage der Dünen zu den vorherrschenden Windrichtungen zwischen Querdünen, Längsdünen und Sterndünen mit entsprechenden Untertypen (Abb. 2).

Das Klima der Taklamakan ist als streng kontinental zu bezeichnen. Der jährliche Temperaturgang ist geprägt durch große jahreszeitliche Gegensätze. Die Lage des Tarim-Beckens im Niederschlags Schatten der umgebenden Gebirgszüge bedingt den hohen Grad der Aridität; zusätzlich verstärken häufig auftretende Fallwinde die Trockenheit im Beckeninneren. Die Niederschlagsverteilung im Bereich des Tarim-Beckens ist nur geringen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Die Angaben verschiedener Autoren weisen darauf hin, daß der überwiegende Teil der Niederschläge im Frühsommer und im Herbst fällt (WORLD SURVEY OF CLIMATOLOGY VOL.8, S.25). Die absolute jährliche Niederschlagsmenge ist dabei gering und schwankt zwischen 10 mm am Südrand und 119 mm am äußersten Westrand der Taklamakan. Im zentralen und östlichen



1. Mobile Dunes 2. Barchans and Barchanoid Ridges 3. Transverse Dune Chains 4. Barchanoid Ridges and Longitudinal Dunes 5. Scaled Dunes 6. Compound Dome-shaped Dunes 7. Compound Dunes and Dune Chains 8. Compound Longitudinal Dunes 9. Star Dunes 10. Compound Longitudinal Dunes 11. Compound Transverse Megadunes 12. Semi-fixed Dunes 13. Longitudinal Dunes 14. Bush Vegetated Dunes 15. Yardangs 16. Gobi 17. Oasis 18. Mountain

Abb. 2: Dünenformen in der Taklamakan (aus: ZHU ZHENDA et al. 1986, S.107).

Teil fallen nach ZHU ZHENDA et al. (1986, S.4) etwa 25 mm Niederschlag pro Jahr.

Die Januarmittel der Temperatur überschreiten an keinem Ort in der Taklamakan 0°C; im Juli übersteigt die Mitteltemperatur 24°C und erreicht in der Turfan Depression im nordöstlichen Randbereich der Taklamakan immerhin 33.4°C. Im Zentralteil und im Südwesten der Taklamakan, aus denen das Probenmaterial stammt, beträgt die jährliche Temperaturamplitude ca. 14°C.

Sandstürme treten in der Taklamakan häufig auf und verdeutlichen in Verbindung mit dem Dünenrelief den starken Einfluß des Windes auf die Oberflächenformung. Begünstigend auf die Mobilisierung der quartären Sedimente wirkt sich in diesem Zusammenhang die nur spärlich ausgebildete Vegetationsdecke aus, die zudem räumlich auf den unmittelbaren Einflußbereich der Schmelzwasserflüsse Kerya, Yarkand und Hetian kontrahiert ist. Überdurchschnittlich häufig treten Sandstürme in den südöstlichen Bereichen der Taklamakan, also im eigentlichen Untersuchungsgebiet auf. Ein regelhaftes Verteilungsmuster vorherrschender Windrichtungen ist aus den wenigen vorhandenen Daten nicht erkennbar. Nach ZHU ZHENDA et al. (1986, S.4) beträgt die mittlere Windgeschwindigkeit in der Taklamakan zwischen 5-6 Beaufort, bei einer jahreszeitlichen Konzentration von Sand- und Staubstürmen auf die Winter- und Frühjahrsmonate.

Tab. 2: Klimadaten der Provinz Sinkiang. (Aus: WORLD SURVEY OF CLIMATOLOGY; Vol.8, S.67)

Lokalität:	mm N/a:	Mitteltemperatur (°C)		Tage mit Sandsturm/a:
		Jan.:	Juli:	
Turfan	23	-10.1	33.4	13
Hami	42	-12.0	29.5	33
Singsingsia	90	-16.5	21.2	1
Kara Shahr	57	-11.2	23.7	9
Kucha	68	- 9.6	26.6	13
Kashgar	119	- 7.4	26.0	15
Khothan	56	- 8.4	24.7	28
Yarkand	55	- 8.9	24.3	23
Ruoqiang	10	-11.5	24.8	51

### 3. DIE UNTERSUCHUNGSMETHODE

Die Schwermineralanalyse dient der Untersuchung von transparenten Mineralen mit einem spezifischen Gewicht von mehr als  $2.86 \text{ g/cm}^3$ . BOENIGK (1983) sieht als eine der wesentlichen Aufgaben der Schwermineralanalyse, aus der stratigraphischen Abfolge von Schwermineralassoziationen in Sedimenten die paläogeographische Entwicklung ihres Liefergebietes abzuleiten. Die Schwermineralanalyse stellt somit eine wertvolle Ergänzung des sedimentpetrographischen und sedimentologischen Methodenspektrums dar.

Wie jede andere Methode beinhaltet auch die polarisationsmikroskopische Untersuchung von Schwermineralen systematische und zufällige Fehlerquellen, die ihre Aussagekraft einschränken. Interpretationsfehler können durch Hinzuziehen möglichst vieler ergänzender Methoden, wie Leichtmineralanalyse, morphoskopische Analyse, Tonmineralanalyse, Texturanalyse und geochemischer Gesamtanalyse auf ein Minimum reduziert werden. Die vorliegende Arbeit bietet den Vorteil, daß ein Großteil der Proben bereits im Rahmen der Arbeiten von BESLER (1980, 1989) und VÖLKELE (1989) untersucht wurde, wobei die oben genannten Methoden mit Ausnahme der Schwermineralanalyse vielfach zum Einsatz kamen.

Um die Vergleichbarkeit der Ergebnisse verschiedener Bearbeiter zu ermöglichen, sollte im Einzelfall immer eine genaue Beschreibung der Arbeitsweise erfolgen; Unterschiede hinsichtlich der Probenaufbereitung im Labor und des Stichprobenumfangs bei der Zählung führen unter Umständen zu erheblichen Variationen der Ergebnisse.

#### 3.1. Anwendungsgebiete der Schwermineralanalyse

Aus der Vielzahl der bisher zum Thema Schwermineralanalyse erschienenen Veröffentlichungen kann an dieser Stelle nur eine begrenzte Auswahl aufgeführt werden. Hieraus soll deutlich werden, welchen Aussagewert die Methode in Bezug auf die unterschiedlichsten Fragestellungen besitzt.

Die Untersuchungen von EDELMANN (1938) sind darauf gerichtet, aus geographisch begrenzten Vergesellschaftungen von bestimmten

Schwermineralen "Sedimentpetrographische Provinzen" abzuleiten. Auch das Auftreten von "Leitmineralen", wie etwa vulkanische Schwerminerale aus räumlich eng begrenzten Herkunftsgebieten, liefert wichtige Informationen über die Herkunft eines Sedimentes. Eine Erweiterung ihres Aussagewertes erfährt die Schwermineralanalyse durch SINDOWSKI (1940), der auf die Bedeutung von Schwermineralassoziationen für bestimmte erdgeschichtliche Ereignisse hinweist und die Methode damit aus dem rein deskriptiven Stadium herausführt. Auch CORRENS (1942, 1948) sieht die Aufgabe der Schwermineralanalyse darin, gleichalte Schichten in ihrer regionalen Verbreitung anhand ihrer spezifischen Schwermineralverteilung zu erkennen und sie damit jeweils gleichartigen Bildungsprozessen zuzuordnen.

Neben der Interpretation charakteristischer Schwermineralgesellschaften eines Sedimentes wurde auch versucht, verschiedene Varietäten einer Mineralart unterschiedlichen Paragenesen zuzuordnen. Schwerpunkte der Untersuchungen lagen dabei vor allem auf den beiden ultrastabilen Mineralen Zirkon und Turmalin. So versucht KRYNINE (1946) aus dem Auftreten verschiedener Turmalinvarietäten deren jeweilige Paragenese und damit letztlich ihr Liefergebiet zu bestimmen. Unterscheidungskriterien sind dabei Farbe, Rundungsgrad sowie Art und Häufigkeit der Einschlüsse. In der Tat erlaubt dieser Ansatz eine Unterscheidung von sedimentärrauthigenem, stark aufgearbeitetem sowie granitischem oder pegmatitischem Turmalin. Schon in den Jahren zuvor hatten verschiedene Autoren erkannt, daß akzessorische Bestandteile älterer Kristallingesteine, wie etwa Zirkone, Lieferquellen der Schwermineralbestände jüngerer Sedimentgesteine sind. Eine klassische Arbeit in dieser Richtung stammt von BRAMMAL (1928).

Während einige Autoren die Farbe eines Minerals als Herkunftsmerkmal deuten, sehen andere eher die Merkmale Größe und Habitus als Anzeiger einer bestimmten Paragenese an. So gelten rötlich gefärbte Zirkone nach Ansicht von MACKIE (1923), TOMITA (1954) und ZIMMERLE (1972) als Anzeiger für präkambrische Liefergebiete. POLDERVAART (1956) und VITANAGE (1957) sehen langprismatische Zirkone als Anzeiger eines granitischen Liefergesteins, wogegen Zirkone mit bipyramidalem Habitus eher einem stark alkalischen Ursprungsgestein entstammen. Die Untersuchungen von CLAUS (1936) und PILLER (1951) zeigen, daß das "Längen/Breiten-Verhältnis" von Zirkonen offensichtlich korngrößenabhängig ist, so daß der

gestreckte Habitus häufiger bei größeren Zirkonen auftritt. HOPPE (1963) befaßt sich ebenfalls mit dem petrogenetischen Aussagewert morphologischer Kennzeichen an Zirkonen. Abweichend von POLDER-VAART mißt er dem "Längen/Breitenverhältnis" als Anzeiger des Bildungsmilieus nur eingeschränkte Bedeutung bei. Seiner Ansicht nach müssen ergänzende, qualitative Merkmale wie etwa Einschlüsse in Zirkon hinzugezogen werden.

VAN ANDEL (1959) erkennt insgesamt sechs Schwermineralassoziationen, die in den Füllungen tertiärer Sedimentbecken immer wieder auftreten und auf der ganzen Welt verbreitet sind. Dabei verringert sich mit zunehmendem Alter der Anteil instabiler Schwerminerale zugunsten der stabilen. Eine Hornblende-Epidot-Assoziation geht folglich mit zunehmendem Alter in eine Stauroolith-Zirkon-Assoziation bzw. Zirkon-Turmalin-Assoziation über.

Die Untersuchungen von HUBERT (1962) ermöglichen eine Unterscheidung von Schwermineralspektren nach dem gegenseitigen Verhältnis der ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil mit Hilfe des sogenannten "ZTR-Maturity Index". Diese Methode erscheint besonders bei stark aufgearbeiteten Sedimenten mit sehr artenarmen Schwermineralspektren hilfreich zu sein.

In der Folgezeit setzt sich der Trend fort, Schwermineralgesellschaften mit Hilfe statistischer Maßzahlen zu charakterisieren und somit inhaltliche Ähnlichkeiten verschiedener Schwermineralspektren direkt kenntlich zu machen. So beschäftigt sich PARKS (1966) mit der Anwendung der Cluster-Analyse auf Schwermineralverteilungen. IMBRIE & VAN ANDEL (1964) geben Beispiele für die Anwendung der Vektor-Analyse auf Schwermineralgesellschaften unterschiedlicher Komplexität. Weitere Arbeiten zur Interpretation von Schwermineralgesellschaften stammen von VAN ANDEL (1950, 1952), VAN ANDEL & WEYL (1952) und WEYL (1949, 1950, 1951). Darüber hinaus existiert eine Vielzahl von Untersuchungen über die Einflüsse von Transport (WALGER 1966), Verwitterung und Diagenese auf die Schwermineralführung klastischer Sedimente, die in Kapitel 3.3. noch eingehend diskutiert werden.

### 3.2. Beschreibung der Methode

Die Laborarbeiten zur vorliegenden Arbeit wurden weitgehend nach den Richtlinien aus BOENIGK (1983) durchgeführt. Hier findet sich auch eine Zusammenstellung weiterführender Literatur zur Schwermineralanalyse. Zusätzliche Informationen wurden den Werken von PETTIJOHN (1957), MILNER (1962) und den Bestimmungstabellen von TRÖGER (1967) entnommen. Hilfen zur Identifizierung gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen bietet der Atlas von MACKENZIE & GUILFORD (1981).

#### 3.2.1. Probennahme

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Probennahme durch unterschiedliche Bearbeiter zwangsläufig die Aussagekraft einer vergleichenden Betrachtung der Analysenergebnisse herabsetzt. Je nach der Fragestellung, die bei der Probennahme die Kriterien der Probenauswahl festlegte, können bestimmte Gesichtspunkte bei der Interpretation der Schwermineralgesellschaften nicht in allen Fällen ausreichend berücksichtigt werden.

Entscheidend ist in diesem Zusammenhang die Frage, ob die Dünenkörper in erster Linie im Hinblick auf pedologische oder sedimentologische Fragestellungen beprobt wurden. Im ersteren Fall, der auf den überwiegenden Teil der Proben aus dem Bereich Südsahara, Sahelzone und Sudanzone zutrifft, stehen an vielen Lokalitäten Proben zur Verfügung, die das Schwermineralspektrum des jeweiligen Dünenkörpers punkthaft im Vertikalschnitt repräsentieren. Diese Art der Probennahme ermöglicht in erster Linie differenzierte Aussagen über Art und Grad der pedogenetischen Veränderungen, denen der Dünenkörper seit seiner Entstehung unterlegen hat. Dagegen stammen nahezu alle Proben aus dem Namib-Erg, aus der Taklamakan und aus Lanzarote von Dünenoberflächen. Eine Interpretation der Schwermineralassoziationen nach o.g. Gesichtspunkten kann hier nicht erfolgen; dafür werden jedoch Aussagen zur äolischen Transportsonderung der Minerale innerhalb einzelner Dünenkörper, etwa in Abhängigkeit von Luv-Lee-Effekten, möglich.

Unter diesen Voraussetzungen führt die Auswertung der Untersuchungsergebnisse für den jeweiligen Untersuchungsraum zu einer

unterschiedlichen Gewichtung pedologischer und sedimentologischer Aspekte. Die eingangs gestellten Fragen zum Verwitterungs- und Transporteinfluß auf die Schwermineralspektren der Sande müssen für jeden Untersuchungsraum gesondert beantwortet werden. Die Untersuchungsergebnisse sind darüber hinaus nur bedingt in eine sinnvolle großräumigen Zusammenschau miteinzubeziehen.

### 3.2.2. Probenaufbereitung

Die Schwermineralanalyse wird in erster Linie bei klastischen Sedimenten durchgeführt, in deren Korngrößenzusammensetzung ein genügend großer Anteil der Sandfraktion existiert. Neben Sandsteinen oder sandigen Lockersedimenten sind auch chemisch-biogene Sedimente geeignet zur Schwermineralanalyse (KNOBLAUCH 1963 in MÜLLER 1964, S.129). So konnten auch bei den eigenen Arbeiten Schwerminerale aus lakustrinen, diatomitischen Sedimenten der Südsahara untersucht werden.

Die Schwermineralanalysen zur vorliegenden Arbeit wurden in der Feinsandfraktion (0.200mm - 0.063mm) durchgeführt. Minerale dieser Korngröße besitzen noch alle zur Bestimmung notwendigen Merkmale in gut erkennbarer Ausprägung. Bei der Untersuchung kleinerer Korngrößen wird vielfach die eindeutige Bestimmung von Eigenfarbe, Tracht und Habitus erschwert. Korndurchmesser über 0.400mm setzen nach BOENIGK (1983, S.5) die Dicke des Präparates herauf und erschweren so eine exakte Scharfeinstellung bei starker Vergrößerung, wie sie für die konoskopische Betrachtung des Einzelkorns erforderlich ist.

Zwanzig Proben aus Niger, Burkina-Faso und Togo wurden auf ihre Schwermineralzusammensetzung in der Grobschluff-Fraktion (0.063mm - 0.020mm) untersucht. Die Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil, die den überwiegenden Anteil der Spektren bildeten, sind bis zu einem Korndurchmesser von ca. 0.030mm noch gut zu identifizieren; ihre morphoskopischen Eigenschaften, wie der Grad der Zurundung und die Oberflächentracht, waren ebenfalls noch gut erkennbar.

Eine an fünf Proben versuchsweise durchgeführte, nochmalige Aufgliederung der Grobschluff-Fraktion in die Teilfraktionen 0.063mm - 0.040mm und 0.040mm - 0.020mm ergab kein befriedigendes

Ergebnis. Zum einen wird eine sehr große Menge an Probenmaterial benötigt, um aus beiden Korngrößenklassen genügend Material für die Schwermineralgewinnung zu erhalten. Zudem erhöht sich die Abtrennzeit beträchtlich (Kap. 3.2.3.). Bei der Auswertung konnte in keiner der auf diese Weise vorbereiteten Proben eine Verschiebung in der relativen Häufigkeit einzelner Minerale zueinander festgestellt werden, die auf einen Wechsel der Liefergebiete hindeuten würde.

Die Anreicherung der Fraktion 0.200mm - 0.063mm erfolgte durch Naßsiegung mit dem Siebsatz entsprechend DIN 4022. Um eine möglichst exakte Trennung der Korngrößenklassen zu erreichen, erfolgte die Siebung in zwei Arbeitsgängen mit jeweils 50 g Einwaage. Die Grobschluff-Fraktion wurde gewonnen durch Aufschlämmen des verbliebenen Feinmaterials in Atterberg-Zylindern und anschließendes Abhebern der feineren Fraktionen nach den vorgegebenen Sedimentationszeiten in KRETZSCHMAR (1983, S.221).

Zwei Kriterien bestimmten die Auswahl der Proben für die Untersuchung der Grobschluff-Fraktion:

1. der Anteil dieser Korngrößenklasse am Gesamtkörnungsspektrum,
2. der zu erwartende Schwermineralgehalt in dieser Fraktion.

Bereits vorhandene Werte der Texturanalyse von VÖLKE (1989) erleichterten die Vorauswahl im Hinblick auf das erste der beiden Kriterien. Die zu erwartenden Schwermineralgehalte in der Fraktion 0.063mm - 0.020mm wurden aus den Schwermineralgehalten der zuvor untersuchten Fraktion 0.200mm - 0.063mm abgeleitet.

Hinsichtlich der zuvor genannten Auswahlkriterien erwiesen sich die Dünenände aus Südsahara und Sahelzone in verschiedener Hinsicht als ungeeignet. Ihre Körnungsspektren weisen ein Vorherrschen der Mittelsandfraktion (0.630mm - 0.200mm) auf, wie es für viele Dünenände typisch ist. Demgegenüber steht eine Verarmung an kleineren Korngrößen. Außerdem beträgt ihr Schwermineralgehalt in der Feinsandfraktion im Mittel lediglich 0.14%; ein im Vergleich zu anderen Dünenänden extrem niedriger Wert (Kap. 4.1.). Diejenigen Proben, die eine Schwermineralgewinnung in der Grobschluff-Fraktion ermöglichten, zeigten außerdem eher die Tendenz zu abnehmenden Schwermineralgehalten in den feineren Korngrößenklassen. Diese Beobachtung muß zumindest teilweise auf methodische Mängel bei der Trennung von Schwer- und Leichtmineralen zurückgeführt werden (Kap. 3.3.1.). Darüber hinaus zeigt der

korngrößenabhängige Wandel des Schwermineralgehaltes aber auch Sortierungsprozesse nach dem spezifischen Gewicht der Minerale an (Kap. 3.3.2.).

Ein Großteil des Probenmaterials wies Verunreinigungen in Form von Fe-Oxid-, bzw. -hydroxidkrusten auf, die die Mineralkörner im Durchlicht opak erscheinen ließen. Diese Beobachtung trifft vor allem für die Dünensande aus Südsahara, Sahelzone und Sudanzone zu. Vermutlich handelt es sich dabei um Patinierungen aus Goethit oder Hämatit. Dafür sprechen zum einen die braunrote bis rote Färbung der Dünensande und zum anderen die von VÖLKE (1989) gemessenen, hohen Werte an pedogenem Gesamteisen.

Dreißig Proben aus dem Ost-Niger wurden daher zunächst einer Behandlung mit Natrium-Dithionit nach MEHRA & JACKSON (1969) unterzogen. Diese Methode hat den Vorteil der schonenden und trotzdem gründlichen Reinigung; unter anderem werden die Karbonate unter den Schwermineralen, wie etwa Dolomit oder Magnesit nicht angegriffen. Auch Apatit und Monazit bleiben verschont.

Die Schwermineralpräparate aus Dithionit-vorbehandelten Proben wiesen trotzdem opak-Anteile von mehr als 55% im Mittel auf. Zum Vergleich wurden aus dem verbliebenem, unbehandeltem Probenmaterial dreißig Proben ausgewählt, zwanzig Minuten lang in 25%iger, technischer HCl gekocht und anschließend mit Wasser gewaschen. Die Ergebnisse des Methodenvergleiches deuten auf eine größere Effektivität der HCl-Vorbehandlung hin, die sich in einer zusätzlichen Verringerung des opak-Anteils um durchschnittlich 3% - 5% dokumentiert.

Bei dem Vergleich des absoluten Schwermineralgehaltes aus Dithionit- und HCl-vorbehandelten Präparaten ein und derselben Probe ließen sich keinerlei Veränderungen feststellen, die auf Lösungsverluste durch die aggressive Salzsäurebehandlung hindeuten könnten. Auch die relativen Anteile der einzelnen Minerale untereinander erfuhren keine Veränderungen, so daß bei der Probenvorbehandlung der HCl-Behandlung der Vorzug gegeben wurde. Anders verhält es sich mit den Dünensandproben aus der Dünen-Namib und der Taklamakan. Hier mußte auf Grund der geologisch-petrographischen Situation der potentiellen Liefergebiete mit höheren Karbonatgehalten gerechnet werden, als in den nordafrikanischen Dünensanden. Eine HCl-Vorbehandlung dieser Proben hätte mit

Sicherheit deutliche qualitative und quantitative Beeinflussungen der Schwermineralführung zur Folge. Vom Verfasser durchgeführte Schwermineralanalysen an stark karbonathaltigen Dünenstränden der kanarischen Inseln Lanzarote und Fuerteventura belegen die o.g. Vermutung (Kap.3.3.1.). Daher wurde auf eine Vorbehandlung dieser Proben verzichtet.

### 3.2.3. Trennung von Schwer- und Leichtmineralfraktion

Die Abtrennung der Schwerminerale von den Leichtmineralen erfolgte gravitativ durch Sedimentation im Scheidetrichter. Als Trennflüssigkeit wurde "Bromoform zur Kohlenwäsche" ( $d = 2.84-2.89$ ) verwendet. Zur Abtrennung wurden 500 ml - Scheidetrichter mit Stöpselverschluß verwendet, die vor allem wegen ihrer gründlichen Reinigungsmöglichkeit der Gefahr der Verschleppung von Mineralkörnern vorbeugen und anderen Trichtervarianten vorzuziehen sind.

Abhängig vom jeweils zu erwartenden Schwermineralgehalt wurden zwischen 2g und 15g Einwaage zur Abtrennung benötigt. Bei Grobschluff-Proben aus sehr schwermineralreichen Zersatzprofilen auf Kristallingestein genügte schon eine Menge von 0.5g zur Anreicherung der Schwerminerale.

Die Trennzeit betrug bei allen Proben 45 Minuten; lediglich bei den Grobschluffproben wurde die Trennzeit auf 90 Minuten erhöht. Auch bei verlängerter Trennzeit war die Schwermineralausbeute in der Grobschluff-Fraktion extrem niedrig. Trotz mehrmaligen, vorsichtigen Klopfens und Umrührens blieben viele Schwerminerale an den Wänden der Scheidetrichter hängen. Aus diesem Grunde muß übereinstimmend mit BOENIGK (1983, S.14) bei Fraktionen  $< 0.063\text{mm}$  der Zentrifugentrennung der Vorzug gegeben werden. Auch wenn die Zentrifugentrennung durchweg zu einer effektiveren Abtrennung der Schwerefraktion führt (RITTENHOUSE & BERTHOLF 1942, JUVIGNE 1979), ist sie in der Feinsandfraktion bei schwermineralarmen Proben (Schwermineralgehalt  $< 0.5\%$ ) praktisch jedoch nicht durchführbar, da maximal 3g des Probenmaterials zur Abtrennung ausreichen müssen. Auf mögliche Fehler bei der Schwermineraltrennung wird in Kapitel 3.3.1. näher eingegangen.

### 3.2.4. Herstellung der Streupräparate

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden Streupräparate aus den Schwermineralkonzentraten hergestellt. Der Nachteil dieser Art der Präparation liegt in der großen Streuung der Korndurchmesser, die eine genaue Bestimmung der Höhe der Doppelbrechung erschwert. Daher wurde versucht, die Schwermineralkörner aus den Dünenanden in Kunstharz in Form sog. "Gießlinge" zu präparieren und daraus Schliffe von genau definierter Dicke herzustellen. Ein weiterer Vorteil dieses Verfahrens ist, daß opake Körner durch das Anschleifen "demaskiert" werden und somit im Durchlicht zu identifizieren sind. Bedauerlicherweise war bei keinem der Dünenande aus dem nordafrikanischen Teil des Untersuchungsgebietes die Schwermineralmenge für die Anwendung dieses Verfahrens ausreichend.

Bei den eigenen Arbeiten wurde das von der Firma MERCK, Darmstadt, hergestellte Einbettungsmittel MOUNTEX verwendet. Es handelt sich hier um eine toluolische Kunstharzlösung auf der Basis Naphtalin. Da MOUNTEX im Gegensatz zum früher verwendeten AROCLOR keine Halogene enthält, dürfte es physiologisch unbedenklich sein. Prüfungen liegen nach Angaben des Herstellers jedoch noch nicht vor. MOUNTEX besitzt einen Brechungsindex von  $n = 1.61$  (flüssig) und  $1.67$  (ausgehärtet) und kommt damit AROCLOR sehr nahe. Ein Vorteil von MOUNTEX gegenüber AROCLOR liegt darin, daß es bei vorschriftsmäßiger Verarbeitung und lichtgeschützter Lagerung nahezu farblos ist. Dagegen setzt der Gelbstich von AROCLOR die Lichtdurchlässigkeit des Präparates herab und verfälscht die Eigenfarbe der Minerale.

Die Herstellung der Präparate kann auf mehrere Arten erfolgen: Nach dem Aufbringen möglichst aller abgetrennten Schwerminerale wird mit einem Glasstab eine ausreichende Menge MOUNTEX aufgetropft. Bei den verwendeten Objektträgern (28mm x 48mm) und Deckgläsern (24mm x 24mm) reicht eine Menge von 8 - 10 Tropfen völlig aus. Bei einer Raumtemperatur von 20°C ist das Präparat nach zwei bis drei Stunden soweit ausgehärtet, daß mikroskopiert werden kann. Wird mit dem Deckglas gearbeitet, dauert der Trockenvorgang bei 20°C mehrere Wochen. Grundsätzlich sollte bei Arbeiten mit dem Polarisationsmikroskop mit Deckglas gearbeitet werden. Die Objektive sind entsprechend der Deckglasdicke korrigiert. Somit wird das Deckglas zum Bestandteil des Objektivsystems (MÜLLER &

RAITH 1976, S.9). Der Hersteller empfiehlt Trocknen durch Erhitzen auf der Heizplatte bei einer Verarbeitungstemperatur von ca. 150°C. Die von WYPYRSCZYK (1989) angegebene Verarbeitungstemperatur von 180°C erscheint demnach zu hoch. Die Erhitzungsdauer des Präparates sollte 20 Sekunden nicht überschreiten. Anschließend wird das Präparat von der Heizplatte heruntergenommen und mit dem Deckglas abgedeckt.

Steht keine Heizplatte zur Verfügung, so eignet sich nach Erfahrungen des Verfassers auch der Trockenschrank zur Präparation. Die Abdeckung des Präparates kann dabei schon vor dem Trockenvorgang vorgenommen werden; durch vorsichtiges Hin- und Herschieben des Deckglases wird dabei das Präparat sehr dünn gehalten. Beim Trockenvorgang sollten 120°C nicht überschritten werden, da sonst Risse und Blasen im Präparat entstehen. Ein Nachteil dieses Verfahrens besteht darin, daß das Präparat nur an den Außenrändern aushärtet, wogegen der innere Bereich erst nach einigen Wochen aushärtet. Die Mineralkörner sind im Präparat noch frei beweglich. Folglich müssen die Präparate in der ersten Zeit unbedingt waagrecht gelagert werden. Wichtig ist bei jeder Art der Präparation, daß das Lösungsmittel an allen Stellen des Präparates gleichmäßig verdunstet, da ansonsten an verschiedenen Stellen im Präparat unterschiedliche Lichtbrechungswerte die Mineralbestimmung erschweren können.

### 3.2.5. Bestimmung der Schwerminerale

Die Auszählung der Präparate erfolgte mit dem ZEISS-Polarisationsmikroskop. Die Zählung der Mineralkörner erfolgte entlang von Schnittlinien mit Hilfe des Kreuztisches. Je Präparat wurden 200 Mineralkörner bestimmt und daraus die Kornprozentanteile errechnet. Zur Ermittlung des Opakanteils in den Schwermineralspektren wurden anschließend aus einer Stichprobe von 100 Körnern die opaken und transparenten Körner bestimmt.

Morphoskopische Analysen des Probenmaterials nach den Richtlinien von CAILLEUX (1952), wie sie auch von PACHUR (1966) an sahelischen Dünensanden durchgeführt wurden, sind mit dem Durchlichtmikroskop nur in begrenztem Maße möglich. Während der Rundungsgrad der Mineralkörner ohne weiteres im Durchlicht erkennbar ist, ergeben sich oft Schwierigkeiten bei der Beurteilung ihrer

Oberflächenstruktur. Diese ist jedoch von erheblicher Bedeutung hinsichtlich des Transportmediums; windtransportierte Körner weisen meist eine deutlich mattierte Kornoberfläche auf, wogegen fluvial verfrachtete Körner eher glänzend erscheinen. Als hilfreich hat sich in diesem Zusammenhang das Einbettungsmittel MOUNTEX mit seinem relativ hohen Brechungsindex (1.61-1.67) erwiesen. Schwerminerale mit einer deutlich höheren oder niedrigeren Lichtbrechung als MOUNTEX zeigen im Durchlicht ein ausgeprägtes "Chagrin", was im Französischen etwa "genarbttes Leder" bedeutet. Diese Erscheinung wird durch Streuung und Reflexion des Lichtes an feinsten Oberflächenstrukturen der Minerale hervorgerufen (MÜLLER & RAITH 1976, S.52). Auf diese Weise werden neben Spaltrissen u.ä. auch die Spuren der Impact-Wirkung infolge des Saltations- bzw. Reptationstransportes in Form kleiner Vertiefungen und Rauigkeiten auf der Mineraloberfläche deutlich.

Während die morphoskopische Sandanalyse üblicherweise an Quarzkörnern durchgeführt wird, eignet sich nach Ansicht des Verfassers unter den Schwermineralen Zirkon sehr gut für morphoskopische Analysen:

- Zirkon besitzt eine sehr hohe Lichtbrechung von mehr als 1.92.
- Zirkon tritt in nahezu allen Schwermineralgesellschaften der untersuchten Proben auf.
- Zirkon gilt als sehr verwitterungsresistent. Mattierte Kornoberflächen sind daher fast immer als Kennzeichen äolischer Umlagerung zu werten und sind nicht mit Ätzspuren o.ä. zu verwechseln.

So weisen u.a. KUENEN & PERDOCK (1962) darauf hin, daß die Mattierung von Quarzkornoberflächen vor allem in Wüstengebieten auch auf die Wirkung korrosiver Lösungen, etwa in humideren Klimaphasen zurückgeführt werden muß. ENGEL & SHARP (1958) messen in ariden Räumen der korrosiven Wirkung des Taus in den oberflächennahen Bereichen eine große Bedeutung bei. Auch TRICART (1958) unterscheidet bei matten Körnern zwischen "mat" und "picoté", d.h. zwischen chemisch und mechanisch verursachter Kornmattierung.

Bei der Beschreibung des Rundungsgrades wurde unterschieden zwischen idiomorphen Zirkonen mit deutlich erkennbaren Kristallflächen und ausgeprägter säuliger Form und Zirkonen mit deutlicher Kantenrundung bis hin zu völlig runden Exemplaren. Die

quantitativen Angaben beziehen sich auf den relativen Anteil runder und idiomorpher Zirkone am Gesamtschwermineralspektrum. Für jedes Präparat wurde der Anteil mattierter und glänzender Zirkone geschätzt und notiert.

Die restlichen Schwerminerale wurden ebenfalls in ihren morphoskopischen Eigenschaften beschrieben, allerdings ohne quantitative Angaben. Auf theoretische Fehlerquellen bei der morphoskopischen Untersuchung wird in Kapitel 3.3.1. hingewiesen.

### 3.3. Variationen der Schwermineralspektren und ihre Ursachen

Im folgenden wird eine Zusammenfassung der Fehlerquellen gegeben, die eine Abweichung der Analysenergebnisse von der tatsächlich vorhandenen Schwermineralverteilung einer Probe bedingen. Dabei handelt es sich neben methodischen Fehlern im wesentlichen um die Faktoren Transport und Verwitterung.

#### 3.3.1. Methodische Fehlerquellen

Der theoretisch zu erwartende Gesamtfehler der Schwermineralanalyse war in der Vergangenheit bereits Untersuchungsgegenstand einiger Arbeiten. Nach WYPYRSCZYK (1989) setzt sich der Gesamtfehler der Schwermineralanalyse zusammen aus Aufbereitungsfehlern und statistischen Zählfehlern.

Besonders zu betonen ist in Zusammenhang mit der Fragestellung der vorliegenden Arbeit, daß die petrographische Zusammensetzung eines Sedimentkörpers sowohl horizontal als auch vertikal schwanken kann. Unterschiede dieser Art sind vor allem auf Sortierungsprozesse durch Transport zurückzuführen (vgl. Kap. 3.3.2.). Eine möglichst große Probenzahl reduziert diesen Fehler auf ein Minimum (WYPYRSCZYK & BOENIGK 1985).

Systematische Fehler der Probenaufbereitung liegen zu großen Teilen im Geräteaufbau. Geht man davon aus, daß die verwendeten Geräte sich in einwandfreiem Zustand befinden, so lassen sich auch hier Fehler nicht ausschließen. Die Untersuchungen von SAHU (1965) und WANG & KOMAR (1985) bestätigen die Annahme, daß bestimmte Schwerminerale auf Grund ihrer spezifischen Form durch

den Siebprozeß angereichert werden, wogegen andere in ihrer Häufigkeit abnehmen. Dabei ist das Verhältnis des schmalsten Längsdurchmessers zum durchschnittlichen Korndurchmesser das entscheidende Kriterium. Der Siebfehler ist bei gut gerundeten Körnern gering. Langgestreckte Mineralkörner, wie Zirkon, Hornblende, Pyroxene oder Disthen unterliegen dagegen in größerem Maße diesem Fehler; sie rutschen durch Siebmaschen, die kleiner sind als ihr wirklicher mittlerer Durchmesser. KOMAR & CUI (1984) sehen die Gefahr, durch Siebfehler dieser Art zu Korngrößenverteilungen zu kommen, die keinen Bezug zu spezifischen sedimentären Prozessen mehr besitzen. Demnach wären Siebfehler von größerer Bedeutung für die schwermineralreichen Sande aus der Namib und der Taklamakan. Ähnliches gilt wohl auch für die sehr schwermineralreichen Dünensande der Inseln Lanzarote und Fuerteventura.

Die Wahl der zu untersuchenden Korngrößenklasse beinhaltet an sich keine Fehlerquellen; jedoch muß bei der Interpretation einer Schwermineralverteilung immer die jeweils untersuchte Korngrößenfraktion berücksichtigt werden. Eine rein statistische Auswertung von Schwermineralspektren verschiedener Fraktionen kann unter Umständen zur Ableitung verschiedener Liefergebiete innerhalb ein und derselben Probe führen (WEYL 1949, S.223). Bei den eigenen Arbeiten fiel im Vergleich von Feinsand- (0.200mm - 0.063mm) und Grobschluff-Fraktion (0.063mm - 0.020mm) auf, daß vor allem Zirkon, Turmalin und Staurolith in dieser Hinsicht sehr empfindlich reagieren. Zirkon nimmt zu feinen Korngrößen deutlich in der Häufigkeit zu; Turmalin und Staurolith nehmen in gleicher Richtung ab. Entgegen den Erwartungen erfährt Rutil keine deutlichen Veränderungen in seiner Häufigkeit von groben zu feinen Korngrößen (vgl. BOENIGK 1983, S.49). Veränderungen des Schwermineralspektrums in Abhängigkeit von der untersuchten Korngröße werden von VAN ANDEL (1950) als "Granulareffekt" bezeichnet. In Kapitel 3.3.2. erfolgt eine eingehendere Beschreibung dieser Erscheinung.

Die Veränderung des Schwermineralspektrums durch Ausmerzung bestimmter Minerale nach Vorbehandlung mit heißen Säuren ist bereits in Kapitel 3.2.2. angesprochen worden. Nach HCl-Vorbehandlung findet demnach eine Abnahme der karbonatischen Minerale zugunsten lösungsunempfindlicher Schwerminerale, wie Zirkon, Turmalin und Rutil statt. Bei Schwermineralanalysen an karbonatrei-

chen Dünensanden Lanzarotes und Fuerteventuras wurde versuchsweise eine HCl-Vorbehandlung durchgeführt und anschließend ihr Schwermineralgehalt mit jenem des unbehandelten Probenmaterials derselben Proben verglichen. Erwartungsgemäß führte die Vorbehandlung zu einer deutlichen Verfälschung des tatsächlichen Schwermineralgehaltes: schwermineralarme, karbonatreiche Proben wiesen nach der HCl-Behandlung plötzlich die höchsten Schwermineralgehalte auf, obwohl sie in Wirklichkeit eher arm an Schwermineralen sind. Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, sollte daher vor der HCl-Behandlung immer zuerst der Karbonatgehalt des Probenmaterials bestimmt werden.

Abgesehen von Mängeln des Geräteaufbaus und des Mengenverhältnisses zwischen Probenmaterial und Trennflüssigkeit liegt eine weitere Fehlerquelle in der Wahl der Abtrennzeiten und der Trennflüssigkeiten. Schon FÜCHTBAUER (1964) stellt eine Verzerrung des Zirkon/Turmalin-Verhältnisses in Abhängigkeit von der Dichte der Trennflüssigkeit fest. SCHNITZER (1981) ermittelt im Vergleich verschiedener Trennflüssigkeiten und Trennzeiten Schwankungsbreiten von mehr als 40 Kornprozent für einzelne Mineralarten (Abb. 3). BLANKENBURG & JAGUSCH (1964) weisen unter anderem auf den Einfluß der Scheidetrichterform bei der Schwerentrennung hin.

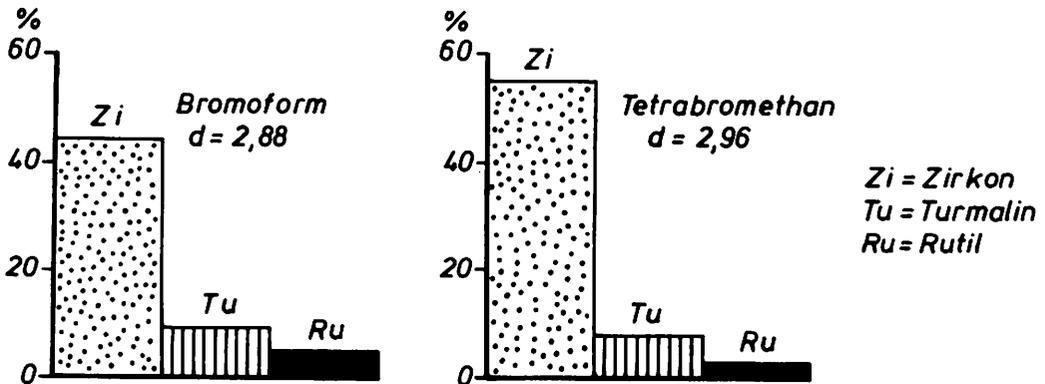


Abb. 3: Anteile einzelner Schwerminerale in Abhängigkeit von der verwendeten Trennflüssigkeit bei gleichen Proben (aus: SCHNITZER 1983, S.70, verändert).

Nach JUVIGNE (1979) ist die quantitative Abtrennung von Schwermineralen nur durch Zentrifugentrennung gewährleistet. An JUVIGNE's Versuchsordnung ist jedoch zu bemängeln, daß das Verhältnis der Einwaage zur Trennflüssigkeit (100g Probenmaterial auf 300 ml Trennflüssigkeit) zu keinem befriedigenden Ergebnis führen kann.

Bei den eigenen Arbeiten hat sich gezeigt, daß bei der gravitativen Abtrennung der Schwerminerale sehr gute Ergebnisse erzielt werden, wenn abhängig vom zu erwartenden Schwermineralgehalt die in Tab. 3 angegebenen Verhältnisse zwischen Einwaage und Trennflüssigkeit (Bromoform) eingehalten werden.

Tab. 3: Mengenverhältnis zwischen Einwaage und Trennflüssigkeit in Abhängigkeit vom zu erwartenden Schwermineralgehalt

Schwermineral- gehalt (%):	Einwaage (g Feinsand):	Trenn- flüssigkeit (ml):
< 0.5	15.0	250
0.5 - 1.0	10.0	250
1.0 - 5.0	5.0	250
> 5.0	3.0	250

Quantitative Abtrennung von Schwermineralen in der Feinsandfraktion durch die gravitative Methode führt also unter Einhaltung bestimmter Bedingungen (Einheitlichkeit des Geräteaufbaus, der Trennflüssigkeit, der Trennzeit und der Einwaage) zu sehr guten Resultaten. Bei schwermineralarmen Sandproben ist daher die gravitative Abtrennung der Zentrifugentrennung vorzuziehen.

Ein weiterer theoretischer Fehler bei quantitativen Angaben über die Zusammensetzung von Schwermineralgesellschaften hängt vom Umfang der Stichprobe und von der relativen Häufigkeit einer Mineralart im Gesamtspektrum ab. Nach BLANKENBURG & JAGUSCH (1964, S.643) schwanken die Angaben verschiedener Bearbeiter über die Zahl der auszuzählenden Minerale je Präparat zwischen 100 und 1.770. Sie selbst halten einen Stichprobenumfang von 400 - 500 Körnern für ausreichend. Dagegen sehen WYPYRSCZYK & BOENIGK (1985) eher die Erhöhung der Probenzahl als des Stichprobenumfangs jeder Einzelprobe als sinnvolle Verbesserung an; bei der

Auszählung reichte dann schon die Bestimmung von 100 Körnern.

Bei den eigenen Arbeiten wurden je Präparat 200 Körner ausgezählt. Dies erschien insofern sinnvoll, als die Schwermineralassoziationen der Dünenstrände aus der Südsahara und der Sahelzone sehr artenarm sind und Verschiebungen in der relativen Häufigkeit insbesondere von Zirkon und Turmalin für die Interpretation der Ergebnisse von Bedeutung sind. Bei der Zählung von 100 Körnern würden mit hoher Wahrscheinlichkeit zwar alle Mineralarten erfaßt, die theoretisch zu erwartenden Abweichungen vom wahren Wert erschienen in diesem Falle jedoch zu hoch.

Tab. 4: Möglicher Fehler der Zählergebnisse (V) in % in Abhängigkeit von der relativen Kornhäufigkeit und der Zahl der ausgezählten Körner im Präparat. (Wahrscheinlichkeit: 95%). Nach BOENIGK (1983, S.36, verändert)

Gezählte Körner:	Relativer Anteil einer Mineralart:						
	10%	20%	30%	40%	50%	60%	80%
100	6.0	8.0	9.2	9.8	10.0	9.8	8.0
300	3.5	4.6	5.3	5.7	5.8	5.7	4.6
600	2.5	3.3	3.7	4.0	4.1	4.0	3.3

↑ (Mögliche Abweichung V in %) ↑

Die vorangegangenen Ausführungen verdeutlichen, daß zahlreiche Fehlerquellen die Ergebnisse der Schwermineralanalyse beeinflussen. Primär im Sediment vorhandene Variationen der Schwermineralverteilung können durch Aufbereitungs- oder Zählfehler verwischt werden; umgekehrt können auf gleiche Weise Veränderungen der Schwermineralspektren in einem an sich homogenen Sedimentkörper erzeugt werden. Unterschiedliche Verfahrensweisen bei der Probenaufbereitung erschweren in erster Linie den Vergleich der Ergebnisse verschiedener Bearbeiter.

### 3.3.2. Transporteinflüsse

Der Zusammenhang zwischen Korngrößenverteilung und Transporteinfluß stellt ein in der Literatur vieldiskutiertes Problem dar. Mit den physikalischen Grundlagen der Materialverfrachtung durch den Wind setzen sich schon BAGNOLD (1941, 1953) und CHEPIL & WOODRUFF (1963) auseinander. Zu einem umfassenden Überblick verhelfen unter anderem die Darstellungen in COOKE & WARREN (1973) und MABBUT (1977).

Ein besonderes Interesse obliegt im Rahmen der vorliegenden Arbeit den Prozessen der äolischen Sandverlagerung. Abhängig vom Transportmedium und der Transportdistanz findet innerhalb des transportierten Materials nicht nur eine Sortierung nach der Korngröße, sondern auch nach dem spezifischen Gewicht und der Transportresistenz der einzelnen Minerale statt. Natürlich spielt auch die primäre Korngrößenverteilung im Ausgangsgestein eine wichtige Rolle. Dieses Phänomen veranlaßte verschiedene Bearbeiter dazu, aus der Korngrößen- und Mineralzusammensetzung von Sedimenten zu Aussagen über deren Herkunft, Transportrichtung und Ablagerungsmilieu zu gelangen.

Untersuchungen von RUBEY (1933), v.ENGELHARDT (1940) und FRIEDMAN (1961) an fluviolen und äolischen Sanden, RITTENHOUSE (1943) an Flußsand und von WALGER (1966), WHITE & WILLIAMS (1967) und HAND (1967) an Strand- und Dünensanden führten zur Ableitung des "Äquivalenzprinzips". Demnach finden in Wasser- oder Luftströmungen Transport und Ablagerung von Körnern verschiedenster Korndurchmesser, Kornformen und Korndichten statt, weil unter bestimmten hydraulischen Bedingungen die drei Größen einander kompensieren. Körner, die miteinander transportiert und abgelagert werden, bezeichnet man demnach als "hydraulisch äquivalent".

Der "Äquivalentdurchmesser" gibt dabei an, welchen Durchmesser Körner mit gleichen hydraulischen Eigenschaften besitzen. Bei der Ablagerung einer Korngruppe gleichen Äquivalentdurchmessers geht folglich jede Mineralart in einem bestimmten Mengenanteil in diese Verteilung ein. Grundsätzlich gilt dabei, daß die Differenz der Korndurchmesser zwischen hydraulisch äquivalenten Mineralkörnern mit steigendem Dichteunterschied dieser Minerale zunimmt. In der folgenden Tabelle werden dazu einige Beispiele gegeben.

Tab. 5: Äquivalenzdurchmesser verschiedener Mineralarten bei äolischem Transport (nach FRIEDMAN 1961, S.523, verändert)

Mineral	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Radius Quarz / Radius Schwermineral
Magnetit	5.0 - 5.1	1.96
Pyrit	4.9 - 5.0	1.87
Zirkon	4.5 - 4.8	1.78
Rutil	4.2 - 4.5	1.58
Granat	4.2 - 4.5	1.58
Turmalin	3.0 - 3.2	1.16

Auf die Fragestellung der vorliegenden Arbeit bezogen bedeutet diese Erkenntnis, daß bei bekannter Schwermineralverteilung im Herkunftsgebiet der Transporteinfluß über Sortierungsprozesse innerhalb der Dünensande erkennbar werden muß. Im Zuge äolischer Umlagerung über große Distanzen ginge demnach mit abnehmender mittlerer Korngröße eine Abnahme des Schwermineralgehaltes einher. Stark umgelagerte Sande besitzen folglich geringe Schwermineralgehalte, wogegen in den Quellen der Sandanlieferung eine relative Schwermineralanreicherung stattfindet.

Einschränkend muß darauf hingewiesen werden, daß die Dichte von verschiedenen Varietäten einer Mineralart größeren Variationen unterliegen kann und daß die Kornform neben dem spezifischem Gewicht zusätzlichen Einfluß auf die Prozesse der Transportsonderung von Mineralen nimmt.

Schon innerhalb einzelner Dünenkörper ist eine Schweresortierung in Abhängigkeit von der Windexposition festzustellen. So beschreibt BESLER (1980, S.63) auf Dünenkörpern der Namib die Ausbildung dunkler Schwermineralhäute an besonders stark windausgesetzten Dünenoberflächen.

Bei den eigenen Arbeiten konnte dieses Phänomen durch Schwermineralanalysen an Oberflächenproben einer Barchandüne im Norden Lanzarotes nachgewiesen werden. Das Ergebnis dieser Analyse ist schematisch in Abb. 4 dargestellt.

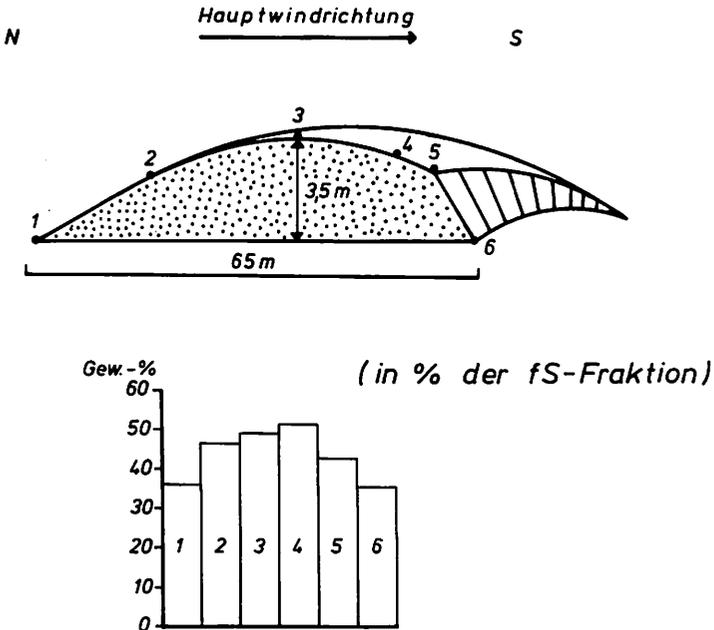


Abb. 4: Schwermineralgehalt einer Barchan-Düne im Norden Lanza-rotos.

Neben Veränderungen des Gesamtschwermineralgehaltes ist innerhalb der Schwermineralgesellschaften in Transportrichtung eine Verschiebung der relativen Anteile einzelner Mineralarten zu erwarten. In Anlehnung an das "Äquivalenzprinzip" dürften Minerale mit hohem spezifischen Gewicht wie etwa Zirkon, Rutil und Granat in Transportrichtung abnehmen, wogegen sich Minerale geringerer Dichte, wie Turmalin, Staurolith oder Hornblende relativ dazu anreichern.

Es wäre sicherlich ein Fehler, die Schwermineralspektren losgelöst von der Korngrößenverteilung des Gesamtsedimentes zu betrachten. Daher wurden bei den eigenen Arbeiten Medianwerte oder Werte der mittleren Korngröße in die Interpretation der Analyseergebnisse miteinbezogen (vgl. Kap. 4).

Für das Zustandekommen einer Schwermineralverteilung ist neben dem Äquivalenzprinzip auch die mechanische Zerkleinerung der

Körner während des Transportes verantwortlich. Nach VAN ANDEL (1959) ist der Einfluß des fluvialen Transportes auf die Ausmerzung bestimmter Schwerminerale zu vernachlässigen; er spielt jedoch eine weit größere Rolle bei äolischem Transport. Zu übereinstimmenden Ergebnissen gelangen DIETZ (1973) auf Grund experimenteller Abrasionsversuche sowie LINDE & MICIELSKA-DOW-GIALLO (1980) auf Grund elektronenmikroskopischer Untersuchungen. In erster Linie sind Dichteunterschiede zwischen den Transportmedien Wasser und Luft für den höheren Grad der mechanischen Beanspruchung bei Windtransport verantwortlich. Nach PETTIJOHN et al. (1972, S.363) ist die kinetische Energie eines windtransportierten Minerals etwa 430 mal höher als die eines wassertransportierten Korns; der Saltationsanteil bei äolischer Umlagerung beträgt etwa das 800-fache des Saltationsanteils bei Wassertransport. WIESENER (1953) erkennt bei fluvial transportierten Schwermineralen eine Abnahme des Rundungsgrades mit sinkender Korngröße, bedingt dadurch, daß sie überwiegend als Schwebtransportiert werden. Letztere Erkenntnis ist für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit umso wichtiger, als sie verdeutlicht, daß die Idiomorphie kleiner Mineralkörner nicht zwingend als Anzeiger für geringe Transportdistanzen gelten muß.

Bei der Frage nach dem Transporteinfluß auf die Schwermineralführung eines Sedimentes muß die unterschiedliche Resistenz der einzelnen Minerale gegenüber mechanischer Beanspruchung mitberücksichtigt werden. In Schwermineralspektren, die überwiegend aus stabilen Komponenten bestehen, ist der Transporteinfluß oder der Grad der Umlagerung weitaus schwieriger abzuschätzen als in Spektren, in denen die instabilen Minerale überwiegen; gleiches gilt im Hinblick auf Verwitterungseinflüsse. Aus diesem Grund wurden Stabilitätsreihen von Mineralen erstellt, die in Abhängigkeit vom jeweiligen Bearbeiter deutlich variieren. Die Ursachen dieser Variationen liegen einerseits in Unterschieden der Versuchsanordnung bei experimentellen Abrasionsversuchen und andererseits darin, daß die Stabilität der Minerale teils für Wind- und teils für Wassertransport bestimmt wurde (Abb. 5).

### 3.3.3. Verwitterungseinflüsse

Neben dem Transport ist die Verwitterung der zweite Faktor, der die Ausprägung einer Schwermineralassoziation steuert. In den

terrestrischen, tertiären und quartären Sedimenten des Arbeitsgebietes spielt die Verwitterung eine wichtige Rolle bei der Frage der relativen Altersbestimmung i.B. von Dünen sanden.

Mit Fragen der Schwermineralverwitterung in tertiären und quartären Sedimenten beschäftigen sich u.a. SINDOWSKI (1938/49), WEYL (1950, 1952) und VAN ANDEL & WEYL (1952). Unterschiede in der Verwitterungsresistenz einzelner Schwerminerale sind auf ihre jeweilige Empfindlichkeit gegenüber wässrigen Lösungen zurückzuführen; innerhalb der Verwitterungszone bestimmt letztlich das pH der Bodenlösung die relative Stabilität der Schwerminerale zueinander NICKEL (1973). Die Verwitterung von Schwermineralen durch zirkulierende Porenwässer im Liegenden mächtiger Sedimentbedeckung, die von PETTIJOHN (1941) als "Intrastratal Solution" bezeichnet wird, kann nach Ansicht von VAN ANDEL (1959) und HUBERT (1962) als Einflußgröße vernachlässigt werden. POTTER (1959) sieht dagegen einen deutlichen Einfluß der Intrastratal Solution für die Häufigkeit des Auftretens von Granat in verfestigten Sedimenten als erwiesen an.

Übereinstimmend wird von allen Bearbeitern die Stabilität der Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil als sehr hoch eingestuft. Diese Feststellung gilt sowohl für die Transport- als auch für die Verwitterungsresistenz. Diese drei Minerale wurden daher vom Verfasser zu einer gesonderten "Stabil-Gruppe" zusammengefaßt. Zu ihr lassen sich auch die in den Schwermineralspektren recht selten auftretenden Mineralneubildungen aus Rutil (Anatas, Brookit) hinzuzählen.

Vor allem die extreme Stabilität von Zirkon ist in der Literatur mehrfach nachgewiesen worden. Nach CARROLL (1953) zeigt Zirkon nur unter Einwirkung Ca- oder Na-Bikarbonathaltiger Grundwässer oder unter extrem alkalischen Verhältnissen, etwa in lateritischen Verwitterungsprofilen, Lösungserscheinungen. Seine mechanische Widerstandsfähigkeit erklärt sich durch seine Mohs-Härte (7.5) und fehlende Spaltbarkeiten. Zirkon übersteht selbst Vorbehandlungen mit stärksten Säuren, wie Flußsäure (HOPPE 1963, S.6) oder Königswasser (SCHUMANN 1948) unbeschadet.

Die Stabilität von Zirkon, Turmalin und Rutil unterliegt stellenweise deutlichen Schwankungen. Einerseits kann der Chemismus der

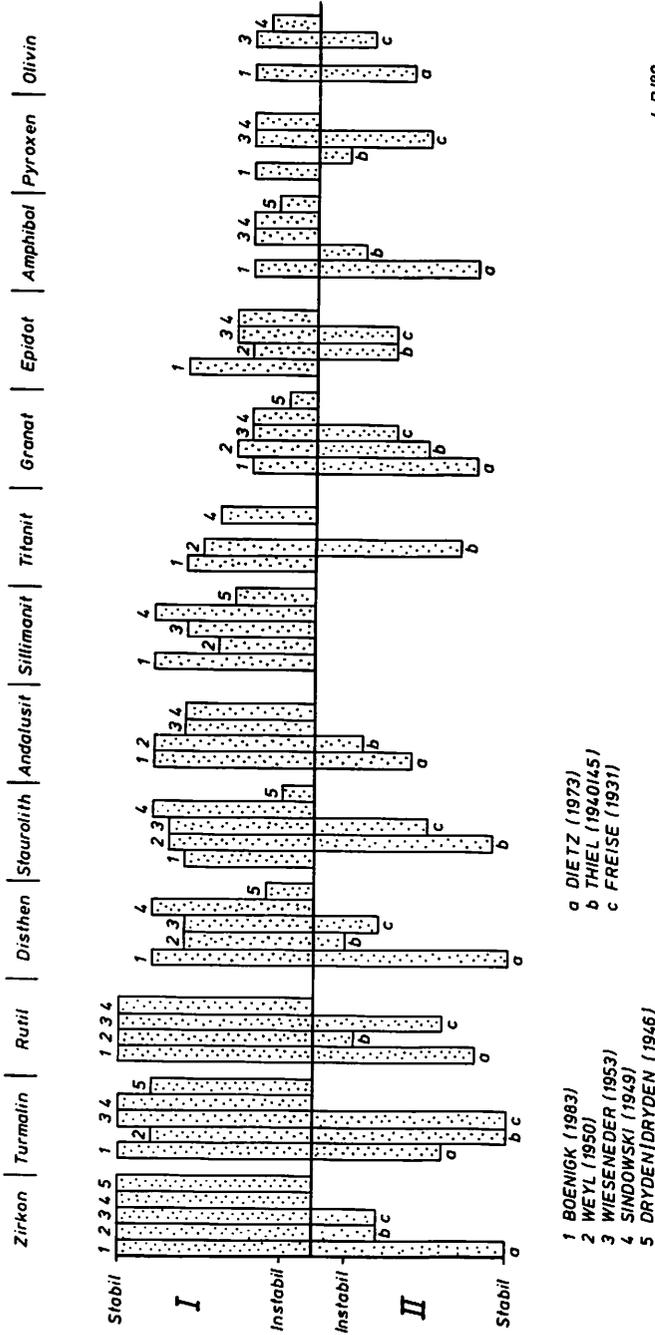


Abb. 5: Stabilität von Schwermineralen gegenüber Oberflächenverwitterung (I) und mechanischer Beanspruchung (II).

einzelnen Varietäten eines Minerals seine Resistenz gegenüber Lösungsprozessen herabsetzen; andererseits können häufig auftretende Einschlüsse mit deutlich vom "Wirtsmineral" abweichenden Ausdehnungskoeffizienten die Wirksamkeit der physikalischen Verwitterung erheblich steigern (RAESIDE 1959). Tatsächlich sind in den Schwermineralspektren der untersuchten Dünensande, die etwa im nordafrikanischen Trockenraum oder in der Taklamakan großen, täglichen Temperaturschwankungen ausgesetzt sind, Zirkone mit deutlich erkennbaren Bruchflächen an den Prismenenden vorhanden. Vormalig deutlich gerundete Exemplare könnten auf diese Weise zu unregelmäßig begrenzten Bruchstücken zerfallen, die unter Umständen zu Fehlinterpretationen bei der morphoskopischen Analyse führen können.

Uneinheitlich sind die Angaben verschiedener Bearbeiter zur Stabilität der Minerale Disthen, Staurolith, Andalusit, Sillimanit und Titanit. Trotz der teilweise deutlichen Schwankungsbreite kann ihre Stabilität im großen und ganzen als mittel bis hoch eingestuft werden. Auch hier sind die größten Differenzen bei den Angaben zur Transportresistenz zu verzeichnen. Mit Ausnahme von Titanit als Mineral vulkanischer Herkunft entstammen alle diese Minerale dem Bereich der mesozonalen Kontaktmetamorphose und werden daher vom Verfasser als "Metamorphe Gruppe" bezeichnet. Die Gruppeneinteilung erfolgt hier also nicht in erster Linie nach Stabilitäts Gesichtspunkten, sondern nach der Paragenese der Minerale.

Die recht durchgängig erkennbare geringe Verwitterungsstabilität der Schwerminerale Granat, Epidot, Amphibol, Pyroxen und Olivin erlaubt ihre Zusammenfassung in der "Instabil-Gruppe". Auffälliges Merkmal vor allem der Granate und Amphibole ist ihre Resistenz gegenüber mechanischer Beanspruchung. Verwitterungs- und Transportresistenz einer Schwermineralart können sich somit gegenläufig verhalten. Als Folge dieser Feststellung zeugen hohe Gehalte sog. "instabiler" Schwerminerale zwar von geringem Verwitterungseinfluß, sind aber keinesfalls Anzeiger für geringe Transportdistanzen eines Sedimentes.

In der "Rest-Gruppe" wurden jene Schwerminerale zusammengefaßt, die in der Mehrzahl der untersuchten Proben nur in Spuren (<0.5%) auftreten.

#### 4. BESCHREIBUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

##### 4.1. Allgemeine Charakteristika von Schwermineralgesellschaften in den untersuchten Dünensanden

Gemessen an der enormen flächenmäßigen Ausdehnung des Arbeitsgebietes ist die Zahl der untersuchten Proben mit Sicherheit nicht ausreichend, um zu umfassenden Aussagen über die Entstehung der Dünengebiete zu gelangen. Trotzdem können unter Miteinbeziehung der zu diesem Thema bereits vorhandenen Erkenntnisse anderer Bearbeiter einige zusätzliche Informationen über die Herkunft und den Umlagerungsgrad der Sande gewonnen werden.

Für die Altdünen der Südsahara und der Sahelzone der Republik Niger wird in diesem Zusammenhang besonders auf die Arbeiten von MENSCHING (1979) und VÖLKELE (1987, 1988, 1989) verwiesen. Zudem wurden Schwermineralanalysen an jenen Sandproben aus dem nördlichen Erg du Ténéré und dem Ténéré du Tafassasset der Republik Niger durchgeführt, die bereits von BESLER (1989) granulometrisch und morphoskopisch untersucht wurden. Arbeiten zur Schwermineralanalyse an sahelischen Dünensanden stammen darüber hinaus von MAINGUET & VIMEUX-RICHEUX (1981), MAINGUET et al. (1983) und in jüngster Zeit von PFEIFFER & GRUNERT (1989). Die Schwermineralassoziationen äolischer, fluvialer und lakustriner Sedimente des Liptako im NW-Niger werden von COUREL (1977) und CHAMARD & COUREL (1981) beschrieben. Darüber hinaus sind Altdünensande in Nord-Mali Gegenstand der Untersuchungen von BESLER (1987). Mit dem paläoklimatischen Aussagewert der Altdünen der nördlichen Republik Sudan setzt sich GLÄSER (1987) auseinander.

##### 4.1.1. Dünensande aus der Südsahara, der Sahelzone und der nördlichen Sudanzone (N-Afrika)

Der weitaus größte Teil der untersuchten Proben entstammt dem nordafrikanischen Teil des Untersuchungsgebietes. Insgesamt wurden 287 Proben auf ihre Schwermineralassoziationen untersucht. Zum Zweck des Vergleiches der Schwermineralgesellschaften aus den Bereichen der Südsahara, der Sahelzone und der Sudanzone wird zunächst eine Übersicht über die wesentlichen Merkmale der Schwermineralverteilungen gegeben. Dazu wurden zunächst vier "Substrattypen" unterschieden und anschließend für jeden Sub-

strattyp Mittelwerte der Häufigkeiten einzelner Schwerminerale berechnet.

Der Substrattyp "AE" (= äolisch) umfaßt Dünensande und Flugsande, die bereits auf Grund des geomorphologischen Geländebefundes eindeutige Merkmale äolischer Überprägung aufweisen; in diese Kategorie gehören auch die Verwitterungsbildungen, die im Verlauf holozäner Feuchtzeiten auf älteren Dünenkörpern entstanden sind. Insgesamt fallen 215 Proben in diese Kategorie. Wadisedimente und Schwemmsande größerer, perennierender Flüsse werden dem Substrattyp "FL" (= fluvial) zugerechnet. 12 Proben ließen sich diesem Substrattyp zuordnen. Bodenbildungen aus Festgestein gehören dem Substrattyp "BO" an; hiervon wurden 41 Proben analysiert. 19 Proben aus dem Anstehenden wurden zum Substrattyp "FG" (= Festgestein) zusammengefaßt.

Tab. 6: Schwermineralgehalte (Gew.-%) und Häufigkeitsverteilungen der Schwerminerale (Korn-%) in den verschiedenen Substrattypen aus Südsahara, Sahel- und Sudanzone

Substrattyp	AE	FL	BO	FG
Schwermineralgehalt :	0.14	1.12	1.06	1.71
Zirkon (idiomorph)	4.9	9.3	8.5	10.1
Zirkon (gerundet)	63.5	29.6	40.6	24.6
Turmalin	12.8	12.5	5.7	11.4
Rutil	7.6	6.5	5.7	2.6
Disthen	1.0	1.3	1.7	0.1
Staurolith	4.7	2.3	1.0	4.1
Granat	0.5	1.0	0.1	0.1
Epidot	2.7	16.6	14.7	10.6
Amphibol	1.3	20.5	8.3	15.5
Rest	1.0	0.4	13.7*	20.9*
Opake	60.5	48.6	52.8	62.7

\* Muskovit

Tab. 7: Anteile der einzelnen Stabilitätsgruppen (Korn-%)

	AE	FL	BO	FG
STABIL	88.8	57.9	60.5	48.7
METAMORPH	5.7	3.6	2.7	4.2
INSTABIL	4.5	38.1	23.1	26.2
REST	1.0	0.4	13.7	20.9

Neben der tabellarischen Darstellung erfolgt eine graphische Darstellung der Analyseergebnisse in Kreissektoren- und Säulendiagrammen mit Hilfe des Graphikprogrammes MS-CHART 3.0. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden hier Mineralarten, die in der Mehrzahl der Proben in Anteilen von weniger als 0.5% auftreten, zur Kategorie "Rest" zusammengefasst. Dazu gehört auch Muskovit, obwohl er in einer kleinen Anzahl von Proben in höheren Prozentsätzen auftritt.

In allen Substrattypen erkennt man leicht die Vorherrschaft der Stabil-Gruppe mit Anteilen zwischen 48.7% und 88.8% des Gesamtschwermineralspektrums. Beim Vergleich der einzelnen Substrattypen fällt weiterhin auf, daß das Verhältnis zwischen Schwermineralgehalt und Anteil der Stabil-Gruppe gegenläufig ist. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung in den Dünensandspektren. Ihr Schwermineralgehalt ist extrem niedrig (0.14%); vergleichbare Schwermineralgehalte wurden nur von POLDERVAART (1957) in Dünensanden der Kalahari (< 0.5%) gemessen. Im Substrattyp "AE" treten die höchsten Anteile der Stabil-Gruppe auf. Unter den stabilen Schwermineralen dominiert Zirkon. Gut gerundete Exemplare des Zirkons überwiegen in den Dünensanden bei weitem; idiomorphe Zirkone machen dagegen nur 7.7% aller Zirkone und knapp 5.0% des Gesamtspektrums aus. Unter den Zirkonen herrschen farblose Varietäten mit zahlreichen Einschlüssen bei weitem vor; stärker gefärbte Exemplare sind in größerer Häufigkeit in Verwitterungsprofilen von Burkina-Faso und Togo zu finden. Unter den Turmalinen dominieren grüne und braune Varietäten. Blaue, rote und orangefarbene Turmaline sind in den Dünensanden selten zu finden und treten bevorzugt in Schwermineralassoziationen auf, deren Herkunftsgebiete von kristallinen oder metamorphen Gesteinskomplexen beherrscht werden. Alle Turmaline weisen gute bis sehr gute Rundung auf. Diese Beobachtung gilt auch für die übrigen

Schwerminerale der Dünensandspektren. Ausnahmen bilden hier Di-sthen und Grüne Hornblende, die vermutlich auf Grund ihrer guten Spaltbarkeit im Zuge des Saltationstranportes nicht zugerundet werden, sondern eher zum Zerfall in eckige Bruchstücke neigen.

Das Verhältnis der einzelnen Stabilitätsgruppen bleibt in den Dünensanden über weite Strecken konstant; Verschiebungen im gegenseitigen Verhältnis der stabilen Minerale unterliegen dagegen Veränderungen, die sowohl regional als auch in den einzelnen Profilen zum Teil deutlich ausgeprägt sind (Kap. 4.2.). Es handelt sich hierbei in erster Linie um Verschiebungen zwischen den Häufigkeitsanteilen der Minerale Zirkon und Turmalin, ein Phänomen, auf dessen Grundlagen bereits in Kapitel 3.3.2. eingegangen wurde.

Bei den eigenen Untersuchungen fiel zusätzlich auf, daß positive Korrelationen zwischen den Häufigkeitsanteilen von Zirkon und Rutil einerseits sowie Turmalin und Staurolith andererseits bestehen. In Anlehnung an den von HUBERT (1962) eingeführten Zirkon - Turmalin - Rutil Maturity Index und das Zirkon/Turmalin-Verhältnis von MAINGUET et al.(1983) wird in den folgenden Kapiteln der Versuch unternommen, die mineralogisch sehr homogenen Dünensande des Untersuchungsgebietes unter anderem nach ihrem Verhältnis der Minerale Zirkon + Rutil : Turmalin + Staurolith zu kennzeichnen. Auf diese Weise sollen zusätzliche Informationen über Herkunft und Umlagerungsgrad der Dünensande gewonnen werden.

Klar erkennbar ist der Zusammenhang zwischen der anteilmäßigen Zunahme idiomorpher Zirkone am Gesamtspektrum von 4.9% bei den Dünensanden auf 9.3% bei den fluvialen Sanden. Der Anteil idiomorpher Zirkone am Gesamtzirkongehalt beträgt im Substrattyp "AE" 7.7% und steigt zu den fluvialen Sanden auf 31.4% an.

Neben wechselnden Liefergebieten, die sich schon im erhöhten Schwermineralgehalt und in qualitativen Veränderungen der Spektren dokumentieren, ist eine weitere Ursache für diese Erscheinung sicher auch in der geringeren mechanischen Beanspruchung der Schwerminerale bei fluvialem Transport zu suchen. Darüber hinaus erscheinen die Mineralkörner der Kategorie "FL" auch in ihrer Oberflächenbeschaffenheit, soweit dies im Durchlicht erkennbar ist, deutlich weniger mattiert als die rein

äolisch transportierten Sande. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Grüne Hornblende in Schwemmsanden und fluvial beeinflussten Dünenanden deutlich bessere Zurundung aufweist als in rein äolischen Sanden. Diese Beobachtung trifft auch auf die Dünen-sande der Namib und der Taklamakan zu.

Die Gruppen der metamorphen und der instabilen Minerale sind etwa zu gleichen Teilen in den Schwermineralassoziationen der Dünen-sande vertreten, wobei Staurolith und Epidot sekundäre Häufigkeitsmaxima bilden. Unter den Epidoten dominiert der kräftig gefärbte Pistazit. In allen Substrattypen ist Granat selten vertreten; dagegen sind Amphibole überdurchschnittlich stark in den fluvialen Sanden vertreten. Unter den Amphibolen überwiegt in allen Substrattypen die Grüne Hornblende bei weitem.

Erwartungsgemäß weisen die Schwermineralgesellschaften der Substrattypen "BO" und "FG" gegenüber den Dünenanden ebenfalls stark erhöhte Anteile instabiler Komponenten auf. Im Gegensatz zu den über weite Strecken recht einheitlichen Dünenandspektren sind die Schwermineralspektren dieser Substrattypen in Abhängigkeit von der petrographischen Situation an den einzelnen Lokalitäten weitaus größeren regionalen Variationen unterworfen.

Der größte Teil der Boden- und Festgesteinsproben stammt aus den Bereichen Burkina-Faso und Togo, wo Kristallingesteine und Metamorphite die Petrographie des Anstehenden beherrschen. Hier dominieren klar die instabilen und metamorphen Schwerminerale, teilweise auch die Glimmer.

Ein kleiner Teil der Festgesteinsproben stammt aus den mineralogisch bis auf ihre stabilen Bestandteile verarmten, kretazischen und tertiären Sandsteinen der Republik Niger. In diesen Gesteinen besitzt die Stabil Gruppe ebenfalls Anteile von über 90.0%.

In der Restgruppe treten neben Muskovit auch Anatas, Brookit, Spinell, Pyroxen, Titanit, Andalusit, Sillimanit, Xenotim, Topas und Beryll auf.

Die Gruppe der opaken Minerale ist mit Anteilen zwischen 48.6% und 62.7% vertreten. Eine regelhafte Zu- oder Abnahme der Häufigkeit ist im Vergleich der Substrattypen nicht festzustel-

len. Die Opaken in den Dünensanden sind gut bis sehr gut gerundet. Vermutlich handelt es sich um Quarzkörner mit hämatitischer Patina. Auch die Sandsteinproben des Continental Intercaire und des Continental Terminal weisen vergleichbar hohe Opakanteile auf, wobei auch hier runde Körner dominieren. Dies legt die Vermutung nahe, daß ein Teil der Opaken in den Dünensanden bereits aus dem Anstehenden übernommen wurde.

Variationen des Schwermineralgehaltes und der Zusammensetzung der Schwermineralspektren können u.a. in Zusammenhang mit den granulometrischen Eigenschaften der Proben stehen. Daher wurde in der vorliegenden Arbeit der Median der Korngrößenverteilung einiger Proben ermittelt.

Da bei der Fraktionierung der Sandproben aus dem nordafrikanischen Untersuchungsraum anstelle des Wentworth-Siebsatzes ein bodenkundlicher Siebsatz nach DIN 4022 verwendet wurde, konnten weitere Texturparameter, wie mittlere Korngröße, Sortierungskoeffizient oder Kurtosis, hier nicht ermittelt werden.

Tab. 8: Medianwerte der Korngröße von Dünensanden aus Südsahara und Sahelzone

Probe:	Median (mm):	Probe:	Median (mm):
03.03.84 1/3	0.085	29.08.86 6/1	0.047
13.03.84 2/1	0.040	02.09.86 2/1	0.137
13.03.84 5/1	0.112	03.09.86 2/1	0.017
13.03.84 8/1	0.043	05.09.86 1/1	0.082
19.03.84 1/3	0.026	05.09.86 1/2	0.215
19.03.84 1/3g	0.040	05.09.86 1/3	0.077
20.03.84 2/1	0.013	07.09.86 1/1	0.010
20.03.84 3/1	0.004	07.09.86 1/4	0.076
20.03.84 3/5	0.075	07.09.86 2/1	0.087
20.03.84 6/1	0.038	07.09.86 2/3	0.075
20.03.84 6/2	0.105	08.09.86 2/1	0.048
20.03.84 6/3	0.254	11.09.86 1/2	0.092
20.03.84 7/2	0.082	11.09.86 1/3	0.084
20.03.84 8/1	0.064	11.09.86 2/1	0.036
20.03.84 9/1	0.064	11.09.86 2/4	0.043

Fortsetzung Tabelle 8:

Probe:	Median (mm):	Probe:	Median (mm):
22.03.84 1/1	0.048	11.09.86 3/1	0.018
23.03.84 1/1	0.026	11.09.86 3/4	0.082
27.03.84 1/2	0.058	12.09.86 1/1	0.113
28.03.84 3/1	0.056	12.09.86 1/6	0.070
30.03.84 1/1	0.032	12.09.86 5/1	0.062
31.03.84 1/1	0.036	12.09.86 5/8	0.055
31.03.84 1/3	0.052	14.09.86 1/1	0.006
31.03.84 2/1	0.029	14.09.86 2/1	0.006
01.04.84 1/1	0.055	14.09.86 2/5	0.069
01.04.84 2/1	0.073	17.09.86 1/1	0.066
04.04.84 1/1	0.056	17.09.86 1/6	0.080
19.03.85 1/1	0.043	19.09.86 1/1	0.016
19.03.85 1/3	0.031	20.09.86 1/1	0.028
19.03.85 1/5	0.028	20.09.86 2/1	0.050
31.03.85 1/1	0.049	22.09.86 1/1	0.049
28.08.86 1/1	0.066	22.09.86 1/6	0.042
29.08.86 4/1	0.021	25.09.86 1/1	0.044
29.08.86 5/2	0.011	25.09.86 1/5	0.034

Der Einfluß der Korngrößenverteilung der untersuchten Proben auf den Schwermineralgehalt und auf die Häufigkeitsverteilung innerhalb der Schwerefraktion wird in Zusammenhang mit der Beschreibung der Einzelprofile näher erläutert (Kap. 4.2.).

#### 4.1.2. Dünensande aus der Dünen-Namib (SW-Afrika)

Aus dem Bereich der Dünen-Namib wurden insgesamt 58 Proben untersucht; davon 45 Dünensandproben und 13 Festgesteinsproben. In Abbildung 6 wird eine Übersicht des Arbeitsgebietes mit den untersuchten Lokalitäten gegeben.

Innerhalb der Namib-Proben wird nur zwischen zwei Substrattypen, nämlich Dünensanden und Festgesteinsproben ("FG"), unterschieden. Innerhalb des Substrattyps der Dünensande wurde aus BESLER (1980) die Unterteilung in Kammsande ("KS") und Basissande ("BS")

# Die Dünen - Namib:

□ Dünengebiete      □ 123: Untersuchte Lokalität  
 Nach BESLER (1980, S.209, verändert)

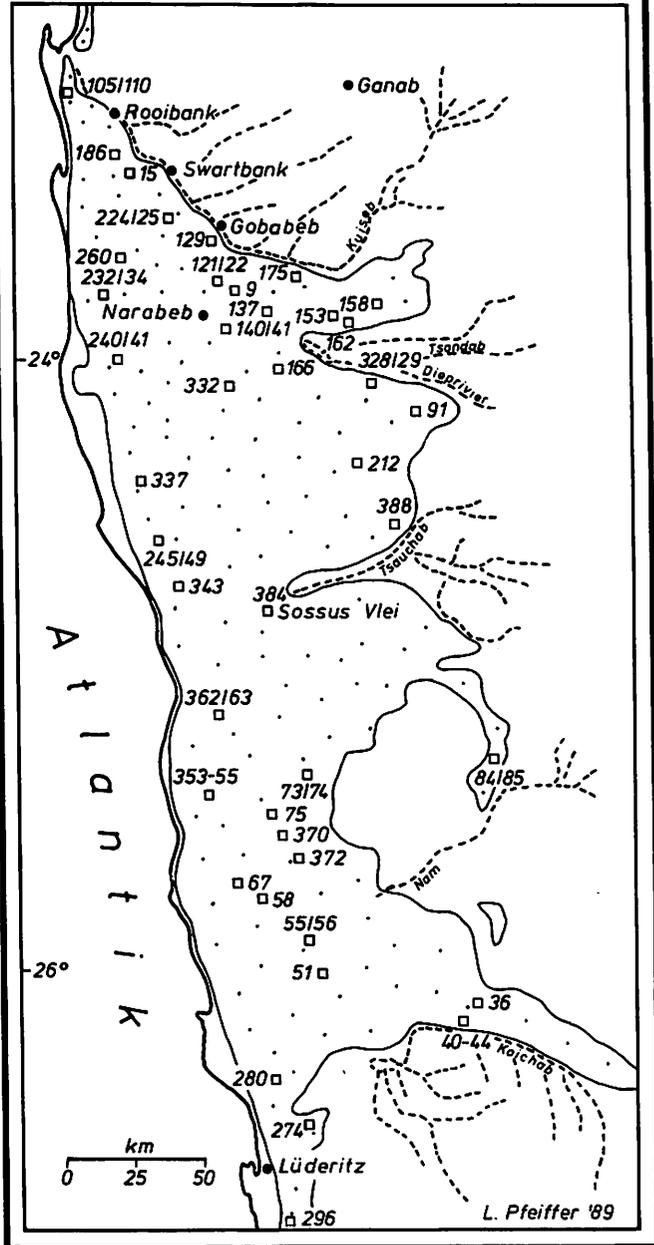


Abb. 6: Die Dünen-Namib.

übernommen. Die Kammsande entstammen also den besonders stark windexponierten Dünenteilen; die Basissande wurden unterhalb des Dünenkammes entnommen.

Tab. 9: Mittlere Schwermineralgehalte (Gew.-%) und Häufigkeitsverteilungen der Schwerminerale (Korn-%) in Kammsanden (KS), Basissanden (BS) und Festgesteinen (FG) der Dünen-Namib

Substrattyp :	KS	BS	FG
Schwermineralgehalt:	15.78	9.01	5.43
-----			
Zirkon (idiomorph)	0.5	0.5	1.0
Zirkon (rund)	0.3	0.2	0.4
Turmalin	1.4	1.8	1.3
Rutil	0.2	0.1	0.4
-----			
Disthen	0.3	0.5	0.1
Staurolith	1.2	1.4	0.7
-----			
Granat	17.7	18.0	17.3
Epidot	0.5	0.1	1.0
Amphibol	7.7	8.0	7.0
Pyroxen	69.7	69.2	70.0
-----			
Rest	0.5	0.2	0.8
-----			
Opake	36.0	33.0	35.0

Tab. 10: Anteile der einzelnen Stabilitätsgruppen (Korn-%)

	KS	BS	FG
STABIL	2.4	2.6	3.1
METAMORPH	1.5	1.9	0.8
INSTABIL	95.6	95.3	95.3
REST	0.5	0.2	0.8

Verglichen mit den Dünensanden der Südsahara und der Sahelzone der Republik Niger sind in der Dünen-Namib erheblich höhere Schwermineralgehalte in den Dünensanden vorhanden. Der mittlere Schwermineralgehalt der Dünensande beträgt hier 12.3% und stellt damit den höchsten Durchschnittswert aller untersuchten Dünensande dar. Selbst in den recht schwermineralreichen Dünensanden der Taklamakan werden im Mittel nur Schwermineralgehalte von 2.7% erreicht.

Die Schwermineralassoziationen in den Dünensanden der Namib weisen durchgehend eine Vorherrschaft der Instabil-Gruppe auf. Ihr durchschnittlicher Anteil am Gesamtspektrum beträgt 95.1%. Häufigster Vertreter dieser Gruppe ist Klinopyroxen, mit Anteilen von im Mittel 69.5% des Gesamtspektrums. Ihm folgen in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeiten Granat (17.7%), Amphibol (7.5%; meist Grüne Hornblende), Turmalin (1.2%), Staurolith (1.1%) und Zirkon (0.8%). Neben diesen Mineralen treten in Spuren Epidot, Rutil, Disthen, Andalusit, Sillimanit und Glimmer auf.

Die Schwermineralassoziationen zeigen offensichtlich keine Veränderung in Abhängigkeit vom Substrattyp. Auch eine Veränderung der Schwermineralspektren mit dem Gesamtschwermineralgehalt der Proben ist zunächst nicht erkennbar.

Vergleicht man die Schwermineralassoziationen der Dünensande (Abb. 7), so fällt zusätzlich die geringe regionale Variation der Spektren auf. Qualitativ ergeben sich keine nennenswerten Unterschiede der Schwermineralspektren im gesamten Namib Erg; das durchschnittliche Verhältnis der einzelnen Stabilitätsgruppen zueinander bleibt nahezu konstant. Auffällig ist dagegen die große Schwankungsbreite des gegenseitigen Verhältnisses Granat : Pyroxen : Grüne Hornblende bei der Betrachtung einzelner Lokalitäten. Solche Variationen können auf drei Ursachen zurückzuführen sein:

1. Prozesse der Transportsonderung nach dem spezifischen Gewicht der Minerale. Solche Sortierungsprozesse können sowohl den Gesamtschwermineralgehalt als auch einzelne Komponenten der Schwerefraktion beeinflussen.
2. Selektive Ausmerzung besonders leicht verwitterbarer Schwerminerale, wie etwa Granat.
3. Variationen des Schwermineralgehaltes und der Schwermineralassoziationen im Liefergebiet.

Im folgenden soll gezeigt werden, welche der genannten Größen die Schwermineralführung der Namib-Proben steuert. Ähnlich wie in den Sanden der Südsahara und der Sahelzone wird auch bei den Namib-Sanden versucht, aus dem gegenseitigen Verhältnis von Schwermineralen unterschiedlicher Dichte zu Aussagen über ihren jeweiligen Umlagerungsgrad zu gelangen und daraus unter Umständen Sandtransportrichtungen des Namib Ergs abzuleiten.

Zirkon, Rutil, Turmalin und Staurolith treten in den Namib-Sanden nicht in ausreichender Häufigkeit auf, um zu statistisch gesicherten Aussagen zu gelangen. Daher wurden die häufigeren Minerale Granat, Pyroxen und Amphibol ausgewählt. Granat liegt in seinem spezifischen Gewicht ( $d = 3.4-4.5$ ) erheblich über Klinopyroxen ( $d = 3.1-3.6$ ) und Grüner Hornblende ( $d = 3.1-3.6$ ).

Theoretisch wären bei ursprünglich einheitlicher Schwermineralverteilung im gesamten Untersuchungsgebiet in stark umgelagerten Sanden geringe Schwermineralgehalte zu erwarten. Darüber hinaus wäre der Granatgehalt dieser Sande unterdurchschnittlich, wodurch sich die Pyroxene und Amphibole relativ anreichern. Dieser Ansatz kann nur erfolgreich angewendet werden, wenn die Schwermineralverteilung im Herkunftsgebiet der Dünensande bekannt ist. Aus diesem Grund wurden auch Festgesteinsproben in der unmittelbaren Umgebung der Dünensande untersucht.

Neben der Einflußgröße Transport muß auch berücksichtigt werden, unter welchen Windgeschwindigkeiten die Dünen aufgeweht wurden und in welchem Maße sie im Zeitraum nach ihrer Aufwehung Deflationsprozessen unterlagen. Unter höheren Windgeschwindigkeiten mobilisierte und nachfolgend zu Dünen aufgewehrte Sande müßten in höherem Maße an Leichtmineralen verarmt sein als solche, die unter dem Einfluß eines Windfeldes geringerer Intensität aufgeweht wurden. Hohe Windgeschwindigkeiten während der Dünenentstehung hätten demnach höhere Schwermineralgehalte und höhere Granatgehalte der Sande zur Folge. Besonders deutlich müßte diese Erscheinung in den stark windexponierten Kambereichen der Dünen zum Ausdruck kommen. Somit können sich Veränderungen der Schwermineralführung in den Dünensanden auch am Ort der Dünenbildung selbst vollziehen.

Innerhalb der untersuchten Dünenkörper sind Sortierungsprozesse nach dem spezifischen Gewicht der Minerale klar erkennbar. In den

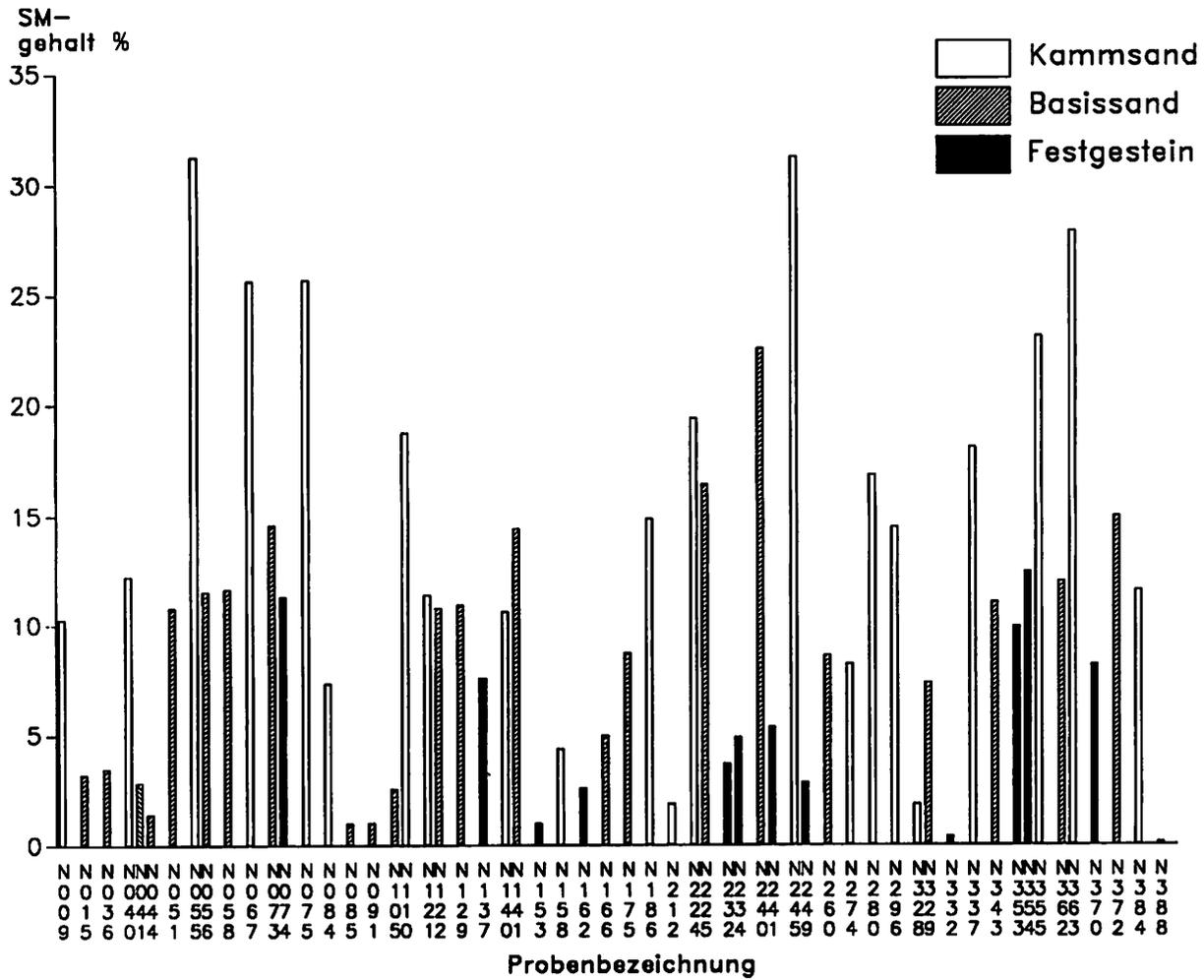
stark windexponierten Kammbereichen der Dünensande findet eine Anreicherung der schweren Gemengteile statt. Die Schwermineralgehalte der Kammsande betragen durchschnittlich 15.78%, wogegen in den Basissanden, die etwa 0.5 m unterhalb des Dünenkammes entnommen wurden, nur noch 9.01% Schwerminerale enthalten sind. Die geringsten Schwermineralgehalte sind in den untersuchten Festgesteinsproben mit 5.43% zu verzeichnen.

Zum einen wird die Dünenaufwehung mit erheblicher Leichtmineralabfuhr einhergegangen sein; darüber hinaus können jedoch auch Deflationsprozesse auf den Dünenoberflächen zu der bekannten Ausbildung von Schwermineralhäuten an den Oberflächen besonders stark windexponierter Dünenteile geführt haben (Abb. 8).

Die regionale Verteilung der Schwermineralgehalte läßt ebenfalls Regelhaftigkeiten erkennen. Auffällig ist eine Häufung überdurchschnittlich hoher Schwermineralgehalte in den küstennahen Randbereichen des Namib Ergs (Proben N 186, N 240, N 245, N 280, N 337, N 355, N 363), denen geringe Schwermineralgehalte in den östlichen Ergteilen gegenüberstehen. Dieses West-Ost-Gefälle des Schwermineralgehaltes kann nicht allein durch Variationen der Schwermineralgehalte des anstehenden Tsondab-Sandsteins erklärt werden; oftmals verhalten sich Dünensand und Sandstein in dieser Hinsicht sogar gegenläufig. Besonders ausgeprägt tritt dieser Gegensatz wiederum in westlichen, küstennahen Lokalitäten in Erscheinung. So besitzt der Sandstein in der nordwestlichen Dünen-Namib 5.36% Schwerminerale (Probe N 241), wogegen im Dünensand (Probe N 240) an der gleichen Lokalität ein Schwermineralgehalt von 22.54% ermittelt wurde. Das gleiche Phänomen tritt auch weiter südlich in den Proben N 353 - N 355 auf; der Schwermineralgehalt des Sandsteins liegt zwischen 9.96% und 12.46%, der des Dünensandes in direkter Nachbarschaft liegt bei 23.09 %.

Weiterhin ist festzustellen, daß der bereits beschriebene Gegensatz zwischen Kammsanden und Basisanden in ihren Schwermineralgehalten ebenfalls im küstennahen Namib Erg markanter ausgeprägt ist, als in seinen östlichen Teilen. Auf vergleichbarer Breitenlage beträgt die Differenz zwischen Kamm- und Basissanden in Küstennähe fast 16% (Proben N 362/N 363), weiter landeinwärts dagegen nur noch 6% (Proben N 84/N 85). Im Nordostteil der Dünen-Namib beträgt die Differenz zwischen Kamm- und Basissand nur noch etwa 3% (Probe N 224/ N225).

Abb. 8: Schwermineralgehalte von Dünenansanden und Festgesteinen der Dünen-Namib.



Die Anreicherung von Schwermineralen durch selektive Auswehung der Leichtminerale findet damit nicht nur innerhalb einzelner Dünenkörper von der Basis zum Dünenkamm statt; sie scheint in der Dünen-Namib auch regionalen Schwankungen unterworfen zu sein, die im wesentlichen west-östlich, zum Teil aber auch süd-nördlich gerichtet sind.

In Anlehnung an die Ausführungen in Kapitel 3.3.2. ließe sich unter der theoretischen Voraussetzung einer ursprünglich vorhandenen Gleichverteilung des Schwermineralgehaltes im gesamten Namib Erg aus den landeinwärts abnehmenden Schwermineralgehalten und den in gleicher Richtung schwächer werdenden Gegensätzen zwischen Kamm- und Basissanden ein im wesentlichen West-Ost gerichteter, äolischer Sandtransport nachweisen. Sollte diese Überlegung zutreffen, so müßte auch die mittlere Korngröße in Transportrichtung abnehmen. Die folgende Tabelle zeigt, daß o.g. Vermutung hier nicht zutrifft. Korrelationsberechnungen zwischen der mittleren Korngröße und dem Gesamtschwermineralgehalt ergaben weder für die Kammsande noch für die Basissande einen meßbaren Zusammenhang der beiden Größen.

Tab. 11: Schwermineralgehalt und mittlere Korngröße (Mz) in Kammsanden (KS) und Basissanden (BS) der Dünen-Namib (Werte der Mz aus: BESLER 1980, S. 201f.)

Probe:	SM-Gehalt (%):	Mz (mm):
N 85	1.03	0.27 BS
N 91	1.05	0.15 BS
N 44	1.43	0.26 BS
N 328	1.87	0.23 KS
N 212	1.89	0.21 KS
N 105	2.57	0.24 BS
N 41	2.86	0.20 BS
N 15	3.25	0.26 BS
N 36	3.47	0.24 BS
N 158	4.38	0.19 KS
N 166	5.00	0.22 BS
N 84	7.38	0.30 KS
N 329	7.41	0.20 BS

Fortsetzung Tabelle 11:

Probe:	SM-Gehalt (%):	Mz (mm):
N 274	8.25	0.23 KS
N 260	8.64	0.18 BS
N 175	8.74	0.22 BS
N 9	10.29	0.21 KS
N 140	10.62	0.18 KS
N 122	10.79	0.25 BS
N 51	10.81	0.32 BS
N 129	10.93	0.24 BS
N 343	11.06	0.27 BS
N 121	11.41	0.18 KS
N 56	11.54	0.39 BS
N 384	11.62	0.21 KS
N 58	11.66	0.28 BS
N 362	12.04	0.30 BS
N 40	12.24	0.23 KS
N 141	14.44	0.20 BS
N 296	14.50	0.19 KS
N 73	14.61	0.27 BS
N 186	14.87	0.18 KS
N 372	14.98	0.19 BS
N 225	16.43	0.22 BS
N 280	16.86	0.18 KS
N 337	18.11	0.30 KS
N 110	18.78	0.20 KS
N 224	19.41	0.15 KS
N 240	22.54	0.34 BS
N 355	23.09	0.24 KS
N 67	25.64	0.24 KS
N 75	25.69	0.22 KS
N 363	27.89	0.16 KS
N 245	31.28	0.19 KS
N 55	31.29	0.24 KS

Auch die morphoskopischen Eigenschaften der Schwerminerale, wie Kornform und Oberflächentracht, lassen keinen klaren Bezug zu einer West-Ost-Transportrichtung erkennen. Aus diesen Gründen ist es wahrscheinlich, daß die küstennahen Dünen unter höheren

Windgeschwindigkeiten und unter stärkerer Leichtmineralabfuhr aufgeweht wurden als die weiter landeinwärts gelegenen Dünen. Weiterhin spricht der stärker ausgeprägte Gegensatz zwischen Schwermineralgehalt der Kamm- und der Basissande in den Dünen des westlichen Namib Ergs für eine intensivere Deflation der Dünenoberflächen nach der Dünengenesse.

In diesem Zusammenhang spielt auch der Faktor Zeit eine erhebliche Rolle; Prozesse der Schweresortierung werden umso deutlicher, je länger eine Dünenoberfläche der Deflation ausgesetzt ist. Daher sind die küstennahen, schwermineralreichen Dünen oberhalb der marinen Strandterrassen vermutlich die ältesten Dünen des Namib Ergs.

Wie verhält sich nun die Ausprägung der Schwermineralassoziationen im Vergleich zum Gesamtschwermineralgehalt und zur mittleren Korngröße der untersuchten Proben?

An allen untersuchten Lokalitäten, wo sowohl Kamm- als auch Basissande untersucht wurden, ist aus den genannten Gründen mit der Zunahme des Schwermineralgehaltes auch eine Zunahme des Granatgehaltes von den Basissanden zu den Kammsanden zu erwarten. Darüber hinaus müßte der Granatgehalt auch in horizontaler Richtung Beziehungen zum Schwermineralgehalt aufweisen; abnehmende Schwermineralgehalte in west-östlicher Richtung sollten demnach mit abnehmenden Granatgehalten einhergehen.

In den Dünenanden des westlichen Ergs dominiert entgegen den Erwartungen Klinopyroxen bei weitem gegenüber Granat. Weit über dem Durchschnitt liegen dagegen die Granatgehalte in den Dünenanden N 158 und N 212 in der nordöstlichen Dünen-Namib. Auch an anderen Lokalitäten treten hohe Granatgehalte ausschließlich in den Sanden des östlichen Ergrandes auf (Proben N 15, N 36, N 40, N 91, N 328).

Die Granatgehalte weisen also entgegengesetzt zum Schwermineralgehalt ein Ost-West-Gefälle auf. Die granatreichen Dünenande des östlichen Ergrandes lassen keine Häufigkeitsverschiebungen des Granatgehaltes von den Kammsanden zu den Basissanden erkennen. Auch der Schwermineralgehalt zeigt hier nur geringe Gegensätze zwischen Kamm- und Basissanden. Ein Zusammenhang zwischen Granatgehalt und mittlerer Korngröße besteht ebenfalls nicht.

Es ist somit naheliegend, daß die Prozesse der äolischen Morphodynamik sowohl zur Zeit der Dünenbildung als auch in der Folgezeit in der östlichen Dünen-Namib von zu geringer Dauer oder Intensität waren, um zu einer selektiven Ausblasung spezifisch leichter Gemengteile zu führen. Das Windfeld des östlichen Namib-Ergs ist also von untergeordneter Bedeutung für die Ausprägung der Schwermineralverteilung in den Dünensanden.

Für das Zustandekommen der überdurchschnittlich hohen Granatgehalte bieten sich wiederum mehrere Erklärungen an. Zum einen liegt die Vermutung nahe, daß die Granate fluvial durch Riviere aus dem östlichen Hinterland der Namib antransportiert wurden. Als Minerale höchster Dichte wurden sie dann infolge nachlassender Transportkraft beim Eintritt der Riviere in das rezente Erggebiet zuallererst sedimentiert. Der hohe Granatgehalt in den Dünensanden wäre dann also im östlichen Erg durch die Petrographie der Gesteinskomplexe im Einzugsgebiet der Riviere bedingt. Zu diesen Gesteinskomplexen zählt natürlich auch der Tsondab-Sandstein, der in zeitlich nicht näher gefassten Feuchtphasen durch die Riviere tief erodiert wurde (BESLER 1980, S.19).

Eine weitere, mögliche Ursache des unterschiedlichen Granatgehaltes könnte in der Altersstellung der Dünen liegen. Die regionale Verteilung des Schwermineralgehaltes ergab ein geringeres Alter der östlichen Namib-Dünen; hier finden sich auch die höchsten Gehalte der verwitterungsempfindlichen Granate. Der Granatgehalt bestätigt demnach die Schlußfolgerung, die sich aus der Betrachtung des Schwermineralgehaltes ergibt: die granatarmen Dünensande der küstennahen Namib sind stärker verwittert und somit älter als die landeinwärts gelegenen, granatreichen Dünen.

Die Grüne Hornblende tritt nur an wenigen Lokalitäten in höheren Prozentsätzen auf. Die höchsten Gehalte an Grüner Hornblende weisen die Proben N 84 und N 85 mit 62.0% und 51.0% auf. Auch in den Proben N 40, N 41 und N 44, die nahe dem Koichab am Südostrand der Namib gezogen wurden, tritt Grüne Hornblende in Anteilen zwischen 21.0% und 23.0% auf. In allen übrigen Dünensand- und Festgesteinsproben dominiert Klinopyroxen gegenüber den anderen Schwermineralen.

Somit tritt neben Granat auch Grüne Hornblende in höheren Prozentsätzen nur am Ostrand der Dünen-Namib auf und untermauert

als weiteres, leicht verwitterbares Schwermineral die Vermutung eines geringeren Alters der Dünen dieser Lokalitäten. Die räumliche Nähe zu Entwässerungslinien aus dem östlichen Hinterland legt auch hier die Vermutung einer primär fluvialen Anlieferung der Hornblenden in den rezenten Ergbereich nahe. Der hohe Gehalt an Grüner Hornblende als Mineral, das recht leicht vom Wind vertragen wird, weist darauf hin, daß die äolische Überprägung der fluvial antransportierten Sedimente an diesen Lokalitäten gering gewesen ist.

Im Gegensatz zu den Schwermineralgehalten stehen Variationen der Schwermineralassoziationen, wie etwa die hohen Gehalte an Grüner Hornblende in den Proben N 84 (62.0%) und N 85 (51.0%), in den Namib-Sanden in einer deutlicheren Abhängigkeit zur mittleren Korngröße der Sedimente. In beiden Fällen liegen relativ grobkörnige Sande vor (Mz: N 84 = 0.300mm; N 85 = 0.270mm), in deren Spektren die bevorzugt in größeren Körnern auftretenden Hornblenden gegenüber den Schwermineralen höherer Dichte (z.B. Granat) dominieren.

Der recht konstante Opakanteil der Namib-Dünensande von durchschnittlich 35.0% zeigt als weitere mögliche Kenngröße ihres Verwitterungsgrades und damit auch ihrer Altersstellung keine signifikante Veränderung. Er ist vergleichbar mit jenem der Festgesteinsproben. Die Opaken in den Namib-Sanden werden nach BESLER (1980) hauptsächlich durch das Schwermineral Illmenit (Titaneisen) repräsentiert. Ein Zusammenhang zwischen dem Opakanteil und dem Schwermineralgehalt der Sande besteht nicht. Auch in den Dünensanden der Namib scheint der Opakanteil als Bezugsgröße für den Verwitterungsgrad der Dünen ungeeignet.

Die morphoskopischen Eigenschaften der Schwermineralkörner zeigen an, daß die Dünensande über weite Strecken äolisch transportiert worden sind. Dabei weisen in erster Linie die Pyroxene den höchsten Rundungsgrad auf. Die sehr gute Zurundung führt in Zusammenhang mit einer Vielzahl dichtständiger Impactspuren des Saltationstransportes bei den Pyroxenen in den meisten Fällen zu einem "golfballähnlichen" Aussehen. Granat und Grüne Hornblende sind demgegenüber etwas schlechter gerundet und weisen geringere Impactspuren auf. Die mattierten Kornoberflächen der Schwermineralkörner sprechen dafür, daß der Wind das eigentliche Transportmedium der Sande war. Die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon und

Turmalin, die in den Namib-Sanden sehr selten auftreten, sind überwiegend idiomorph ausgebildet.

Vor dem Hintergrund der vorangegangenen Ausführungen stellt sich die Frage nach der Herkunft der Dünensande in der Namib. Hat sich die Dünenbildung eher lokal, unter kleinräumiger, äolischer Mobilisierung von Sanden vollzogen, oder wurden die Dünensande äolisch über größere Distanzen verfrachtet? Zur Klärung dieser Frage muß die Schwermineralverteilung im Liegenden der Dünensande bekannt sein.

An vielen der untersuchten Lokalitäten wird der Bezug der Dünensande zum Tsondab-Sandstein ersichtlich. Abb. 7 zeigt für diejenigen Lokalitäten, wo Festgesteinsproben aus unmittelbarer Nachbarschaft zu Dünensanden analysiert wurden, daß lokale Verschiebungen im Verhältnis Granat : Pyroxen : Grüne Hornblende in den Dünensanden auf die Schwermineralverteilung innerhalb des Sandsteins zurückzuführen sind. Regionale Variationen der Schwermineralassoziationen des Tsondab-Sandsteins bedingen somit die Schwermineralverteilung der überlagernden Dünensande. So zeigt sich, daß die Festgesteinsproben N 162 und N 388 in der Nähe der hornblendenreichen Dünensande des östlichen Namib Ergs ebenfalls überdurchschnittlich hohe Gehalte an Grüner Hornblende (31.0% und 25.0%) aufweisen. Dieser Zusammenhang besteht auch an den übrigen Lokalitäten.

Die Hauptbestandteile der Schwermineralassoziationen der Dünensande stellen somit im wesentlichen Residuen aus dem Tsondab-Sandstein dar. Diese Aussage betrifft vor allem die qualitative Ausprägung der Dünensandspektren; der Gesamtschwermineralgehalt der Dünensande steht nicht an allen Lokalitäten in direktem Bezug zum Tsondab-Sandstein. Auch die morphoskopischen Eigenschaften der Dünensandkörner sind in nahezu identischer Ausprägung bereits im Sandstein vorhanden. Der Bezug der Dünensande zum Anstehenden ist umso leichter erkennbar, je geringer die äolische Überprägung und die damit einhergehende Vermischung von Sanden unterschiedlicher Herkunft ist. Daher wird der autochthone Charakter am ehesten an den Dünensanden in den östlichen Randbereichen der Dünen-Namib ersichtlich, die größtenteils dem Zersatz des Tsondab-Sandsteins entstammen.

Somit führt die Schwermineralanalyse zum gleichen Ergebnis wie

die granulometrische Analyse der Sande in BESLER (1980, S.73). Die ostwärts zunehmende Sortierung der Sande täuscht zunächst einen West-Ost-gerichteten Sandtransport vor. Tatsächlich ist die gute Sortierung der Sande im Osten nur Ausdruck des hier ohne Fremdbeimengungen erhaltenen äolischen Tsondab-Sandsteins. Die schwermineralreichen Dünensande des küstenahen Namib Ergs bestehen dagegen aus fluvial aus östlicher Richtung antransportierten Sanden, vermischt mit lokalen Komponenten des unterlagernden Substrates und sind unter dem Einfluß intensiver äolischer Überprägung stärker an Leichtmineralen verarmt als die Dünensande der östlichen Dünen-Namib. Als Ausgangsmaterial der küstennahen Dünen sind in erster Linie die Schwemmfächer der Flüsse als Relikte vorangegangener, feuchter Klimaperioden anzusehen.

Die Frage nach dem absoluten Alter der Namib-Dünen kann mit Hilfe der Schwermineralanalyse nicht geklärt werden. Aus den Ergebnissen der Analyse ist auch nicht ersichtlich, ob sich die Dünenbildung in der Namib in einer zusammenhängenden ariden Phase vollzogen hat oder ob Dünenverwitterung in zwischengeschalteten, feuchten Klimaperioden stattgefunden hat. In jedem Fall kann der Einfluß der chemischen Verwitterung auf die Schwermineralführung der Namib-Sande weitgehend vernachlässigt werden. Die leicht verwitterbaren Minerale, insbesondere die Granate, zeigen zwar Spuren chemischer Verwitterung in Form von tiefen, konkaven Lösungsbuchten; diese scheinen jedoch, wie auch die qualitative Zusammensetzung der Spektren, weitgehend aus dem anstehenden Tsondab-Sandstein ererbt zu sein. Übereinstimmend mit BESLER (1980, S.19) kann der Tsondab-Sandstein daher als die Hauptquelle der Dünensande bezeichnet werden. Die Dünenaufwehung erfolgte entweder auf direktem Wege durch äolische Mobilisierung von Zersatzmaterial des Anstehenden oder nach vorangegangenem fluvialem Transport durch die Riviere.

In jedem Fall hat sich die Dünenbildung durch kleinräumige äolische Materialverlagerung vollzogen. Als Mechanismus der lokalen Längsdünenbildung ohne größere Sandwanderung kann die "Taylor-Görtler-Bewegung" (HANNA 1969) durch gegenläufige, parallele Windrollen in der planetarischen Grenzschicht angeführt werden. Günstige Bedingungen für die Längsdünenbildung durch Taylor-Görtler-Bewegung sind nach BESLER (1977) vor allem nördlich der größeren Inselbergmassive der Dünen-Namib gegeben.

Phasen gesteigerter Intensität der chemischen Verwitterung im Zeitraum nach der Freisetzung der Schwerminerale aus dem Anstehenden haben in Dauer und Intensität nicht ausgereicht, um zu einer meßbaren Häufigkeitsreduzierung der instabilen Schwerminerale in den Dünensandspektren zu führen.

Im Gegensatz zu der Ausprägung der Schwermineralassoziationen weist der Schwermineralgehalt der Dünensande keinen direkten Bezug zum Tsondab-Sandstein auf. Diese Größe wird in erster Linie beeinflußt durch Prozesse der Dichtesortierung während und nach der Dünenaufwehung. Offensichtlich kommen in den Dünensanden der Namib solche Phänomene sehr viel deutlicher zum Ausdruck als in den schwermineralarmen, nordafrikanischen Dünensanden. Die Ursache für diese Erscheinung liegt nicht unbedingt im unterschiedlichen Grad der äolischen Überprägung, sondern im insgesamt höheren Schwermineralgehalt der Namib-Sande, dessen Variationen hier augenfälliger sind als im Bereich der südsaharischen und sahelischen Dünen. Obwohl der Nachweis einer Schweresortierung im Bereich von Zehntelprozenten bei einzelnen Proben auch im Hinblick auf mögliche Fehler bei der Probenaufbereitung problematisch ist, lassen sich auch in den nordafrikanischen Dünensanden auf Grund eines ausreichend großen Stichprobenumfangs regelhafte Veränderungen des Schwermineralgehaltes nachweisen. Diese Variationen stehen dort ebenfalls in Zusammenhang mit dem Dünenalter.

Gemeinsame Kennzeichen der Dünensande aus dem nordafrikanischen Bereich und den Namibsanden sind die sehr gute Zurundung und die deutliche Mattierung der Schwermineralkörner. Grundlegend verschiedene qualitative Merkmale der Schwermineralassoziationen erlauben nur in beschränktem Maße einen morphoskopischen Vergleich der Namibsande mit jenen der Südsahara und der Sahelzone. Die Resistenz von Pyroxenen gegenüber mechanischer Beanspruchung durch Transport ist gering; folglich ist die Zurundung bei Pyroxenen nach sehr viel kürzeren Transportdistanzen erkennbar als bei den stabilen Schwermineralen. Aussagen über den Grad der Transportbeanspruchung aus der Analyse der Kornform und Oberflächentracht der Dünensandkörner können darüberhinaus nur in Zusammenhang mit den morphoskopischen Charakteristika des jeweiligen Ausgangsmaterials erfolgen. Sowohl in den Dünensanden der Südsahara und Sahelzone, als auch in den Dünensanden der Namib sind Kornform und Oberflächentracht im wesentlichen aus den anstehenden, detritischen Sedimentgesteinen ererbt.

#### 4.1.3. Dünensande aus der Taklamakan (W-China)

Aus dem der Wüste Taklamakan standen 50 Proben für die Schwermineralanalyse zur Verfügung. Zunächst soll in den folgenden Tabellen eine Übersicht der Schwermineralverteilung und ein Vergleich der eigenen Untersuchungsergebnisse mit jenen der chinesischen Bearbeiter gegeben werden. Da es sich bei den Proben aus der Taklamakan ausschließlich um Dünensande handelt, entfällt hier eine Unterteilung in verschiedene Substrattypen. Auch hier schränken regionale Variationen des Schwermineralgehaltes und der Schwermineralspektren die Aussagekraft der errechneten Mittelwerte stark ein.

Der Vergleich der eigenen Untersuchungsergebnisse mit jenen der chinesischen Bearbeiter stellt insofern ein Problem dar, als wichtige Angaben zur untersuchten Korngrößenklasse oder zum Trennverfahren fehlen. Unklar ist zudem, was in den Zähllisten von ZHU ZHENDA und Mitarbeitern unter der Bezeichnung "Aeolian Minerals" verstanden wird, die immerhin 17.4% der Schwermineralspektren ausmachen. Um den Vergleich der Ergebnisse zu ermöglichen, wurden die o.g. Minerale aus den Zähllisten gestrichen und die verbleibenden Schwerminerale auf 100% umgerechnet.

Innerhalb der Schwerminerlassoziationen der Taklamakan-Sande dominiert an allen Stellen die Gruppe der instabilen Minerale mit Anteilen zwischen 72.8% und 90.9%. Innerhalb dieser Gruppe überwiegt die Grüne Hornblende durchgängig mit durchschnittlich 64.7%. Braune Hornblende ist nur in sehr geringen Anteilen (0.5% - 1.0%) vertreten. Weiterhin treten in größeren Anteilen Epidot (meist Pistazit), Pyroxen (meist Klinopyroxen) und Granat auf. Die restlichen 10.0% verteilen sich den eigenen Ergebnissen nach zu gleichen Teilen auf die Gruppen der stabilen und metamorphen Minerale sowie auf die Rest-Gruppe.

Unter den metamorphen Mineralen tritt Disthen gegenüber Staurolith seltener auf. Unter den Stabilen tritt Rutil (0.1%) in der Häufigkeit hinter Zirkon (1.5%) und Turmalin (1.0%) zurück. Unter den Turmalinen sind, wie in den Namib-Sanden, fast ausschließlich grüne und braune Exemplare vertreten. Blaue und rote Varietäten, wie sie in den saharischen Sanden teilweise zu finden sind, fehlen hier völlig.

In der Rest-Gruppe sind bei den eigenen Untersuchungen die Minerale Sillimanit, Titanit, Baryt, Chlorit zusammengefaßt. Diese Minerale treten in den Zähllisten der chinesischen Arbeiter in größerer Häufigkeit auf als in den eigenen Listen. Da die Glimmer (meist Muskovit) in fast allen Proben der Taklamakan auftreten, werden sie in der Tabelle innerhalb der Rest-Gruppe gesondert aufgeführt; in der graphischen Darstellung werden sie jedoch der Rest-Gruppe zugeordnet.

Tab. 12: Schwermineralgehalte (Gew.-%) und Häufigkeitsverteilungen der Schwerminerale (Korn-%) in Dünensanden der Taklamakan

	Eigene Untersuchung:	ZHU ZHENDA * et al. (1986):
Schwermineralgehalt	2.7	ca. 10%
Zirkon	1.5	0.9
Turmalin	1.0	-
Rutil	0.1	0.2
Disthen	0.1	-
Staurolith	1.2	-
Granat	7.3	2.3
Epidot	8.5	5.6
Amphibol	67.2	62.1
Pyroxen	7.9	2.8
Glimmer	5.1	20.9
Rest	0.1	5.2
Opake:	25.0	?

\* Die Angaben von ZHU ZHENDA et al. beziehen sich auf die südliche Taklamakan.

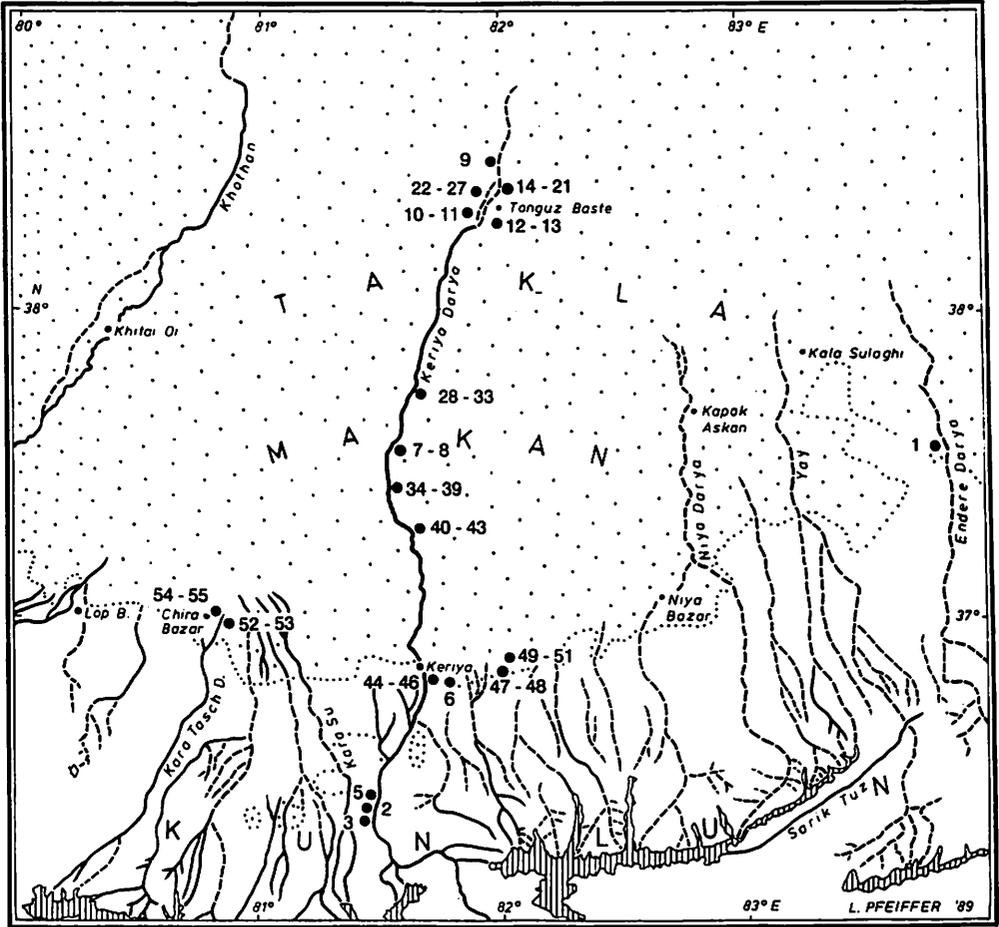
Tab. 13: Anteile der einzelnen Stabilitätsgruppen (in %)

	Eigene Untersuchung:	ZHU ZHENDA et al. (1986):
STABIL	2.6	1.1
METAMORPH	1.3	-
INSTABIL	90.9	72.8
REST	5.2	26.1

Unterschiede zu den Ergebnissen von ZHU ZHENDA et al. (1986) bestehen weniger hinsichtlich der qualitativen Merkmale der Schwermineralspektren als in den Häufigkeitsanteilen einzelner Schwerminerale. Neben geringfügigen Abweichungen zwischen den Mineralen Granat, Epidot und Hornblende fällt zunächst die große Diskrepanz im Glimmergehalt auf, die nach Ansicht des Verfassers ihre Ursache wohl in unterschiedlichen Verfahrensweisen bei den Laborarbeiten und bei der Auszählung der Präparate findet. Da unter den Glimmern vor allem Muskovit mit seinem spezifischen Gewicht an der Grenze zwischen Leichtmineralen und Schwermineralen ( $d = 2.77 - 2.88$ ) liegt und oft in großen Körnern auftritt, ist er in seiner Häufigkeit stark von der Trennmethode und der untersuchten Korngröße abhängig. Darüber hinaus ist das Ergebnis der Auszählung unter dem Mikroskop in hohem Maße davon abhängig, ob die Angaben in Kornprozent oder in Flächenprozent des untersuchten Präparates erfolgen. Bei Angaben in Flächenprozent wird die Häufigkeit der meist in großen, plattigen Körnern auftretenden Glimmer stark heraufgesetzt.

Weitere Unterschiede ergeben sich im Hinblick auf das Mineral Staurolith, das in den Zähllisten der chinesischen Bearbeiter an keiner Stelle auftaucht. Der durchschnittliche Staurolithgehalt ist zwar recht gering; Staurolith kann jedoch an einigen Lokaltäten auch in größerer Häufigkeit auftreten. Da zwischen den Resultaten der Bearbeiter ansonsten gute Übereinstimmung herrscht, ist davon auszugehen, daß Staurolith von den chinesischen Bearbeitern in die nicht näher beschriebenen Gruppe der "Aeolian Minerals" gestellt wird.

Die Zusammensetzung der Schwermineralspektren ist in den Sanden der Taklamakan nur geringen regionalen Schwankungen unterworfen.



47 - 48 Probennummer

 Quartäre Lockersedimente

 Perennierende Flüsse

 Periodische / Episodische Flüsse

 Gletscher über 5000m NN

Abb. 9: Taklamakan: Karte der untersuchten Lokalitäten.

In Abb. 10 sind daher Schwermineralgesellschaften dargestellt, wie sie für die betreffenden Lokalitäten als typisch angesehen werden können. Die Karte der Schwermineralassoziationen zeigt, daß lediglich Staurolith größeren regionalen Häufigkeitsschwankungen unterliegt. Staurolith erreicht in den Einflußbereichen der Flüsse Kerya Darya und Endere Darya im Mittel Anteile von 1.2% des Gesamtspektrums. An der Lokalität Nr. 5 tritt er allerdings in Anteilen von 8.0% bzw. 16.0% auf. Auch die Dünensande der nahegelegenen Lokalität Nr. 4 besitzen überdurchschnittlich hohe Gehalte an Staurolith (1.0%-4.0%). Offensichtlich zeigt die Zunahme des Stauroliths in den Schwemmsanden des Hetian (Abb. 9) einen Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung des Liefergebietes an, die jedoch nur kleinräumig die Zusammensetzung der Dünensandspektren beeinflusst.

Die Dünensande der Taklamakan besitzen einen durchschnittlichen Schwermineralgehalt von 2.7%, wobei die Werte im einzelnen zwischen 0.03% und 17.61% schwanken. ZHU ZHENDA et al. (1986, S.39) kommen zu deutlich höheren Schwermineralgehalten von etwa 10.0%.

Ähnlich den Dünensanden der Namib ist auch in den Sanden der Taklamakan der Schwermineralgehalt größeren regionalen Variationen unterworfen. Sehr niedrige Schwermineralgehalte von 0.5-1.0% weisen die Dünensande der Lokalitäten 1, 2, 4, 6, 7, 9, 10, 14 und 15 auf (vgl. Abb. 10)). Die höchsten Schwermineralgehalte zwischen 11.17% - 17.61% werden in den südlichen Randbereichen an den Lokalitäten 5 und 8 erreicht.

Die Erklärung des räumlichen Verbreitungsmusters des Schwermineralgehaltes kann auf drei Arten erfolgen. Zunächst könnten Verwitterungsprozesse auf den Dünen die instabilen Schwerminerale in der Häufigkeit reduziert haben und so den Gesamtschwermineralgehalt der Sande verringern. Sehr schwermineralarme Proben müßten demnach auch geringe Anteile leicht verwitterbarer Schwerminerale aufweisen. Die untersuchten Proben zeigen keinen derartigen Zusammenhang. So ist Granat, als eines der verwitterungsempfindlichsten Schwerminerale in seinen Häufigkeitsanteilen völlig unabhängig vom Gesamtschwermineralgehalt der Proben. Zudem erscheinen die Granate, wie auch alle anderen Schwerminerale durchweg sehr frisch und ohne erkennbare Korrosionsbuchten als Anzeiger stärkerer chemischer Verwitterung. Darüber hinaus

begünstigen die klimatischen Rahmenbedingungen der Taklamakan die Prozesse der physikalischen gegenüber der chemischen Verwitterung weit mehr.

Wahrscheinlicher ist es, daß ein Nachlassen der Transportkraft der Schmelzwasserflüsse mit dem Eintritt in die Taklamakan zur Sedimentation der schweren Gemengteile aus der Sedimentfracht geführt hat. Die gebirgsnahen Sedimente wären somit schon vor Beginn der Dünenbildung schwermineralreicher als diejenigen der zentralen Taklamakan. Diese fluviiale Transportsonderung nach dem spezifischen Gewicht der Minerale hat sicherlich die ursprüngliche Verteilung des Schwermineralgehaltes im Untersuchungsgebiet wesentlich mitbestimmt.

Zusätzlich können die fluviial angelieferten Sedimente auch im Zeitraum nach ihrer Sedimentation im Zuge der Mobilisierung und der nachfolgenden Aufwehung zu Dünenkörpern eine relative Anreicherung ihrer schweren Gemengteile erfahren haben. Deflation der Dünenoberfläche hätte eine zusätzliche Abfuhr kleiner Korngrößen und leichter Gemengteile von den Dünenoberflächen zur Folge. Folgt man der These, daß junge Dünensande als Auswehungsprodukte älterer Sandquellen wenig Schwerminerale enthalten und ältere, unter stärkeren Winden aufgewehte oder stark ausgeblasene Dünensande schwermineralreicher sind, so ergibt sich aus den Schwermineralgehalten die relative Altersabfolge der Dünensande.

Betrachtet man man unter diesem Gesichtspunkt das Verteilungsmuster der Schwermineralgehalte, so stellt man fest, daß in der Taklamakan Lockersedimente mit hohen und solche mit niedrigen Schwermineralgehalten meist in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander liegen. Daraus läßt sich folgern, daß sich die Dünenbildung in unmittelbarer Nähe zu lokalen Sandquellen vollzogen hat.

Einen sicheren Beleg für diese Vermutung bietet die Gegenüberstellung der Lokalitäten Nr.4 und Nr.5, nahe Chira Bazar. In den Schwermineralspektren beider Lokalitäten treten die gleichen Komponenten auf. Zusätzlich ist ausschließlich an diesen Lokalitäten Staurolith überdurchschnittlich häufig vertreten. Der Vergleich der Schwermineralgehalte beider Proben zeigt dagegen eine Differenz von mehr als 10.0%, die sich daraus erklärt, daß die Sande der Lokalität Nr.5 das Ausgangsmaterial der nahegelegenen

äolischen Sedimente der Lokalität Nr. 4 dargestellt haben und folglich schwermineralreicher und grobkörniger sind.

Auch an den anderen Lokalitäten deuten große Gegensätze im Schwermineralgehalt bei gleichzeitig fast identischer Ausprägung der Schwermineralspektren an, daß bereits vorhandene Lockersedimente an den untersuchten Lokalitäten das Ausgangsmaterial für die Aufwehung jüngerer Dünen in deren unmittelbarer Umgebung darstellen.

Ebenso wie der Schwermineralgehalt sollte auch die Korngrößenverteilung der Sande die Alterabfolge der Dünenbildungsphasen nachvollziehen lassen. Mehrfach remobilisierte und zu Dünenkörpern aufgewehte Sande sollten einerseits immer schwermineralärmer und gleichzeitig immer feinkörniger werden. Folglich würde der Schwermineralgehalt und die mittlere Korngröße eines Dünenandes nicht allein kennzeichnen, über welche Distanz er transportiert worden ist, sondern unter Umständen auch, wieviele Dünenbildungsphasen er bereits durchlaufen hat.

Solche Zusammenhänge lassen sich freilich nur nachweisen, wenn die Ursprungsgesteine der Dünenande noch keine "Vorsortierung" durch früherer Sedimentationszyklen erfahren haben. Dünenande, die in genetischer Beziehung zu alten detritischen Sedimentserien stehen, wie etwa die Dünenande der Namib oder der Südsahara und der Sahelzone, lassen den Zusammenhang zwischen mittlerer Korngröße und Schwermineralgehalt weit schwerer erkennen als Dünenande der Taklamakan, deren Ausgangsmaterial aus der Erosion junggefalteter Gesteine stammt und deren vorangegangene fluviale Transportbeanspruchung vergleichsweise gering war.

Die Gegenüberstellung des Mittelwertes der Korngrößenverteilung nach BESLER (im Druck) und des Schwermineralgehaltes zeigt in der Tat einen deutlichen Zusammenhang beider Meßgrößen in den ausgewählten Proben. Hohe Schwermineralgehalte gehen einher mit zunehmender Grobkörnigkeit der Sande.

Auch die qualitative Zusammensetzung der Schwermineralspektren zeigt Abhängigkeiten von der mittleren Korngröße der Sedimente. Die hohen Staurolithgehalte in den Proben T 54 und T 55 (Lokalität Nr. 4) zeigen positive Korrelationen zu den hohen Mz-Werten von 0.156 mm (T 54) und 0.185 mm (T 55). Wiederum sind die

Proben T 52 (Mz: 0.139 mm) und T 53 (Mz: 0.038 mm) der benachbarten Lokalität Nr. 5 deutlich feinkörniger und an Stauroolith verarmt.

Tab. 14: Mittlere Korngröße (Mz) von Dünensanden der Taklamakan

Probe:	Mz (mm):	Probe:	Mz (mm):	Probe:	Mz (mm):
T 1	0.080	T 20	0.148	T 39	0.256
T 2	0.054	T 21	0.114	T 40	0.173
T 3	0.063	T 23	0.165	T 41	0.106
T 5	0.108	T 24	0.153	T 42	0.085
T 6	0.070	T 25	0.217	T 44	0.146
T 7	0.197	T 26	0.151	T 45	0.178
T 8	0.134	T 28	0.152	T 46	0.031
T 9	0.098	T 29	0.117	T 47	0.209
T 10	0.135	T 30	0.143	T 48	0.194
T 11	0.131	T 31	0.092	T 49	0.158
T 12	0.161	T 32	0.200	T 50	0.028
T 13	0.151	T 33	0.110	T 51	0.172
T 14	0.137	T 34	0.031	T 52	0.139
T 15	0.137	T 35	0.061	T 53	0.038
T 16	0.180	T 36	0.133	T 54	0.156
T 17	0.123	T 37	0.187	T 55	0.185
T 19	0.101	T 38	0.166		

Tab. 15: Mittlere Korngröße (Mz) und Schwermineralgehalt in Dünensanden der Taklamakan

Mz (mm):	SM-Gehalt (%):	Anzahl der Proben:
< 0.063	0.14	7
0.063 - 0.100	0.29	5
0.100 - 0.125	0.74	7
0.125 - 0.150	1.78	10
0.150 - 0.200	5.04	18
> 0.200	7.09	3

Variationen der Häufigkeiten anderer Schwerminerale in Abhängigkeit von der mittleren Korngröße der Sedimente konnten in den Sanden der Taklamakan nicht beobachtet werden.

Die morphoskopischen Merkmale der Dünensande aus der Taklamakan deuten im Vergleich aller untersuchten Dünensande die geringste Transportbeanspruchung an. Die Mineralkörner zeigen zwar durchgehend Transportspuren, insgesamt ist der Anteil gut gerundeter Mineralkörner am Gesamtspektrum der Taklamakan-Sande mit durchschnittlich 25% aber weitaus geringer als in den Dünensanden der Namib, der Südsahara und der Sahelzone. Die Ursache der geringeren Zurundung liegt einerseits in der geringeren mechanischen Beanspruchung der Mineralkörner im Zuge des fluvialen Transportes durch die Schmelzwasserflüsse. Hinzu kommt, daß der überwiegende Teil der Schwermineralspektren durch die Grüne Hornblende gebildet wird, die gegenüber mechanischer Beanspruchung recht stabil ist.

Als Hauptursache des geringen Rundungsgrades der Dünensande in der Taklamakan ist jedoch anzuführen, daß es sich bei ihren Herkunftsgesteinen nicht um alte Sedimentgesteine handelt, die bereits mehrere Sedimentationszyklen durchlaufen hatten, ehe sie das Ausgangsmaterial zur Dünenbildung stellten.

Beobachtungen in äolisch transportierten, südsaharischen Dünensanden zeigen, daß die Hornblenden bei Saltationstransport auf Grund ihrer guten Spaltbarkeit nach der Fläche 110 eher zum Zerfall in längliche, unregelmäßige Bruchstücke neigen, als zur Ausbildung regelmäßiger, runder Formen. Letzere sind jedoch häufig in den Taklamakan-Sanden anzutreffen. Die Rundung der Hornblenden ist hier in erster Linie auf fluviale Transportbeanspruchung zurückzuführen. Die Kornoberflächen der Mineralkörner erscheinen glatt und wenig mattiert. Diese Beobachtung bestätigt, daß die Transportdistanzen der Taklamakan-Dünensande im Zeitraum nach ihrer Aufwehung aus den Alluvionen gering waren. Die relativ kleine Probenzahl erlaubt es nicht, die Aussagen zum Grad der äolischen Überformung auf den gesamten Raum der Taklamakan zu übertragen; in den zentralen Bereichen des Tarim-Beckens kann der Grad der mechanischen Abrasion weitaus höher sein, wie es auch CAILLEUX (1972) durch seine morphoskopischen Untersuchungen an Sanden der Taklamakan nachweisen konnte.

Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse an Dünensanden der Taklamakan lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Die primäre Anlieferung der älteren Sande hat offensichtlich auf fluvialen Weg über die Schmelzwasserflüsse stattgefunden. Im Zuge des fluvialen Transportes kam es zu einer ersten Dichtesortierung der Sedimentfracht, so daß in den gebirgsnahen Teilen der Taklamakan schwermineralreichere Sande anzutreffen sind, als in den zentralen Teilen. Auch der Grobmaterialanteil dieser schwermineralreichen Sande ist vergleichsweise hoch. Im Zuge der äolischen Mobilisierung der Sande und ihrer nachfolgenden Aufwehung zu Dünen kam es zu einer weit effektiveren Dichtesortierung als während der vorangegangenen fluvialen Anlieferung.

Das Ausgangsmaterial der Dünenbildung entstammt der intensiven Deflation der älteren, fluvial antransportierten Sedimente. Die jüngeren Auswehungsprodukte sind folglich überwiegend aus leichten und feinen Bestandteilen aufgebaut, da diese in ihren Herkunftsgebieten am ehesten durch den Wind mobilisiert werden konnten. Diese Dünen können ihrerseits wieder das Ausgangsmaterial für nachfolgende Dünenbildungen bereitstellen, so daß die Dünensande umso feinkörniger und umso schwermineralärmer werden, je öfter sie in Dünenbildungsprozesse miteinbezogen waren. Die absolute Transportdistanz der Sande während der Dünenbildung ist dabei für das Zustandekommen eines bestimmten Schwermineralgehaltes von untergeordneter Bedeutung. Darüber hinaus ist die Dünenbildung in der Taklamakan immer nur mit kleinräumiger äolischer Sandverlagerung einhergegangen.

Zu betonen ist auch für die Taklamakan, daß Veränderungen des Schwermineralgehaltes in den Dünensanden in keiner Weise die qualitative Zusammensetzung der Schwermineralspektren beeinflussen. Diese Erscheinung macht es erst möglich, aus der Häufigkeitsverteilung jüngerer Dünensande einer Lokalität ohne weiteres noch den engen räumlichen Bezug zu älteren Lockermaterialquellen in deren unmittelbarer Nähe herzustellen.

Ob sich die Dünenbildung in einer zusammenhängenden Phase erhöhter Windaktivität vollzogen hat oder in mehreren, aufeinanderfolgenden Perioden, läßt sich auch hier durch die Schwermineralanalyse nicht mit Sicherheit klären. Die Schwermineralgehalte und die mittleren Korngrößen deuten eher eine kontinuierliche Zunahme mit dem Dünenalter an. Daher haben in der Taklamakan die

Prozesse der Dünenbildung eher über lange Zeit unter sehr einheitlichen Formungsbedingungen stattgefunden als in aufeinanderfolgenden Phasen erhöhter äolischer Aktivität. Dünengenerationen als Anzeiger arider Phasen, die durch Bodenbildungen als Zeugen feuchtzeitlicher Klimabedingungen eine klare Trennung voneinander erfahren, lassen sich in der Taklamakan nicht nachweisen.

Verwitterungsprozesse im Zeitraum nach der Dünenbildung sind im Hinblick auf Veränderungen des Schwermineralgehaltes oder der Schwermineralassoziationen in den Dünensanden der Taklamakan von keiner Bedeutung.

#### 4.2. Die untersuchten Profile aus Südsahara, Sahelzone und Sudanzone und ihre analytische Kennzeichnung

Der größte Teil der untersuchten Dünensande stammt aus der Südsahara, der Sahelzone und der nördlichen Sudanzone von Niger und Burkina-Faso. Eine Übersicht der Schwermineralgesellschaften in den Dünensanden von Niger, Burkina-Faso und jener der autochthonen Zersatzprofile von Togo wird in den Abb. 11 und 12 gegeben. In den Kreissektorendiagrammen wird dabei der Anteil der einzelnen Schwerminerale als Durchschnitt aller untersuchten Proben an den jeweiligen Lokalitäten dargestellt. Die Anzahl der untersuchten Proben schwankt von Lokalität zu Lokalität und ist aus der Beschreibung der Einzelprofile zu entnehmen. Die Bildung des arithmetischen Mittels aus den Häufigkeiten eines Schwerminerals in einem Profil erscheint insofern gerechtfertigt, als die Schwankungen um den Mittelwert vor allem in den Dünensandprofilen gering sind.

##### 4.2.1. Ost-Niger

###### Die Sande des Arbre du Ténéré

Das erste untersuchte Profil befindet sich östlich des Arbre du Ténéré im nördlichen Randbereich des Arbeitsgebietes (Abb. 13). Die Schwermineralassoziationen innerhalb dieses Profils repräsentieren nicht den typischen Dünensand des Ost-Niger, wie er etwa in der Umgebung der weiter östlich gelegenen Schichtstufen von

3.3.84 P 1,2,3

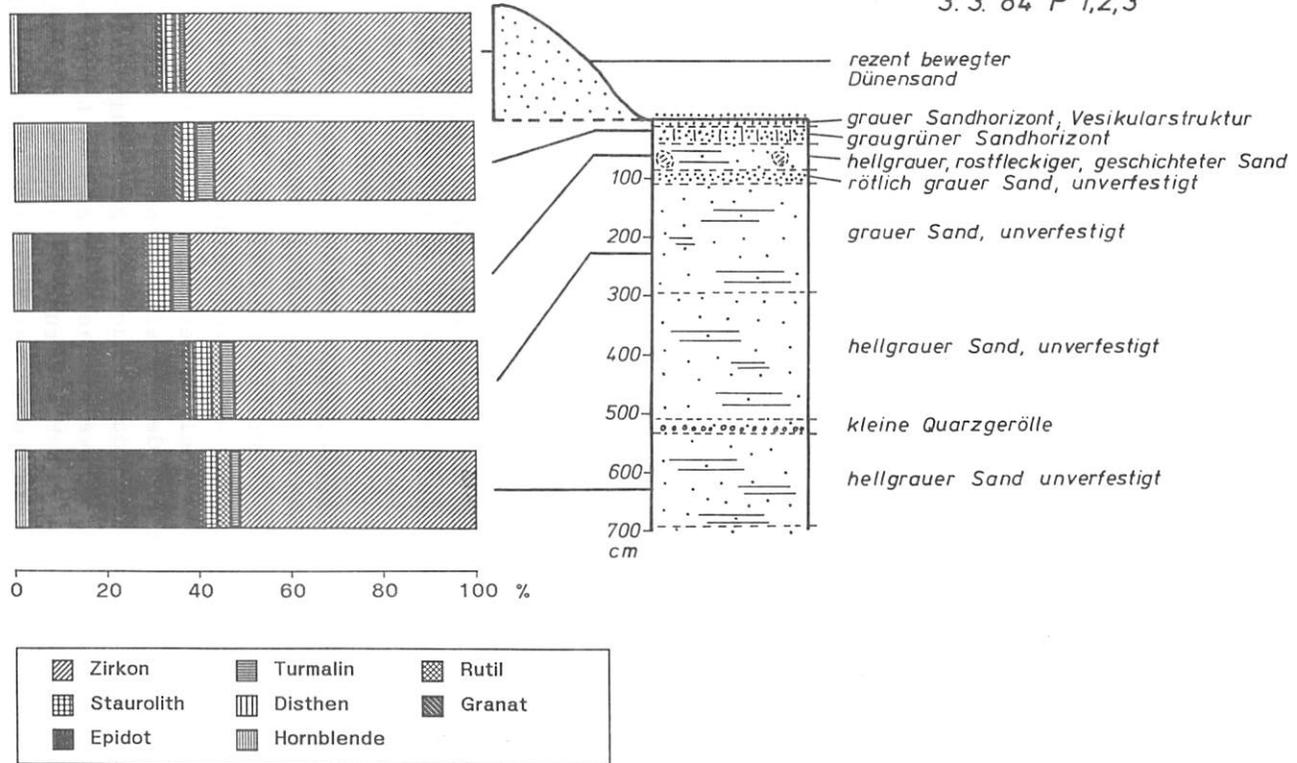


Abb. 13: Schwermineralspektrum: Bohrung 20 km östlich Arbre du Ténéré.

Fachi und Dibella auftritt. Der Schwermineralgehalt liegt mit Werten zwischen 0.06% und 0.13% zwar im Durchschnitt aller Dünensande des südsaharischen Bereiches, jedoch treten innerhalb der Schwermineralspektren überdurchschnittlich hohe Anteile instabiler Schwerminerale, wie Granat, Epidot und Grüne Hornblende auf. Während die Epidote mäßig bis gut gerundet sind, treten die Granate in deutlich frischeren, mechanisch geringer beanspruchten Exemplaren auf. Die Ursache hierfür liegt wohl in der größeren Transportresistenz der Granate. Die Grüne Hornblende ist in prismatischer bis unregelmäßiger Form vertreten. Zirkon, Turmalin, Rutil und Staurolith sind in konstanten Anteilen zwischen 50% und 60% des Gesamtspektrums vertreten. Der Anteil idiomorpher Zirkone ist mit 11.0% überdurchschnittlich hoch. Das Verhältnis Zirkon/Rutil : Turmalin/Staurolith (ZR/TS) liegt im Mittel bei 40.0:9.0. Die Körner sind überwiegend gut gerundet und als typische Dünensandkomponenten zu bewerten. Der Anteil der Opaken liegt in allen Proben zwischen 46% und 54%.

Auffällig ist die Homogenität der Schwermineralspektren über die recht große vertikale Erstreckung des Profils. Auch die Medianwerte der Korngröße weichen innerhalb des Profils kaum voneinander ab; sie liegen zwischen 0.065mm und 0.085mm.

Die Schwermineralspektren und morphoskopischen Merkmale der Sande deuten auf einen fluvialen Charakter des Sedimentpaketes. Hohe Gehalte instabiler Schwerminerale legen dabei die Vermutung nahe, daß die primäre Anlieferung der Sande entlang älterer Entwässerungslinien aus den weiter westlich gelegenen Bereichen des Air-Gebirges stammen.

In der Tat weisen die Schwermineralassoziationen von Wadi-Sedimenten und Festgesteinen des östlichen Air (Abb. 14), wenn auch in unterschiedlichen Häufigkeitsanteilen, die gleichen Schwermineralzusammensetzungen auf. Vor allem die Gehalte an Grüner Hornblende und Granat stellen besonders geeignete Anzeiger für den fluvialen Einfluß aus den Bereichen des Air mit seinen kristallinen Gesteinskomplexen dar. Auch der Schwermineralgehalt von 0.87% im oberen Profilverteil weist das kristalline Liefergebiet aus, in dem ständig eine Nachlieferung frischer Schwermineral Komponenten stattfindet. Offenbar ist es auf Grund wechselnder Sedimentationsbedingungen in P 1 vom 3.9.86 zu stärkeren Variationen des gegenseitigen Verhältnisses der Mineralarten gekom-

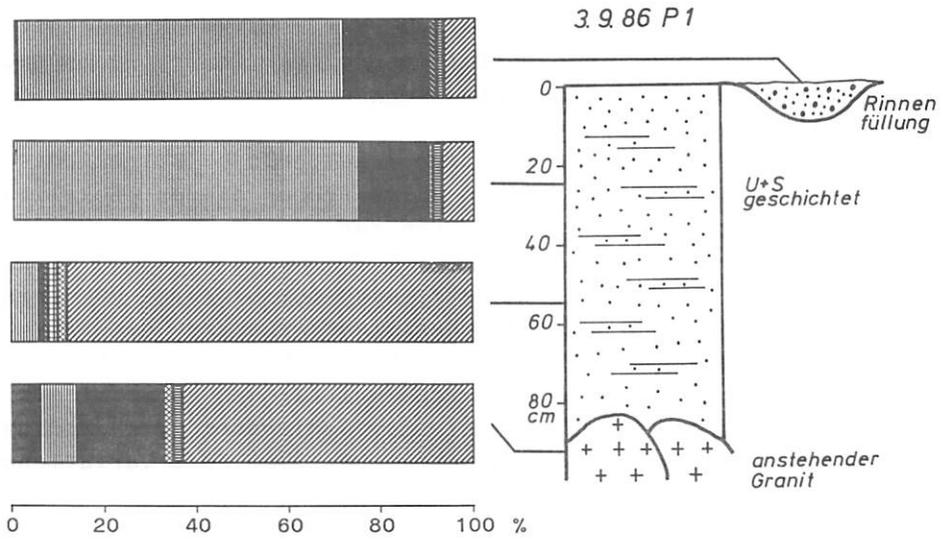


Abb. 14: Schwermineralspektrum: Granitplateau westlich Taroudj.

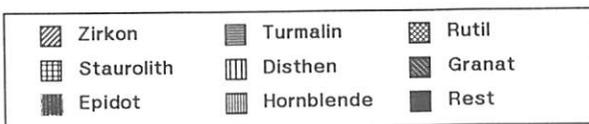
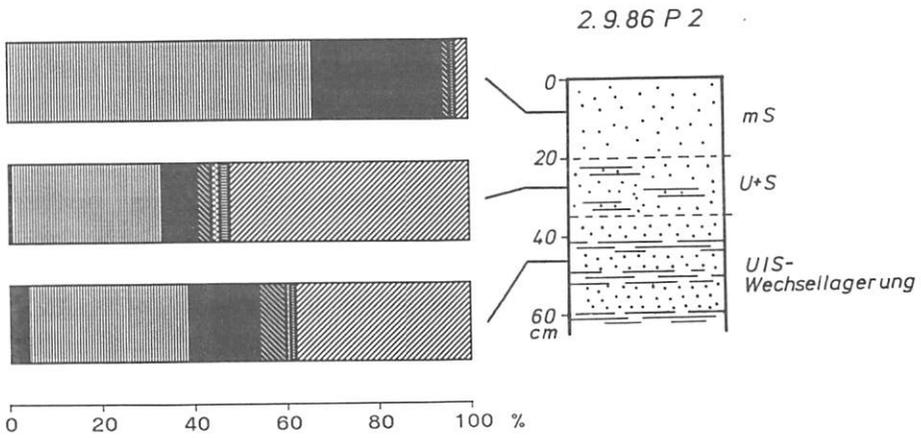


Abb. 15: Schwermineralspektrum: Wadi-Anschnitt im Air Vorland.

men. Auffällig ist hier vor allem die starke Häufigkeitsschwankung des Zirkons. Auch Deflationsprozesse im Zeitraum nach der Ablagerung des Sedimentpaketes können zu Verschiebungen der Häufigkeitsanteile einzelner Schwerminerale geführt haben. Die qualitative Ausprägung der Spektren zeigt jedoch keine Unterschiede innerhalb des Profils; in allen Proben dieser Lokalität treten die gleichen Schwermineralarten auf.

Im östlichen Vorland des Air setzt sich der Einfluß der Air-Mineralogie immer wieder in den Schwermineralspektren der fluvialen Sedimente durch (Abb. 15). Die Nähe zu ihrem Herkunftsgebiet dokumentiert sich neben den überdurchschnittlichen Schwermineralgehalten auch in der Grobkörnigkeit der Sedimente; der Medianwert von Probe 2/1 des 02.09.86 beträgt 0.137mm. Die Variationen innerhalb der Schwermineralspektren sind somit in erster Linie auf das Phänomen der Granularvariation zurückzuführen.

Der Vergleich der Schwermineralspektren in den Sedimenten des Air-Vorlandes mit jenen des Arbre du Ténééré (Abb. 13) zeigt, daß nach Osten hin der Einfluß des Air zunehmend durch Beimischung allochthoner Schwerminerale verwischt wird. Der Gesamtschwermineralgehalt und die Anteile instabiler Schwerminerale nehmen mit zunehmender Entfernung von Air Gebirge ab; ebenso der Medianwert der Korngröße. Gleichzeitig erfolgt eine Zunahme des Zirkonanteils.

In den Oberflächenproben aus Dünensanden zwischen dem Arbre du Ténééré und der Stufe von Fachi setzt sich dieser Trend fort; sie zeigen eine regelhafte Abnahme der Instabil-Gruppe, insbesondere des Anteils an Grüner Hornblende von ESE nach ENE (Abb. 16). Die Probe TE 02 wurde 10 km ENE' des Arbre du Ténééré entnommen; die Proben TE 04 und TE 06 stammen aus 36 km und 75 km Entfernung vom Arbre du Ténééré.

Man erkennt die stetige Abnahme der Hornblende, die im unmittelbaren Stufenvorland schließlich nur noch in Spuren vorhanden ist (vgl. Profil "Dogonboulo 5"). Als Ursache für die Häufigkeitsreduzierung der Grünen Hornblende ist neben der großen Entfernung zum Liefergebiet auch die starke Deflation der Sande im Zeitraum nach ihrer Ablagerung verantwortlich.

Die Epidot- und Granatgehalte zeigen keinen eindeutigen Bezug

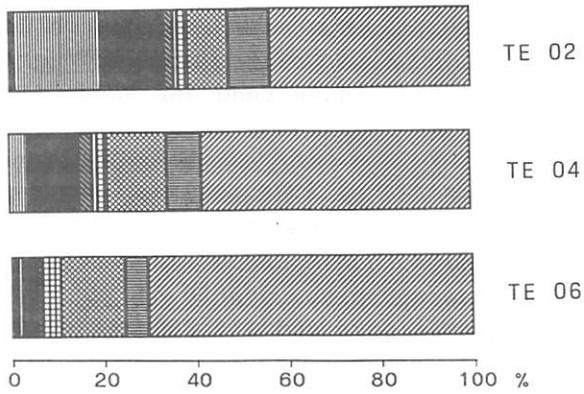


Abb. 16: Schwermineralspektren: TE 02; TE 04; TE 06.

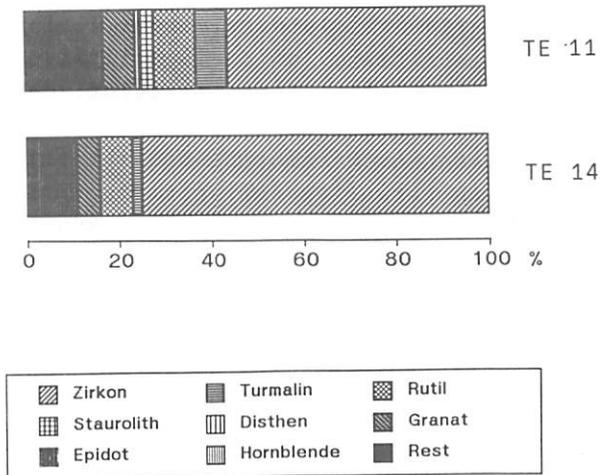


Abb. 17: Schwermineralspektren: TE 11; TE 14.

zwischen ihrer Häufigkeit und der Entfernung zum Air. Sie nehmen zunächst in Richtung auf die Stufe von Fachi ab, treten dort und weiter östlich davon jedoch wieder in größeren Häufigkeiten auf. Bei niedrigen Gehalten an Grüner Hornblende erfolgt in dieser Richtung eine zunehmende Annäherung der Schwermineralgesellschaften an diejenigen der Dünensande im Bereich der Stufe von Bilma (Abb. 17).

Die mit "TE" gekennzeichneten Proben wurden von BESLER (1989) granulometrisch und morphoskopisch analysiert. Die Ergebnisse weisen ebenfalls darauf hin, daß in der westlichen Ténéré die Deflation den Sandtransport und die Sandakkumulation übertrifft.

#### Die Schichtstufe von Fachi

In der Mitte der Verbindungsachse zwischen dem Arbre du Ténéré und der Schichtstufe von Bilma wurde ein weiteres Profil in der westlichen Vorlanddepression der Stufe von Fachi untersucht. Lakustrine Sedimente sind Zeugen früherer Seenphasen in Feuchtphasen des Quartärs. Die Stufe selber wird aus kreidezeitlichen Sandsteinen des Continental Intercalaire (C.I.) aufgebaut, dessen Schwermineralzusammensetzung an den Lokalitäten Bilma, Dibella und Agadem untersucht wurde. Abb. 11 zeigt, daß die Schwermineralspektren des C.I.-Sandsteins fast ausschließlich aus stabilen Schwermineralen bestehen. Metamorphe und instabile Schwerminerale machen insgesamt nur etwa 10% der Spektren aus. Die Sandsteine des C.I. weisen zudem über weite Strecken konstante Häufigkeitsanteile der Einzelminerale auf.

In Profil Dogonboulo 5 (Abb. 18) sind einige Parallelen zu den Schwermineralassoziationen aus Profil 1 erkennbar. Auch hier sind Granat, Epidot und Grüne Hornblende vertreten, allerdings nur noch mit einem Gesamtanteil von durchschnittlich 7.0% des Spektrums. Der Schwermineralgehalt liegt mit 0.05% deutlich unterhalb des Gesamtdurchschnitts aller südsaharischen und sahelischen Dünensande. Die morphoskopische Analyse ergab höhere Gehalte mättierter Schwerminerale.

Auffällig sind die deutlich erhöhten Gehalte von Rutil und Zirkon, denen geringere Anteile von Turmalin und Staurolith gegenüberstehen. Das Verhältnis ZR : TS liegt im Mittel bei

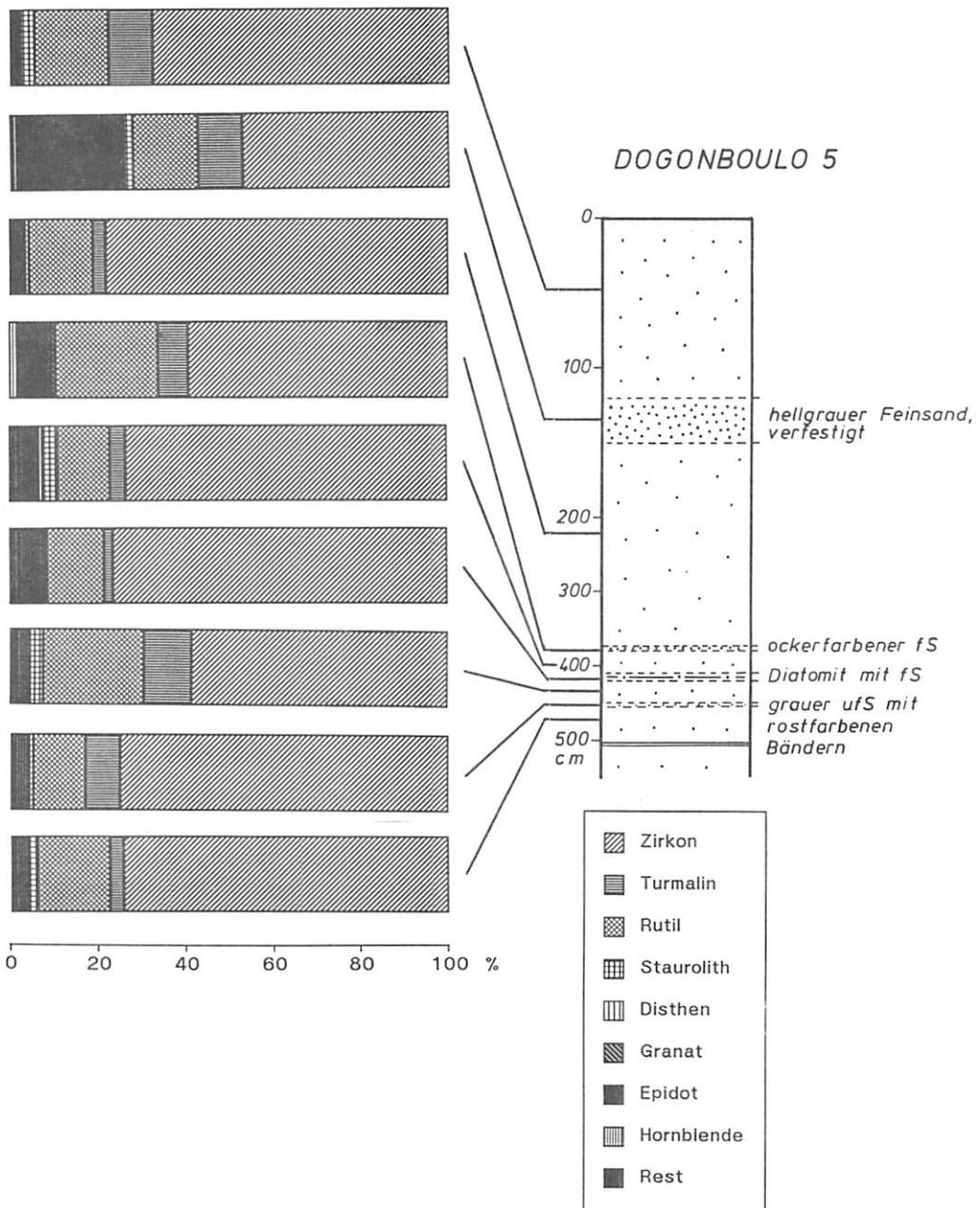


Abb. 18: Schwermineralspektrum: Vorlandsenke der Stufe von Fachi.

84.0 : 8.0; es ist jedoch größeren Schwankungen als in Profil 1 unterworfen. Dagegen ist der relative Anteil der Instabilen zueinander mit Ausnahme der obersten Profilstufen einigermäßen konstant. Die Beobachtungen führen zu der Annahme, daß eine Zufuhr allochthonen Materials aus östlicher bis nordöstlicher Richtung stattgefunden hat, wobei der im Lee des Nordostpassats gelegene Bereich der Vorlandsenke die Sedimentation der Dünen- sande begünstigte. Offensichtlich kamen dabei die Minerale hoher Dichte wie Zirkon und Rutil zuerst zur Ablagerung. Auch vertikale Variationen in der Schwermineralassoziationen deuten hier auf Sortierungsprozesse nach dem Äquivalenzprinzip hin, die auf variierende Windgeschwindigkeiten während der Sedimentation zurückgeführt werden können. Ein Zusammenhang zwischen ZR/TS-Verhältnis und Gesamtschwermineralgehalt läßt sich nicht feststellen.

Obwohl Form und Oberflächentracht der Schwerminerale große Transportdistanzen der Sande andeuten, ist nicht auszuschließen, daß ein Großteil der Schwermineralenkomponenten der Dünen- sande dem Zersatz des Stufengesteins entstammt. Festgesteinsproben der Stufe von Fachi liegen jedoch nicht vor, so daß der Nachweis einer autochthonen Beeinflussung der Dünen- sande im Vorland der Stufe von Fachi hier nicht geführt werden kann.

#### Die Schichtstufe von Bilma

Die Schwermineralassoziationen der Region Bilma zeichnen prinzipiell ein ähnliches Bild wie diejenigen der Region Fachi. VÖLKELE (1989, S.81f.) gibt eine detaillierte Beschreibung der Geländesituation und erkennt im Lee der Stufe von Bilma Dünenkörper unterschiedlichen Alters, die zum Teil tiefgreifend verwittert und durch Bodenbildungen überprägt sind (Abb. 19).

Die Schwermineralverteilungen sind auf den ersten Blick völlig identisch mit denen der Region Fachi. Das ZR/TS-Verhältnis liegt hier bei 86.0:8.0; unter den übrigen Schwermineralen dominieren Epidot und Staurolith. Der Schwermineralgehalt liegt bei 0.09%. Im Lee der Stufe von Bilma scheint aber eine deutlichere Variation dieser Meßgröße erkennbar (Abb. 20).

Die Proben des Profils 2 entstammen einer immobilen Leedüne im Stufenhangbereich. Die Schwermineralspektren lassen hier keinen

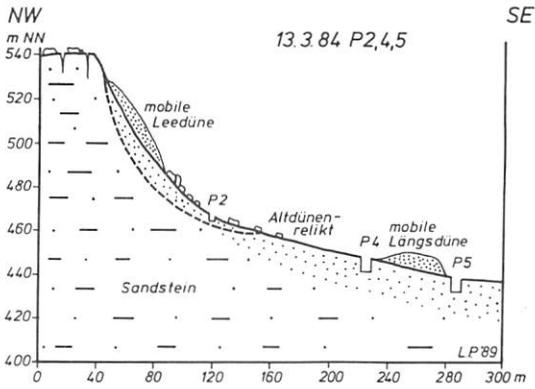


Abb. 19: Dünenrampe 4 km östlich Bilma (nach VÖLKEL 1989, S.82, verändert).

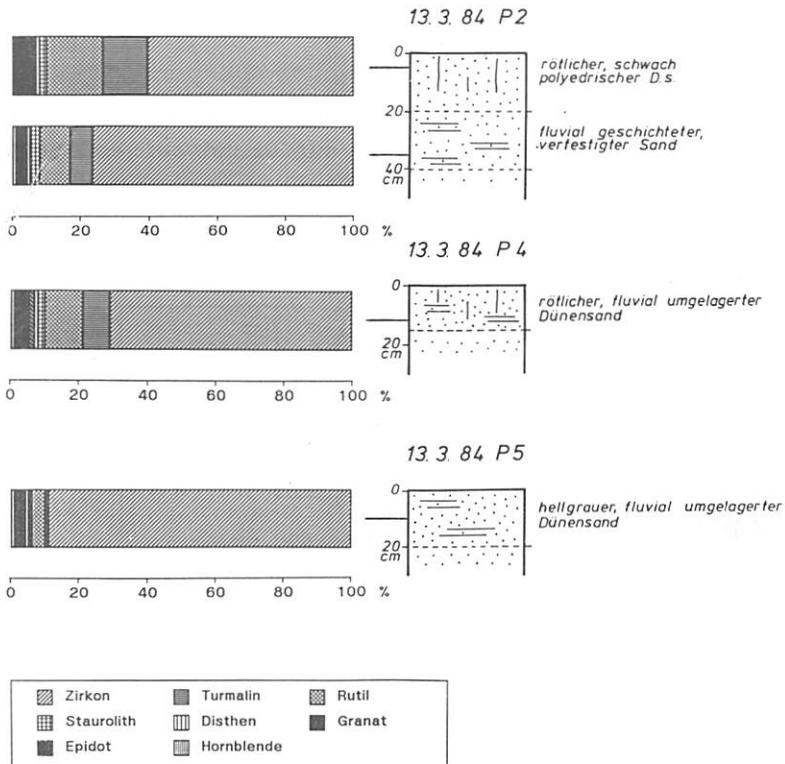


Abb. 20: Schwermineralspektren: 13.3.84 P 2; P 4; P 5.

Unterschied zum unterlagernden Altdünensand (P 4) erkennen. Anders verhält es sich in Profil 5. Verschiedene Anzeichen deuten hier auf einen Dünensand, der vermutlich unter stärkeren Paläowinden aufgeweht wurde. Zum einen übersteigt der Zirkongehalt mit 89.0% den Durchschnitt der Region Bilma um 14%, während Turmalin und Staurolith in der Häufigkeit stark zurückgehen. Außerdem steigt der Schwermineralgehalt in P 5 auf 0.20% an und ist damit mehr als doppelt so hoch wie in den Dünensanden der unmittelbaren Nachbarschaft. Auch der Median der Korngröße steigt von 0.040mm (2/1) auf 0.112mm (5/1) an und untermauert somit den Befund aus der Schwermineralanalyse.

Mobile Längsdünen in der Nähe von P 5 weisen zusätzlich darauf hin, daß hier die älteren Dünen das Ausgangsmaterial für die rezenten, hochmobilen Dünen gestellt haben können. Dabei stellen die Sande der jüngeren Dünen Auswehungsprodukte nahegelegener älterer Dünen dar. Sie sind folglich feinkörniger und schwermineralärmer.

In wenigen hundert Metern Entfernung von P 5 wurde ein fluviales Sediment (P 8) abgelagert, das auf Grund seines Schwermineral-

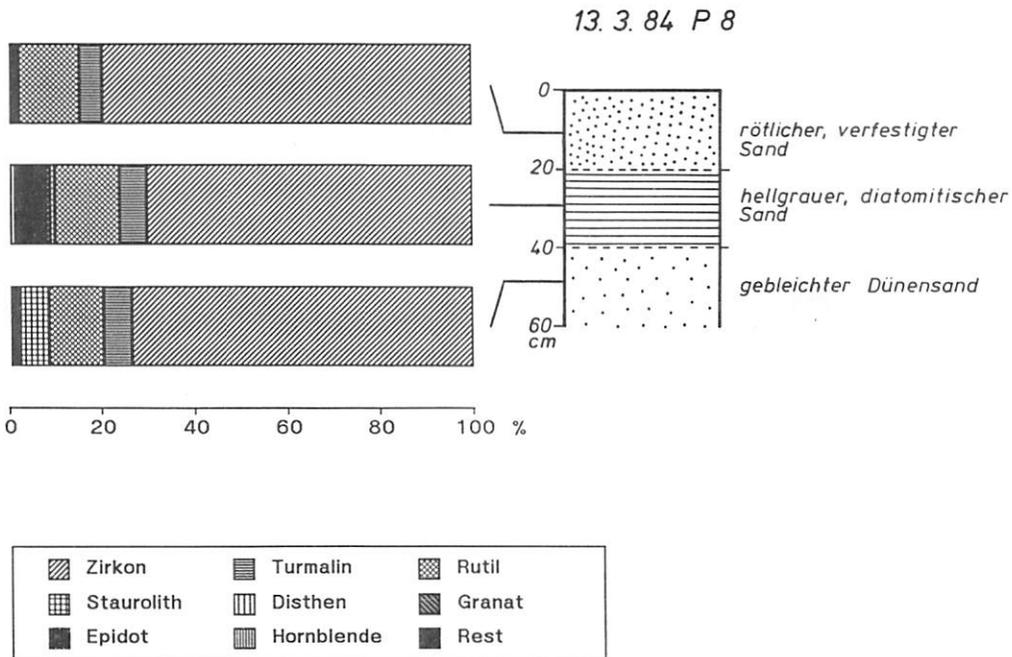


Abb. 21: Schwermineralspektrum: Wadi-Anschnitt 3 km östlich Bilma.

spektrums übereinstimmend mit VÖLKELE (1989, S.111) als Umlagerungsprodukt der Oberböden über der fossilen Düne des Stufenhangbereiches angesehen wird (Abb. 21). Für diese Annahme spricht zudem die Feinkörnigkeit des Sedimentes (Medianwert: 0.043mm).

Südlich der Stufe von Bilma ist ein weiterer Dünenkörper durch einen Wadi-Anschnitt tiefgreifend aufgeschlossen. Auch hier zeigen die Schwermineralspektren eine sehr homogene Ausprägung über die gesamte Vertikaldistanz. Die Wechsellagerung von Feinsandlagen und Kieseinschaltungen beeinflusst die Schwermineralführung nicht. Der Schwermineralgehalt (0.03%) entspricht dem der Proben aus P 8; lediglich der Granatgehalt liegt mit 8.8% deutlich über dem Durchschnitt dieses Bereiches (Abb. 22). Eine Materialzufuhr aus dem Anstehenden der Plateaubereiche oder des Stufenhanges ist nicht auszuschließen. So zeigt eine Festgesteinsprobe aus dem Bereich der Stufe von Bilma (TE 25), daß ein großer Teil von Schwermineralen der Dünenande auch im Anstehenden vorkommt. Allerdings schließen die Abwesenheit von Granat, ein Anteil von 20.0% idiomorpher Zirkone und ein Opakanteil von nur 26.0% den anstehenden Sandstein als Hauptquelle der umgebenden Dünenande aus (Abb. 23).

In den folgenden Ausführungen soll gezeigt werden, inwieweit ein Zusammenhang zwischen den Schwermineralassoziationen der Stufen-gesteine und der Dünenande auch an anderen Stellen des Arbeitsgebietes nachweisbar ist.

#### Die Schichtstufe von Dibella

An der Stufe von Dibella offenbart sich grundsätzlich die gleiche Situation wie im weiter nördlich gelegenen Bereich von Bilma (Abb. 24). Auch hier bedeckt eine verfestigte, alte Leedüne den Stufenhang und wird unterhalb des Stufenfirstes von einer mobilen Leedüne überzogen. Profil P 2 zeigt die Schwermineralverteilung innerhalb der Leedüne im Unterhangbereich, die hier, wie auch in den Profilen P 3 und P 5, von diatomitischen Lagen durchsetzt ist (Abb. 25 - 27). Die einheitliche Schwermineralführung der Sande erlaubt hier eine zusammenfassende Beschreibung.

Die Stabil-Gruppe bildet hier wiederum das Gros aller Schwerminerale. Das ZR/TS-Verhältnis liegt bei 88.0:6.0 und ist somit fast

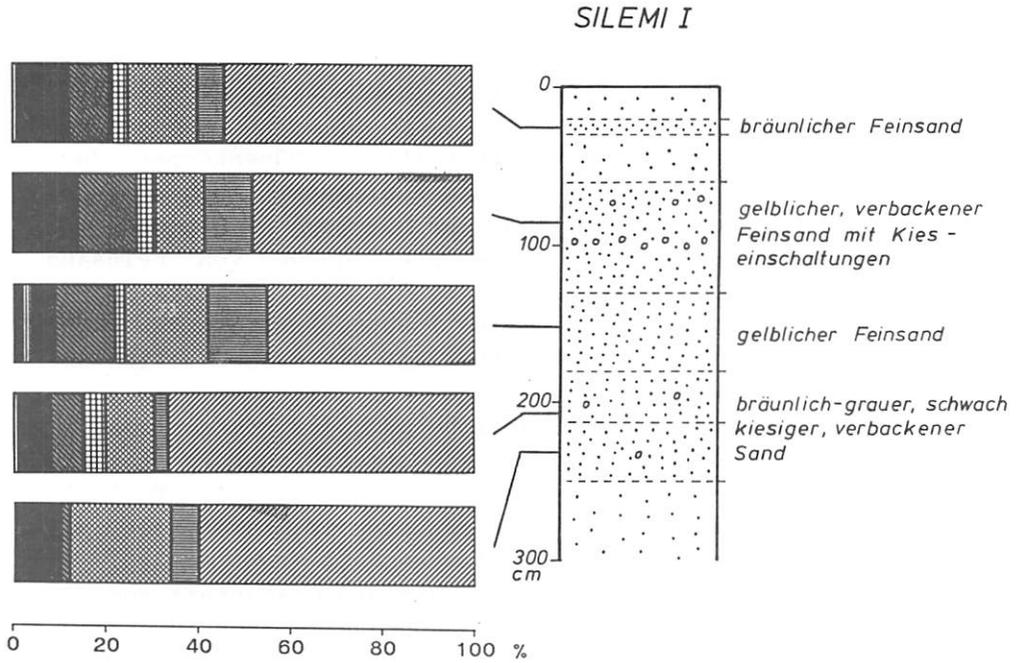


Abb. 22: Schwermineralspektrum: Wadi-Anschnitt südlich der Stufe von Bilma.

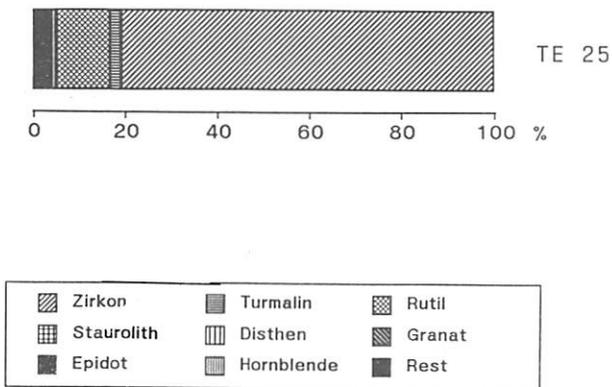


Abb. 23: Schwermineralspektrum: TE 25.

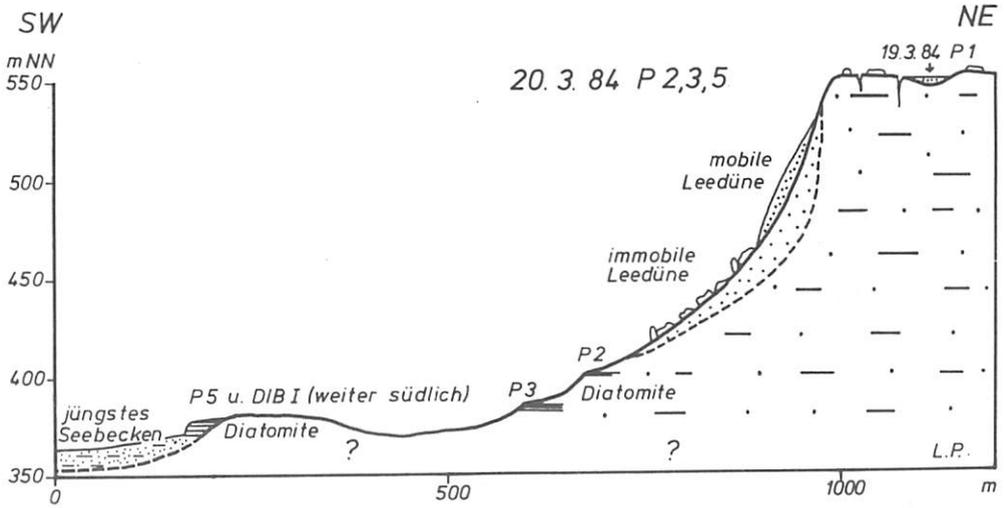


Abb. 24: Skizze der Stufe von Dibella und ihrer Vorlanddepression.

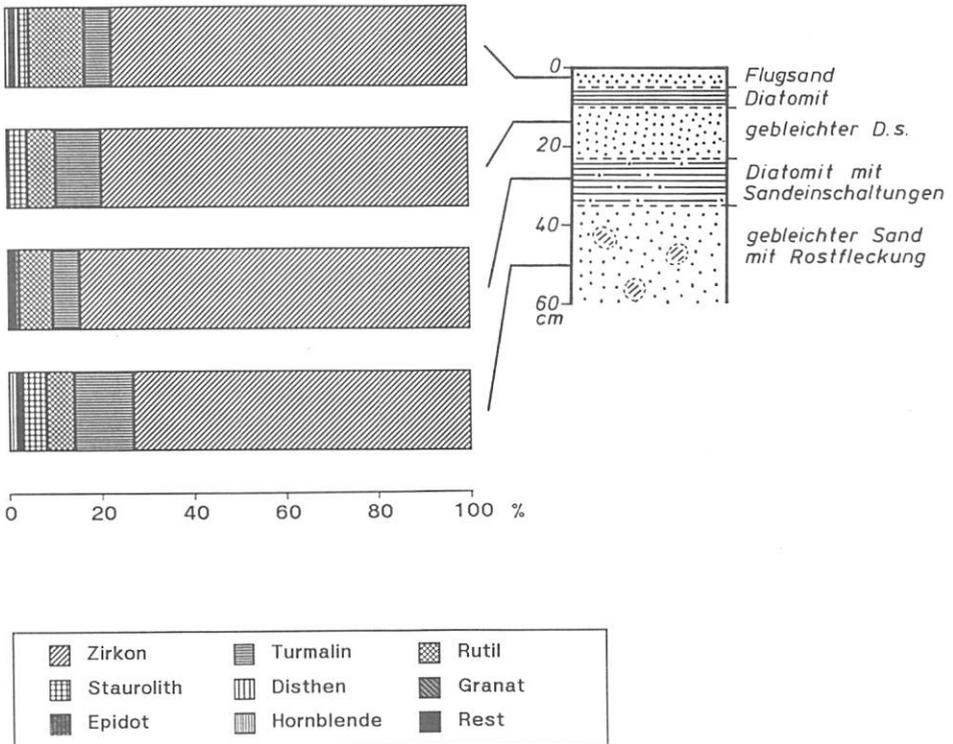


Abb. 25: Schwermineralspektrum: 20.3.84 P 2.

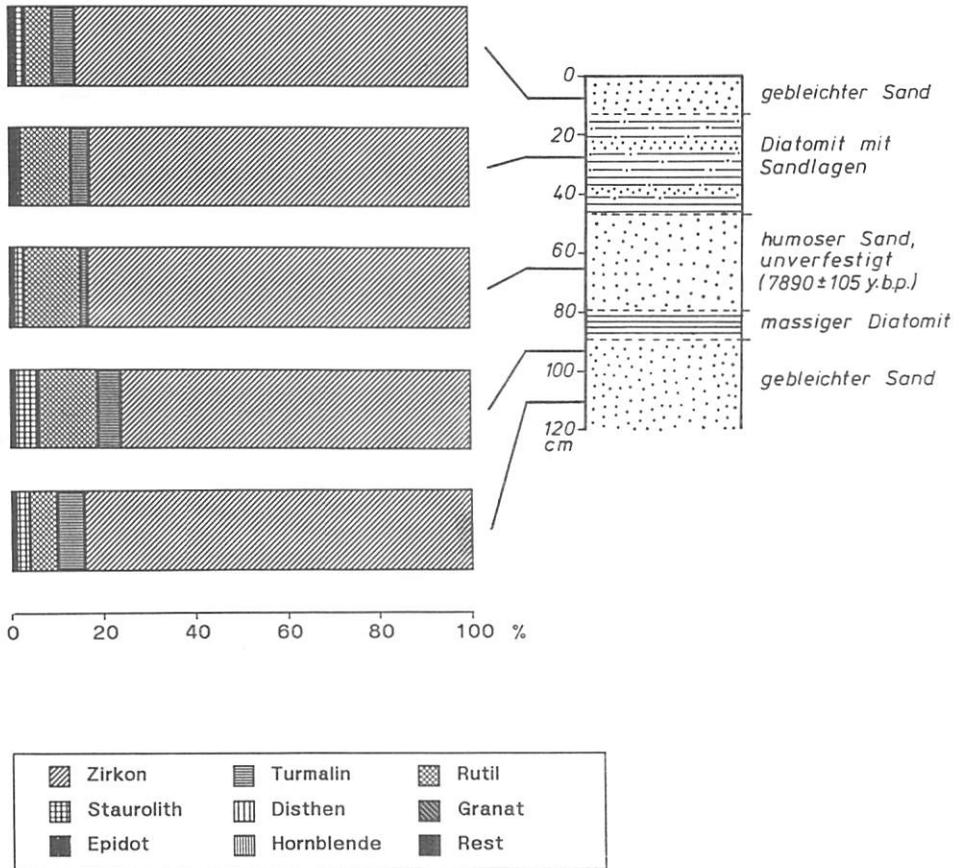


Abb. 26: Schwermineralspektrum: 20.3.84 P 3.

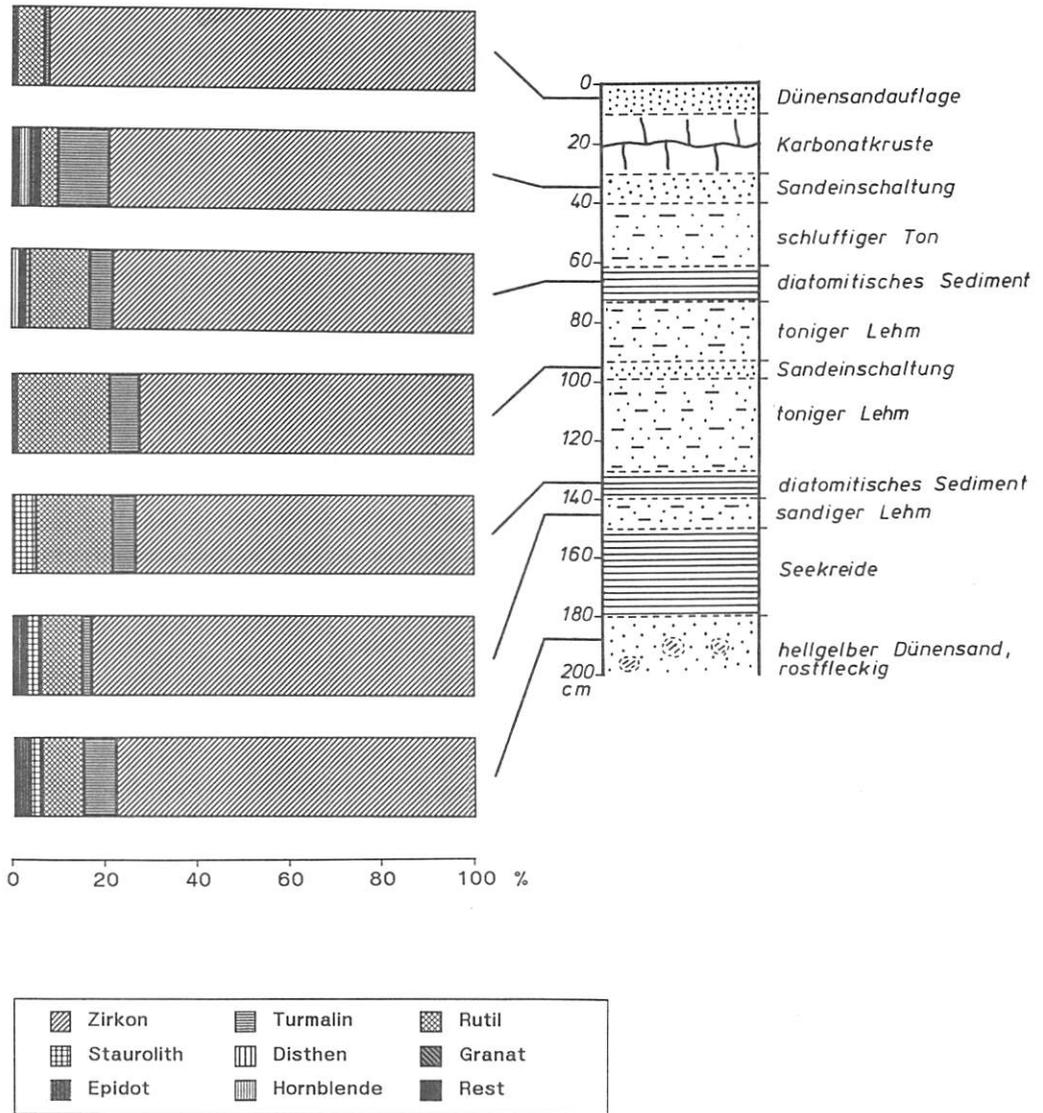


Abb. 27: Schwermineralspektrum: 20.3.84 P 5.

identisch mit jenem der Regionen Fachi und Bilma. Gleiches gilt für den Schwermineralgehalt, der in allen Proben nur wenig um den Mittelwert von 0.06% schwankt. Metamorphe Schwerminerale werden auch hier nur durch Staurolith repräsentiert. Im Vergleich zu den o.g. Regionen sinkt in den Dünensanden von Dibella der Anteil der instabilen Minerale auf 0.5% des Gesamtspektrums ab. Der sehr geringe Schwermineralgehalt der Leedüne (2/1) korreliert auch an dieser Lokalität mit einem niedrigen Medianwert der Korngröße von 0.013mm.

Rostfleckung und Bleichung im unteren Profilteil von P 2 weisen auf den wechselnden Einfluß oxidierender und reduzierender Bedingungen hin, die unter Umständen die Ausmerzung von instabilen Schwermineralen unterstützt haben könnten. Das gegenseitige Mengenverhältnis der stabilen Minerale wird dadurch jedoch in keiner Weise verändert. Der Rundungsgrad der Mineralkörner ist in allen Fällen gut; die Kornoberflächen sind mattiert.

Der Opak-Anteil liegt in allen untersuchten Dünensanden dieses Raumes zwischen 55.0% und 61.0%. Ein Bezug zwischen dem Verwitterungsgrad bzw. der Dünenrötung und der Anzahl der opaken Körner kann nicht festgestellt werden. Auffällig ist hier, wie auch an allen anderen Stellen des Arbeitsgebietes, daß die opaken Körner sehr gut gerundet sind.

Profil DIB I in der westlichen Vorlanddepression der Stufe von Dibella wurde schon von BAUMHAUER (1986, S.143f.) untersucht, der auch eine weitaus differenziertere Profilsprache vornimmt. In der vorliegenden Arbeit wird daher nur eine schematische Profildarstellung geliefert (Abb. 28).

Bemerkenswert ist auch hier die einheitliche Schwermineralverteilung über eine Vertikaldistanz von 12m, die keine Unterschiede zu den Spektren der angrenzenden Profile P 2, P 3, und P 5 erkennen läßt. Geringfügige Verschiebungen der relativen Anteile einzelner Minerale zueinander sind auch hier einerseits auf methodische Fehlerquellen zurückzuführen, andererseits implizieren sie aber auch mögliche Schweresortierungen innerhalb der Spektren infolge von Veränderungen des lokalen Windfeldes, insbesondere der mittleren Windgeschwindigkeit. Generell entsteht jedoch der Eindruck, daß über lange Zeit, unabhängig von zwischengeschalteten feuchteren Klimaphasen ein stetiger äolischer Sedimenteintrag in die

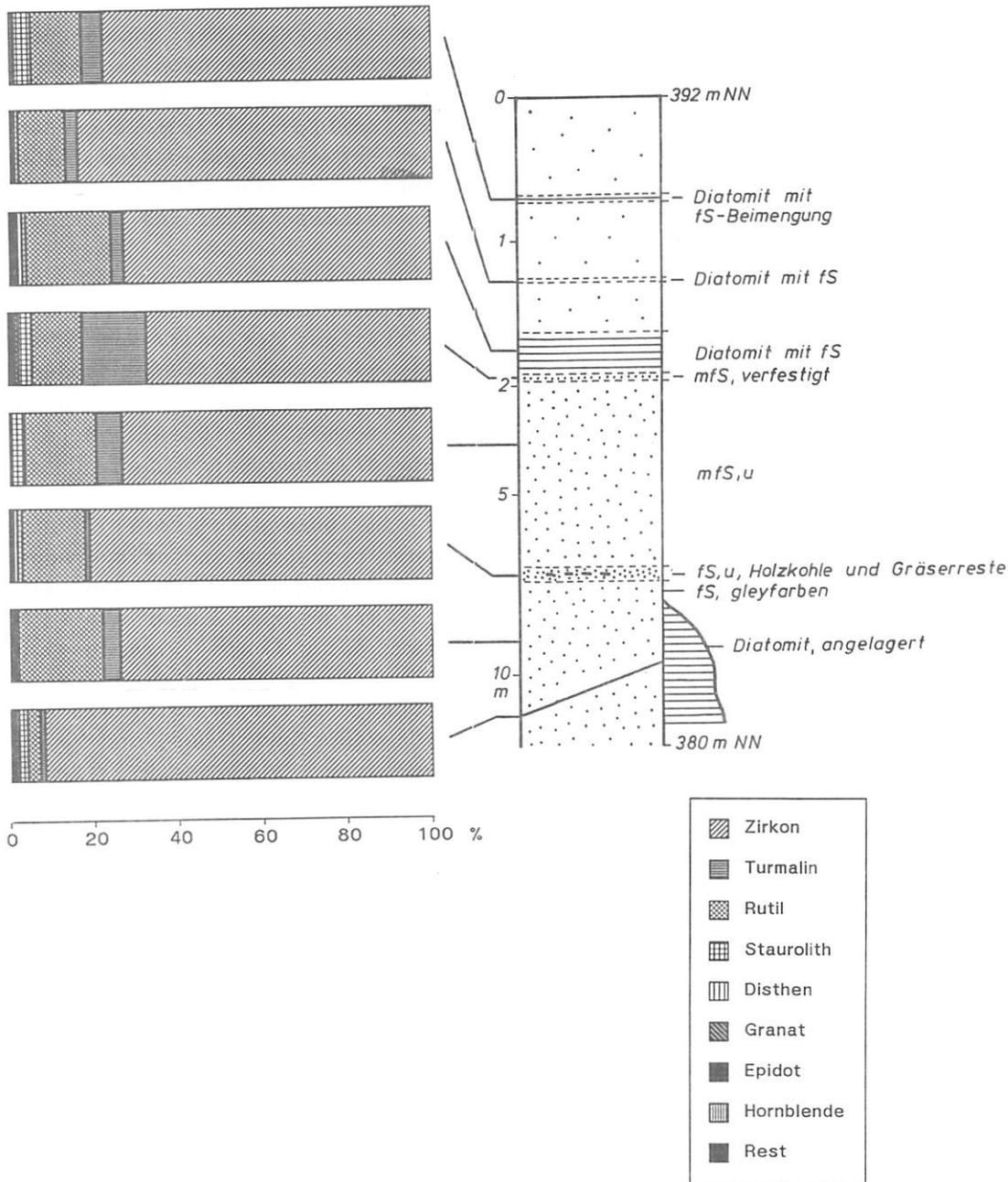


Abb. 28: Schwermineralspektrum: Vorlandsenke der Stufe von Dibella (DIB I).

Stufenvorlanddepressionen stattgefunden hat.

Besonders deutlich wird der allochthone Charakter der Dünensande an der Lokalität P 6 in der Vorlanddepression von Dibella (Abb. 29). Eine geringmächtige Flugsanddecke überlagert hier einen Granit des präkambrischen Basements. Vom Liegenden zum Hangenden wird der Übergang vom Granit, dessen Schwermineralspektrum zum überwiegenden Teil aus Muskovit besteht, zur allochthonen Flugsanddecke mit einem typischem Dünensandspektrum aus Zirkon, Turmalin und Rutil deutlich.

Auch an dieser Lokalität treten Parallelen zwischen der Schwermineralführung und der Korngrößenverteilung der Sande auf. Die allochthone Flugsanddecke ist mit einem Medianwert von 0.038mm deutlich feinkörniger als die, mit autochthonen Komponenten vermischte, unterlagernde Probe 6/2 (Median: 0.105mm) und die noch stärker autochthon geprägte Probe 6/3 (Median: 0.254mm).

Der Muskovit des Anstehenden fehlt im Dünensand völlig. Der Dünensand besitzt in keiner Weise einen Bezug zum unterlagernden Granit. Neben Muskovit sind Rutil und Zirkon im Anstehenden als akzessorische Gemengteile vorhanden; Zirkon tritt hier zum Teil sogar in Form gut gerundeter Körner auf. Runde Zirkone als Nebengemengteile in granitischen und metamorphen Gesteinen sind keine Seltenheit. Sie finden sich auch in den Schwermineralspektren aus Kristallingesteinen Burkina-Fasos und Togos und sind darüberhinaus in der Literatur schon von POLDERVAART (1950) beschrieben worden. Nach HOPPE (1963, S.93) kann sedimentär gerundeter Zirkon bei der Gesteinsbildung und Umbildung von Metamorphiten und Eruptiva ohne weiteres erhalten bleiben. In Metamorphiten stellt HOPPE teilweise auch rundlich gestörtes Wachstum an Zirkonen fest. Runde Form von Zirkonen ist daher nicht ausschließlich als Kennzeichen intensiver Transportbeanspruchung zu werten.

Bereits in Kapitel 2.1.4. wurde auf die sog. "Dayas", kleine, feinmaterialerfüllte und abflußlose Hohlformen in den Plateaubereichen der südsaharischen Schichtstufen hingewiesen. Nach VÖLKEL (1989) sind diese Dayas "Sedimentfallen". In ihnen sammelte sich im Laufe der Zeit Feinmaterial, das vorzeitiglich aus Oberböden der umliegenden, verwitterten Altdünen ausgeweht wurden.

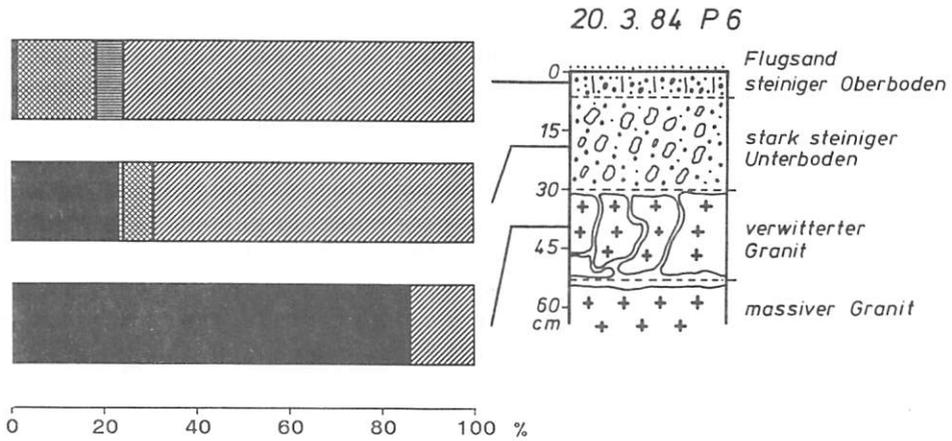


Abb. 29: Schwermineralspektrum: Granitzersatz westlich Dibella.

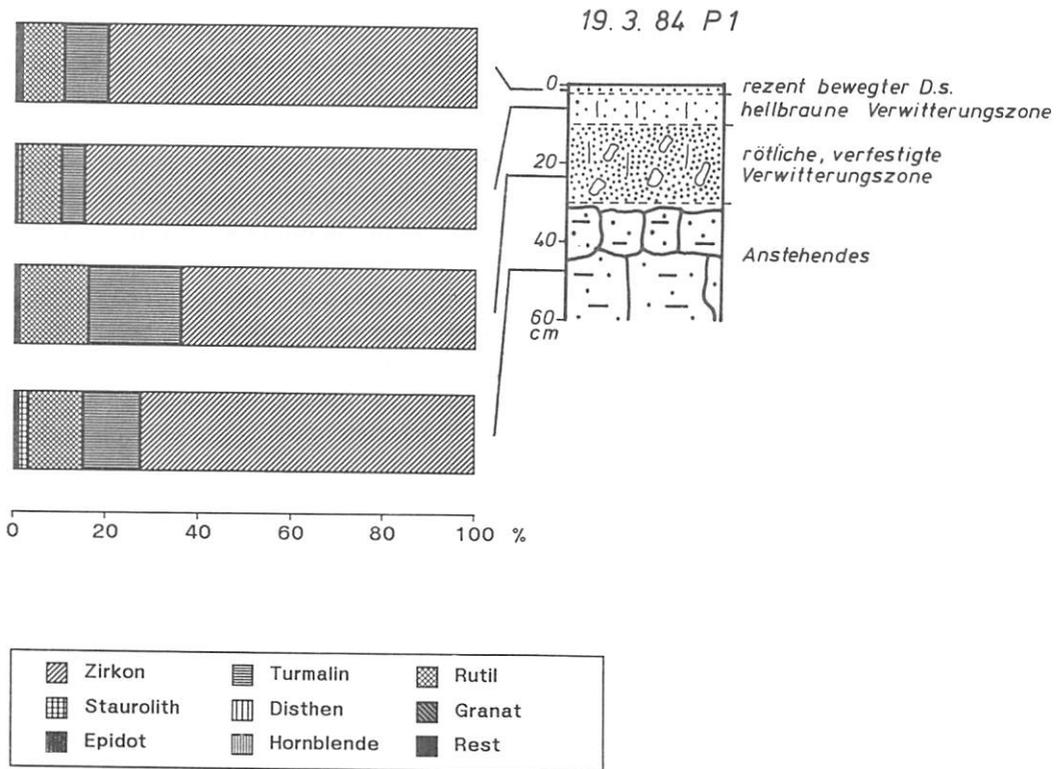


Abb. 30: Schwermineralspektrum: Daya, Stufe von Dibella.

Abbildung 24 zeigt mit P 1 die Lage der Daya im Stufenbereich. Die Probennahme erfolgte sowohl aus der Feinmaterialfüllung, als auch aus dem anstehenden, quarzitischem Sandstein des Continental Intercalaire. Die makroskopisch in Farbe und Gefüge deutlich voneinander verschiedenen, oberen Horizonte tragen im Hinblick auf ihre Schwermineralzusammensetzung und Morphoskopie eindeutige Merkmale von typischen Altdünensanden der Umgebung (Abb. 30). Ein merklicher Wechsel findet innerhalb des Profils im Schwermineralgehalt zwischen der hellbraunen Verwitterungzone (0.05%) und der obersten, geringmächtigen Dünensandauflage (0.14%) statt. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Dünensand, der im Verlauf kurzperiodischer Niederschlagsereignisse in den Senkenbereich verspült wurde und gegenwärtig durch Deflation an spezifisch leichteren Mineralen verarmt ist.

Die Daya-Füllung besitzt auf den ersten Blick deutlich allochthonen Charakter und ist demnach keine in situ Verwitterung des Anstehenden. Vergleicht man jedoch die Schwermineralspektren der Sedimentfüllung und des liegenden Sandsteins, so ergeben sich eindeutige Parallelen zwischen beiden. Alle Schwerminerale der Dünensande sind auch im Anstehenden der Stufe von Dibella vertreten. Das ZR/TS-Verhältnis liegt im Sandstein bei 84.0:14.0 und in der Daya-Füllung bei 89.0:10.0. Der Schwermineralgehalt des Sandsteins liegt mit 0.03% in vergleichbarer Größenordnung zu dem der Daya-Füllung bzw. der umgebenden Dünensande. Der Opakanteil im Sandstein (48.0%) ist mit dem der Dünensande der Umgebung vergleichbar und weicht auch von demjenigen der Daya-Füllung (38.0%) nicht wesentlich ab. Bemerkenswert ist der recht hohe Anteil mäßig bis gut gerundeter Schwerminerale im Sandstein mit teilweise erkennbarer, rauher Kornoberfläche. Insgesamt weisen die Schwerminerale des Anstehenden etwa den gleichen mechanischen Aufarbeitungsgrad auf wie diejenigen der Dünensande; der Anteil idiomorpher Zirkone liegt mit 7.5% des Gesamtspektrums im Anstehenden in vergleichbarer Größenordnung zu den Dünensanden. Auch im Hinblick auf die Medianwerte der Korngröße weisen Dünensand (0.026mm) und Sandstein (0.039mm) Ähnlichkeiten auf. Die zunehmende Feinkörnigkeit zum Profilobersten geht auch hier einher mit einem steigenden Zirkonanteil.

An der Stufe von Dibella sind also die gleichen Analogien zwischen dem Anstehenden und den Dünensanden nachweisbar wie auch in der Region Bilma. Es scheint nicht ausgeschlossen, daß ein

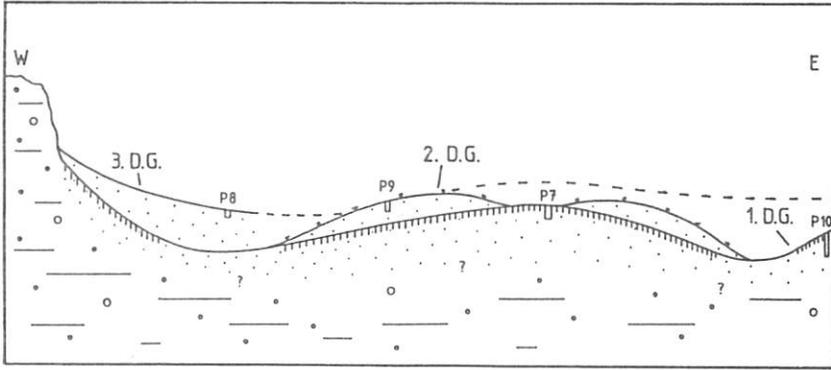


Abb. 31: Dünengenerationen östlich der Stufe von Dibella (nach VÖLKELE 1989, S.100).

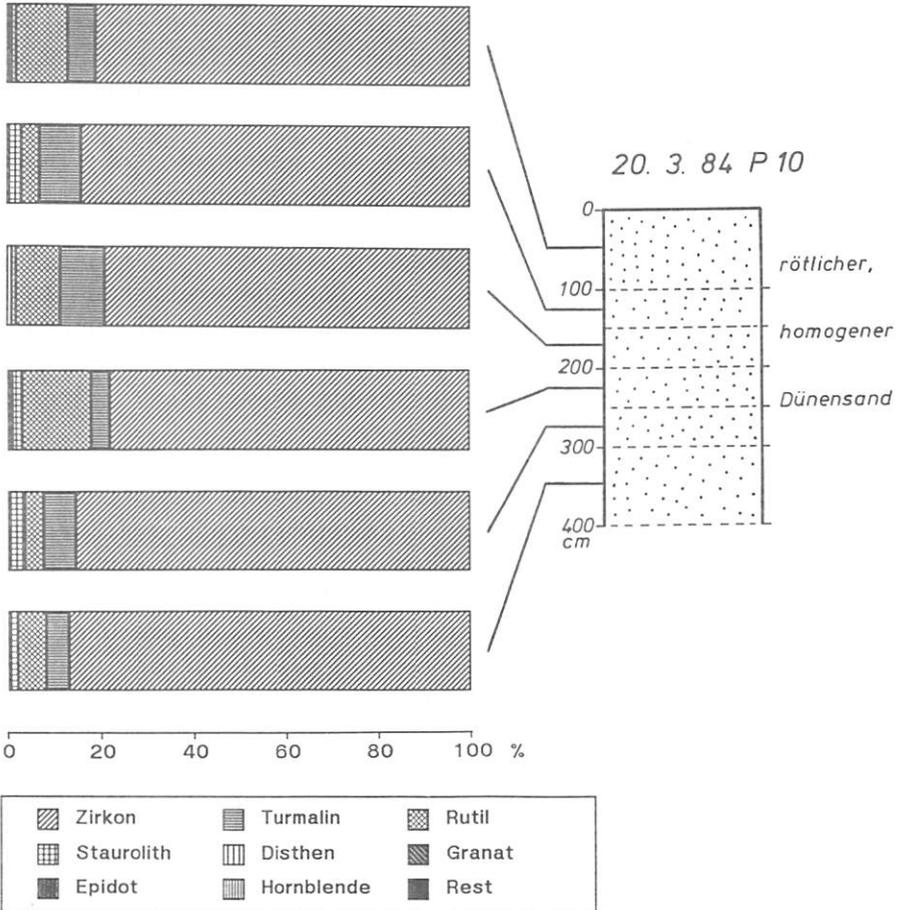


Abb. 32: Schwermineralspektrum: Altdüne östlich Dibella.

großer Teil des Materials, welches die Dünenlande in der näheren Umgebung der Schichtstufe von Dibella aufbaut, aus dem lokalen Anstehenden bereitgestellt wurde. Aus der guten Zurundung insbesondere der stabilen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil kann nicht ohne weiteres auf Saltationstranport über große Distanzen geschlossen werden; die morphoskopischen Eigenschaften der Schwerminerale in den Dünenlanden sind zumindest teilweise aus dem Sandstein der Stufenbereiche ererbt.

Im östlichen Vorland der Stufe von Dibella unterscheidet VÖLKELE (1989, S.99 f.) drei Dünen-generationen. Die älteste, ogolienzeitliche Dünen-generation (20.3.84 P 7 und P 10) ist deutlich verwittert und durch Rubefizierung kräftig gefärbt. Sie bildet den Untergrund der nächstjüngeren Dünen-generation (P 9), über die noch jüngere, mobile Längsdünen (P 8) hinwegziehen (Abb. 31).

Vertikale Variationen der Schwermineralspektren sind in den Dünen der ältesten Generation nicht erkennbar (Abb. 32). Die jüngeren Dünen der zweiten Generation besitzen schwach entwickelte Böden und unterscheiden sich von denen der ersten und dritten Generation. Während nach VÖLKELE (1989) in der ältesten und in der jüngsten Dünen-generation Kaolinit das vorherrschende Tonmineral darstellt, weisen die Dünenlande der zweiten Generation daneben auch Illit und Smectit auf. Die sich in der Tonmineralogie abzeichnenden Unterschiede zwischen den Dünen-generationen lassen sich in den Schwermineralspektren nicht nachweisen. Die Dünen des östlichen Vorlandes der Stufe von Dibella sind untereinander in ihrer qualitativen Schwermineralzusammensetzung völlig identisch (Abb. 33).

Das ZR/TS-Verhältnis von 90.0:9.0 in P 10 deutet darauf hin, daß innerhalb der Schwerefraktion eine Dichtesortierung stattgefunden hat, wobei die Minerale hoher Dichte eine relative Anreicherung erfahren haben. Schwermineralgehalt (0.11%) und ZR/TS-Verhältnis im Ogolien-Dünen-sand P 10 deuten darauf hin, daß diese Düne unter Windgeschwindigkeiten aufgeweht wurde, die deutlich über den gegenwärtig herrschenden gelegen haben müssen.

Im Zeitraum nach der Dünenbildung unterlag die Düne zusätzlich intensiver Deflation, die eine weitere relative Anreicherung der schweren Gemengteile auf der Dünenoberfläche nach sich zog. Das ausgeblasene, schwermineralverarmte Material kam schon nach kur-

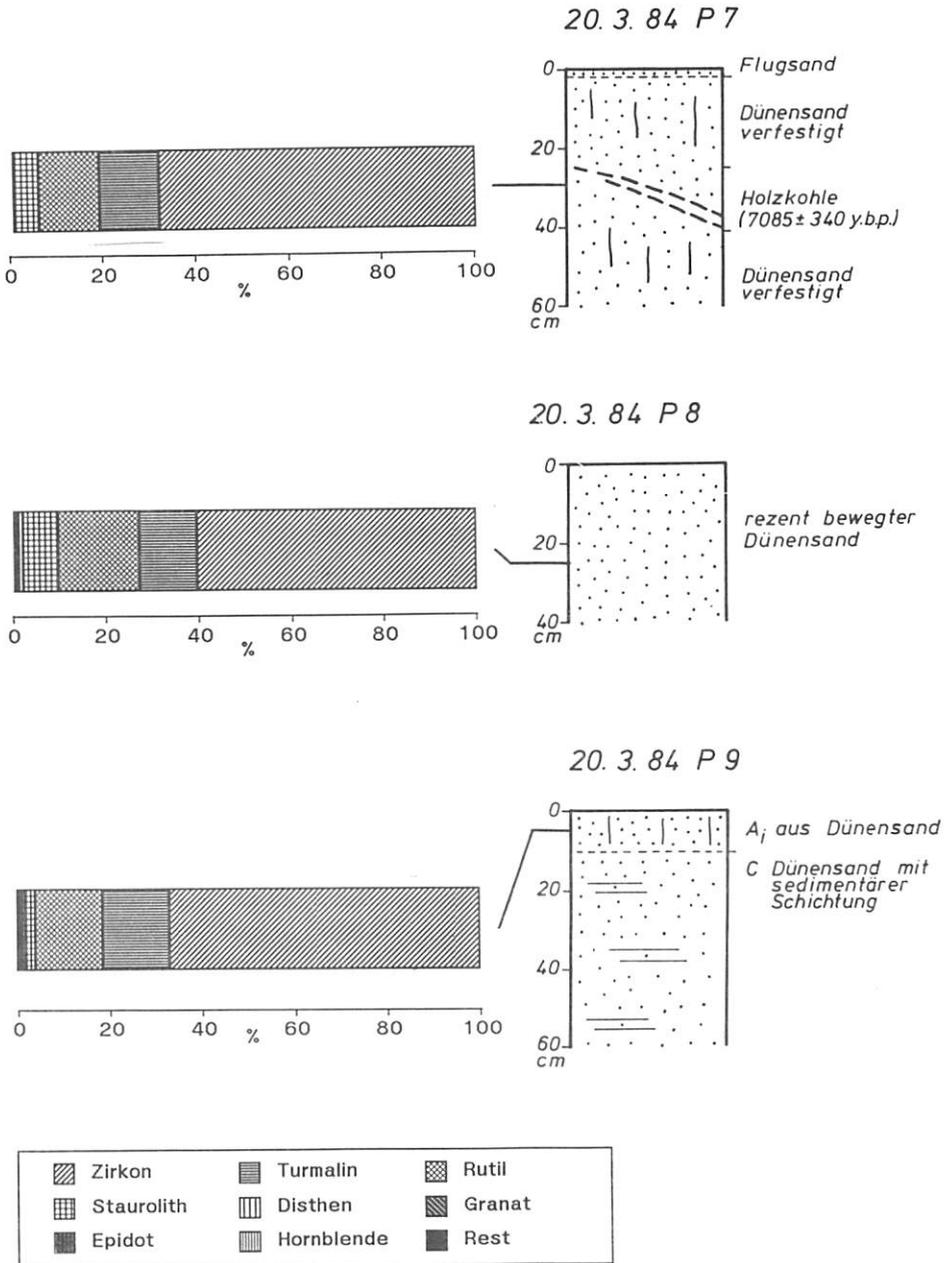


Abb. 33: Schwermineralspektren: 20.3.84 P 7; P 8; P 9.

zer Transportstrecke wieder zur Ablagerung und zeigt gegenüber P 10 ein ZR/TS-Verhältnis von 81.5:18.5. Turmalin und Staurolith stellen dabei offensichtlich aus P 10 ausgewehte Schwerminerale dar.

In ariden Klimaperioden in der Zeit nach dem Ogolien stellten die älteren Dünensande wiederum die Quellen der jüngeren Dünensande dar, wobei die Prozesse der Dichtesortierung und Schwermineralverarmung prinzipiell gleich abliefen. So weisen die Dünensande der zweiten Generation (P 9) und der jüngsten Generation (P 8) ZR/TS-Verhältnisse von 81.5:16.5 und 78.0:20.0 und Schwermineralgehalte von 0.05% (P 9) und 0.02% (P 8) auf. Auch die abnehmenden Medianwerte der Korngröße von den Ogolien-Dünensanden (P 7: 0.082mm) zu den Sanden der jüngeren Dünen P 8 und P 9 (beide 0.064mm) sprechen für die Annahme, daß es sich bei letzteren um Auswehungsprodukte aus älteren Dünen handelt.

#### Das Massiv von Agadem

Auch in der Umgebung der Schichtstufe von Agadem kann VÖLKELE (1989, S.106) drei Dünengenerationen nachweisen, deren älteste, (1.) Dünengeneration vor allem im östlichen Stufenhinterland weit verbreitet ist und in Form flacher Rampen die Achterstufen hinaufzieht.

Auf der Dachfläche der Schichtstufe von Agadem finden sich ebenfalls feinmaterialerfüllte Dayas, deren Sedimentfüllungen auf ihre Schwermineralspektren untersucht wurden (Abb. 34). Auch hier sind die Dayas im quarzitischen C.I.-Sandstein angelegt. Die Schwermineralassoziationen ihrer Feinmaterialfüllungen zeichnen ein ähnliches Bild zu jenen der Lokalität Dibella (Abb. 35, 36).

Die Stabil-Gruppe dominiert mit Anteilen zwischen 92.5% und 96.0%. Unter den metamorphen Schwermineralen, die zwischen 3.5% und 4.0% der Spektren ausmachen, überwiegt Staurolith gegenüber Disthen. Die instabilen Schwerminerale sind fast ausschließlich durch Epidot vertreten. Die Restgruppe ist nur in P 2 von 23.3.84 durch Spuren von Muskovit repräsentiert. Das ZR/TS-Verhältnis liegt im Mittel bei 81.0:17.0; im Vergleich zu den Daya-Sedimenten der Stufe von Dibella nimmt damit vor allem der Turmalingehalt auf Kosten des Zirkonanteils um 10.0% zu.

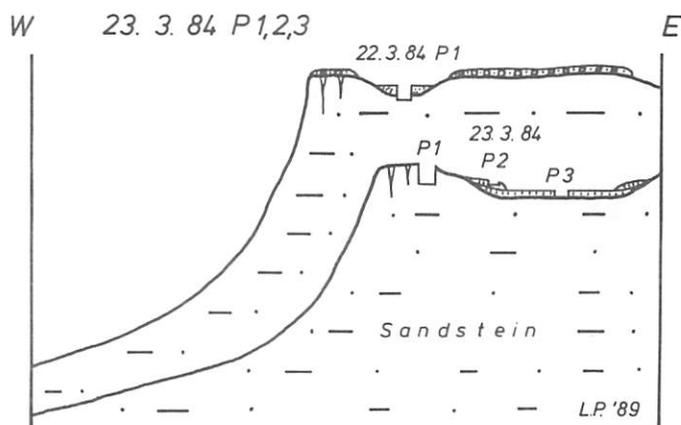


Abb. 34: Geländeskizze: Massiv von Agadem (nach VÖLKEL 1989, S.107, verändert).

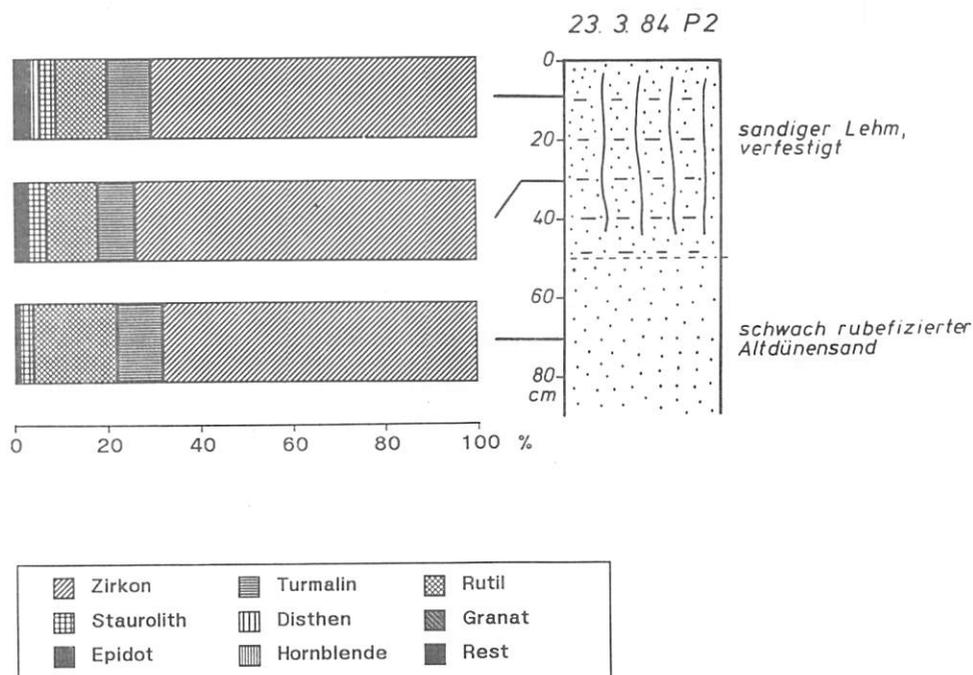


Abb. 35: Schwermineralspektrum: Altdüne, Massiv von Agadem.

23. 3. 84 P 3

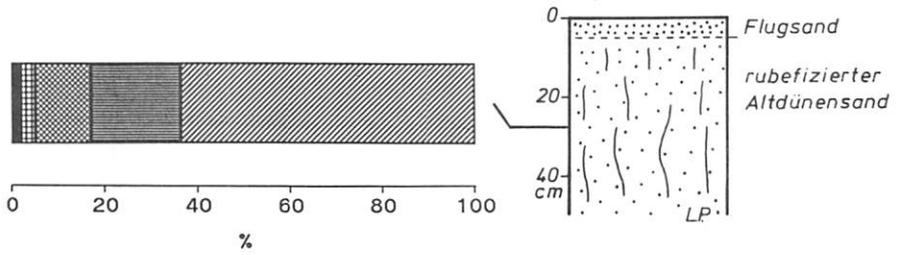
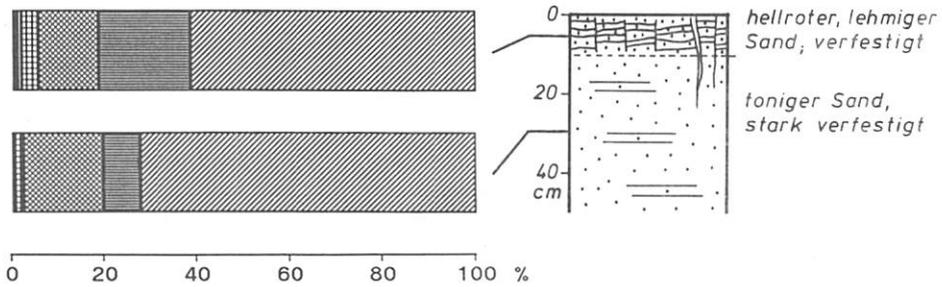


Abb. 36: Schwermineralspektrum: Altdüne, Agadem.

22. 3. 84 P 1



23. 3. 84 P 1

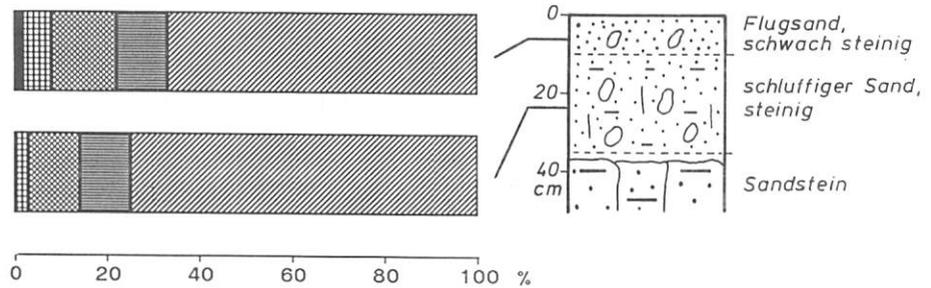



Abb. 37: Schwermineralspektren: Daya, Agadem. Dachfläche der Stufe von Agadem.

Die Proben aus P 1, P 2 und P 3 vom 23.3.84 besitzen Schwermineralgehalte zwischen 0.02% und 0.05%. Zusammen mit einem Opakanteil zwischen 46% und 55% stellen sie typische Auswehungsprodukte aus der Deflation der umliegenden Altdünen dar. Dafür spricht auch der niedrige Medianwert der Korngröße von 0.026mm in Probe 1/1 von 23.03.84.

Vertikale Variationen der schwermineralogischen Zusammensetzung sind weder im Vergleich der Profile untereinander, noch innerhalb der Einzelprofile erkennbar. Auch morphoskopisch fügen sich alle Proben dieses Bereiches sehr gut in den regionalen Rahmen ein. Nahezu alle Körner sind gut gerundet; der Anteil idiomorpher Zirkone liegt auch hier zwischen 4.5% und 7.0%.

Ein deutlicher Wechsel im Schwermineralgehalt vollzieht sich zwischen den Profilen vom 23.3.84 und P 1 vom 22.3.84. Letzteres stellt einen Altdünensand der ersten Generation dar, der sich in Resten in einer Daya erhalten hat. Er weist einen Schwermineralgehalt von 0.17% im oberen Horizont und 0.26% im unterlagernden, stark verfestigten Sand auf. Die Schwermineralspektren sind jedoch identisch mit jenen der Profile vom 23.3.84 (Abb. 37).

Ähnlich den ältesten Dünensanden der Lokalitäten Bilma (13.3.84 P 5) und Dibella (20.3.84 P 10) kann auch an der Stufe von Agadem die Deflation zu einer relativen Anreicherung der Schwerminerale am Ort der Ausblasung geführt haben. Offenbar war die Deflation der Altdünen im Plateaubereich besonders intensiv, wogegen Dünensande gleichen Alters (23.3.84 P3) und ihre Verwitterungsbildungen (23.3.84 P2) im Stufenvorland keine Anzeichen einer Überprägung durch Deflation zeigen. Der hohe Schwermineralgehalt in P 1 vom 22.3.84 kann auch auf höhere Windgeschwindigkeiten während der Dünenbildung zurückgeführt werden. Ein Zusammenhang zwischen dem Schwermineralgehalt und zunehmender Grobkörnigkeit der Sande besteht hier nicht; der Median von Probe 1/1 des 22.03.84 liegt bei 0.048mm. Die Dünensande wurden in der Folgezeit vermutlich auf fluvialem Wege in die Senkenbereiche vertragen. Der überdurchschnittlich hohe Opakanteil von 65% in P 1 korreliert mit den von VÖLKE (1989, S.109) gemessenen, hohen Gehalten an pedogenem Eisen von 2.2% und ist zusammen mit den hohen Feinstmaterialgehalten von etwa 16.0% auf den Einfluß einer in der Umgebung anstehenden, lateritischen Eisenkruste zurückzuführen.

Somit ist auch am Massiv von Agadem zumindest in den abflußlosen Senken der Dachflächen eine autochthone Komponente in den Dünen-sanden nachweisbar.

Die erhöhten Feinmaterialgehalte machten die Schwermineralanalyse auch in der Grobschluff-Fraktion in P 1 vom 22.3.84 möglich. Hierbei konnten keine Unterschiede zu den Schwermineralspektren der Feinsandfraktion festgestellt werden. Leitminerale aus eng begrenzten Liefergebieten, wie etwa vulkanische Schwerminerale (Titanit, Pyroxen), die auf einen äolischen Ferntransport aus dem Tibesti-Gebirge hindeuten würden, konnten in den Spektren nicht nachgewiesen werden.

#### Die Altdünenlandschaft der Manga

Südlich des Massivs von Agadem erfolgt der Übergang der Südsahara zum Nordsahel. In dieser nördlich des Tschad-Sees gelegene Region der Manga wird das Relief durch hohe Altdünen geprägt, deren Sande deutlich weniger verfestigt sind als die der ältesten südsaharischen Dünen. Der Zeitraum ihrer Aufwehung wird von VÖLKE (1989, S.123) in das mittlere Holozän gestellt und somit chronostratigraphisch mit der zweitältesten südsaharischen Dünen-generation gleichgestellt. Die große Höhe der Dünen (70m) führt zu der Annahme, daß die Manga-Dünen die rotverwitterten ältesten Dünenkörper verhüllen. Bodenbildungen auf den Dünenkörpern wurden infolge der Dürreperioden der letzten Jahre weitflächig durch Deflation degradiert. Ein dünner Flugsandschleier überdeckt gegenwärtig die älteren Dünenkörper. Die Probenentnahme erfolgte in einem NE-SW-orientierten Altdünenkörper etwa zehn Kilometer südlich von N'Gourti (Abb. 38-41).

Trotz der Unterschiede in der Form und im Verfestigungsgrad zwischen den südsaharischen, ogolienzeitlichen Dünen und den Manga-Dünen findet kein Wechsel in den Schwermineralassoziationen statt. Auch hier dominiert die Stabil-Gruppe mit Anteilen von über 96.0%; das ZR/TS-Verhältnis liegt bei 85.0 :11.0. Metamorphe und instabile Schwerminerale sind fast ausschließlich durch Staurolith und Epidot repräsentiert; Grüne Hornblende tritt nur in Spuren (<0.5%) auf. Die Schwermineralgehalte liegen in allen untersuchten Profilen bei 0.08%. Auch der Opakanteil liegt mit 52.0% im Mittel der südsaharischen Dünensande.

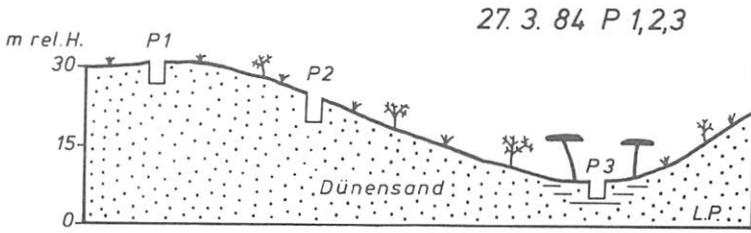


Abb. 38: Die Manga im Norden des Tschad-Sees (nach VÖLKEL 1989, S. 124, verändert).

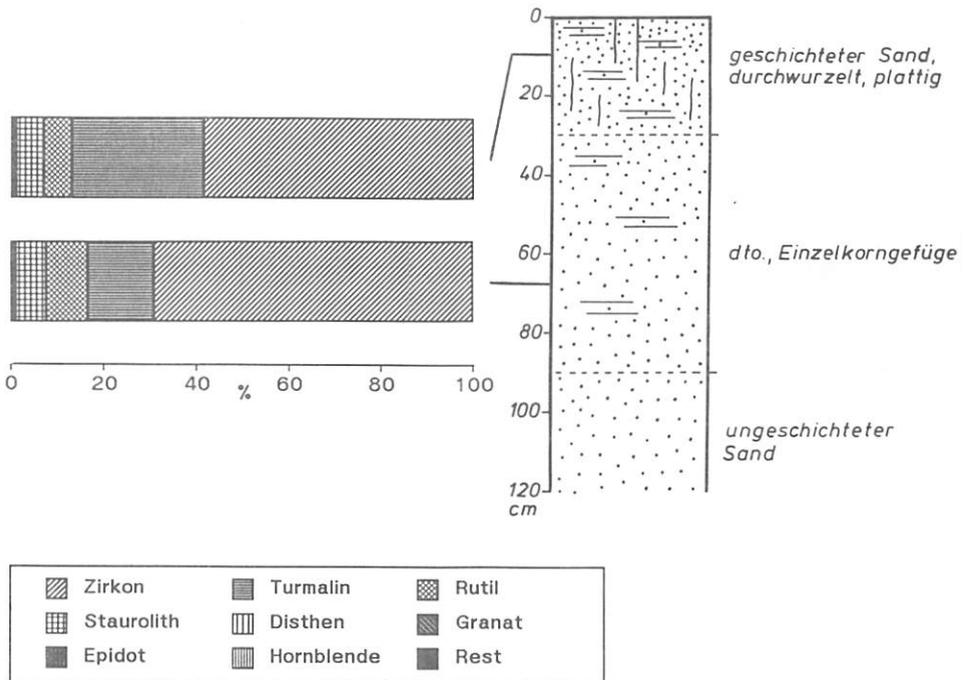


Abb. 39: Schwermineralspektrum: Altdüne, Manga (27.3.84 P 1).

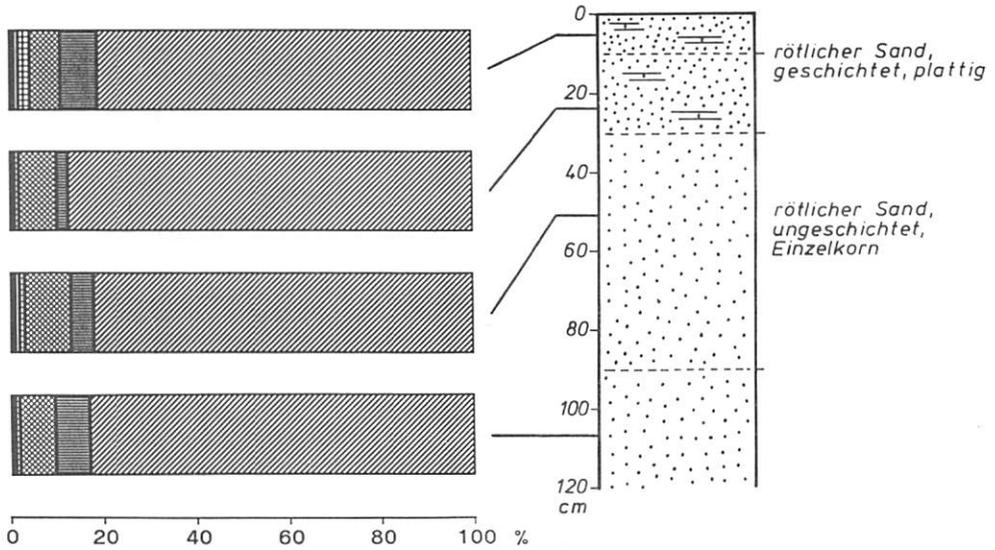


Abb. 40: Schwermineralspektrum: Altdüne, Manga (27.3.84 P 2).

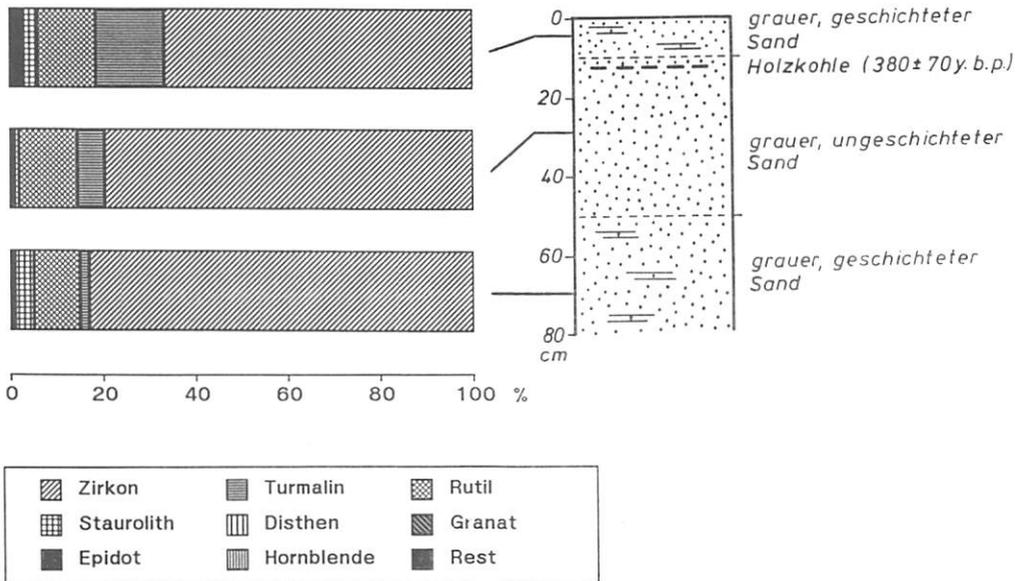


Abb. 41: Schwermineralspektrum: Kolluvium (27.3.84 P 3).

Innerhalb des NE-SW-verlaufenden Dünenkörpers sind nach den Erkenntnissen aus der Namib die höchsten Schwermineralgehalte am ehesten im windexponierten Dünentop zu erwarten. Entgegen den Namib-Dünen tritt im Top der Manga-Düne (P 1) der niedrigste Schwermineralgehalt (0.04%) auf. Dagegen enthalten die Sande des Hangbereiches (P2) 0.10% und die des kolluvialen Sedimentes in der Dünensenke (P3) 0.9% Schwerminerale. Das Schwermineralspektrum des obersten Horizontes von P 1 trägt alle Kennzeichen eines rezent bewegten Flugsandes; auch das ZR/TS-Verhältnis von 64.5:34.5 deutet mit hohen Anteilen spezifisch leichterer Komponenten darauf hin, daß es sich hier um ein jüngeres Auswehungsprodukt aus älteren Dünenkörpern handelt. Dafür spricht wiederum die Feinkörnigkeit des Dünensandes (Median der Korngröße: 0.058mm). Die Frage, ob der Flugsand eher lokalen Ursprungs ist oder aus weiter entfernten Liefergebieten durch dem Passat herantransportiert worden ist, kann hier nicht beantwortet werden.

Bei näherer Betrachtung der Schwermineralverteilung innerhalb des Dünenkörpers fällt auf, daß zur Dünensenke hin eine zunehmende Annäherung von ZR/TS-Verhältnis und Schwermineralgehalt an jene der südsaharischen Altdünen stattfindet. Nur in den jeweiligen obersten Profilteilen tragen die Sande Kennzeichen junger Flugsande, wie sie auch am Dünentop auftreten. In den Sanden der Dünensenke (P 3), die fluvial aus den Hangbereichen antransportiert wurden, zeigt sich eine klare Korrelation zwischen Schwermineralgehalt und ZR/TS-Verhältnis. Dabei weisen die ältesten Spülsedimente im untersten Profilteil den höchsten Schwermineralgehalt und den höchsten ZR-Anteil auf. Die Schwermineralspektren und vor allem der Schwermineralgehalt der Sande sind in diesem Profilteil fast identisch mit jenen der ogolienzeitlichen Dünen-sande der Regionen Bilma (13.3.84 P 5), Dibella, (20.3.84 P 10) und Agadem (22.3.84 P 1).

Etwa 100 km südlich N'Gourti, nahe der Lokalität Koufey, ist das Landschaftsbild dem der nördlich gelegenen Region sehr ähnlich. Eine wenige Zentimeter mächtige, junge Flugsanddecke bedeckt auch hier deutlich deflatierte Oberböden aus Altdünensanden (Abb. 42). Stellvertretend für andere an dieser Lokalität untersuchte Altdünensande ist in Abb. 42 die Schwermineralverteilung innerhalb einer Altdüne dargestellt. Es handelt sich hierbei in der Reihenfolge vom Hangenden zum Liegenden um die Proben 3/1, 3/2

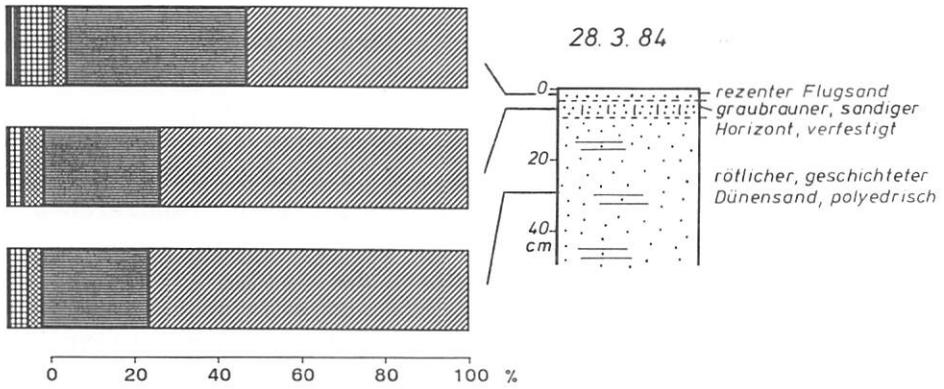


Abb. 42: Schwermineralspektrum: Altdüne, Koufey.

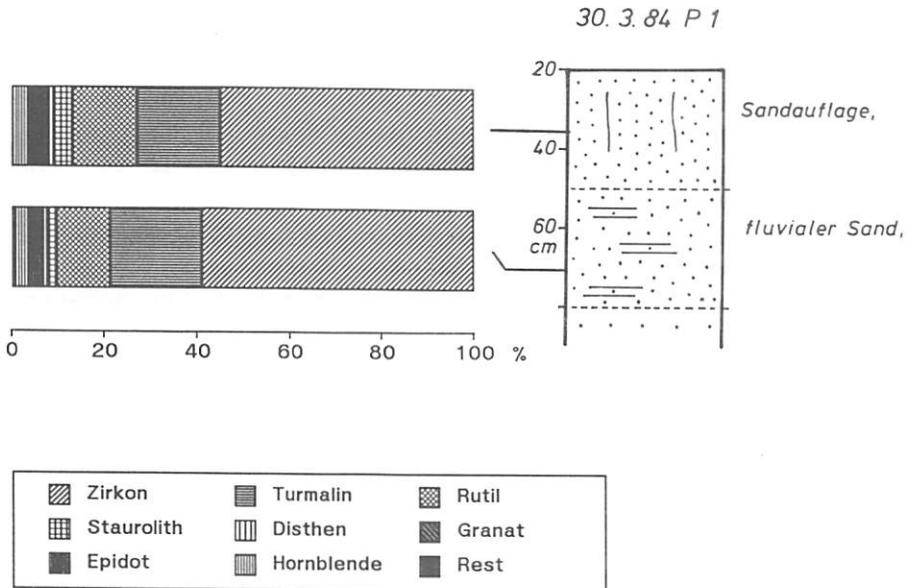


Abb. 43: Schwermineralspektrum: Komadougou-Sediment bei Bosso.

und 4/1 vom 28.3.84. Die Regelhaftigkeit des zunehmenden Schwermineralgehaltes von der rezenten Flugsandbedeckung (0.19%) zu dem rötlichen Dünensand des Liegenden (0.36%) ist an dieser Stelle des Arbeitsgebietes besonders deutlich ausgeprägt. Der Opakanteil von durchschnittlich 53% ist auch hier nur geringen Schwankungen um den Mittelwert unterworfen.

Ein weiteres gemeinsames Kennzeichen mit den Dünensanden der nördlich gelegenen Regionen ist der enge Zusammenhang zwischen Schwermineralgehalt und ZR/TS-Verhältnis. Während sich der Schwermineralgehalt von der Flugsanddecke zum Profiltiefsten verdoppelt, verschiebt sich in gleicher Richtung das ZR/TS-Verhältnis von 51.0:46.5 (3/1) auf 72.5:27.0 (4/1). Auch granulometrisch bestehen Ähnlichkeiten zwischen den Dünensanden des 27.03.84 (Median: 0.058mm) und jenen des 28.03.84 (Median: 0.056mm).

Somit ist für die Altdünen der Region N'Gourti die gleiche Variation der Schwermineralspektren erkennbar wie für die Region Koufey und die südsaharischen Dünensande: Schwermineralgehalt und Anteil der spezifisch schwereren Minerale Zirkon und Rutil nehmen von den ogolienzeitlichen Dünensanden zu den jüngsten Dünensanden und den rezent bewegten Flugsanddecken ab. Dies läßt sich ohne weiters dadurch erklären, daß die Flugsande Ausblasungsprodukte der umliegenden älteren Dünengebilde darstellen.

Instabile Schwerminerale treten innerhalb dieses Profils nicht auf. Dagegen gewinnt die metamorphe Gruppe an Bedeutung; neben Disthen (1.5%) ist vor allem Staurolith im Spektrum der Flugsanddecke mit 7.5% vertreten. Vom liegenden, älteren Dünensand zur jüngsten Flugsanddecke nimmt der Turmalingehalt ebenso zu wie der Staurolithgehalt. Beide Mineralarten besitzen auf Grund ihrer eng beieinanderliegenden spezifischen Gewichte bei Windtransport ähnliche hydraulische Eigenschaften (vgl. Kap. 3.3.2.); gleiches gilt für Zirkon und Rutil. Die Unterscheidung von deflatierten Altdünenrelikten und überwiegend aus deren Ausblasungsprodukten bestehenden, jüngeren Dünen und Flugsanddecken scheint daher auch mit Hilfe des ZR/TS-Verhältnisses gerechtfertigt.

Die regelhafte Veränderung der Dünensandspektren in Abhängigkeit von deren Altersstellung stellt keine singuläre Erscheinung dar, sondern ist ein verbreitet auftretendes Phänomen in den südsaha -

rischen und nordsahelischen Dünensanden. Die Homogenität in der schwermineralogischen Kennzeichnung vor allem der Ogolien-Dünensande deutet zudem darauf hin, daß zur Zeit ihrer Entstehung im gesamten südsaharischen und nordsahelischen Teil des Ost-Niger einheitliche Formungsbedingungen geherrscht haben.

Die im Vergleich zu den jüngeren Dünensanden hohen Schwermineralgehalte der Ogolien-Dünen von durchschnittlich 0.20% sind dabei Anzeiger für höhere Windgeschwindigkeiten zur Zeit ihrer Aufwehung. Regionale Variationen des Schwermineralgehaltes und des ZR/TS-Verhältnisses in den jüngeren Dünensanden deuten darauf hin, daß die Deflation der Altdünen regional mit unterschiedlicher Intensität vonstatten gegangen ist. Der kleinräumige Wandel der beiden Meßgrößen ist jedoch nicht zwingend mit einem Wechsel in der Intensität der äolischen Formung in Zusammenhang zu bringen, sondern kann auch durch die vorgegebene Reliefsituation und die granulometrischen Eigenschaften des Ausgangsmaterials begründet sein.

Auch wenn gegenwärtig die rezente Flugsandbedeckung und die starken Degradationserscheinungen an Oberböden durch Deflationsprozesse die Wirksamkeit des passatischen Windsystems für die Oberflächenformung und den Sandtransport verdeutlichen, ist es nach Ansicht des Verfassers unwahrscheinlich, daß Dünensande aus dem Großen Erg von Bilma in Zeiten erhöhter Windaktivität in den Nordsahel der Republik Niger transportiert wurden.

Diese Annahme wird wie folgt begründet: In der Südsahara, der Sahelzone und der nördlichen Sudanzone ist keine Abnahme des Schwermineralgehaltes in der vermuteten Transportrichtung, das heißt vom südsaharischen zum sahelischen Raum, feststellbar. Auch der Opakanteil müßte durch Saltationssprengung in gleicher Richtung meßbar abnehmen; er zeigt jedoch keine Veränderung. Seltener auftretende Schwermineralarten der Instabil-Gruppe, wie etwa Granat, treten immer nur in räumlich eng umgrenzten Regionen der Südsahara auf; in den Spektren der sahelischen Altdünen fehlen sie dagegen. Zuletzt bleibt auch der Anteil idiomorpher Zirkone im Vergleich südsaharischer und nordsahelischer Dünensande konstant; eine Zunahme der Rundung in dieser Richtung ist nicht zu verzeichnen.

Daraus ergibt sich für die Südsahara und für den Nordsahel der

östlichen Republik Niger die Schlußfolgerung, daß in der Zeit nach dem Ogolien in ariden Phasen unterschiedlicher Dauer und Intensität bei der Aufwehung der jüngeren Dünengenerationen und der Flugsanddecken immer auf die älteren Dünensande der jeweiligen unmittelbaren Umgebung zurückgegriffen wurde, ohne daß es dabei zu einem nennenswerten Ferntransport des Materials gekommen ist. Auch die Ogoliendünen können ihrerseits aus der äolischen Überformung bzw. der Deflation bereits am Ort der Dünenbildung vorhandener Lockermaterialquellen hervorgegangen sein; der Nachweis der letztgenannten Vermutung soll in den folgenden Kapiteln erbracht werden.

Im nun folgenden Vergleich dieser Zwischenergebnisse mit den Resultaten anderer Bearbeiter ergeben sich einige Übereinstimmungen.

Schwermineralanalysen an Dünensanden wurden durch französische Geomorphologen wie MAINGUET & VIMEUX-RICHEUX (1981) und MAINGUET et al. (1983) im mittleren und südwestlichen Teil der Republik Niger durchgeführt. Bearbeitungsschwerpunkte liegen hierbei in den Dünengebieten zwischen dem Massiv von Termit und Ader Doutchi, Auch am Nordrand des Tschad-Sees wurden bei N'Guigmi Dünensande beprobt.

Der Vergleich mit den eigenen Ergebnissen drängt sich insofern auf, als diese Autoren ebenfalls der Frage nach der Herkunft der Dünensande nachgehen. Vergleichswerte zu den untersuchten Lokalitäten der vorliegenden Arbeit wurden den Tabellen aus MAINGUET et al. (1983, S.167) entnommen.

Die Analysenergebnisse der o.g. Autoren sind im wesentlichen identisch mit jenen der vorliegenden Arbeit. Auffällig ist auch hier die große Homogenität der Schwermineralspektren in den Dünensanden. In den untersuchten Dünensanden zwischen Termit und dem Ader Doutchi dominiert demnach die Gruppe der stabilen Schwerminerale. Zirkon tritt in Anteilen zwischen 46.0%-71.0% auf. Ihm folgen in der Reihe abnehmender Häufigkeiten Turmalin (12.0%-33.0%), Rutil (2.0%-13.0%) und Staurolith (2.0%-10.0%). Epidot, Anatas und Disthen sind dagegen selten; Amphibol und Pyroxen treten nur in Spuren auf. Bei N'Guigmi, einige Kilometer südwestlich Koufey, liegt der Schwermineralgehalt der Dünensande bei 0.14%; das ZR/TS-Verhältnis beträgt 63.0:35.0. Die

Ähnlichkeit mit den Dünensanden der nördlich gelegenen Lokalitäten ist klar erkennbar.

#### Das Massiv von Termit

Die Schichtstufenlandschaft des Termit, am Südrand des Großen Erg von Bilma, verläuft über knapp 200 km Länge und maximal 50 km Breite auf 16°N und 11°E. Gemeinsame Kennzeichen mit den bereits beschriebenen Schichtstufen des Ost-Nigers sind die nach Westen gerichtete Stufenstirn und die lakustrinen Sedimentreste im westlichen Stufenvorland (SERVANT, 1983). Nach HAGEDORN (1988, S. 282) dokumentiert sich auch im Bereich des Massivs von Termit die intensive äolische Korrasion und Deflation in Form von Yardangs; im Stufenbereich selbst weisen holozäne Sedimente Spuren fluvialer Erosion auf.

In der Umgebung des Massivs von Termit läßt sich kein signifikanter Wechsel in der schwermineralogischen Kennzeichnung der Dünensande feststellen. Eine Siff-Düne im Lee des Termit weist den gleichen Schwermineralgehalt (0.08%) und die gleiche schwermineralogische Zusammensetzung auf wie die weiter östlich und südöstlich gelegenen Dünen. Die Schwermineralverteilung und der Schwermineralgehalt (0.009%) des anstehenden obersten Sandsteins sind darüber hinaus identisch mit jenen der weiter östlich gelegenen Massive von Dibella und Agadem. Der Einfluß des lokalen Substrates auf die Schwermineralspektren der Dünensande ist eindeutig nachweisbar und wird auch von MAINGUET et al. (1983) als wahrscheinlich angesehen. Auch HAGEDORN (1988, S. 283) sieht die Herkunft der Dünensande in der Umgebung des Termit zumindest teilweise im Zersatzmaterial des Anstehenden. Der im Vergleich zum Anstehenden fast zehnmals höhere Schwermineralgehalt der Siff-Düne im Lee des Termit ist auch hier durch selektive Ausblasung von Leichtmineralen im Zuge der Dünenaufwehung zu werten.

MAINGUET et al. (1983) stellen einen Zusammenhang zwischen Luv-Lee-Effekt in der Umgebung topographischer Hindernisse und der Form der Zirkone her. Demnach treten luvseitig des Hindernisses überwiegend runde Zirkone auf, wogegen in den Dünensanden des leewärtigen Vorlandes idiomorphe Zirkone aus dem Zersatz des Anstehenden an Häufigkeit zunehmen. Diese Erscheinung tritt in der Umgebung der ostnigrischen Sandsteinstufen in dieser Deut-

lichkeit nicht auf. Eine der Ursachen dafür liegt sicherlich in der bereits erwähnten Tatsache, daß die Schwerminerkörner bereits im Anstehenden der ostnigrischen Schichtstufen überwiegend gute Rundung aufweisen, und somit der Nachweis des lokalen Ursprungs der Dünensande erschwert wird. Trotzdem ist der Bezug der Dünensande zum Anstehenden im Hinblick auf die übrigen Gemeinsamkeiten in der Schwermineralzusammensetzung auch für die Region von Termit durchaus wahrscheinlich.

Der Vergleich der Schwermineralspektren von Termit mit jenen der Lokaltäten Bilma, Dibella und Agadem in Abb. 11 stellt deren Ähnlichkeit deutlich heraus. Verschiebungen des ZR/TS-Verhältnisses zugunsten der spezifisch leichten Minerale Turmalin und Staurolith deuten zunächst auf Sortierungsprozesse infolge des äolischen Transportes aus dem Erg von Bilma in Richtung Termit hin. Eine Abnahme des Schwermineralgehaltes in den Dünensanden, wie sie in Transportrichtung zu erwarten ist, tritt jedoch nicht auf und macht den Sandtransport über größere Distanzen in Richtung des NE-Passates unwahrscheinlich. Verschiebungen des ZR/TS-Verhältnisses müssen daher auf Variationen in der petrographischen Zusammensetzung der anstehenden detritischen Sedimentgesteine zurückgeführt werden; sie können darüber hinaus auch in methodischen Fehlerquellen, wie Sieb- und Abtrennfehlern, begründet sein (vgl. Kap. 3.3.1.).

#### Der Raum westlich des Tschad-Sees

Die Ost-West-Verbindungsachse zwischen den beiden meridional verlaufenden Landschaftsprofilen durch den Ost- und Zentral-Niger beginnt an der Lokalität Bosso, am westlichen Rande des Tschad-Sees, und verläuft bis nach Niamey im Südwesten der Republik Niger.

Etwa 15 km westlich Bosso zeigt die Schwermineralverteilung eines Schwemmsandes einen klaren Wechsel des Liefergebietes im Vergleich zu den nördlich gelegenen Dünensandgebieten an (Abb. 11). Die instabilen Schwerminerale treten hier in Anteilen von durchschnittlich 7.0% auf. Klares Unterscheidungsmerkmal von den Manga-Sanden ist hierbei das Auftreten von Grüner Hornblende und Granat neben Epidot. In der metamorphen Gruppe tritt neben Staurolith auch Disthen durchgängig auf.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal zu den bereits beschriebenen Dünensanden ist der auffällig erhöhte Anteil blauer und orange-farbener Turmaline in den Spektren, der zusätzlich den Wechsel des Liefergebietes anzeigt. Dabei deuten insbesondere blaue Turmaline auf metamorphe Gesteine im Liefergebiet hin, wie sie im Einzugsgebiet des Komadougous in Nigeria weit verbreitet sind. Auf die Eignung verschiedener Turmalinvarietäten als Leitminerale wurde bereits in Kapitel 3.1. hingewiesen.

Der schwermineralogische Befund bestätigt das Ergebnis der Korngrößenanalyse in VÖLKELE (1989, S.132), das den Schwemmsand mit einem Anteil zwischen 58.0% und 71.0% Schluff und Ton klar von den Kornverteilungskurven der Dünensande absetzt (Abb. 43). Der Schwermineralgehalt von 0.01% im Mittel ist auch im Vergleich zu den Dünensanden (0.14% im Durchschnitt) sehr gering und korreliert eng mit dem niedrigen Medianwert der Korngröße von 0.032mm.

Morphoskopisch unterscheidet sich der Schwemmsand des Komadougous ebenfalls von den zuvor beschriebenen Dünensanden. Der Anteil idiomorpher, meist glänzender Zirkone übersteigt mit 10.0% des Gesamtspektrums den Durchschnitt der Dünensande um das Doppelte. Weiterhin erscheint der überwiegende Teil der offensichtlich fluvial transportierten Schwerminerale im Durchlicht klarer, mit glatter Oberfläche und unterscheidet sich somit von den oft milchig trüb erscheinenden, windtransportierten Dünensandkörnern. Bemerkenswert ist weiterhin, daß die Grüne Hornblende teilweise in angerundeter (subrounded) Form auftritt, ein Merkmal, das auch die eindeutig fluvial antransportierten Dünensande der Taklamakan kennzeichnet (Kap. 4.1.3.). Im Gegensatz dazu stehen die infolge des Saltationstransportes meist splittrig zerbrochenen Hornblenden der Ténéré-Sande.

Somit ist der überwiegend fluviale Charakter des Sediments erkennbar. Die instabilen Komponenten stammen aus den kristallinen Gesteinskomplexen des nigerianischen Sockels und wurden über weite Strecken transportiert, wobei die Sedimentfracht fast völlig an spezifisch schweren Mineralen verarmte. Das ZR/TS-Verhältnis von 70.0:19.0 steht im Widerspruch zur vermuteten großen Transportdistanz des Sedimentes, da im Falle eines Ferntransportes gemäß dem Äquivalenzprinzip eine relative Anreicherung der leichteren Turmaline und Staurolithe zu erwarten

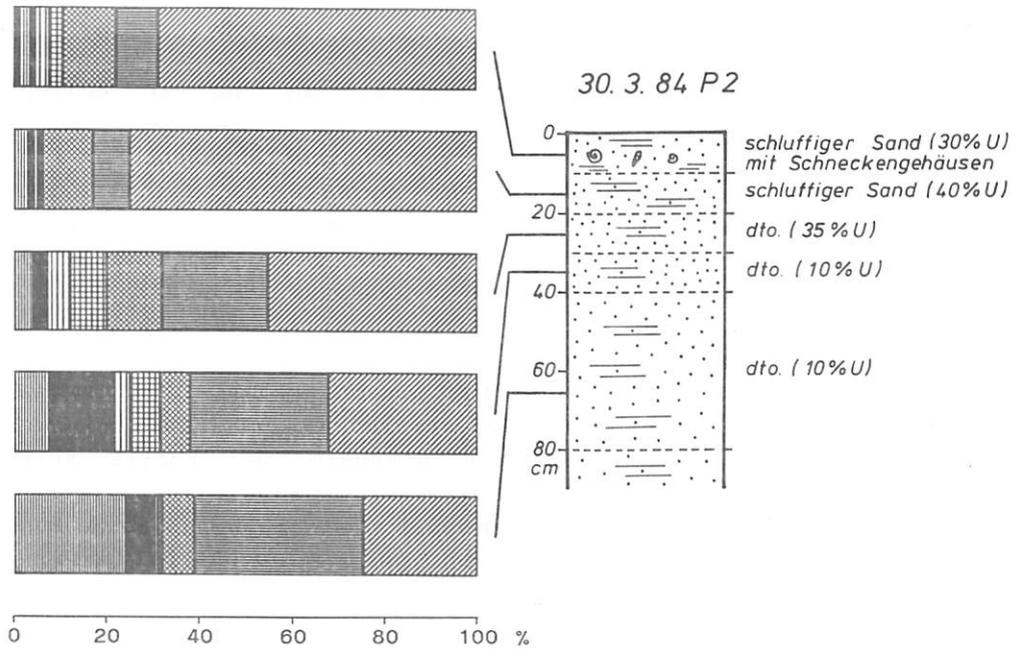


Abb. 44: Schwermineralspektrum: Tschad-See-Sediment.

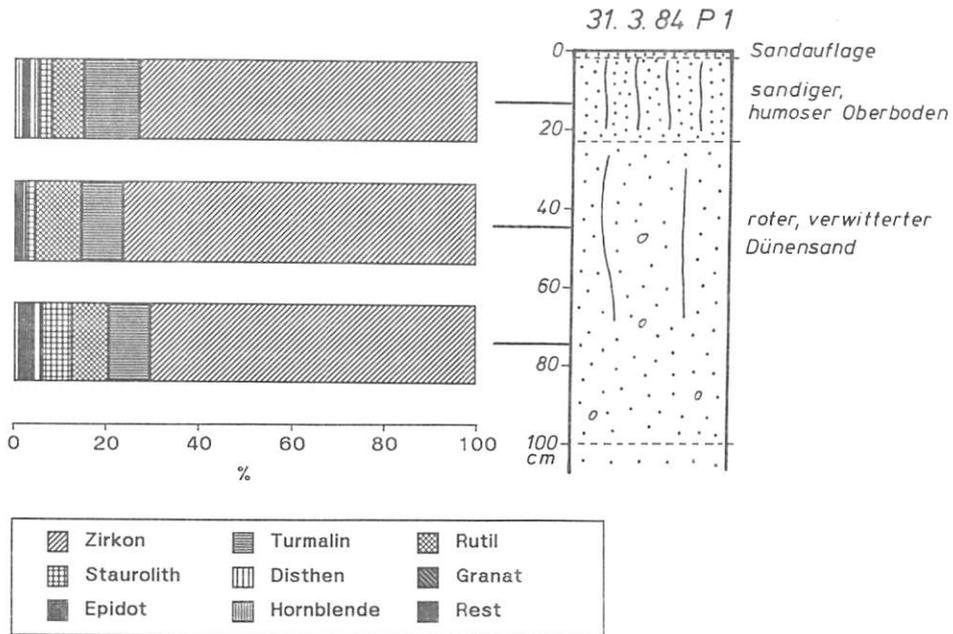


Abb. 45: Schwermineralspektrum: Altdüne, 15 km westlich Diffa.

wäre.

Daraus läßt sich die Schlußfolgerung ziehen, daß in Zeiten erhöhter Windaktivität die trockengefallenen Schwemmsande des Komadougous die Quellen der Dünensande dargestellt haben. Der von MAINGUET und Mitarbeitern (1983, S.172) auch an anderen Stellen des Süd-Nigers beschriebene, "doppelte Ursprung" (äolisch + fluvial) der Dünensande ist für diesen Teil des Arbeitsgebietes über ihre Morphoskopie und Schwermineralführung belegt.

Vergleicht man das Komadougou-Sediment mit einem Tschad-See-Sediment der näheren Umgebung, so fällt auf, daß lediglich in den obersten Profilbereichen Ähnlichkeiten der Schwermineralspektren bestehen (Abb. 44). Wenngleich sich innerhalb des Profils kein qualitativer Wechsel der Spektren vollzieht und auch die Schwermineralgehalte (0.02%) sehr konstant und niedrig sind, deuten die schwankenden Anteile der jeweiligen Stabilitätsgruppen stärkere Variationen des Sedimentationsgeschehens an.

Auch makroskopisch erscheint der Profilaufbau des Tschad-See-Sedimentes heterogener (VÖLKELE 1989, S.136). Grundsätzlich ist jedoch auch hier die fluviale Herkunft des Materials über die Anwesenheit der Grünen Hornblende und der blauen und orangefarbenen Turmalinvarietäten belegt. Auch der in geringen Prozentsätzen durchgängig auftretende Disthen deutet den Bezug zum Komadougou-Sediment an.

Auffällig ist die stetige Abnahme der instabilen Schwerminerale vom Profiltiefsten zum Hangenden, die mit einer relativen Anreicherung des Zirkons einhergeht. Diese Erscheinung kann im oberen Profiltril auf Deflationsprozesse in der Zeit nach dem Trockenfallen des Seebodens zurückzuführen sein. Die Amphibole sind dabei auf Grund ihres geringen spezifischen Gewichts und ihrer meist plattigen Form am ehesten vom Wind vertragen worden. Die Variationen der Schwermineralspektren in den unteren Profiltrilen deuten zusätzlich auf wechselnde Sedimentationsbedingungen hin.

In der Desert du Tal, etwa 10 km westlich des rezenten Strandbereiches des Tschad-Sees beschreiben MAINGUET et al. (1983, S.170) vereinzelt auftretende mobile Dünen inmitten der fixierten Altdünen. Dabei handelt es sich offensichtlich um reaktivierte Dünen infolge der Dürre der 70er Jahre. Das Schwermineralspektrum

dieser reaktivierten Dünen zeigt keinerlei Bezug zu den Sedimenten im Mündungsbereich des Komadougous. Instabile Schwerminerale fehlen bis auf Epidot (<1.0%) gänzlich. Die Stabil-Gruppe dominiert wiederum mit mehr als 90.0% des Spektrums; das ZR/TS-Verhältnis liegt bei 64.0:35.0.

Die französischen Autoren schließen aus der Verschiebung des Z/T-Verhältnisses um 10.0% zugunsten des Turmalins auf eine Anlieferung der Sande aus nordöstlicher Richtung, wobei die Sande im "Lee" des Tschad-Sees infolge nachlassender Transportkraft des Harmattans zur Ablagerung gekommen sind. Ihren Ausführungen nach verliert der Harmattan bei der Überquerung des Tschad-Sees aus seiner Sandfracht zunächst die spezifisch schweren Komponenten (Zirkon). Erst mit einiger zeitlicher Verzögerung und bei noch geringerer Transportkraft des Windes kommen im westlichen Randbereich des Tschad-Sees dann die nun relativ zirkonarmen, aber turmalinreicheren Sande zur Ablagerung. Gleiches gilt nach Ansicht der Autoren für die Dünensande von Maïne Soroa, etwa 130 Kilometer westsüdwestlich Bosso. Somit wird an beiden Lokalitäten dem Ferntransport in Passatrichtung für die Sandanlieferung große Bedeutung beigemessen.

Diese These erscheint dem Verfasser aus zwei Gründen unwahrscheinlich: Zum einen liegt der Schwermineralgehalt in den Dünen der Desert du Tal mit 0.197% deutlich über dem Durchschnitt aller untersuchten Dünensande. Dies ist ein für ein angeblich ferntransportiertes Sediment ungewöhnlich hoher Wert. Zum zweiten zeigen die eigenen Untersuchungen in den südsaharischen Dünen, daß Verschiebungen des Z/T-Verhältnisses in der o.g. Größenordnung schon nach wenigen hundert Metern, teilweise sogar in Zentimeterabständen innerhalb eines einzigen Vertikalprofils auftreten können. Verschiebungen im Z/T-Verhältnis eines Sedimentes müssen daher nicht zwingend auf Ferntransport hindeuten. Dem Verfasser erscheint die von MAINGUET et al. ebenfalls in Betracht gezogene These der Sandherkunft aus den Mündungsbereichen der Flüsse Chari und Logone weitaus schlüssiger. Somit wären auch für diesen Bereich des Arbeitsgebietes lokale Sandquellen, wie trockengefallene lakustrine Sedimente und Schwemmsande für die Dünenentstehung von großer Bedeutung.

Betrachtet man die Schwermineralzusammensetzung in Altdünensanden im Einflußbereich des Komadougous, so wird auch hier der Zusam-



menhang zwischen primär fluvialem Antransport der Sande und nachfolgender, geringer äolischer Überprägung deutlich (Abb. 45, 46). In allen untersuchten Proben dieses Raumes ist die schwermineralogische Kennzeichnung der Sande weitgehend identisch mit jener der Komadougou-Sedimente bei Bosso. Die ZR/TS-Verhältnisse und Schwermineralgehalte sind innerhalb der Einzelprofile sehr konstant. Auch hier ist, wie in den Sanden von Bosso, der Anteil der opaken Minerale mit durchschnittlich 71,0% relativ hoch. Wiederum finden sich unter den Turmalinen orangefarbene und blaue Exemplare in größerer Zahl (5.0%-10.0%). Sortierungsprozesse scheinen bei der Aufwehung der Dünen zu keinen nennenswerten Unterschieden zwischen Dünensanden und den fluvialen Sanden als deren Quellen geführt zu haben. Ein äolischer Sandtransport über größere Distanzen kann demzufolge nicht stattgefunden haben.

Wieder werden die Ergebnisse aus der Schwermineralanalyse untermauert durch die Granulometrie der Sande. Die Medianwerte der Korngröße liegen in den Altdünensanden bei Diffa (31.03.84 P1) bei 0.036mm und sind somit identisch mit jenen der Sande westlich von Bosso (30.03.84 1/1).

Weiter westlich der zuletzt beschriebenen Profile findet allmählich der Übergang aus dem Schwemmlandbereich des Komadougous in eine schwach reliefierte Altdünenlandschaft statt. Der schwindende Einfluß des Komadougous manifestiert sich in den Schwermineralassoziationen der Dünensande in Form stetig abnehmender Gehalte der instabilen Schwerminerale. Der Opakanteil liegt auch hier bei 72.0% (Abb. 47). Der Anteil idiomorpher Zirkone liegt mit durchschnittlich 8.0% geringfügig über dem Mittel der südsaharischen und der Manga-Dünensande. Unter den Turmalinen treten wiederum blaue und rötliche Varietäten auf.

VÖLKELE (1989, S.140) schließt aus den für Dünensande ungewöhnlich hohen Feinsandgehalten des Profils, daß es sich auch hier um ein ehemaliges, älteres Komadougou-Sediment handelt. Daraus ergibt sich, daß die äolische Aktivität in der Zeit nach der Ablagerung der Komadougou-Sedimente zu gering war, als daß sie den fluvialen Charakter des Körnungsspektrums verwischen konnte. Der mit durchschnittlich 0.19% recht hohe Schwermineralgehalt in Profil 3 deutet zusammen mit einem ZR/TS-Verhältnis von 84.0:14.0 zusätzlich darauf hin, daß es sich hier um einen nur geringfügig umgelagerten Dünensand handelt.

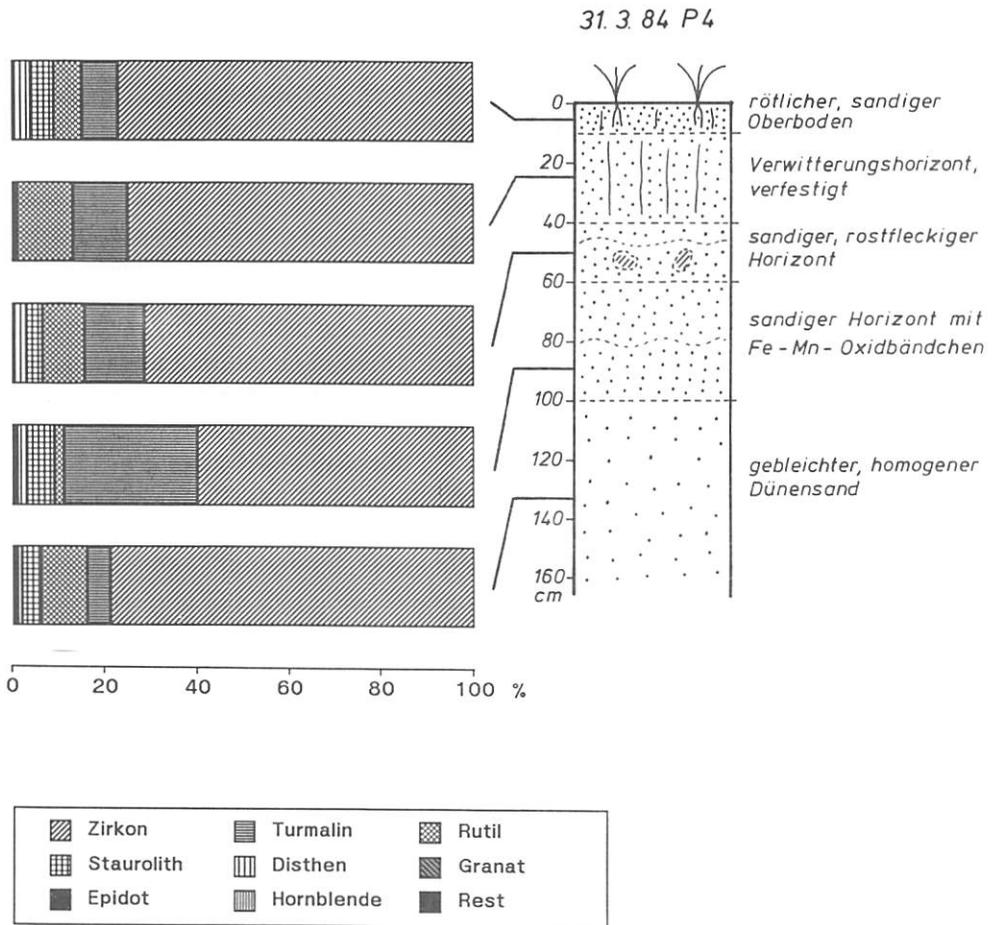


Abb. 48: Schwermineralspektrum: Altdüne, 76 km westlich Diffa.

Trotz der deutlichen granulometrischen und mineralogischen Parallelen zwischen den Profilen P 3 und P 4 deuten in letzterem der niedrige Schwermineralgehalt (0.06%) und ein ZR/TS-Verhältnis von 62.0:35.0 im unteren Profilverteil darauf hin, daß es sich hier um ein äolisch über größere Distanzen transportiertes Sediment handelt. Auch der Opakanteil sinkt von P 3 zu P 4 um 19.0% auf 53.0% ab; diese Erscheinung könnte unter Umständen auf Prozesse der Saltationssprengung zurückgeführt werden (Abb. 48).

Auf Grund der Ähnlichkeit der schwermineralogischen Merkmale mit jenen der südsaharischen Dünensande kann eine Ferntransportkomponente innerhalb des Profils P 4 letztlich nicht ausgeschlossen werden. Schwermineralgehalt und ZR/TS-Verhältnis können den Dünensand aus P 4 jedoch ebensogut als Ausblasungsprodukt aus nahegelegenen Schwemmsanden kennzeichnen. Dabei könnte die Lage des Profils im Bereich einer morphologischen Senke die Sedimentation der Sandfracht schon nach einer kurzen Transportstrecke begünstigt haben.

#### Altdünen bei Gouré

Etwa 160 km westlich Diffa, nahe der Ortschaft Gouré, ist das Relief durch Granitinselberge geprägt, die Höhen von maximal 700m NN erreichen. Altdünen sind in Mächtigkeiten von etwa 1.5m als flache Rampen im Luv des NE-Passates den steilen Unterhängen angelagert (Abb. 49).

Das Schwermineralspektrum eines solchen Altdünensandes (1.4.84 P 2) zeigt deutliche Spuren einer Beeinflußung durch das lokal anstehende Kristallingestein. Insbesondere der Anteil an Grüner Hornblende von 40.5% des Gesamtspektrums spricht für den überwiegend autochthonen Charakter des Dünensandes. Dabei sind die Hornblenden in keiner Weise mechanisch beansprucht, sondern prismatisch bis unregelmäßig ausgebildet. Unter den stabilen Schwermineralen dominieren gut gerundete Körner.

Das Schwermineralspektrum des anstehenden Granites ist geprägt durch die Vorherrschaft der Grünen Hornblende. Die Stabil-Gruppe tritt innerhalb des Anstehenden naturgemäß nur in Form akzessorischer Gemengteile auf. Die Bodenbildung im oberen Profilverbereich ist eindeutig eine in situ Verwitterung, wobei stabile Dünensand-

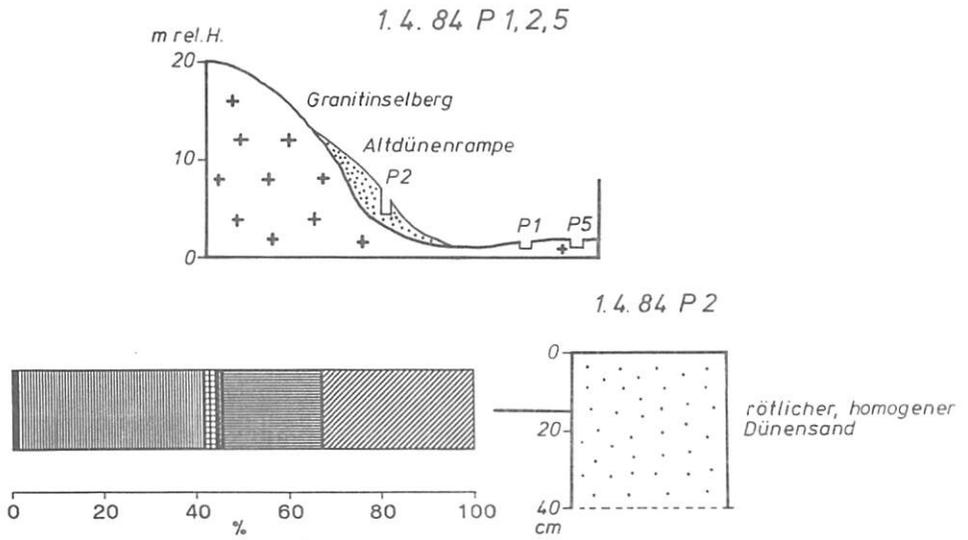


Abb. 49: Geländeskizze und Schwermineralspektrum: Altdüne westlich Gouré.

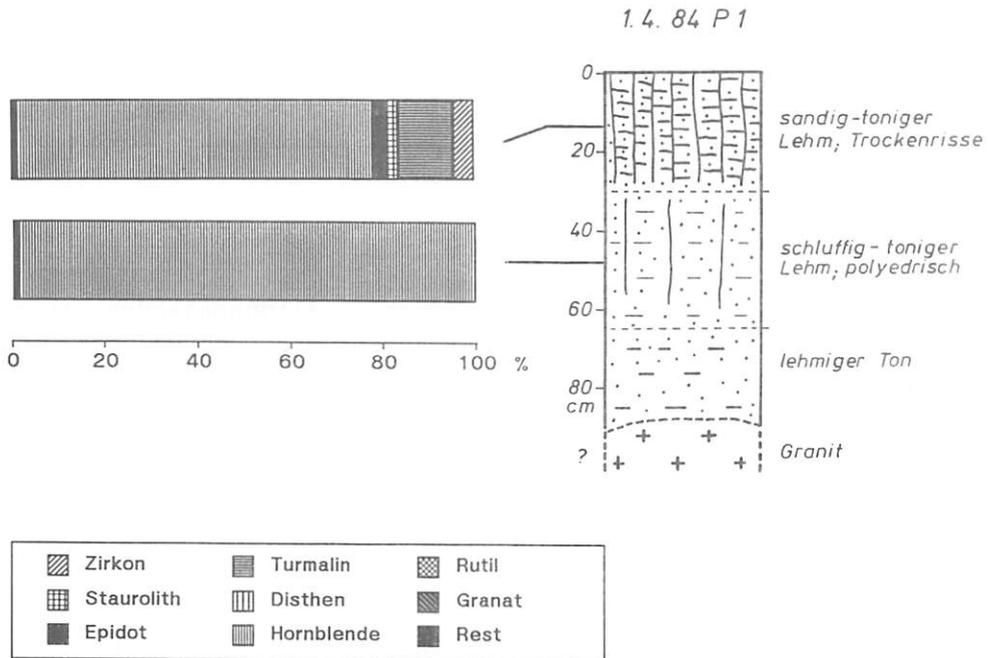


Abb. 50: Schwermineralspektrum: Vertisol, 5 km westlich Gouré.

komponenten aus den oberen Hangbereichen in den Oberboden verschwemmt wurden. Die gut gerundeten Zirkone, Turmaline und Rutile sind eindeutig allochthone Komponenten. Sie sind jedoch nicht ferntransportiert, sondern als Einwehungen aus umliegenden Dünenkörpern anzusprechen. Für den Dünen sandcharakter des Materials sprechen auch die Medianwerte der Korngröße, die zwischen 0.055mm (01.04.84 1/1) und 0.073mm (01.04.84 2/1) liegen (Abb. 50).

#### 4.2.2. Zentral-Niger

Die Schwermineralassoziationen des zentralen Teils der Republik Niger sollen anhand eines Meridionalprofils aus den Bereichen südlich des Air-Gebirges über die Sandsteinplateaus von Tanout und Koutous bis nach Zinder im Süd-Niger dargestellt werden.

##### Die Schichtstufe von Tiguidit

Die Stufe von Tiguidit verläuft sichelförmig von West nach Ost im südlichen Vorland des Air-Gebirges. Stufenbildner sind hier die kretazischen, kontinentalen Sandsteine der "Echkar-Formation", deren petrographische Zusammensetzung nahezu identisch mit den Sandsteinen der ostnigrischen Schichtstufen ist. Im Gegensatz zu den feinkörnigen unterkretazischen Sandsteinen, die als Stufenbildner im Osten der Republik Niger dominieren, ist der Echkar-Sandstein deutlich grobkörniger. Wie im folgenden noch gezeigt wird, sind letztlich granulometrische Unterschiede im Ausgangsgestein für Variationen in seinen Schwermineralassoziationen verantwortlich.

An vielen Stellen bedecken rotbraun verwitterte Altdünen im Lee der vorherrschenden Windrichtung den Stufenhang. Aus ihrer gegenwärtigen Lage in etwa 300m Entfernung von der Stufe läßt sich nach VÖLKE (1989, S.68) der Betrag der Stufenrückverlegung in der Zeit seit der Dünenentstehung ableiten (Abb. 51-53).

Auch auf der Dachfläche der Stufe von Tiguidit finden sich die aus den ostnigrischen Bereichen bekannten Dayas. Die Sedimentfüllung der Daya stellt mit einem Schwermineralgehalt von 0.07% und einem ZR/TS-Verhältnis von 84.0:13.0 ein typisches Dünen sand-

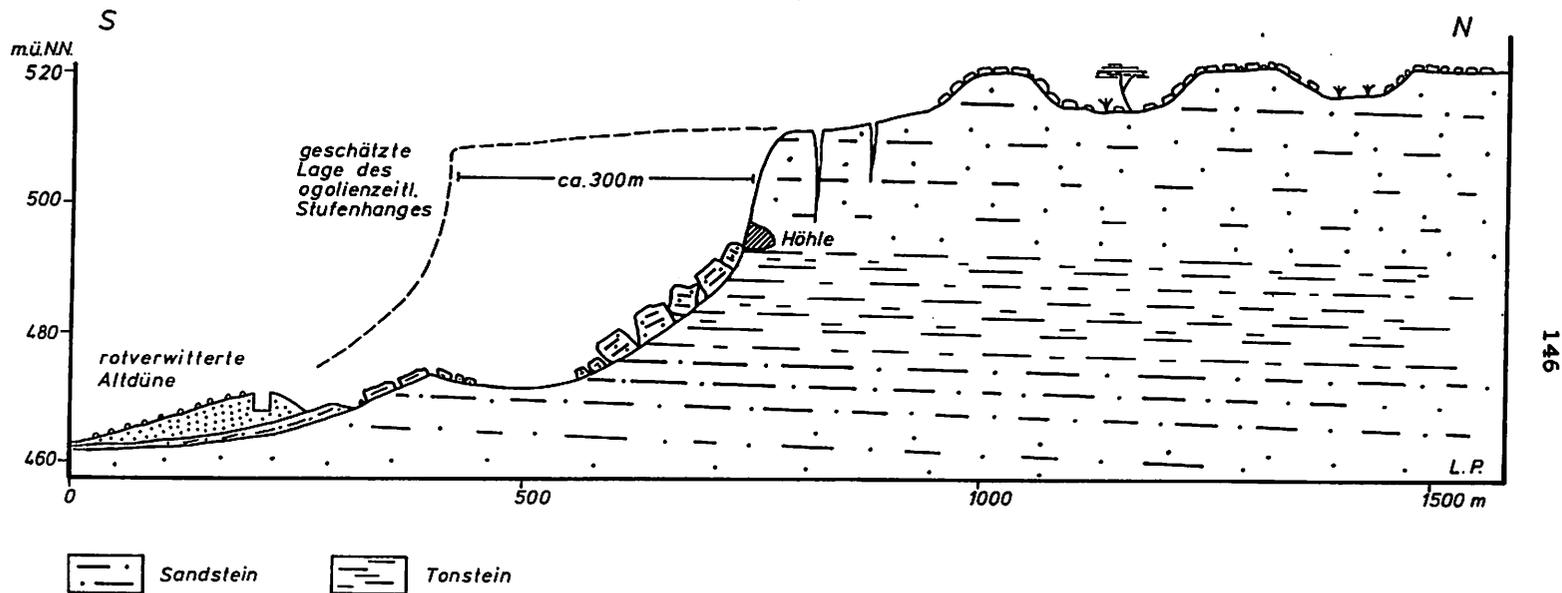


Abb. 51: Querprofil der Schichtstufe von Tiguidit.

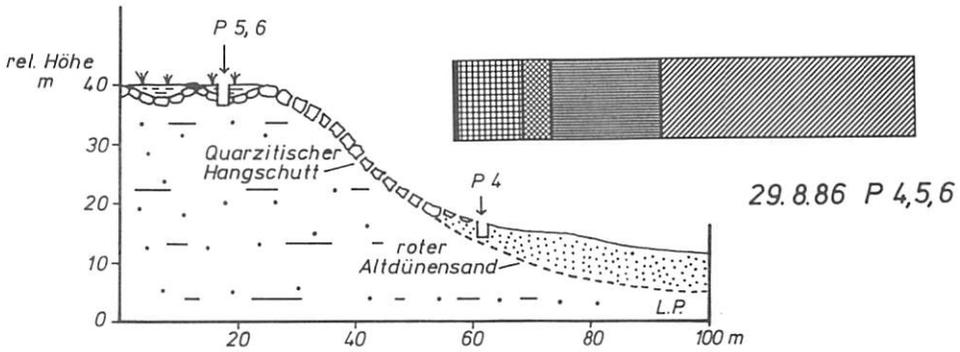
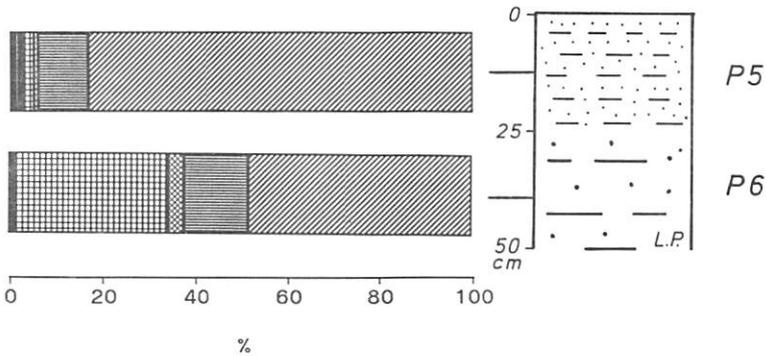
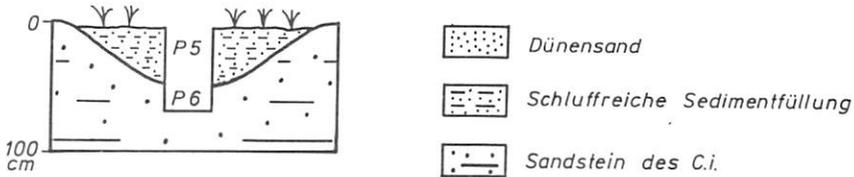


Abb. 52: Hangprofil; Stufe von Tiguidit.

## Depression der Dachfläche im Detail



Zirkon	Turmalin	Rutil
Staurolith	Disthen	Granat
Epidot	Hornblende	Rest

Abb. 53: Schwermineralspektrum: Dachflächendepression.

spektrum dar, wie es auch in den Sanden des Ergs von Bilma überwiegend auftritt. Der Schwermineralgehalt des Anstehenden beträgt 1.41%. Das ZR/TS-Verhältnis beträgt 51.5:47.0, wobei die überdurchschnittliche Häufigkeit des Stauroliths (33.0%) einen Wert darstellt, wie er sonst an keiner anderen Stelle des Arbeitsgebietes erreicht wird. Die Kornform der Staurolithkörner des Sandsteins ist durchweg angular, die Transportbeanspruchung folglich gering. Ungewöhnlich hoch ist auch der Opakanteil von 80.0% im anstehenden Sandstein.

Ein direkter Zusammenhang zwischen der Daya-Füllung und dem Anstehenden ist aus dem Vergleich der Schwermineralspektren zunächst nicht ersichtlich. Der Staurolithgehalt in der Daya-Füllung beträgt nur 2.0%; die Daya-Füllung scheint somit allochthon zu sein. Die Daya-Hohlform wäre also eine Sedimentfalle für äolisch ferntransportierte, d.h. allochthone Sande aus den nord-östlich gelegenen Ergbereichen. Auch VÖLKE (1989, S.176f.) kommt zu dem Ergebnis, daß die Daya-Füllung eindeutig allochthonen Charakter trägt. Als Argumente werden neben granulometrischen vor allem Unterschiede im Tonmineral- und Leichtmineralbestand angeführt.

Folgt man dennoch der These einer in situ Entstehung der Daya-Füllung, so scheiden in Bezug auf die Schwermineralassoziationen auch Verwitterungseinflüsse als Ursache der Häufigkeitsabnahme des Stauroliths vom Anstehenden zur Daya-Füllung aus, da verwitterungsunstabile Schwerminerale (Epidot) in beiden Proben in gleicher Häufigkeit auftreten.

Trotz dieser Argumente für den allochthonen Charakter der Daya-Füllung spricht einiges für die Autochthonie der Daya-Füllung: Die auffälligen Häufigkeitsverschiebungen der Minerale Staurolith und Zirkon sind im Zusammenhang mit den grundlegend voneinander verschiedenen, granulometrischen Eigenschaften des Sandsteins und der Daya-Füllung zu sehen. Es ist bekannt, daß Staurolith vorzugsweise in großen Körnern, Zirkon dagegen eher in kleinen Körnern auftritt. Daher treten in den grobkörnigen Sedimenten der stufenbildenden Echkar-Formation (Median der Korngröße: 0.097mm) überdurchschnittlich hohe Staurolithgehalte auf, im feinkörnigen Daya - Material (Median: 0.011mm) dagegen überdurchschnittlich hohe Zirkonanteile. Der geringe Staurolithgehalt der Daya-Füllung steht also mit ihren hohen Feinmaterialanteilen in Zusammenhang;

er ist somit, ebenso wie der deutlich erhöhte Zirkongehalt, auf das Phänomen der bereits in Kapitel 3.3.2. beschriebenen "Granularvariation" zurückzuführen. Verschiebungen des Medianwertes der Korngröße führen hier zu erheblichen Variationen im gegenseitigen Mengenverhältnis der Schwerminerale.

Der morphoskopische Vergleich der Daya-Füllung mit dem unterlagernden Sandstein verdeutlicht den Zusammenhang zwischen beiden noch mehr. In beiden Proben beträgt der Anteil idiomorpher Zirkone über 30.0%. Die idiomorphen Zirkone der Daya-Füllung entstammen somit dem Zersatz des Anstehenden und sind als eindeutig autochthone Komponenten zu werten. Sie können sowohl als stabile Endprodukte einer in situ Verwitterung in der Hohlform existiert haben oder auch Auswehungsprodukte oder Spülsedimente aus Dünenkörpern der unmittelbaren Umgebung darstellen. In diesem Fall müßten die Dünensande dieser Lokalität ebenfalls zu großen Teilen aus Zersatzmaterial des Echkar-Sandsteins bestehen.

Schwermineralanalysen an Dünensanden der näheren Umgebung der Stufe von Tiguidit erhärten die zuletzt formulierte Vermutung: Verglichen mit dem schluffreichen Daya-Sediment zeigt das Schwermineralspektrum einer rubefizierten, ogolienzeitlichen Altdüne am Hangfuß der Stufe von Tiguidit, etwa 100 km südwestlich Agadez, eindeutigen Bezug zur Petrographie des Echkar-Sandsteins (vgl. Abb. 52). Innerhalb der Düne wurden zwei Proben schwermineralogisch untersucht, wobei die Ergebnisse der Analyse untereinander völlig identisch sind und die Darstellung in einem Säulendiagramm zulassen.

Schon die Lage des Dünenkörpers am Ende einer Hangschuttdecke, die den Stufenhang herabzieht, legt die Vermutung einer Verschwemmung von feinkörnigem Zersatzmaterial des Anstehenden in den Dünenkörper nahe. Diese Annahme wird durch mehrere Beobachtungen erhärtet: Der Schwermineralgehalt des Dünensandes beträgt mit 0.84% das zwölfwache des Durchschnittswertes aller untersuchten Dünensande. Außerdem ist der Staurolithgehalt des Dünensandes mit 14.5% überdurchschnittlich hoch. Auch der Opakanteil des Dünensandspektrums übersteigt mit 73.0% den Durchschnittswert erheblich. Zuletzt ähnelt auch das ZR/TS-Verhältnis des Dünensandes mit 61.0:38.0 demjenigen des Sandsteins. Somit ist das Zersatzmaterial des lokale Substrates eine wesentliche Quelle der

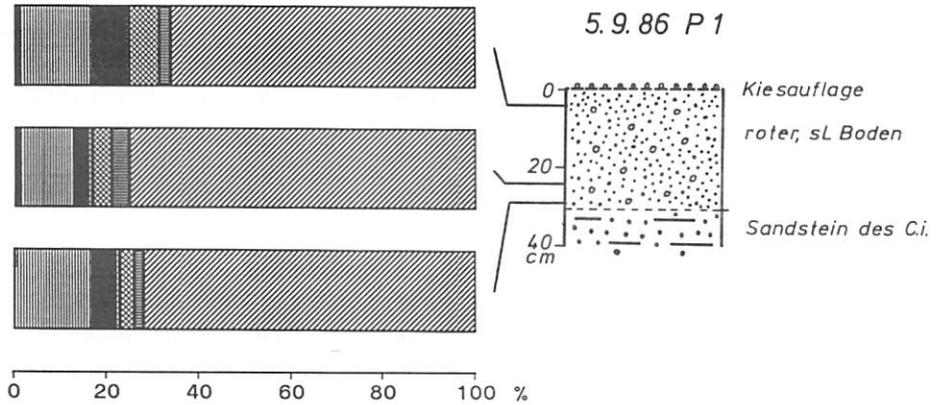


Abb. 54: Schwermineralspektrum: Kiesrücken östlich Agadèz.

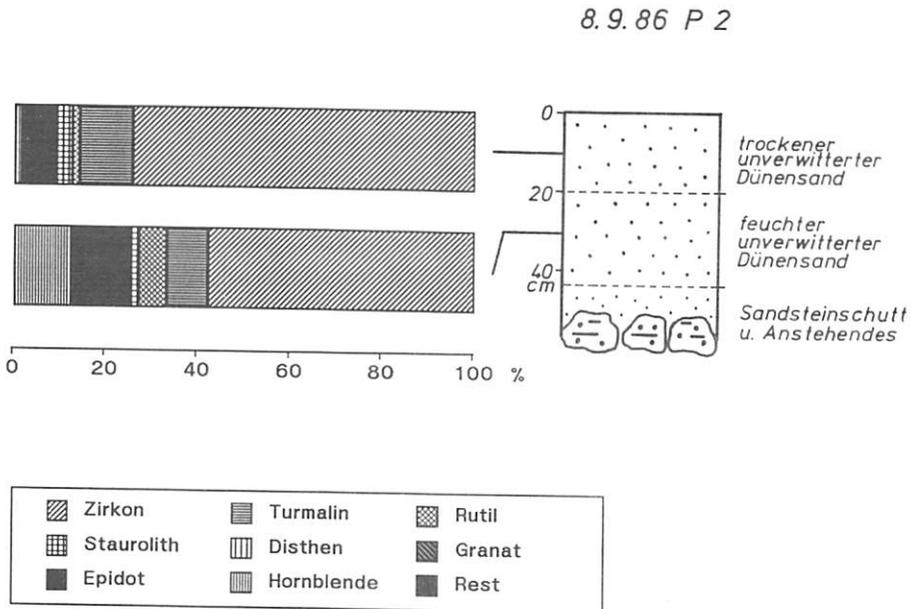


Abb. 55: Schwermineralspektrum: Düne, 5 km südlich von Tiguidit.

## Dünensande in der Umgebung der Stufe von Tiguidit.

Für die besondere schwermineralogische Kennzeichnung der Dünensande dieser Lokalität ist also weniger die Exposition des Dünenkörpers zum passatischen Windfeld verantwortlich als die granulometrisch bedingte Variation der Schwermineralassoziation im Ausgangsgestein. Der Anteil einer autochthonen Komponente in den Dünensanden ist über die Schwermineralanalyse auch an dieser Lokalität eindeutig nachweisbar.

Autochthone Einflüsse in den Dünensanden dokumentieren sich auch an anderen Stellen des Arbeitsgebietes: Ähnlich den Sanden der Ténéré kommt auch im südöstlichen Vorland des Air-Gebirges der Einfluß seiner kristallinen und metamorphen Gesteinskomplexe in den Schwermineralspektren der Sedimentdecke zum Ausdruck. Wie die Wadi-Sedimente der östlichen Vorlandbereiche und die Dünensande der Regionen Arbre du Ténéré und Fachi weisen auch hier die fluvialen Sedimente älterer Entwässerungslinien "Air-Schwerminerale", wie Granat, Epidot und Grüne Hornblende, in Anteilen von insgesamt etwa 20.0% auf (Abb. 54). Die Medianwerte der Korngröße zeigen ebenfalls eine auffällige Übereinstimmung; der Median von Profil 1 des 05.09.86 liegt bei 0.082mm, derjenige von Profil 1 des 03.03.84 beträgt 0.085mm.

Auch der überdurchschnittliche Anteil idiomorpher Zirkone (25.0%) deutet auf kristalline Gesteine im Liefergebiet dieser Sande hin. Die Dünen in der näheren Umgebung solcher Entwässerungslinien könnten ebenfalls Auswehungsprodukte dieser primär fluvial angelieferten Sedimente darstellen und würden somit den gleichen Bildungsmechanismen unterliegen, wie sie schon an anderen Stellen des Arbeitsgebietes beschrieben wurden.

In der Tat unterscheidet sich das Schwermineralspektrum einer Altdüne dieser Region, in der die Stufe bis auf wenige Kilometer an das Air-Gebirge herantritt (Abb. 55), klar von jenem des unmittelbaren Stufenbereiches (vgl. Abb. 52); es weist ebenfalls deutlich erhöhte Anteile der Instabil-Gruppe von im Mittel 20.5% auf. Unter den instabilen Schwermineralen dominiert Epidot (15.5%) vor Grüner Hornblende (3.5%) und Granat (1.5%). Der Anteil idiomorpher Zirkone beträgt durchschnittlich 14.0%. Größere Abweichungen von diesen Mittelwerten sind innerhalb des Profils nicht zu verzeichnen.

Die Parallelen zum Schwermineralspektrum des fluvialen Sedimentes östlich Agadez sind offensichtlich. Die Aufwehung der Dünen durch Deflation aus dem Air stammender, fluvialer Sedimente in Zeiten erhöhter Windaktivität ist daher naheliegend.

Nach Meinung verschiedener Verfasser (MAINGUET & CANON 1976, MENSCHING 1980) trifft diese Feststellung auch für Dünensande des in der vorliegenden Arbeit nicht untersuchten westlichen Vorlandes des Air zu; auch hier wurden Lockersedimente zu großen Teilen durch autochthone Flüsse angeliefert und nachfolgend äolisch umgelagert.

Die Autochthonie der Dünensande ist, den eigenen Untersuchungen nach, immer wieder in gleicher Weise belegt: Die Mineralogie der fluvialen Sedimente als Sandquellen prägt nur die Dünensandspektren in deren unmittelbarer Umgebung; schon in wenigen Kilometern Entfernung kann, bedingt durch wechselnde Zusammensetzung der jeweiligen Lockermaterialquellen, ein völlig anderes Schwermineralspektrum in den Dünensanden auftreten.

Betrachtet man die schwermineralogische Kennzeichnung der Dünensande auf halber Strecke zwischen der Stufe von Tiguidit und der Lokalität Tanout, so fällt auch hier, wie schon an der Stufe von Tiguidit, der erhöhte Gehalt an Staurolith (12.5%) auf, der mit erhöhten Opakanteilen (85.0%) korreliert und somit deutliche Anklänge an die Petrographie der unterlagernden Echkar-Formation zeigt (Abb. 56). Diese Annahme wird auch durch die Granulometrie der Sande erhärtet; der Median von P 1 des 11.09.86 beträgt 0.088mm.

Unterschiede in den Schwermineralspektren oder im Schwermineralgehalt (0.15%) zwischen dem ogolienzeitlichen Dünensand und der rezenten Dünensandaufgabe von P 1 vom 11.9.86 bestehen in keiner Weise. Granat, Epidot und Hornblende, die auf eine Materialanlieferung aus den weiter nördlich und nordöstlich gelegenen Dünengebieten hindeuten würden, sind in den Spektren dieses Profils nicht vorhanden.

Nur 15 km weiter südlich weist das Schwermineralspektrum eines schluffig-sandigen Sedimentkörpers innerhalb einer Dünensenke eine stärkere vertikale Variation der Schwermineralzusammensetzung auf (Abb. 57). Während die Spektren der beiden oberen

11. 9. 86 P 1

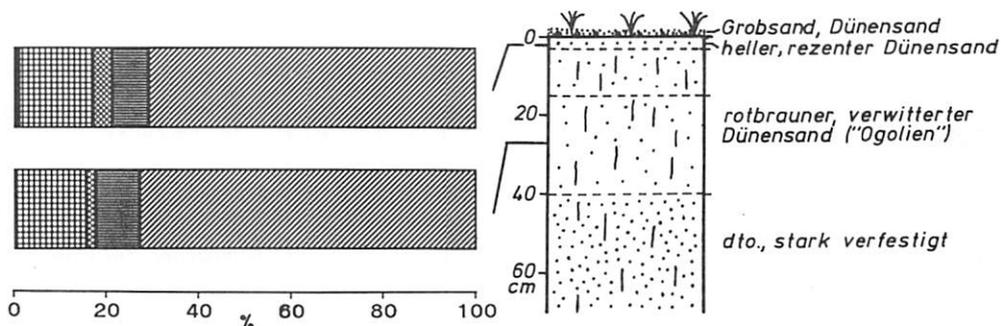


Abb. 56: Schwermineralspektrum: Altdüne, 20 km südöstlich Aderbissinat.

11. 9. 86 P 2

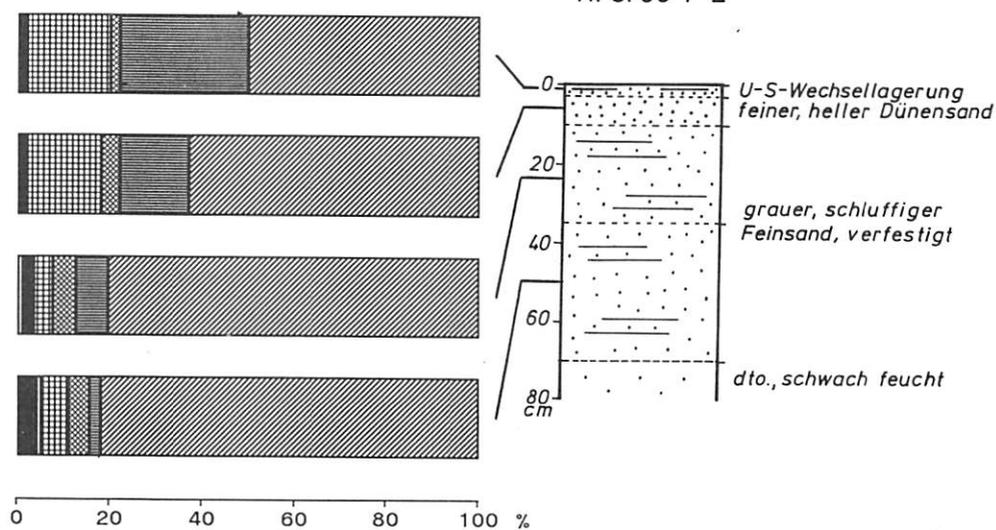



Abb. 57: Schwermineralspektrum: Dünensenke, 40 km südlich Aderbissinat.

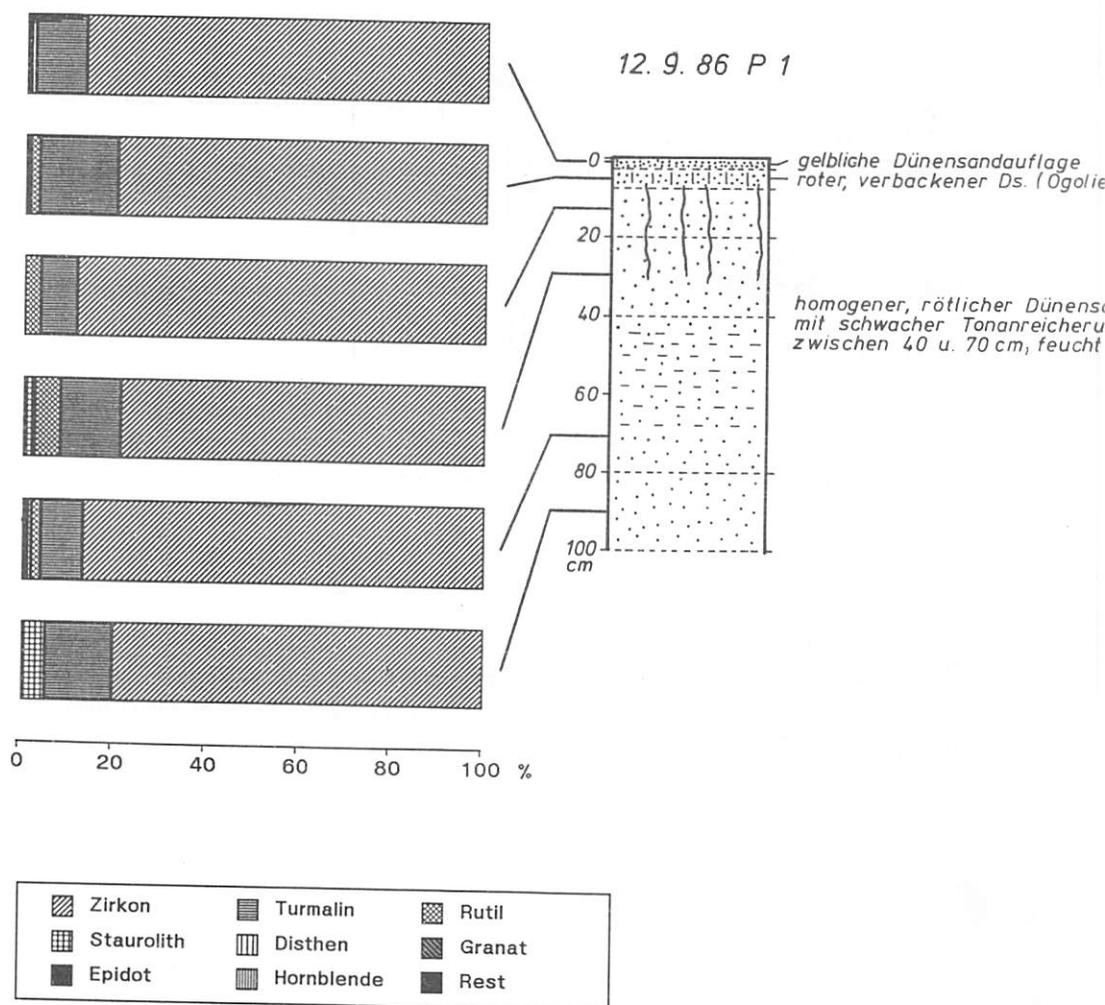


Abb. 58: Schwermineralspektrum: Dünenenke, 65 km südöstl. Aderbissinat.

Horizonte fast identisch mit den Dünensandspektren aus P 1 vom 11.9.86 sind und somit auf gleiche Herkunft und Sedimentationsbedingungen hinweisen, ändert sich zum Profiltiefsten das ZR/TS-Verhältnis von 59.5:38.5 auf 86.0:10.0. Vor allem Staurolith ist in der Häufigkeit stark reduziert. Verwitterungseinflüsse können diese Verschiebungen nicht verursacht haben, da der instabile Epidot in konstanten Anteilen um 3.0% im Profil auftritt. Die Veränderung der Häufigkeitsanteile einzelner Mineralarten geht nicht mit Veränderungen des Schwermineralgehaltes einher, wie sie bei Transport über größere Distanzen zu erwarten wären. Sie ist auch an dieser Lokalität am ehesten durch Granularvariation zu erklären. In der Tat können zunehmende Zirkonanteile in P 2 des 11.09.86 mit der Feinkörnigkeit des Sedimentes (Median 0.040mm) erklärt werden.

Mit zunehmender Entfernung von Aderbissinat nähern sich die Schwermineralspektren wieder ihrer typischen Ausprägung an, wie sie an Dünensanden des Ost-Nigers schon beschrieben wurde. Die ogolienzeitlichen Dünenkörper bilden flache Rücken, die von NE-SW-verlaufenden Talungen durchzogen sind.

Im Norden von Tanout konnte ein Altdünensand des "Erg ancien" untersucht werden, der das Liegende der sonst in dieser Region weitverbreiteten Ogolien-Dünensande bildet. Die Korngrößenverteilung mit klarer Mittelsanddominanz deutet auf einen typischen Dünensand hin (Abb. 58). Der Medianwert liegt in P 1 des 12.09.86 im obersten Horizont bei 0.113mm. Das ZR/TS-Verhältnis beträgt 85.0:12.0, der Schwermineralgehalt liegt mit 0.14% genau im Durchschnitt aller Dünensande. Der leicht erhöhte Schwermineralgehalt im obersten Profilteil deutet den Einfluß der Deflation auf die Dünenoberfläche an. Der durchschnittliche Anteil der Opaken stellt mit 53.0% innerhalb des Gesamtprofils keinen außergewöhnlichen Wert dar.

#### Die Region von Tanout

Etwa 10 km nördlich Tanout ist eine Altdüne deutlich geringeren Verwitterungsgrades durch eine Erosionsrinne tiefgreifend abgeschlossen (Abb. 59, 60). In den unteren Profilteilen zeigt der Dünensand hydromorphe Beeinflussung, die sich in den Schwermineralspektren jedoch nicht bemerkbar macht. Auch die im Geländebe-

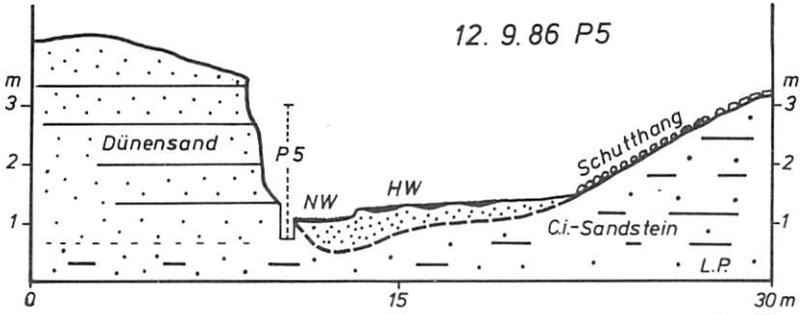


Abb. 59: Geländeskizze: Wadi nördlich Tanout.

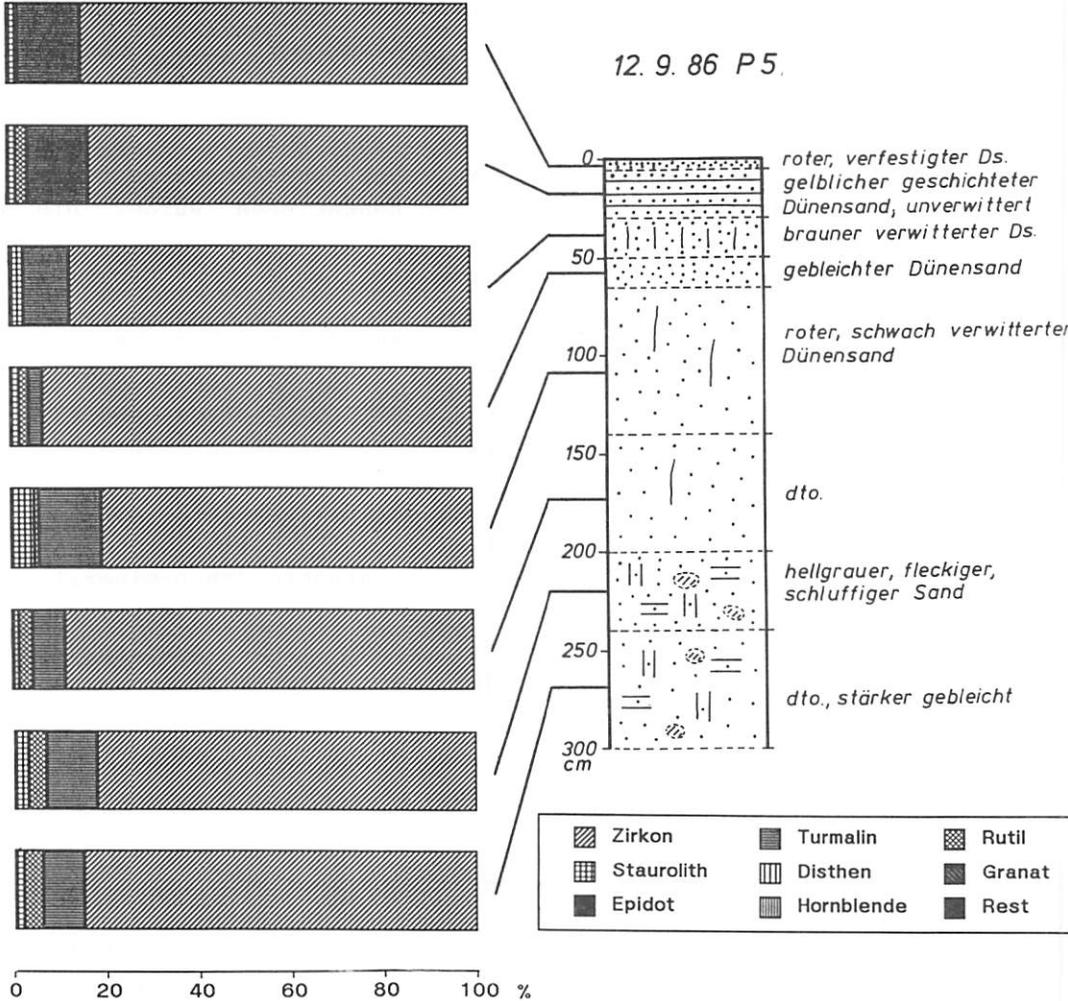


Abb. 60: Schwermineralspektrum: Wadi-Prallhang 10 km nördlich Tanout.

fund festgestellten Unterschiede in Farbe und Verfestigungsgrad der oberen Horizonte sind in den Resultaten der Schwermineralanalyse nicht nachvollziehbar. Auffälliges Merkmal auch dieses Profils ist wiederum die Einheitlichkeit der Schwermineralgehalte (0.14%) und der Schwermineralverteilung. Auch das ZR/TS-Verhältnis 86.0:12.0 läßt keine Unterschiede zu den Dünensanden der übrigen saharischen und sahelischen Altdünen erkennen. Der Anteil idiomorpher Zirkone liegt bei Werten um 5.0%. Der Opakanteil beträgt auch hier wiederum im Mittel 52.0%. Auch der Median der Korngröße liegt mit Werten zwischen 0.055mm und 0.062mm im Durchschnitt aller Ogoliendünensande des Untersuchungsraumes.

Der Vergleich der eigenen Ergebnisse mit jenen von MAINGUET et al. (1983, S.170) zeigt weitgehende Übereinstimmung. Die Autoren geben für die Dünensande von Tanout einen etwas geringeren Schwermineralgehalt von 0.10% an. Das von MAINGUET und Mitarbeitern angegebene ZR/TS-Verhältnis weicht mit 70.0:23.0 zwar von den eigenen Werten ab, kann unter Umständen jedoch durch die Wahl der untersuchten Korngröße modifiziert worden sein.

Die von MAINGUET et al. beschriebene Vormacht von Zirkonen der Kategorien "rounded" und "subrounded" kann durch die eigenen morphoskopischen Untersuchungen bestätigt werden. Ein nennenswerter Wechsel der morphoskopischen Eigenschaften zu jenen der ostnigrischen Bereiche kann nicht festgestellt werden. Auch MAINGUET et al. bestätigen die gleiche Merkmalsausprägung in den Dünensanden von Tanout und jenen des etwa 150 km weiter nordöstlich gelegenen Massivs von Termit.

Etwa 100 km südwestlich Tanout, nahe Bélbéji, zeigen die Schwermineralspektren der Dünensande nach MAINGUET et al. abgesehen von kleinen Variationen die gleiche schwermineralogische Kennzeichnung wie die zuvor beschriebenen. Zunehmende Anteile von Turmalin und Staurolith, bei gleichzeitiger Abnahme des Schwermineralgehaltes auf durchschnittlich 0.04% deuten darauf hin, daß auch sie Auswehungsprodukte der fluvialen Sedimente des nahegelegenen Vallée du Tarka darstellen.

Abbildung 61 zeigt eine typische Altdüne der Region südlich von Tanout, die durch eine Erosionsrinne tiefgreifend aufgeschlossen ist. Qualitative Unterschiede zu den Dünensandspektren der weiter nördlich gelegenen Lokalitäten ergeben sich nicht. Der Schwer-

14. 9. 86 P 2

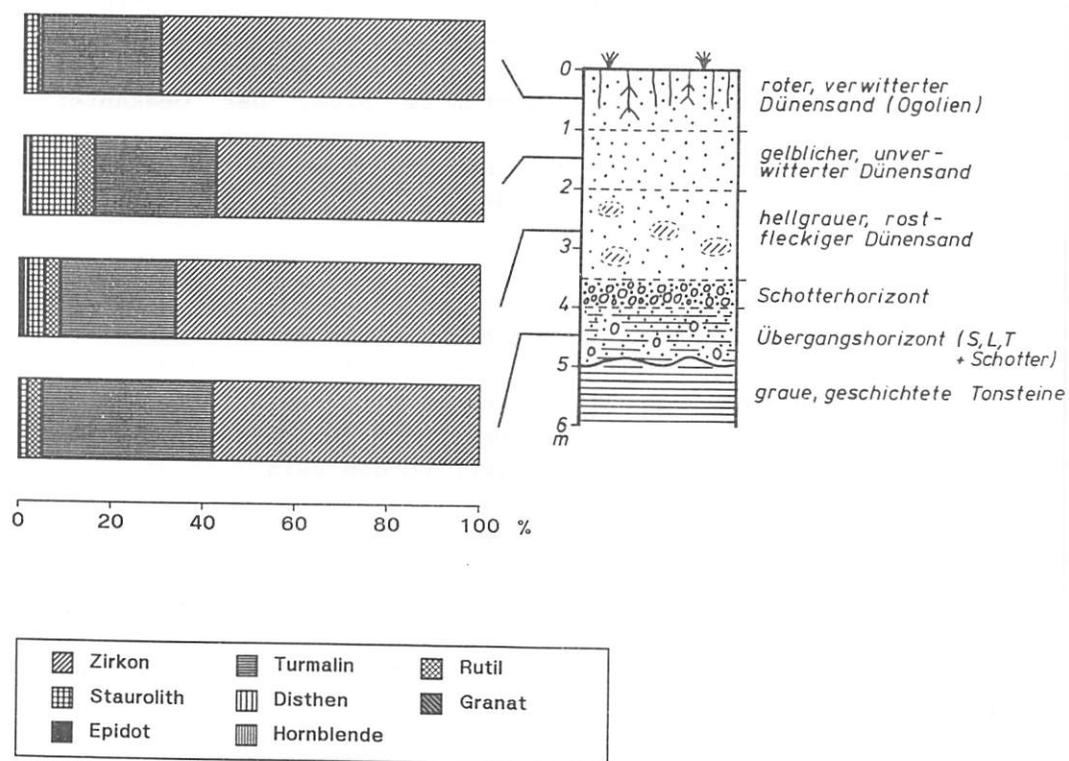


Abb. 61: Schwermineralspektrum: Wadi-Prallhang 1 km östlich Baban-Birni.

mineralgehalt in Profil 2 vom 14.9.86 ist mit 0.20% bezogen auf alle untersuchten Dünensande des nordafrikanischen Arbeitsgebietes leicht überdurchschnittlich; er kennzeichnet aber häufig auch in anderen Teilen des Arbeitsgebietes, wie etwa in der Umgebung der südsaharischen Schichtstufen des Ost-Nigers, gerade die vermutlich unter höheren Windgeschwindigkeiten aufgewehten und stärker deflatierten ogolienzeitlichen Altdünen. Auch der Anteil opaker Körner (50.0%) und die Zahl idiomorpher Zirkone (4.0%) liegen im Durchschnitt aller untersuchten Dünensande. Diese Merkmale zeigen auch hier keine altersabhängigen Häufigkeitsverschiebungen. Im ZR/TS-Verhältnis (66.0:33.0) hat gegenüber dem Durchschnitt aller Dünensande eine Verschiebung zugunsten der spezifisch leichteren Minerale stattgefunden, die jedoch im Vergleich mit den MAINGUET'schen Werten noch innerhalb des Toleranzbereiches liegt. Die schwermineralogische Kennzeichnung bleibt auch hier über die gesamte Profildistanz (450cm) recht einheitlich.

Auch die Korngrößenverteilung ist innerhalb des Profils als homogen zu bezeichnen; nach VÖLKE (1989, S.159) ist der um 14.0% zunehmende Mittelsandanteil im unteren Profilteil als Indiz für höhere Windgeschwindigkeiten in Zeiten der Dünenentstehung zu werten. Im obersten Horizont zeugt zudem ein Schwermineralgehalt von 0.29% vom Austrag spezifisch leichter mineralischer Komponenten durch Deflation; hier liegt der Median der Korngröße bei 0.669mm. Schwermineralgehalt und ZR/TS-Verhältnis kennzeichnen auch diesen Dünensand als ogolienzeitlich. Hinweise auf eine noch ältere Entstehung, wie sie VÖLKE (1989) auch im Norden von Tanout für möglich hält, ergeben sich aus der Schwermineralanalyse der Sande nicht.

Im Plateaubereich der stark aufgelösten Stufenreste südlich Baban Birni wurde innerhalb einer feinmaterialerfüllten Wanne, die allseits von einer tertiären Eisenkruste des Continental Terminal (C.T.) umgeben ist, eine ca. 30cm mächtige Bodenbildung auf ihre Schwermineralführung untersucht. In Abb. 62 ist die Geländesituation skizzenhaft dargestellt.

Das Schwermineralspektrum der Feinmaterialfüllung (Abb. 63) kennzeichnet diese eindeutig als Altdünensand, der einer nachfolgenden Bodenbildung unterlegen hat. VÖLKE (1989, S.185) kann auf Grund des hohen Gehaltes quellfähiger Tonminerale die Feinerde-

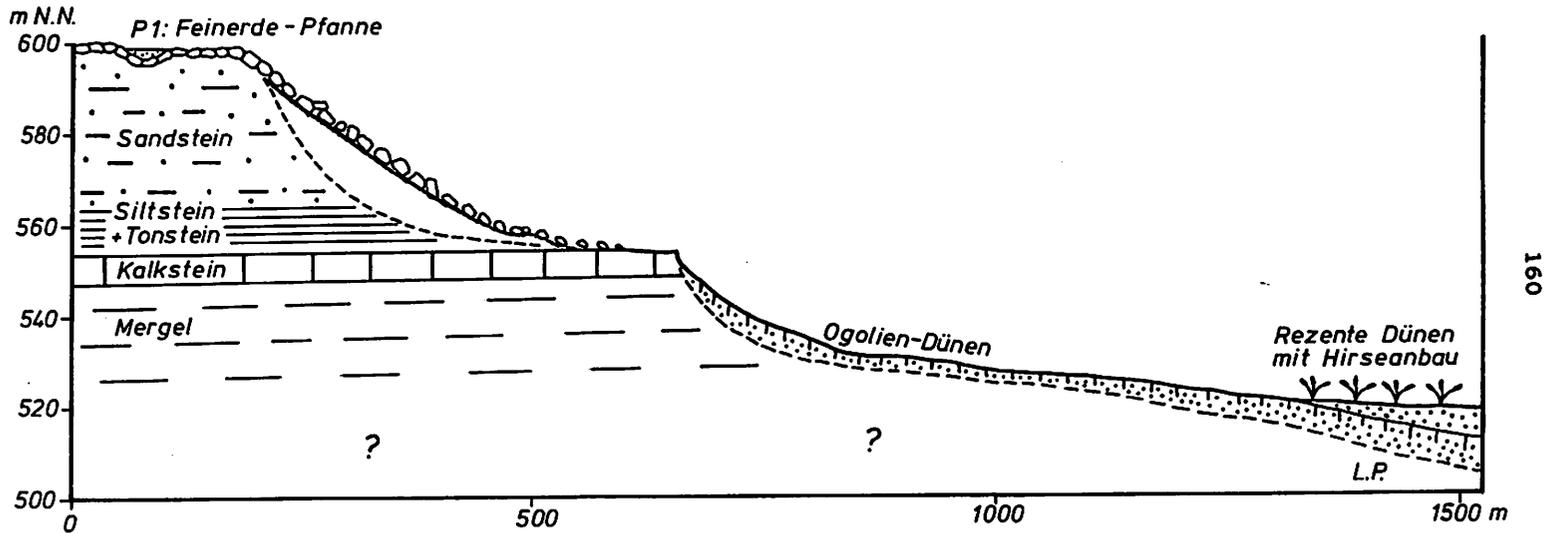


Abb. 62: Übersichtsskizze: Baban-Birni; 50 km südlich Tanout.

14. 9. 86 P 1

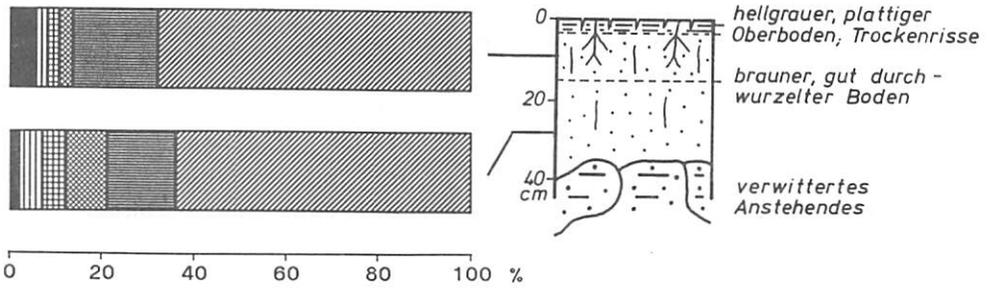
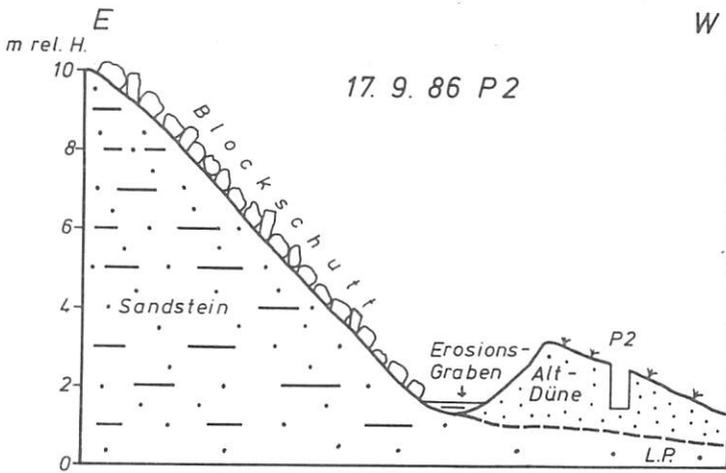


Abb. 63: Schwermineralspektrum: Daya-Profil; Baban-Birni.



Nach VÖLKEL (1989, S.147), verändert.

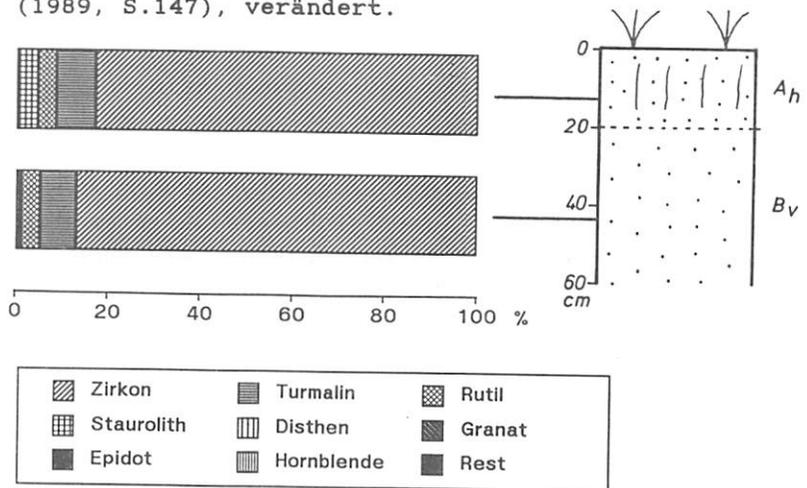


Abb. 64: Schwermineralspektrum: Altdüne im zentralen Koutous.

füllung des Plateaubereiches klar vom ausschließlich Kaolinit führenden oberkretazischen Sandstein abgrenzen und den allochthonen Charakter des Sedimentes nachweisen.

Unter den Schwermineralen der Feinerdefüllung stellt vor allem der sonst recht selten auftretende Disthen den Bezug des Materials zu den Dünensanden der Umgebung her und weist als gemeinsamer Bestandteil beider auf eine eher lokale Herkunft, also Autochthonie des Feinmaterials hin. Zudem schließt der recht hohe Schwermineralgehalt von 0.25% größere Transportdistanzen der Daya-Füllung aus. Es handelt sich demnach offensichtlich um einen typischen Ogoliendünensand, der fluvial in den Senkenbereich verspült wurde und dort auf Grund der lokalen Gunstlage und der stärkeren Durchfeuchtung vergleichsweise intensiver Pedogenese unterlag.

#### Das Bergland von Koutous

Ungefähr 150 km südwestlich der zuvor beschriebenen Lokalität stellt die Schichtstufenlandschaft des Koutous einen weiteren Untersuchungsschwerpunkt dar. Als Stufenbildner treten auch hier oberkretazische Sandsteine des Continental Hamadien auf. Die Stufenhänge sind vielfach von einer Blockschuttdecke überzogen. In den Tälern und teilweise auch an den Stufenhängen treten hier die typischen Altdünen des Sahel auf. Im Süden grenzt das Koutous-Bergland an das Kristallinegebiet von Gouré (Abb. 64).

Die Altdünen des zentralen Koutous zeigen im Vergleich mit den bisher untersuchten Ogoliendünen keinen signifikanten Wechsel im Schwermineralgehalt (0.18%) oder in der Schwermineralzusammensetzung an. Das ZR/TS-Verhältnis von 89.0:11.0 zeigt auch an dieser Stelle die dünensandtypische "Artenarmut" der Schwermineralspektren, die sich aus nur vier Komponenten zusammensetzen. Der Anteil der Opaken, wie auch die morphoskopischen Eigenschaften (>90% rund-matte Schwerminerale) zeigen eine völlige Übereinstimmung mit jenen der nördlich und nordöstlich untersuchten Altdünensande. Demzufolge haben auch die Altdünen des zentralen Koutous im Vergleich zu den o.g. Dünen gleichartigen Bildungsprozessen unterlegen.

Es ist recht unwahrscheinlich, daß es sich bei den Altdünensanden

des Koutous um Sande der südsaharischen Ergs handelt, die in ariden Phasen des Quartärs durch den Passat in deren südliche Randbereiche exportiert worden sind. Insbesondere der konstant hohe Schwermineralgehalt und fehlende Variationen des ZR/TS-Verhältnisses und der morphoskopischen Eigenschaften von den südsaharischen zu den sahelischen Dünensanden lassen bisher keine Anhaltspunkte für das Zutreffen dieser Vermutung erkennen.

MAINGUET et al. (1983, S.173) weisen auf die Übereinstimmung zwischen der Schwermineralführung in Sanden des Termit und denen aus den Plateaubereichen des Koutous hin. Den Ausführungen dieser Autoren zufolge findet auch im Massiv von Koutous von der Luvseite zur Leeseite eine regelhafte Variation der Dichtesor-tierung und des Anteils idiomorpher Zirkone statt, wie sie auch im Termit schon beschrieben wurde. Auch hier soll der Passat im Lee des topographischen Hindernisses durch Aufnahme von autochthonem Zersatzmaterial des Anstehenden (idiomorphe Zirkone) die Mineralverluste, die er im Luv des Massivs erlitten hat, wieder ausgleichen. Somit fände innerhalb der Sandtransportlinien ein kleinräumiger Wechsel von Sektoren überwiegender Sandakkumulation (allochthone Sande) und solchen mit überwiegender Aufnahme lokalen Zersatzmaterials (autochthone Sande) statt.

Der Dünensand aus P 2 vom 17.9.86 weist jedoch eher unterdurchschnittliche Anteile idiomorpher Zirkone (3.5%) auf und bestätigt diese These nicht. Vergleichswerte aus der Luvseite des Koutous liegen in dieser Arbeit nicht vor.

Das Prinzip des kleinräumigen Wechsels der Schwermineralführung in den Dünensanden in der Nähe topographischer Hindernisse erscheint zwar plausibel, wird aber in vergleichbaren Geländesituationen, etwa im Bereich der südsaharischen Schichtstufen, in dieser Deutlichkeit nicht erkennbar. So deuten Schwermineralanalysen an Dünensanden im Luv und im Lee der Schichtstufen von Bilma, Dibella und Agadem eher auf regelhafte Variationen des Schwermineralgehaltes und des ZR/TS-Verhältnisses in Abhängigkeit von der Altersstellung der Dünensande hin als auf Unterschiede im Grad der Allochthonie und der Autochthonie durch Luv-/Lee-Effekte. Wie schon erwähnt, weisen dabei die älteren Sande die höchsten Schwermineralgehalte auf, wogegen die jüngeren Dünensande als deren Auswehungsprodukte schwermineralärmer sind und höhere Turmalin- und Staurolith-Anteile besitzen.

Grobkörnigkeit und höherer Schwermineralgehalt der Altdünen deuten darauf hin, daß diese unter dem Einfluß eines Windfeldes aufgeweht wurden, dessen durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten deutlich über den gegenwärtigen gelegen haben müssen. Für den Grad der äolischen Überprägung ist dabei sicher auch die Lage des Dünenkörpers im Luv oder Lee einer quer zur vorherrschenden Windrichtung streichenden morphologischen Erhebung entscheidend. Den größeren Einfluß auf die Ausprägung der Schwermineralspektren junger, rezent bewegter Dünensande hat jedoch eher die Schwermineralführung ihrer Quellen, d.h. der Altdünensande ihrer unmittelbaren Umgebung. So deuten auch das durchschnittliche ZR/TS-Verhältnis (63.0:33.5) und die niedrigen Schwermineralgehalte (0.04%) der Koutous-Dünensande aus MAINGUET et al. (1983, S.170) darauf hin, daß sie sowohl im Luv als auch im Lee des Massivs der Deflation älterer Dünenkörper entstammen und somit autochthon sind.

Neben den jungen Dünen sind auch die Altdünensande des Koutous nicht von weit her antransportiert worden, sondern entstammen zu einem großen Teil aus der kleinräumigen äolischen Umlagerung von Zersatzmaterial des Anstehenden; sie sind somit ebenfalls als autochthon zu bezeichnen. Für die Autochthonie der Altdünen spricht auch hier der im Vergleich zu den Werten von MAINGUET und Mitarbeitern viel höhere durchschnittliche Schwermineralgehalt der Dünensande von 0.17%.

Eine Altdüne nördlich Kellé, südlich des Koutous-Berglandes zeigt prinzipiell die gleiche schwermineralogische Kennzeichnung wie jene des zentralen Koutous. Hierbei handelt es sich um eine mächtige, rubefizierte Leedüne am Südwesthang einer Schichtstufe. Regellos eingeschaltete Geröllbänder sind auf Materialzufuhr aus dem Hangbereich zurückzuführen (Abb. 65).

Schwermineralgehalt, Opakanteil und Anteil idiomorpher Zirkone (4.5%) sind in beiden Dünen fast identisch. Verschiebungen des ZR/TS-Verhältnisses zugunsten von Turmalin und Staurolith weisen zunächst auf einen höheren Umlagerungsgrad der Dünensande dieser Lokalität hin; sie zeigen jedoch keinen Zusammenhang mit den Schwermineralgehalten und werden daher auf das Phänomen der Granularvariation zurückgeführt. Für diese Annahme sprechen auch die erhöhten Medianwerte der Korngröße von 0.066mm (17.09.86 1/1) und 0.080mm (17.09.86 1/6). Auffällig ist auch hier wiederum die

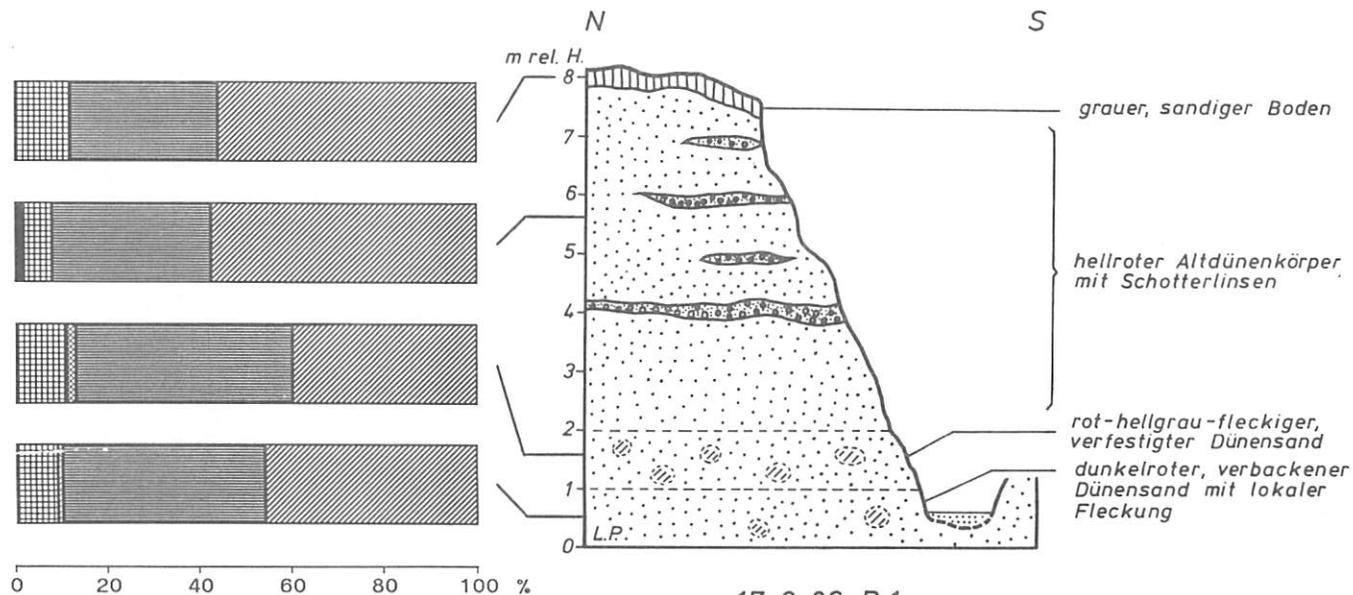


Abb. 65: Schwermineralspektrum: Altdüne 12 km nördlich Kellé.

Homogenität der Schwermineralspektren über die gesamte Profildistanz. Die hydromorphe Überprägung des Dünensandes in seinen unteren Profiltteilen hat die Schwermineralführung in keiner Weise beeinflusst.

Während die Kristallingesteine im Raum Gouré die Schwermineral - assoziation der Dünensande kleinräumig beeinflussen, setzen sich die Dünensande westlich Gouré, nahe der Stadt Zinder, wiederum aus den gleichen Schwermineralenkomponenten zusammen, wie sie aus den übrigen Altdünen des nigrischen Sahel bekannt sind (Abb. 66). Wie in vielen anderen Altdünen des Arbeitsgebietes ist auch hier der Schwermineralgehalt von durchschnittlich 0.25% relativ hoch. Instabile Schwerminerale, wie sie auf Grund der räumlichen Nähe zu den granitischen Gesteinen von Gouré als äolischer Fremdeintrag in den Dünensanden östlich Zinder zu erwarten wären, treten nur in Spuren auf (Epidot <1.0%). In den Sanden von Gouré dominiert dagegen Grüne Hornblende unter den Instabilen. Ein nennenswerter äolischer Sandtransport findet folglich in dieser Region nicht statt.

#### Altdünen bei Maradi

Das Schwermineralspektrum einer Altdüne westnordwestlich von Maradi fügt sich in den Rahmen der weiter östlich und nordöstlich beschriebenen Altdünenprofile ein.

VÖLKELE (1989, S.151) weist innerhalb des Profils (Abb. 67) einen fossilen A-Horizont unterhalb einer etwa 40cm mächtigen rezenten Bodenbildung aus Dünensand nach. Den Aufwehungszeitraum des Dünensandes stellt er in das mittlere Holozän.

Auffällig ist die Zunahme des Stauroliths von 3.5% im Profiltiefsten auf 14.5% im obersten Horizont, die eine Verschiebung des ZR/TS-Verhältnisses von 76.5:23.0 auf 68.0:31.5 nach sich zieht. Der Sprung im ZR/TS-Verhältnis vollzieht sich nicht etwa zwischen dem fossilen A-Horizont und dem überlagernden Oberboden sondern erst im unterlagernden Dünensand in 110cm Tiefe. Auch der Schwermineralgehalt ist in den beiden obersten Horizonten nahezu identisch (0.23% und 0.27%). Der im fossilen A-Horizont verwitterte Dünensand wurde folglich unter gleichen, oder sehr ähnlichen Bedingungen sedimentiert wie der überlagernde mittelholozäne

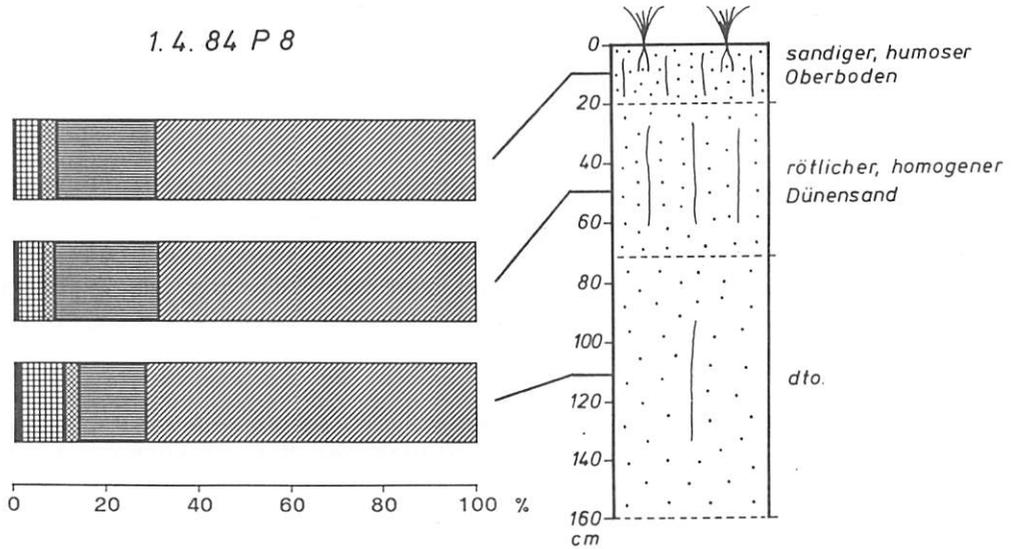


Abb. 66: Schwermineralspektrum: Altdüne 90 km östlich Zinder.

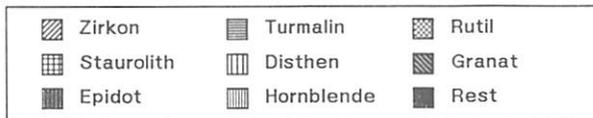
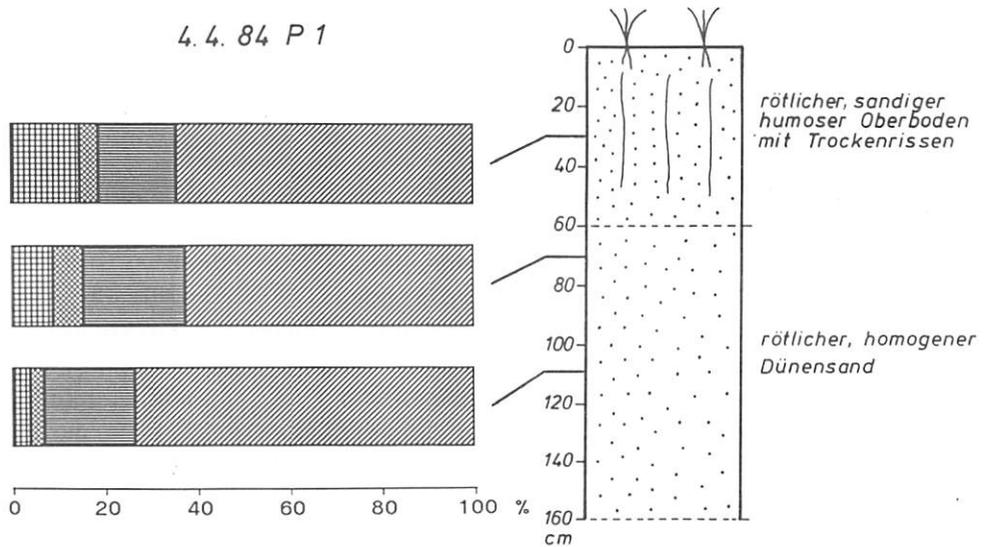


Abb. 67: Schwermineralspektrum: Altdüne 75 km westnordwestlich Maradi.

Dünensand. Die Untersuchung der Grobschluff-Fraktion bestätigt das Ergebnis der Analyse; auch hier vollzieht sich die sprunghafte Zunahme des Stauroliths vom Profiltiefsten (1.0%) zu den beiden oberen Horizonten (9.5%).

Unterschiede in der Verwitterungsintensität der einzelnen Profilhori- zonten ergeben sich aus der Schwermineralzusammensetzung der Sande nicht. Sie sind auch nicht zu erwarten, da die von vornherein bestehenden Stabil-Spektren des Dünensandes während dieser relativ kurzen Verwitterungszeiträume keine nachträglichen Veränderungen mehr erfahren haben dürften.

Die Morphoskopie der Altdünensande westnordwestlich von Maradi weist mit erhöhten Anteilen rund-glänzender Mineralkörner (30%-50%) auf fluvi-ale Materialanlieferung hin, obwohl die Zahl idiomorpher Zirkone mit 5.5% nicht überdurchschnittlich hoch liegt. Bei den gerundeten Zirkonen mit glänzender Oberfläche handelt es sich offensichtlich um ehemals rund-matte Exemplare, die durch nachfolgenden fluvi-alen Transport poliert worden sind. Diese Erscheinung stellt keinen Einzelfall dar; auch BOND (1954) beschreibt ehemals mattierte Kalaharisande, die nach 60 km Transport durch den Sambesi völlig glänzende Oberflächen bei unverändert erhaltener Rundung aufwiesen.

Vergleicht man das Schwermineralspektrum dieses Altdünenprofils mit anderen Dünensandprofilen des Untersuchungsraumes, so besteht eine große Ähnlichkeit mit jenen aus der Region Aderbissinat, die sich gleichfalls durch hohe Staurolithgehalte auszeichnen (vgl. Abb. 56, 57), in denen jedoch glänzende Schwermineralkörner in geringerer Häufigkeit (10%) auftreten. Weitere gemeinsame Kennzeichen der Dünensande beider Regionen sind der überdurchschnittlich hohe Opakanteil (>78.0%), ein Schwermineralgehalt vergleichbarer Größenordnung (Aderbissinat: 0.15%; Maradi: 0.18%) und identische Medianwerte von 0.055mm.

Die Schwermineralzusammensetzung der Dünensande aus der Region Tabalak, zwischen Agadez und Tahoua (28.8.86 P 1), zeigen dieselben Charakteristika wie die zuvor beschriebenen (Abb. 68). Auch hier dominiert Staurolith vor allem in den oberen Profiltteilen (18.0%), bei Opakanteilen von 96.0% und erhöhten Anteilen rund-glänzender Zirkone. Der Median der Korngröße beträgt 0.066mm und fügt sich ebenfalls gut in den Gesamtrahmen ein. Eine

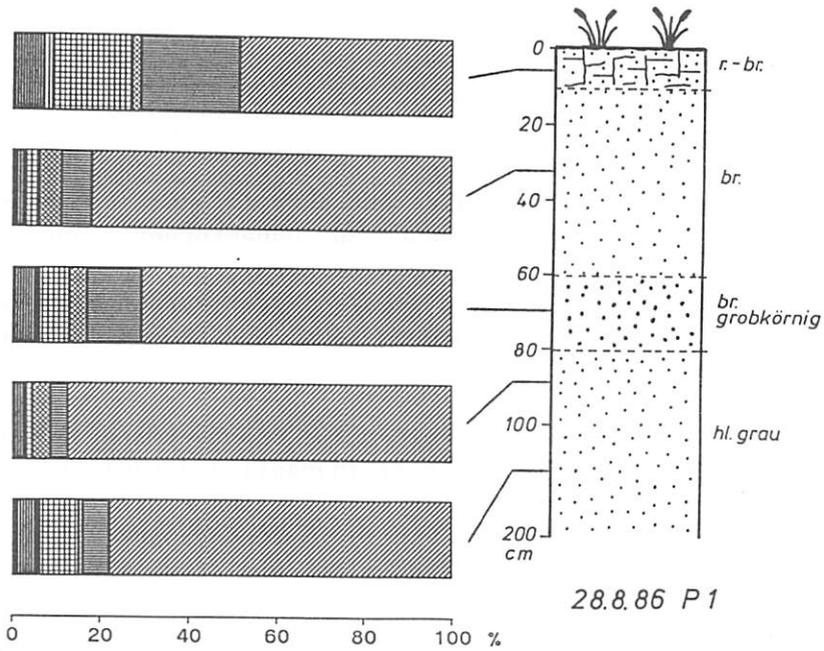


Abb. 68: Schwermineralspektrum: Altdüne nördlich Tabalak.

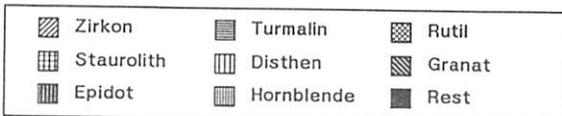
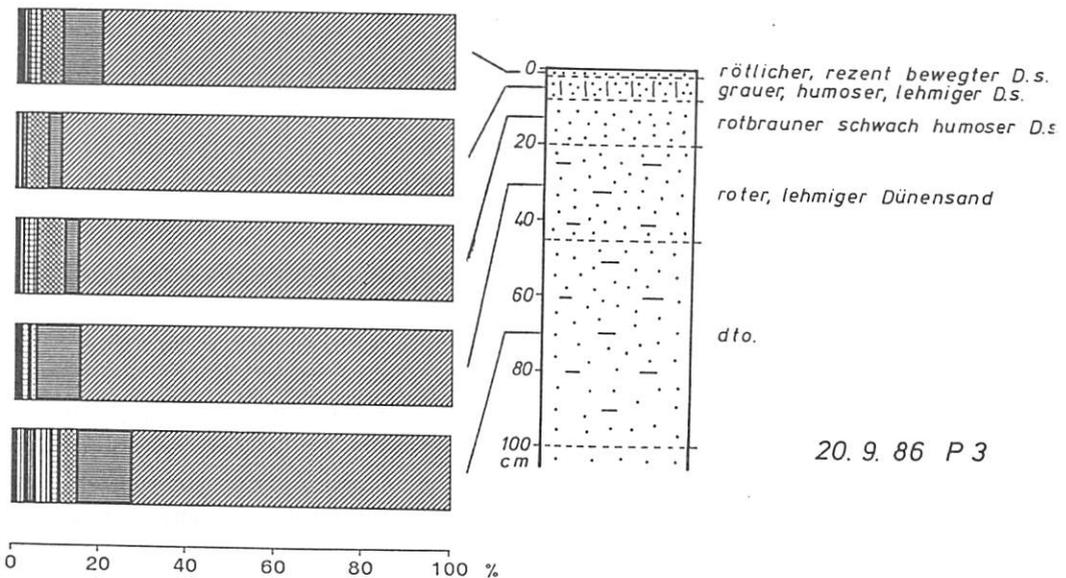


Abb. 69: Schwermineralspektrum: Altdüne 10 km westlich Gazaoua.

gemeinsame Herkunft der Dünensande dieser Lokalitäten ist daher naheliegend.

Die aus Abbildung 11 ersichtliche, unmittelbare Nachbarschaft aller beschriebenen Dünensande zu alten Entwässerungslinien stellt auch hier den fluvialen Antransport der Lockersedimente und ihre nachfolgende Aufwehung zu Dünenkörpern außer Frage. Parallelen hinsichtlich des Schwermineralgehaltes und der Prozentanteile einzelner Schwerminerale deuten darauf hin, daß der Grad der äolischen Überformung der Dünensande an den drei genannten Lokalitäten ungefähr gleich gewesen sein muß.

MAINGUET et al. (1983) beschreiben die Schwermineralführung von Dünensanden im Norden von Maradi (Mayahi) und südlich von Maradi (Dan Isa). Ihren Ausführungen zufolge ähneln die Spektren der Dünensande jenen von Termit, wobei ein höherer Anteil idiomorpher Zirkone auf nahegelegene Sandquellen und fluviale Anlieferung schließen läßt; die Rolle des Harmattans für die Sandanlieferung wird von den Autoren für diesen Teil des Arbeitsgebietes als geringfügig erachtet. Die Dünenaufwehung hat sich also auch nach Ansicht der französischen Bearbeiter durch kleinräumige äolische Materialverfrachtung vollzogen.

Bei den eigenen Arbeiten konnte ein verwitterter Dünensand der ältesten Dünengeneration des "Erg ancien" zwischen Mayahi und Dan Isa, nahe der Lokalität Gazaoua, untersucht werden (Abb. 69). Diese ältesten Dünen sind, im Gegensatz zu den noch als Vollformen erhaltenen Ogolien-Dünen, nur noch in Resten erhalten und stärker verwittert. Der Schwermineralgehalt (0.28%) ist höher als die von MAINGUET und ihren Mitarbeitern beschriebenen. Der höchste Schwermineralgehalt (0.31%) tritt im obersten Profilteil auf. Der fluviale Ursprung dieser Dünensande ist eindeutig über die durchgängig hohen Anteile idiomorpher Zirkone von im Mittel 24.0% belegt. Dabei hat die äolische Überformung den ursprünglichen fluvialen Charakter der Sande nicht verwischen können. Der von den französischen Autoren betonte "doppelte Ursprung" der Sande dieses Gebietes, der vor allem auch durch ihre bimodale Korngrößenverteilung untermauert wird, kann daher durch die eigenen Ergebnisse nur bestätigt werden.

Während die Dünensande westnordwestlich von Maradi den fluvialen Einfluß aus Herkunftsgebieten der zentralen Republik Niger durch

rund-glänzende Zirkone anzeigen, halten MAINGUET et al. (1983, S. 171f.) für die Dünensande nahe Maradi einen zusätzlichen Einfluß der kristallinen Sockelgesteine des Bauchi-Massivs im Süden für wahrscheinlich. Dafür sprechen in erster Linie die hohen Anteile idiomorpher Zirkone und die geringeren Staurolith- und Turmalin-gehalte. Eine signifikante Zunahme der instabilen Schwerminerale, wie sie in diesem Fall zu erwarten wäre, ist jedoch nicht erkennbar. Ein Hinweis auf metamorphe Gesteine im Liefergebiet ergibt sich auch an dieser Lokalität aus dem vermehrten Auftreten blauer Turmaline; vereinzelt findet sich auch Spinell als weiteres Schwermineral, das überwiegend metamorphen Gesteinen entstammt und ansonsten nur sehr selten in den untersuchten Dünen-sanden auftritt. Letztlich führen die Ergebnisse von MAINGUET und Mitarbeitern trotz einiger Abweichungen, die sich zu den eigenen Analysen ergeben, zur gleichen Schlußfolgerung einer fluvialen Beeinflussung der Dünensande von Maradi.

#### 4.2.3. West-Niger

Etwa 300 km westlich Maradi, 10 km östlich von Dogondoutchi, läßt sich das Prinzip des fluvialen Antransportes der Dünensande ebenfalls anhand der morphoskopischen Eigenschaften der Zirkone nachweisen (Abb. 70).

Während die Schwermineralgehalte und die Zusammensetzung der Schwermineralspektren der hier untersuchten Dünensande wiederum im Mittel aller untersuchten sahelischen Altdünensande liegen und keinerlei auffällige Abweichungen von den errechneten Mittel-werten der einzelnen Mineralhäufigkeiten zeigen, ist auch hier der Anteil idiomorpher (8.0%) und rund-glänzender Zirkone (20.0%) merklich erhöht.

Der an dieser Lokalität untersuchte Dünensand stellt offensichtlich ein Auswehungsprodukt aus dem unmittelbar benachbarten Dallol Maouri dar. Periodische fluviale Materialzufuhr zu Zeiten der Dünenentstehung ist durch Kieseinschaltungen in den unteren Profilbereichen dokumentiert. Der Grad der äolischen Überprägung im Sinne von Sandverlagerung über große Distanzen durch den Harmattan erscheint auch hier gering; die Sande sind eher lokalen Ursprungs. Der ursprünglich fluviale Charakter des Mate-rials wird zusätzlich durch Verschiebungen der Häufigkeitsmaxima

22. 9. 86 P 1

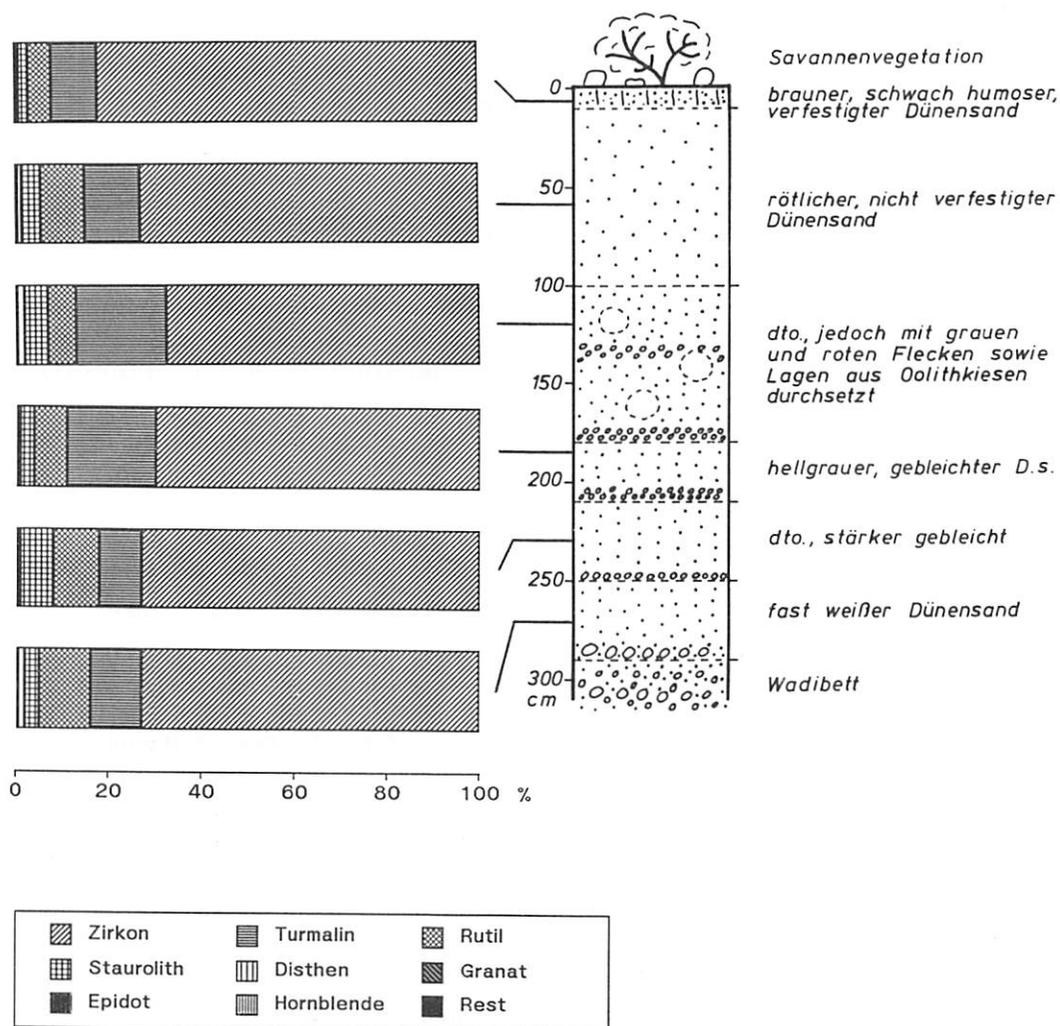


Abb. 70: Schwermineralspektrum: Altdüne 10 km östlich Dogon-doutchi.

der Korngrößenverteilung von der Mittelsand- in die Feinsandfraktion belegt. Der Medianwert der Korngröße liegt im Gesamtprofil bei 0.045mm. Die Bleichung und Rostfleckung des Dünensandes weist auf dessen hydromorphe Überprägung hin. Diese Überprägung hat die schwermineralogischen Stabilspektren auch hier in keiner Weise beeinflusst.

#### Altdünen bei Niamey

Im Südwesten der Republik Niger zeichnet die Schwermineralverteilung der ogolienzeitlichen Altdünen ein Bild, wie es bereits aus anderen Dünen vergleichbarer Altersstellung bekannt ist. Ein Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung der Dünensandquellen deutet sich hier allerdings durch geringe Gehalte von Disthen in den Dünensanden an.

Besonders deutlich tritt in dem hier untersuchten Altdünenkörper im Vergleich zu anderen Lokalitäten eine Zweischichtigkeit innerhalb des Profils in Erscheinung, die sich bereits im Gelände über den deutlichen Wechsel in Farbe und Verfestigungsgrad der Sande ab 300cm Tiefe dokumentiert (Abb. 71).

Im Liegenden des ogolienzeitlichen Dünensandes trifft man auf den noch älteren Dünensand des "Erg ancien", wie er zuletzt an der Lokalität Gazaoua beschrieben wurde. Typisch ist hier die schon mehrfach beschriebene, weitaus sensiblere Reaktion des Schwermineralgehaltes auf den Wechsel der Dünengeneration im Vergleich zu den relativ konstant bleibenden Anteilen der verschiedenen Schwerminerale. Während der Schwermineralgehalt des ogolienzeitlichen Dünensandes nur wenig um den Mittelwert von 0.08% schwankt, findet zum noch älteren, stark verfestigten Dünensand des "Erg ancien" eine Zunahme des Schwermineralgehaltes auf das 4-fache(!) des überlagernden Sandes statt. Mit dem sprunghaften Wechsel des Schwermineralgehaltes ist keine qualitative Veränderung in den Schwermineralspektren einhergegangen; zusätzliche metamorphe oder instabile Komponenten, die einen Wechsel der Liefergebiete von einer Dünengeneration zur anderen andeuten würden, treten nicht auf. Auch das ZR/TS-Verhältnis der Sande bleibt von der Altersstellung der Dünensande unbeeinflusst. Hinsichtlich der Morphoskopie sind die Dünensande des Profils untereinander völlig identisch, mit durchschnittlichen Anteilen

25. 9. 86 P 1

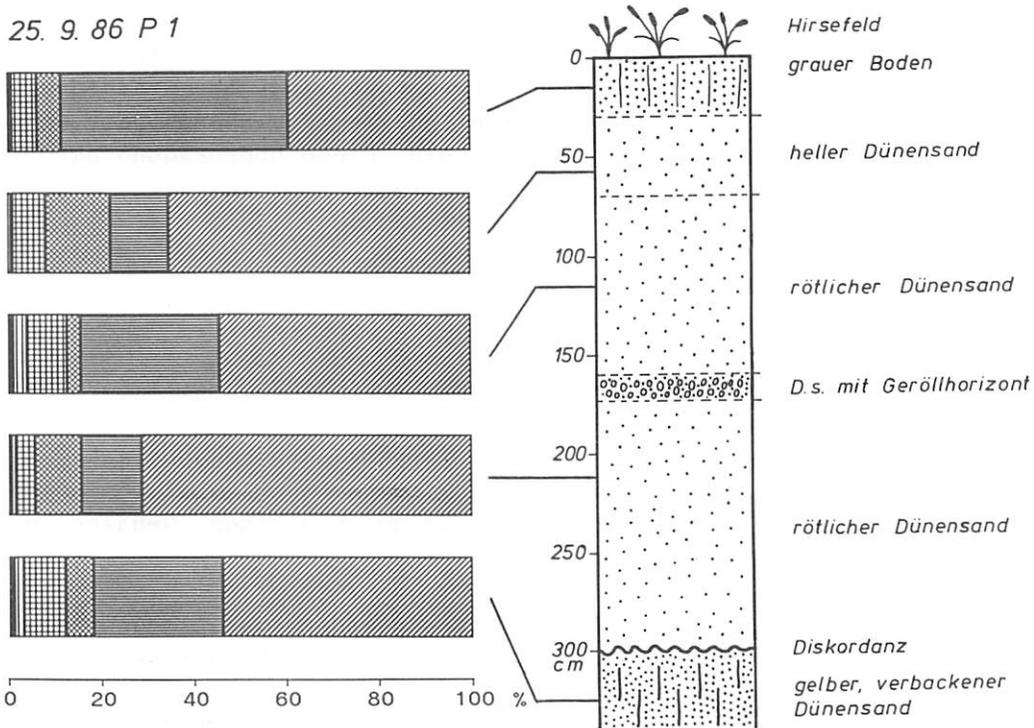


Abb. 71: Schwermineralspektrum: Altdüne 10 km westlich Niamey.

31. 3. 85 P 1

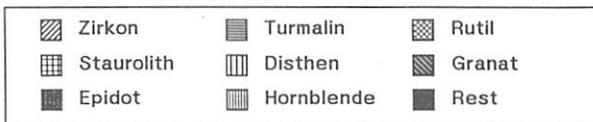
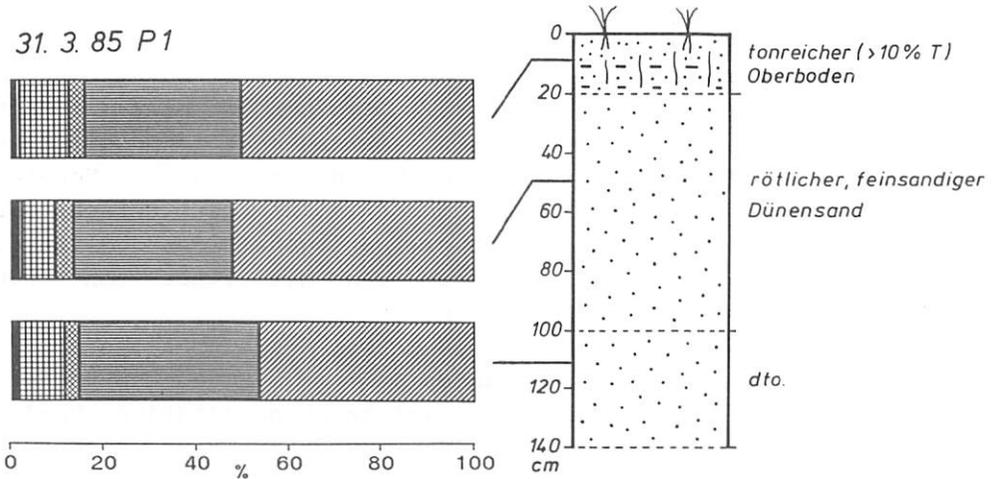


Abb. 72: Schwermineralspektrum: Altdüne östlich Niamey.

idiomorpher Zirkone von 12.5%. Auch granulometrisch unterscheiden sich die beiden Dünengenerationen nicht signifikant voneinander. Der Median der Korngröße nimmt von 0.044mm im ogolienzeitlichen Dünensand auf 0.034mm im unterlagernden Dünensand ab.

Somit wird auch für den Dünensand des "Erg ancien" der ursprünglich fluviale Antransport aus denselben Liefergebieten wie die des Ogolien-Dünensandes erkennbar. Die fluviale Anlieferung kann sowohl aus dem Dallol Bosso als auch durch den Niger stattgefunden haben. Auch BESLER (1987) weist auf Materialzufuhr aus den Alluvionen des Nigers in die Altdünen von Nord-Mali hin.

Die schwermineralogische Kennzeichnung einer Altdüne östlich von Niamey entspricht im wesentlichen derjenigen der Altdünen westlich von Niamey, so daß auf eine detaillierte Beschreibung des Profils verzichtet wird (Abb. 72).

Faßt man die bisherigen Ergebnisse zusammen, so scheint auch für diesen Teil des Arbeitsgebietes der Nachweis erbracht, daß jüngere Dünensande Auswehungsprodukte aus der Deflation nahegelegener, älterer Dünenkörper sind. Die große Ähnlichkeit der Schwermineralassoziationen weist auch in den Dünensanden westlich von Niamey auf den engen Bezug zwischen den älteren Dünen und den jüngeren Dünengenerationen der unmittelbaren Umgebung hin, die nur durch geringe Transportdistanzen der Sande im Verlauf der einzelnen Dünenbildungsphasen erklärt werden können. Auch die prä-ogolienzeitlichen Altdünen sind in der Regel durch kleinräumige, äolische Materialverfrachtung primär fluvial antransportierter Lockersedimente entstanden. Ihre überdurchschnittlich hohen Schwermineralgehalte deuten darauf hin, daß sie unter noch höheren Windgeschwindigkeiten gebildet wurden als die Ogolien-Dünen.

Hinweise auf einen Ferntransport der Dünensande, insbesondere auf einen äolischen Sandexport aus der Südsahara in die heutige Sahelzone lassen sich an keiner der untersuchten Lokalitäten nachweisen.

Die Regelhaftigkeit der Abnahme des Schwermineralgehaltes mit dem Dünentalter konnte bereits für den südsaharischen Ost-Niger anhand der dort verbreiteten drei Dünengenerationen gezeigt werden. Dort stellen bekanntlich die ogolienzeitlichen Dünen die älteste

Generation mit den höchsten Schwermineralgehalten (0.20%) dar.

Die untersuchten Dünensande von Niamey zeigen deutlich, daß der Mechanismus der Dünenaufwehung aus lokal vorhandenen Sandquellen in Südsahara und Sahelzone prinzipiell gleich abgelaufen sein muß und daß auch die weit verbreitet auftretende Ogolien-Dünengeneration ihrerseits aus Auswehungsprodukten jeweils nahegelegener Dünen des "Erg ancien" hervorgegangen ist, sofern nicht andere Sandquellen, wie fluviale Sedimente, für die Dünenbildung zur Verfügung standen.

Auch MENSCHING (1979, S.68) sieht in den fluvialen Sanden der Dallols und im Überschwemmungsgebiet des Nigers Quellen der Dünensande. MAINGUET et al. (1983, S.174) bezeichnen die Dünensande der Region Niamey als "subautochthon" mit einer Fremdkomponente aus dem Dallol Bosso. Sie schließen aus dem zunehmend unregelmäßigeren Verteilungsmuster der Dünen, dem abnehmenden Rundungsgrad und der schlechteren Sortierung der Sande auf einen geringen Umlagerungsgrad der dortigen Dünen. Der Übergang von überwiegend allochthonen, d.h. ferntransportierten Sanden zu autochthonen Sanden findet nach MAINGUET und Mitarbeitern westlich des Ader Doutchi statt. Östlich des Ader Doutchi soll dagegen ein Transport von Dünensand entlang der Sandtransportlinien des NE-Passates stattfinden (MAINGUET & CANON 1976). Die generelle Allochthonie soll hier nur im Lee topographischer Hindernisse durch autochthone Schwerminerale des lokal anstehenden Gesteins unterbrochen werden.

Die Grenzziehung zwischen generell autochthon beeinflussten und allochthonen Dünensanden bei Ader Doutchi erscheint dem Verfasser auch im Hinblick auf die geringe Probenzahl (38), die den französischen Veröffentlichungen zugrundeliegt, nicht sinnvoll. Die eigenen Untersuchungen haben an vielen Stellen des Arbeitsgebietes gezeigt, daß auch in den von MAINGUET et al. (1983) als allochthon bezeichneten Dünensanden eindeutig autochthone Komponenten aus nahegelegenen älteren Dünensanden, aus Alluvionen oder aus Zersetzungsprodukten von Festgesteinen der näheren Umgebung vorhanden sind.

Einschränkend muß darauf hingewiesen werden, daß zwischen den über weite Strecken petrographisch sehr monotonen, kreidezeitlichen Sand- und Siltsteinen und den überlagernden Dünensanden

der Nachweis einer autochthonen Beeinflussung schwer zu führen ist. Eindeutig wird der autochthone Charakter der Dünensande dagegen an solchen Lokalitäten, wo die spezifischen morphoskopischen und schwermineralogischen Merkmale der jeweiligen Sandquellen sich klar in den nahegelegenen Dünensanden widerspiegeln.

Aus der Gegenüberstellung von Dünensanden und Festgesteinsproben einzelner Lokalitäten ergab sich zudem, daß Rundung und Mattierung der Dünensandkörner im wesentlichen aus den detritischen, kretazischen Sedimentgesteinen ererbte Eigenschaften sind und somit zum Nachweis eines Sandferntransportes ungeeignet sind.

Innerhalb des Arbeitsgebietes ergibt sich nach Ansicht des Verfassers eher eine Häufung der Indizien für die Autochthonie der Dünensande als für deren Allochthonie.

#### 4.2.4. Burkina-Faso

Im nachfolgend beschriebenen Teil des Arbeitsgebietes vollzieht sich der Übergang von der Sahelzone zur Sudanzone. So zeigen die mittleren Niederschlagsmengen von 800mm/a bei Ouagadougou bereits nordsudanische Verhältnisse an. In diesem Raum, der etwa 500 km südlich der Verbreitungsgrenze rezenter Dünen liegt, befinden sich ebenfalls Altdünen als Zeugen früherer arider Klimabedingungen im Verlauf des Quartärs.

#### Altdünen bei Dori

Das in Abb. 12 dargestellte Schwermineraldiagramm eines Dünensandes bei Dori wurde anhand der Daten aus CHAMARD & COUREL (1981, S.20) erstellt. Es weist einen Dünensand aus, in dessen Schwermineralassoziaton die instabilen Schwerminerale in Anteilen von mehr als 15.0% eine Herkunft aus kristallinen Sockelgesteinen anzeigen. So kommt der Einfluß des granitischen Basements in Burkina-Faso auch in den Schwemmsanden des Weißen Volta, nahe Ouagadougou, in Form hoher Gehalte an Epidot und Grüner Hornblende zum Ausdruck (vgl. Abb. 12).

Für die Dünensande von Dori betonen diese Verfasser deren autochthonen Charakter. Granulometrische und morphoskopische Eigen-

schaften der Dünensande des Liptako, wie die Feinkörnigkeit der Dünensande (Median der Korngröße: 0.160 mm) und die geringe mechanische Beanspruchung der Quarze, deuten auch hier auf überwiegend lokale, äolische Aufarbeitung der Sande. Zum Schwermineralgehalt der Dünensande werden keine detaillierten Angaben gemacht; er übersteigt nur selten 1.0%.

Auch in den Altdünen des Liptako treten innerhalb der Schwermineralspektren gerundete Stabilkomponenten auf. Sie entstammen allem Anschein nach dem Zersatz paläozoischer Sand- und Siltsteine über den präkambrischen Serien. Ihre morphoskopischen Eigenschaften stellen somit auch hier aus dem Anstehenden ererbte Merkmale dar und sind nicht als Anzeiger eines Ferntransportes der Dünensande zu werten. Der autochthone Einfluß ist eindeutig über die Zufuhr frischer, nicht gerundeter Schwerminerale aus dem präkambrischen Sockel belegt.

#### Altdünen bei Kaya

Etwa 75 km nordöstlich Ouagadougou wurde eine Altdüne im Granitbergland südlich von Kaya untersucht (Abb. 73). Als Aufwehungszeitraum dieser Düne gilt auch hier die aride Klimaperiode des Ogolien.

Die Lage der Düne am Unterhang eines Granitinselberges läßt eine fluviale Zufuhr instabiler Schwerminerale aus dem Zersatzmaterial des Anstehenden im Oberhangbereich vermuten.

Im Vergleich zu den Altdünen des Liptakos läßt sich kein prinzipieller Wechsel der Schwermineralassoziationen feststellen. Gemeinsame Kennzeichen mit den zuvor beschriebenen Dünensanden sind die erhöhten Anteile der instabilen Schwerminerale und überdurchschnittlich hohe Schwermineralgehalte von im Mittel 0.33%.

Auch dieser Dünensand weist zum überwiegenden Teil stabile Schwerminerale in seinen Spektren auf, wobei Zirkon mit Anteilen von durchschnittlich 59.0% dominiert. Idiomorphe Zirkone sind mit 9.5% überdurchschnittlich häufig vertreten. Daneben besitzt eine größere Anzahl der runden Zirkonkörner glänzende Kornoberflächen.

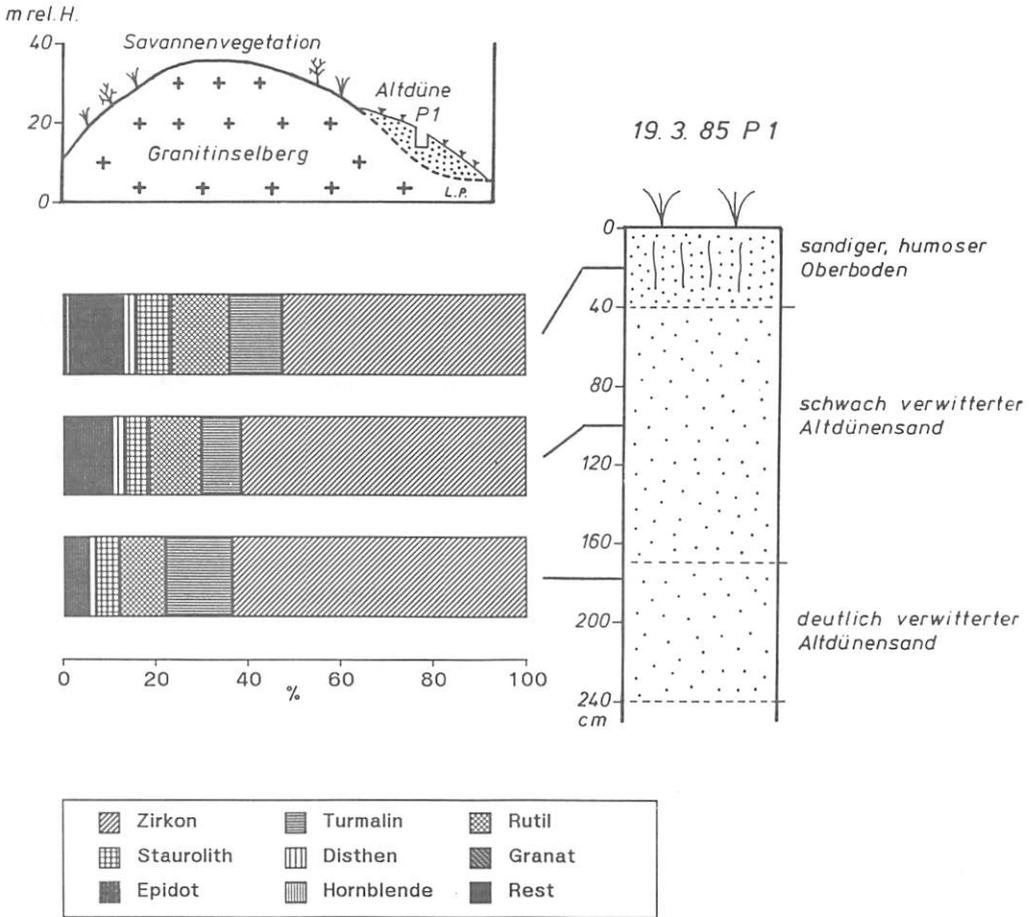


Abb. 73: Schwermineralspektrum: Altdüne 23 km südlich Kaya.

Auf Grund der morphoskopischen Eigenschaften der Zirkone ist auch für die Altdünen dieses Bereiches ein äolischer Eintrag von Schwermineralen aus weiter entfernten Herkunftsgebieten unwahrscheinlich. Die Herkunft dieses Dünensandes aus den nahegelegenen Schwemmsedimenten ist offensichtlich. Damit hat auch an dieser Lokalität Dünenbildung durch kleinräumige, äolische Umlagerung fluvial antransportierten Materials stattgefunden. Der überwiegend autochthone Einfluß prägt die Zusammensetzung der Schwermineralspektren hier wie auch in den bereits vorgestellten Lokalitäten im Norden und im Westen von Kaya (vgl. Abb. 12).

Für die Altdünen von Kaya müssen auf Grund der großen Ähnlichkeit der schwermineralogischen Merkmale vergleichbare Bildungsbedingungen wie für diejenigen des Liptakos geherrscht haben. Die Schwermineralspektren der Dünensande sind in beiden Fällen geprägt durch die Vermischung instabiler Komponenten aus dem Zersatz der lokal anstehenden Kristallingesteine mit stabilen, gut gerundeten Schwermineralen, die Auswehungsprodukte aus den fluvial aus weiter entfernten Herkunftsgebieten antransportierten Sedimenten darstellen.

#### 4.2.5. Togo

Bei den im folgenden Teil der Arbeit vorgestellten Profilen handelt es sich nicht um Dünensandprofile, sondern um autochthone Zersatzprofile in der Republik Togo. Vor allem im Norden Togos wurde die Schwermineralführung der Oberböden auf eventuell auftretende Fremdkomponenten hin untersucht, die auf einen Ferntransport mineralischer Bestandteile aus den nördlich angrenzenden Altdünengebieten in Richtung des NE-Passates hindeuten würden.

In der Vergangenheit hat sich eine Vielzahl von Autoren mit der Erscheinung des Staubexportes aus dem nordafrikanischen Trockengürtel befasst. An Stelle einer ausführlichen Literaturdiskussion zu diesem Thema soll hier nur eine zusammenfassende Darstellung erfolgen.

Generell gilt die Sahelzone als Hauptquelle des Feinmaterialexportes in den südlich anschließenden Landschaftsgürtel der Sudan-

zone. Hinsichtlich des äolischen Ferntransportes kommt weniger der Sandfraktion als vielmehr der Schluff-Fraktion (<0.063mm) Bedeutung zu. Die großflächige Staubmobilisierung, insbesondere aus den Oberböden sahelischer Altdünen, durch Starkwinde zu Zeiten maximaler Trockenheit (Frühjahr), wird in der Landschaft eindrucksvoll durch den "brûme sèche", einen roten Trockennebel mit hohen Anteilen mineralischer Komponenten, dokumentiert. Ein Teil der Stäube wird über große Distanzen verfrachtet. Er lagert sich zum Teil in Schelfsedimenten vor der Küste Westafrikas ab (SARNTHEIN 1980, 1982) und gelangt unter günstigen Windverhältnissen sogar bis vor die lateinamerikanischen Küsten (SCHÖTZ 1980). In Anlehnung an den mitteleuropäischen Löß, als äolisches Sediment des Periglazials, bezeichnet McTAINSH (1987) äolische Stäube in Nord-Nigeria als "Desert Loes".

Besondere Bedeutung erlangen in Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit die Ergebnisse von mineralogischen Analysen dieser Stäube, die von WHALLEY & SMITH (1981), WILKE et al. (1984) und PAQUET et al. (1984) durchgeführt wurden. Aus den Untersuchungen dieser Autoren ergibt sich, daß der Anteil der Schwermineralfraktion der äolischen Staubsedimente erwartungsgemäß gering ist. Quarze und Feldspate dominieren neben den Tonmineralen Illit und Kaolinit. Die dünensandtypischen Schwerminerale Zirkon und Turmalin treten nur lokal auf.

Demzufolge ist in den Oberböden der Verwitterungsprofile von Togo wohl kaum mit äolisch ferntransportierten Schwermineralen aus den Oberböden sahelischer Altdünen zu rechnen. Im folgenden soll gezeigt werden, inwieweit diese Vermutung zutrifft.

#### Ein Boden bei Dapaong

Etwa 30 km nördlich Dapaong, nahe der Lokalität Timbou in Nord-Togo, wurde ein geringmächtiger Oberboden über einem Fe-Pisolith des Continental Terminal (C.T.) auf seine Schwermineralführung untersucht. Das anstehende C.T.-Sediment ist in seinen Schwermineralspektren bis auf seine stabilen Komponenten fast völlig verarmt. Unter ihnen dominiert Zirkon (>80.0%) vor Turmalin und Rutil. Metamorphe und instabile Schwerminerale treten nur in Anteilen von unter 5.0% auf und zeigen starke Korrosionsspuren als Zeugen intensiver chemischer Verwitterung (Abb. 74). Entgegen

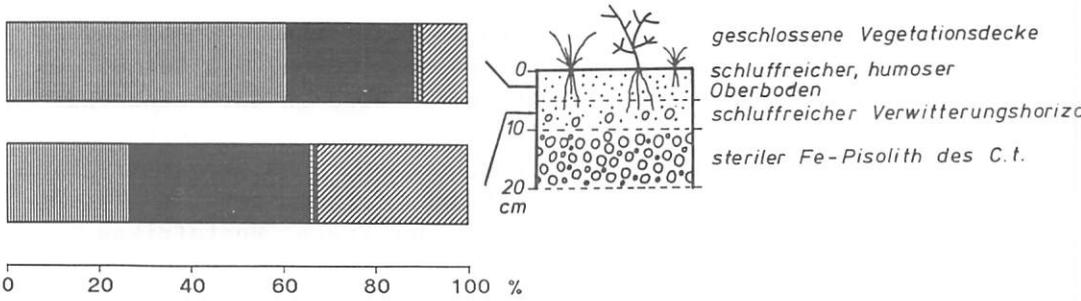
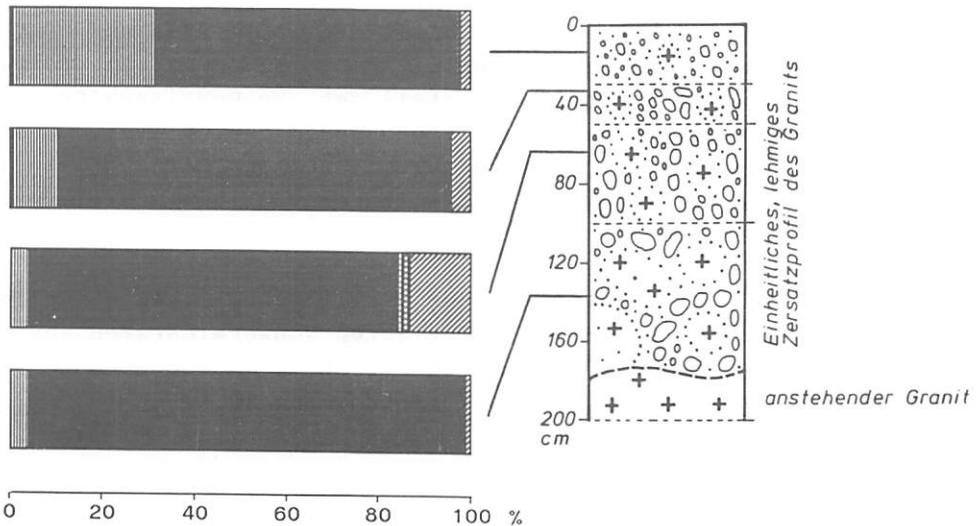


Abb. 74: Schwermineralspektrum: Boden nördlich Dapaong (21.3.85 P 1).



Zirkon	Turmalin	Rutil
Staurolith	Disthen	Granat
Epidot	Hornblende	Rest

Abb. 75: Schwermineralspektrum: Boden nördlich Dapaong (21.3.85 P 3).

den Erwartungen weist das Schwermineralspektrum der Verwitterungszone über dem sterilen, lateritischen Anstehenden hohe Gehalte (65.5%-88.0%) frischer Schwerminerale, wie Epidot und Grüne Hornblende, auf. Auch der Schwermineralgehalt (0.91%) der Zersatzzone ist sehr hoch.

Die Erklärung für diesen offensichtlichen Gegensatz in der schwermineralogischen Kennzeichnung des anstehenden Fe-Pisolithes und der überlagernden Bodenbildung ist in einer nur wenige hundert Meter entfernten in situ Verwitterung des granitischen Basements zu finden (Abb. 75). In diesem mächtig entwickelten Graulehm finden sich die gleichen Schwermineralenkomponenten wie in Profil 1, verbunden mit noch höheren Schwermineralgehalten von durchschnittlich 2.42%.

Die Ähnlichkeiten der Schwermineralzusammensetzung zwischen P 1 und P 3 deuten darauf hin, daß ein äolischer Fremdmaterialeintrag zumindest über geringe Distanzen aus den Zersatzprofilen über Kristallingestein in die Oberböden über sterilen C.T.-Sedimenten stattfindet. Ferntransportkomponenten in Form rund-matter Zirkone oder Turmaline treten in den Oberböden jedoch nicht auf und sind auch in der ebenfalls untersuchten Fraktion 0.063mm-0.020mm nicht nachweisbar.

#### Ein Boden bei Sansanné Mango

Etwa 70 km SSE' Dapaong zeigt eine Bodenbildung über tertiären C.T.-Pisolithen eindeutig den Bezug zum Anstehenden. Die Schwermineralspektren des Anstehenden sind mit jenen des C.T.-Pisolithes von Dapaong identisch (Abb. 76).

Eine Verschiebung im gegenseitigen Verhältnis der stabilen Minerale findet im Profil nicht statt. Verwitterungseinflüsse sind erwartungsgemäß in den Stabil-Spektren nicht erkennbar. Die durchgängig hohen Schwermineralgehalte von 1.21% erscheinen zunächst ungewöhnlich. Sie erklären sich aus den überdurchschnittlich hohen Gehalten opaker Körner, bei denen es sich überwiegend um Quarze handelt, die durch Krusten aus Fe-Oxiden oder Fe-Hydroxiden ein höheres spezifisches Gewicht erlangt haben und auf diese Weise in die Schwerefraktion gelangt sind.

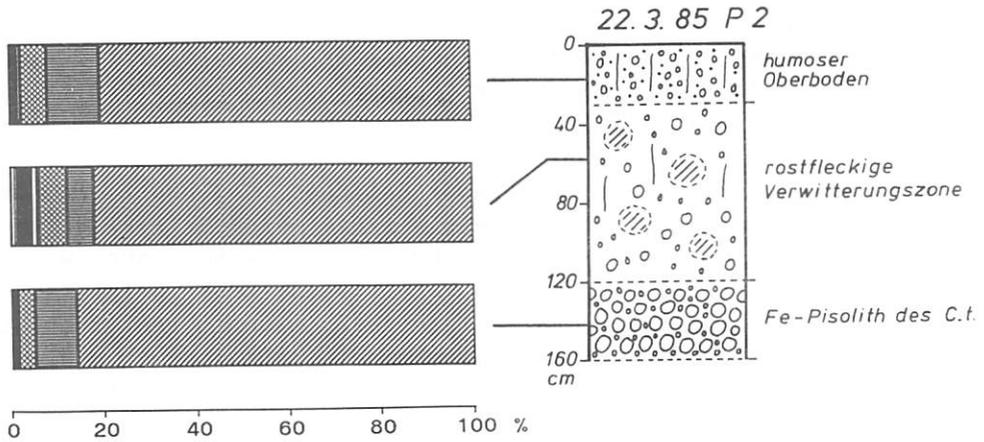
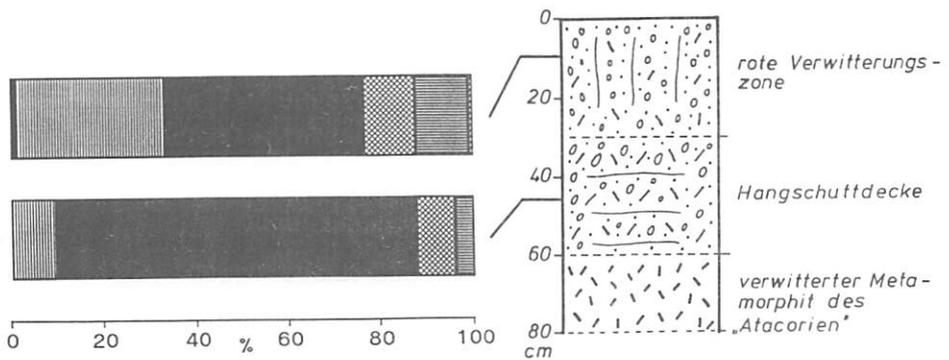


Abb. 76: Schwermineralspektrum: Boden 2 km nördlich Sansanné Mango.



23. 3. 85 P 2

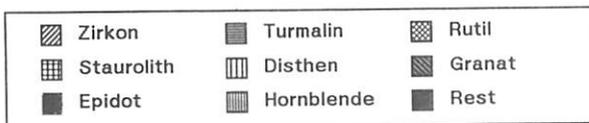


Abb. 77: Schwermineralspektrum: Aufschluß 5 km südlich Bafilo.

Auch an dieser Lokalität ergaben sich aus der Schwermineralanalyse der Grobschluff-Fraktion keine Hinweise auf Ferntransportierte Schwerminerale aus den Oberböden sahelischer Altdünen.

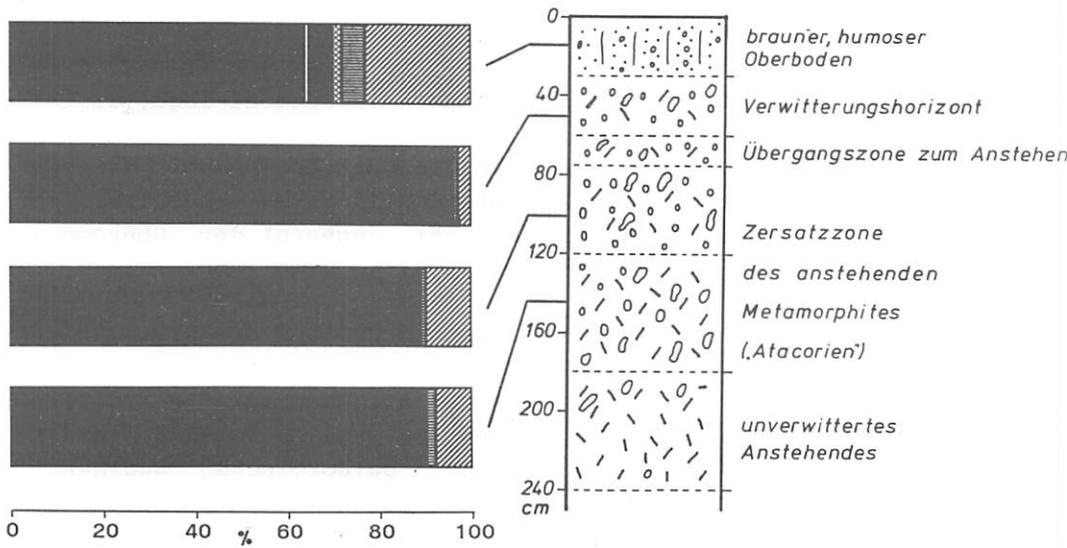
### Die Region Kara

An der Lokalität Bafilo, südlich von Kara in Zentral-Togo, weicht die Schwermineralführung in den obersten Profilteilen einer Bodenbildung deutlich von derjenigen des Anstehenden ab. Während das Schwermineralspektrum des anstehenden Granites ausschließlich aus Epiot und Grüner Hornblende besteht, scheint der Oberboden des Zersatzprofiles allochthon beeinflusst zu sein (Abb. 77).

Die Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil, die hier überwiegend in rund-matten Körnern auftreten, könnten unter Umständen Anzeiger einer Herkunft aus den Altdünenregionen Nigerias sein. Sie treten jedoch mit ähnlichen morphoskopischen Merkmalen auch in den C.T.-Sedimenten und in den paläozoischen Sedimentserien Nord-Togos auf. Die hohen Anteile von Disthen, der mit hoher Wahrscheinlichkeit aus metamorphen Serien der näheren Umgebung stammt, deuten zusätzlich eher auf eine lokale Einwehung in den Oberboden hin. In jedem Fall ist in dieser Region der äolische Materialeintrag in die obersten Horizonte autochthoner Zersatzprofile klar erkennbar. Die Herkunft der Fremdkomponenten kann jedoch nicht eindeutig bestimmt werden.

### Ein Boden bei K'Palimé

Im Süden von Togo zeigen die Verwitterungsprofile eindeutig die ausschließliche Beeinflussung durch die dort anstehenden Metamorphite der Atacorien-Formation (Abb. 78). Muskovit, als einziger Vertreter der "Rest-Gruppe", dominiert mit Anteilen zwischen 68.0% und 90.0%. Daneben treten Zirkon, Turmalin und Rutil auf, deren Körner überwiegend idiomorph bis hypidomorph ausgeprägt sind.



25. 3. 85 P 1

 Zirkon	 Turmalin	 Rutil
 Staurolith	 Disthen	 Granat
 Epidot	 Hornblende	 Rest

Abb. 78: Schwermineralspektrum: Aufschluß 20 km nördlich K'Palimé.

## 5. VERGLEICHENDE BETRACHTUNG UND DEUTUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

### 5.1. Der Aussagewert der Untersuchungsergebnisse für die Dünenentstehung im überregionalen Vergleich

In den vorangegangenen Kapiteln wurde der Versuch unternommen, mit Hilfe der Schwermineralanalyse zu Aussagen über die Entstehung von Dünen in verschiedenen Trockengebieten zu gelangen. Im Zuge der Untersuchung und Auswertung des Schwermineralbestandes dieser Dünensande wurden Ansätze verschiedener Autoren übernommen, teilweise weitergeführt und auf ihren Aussagewert für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit überprüft.

Da ein großer Teil der Interpretation bereits in den vorangegangenen Kapiteln über die einzelnen Trockengebiete vorweggenommen wurde und insbesondere für den Bereich der Südsahara, der Sahelzone und der nördlichen Sudanzone, die Herkunft der Dünensande in Zusammenhang mit der analytischen Kennzeichnung der Einzelprofile diskutiert worden ist, sollen im folgenden ein überregionaler Vergleich und eine zusammenfassende Betrachtung der Untersuchungsergebnisse vorgenommen werden, um die eingangs formulierten Fragestellungen zu beantworten.

Der Vergleich der Schwermineralassoziationen in den Dünensanden verschiedener Trockengebiete zeigt folgendes:

Auffälliges Merkmal aller untersuchten Dünensande ist die Artenarmut der Schwermineralspektren. In allen untersuchten Dünensanden werden mehr als 95.0% der Schwermineralassoziationen von höchstens vier Schwermineralarten gebildet.

Die Dünensande der Namib und der Taklamakan sind gekennzeichnet durch die Dominanz der Instabil-Gruppe in ihren Schwermineralspektren. Während in den Namib-Sanden Klinopyroxen vorherrscht, bildet die Grüne Hornblende in den Dünensandspektren der Taklamakan die Hauptkomponente. Demgegenüber überwiegen Zirkon und Turmalin in den Sanden der Südsahara und der Sahelzone bei weitem. Höhere Anteile instabiler Schwerminerale treten hier nur an den Lokalitäten auf, wo Zersatzmaterial granitischer Intrusivgesteine in die Dünenbildung miteinbezogen wurde.

Letzteres kann auf zwei Arten geschehen: zum einen durch kleinräumige äolische Umlagerung in situ verwitterten Materials, wie etwa im Kristallgebiet von Gouré, oder durch Deflation von zuvor aus kristallinen Sockelkomplexen antransportierten fluvialen Sedimenten. Letzteres trifft insbesondere auf die Dünensande der Ténéré im östliche Air-Vorland, auf Dünensande in der Nähe von Schwemmsedimenten des Komadougous westlich des Tschad-Sees und auf Dünensande der Lokalitäten Dori und Kaya in der nördlichen Sudanzone von Burkina-Faso zu.

In den Sanden des nordafrikanischen Trockenraumes kann keine Reaktion der Schwermineralzusammensetzung auf den jeweiligen Verwitterungsgrad der Dünensande festgestellt werden. Die quartären Feuchtzeiten, die auf den Altdünen teilweise kräftige Bodenbildungen hinterließen, haben die schwermineralogischen Stabil-Spektren in keiner Weise beeinflussen können. Auch eine Zunahme der hämatitischen Quarzkornpatinierungen, die über den Opakanteil der Schwermineralspektren dokumentiert ist, läßt sich mit zunehmendem Dünentalter und Verwitterungsgrad nicht feststellen. Der Opakanteil ist somit in Übereinstimmung mit VALETON (1953) als Bezugsgröße für den Verwitterungsgrad der Dünen ungeeignet; er stellt in den Dünensanden der Südsahara und der Sahelzone im wesentlichen ein Residuum aus tertiären und kretazischen detritischen Sedimentgesteinen dar.

Neben den Vergleich der Schwermineralspektren tritt in der vorliegenden Arbeit die Beschreibung verschiedener Varietäten von Einzelmineralen, insbesondere von Turmalinen verschiedener Farbe, nach dem Vorbild von KRYNINE (1946) (vgl. Kap. 3.1.).

Die qualitative Ausprägung der Schwermineralspektren, vor allem die sehr geringen Turmalinanteile in den Sanden der Namib und der Taklamakan, schränken die Aussagekraft dieses Verfahrens im Hinblick auf die Herkunft der Sedimente erheblich ein. Dagegen zeigte der Ansatz gute Resultate bei der Betrachtung der nordafrikanischen Dünensande. In allen Dünensanden, die schon auf Grund erhöhter Anteile instabiler oder selten auftretender metamorpher Komponenten (Disthen) in ihren Schwermineralassoziationen den Einfluß metamorpher Gesteine in ihrem Herkunftsgebiet andeuten, treten unter den ansonsten meist grünen und braunen Turmalinen erhöhte Anteile blauer und rötlicher Varietäten auf.

Diese Beobachtung trifft vor allem für Dünensande im Einflußbereich des Komadougous zu, der auf seinem Weg durch die kristallinen Sockelkomplexe Nigerias neben Hornblenden und Epidoten sicherlich auch Turmaline metamorpher Paragenese in Richtung Tschad-See transportiert hat. In Phasen erhöhter Windaktivität wurden letztere zusammen mit anderen, fluvial antransportierten Schwermineralen in die Spektren der Dünensande miteinbezogen. Nach dem gleichen Prinzip hat sich an vielen anderen Lokalitäten, wie im äußersten Südwesten der Republik Niger, im Einflußbereich des Nigers, die Materialanlieferung zunächst auf fluvialem Wege vollzogen. Auch die Alluvionen des Nigers stellten ihrerseits in nachfolgenden ariden Phasen des Quartärs die Quellen der Dünensande dar.

An allen untersuchten Lokalitäten ist festzustellen, daß die Schwermineralassoziationen der jeweiligen Sandquellen sich nur in relativ geringer Entfernung in den Dünensandspektren dokumentieren. In den Dünensanden der Ténére zeigen Granat, Epidot und Grüne Hornblende den Einfluß ehemals fluvial antransportierter Sande aus dem weiter westlich gelegenen Air-Gebirge an. Südlich des Air-Gebirges bestimmt dagegen die petrographische Zusammensetzung des Echkar-Sandsteins mit hohen Staurolithanteilen die Schwermineralassoziationen der Sande. Hohe Gehalte der instabilen Schwerminerale deuten die autochthone Beeinflussung der Dünensande im Granitbergland von Gouré an. Eng umgrenzt sind auch die Einflußbereiche des Komadougous und des Nigers auf die Schwermineralführung der Dünensande.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die Transportdistanzen der Sande im Zuge der Dünenbildung nur gering waren.

Besonderes Gewicht wurde außerdem auf den Habitus und auf die morphoskopischen Eigenschaften des sehr verwitterungsresistenten Schwerminerals Zirkon gelegt. Dieser Ansatz, der auf frühere Arbeiten von POLDERVAART (1950) und HOPPE (1963) zurückgeht, hat sich vor allem bei den Dünensanden aus den nordafrikanischen Teilen des Untersuchungsgebietes bewährt, weil dort Zirkone in ausreichender Häufigkeit auftreten und somit statistisch gesicherte Aussagen erlauben.

Der weitaus größte Teil der Zirkone liegt in diesen Dünensanden

in Form gut gerundeter Exemplare mit mattierten Kornoberflächen vor. Gerade im Hinblick auf die außerordentliche Stabilität des Minerals gegenüber mechanischer Abrasion implizieren seine morphoskopischen Eigenschaften einen hohen Umlagerungsgrad.

Idiomorphe Zirkone oder Zirkone mit glänzenden Kornoberflächen treten abgesehen von der unmittelbaren Nähe kristalliner Gesteinskomplexe immer dort auf, wo ein fluvialer Einfluß bereits durch andere Kennzeichen, wie bimodale Korngrößenverteilung oder erhöhte Anteile instabiler und/oder metamorpher Schwerminerale, angezeigt ist.

Neben den bereits genannten Ténéré-Sanden, den Komadougou-Sedimenten, den Dünensanden nahe Niamey und den ebenfalls primär fluvial antransportierten Dünensanden des Liptako, die von COUREL (1977) und CHAMARD & COUREL (1981) untersucht wurden, konnte vor allem in den schwermineralogisch sehr homogenen Dünensanden der Sahelzone der mittleren Republik Niger an mehreren Lokalitäten über die morphoskopischen Eigenschaften des Zirkons die Herkunft der Dünensande aus den Dallol-Talungen der mittleren Republik Niger nachgewiesen werden.

Für die Region Maradi kommen MAINGUET et al. (1983) zu übereinstimmenden Ergebnissen. Sie betonen jedoch den singulären Charakter fluvialer Einträge in die ihrer Meinung nach äolisch ferntransportierten Dünensande zwischen dem Massiv von Termit und Ader Doutchi. Bei den eigenen Untersuchungen konnte nicht zuletzt auch durch die weitaus größere Probenzahl gezeigt werden, daß der ursprünglich fluviale Charakter in der morphoskopischen und schwermineralogischen Kennzeichnung der Dünensande dieser Region weitaus häufiger erkennbar ist, als von MAINGUET et al. angenommen wurde. Auf die Frage nach dem Ferntransport der Dünensande wird in Kapitel 5.2. näher eingegangen.

Im Gegensatz zu den morphoskopischen Merkmalen des Zirkons ließen sich bei den eigenen Arbeiten aus der Farbe der Zirkone keine Rückschlüsse auf ihr Liefergebiet ziehen.

Sehr gute Resultate ergaben sich aus der Betrachtung des Gesamtschwermineralgehaltes der untersuchten Dünensande: verglichen mit den schwermineralarmen Dünensanden (0.14%) des nordafrikanischen Untersuchungsraumes sind die Dünensande der Namib sehr

schwermineralreich; der durchschnittliche Schwermineralgehalt beträgt hier 12.3%. Selbst in den ebenfalls recht schwermineralreichen Dünensanden der Taklamakan werden im Mittel nur 2.7% erreicht.

Vor allem die Dünensande der Namib lassen Sortierungsprozesse nach dem spezifischen Gewicht der Minerale erkennen. Variationen des Schwermineralgehaltes finden in der Dünen-Namib sowohl regional als auch innerhalb einzelner Dünenkörper statt. In den stark windexponierten Kammbereichen der Namib-Dünen hat durch selektive Ausblasung der leichteren Gemengteile eine deutliche Anreicherung der Schwerminerale stattgefunden; ihr Schwermineralgehalt liegt im Mittel bei 15.7%. Die Basissande unterhalb der Dünenkämme enthalten dagegen nur 8.9% Schwerminerale. Besonders in den küstennahen Dünen, oberhalb der marinen Terrassen, ist eine Häufung überdurchschnittlich hoher Schwermineralgehalte zu erkennen. Zugleich sind hier die Gegensätze im Schwermineralgehalt zwischen Kamm- und Basissanden sehr deutlich ausgeprägt. Zum Landesinneren hin nehmen der Schwermineralgehalt der Dünensande und auch die Gegensätze zwischen Kamm- und Basissanden deutlich ab.

Schwermineralanalysen an Festgesteinsproben haben gezeigt, daß dieses West-Ost-Gefälle der Schwermineralgehalte in der Dünen-Namib nicht allein aus dem anstehenden Tsondab-Gandstein ererbt sein kann. Vor allem im westlichen Erg verhalten sich die Schwermineralgehalte der Dünensande und die des lokalen Anstehenden sogar gegenläufig. Der äolische Materialaustrag war folglich in den küstennahen Dünen weitaus stärker als in den Dünen des Landesinneren.

Zum einen sind die regionalen Variationen der Schwermineralgehalte und der Differenzen zwischen Kamm- und Basissanden sicher durch eine Abnahme der Windgeschwindigkeit von der Küste zum Landesinneren zu erklären. Auf der anderen Seite können die hohen Schwermineralgehalte der küstennahen Dünen aber auch auf deren höheres Alter zurückgeführt werden. Ähnlich den Altdünen der Südsahara und des Sahels können auch sie unter Windgeschwindigkeiten aufgeweht worden sein, die weit über den gegenwärtigen gelegen haben. Sie sind außerdem weitaus länger der Deflation und damit dem selektiven Leichtmineralaustrag unterlegen als die weiter landeinwärts gelegenen, jüngeren Dünen. Höhere Windge-

schwindigkeiten zu Zeiten der Genese dieser älteren, küstennahen Namib-Dünen können darüber hinaus schon im Zuge der Dünenaufwehung zu einem verstärkten Leichtmineralaustrag geführt haben.

Diese zuletzt genannte Vermutung kann nach Ansicht des Verfassers vor allem zur Erklärung erhöhter Schwermineralgehalte in den ogolienzeitlichen Dünen der Südsahara, der Sahelzone und der nördlichen Sudanzone herangezogen werden. In den vorangegangenen Kapitel wurde bereits auf die Existenz verschiedener "Dünengenerationen" in diesem Teil des Arbeitsgebietes hingewiesen, die in ihrer Entstehung an aride Klimaperioden des Quartärs gebunden waren und in zwischen geschalteten Feuchtzeiten in unterschiedlicher Intensität Prozessen der chemischen Verwitterung und Bodenbildung unterlagen (vgl. VÖLKELE 1989).

Obwohl die weitaus geringeren Schwermineralgehalte der hier untersuchten Dünensande den Nachweis einer altersabhängigen Variation der Schwermineralgehalte erschweren, ist eine Zunahme des Schwermineralgehaltes von 0.04% in den rezent bewegten auf 0.22% in den ältesten, ogolienzeitlichen Dünensanden durchgängig nachweisbar. Die chronostratigraphisch zwischen diesen beiden Dünengenerationen liegende mittelholozäne Dünengeneration weist nur wenig um den Mittelwert von 0.10% schwankende Schwermineralgehalte auf.

In vereinzelt auftretenden Dünen prä-ogolienzeitlichen Alters in den Regionen Tanout, Gazaoua und Niamey setzt sich dieser Trend fort; diese Dünen des "Erg Ancien" weisen durchschnittliche Schwermineralgehalte von 0.30% auf.

In den untersuchten Dünensanden aus Südsahara und Sahelzone treten regionale Variationen des Schwermineralgehaltes in den Hintergrund. Dagegen zeigt sich die Regelmäßigkeit zunehmender Schwermineralgehalte sehr deutlich an denjenigen Lokalitäten, wo alle drei Dünengenerationen in unmittelbarer räumlicher Nachbarschaft anzutreffen sind, wie etwa im östlichen Stufenvorland von Dibella.

Aus den vorangegangenen Betrachtungen lassen sich folgende Regeln ableiten:

In Dünensanden, die unter höheren Windgeschwindigkeiten als den

gegenwärtigen aufgeweht wurden, findet auf Grund des verstärkten selektiven Feinmaterialaustrages bereits während der Dünenaufwehung eine stärkere Anreicherung der Schwerminerale statt.

Deflationsprozesse haben in Zeiten nach der Dünenentstehung zusätzlich zu einer Verarmung an leichten Gemengteilen und damit zu einer relativen Anreicherung der Schwerminerale auf den Dünenoberflächen geführt. Die jüngeren Dünen in der Umgebung dieser Altdünen stellen auf Grund ihrer großen Ähnlichkeit der Schwermineralspektren mit jenen der älteren Dünen Auswehungsprodukte dieser Altdünen dar.

In der Taklamakan läßt sich in gleicher Weise der Bezug zwischen Dünenalter und Schwermineralgehalt herstellen. Auch hier besitzen die ältesten Dünen die höchsten Schwermineralgehalte. Sie stellen offensichtlich Auswehungsprodukte fluviabler Sedimente aus nahegelegenen Schwemmfächern von Schmelzwasserflüssen dar, wurden unter hohen Windgeschwindigkeiten aufgeweht und unterlagen im Zeitraum nach ihrer Entstehung ebenfalls starker Deflation, die mit Feinmaterial- und Leichtmineralabfuhr einherging. Die Sande der unmittelbar benachbarten, jüngeren Dünen stellen auch hier offensichtlich Auswehungsprodukte älterer Dünen dar. Die Transportdistanzen der Sande in Zeiten der Dünenentstehung in der Taklamakan können nur gering gewesen sein. Darauf deuten vor allem die morphoskopischen Eigenschaften der Grünen Hornblende als dominierender Gemengteil in der Schwermineralfraktion hin. Die Hornblenden treten in den Sanden der Taklamakan häufig in Form gerundeter, sehr glatt erscheinender Körner auf, die keine oder nur sehr geringe Impactspuren des Saltationstransportes aufweisen. Sie deuten damit ihre ursprünglich fluviiale Herkunft an, wobei die nachfolgende äolische Umlagerung, insbesondere der Saltationstransport, den fluvialen Charakter in der Morphoskopie der Hornblenden nicht verwischen konnte.

Als Schlußfolgerung aus den vorangegangenen Betrachtungen bleibt folgendes festzuhalten:

Für das Zustandekommen einer spezifischen Schwermineralassoziation eines Dünensandes ist in erster Linie die Schwermineralverteilung nahegelegener Sandquellen verantwortlich. Sandquellen können - neben Zersatzmaterial aus der Verwitterung anstehender Festgesteine - sowohl fluviiale Sedimente trockengefallener Ent-

wässerungslinien sein als auch lokal vorhandene ältere Dünensande als Zeugen früherer arider Phasen.

Der geringe Schwermineralgehalt eines Dünensandes muß in diesem Zusammenhang nicht zwingend äolischen Ferntransport anzeigen; er gibt vielmehr Auskunft darüber, wie oft er bereits zur Dünenaufwehung herangezogen worden ist. Junge Dünen besitzen somit als Produkte der Deflation älterer Dünenkörper die geringsten Schwermineralgehalte.

Mit steigenden Schwermineralgehalten werden im Vergleich der einzelnen Trockengebiete die Unterschiede zwischen älteren und jüngeren Dünensanden an den jeweiligen Lokalitäten umso deutlicher. Vor allem die sehr schwermineralreichen Dünensande der Namib und der Taklamakan belegen den Zusammenhang zwischen relativer Altersstellung und Schwermineralgehalt der Dünensande eindrucksvoll.

Weiterhin kann gezeigt werden, daß die qualitative Ausprägung der Schwermineralspektren in keinem der untersuchten Dünensande aus Nordafrika, Südwestafrika und West-China meßbare Auswirkungen auf die Prozesse der Dichtesortierung bei der Dünenentstehung hat. Die dem Äquivalenzprinzip folgenden Vorgänge der Transportsonderung vollziehen sich in den einzelnen Trockengebieten unabhängig vom herrschenden Windregime und auch losgelöst vom Schwermineralgehalt und der Ausprägung der Schwermineralassoziationen der Sande.

In vielen der untersuchten Sande konnten Häufigkeitsverschiebungen innerhalb der Schwermineralspektren in Abhängigkeit von der mittleren Korngröße des Sedimentes beobachtet werden. Mit zunehmender mittlerer Korngröße erfolgt in den Sanden aus Nordafrika und aus der Taklamakan eine Zunahme des Staurolith-Anteils; in der Dünen-Namib nimmt in gleicher Richtung der Anteil an Grüner Hornblende zu.

Im Gegensatz zum Schwermineralgehalt zeigt die Zusammensetzung der Schwermineralspektren keine Variationen, die Rückschlüsse auf das Dünenalter zulassen. Die Ursachen für diese Erscheinung liegen einerseits in der qualitativen Ausprägung der Schwermineralassoziationen; Dünensande, deren Schwermineralspektren fast ausschließlich aus verwitterungsstabilen Komponenten bestehen

(Südsahara, Sahelzone), können keine Reaktion auf Prozesse der chemischen Verwitterung zeigen. Zudem sind die zwischen den Phasen der Dünenaufwehung eingeschalteten quartären Feuchtzeiten zu kurz gewesen, um zu einer meßbaren Häufigkeitsabnahme eventuell vorhandener Instabil-Komponenten in den Dünensanden der Südsahara und der Sahelzone geführt zu haben.

In den Dünensanden der Namib deuten Variationen im Gehalt des verwitterungsempfindlichen Granates zunächst auf Unterschiede im Verwitterungsgrad der Dünensande hin. Es zeigt sich jedoch, daß solche Häufigkeitsverschiebungen im wesentlichen aus dem Anstehenden ererbt sind.

Auch in der Taklamakan geht die granulometrisch und über den Schwermineralgehalt belegte Altersabfolge der Dünensande nicht einher mit Häufigkeitsverschiebungen der leicht verwitterbaren Minerale Granat und Grüne Hornblende.

## 5.2. Allochthonie und Autochthonie der Dünensande

Eine der Zielsetzungen, die der vorliegenden Arbeit zugrundelagen, war die Beantwortung der Frage nach der Herkunft der Dünensande. Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse an Dünensanden der Namib und der Taklamakan haben gezeigt, daß die Sande überwiegend lokalen Ursprungs sind. Diese Beobachtung trifft auch für Dünensande anderer Trockenräume zu.

BREMER (1967, S.89) weist auf den engen Bezug der Dünensande der australischen Simpson-Desert zu unterlagernden sandig-tonigen, kretazischen Sedimenten hin. Ebenso kommt HEINE (1981, S.7f.) zu dem Ergebnis, daß die Sande der Kalahari aus kleinräumiger äolischer Umlagerung lokaler Lockermaterialien stammen.

Dagegen herrschen unterschiedliche Auffassungen zur Herkunft der sahelischen Altdünensande. CHAMARD & COUREL (1981), MAINGUET & VIMEUX-RICHEUX (1981) sowie MAINGUET et al. (1983) verwenden die Begriffe "Allochthonie" und "Autochthonie" zur Kennzeichnung des Umlagerungsgrades von Dünensanden. Allochthone Sande sind über große Distanzen transportiert worden; ihre Schwermineralspektren bestehen ausschließlich aus stabilen Komponenten. Der überwiegende Teil der Mineralkörner ist mattiert und gut gerundet. Als

autochthon bezeichnen die Autoren Dünensande, in deren Schwermineralspektren Komponenten lokaler Sandquellen, wie etwa instabile Schwerminerale, schlecht gerundete Mineralkörner oder idiomorphe Zirkone auftreten. Die Untersuchungen dieser Autoren sind Bestandteil einer seit langer Zeit währenden, grundsätzlichen Diskussion über die Entstehung der ausgedehnten Dünenflächen des nordafrikanischen Kontinentes.

Nach MECKELEIN (1959) hat der Antransport der riesigen Lokermaterialmengen, die heute unter anderem die Dünensande der Sahara darstellen, in Feuchtzeiten des Quartärs stattgefunden. In ariden Phasen fand dann die Auswehung der Mittel- und Feinsande statt, wobei die heute weitflächig verbreiteten Serirflächen an den Auswehungsorten zurückblieben.

In Anlehnung an das Modell der "Desert Sandflow Basins" von WILSON (1971) sehen MAINGUET und Mitarbeiter (1983) in Sanden der Sahelzone der Republik Niger allochthone Sedimente, die mit dem Passat über große Strecken innerhalb großer "Courants Sableux" transportiert werden. Dabei stellen aride Phasen des Quartärs mit erhöhten Windgeschwindigkeiten Perioden besonders intensiver Sandwanderung dar, in der sich der Sandexport in die südlichen Randbereiche der damaligen Sahara vollzog. Demzufolge sind die Altdünen der Sahelzone aus ferntransportierten ehemaligen Dünensanden der Sahara aufgebaut. Als Indizien sehen MAINGUET und ihre Mitarbeiter die von NE nach SW abnehmende mittlere Korngröße der Dünensande, die mit abnehmenden Schwermineralgehalten einhergeht. Lediglich im Lee größerer, quer zur vorherrschenden Windrichtung streichender, Sandsteinplateaus findet nach Ansicht der Autoren eine Zufuhr autochthoner Schwerminerale in Form idiomorpher Zirkone und Rutilen statt. Weiterhin treten an einzelnen Lokalitäten fluviatile Einträge als autochthone Komponente in den Dünensanden auf. Südwestlich des Ader Doutchi läßt nach MAINGUET et al. (1983) die Transportkraft des Windes deutlich nach. Hier findet keine äolische Materialverfrachtung mehr statt; die Dünensande sind nun im wesentlichen autochthon, wie auch im nicht weit entfernten Liptako.

Neben den Kriterien Schwermineralgehalt und mittlere Korngröße der Dünensande sind Variationen des gegenseitigen Verhältnisses stabiler Schwerminerale zusätzliche Anzeiger lokal unterschiedlicher Intensitäten des Windfeldes. MAINGUET's Zirkon/Turmalin-

Ratio stellt eine vereinfachte Variante des Z-T-R-Maturity-Index von HUBERT (1962) dar.

In der vorliegenden Arbeit wurde Staurolith, dessen spezifisches Gewicht dem des Turmalins nahekommmt, in diesen Index miteinbezogen. Gleiche ZR/TS-Verhältnisse in Dünensanden verschiedener Lokalitäten sollen dabei Anzeiger gleichartiger Bildungsbedingungen sein. Erhöhte Anteile spezifisch leichterer Komponenten (TS) kennzeichnen in Verbindung mit geringen Schwermineralgehalten und geringer mittlerer Korngröße allochthone Sande, die infolge des äolischen Ferntransportes an spezifisch schwereren Mineralen und an Grobkomponenten verarmt sind.

Ein Blick auf Abb. 11 deutet zunächst darauf hin, daß in der Tat eine Zunahme der spezifisch leichteren Minerale Turmalin und Staurolith von NE nach SW, also in Richtung der von MAINGUET et al. postulierten Transportrichtung stattfindet. Im Falle eines tatsächlichen Ferntransportes der Dünensande in Zeiten intensiver äolischer Aktivität, wie etwa während des Ogolien (20.000y.b.p.-16.000 y.b.p.), müßte in gleicher Richtung eine Abnahme des Gesamtschwermineralgehaltes zu verzeichnen sein, da diese auf Grund ihres hohen spezifischen Gewichtes in der Mobilität hinter den Leichtmineralen zurückbleiben und folglich eher an den Herkunftsorten verbleiben. Der Vergleich der Schwermineralgehalte zeigt in den südsaharischen und sahelischen Altdünen jedoch sehr konstante Werte um 0.20%, die regional nur äußerst geringen Schwankungen unterworfen sind, und somit keinen Transport der Dünensande aus der Südsahara in die Sahelzone anzeigen.

An Lokalitäten, wo Festgesteinsproben aus der unmittelbaren Umgebung der Dünen vorliegen, kann darüber hinaus festgestellt werden, daß die ZR/TS-Verhältnisse der Dünensande weitgehend durch die Schwermineralverteilung des anstehenden oberkretazischen Sandsteins in der näheren Umgebung der Dünensande bestimmt werden. Diese Beobachtung gilt insbesondere für die Schichtstufen von Bilma, Dibella und Agadem. Für das Massiv von Termit stellen MAINGUET und Mitarbeiter ebenfalls deutliche Ähnlichkeiten zwischen Dünensanden und Anstehendem fest.

Der Versuch, Sortierungsprozesse nach dem spezifischen Gewicht der Schwerminerale in den Dünensanden der Namib nachzuweisen, führte zu einem vergleichbaren Ergebnis. Variationen des Verhält-

nisses Granat : Pyroxen in den Namib-Sanden sind ebenfalls aus dem Tsondab-Sandstein ererbt. Auch in den Sanden der Taklamakan werden Sortierungsprozesse nach der Dichte innerhalb der Schwerefraktion selbst nicht sichtbar. Vielfach übt die mittlere Korngröße der Sedimente entscheidenden Einfluß auf die Häufigkeitsverteilung innerhalb der Schwermineralassoziationen aus.

Die sehr monotonen Schwermineralspektren der kretazischen und tertiären Sand- und Siltsteine im südsaharischen und sahelischen Teil des Arbeitsgebiets, die nur geringen regionalen Schwankungen unterliegen, lassen an vielen Stellen sicher keinen eindeutigen Nachweis der Autochthonie der Dünensande zu; an vielen anderen Stellen ist der Einfluß des lokalen Substrates auf die Schwermineralführung der Dünensande jedoch offensichtlich. Besonders augenfällig wird der Zusammenhang zwischen Dünensanden und lokalem Anstehenden an jenen Lokalitäten, wo deutliche Veränderungen in der Schwermineralassoziation der Festgesteine sich auf die Dünensande ihrer unmittelbaren Umgebung übertragen. Diese Feststellung gilt besonders für die Dünensande südlich der Stufe von Tiguidit. Hier treten hohe Anteile von Staurolith in Verbindung mit sehr hohen Opakanteilen sowohl im Anstehenden als auch in den nahegelegenen Dünensanden auf. Auch weiter südlich, im Kristallengebiet von Gouré, steht die Zufuhr autochthoner Schwerminerale, wie Grüne Hornblende und Epidot, in die Dünensandspektren außer Frage; hohe Schwermineralgehalte sind hier zusätzliche Anzeiger des geringen Umlagerungsgrades der Dünensande.

Läßt man zunächst die Ähnlichkeiten zwischen den Schwermineralspektren der Dünensande und der Festgesteine außer acht, so sprechen die sehr gute Zurundung und die mattierten Kornoberflächen der Dünensandkörner wiederum für einen bedeutenden äolischen Ferntransport des Materials. Bei der Beurteilung der morphoskopischen Eigenschaften der Schwermineralkörner muß jedoch folgendes beachtet werden: Bei den kretazischen Sand- und Siltsteinen, die im Arbeitsgebiet weitflächig den Untergrund der Dünensande bilden, handelt es sich durchgehend um Sedimente, die bereits mehrere Transport- und Sedimentationszyklen durchlaufen haben. So verwundert es nicht, daß ein großer Teil der runden Schwermineralkörner bereits im Anstehenden vorhanden ist und ihr Auftreten in den Dünensanden in der Umgebung keine genetischen Schlußfolgerungen über den Umlagerungsgrad letzterer erlaubt.

Neben dem Zersatzmaterial aus der Verwitterung der Festgesteine kommt fluvialen Sedimenten als Zeugen ehemaliger Entwässerungslinien in vielen Teilen des Arbeitsgebietes eine große Bedeutung als Quellen der Dünensande zu. Die geringere mechanische Beanspruchung der Schwermineralkörner im Zuge fluvialer Umlagerung führt zu erhöhten Anteilen idiomorpher Zirkone und zu insgesamt häufiger auftretenden, glänzenden Kornoberflächen.

In Abhängigkeit von der Petrographie des jeweiligen Liefergebietes erfahren die Schwermineralspektren dieser fluvialen Sedimente zusätzlich qualitative Veränderungen in Form erhöhter Gehalte an instabilen oder metamorphen Schwermineralen. So weisen hohe Granatgehalte in den Sanden der Ténéré eindeutig auf ihre fluviale Beeinflussung aus der Air-Region hin. Weiter südlich dokumentiert sich der Einfluß des nigerianischen Sockelkomplexes ebenfalls über erhöhte Anteile instabiler Schwerminerale, blauer Turmaline und idiomorpher Zirkone in den Schwemmsanden des Komadougous. Im Südwesten der Republik Niger liefert der Niger Disthene in größerer Häufigkeit an. In der Sahelzone der zentralen Republik Niger ist ein großer Teil des Lockermaterials ebenfalls fluvial durch die alten Entwässerungslinien der Dallol antransportiert worden. Der fluviale Ursprung dieser Sande dokumentiert sich weniger auffällig: Anstelle idiomorpher Zirkone treten hier höhere Anteile rund-glänzender Körner auf. Vermutlich handelt es sich hier um Sedimente, die aus den oberkretazischen Sandsteinen stammen, und deren ehemals mattierte Kornoberflächen im Zuge der fluvialen Umlagerung poliert wurden.

Selbstverständlich sind diese ehemals fluvialen Sedimente über weite Strecken transportiert worden. Ihre Schwermineralassoziationen lassen klar den Bezug zu weiter entfernten Liefergebieten erkennen. Zusätzlich deuten ihre geringen Schwermineralgehalte auf große Transportdistanzen hin. Die fluvialen Sedimente sind demnach als allochthon zu bezeichnen; die aus ihnen hervorgegangenen Dünensande sind dagegen autochthon.

In allen untersuchten Fällen sind die Schwermineralspektren und die morphoskopischen Eigenschaften der Dünensande mit jenen der jeweils nahegelegenen fluvialen Sedimente identisch. Schon wenige Kilometer abseits des unmittelbaren Einflußbereiches der trocken-gefallenen fluvialen Sedimente treten wiederum die üblichen monotonen Stabil-Spektren in den Dünensanden auf. Diese Beobach-

tung trifft beispielsweise auf die Dünensande westlich von Diffa zu. In Phasen erhöhter Windaktivität wurde folglich zur Dünenaufwehung immer auf lokale Sandquellen, wie trockengefallene fluviale Sedimente, zurückgegriffen. Die Dünensande wurden dabei nur über geringe Distanzen von ihren Ursprungsarten fortbewegt.

Die Dünensande aus Südsahara und Sahel sind also autochthon; eindeutige Hinweise auf einen äolischen Sandexport aus den südsaharischen Ergs in ariden Phasen des Quartärs sind nicht erkennbar.

## 6. ZUSAMMENFASSUNG

Die Ausprägung der Schwermineralassoziationen in den Dünensanden der Südsahara, der Sahelzone, der Namib und der Taklamakan wird gesteuert durch die Korngrößen- und Schwermineralverteilung räumlich unmittelbar benachbarter Sandquellen. Als Sandquellen gelten sowohl Verwitterungsprodukte aus anstehenden Festgesteinen als auch ältere Dünensande oder trockengefallene Alluvionen alter Entwässerungslinien.

Der Schwermineralgehalt der aus diesen Substraten hervorgegangenen Dünensande weist dabei keinen Bezug zu dem seiner Quellen auf; er ist vielmehr ein Anzeiger für die Intensität des lokalen Windfeldes zu Zeiten der Dünengenese.

Auch die morphoskopischen Eigenschaften der Sandquellen prägen diejenigen der Dünensande. In den Dünensanden des nordafrikanischen Trockenraumes und in den Namibsanden sind Rundung und Mattierung Residuen aus älteren detritischen Sedimentgesteinen. Deshalb sind sie als Anzeiger der Transportdistanzen im Zuge der Dünenbildung ungeeignet. Die geringste mechanische Beanspruchung weisen die Sande der Taklamakan auf. Der geringe Zurundungsgrad der Schwerminerale zeugt hier von frischen Mineralbeständen in den Gebirgszügen am Rande des Tarim-Beckens, die als potentielle Liefergebiete anzusehen sind. Die überwiegend glänzenden Kornoberflächen dokumentieren hier eine fluviale Sandanlieferung mit nachfolgender geringfügiger äolischer Umlagerung im Zuge der Dünenbildung.

Die Dünenbildung vollzieht sich in allen Untersuchungsräumen in

unmittelbarer Nähe zu Lockermaterialquellen. Demnach sind die untersuchten Dünensande der Südsahara, der Sahelzone, der Dünen-Namib und der Taklamakan als autochthon zu bezeichnen.

Prozesse der Dichtesortierung führen während der Dünenbildung gemäß dem Äquivalenzprinzip - unabhängig von der qualitativen Ausprägung der Schwermineralassoziationen und vom lokalen Windfeld - zu einer spezifischen Verteilung leichter und schwerer Bestandteile in der Feinsandfraktion. In diesem Zusammenhang ist dem Gesamtschwermineralgehalt eines Dünensandes eine größere Bedeutung beizumessen als dem gegenseitigen Verhältnis von Schwermineralen unterschiedlicher Dichte.

Der Schwermineralgehalt ist also abhängig vom Dünenalter. Er ist darüber hinaus innerhalb eines Dünenkörpers einem Wandel, abhängig von der Windexposition unterlegen, sodaß sich im Namib-Erg Kamm- und Basissande klar durch ihre Schwermineralgehalte trennen lassen. An barchanoiden Schilddünen im Norden Lanzarotes kommt der Luv-Lee-Gegensatz ebenfalls sehr deutlich im Schwermineralgehalt der Dünenoberfläche zum Ausdruck.

Vieles deutet darauf hin, daß diese expositionsbedingten Unterschiede im Schwermineralgehalt der Dünenoberfläche mit zunehmendem Alter der Düne wachsen. Ältere Dünen, die unter Umständen unter höheren Windgeschwindigkeiten aufgeweht wurden, besitzen auf Grund stärkerer Leichtmineralabfuhr höhere Schwermineralgehalte als jüngere Dünen ihrer unmittelbaren Umgebung.

Außerdem nimmt der Schwermineralgehalt mit der mittleren Korngröße eines Dünensandes zu. Ältere Dünen sind somit schwermineralreicher und grobkörniger als benachbarte jüngere Dünen.

Verwitterungsprozesse in Zeiten nach der Dünenentstehung haben in allen Untersuchungsräumen weder den Schwermineralgehalt noch die Ausprägung der Schwermineralassoziationen verändert.

Auch der Opakanteil zeigt in keinem der untersuchten Dünensande eine Abhängigkeit vom Dünenalter; er ist somit als Anzeiger ihres Verwitterungsgrades ungeeignet.

## Résumé

La forme que prennent les associations de minéraux lourds des sables dunaires dans le Sahara méridional, la zone du Sahel, le Namib et le Taklamakan est déterminée par la répartition granulométrique et des minéraux lourds des sources de sable directement avoisinantes. Sont considérées comme sources de sable les produits d'altération de roches fixes à fleur de terre ainsi que les sables des dunes plus anciens ou les alluvions asséchées d'anciennes lignes de drainage. Ainsi, les sables des dunes analysés sont à considérer comme étant autochtones.

La teneur en minéraux lourds des sables dunaires sortis de ces substrats ne témoigne d'aucune relation avec ceux de leurs sources; il sert plutôt d'indicateur pour la vitesse du vent aux temps de la genèse des dunes.

Dans les sables des dunes de la région sèche nord-africaine et dans ceux du Namib, l'arrondissement et le matage des grains sont des résidus d'anciennes roches sédimentaires détritiques. Pour cette raison, ils ne se prêtent pas comme indicateurs pour les distances de transport lors de la formation des dunes. Les sables du Taklamakan présentent les plus faibles sollicitations mécaniques. Les surfaces des grains, pour la plupart reluisantes, documentent ici une livraison de sable fluviale avec un léger déplacement éolien consécutif.

Des procès de triage suivant la densité conduisent, pendant la formation des dunes, à une répartition spécifique d'éléments légers et lourds. En plus, la teneur en minéraux lourds augmente avec la taille des grains. Ainsi, les dunes plus anciennes sont plus riches en minéraux lourds que sont les jeunes dunes directement avoisinantes.

Dans toutes les régions analysées, les procès d'altération qui ont eu lieu après l'époque de la formation des dunes n'ont modifié ni la teneur en minéraux lourds ni la forme prise par les associations de minéraux lourds.

La part opaque des sables dunaires ne montre dans aucun des sables analysés une dépendance de l'âge des dunes; elle est ainsi inadéquate comme indicateur de leur degré d'altération.

## 7. LITERATUR

- ANDEL, T.H. van (1950): Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. - Proefschrift Univ. Groningen, Wageningen, 129 p.
- ANDEL, T.H. van (1952): Fazielle Bedingungen und stratigraphische Bedeutung der Schwermineralverwitterung. - Erdöl und Kohle 5: 100 - 104.
- ANDEL, T.H. van (1959): Reflections on the interpretation of heavy mineral analysis. - J. Sed. Petrology 29: 153-163.
- ANDEL, T.H. van & WEYL, R. (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. - Erdöl und Kohle 5: 100-104.
- AUFRERE, L. (1928): L'orientation des dunes et la direction des vents. - C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci. 187: 833-835.
- BAGNOLD, R.A. (1941): The physics of blown sand and desert dunes. - London; 265 p.
- BAGNOLD, R.A. (1953): Forme des dunes de sable et régime des vents. - Actions Éoliennes, Cent. Nat. de Rech. Sci., Coll. Int. 35: 23-32; Paris
- BARRERE, J. & SLANSKY, M. (1965): Notice explicative de la Carte Géologique au 2.000.000 de l'Afrique occidentale. - Memoires B.R.G.M. 29; 120 p.
- BAUMHAUER, R. (1986): Zur quartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). - Würzburger Geogr. Arb. 65; 235 p.
- BAUMHAUER, R. (1988): Holozäne limnische Akkumulationen im Großen Erg von Bilma, NE-Niger. - Würzburger Geogr. Arb. 69: 137-148.
- BESLER, H. (1972): Klimaverhältnisse und Klimageomorphologische Zonierung der zentralen Namib (Südwestafrika). - Stuttgarter Geogr. Stud. 83; 209 p.
- BESLER, H. (1975): Messungen zur Mobilität von Dünensanden am Nordrand der Dünen-Namib (Südwestafrika). - Würzburger Geogr. Arb. 43: 135-147.
- BESLER, H. (1977): Untersuchungen in der Dünen-Namib (Südwestafrika) - Vorläufige Ergebnisse des Forschungsaufenthaltes 1976. - J. SWA Wiss. Ges. 31: 33-64.
- BESLER, H. (1980): Die Dünen-Namib: Entstehung und Dynamik eines Ergs. - Stuttgarter Geogr. Stud. 96; 241 p.
- BESLER, H. (1987): Äolische Dynamik am Rande der Sahara. - Stuttgarter Geogr. Stud. 106: 161-224.
- BESLER, H. (im Druck): The Keriya-Dunes: first results of sedimentological analysis. - Erde, in Press.
- BESLER, H. (1989): Untersuchungen zur äolischen Dynamik im Ténéré

- (Republik Niger). - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 74: 1-12.
- BESLER, H. & M.E. MARKER (1979): Namib sandstone: a distinct lithological unit. - Trans. geol. Soc. S. Afr. 82: 155-160.
- BLANKENBURG, H.J. & JAGUSCH, K.-H. (1964): Mögliche Fehler bei Schwermineraluntersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalysen bei Glassanden. - Z. angew. Geol. 10, Heft 12: 640-650.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. Stuttgart; 158 p.
- BOND, G. (1954): Surface textures of sand grains from the Victoria Falls area. - J. Sed. Petr. 24: 191-195.
- BRAMLETTE, M.N. (1941): The stability of minerals in sandstones. - J. Sed. Petr. 11: 32-36.
- BRAMMALL, A. (1928): The Dartmoor detritals: a study in provenance. - Geol. Assoc. London Proc. 39: 27-48.
- BREMER, H. (1967): Zur Morphologie von Zentralaustralien. - Heidelberger Geogr. Arb. 17: 224 p.
- 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 p.
- 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.
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. - Geol. Rundsch. 40: 11-19.
- CAILLEUX, A. (1972): Contribution de la morphoscopie des sables a la géomorphologie de L'URSS et du Nord-Ouest de la Chine. - Göttinger Geogr. Abh. 60: 39-63.
- CAPOT-REY, R. (1957): Le vent et le modelé éolien au Borkou. - T.I.R.S. 15: 149-157.
- CAPOT-REY, R. (1970): Remarques sur les ergs du Sahara. - Ann. de Géographie 431: 2-19.
- CARROLL, D. (1953): Weatherability of zircon. - J. Sed. Petr. 23: 106-116.
- CHAMARD, P.C. & M.F. COUREL (1981): De L'Autochtonie Des Dépôts Superficiels Du Liptako Nigero-Voltaïque. - Rév. Géomorph. Dynamique 30: 11-20.
- CHAPPELL, J.E. Jr. (1970): Climatic Change Reconsidered: Another Look at "The Pulse of Asia". - Geogr. Review 60: 347-373.
- CHEPIL, W. S. & N.P. WOODRUFF (1963): The physics of wind erosion and its control. - Advances in Agronomy 15: 211-302.

- CLAUS, G. (1936): Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. - Neues Jb. Mineralog., Geol., Paläont.; Beil. Bd. 71: 1.
- CLOS-ARCEDEC, A. (1966): Le rôle déterminante des ondes aériennes stationnaires dans la structure des ergs sahariens et les formes d'érosion avoisinantes. - C.R. Acad. Sci. 262: 2673-2676.
- CLOS-ARCEDEC, A. (1967): La direction des dunes et ses rapports avec du vent. - C.R. Séanc. Acad. Sci. 264: 1393-1396.
- COETZEE, J.A. (1978): Climatic and biological changes in southwestern Africa during the Late Cainozoic. - Palaeoecol. of Africa 10: 13-29.
- COOKE, R.U. & A. WARREN (1973): Geomorphology in Deserts. London, Batsford; 374 p.
- CORRENS, C.W. (1942): Zur Methodik der Schwermineraluntersuchung. - Ztschr. Angew. Mineralogie 3: 1-11.
- CORRENS, C.W. (1948): Probleme der Sedimentpetrographie. - Z. Dtsch. Geol. Ges. 100: 158-163.
- COUREL, M.-F. (1977): Etude géomorphologique des dunes du Sahel (Niger nord occidentale et Haute Volta septentrionale). - Thèse de 3ème Cycle, Univ. Paris VII, 284 p.
- DIETZ, V. (1973): Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. - Contrib. Sedimentology 1: 69-102.
- DRESCH, J. & G. ROUGERIE (1960): Observations morphologique dans le Sahel du Niger. - Rev. Géom. dyn. XI, 4-6: 49-58.
- DRYDEN, L. & C. DRYDEN (1946): Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. - J. Sed. Petr. 16: 91-96.
- DUBIEF, J. (1952): Le vent et le déplacement du sable au Sahara. - T.I.R.S. 8: 1-44.
- DUBIEF, J. (1959/1963): Le Climat du Sahara. - Mém. de l'Inst. Rech. Sahar. 1: 312 p. ; 2: 274 p.
- DUBIEF, J. (1971): Die Sahara, eine Klima-Wüste. - SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete I, IFO Afrika-Studien 60: 227-349.
- DUCELLIER, J. (1962): Formations cristallines et métamorphiques. Centre et Nord Haute-Volta. - Mémoires B.R.G.M. 10; Paris
- DUFOUR (1936): Observations sur les dunes du Sahara méridional. - Ann. Géogr. 45: 276-285.
- DURAND, A. (1982): Oscillations of Lake Chad over the past 50.000 years: New data and new Hypothesis. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 39: 37-53.

- DURAND, A. & P. MATTHIEU (1980): Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur. - Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. 22 (4/5): 329-344.
- DURAND, A., ICOLE, M. & S. BIEDA (1982): Sédiments et climats quaternaires du Sahel central: Exemple de la Vallée de Maradi (Niger méridional). - Cah. de l'O.R.S.T.O.M., Sér. Géol. XII: 77-90.
- DURAND, A., LANG, J., MOREL, A. & J.P. ROSET (1983): Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air oriental (Sahara méridional, Niger). - Rev. de Géogr. phys. Géol. dyn. 24: 47-59.
- EDELMAN, C.H. (1938): Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932-1937. - Geol. Rundschau 29: 223-273.
- ENGEL, C.G. & R.P. SHARP (1958): Chemical data on desert varnish. - Geol. Soc. America 69: 487-518.
- ENGELHARD, W. von (1940): Die Unterscheidung wasser- und wind-sortierter Sande auf Grund der Korngrößenverteilung ihrer leichten und schweren Gemengteile. - Chemie der Erde 12: 451-465.
- FABRIES, J. & G. ROCCI (1965): Le massif granitique du Tarrouadji (République du Niger). Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux. - Bull. So. franc. Minér. Crist. 88: 319-340.
- FAURE, H. (1966): Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. - Mém. B.R.G.M 47: 630 p.
- FLOHN, H. (1963-65): Warum ist die Sahara trocken? - Z. Meteorol. 17 (9-12): 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. - Palaeoecol. of Afrika 12: 3-21.
- FREISE, F.W. (1931): Untersuchungen von Mineralien auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im Wasser. - Z. Kristallogr., Mineral. und Petrogr. 13: 1-7.
- FRIEDMAN, G.M. (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. - J. Sed. Petr. 31: 514-529.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der ältesten Molasse nördlich der Alpen. - Eclogae Geologicae

- Helvetiae 57: 157-268.
- FURON, R. (1971): Geologie und Bodenschätze. - H. SCHIFFERS (Hrsg.). Die Sahara und ihre Randgebiete I, IFO Afrika-Studien 60: 113-156.
- GEYH, M.A. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. Darmstadt; 276 p.
- GEYH, M.A. & D. JÄKEL (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zusätzlicher 14 C-Daten. - Z. Geomorph. N.F. 18: 82- 98.
- GLÄSER; B. (1987): Altdünen und Limnite in der nördlichen Republik Sudan als morphogenetisch-paläoklimatische Anzeiger. Untersuchungen zur jungquartären morphogenetischen Sequenz eines Regionalkomplexes. - Akad. d. Wiss. Göttingen, 193 p., Hamburg
- GREIGERT, J. & R. POUGNET (1967a): Essai De Description Des Formations Géologiques De La République Du Niger. - Mém. B.R.G.M. 48: 236 p.
- GREIGERT, J. & R. POUGNET (1967b): Notice explicative sur la carte géologique de la République du Niger à l'échelle du 1:2.000.000. - Mém. B.R.G.M., 62p.
- 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. (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; 269 p.
- GRUNERT, J. (1988a): Verwitterung und Bodenbildung in der Süd-Sahara, im Sahel und im Nord-Sudan. Mit Beispielen aus Niger, Burkina Faso und 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.
- HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. - Wege der Forschung 536: 210-236.
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 11, 251 p.

- HAGEDORN, H. (1988): Äolische Abtragungsformen im Massiv von Termit (NE-Niger). - Würzburger Geogr. Arb. 69: 277-287.
- HALIMOV, M. & F. FEZER (1989): Eight yardang types in Central Asia. - Z. Geomorph. N.F. 33: 205-217.
- HAND, B.M. (1967): Differentiation of beach and dune sands using settling velocities of light and heavy minerals. - J. Sed. Petr. 37: 514-520.
- HANNA, S.R. (1969): The formation of longitudinal sand dunes by large helical eddies in the atmosphere. - J. of Appl. Met. 8: 874-883.
- HEDIN, S. (1900): Die geographisch-wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reisen in Zentralasien 1894-1897. - Pet. Geogr. Mitt.; Erg. 28; 131 p.
- HEDIN, S. (1941): Der wandernde See. Leipzig; 295 p.
- HEINE, K. (1981): Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari (Südliches Afrika). Ein Beitrag zur Klimagenetischen Geomorphologie der Dünen, Pfannen und Täler. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 38: 1-37.
- HÖVERMANN, J. (1978): Formen und Formung in der Pränamib (Flächen-Namib). - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 30: 55-73.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen u. Montangeologie 1: 1-30.
- HUBERT, J.F. (1962): A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition and texture of sandstones. - Journ. Sed. Petr. 32: 440-450.
- HÜSER, K. (1989): Die Südwestafrikanische Randstufe. Grundsätzliche Probleme ihrer geomorphologischen Entwicklung. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 74: 95-110.
- IMBRIE, J.M. & T.H. VAN ANDEL (1964): Vector analysis of heavy mineral data. - Geol. Soc. America, 75: 1131-1156.
- JUVIGNE, E. (1979): Scheidetrichtermethode oder Zentrifugentrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralen. - Senckenbergiana marit. 11: 171-174.
- KALLENBACH, H. (1972): Beiträge zur Sedimentologie des kontinentalen Mesozoikums am Westrand des Murzuk-Beckens (Libyen). - Geol. Rundsch. 61: 302-322.
- KNOBLAUCH, G. (1963): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Weißjurakalken der geschichteten Fazies im Gebiet von Urach und Neuffen. - Masch. Diss. Tübingen, 105 p.
- KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. -

- Geol. Rundsch. 59: 459-527.
- KLITZSCH, E., SONNTAG, CH., WEISTORFFER, K. & E.M. EL SHAZLY (1976): Grundwasser in der Zentralsahara: Fossile Vorräte. - Geol. Rundsch. 65: 264-287.
- KOMAR, P.D. & B. CUI (1984): The analysis of grain-size measurements by sieving and settling-tube techniques. - J. Sed. Petr. 54: 603-614.
- KRETZSCHMAR, R. (1983): Kulturtechnisch-Bodenkundliches Praktikum. - Kiel; 466 p.
- KRYNINE, P.D. (1942): Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments. - Bull. Geol. Soc. America 53: 1850-1851.
- KRYNINE, P.D. (1946): The Tourmaline Group in Sediments. - J. Geol. 54: 65-87.
- KUENEN, P.H. & W.G. PERDOK (1962): Experimental abrasion. 5. Frosting and defrosting of quartz grains. - J. Geol. 70: 648-658.
- LEGOUX, P. (1939): Esquisse géologique de l'Afrique Occidentale Française. - Bull. Serv. Mines A.O.F. 4; 134 p.
- LESER, H. (1976): Südwestafrika. Eine geographische Landeskunde. - Wiss. Forsch. Südwestafrika 14: 247 p.
- LINDE, K. & E. MYCIELSKA-DOWGIALLO (1980): Some experimentally produced micro-textures on grain surfaces of quartz sand. - Geogr. Annaler Ser. A 62: 171-184.
- MABBUT, J.A. (1977): Desert Landforms. Cambridge/Massachusetts; 340 p.
- MAC KENZIE, W.S. & C. GUILFORD (1981): Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. Stuttgart; 97 p.
- MACKIE, W. (1923): The source of the purple zircons in the sedimentary rocks of Scotland. - Trans. Edinb. Geol. Soc. 11: 200-213.
- MAINGUET, M. (1968): Le Borkou - Aspects d'un modelé éolien. - Ann. de Géogr. 77: 296-322.
- MAINGUET, M. (1976): Etude géodynamique de l'effect d'obstacle topographique dans le transport éolien. Résultats obtenus à l'aide des images aériennes et satellites au Sahara. - Soc. Fr. Photograph. 61: 31-38.
- MAINGUET, M. (1982): Les dunes d'érosion: Signification morphodynamique et climatique de leur existence. - Würzburger Geogr. Arb. 56: 79-93.
- MAINGUET, M. (1983): Dunes vives, dunes fixées, dunes vêtues: une classification selon le bilan d'alimentation, le régime

- éolien et la dynamique des édifices sableux. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 45: 265-285.
- 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. 18: 62-68.
- MAINGUET, M. & L. CANON (1976): Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. - Rev. de Géogr. phys. Géol. dyn. 18: 241-250.
- MAINGUET, M. & Y. CALLOT (1978): L'Erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger). - Ed. du C.N.R.S. 18; Paris 184 p.
- MAINGUET, M., CANON, L. & 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. & M. VIMEUX-RICHEUX (1981): Autochtonie et allochtonie des sables éoliens. Etude des minéraux lourds de la couverture sableuse du Niger. - C.R. Acad. Sci., CCVIII, Sér.2: 1437-1440.
- MAINGUET, M., VIMEUX-RICHEUX, M. & R.-C. CHEMIN (1983): Autochtonie et allochtonie des sables de la zone saharo-sahélienne du Niger. - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 24: 167-175.
- McTAINSH, G.H. (1987): Desert loess in northern Nigeria. - Z. Geomorph. N.F. 31: 145-166.
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie. Braunschweig; 181 p.
- MECKELEIN, W. (1979): Einige aktuelle Fragen der Saharaforschung. - Innsbrucker Geogr. Studien, 5: 543-550.
- MEHRA, O.P. & M.L. JACKSON (1969): Iron oxide removal from soils and clays by a Dithionite-Citrat system buffered with sodium Bicarbonate. - Clays and clay minerals, Proc. 7th Conference on clay and clay minerals: 317-327.
- MENSCHING, H. (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. - Geol. Rundschau 58: 62-86.
- MENSCHING, H. (1970): Flächenbildung in der Sudan- und Sahel-Zone (Ober-Volta und Niger). - Z. Geomorph., N.F. Suppl. 10: 1-29.
- MENSCHING, H. (1971): Der Sahel in Westafrika. - Hamburger Geogr. Studien, 24: 61-73.
- MENSCHING, H. (1974): Aktuelle Morphodynamik im afrikanischen Sahel. - Wege der Forschung 536: Physische Geographie der Trockengebiete: 237-259.

- MENSCHING, H. (1979): Beobachtungen und Bemerkungen zum alten Dünengürtel der Sahelzone südlich der Sahara als paläoklimatischer Anzeiger. - Stuttgarter Geogr. Studien 93: 67-78.
- MENSCHING, H. (1980): Morphogenetische Sequenzen der Reliefentwicklung im Air-Gebirge und seinem Vorland (aride Randtropen der Republik Niger). - Tübinger Geogr. Studien 80: 79-93.
- MENSCHING, H., K. GIEßNER & G. STUCKMANN (1970): Sudan - Sahel - Sahara. Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungs-expedition nach West- und Nordafrika 1969. - Jb. Geogr. Ges. Hannover, 219 p.
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. - Etude géomorphologique. - 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.
- MILNER, H.B. (1962): Sedimentary Petrography. - London; Bd. 1: 643 p.; Bd. 2: 725 p.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie I. - Methoden der Sediment-Untersuchung. Stuttgart, 726 p.
- MÜLLER, G. & M. RAITH (1973): Methoden der Dünnschliffmikroskopie. - Clausthaler Tektonische Hefte 14; 131 p.
- NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. - Contrib. Sedimentology 1: 1-68.
- PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. - Berliner Geogr. Abhandl. 4: 35p.
- PAQUET, H., COUDE-GAUSSEN, G. & P. ROGNON (1984): Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de latitude nord. - Rev. de Géogr. phys. géol. dyn. 25: 257-265.
- PARKS, J.M. (1966): Cluster analysis applied to multivariate geologic problems. - J. Geol. 74: 703-715.
- PENCK, A. (1909): Die Morphologie der Wüsten. - Geogr. Zeitschr. 15: 545-558.
- PETTIJOHN, F.J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. - J. Geol. 49: 610-625.
- PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary rocks. New York, 718 p.
- PETTIJOHN, F.J., P.E. POTTER & R. SIEVER (1972): Sand and Sandstone. Berlin, Heidelberg, New York, 618 p.
- PFEIFFER, L. & J. GRUNERT (1989): Heavy mineral associations in dune sands and soils of the Sahel and the Sudan (Niger, Burkina Faso, Togo). - Palaeoecol. of Africa 20: 55-68.

- PILLER, H. (1951): Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit nördl. St. Andreasberg. - Heidelberg. Beitr. Miner. Petrogr. 2: 523-537.
- POLDERVAART, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitisation. - Nature 165: 574-575.
- POLDERVAART, A. (1956): Zircon in rocks. 2. Igneous rocks.- Amer. J. Sci. 254: 521-554.
- POLDERVAART, A. (1957): Kalahari sands. - Proc. 3. Panafrican Congr. on Prehist. Livingstone 1955: 106-114.
- POTTER, J.F. (1968): The Distribution of Garnet in Compacted Sediments. - J. Sed. Petr. 38: 1340-1389.
- RAESIDE, P. (1959): Stability of index minerals in soils with particular reference to quartz, zircon and garnet. - J. Sed. Petr. 29: 493-502.
- RITTENHOUSE, G. (1943): The Transportation and Deposition of Heavy Minerals. - Bull. Geol. Soc. America 54: 1725-1780.
- RITTENHOUSE, G. & W.E. BERTHOLF (1942): Gravity versus centrifuge separation of heavy minerals from sand. - J. Sed. Petr. 12: 85-89.
- ROGNON, P. (1967): Le Massif de l'Atakor et ses Bordures (Sahara Central). - C.N.R.S., 9.
- ROGNON, P. (1979): Mécanismes climatiques actuelles et paléoclimatiques au Sahara. - Palaeoecol. of Africa 11: 1-11.
- ROGNON, P. & M.A.J. WILLIAMS (1977): Late quaternary climatic changes in Australia and North Africa. A preliminary interpretation.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 21: 285-327.
- ROQUES, M. (1948): Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. - Bull. Soc. géol. Fr. 5 : 589-628.
- RUBEY, W.W. (1933): Settling velocities of gravel, sand and silt-particles. - American J. Sci. 25: 325-338.
- RUST, U. (1970): Beiträge zum Problem der Inselbergländschaften aus dem mittleren Südwestafrika. - Hamburger Geogr. Stud. 23: 280 p.
- RUST, U. (1987): Geomorphologische Forschungen im Südwestafrikanischen Kaokoveld zum angeblichen vollarenid quartären Kernraum der Namibwüste. - Erdkunde 41: 118-133.
- RUST, U. (1989): Reliefanalyse jungpleistozäner und holozäner Klimaschwankungen in der Namib. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 74: 127-145.
- SAHU, B.K. (1965): Theory of sieving.- J. Sed. Petr. 35: 750-753.
- SARNTHEIN, M. (1980): Das Paläoklima Nordafrikas der letzten 25 Millionen Jahre - dokumentiert in Tiefseesedimenten.- Veröff.

- Joachim Jungius Ges. Wiss. Hamburg 44: 47-76.
- SARNTHEIN, M. (1982): Zur Fluktuation der subtropischen Wüstengürtel seit dem letzten Hochglazial vor 18.000 Jahren. - *Geomethodica* 7: 125-161.
- SCHIFFERS, H. (Hrsg. 1971-1973): Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgroßraumes. - IFO Afrika-Studien 60-62, München; Bd. 1: 674 p.; Bd. 2: 672 p.; Bd. 3: 756 p.
- SCHNITZER, W.A. (1981): Die gravitative Abtrennung von Schwermineralen aus Sedimenten und Sedimentgesteinen und ihre Problematik. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 41: 209-216.
- SCHÜTZ, L. (1980): Long-range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. - *Ann. New York Acad. Sci.* 338: 515-532.
- SCHUMANN, H. (1948): Die mikroskopische Unterscheidung von Mineralien der Karbonatgruppe.- *Heidelberger Beitr. Miner. Petrol.* 1: 381-393.
- SERVANT, M. (1983): Séquences continentales et variations climatiques: Evolution du Bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. - *Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M.* 159, Paris, 573 p.
- SERVANT-VILDARY, S. (1978): Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur.- *Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M.*, Paris, 346 p.
- SINDOWSKI, K.-H. (1938): Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. - *Z. dtsh. geol. Ges.* 90: 626-634.
- SINDOWSKI, K.-H. (1940): Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der dilluvialen Rheinterrassen und Löße des Mittel- und Niederrheingebietes. - 3.Teil: Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. - *Z. dtsh. geol. Ges.* 92: 477-499.
- SINDOWSKI, K.-H. (1949): Results and problems of heavy mineral analysis in Germany; a review of sedimentary- petrological papers 1936-1948. - *Sediment Petrology* 19: 3 und 128.
- SINDOWSKI, K.-H. (1959): Sedimentpetrographisch-bodenkundliche Untersuchungen an einigen Steppen-, Vollwüsten- und Extremwüstenböden und Gesteinen aus der mittleren Sahara (Libyen). - W. MECKELEIN: *Forschungen in der zentralen Sahara*, I: 152-181.
- SKOWRONEK, A. (1987): Böden als Indikator klimagesteuerter Landformung in der zentralen Sahara. - *Relief, Boden, Paläoklima*, Bd. 5, Berlin, Stuttgart, 184 p.
- SONNTAG, C., KLITZSCH, E., SHAZLY, E.M., KALINKE, CH. & K.O. MÜNNICH (1978): Paläoklimatische Informationen im Isotopengehalt 14 C-datierter Saharawässer: Kontinentaleffekt in D und 18 O. - *Geol. Rundschau* 67: 413-423.

- SPREITZER, H. (1961): Vorläufiger Bericht über physisch geographische und landschaftskundliche Beobachtungen in SW-Afrika. - Mitt. Österr. Geogr. Ges. Wien 103: 277-302.
- STEIN, A. (1907): Ancient Kothan. Oxford.
- STEIN, A. (1912): Ruins of desert Cathay. London.
- TALBOT, M.R. (1980): Environmental responses to climatic change in the West-African Sahel over the past 20.000 years. - M.A.J. Williams & H. FAURE (Eds.): The Sahara and the Nile; Rotterdam: 37-62.
- TALBOT, M.R. (1984): Late Pleistocene Rainfall And Dune Building In The Sahel. - J.A. COETZEE & E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (Eds.): Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands. 16: 203-214.
- THIEL, G.A. (1940): The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. - J. Sed. Petr. 10: 103-124.
- THIEL, G.A. (1945): Mechanical effects of stream transportation of mineral grains of sand size. - Bull. Geol. Soc. America 56: 1207.
- TOMITA, T. (1954): Geologic significance of the color of granite zircon, and the discovery of the pre-Cambrian in Japan. - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol 4: 135-161.
- TRICART, J. (1958): Méthode améliorée pour l'étude des sables. - Rev. Géomorph. dyn. 9: 43-54.
- TRICART, J. (1964): Le modelé des régions sèche. - 2 vol.; Paris
- TRINKLER, E. (1930): Im Land der Stürme. Leipzig, 243 p.
- TRINKLER, E. (1932): Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr.Trinkler'schen Zentral-Asien-Expedition. - 1. Geographische Forschungen im westlichen Zentralasien und Karakorum-Himalaya. Berlin
- TRÖGER, W. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil 1; Stuttgart, 188 p.
- URVOY, Y. (1935): Terrasses et changements de climat quaternaires à l'Est du Niger. - Ann. Géogr. 44: 254-263.
- URVOY, Y. (1942): Les bassins du Niger. Etude de Géographie physique et de Paléogéographie. - Mém. I.F.A.N. 4; 144 p.
- VALETON, I. (1953): Veränderungen an Zirkon und Turmalin im Buntsandstein und Keuper. - Heidelberger Beitr. Miner. Petr. 5: 100-104.
- VITANAGE, P.W. (1957): Studies of zircon types in Ceylon pre-Cambrian Complex. - J. Geol. 65: 117-128.
- VÖLKEL, 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): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). - Bonner Geogr. Abh. 79: 258 p.
- WALGER, E. (1966): Untersuchungen zum Vorgang der Transportsonderung von Mineralen am Beispiel von Strandsanden der westlichen Ostsee. - Meyniana 16: 55-106.
- WANG, C. & P.D. KOMAR (1985): The sieving of heavy mineral sands. - J. Sed. Petr. 55: 479- 482.
- WARREN, A. (1970): Dune trends and their implications in the central Sudan. - Z. Geomorph. Suppl. 10: 154-180.
- WARREN, A. (1972): Observations on dunes and bimodal sands in the Ténéré Desert. - Sedimentology 19: 37-44.
- WEYL, R. (1949): Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineral-Vergesellschaftungen. - Erdöl und Kohle 2: S. 221.
- WEYL, R. (1950): Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. - Erdöl und Kohle 3: 209-211.
- WEYL, R. (1951): Schwermineralverwitterung in schleswig-holsteinischen Böden. - Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein 25: 157-165.
- WEYL, R. (1952): Erscheinungsbild und Vorkommen der Schwermineralverwitterung. - Erdöl u. Kohle 5: 29-33.
- 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.
- WHITE, J.R. & E.G. WILLIAMS (1967): The nature of a fluvial process as defined by settling velocities of heavy and light minerals. - J. Sed. Petr. 37: 530-539.
- WIESENER, H. von (1953): Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. - Erdöl u. Kohle 6: 369-372.
- WILKE, B.M., B.J. DUKE & W.L.O. JIMOH (1984): Mineralogy and chemistry of Harmattan dust in Northern Nigeria. - Catena 11: 91-96.
- WILSON, I.G. (1971): Desert sand flow and a model for the development of ergs. - Geogr. J. 137: 180-199.
- WYPYRSCZYK, B. (1989): Statistik an sedimentpetrographischen Daten im Tertiär und Quartär. - Sonderveröff. Geol. Inst. Köln

67: 142 p.

- WYPYRSCZYK, B. & W. BOENIGK (1985): Anwendung statistischer Methoden auf Ergebnisse der Schwermineralanalyse pleistozäner Sedimente bei Nochern (Mittelrhein). - Eiszeitalter u. Gegenwart 35: 181-204.
- ZHU ZHENDA, LIU SHU, WU ZHEN & DI XINMING (1986): Deserts in China. - Institute of Desert Research Academia Sinica Lanzhou: 132 p.
- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? - Geol. Rundsch. 61: 116 - 139.
- ZINDEREN BAKKER, E.M. van & G. MALEY (1979): Late quaternary palaeoenvironments of the Sahara region. - Palaeocol. of Africa 11: 83-170.
- ZUGMAYER, E. (1909): Bericht über eine Reise in Westtibet. - Petermanns Geogr. Mitt. 55: 145-151.

**Schwermineralgehalt und Schwermineralassoziationen: SÜDSAHARA, SAHELZONE und SUDANZONE**

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
0303841-3	0.05	25.0	8.5	8.5	0.5	2.0	-	-	45.0	9.5	-	1.0	AE
0303842-2	0.02	24.0	10.0	6.0	1.0	1.0	-	-	47.0	10.0	-	1.0	AE
0303843-1	0.10	56.5	4.0	-	-	3.0	-	2.0	18.5	16.0	-	-	AE
0303843-2	0.13	61.5	4.0	-	-	5.0	-	1.0	24.0	4.5	-	-	AE
0303843-3	0.10	52.5	3.0	2.0	1.0	4.0	-	1.0	33.5	3.0	-	-	AE
0303843-4	0.06	51.0	2.0	3.0	-	3.0	-	1.0	37.0	3.0	-	-	AE
0303843-5	0.08	62.0	1.0	1.0	1.0	2.0	-	1.0	30.0	2.0	-	-	AE
0303843-6	0.08	51.0	4.5	-	1.5	0.5	1.0	-	32.5	8.0	-	1.0	AE
1303842-1	0.08	60.5	13.0	16.5	1.0	2.0	-	1.0	6.0	-	-	-	AE
1303842-2	0.07	76.5	6.5	9.0	1.0	3.0	-	-	3.0	1.0	-	-	AE
1303844-1	0.08	71.0	8.0	11.0	1.0	2.0	-	2.0	4.0	1.0	-	-	AE
1303845-1	0.20	89.0	1.0	4.0	1.0	1.0	-	1.0	2.0	1.0	-	-	AE
1303848-1	0.06	80.0	5.0	13.0	-	-	0.5	-	1.5	-	-	-	AE
1303848-2	0.07	70.5	6.0	14.0	-	1.0	-	1.0	6.5	1.0	-	-	AE
1303848-3	0.13	74.0	6.0	12.0	-	6.0	-	-	-	-	1.0	1.0	AE
1903841-1	0.14	80.0	9.5	9.0	-	0.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
1903841-2	0.05	85.0	5.0	8.5	-	1.0	-	-	0.5	-	-	-	AE
1903841-3	0.07	64.0	20.0	15.0	-	-	-	-	1.0	-	-	-	AE
1903841-3g	0.03	72.5	12.5	12.0	0.5	2.0	-	-	0.5	-	-	-	FG
1903842-1	0.20	88.0	3.0	8.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
2003842-1	0.07	77.0	6.0	12.0	1.0	2.0	-	-	1.0	1.0	-	-	AE
2003842-2	0.10	79.5	10.0	6.0	-	4.0	-	-	-	-	-	0.5	AE
2003842-3	0.04	84.5	6.0	7.0	-	1.0	-	-	1.0	-	-	0.5	AE
2003842-4	0.07	73.0	13.0	6.0	-	5.0	-	-	1.0	2.0	-	-	AE
2003843-1	0.04	85.5	5.0	6.0	-	2.0	-	1.0	0.5	-	-	-	AE
2003843-2	0.05	82.5	4.0	11.0	-	1.0	-	-	1.0	0.5	-	-	AE
2003843-3	0.02	83.0	1.5	12.5	-	2.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
2003843-4	0.04	76.0	5.0	13.0	-	5.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
2003843-5	0.18	84.0	6.0	6.0	-	3.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
2003845-1	0.06	92.0	1.0	6.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
2003845-2	0.02	79.0	11.0	4.0	-	1.0	-	-	1.0	2.5	1.5	-	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
2003845-3	0.01	78.0	5.0	13.0	-	1.0	-	-	1.0	2.0	-	-	AE
2003845-4	0.07	72.5	6.5	20.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
2003845-5	0.03	72.5	6.5	20.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
2003845-6	0.09	73.5	5.0	16.5	-	5.0	-	-	-	-	-	-	AE
2003845-7	0.03	83.0	2.0	9.0	-	3.0	1.0	-	1.0	1.0	-	-	AE
2003845-8	0.03	70.0	4.0	19.0	-	-	3.5	0.5	2.0	1.0	-	-	AE
2003845-9	0.07	78.0	7.0	9.0	-	2.5	-	-	2.5	-	-	1.0	AE
2003846-1	0.09	75.5	6.0	17.0	-	0.5	-	-	0.5	0.5	-	-	BO
2003846-2	0.06	69.5	-	6.5	-	1.0	-	-	-	-	23.0	-	BO
2003846-3	0.07	14.0	70.5	1.5	-	-	-	-	-	-	14.0	-	FG
2003847-2	0.01	68.5	13.0	13.0	-	5.5	-	-	-	-	-	-	AE
2003848-1	0.02	60.5	12.5	17.5	1.0	7.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
2003849-1	0.05	67.0	14.5	14.5	-	2.0	-	0.5	1.5	-	-	-	AE
200384101	0.07	81.0	6.0	11.0	-	1.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
200384102	0.09	84.0	9.0	4.0	-	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
200384103	0.10	79.0	9.5	9.5	-	1.0	-	-	-	1.0	-	-	AE
200384105	0.14	78.0	4.0	15.0	-	2.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
200384106	0.16	85.5	7.0	4.0	-	3.5	-	-	-	-	-	-	AE
200384107	0.12	87.0	5.0	6.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
2203841-1	0.17	61.5	20.0	13.0	1.0	3.5	-	-	-	-	-	1.0	AE
2203841-2	0.26	72.5	8.0	17.0	0.5	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
2303841-1	0.03	67.0	11.0	14.0	-	6.0	-	-	2.0	-	-	-	AE
2303841-2	0.03	75.0	11.0	11.0	-	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
2303842-1	0.05	70.5	9.5	11.0	2.0	3.5	-	-	3.5	-	-	-	AE
2303842-2	0.02	74.0	8.0	11.0	-	4.0	-	-	2.0	-	1.0	-	AE
2303842-3	0.04	68.0	10.0	18.0	-	3.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
2303843-2	0.04	63.5	19.5	12.0	0.5	3.0	-	-	1.0	0.5	-	-	AE
2703841-2	0.04	58.5	28.5	6.0	-	6.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
2703841-4	0.03	69.0	14.5	9.0	-	6.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
2703842-1	0.13	81.0	8.0	6.5	1.0	2.5	-	-	-	-	-	1.0	AE
2703842-2	0.09	87.5	2.5	8.0	1.0	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
2703842-3	0.10	82.0	5.0	10.0	1.0	1.0	-	-	-	-	-	1.0	AE
2703842-4	0.11	83.0	7.5	7.5	1.0	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
2703843-1	0.05	66.5	15.0	12.5	-	3.0	-	-	3.0	-	-	-	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
2703843-3	0.07	79.5	6.0	12.5	-	1.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
2703843-4	0.16	83.0	2.0	10.0	0.5	4.0	-	-	0.5	-	-	-	AE
2803843-1	0.19	48.0	39.0	3.0	1.5	7.5	-	-	-	-	-	1.0	AE
2803843-2	0.24	67.0	25.0	4.5	0.5	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803844-1	0.36	69.5	23.0	3.0	0.5	4.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803845-1	0.40	75.0	14.0	1.0	-	10.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803845-2	0.16	87.0	8.0	3.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803845-3	0.20	86.5	8.0	3.0	-	1.5	-	-	-	-	-	1.0	AE
2803846-1	0.18	82.0	10.0	4.0	1.0	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803846-2	0.13	84.0	3.0	10.0	1.0	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803846-3	0.13	87.0	4.0	6.0	1.0	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
2803847-1	0.16	67.5	11.0	17.5	0.5	2.5	-	-	0.5	-	-	0.5	AE
2803847-2	0.15	73.0	11.0	10.0	0.5	5.0	-	-	0.5	-	-	-	AE
3003841-1	0.01	55.0	18.0	14.0	1.5	4.0	-	-	4.0	3.5	-	-	FL
3003841-3	0.02	59.0	20.0	11.5	1.0	2.0	-	0.5	3.0	3.0	-	-	FL
3003842-1	0.02	69.0	9.0	11.5	3.0	3.0	-	-	1.0	2.5	-	1.0	FL
3003842-2	0.02	75.0	8.0	11.0	1.0	1.0	-	-	1.0	3.0	-	-	FL
3003842-3	0.03	45.0	23.0	12.0	5.0	8.0	-	-	3.0	4.0	-	-	FL
3003842-4	0.02	32.0	30.0	6.5	3.5	6.5	-	-	14.0	7.5	-	-	FL
3003842-5	0.02	24.5	36.5	7.0	1.0	1.0	-	-	6.0	24.0	-	-	FL
3103841-1	0.11	73.0	12.0	7.0	2.0	3.0	-	-	1.0	2.0	-	-	AE
3103841-2	0.08	76.5	9.0	10.0	1.0	2.0	-	-	1.0	0.5	-	-	AE
3103841-3	0.10	70.5	9.0	8.0	2.0	6.5	-	-	3.0	1.0	-	-	AE
3103842-1	0.05	79.0	8.0	10.0	0.5	0.5	-	-	1.0	1.0	-	-	AE
3103842-2	0.07	70.5	11.5	9.5	1.0	2.5	-	-	3.0	2.0	-	-	AE
3103842-3	0.05	71.0	8.0	17.0	1.0	1.0	-	-	1.0	1.0	-	-	AE
3103842-4	0.09	70.0	12.0	13.0	3.0	1.0	-	-	0.5	0.5	-	-	AE
3103843-1	0.22	84.5	7.0	2.0	1.0	3.0	0.5	-	1.0	1.0	-	-	AE
3103843-2	0.12	85.0	10.0	3.0	1.0	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
3103843-3	0.14	80.0	12.0	3.0	1.0	3.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
3103843-4	0.29	79.0	12.0	1.0	-	7.0	0.5	-	0.5	-	-	-	AE
3103844-1	0.07	77.0	8.0	6.0	4.0	5.0	-	-	-	-	-	-	AE
3103844-2	0.09	75.0	12.0	12.0	0.5	0.5	-	-	-	-	-	-	AE
3103844-3	0.05	71.5	13.0	9.0	3.0	3.5	-	-	-	-	-	-	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
3103844-4	0.07	60.0	29.0	2.0	2.0	6.0	-	-	-	-	-	1.0	AE
3103844-5	0.05	79.0	5.0	10.0	1.0	4.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
0104841-3	0.28	4.5	12.0	0.5	-	2.5	-	-	3.0	77.0	0.5	-	BO
0104842-1	0.18	33.0	21.5	1.0	0.5	3.0	-	-	0.5	40.5	-	-	AE
0104845-1	0.40	0.5	0.5	-	-	-	-	-	-	99.0	-	-	FG
0104848-1	0.24	69.0	21.5	3.5	-	5.5	-	-	0.5	-	-	-	AE
0104848-2	0.33	68.5	22.5	2.5	-	5.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
0104848-3	0.20	71.5	14.5	3.0	-	9.5	-	-	0.5	-	-	1.0	AE
0404841-1	0.27	64.0	17.0	4.0	-	14.5	-	-	0.5	-	-	-	AE
0404841-2	0.23	62.5	22.0	6.5	-	9.0	-	-	-	-	-	-	AE
0404841-4	0.05	73.5	19.5	3.0	-	3.5	-	-	0.5	-	-	-	AE
0404842-1	0.04	83.0	3.0	10.0	1.0	2.0	-	-	0.5	-	0.5	-	AE
0404842-2	0.07	82.0	9.0	6.0	1.0	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
0404842-3	0.07	87.5	4.0	3.5	1.0	4.0	-	-	-	-	-	-	AE
0404842-4	0.15	72.0	12.0	5.0	1.0	10.0	-	-	-	-	-	-	AE
2808861-1	0.21	48.5	22.5	2.0	2.0	18.0	-	-	7.0	-	-	-	AE
2808861-2	0.09	82.0	7.0	5.0	-	3.0	0.5	-	2.0	0.5	-	-	AE
2808861-3	0.10	70.5	12.5	4.0	1.0	7.0	-	-	5.0	-	-	-	AE
2808861-4	0.15	87.5	4.0	4.0	-	1.5	-	-	3.0	-	-	-	AE
2808861-5	0.11	78.0	6.0	1.0	1.0	9.0	1.0	-	4.0	-	-	-	AE
2908864-1	0.78	55.0	24.0	6.0	-	14.0	-	-	-	-	-	1.0	AE
2908864-2	0.90	55.5	25.5	3.0	-	15.0	-	-	-	-	-	1.0	AE
2908865-2	0.07	83.0	11.0	1.0	-	2.0	-	-	1.0	1.0	1.0	-	AE
2908866-1	1.41	48.0	14.0	3.5	-	33.0	-	-	0.5	-	-	1.0	FG
0209862-1	4.31	3.0	1.0	-	-	-	-	2.0	27.5	66.5	-	-	FL
0209862-2	0.43	52.0	2.0	2.0	-	0.5	-	3.0	7.5	33.0	-	-	FL
0209862-3	7.15	38.0	1.0	1.0	-	-	4.0	6.0	15.0	35.0	-	-	FL
0309861-1	0.63	7.0	1.5	0.5	-	-	-	2.0	18.0	71.0	-	-	AE
0309861-2	1.11	7.0	2.0	1.0	-	-	-	-	15.0	75.0	-	-	AE
0309861-3	0.11	88.0	-	2.0	-	2.0	-	1.0	1.0	6.0	-	-	FG
0309862-1	0.16	31.0	-	1.0	-	1.0	-	0.5	8.0	58.5	-	-	AE
0309862-2	0.26	61.0	1.0	1.0	-	1.0	-	-	22.0	14.0	-	-	AE
0509861-1	0.21	66.0	2.5	6.5	-	-	1.0	1.0	7.0	16.0	-	-	AE
0509861-2	0.61	75.0	4.0	4.0	-	1.0	1.0	-	3.0	12.0	-	-	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
0509861-3	0.26	72.0	2.0	3.0	-	1.0	-	-	5.0	17.0	-	-	AE
0509862-1	0.09	54.5	1.0	1.0	-	-	-	-	19.0	24.5	-	-	BO
0509862-2	0.07	80.0	-	-	-	-	-	2.5	11.5	6.0	-	-	BO
0709861-1	0.11	45.0	1.5	2.0	0.5	-	-	-	20.0	31.0	-	-	BO
0709861-2	0.18	92.0	1.0	1.0	-	-	1.0	-	3.0	2.0	-	-	BO
0709861-3	0.12	85.0	6.0	1.0	-	1.0	-	-	6.0	1.0	-	-	BO
0709861-4	0.10	63.0	2.0	2.0	-	-	6.0	-	19.0	8.0	-	-	FG
0709862-1	0.32	74.5	4.0	5.0	-	1.0	1.0	2.0	10.5	2.0	-	-	AE
0709862-2	0.14	67.0	4.0	3.0	-	1.0	-	1.0	20.0	4.0	-	-	AE
0709862-3	0.19	66.0	5.0	4.0	0.5	3.0	0.5	1.0	16.0	4.0	-	-	AE
0809862-1	0.04	74.5	11.5	1.5	-	3.5	-	-	7.5	1.5	-	-	AE
0809862-2	0.05	58.0	9.0	6.0	-	2.0	-	-	12.5	12.5	-	-	AE
1109861-2	0.19	71.0	8.0	4.0	-	16.0	1.0	-	-	-	-	-	AE
1109861-3	0.20	73.0	9.5	2.0	-	15.5	-	-	-	-	-	-	AE
1109862-1	0.15	50.0	28.0	2.0	-	18.0	-	-	2.0	-	-	-	AE
1109862-2	0.15	63.0	15.0	4.0	-	16.0	-	-	2.0	-	-	-	AE
1109862-3	0.11	80.5	7.0	5.0	-	4.0	-	-	2.5	1.0	-	-	AE
1109862-4	0.09	82.0	2.5	4.5	1.0	6.0	-	-	4.0	-	-	-	AE
1109863-1	0.21	78.0	6.0	5.0	1.0	10.0	-	-	-	-	-	-	AE
1109863-2	0.15	63.0	10.0	8.0	-	18.5	-	-	0.5	-	-	-	AE
1109863-3	0.21	67.0	9.0	6.0	-	15.0	-	-	3.0	-	-	-	AE
1109863-4	0.12	80.5	7.0	3.0	1.0	7.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
1209861-1	0.21	87.0	11.0	-	1.0	0.5	0.5	-	-	-	-	-	AE
1209861-2	0.10	80.0	17.0	2.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209861-3	0.14	88.5	8.0	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-	AE
1209861-4	0.10	79.0	13.0	5.5	0.5	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209861-5	0.06	87.0	9.0	2.0	1.0	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209861-6	0.06	80.5	14.5	-	-	5.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-1	0.17	84.0	13.5	0.5	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-2	0.17	82.5	13.0	2.5	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-3	0.13	87.0	10.0	0.5	-	2.5	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-4	0.19	93.0	3.0	2.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-5	0.16	80.5	13.5	1.0	-	5.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-6	0.17	88.5	7.0	3.0	-	1.5	-	-	-	-	-	-	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
1209865-7	0.13	82.0	11.0	4.0	-	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
1209865-8	0.17	85.0	9.0	4.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
1409861-1	0.25	68.0	18.5	3.0	2.5	2.5	0.5	-	5.0	-	-	-	BO
1409861-2	0.20	64.0	15.0	9.0	5.0	5.0	1.0	-	-	1.0	-	-	BO
1409862-1	0.29	70.0	26.0	1.0	-	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
1409862-3	0.19	58.0	26.5	4.0	1.5	10.0	-	-	-	-	-	-	AE
1409862-4	0.18	66.0	25.0	3.5	1.0	3.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
1409862-5	0.17	58.0	37.0	3.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	AE
1709861-1	0.27	56.0	32.0	-	-	12.0	-	-	-	-	-	-	AE
1709861-2	0.30	57.5	34.5	-	-	6.0	2.0	-	-	-	-	-	AE
1709861-3	0.16	40.0	47.0	2.0	-	11.0	-	-	-	-	-	-	AE
1709861-6	0.16	46.0	44.0	1.0	-	9.0	-	-	-	-	-	-	AE
1709862-3	0.22	83.0	8.5	4.0	-	4.5	-	-	-	-	-	-	AE
1709862-4	0.12	87.0	8.0	4.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	AE
1909861-1	0.05	79.0	5.0	11.0	-	1.0	1.0	-	1.0	1.0	-	1.0	BO
1909861-2	0.07	73.0	14.5	4.0	-	3.0	1.0	-	-	-	-	4.5	BO
1909862-1	0.09	74.0	12.0	13.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-	BO
1909862-2	0.06	83.0	3.0	12.0	-	2.0	-	-	-	-	-	-	BO
2009861-1	0.75	77.0	8.0	3.5	-	2.5	-	-	1.0	8.0	-	-	BO
2009862-1	0.35	70.5	10.5	9.0	0.5	7.0	-	-	2.0	0.5	-	-	BO
2009862-2	0.18	82.0	3.0	11.0	-	2.0	-	-	2.0	-	-	-	BO
2009863-1	0.31	85.0	10.0	1.5	0.5	2.0	-	-	-	-	-	1.0	AE
2009863-2	0.30	85.5	3.0	6.5	1.0	3.0	0.5	-	-	-	-	0.5	AE
2009863-3	0.20	89.5	3.0	5.0	1.0	1.0	-	-	-	-	-	0.5	AE
2009863-4	0.30	80.5	9.0	5.0	1.0	3.0	1.0	-	-	-	-	0.5	AE
2009863-5	0.12	72.5	12.5	4.0	4.0	2.0	-	-	2.0	2.0	-	1.0	AE
2209861-1	0.11	82.0	10.0	5.0	-	2.0	1.0	-	-	-	-	-	AE
2209861-2	0.16	73.0	12.0	9.5	1.0	4.0	0.5	-	-	-	-	-	AE
2209861-3	0.24	67.5	19.5	6.0	2.0	5.0	-	-	-	-	-	-	AE
2209861-4	0.24	70.0	19.0	7.0	-	3.0	1.0	-	-	-	-	-	AE
2209861-5	0.08	73.0	9.0	10.0	1.0	7.0	-	-	-	-	-	-	AE
2209861-6	0.13	73.0	11.0	11.0	1.5	3.0	0.5	-	-	-	-	-	AE
2509861-1	0.08	39.5	49.0	5.0	-	5.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
2509861-2	0.06	65.5	12.5	14.0	1.0	7.0	-	-	-	-	-	-	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
2509861-3	0.08	54.5	30.0	3.0	3.0	8.5	-	-	1.0	-	-	-	AE
2509861-4	0.09	71.5	13.0	10.0	1.0	4.0	-	-	0.5	-	-	-	AE
2509861-5	0.32	54.0	28.0	6.0	2.0	9.0	-	-	1.0	-	-	-	AE
Dibell1-01	0.11	92.0	1.0	3.0	0.5	2.0	-	0.5	-	1.0	-	-	AE
Dibell1-02	0.09	74.0	4.0	20.0	0.5	0.5	-	-	-	-	-	1.0	AE
Dibell1-03	0.07	81.0	1.0	15.0	1.0	1.0	0.5	-	-	-	-	0.5	AE
Dibell1-04	0.04	73.5	6.0	17.0	0.5	3.0	-	-	-	-	-	-	AE
Dibell1-06	0.19	67.5	15.0	12.0	-	3.0	-	1.0	0.5	-	-	1.0	AE
Dibell1-09	0.08	73.0	3.0	20.0	1.0	1.0	-	0.5	-	-	-	1.5	AE
Dibell1-24	0.02	84.0	3.0	11.0	0.5	1.0	-	-	0.5	-	-	-	AE
Dibell1-27	0.26	78.0	5.0	12.0	1.0	4.0	-	-	-	-	-	-	AE
Dogon5-01	0.05	74.5	3.0	16.5	0.5	2.0	-	-	3.0	-	-	0.5	AE
Dogon5-02	0.06	75.0	8.0	12.0	-	1.0	-	0.5	3.0	0.5	-	-	AE
Dogon5-04	0.02	58.5	11.0	23.0	0.5	3.0	-	-	3.0	0.5	-	0.5	AE
Dogon5-06	0.06	76.5	2.0	13.0	-	1.0	-	0.5	5.5	1.0	-	0.5	AE
Dogon5-16	0.07	73.5	3.5	12.0	1.0	3.5	-	-	4.5	1.0	-	1.0	AE
Dogon5-23	0.02	59.0	7.0	23.5	-	-	-	1.0	7.5	2.0	-	-	AE
Dogon5-44	0.14	78.0	3.0	14.5	-	1.0	-	0.5	2.5	-	-	0.5	AE
Dogon5-51	0.03	47.0	10.0	15.0	-	2.0	-	-	24.5	1.0	-	0.5	AE
Dogon5-59	0.02	67.5	10.0	17.0	0.5	3.0	-	0.5	0.5	0.5	-	0.5	AE
Silem2-03	0.01	60.0	6.0	22.0	-	0.5	-	2.0	8.0	-	-	1.5	AE
Silem2-04	0.03	66.5	3.0	10.5	-	5.0	-	7.0	7.0	1.0	-	-	AE
Silem2-06	0.03	45.0	13.0	18.0	-	2.0	-	13.0	5.0	2.0	-	2.0	AE
Silem2-09	0.06	48.0	10.5	10.5	-	4.0	-	13.0	12.0	0.5	-	1.5	AE
Silem2-11	0.03	54.0	6.0	15.0	-	4.0	-	9.0	11.0	1.0	-	-	AE
TE 02	0.09	43.5	9.0	9.0	1.0	2.0	-	2.0	13.5	19.0	-	1.0	AE
TE 04	0.09	58.5	7.5	13.0	1.0	2.0	-	3.0	11.0	4.0	-	-	AE
TE 06	0.16	70.5	5.0	14.0	0.5	4.0	-	1.0	3.0	1.0	-	1.0	AE
TE 07	0.03	59.5	13.5	12.0	2.0	5.0	-	4.0	3.0	1.0	-	-	AE
TE 09	0.09	68.5	7.5	8.0	0.5	3.0	0.5	3.0	6.5	1.5	-	1.0	AE
TE 11	0.09	56.0	7.0	9.0	1.0	3.0	-	7.0	17.0	-	-	-	AE
TE 13	0.34	53.5	15.0	6.0	1.0	9.0	-	0.5	14.0	-	-	1.0	AE
TE 14	0.10	75.0	2.0	7.0	-	0.5	-	5.0	9.0	0.5	-	1.0	AE
TE 15	0.27	39.0	13.0	3.0	0.5	10.0	1.0	13.0	18.0	1.5	-	1.0	AE

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
TE 16	0.21	75.0	6.0	7.0	1.0	2.0	-	4.0	4.0	-	-	1.0	AE
TE 17	0.09	43.0	17.5	8.0	-	8.5	-	10.5	10.5	1.0	-	1.0	AE
TE 18	0.14	71.0	6.5	9.0	0.5	1.0	-	3.0	8.0	1.0	-	-	AE
TE 19	0.10	55.0	14.0	7.0	1.0	4.0	-	5.0	11.0	1.0	-	2.0	AE
TE 21	0.08	55.5	10.0	14.0	1.0	5.5	-	2.0	11.0	-	-	1.0	AE
TE 23	0.48	62.5	10.5	8.0	-	1.0	-	9.0	9.0	-	-	-	AE
TE 24	0.16	71.5	2.5	12.0	-	3.0	-	7.0	3.0	-	-	1.0	AE
TE 25	0.07	81.0	2.5	11.5	-	-	-	-	0.5	1.0	-	3.5	FG
1803852-2	0.96	8.0	0.5	-	-	-	-	-	56.5	35.0	-	-	FL
1803852-3	0.47	6.5	1.0	1.5	-	1.0	-	-	61.0	29.0	-	-	FL
1903851-1	0.36	52.5	11.5	12.5	3.0	7.5	-	-	11.5	1.0	0.5	-	AE
1903851-3	0.26	61.5	8.5	11.5	3.0	5.0	-	-	10.5	-	-	-	AE
1903851-5	0.38	63.5	14.5	10.0	2.0	5.0	-	-	5.0	-	-	-	AE
2103851-1	1.20	10.0	-	1.0	-	1.0	-	-	27.0	61.0	-	-	BO
2103851-2	0.62	33.0	-	-	-	1.5	-	-	39.0	26.5	-	-	BO
2103853-1	6.53	2.5	-	-	-	0.5	-	1.0	65.0	31.0	-	-	BO
2103853-2	1.61	4.5	-	-	0.5	-	-	-	85.0	10.0	-	-	BO
2103853-3	1.03	13.5	-	1.5	-	1.0	-	-	80.0	4.0	-	-	BO
2103853-5	0.54	1.5	-	-	-	-	-	-	94.5	4.0	-	-	BO
2203852-1	1.40	80.5	11.5	5.5	1.0	0.5	-	-	0.5	-	-	0.5	BO
2203852-3	1.22	82.0	6.0	6.0	1.5	-	-	-	3.0	1.5	-	-	BO
2203852-4	1.01	86.0	9.0	3.5	0.5	-	0.5	-	0.5	-	-	-	BO
2203853-1	0.20	72.5	1.5	18.5	0.5	-	-	0.5	3.5	3.0	-	-	BO
2303851-2	1.03	45.5	15.0	32.5	5.5	-	-	-	1.5	-	-	-	BO
2303851-3	0.79	8.0	17.5	13.0	49.5	-	-	0.5	5.5	4.0	2.0	-	BO
2303852-1	8.76	1.0	11.5	11.0	-	-	-	-	43.0	32.5	1.0	-	BO
2303852-2	5.86	-	-	-	-	-	-	-	77.0	23.0	-	-	BO
2303852-3	9.99	-	-	-	-	-	-	-	73.5	26.5	-	-	FG
2503851-1	0.33	23.0	5.0	2.0	-	-	-	-	5.0	1.0	64.0	-	BO
2503851-2	0.91	3.0	1.0	-	-	-	-	-	-	-	96.0	-	BO
2503851-3	0.80	10.0	1.0	-	-	-	-	-	-	-	89.0	-	BO
2503851-4	0.70	8.0	2.0	-	-	-	-	-	-	-	90.0	-	BO
2503851-5	0.53	18.0	1.0	-	-	-	-	-	-	-	81.0	-	FG
2503852-1	2.29	36.0	1.0	2.0	0.5	-	-	-	4.5	-	56.0	-	BO

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	GR	EP	HB	MU	Rest	STYP
2503852-2	2.27	25.0	1.5	2.0	-	-	-	-	3.5	-	68.0	-	BO
2503852-3	2.15	13.0	-	3.0	-	-	-	-	1.0	1.0	82.0	-	BO
2503852-4	2.77	9.0	2.0	2.0	-	-	-	-	1.0	-	86.0	-	FG
3103851-1	0.08	50.0	34.0	3.5	1.0	10.5	0.5	-	0.5	-	-	-	AE
3103851-2	0.02	52.0	34.5	4.0	1.0	7.0	-	-	0.5	-	-	1.0	AE
3103851-3	0.05	46.5	39.0	3.0	0.5	10.0	0.5	-	0.5	-	-	-	AE
3103852-1	0.04	60.0	21.0	13.5	1.5	3.0	-	-	1.0	-	-	-	AE

Legende:

Gruppe = Probenbezeichnung    SM-% = Schwermineralgehalt (%)

ZR = Zirkon    TU = Turmalin    RU = Rutil    DI = Disthen    ST = Staurolith  
AN = Andalusit    GR = Granat    EP = Epidot    HB = Hornblende    MU = Muskovit

STYP (Substrattyp): AE = äolisch    BO = Boden    FG = Festgestein    FL = fluvial

**Schwermineralgehalt und Schwermineralassoziationen: DÜNEN - NAMIB**

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	SI	GR	EP	HB	PX	Rest	STYP
N009	10.29	0.5	2.5	-	-	2.0	-	-	26.0	-	4.0	65.0	-	KS
N015	3.25	-	2.0	-	-	6.0	2.0	-	46.0	-	7.0	36.0	1.0	BS
N036	3.47	3.0	2.0	-	-	4.0	1.0	3.0	60.0	3.0	8.0	15.0	1.0	BS
N040	12.24	1.0	0.5	-	-	0.5	1.0	-	37.0	4.0	21.0	35.0	-	KS
N041	2.86	1.0	1.0	0.5	-	2.0	-	-	16.0	-	23.0	56.0	0.5	BS
N044	1.43	-	1.0	-	-	0.5	-	1.0	13.0	-	21.0	63.0	0.5	BS
N051	10.81	0.5	-	-	-	3.0	-	-	5.0	-	1.0	90.0	0.5	BS
N055	31.29	-	1.0	-	-	2.0	-	-	6.0	1.0	-	90.0	-	KS
N056	11.54	-	1.0	0.5	-	0.5	-	-	5.0	-	1.0	92.0	-	BS
N058	11.66	-	-	-	-	0.5	-	-	11.0	-	2.0	86.0	0.5	BS
N067	25.64	1.0	0.5	-	-	1.0	-	-	17.0	-	3.0	77.5	-	KS
N073	14.61	-	-	-	-	1.0	0.5	-	11.0	-	6.0	81.0	0.5	BS
N074	11.31	-	0.5	0.5	0.5	-	-	0.5	16.0	0.5	2.0	78.0	1.5	FG
N075	25.69	1.0	0.5	1.0	-	1.0	-	-	20.0	-	4.0	72.5	-	KS
N084	7.38	1.0	0.5	-	-	3.0	-	-	8.0	-	62.0	24.5	1.0	KS
N085	1.03	1.0	1.0	-	-	2.0	3.0	2.0	19.0	-	51.0	17.5	3.5	BS
N091	1.05	1.0	2.0	0.5	-	1.0	-	-	47.0	-	15.0	33.5	-	BS
N105	2.57	2.0	3.0	-	-	2.0	0.5	0.5	23.0	-	1.5	67.0	0.5	BS
N110	18.78	2.0	2.0	-	-	1.0	-	1.0	25.0	-	2.0	65.0	2.0	KS
N121	11.41	1.5	1.5	-	-	0.5	-	-	13.0	-	2.0	81.5	-	KS
N122	10.79	1.0	1.0	-	-	-	-	-	14.0	-	3.0	81.0	-	BS
N129	10.93	-	1.0	-	-	1.0	-	-	20.0	-	1.0	77.0	-	BS
N137	7.63	1.0	1.0	-	-	0.5	-	-	23.0	1.0	3.0	70.0	0.5	FG
N140	10.62	-	2.0	-	-	2.0	-	-	16.0	-	3.0	75.0	2.0	KS
N141	14.44	1.0	2.0	-	-	0.5	1.0	0.5	14.0	-	1.0	79.0	1.0	BS
N153	1.02	3.0	1.0	1.0	-	0.5	1.0	-	66.5	-	5.0	21.0	1.0	FG
N158	4.38	2.0	3.0	-	-	1.0	1.0	-	63.0	-	10.0	20.0	-	KS
N162	2.60	4.0	2.0	0.5	-	0.5	-	-	17.0	-	31.0	43.0	2.0	FG
N166	5.00	1.0	2.0	-	-	3.0	-	-	20.0	-	1.0	72.0	1.0	BS
N175	8.74	0.5	1.0	-	-	0.5	-	-	12.5	-	6.5	79.0	-	BS
N186	14.87	-	0.5	-	-	1.0	-	-	8.0	-	1.0	89.5	-	KS
N212	1.89	2.0	3.0	1.0	-	3.0	-	1.0	52.0	-	10.0	27.0	1.0	KS
N224	19.41	-	0.5	-	-	1.0	1.0	2.0	17.0	-	2.0	76.5	-	KS

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	AN	SI	GR	EP	HB	PX	Rest	STYP
N225	16.43	0.5	1.5	-	-	1.0	-	-	19.0	-	7.0	71.0	-	BS
N232	3.69	1.0	3.0	1.0	-	0.5	-	-	5.0	-	3.0	86.5	-	FG
N234	4.90	-	1.0	0.5	-	0.5	-	1.0	2.0	-	1.0	93.0	1.0	FG
N240	22.54	1.0	3.0	-	-	1.0	3.0	1.5	10.0	-	3.0	76.5	1.0	BS
N241	5.36	-	-	-	-	0.5	-	2.0	3.0	1.0	4.0	88.0	1.5	FG
N245	31.28	2.0	0.5	0.5	-	2.0	-	-	9.0	-	4.0	82.0	-	KS
N249	2.86	1.0	1.0	1.0	-	1.0	-	-	5.0	5.0	5.0	81.0	-	FG
N260	8.64	1.0	3.0	-	-	0.5	1.0	-	3.0	-	8.0	83.5	-	BS
N274	8.25	-	1.0	-	1.0	1.0	-	-	1.0	1.0	7.0	88.0	-	KS
N280	16.86	-	-	-	-	1.0	-	-	6.0	-	7.5	85.0	0.5	KS
N296	14.50	-	0.5	-	-	-	1.0	0.5	2.0	-	9.0	85.0	2.0	KS
N328	1.87	-	5.0	-	-	1.0	-	1.0	37.5	1.0	1.0	53.5	-	KS
N329	7.41	-	1.0	-	-	0.5	-	4.0	28.0	-	3.0	62.5	1.0	BS
N332	0.42	1.0	1.0	-	-	1.0	-	-	12.0	-	4.0	81.0	-	FG
N337	18.11	-	1.0	1.0	-	1.0	-	1.0	5.0	-	4.0	87.0	-	KS
N343	11.06	0.5	-	-	-	0.5	-	-	1.0	-	0.5	97.0	0.5	BS
N353	9.96	1.5	1.0	0.5	-	1.0	-	-	9.0	1.0	3.0	83.0	-	FG
N354	12.46	-	1.0	-	-	2.0	-	-	12.0	-	4.0	81.0	-	FG
N355	23.09	-	0.5	0.5	-	0.5	-	-	3.0	4.0	10.0	78.0	3.5	KS
N362	12.04	1.0	0.5	-	-	0.5	1.0	-	4.0	-	2.0	91.0	-	BS
N363	27.89	-	1.0	-	-	1.0	-	-	3.0	-	1.0	93.0	1.0	KS
N370	8.23	-	0.5	0.5	-	0.5	-	-	9.0	-	2.0	86.5	1.0	FG
N372	14.98	-	1.0	-	-	0.5	-	-	12.0	-	2.0	84.5	-	BS
N384	11.62	-	0.5	-	-	0.5	-	-	14.0	-	2.0	83.0	-	KS
N388	0.17	5.0	2.0	-	-	-	-	-	46.0	5.0	25.0	15.0	2.0	FG

**Legende:**

**Gruppe** = Probenbezeichnung      **SM-%** = Schwermineralgehalt (%)

**ZR** = Zirkon      **TU** = Turmalin      **RU** = Rutil      **DI** = Disthen      **ST** = Staurolith  
**AN** = Andalusit      **SI** = Silimanit      **GR** = Granat      **EP** = Epidot      **HB** = Hornblende  
**PX** = Pyroxen

**STYP** (Substrattyp): **KS** = Kammsand      **BS** = Basissand      **FG** = Festgestein

**Schwermineralgehalt und Schwermineralassoziationen: TAKLAMAKAN**

Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	GL	GR	EP	HB	PX	Rest	STYP	
T01	0.39	1.0	3.0	-	-	-	3.0	6.0	10.0	70.0	6.0	1.0	AE	
T02	0.08	2.0	0.5	-	-	-	13.5	5.0	4.0	69.0	6.0	-	AE	
T03	0.14	3.0	1.0	-	-	1.0	-	6.0	4.0	76.0	9.0	-	AE	
T05	2.47	3.0	0.5	1.0	-	-	3.0	3.0	11.0	69.0	9.5	-	AE	
T06	0.17	1.0	2.0	1.0	-	-	5.5	7.0	10.5	68.0	5.0	-	AE	
TO7	7.45	1.0	0.5	-	-	-	2.0	3.0	9.5	77.0	7.0	-	AE	
T08	1.02	0.5	1.0	1.0	-	-	2.0	2.0	9.0	80.0	4.0	0.5	AE	
T09	0.58	2.0	1.0	-	-	-	5.0	8.0	10.0	63.0	11.0	-	AE	
T10	2.35	1.0	3.0	-	-	-	6.0	5.0	9.0	63.0	10.0	3.0	AE	
T11	4.73	1.0	1.0	-	-	-	7.0	6.0	6.5	70.0	6.5	2.0	AE	
T12	1.14	-	-	-	-	-	4.0	14.0	6.0	63.5	10.5	2.0	AE	
T13	1.34	2.0	1.0	-	-	-	1.0	13.0	6.0	70.0	5.0	2.0	AE	
T14	1.14	-	3.0	-	-	2.0	5.0	10.0	11.0	60.0	7.0	2.0	AE	
T15	1.13	1.0	0.5	-	-	2.0	6.0	6.0	12.0	62.5	10.0	-	AE	
T16	2.38	-	1.0	-	-	-	9.0	6.0	11.0	61.0	10.0	2.0	AE	
T17	0.47	-	0.5	-	-	3.0	5.0	12.0	8.0	60.0	9.5	2.0	AE	
T19	0.32	-	1.0	-	-	1.0	3.0	13.0	9.0	63.0	10.0	-	AE	
T20	1.15	-	2.0	-	-	1.0	1.0	7.0	9.0	70.0	8.0	2.0	AE	
T21	0.25	3.0	1.0	-	-	-	2.0	11.0	9.0	65.0	6.0	3.0	AE	
T23	2.75	2.0	0.5	-	-	-	6.0	5.0	9.0	70.0	6.5	1.0	AE	
T24	0.76	1.0	0.5	-	-	-	5.0	3.0	11.5	70.0	6.0	3.0	AE	
T25	3.26	0.5	0.5	-	-	-	5.0	8.0	20.0	54.0	11.0	1.0	AE	
T26	1.97	-	2.0	1.0	1.0	0.5	3.0	7.0	19.0	58.5	7.0	1.0	AE	
T28	8.66	1.0	0.5	-	-	-	6.0	3.0	9.0	69.5	10.0	1.0	AE	
T29	0.86	1.0	1.0	-	-	-	1.0	4.0	5.0	8.0	69.0	7.0	4.0	AE
T30	3.26	-	0.5	0.5	-	1.0	6.0	3.5	8.5	70.0	10.0	-	AE	
T31	0.22	0.5	0.5	-	-	2.0	5.0	11.0	10.0	62.0	9.0	-	AE	
T32	1.38	-	1.0	-	-	1.0	3.0	1.0	9.0	72.0	12.0	1.0	AE	
T33	0.63	5.0	0.5	-	-	-	3.0	9.0	12.0	60.0	7.5	3.0	AE	
T34	0.06	3.0	1.0	-	-	3.5	1.0	5.0	11.0	65.5	5.0	5.0	AE	
T35	0.21	1.0	0.5	0.5	-	-	1.0	6.0	2.0	79.0	8.0	2.0	AE	
T36	0.54	1.0	3.0	-	-	1.0	6.0	9.0	15.0	60.5	4.5	-	AE	
T37	6.07	2.0	2.0	-	-	-	12.0	8.0	17.0	54.0	4.0	1.0	AE	

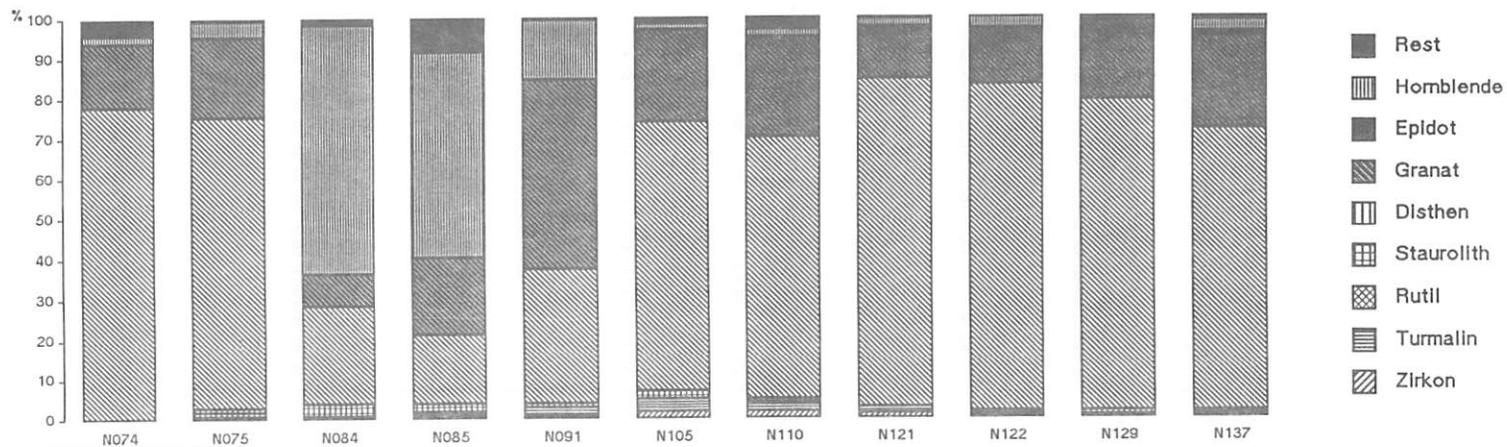
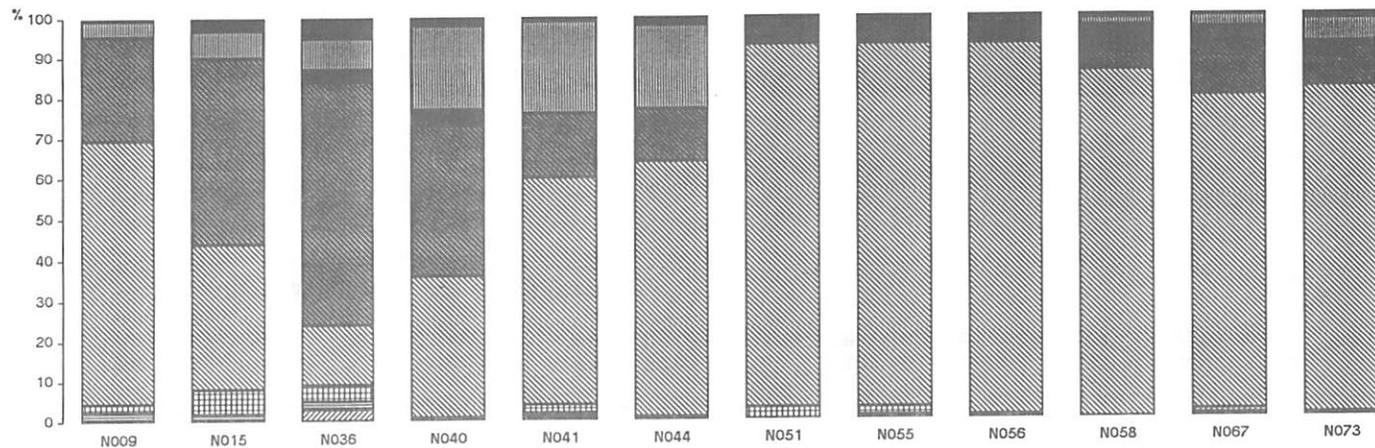
Gruppe	SM-%	ZR	TU	RU	DI	ST	GL	GR	EP	HB	PX	Rest	STYP
T38	3.57	-	0.5	-	-	0.5	8.0	4.0	9.0	69.5	7.5	1.0	AE
T39	0.41	1.0	-	-	-	-	8.0	12.0	8.0	60.5	9.5	1.0	AE
T40	1.94	2.0	-	-	-	-	2.5	8.0	6.5	70.0	11.0	-	AE
T41	0.22	3.0	1.0	1.0	1.0	2.0	4.0	17.0	13.0	50.5	6.5	1.0	AE
T42	0.09	5.0	1.0	0.5	-	4.0	4.0	9.0	6.0	60.0	8.5	2.0	AE
T44	2.19	2.0	0.5	-	-	-	1.0	3.0	4.5	80.0	9.0	-	AE
T45	11.57	-	-	-	-	-	3.0	3.0	7.0	79.0	8.0	-	AE
T46	0.03	2.0	1.0	-	-	-	6.0	3.0	8.0	75.0	4.0	1.0	AE
T47	17.61	1.0	-	-	-	1.0	2.0	1.0	7.0	78.5	8.5	1.0	AE
T48	11.25	-	1.0	-	-	-	-	1.0	3.5	80.0	13.5	1.0	AE
T49	6.08	-	1.0	-	-	2.0	1.0	2.0	6.5	80.0	6.5	1.0	AE
T50	0.09	4.0	1.0	-	1.0	-	2.0	12.0	4.0	69.0	6.0	1.0	AE
T51	3.47	2.0	-	-	-	-	-	1.0	5.0	80.0	12.0	-	AE
T52	0.34	2.0	2.0	-	-	4.0	1.0	11.0	6.5	65.0	8.5	-	AE
T53	0.43	1.0	1.0	-	1.0	1.0	-	9.0	1.0	74.5	10.5	1.0	AE
T54	7.67	4.0	3.0	-	-	16.0	1.0	18.0	3.0	49.0	5.0	1.0	AE
T55	11.17	5.0	2.0	-	-	8.0	5.0	25.0	2.0	48.0	5.0	-	AE

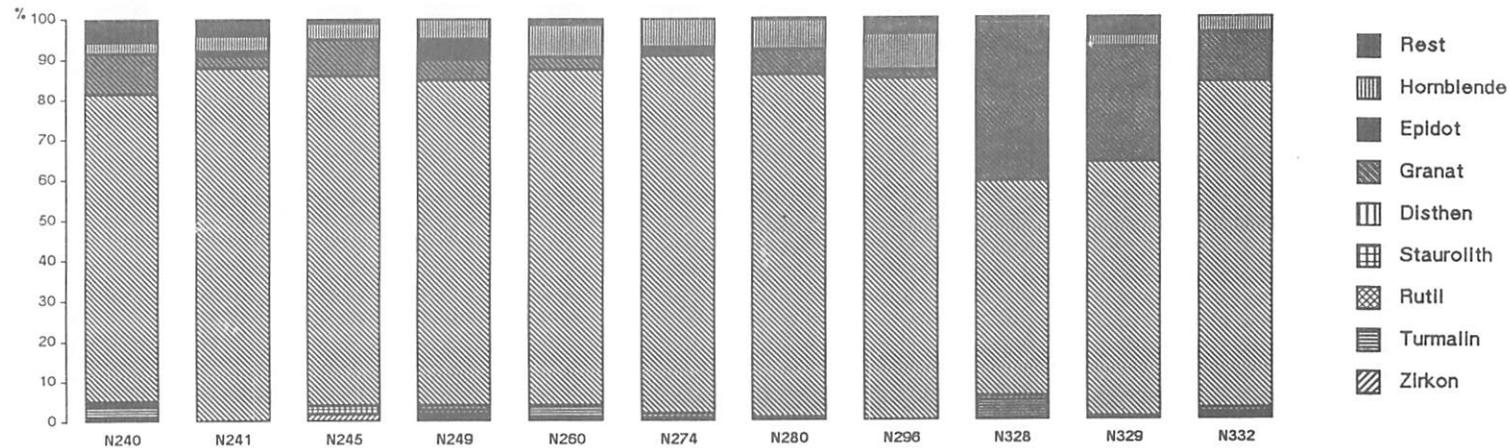
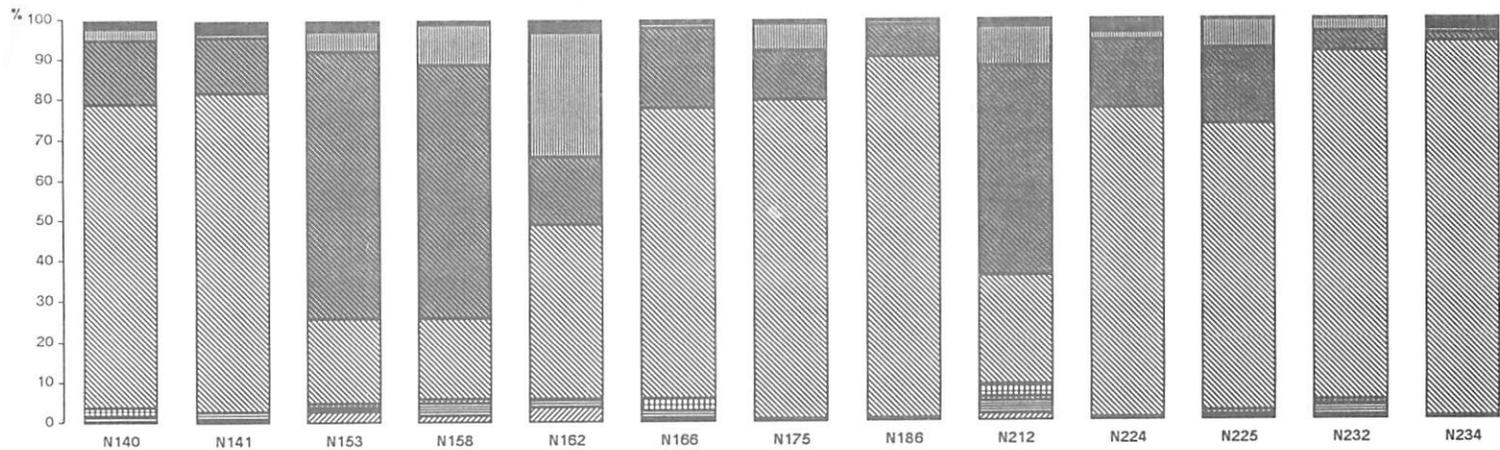
Legende:

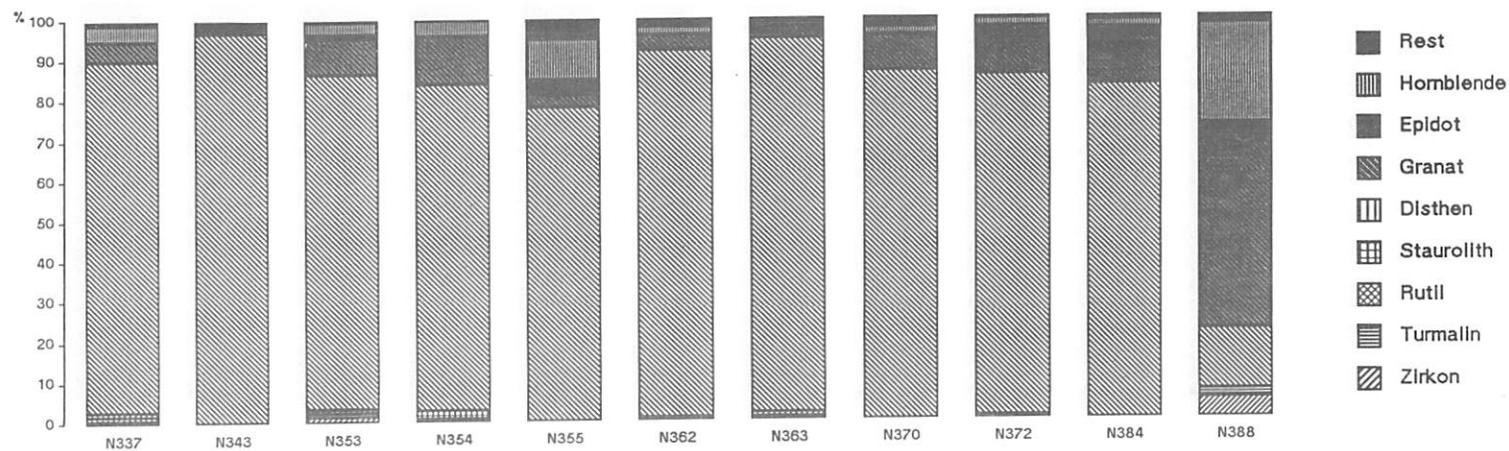
Gruppe = Probenbezeichnung      SM-% = Schwermineralgehalt (%)

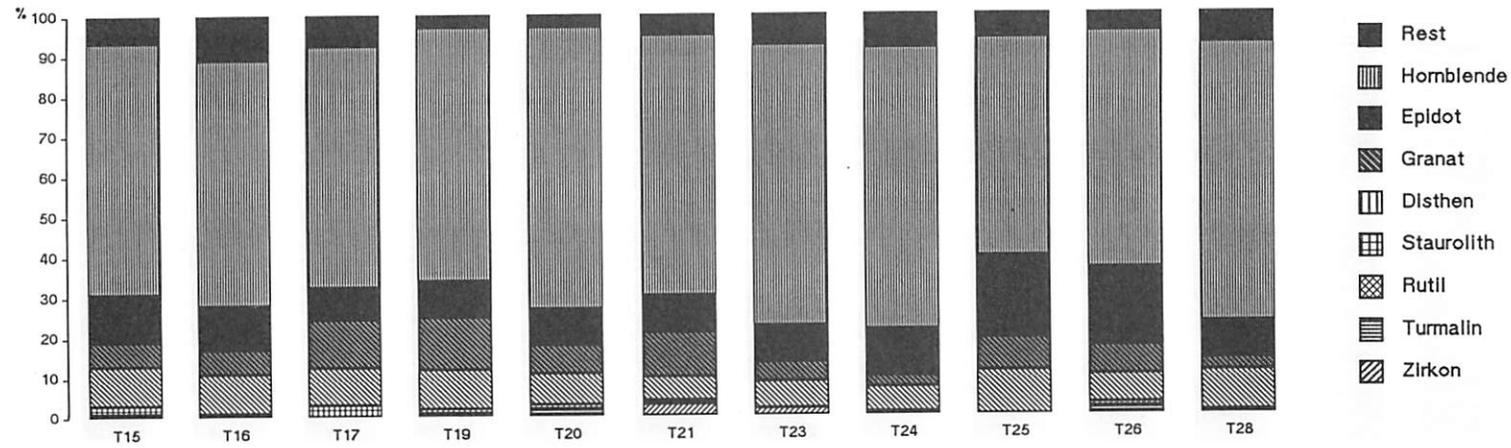
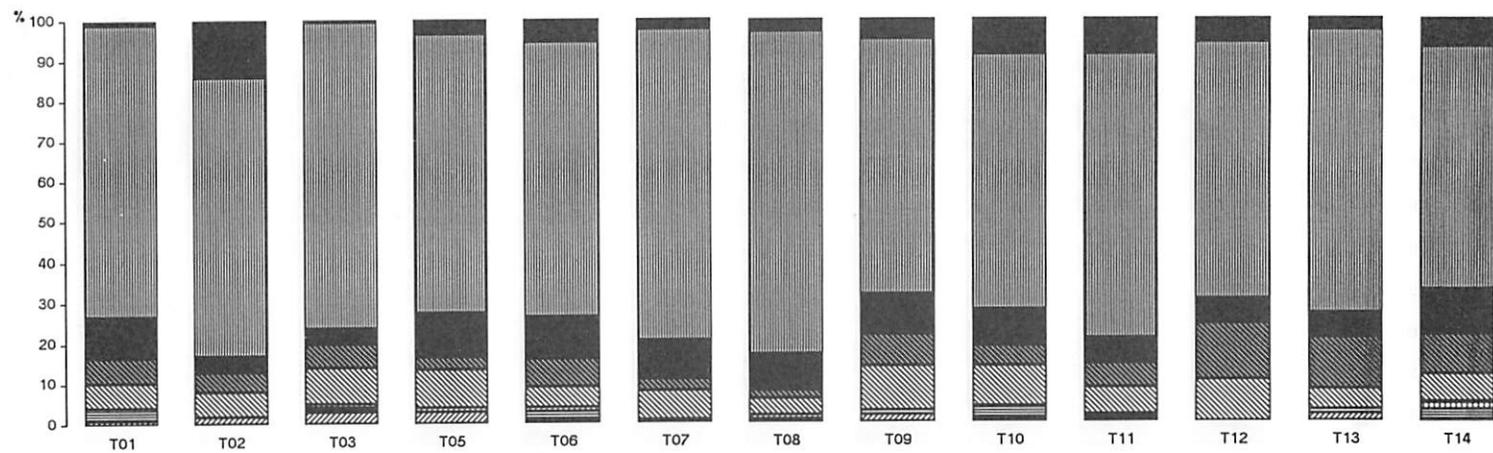
ZR = Zirkon      TU = Turmalin      RU = Rutil      DI = Disthen      ST = Staurolith  
 GL = Glimmer      GR = Granat      EP = Epidot      HB = Hornblende      PX = Pyroxen

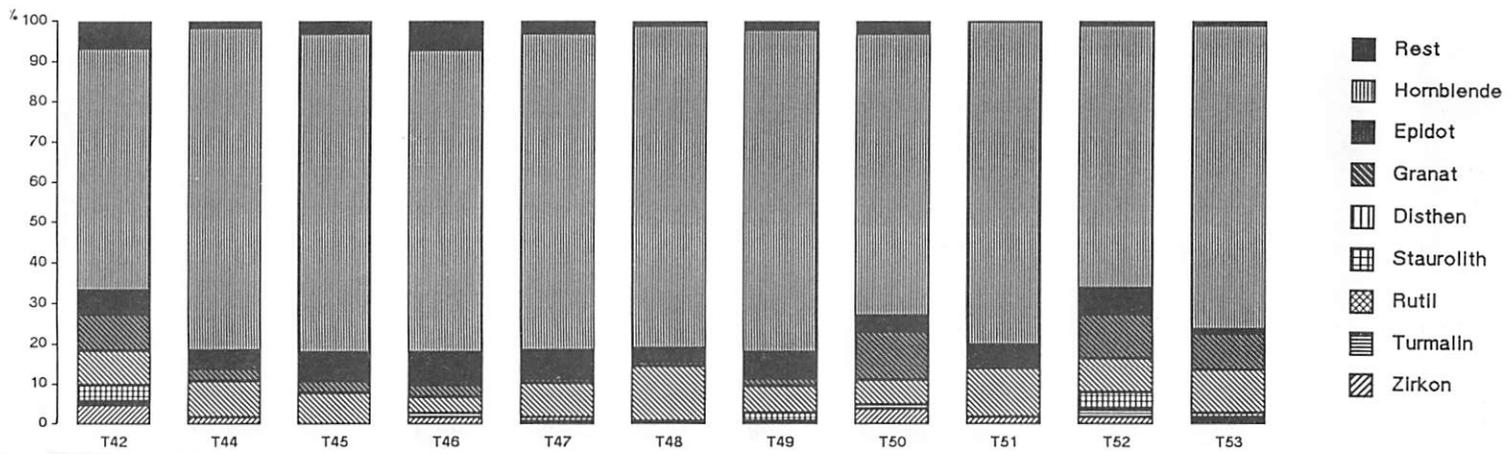
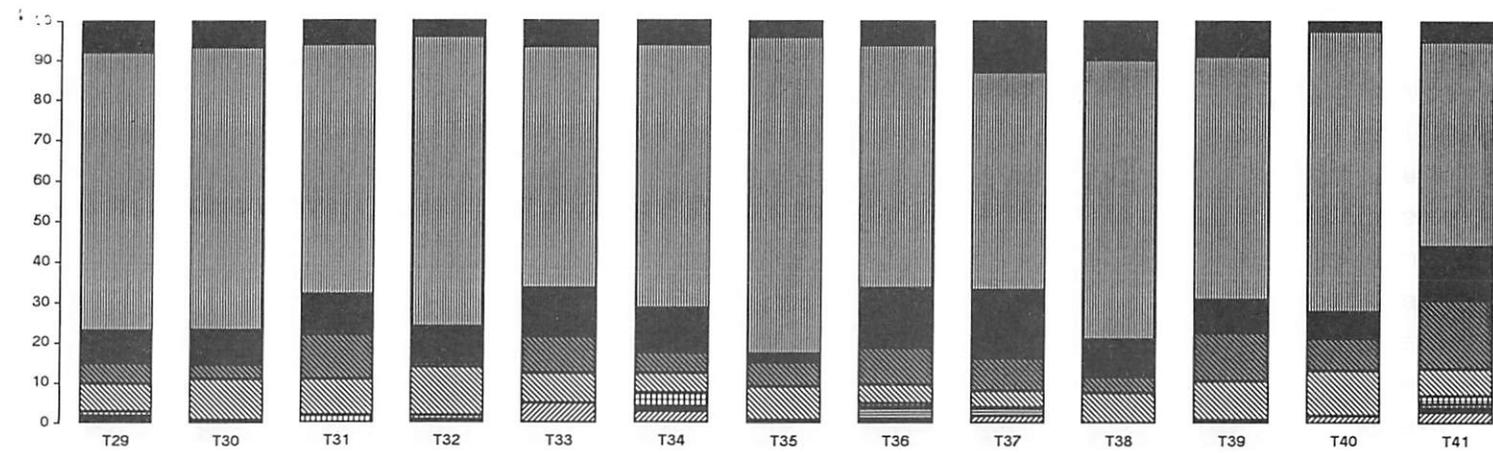
STYP (Substrattyp):      AE = äolisch

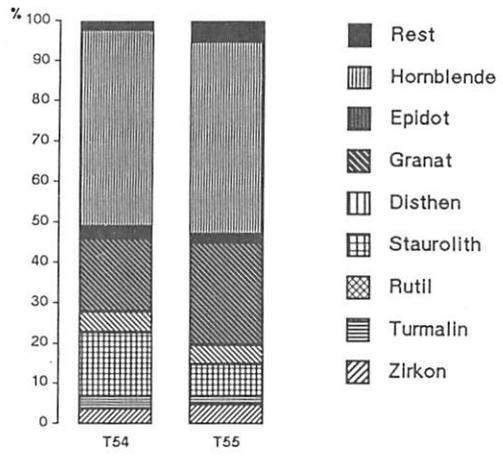










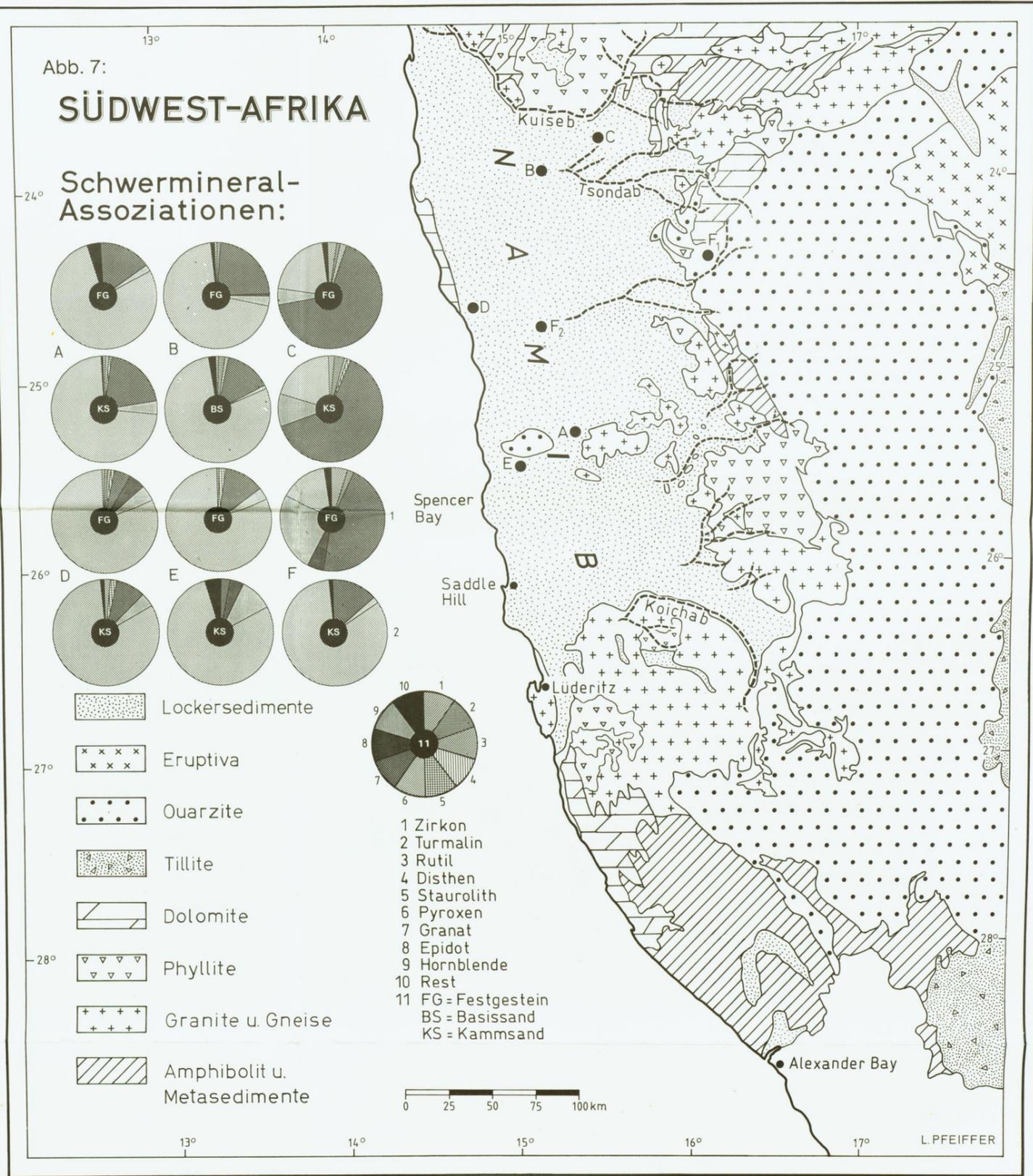


The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice. This ensures transparency and allows for easy verification of the data.

In the second section, the author outlines the various methods used to collect and analyze the data. These include direct observation, interviews with key personnel, and the use of specialized software tools. Each method is described in detail, highlighting its strengths and potential limitations.

The third section presents the results of the study. It shows a clear trend of increasing activity over the period observed. The data indicates that the most significant changes occurred in the latter half of the study period.

Finally, the document concludes with a series of recommendations based on the findings. It suggests that further research should be conducted to explore the underlying causes of the observed trends. Additionally, it provides practical advice for how the information can be used to improve operational efficiency.



**Takla-Makan: Schwermineralassoziationen**

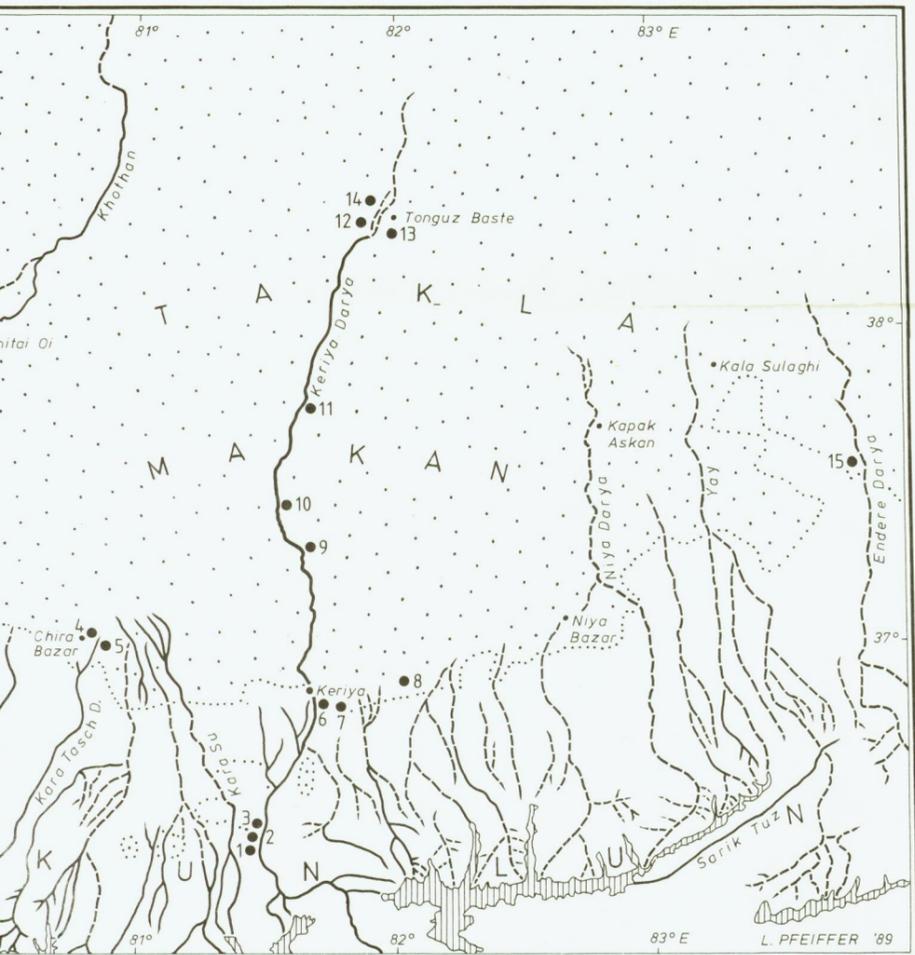
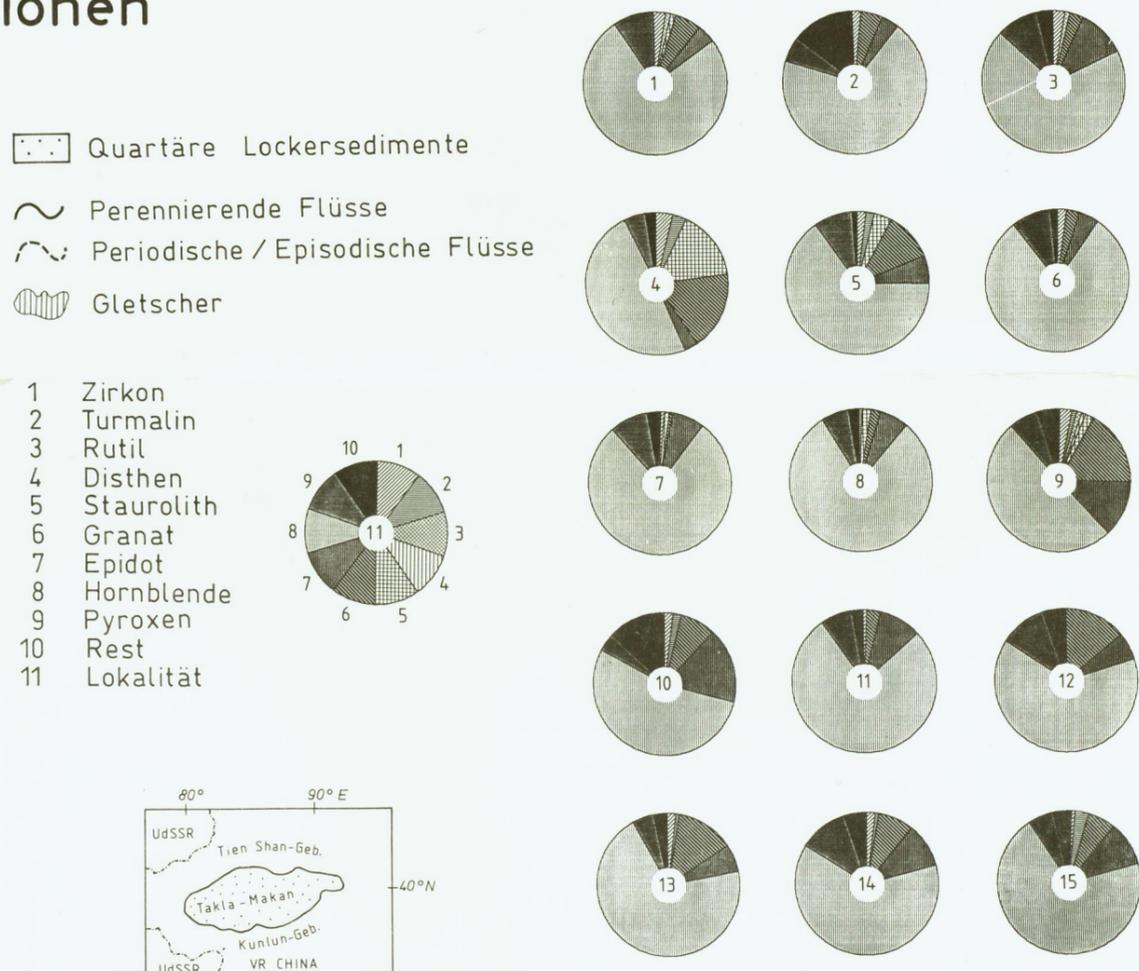
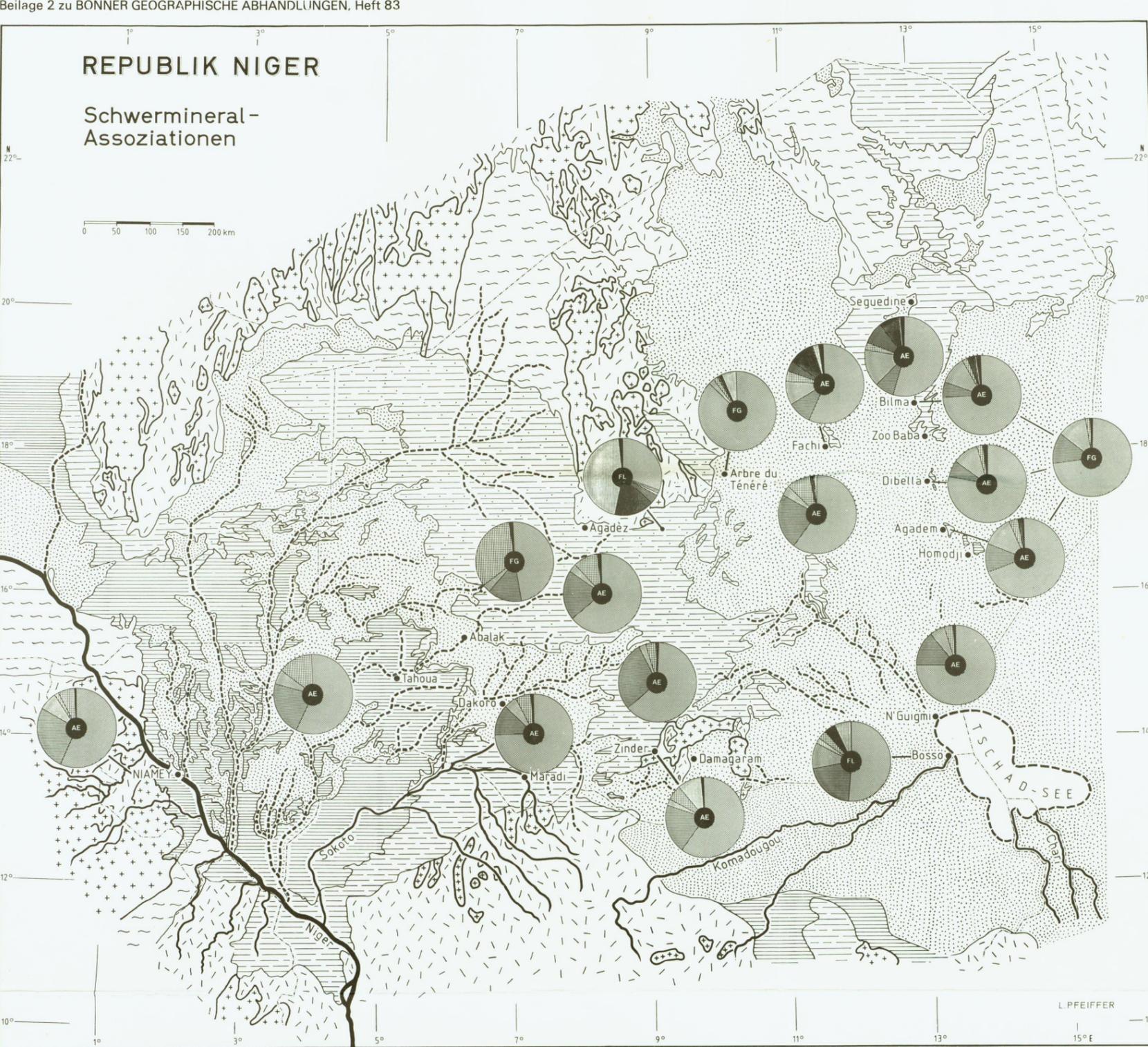


Abb. 10:



# REPUBLIK NIGER

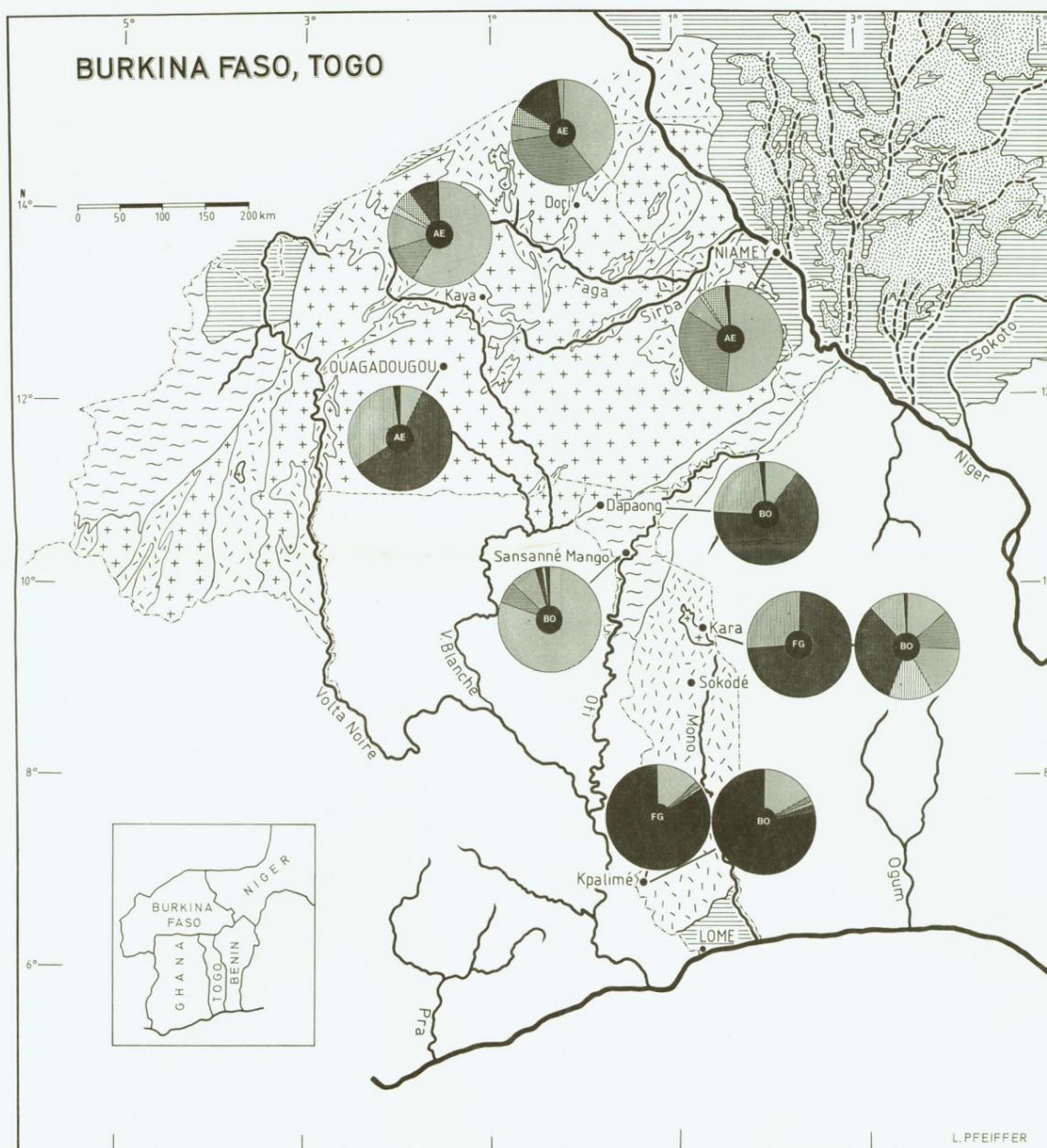
## Schwermineral-Assoziationen



- QUARTÄR**  
 Fluviale und äolische Sande
- TERTIÄR**  
 Sandsteine des „Continental terminal“
- KREIDE**  
 Sandsteine des „Continental interco“
- PALÄOZOIKUM**  
 Sandsteine, Tonsteine und -schiefer
- PRÄKAMBRIUM**  
 Quarzite, Gneise, Migmatite
- INTRUSIVA**  
 Granite, Syenite, Rhyolite, Gabbro
- Perennierender Fluß  
 Periodischer/Episodischer Fluß  
 Staatsgrenze
- 
- |              |             |
|--------------|-------------|
| 1 Zirkon     | } STABIL    |
| 2 Turmalin   |             |
| 3 Rutil      |             |
| 4 Disthen    | } METAMORPH |
| 5 Staurolith |             |
| 6 Pyroxen    | } INSTABIL  |
| 7 Granat     |             |
| 8 Epidot     |             |
| 9 Hornblende |             |
| 10 Rest      |             |
| 11 Substrat  |             |
- AE = Aeolische Sande  
 FL = Fluviale Sande  
 BO = Boden  
 FG = Festgestein

L. PFEIFFER

# BURKINA FASO, TOGO



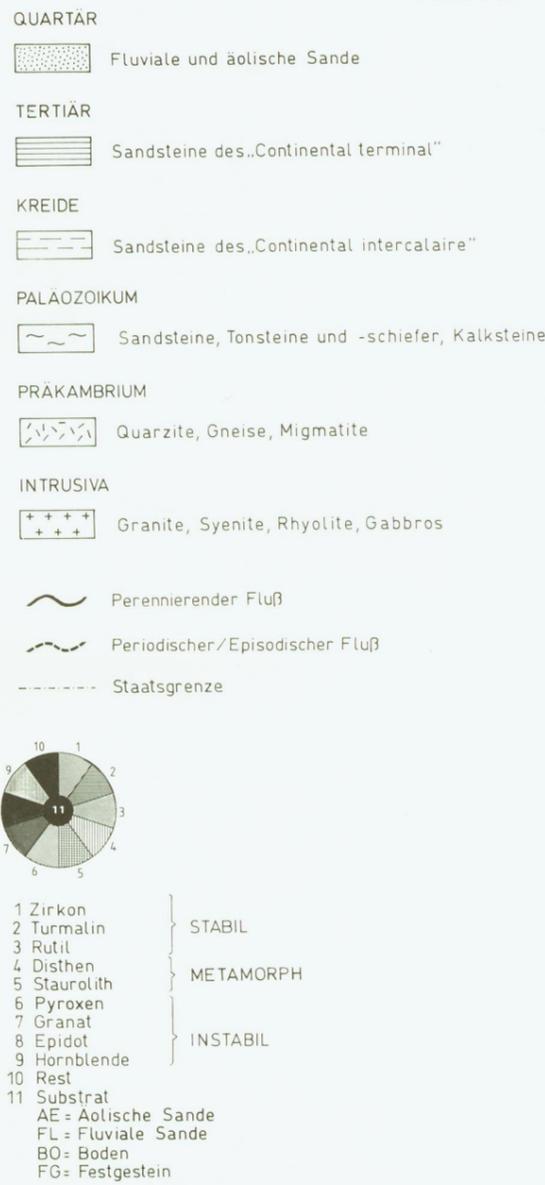
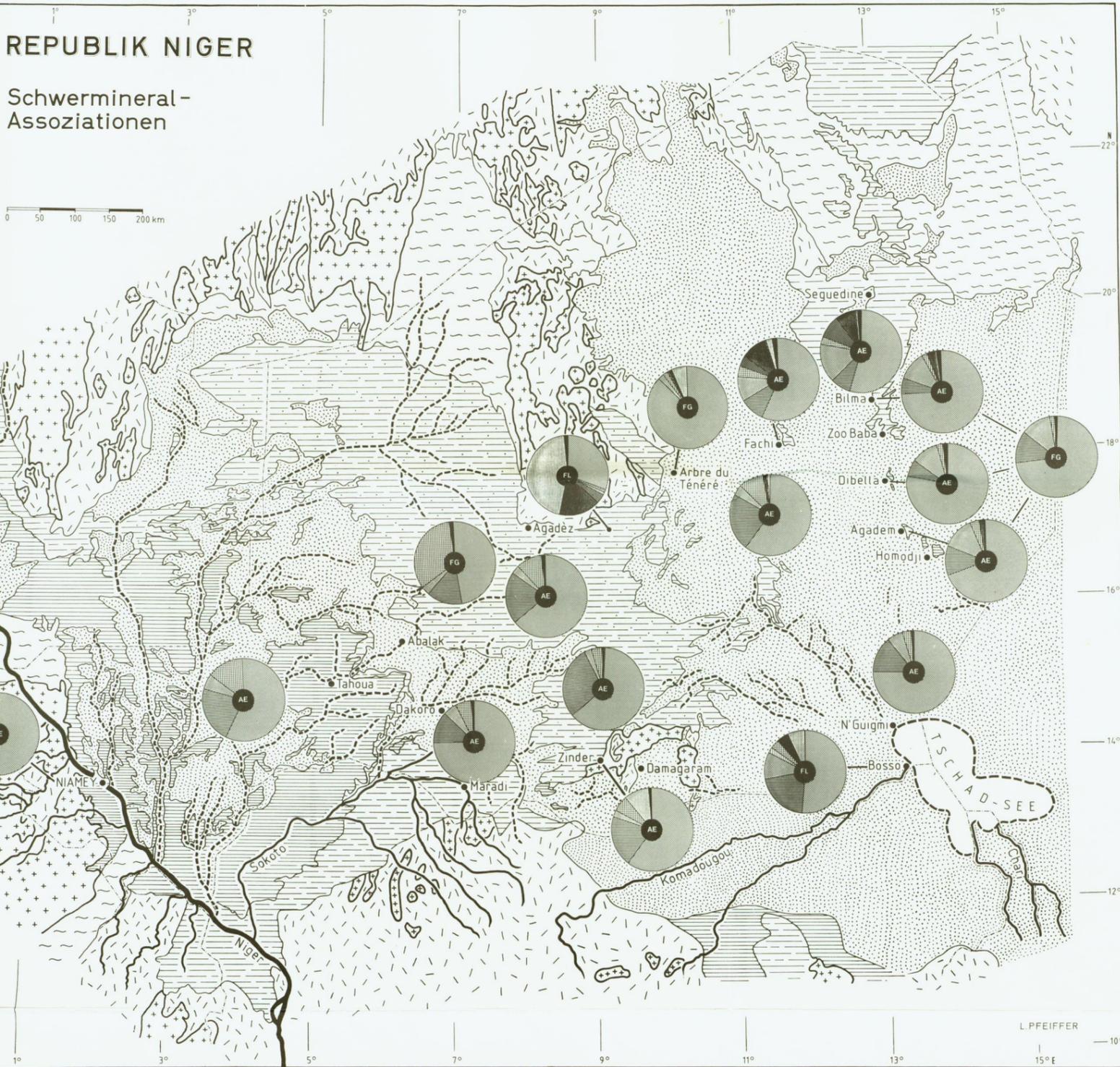
- QUARTÄR**  
 Fluviale und äolische Sande
- TERTIÄR**  
 Sandsteine des „Continental terminal“
- PALÄOZOIKUM**  
 Sandsteine und Schiefer
- PRÄKAMBRIUM**  
 Quarzite, Grauwacken, Orthogneise (Basisch-neutro)
- INTRUSIVA**  
 Granite, Dolerite
- Perennierender Fluß  
 Periodischer/Episodischer Fluß  
 Staatsgrenze
- 
- |              |             |
|--------------|-------------|
| 1 Zirkon     | } STABIL    |
| 2 Turmalin   |             |
| 3 Rutil      |             |
| 4 Disthen    | } METAMORPH |
| 5 Staurolith |             |
| 6 Pyroxen    | } INSTABIL  |
| 7 Granat     |             |
| 8 Epidot     |             |
| 9 Hornblende |             |
| 10 Rest      |             |
| 11 Substrat  |             |
- AE = Aeolischer Sand  
 FL = Fluvialer Sand  
 BO = Boden  
 FG = Festgestein

L. PFEIFFER

REPUBLIK NIGER

Schwermineral-Assoziationen

0 50 100 150 200 km



BURKINA FASO, TOGO

0 50 100 150 200 km

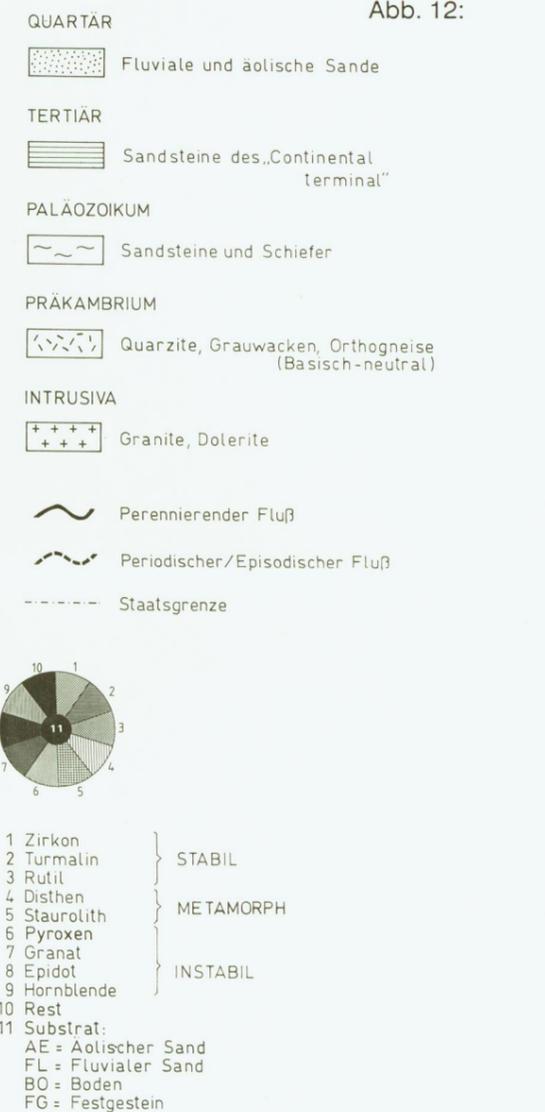
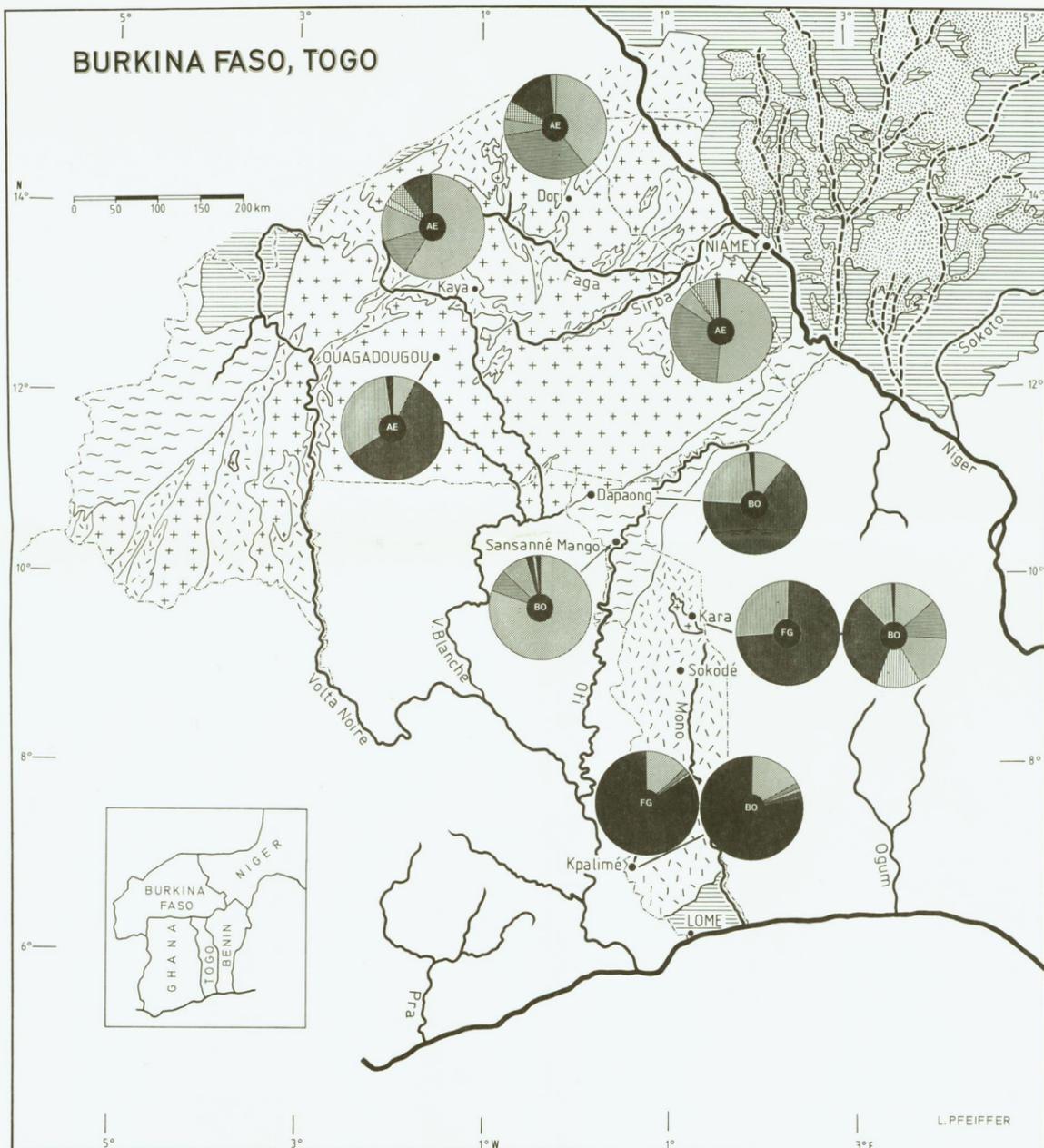


Abb. 12:

L. PFEIFFER

L. PFEIFFER

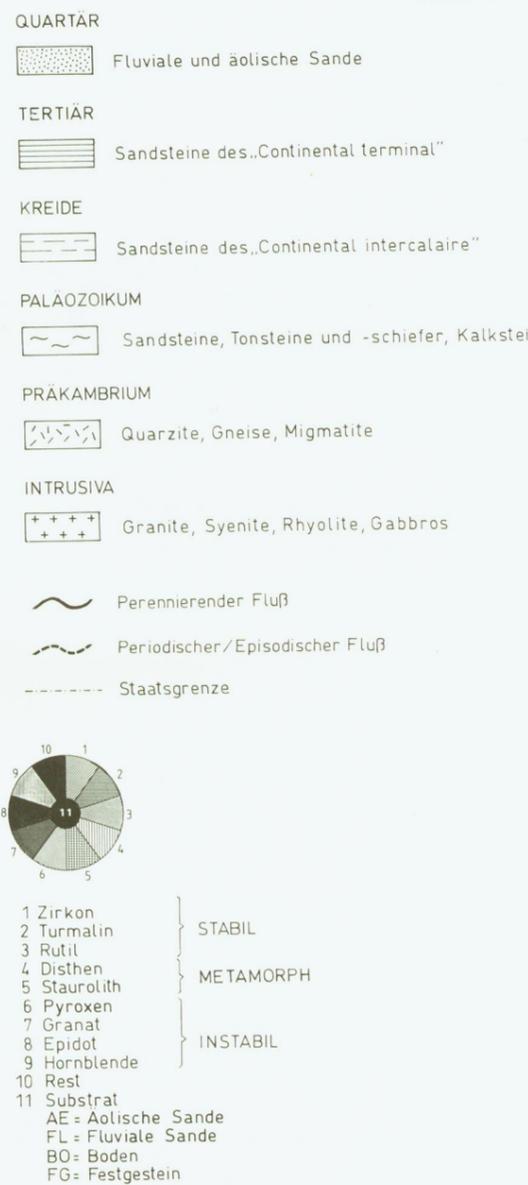
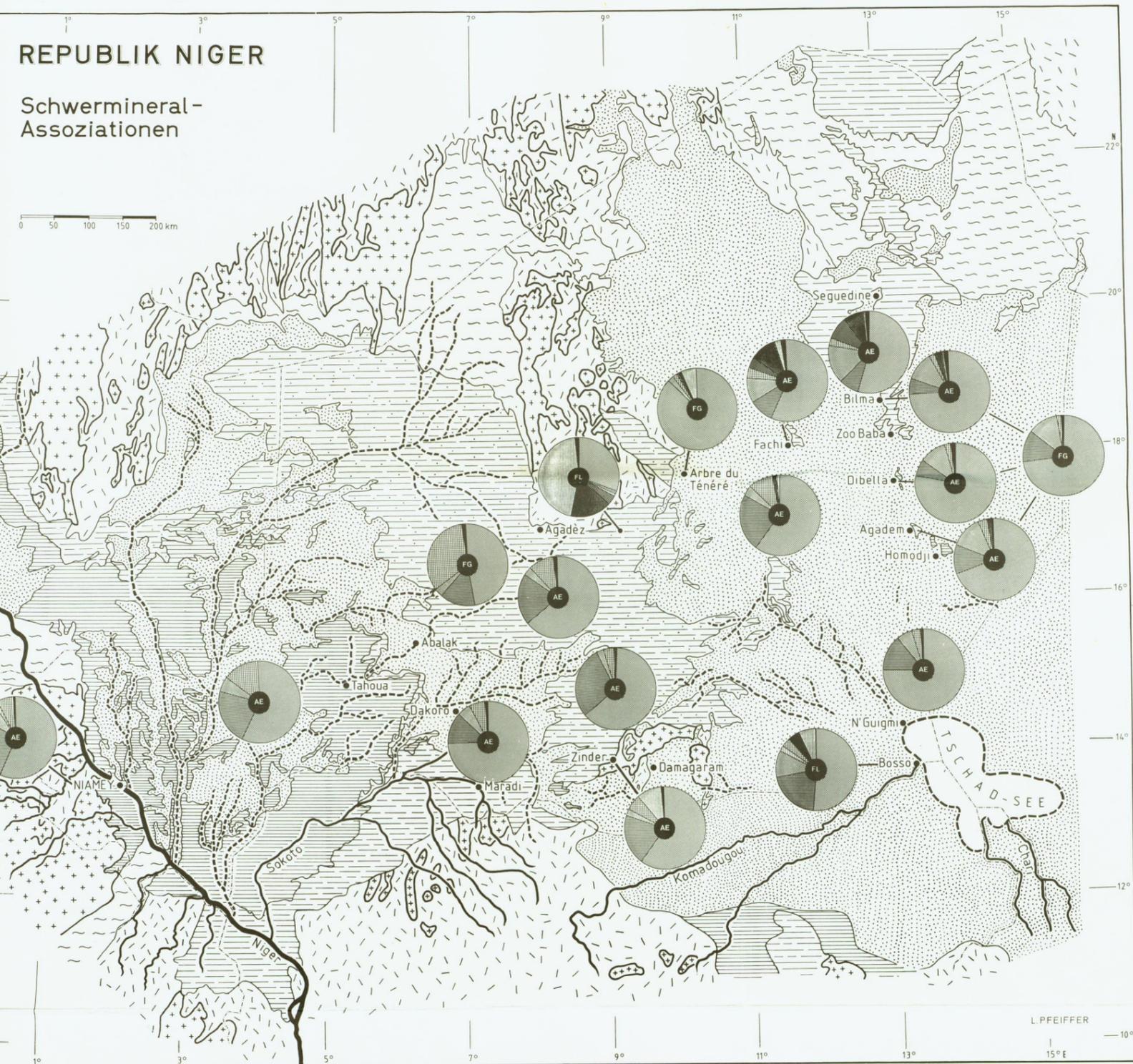


Abb. 12:

