

Z. Geomorph. N. F.	Suppl.-Bd. 66	113–134	Berlin · Stuttgart	Dezember 1987
--------------------	---------------	---------	--------------------	---------------

Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik in der Namib, Südwestafrika/Namibia

von

KLAUS HEINE, Regensburg

mit 9 Figuren

Zusammenfassung. Für die Namib werden verschiedene fluviale Sequenzen des Jungquartärs vorgestellt, gedeutet und paläoklimatisch interpretiert. Daraus ergibt sich die Schlußfolgerung, daß fluviale Sedimente und Formen in der Namib nur eingeschränkt als Paläoklimaindikatoren benutzt werden können und daß nur über eine gründliche Analyse der quartären fluvialen Morphodynamik in Verbindung mit anderen Klimazeugen Aussagen über die Klimageschichte möglich sind. Die fluvialen morphodynamischen Prozesse sind in Raum und Zeit unterschiedlich zu interpretieren, da die Faktoren, die die Prozesse steuern, in unterschiedlicher Weise wirksam werden.

Summary. For the Namib desert several fluvial sequences of Late Quaternary age are described, explained, and interpreted palaeoclimatically. Hence it follows that in the Namib desert fluvial sediments and forms may not be used as palaeoclimatic indicators without certain restrictions. Information about the climatic history only becomes possible by a thorough analyses of the fluvial morphodynamics together with additional climatic evidences. The fluvial morphodynamic processes must be interpreted with respect to palaeoclimatic reconstructions in a different way according to space and time, because the factors controlling the processes become effective in a different way.

1. *Einleitung*

Die Küstenwüste der Namib erstreckt sich über etwa 2000 km Länge mit einer Breite zwischen 40 und 120 km von der Republik Südafrika im Süden bis nach Angola im Norden. Seit dem späten Mesozoikum weist die Küstenregion des südwestlichen Afrikas ein \pm arides Klima auf; im späten Oligozän und frühen Miozän bildeten sich die antarktische Polarfront und das jungkänozoische System der Meeresströmungen in Verbindung mit dem antarktischen Eisaufbau aus, und mindestens seit der Mio-/Pliozän-Wende bestimmen die südatlantische Antizyklone und die kalten Auftriebswässer des Benguela-Stromes das klimatische Geschehen vor und entlang der südwestafrikanischen Küste (VAN ZINDEREN BAKKER 1984 a; COETZEE 1978; VAN ZINDEREN BAKKER & MERCER 1986). Aus marinen Sedimenten werden während der letzten 700 000 Jahre vor der Küste Namibias 7

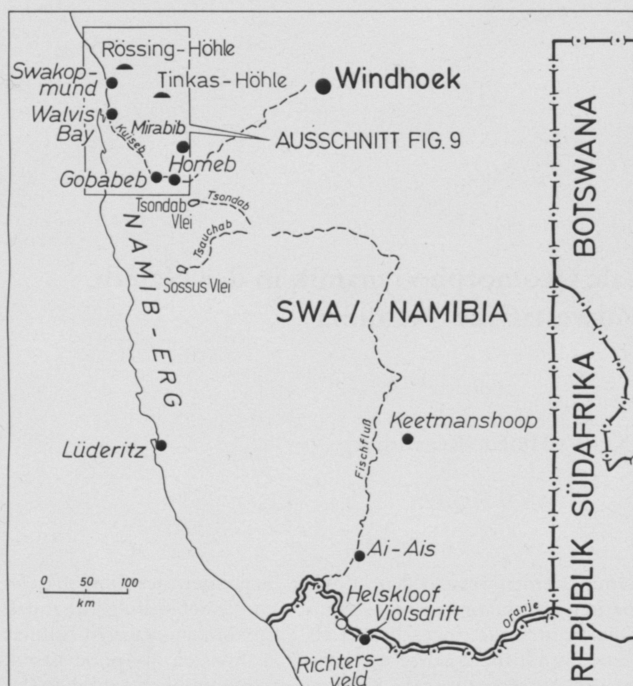


Fig. 1. Übersichtskarte.

bedeutendere Warm- und 6 größere Kaltzeiten belegt (VAN ZINDEREN BAKKER & MERCER 1986). Aufgrund von marinen Pollenspektren schließt VAN ZINDEREN BAKKER (1984b) auf ein arides Klima der Namib seit dem Pliozän bis zur Gegenwart.

Die Frage nach der jungquartären Klimageschichte der zentralen Namib ist in jüngster Zeit von verschiedenen Autoren erörtert worden (z. B. HEINE 1983, 1985; HEINE & GEYH 1984; VAN ZINDEREN BAKKER 1984c; RUST et al. 1984). Vor allem waren es die Formen und Sedimente des Kuiseb-Tales (Fig. 1), die für jungquartäre Paläoklimarekonstruktionen der Namib herangezogen wurden. Doch der Kuiseb bricht als Fremdlingsfluß, aus dem Hochland kommend, an der Nahtstelle zwischen Flächen- und Dünnennamib durch die Region der Sandschwemmebenen wie des aerodynamischen Reliefs in enger, bis zum Meer hin verschleppter Wüstenschlucht durch (HÖVERMANN 1985). Die geomorphologischen und sedimentologischen Befunde des Kuisebtals erscheinen daher als Paläoklimaindikatoren wenig geeignet.

Nachfolgend werden verschiedene fluviale Sequenzen vorgestellt, gedeutet und paläoklimatisch interpretiert. In Verbindung mit anderen Klimazeugen des Jungquartärs wird diskutiert, welche paläoklimatischen Aussagen die Rekonstruktion der quartären fluvialen Morphodynamik gestattet.

2. Das Kuisebtal

Das Kuisebflußsystem, ein Bestandteil der südwestafrikanisch-atlantischen Entwässerung, entspringt im Khomas-Hochland und führt durch die zentrale Namib, um bei Walfischbucht die Küste zu erreichen. Die känozoische Sedimentabfolge des Kuiseb kann nach WARD (1982, 1984) zweigeteilt werden (a) in Ablagerungen, die der tiefen Einschneidung des Kuiseabflußsystems vorausgehen und die die Tsondab-Sandsteinformation umfassen (alt- bis mitteltertiäres Alter), die Karpfenkliff-Konglomeratformation (miozänes Alter) und die Kamberg-Kalkkrustenformation (jungmiozänes Alter) und (b) in Ablagerungen, die der Haupteinschneidungsphase nachfolgen und die die Ossewater-Konglomeratformation (alt- bis mittelpleistozänes Alter), die Hudaob-Quellsinterformation (stratigraphische Position und Alter ungewiß), die Homeb-Siltformation (jungpleistozän) und die Gobaab-Schotterformation (Wende Pleistozän bis Holozän) umfassen. Der große Namib-Erg (Sossus-Sandformation) datiert wahrscheinlich bis ins Pliozän zurück und umschließt teilweise fossile Pfannen, die mindestens ein mittelpleistozänes Alter haben.

Im Verlaufe eines Projektes, in dem die geomorphologischen Züge der Namibwüste datiert werden sollten und in dem mit Hilfe dieser Daten das jungquartäre Klimageschehen in der Namib rekonstruiert werden sollte, wurden Isotopen- und radiometrische Analysen von VOGEL (1982) an den Homeb-Siltseimenten und verwandten Ablagerungen im Kuisebcanyon datiert. Diese Siltseimente sind bereits früher beschrieben und in verschiedener Weise diskutiert worden (STAPFF 1887; SCHOLZ 1972; GOUDIE 1972; RUST & WIENEKE 1974, 1980; MARKER 1977; OLLIER 1977; MARKER & MÜLLER 1978; HÖVERMANN 1978; WARD 1982).

Die von VOGEL (1982) präsentierten Radiokarbondaten belegen, daß eine Kalkzementation der Schotterkonglomerate der 40 m-Terrasse und pedogene Kalkkrustenformation am mittleren Kuiseb zwischen 33 000 und 28 000 aBP stattfanden (Fig. 2). Aufgrund der relativ einheitlichen Radiokarbondaten der Homeb-Siltseimente müssen diese zwischen

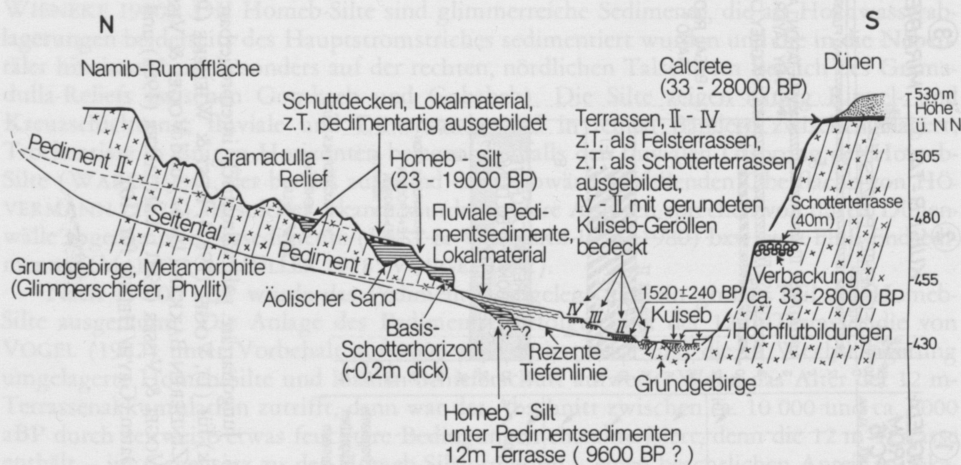


Fig. 2. Schematisches Profil des Kuiseb-Tales bei Homeb.

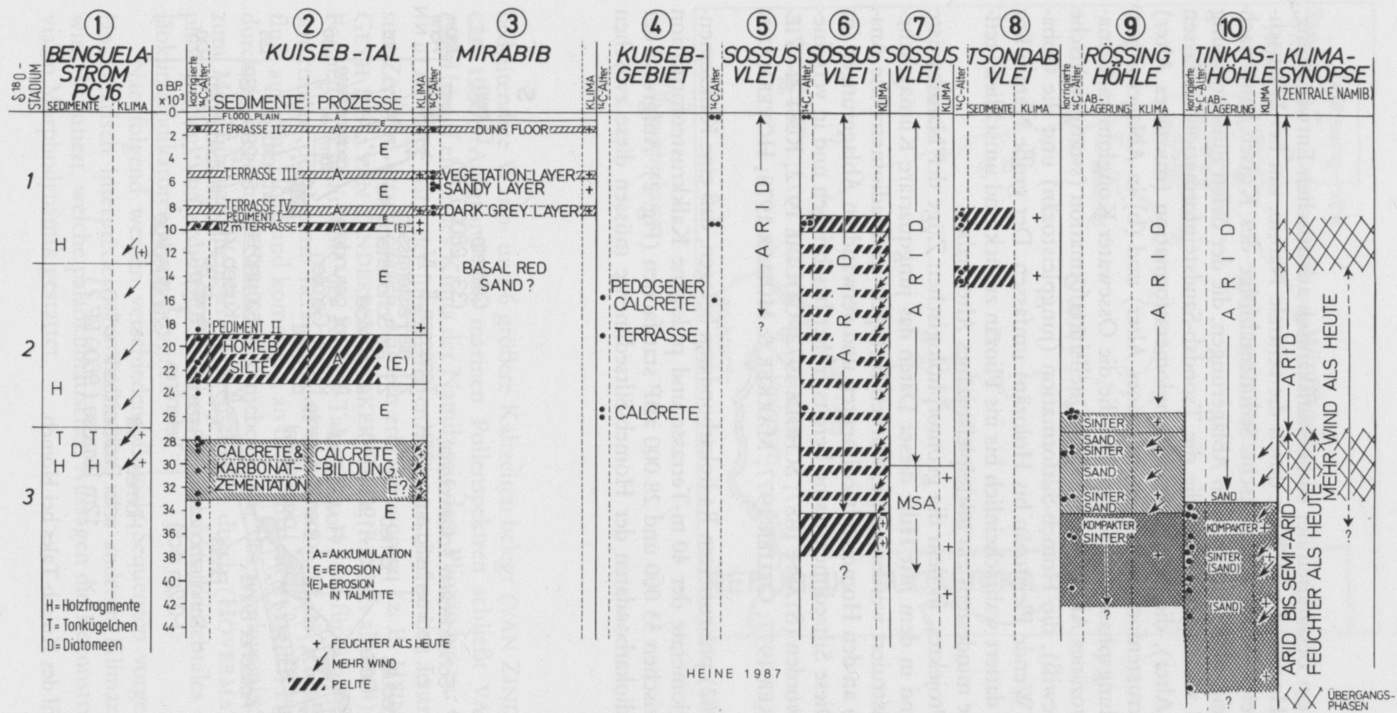


Fig. 3. Jungquartäre paläoklimatisch interpretierbare Sequenzen der Namib und angrenzender Bereiche. Vgl. DIESTER-HAASS et al. (im Druck) für (1), VOGEL (1982), RUST & WIENEKE (1980) und HEINE (1985) für (2), SANDELOWSKY (1977) für (3), BESLER (1980) für (4), VAN ZINDEREN BAKKER (1984 c) und VOGEL & VISSER (1981) für (5), die vorliegenden Ausführungen für (6), SANDELOWSKY (1977) für (7), VOGEL & VISSER (1981), LANCASTER (1984) und TELLER & LANCASTER (1986) für (8), HEINE & GEYH (1984) für (9), unveröffentlichte ¹⁴C-Daten (GEYH/HEINE) für (10).

23 000 und 19 000 aBP abgelagert worden sein. Nach 19 000 aBP wurden die Siltablagerungen zum größten Teil wieder ausgeräumt; im Zuge dieser Erosion wurden Silte möglicherweise als 12 m-Terrasse umgelagert. Nach der Ablagerung der 12 m-Terrasse (Alter ca. 9600 aBP?) wurde das Pediment I (=Gobabeb-Schotterformation i. S. von WARD 1984) angelegt. Während des Holozäns entstanden vier kleinere Terrassen im mittleren Kuisebtal teils als Schotterterrassen, teils als Felsterrassen mit Schotterstreu. In der Terrasse II konnte ein Horizont aus Holz- und Blattresten auf 1520 ± 240 aBP (Hv 9882) datiert werden.

Ein Schema der jungquartären Sedimente, der geomorphologischen Prozesse und der paläoklimatischen Bewertung für das mittlere Kuisebtal bei Homeb ist in Fig. 3 dargestellt. Absolute Daten existieren für folgende Phasen: Die Kalkkrustenentwicklung repräsentiert einen Abschnitt zwischen ca. 33 000 und 28 000 aBP mit – im Vergleich zu heute – vermehrter Feuchtigkeit und windreichen Bedingungen. Die Zementation der Schotter der 40 m-Terrasse sowie die Calcrete-Bildung auf der Namib-Fläche südlich des Kuisebs (Fig. 2) kann nicht allein auf lateralen Grundwasser-Transport (CARLISLE 1978) zurückgeführt werden; Beobachtungen in der östlichen Namib belegen, daß in kieselsäurereichen Substraten Kalkkrusten nur gebildet werden konnten, wenn äolisch Fremdmaterial zugeführt wurde (BLÜMEL 1982). Daraus darf gefolgert werden, daß feuchtere Bedingungen (möglicherweise kurzfristig bis 450 mm Niederschlag/Jahr) für die Bildung der Ca-Horizonte infolge absteigender Wasserbewegung verantwortlich waren. Nach BLÜMEL (1982) verursachten aridere Phasen eine Diagenese des Materials und führten zu den makrostrukturellen Eigenschaften der Kalkkrusten. Demnach dokumentiert die Kalkkrustenbildungsphase zwischen 33 000 und 28 000 aBP alternierende, einerseits niederschlagsreichere, andererseits aride und windreichere Klimabedingungen.

Zwischen 23 000 und 19 000 aBP, d. h. während der Akkumulation der Homeb-Silte, die ausführlich bei MARKER & MÜLLER (1978) und RUST & WIENEKE (1980) beschrieben werden, muß das Klima in der zentralen Namib arid gewesen sein, denn die Sedimentation fand statt, ohne daß lokale Prozesse der Sedimentverlagerung daran beteiligt gewesen wären, abgesehen von einem geringen äolischen Eintrag (HÖVERMANN 1978; RUST & WIENEKE 1980). Die Homeb-Silte sind glimmerreiche Sedimente, die als Hochwasserablagerungen beiderseits des Hauptstromstriches sedimentiert wurden und die in die Nebentäler hineinreichen (besonders auf der rechten, nördlichen Talseite im Bereich des Gramadulla-Reliefs zwischen Gomkaeb und Gobabeb). Die Silte zeigen häufig Rippel- und Kreuzschichtung; fluviale und Dünensande sind in feinen Bändern zwischengelagert; Trockenrisse in einigen Horizonten belegen ebenfalls den fluvialen Ursprung der Homeb-Silte (WARD 1984), der bereits aufgrund der talabwärts einfallenden Oberfläche von HÖVERMANN (1978) als solcher erkannt wurde. Andere Autoren sprechen von durch Dünenwälle abgedämmte Seesedimente (RUST & WIENEKE 1974, 1980) bzw. von Fluß-Endsedimenten (MARKER & MÜLLER 1978; VOVGEL 1982).

Nach 19 000 aBP wurde das Pediment II angelegt und ein großer Teil der Homeb-Silte ausgeräumt. Die Anlage des Pediments I erfolgte über der 12 m-Terrasse, die von VOGEL (1982) unter Vorbehalt auf 9600 aBP datiert wird und die in Wechsellagerung umgelagerte Homeb-Silte und lokalen Schieferschutt aufweist. Wenn das Alter der 12 m-Terrassenakkumulation zutrifft, dann war der Abschnitt zwischen ca. 10 000 und ca. 8000 aBP durch zeitweise etwas feuchtere Bedingungen charakterisiert, denn die 12 m-Terrasse enthält – im Gegensatz zu der Homeb-Siltformation – einen beachtlichen Anteil an lokalem Material (vgl. RUST & WIENEKE 1980).

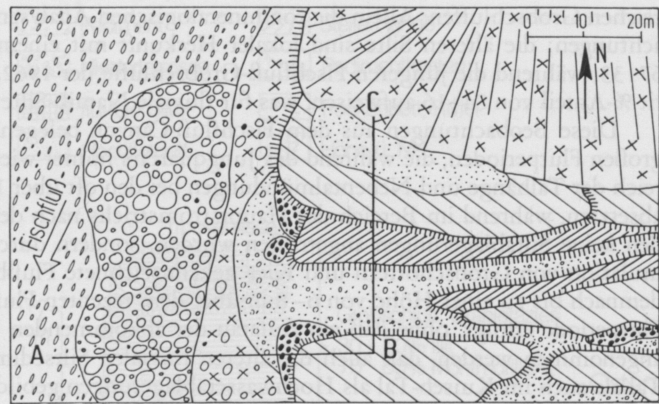
Drei weitere holozäne Terrassen weisen auf schwache hygrische Schwankungen in der zentralen Namib. Die Akkumulation der Terrasse II (Fig. 2) konnte auf ca. 1500 aBP datiert werden. Eine Korrelierung der Radiokarbonaten der Kuiseb-Sedimente und Kalkkrusten mit den Ergebnissen, die im Mirabib Rock Shelter (SANDELOWSKY 1977) gefunden wurden, zeigt für die holozäne Entwicklung eine recht gute Übereinstimmung. Der ‚dung floor‘ und die Terrasse II wurden zur gleichen Zeit akkumuliert (Fig. 3). Es war eine Phase erhöhter Feuchtigkeit in der zentralen Namib. Tentativ können die Terrassen III und IV des Kuisebtales mit den beiden anderen feuchteren Phasen, die in Mirabib ermittelt wurden, korreliert werden. Demnach hätte die zentrale Namib mindestens drei Phasen erhöhter fluvialer Morphodynamik im Holozän aufzuweisen: um 1500 aBP, zwischen ca. 5000 und 5500 aBP und zwischen ca. 8200 bis 8400 aBP. Die zuletzt genannte feuchtere Phase scheint der frühholozänen feuchteren Zeit zwischen ca. 10 000 und 8000 aBP anzugehören.

Die Sedimente des mittleren Kuiseb bezeugen, daß während der letzten ca. 35 000 Jahre keine größeren Schotter aus dem oberen Einzugsgebiet des Kuiseb bis in die zentrale Namib transportiert worden sind. Lediglich Silte (und in geringem Umfang auch Sande und Tone) gelangten im Jungquartär aus dem Khomas-Hochland bis in die Namib. Abgesehen von den Homeb-Silten, die auf wiederholtes Abkommen siltreicher Hochwässer deuten, fand während der letzten ca. 35 000 Jahre keine ausgeprägte Akkumulation im mittleren Kuiseb statt, sieht man einmal von den etwa 2 m mächtigen Sedimenten der Terrasse II ab sowie von den geringmächtigen Gerölldecken auf den älteren holozänen Terrassen. Somit läßt sich für den mittleren Kuiseb im Jungquartär als Ausdruck fluvialer Morphodynamik Tiefenerosion und Weiterbildung des Gramadulla-Reliefs nachweisen. Die ausgeprägten Klimaschwankungen des letzten Hochglazials können aufgrund der fluvialen Sedimente und Formen nicht belegt werden.

3. *Das Fischfluß-Canyon*

Eine Analyse der Sedimente verschiedener Namibtäler ergab, daß Siltransport und Siltakkumulation in der Namib nicht nur im Kuiseb-Tal, sondern auch in vielen anderen Tälern während des Jungquartärs stattgefunden haben bzw. auch heute noch stattfinden. Im Fischfluß-Canyon sind bei Ai-Ais den Homeb-Silten vergleichbare, gelbbraun-graue Grottschluffe abgelagert worden, die teilweise an den Talflanken die Blöcke des Hangschutts umgeben, die aber auch im Bereich kleiner Nebentäler eine Verzahnung mit grobem Kies und Schutt der Nebentäler aufweisen können. Verschiedene Akkumulationsereignisse der fluvialen Silte, einerseits in Verbindung mit Abtragungsprozessen im Gebiet von Ai-Ais, andererseits als Ausdruck von fluvialen Abtragungsvorgängen im oberen Einzugsbereich des Fischflusses, sind somit dokumentiert.

Etwa 2 km talabwärts von Ai-Ais konnte die jüngste Silt-Akkumulation genauer erfaßt und gegliedert werden (Fig. 4). Über dem anstehenden Grundgebirge lagern im Bereich einer Nebentalmündung quarzitisches verbackenes, gut abgerolltes grobes Schotter, die aus Lokalmaterial und abgerollten Calcrete-Bruchstücken bestehen und zu einer Silcrete verfestigt sind, die sich im Nebentälchen ca. 100 m talaufwärts verfolgen läßt. Darüber befinden sich die Grottschluffe mit feiner fluvialer Schichtung in mehreren episodischen Akkumulationszyklen; mitunter ist eine Verzahnung der Silte mit kiesigen Riviersedimenten zu beobachten. Nach einer Phase der Erosion dieser Silte durch abkommendes Wasser



- | | | |
|---|--------------------------|--|
| Anstehendes Grundgebirge | 67% Illit
33% Chlorit | Ältere fluviale Silte (Seitentalsedimente) |
| Hang im Anstehenden | 84% Illit
16% Chlorit | Jüngere fluviale Silte (1962/63 AD) (Fischflußsedimente) |
| Grobe Blöcke, z.T. 3m Ø, Schüttung aus Seitental | | Post-1962/63 fluviale Kiese und Sande |
| Fischfluß-Gerölle, sehr gut gerundet, faust- bis kopfgroß, dachziegelartig gelagert | | Dünen sand |
| Silcrete aus Geröllen und Calcrete-Bruchstücken | | Geländekanten |

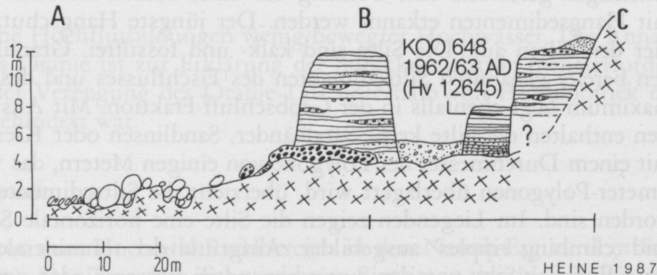


Fig. 4. Fluviale Sedimente und Formen im Fischfluß-Tal bei Ai-Ais/SWA.

im Nebental erfolgte eine erneute Sedimentation von Grobschluffen, die im Liegenden in fluviale Kiese übergehen. Diese jüngeren Silte enthalten dünne Lagen mit Pflanzenresten, die aufgrund einer ¹⁴C-Datierung 1962/63 AD akkumuliert wurden (Hv 12 645); die Regenzeit 1962/63 AD brachte für viele Flüsse der Namib und der Namibrandbereiche große Flutperioden (STENGEL 1964; HÜSER 1975/76). Die granulometrischen Untersuchungen ergaben keine Unterschiede zwischen den älteren und den jüngeren fluvialen glimmer-

reichen Grobschluffen. Allein die tonmineralogischen Analysen ergänzen die Geländebeobachtungen; die älteren Silte sind lokaler Herkunft mit einem Illit/Chlorit-%-Anteil von 67 : 33, während die jüngeren Fischfluß-Grobschluffe der 1962/63-Fluten einen Illit/Chlorit-%-Anteil von 84 : 16 aufweisen, was für fluviale Namib-Silte charakteristisch ist.

Diese Beobachtungen aus dem Fischfluß-Canyon belegen, daß die Namib-Flüsse bei großen Flutperioden, die während des Jungquartärs immer wieder aufgetreten sind, im Bereich der Talhänge und Nebentalmündungen bei den oft über 10 m hohen Flutwellen Silte absetzten, während im Bereich des Hauptstromstrichs nach dem Abklingen der Flutperioden keine Siltablagerungen angetroffen wurden, sondern durch Erosion und/oder Akkumulation von Grobschottern und Kies gekennzeichnete Flußbetten. Siltsedimentation ist demnach bis zu einer Höhe von 6–8 m über dem rezenten Flußbett während der 1962/63-Flutperiode erfolgt, ohne daß ein Aufstau der abkommenden Wasser bestand. Somit darf angenommen werden, daß auch die älteren fluvialen Siltsedimente sowohl im Fischfluß-Tal als auch im Kuiseb-Tal als Hochwasserablagerungen gebildet worden sind.

4. *Das Helskloof-Tal*

Im Oranje/Helskloof-Gebiet befinden sich Reste von ausgedehnten Siltablagerungen; am Rand des Oranje-Tals sind die Silte von mächtigen Hangschuttmassen und Schottern bedeckt. Die Blöcke dieses Hangschutts zeigen auf den Oberseiten ausnahmslos deutlich ausgeprägte Karsterscheinungen (Rillen). Da die Siltsedimente bis in kleinste Kerbräler und Schluchten hineinreichen, wobei deren Obergrenze rund 3 m über dem Bewässerungsniveau der Oranje-Niederterrasse liegt, besteht kein Zweifel, daß diese Silte vom Oranje bei Flutperioden akkumuliert wurden.

Die Silte der Helskloof-Mündung (Fig. 5) überlagern typische Riviersedimente aus groben, z. T. kopfgroßen Geröllen. In den 2 m mächtigen Silten wurden keine Tonzwischenlagen gefunden. Am Osthang des Tales konnte mitunter eine Verzahnung der Silte mit Hangsedimenten erkannt werden. Der jüngste Hangschutt lagert in Schleppen auch hier den Silten auf. Die Silte sind kalk- und fossilfrei. Granulometrisch entsprechen sie den bereits genannten Siltsedimenten des Fischflusses und des Kuiseb; ihr Korngrößenmaximum liegt ebenfalls in der Grobschluff-Fraktion. Mit Ausnahme der hangnahen Partien enthalten die Silte keine Sandbänder, Sandlinsen oder Kieslagen. Ein Trockenrißnetz mit einem Durchmesser der Polygone von einigen Metern, das von Trockenrissen mit Dezimeter-Polygonen überlagert wird, überzieht die Siltsedimente, die yardangartig erodiert worden sind. Im Liegenden zeigen die Silte eine horizontale Schichtung, im Hangenden sind ‚climbing ripples‘ ausgebildet. Aufgrund der tonmineralogischen Analysen können diese fluvialen Silte von den zuvor genannten unterschieden werden; sie haben einen Illit-Anteil von 30–50% und einen Montmorillonit-Anteil von 70–50% und bekunden damit – wie auch die geomorphologischen Beobachtungen – zweifelsfrei ihre Herkunft aus dem Einzugsgebiet des Oranje. Vergleichbare Tonmineralassoziationen wurden bei Tiefsee-Sedimenten vor der südwestafrikanischen Küste gefunden, deren Herkunft dem Oranje zugeschrieben werden muß (DIESTER-HAASS et al. 1986). Die Tone der rezenten Riviersedimente im Helskloof-Tal bestehen zu 100% aus Illit.

Aufgrund der Hangschutt-Überlagerung, der Karstphänomene auf Hangschuttblöcken sowie der Erosionsformen der Siltsedimente werden letztgenannte dem Jungpleistozän oder Frühholozän zugeordnet; ihre Ablagerung erfolgte im Zusammenhang mit Flutperio-

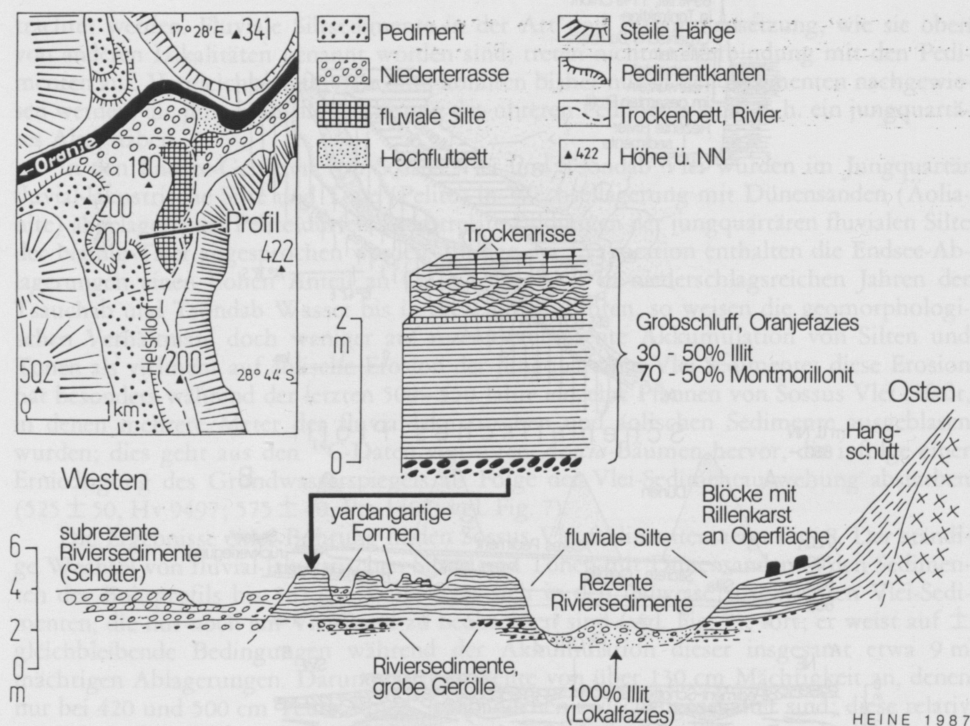


Fig. 5. Fluviale Sedimente und Formen im unteren Helskloof-Tal, RSA.

den des Oranje als randliche Hochflutbildungen wenig bewegter Hochwasser. Die Annahme einer Abdämmung des Oranje ist zur Erklärung der Siltakkumulation nicht erforderlich, wengleich infolge der Verengung des Oranje-Tals unterhalb von Helskloofhek der Abfluß bei Flutperioden behindert war.

5. Der Tsauchab und Tsondab

Das Tsauchab-Tal führt aus dem Hochland-Randbereich in den Namib-Erg zu dem Sosus Vlei (Endseen/Pfannen). Das Tsauchab-Tal wird beim Eintritt in den Namib-Erg von verschiedenen Pediment-Niveaus begleitet. Die geomorphologischen Verhältnisse sind schematisch in Fig. 6 dargestellt. Aufgrund der geomorphologischen, sedimentologischen und paläopedologischen Befunde muß das tiefer gelegene, jüngere Pediment älter als Isotopenstadium 3 sein; das höhere, ältere Pediment wird hypothetisch dem Mittel-/Prä-Mittelpleistozän zugeordnet und kann mit der Hauptkrustenfläche i. S. BLÜMELS (1982) korreliert werden. Die Pedimentgenese wird einerseits von der Höhenlage der Vorfluter bzw. Endseen und andererseits von den geomorphodynamischen Prozessen im östlich angrenzenden Randstufenbereich gesteuert. Daher sind die Pedimentniveaus unabhängig von den klimatischen Bedingungen im Namib-Erg gebildet worden; sie sollen hier nicht näher be-

HEINE 1987

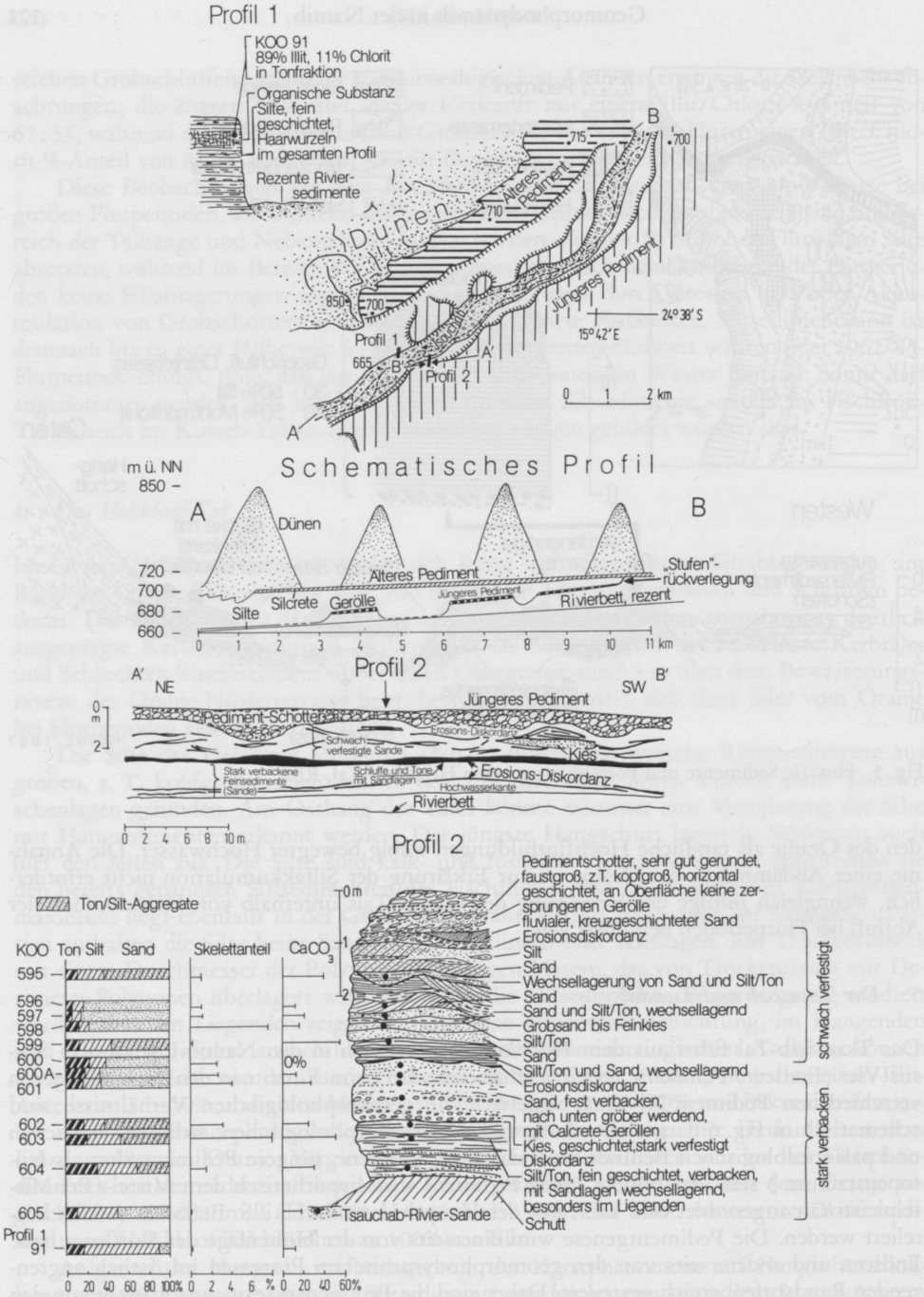


Fig. 6. Fluviale Sedimente und Formen im Tsauchab-Tal beim Eintritt in den Namib-Erg.

trachtet werden. Fluviale Siltsedimente in der Art und Zusammensetzung, wie sie oben von anderen Lokalitäten genannt worden sind, treten nicht in Verbindung mit den Pedimenten auf. Vergleichbare fluviale Silte konnten bisher nur in den Sedimenten nachgewiesen werden, die jünger als die Auflösung des unteren Pediments sind, d. h. ein jungquartäres Alter haben.

In den Endsee-Gebieten von Sossus Vlei und Tsondab Vlei wurden im Jungquartär fluvial-lakustrische Silte und Tone (Pelite) in Wechsellagerung mit Dünensanden (Aolianite) abgelagert; die Pelite dürften als korrelierte Bildungen der jungquartären fluvialen Silte der Namib-Täler angesprochen werden. Infolge der Evaporation enthalten die Endsee-Ablagerungen einen hohen Anteil an CaCO_3 . Obgleich in niederschlagsreichen Jahren der Tsauchab und Tsondab Wasser bis in die Endseen führen, so weisen die geomorphologischen Verhältnisse doch weniger auf rezente/subrezente Akkumulation von Silten und Tonen als vielmehr auf äolische Erosion der jungquartären Vlei-Sedimente; diese Erosion hat besonders während der letzten 500–550 Jahre einzelne Pfannen von Sossus Vlei erfaßt, in denen mehrere Meter der fluvial-lakustrischen und äolischen Sedimente ausgeblasen wurden; dies geht aus den ^{14}C -Daten von toten *Acacia*-Bäumen hervor, die infolge einer Erniedrigung des Grundwasserspiegels als Folge der Vlei-Sedimentauswehung abstarben (525 ± 50 , Hv 9497; 575 ± 40 , Pta 1487; vgl. Fig. 7).

Die Ergebnisse einer Bohrung in den Sossus Vlei-Sedimenten zeigt Fig. 8. Der ständige Wechsel von fluvial-lakustrischen Silten und Tonen mit Dünensanden in den Sedimenten des Bohrprofils bis 385 cm Teufe setzt sich in den teilweise ausgewehten Vlei-Sedimenten, die nur noch am Vlei-Rand zu beobachten sind (vgl. Fig. 7), fort; er weist auf \pm gleichbleibende Bedingungen während der Akkumulation dieser insgesamt etwa 9 m mächtigen Ablagerungen. Darunter stehen Pelite von über 130 cm Mächtigkeit an, denen nur bei 420 und 500 cm Teufe dünne Sandbändchen zwischengeschaltet sind; diese relativ mächtigen fluvial-lakustrischen Sedimente scheinen andere Bedingungen als die hangenden Schichten zu repräsentieren. Dennoch kann vorerst nicht ausgeschlossen werden, daß dieser Fazies-Unterschied nicht hygrisch, sondern allein durch Veränderungen der unmittelbaren Umgebung des Vleis (z. B. infolge wandernder Dünen) bedingt worden ist.

An gleicher Stelle wurden aus den Vlei-Sedimenten in 240 cm Teufe 0,3 g organisches Material gewonnen und ^{14}C -datiert; das Alter von 1957 AD (Pta 1646; VOGEL & VISSER 1981) widerspricht den geomorphologischen Befunden. Die von denselben Autoren genannten ^{14}C -Alter für schluffige Tone eines 2,5 km entfernten Vleis (Fig. 7) fügen sich recht gut in das allgemeine Bild der Namib ein (s. u.); die hangenden Vlei-Sedimente wurden auf 9460 ± 90 aBP (Pta 1503) und 9600 ± 90 aBP (Pta 1579) datiert; für Endsee-Ablagerungen in rund 550–600 cm Teufe (einschließlich der wind-erodierten Schichten) wurden $24\,800 \pm 320$ aBP (Pta 1859) ermittelt (VOGEL & VISSER 1981; vgl. VAN ZINDEREN BAKKER 1984c). Da die Sedimente beider Vleis ähnlich ausgebildet sind, und die jüngsten, hangenden Siltsedimente jeweils in ca. 590 m ü. NN liegen, sollen hier unter Vorbehalt die ^{14}C -Daten zur groben stratigraphischen Einordnung des Profils von Sossus Vlei (Fig. 8) herangezogen werden. Demnach hätten die hangenden Silte an den Deflationsrändern (Fig. 7) ein Alter von rund 9000–10 000 aBP, die Sedimente der Bohrung in ca. 100 cm Teufe ein Alter von etwa 25 000 aBP und die Obergrenze der kompakten schluffigen Tone (385 cm Teufe, Fig. 8) ein Alter von ca. 33 000 aBP.

Ähnliche Verhältnisse werden vom fossilen Tsondab-Tal im Namib-Erg genannt; die tonigen Schluffe bei Narabeb, deren Kalzit datiert wurde, zeigen ^{14}C -Alter zwischen rund 20 000 und 40 000 aBP (TELLER & LANCASTER 1986).

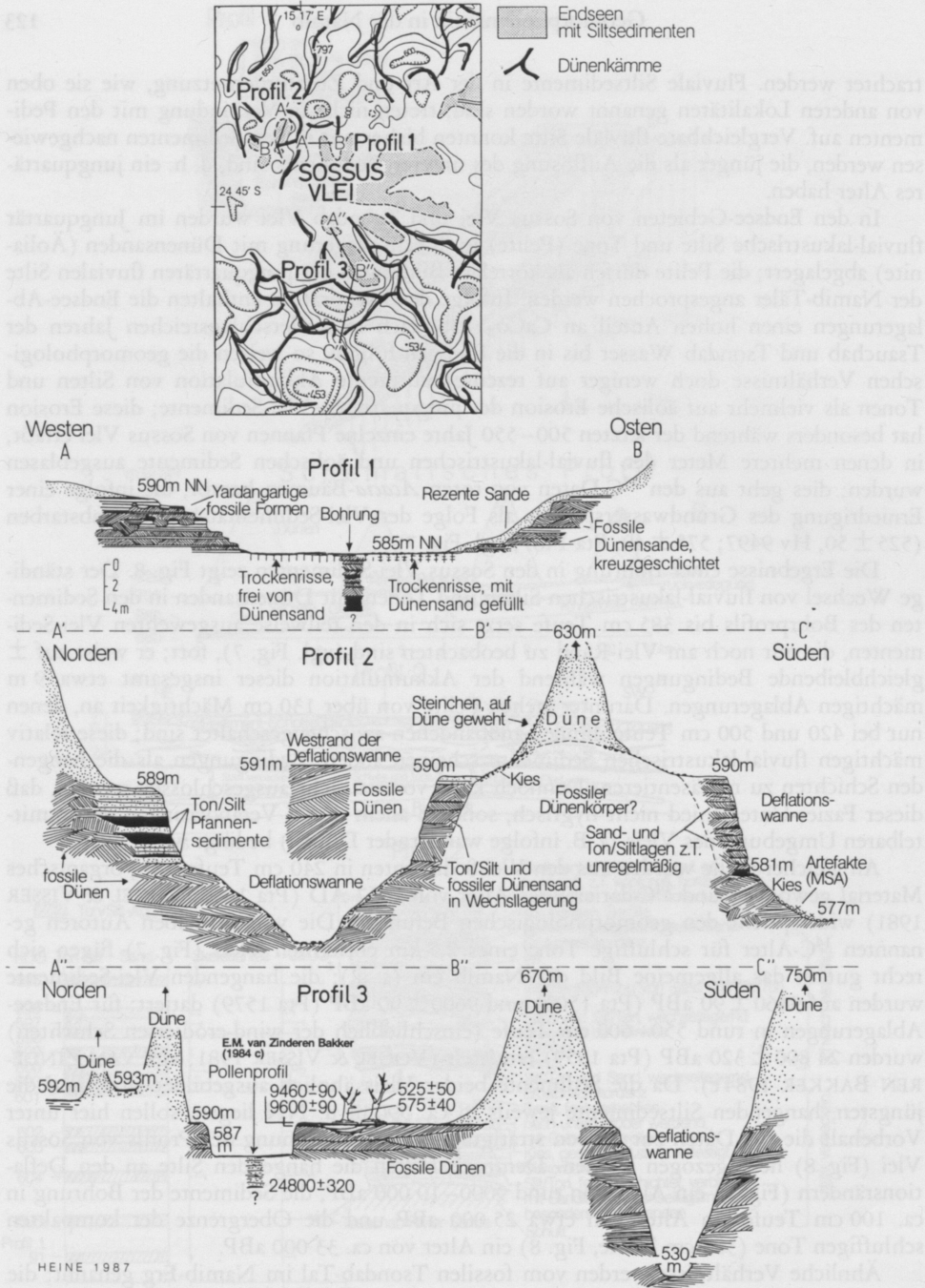


Fig. 7. Schematische Profile durch Pfannen/Endseen und Dünen im Sossus Vlei-Gebiet, Namib-Erg.

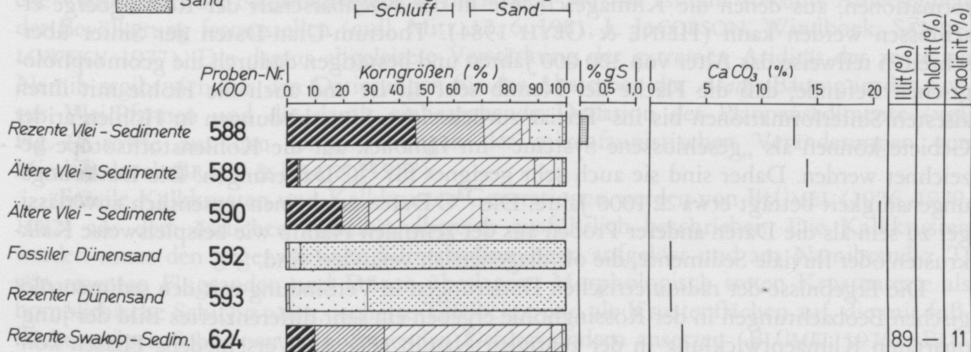
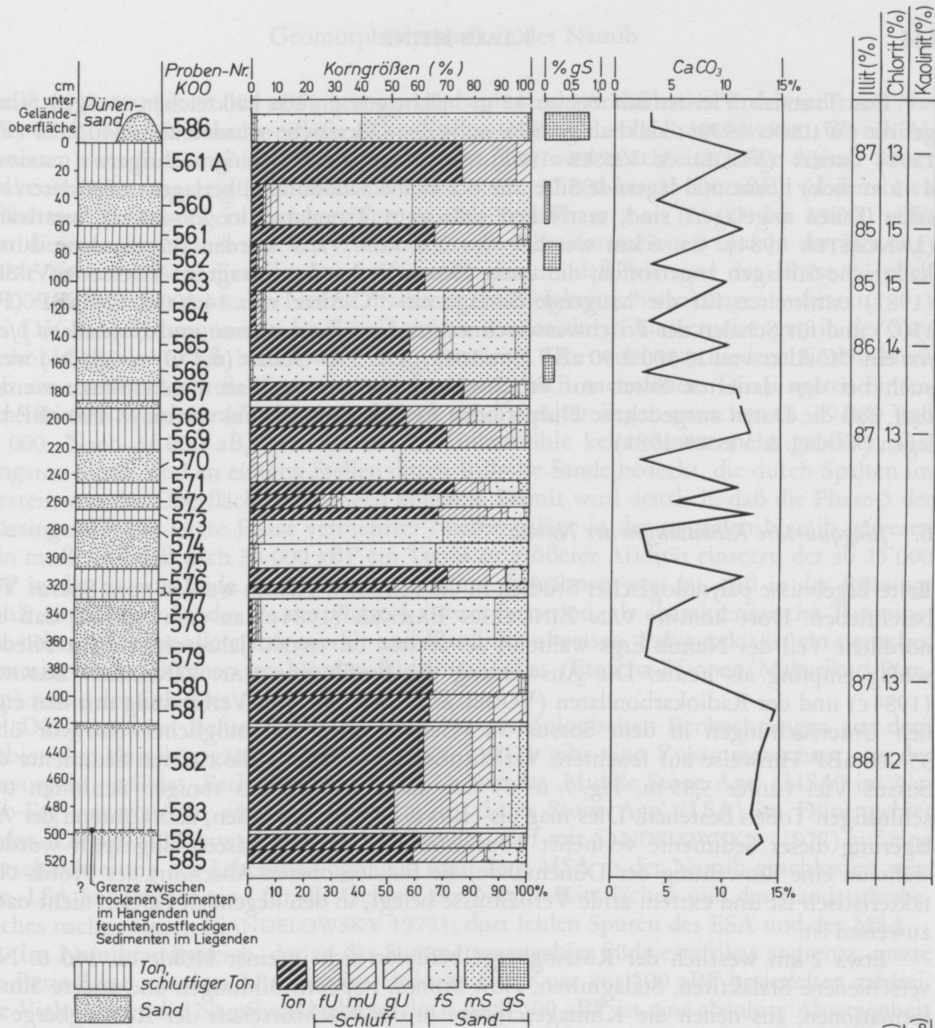


Fig. 8. Jungquartäre Abfolge von Peliten und Äolianiten im Sossus Vlei; zum Vergleich ausgewählte Vlei-, Dünen- und Flußsedimente.

Das Tsondab Vlei ist mit bis zu 12 m mächtigen grauen kalkreichen tonigen Silten gefüllt (WILSON 1979); kalkhaltige Silte nahe der Oberfläche wurden auf 8640 ± 70 (Pta 1501) datiert (VOGEL & VISSER 1981). Gleiche, jedoch geringmächtigere (maximal 4–5 m dick) horizontal lagernde Silte, die oft kleine Sanddünen überlagern oder deren basalen Teilen angelagert sind, erstrecken sich vom Tsondab Vlei 15–20 km westwärts (LANCASTER 1984). Ca. 6 km westlich des Tsondab Vleis wurden verschiedene dünne kalkreiche Siltlagen angetroffen, die unter Dünensanden hervorragten. VOGEL & VISSER (1981) ermittelten für die hangende Siltlage ein ^{14}C -Alter von $14\,300 \pm 120$ aBP (Pta 1502) und für Schalen der Frischwasserschnecken *Lymnaea natalensis* und *Biophasia pfeiferi* ein ^{14}C -Alter von $13\,300 \pm 90$ aBP (Pta 1043). Der ^{18}O -Gehalt ($\delta^{18}\text{O} = -6,96\text{‰}$) weist auch bei den datierten Silten auf Frischwasserkarbonate, so daß angenommen werden darf, daß die Daten ausgedehnte Flutperioden für das Tsondab-Tal vor ca. 14 000 aBP belegen (VOGEL & VISSER 1981).

6. Jungquartäre Klimazeugen der Namib

Erste Ergebnisse palynologischer Studien in der zentralen Namib werden vom Sossus Vlei beschrieben. Dort kommt VAN ZINDEREN BAKKER (1984c) zu dem Schluß, daß der nördliche Teil des Namib-Ergs während der letzten ca. 18 000 Jahre nicht mehr Niederschlag empfing als heute. Die Auswertung der Profile von VAN ZINDEREN BAKKER (1984c) und der Radiokarbonaten (VOGEL & VISSER 1981) in Verbindung mit den eigenen Untersuchungen in dem Sossus Vlei-Gebiet zeigt, daß möglicherweise vor über 33 000 aBP Hinweise auf feuchtere Verhältnisse vorliegen, da die tieferen Sedimente des Sossus Vlei (unter 3,85 m, Fig. 7 u. 8) fast ausschließlich aus tonigen Schluffen und schluffigen Tonen bestehen. Dies mag als Hinweis gewertet werden, daß während der Ablagerung dieser Sedimente vermehrt Tone und Silte in die Endseen eingespült wurden, während eine Einwehung der Dünensande, die für den oberen Abschnitt des Profils charakteristisch ist und extrem aride Verhältnisse belegt, in den liegenden Partien nicht nachzuweisen ist.

Etwa 2 km westlich der Rössingberge befinden sich in einer Höhle ca. 340 ü. NN verschiedene Stalaktiten, Stalagmiten, Flow Stones, Popcorn-Bildungen und andere Sinterformationen, aus denen die Klimageschichte in der Nachbarschaft der Rössingberge erschlossen werden kann (HEINE & GEYH 1984). Thorium-Uran-Daten der Sinter überschreiten teilweise das Alter von 300 000 Jahren und bestätigen dadurch die geomorphologischen Befunde, daß die Fläche der Namib sehr alt ist und auch die Höhle mit ihren ältesten Sinterformationen bis ins Tertiär zurückreicht. Sinterbildungen in Höhlen arider Gebiete können als „geschlossene Systeme“ im Hinblick auf die Kohlenstoffisotope bezeichnet werden. Daher sind sie auch sehr geeignet für ^{14}C -Datierungen. Die Datierungsungenauigkeit beträgt etwa ± 1000 Jahre. Die ^{14}C -Daten erscheinen wesentlich zuverlässiger zu sein als die Daten anderer Proben aus der zentralen Namib wie beispielsweise Kalkkrusten oder fluviale Sedimente, die oft diagenetisch verändert sind.

Die Ergebnisse der radiometrischen Datierungen in Verbindung mit den sedimentologischen Beobachtungen in der Rössinghöhle ergeben ein sehr differenziertes Bild der jungquartären Klimaentwicklung in der zentralen Namib (Fig. 3). Verschiedene Phasen können unterschieden werden. Phase 5 (über 49 000 bis 34 000 aBP) war feuchter als heute. Kompakte Sinter sowie Popcorn-Bildungen zeigen feuchte Bedingungen in der Höhle an.

Phase 4 (34 000 bis 27 000 aBP) bezeugt die beginnende Aridifikation in der zentralen Namib. Zumindest drei nachweisbare Klimafluktuationen lassen sich nachweisen, die ein Alternieren zwischen ‚arid‘ und ‚feuchter‘ belegen. Das wird durch eine Folge dünner Sinter und Sandlagen angezeigt, während die Phase 3 (ca. 27 000 bis 25 500 aBP) wieder durch ‚feuchtere‘ Bedingungen charakterisiert wurde. Von Phase 2 an (25 000 bis 19 000 aBP) war die zentrale Namib trocken. Keine weiteren Sinterformationen sind in der Rössinghöhle nachzuweisen. Es gibt keine Hinweise darauf, daß während der Phase 1 (nach 19 000 aBP) in der zentralen Namib markante Feuchtigkeitsschwankungen auftraten.

Die Beobachtungen aus der Rössinghöhle werden durch Untersuchungen in der Tinkashöhle, die ca. 70 km landeinwärts liegt, bestätigt. Dort sind verschiedene Sinterbildungen anzutreffen. Mehrere Sintergenerationen lassen sich nachweisen. Die jüngsten Sintergenerationen wurden radiometrisch datiert; die ^{14}C -Alter liegen zwischen ca. 49 000 und 34 000. Nach 34 000 aBP wurden in der Tinkashöhle keine Sinter mehr gebildet. Die jüngsten Sinter sind an einigen Stellen durch äolische Sande bedeckt, die durch Spalten im Gestein von der Oberfläche eindringen konnten. Damit wird deutlich, daß die Phase 5 der Rössingsinter die letzte Phase vermehrter Niederschläge in der zentralen Namib gewesen sein muß, und daß nach 34 000 aBP ein Trend zu größerer Aridität einsetzt, der ab 25 000 aBP in das extrem aride Namibklima überleitet. Erwähnenswert ist, daß in der Rössinghöhle eingewehte Sande, die der Phase 4 zuzuordnen sind, als charakteristische Tonminerale neben Illit, vor allem Palygorskit und Kaolinit aufweisen. Palygorskit ist ein typisches Tonmineral der Pfannen im Norden Südwest-Afrikas (Etoscha-Pfannen/Makarikari-Pfannen) sowie der Calcretes (NETTERBERG 1982).

Die genannten Befunde werden durch die archäologischen Beobachtungen aus dem Gebiet der Namib ergänzt. SANDELOWSKY (1977) gibt eine Zusammenschau, aus der hervorgeht, daß das ‚Early Stone Age‘ (ESA) und das ‚Middle Stone Age‘ (MSA) im Namib-Erg vertreten ist, während Artefakte des ‚Later Stone Age‘ (LSA) im Dünengebiet fehlen. Da das MSA etwa um 30 000 aBP endet, darf mit SANDELOWSKY (1977) auf eine Verschlechterung der Lebensbedingungen nach dem MSA in der Namib geschlossen werden. LSA-Fundstellen sind für die Gebiete der Namib-Kiesflächen und des Randstufenbereiches nachgewiesen (SANDELOWSKY 1977); dort fehlen Spuren des ESA und des MSA.

Im Namibrandbereich, der an das Sommerregengebiet Südwestafrikas angrenzt, setzte die Besiedlung mit dem LSA erst im Holozän ein. Kurz vor 500 aBP besiedelten zahlreiche Viehzüchter die Namibrandgebiete, doch nach 500 aBP ist eine absolute Abwesenheit der Bevölkerung festzustellen (mdl. Mitt. 17. 6. 1981, L. JACOBSON, Windhoek; SANDELOWSKY 1977). Die daraus abgeleitete Verstärkung der extremen Aridität der zentralen Namib ergibt sich aus den Datierungen für das Absterben der *Acacia*-Bäume in den Sossus Vlei-Pfannen und die damit einhergehende Deflation der Pfannensedimente (vgl. Fig. 7) sowie aus den Untersuchungen der mikrofaunistischen Veränderungen von Mirabib durch BRAIN & BRAIN (1977).

Fossile Kalkkrusten und Kalkkrusten-Generationen werden von BLÜMEL (1976, 1979, 1982) aus dem östlichen Namibrandbereich ausführlich beschrieben. Die Kalkkrusten werden unter den gegenwärtigen Klimabedingungen aufgelöst und am Namibrand z. T. von rezenten Flugsanden und Dünen überlagert. Morphologisch treten Krustenreste als homolithische Schichtstufen, isolierte Tafelberge und als Krustenflächen auf, die mit fußflächenartigen Schleppen an aufragenden Gebirgsrändern ansetzen (BLÜMEL 1976). BLÜMEL (1979) unterscheidet eine obere Krustenfläche, eine Hauptkrustenfläche mit einem Alter über 45 000 aBP und eine mittlere Krustenfläche mit einem Alter von ca. 21 000

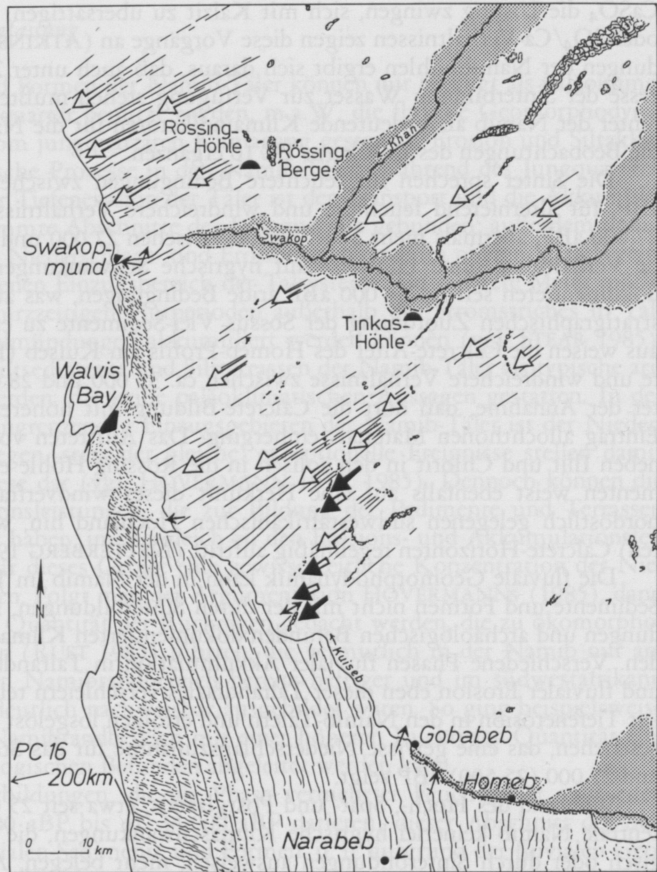
aBP. Am Namibrand ergaben nach BLÜMEL (1982) die obersten der jüngsten Kalkkrusten-Generation ^{14}C -Alter von 30 000 bis 15 000 aBP. Im Bereich der extrem ariden zentralen Namib ist die jüngste Kalkkrustenbildung nach VOGEL (1982) zwischen 33 000 und 28 000 aBP erfolgt (vgl. Fig. 2). Aufgrund der Untersuchungen von BLÜMEL (z. B. 1982) ist im Namibrandbereich Kalkkrustenbildung oft nur möglich unter äolischer Zufuhr allochthonen Materials, aus dem CaCO_3 entstehen kann (lößartiges kalkhaltiges äolisches Sediment).

7. Diskussion der Befunde

Der betrachtete Raum liegt zwischen dem Südatlantik im Westen und dem südafrikanischen Kalahari Becken im Osten. Allein die Lage des Untersuchungsgebietes macht deutlich, daß die Formen und Sedimente desselben das Ergebnis klimamorphologischer bzw. geomorphodynamischer Prozesse sein müssen, die im „Kampfbereich“ zwischen zwei extremen Klimagebieten auftreten, nämlich dem Bereich der Auftriebswasser des Benguela-Stromes und dem innersüdafrikanischen, kontinental getönten rand-/subtropischen Kalahari Becken.

Über die paläoklimatischen Verhältnisse des Atlantiks vor der südwestafrikanischen Küste geben die jüngsten Untersuchungen an Tiefseebohrkernen Auskunft. Seit mindestens 200 000 Jahren ist vor der Küste SWAs in ca. 20° S ein arides Klima ohne Hinweise auf Humiditätsschwankungen nachgewiesen (DIESTER-HAASS 1985). Seit dem Pliozän können in den Sedimenten des Walfisch-Rückens glaziale und interglaziale Intervalle unterschieden werden; während der Glaziale deuten geringe Spuren terrigener äolisch transportierter Tone (Kaolinit) auf stärkere Winde hin (DIESTER-HAASS, MEYERS & ROTHE 1986). Auch VAN ZINDEREN BAKKER & MERCER (1986) beschreiben für die letzten ca. 700 000 Jahre für das Gebiet vor der Namib-Küste 7 größere warme und 6 größere kalte Perioden; die kalten Perioden fallen mit den Sauerstoff-Isotopen-Stadien 2, 4, 10, 12, 16 und 18 zusammen. Die kalten Perioden waren mit einer starken ozeanischen Oberflächenzirkulation und Upwelling verbunden. Aufgrund von marinen Pollenspektren wurde die küstennahe Region von Namibia während des Pliozäns extrem arid und blieb bis zur Gegenwart so (VAN ZINDEREN BAKKER 1984b). Es konnte kein Nachweis für wärmere, feuchtere Perioden an Land, die mit Meeresspiegelhochständen koinzidieren, gefunden werden (VAN ZINDEREN BAKKER & MERCER 1986). Neueste Untersuchungen des Bohrkerns PC 16 (südwestafrikanischer Kontinentalschelf-Hang, 2200 m Meerestiefe) geben Auskunft über die Klimaentwicklung in ca. 24° S im Bereich der Namib seit etwa 30–35 000 Jahren. Holz-Reste und Ton-Aggregate in Stadium 3-Sedimenten (über 27 000 aBP), die von NE-Winden äolisch verfrachtet wurden (Fig. 9), weisen auf eine dichtere Vegetation in der Namib; fluvial in den Atlantik eingetragenes Material von Namib-Flüssen kann für Stadium 3 nicht nachgewiesen werden. Stadium 2 ist durch eine Zunahme des lokalen äolischen Anteils charakterisiert (DIESTER-HAASS et al. im Druck).

Hier ergeben sich erste Anzeichen für eine untergeordnete hygrische Schwankung im Jungquartär in der zentralen Namib, die auch durch die Höhlen-Sinter dokumentiert wird. Allerdings ist in ariden Gebieten Höhlensinter-Bildung auch ohne Vegetationsbedeckung der Erdoberfläche durch Infiltration von CO_2 -haltigem Wasser aus der CO_2 -angereicherten Bodenluft möglich, indem das Wasser zuerst mit Kalzit gesättigt wird und anschließend auf Dolomit oder Gips trifft; dann wird die fortgesetzte Lösung von Dolomit oder



HEINE 1986

Paläowindrichtung
aufgrund von
Windschleifen

- nach Selby, 1977
- nach Sweeting und Lancaster, 1982
- nach Besler, 1980
- ↔ Paläowindrichtung aufgrund von Sandstreifen und Sandschleier

- Gramadulla-Relief
- ⬢ Berge, Inselberge
- - - Grenze zwischen der Namib-Rumpffläche und dem Gramadulla-Relief
- ▨ Dünen (Namib Erg)
- /// Sandstreifen und Sandschleier auf der Namib-Rumpffläche

Fig. 9. Rekonstruierte Paläowindrichtung der morphologisch besonders aktiven Winde für die Sauerstoffisotopen-Stadien 3 und 2.

CaSO₄ die Lösung zwingen, sich mit Kalzit zu übersättigen; Wasser mit hohen Mg/Ca- oder SO₄/Ca-Verhältnissen zeigen diese Vorgänge an (ATKINSON 1981). Für die Sinterbildungen der Namibhöhlen ergibt sich daraus, daß auch unter Zugrundelegung dieser Prozesse der Sinterbildung Wasser zur Verfügung stehen mußte. Somit dürfen die Höhlen-Sinter der Namib als bedeutende Klimaindikatoren für die Namib angesehen werden, die die Beobachtungen des Bohrkerns PC 16 ergänzen.

Die Sinter sprechen für feuchtere Bedingungen zwischen > 49 000 und ca. 34 000 aBP, für alternierend feuchtere und windreichere Verhältnisse zwischen ca. 34 000 und 27 000 aBP, abermals mehr Feuchtigkeit zwischen 27 000 und 25 000 aBP und seither aride Verhältnisse ohne Hinweise auf hygrische Schwankungen. Die Tinkas-Höhlensinter dokumentieren seit ca. 34 000 aBP aride Bedingungen, was auch der vorläufigen chronostratigraphischen Zuordnung der Sossus Vlei-Sedimente zu entnehmen ist. Darüber hinaus weisen die Calcrete-Alder des Homeb-Profiles am Kuiseb (Fig. 2) ebenfalls auf feuchtere und windreichere Verhältnisse zwischen ca. 33 000 und 28 000 aBP (VOGEL 1982) unter der Annahme, daß dort die Calcrete-Bildung mit höheren Niederschlägen und dem Eintrag allochthonen Materials einherging. Das Auftreten von Palygorskit und Kaolinit neben Illit und Chlorit in den äolisch in die Rössing-Höhle eingetragenen sandigen Sedimenten weist ebenfalls auf eine Herkunft dieses windverfrachteten Materials aus dem nordöstlich gelegenen südwestafrikanischen Hochland hin, wo Palygorskit in (silifizierten) Calcrete-Horizonten regelmäßig auftritt (NETTERBERG 1982).

Die fluviale Geomorphodynamik kann in der Namib im Jungpleistozän aufgrund der Sedimente und Formen nicht mit der durch Sinterbildungen, Pollenanalysen, Calcrete-Bildungen und archäologischen Befunden dokumentierten Klimaentwicklung verknüpft werden. Verschiedene Phasen fluvialer Akkumulation in Talrandbereichen („Silt-Terrassen“) und fluvialer Erosion eben dieser Talrandfazies verschleiern teilweise den generellen Trend zur Tiefenerosion in den Namib-Tälern und erfolgen losgelöst vom überregionalen Klimageschehen, das eine gewisse Niederschlagszunahme für das Stadium 3 zwischen > 49 000 und 27 000 (25 500) aBP zeigt.

Während des Hoch-, Spät- und Postglazials, etwa seit 25 000 aBP, lassen sich für die zentrale Namib keinerlei hygrische Klimaschwankungen, die sich pedologisch, palynologisch oder durch Sinterbildungen ausweisen, mehr belegen. Allein im Holozän scheinen drei kleinere Flußterrassen im Kuiseb-Tal bei Homeb mit untergeordneten hygrischen Klimaschwankungen zusammenzufallen; doch auch hier ist nicht sicher, ob die drei im Mirabib Rock Shelter aufgefundenen, an organischem Material reichen Horizonte nicht zufällig in ihrer Zahl und in der Datierung des ‚dung floor‘ mit den holozänen Kuiseb-Terrassen bei Homeb korrelierbar sind. Schließlich sind Flutperioden in Wüstenflüssen episodisch immer wieder aufgetreten; für den unteren Kuiseb nennen VOGEL & VISSER (1981) aufgrund der Daten von verdrifteten Hölzern folgende Zeiten: 940 ± 35 aBP (Pta 2583), 160 ± 35 aBP (Pta 2582; 1934 AD-Flut?), 290 ± 35 aBP (Pta 2632; 1490–1630 AD), 140 ± 60 aBP (Pta 2638; 1660–1950 AD). An der Kuiseb-Mündung wurden in der 2. Hälfte des 19. Jhs. über 21 m Sande und Kiese akkumuliert, vermutlich als Folge vorangehender Ausräumung der Sedimente durch abkommende Fluten (VOGEL & VISSER 1981). Von 1837–1963, eine Zeitspanne von 126 Jahren, erreichte der Kuiseb 15mal den Atlantik; die kürzeste Zeitspanne zwischen den einzelnen Abkommen war 1 Jahr, die längste Pause war 21 Jahre (STENGEL 1964, 1966). Die Sedimentanalysen und -interpretation aus dem Kuiseb-Delta südlich Walvis Bay bezeugen in gleicher Weise die komplizierten subrezentzen Sedimentations- und Erosionsvorgänge (BURGESS & JACOBSON 1984).

8. Ergebnisse und Zusammenfassung

Die fluvialen Sedimente und Formen der Namib-Täler können nur bedingt als paläoklimatische Zeugen für das Jungquartär benutzt werden, m.a.W. die fluviale Geomorphodynamik wurde nur mittelbar vom jungquartären Klimagang gesteuert. Erosion und Siltakkumulation sind charakteristische Prozesse in den Namib-Tälern während des Jungquartärs. Bei im ganzen vorwiegender Tiefenerosion der Täler ist der Transport und die Akkumulation der Silte nicht an bestimmte Abschnitte des Jungquartärs gebunden; außerdem dokumentieren die Siltsedimente Niederschlags- und Erosionsereignisse im oberen, d. h. bereits außerhalb der Namib gelegenen Einzugsbereich der Talsysteme. Da mehrere Meter mächtige Siltablagerungen bei kurzzeitigen Flutperioden außerhalb des Stromstriches in Talrandbereichen und Nebentalmündungen akkumuliert werden können (vgl. STEAR 1985), müssen die jungquartären Siltsedimente und Siltterrassen der Namib-Täler als typische aride Bildungen angesehen werden, die keine paläoklimatischen Aussagen gestatten. In der Namib – wie auch in den angrenzenden Einzugsgebieten der Namib-Täler ist der Niederschlagstyp, nämlich Ruckregen, stets der gleiche; exzeptionelle Ereignisse stellen damit den Motor der Morphogenese dar (vgl. HÖVERMANN 1978, 1985). Dennoch können die Erosions- und Akkumulationsleistungen, die zur Bildung der Pedimente und Terrassen bei Homeb (Fig. 2) geführt haben, im Vergleich zu den Erosions- und Akkumulationsleistungen des Jungquartärs für dieses Gebiet eine gewisse zeitliche Konzentration der Niederschlagsereignisse andeuten. Folgt man der Argumentation HÖVERMANNs (1985), dann muß an Veränderungen der Quantität der Ruckregen gedacht werden, die zu ökomorphodynamischen Schwankungen (RUST 1985) führten, die vermutlich in der Namib nur andeutungsweise, im östlichen Namibrandbereich bereits heftiger und im südwestafrikanischen Hochland durchaus deutlich nachweisbar ausgebildet waren. So ging beispielsweise die Pediment-Bildung im Namibrandbereich mit einer höheren Ruckregen-Quantität einher, wie aus den sedimentologischen Befunden abgeleitet werden kann.

Die Periode der Sinterbildungen, die als Phase vermehrter Feuchtigkeit angesehen wird, läßt sich auf > 49 000 aBP bis ca. 34 000 aBP datieren; dieser Abschnitt des Stadiums 3 ist anhand der fluvialen Sedimente und Formen, d. h. aufgrund der fluvialen Geomorphodynamik, in der Namib *nicht* nachweisbar.

Auch der Abschnitt zwischen ca. 34 000 und ca. 27 000 aBP, der durch relativ kurzfristige Schwankungen der Feuchtigkeits- und der Windverhältnisse gekennzeichnet wurde, ist durch die fluvialen Prozesse *nicht* faßbar, obgleich er sich in den Höhlensedimenten (HEINE & GEYH 1984) und in den Kalkkrusten (VOGEL 1982) der zentralen Namib dokumentiert.

Die feinere Analyse der Oberflächenformen und oberflächennahen Sedimente der Namib-Täler hat ergeben, daß die fluvialen Formungsphasen des Reliefs nur eingeschränkt als Paläoklimaindikatoren benutzt werden können. Wird nach HÖVERMANN (1985) die landschaftskundliche Diagnose auf die zentrale Namib angewandt, so erkennt man in der zentralen Namib *Dünenlandschaften*, *Sandschwemmebenen* und *Wüstenschluchtenlandschaften*. Der Nachweis der Klimabedingtheit für diese Typabfolge ist durch HÖVERMANN (1985) und andere Autoren erbracht worden. Die Paläoklimatologie belegt sehr eindrucksvoll die Aridität der Namib seit dem Jungtertiär. Vor diesem Hintergrund erhält die Prozeßanalyse der fluvialen Formen und Sedimente eine sichere Grundlage und damit auch die Suche nach klimatischen Parametern ein festes Fundament (HÖVERMANN 1985). Die jungquartäre fluviale Morphodynamik der zentralen Namib ist in ihrer Effizienz nicht allein kli-

maabhängig; alles in allem resultiert sie aus der Verbindung der verschiedenen o. a. klimabedingten Typlandschaften durch die von E nach W ziehenden Namib-Täler. Daher sind die fluvialen geomorphodynamischen Prozesse in Raum und Zeit unterschiedlich zu interpretieren, da die Faktoren, die die Prozesse steuern, in unterschiedlicher Weise wirksam werden.

Allein die Bodenbildungen (Calcretes) und die Höhlensinter geben Anhaltspunkte über Klimaschwankungen, die überregionale Bedeutung haben, die andererseits jedoch immer noch im Bereich der für Wüsten (und Halbwüsten?) charakteristischen Klimaverhältnisse lagen. Ob $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Daten von Vlei-Peliten (SELBY et al. 1979; TELLER et al. 1986) und Höhlensintern (HEINE & GEYH 1984), die deutlich wesentlich höhere Alter als die ^{14}C -Datierungen ergaben, nämlich mittelpleistozän bzw. prä-letzteiszeitlich, darauf hinweisen, daß die ^{14}C -Altersbestimmungen möglicherweise nicht das Alter der Vlei-Karbonate und Höhlensinter angeben, sondern Phasen des ^{14}C -Eintrags in das Probematerial, kann zur Zeit nicht beantwortet werden. Die archäologischen Befunde im Namib-Erg wie auch geomorphologische Überlegungen deuten an, daß bei den ^{14}C -datierten Sedimenten eine Unterscheidung getroffen werden sollte zwischen dem Entstehungs-/Bildungsalter der Sedimente und dem ^{14}C -Alter derselben. Dadurch wird der paläoklimatische Indikatorwert dieser Sedimente stark eingeengt.

Danksagung

Meine Arbeiten im südlichen Afrika wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und den Universitäten Saarbrücken und Regensburg finanziell unterstützt. Für vielfältige Hilfe, Diskussionen und Anregungen danke ich E. M. VAN ZINDEREN BAKKER, Sr., J. A. COETZEE (Bloemfontein), M. A. GEYH (Hannover), G. WEIGMANN (Swakopmund), P. ROTHE, L. DIESTER-HAASS (Mannheim) sowie meiner Frau und meinen Kindern.

Literatur

- ATKINSON, T. C. (1981): Uranium series dating of speleothems and their palaeoclimate significance. – Newsletter (Quatern. Res. Ass., U.K.) 35: 30–31.
- BESLER, H. (1980): Die Dünen-Namib: Entstehung und Dynamik eines Ergs. – Stuttgarter Geogr. Studien 96; Stuttgart.
- BLÜMEL, W.-D. (1976): Kalkkrustenvorkommen in Südwestafrika. – Mitt. Basler Afrika Bibliogr. 15: 17–50.
- (1979): Zur Struktur, Reliefgebundenheit und Genese südwestafrikanischer und südostspanischer Kalkkrusten. – Z. Geomorph., N.F., Suppl. 33: 154–167.
- (1982): Calcretes in Namibia and SE-Spain. Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. – Catena Suppl. 1: 67–82.
- BRAIN, C. K. & V. BRAIN (1977): Mikrofaunal remains from Mirabib: some evidence of palaeoecological changes in the Namib. – Madoqua 10: 285–293.
- BURGESS, R. L. & L. JACOBSON (1984): Archaeological sediments from a shell midden near Wortel Dam, Walvis Bay, southern Africa. – Palaeoecology of Africa 16: 429–435.
- CARLISLE, D. (1978): Characteristics and Origin of Uranium-Bearing Calcretes in Western Australia and South West Africa. – Intern. Ass. Sediment., Abstracts, I (A-L), G. M. FRIEDMAN (ed.), p. 119; Jerusalem.

- COETZEE, J. A. (1978): Climatic and biological changes in south-western Africa during the Late Cainozoic. – *Palaeoecology of Africa* 10: 13–29.
- DIESTER-HAASS, L. (1985): Late Quaternary sedimentation on the eastern Walvis Ridge, SE Atlantic (HPC 532, IPOD Leg 75) and neighbored piston cores. – *Marine Geology* 65: 145–189.
- DIESTER-HAASS, L., Ph. A. MEYERS & P. C. ROTHE (1986): Light-dark cycles in opal-rich sediments near the Plio-Pleistocene boundary, DSDP Site 532, Walvis Ridge continental terrace. – *Marine Geology* 73: 1–23.
- DIESTER-HAASS, L., H.-J. SCHRADER, P. ROTHE & K. HEINE (im Druck): Late Quaternary history of climate and surface currents off SW Africa. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*
- GOUDIE, A. (1972): Climate, weathering, crust formation, dunes, and fluvial features of the Central Namib Desert, near Gobabeb, South West Africa. – *Madoqua* 11: 15–31.
- HEINE, K. (1983): Preliminary reconstruction of the Late Quaternary climatic history of the central Namib desert, SW Africa, based on new ¹⁴C dates. – In: HORIE, S. (ed.): *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 11: 41–54.
- (1985): Late Quaternary development of the Kuseb river valley and adjacent areas, central Namib Desert, South West Africa/Namibia, and palaeoclimatic implications. – *Z. Gletscherkde. Glazialgeol.* 21: 151–157.
- HEINE, K. & M. A. GEYH (1984): Radiocarbon dating of speleothems from the Rössing cave, Namib desert, and palaeoclimatic implications. – In: J. C. VOGEL (ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. pp 465–470; Balkema – Rotterdam.
- HÖVERMANN, J. (1978): Formen und Formung in der Pränamib (Flächen-Namib.) – *Z. Geomorph., N.F., Suppl.* 30: 55–73.
- (1985): Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage. – *Z. Geomorph., N.F., Suppl.* 56: 143–153.
- HÜSER, K. (1975/76): Der Niederschlagsgang und die Niederschlagsverteilung im Gebiet des Erongo, mittleres Südwestafrika. – *Journal XXX, SWA Wiss. Ges., Windhoek*, 7–21.
- LANCASTER, N. (1984): Palaeoenvironments in the Tsondab valley, central Namib desert. – *Palaeoecology of Africa* 16: 411–419.
- MARKER, M. E. (1977): Aspects of the geomorphology of the Kuseb River, South West Africa. – *Madoqua* 10: 199–206.
- MARKER, M. E. & D. MÜLLER (1978): Relict vlei silts of the middle Kuseb River valley, South West Africa. – *Madoqua* 11: 151–162.
- NETTERBERG, F. (1982): Calcretes and their decalcification around Rundu, Okavangoland, South West Africa. – *Palaeoecology of Africa* 15: 159–169.
- OLLIER, C. D. (1977): Outline geological and geomorphic history of the Central Namib Desert. – *Madoqua* 10: 207–212.
- RUST, U. (1984): Geomorphic evidence of Quaternary environmental changes in Etosha, South West Africa/Namibia. – In: J. C. VOGEL (ed.). *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. – pp. 279–286; Balkema – Rotterdam.
- (1985): Die Entstehung der Etoschapfanne im Rahmen der Landschaftsentwicklung des Etoscha Nationalparks (nördliches Südwestafrika/Namibia). – *Madoqua* 14: 197–266.
- RUST, U., H. H. SCHMIDT, & K. R. DIETZ (1984): Palaeoenvironments of the present day arid south western Africa 30 000–5 000 BP: Results and problems. – *Palaeoecology of Africa* 16: 109–148.
- RUST, U. & F. WIENEKE (1974): Studies on gramadulla formation in the middle part of the Kuseb River, South West Africa. – *Madoqua* 3: 69–73.
- (1980): A reinvestigation of some aspects of the evolution of the Kuseb River valley upstream of Gobabeb, South West Africa. – *Madoqua* 12: 163–173.
- SANDELOWSKY, B. H. (1977): Mirabib – an arachaeological study in the Namib. – *Madoqua* 10: 221–283.
- SCHOLZ, H. (1972): The soils of the central Namib Desert with special consideration of the soils in the vicinity of Gobabeb. – *Madoqua* 11: 33–51.

- SELBY, M. J., C. H. HENDY & M. K. SEELY (1979): A Late Quaternary lake in the central Namib desert, southern Africa, and some implications. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 26: 37–41.
- STAPFF, F. M. (1887): Karte des unteren Khuseibtales. – *Pet. Mitt.* 33: 202–214.
- STEAR, W. M. (1985): Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. – *Sedimentary Geology* 45: 209–230.
- STENGEL, H. W. (1964): Die Riviere der Namib und ihr Zulauf zum Atlantik. I. Teil: Kuiseb und Swakop. – *Scient. Pap. Namib Desert Res. Station, Orig. Print* 22: 1–50.
- (1966): The rivers of the Namib and their discharge into the Atlantic. Part II: Omaruru and Ugab. – *Scient. Pap. Namib Desert Res. Station, Orig. Print* 30: 1–34.
- TELLER, J. T. & N. LANCASTER (1986): Lacustrine sediments at Narabeb in the central Namib desert, Namibia. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 56: 177–195.
- THOMAS, D. S. G. (1986): Arid geomorphology. – *Progr. Phys. Geogr.* 10: 421–428.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1984a): Aridity along the Namibian coast. – *Palaeoecology of Africa* 16: 149–160.
- (1984b): Palynological evidence for Late Cenozoic arid conditions along the Namibia coast from holes 532 and 531 A, Leg 75, Deep Sea Drilling Project, 75. – pp. 763–768; U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- (1984c): A Late- and post-glacial pollen record from the Namib desert. – *Palaeoecology of Africa* 16: 421–428.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & J. H. MERCER (1986): Major Late Cainozoic climatic events and palaeoenvironmental changes in Africa viewed in a world wide context. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 56: 217–235.
- VOGEL, J. C. (1982): The age of the Kuiseb river silt terrace at Homeb. – *Palaeoecology of Africa* 15: 201–209.
- VOGEL, J. C. & E. VISSER (1981): Pretoria radiocarbon dates II. – *Radiocarbon* 23: 43–80.
- WARD, J. D. (1982): Aspects of a suite of Quaternary conglomeratic sediments in the Kuiseb valley, Namibia. – *Palaeoecology of Africa* 15: 211–216.
- (1984): A reappraisal of the Cenozoic stratigraphy in the Kuiseb valley of the central Namib desert. – In: J. C. VOGEL (ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. pp. 455–463; Balkema – Rotterdam.
- WILSON, P. A. (1979): Tsondab Vlei: Final Prospecting Report. – Unpublished report, Anglo American Prospecting Services, New Mining Business Division.

Anschrift des Autors: Prof. Dr. KLAUS HEINE, Institut für Geographie der Universität Regensburg, Universitätsstr. 31, D-8400 Regensburg.