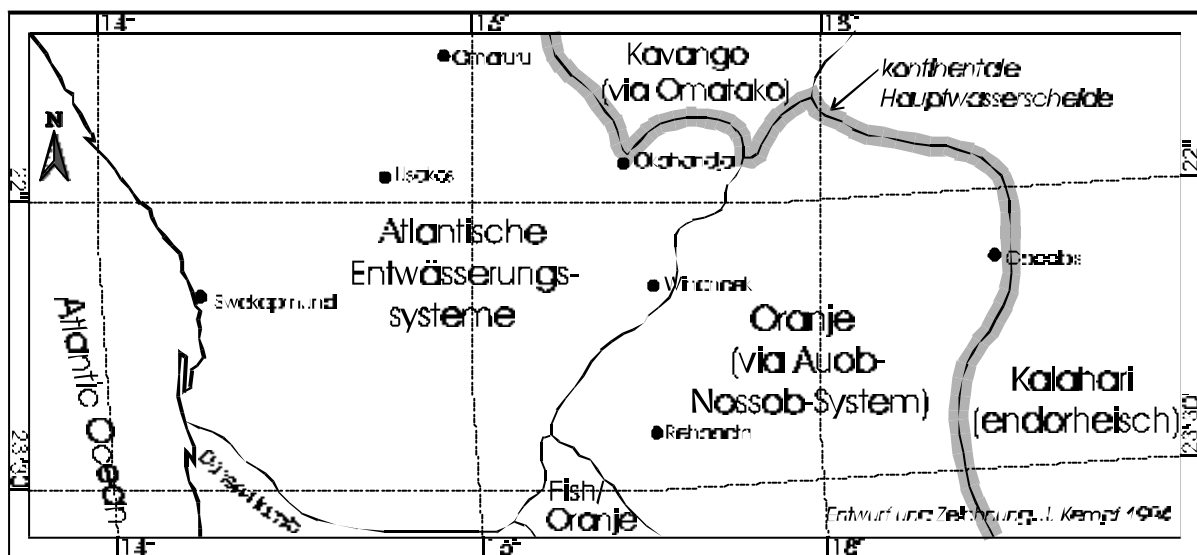


## 4 Ein geomorphologisches West-Ost-Transekt durch Zentral-Namibia, nebst einem kritischen Literaturüberblick als Problemstellung

### 4.1 Das Marin und Litoral der Zentral-Namib

#### 4.1.1 Endtertiäre und quartäre Befunde vom südwestafrikanischen Schelf

Ein sehr großer Teil der hier untersuchten Gebiete entwässert entweder direkt westwärts oder indirekt über das Fish River-Oranje- bzw. das Auob-Nossob-Molopo-Oranje-System in den Südatlantik. Der östliche Teil umfaßt das westliche Kalahari-Becken nördlich und südlich der Ghanzi-Schwelle mit seinem heute endorheischen Einzugsgebiet, das aber früher vermutlich ostwärts auf das Zambezi-Limpopo-System orientiert war (Karte 19).



Karte 19: Hydrographischer Überblick über Zentral-Namibia. Quer über das Untersuchungsgebiet zieht sich die kontinentale Hauptwasserscheide.

Das dürfte seit dem jurassisch-kretazischen Zerbrechen Gondwanas mit der Öffnung des Südatlantik gelten. Damit bildet der sich seither entwickelnde Schelf samt dem anschließenden Kontinentalabhang zumindest für das Tertiär und Quartär einen der wichtigsten korrelativen Hauptsedimentationsbereiche für terrestrische Abtragungsprodukte aus Zentral-Namibia. Die Zusammensetzung der Sedimentschichten sollte demnach im Idealfall Aufschluß über Art und Weise des transportierten Materials geben und so indirekt auch auf ehemalige terrestrische Milieus schließen lassen. Außerdem erlaubt der Chemismus der marinen Komponente dieser Sedimente sowie deren biogenem Anteil Rückschlüsse auf ehemalige ozeanische Milieus. Letztere werden allgemein als klimabestimmend für das südwestliche Afrika angesehen - sowohl in der Vergangenheit als auch in der Gegenwart (vgl. Kap. 3.2; TYSON 1987).

Wegen der intensiven Lagerstättenexploration darf der namibische Schelf als gut erforscht gelten, auch wenn Ergebnisse aus Explorationstätigkeiten (insbesondere bei Diamanten, Erdöl/Erdgas, aber auch bei Phosphorit) nur schwer zugänglich sind. Als besonders bedeutend für die Beurteilung der Paläomilieus an Afrikas Südwestküste werden die Ergebnisse aus Bohrkernen des sog. *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) und ähnlicher Projekte gesehen, die ab Mitte der 1970er Jahre im Südatlantik durchgeführt wurden (vgl. u. a. DINGLE et al. 1983, MAILLOT & ROBERT 1984).

Die Geschichte des Benguela-Stroms muß wegen dessen hoher klimatischer Bedeutung in eine geomorphogenetisch-paläoklimatische Darstellung zwangsläufig einfließen. Dabei können zeitliche und räumliche Korrelationsprobleme entstehen. Die Entwicklung der Auftriebszirkulation ist anhand der Bohrkern von mehreren Autoren erarbeitet worden. Als Schlüssel der paläoökologischen Interpretation wird der Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) in den datierbaren Sedimentschichten der Bohrkern gesehen. Ein hoher  $C_{org}$ -Gehalt wird als Indiz für hohe biologische Aktivität, insbesondere starke Planktonproduktion gewertet und zeigt damit die Zufuhr von antarktischen Kaltwässern an (Kap. 3.4). Bei einem Systemzusammenbruch fällt der Gehalt an organischem Material in den Bohrkernen ab. Warmwasserphasen sind im Sinne der Ausführungen von Kap. 3.4 als Indizien für feuchteres Milieu auf dem küstennahen Festland zu deuten.

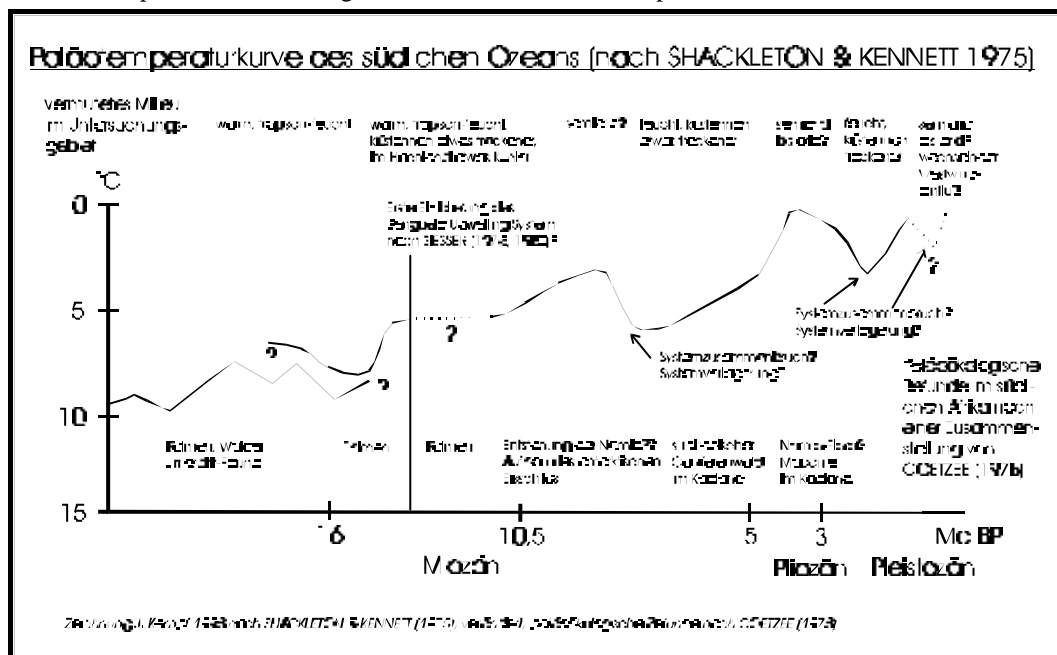
Folgende Publikationen bilden die Grundlage der Ausführungen zur Historie des Benguela in diesem Kapitel: SIESSER (1978, 1980), DIESTER-HAAS & SCHRADER (1979), BREMNER (1983), KENNET (1985), DIESTER-HAAS (1987), DIESTER-HAAS et al. (1988, 1992), ROGERS (1990a/b), ROGERS & BREMNER (1991), MEYERS (1992), MORSE & EMEIS (1992), HAY (1993), PETHER (1994), DINGLE et al. (1996) und GINGELE (1996). Nach derzeitigem Kenntnisstand etablierte sich eine Art Benguela-Auftriebsströmung (*upwelling*) im südlichen Atlantik erstmals gegen Ende des Miozäns (nach SIESSER 1980 und KENNET 1985 seit ca. 10 bis 5 Ma BP). Ab diesem Zeitalter ist wenigstens temporär mit dem Auftreten kalter, nährstoffreicher Tiefenwässer vor der Küste des südwestlichen Afrika (Kap bis Süd-Angola) zu rechnen. Vorher gibt es weder einen Hinweis über Phasen besonders intensiven *upwellings*, noch über terrestrischen Sedimenteintrag, der auf küstennah aride Klimabedingungen schließen läßt. Ab dem Endmiozän/ Frühpliozän ist aus ozeanisch-klimatologischen Erwägungen die Grundbedingung für die zeitweilige Aridisierung zumindest von küstennahen Bereichen (d. h. das Ausbleiben von Regen) gegeben.

Erschlossen wurde dieser mio-pliozäne Wechsel durch das zunehmende Vorkommen von organischem Kohlenstoff in den ozeanischen Bohrkernen, der, wie erwähnt, eine hohe organische Aktivität infolge erhöhten Zustroms nährstoffreicher Tiefenwässer anzeigen soll (SIESSER 1978, 1980).

Allerdings muß die zeitliche Auflösung der marinen Bohrkerne als zu gering angesehen werden, um eine dezidierte Aussage zu treffen, ob der endmiozäne/ frühpliozäne Kohlenstoffgehalt (ca. 1/5 des heutigen Werts, Abb. 43, Kurve 2) aus einem linear geringer ausgeprägten konstanten Upwelling resultiert (lineares Regime), oder aber aus kurzen Aktivitätsphasen innerhalb längerer Warmwasserphasen (episodisches Regime). Noch gewichtiger ist dieses „Regime-Problem“ in prä-endmiozänen Zeitaltern.

Die Ursachen für die Etablierung des Benguela-Systems liegen wohl in globaltektonischen Veränderungen, z. B. dem Absinken der Walvis-Schwelle im Südatlantik (SCLATER & MCKENZIE 1973) und/oder einer Veränderung der solaren Strahlungsaktivität, die zum phasenweisen Aufbau des antarktischen Eisschildes (KENNET 1977) und damit zu verstärkter Albedo der polaren Gebiete führten. So verstärkten sich die Temperaturgegensätze zwischen hohen und niedrigen Breiten (vgl. FLOHN 1988), was gerade im Grenzbereich zwischen ekotropischer und tropischer Zirkulation vermutlich zu weit auslenkenden und unregelmäßigen Klimaschwankungen geführt hat.

Abb. 42: Graphische Darstellung der Meeresoberflächen-Temperaturen im antarktischen Ozean seit



dem Miozän nach Untersuchungen von SHACKLETON & KENNETT (1975). Dem werden paläoökologische Befunde aus dem südlichen Afrika nach COETZEE (1978) gegenübergestellt. Nachgewiesen werden Systemfluktuationen, die scheinbar mit Biozönosenbildung korrelieren.

Auch die Paläotemperaturkurve des antarktischen Ozeans (Oberflächentemperaturen), die von SHACKLETON & KENNETT (1975) mit Hilfe der Bestimmung von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen erarbeitet wurde, zeigt starke Fluktuationen bei einem insgesamt abnehmenden Gradienten seit dem Paläogen (vgl. Abb. 42). DINGLE et al. (1983: 309ff) nehmen an, daß dies die Auftriebssysteme an den Randbereichen der Zirkulationssysteme beeinflusst hat. Die Schwankungen

der Temperatur der antarktischen Wässer müßte sich also analog auf die Upwelling-Bereiche auswirken und damit auch im terrestrischen Paläoklima nachweisbar sein - vorausgesetzt, das Aufriebsystem war auch in der Vergangenheit klimabestimmend (wie von vielen Autoren angenommen).

In Abb. 42 wird die Temperaturkurve des südlichen Ozeans den paläoökologischen Befunden von COETZEE (1978) aus dem gleichen Zeitraum gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß hohe Meerestemperaturen im südlichen Ozean mit einer (feucht-) tropischen Vegetation auf dem südafrikanischen Festland korrelieren und Temperaturen nahe am Gefrierpunkt mit der Vegetation eines Trockenmilieus. Daraus kann geschlossen werden, daß eine Verbindung der antarktischen Verhältnisse mit denen der südlichen Kontinente besteht. Diese Verbindung manifestiert sich einerseits in den nordwärts gerichteten Meeresströmungen (z. B. Benguela-Strom), andererseits in der planetarischen Zirkulation. Da durch die meeresökologischen Untersuchungen eine gute Datenbasis vorliegt, können über die Verbindungen vermutlich Analogieschlüsse zu den terrestrischen Milieuveränderungen gezogen werden.

Solche Schwankungen sind auch dokumentiert in einem Transgressions-Regressionwechsel des globalen Meeresspiegels spätestens ab 11 bis 9 Ma BP (Ende des mittleren Miozäns/frühes Obermiozän, in Namibia: Arris-Drift-Transgression), der in einer endmiozänen (nach HENDEY 1984: 106: 6,6 bis 5,2 Ma BP) Maximalregression gipfelte (vgl. KLAMMER 1982: 140). Begleitet und verstärkt wurden diese Schwankungen durch die Ereignisse im Mediterranraum mit der Öffnung der Straße von Gibraltar und der Wiederfüllung des vorher trockengefallenen Mittelmeers im Messinianum (s. ADAMS et al. 1977).

Nach SIESSER & DINGLE (1981) befinden sich die zugehörigen litoralen Abrasionsflächen heute in über 250 Metern bis etwa 300 Metern Meerestiefe, also nur 50 bis 100 Meter über dem Abbruch zum Kontinentalabhang. Die Küstenlinie verlief also rund 100 Kilometer westlich der heutigen Küste; etwa 100.000 Quadratkilometer des Schelfs (EITEL 1994a: 37) gehörten zur Haupttrumpffläche. Die vergleichsweise starke Neigung der Namib-Abdachung (Haupttrumpffläche) zur Küste von etwa 1% auf über 100 Kilometer (HÜSER 1977) deutet an, daß sie heute noch auf einen tieferen Meeresspiegel eingestellt ist, demnach nach der „Aridisierung“ nicht mehr wesentlich aktiv weitergebildet wurde. Über die Ursache dieser extrem niedrigen Lage der Abrasionsflächen kann nur spekuliert werden. EITEL (1994a: 37) nennt den Eisaufbau der Queen-Maud-Vereisung der Antarktis, Förderung des Eisaufbaus in niedrigen Breiten durch Ausfällung von ca. 6 % des Weltmeer-Salzgehalts im ausgetrockneten Mittelmeer und Hebungsprozesse im südlichen Afrika. Aller-

dings müßten dann die gehobenen Flächen bis heute wieder um mindestens 100-200 Meter auf das jetzige Niveau abgesenkt worden sein (vgl. auch DE CUEVAS et al. 1986).

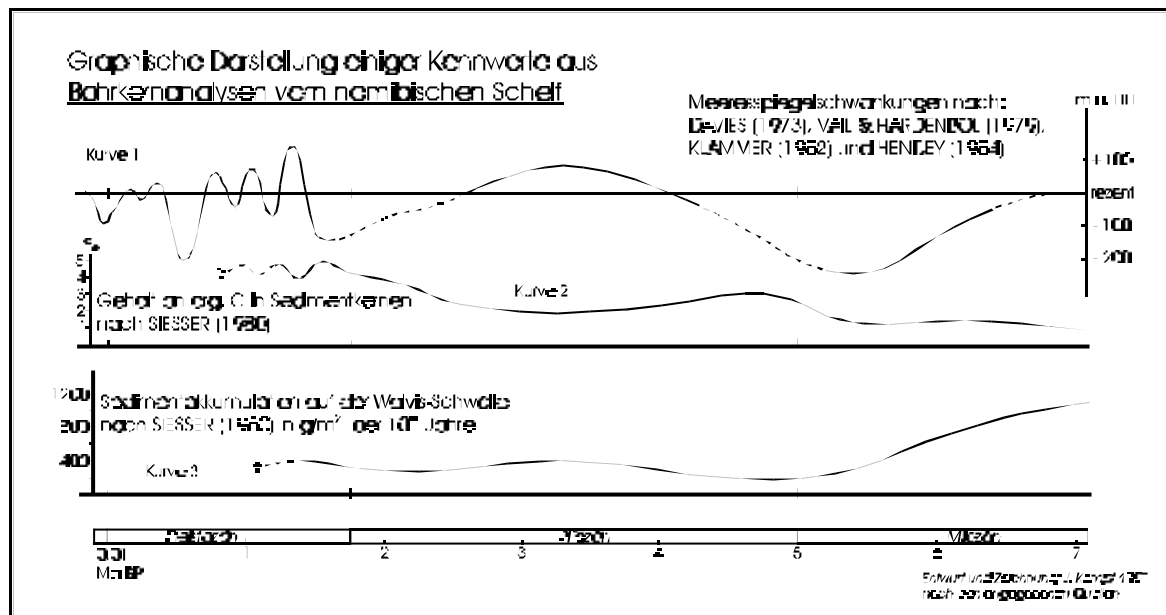


Abb. 43: Bohrkernanalysen vom namibischen Schelf.

Kurve 1 zeigt eine synthetische Darstellung von Höhenschwankungen des Meeresspiegels seit dem Endmiozän auf Grundlage der *seismic stratigraphy* von VAIL & HARDENBOL (1979) unter Einarbeitung der Angaben von KLAMMER (1982) über Küsten des atlantischen Typs und der Terrassenplattformen des südwestlichen Afrika nach DAVIES (1973) und HENDEY (1984). Sie gibt zumindest den ungefähren Verlauf hypothetisch wieder. Deutlich wird die starke Absenkung im Endmiozän/Frühpliozän und im Endpliozän sowie im mittleren Pleistozän. Im mittleren Pliozyän und im Frühpleistozän sind dagegen beträchtliche Hochstände zu verzeichnen, die durch Faunenreste (z. B. Langebaan-Fauna im Westkap nach HENDEY 1984) gut dokumentiert sind. Die Kurve deckt sich zumindest tendenziell ab dem Miozän im Grobverlauf mit den Terrassenabfolgen des Mittelmeerraums. Zur Kritik der *seismic stratigraphy* vgl. HÜSER (1991: 38). Die Kurve wird von PICKFORD (1998: 6) bestätigt.

Kurve 2 gibt für den gleichen Zeitraum die in Bohrkernen festgestellten Gehalte an organischem Kohlenstoff wieder (SIESSER 1980), die als Indiz für die Planktonproduktion infolge des Zustroms an nährstoffreichem Tiefenwasser gilt. Die publizierte Originalkurve wurde dabei unter Beibehaltung der y-Werte in der x-(Zeit-) Achse gestreckt, um die zeitliche Auflösung von Kurve 1 zu erreichen. Es zeigt sich eine grobe Übereinstimmung von Transgressionsphasen mit nachlassender Benguela-Aktivität und von Regressionsphasen mit zunehmender Aktivität. Eine erste Phase mit intensiverem Auftriebssystem ist im finalen Miozän und frühen Pliozyän festzustellen. Im Pliozyän brach das Auftriebssystem zeitweise zusammen oder war abgeschwächt. Ab dem Endpliozän wird ein starker Anstieg bis auf heutige Werte deutlich, die aber im Pleistozän Schwankungen unterlagen. OBERHÄNSLI (1991) schließt längere Schwankungen ab ca. 500 ka BP aus.

Kurve 3 zeigt die Sedimentakkumulationsraten (DSDP site 362/362A, Frio Ridge) im gleichen Zeitraum. Besonders deutlich wird hier eine sehr starke Abnahme der Akkumulation im Endmiozän, also in der regressiven Phase. Das deutet einen erheblichen terrestrischen Milieuwechsel an. Nach DINGLE et al. (1983: 266) enthalten die obermiozänen Sedimente dieses Bohrkerns 20-30 % Ton, dabei überwiegend Kaolinit (ROBERT & CHAMLEY 1986); den Rest bilden Nannofossilien. Einem leichten Anstieg der Sedimentationsrate im mittleren Pliozyän folgt ein erneuter Abfall im Endpliozän und ein Wiederanstieg im Altpleistozän. Auch hier ist angedeutet, daß Meeresspiegelhochstände mit feuchteren, abflußreicheren Zeiten auf dem Festland korrelieren.

Nach KLAMMER (1982: 140) sind aufgrund datierbarer Untersuchungen an Foraminiferengesellschaften Regressionsphasen (Glaziale) mit dem äquatorwärtigen Vordringen antarktischer Kaltwässer korrelierbar, Transgressionsphasen (Interglaziale) mit dem polwärtigen Rückzug der Kaltwässer

und damit dem (partiellen oder totalen) Zusammenbruch der (Benguela-) Auftriebsströmungen (Abb. 43, Kurven 1 und 2).

Dies scheint auch für das Quartär zu gelten (CLIMAP 1976: 1135; DIESTER-HAAS 1987: 66). Allerdings stellen RUST & WIENEKE (1976: 58) eine Korrelation von endquartären Feuchtzeiten in der Namib mit eustatischen Tiefständen fest (Kap. 3.2, S. 36; auch: RUST 1989a: 121). Betrachtet man den deutlich verkürzten Transgressions-Regressionszyklus im Quartär im Gegensatz zum (End-) Tertiär (Abb. 43), so mag dies nicht weiter verwundern. Schließlich ist über eine eventuelle Phasenverschiebung selbst sowie über die Reaktion der Morphodynamik auf sich (schnell oder langsam) verändernde Klimaverhältnisse kaum etwas bekannt.

Dem Aufbau der antarktischen Eisschilde und der daraus indirekt folgenden Aridisierung im Endmiozän/Pliozän vorangegangen war nach KENNET (1985) ein „miozänes Klimaoptimum“ mit einem Meeresspiegelhochstand von ca. 120 bis 140 Metern über dem heutigen (HENDEY 1984: 106; VAIL & HARDENBOL 1979; SIESSER & DINGLE 1981). Nach DINGLE et al. (1983: 304) begann diese Transgression etwa an der Eozän-Oligozän-Wende. Die Kurve 1 aus Abb. 43 müßte also rechts weit nach oben verlängert werden. Aus dieser Zeit stammt die sog. Namib-Miozän-Fauna (CORVINUS & HENDEY 1978; HENDEY 1981; HENDEY 1984). Dabei überwiegen Arten eines dichten Tropenwaldes bis zur Küste. Beschrieben sind Fossilien von Fischen, Fröschen, Schlangen, Krokodilen, Schildkröten, Insektivoren, Bären (?) bei Arrisdrift (HENDEY 1984: 91), sowie Waldsäuger (PICKFORD 1994; HENDEY 1984: 92). Funde von PICKFORD & SENUT (1997: 214) belegen die früh- bis mittelmiozäne Tropenfauna auch an der Namaqualand-Küste bis mindestens 30°S.

Auch im Hinterland, z. B. bei Grootfontein, ist eine miozäne Tropenwaldfauna dokumentiert, u. a. mit dem Primaten *Otavipithecus namibiensis* (CONROY et al. 1992: 147). Arten der offeneren Savannen kamen erst im Pliozän auf (HENDEY 1984: 105). Auch DINGLE et al. (1983) gehen davon aus, daß das Küstengebiet im Untermiozän tropisch und dicht bewachsen war, während COETZEE (1978) und VAN ZINDEREN BAKKER (1984a) anhand von Tiefseebohrkernen ab dem Obermiozän (10 Ma BP), SIESSER (1980) ab dem Endmiozän (s. o.), also dem Tiefstand der Regression, überwiegend „aride“ Bedingungen annehmen (Tab. 13). An der Namaqualand-Küste ist nach PICKFORD & SENUT (1997: 214) ein Großteil aller Sedimente endmiozänen Alters. Damit hat sich im Verlauf des Miozäns bis ins frühe Pliozän nicht nur der Meeresspiegel um mehrere hundert Meter abgesenkt, sondern die erstmals festgestellte (schwache? kurze?) Auftriebszirkulation wird auch für ein trockeneres Klima verantwortlich gemacht.

Tertiäre Paläoklimanachweise an Afrikas Südwestküste nach DINGLE et al. (1983: 311)			
	Wassertemperaturen (Benguela-Aktivität)	Niederschlag/Klima	Vegetation/Ökologie
Pleistozän	phasenhaft maximales Upwelling	maximale Aridität mit semiariden Phasen	<u>C.</u> : Fynbos <u>s. + n. W.</u> : Grasland- Fluktuationen, Wüste
Pliozän	ansteigendes Upwelling  <u>C.</u> : kühl-gemäßigt <u>s. W.</u> : kühl <u>n. W.</u> : warm	ansteigende Aridität  <u>C.</u> : Winterregeneinfluß ? <u>s. + n. W.</u> : merkliche Abkühlung und trockener	<u>C.</u> : Fynbos ersetzt Gras- land und Kurzstrauch- formationen; Spitzmaul- nashorn ersetzt Breitmaul- nashorn <u>s. + n. W.</u> : Grasländer mit Galeriewäldern an Flüssen
Endmiozän  Mittelmiozän	Endmiozän: ausgedehntes Upwelling, bis Mittel- miozän: allenfalls unregel- mäßiges, gelegentliches Upwelling <u>C. - s. W.</u> : ab Endmiozän kühl-gemäßigt <u>n. W.</u> : tropisch-warm	wachsende Trockenheit Sommerregen  monsunale Niederschläge warm und feucht	offenes Waldland und Savannen  Tropenwälder und Palmen auch in Südnamibia Wald- land, keine Grasfresser
Oligozän	Upwelling selten, allenfalls unregelmäßig <u>C.</u> : kühl <u>s. W.</u> : tropisch- subtropisch warm <u>n. W.</u> : tropisch	warm, etwas trockener aber immer noch feucht	Tropenwälder und Palmen
Paläozän/Eozän	kein Upwelling nachweisbar <u>C.</u> : kühl-gemäßigt <u>s. W.</u> : tropisch- subtropisch warm <u>n. W.</u> : tropisch warm	sehr humid und warm	Tropenwälder und Palmen

**Tabelle 13:** Tertiäre Paläoklimate im südwestlichen Afrika (C. = Kapbecken und angrenzendes Kapland, s. W. = südlich der Walvis-Schwelle und Südnamibia, n. W. = nördlich der Walvis-Schwelle und Nordnamibia) nach DINGLE et al (1983: 311, verändert). Die Angaben belegen einen deutlichen Milieuwechsel im Endmiozän / Frühpliozän mit nachfolgender progressiver Aridität von Südwesten her. Im Pliozän waren die Gebiete nördlich der Walvis-Schwelle vom Upwelling noch nicht betroffen, das terrestrische Klima Nord-Namibias anscheinend noch eher warm-humid. Anzeichen für eine früh- oder mitteltertiäre Proto-Namib-Wüstenphase infolge evtl. intensivierten Upwellings fehlen vollständig.

Die paläoökologischen Befunde aus den Bohrkernanalysen haben für das alte und mittlere Tertiär weitreichende Konsequenzen hinsichtlich des Alters der Namib. Großräumige klimatischen Entwicklungen, die sich im ozeanischen Milieu widerspiegeln, müssen auch auf dem anliegenden Festland geomorphologisch-pedologische Spuren hinterlassen haben. Die in Kap. 3.6.4 erläuterten biogeographischen Befunde belegen die Realitätsnähe der in Tab. 13 aufgeführten Indizien. Fehlende Indizien einer paläogenen terrestrischen Trockenphase im Sedimentationsbereich müssen ersetzt werden durch Untersuchungen im Abtragungsbereich. Dort galt nach den Klimamodellen von WARD et al.

(1983) und WARD & CORBETT (1990) die Existenz einer paläogenen Proto-Namib-Wüste als erwiesen - ein diametraler Gegensatz zu den ozeanischen Befunden.

Problemansprache zur terrestrischen Geomorphologie:

Einen klimatologisch-ozeanographischen Beweis für die Existenz einer Wüstenphase vor dem Endmiozän, eine sog. „Proto-Namib“, wie von MARTIN (1961a: 65), KING (1963), MARKER (1977), OLLIER (1977), dem SACS (1980), BESLER (1980), WARD et al. (1983), PART-RIDGE & MAUD (1987), LANCASTER (1989a), WILKINSON (1988b, 1990), WARD & CORBETT (1990), PARTRIDGE (1993), EITEL (1993, 1994), BESLER & PFEIFFER (1994) u. a. postuliert, gibt es nicht.

Daraus folgende Hypothese: Alle diese Autoren gehen im wesentlichen von der Existenz eines früh- oder mitteltertiären psammitisch-äolischen Sediments (z. B. „Tsondab-Sandstein“) aus. Nach Untersuchungen von RUST (1996) ist dem hypothetischen Proto-Namib-Erg allerdings die Grundlage entzogen, da der Tsondab-Sandstein als Äquivalent des Etjo-Sandsteins ins Mesozoikum eingeordnet wurde. Ähnliches gilt für eine ebenso hypothetische Proto-Kalahari und für das von BLÜMEL & EITEL (1994: 394) erwähnte Sandsteinrelikt auf Farm Vrede, das als Indiz für eine ehemals weitere Ausdehnung des Skelettküsten-Ergs angeführt wird. Eine alt- oder mitteltertiäre Sandwüste hat auch hier nicht existiert.

Ab dem frühen Pliozän (5,2 bis 4,2 Ma BP, möglicherweise auch bis 3,7 Ma BP, vgl. Abb. 43) ist im südlichen Afrika eine Meerestransgression auf bis über 90 Meter über den heutigen Meeresspiegel dokumentiert (VAIL & HARDENBOL 1979; HENDEY 1984: 106 „Varswater Fauna“, Langebaanweg, Westkap), die mit dem Ende der großen antarktischen Vereisungsphase einherzugehen scheint. Diese ausgedehnte Transgression hat mit großer Wahrscheinlichkeit zu einem phasenweisen totalen Zusammenbruch des noch relativ jungen Benguela-Systems geführt, Warmwasserdrang mit dem Angola-Gegenstrom dauerhaft weit nach Süden vor (DIESTER-HAAS 1987: 66), flache Küstengewässer waren permanent erwärmt.

Bei besonders tiefen Regressionen (z. B. im Endmiozän) wirkte die untermeerische Walvis-Schwelle als Barriere für die Benguela-Strömung und lenkte sie weit nach Westen ab (DIESTER-HAAS 1987, CLIMAP 1976: 1135). Ob und wie weit die Auftriebszellen in Richtung Südatlantik verschoben waren, ist ungeklärt. Insbesondere das Vorkommen dieser sehr flachen und daher warmen Küstengewässer war klimawirksam. Es verhinderte nachhaltig die Ausbildung einer küstennahen Inversion und erlaubte damit den Aufstieg und die Kondensation feuchter Luftmassen. Diese Situation hat sich beispielsweise im März/April/Mai 1995 eindrucksvoll bestätigt, als ein küstennaher Warmwassereinbruch („Benguela-Niño“) von Norden her das Kaltwasser-Auftriebssystem für Wochen zusammenbrechen ließ (Kapitel 3.2, S. 34).



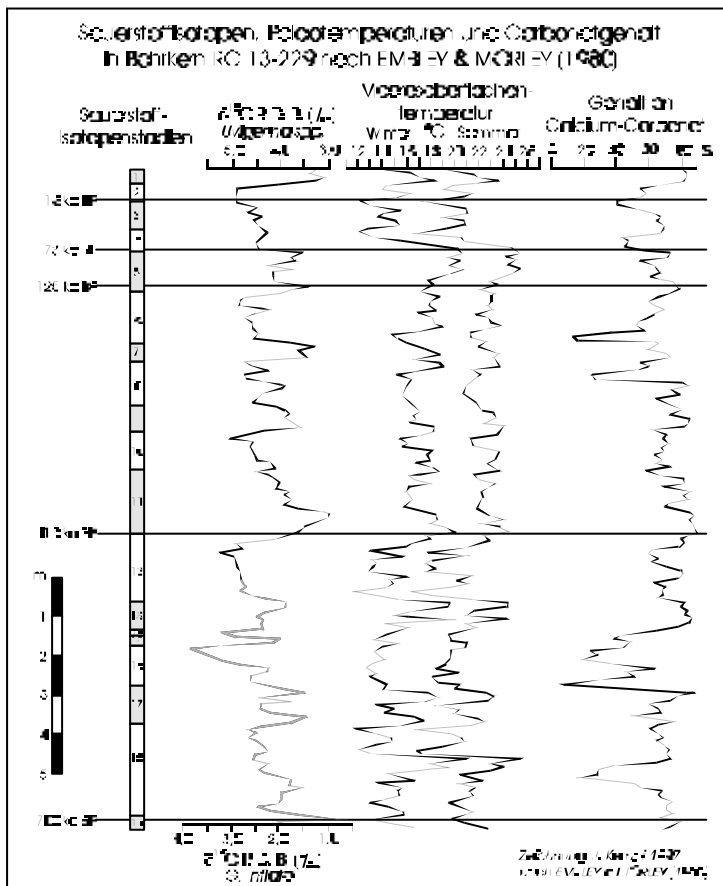
Die Daten aus den Tiefseebohrkernen belegen deutlich, daß es im mittleren Pliozän wie auch im Pleistozän (s. u.) zu zeitweise starkem Absinken der Produktion von organischem Kohlenstoff im Südatlantik kam (Kurve 2 in Abb. 43), das Auftriebssystem folglich über Tausende von Jahren zusammenbrach oder zumindest stark abgeschwächt war. Gegen eine dauerhafte endmiozäne Aridisierung mit der Ausbildung der Namib im Pliozän sprechen auch die Untersuchungen von CHESTER et al. (1972), wonach nur weniger als 0,5-1,0 % der Tiefseesedimente im östlichen Atlantik äolischen Ursprungs sind. Hätte es wirklich eine seit dem Miozän oder mittleren Tertiär bestehende Aridität in der Namib gegeben, so müßte dieser äolische Anteil wesentlich höher sein, zumal rezent bei Bergwind sehr viel Material auf den Ozean geblasen wird (Kap. 3.3.4). Andererseits zeigen nach STUUT et al. (1999: 174) Bohrkerne vom Walvis-Rücken in den letzten 300 ka eine Dominanz von äolischem Materialinput.

Im Endmiozän erfolgte ja nur ein erster, dennoch phasenweiser Anstieg (mit Unterbrechungen in der Aktivität) der organischen Reststoffgehalte in den marinen Sedimenten (Verdopplung vom mittleren zum Endmiozän [10 bis 6 Ma BP] von 10% auf 20% des heutigen Wertes). Im ausgehenden Miozän und frühesten Pliozän (6,6 bis 5,2 Ma BP nach SIESSER & DINGLE 1981) stieg der organische Gehalt nach eine Stagnationsphase erneut stark an (von 20% auf ca. 55% des heutigen Wertes), ehe er zur Zeit der oben erwähnten frühpliozänen Transgression wieder leicht zurückging (auf ca. 40% des rezenten Wertes). Erst danach, während einer phasenweisen (?) Regression vom mittleren bis ins Postpliozän (ca. 3,5 bis 1,6 Ma BP) erreichte der Anteil organogener Stoffe in den erbohrten Sedimenten den heutigen Wert (SIESSER 1980: 284). Diese letzte große Regressionsphase des Pliozäns wird auch dokumentiert in der benthischen Ostracodenfauna (DINGLE et al. 1996: 102), die im übrigen auch für das Pleistozän (s. u.) auf sehr wechselhafte Milieus schließen läßt. Ausgehend von diesen Befunden läßt sich argumentieren, daß sich die Benguela-Strömung heutiger Ausprägung erstmals End- bis Postpliozän etabliert hat.

Zusammenfassend läßt sich aus den publizierten Befunden zur Historie des Benguela-Stroms feststellen, daß eine erste (schwache) Ausprägung von küstennahen Kaltwasser-Auftriebsströmungen vor dem südlichen Afrika im Endmiozän mit einer insgesamt progressiven Intensivierung im Pliozän und Pleistozän erfolgte. Diese wurde aber von längeren Systemzusammenbrüchen deutlich gegliedert (Kurve 2 in Abb. 43). Die Phasenglieder sind biologisch und sedimentologisch dokumentiert und korrelieren gut mit Meeresspiegelschwankungen und antarktischen Vereisungsphasen. Allerdings repräsentieren die (2) gezogenen Bohrkerne des DSDP nach SIESSER (1980) in erster Linie auch

Lokalbedingungen. Ob das Benguela-System sich tatsächlich in der geschilderten Weise ausbildete, ist nach SIESSER (1980: 285) durchaus nicht vollständig bewiesen, wenn auch wahrscheinlich.

Oben wurde auf die endtertiäre Klimageschichte eingegangen und ein Zusammenhang zwischen antarktischen Eisaufbau, Regressionsphasen des globalen Meeresspiegels, Aufbau des Benguela-Auftriebssystems und Ausbildung trockener Klimaverhältnisse im südwestlichen Afrika festgestellt. Wie erwähnt, hatte nach den publizierten Befunden das Abschmelzen des großen antarktischen Eisschildes anscheinend eine ausgedehnte pliozäne Transgressionsphase zur Folge, die ihr Maximum vor etwa 3 Millionen Jahren erreichte (Abb. 43, Kurve 1).



**Abbildung 44:** Die Kurven der durchschnittlichen winterlichen und sommerlichen Meeresoberflächentemperatur zeigen in der zweiten Hälfte des Quartärs erhebliche Unterschiede in der Aktivität des Benguela-Auftriebssystems. Die heutigen, durch starkes Upwelling verursachten niedrigen Temperaturen existieren etwa seit 70.000 BP. Ähnlich niedrige Temperaturen kamen in den Sauerstoffisotopenstadien 12, 17 und 18 vor. Dazwischen wurden längere Warmwasserphasen festgestellt, die auf geringere Aktivität, das Vordringen von Warmwasser mit dem Angola-Gegenstrom und/oder den Zusammenbruch des Benguela-Systems hindeuten.

Einen grob gegenläufigen Verlauf nimmt die Kurve des  $\text{CaCO}_3$ -Gehalts: der Anteil an Carbonat nimmt - vermutlich mit einer gewissen Reaktionszeit - in Kaltwasserphasen tendenziell ab. Dies ist erklärbar durch einen verstärkten terrigenen Eintrag in Warmwasser-, also Feuchtphasen.

Den anschließenden ober- bis postpliozänen Regressionsphasen folgte weltweit der relativ rasche pleistozäne Wandel von Warm- und Kaltzeiten oder auch Feucht- und Trockenperioden, die in Zusammenhang mit den Schwankungen der globalen und vor allem arktischen Eisverhältnisse in Verbindung gebracht werden. Auf eventuelle solare oder geophysikalische Ursachen und daraus folgende „Zyklen“ soll hier nicht eingegangen werden.

Ebenso wie für das Tertiär, liegen quartäre Klimadaten für das südwestliche Afrika nur in sehr begrenztem Umfang, etwa durch indirekte Schlüsse aus marinen Bohrkern- und antarktischen Eiskernanalysen (Sauerstoff-Isotopenstadien) vor (Zusammenstellung z. B. bei TYSON 1987: 29). Sie

zeigen beträchtliche Klimaschwankungen in den letzten 2 Millionen Jahren, insbesondere aber in den letzten 500.000 Jahren (Isotopenstadien 1-13, Abb. 44), wobei die Auslenkungen immer in einem Rahmen bleiben, der einen Vergleich zwischen den „Zyklen“ noch erlaubt. Fast alle Arbeiten zu quartären Paläoklimaphasen beschränken sich deshalb wesentlich auf das Spätquartär (ca. letzte 300ka). STUUT et al. (1999: 175) haben festgestellt, daß sich der Feldspatanteil in der äolischen Fraktion der Walvis-Ridge-Sedimente in Glazial und Interglazial unterscheiden. Demzufolge ist das Mikroklin-Albit-Verhältnis in den „glazialen“ Proben gegenüber den „interglazialen“ Proben verringert. Albitreiche Feldspatanteile sollen v. a. aus den Gabbro-Gesteinen des Kongo-Kratons stammen, Mikrokline aus den Graniten des Kalahari-Kratons. Daraus wird auf eine Verlagerung der Hauptwindssysteme geschlossen: während der Interglazialphasen sollen Passate aus südöstlichen Richtungen im zentralen Namibia vorgeherrscht haben, in den Glazialen dagegen eher „zonale“ (breitenkreisparallele) Windrichtungen. Dies kann als Indiz gewertet werden, daß in den Interglazialen die ITC über dem Kontinent weiter nach Süden ausgelenkt hat und es zu stärkerem Sommerregeneinfluß kam als in den Glazialen.

Die Untersuchungen der CLIMAP-Arbeitsgruppe (CLIMAP 1976) haben gezeigt, daß auch im Quartär zum Tiefpunkt der Regression, also zum Höhepunkt des jeweiligen Glazials/der Kaltzeit, die durchschnittliche Meerestemperatur im Südatlantik um etwa  $1,7^{\circ}\text{C}$  unter der heutigen lag (global  $2,5^{\circ}\text{C}$ ) und die Benguela-Zirkulation deutlich weiter äquatorwärts und westwärts auslenkte (vgl. auch EMBLEY & MORLEY 1980). Noch gravierender waren der CLIMAP zufolge die Temperaturänderungen an der Ostküste des südlichen Afrikas, wo der Einfluß des kalten Agulhas-Gegenstromes gegenüber dem warmen Agulhas-Strom wesentlich intensiviert war (um ca.  $4^{\circ}\text{C}$  niedrigere Durchschnittstemperatur des küstennahen Oberflächenwassers gegenüber den Interglazialen). Solche einschneidenden Differenzen, wie beispielsweise die erfolgten Nord-Verschiebungen der Hadley-Zelle (SCHNEIDER 1995: 142), müssen für die terrestrischen Verhältnisse nachweisbare Folgen gehabt haben (zusammenfassend z. B. bei DeMENOCA et al. 1993 und auch bei SCHNEIDER 1995), vor allem die Verschiebung der westafrikanischen Passat-Monsun-Zirkulation (PARTRIDGE 1993, 1995, 1997). Auch hierauf kann nicht näher eingegangen werden. Für die Klimaentwicklung im Quartär ist besonders wichtig die schon für das Endmiozän und Pliozän festgestellte Korrelation von Regressionsphasen des Meeresspiegels mit der „Aktivität“ der Benguela-Zirkulation und damit relativ niederschlagsärmeren Phasen im südwestlichen Afrika (CHAPPELL & SHACKLETON 1986: 137, PARTRIDGE et al. 1990: 304, GINGELE 1996: 83).

Zeitalter	Südwest-Kapland	Namaqualand	Namibia	Zusätzliche Hinweise
Endpleistozän-Hypothermal	Intensivierte atmosphärische Zirkulation (Dünen); Erhöhte Niederschläge (Höhlenfunde, Vegetationswandel); Vordringen von Grasland + Feuchtwald (Weidetierfunde, Pollen); kühl (Kryoformen); Winterregen	Perennierende Flüsse und intensivierte atmosphärische Zirkulation (Sand-schleppen); Erhöhter Niederschlag (reliktische Macchienvegetation); Winterregen	Perennierende Flüsse (Archäologie und Morphologie); Winterregen im Süden (VAN ZINDEREN BAKKER 1975)	Arid bei Meeresspiegeltiefstand (GINGELE 1996)
Endpeistozän-Hyperthermal	Kühle, offene Küste mit Auftriebssystem und etwas wärmeren Buchten (Mollusken); arid (Evaporite)	Arid (Evaporite)	Arid (Evaporite)	Humide Phasen nach HEINE (1992), Seesedimente, Speleo-theme
Mittleres Pleistozän	Pluviale Grasländer (Weidetiere); Winterregen (?)	Kühle offene Küste; Auftriebssystem (Mollusken)		Arealtrennung durch Ergbildung (?; vgl. Kap. 3.6.4)
Frühes Pleistozän	Kühle, offene Küste, Auftriebssystem (Mollusken); Sklerophylle Vegetation mit reduziertem Graslandanteil (Blattfresser); Winterregen	Warme, offene Küste; eingeschränktes Auftriebssystem (Mollusken); perennierende Flüsse (fluviale Sedimente, Torf); Sommerregen		Wechsel von Sommer- und Winterregen; Habitatdifferenzierung innerhalb der Sukkulentenkaroo
Pliozän	Offene Küste, etwas wärmer als heute (Mollusken); Grasland (Weidetiere); Sklerophylle Vegetation (Pollen); feucht (Torf, perennierende Flüsse); überwiegend Sommerregen	Warme, offene Küste ohne Auftriebssystem (Mollusken)  Perennierende Entwässerungslinien (ausgedehnte fluviale Sedimente)		Endpliozän trockener;  Mittlpliozän relativ feucht;  Frühpliozän trockener
Mittleres bis spätes Miozän	Warme, offene Küste, Auftriebssystem (Phosphorit, Mollusken); geringe Breitenzonierung des Ozeans (kosmopolitische Mollusken); Grasland (Weidetiere) und gemäßigte Feuchtwälder (Holz) mit Sommerregen	Warme, offene Küste; schwaches Auftriebssystem (Phosphorit, Mollusken); geringe Breitenzonierung des Ozeans (Mollusken); Sommerregen	Grasland mit Gehölzen (Rhinozeros und Wiederkäuer); Sommerregen	Endmiozän trocken (bedeutender Floren- und Faunenwandel)  Mittelmiozän feucht, Sommerregen (Feuchtsavannen)
Frühes Miozän			Grasland mit Gehölzen (Herbivoren); Galeriewälder (Antilopenfossilien); Sommerregen	Feuchtwälder und Feuchtsavannen
Oligozän		Übergangsbereich zwischen gemäßigtem Feuchtwald und sklerophyller Vegetation (Pollen und Blattflora); trocken; Sommerregen		

**Tabelle 14:** Zusammenfassung paläoklimatischer Indikatoren der Westküste des südlichen Afrika im Känozoikum auf Basis von TANKARD & ROGERS (1978: 331), ergänzt für (Zentral-) Namibia durch einige jüngere Hinweise (rechte Spalte, vgl. Kap. 3.6).

In Ergänzung dazu scheinen auch im Quartär höhere Transgressionen mit Phasen des Zusammenbruchs oder der Abschwächung des antarktischen Kaltwassereinflusses und damit mit relativ niederschlagsreicheren Zeitaltern zu korrelieren (DIESTER-HAAS 1987: 66). Das bedeutet auch, daß die bisher häufig angenommene zeitliche „Übereinstimmung“ oder „Fast-Korrelation“ von nordhemisphärischen Eis- oder Kaltzeiten mit „Pluvialzeiten“, wie z. B. von KORN & MARTIN (1957) postuliert, für das dominant ozeanisch geprägte Klima an Afrikas Südwestküste nur sehr eingeschränkt gültig sein kann. Gerade die Zeiten, die nach dieser Auffassung trockene „Interpluviale“ sein müßten, lassen gesteigerte Niederschläge vermuten (Abb. 43). Auch RUST & WIENEKE (1976: 56) stellen fest, daß der Swakop in seinem Unterlauf im Verlauf des Spätquartärs mit einsetzender Regression teilweise „tsondabisiert“ wurde, d. h. er wurde in einer „trocken-aktiven“ Phase durch Dünen blockiert (RUST & WIENEKE 1976: 29) und erreichte dadurch das Meer nicht mehr. Außerdem ist zu vermuten, daß gerade in den Grenzbereichen des Benguela-Einflusses die Situation besonders komplex sein muß, zumal sich die Grenzbereiche (z. B. Angola-Benguela-Front nach SCHEIDER 1995) wiederholt räumlich verlagert haben. Eine Aussage für das Spätquartär ist nicht möglich. Zusätzlich sind dort die Warm-Kalt-Gegensätze wechselnd intensiv ausgeprägt.

TANKARD & ROGERS (1978: 331) fassen einige Klimaindikatoren für die Westküste des südlichen Afrika zusammen. Aus Tab. 14 wird deutlich, daß seit der vermuteten endmiozänen Aridisierung auch an der Namib-Küste erhebliche Milieuschwankungen auftraten. Auch aufgrund von eindeutigen paläozoologischen Befunden, z. B. von HAUGHTON (1932a), CARRINGTON & KENSLEY (1969), TANKARD (1975), AXELROD & RAVEN (1978) sind beträchtliche dauerhafte Warm-Kalt-Schwankungen der Wassertemperatur vor dem südwestlichen Afrika im Plio- und Pleistozän nachgewiesen (vgl. zu den Schwankungen auch MARTIN 1973b). Die Benguela-Zirkulation hat sich also nicht nur im Endtertiär (s. o.), sondern auch im Quartär mehrfach weit verlagert oder ist zusammengebrochen, so daß sich zeitweise eine typische Warmwasserfauna, u. a. mit *Crassostrea margaritacea*, einer Warmwasser-Austernart, sowie *Donax rogersi*, *Perna tomlini*, *Fissurella glarea* und *Chamelea* spp. etablierte. Diese *oyster line* stellt ein Phänomen an der gesamten Kaltwasserküste vom Kunene bis zum Kap dar (REUNING 1931: 210; HAUGHTON 1969: 460; DINGLE et al. 1983: 282f). Einige Gerölle der Rooikop-Gravels, fossilen marin-litoralen Terrassenablagerungen auf der 50-Meter-Terrasse bei Walvis-Bay (MILLER & SEELY 1976), enthalten Formen, die anscheinend von tropischen Bohrmuscheln verursacht wurden. Das deutet auf relativ lange Zeiträume (die für eine Molluskeninvasion angesetzt werden müssen) hin und gilt selbst für den jüngsten „Warm-Kalt-Zyklus“ im Pleistozän (vgl. KILBURN & TANKARD 1975).

*Crassostrea margaritacea* und die anderen fossilen Arten kommen rezent an der südwestlichen Küste Afrikas nicht mehr natürlich vor, wohl aber an der warmen Südküste Natal's. Fossilien sind aus den sog. Rooikop-Gravels sowie aus der Alexander-Bay-Formation (SACS 1980: 608) von einer 34-Meter- und einer 47-Meter-Terrasse (HAUGHTON 1932a: 25) bekannt.

Insgesamt sind die Terrassen der *oyster line* auch in Namibia relativ weit verbreitet. Neben den oben angeführten Vorkommen bei Alexander Bay, Oranjemund mit der Sperrgebiet-Küste (vgl. KNETSCH 1940: 225ff) und Rooikop bei Walvis Bay, wurden auch südlich des Ugab, bei Cape Cross Fossilien von *Crassostrea margaritacea* auf einer weit ausgedehnten 27-Meter-Terrasse gefunden (SACS 1980: 609). Die Rooikop-Ablagerungen in 25-40 Metern Meereshöhe korreliert PETHER (1986) mit der 25-30-Meter-Terrasse bei Oranjemund anhand des Vorkommens von identischen Fossilien von *Donax rogersi*. Diese Befunde dürfen als eindeutiges Argument für die Annahme einer oder mehrerer Systemzusammenbrüche der Benguelaströmung in transgressiven Phasen der ersten Hälfte des Pleistozäns gewertet werden.

Zusammenfassend ergibt sich eine Fülle von Indizien, die auf eine wechselhafte Geschichte des Benguela-Systems und der plio-pleistozänen Paläoklimate in Zentral-Namibia hindeuten. Die wichtigsten Indikatoren sind in Tab. 15 dargestellt.

	„Glazial“	„Interglazial“	Quelle
Meeresspiegel	Regression / Tiefstand	Transgression / Hochstand	KLAMMER (1982) u. a.
Meerestemperatur	kühler	wärmer (Mollusken)	EMBLEY & MORLEY (1980), PETHER (1994)
Schelfsedimentation	etwas niedriger	etwas höher	HAY (1993) u. a.
Tonminerale im Sediment	Smekтите dominant, teilweise Illite	Anstieg des Kaolinit-Gehalts, Al-reiche Illite	BREMNER & WILLIS (1993)
Biogener Opalgehalt in Bohrkernen	niedrig auf Walvis Ridge, höher in Angola-Becken	hoch auf Walvis Ridge, nördlich sehr niedrig	DIESTER-HAAS et al. (1988, 1992)
Terrigene fluviale Sedimente (Kunene)	wenig	hoher fluvialer Input	GINGELE (1996)
C <sub>org</sub> -Gehalt in Bohrkernen	hoch	niedriger	MEYERS (1992)
Auftriebssystem	intensiv, bis ins Angola-Becken ausgedehnt	zusammengebrochen oder nach SW verlagert	DIESTER-HAAS (1987)
Wind	zonal (breitenkreisparallel)	SE-Passat	STUUT et al. (1999)
Klima	arid	semi-arid bis sub-humid	GINGELE (1996) u. a.

**Tabelle 15:** Zusammenstellung einiger Kennwerte vom namibischen Schelf und der Walvis Ridge unter dem Aspekt „Glazial-Interglazial“ nach unterschiedlichen Autoren. Alle Autoren gehen von z. T. erheblich unterschiedlichen terrestrischen und ozeanischen Milieus in beiden Phasenabschnitten aus. Den meisten Untersuchungen liegen Bohrkernanalysen der zweiten Hälfte des Quartärs zugrunde. Die Ergebnisse von DIESTER-HAAS (1987) und DIESTER-HAAS et al. (1988, 1992) beziehen sich auf die Benguela-Historie seit dem Endmiozän (<10 Ma BP) und deuten an, daß die hier aufgeführten Kennwerte für das ganze Quartär und mindestens das Oberpliozän gelten (mit Intensitätsschwankungen).

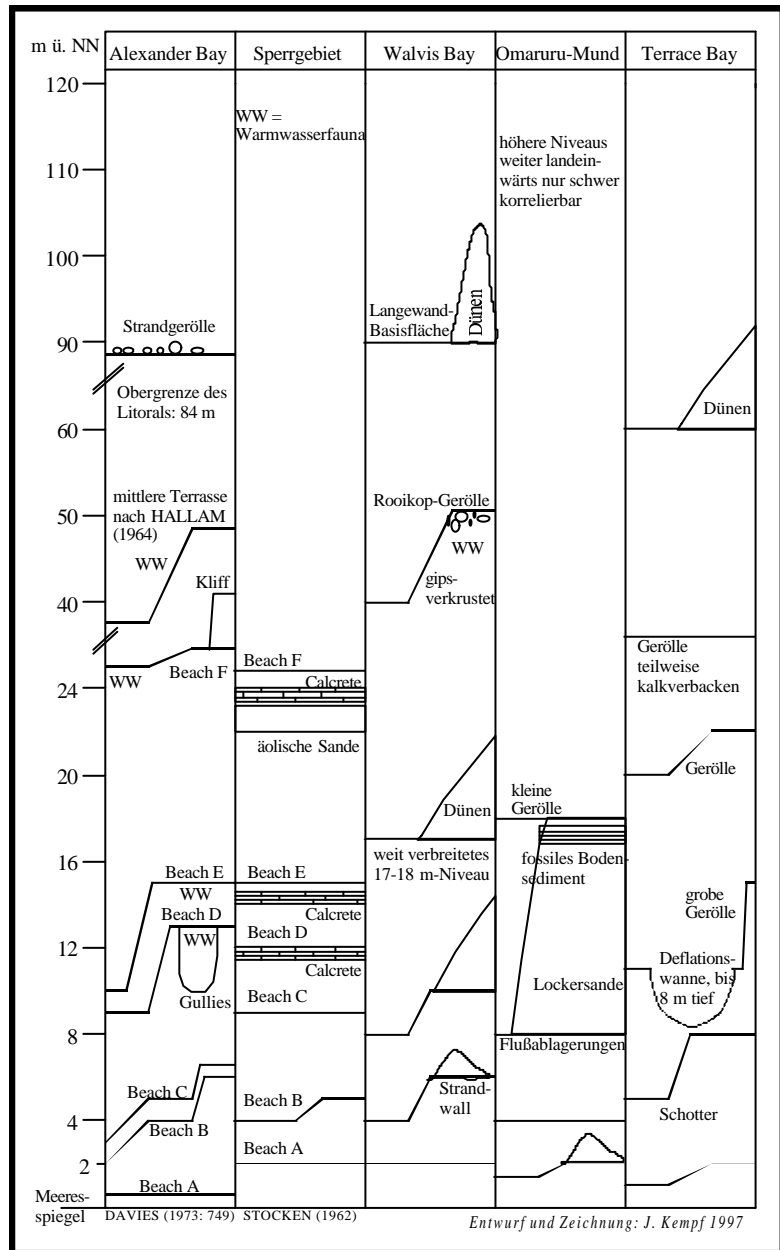
**Problemansprache:** Die marinen und litoralen Befunde widersprechen klar den terrestrischen Befunden, wie sie zusammenfassend z. B. in BESLER et al. (1994) publiziert wurden und wonach, abgesehen von einigen schwächeren, vom Hinterland gesteuerten fluvialen Phasen, für die Namib von endtertiärer und quartärer Aridität auszu-

gehen ist. Zu überprüfende Hypothese: Warmwasserphasen des Südatlantik vor Namibia stellen Indizien eines Milieuwechsels dar und haben daher morphologisch-pedologische Spuren auf dem Festland hinterlassen. Diese müßten zeitlich korrelierbar sein.

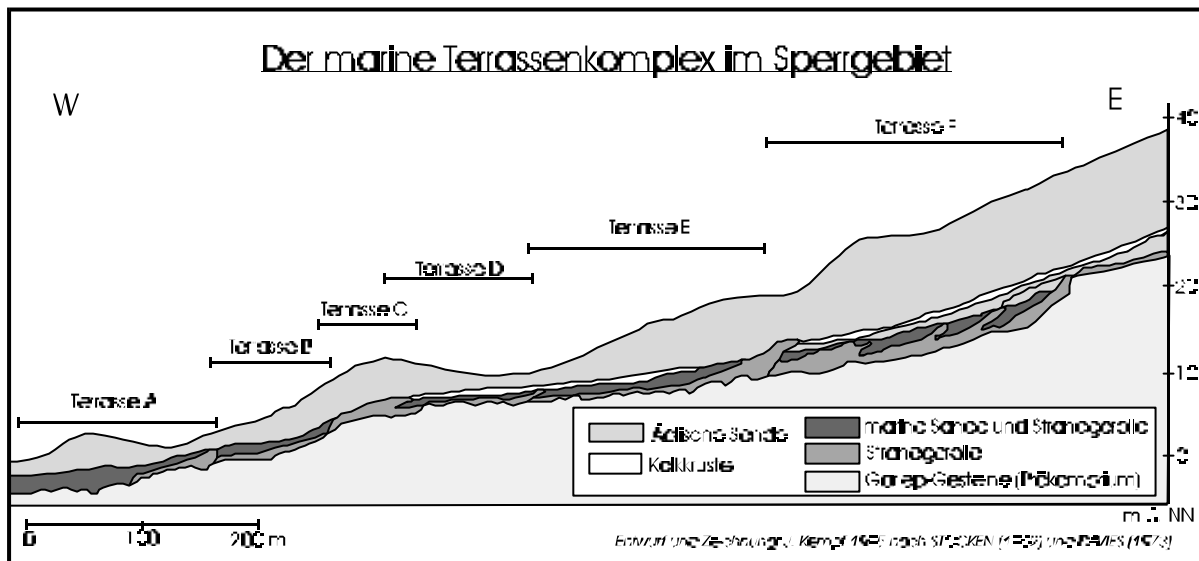
4.1.2 Küstenterrassen-Galerien

Entgegen den Ausführungen von EITEL (1994a: 43) sind auch im südwestlichen Afrika neben den jungquartären auch alt- und mittelpleistozäne Küstenverlagerungen dokumentiert, wenn auch nur schwer eindeutig differenzierbar. Da der Meeresspiegel als weltweit einheitliche Größe angenommen werden muß, ist zu erwarten, daß auch hier Höhenkorrelationen der selben Größenordnung mit Terrangesellschaften anderer Regionen vorkommen. KLAMMER (1982) und CHAPPELL & SHACKLETON (1986) haben solche Korrelationen für Küstenlinien des atlantischen Typs vorgenommen.

**Abbildung 44:** Zusammenstellung einiger Strandterrassengalerien an der Namib-Küste in Ergänzung zu RUST & WIENEKE (1976) und LESER in BESLER et al. (1994: 154). Zahlreiche Höhenniveaus lassen sich über weite Strecken verfolgen. Höherliegende Terrassen zeigen gelegentlich Reste einer quartären Warmwasserfauna (hier gekennzeichnet mit „WW“; z. B. Alexander Bay D-F, Rooikop-Niveau bei Walvis Bay) oder sind von einer Kalkkruste überzogen (z. B. im Sperrgebiet nach STOCKEN 1962). Bodenbildungen oder angeschwemmte Bodensedimente nahe Flußmündungen kommen ebenfalls vor. Am Mündungsbereich des Omaruru werden (nicht saline) tonige Bodensedimente von der rezenten Kliffbildung angeschnitten (Profil NA01). Insgesamt zeigen die Namib-Küstenabschnitte eine wechselhafte quartäre Dynamik mit vielfacher Küstenverlagerung. Die höchstliegenden Terrassen sind sehr wahrscheinlich ins Pliozän zeitlich einzustufen (vgl. SACS 1980: 608). Die Terrassen der *oyster line* dürften Alt- bis Mittelpleistozän sein (vgl. auch Diskussion bei DINGLE et al. 1983: 282ff).



SPREITZER (1966a: 84) und LESER in BESLER et al. (1994: 153ff) stellen einige der Terrassentreppen für das tektonisch im Quartär weitgehend als stabil angenommene Küstengebiet Namibias und der Nordwest-Kapregion synoptisch zusammen. Sie korrelieren die Höhenangaben mit den gut dokumentierten und erforschten transgressiven Phasen im Mittelmeergebiet, deren Terrassenplattformen allerdings starkem tektonischen Einfluß unterlagen. In Abb. 44 wird LESERs Synopse für Namibia um eigene Befunde noch erheblich erweitert, so daß der Phasenablauf nun als hinreichend erklärbar einzustufen ist.



**Abbildung 45:** Die Abfolge von marinen Terrassen im südlichen Diamanten-Sperrgebiet. Typisch ist die Ablagerung von Sanden und Strandgeröllen zwischen Ebbe- und Flutmarken. Das Alter der Terrassen variiert von Pleistozän bis ins Pliozän für die höheren Niveaus. Bemerkenswert ist, daß Ablagerungen der höheren, altpleistozänen und pliozänen Niveaus nicht nur eine Warmwasserfauna enthalten, sondern auch postgenetisch (?) kalkinkrustiert wurden.

Die Terrassensedimente überlagern insgesamt eine schwach geneigte marine Abrasionsplattform, die proterozoische Schiefer und Phyllite des Gariap-Komplexes schneidet (zeitlich äquivalent zum Damara-System). Nach STOCKEN (1962) sind in diese Plattform einige ältere (frühpliozäne ?) Abflußrinnen eingeschnitten, die heute durch schluffige Tone und Quarzgerölle verfüllt sind. Die gesamte Sequenz wird rezent von äolischen Sanden überlagert, die teilweise terrestrischen, teilweise auch marinen Ursprungs sind (vgl. HALLAM 1964).

Die oberen Terrassen (D, E und F) werden landwärts durch jeweils unterschiedlich hohe Kliffs begrenzt, die teilweise auch im anstehenden Schiefer ausgebildet sind. Die entsprechenden Gerölle und auch die Diamanten sollen deutlich größer sein, als die Sedimente auf den niedrigeren Terrassen A, B und C. Verschiedene Berichte gehen davon aus, daß zumindest die höheren Niveaus nach ihrer Entstehung angehoben wurden (vgl. DAVIES 1973 u. a.).

Besonders die marinen Terrassen im südnamibischen Diamanten-Sperrgebiet gelten wegen ihrer Bedeutung für die Diamanten-Exploration als gut erforscht. Leider sind die diesbezüglichen Berichte in der Regel nicht publiziert und eigene Forschungen beruhen auf bloßen Beobachtungen. Abb. 45 zeigt eine Sequenz von maritimen Terrassen nach den Angaben von STOCKEN (1962). BESLER (1980: 22ff) beschreibt ähnliche Terrassenniveaus an der Lange-Wand-Küste des Namib-Ergs.



Zum besseren Verständnis im folgenden geomorphologischen Kontext werden die Transgressions- und Regressionsphasen nummeriert und teilweise mit Namen versehen. Die neue Namensvergabe richtet sich nach rezenten Orten, die (außer in einem Fall) in räumlicher Nähe zum jeweiligen Isohypsen- oder Terrassenniveau liegen:

(A) Endmiozäne Regression: Meeresspiegelstände von ca. 250-300 Meter unter heute NN (nach Angaben von DINGLE et al. 1983: 304) im Gefolge der angenommenen globalen Abkühlung, dem exzessiven antarktischen Eisaufbau und der „messinianischen Krise“ (Kap. 4.1.1). Das Benguela-System erreichte nach DIESTER-HAAS (1987: 65) erstmals die Walvis Ridge.

(1) Anichab-Transgression: Im Frühpliozän stieg der Meeresspiegel kontinuierlich auf etwa 90 bis 100 Meter über den rezenten Stand (HENDEY 1984) an. Der zugehörige Küstenformenschatz ist in Namibia weitgehend von späteren Prozessen überprägt. Gleichwohl sind Plattformen der entsprechenden Höhenlage entlang eines Großteils der Küste vorhanden. So bilden sie zum Beispiel die Basisfläche der sog. „Lange Wand“-Dünen südlich von Sandwich-Harbour. Auch an der Skelettküste nördlich von Cape Cross sind die Terrassentreppen besonders gut erkennbar. Nachgewiesen ist diese Terrasse auch an der südafrikanischen Richtersveld-Küste zwischen Port Nolloth und Alexander Bay/Oranjemund. Häufig sitzen jüngere Dünen dieser Stufe auf, die teilweise die Reste ehemaliger Strandlinien und Kliffs verdecken. Bei Langebaanweg (Westkap) liegen auf den entsprechenden Terrassenniveaus die pliozänen Sedimente der Varswater Formation (HENDEY 1978, 1984; SACS 1980: 607), deren unterste Stufe ein gekapptes Kaolinitprofil ist (TANKARD 1974: 267). Hangend folgt eine Sequenz von marin-litoralen Ablagerungen. Namensgebend für diese Phase in Namibia ist die Wasserstelle Anichab an der Sandvis-Lagune.

(B) Spätpliozäne bis frühpleistozäne Regressionsphasen: Nach FLOHN (1988) hat im Endpliozän eine erste ausgedehnte Vereisungsphase stattgefunden, die in der Größenordnung den pleistozänen Kaltzeiten entspricht. Der polare Eisaufbau führte zu einer globalen eustatischen Meeresspiegelabsenkung auf ca. 100-200 Meter unter dem heutigen Niveau (SIESSER & DINGLE 1981). Die von FULLER (1979) in diese Zeit eingeordneten Phosphatablagerungen auf dem äußeren namibischen Schelf werden in Verbindung mit intensiviertem Benguela-Upwelling gebracht (SUMMERHAYES et al. 1973; BREMNER 1980). Dies ist als ein weiteres Indiz dafür zu werten, daß die Intensität des Auftriebssystems mit Veränderungen des Meeresspiegels korrelierbar ist (BIRCH et al. 1986). Ebenso verdoppelt sich vom mittleren bis zum Endpliozän der Gehalt an organischem

Kohlenstoff in den Bohrkernen von ca. 1,5 auf 3 Prozent (Abb. 43 in Kap. 4.1.1). In der benthonischen Ostracodenfauna dominierte *Palmoconcha walvisbaiensis*, die ebenfalls starkes Upwelling anzeigt (DINGLE et al. 1996: 90). Für den Fall, daß Upwelling tatsächlich mit küstennaher Trockenheit gleichgesetzt werden kann, ist daher im Sinne eines logisch-historischen Indizienbeweises anzunehmen, daß das Klima des südwestlichen Afrikas im finalen Pliozän und frühesten Pleistozän eine Auslenkung in Richtung „arid bis semi-arid“, im damals küstennahen Bereich vielleicht auch hyperarid erfahren hat. Das hätte dann die pliozäne Feuchtphase beendet und evtl. zur ersten Ausbildung von vereinzelt Sandschilden in der Namib geführt.

Möglicherweise gab es auf dem trockengefallenen Schelf einen durchgängigen Dünengürtel. Unter diesem Aspekt eines Dünen-Habitatverbundes ist auch das sog. „Tenebrioniden-Problem“ (KOCH 1961) lösbar, wonach in den räumlich weit getrennten Ergs von Namib und Skelettküste eng verwandte endemische Schwarzkäferfaunen existieren. Solche Verbindungen können aber auch für spätere Regressionsphasen angenommen werden. Für das Hinterland sind semi-aride bis semi-humide Bedingungen anzunehmen, wobei beachtet werden muß, daß die Küste nach den mikrozoologischen Untersuchungen von DINGLE et al. (1996) rund 50 bis 60 Kilometer westlich der heutigen gelegen haben muß (180m-Plattform), da dort die entsprechenden Flachwasser- und Lagunenfaunen entdeckt wurden. Auch die Klimagradien waren also entweder stark gestreckt oder (wahrscheinlicher) nach Westen verschoben. Die eustatische Meeresspiegelabsenkung vom mittleren Pliozän bis ins frühe Pleistozän verlief vermutlich nicht kontinuierlich, sondern war von untergeordneten Stagnations- und Transgressionsphasen gegliedert.

Diese Vermutung begründet sich aber vor allem auf den wahrscheinlichen Korrelationen von Meeresspiegel mit den Sauerstoffisotopenstadien- und Meerestemperaturkurven von EMBLEY & MORLEY (1980). Möglicherweise lassen sich aber unterstützend zu dieser Argumentation evtl. in diese Phase terrestrische Sedimentkörper einordnen, die ihrerseits in Schüttungsphasen untergliedert werden können (Kap. 4.2).

(2) Goanikontes-Transgression: Für das Altpleistozän sind weltweit erhebliche Meeresspiegel-Hochstände nachgewiesen (KLAMMER 1982). Im gut erforschten, allerdings aber tektonisch aktiven Mittelmeerraum fällt der älteste pleistozäne Hochstand, die calabrische Transgression mit Terrassenhöhen von etwa 150 Meter über heute NN, in die Tegelen-Warmzeit. Im tektonisch eher stabilen südwestlichen Afrika befinden sich diese Terrassen ca. 110 bis 120 Meter über NN und stellen die oberste Grenze des geomorphologischen Litorals dar (LESER in BESLER et al. 1994: 154; vgl.

auch DAVIES 1956, 1973). Besonders gut dokumentiert sind sie an der Namaqualand- und Richtersveld-Küste sowie im südlichen Diamantensperrgebiet. Aufgrund der vergleichbaren Höhenlage besteht Verwechslungsgefahr mit dem Anichab-Zyklus (1), der aber durch Faunenreste (s. o.) gut bestimmbar ist. Verzahnungen und Überformungen sind möglich. Namensgebend für diese Phase ist die Wasserstelle Goanikontes (150 m ü. NN) im Swakoptal.

(C) Post-Goanikontes-Regression: Für die Küstenformen des atlantischen Typs (KLAMMER 1982) wird im Eburon (Post-Calabrium) ein Tiefstand angenommen, der unter dem heutigen Meeresspiegel liegt. Aufgrund der späteren Überformung sind zugehörige Plattformen nicht mehr eindeutig zuzuordnen.

(3) Nonidas-Transgression: Ähnlich wie bei (2) sind im frühen Mittelpleistozän (Waal) im Mittelmeerraum Meeresspiegelhochstände (Sizil-Transgression) nachgewiesen, deren Terrassen heute bei etwa 100 m ü. NN liegen. Bezüglich der Tektonik gelten natürlich die gleichen Aussagen wie für (2): auch hier sind Terrassen, die etwa bei 70 bis 90 m ü. NN gelegen haben dürften, noch nicht eindeutig dokumentiert (DAVIES 1973), da sie in ihrer Ausdehnung etwa den früheren transgressiven Phasen entsprechen. Die Benennung erfolgte nach der Wasserstelle Nonidas im Swakoptal (ca. 80 m ü. NN).

(D) Post-Nonidas-Regression: In der Menap-Kaltzeit (Kageran/Günz) erfolgte wie im Eburon mit einem verstärkten polaren Eisaufbau der Nordhemisphäre eine Regressionsphase (Syrische Regression) bis unter den heutigen Meeresspiegelstand. Auch in dieser Phase sind zugehörige Plattformen nicht mehr eindeutig zuzuordnen.

(4) Rooikop-Transgression: Im Gegensatz zu den früheren Meeresspiegelhochständen ist diese Phase nahe bei den Untersuchungsgebieten gut dokumentiert. Sie dürfte etwa in die Cromer-Warmzeit (ca. 800 bis 600 ka BP) gehören und mit den Milazzo-Transgressionen im Mittelmeerraum zusammenfallen. Bei Rooikop nahe Walvis Bay liegen entsprechende Terrassen mit Strandgeröllen und Fossilien einer Warmwasserfauna (s. o.) in 35 bis 50 m ü. NN (vgl. MILLER & SEELY 1976 und DINGLE et al. 1983: 282). Die Ablagerungen sind heute leicht gipsverkrustet in bräunlich-rötlicher Matrix und etwa 0,5 bis 1 m mächtig. Hangend befinden sich stark gipsverkrusteter granitischer Grus und Kies (wahrscheinlich vom nahen Rooikop-Inselberg) mit nach unten abnehmender Verkrustung. Liegend zu den marinen Ablagerungen ist kreuzgeschichteter äolischer Sand, möglicherweise wech-

sellagernd mit söhligen Flußsand-Sedimenten (mit schluffig-tonigen Straten und Trockenrissen) dokumentiert. Ein Referenz-Profil (bei 14°37' E und 22°57' S) gibt auch SCHOLZ in SANDELOWSKY (1977: 225). Angesichts der Faunenreste datiert er diese Warmwasserperiode ohne genauere Zuordnung ins Pleistozän (SANDELOWSKY 1977: 226). Eine quasi-identische maritime Terrasse ist bei Alexander Bay (Namaqualand-Küste) u. a. beschrieben von HAUGHTON (1932a), TANKARD (1975) und SACS (1980: 608: „Alexanderbay-Formation“), ebenfalls mit einer vergleichbaren Warmwasserfauna. Alle jüngeren Terrassen (z. B. Alexander Bay A-C) tragen keine eindeutige Warmwasserfauna mehr (CORVINUS 1979). Namensgebend für diese Phase soll der Rooikop-Inselberg sein, etwa 15 Kilometer östlich Walvis Bay gelegen.

**(E) Post-Rooikop-Regression:** Im Kamasian (Elster/Mindel) ist eine sehr ausgedehnte Regressionsphase mit einem Tiefstand von ca. 200 Meter unter heute NN im Mittelmeerraum belegt (römische Regression). Ein ähnlich weiter Rückzug im Südatlantik dürfte die Küstenlinie der Namib etwa um 60 Kilometer nach Westen verlagert und damit auch die Erosionsbasis der aus dem Hochland zum Atlantik entwässernden Flüsse erheblich erniedrigt haben, was besonders in anschließenden Feuchtphasen zu rapider Einschneidung geführt haben muß. Die genaue Höhenlage der entsprechenden Strandlinien unter dem Meeresspiegel ist jedoch nicht eindeutig festgelegt.

**(5) Vineta-Transgression:** Während des Elster-Saale-Interglazials (Holstein) der Nordhemisphäre stieg der Meeresspiegel wieder bis auf über das heutige Niveau. Im Mittelmeergebiet liegen die entsprechenden Terrassen der Tyrrhen-Transgression ca. 30 m ü. NN. Im südwestlichen Afrika sind nach der Zusammenstellung bei LESER in BESLER et al. (1994: 154) Terrassenplattformen in 18 bis 25 Meter Höhenlage weit verbreitet, die ebenfalls ins Holstein (z. B. Alexanderbay-D-Terrasse) eingeordnet werden (vgl. auch DINGLE et al. 1983: 282). Die Benennung erfolgte nach dem Swakopmunder Vorort Vineta.

**(F) Post-Vineta-Regression:** Für das Kanjeran (Saale) wird ein (E)-ähnlich ausgedehnter Rückzug des Meeresspiegels angenommen (CHAPPELL & SHACKLETON 1986: 137). Änderungen der ozeanischen Bedingungen sind also auch in dieser Zeit zu vermuten. Bezüglich der Plattformen, die Tiefstände dokumentieren, gilt ebenfalls den vorangegangenen Regressionen (A) bis (E) vergleichbares.

(6) Walvis-Transgressionen: In 6 bis 12 m ü. NN befinden sich heute fast überall im südwestlichen Afrika Terrassenplattformen, die von LESER in BESLER et al. (1994: 156) ins frühe und späte Eem eingeordnet werden und damit den Monastir-Hochständen des Mittelmeers entsprechen (dortselbst ca. 20 m ü. NN). Es wurden mindestens zwei Niveaus festgestellt. Die unteren Terrassen tragen zum Teil fossile Böden (z. B. bei Wlotzka's Baken), die oberen fossile Bodensedimente (z. B. bei Hentiesbaai). Letzteres könnte einerseits an der Morphoposition im Omaruru-Delta-Schwemmbereich liegen, andererseits aber auch auf einen Übergang zu einer morphologisch aktiveren (feuchteren?) Phase hinweisen. Dafür sprechen die auf die Terrassen eingestellten „Hängetälchen“, deren kleine Einzugsgebiete heute sämtlich in dem ariden Gebiet der Namib liegen. Die unteren Terrassen bei Wlotzka's Baken deuten mit ihrer Bodenbildung (vgl. auch LESER in BESLER et al. 1994: 154) eher auf eine stabilere Phase hin.

Letztlich kann aber keine genauere paläoklimatisch-landschaftsgeschichtliche Aussage getroffen werden, die über die Feststellung zweier eng beieinanderliegenden Eem-Niveaus mit einer schwachen Bodenbildung auf dem niedrigeren (ca. 8 m, nach LESER in BESLER 1994: 154) hinausgeht. Das höhergelegene laminierte Bodensediment bei Henties Baai befindet sich, anders als die Terrassen bei Wlotzka's Baken, ja im direkten Mündungsbereich eines großen Fremdlingsflusses (Omaruru) und muß keineswegs aus der näheren Umgebund stammen. Es wurde subrezent von einer dünnen äolischen Sanddecke mit Grobsandpflaster überdeckt, schwach gipsinkrustiert und durch die jüngere Kliffbildung angeschnitten. Deshalb ist eine eindeutige genetische Zuordnung zur Terrasse möglich und ein jüngerer Alter, etwa durch eine äußerst extreme Omaruru-Flut, wenig wahrscheinlich. Nach LESER (s. o.) wurden auf allen Terrassen bei Wlotzka's Baken nicht näher bestimmte Steinwerkzeuge festgestellt. Die entsprechenden Terrassen an der Alexander Bay tragen keinen Nachweis auf wesentlich wärmere Meerestemperaturen (vgl. MAUD 1990). Namensgebend war die Walvis Bay.

(G) Post-Walvis-Regressionen: Mehrere Meeresspiegeltiefstände sind aus dem Gamblian (Weichsel) bekannt (DINGLE et al. 1983; CHAPPELL & SHACKLETON 1986: 137), von denen der niedrigste bei ca. 110 m unter NN ins jüngste Hochglazial (18.000 BP) datiert wurde (vgl. MAUD 1990). Für die Zeit um 70.000 BP ist eine Plattform in 70 Metern Tiefe beschrieben (vgl. dazu auch EITEL 1994a: 40-41). Ein Anzeichen, daß der Meeresspiegel im Gamblian sehr starken Schwankungen unterlag, ist darin zu sehen, daß zwischen den beiden Tiefständen ein interstadialer 4-Meter-

Hochstand (ca. 26.000 BP nach RUST & WIENEKE 1976) festgestellt wurde. HEINE (1982, 1991: 62) lehnt aufgrund von Datierungsproblemen einen innerwürmzeitlichen Hochstand jedoch ab.

Vorstehender plio-pleistozäner Phasenablauf ist als relative Einordnung von weiträumigen Meeresspiegelschwankungen unter der Annahme, daß solche Schwankungen im wesentlichen global vonstatten gehen, zu sehen. Diese Annahme ist nach den Grundlagen der *seismic stratigraphy* (vgl. VAIL et al. 1977) zulässig und wird - soweit deutlich möglich - durch Befunde aus Namibia unterlegt. Auch PICKFORD (1998: 6) bestätigt mit Hilfe der Analyse von Paläofaunen auf Terrassen der Namaqualand-Küste diesen Phasenablauf. Aufgrund der tektonischen Überlagerungen aus Vergleichsgebieten, beispielsweise dem gut dokumentierten Mittelmeerraum (KAISER 1967), sind absolute Einordnungen und Höhenkorrelationen nicht möglich. Auch innerzyklische (sekundäre) Schwankungen tragen hier zur Komplexität bei. Insgesamt darf es aber als gesichert gelten, daß der Meeresspiegel seit dem ausgehenden Miozän im südlichen Afrika, wie auch in Australien (PICKFORD 1998), um etwa 400 Meter geschwankt hat (von 250-300 m unter dem heutigen Niveau im Endmiozän/Frühpliozän auf ca. 100 m über den heutigen Stand im Pliozän und Altpleistozän, Abb. 43). Diese zyklischen Veränderungen müssen gravierende Auswirkungen auf die Lage, Ausdehnung und Intensität des Benguela-Auftriebssystems gehabt haben (EMBLEY & MORLEY 1980, DIESTER-HAAS 1987, ROGERS 1990, HAY & BROCK 1992, DINGLE 1995), wie auch Erkenntnisse aus der Erforschung der Phosphorit-Lagerstätten auf dem Schelf (z. B. BREMNER 1980; BIRCH et al. 1983) und der Benthos-Fauna (z. B. DINGLE et al. 1996) belegen. Sie sind als wichtigste Determinante für regionalklimatische Veränderungen im südwestlichen Afrika zu sehen. EMBLEY & MORLEY (1980) und MORLEY (1979) definierten auf Basis von Sauerstoffisotopenverhältnissen in Foraminiferenschalen vom namibischen Schelf ( $\delta^{18}\text{O}$ ) 19 Isotopenstadien für die letzten 700 ka (Abb. 44). Demnach gab es in dieser Zeit 6 eher kühle Perioden (Stadien 2, 4, 10, 12, 16, 18) und 7 wärmere (Stadien 1, 5, 7, 11, 13, 17, 19). Die kältesten Meerwassertemperaturen traten erst im Spätquartär auf mit einem Minimum im LGM (18.000 BP) und einem bei 62.000 BP. Zwei Phasen zwischen 70.000 bis 120.000 (Stadium 5) und bei ca. 500 ka (Stadium 13) waren wesentlich wärmer ( $> 19^\circ \text{C}$  im Winter,  $> 25^\circ \text{C}$  im Sommer). Die höchsten Meerwassertemperaturen innerhalb dieses Zeitraums wurden in der zweiten Hälfte des Isotopenstadiums 18 (also vor rund 650 ka) mit  $22^\circ \text{C}$  im Winter und ca.  $26^\circ \text{C}$  im Sommer erreicht. Zu dieser Zeit bestand im untersuchten Gebiet mit größter Wahrscheinlichkeit kein Auftriebssystem von antarktischen Kalt-

wässern. Die Grundvoraussetzungen für ein arides Küstenklima waren also nicht gegeben. Ähnliches dürfte auch für die anderen Warmwasserstadien gelten.

Insgesamt schwankten insbesondere die Wintertemperaturen der Meeresoberfläche und die saisonalen Unterschiede besonders heftig (vgl. SCHNEIDER 1995: 137). Inwieweit die geomagnetische Matuyama-Brunhes-Grenze (690 ka BP) ozeanologisch und klimatologisch wirksam wurde, muß ungeklärt bleiben, obwohl PETERSON & LOHMANN (1982) hier auf Grundlage von Faunenanalysen die Zeitmarke zur Trennung eines wärmeren Altpleistozän von einem kühleren jüngeren Pleistozän ziehen. Tatsächlich trägt ja die noch in das Altpleistozän (Cromer ?) zu stellende Terrasse der Rooikop-Transgression die jüngste nachgewiesene eindeutige Warmwasserfauna. Die Annahme einer gravierenden Änderung klimabestimmender Grundbedingungen und damit auch der geomorphologischen Milieus wären demnach berechtigt. Die Sauerstoff-Isotopenanalysen aus Bohrkernen nach EMBLEY & MORLEY (1980) bestätigen ja ebenso quartäre Schwankungen (HEINE 1991). CHAPPELL & SHACKLETON (1986) stellen gleichfalls eine sehr gute Korrelation von  $\delta^{18}\text{O}$ -Phasen und Meeresspiegelschwankungen fest. Unterstützende Indizien aus dem terrestrischen Bereich können allerdings nur die geomorphologischen Befunde beisteuern.

Einschränkend angefügt werden muß noch, daß PARTRIDGE & MAUD (1987) aufgrund ihrer Beobachtungen an der Ost- und Südküste Südafrikas die tektogenetische Entstehung von Küstenplattformen in den Vordergrund stellen und eustatische Meeresspiegelschwankungen nur für gering wirksam halten. Diese Ansicht würde aber die Existenz jüngerer ausgedehnter Störungs- und Bruchsysteme mit tektonisch bedingtem Materialversatz voraussetzen, für die es in Namibia keine hinreichenden Belege gibt. Insbesondere die terrestrischen Plattformen mit den Warmwasserfaunen, z. B. bei Rooikop oder Alexander Bay sind tektonisch kaum erklärbar.

**Fazit:** Die ozeanographisch-klimatologischen Grundbedingungen für eine aride, trocken-stabile Westküsten-Wüste waren vor dem Endmiozän/Frühpliozän mit nur sehr geringer Wahrscheinlichkeit gegeben. Anschließend unterlagen sie stark schwankenden, mit dem Meeresspiegel korrelierbaren Verhältnissen bis ins mittlere Pleistozän. Ab dem mittleren Pleistozän ist eine ebenfalls schwankende, aber progressive Entwicklung hin zu dauerhaftem Benguela-Auftriebssystem zu sehen.

## 4.2 Die Rumpfflächen der Namib und Prä-Namib in Zentral-Namibia

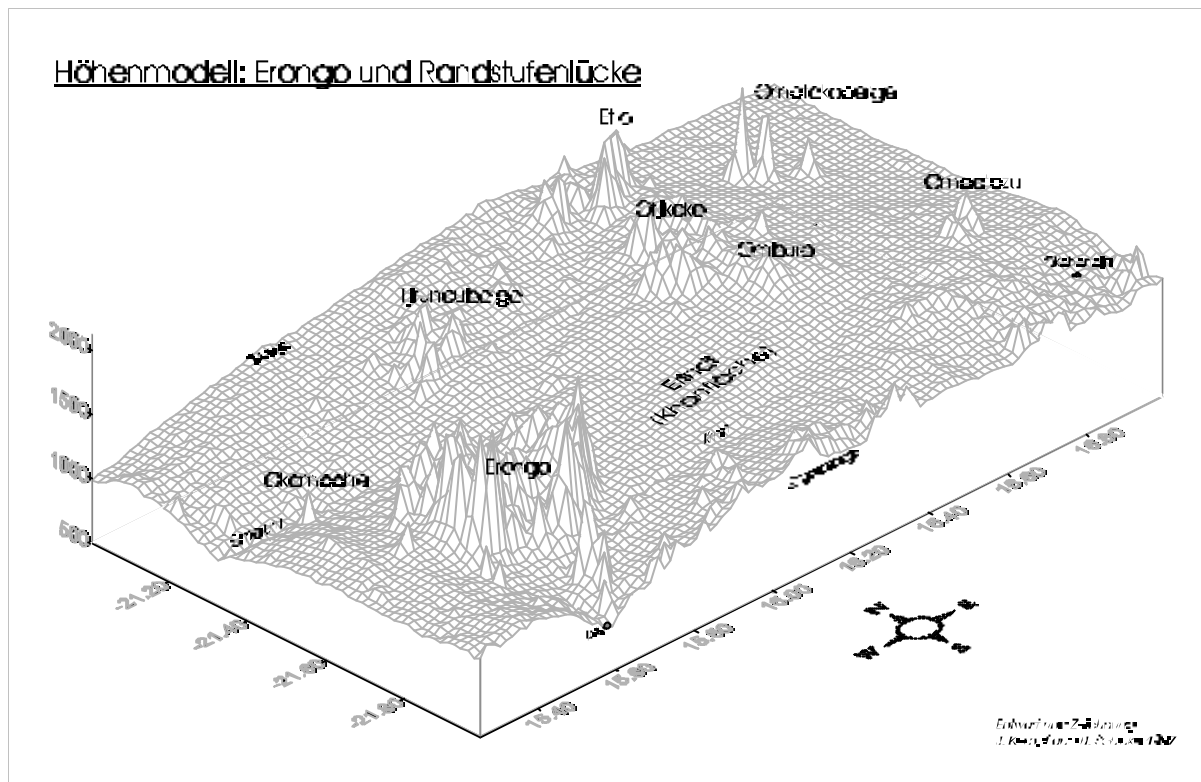
An das Litoral schließt sich östlich die insgesamt sehr gut erhaltene Rumpffläche der Namib an, die südlich des Swakop in etwa 100 bis 130 Kilometer Küstenentfernung entweder auf den Fuß der Großen Randstufe (Great Escarpment) bzw. vorgelagerter zonaler Auslieger-Inselberge oder auf subsequente Entwässerungslinien stößt. Etwa zwischen Swakop und Ugab reicht sie, über die sog. Randstufenlücke hinweggreifend, in ebenso guter Erhaltung bis in den Hochlandscheitelbereich des Kalahari-Becken-Abfalls (Blockbild Abb. 46). Die Rumpffläche schneidet dabei, von Meereshöhe bis auf etwa 1000 Meter über NN am Randstufenfuß und auf etwa 1500 Meter im Hochlandscheitel sanft konvex ansteigend, eine Vielzahl präkambrischer und jüngerer Gesteine.

Die jüngsten erhaltenen, von der Flächenbildung eingerumpften oder pedimentierten Gesteine beinhalten kretazische Granite (z. B. bei den Spitzkoppen oder nahe Omaruru), Syenite (z. B. bei Cape Cross) und Foyaite (z. B. bei Henties Baai, Etanenoberg bei Kalkfeld). Die höchsten Inselberge aus Gesteinen dieser intrusiven Post-Karoo-Komplexe überragen das heutige Flächenniveau um über 600 Meter (z. B. Spitzkoppen). Es erfolgte also seit etwa der Oberkreide eine Flächentieferlegung um mindestens diesen Betrag, wahrscheinlich noch weit mehr. Etwas jünger, aber wohl ebenfalls noch (ober-) kretazisch müssen einige Karbonatit-Schlote (Osongombo, Ondurakarume, Eisenberg nahe Kalkfeld und bei Kwaggaspan im ehemaligen Otjihorong-Reservat des Damaralandes) eingestuft werden, da der Ondurakarume-Schlot noch kretazische Granite durchschlägt. Besonders der Eisenberg-Komplex ca. 10 Kilometer nordwestlich von Kalkfeld zeigt beträchtliche Pedimentierung und Entwicklung eines intramontanen Beckens.

In den gleichen Zeitrahmen fallen die zahlreichen Diabas-Gänge der nördlichen Zentral-Namib, die als Förderlinien oder *sills* des (Post-) Gondwana-Vulkanismus gedeutet werden. Sie treten heute zwar größtenteils um einige 10er Meter aus der Rumpffläche hervor, sind aber oft so tief chemisch durchverwittert, daß sie selbst von kleinen Rivieren ohne bedeutendes Einzugsgebiet mühelos epigenetisch gequert werden. Unter diesen petrographischen Gesichtspunkten ist ein tertiäres Alter der Namib-Rumpffläche anzunehmen, ein mittel- bis spättertiäres sogar wahrscheinlich.

Die Neigung der Namibfläche beträgt im Mittel etwa 1 %, erreicht aber besonders in den stärker gewölbten Bereichen auch Werte bis 1,5 %, während besonders zum Randstufenfuß hin eine Abflachung feststellbar ist. Dieser kontinuierliche hypsometrische Gradient bis zum Ozean hat zur Folge, daß es sich um einen reinen Abtragungsbereich handelt.





**Abbildung 46:** Blockbild eines Teils der Randstufenlücke mit Erongo-Gebirge, Tjirundu-Bergen und dem Etjo-Plateau zwischen  $21^{\circ}$ - $22^{\circ}$  Süd und  $15^{\circ}30'$ - $17^{\circ}$  Ost. Dabei handelt es sich ökologisch um den Übergangsbereich von der Prä-Namib-Halbwüste im Westen zur Trockensavanne der Kalahari. Am Khan-Oberlauf mit der Okarumatero-Fläche und der Otjihaenamaparero-Fläche nördlich des Etjo-Plateaus zieht die Rumpffläche über den Hochlandsscheitel hinweg zur Kalahari-Abdachung. Dazwischen zergliedert sie die Otjikoko- und Omburo-Berge in eine Rahmenhöhen-Beckenlandschaft (z. B. Springbokvlakte im Gebiet von Okatjerute und Otjimakuru). Die Wasserscheide zwischen west- und ostwärts gerichteten Entwässerungslinien ist dabei so flach, daß sich in diesen extrem abflußperipheren Lagen schwach eingetiefte kleine Becken mit Pfannen entwickelt haben (Heuwelsrus, Koppie Alleen, Retreat, Wintershoek, Ongombeanavita, Okarumatero, Okombahe 16). Westlich des dargestellten Bereichs schließt sich der kaum gegliederte Namib-Teil dieser Fläche an.

Die morphologische Gliederung dieses Abtragungsbereichs beschränkt sich auf den typischen Formenschatz von Rumpfflächenlandschaften: Spülflächen mit Flachtälern (4.2.1.1), Rumpftreppen (4.2.1.2), Inselberge (4.2.1.3), Pedimente, Glacis und Schwemmebenen (4.2.1.4), Krustenflächen (4.2.1.5), Paläoböden (4.2.1.6) und Pfannen (4.2.1.8). Glacis und Schwemmebenen sowie Endpfannen stellen neben Flußterrassen (4.2.2) die einzigen möglichen Sedimentationsbereiche dar, die evtl. reliefgeschichtlich ausgewertet werden können. Südlich des Kuiseb wird die Rumpffläche vom Namib-Erg überlagert, der in Kapitel 4.2.1.9 kurz angesprochen wird (vgl. dazu BESLER 1980, BESLER & PFEIFFER 1994 u. a.). BESLER (1972) hat die Zentral-Namib morphologisch dreigegliedert in eine 20 bis 40 Kilometer breite Küstenzone unter vorwiegendem Nebel einfluß, eine 25 bis 35 Kilometer breite Mittelzone und eine bis zu 80 Kilometer breite randstufennahe Zone mit dem Übergangsbereich zur Prä-Namib und dem Escarpmentfuß. Diese Gliederung kann im wesentlichen nachvollzogen werden.

## 4.2.1 Beschreibung des Rumpfflächenreliefs „zwischen den Rivieren“

### 4.2.1.1 Das Spülflächenrelief mit Flachtälern

Die Formen und Prozesse auf der Haupttrumpffläche im Bereich von Namib, Prä-Namib und Randstufenlücke waren bisher nur sehr selten Gegenstand von Untersuchungen - abgesehen von der Erforschung der Carbonat-Inkrustierungen. Die meisten Autoren, wie LOGAN (1960), RUST & WIENEKE (1976), OLLIER (1977, 1978), WARD et al. (1982), MARKER (1983), WARD (1987), RUST (1989), WILKINSON (1990), WARD & CORBETT (1990) oder auch BESLER et al. (1994) beschränken sich im wesentlichen auf das fluviale Relief, insbesondere der die Fläche querenden, tief zerschnittenen Täler. Dabei bildet diese gut erhaltene Rumpffläche die bei weitem ausgedehnteste Reliefeinheit westlich des Escarpments. Ihre landschaftsprägende Stellung wird in zahlreichen Arbeiten hervorgehoben und der Abschluß ihrer aktiven Weiterbildung (Tieferlegung) gibt einen wichtigen zeitlichen Ansatz für die Annahme eines Milieuwechsels von Flächenbildung förderndem zu Flächen erhaltendem oder Zerschneidung verursachendem Morphomilieu/Klima. Die Haupttrumpffläche muß als morphogenetisch älteste Form der hier betrachteten Abtragungslandschaft angesehen werden.

Die horizontale Gliederung von solchen über weite Strecken homogen und eintönig erscheinenden Rumpfflächen erscheint schwierig. Letztlich stehen nur die oberflächlichen Bedeckungen, Bodenbildungen (Kap. 4.2.1.7) und der Formenschatz der nicht nennenswert eingeschnittenen Entwässerungslinien mit ihren temporären Mikrosedimentationsbereichen zur Verfügung.

Als Großform handelt es sich um sanft (überwiegend küstensenkrecht) gewellte Flächen mit regional unterschiedlichen Auflagen. Die Reliefunterschiede zwischen Spülmulden und Spülscheiden betragen oft nur wenige Dezimeter bis Meter über einige Kilometer hinweg. Dem entsprechend gering ist das Gefälle von der lokalen Wasserscheide zum Muldentiefsten (viel geringer als der küstenparallele mittlere hypsometrische Gradient von 1 %). Autochthone Niederschläge führen nur bei großer Intensität zu nennenswertem Oberflächenabfluß. Infiltrierende Niederschlagswässer sammeln sich im Deckschichten-Kontaktbereich und fließen subterran entweder als Interflow direkt zu den Tälern der Hauptvorfluter (vgl. LÜCK 1997a) oder indirekt über die Verfüllungen der Spülrinnen. Der weitaus größte Teil der autochthonen Wässer scheint also unterirdisch abzulaufen.

In der östlichen Namib und der Prä-Namib sind innerhalb der breiten Spülmulden oft breite, flache Tälchen entwickelt, auf deren Boden dendritisch organisierte Drainagelinien verlaufen. Die Hauptlinien im Taltiefsten sind dabei stark anastomosierend und verlagern sich je nach Abfluaufkommen

und Herkunft lateraler Zuflüsse im Zusammenwirken von Abtrag, Durchfluß und Sedimentation. Vielfach wechseln Abrißkanten, Miniterrassen und Miniakkumulationen verschiedener Abflußereignisse sich ab, so daß lokal ein stark differierendes Muster entsteht. Auf diese Leitbahnen ist auch ein Großteil der Vegetation kontrahiert. Sie strahlen von den Inselbergen radial aus und gehen nach Westen zu in küstensenkrechte Muster über.

Eine tiefere Einschneidung dieser Rinnsale erfolgte nicht, da ihre Einzugsgebiete sämtlich im heute niederschlagsarmen Gebiet liegen (vgl. SPREITZER 1963, 1966 a/b; PFISTER 1982: 46, unpubl.). Lediglich im Bereich von exponierten Grundhöckern, am Unter- und Mittelhang von Inselbergen oder stark verwitterten Pedimenten sowie an Positionen, den denen die Drainagelinien eventuelle Kanten der Flachtälchen obsequent durchfließen, kam es bisweilen zu Einschneidung in die Deckschichten oder das Anstehende. Große Bereiche dieses Mesoreliefs sind, insbesondere auf den Spülscheiden und den langen Spülscheidenhängen, von einem dichten Geflecht sehr schwach ausgeprägter, kleiner bis kleinster Fließlinien (Breite im Millimeter- bis maximal Dezimeterbereich) überzogen. Sie sind kaum eingetieft (bis wenige Zentimeter) und lassen sich oft nur anhand von Feinmaterialspuren zwischen Serirflächen der Namib verfolgen. Sie verlaufen scheinbar regellos, oft wechselweise konvergierend und divergierend. Vielfach enden diese Mikrofließlinien in der Fläche, wobei v. a. auf den Spülscheiden aufgrund der geringen Neigung die Fließrichtung nicht immer eindeutig festgestellt werden konnte (mit einem gängigen Neigungsmesser). Gelegentliche Spuren von Windschliff an den Endpunkten lassen in Einzelfällen die Vermutung zu, daß eine (geringe) äolische Reliefkappung vorliegen könnte.

Es läßt sich also eine morphologische Viergliederung des Spülflächenreliefs feststellen:

1. langwelliges Spülscheiden-Spülmuldenrelief mit kaum ausgeprägten Übergängen,
2. breite Flachtäler innerhalb der Spülmulden mit teilweise schwach ausgebildeten Terrassenkanten (Höhe bis zum Meterbereich), partiell kolluvial/alluvial verfüllt,
3. anastomosierende Spülrinnen im Flachtal- oder Muldentiefsten mit dendritisch organisierten lateralen Rinnensystemen von den Spülscheiden zum lokalen Vorfluter in den Flachtälern,
4. Mikroabflußlinien in unzerschnittenen Spülscheidenbereichen und Spülscheidenhängen.

Nicht alle dieser Flachtäler sind auf die die Namib querenden großen Riviere eingestellt, sondern laufen häufig im Flächenniveau parallel zu den tief eingeschnittenen Hauptvorflutern. Wo letztere das Spülscheiden-Spülmuldenrelief anschneiden, kommt es meist zu sehr markanten Gefällsknicken in deren Längsprofil bis hin zur Ausbildung von Wasserfällen (selbst küstennah). Gut ausgeprägt ist dieses Reliefgefüge vor allem im nordwestlichen Erongo-Vorland und dem Spitzkoppe-Gebiet, aber

auch zwischen der Hentiesbaai-Uis-Pad und Brandberg/Messum oder auf der Tumas-Tinkas-Vlakte südlich des Swakop.

In der westlichen, küstennahen Namib kann ein ähnlicher Formenschatz beobachtet werden. Allerdings sind hier eventuelle Terrassenkanten der Flachtäler im Spülflächenrelief nur noch schwer zu verfolgen. Sie scheinen generell einige (Zehner) Kilometer vor der Küste auszulaufen. Teilweise fehlen sie ganz und die kleinen Spülrinnen verlaufen küstensenkrecht pendelnd im flachwelligen Relief. Sie enden entweder direkt an der Küste in Salztöpfen bzw. kleinen Endpfannen (nördlich des Swakop) oder werden durch einen Dünengürtel blockiert („tsondabisiertes Relief“ nach RUST & WIENEKE 1976, südlich des Swakop).

Allgemein zeigen die Spülrinnen, ähnlich den größeren Rivieren (Kap. 4.2.2), eine Akkumulations-tendenz, d. h. sie werden rezent mit alluvialem Material verfüllt. Dieses wird in den relativ seltenen Regenjahren als Schwallwassersediment aus der Spülfläche der näheren Umgebung, in extrem seltenen Fällen auch aus weiterer Entfernung zugeführt und bei abnehmender Gefälldynamik und Fließgeschwindigkeit akkumuliert. Die Hauptsedimentationsbereiche liegen dabei an den Gleithängen und den Übergangsbereichen zwischen Prall- und Gleithängen der anastomosierenden Spülrinnen im Muldentiefsten. Dadurch kommt es bei starker lokaler Fließdynamik häufig zu kurzzeitigen Aufstauungen und Minidurchbrüchen. Diese stark wechselnde und extrem von den jeweiligen Lokalbedingungen sowie von dem hochvariablen Niederschlagsregime abhängige Abfluß-, Infiltrations- und Akkumulationsdynamik auf dem Relief zwischen den Rivieren ist nur schwer kalkulierbar. Generell scheinen aber auch die rezenten Feuchthjahre nicht so viel Transportkraft zu entwickeln, daß es zu nennswertiger Ausräumung bzw. Materialabfuhr kommt. Es scheint ein gewisses morphodynamisches Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Abtransport zu herrschen.

In den weitaus häufigeren Trockenjahren erfolgt eine Oberflächenstabilisierung in Form von Grobsandpflastern durch Ausblasung der Feinmaterialfraktionen. Sehr häufig wird allerdings dieses Grobsandpflaster der breiten Spülrinnen durch biogene Einflüsse (v. a. zoogene Aktivität) wieder zerstört, so daß es regelmäßig zur Korndurchmischung und erneuter Ausblasung kommt. Im Untersuchungszeitraum wurden in fast allen Spülrinnen der inneren Namib weit verbreitete Trampelspuren beobachtet, von denen allenfalls kleine und kleinste untergeordnete Fließlinien (Breite im Dezimeterbereich) ausgenommen sind. Letztere weisen auch eine feiner texturierte Verfüllung und teilweise Krustenbildung auf - ein Hinweis auf jahrzehntelange Oberflächenstabilität.

HÖVERMANN (1978: 61) erkennt in dem Wechselspiel von Wind- und Wasserwirkung an den sich verlagernden Spülrinnen eine „aktive Denudationsfläche“ mit Tieferlegungstendenz. Dabei soll

die für die Namib charakteristische Kombination aus Flächenspülung bzw. „flächenhaft wirkender Rinnenspülung“ mit der Windwirkung der Eintiefungstendenz der Gerinne entgegenarbeiten. Die flächenhafte Wirkung der Rinnenspülung soll durch das Pendeln der Gerinne in der Fläche zustande kommen, wobei die entstehenden Terrassenkanten durch Windschliff ausgeglichen (abgeschliffen) und von Sand verhüllt werden sollen. Im Gegensatz dazu sehen SPREITZER (1966a) und auf Basis der ozeanischen Befunde auch DIESTER-HAAS et al. (1988: 88) die Rolle der äolischen Abtragung in der Namib eher untergeordnet. SPREITZER (1966a: 81) verzeichnet eine frische Erhaltung der von den seltenen fluvialen Prozessen der Namib geschaffenen Formen über viele Jahre hinweg.

Bei dem oben vorgestellten Modell der kombinierten fluvial-äolischen Flächentieferlegung in der Namib werden mehrere Gesichtspunkte übergangen, die vermutlich aus HÖVERMANNs (1978) einmaligem Lokalvergleich der Prozesse eines „Feuchtjahres“ mit denen eines „Trockenjahres“ zustandekommen:

1. Die Hauptabflurrinnen „pendeln“ keineswegs generell im Niveau der Fläche, sondern allenthalben zwischen den altangelegten künstensenkrechten Spülscheiden in der inneren Namib bzw. im Tiefsten breiter Flachtäler in der östlichen Namib und Prä-Namib. Ihre laterale Dynamik ist daher sehr eingeschränkt.
2. Die küstennahen Flechtenrasen belegen dort bestenfalls eine extrem geringe aktuelle Reliefdynamik außerhalb der Riviere. Am Welwitschia-Drive bei Goanikontes sind selbst 100 Jahre alte Wagenspuren des sog. Baai-Wegs erhalten. Anhand von Fotovergleichen stellt MASSMANN (1976: 46) fest, daß sich nach fast 100 Jahren selbst der Lageort einzelner Steine in der Namib nicht verändert hat.
3. Das vorgestellte Prozeßgefüge setzt ein Höhenstockwerk der Sandschwemmebenen voraus, das aber in der Zentral-Namib allenfalls lokal (z. B. im Bereich der Tinkas-Vlakte nahe des Langer Heinrichbergs bis zum Randbereich der sog. Moon Landscape oder zwischen Chuos-Bergen und Khantal) vorhanden ist (Kap. 4.2.1.4). Der weitaus größere Teil besteht aus Krusten-, Hamada- oder Serir-Oberflächen.
4. Ein großer Teil der Namib-Oberfläche zwischen Kuiseb und Ugab ist carbonatverbacken, die die präkambrischen und kambrischen Gesteine schneidende Fläche daher fossilisiert.
5. Es treten zwar stellenweise relativ frisch wirkende Gesteine an die Oberfläche, doch der größte Teil des Namib-Grundgebirges ist augenscheinlich tief chemisch verwittert, wie an quasi allen Aufschlüssen in den die Namib querenden Rivieren beobachtet werden kann. Da aber weder der Saproлит, noch die reliktsche, feinmaterialreiche Bodendecke unter den gegenwärtigen Bedin-

gungen gebildet werden können, wäre bei einem rezenten Tieferlegungsprozeß deren vollständige Ausräumung (samt den hangenden Carbonatkrusten) zu erwarten.

6. Die Haupttrumpffläche der Namib setzt sich südlich des Kuiseb unter dem Namib-Erg im gleichen Höhenniveau fort. Mindestens seit Entstehung des Ergs kann dort keine Tieferlegung der Haupttrumpffläche stattgefunden haben. Eine Tieferlegung der Flächennamib im aktuellen Morphomilieu hätte zur Folge, daß dann *eo ipso* die Zentralnamib morphologisch tiefer liegen müßte als die Erg-Basis. Das ist nicht der Fall (vgl. auch RUST 1996).

Da an Vorzeitformen in der Namib sowohl die Spülscheiden-Spülmulden-Grundstruktur, als auch Relikte des saprolitisierten Anstehenden mit Resten gut entwickelter Böden (Kap. 4.2.1.7) und die abschließenden Krusten in weiten Teilen erhalten sind, kann den von HÖVERMANN (1978) beschriebenen Prozessen allenfalls lokaler Charakter eingeräumt werden. Sämtliche Spülvorgänge auf der Flächennamib sind nur untergeordnete Durchgangsprozesse und tragen nicht zur flächenhaften Weiterbildung bei. Sie sind deshalb lediglich als Element einer „Flächenerhaltung und traditionellen Weiterbildung“ im Sinne von BÜDEL (1981) anzusehen (vgl. auch RUST 1989: 113) und verändern den ursprünglichen Rumpfflächencharakter nicht. Die Rumpffläche wird nach RUST (1989) von den Wüstenschluchten (Gramadullas) randlich zerschnitten und aufgezehrt.

HEINE & WALTER (1996: 251) sehen allerdings in dem von HÖVERMANN (1978) entwickelten Prozeßgefüge eine Tendenz zum Reliefausgleich („rezente Flächenbildung ohne gleichzeitige Tieferlegung“). Sie postulieren somit einen Prozeß der fluvialen Planation, der auch für die Entstehung der sog. *Tsondab Planation Surface* (TPS nach OLLIER 1977) unter vergleichsweise trockenen Bedingungen verantwortlich gemacht wird (HEINE & WALTER 1996: 238). Gleichzeitig sollen die großen Riviertäler eingeschnitten und wieder verfüllt worden sein (HEINE & WALTER 1997: 149).

**Problem:** Damit werden verschiedene Reliefgenerationen der Fläche und der Täler in die gleiche Zeit und auch ins gleiche Morphomilieu eingeordnet.

**Hypothese:** Der oben ausgeführten Diskussion folgend, ist das Prinzip einer Flächentieferlegung unter Trockengebietsbedingungen grundsätzlich fraglich. Die TPS ist nach RUST (1996) identisch mit der Haupttrumpffläche (vgl. Kap. 4.2.1.9). Die Täler der Hauptvorfluter und deren Verfüllungen repräsentieren gänzlich andere Morphomilieus als die Haupttrumpffläche und sind als jüngere Reliefgenerationen klar zu trennen. Dies ist morphogenetisch zu klären.

#### 4.2.1.2 Rumpftreppen und Randverebnungen an Inselbergen

Zahlreiche Inselberge lassen an ihren Hängen in unterschiedlichen Höhenlagen über der Haupttrumpffläche Randverebnungen erkennen. Besonders markant sind diese rund um den Brandberg, z.

B. in etwa 900 Meter Höhe ü. NN, ausgebildet (also fast 300 Meter über dem heutigen Haupt-rumpfflächenniveau). Diese Verebnungen lassen sich als ehemalige Pedimente einer damals höher liegenden Rumpffläche interpretieren. SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) rekonstruieren so aus vergleichbaren Höhenlagen ehemalige Reliefstockwerke (Tab. 16) und stellen fest, daß es vor der Ausbildung der Hauptrumpffläche noch zwei ältere Flächenstockwerke gegeben habe, die sich in weiten Bereichen nachweisen lassen.

Stockwerk	Bildungsphase	Datierungsargumente	Einstufungsprobleme
postHR 2	Quartär	Homeb Silts im Kuiseb-Tal (C <sup>14</sup> -Dat. 19.000-23.000 BP)	C <sup>14</sup> -Datierungen unsicher, Alter aber realistisch
postHR 1	Pliozän	Eintiefung in spätmiozäne (?) Kalkkrusten; älter als Oswater Konglomerat (früh- bis mittelpleistozän ?)	Kalkkrustenalter nur relativ datiert; Alter des Oswater-Konglomerats unsicher
HR (Haupt-rumpffläche)	Eozän bis Oligozän	Älteste Talfüllung des Kuiseb (miozän); Kappungsfläche der Windhoek-Phonolite (jünger als 33 Ma); große eozäne Sedimentationsraten auf dem Oranje-Schelf	Miozänes Alter der Talfüllung würde prä-miozäne Talbildung implizieren; Talboden ist aber saprolitisch verwittert und daher eigenes Flächenstockwerk jünger als die Hauptrumpffläche
präHR 1	Oberkreide	Starke Abtragung von Etendeka-Vulkaniten (jünger als 110 Ma); große oberkretazische Sedimentationsraten auf Oranje-Schelf; Scheitelflächen des Messum-Kraters (jünger als 123 Ma)	Einstufung erscheint relativ realistisch
präHR 2	post-Karoo (Unterkreide ?)	Gipfel des Okenyanya-Massivs (jünger als 164 Ma)	Stockwerk tritt nur an sehr wenigen hohen Inselbergen auf; Korrelationsprobleme

**Tabelle 16:** Die Reliefstockwerke in Namibia und ihre Chronologie nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 118). In der rechten Spalte wurden zusätzlich einige Probleme zur zeitlichen Einordnung der Stockwerke skizziert. Diese betreffen vor allem die Datierung der tertiären Hauptrumpffläche, deren Bildung im Eozän bis Oligozän angenommen wird, also genau in der Zeit, in der sich nach BESLER (1980) oder WARD (1987) auf der Rumpffläche der Proto-Namib-Erg entwickelt haben soll. Da die angesprochenen oligozänen Phonolite beträchtlich gekappt wurden (Kap. 4.3.2) und die Sedimentationsraten auf dem Schelf erst im Endmiozän stark verringert waren, läßt sich erst im Endmiozän auf einen Milieuwechsel schließen, der die Bildung der Hauptrumpffläche abgeschlossen haben könnte. Demnach wären alle nachfolgenden Reliefgenerationen, auch das gesamte fluviale Relief, sehr wahrscheinlich jünger als Endmiozän/Frühpliozän.

Ob diese als Folge von Klimawandeln entstanden sind, was zu Milieuveränderungen und zu Veränderung von Verwitterungs- und Abtragsregime geführt haben könnte, ist letztlich ungeklärt. Als einigermaßen gesichert darf jedoch gelten, daß ein Wechsel von Hebung und Senkung verschiedene Formungsphasen und daraus resultierend Reliefstockwerke verursacht hat (SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 120). Die Ursache der tektonischen Bewegungen wird in isostatischem Ausgleich gesehen, der infolge von Ablagerungen mächtiger Serien mesozoischer Sedimente (Etjo-Sandsteine) und Flutbasalte (Etendeka-Laven) sowie deren Ausräumung ab der Unterkreide zustande kam (MARTIN 1976).

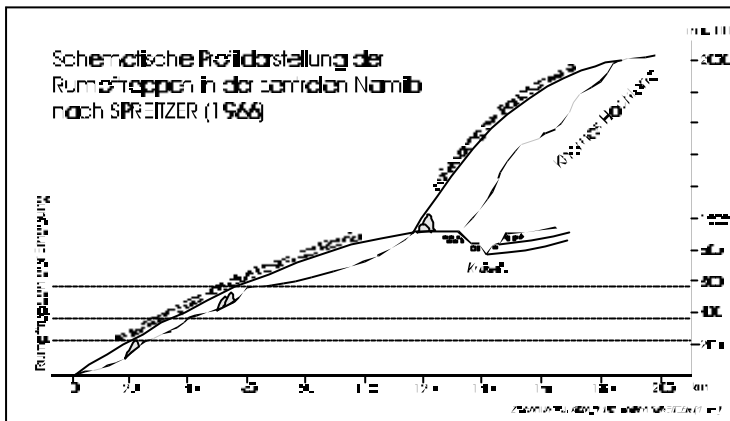
Tatsächlich wurde insbesondere die Region der Randstufenlücke seit dem Präkambrium vielfach von Intrusionen und Vulkanen zerrüttet und durchschlagen. Die geologische Karte verzeichnet neben archaischen Kratonresten und Damara-Metasedimentiten vor allem präkambrische, kambrische, mesozoische und kretazische Magmatite samt Störungslinien unterschiedlichen Alters, so daß anzunehmen ist, daß sich die jeweiligen Erosionsbasen im Verlauf der Erdgeschichte (gondwanazeitlich und post-gondwanazeitlich) verschiedentlich relativ schnell verlagert haben. Eine echte, durchgängige Bruchlinie, die ein Gondwana-Taphrogen eindeutig markieren würde, fehlt allerdings auf dem Festland.

Hypothese: Der älteste sichere Nachweis für einen Milieu- und Klimawechsel ist demnach in der Fossilierung und Zerschneidung der Hauptrumpffläche zu sehen, da für alle älteren Reliefstockwerke (präHR nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989) eine tektonische Entstehung oder die Beteiligung eines tektonischen Einflusses nicht ausgeschlossen werden kann. Für Fragen des Milieuwechsels kommt also der möglichst exakten Datierung der Hauptrumpffläche entscheidende Bedeutung zu.

Neben den Randverebnungen der Inselberge beschreiben einige Autoren in Anlehnung an SPREITZER (1966a: 77) eine gewisse Treppung der Namib-Fläche selbst (BESLER 1972: 65f). Die entstandenen Rumpftreppen müßten als Indizien für phasenweise Hebungsprozesse angesehen werden. Die Stufen sind charakterisiert durch Flachstrecken (in Meereshöhen von 0-200 m, 200-400 m, 400-600 m und 600-800 m ü. NN) mit Inselberggruppen, die damit zonale Inselberge im Sinne von BÜDEL (1981) darstellen würden. Tatsächlich fallen bei einer West-Ost- (oder Ost-West-) Durchquerung der Namib-Fläche vor allem im Bereich der Zentral-Namib zwischen Kuiseb und Swakop gewisse stufenähnliche, aber flache Geländeversteilungen auf, die aber weder auf Karten, noch auf Luftbildern deutlich durchgängig zu verfolgen sind. Ob sich die (wenigen) Inselberge aber in der von SPREITZER (1966a) angenommenen genetischen Weise einzelnen Flächenniveaus zuordnen lassen, konnte trotz intensiver Begehungen nicht festgestellt werden. Auch BESLER (1972: 66) sieht einige der Inselberge über weitere Strecken kettenartig angeordnet (vgl. auch RUST 1970).

Letztlich kann keine endgültige Aussage über phasenweise Hebungen während der Ausbildung der Hauptrumpffläche getroffen werden, wenngleich über eine generelle Hebungstendenz im geschilderten Bereich kaum Zweifel bestehen dürften. Aufgrund der relativ undeutlichen Ausprägung der Stufen ist auch die Annahme einer Ausrichtung bestimmter Flächenabschnitte auf einen auch im alten bis mittleren Tertiär erheblich schwankenden Meeresspiegel (vgl. DINGLE et al. 1983: 310) denkbar.





**Abbildung 47:** Skizzierte Darstellung von hypothetischen Rumpfstufen in der zentralen Namib nach SPREITZER (1966a: 76). Angenommen wird eine ältere Aufwölbung mit dem Khomas-Hochland als Proximalbereich und eine jüngere mit der „schiefen Ebene“ der Namib. Letztere soll eine phasenweise Hebung repräsentieren und daher eine gestrepte Fläche sein.

Bei Annahme von Hebungsphasen während der Ausbildung der tertiären Haupttrumpffläche, die zur Ausbildung eines rumpftreppenähnlichen Systems auf der Namib-Fläche geführt haben könnten, würde zweifellos ein über weite Teile des Tertiärs konstantes Morphomilieu impliziert werden. Dies gilt auch, wenn es sich um auf ehemalige Meeresspiegelstände eingestellte Systeme ohne Hebung handeln würde. Die Treppung ist daher als wichtiges Indiz für ein relativ gleichförmiges (?), Flächenbildung förderndes Milieu/Klima vom Alttertiär bis zur Fossilierung der Haupttrumpffläche anzusehen. Ein oder mehrere ausgeprägtere Klimawechsel innerhalb dieses Zeitraums hätte sicher markantere Formen entstehen lassen, z. B. durch Einschneidungsphasen.

Im Bereich der Randstufenlücke nördlich des Swakop ist die Treppung keineswegs so ausgeprägt wie südlich des Swakop (auch hier ist sie ja lokal kaum feststellbar). Dort scheinen Gefällsunterschiede eher an Dolerit-Dykes angelehnt zu sein, was ohne genaue Einmessungen den Anschein einer Treppung erwecken kann, tatsächlich aber nur Auf- und Abgang eines Pediments sein könnte.

**Hypothese:** Auch eine eventuelle Treppung der Rumpffläche gibt keinen zuverlässigen Hinweis auf Klima- oder Milieuwechsel im Tertiär vor Fossilierung der Haupttrumpffläche.

#### 4.2.1.3 Inselberge

Bei der Klassifizierung von Inselbergen auf der Haupttrumpffläche müssen genetische Aspekte im Sinne von BÜDEL (1981) beachtet werden. Eine Unterscheidung von (1) der Randstufe zwischen Swakop und Gaub vorgelagerten zonalen Inselbergen oder Ausliegerinselbergen und (2) Schildinselbergen oder sog. „Kopjes“ als abgedeckte Grundhöcker erscheint sinnvoll. Daneben werden (3) größere Komplexe, Inselgebirge wie der Brandberg, Messum und der Erongo (Abb. 46, S. 195) mit ihren intramontanen Ebenen ausgegliedert.

Morphologische und genetische Aspekte des Erongo-Gebirges wurden bereits bei BLÜMEL et al. (1979) aufbauend auf CLOOS (1911) u. a. behandelt. Nach HÜSER (1979a) handelt es sich dabei um eine Vulkanruine, deren Rohform spätestens vor 100 Millionen Jahren abgeschlossen sein dürfte

und deren rezente Form durch Abtragung herausgearbeitet wurde. Dabei waren wohl geologisch-tektonisch bedingte Hohlformen Ansatzpunkte einer intramontanen Beckenbildung, die gleichzeitig mit der Tieferschaltung der Haupttrumpffläche ablief. Heute schneiden die Beckenböden und Pedimente im Erongo nicht nur verschiedene vulkanische Gesteine, sondern stellenweise auch Metasedimentite des Damara-Grundgebirges (vgl. auch HÜSER 1979a: 81).

In einer jüngeren Arbeit bezeichnet HÜSER (1989: 99) die Inselgebirge oder Inselbergkomplexe als „vulkanische Ring-Dyke-Komplexe“, die „für den von Vulkanismus begleiteten Rift-Prozeß [des Zerbrechens von Gondwana] zeugen“. Vermutlich sind die pluto-vulkanischen Relikte als laterale Förderschote des jurassisch-kretazisch intrudierten und aufwölbenden *mantle plumes* zu deuten, der das Rifting initiierte (Kap. 7.3). Die ringförmige Struktur entstand wohl erst nach weitgehendem Abschluß der vulkanischen Aktivität infolge Ausbildung von Zentraldepressionen oder einer Caldera und der oben angesprochenen flächenhaften Tieferlegung seit der Oberkreide. Somit gleicht die Genese dieser Strukturen in bemerkenswerter Weise der Genese des Beckens im Gross Brukkaros (STENGEL & BUSCHE 1992) wenngleich es sich bei der Ausbildung der initialen Rohform mit Zentraldepression beim Brukkaros wohl eher um eine phreato-magmatische Explosion, beim Erongo wohl um ein vulkanisches Ereignis gehandelt hat. In beiden Fällen wurden die Zentraldepressionen flächenhaft überprägt. Die damit vorausgesetzten großen Abtragungsbeträge lassen auf eine lange Zeit von Flächenbildung förderndem Morphomilieu schließen.

Auf der Namib-Fläche kommen nur wenige höhere Inselberge vor, zumeist ausgebildet in Graniten (z. B. Vogelfederberg, Blutkuppe, Mirabib), Granitoiden oder Quarziten (z. B. Langer Heinrichberg). Sie sind zumeist von einem breiten Pedimentsaum umgeben (4.2.1.4). Daneben gibt es flache, schildförmige Erhebungen. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um abgedeckte Grundhöcker mit charakteristischen Verwitterungsformen (4.2.1.7). Wo die carbonatischen Deckschichten durch die Rivierbildung durchschnitten wurden, zeigen sich Relikte von feinmaterialreichen Bodenbildungen und saprolitisch tiefenverwittertes Anstehendes (4.2.1.7) bis zum Fuß Inselbergs.

Wie in Kap. 4.2.1.2 erwähnt, können einige Inselberge der Namib-Fläche evtl. zonal angeordnet sein. So sieht BESLER (1972: 66) die Fortsetzung der Marmore des Swartbank-Bergs am unteren Kuiseb in den Hamilton-Bergen, nördlich davon und in den Witpoort-Bergen noch weiter nordöstlich. Des weiteren lassen sich die Schwarzen Berge bei Klein Klipneus (ca. 25 km nordwestlich Gobabeb) anhand kleinerer Outcrops quer über die Namib-Fläche verfolgen.

Der Langer Heinrichberg ist ausgebildet in den Quarziten der Etusis-Formation der Nosib-Gruppe (ältestes Damara), die direkt den archaischen Kratonresten aufliegt. Seine Streichrichtung entspricht

der Achse einer Antiklinalen, die zur Ausbildung einer lokalen Wasserscheide geführt hat. Ansonsten sind auf der Namib-Fläche Inselberge aus Damara-Metasedimentiten eher selten (z. B. Barrowberg nördlich des Kuisebknies). Dies trifft auch auf die Hauptrumpffläche der Randstufenlücke zu. Auch dort handelt es sich bei Inselbergen aus Damara-Gesteinen in der Regel um Quarzit-, Marmor oder Dolomitrippen, angelegt auf alten Spülscheiden (z. B. Tjirundu-Berge, Rössingberge oder die Chuosberge, Gamgamichabberge und Otjipateraberge auf der Swakop-Khan-Wasserscheide). Die Formen in Dolomit zeigen dabei häufig Spuren intensiver Tiefenverkarstung (Höhlen mit Sinterkegeln, vgl. Rössinghöhle bei HEINE & GEYH 1984) und oberflächliche Lösungsformen, wie Karren, Rillen etc. (z. B. Okongue, Foto 4, Tafel 1; Kap. 4.2.1.7).

Der Randstufe westlich vorgelagert treten eine Reihe von zonalen Inselbergen auf, deren Höhen-niveau sich mit der Escarpment-Dachfläche (Khomas-Niveau) parallelisieren läßt. Sie sind, wie z. B. die Chausib-Berge, Onanis-Berge oder die Donkerhuk-Berge, teilweise durch Flächenpässe von der eigentlichen Randstufe getrennt oder bilden die Rahmenhöhen von intramontanen Ebenen, wie die Witwatersberge auf den Farmen Wilsonfontein und Komuanab. Einen markanten Flächenpaß bildet die sehr flache Wasserscheide zwischen dem Oberlauf des Onanis-Riviers (entwässert nach Westen und Nordwesten zum Swakop bei der Kleinsiedlung Salem), dem des Witwaterriviers (entwässert nach Norden zum Swakop über das Tsaobis-Rivier) und dem des Nausgomab (entwässert nach Süden zum Kuiseb). Er liegt auf dem Farmteil Anschluß zwischen den Farmen Donkerhuk und Komuanab und wird von der Straße Windhoek-Swakopmund (Heusis Pad) genutzt (einer der günstigsten westlichen Hochlandszugänge südlich des Swakop). Diese Flächenpässe werden meist von subsequenten Rivieren (z. B. Kraaiport-Rivier, Emeritus-Rivier oder Nausgomab) zerschnitten, deren Täler heute die Randstufe von der Vorlandfläche als Subsequenzfurche trennen.

#### 4.2.1.4 Pedimente, Glacis, Sandschwemmebenen

Alle während der Feldarbeiten betrachteten Inselberge der Hauptrumpffläche werden - soweit die Aufschlußverhältnisse eine sichere Aussage erlauben - von Pedimenten (oder Fußflächen) umrahmt. Gleiches gilt für das direkte Randstufenvorland, wo sie allerdings stark zerschnitten und zergliedert sind. Sie müssen im Sinne von BUSCHE (1973) in engem genetischem Zusammenhang mit der Rumpfflächenbildung gesehen werden und werden als Ausprägung des ehemaligen Vordringens der Fläche gegen die Stufe oder den Inselberg interpretiert. Entsprechend gilt für ihre Entstehung und Fossilierung die Argumentation von Kap. 4.2.1.1, Kap. 4.2.1.2 und Kap. 4.2.1.3. Gegenüber der Gesamtneigung der Rumpffläche weisen die Pedimente allerdings meist ein leicht erhöhtes Gefälle zur

Fläche hin auf (alle eigenen Neigungsmessungen lagen zwischen  $1,5^\circ$  und  $4,5^\circ$ ). Sie sind dabei entweder schwach konkav durchhängend oder bilden flache Rampen ohne feststellbare Wölbung und gehen mit scharfem konkavem Hangknick in die steilen (Trocken-) Hangbereiche über. Bei den hohen, typischen Granitinselbergen führt dies zu der charakteristischen Glocken- oder Domform (z. B. Spitzkoppen, Pontokberge).

Die Pedimente bestehen in der Regel komplett aus dem gleichen Gestein, wie die angrenzende Stufe oder der Inselberg, können aber auch, wo unterschiedliche Gesteine in enger Wechsellagerung anstehen, auch diese schneiden. Dies ist z. B. an zahlreichen Lokalitäten der Randstufenlücke der Fall. Sie sind dann nur durch die Rampenneigung von der Rumpffläche zu unterscheiden. So ist z. B. die teilweise abgeräumte Pedimentrampe des Tjirundu-Bergs (Farm Tjirundu/Epako) auf etwa 1 Kilometer Länge ohne Gefällsveränderungen proximal in Quarziten, dann in Biotit-Schiefen und schließlich distal in Calcit-Dolomit-Marmor mit Stromatolithbändern ausgebildet, ehe sie unter einem bis 15 Meter mächtigen Kolluvium in die Rumpffläche (hier als intramontanes Becken) übergeht. Das umlaufende Pediment schneidet auf der Nordseite des Tjirundu-Bergs zusätzlich ordovizische Leukogranite (Farm Okongue). Ein Foto bei KEMPF (1998: 15) bildet ein gut erhaltenes (unzerschnittenes) Granit-Pediment in typischer Ausprägung ab, dessen ehemalige Bodendecke weitgehend abgeräumt wurde. Foto 1 auf Tafel 2 (Satellitenbildausschnitt) zeigt die zerschnittenen Pedimente und die Subsequenzfurche der Gamgamichab- und Nawachabberge zum Aroab-Rivier (südwestliche Khanfläche). Auch diese Akkumulationskörper sind durchgängig carbonatverbacken.

Gegenüber den Spülflächen, die in der Regel als reine Abtragungslandschaften ausgebildet sind, haben die Pedimente, analytisch-methodisch betrachtet, gelegentlich den Vorteil, daß sie durch Material von den angrenzenden Fronthängen überdeckt sein können. So kam es nicht nur zur Fossilierung von Relikten der alten Verwitterungsdecke oder des Saprolits, sondern unter Umständen auch zur Ablagerung von Hangschuttgenerationen (im besten Fall mehrerer Phasen) oder Schwemmfächern obsequent entwässernder Flüsse. Solche Pedimentdeckschichten, deren Detritusauflage häufig carbonatverbacken ist (besonders ausgeprägt z. B. an den Flanken der Chuos-Berge, Tafel 3, Foto 1 und Karte 20), lassen sich unter Umständen dort reliefgeschichtlich auswerten, wo sie später zerschnitten wurden. Sie scheinen an höheren Inselbergen aus Damara-Metasedimentiten deutlich häufiger vorzukommen, als an Granitinselbergen. Letztere neigen eher zur Ablagerung unverbackener oder wenig inkrustierter, feldspatreicher Gruse in weiten Schleppen (Tafel 1, Foto 6). In vielen Fällen sind die Bodendecke oder Kolluvien allerdings ausgeräumt.

Die carbonatverbackenen Pedimentbedeckungen oder -schwemmfächer gleichen dabei im Aufbau den Talverfüllungen der tertiären, breiten Flachtäler und werden deshalb mit diesen behandelt (Kap. 4.2.2.1). Solche Pedimentdecken gehen in der Regel in die Terrassenakkumulationen (Haupt- und Mittelterrassen) der Riviere über (z. B. am mittleren Kuiseb, am Gaub, am Nausgomab und am Khan-Rivier). Südlich der Untersuchungsgebiete bildet u. a. auch der ehemalige Schwemmbereich des Tsauchab auf den ehemaligen Farmen Hebron und Sesriem eine gut erhaltene inkrustierte Pedimentdecke aus Konglomeraten, die zum Namib-Naukluft-Park hin in Terrassen ausläuft.

Bei Inselbergpedimenten auf den Wasserscheiden überwiegt im Gegensatz zu den Randstufen-Fußflächen kantiger Hangschutt unterschiedlicher Textur in Akkumulationskörpern stark variierender Mächtigkeit. Eine quasi ideale Anordnung bieten hier die Verhältnisse an den Chuos-Bergen (Tafel 3, Bild 1, vgl. auch Karte 20, S. 214). Sie weisen sowohl an der Nord-, wie auch an der Südflanke Pedimentbedeckungen aus kalkverbackenem, kantigem, kaum gerundetem Hangschutt auf, der mit zunehmender Entfernung von einer Hangschuttfläche in ein typisches Glacis übergeht. Das Stockwerk einer Sandschwemmebene fehlt hier bis auf einige in Abspülung begriffene Flächen weitgehend. Der Chuos-Hangschutt mit seinen geringen Transportspuren deutet auf eine eher trockene Hangdynamik hin. Die Carbonatverbackung scheint später erfolgt zu sein. Der Hangschutt-Krustenfläche an der Chuos-Nordflanke liegt allerdings eine geringmächtige, lockere Decke stark angewitterter rötlicher Sande mit Eisenhäutchen und vereinzelt Toncutanen auf. Vermutlich handelt es sich dabei um fluvial aufgearbeitete Reste einer älteren Bodenbildung, möglicherweise auch um aus den Hangschutt-Kalkkrusten ausgewittertes Material. Gegen letzteres spricht allerdings, daß Chuos-Calcrete nur eine geringe Menge (unter 1%) vergleichbarer Materialien enthält (nach Analyse des Lösungsrückstands). Im großräumlichen Zusammenhang betrachtet, läßt sich feststellen, daß im Randstufenvorland mehrere Reliefgenerationen die Pedimentbildungen, die der Haupttrumpffläche zuzuordnen sind, fossilieren:

1. oft mehrgliedrig aufgebaute Schwemmfächer in Escarpmentnähe, mehrphasig carbonatinkrustiert, mit distal abnehmenden Korngrößen (meist Konglomerate),
2. carbonatinkrustierte Hangschuttkegel mit kantigem, unsortiertem Material (sehr häufig Quarze oder Quarzite) an Inselbergen,
3. unverbackenes oder wenig inkrustiertes Glacis (häufig grusiges Material aus Granitfeldspäten und -quarzen aber auch Dolomiten),
4. jüngerer, unverbackener, unsortierter Hangschutt,
5. Sandauflagen auf den Hangschuttflächen, zumeist ohne feststellbare Bodenbildung.

An der Oberfläche sind zumeist typische Hamada-Formen ausgebildet, die mit zunehmendem Abstand vom Trockenfronhang in eine typische Serir und in eine Reg-Oberfläche übergeht. Dabei wurden ebenfalls verschiedentlich Relikte von Paläoböden, meist stark verwitterten Rotplastosolen oder Latosolen (nach FAO „Ferralsole“, in der US Soil Taxonomy „Oxisole“ oder „Acrisole“) fossilisiert. Oft sind auch nur noch die grusigen Komponenten der Verwitterungsfront vorhanden. Wie im Khan-Swakop-Wasserscheidengebiet, ist dabei zumeist ein beträchtlicher Anteil des Feinmaterials abgeführt. Wo Reg- oder Serir-Oberflächen im distalen Teil der Pedimente oder der Glacisflächen nur lückenhaft vorkommen, hat sich in den Zwischenräumen ein typisches, vermutlich kombiniert äolisch-fluviales Grobsand- bis Feingruspflaster aus mäßig bis stark angewitterten, rötlichen Quarzsanden gebildet, das ebenfalls feinkörnigere Bodenrelikte konserviert.

Unter der Grobmaterialdecke auf dem Chuos-Pediment (v. a. der Nordflanke) ist ein großer Teil der pedogenen Ton- und Schluffkomponenten erhalten. Gleiches konnte an zahlreichen weiteren Stellen der sog. Flächennamib beobachtet werden, etwa auf den südlichen Brandberg-Fußflächen im Paläo-Omaruru-Schwemmbereich (heute drainiert durch die eigenständig zum Atlantik entwässernden Spülsysteme von Orawab und Capri-Rivier; vgl. auch Profil NA03), aber auch weiter nördlich am küstenwärtigen Pedimentsaum der Goboboseb-Berge oder dem Vorlandbereich der Koigab-Randstufe (z. B. an der Pad Torra Bay - Khorixas; Einzugsgebiet von Koigab - Gui Tsawisib – Springbokrivier). Auch die Pedimente und Flächenpässe zwischen Brandberg, Messum- und Goboboseb-Bergen zeigen vergleichbare Formengesellschaften.

Das von den Hangschuttkegeln und Hamada- bzw. Serirflächen auf den distalen Fußflächen und dem Glacis abtransportierte Material findet sich im Flächenbereich gelegentlich in Form von sog. Sandschwemmebenen (BÜDEL 1981) wieder. Bevorzugt treten diese Formen in der Namib in einem Höhengiveau von 500 bis 1000 Metern Meereshöhe auf. Sie sind allerdings, wie oben erwähnt, nicht weit verbreitet. Karte 20 stellt die flächenhafte Verbreitung einer solchen Ebene zwischen Chuos-Bergen und Khantal dar. Charakteristisch für die Dynamik auf diesen Flächen ist das nur wenige Zentimeter eingetiefte anastomosierende Mini- und Mikro-Spülrinnennetz, das sich bei jedem der seltenen Niederschlags- und Abflußereignisse verlagern kann. Trockenzeitlich findet eine äolische Überprägung statt, was zur Ausbildung von Rippelflächen führen kann.

Wie in Kapitel 4.2.1.1 angemerkt, nehmen solche Sandschwemmebenen im untersuchten Raum nur einen relativ geringen Anteil an der Namib-Gesamtfläche ein. Sie sind vor allem assoziiert an ein höheres Hinterland (Randstufe, Inselgebirge oder größere Inselberge), welches durch das Auftreten von ausgedehnten Sandrampen an Unter- und Mittelhängen als hauptsächlicher Materiallieferant

gekennzeichnet sein kann. Die größeren und in der Höhenstufe der Sandschwemmebenen und Sandrampen querenden Riviere sind in der Regel hier tief eingeschnitten und kommen als Sandlieferant für die höher (im Flächenniveau) liegenden Ebenen nicht in Betracht. Außerdem zeigen deren Materialkörner geringere Transport- und etwas stärkere Verwitterungsspuren als die meist glatten und hellen Riviersande.

Allerdings kommt es, wie an den Chuos-Bergen, gelegentlich auch vor, daß die Sandschwemmebenen durch eine unterschiedlich breite Pediment-Ausraumzone (hier bis auf die liegende Kalkkruste) räumlich vom Liefergebiet der Sande getrennt sein können. Solche Ausraumzonen entsprechen anscheinend den subsequenten Entwässerungslinien vor größeren Stufen. Dies läßt darauf schließen, daß für die Schichtflutereignisse auf Sandschwemmflächen in erster Linie starke autochthone Niederschläge verantwortlich zeichnen und weniger die Abflüsse vom höherliegenden Hinterland. Letztere tragen aber wahrscheinlich zusammen mit äolischen Prozessen zur Materialverjüngung bei. Dafür spricht auch, daß der flächenmäßige Anteil der von den Hängen oder dem Hinterland gesteuerten und den Schwemmbereich durchfließenden breiteren Abflußlinien weitaus geringer ist, als derjenige des autochthonen Mikro-Spülrinnenreliefs. Aus diesem Grund lassen sich auch im Satellitenbild bei entsprechender Verarbeitung die Sandschwemmebenen (z. B. Tafel 3, Foto 1) gut von dem in Kap. 4.2.1.1 beschriebenen Spülflächenrelief mit seinen flächenmäßig dominierenden, im Altrelief angelegten Mesospülrinnen unterscheiden (z. B. Tafel 6, Fotos 1+2).

Die Frage, ob sich auf den Flächen der Namib, die tatsächlich als Sandschwemmebenen bezeichnet werden können, das von HÖVERMANN (1978) beschriebene Tieferlegungsprozeßgefüge abläuft, kann nicht abschließend geklärt werden, obwohl insbesondere der Bereich zwischen Chuos-Bergen und Khanrivier auch unter diesem Aspekt betrachtet wurde. Dies geschah vor allem deshalb, weil hier die von BRIEM (1977) genannten Grundvoraussetzungen für eine Tieferlegung solcher Flächen (in der Sahara), nämlich die Position zwischen einer materialliefernden Steilstufe (hier Chuos-Berge) und einem tief eingeschnittenen Vorfluter (hier Khan) in idealtypischer Weise gegeben scheinen.

Tatsächlich scheint unter rezenten Bedingungen (Durchschnittsniederschlag ca. 80-150 mm jährlich bei ca. 70% Trockenjahren; Meßstation Usakos: 145 mm, Namib Plaas: 111 mm) die Sandschwemmebene eher sukzessive ausgedünnt und aufgezehrt zu werden als daß eine beobachtbare Weiterbildung mit tieferlegender Wirkung beobachtet werden kann, zumal die Swakop-Khan-Wasserscheide nicht im Scheitel der Chuos-Berge verläuft, sondern mitten über die Ebene. Daraus resultieren erhebliche Gefälleunterschiede im Bereich der Sandschwemmebene. Die Gefälle von der Wasserscheide zum Vorfluter betragen beim südöstlichen Teil der Ebene auf Farm Wolfkoppe zum

Swakop hin ca. 1% (650 m auf 65 km Luftlinie), beim nordwestlichen Teil zum Khan hin ca. 2,2% (330 m auf knapp 15 km Entfernung).

Das hat zur Folge, daß das Lockermaterial des Schwemmbereichs zum Khan hin stärker ausgeräumt wird. Stellenweise tritt ältere Kalkkruste an die Oberfläche. Der Schwemmbereich zum Swakop hin weist dagegen ausgeprägtere Akkumulations- und Durchgangsphasen auf, scheint aber insgesamt entweder stabil zu sein oder ebenfalls leichte Ausräumungstendenz aufzuweisen. Eine Verkarstung oder flächenhafter Abtrag der liegenden Kalkkruste oder des Basements konnte auf der Fläche nicht beobachtet werden. Im Satellitenbild sind bei entsprechender Verarbeitung sowohl in den leicht in die Kalkkruste eingetieften wie auch in den stärker ins saprolitisierte Basement eingeschnittenen Khan-Zuläufen die Sedimentschleppen aus Material der Ebene und im Mündungsbereich entsprechende Sedimentfahnen deutlich erkennbar (Tafel 3, Foto 1). Der zum Swakop entwässernde Teil an der Chuos-Nordflanke läßt dagegen kaum oder keine solchen Sedimentschleppen und Sedimentfahnen erkennen (weder im Gelände, noch im Satellitenbild).

Die Verhältnisse an der Süd- bzw. Südwestflanke der Chuos-Berge bestätigen ebenfalls eher eine Ablehnung der Tieferlegungshypothese, obwohl auch hier die Voraussetzungen nach BRIEM (1977) erfüllt wären. Von einer dort ehemals vorhandenen Sandschwemmebene sind nur noch vergleichsweise geringe Reste übrig (etwa im Bereich des markanten Sphinx-Bergs auf Farm Nordenburg oder auch auf Farm Villa Rosa, Foto 2 auf S. 213, und Farm Helena). Der Sphinx-Berg, ein glockenförmiger Inselberg aus Etusis-Quarzit, markiert die Wasserscheide zweier zunächst subsequent verlaufender Riviere, nämlich des Tsawichab (nach Südwesten zum Swakop auf der Welwitschia-Vlakte ca. 10 km oberhalb des Khan-Zulaufs) mit einem Gefälle von knapp über 1% sowie des Dorstriviers (nach Nordosten, dann nach Südosten zum Swakop bei Ja-Nee abknickend) mit einem Gefälle von ca. 1,8% auf 17,5 km Länge (letztes Drittel zum Swakop hin etwas steiler). Wie an der oben beschriebenen Chuos-Nordwestflanke, ist auch hier die Sandschwemmebene im Bereich des Riviers mit dem geringeren Gesamtgefälle (Tsawisis) noch leidlich gut erhalten (insbesondere in abflußperipheren Wasserscheidenbereichen), im Einzugsgebiet des steilen Dorstriviers dagegen weitgehend ausgeräumt. Hier hat die fluviale Ausräumung auch Teile der Kalkkruste und des Basements betroffen. Gleiches gilt für das Gebiet nördlich der Kubas-Pforte (Farm Ubib), das vom Ubib-Rivier und dem Chauchab zum Khan hin drainiert wird (Gefälle ca. 2,1% auf 17 km), wo die Schwemmebene nur noch im Bereich der Swakop-Khan-Hauptwasserscheide am Nordende der Chuosberge erhalten ist.



Aus den geomorphologischen Befunden kann folgendes geschlossen werden:

1. Die Sandschwemmebenen im entsprechenden Höhenstockwerk sind als eigenständige Reliefgeneration einzuordnen, die sich als Vergangenheitsform rezent überwiegend in Auflösung befindet.
2. Der Bildung von Sandschwemmebenen ging mindestens eine durchgreifende Kalkkrusten- bzw. Hangschuttinkrustierungsphase voraus.
3. Der Auflösung von Sandschwemmebene und liegender Kalkkruste ging mindestens eine tiefe Einschneidungsphase der Hauptvorfluter voraus.
4. Die Weiterbildung beschränkt sich im wesentlichen auf autochthone Umlagerungsprozesse auf der Fläche (äolisch-fluvial kombiniert), der Zustrom von Material in der entsprechenden Korngröße von den Trockenfronhängen ist relativ gering. Die subsequenten Entwässerungslinien räumen aus.
5. Die Auflösung der Sandschwemmebene samt der liegenden Krusten erfolgt gefällsbedingt selektiv.
6. Bei der Ausräumung dominiert linienhafter Abtrag und Einschneidung, das Basement wird nicht flächenhaft weitergebildet.

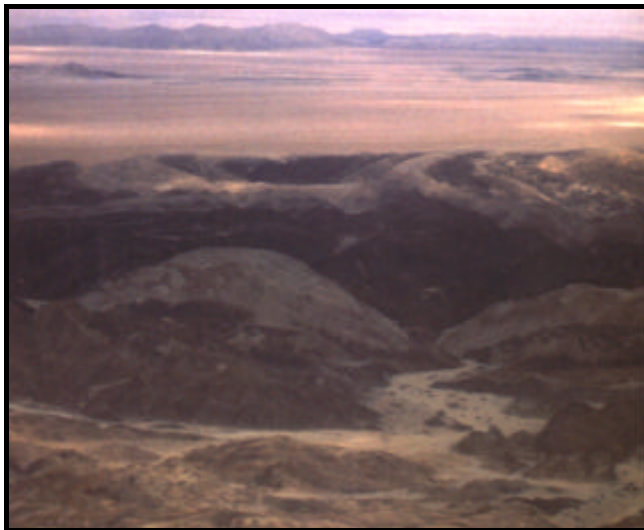


Foto 1: Khan-Tal mit Khanfläche (Haupttrumpffläche) und Chuos-Bergen im Hintergrund. Blick aus WNW, Foto: Luftbild J. Kempf, 23.07.1994 aus ca. 2500 m ü. GOF.

Foto 2: Nordenburg-Dorstrivier-Fläche mit dem Sphinx-Berg (Bildmitte) und den Chuosbergen im Hintergrund und dem Kubaspforte-Flächenpaß in der rechten oberen Bildecke (dunkle Flecken sind Wolkenschatten). Blick von S aus ca. 2500 m ü. GOF. Foto: Luftbild J. Kempf, 23.07.1994.



Karte 20: Geomorphologie der Swakop-Khan-Wasserscheidenregion zwischen Kubaspforte-Flächenpaß und den Khanbergen (Chuoss-Fläche).

Legende

1. Inselberge der Prä-Haupttrumpffläche des Vorlands (Prä-Namib-Niveaus) mit Gipfelhöhen über dem Prä-HR-1-Niveau: Chuos-Berge, Khan-Berge
2. Inselberge und Randverebnungen der Haupttrumpffläche (Namib-Niveau) mit Gipfelhöhen über HR-Niveau: südwestlicher Pedimentsaum der Chuos-Berge, Kubas-Berge
3. Khan-Zerschneidungsbereich (s. Foto 1, oben) mit Flächenresten der Haupttrumpffläche (Post-Namib-Niveau) mit Gipfelhöhen in HR-Niveau: Khantal, Swakoptal (südlich des Kartenausschnitts)
4. Größtenteils oder ganz abgedeckte Kalkkrustenfläche (Namib-Flächencalcrete) mit Regenflächendynamik. Subrezente Zerschneidung nur in Bereichen mit größerem Gefälle (z. B. Streckhangfläche)
5. Überdeckte Krustenflächen mit Glacisbedeckung und Reliktböden. Dynamik der Sandschwemmebene i. e. S.: Chuos-Khan-Fläche, Nordenburg-Dorstrivier-Fläche bis zur Welwitschia-Vlakte
6. Mehr oder weniger stark zerschnittene, überwiegend abgedeckte Pedimente der Inselberge, teilweise postgenetisch mit verkalktem Hangschutt bedeckt: Chuos-Südsaum
7. Schutt- und Schwemmfächer auf den Chuos-Pedimenten mit hart carbonatverbackenen Konglomeraten (als Fanglomerate)

*Entwurf und Zeichnung: J. Kempf 1996 nach eigenen Aufnahmen*

**Geomorphologische Karte der Swakop-Khan-Wasserscheidenregion (Chuoss-Berge)**

