

7 Entwurf eines chronologisch-klimamorphogenetischen Ablaufs

In den vorangegangenen Kapiteln wurde eine auf dem Reliefformenschatz im Untersuchungsraum basierende analytische Darstellung einzelner Formelemente in ihren regionalen Zusammenhängen erarbeitet. Zur Umsetzung der Reliefanalyse wurde zunächst im Rahmen eines Transektkonzepts formbeschreibend vorgegangen und der vorgefundene Formenschatz in seinen genetischen Zusammenhängen mit aus der Literatur bekannten historisch-genetisch interpretierbaren Indizien abgeglichen. Dazu dienten neben den konkreten Formen in der vorgefundenen Abfolge auch Ergebnisse zur Sedimentation, Klimageschichte und biologisch-ökologischen Entwicklung auf dem namibischen Schelf und in den terrestrischen Transektabschnitten. Des Weiteren wurden Befunde zur Archäologie und Paläontologie Namibias argumentativ herangezogen. Da dem geologischen Bau in dem Transektkonzept keine wichtige landschaftsgeschichtliche Rolle zukam, im Rahmen der Gesamtentwicklung jedoch auf die geologisch-petrographischen Informationen nicht verzichtet werden kann, soll die geologische Ausstattung des Untersuchungsgebiets hier dargestellt werden.

7.1 Geologischer Bau und ältere Landschaftsgeschichte

Ein Hauptteil der in dieser Studie untersuchten Gebiete liegt im Bereich des sog. Inlandsastes des Damara-Orogens, eines spätproterozoischen Gebirgsgürtels, entstanden durch Öffnung und erneutes Schließen des sog. Adamastor-Ozeans (= Protoatlantik) im Khomas-Trog zwischen Kalahari- und Kongo-Kraton. KUKLA (1992: 83f) unterscheidet dabei eine initiale Rift-Phase (Divergenz) vor 700-800 Ma mit Krustenverdünnung und mittelozeanischer Krustenbildung sowie eine Konvergenzphase mit Akkretion, Subduktion unter den Kongo-Kraton und Kollision, die vor etwa 485 Ma (also im Spätkambrium/frühen Ordovizium) abgeschlossen war (KUKLA 1992: 87). Während der Rift-, Subduktions- und Konvergenzphasen wurden sowohl im Schelf- als dann auch im ehemaligen Tiefseebereich große Mengen klastischer Sedimente als terrigene Schwemmfächer auf dem Schelf sowie als marine Schwemmfächer am Kontinentalabhang abgelagert (Turbidite). Im pelagischen Bereich waren carbonatische Schlämme vorherrschend.

Die in den Khomas-Trog eingebrachten pelitischen, siltigen und psammitischen Sedimente erfuhren im Laufe der Konvergenz, insbesondere während der Kollisionsphase eine starke Metamorphisierung und Deformation. Sie bilden heute die Metasedimentite der untersuchten Gebiete. Das Einfallen der Schichten reicht dabei von wenigen Grad bis zur Seigerstellung (etwa auf der Swakophöhe), was erhebliche quartärmorphologische, hydrologische und ökologische Konsequenzen hatte (Kap. 4.2-4.5).

Ein bedeutender Teil der Untersuchungsgebiete liegt im Bereich der Kuiseb-Formation (s. Tab. 30) mit ihren überwiegend schiefrigen, stark quarzführenden und glimmerreichen Metagrauacken und Metapeliten, Amphibol-, Graphit- und stark chlorhaltigen Skapolitschiefern sowie Marmoren. Zwischen den ausstreichenden Kuiseb-Gesteinen lagern die älteren feldspathhaltigen Quarzite, Metaarkosen, Metakonglomerate, Marmore, Biotitschiefer, Amphibolite und Migmatite der Etusis-Formation (Rift-Ablagerungen der Nosib-Gruppe; im Untersuchungsgebiet beispielsweise auf den Farmen Villa Rosa, Helena und Nordenburg an den Chuosbergen) sowie die dolomitisch-calzitischen Marmore, Biotit- und Quarzschiefer der Karibib-Formation (in einem Streifen von Johann-Albrechtshöhe über Karibib, Navachab/Etusis bis zu den Chuosbergen). Viele der Metasedimentite, vor allem die Amphibol- und Skapolitschiefer und die Marmore weisen einen hohen Kalziumgehalt auf (vgl. EITEL, 1993, 1994a), was hinsichtlich der formbildenden Prozesse vor allem bei Lösungsverwitterung und Krustenbildung eine wichtige Rolle gespielt haben könnte.

Der ehemalige mittelozeanische Rücken des Khomas-Trogs ist repräsentiert im sog. Matchless-Amphibolit (KUKLA 1992: 62ff), einer linearen Struktur, die sich von der Namib bei Homeb in nordöstlicher Richtung über 350 Kilometer bis in die Gegend von Steinhausen verfolgen läßt. Das bis zu 3 Kilometer breite Matchless-Member (SACS 1980) besteht hauptsächlich aus Metagabbros, Doleriten und Amphiboliten mit vereinzelt eingeschlossenen Metasedimentiten und bildet heute lokal zum Teil markante und ökologisch bedeutsame Ausbisse (Kap. 4.3). Auch die Amphibolite sind carbonat- und epidotreich (KUKLA 1992: 62). Des weiteren sind unter anderem Calzite und Chlorite enthalten. Kupfervererzungen wurden lokal abgebaut (Matchless, Kupferberg, Hope-Mine, Gorob, Ongombo und heute noch Otjihase). Auf sie stützt sich die Interpretation des Matchless-Amphibolits als Rest ozeanischer Kruste mit Sedimenten und exhalativen Bildungen, die auf den Kalahari-Kraton obduziert wurde oder alternativ diejenige als Lagergang in Sedimenten, die den aktiven mittelozeanischen Rücken des Adamastor-Ozeans überlagerten (vgl. KUKLA 1992).

Am Südrand des Khomas-Trogs, zum Kalahari-Kraton hin, treten feldspatführende Quarzite und Metaarkosen der Kamtsas-Formation sowie glimmerreiche Metasilt- und -sandsteine, Arkosen, Dolomite, blättrige Tonschiefer, aber auch Metaevaporite der Duruchaus-Formation (beide Nosib-Gruppe, ältestes Damara) auf (s. Tab. 30). Die meisten dieser klastischen Gesteine aus terrigenen Sedimenten des Prä-Damara-Grundgebirges liegen auch metabrekziös bzw. als Konglomerate vor. Vorkommende brekziöse Gesteine entstanden u. a. durch die Deformation und Lösung der evaporitischen Lagen während der Gebirgsbildung. Jüngere Brekzien im Auas-Randbereich entstammen tertiären Schlotfüllungen vulkanischen Ursprungs (Kap. 4.4), etwa am Regenstein (GEVERS 1932a, 1934a). Als transportierte Blöcke

und Schotter sind sie gelegentlich in den Gullies von Little Valley, Walhalla und Harmonie zu finden.

Die Kamtsas- und Duruchaus-Formation (Nosib-Gruppe) bilden heute die Nauaspoortberge und die Abdachungsfläche des Khomas-Niveaus (s. u.) zum intramontanen Becken von Rehoboth. Jünger, also bereits zur Swakop-Gruppe gehörig, sind die Quarzite, Quarzglimmerschiefer, Graphitschiefer und Amphibolite der Auas-Formation (Auasberge, Bismarckberge, Lichtensteiner Berge, Regenstein) sowie entsprechend der Hakos- und Chuos-Formation (Hakosberge, Chausib). Auch aus ihnen bestehen heute teilweise sehr markante Inselberge auf dem Khomas-Niveau samt weitgespannten Pedimenten.

Südlich daran anschließend, zum Teil auch als Inliers, schließt sich im Untersuchungsgebiet das Prä-Damara-Grundgebirge an (Mokolian), bestehend aus den Graniten und Granodioriten der Gamsberg-Folge, durchzogen von Metabasit-Dykes, Quarzporphyren, Ignimbriten, Basalten und Rhyoliten der Marienhof- und Billstein-Formation sowie von den Gneisen der Elim-Formation (Khoabendus-Gruppe).

Prä-Damara-Inliers im südlichen Untersuchungsgebiet bilden die Hohewarte-Formation, vor allem im intramontanen Becken von Aris und den östlich daran anschließenden Hochflächen des Seeis-Niveaus (Kap. 4.5) bis Brack und Hohewarte sowie von Ondekaremba bis Okatumba-West mit ihren fast perfekt eingerumpften Paragneisen, Gneisen und Graniten. Diese von metamorphen Magmatiten geprägten Landschaften des alten Kalahari-Kratons zeigen heute markante Unterschiede in Verwitterung, Bodenbildung und Hydrodynamik im Vergleich zu den Landschaften aus Metasedimentiten des Damara-Orogens, obwohl sie vor allem während der kretazischen und tertiären Flächenbildungsphasen auf jeweils gleichem Niveau saprolitisiert und eingerumpft wurden.

Dies gilt auch für die an der Nordseite der Kollisionszone entlang des sog. Okahandja-Lineaments post-tektonisch intrudierten Donkerhoek-Granite. Das Okahandja-Lineament bildet eine Störzone am kontinentalen Widerlager des Kongo-Kratons zur Gebirgszone (vgl. KUKLA 1992). Die Granite stehen in einem bis 40 Kilometer breiten Streifen an, der von der Tumas-Fläche (Namib), wo die gesteinsunabhängige Einrumpfung besonders deutlich wird, über die Tinkas-Vlakte und die Granitlandschaft zwischen Tsaobis und Otjimbingue mit ihren charakteristischen "Wollsack-Felsburgen" bis nach Otjiruse und Klein-Barmen reicht. Daneben waren solche (teilweise porphyrischen und biotitreichen) Granite auch syntektonisch bereits intrudiert, und sind gelegentlich, wie im Swakoptal bei Horebis, anschließend über- und verschoben und zerrüttet worden (vgl. geologisches Profil in Abb. 85, S. 361 und Abb. 89, S. 365). Größere und nachgeordnete Flußtäler, insbesondere der obere und mittlere Swakop, aber auch viele Kuiseb-Zuflüsse des Hochlandes lehnen sich heute an solche Zerrüttungs- und

Verwerfungszonen an, vorwiegend entlang der großen Lineamente. So fließt der Kuiseb streckenweise genau im Bereich der Kontinentalnaht (Us-Pass-Lineament zwischen Eisgaubib und Donkersan).

Insgesamt ist die petrographische Ausstattung dieses Teils der untersuchten Gebiete recht homogen, was sich vor allem quartärmorphologisch, aber auch neotektonisch auswirkt (s. u.). Einer südlichen Küstenzone mit den Prä-Damara-Grundgebirgsgesteinen und den daran anschließenden, mäßig verstellten und überschobenen Meta-Schelfsedimenten folgen zonal die pelagischen Metasedimentite des eigentlichen Khomas-Trogs, durchzogen vom Matchless-Amphibolit. Sie stoßen weiter nördlich erneut auf (Prä-Damara-) Kratonreste, welche durch das Okahandja-Lineament mit seinen syn- und postorogen intrudierten Graniten markiert werden.

Ganz anders stellen sich die nördlich daran anschließenden Untersuchungsgebiete dar, die zum größten Teil heute die sehr gut erhaltene Rumpffläche der sog. „Randstufenlücke“ bilden. Hier, in der nördlichen Zentralzone und der nördlichen Zone des Damara-Inlandastes treten neben den Metasedimentiten und den Syn-Damara-Intrusionen auch kambrische und ordovizische Intrusiva verstärkt zutage, deren Ursache nach MILLER (1983) in einer Aufdomung dieses Teils des Orogens zu sehen ist (vgl. Geological Map of the Damara Orogen, GEOLOGICAL SURVEY 1988). Dabei kam es zu zahlreichen Brüchen und Verwerfungen der durch den hohen Kollisionsdruck ohnehin bereits verstellten Schichten und zu wiederholten Intrusionen. Der größte zusammenhängende Bereich spät- und posttektonischer Intrusiva ist die Rumpffläche zwischen dem westlichen Ombotzu-Vorland und östlichem Erongo-Vorland, also nahezu das gesamte obere Einzugsgebiet des Khan und Omaruru (vgl. Abb. 46, S. 197), mit ihren charakteristischen kleinen granitischen und porphyritischen Inselbergen (z. B. die Omaruru-Kuppe auf Farm Loskop). Dazu gehören auch die Leukogranite des nördlichen Erongovorlandes (Papageienberge, Otjompaue, intramontanes Becken von Omandumba und Etemba) mit ihren charakteristischen Wollsack-Verwitterungsformen. Kleinere Vorkommen der enger untersuchten Gebiete finden sich auch auf Epako, Schönfeld, Okongue und Okakongo (Immenhof, dortselbst auch Pegmatite). Die Zone vielschichtiger tektonischer Aktivität mit ihren Intrusionskörpern wird nach Norden von einem bis 50 Kilometer breiten Streifen syntektonisch intrudierter, grobkörniger, biotitreicher, bisweilen porphyrischer Granite begrenzt. Weiter nördlich wiederholen sich kontinuierlich die Metasedimentite einer dem Khomas-Trog entsprechenden, ehemals pelagischen Ablagerungsserie mit einem Widerlager am sog. Kamanjab-Inlier, der zum Kongo-Kraton gehört.

Sowohl das Prä-Damara-Basement (Inlier) wie auch die Damara-Metasedimentite, -Intrusionskörper und posttektonische Intrusionen sind auch hier heute extrem eben eingerumpft;

Pedimente sind sehr weit gespannt. Insbesondere gilt dies natürlich für die Dolomite, Schwarzkalke und deren karbonatische Metakonglomerate des sog. Etoscha-Bogens (Otavi-Gruppe), der sich vom Gaikos-Inselberg im Osten über das Otavi-Bergland als Randfazies um den Kamanjab-Inlier herum bis ins östliche Kaokoveld/Westowambo zieht. Dabei handelt es sich überwiegend um karbonatische Reste einer Schelf- und Flachwassersedimentation, wie die zahlreichen Stromatolithen belegen. Solche karbonatischen Metagesteine des frühen Damara haben seit dem Beginn des Känozoikums eine hervorgehobene Bedeutung hinsichtlich Stofftransport und Ökodynamik. Durch ihre leichte chemische Verwitterbarkeit und Löslichkeit kommt es auch unter (semi-) ariden Bedingungen noch zu beträchtlicher Lösung und Zersatz. Somit ist in den Marmoren, Dolomiten und Schwarzkalken der Otavi-Gruppe die wichtigste Karbonatquelle des nördlichen Namibia im Hinblick auf die Imprägnierung und Verkrustung (Calcrete, Dolocrete) späterer terrigener Lockersedimente zu sehen (Kap. 5). Detaillierter landschaftsökologisch untersucht wurden Gebiete im östlichen Ausstreichen dieser Otavi-Zone (KEMPF 1994), vergleichend dazu solche am Südsaum des Kamanjab-Inliers (mittleres Ugab-Tal, oberes Huab-Tal) und im Warmquelle-Becken.

Sehr ähnliche Verhältnisse sind partiell auch im weiter südlich gelegenen Detail-Untersuchungsgebiet Epako-Tjirundu-Okongue zu finden, allerdings mit dem Unterschied, daß dort häufiger die oben erwähnten syn- und posttektonischen granitisch-porphyrischen Granit- und Pegmatit-Intrusiva auftreten. Aber auch hier sind die alten carbonatischen Gesteine stark verkarstet; Schlotfüllungen und Paläoböden wurden karbonatimprägniert (Kap. 4.2.1.7). Solche imprägnierten Schlotfüllungen können später erneut karstüberprägt sein, wobei, wie im Falle der Albrechtshöhle (Okongue), jüngere Lösungsformen keinen morphologischen Unterschied zwischen dolomitischem Festgestein und carbonatisierter Füllung machen müssen (Tafel 1, Foto 4).

Die Reste der frühen korrelaten Abtragungsprodukte der Damara-Orogenese (Schwarzrand- und Fish-River-Untergruppe der Nama-Gruppe im Süden, Mulden-Gruppe im nördlichen Namibia) liegen überwiegend außerhalb der in dieser Arbeit betrachteten Gebiete. Es ist also ein Hiatus feststellbar, ein Zeitraum vom Kambrium bis in die Trias, in dem überwiegend extrakontinental (?) abgetragen wurde. In den Untersuchungsgebieten sind korrele Gondwana-Sedimente nicht (mehr?) festgestellt worden. Lediglich im südlichen und zentral-südlichen Namibia sowie in Teilen des Kaokoveldes finden sich permokarbone Ablagerungen der Dwyka- und Ecca-Gruppen (Karoo). Vereinzelt Reste der Nama- und Witvlei-Gruppen (im Liegenden der Nama) treten in einem Senkungsbereich entlang einer Verwerfung nahe des nördlichen Randes des Kalahari-Kratons mit der diskordant aufliegenden Kuibis-Untergruppe zutage. Hierbei handelt es sich um glaukonitführende Tonschiefer, Schwarzkalke und

Quarzite (Zaris-Formation) sowie eingelagert graue Quarzite und quarzitisches Konglomerate (Dabis-Formation) und Kalke, Dolomite, Quarzite, Ton- und Mergelschiefer (Buschmannsklippe-Formation, Witvlei-Gruppe). Kalke und Dolomite sind auch hier stark verkarstet (z. B. Farm Arnhem, s. Abb. 62, S. 287), andere Gesteine saprolitisiert. Der flächenhaft größte Teil der Nama-Sedimente beginnt südlich des Naukluft-Deckenkomplexes und damit weit südlich der in dieser Studie untersuchten Gebiete.

Im Kambrium war mit dem Ende der Gebirgsbildung auch die Inlandsedimentation vorläufig abgeschlossen; es sei denn, daß ältere evtl. vorhandene Karoo-Sedimente später vollständig abgetragen wurden. Im Zuge einer weiten Rumpfflächenbildung wurden sämtliche Gesteine von den Kratonen bis zum spätesten Damara samt ihrer syntektonischen Intrusiva gekappt und tiefgreifend chemisch verwittert. Sie wird hier als „Damara-Rumpf“ bezeichnet (Abb. 120). Die bereits erwähnte postorogene Aktivität entlang der alten Störungsachsen führte vor allem im Bereich der heutigen Randstufenlücke zur weiteren Intrusion von Granitoiden, Pegmatiten und Diabasgängen, die vermutlich lokale Aufwölbungsvorgänge markieren. Für diese Aufwölbungen und damit die Existenz einer bereits gondwanazeitlich angelegten, von Basalten begrabenen, sanft nach Westen geneigten Rumpffläche spricht die nach Osten geringermächtig werdende Etendeka-Flutbasaltdecke (s. u.), die diese heute wieder aufgedeckte Fläche konserviert hat.

Bei fortschreitender oder postbasaltisch wieder aufgenommener Tieferlegung der Rumpffläche wurden auch diese Intrusiva gekappt und die Basalte in weiten Bereichen ausgeräumt; nur wenige Inselberge mit ausgedehnten Pedimenten blieben bis heute übrig. Diese Ausräumung ist in drei verbreiteten postbasaltischen Rumpfflächenstockwerken erhalten, der Prä-HR-1-Fläche (*African Surface*), der Haupttrumpffläche und der Post-HR-1-Fläche. SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) erkennen mit der Prä-HR-2-Fläche, die aber im zentralen Namibia überwiegend nur als Randverebnung an hohen Inselbergen erhalten ist, ein viertes postbasaltisches Flächenstockwerk. Dies konnte für das Kaokoveld bestätigt werden.

In den hier betrachteten Gebieten ist eine Inlandsedimentation erst mit der Bildung der Omingonde- (Tonsteine, Siltsteine, Sandsteine) und Etjo-Formation (überwiegend äolische Sandsteine) innerhalb der Karoo-Supergruppe vor etwa 250 Ma nachweisbar. Diese Schichten liegen winkeldiskordant der präkambrisch/kambrischen Damara-Rumpffläche auf. In Omingonde-Gesteinen ist heute die Rumpffläche vom Ombotzu nordwärts bis Okonjima mit den postetjozeitlich intrudierten Omatako-Doleriten (ca. 160 Ma) und ostwärts bis zum Waterberg ausgebildet, wo sie unter Kalahari-Sedimenten verschwindet. Dabei schneidet der Pedimentsaum der Omatako-Berge naben Omingonde- auch Relikte der überlagernden Etjo-Sandsteine. Die Etjo-Formation repräsentiert einen mesozoisch-rhätischen Gondwana-Wüstengürtel

(MAACK 1969). Eingerumpfte Etjo-Reste sind aufgrund der jüngeren Waterberg-Verwerfung am Omuveroume-Waterberg-Plateau und seinem östlichen Vorland erhalten, ebenso am Etjo-Plateau, im Gelände westlich Twyfelfontein und im westlichen Brandberg-Messum-Gebiet.

Die überwiegend gut schüttenden Wasserquellen unter Etjo-Resten lassen ebenso auf tiefgründige chemische Verwitterung, wahrscheinlicher sogar auf erhebliche (Sandstein-) Verrostung schließen. Über die frühere Ausdehnung der Etjo-Sandsteindecke kann nur spekuliert werden. Die heute höchstgelegenen Relikte bilden die von Silcrete abgeschlossene Kappe des bis 2350 Meter hohen Großen Gamsbergs, die ebenfalls diskordant und saprolitisiert einer älteren Rumpffläche aufsitzt sowie ein Vorkommen auf der ehemaligen Farm Naukluft in ca. 1960 m Höhe (Etjo-Plateau auf dem Hochlandsscheitel: 2050-2080 m ü. NN; Omuveroume: 1900 m ü. NN; Waterberg: 1650-1800 m ü. NN; Östliches Waterberg-Vorland: ca. 1500 m ü. NN; Namib-Twyfelfontein: 200-900 m ü. NN). Die den Gamsberg umgebende Hohenheim-Göllschauer-Fläche ist im Zuge der paläozänen bis mittelmiozänen Haupttrumpfflächenbildung erneut aufgedeckt und um einige 100 m tiefergelegt worden (Khomas-Niveau, Höhenlage 1800 m ü. NN im Westen, bis 1900 m ü. NN im Osten).

Weiter südlich, im Namib-Bereich, wird der angeblich auf, in Wirklichkeit aber unter der sog. „*Namib Unconformity Surface*“ (NUS, nach OLLIER 1977) liegende, völlig eingerumpfte und mit Calcrete versiegelte Tsondab-Sandstein als Etjo-Erosionsrest angesehen (RUST 1996, Kap. 4.2.1.9). Dies könnte ebenso gelten für die sog Buntfeldschuh-Formation (SACS 1980: 609), die in Südnamibia ins Eozän oder Paläozän gestellt wird, jedoch die gleiche Morphoposition einnimmt und ebenfalls eingerumpft ist. Aufgrund ihrer identischen morphologischen Lage können auch die sog. Botletle-Schichten der Kalahari (nach PASSARGE 1904: 191ff) möglicherweise als Etjo-Reste interpretiert werden, worauf die in Kap. 4.6 erwähnten Hinweise schließen lassen. Als jüngere Karoo-Sedimente werden die Sandsteinkonglomerate und Brekzien angesehen, die die Erongo-Basalte unterlagern und wahrscheinlich kurz vor dem Gondwana-Rifting abgelagert wurden (EMMERMANN 1979: 20). Die känozoische Bedeutung des Etjo-Sandsteins liegt in seiner Funktion als Material-Lieferant für die endtertiäre und quartäre Kalahari-Verfüllung nach fluvialer Aufarbeitung.

Zeitlich beendet wird die Karoo-Supergruppe von den Flutbasaltdecken der Etendeka-Formation, die an der Jura-Kreide-Wende (vor 120 Ma, nach SACS 1980) großflächig das Relief im nordwestlichen und zentral-westlichen Namibia plombierten und heute überwiegend Etjo-Sandsteinen aufliegen, sich teilweise mit diesen auch verzahnen (Kaokoveld, nördliche Namib, Gobobosebberge, Reste auch am Brandbergfuß und in den Höhenlagen; alle außerhalb der untersuchten Gebiete). Hangend zu den Basalten finden sich teilweise kretazische inter-

mediäre bis saure Vulkanite (z. B. im Kaokoveld). Lediglich in den Gipfellagen des Erongo sind Etendeka-Basalte nahe den Untersuchungsgebieten erhalten geblieben (vgl. EMMERMANN 1979, HÜSER 1979a).

Das kretazische Fortschreiten des Auseinanderbrechens Gondwanas in einen (süd-) amerikanischen und afrikanischen Kontinent war begleitet von heftiger plutonischer und vulkanischer Aktivität mit der Entstehung der Gesteine von Brandberg, Messum, Paresis-Bergen, Erongo, Großer und Kleiner Spitzkoppe (u. a.). Diese Gesteine überragen heute teilweise die Haupttrumpffläche und bilden ausgedehnte Pedimente (s. Satellitenbild auf Tafel 1, Foto 6). Mit der starken tektonischen Aktivität kam es zu erheblicher Absenkung der zentralen Kalahari-Bereiche aufgrund eines Massendefizits in der oberen Asthenosphäre und anschließend zu beginnender, teilweiser langradialer Aufwölbung an den passiven Kontinentalrändern im Sinne einer Arkogenese (s. u.).

Zusammenfassend sind nach obigen Ausführungen zwei überregionale, gondwanische Rumpfflächen festzustellen (s. Abb. 120), eine präetiozeitliche, die über Damara-Orogen, Kratonreste sowie syn- und post-damarazeitliche Intrusionen hinwegging (Damara-Rumpf) und eine spätere.

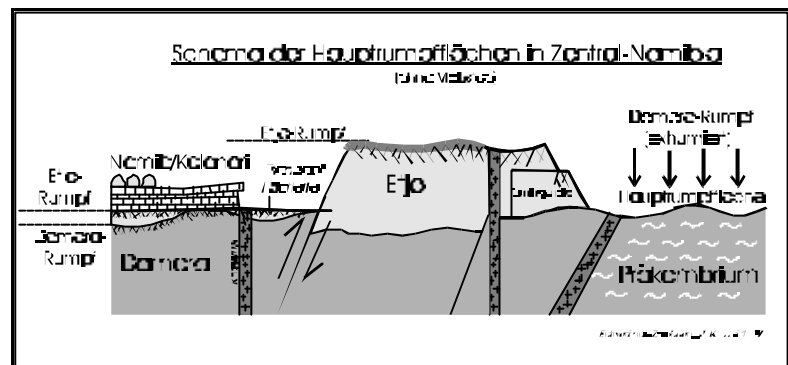


Abbildung 120: Schema der gondwanischen Flächen in Zentral-Namibia

Letztere stellt die Haupttrumpffläche dar. Sie kappt jurassische und unterkretazische Sedimente und Vulkanite und deckt stellenweise den Damara-Rumpf wieder auf. Tabelle 30 gibt eine für das Untersuchungsgebiet vereinfachte Darstellung der geologischen Verhältnisse auf Basis der Karte des GEOLOGICAL SURVEY (1988) wieder, wobei im Mesozoikum und Känozoikum einige Veränderungen eingefügt wurden.

Tabelle 30: Geologie Zentral-Namibias (vereinfacht)						
Zeitalter (Sequenz)	Gruppe etc.	Isotopenalter (~Ma)	Stratigraphische Einheiten		Lithologie (Beispiele)	Lokalisierung (Beispiele)
			Sedim./Vulk.	Intrusionen		
Quartär ? (Mittel-) Pliozän ?	Kalahari		GORDONIA		Quarzsand	Kalahari/Namib
		0,5-1 (?)	OMATAKO/ ANDONI		Quarzsand, Gerölle, Calcrete	Kalahari/Namib
		1,2-1,8 (?)	EISEB/ OLUKONDA		Quarzsand, Gerölle, Calcrete	Kalahari/Namib
		2,5-4 (?)	TSUMKWE/ BEISEB		Gerölle, Sand, Grus, Calcrete	Kalahari/Namib
Tertiär Oligozän	Etjo-Diskordanz	32-39		AUAS	Phonolit, Trachyt	Auas-Berge, Aris
Kreide				Post-KAROO	Granit, Rhyolit	Erongo, Spitzkoppe
Kreide	Karoo	120	ETENDEKA/ RUNDU	SIKERETI	Kimberlite Basalt	Erongo, nördl. Damaraland
		180		KAROO	Diabas	Ombotzu, Erindi, Omatako-Berge
Jura		200-205	ETJO basales ETJO (Tsondab-SS-Member)		Äol. Sandsteine Sandsteine, später verkieselt (Chalzedone, Silcrete), Konglomerate	Waterberg, Etjo Namib (Tsondab); Kalahari (Botletle), Gamsberg, Ovambo-Becken
Trias-Perm		200-260	OMINGONDE		Sandsteine, Ton- und Siltsteine	Omatako-Rumpffläche
Kambrium	Damara-Diskordanz	470-560		DONKER-HOEK SALEM	Granit, Pegmatit, Granodiorit Leukogranit	Papageienberge, Otjimbingue, Khanfläche
	Nama		KUIBIS		Sandsteine, Schwarzkalke	Arnhem, östl. Neudammer Hochland
Prä-kambrium Damara	Swakop	540-700 680	KUISEB		Metagrauwacken-Metapelit-Schiefer, Amphibolschiefer, Marmor, Quarzit Granatgneis	Khomas-Hochland, Neudammer Hochland, Zentrale Pränamib
			Members: Tinkas		Graphitschiefer, Turbidite	Otjimbingue-Swakoptal
			Matchless Kleine Kuppe		Amphibolit, Laven	Khomas-Hochland
					Quarzit, Schiefer, Marmor	Windhoek, Finkenstein
			KARIBIB		Marmor, Biotit-Schiefer	Karibib-Usakos
			CHUOS		Schiefer, Quarzit, Mixtit	Krumhoek, Hohewarte
			OBERWASSER		Biotit-Schiefer	Randstufenlücke
	Nosib		ETUSIS		Quarzite, Arkosen, Grauwacken	Chuosberge, Otjipateraberge
			KAMTSAS		Quarzite, Schiefer	Neudammer Hl.
	Mokolian	Sinclair	1160-1210		GAMSBERG	Granit
		1600 > 1800	MARIENHOF		Quarzite, Phyllit	Dordabis
		> 1800	HOHEWARTE/ ABBABIS		Paragneise, Meta-sedimentite	Aris, Waldeck, Ondekaremba
		> 1800	HUAB		Paragneise	Kamanjab-Inlier

Tabelle 30: Vereinfachte Darstellung zur Geologie Zentral-Namibias.

7.2 Jüngere Reliefgeschichte

7.2.1 Grundbedingungen für die Entstehung einer Randstufenlücke

Wie in Kapitel 4.3.2 und in Kapitel 7.1 dargestellt, kam es im Bereich der heutigen Randstufenlücke sowohl post-orogen und karoozeitlich als auch post-etendekazeitlich zu mannigfachen Intrusionen, die im Zusammenhang mit der Gondwana-Tektonik stehen und an der Landoberfläche zu domartigen Strukturen führten. Diese regional unterschiedlich dimensionierten Wölbungserscheinungen waren allerdings nicht so ausgedehnt, als daß sie nicht von der tropischen Flächenbildung hätten eingerumpft werden können. Viele der Intrusionskörper sind heute im Flächenniveau vollständig gekappt oder zeigen noch Rest-Inselberge mit weit gespannten Pedimenten. Eine Folge der tektonischen Ereignisse im Zusammenhang mit dem Zerschneiden und Verdriften Gondwanas war allerdings die (ober-) kreidezeitliche und früh-tertiäre Entstehung von lokalen Rumpftreppen, insbesondere von Randverebnungen, wie sie zum Beispiel rund um den Brandberg, aber auch an der Omaruru-Kuppe oder am Erongo und anderen Inselbergen deutlich werden. So sind an den Intrusiva oder deren Reliktinselbergen Phasen mit Fußflächenbildung zu erkennen, die sich mit einer konkaven (ehemaligen) Arbeitskante von den glockenförmigen Hängen absetzen und damit das damalige Vordringen der Fläche gegen dieselben markieren.

Ursächlich ist vor allem die von den intrusionsbedingten Aufdomungen induzierte regionale und lokale Veränderung der Erosionsbasen und Hangneigungen zu sehen, die zu Veränderungen der Abflußlinien von tropischen Flüssen führte. SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) korrelieren diese Randverebnungen als Rumpfflächenstockwerke auf subkontinentalem Maßstab und stellen sie als Prä-Haupttrumpfflächengenerationen vor die Bildung der alttertiären *African Surface* (nach KING 1951). Tatsächlich ist aber eine Korrelation eher schwierig, da die postorogenen wie besonders auch die gondwanazeitlichen tektonischen Ereignisse (v. a. die Intrusionen und die damit verbundenen Aufwölbungen) zeitlich variabel und regional begrenzt waren.

Außerdem hat schon die Damara-Tektonik in diesem Bereich der Kratongrenzen mit ihren granitischen und porphyrischen Intrusiva die an sich homogene Struktur der Metasedimentitlagen stark zerrüttet. Deckenüberschiebungen, starke Verfaltungen, Monoklinenbildung, seltener Brüche und Verwerfungen erzeugten zum einen ein sehr heterogenes Bild der geologischen Ausgangsbedingungen für die Reliefbildung, zum anderen wurden durch die starken Zerrüttungen gute Bedingungen für besonders tiefgründige chemische Verwitterung und davon abhängige Flächenbildung gelegt. Der gondwanische Vulkanismus und Plutonismus der Karoo und der kretazische der Post-Karoo förderten diese Bedingungen noch, weil sie hier nicht zur langradialen, großflächigen Aufwölbung führte (Grundbedingungen einer Rand-

stufenentwicklung, s. u.), sondern eben nur zu regionalen oder lokalen Aufdomungen, die von der Flächenbildung wahrscheinlich noch im Zuge der Aufdomung ausgeglichen werden konnten. Dies führte zum mehr oder weniger kontinuierlichen, großräumigen Flächenerhalt im Gebiet der sog. Randstufenlücke zwischen 20° und 22° s. Br., im Gegensatz zu den weiter nördlich gelegenen Kaoko-Randstufenlandschaften und der südlich gelegenen Khomas-Randstufe (Kap. 4.3.).

Eine weiterreichende Gesteinsbedingtheit für die Entstehung der Randstufenlücke (HÜSER 1991) besteht nicht, wie in Kap. 4.3.2 belegt wird. Die Rumpffläche der Randstufenlücke schneidet alle vorkommenden Gesteine (Abb. 121). Wie BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997: 4) bemerken, verläuft die Randstufe in Teilen des Namaqualandes gänzlich im Granit (vgl. auch SPÖNEMANN 1995, 1997) und auch HÜSER (1977: 23) vermerkt, daß der Sockel des Escarpments weitläufig aus Graniten besteht. Auch im Kaokoveld, etwa bei Puros, erfolgte teilweise eine Ausbildung im Granit. Das dominante Vorkommen von Granitgesteinen kann also als alleinige Erklärung für die Existenz einer Escarpmentlücke nicht standhalten. Gerade die granitoiden Gesteine sind es, die heute dort noch einen eventuellen Stufenverlauf z. B. am Brandberg oder Erongo bzw. den angedeuteten Inselbergketten am ehesten nachzeichnen.

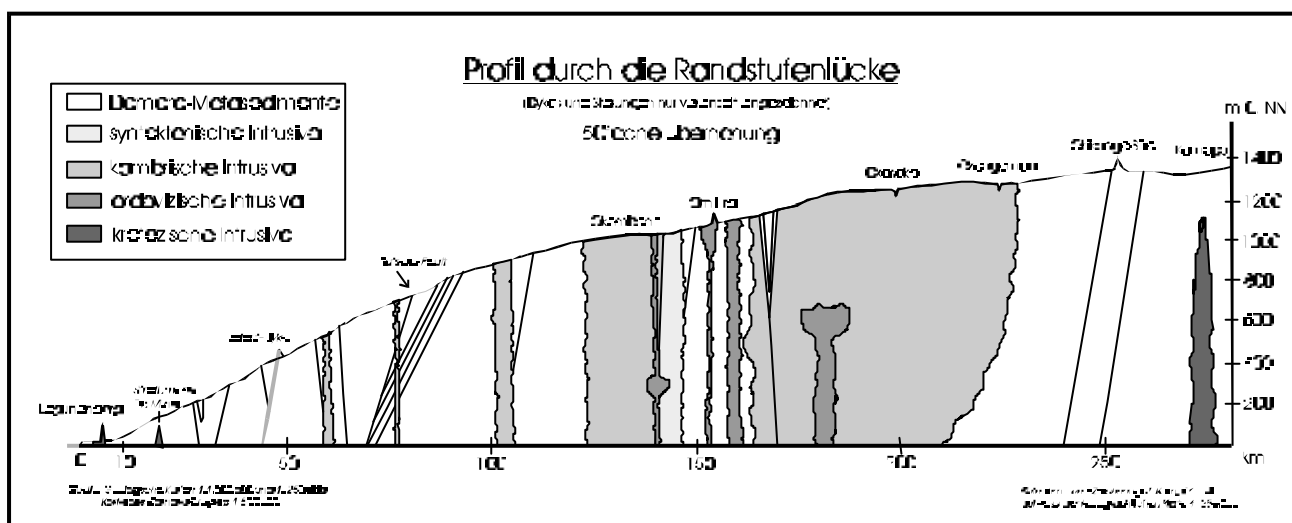


Abbildung 121: Stark überhöhtes Profil durch die Randstufenlücke vom Lagunenberg bis Kamapu. Deutlich wird, daß alle Gesteinstypen aller Zeitalter flächenhaft gekappt wurden und eine konvexe Aufwölbung der Fläche vorliegt.

Für die tertiäre und quartäre Landschaftsentwicklung Namibias und damit auch für alle Primärdeterminanten des Milieus überaus bedeutsam war das kretazische Auseinanderbrechen Gondwanas in die Kontinente Afrika und Südamerika (u. a.) mit der sukzessiven Entstehung des (Süd-) Atlantiks. Dieses „neotektonische Ereignis“ gilt gemeinhin als der „einzige“, zumindest aber der wichtigste jüngere Reliefbildungsimpuls im Untersuchungsraum (vgl. HÜSER 1989: 96, 1991: 32). Klimamorphologisch fällt dieser Impuls in eine Zeit intensiver Flächenbildung (Bildungszeitraum der Prä-HR-1-Fläche) unter relativ feuchtwarmen Bedin-

gungen. Als initialer Prozeß wird vielfach eine Taphrogenese, also die Entwicklung eines Grabenbruches angenommen. Begleitend kam es zu einer Effusion von großen Mengen an Flutbasalten (Etendeka, s. Kap. 7.1), die alte Reliefformen (im wesentlichen sanft geneigte Rumpfflächen mit nur wenigen Inselbergen) konservierten und „plombierten“ (HÜSER 1991: 32) sowie zu verstärktem Plutonismus und Vulkanismus in aus der Taphrogenese resultierenden Schwächezonen. Allerdings kann unter flächenbildenden Bedingungen nur in sehr eingeschränktem Umfang von Reliefplombierung gesprochen werden, da zum einen die tiefgründige chemische Verwitterung schnell einsetzte, zum anderen der teilweise sehr oberflächennahe Plutonismus die hangenden Schichten mechanisch stark beanspruchte. In diesem Schwähebereich, der schon karoozeitlich und während der Damara-Orogenese als Kontaktzone der Kratone hohem tektonischen Druck unterlag (s. o.), war durch großflächige Einrumpfung eine eventuell vorhandene initiale Grabenschulter bis zum mittleren Tertiär quasi vollständig verschwunden und die erwähnte Randstufenlücke ausgebildet.

Gravierende Klimaänderungen von der Kreide bis zur Etablierung des Benguela-Stroms im Endmiozän (SIESSER 1980) oder (frühen ?) Pliozän, die zu einer Änderung im Verwitterungs- und Abtragsregime hätten führen können, sind nicht nachzuweisen. Daraus ist zu folgern, daß eine initiale Randschulter, so sie als Bruchstufe auf dem heutigen Festland entstanden sein soll, vermutlich längst der Abtragung unterworfen worden sein müßte. Das Nicht-Vorhandensein einer Randstufe wird als Indiz dafür angesehen, daß der initiale Grabenbruch durch Aufdomung des gondwanischen *mantle plumes* heute im Kontinentalabhang des Schelfrandes zu sehen ist, wie in Kap. 4.3.2 vermutet.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß im Rahmen der namibischen Landschaftsgenese drei große tektonische Provinzen auszugliedern sind:

1. Tektonische Erscheinungen, die mit der Öffnung und dem Wiederschließen des Adamastor-Ozeans und der damit in Verbindung zu bringenden Damara-Orogenese im Proterozoikum und Paläozoikum in Verbindung zu bringen sind. Davon sind alte, metamorph belastete Kratongranite (Öffnung) und die in Kap. 7.1 erwähnten syn- und post-Damara-Intrusiva (Orogenese) ebenso erhalten, wie großräumige, alte Lineamente.
2. Tektonische Erscheinungen, welche im Zusammenhang mit dem Zerschneiden und Auseinanderdriften von Gondwana stehen, wie die jüngeren Intrusiva (Erongo- oder Brandberg-Granite, Foyaite, Syenite) und Effusiva (Carbonatit- und Kimberlitschlote, Etendeka-Basalte etc.) aus dem Mesozoikum
3. Die vergleichsweise schwachen känozoischen Tektonik-Erscheinungen mit Phonolithen, Trachyten, hydrothermalen Bildungen und den Reliefindizien (Wölbungen, Verwerfungen, Flexuren, Zerrungsspalten).

In vorliegender Arbeit sind hauptsächlich die Erscheinungen der 3. tektonischen Provinz von Interesse, da sie in Zusammenhang mit der Reliefgenese gesehen werden.

7.3 Die Bildung des heutigen Großreliefs der untersuchten Gebiete

Gegenüber der in Kap. 4.3.2 infrage gestellten Theorie der Interpretation von Randstufen als zurückweichende Randschwellen im Rahmen der „*New Global Tectonics*“, bietet die ältere geomorphologische Forschung einige ergänzende Ansätze zur Erklärung der Randstufe als beherrschendes strukturelles Merkmal der untersuchten Gebiete. HÜSER (1991) gibt hierzu eine Übersicht. Dabei wird deutlich, wo die jeweiligen Forscher Interpretationsschwerpunkte des Großformenschatzes setzten. Als generelle Tendenz ist festzustellen, daß sich die Vorstellungen zur Randstufenentwicklung von einer sehr stark bruchtektonisch bezogenen Sichtweise über kombinierte Tektonik-Abtragungsmodelle hin zu einer Interpretation der Randstufen als reine Abtragungsstufen wandelten.

PASSARGE (1908: 15) erkannte ein „in Brüchen allseitig zum Meer hin absinkendes altes Rumpfgebirge“, wobei er also die tektonische Entstehung betonte. Dieser Ansatz wurde weiterentwickelt von KAISER (1926), JAEGER (1930) und BORN (1932), die gemäß der Theorie der „morphologischen Analyse“ von W. PENCK die Küstenabdachung als Rumpftreppe oder „Piedmonttreppe“ bezeichneten, eine Vorstellung, die auch OBST & KAYSER (1949) aufgriffen. Diese Autoren kombinierten also eine bruchtektonische mit einer flächenbildenden Komponente bei der Randstufenentwicklung, wobei allerdings das Schwergewicht auf der Annahme einer phasenhaft intermittierenden Hebung lag. Auch KING (1951 u. a., zuletzt 1978) verfuhr derart, trennte jedoch ganz im Sinne W. M. DAVIS' streng zeitlich Hebungs- und Flächenbildungsphasen voneinander, was von OLLIER & MARKER (1985) weitgehend übernommen wurde.

A. PENCK (1906) und ROGERS (1920, 1928) sowie die Geologen KRENKEL (1928: 463ff) und CLOOS & CHUDOBA (1931) legen den Bedeutungsschwerpunkt auf den Faktor Abtragung, sprechen allerdings von Schichtstufen, die sie als strukturbedingte Formen ansehen. Für die Entwicklung solcher Schichtstufen und der zugehörigen „Akkordanz-Dachflächen“ setzen sie eine großräumige Aufwölbung des Subkontinents voraus. Tatsächlich sind ja die namibischen Landoberflächen aber keinesfalls identisch mit Schichtflächen, sondern es liegt überall eine Kappung unterschiedlichster Gesteine vor. Auch ABEL (1955a: 56, 1959a: 259) betont, daß die geologische Schichtenfolge in keinerlei Zusammenhang mit dem Verlauf der Randstufe steht, sondern diese eine „ausgesprochene Abtragungsstufe“ darstellt, die in unterschiedlichen Gesteinen von Nord nach Süd ausgebildet ist (S. 448). Tatsächlich zerschneidet die Stufe im Khomas-Bereich meridional die eher breitenparallel liegenden, steil einfallenden

Metasedimente (Damara), südlich anschließend den Naukluft-Deckenkomplex, die Kalke und Sandsteine der Kuibis-Subgruppe (Tsaris- und Dabis-Formation) samt den gekappten darunter liegenden Graniten (Sinclair-Sequenz). Eine Gesteinsabhängigkeit des Stufenverlaufs ist nach den Ausführungen in Kap. 4.3.1 nicht gegeben. Allerdings erklärt HÜSER (1989), wie oben erwähnt, die Existenz der Randstufenlücke gesteinsbedingt (keine Ausbildung in Graniten). Dies ist jedoch nur indirekt der Fall, indem die Magmatit-Intrusionen dort lediglich zu lokalen/regionalen, leicht einzurumpfenden Aufdomungen (s. o.) geführt haben und nicht zur für die Randstufenentwicklung notwendigen Arkogenese (s. u.) oder Monoklinenbildung (vgl. auch SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1992, SPÖNEMANN 1995, 1997).

Ebenso wie KING (1951) erkennt auch BIRKENHAUER (1991) verschiedene Flächenniveaus, die allerdings im Vorland der Randstufe subkontinental einheitliche Thalassoplains darstellen sollen. Da diese sich nur über den Meeresspiegelstand als Brandungsplattformen definieren lassen, nimmt er gewaltige Transgressionen an, die durch „tekto-eustatische Meeresspiegelanstiege“ verursacht sein sollen. Das höchstgelegene Niveau liegt (heute) immerhin bei 1000 m ü. NN und soll aus der Unterkreide stammen (BIRKENHAUER 1991: 125). Obwohl dieser Ansatz aufgrund der letztlich nicht bewiesenen sehr bedeutenden Meeresspiegeländerungen abzulehnen ist, führt er doch zu der anscheinend zutreffenden Feststellung, daß die Lage des Escarpments sich seit seiner Entstehung nicht wesentlich geändert hat.

7.3.1 Das Hochland, Proximalbereich einer früh- bis mitteltertiären Aufwölbung

Synthetisiert man die belegbaren Teile der in der Literatur publizierten Beobachtungen mit den eigenen, so läßt sich die Genese des zentralnamibischen Hochlandes, insbesondere des Khomas- und Neudammer Hochlandes und seiner angrenzenden Landschaften anhand eines Merkmalskatalogs wie folgt darstellen:

(1) Eine präexistente, nahezu perfekte, vermutlich jurassische oder ältere Rumpffläche (Damara-Rumpf, s. Abb. 120) der tief durchwitterten, vormals unter mächtiger tropischer Bodendecke befindlichen und nach deren Abtrag teilweise mit Silcrete bedeckten Etjo-Sandsteine wurde im Rahmen des Auseinanderbrechens Gondwanas durch plutonische Ereignisse zerrüttet, teilweise verstellt und durch vulkanische Aktivität im Bereich der heutigen Randstufenlücke von spätjurassisch-kretazischen effusiven Flutbasalten (Etendeka-/Twyfelfontein-Formationen) partiell überdeckt. Durch Aufwölbung des *mantle plumes* entstand ein Grabenbruch, der im weiteren Verlauf zum (Süd-) Atlantik wurde. Daneben gab es regional aufwärts gerichtete Krustenausgleichsbewegungen (Aufdomungen), die lokal die Gefälle und

Erosionsbasen der tropischen Flüsse und Spülmulden veränderten und so an den wenigen Inselbergen und entstandenen Vulkanen bzw. Plutonen (Messum, Brandberg, Erongo etc.) Randverebnungen in unterschiedlichen Höhenniveaus entstehen ließen. Eine Korrelation dieser vermeintlichen Flächenniveaus ist aufgrund der lokalen oder allenfalls regionalen Dimension meist nicht möglich und auch nicht zweckmäßig. Es kann daher weder auf Einrumpfungsphasen noch auf Klimawechsel geschlossen werden. Ob ein bisweilen wohl exzessiver Vulkanismus gravierend ins Globalklima eingegriffen hat, ist nicht feststellbar. Am Flächenbildung begünstigendem Klima hatte sich allem Anschein nach nichts geändert.

(2) Im weiteren Verlauf wurden nach Abschluß der Vulkanitförderung die Etendekaschichten und die großteils liegenden, stark zerrütteten und saprolitisierten Etjo- und Omingonde-Formationen eingerumpft und abgetragen. Alte, fossilisierte Rumpfflächen wurden wieder frei und tiefergelegt. Geringe Meeresspiegelschwankungen können während dieser Phase zeitweilig die Neueinstellung küstennaher Erosionsbasen und damit die weitere Entstehung von vermeintlichen Flächenniveaus und Randverebnungen an Inselbergen und Bruchschulterresten verursacht haben (z. B. Flächenniveau der Omaruru-Kuppe oder des Jungfraubergs bei Karibib, evtl. auch des Ombotozu). Eine Korrelation ist auch hier kaum möglich, denn eine subkontinentale Höhenkonstanz, von der z. B. BIRKENHAUER (1991) oder SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) ausgehen, ist nicht gegeben. Die Bruchschulter oder Randschwelle wurde, sofern sie nicht im ozeanischen Kontinentalabhang enthalten ist, fast völlig aufgelöst.

(3) Im Bereich der sog. Randstufenlücke, wo die tektonische Beanspruchung seit dem Proterozoikum besonders heftig war, entstand erneut eine quasi perfekte Rumpffläche, deren Weiterbildung vermutlich bis ins Pliozän reichte. Anders im Bereich der Damara-Metasedimente und angrenzender Kratonreste des Khomas-Bereichs: Hier fand sehr wahrscheinlich im Gefolge des Abtrags der Karoo-Schichten unter flächenbildenden Bedingungen eine lang-radiale, elliptisch-linsenartige Aufwölbung statt. Der Prozeß, der zu dieser Aufwölbung geführt hat, wird hier als „Arkogenese“ (siehe Kasten) bezeichnet. Dies wurde in ähnlicher Weise bereits von Fritz JAEGER während seines Aufenthaltes 1914-1919 erkannt und eingehend beschrieben (JAEGER 1928). Auch OBST & KAYSER (1949: 251) und ABEL (1955a: 85) übernahmen die Ansicht einer tertiären Aufwölbung des Hochlandes, in deren Verlauf die Randstufe angelegt wurde.

Arkogen und Arkogenese

Zur Charakterisierung von weitgespannten Wölbungsstrukturen in der Morphodynamik wird in dieser Arbeit der Begriff des *Arkogens* verwendet. Die Bildung eines Arkogens geschieht durch *Arkogenese*. Beide Begriffe haben ihren Ursprung in der russischen Tektonik- und Lagerstättenforschung als Ergänzung zur Plattentektonik. Sie wurden erstmals 1948 von E. V. PAVLOVSKIJ in einem Aufsatz mit dem übersetzten Titel „Vergleichende Tektonik der mesozoischen Strukturen Ostsibiriens und der großen Riffe Afrikas und Arabiens“ (Izv. AN SSSR, Ser. Geol. 5: 17-31) verwendet und bei der deutschen Übersetzung von I. V. KORESKOVs „Svodooobrazovanie i razvitie zemnoj kory“ durch O. LEEDER 1983 übernommen*.

Der Begriff ist hergeleitet aus dem lateinischen *arcus* (= Bogen, Wölbung) und soll hier ein großräumiges Phänomen kennzeichnen, im Gegensatz zur kleinräumigeren „Aufdomung“ oder „Kuppel“. In vorliegender Arbeit wird „Arkogenese“ nicht unbedingt im Sinne der russischen globaltektonischen Theoreme, sondern lediglich zur morphogenetischen Charakterisierung des besprochenen Einzelfalles im Sinne von „linsenförmig“ angewandt. Vermutlich kommen auch längsgestreckte Arkogene vor. In erster Linie soll hier der morphogenetische Unterschied zur Gebirgsbildung („Orogenese“ durch Plattenkollision, „Taphrogenese“ bei Plattendrift, „Epirogenese“ als Festlandbildung mit Bruchtektonik) und die morphologische Beschreibung betont werden. Ihre Ursache haben Arkogene vermutlich in schwachen Ausgleichsbewegungen der (oberen) Asthenosphäre. Sie sind also vermutlich an relative Absenkungen gekoppelt.

Als morphologische Merkmale mögen gelten:

1. Schwache Tektonik (seismische Aktivität, Thermalquellen, in besonders aktiven Phasen schwacher Vulkanismus, vor allem in Proximalbereichen),
2. Störungen und Zerrungsspalten vor allem im Scheitelbereich (je nach Klima als Kerbtäler oder auch als Becken ausgebildet), bei stärkeren Verbiegungen auch Brüche mit geringem Versatz,
3. Gesteinszerrüttung (Mylonitisierung, kurze Harnische, evtl. schwache Monoklinen) im distalen Bereich,
4. zentripetales Gewässernetz, epigenetische Talverläufe,
5. antezedente Flußläufe, Flußumkehrungen, -umlenkungen, Anlehnung an Störungszonen und Zerrungsspalten, markante konvexe Längsprofile mit Knicken,
6. Tendenz zur Ausräumung der distalen Talflanken und Entwicklung eines asymmetrischen Gewässernetzes der Zuflüsse,
7. unter flächenbildenden Klimabedingungen Anlage von Rumpfstufen, assoziiert an Zerrüttungsbereiche,
8. Hohlformenbildung in abflußperipheren Lagen (intramontane Becken und Wannen oder Pfannen).

* KORESKOV, I. V. (1983): Arkogenese und Entwicklung der Erdkruste. Leipzig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie), 162pp.

Die Arkogenese ist als Ausgleichsbewegung zu einem Massendefizit der zentralkalaharischen Asthenosphäre und dem relativen Absinken des südkalaharischen Beckens (südlich der Ghanzi-Schwelle) aufzufassen. Eine horstartige *en-bloc*-Hebung, wie u. a. von BIRKENHAUER (1991: 161) angenommen, ist nicht nachzuweisen. Hierfür fehlen sowohl die Anzeichen einer Bruchschollentektonik wie auch entsprechende Versatzbeträge. Dennoch hat selbst eine langgradiale Aufwölbung unter flächenbildendem Klima natürlich morphologische Konsequenzen. Die söhlig, also winkeldiskordant auf den unterschiedlich einfallenden, eingegrumpften Damara-Metasedimentiten liegenden Karoo-Gesteine zeigten im Verlauf der Arkogenese insbesondere proximal zum Wölbungsscheitel Störungen, Flexuren und Zerrungsspalten. An diese lehnte sich das Gewässernetz an. Das rautenförmige Störungsmuster mit sich spitzwinklig kreuzenden Zerrungsspalten wurde auf die darunterliegenden Damara-Gesteine vererbt und ist im Satellitenbild noch heute sichtbar (Tafel 5, Foto 1).

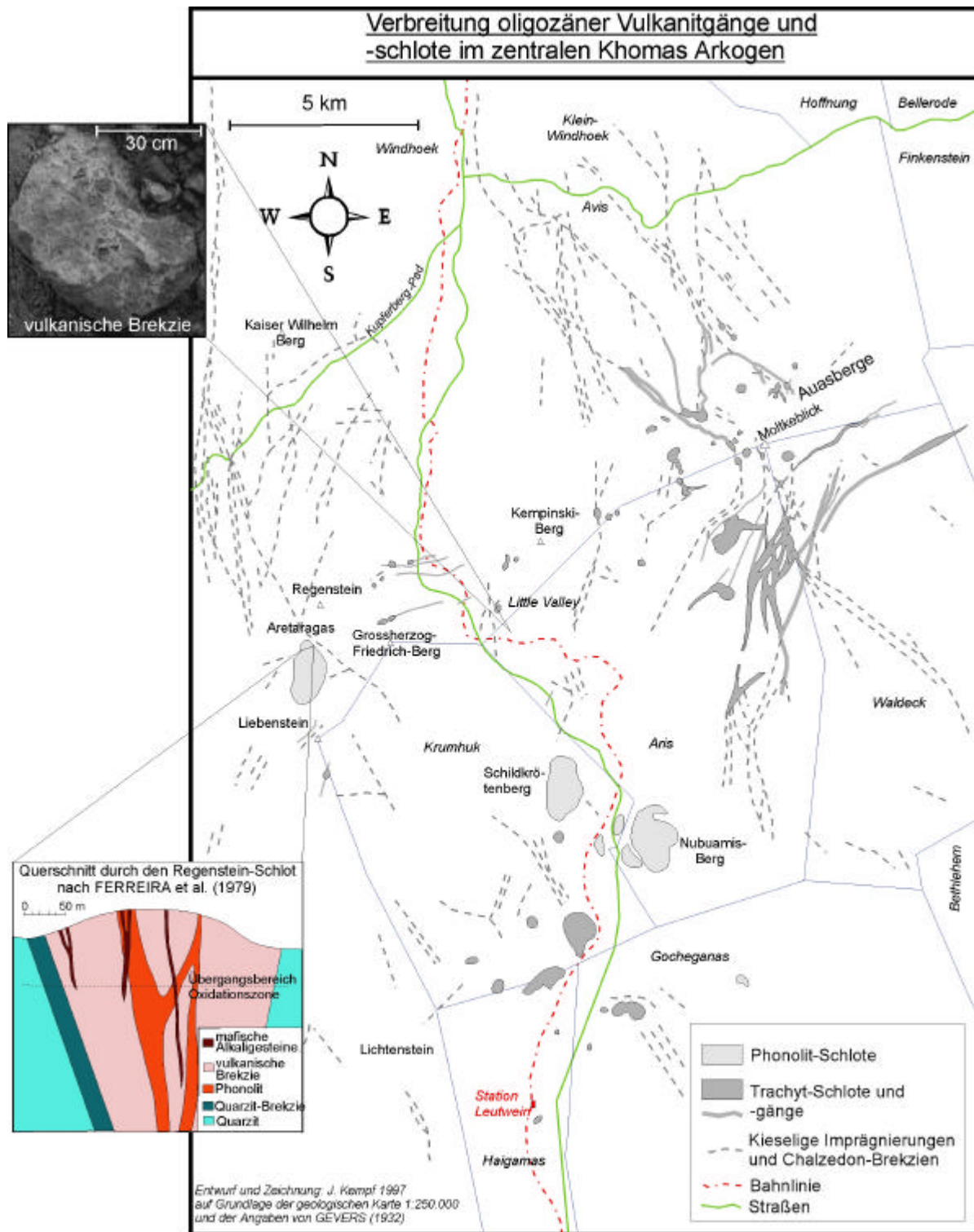
Distal kam es zu Mylonitisierung oder auch zu Gleitflächen bzw. kurzen Harnischen, wie sie beispielsweise an den Rooibergen (v. a. am Kleinen Rooiberg, nahe des Mobilfunkturms) bei Usakos noch zu finden sind. Auch proximal bildeten sich in diesem Zusammenhang harnisch-

ähnliche Gleitflächen, beispielsweise in den kieseligen Spaltenfüllungen der Windhoeker Thermalquellen (s. u.). Wie bei einer linsenförmigen Aufwölbung nicht anders zu erwarten, lassen sich bei den Störungen zwei Hauptstreichrichtungen definieren, eine etwa Nord-Süd gerichtete und eine Nordwest-Südost gerichtete (vgl. auch OBST & KAYSER 1949: 252). Im Scheitelbereich ist deren Anzahl am höchsten. Dieser liegt etwa bei Godeis/Otjiseva, wo sich besonders viele Störungslinien kreuzen (Tafel 5, Foto 1). Direkt angrenzend liegt die am stärksten zerrüttete und gezerrte Zone, die flächenbildend weitergeformt wurde, das Windhoek-Okahandja-Becken. Auch hier fehlen große Versatzbeträge, die eine Grabenstruktur andeuten könnten (Kap. 4.4). Lediglich die oben angeführten jungen Harnische in Füllungen der an den oligozänen (s. u.) Zerrungsspalten angelegten Thermalquellen, in tektogenetischem Zusammenhang mit Trachytgängen des Auas-Vulkanismus (Karte 35), deuten auf endogene Kräfte, die in abgeschwächter Form bis in die geologisch rezenten Zeitalter wirken (vgl. GEVERS 1932b).

(4) Eine zeitliche Einordnung dieser Aufwölbung kann nur schwer gegeben werden. Hinweise könnte aber das Alter des relativ schwachen tertiären Vulkanismus (GEVERS 1932a, 1932b, 1934a) in der Windhoeker Gegend, also am Wölbungsscheitel, geben. Er umfaßt, wie in Kap. 4.3.3.1 (S. 454) erwähnt, mehrere Schlote aus prophyrischem Ergußgestein, für die ein oligozänes Alter gemessen wurde. Da es sich mit den Eruptionen vermutlich um den Höhepunkt der 3. tektonischen Provinz handelt, wird angenommen, daß sich seit dieser Zeit die Zerrungsspalten und Zerrüttungsbereiche sowohl in der Randstufenregion als auch am Hochlandscheitel gebildet haben. Ab diesem Zeitraum waren also die Grundbedingungen für die Anlage von Flächenstockwerken an tektonische Störungszonen gegeben. Die zeitliche Stellung korreliert im übrigen mit weiteren Ereignissen des Großraums, z. B. mit der Zentralafrika-Grabentektonik oder mit dem Absinken der Walvis-Schwelle im Atlantik im mittleren Oligozän (vgl. SCLATER & McKENZIE 1973). Eine zweite arkogene Phase dürfte im Pliozän einzuordnen sein (vgl. PARTRIDGE & MAUD 1987). Die Frische der Kuiseb-Hebron-Verwerfung südlich der Untersuchungsgebiete belegt, daß auch in jüngerer Zeit die für die Aufwölbung verantwortliche Verbiegungstektonik Aktivitätsphasen zeigt.

(5) Die Windhoeker „Senke“ ist demnach als ein intramontanes Becken anzusprechen, flächenhaft angelegt in der Hauptzerrungs- und -zerrüttungszone des Khomas-Arkogens. Zeitlich ist sie syngenetisch zur Haupttrumpffläche der Randstufenlücke einzuordnen. Sehr ähnliche, jedoch kleinere Strukturen bilden die intramontanen Becken von Midgard und Hoffnung, die ebenfalls im Zerrungsbereich liegen. Daneben gibt es zahlreiche weitere becken-

und wannenförmige flächenhafte Bildungen in den Bereichen arkogener Störungen, nahe den Scheitelbereichen des Khomas-Hochlandes (z. B. auf Farm Göllschau). Gelegentlich wurden diese Becken und Wannen (sub-) rezent bzw. pleistozän angeschnitten und ausgeräumt, wobei die Hangschultern übrig blieben (z. B. Godeis) und Gefällsknicke in den Rivieroberläufen entstanden.



Karte 35: Verbreitung oligozäner Vulkanitgänge und -schlote im zentralen Khomas-Hochland nach den Angaben von GEVERS (1932b) und Querschnitt durch den Regenstein-Schlote nach FERREIRA (1979). Das Foto zeigt eine vulkanische Brekzie aus einem Aufschluß am Fuß der Auas-Berge.

Die tektonische Aktivität in den Störungen ist relativ gering. Sie beschränkt sich auf gelegentliche, schwache seismische Aktivität (Karte 36) und im Scheitel auf das Vorkommen von Thermalquellen. Insgesamt gesehen ist für die Formierung des Windhoek-Okahandja-Beckens der flächenbildende Aspekt gegenüber der tektonischen Anlage sicher der wichtigere. Aufgrund des geringen Gefälles zum Swakop, dem Hauptvorfluter, der bei Okahandja vom Seeis-Flächenniveau (s. u.) steil zum Niveau der Randstufenlücke abfällt, ist das Becken jung-känozoisch nicht zerschnitten worden, im Gegensatz zu solchen Bildungen auf dem Khomas-Niveau.

(6) Im Bereich mehrerer durchgehend Nord-Süd streichender Störungen (bei söhlig liegenden Schichten südlich der Untersuchungsgebiete wahrscheinlich auch schwacher Flexuren) und der damit zusammenhängenden Zerklüftung und tiefen chemischen Verwitterbarkeit hat sich in den Metasedimentiten und dem Kristallin der angrenzenden Kartonreste die große Randstufe entwickelt (vgl. SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989), die das heutige Khomas-Hochland vom Namib-Niveau, also dem Niveau der Randstufenlücke trennt. Wie beim Windhoek-Okahandjaer Becken geschah dies durch flächenbildende Abtragungsprozesse, initiiert durch die bei der Arkogenese aufgetretenen Störungen und Zerrungen. Die Randstufe selbst ist eine reine Abtragungsstufe, die ohne bedeutenden bruchtektonischen Impuls gebildet wurde. Als solche blieb sie in ihrer Position seit ihrer primären Anlage konstant (Abb. 122).

Lediglich im Bereich des alten Kratonrandes, des heutigen Us-Pass-Lineaments (s. o.), einer alten Störungszone also, greift eine große Dreiecksbucht ostwärts. In diese Dreiecksbucht hat sich der Kuiseb eingeschnitten, der in Teilen seines oberen Mittellaufes das Us-Pass-Lineament nutzt. Nördlich davon ist die Stufe partiell durch mehrere intramontane Becken stark zergliedert (z. B. Quabis-Becken), deren Boden und Hänge gesteinsunabhängig sowohl über Sedimentite als auch über die Donkerhoek-Granite hinweggehen (z. B. Becken von Auchabis, Konawanab-Becken) und so einige Inselberge, wie die Witwatersberge, den Jagdberg und den Grootberg von der Randstufe trennen. Entgegen der Annahme von HÜSER (1989) ist das Escarpment auch hier in Graniten und Granodioriten ausgebildet (Kap. 4.3.1). Der Stufentrauf befindet sich unmittelbar westlich des Bereichs mit den meisten Störungen, die heute unmittelbar im Stufenvorland liegen. Das deutet ebenfalls auf relative Standortkonstanz der Stufe hin. Eine Zurückverlegung des Traufs fand anscheinend nicht statt. Im Stufenvorland befindet sich die Subsequenzfurche, die alle obsequenten Flüsse aufnimmt.

Auch südlich des Untersuchungsgebietes, in der Dreiecksbucht von Mount Barry (vgl. auch HÜSER 1977: 15), erfolgte eine gesteinsunabhängige Randstufenentwicklung (dortselbst in Quarziten und Quarzporphyren sowie Metabasitgängen des Kalahari-Kratons), angelehnt an

die sog. Arab-Mylonit-Störung. Die zerrütteten Mylonite liegen, wie die Rooiberg-Harnische im Norden, nahe dem Distalbereich des Arkogens (im Süden). Hier kam es im Zuge der Aufwölbung zu der in Kap. 4.3.3.2 (S. 458) geschilderten Flußumkehr.

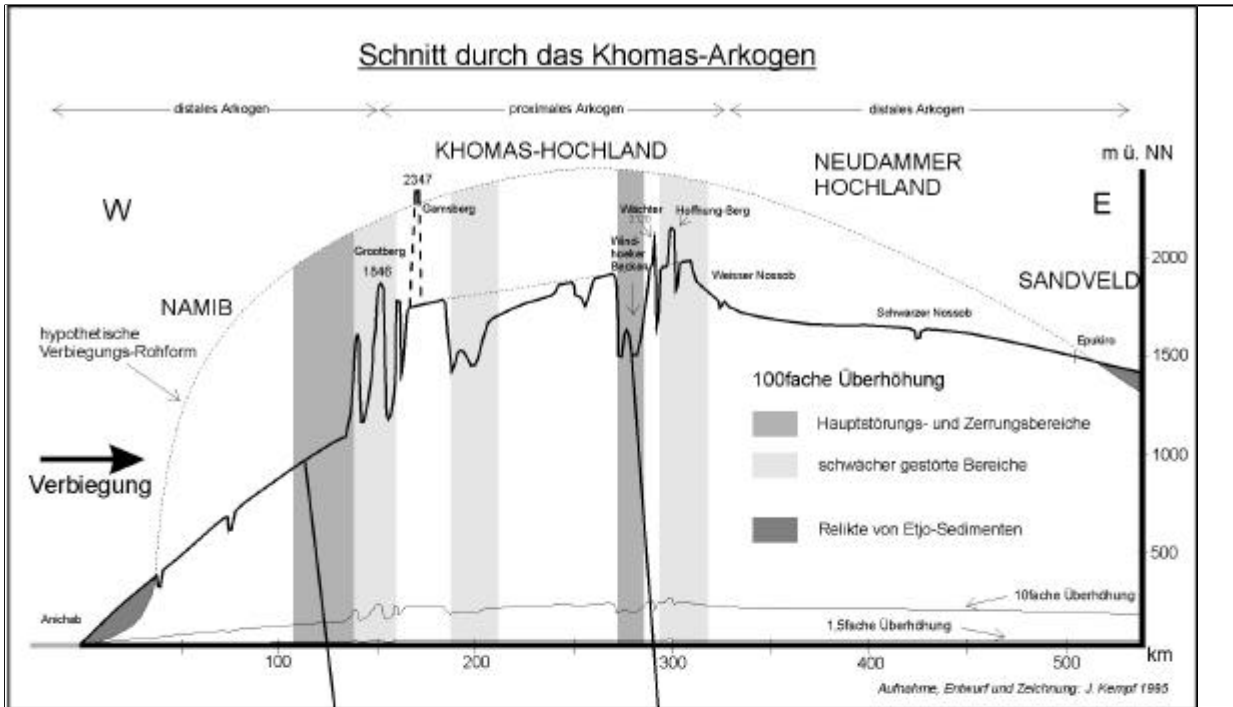
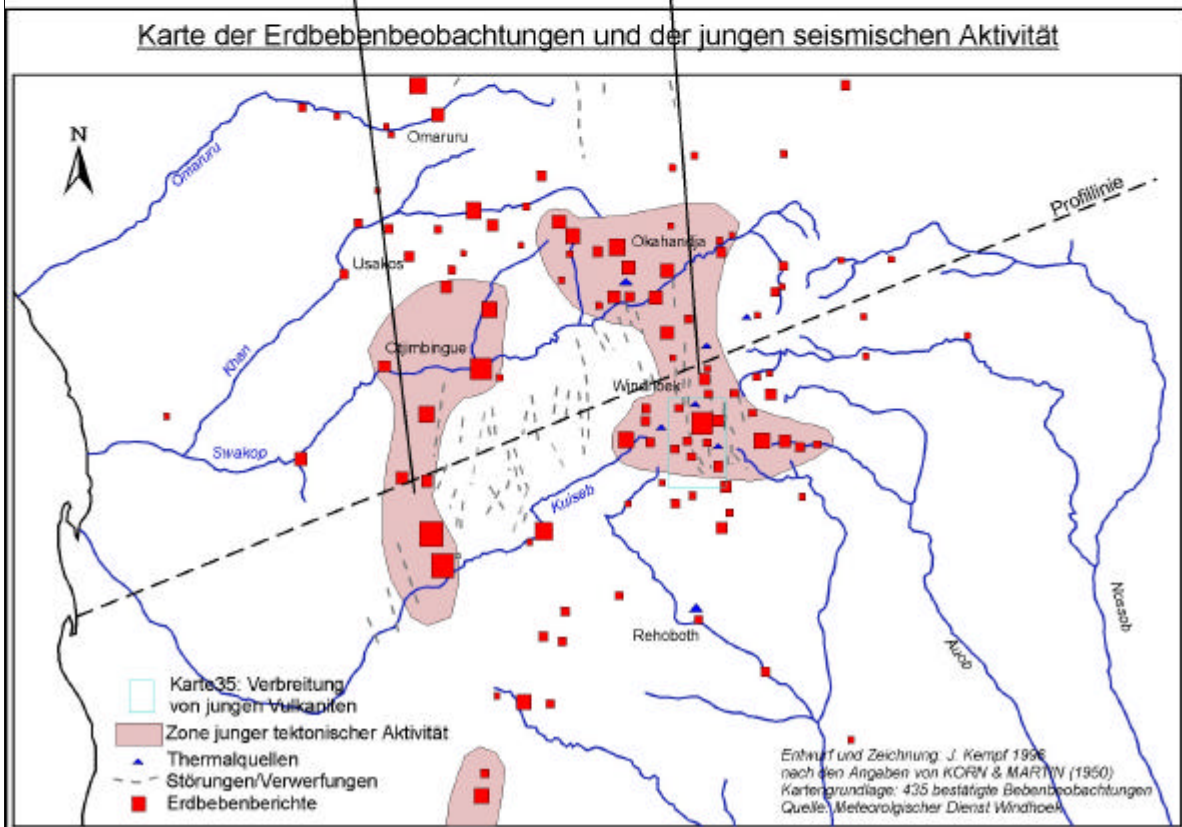


Abbildung 122: Profilschnitt im Streichen durch das Khomas-Arkogen, eine langradiale Aufwölbung im Bereich der zentralnamibischen Damara-Gesteine. Eingezeichnet sind die Hauptstörungen- und Zerrungsbereiche sowie schwächer gestörte Zonen, die Parallelitäten zur Karte der jungen seismischen Aktivität aufweisen. Der hypothetische Damara-Rumpf trennt proterozoische von mesozoischen Gesteinen und zeichnet die Wölbung nach.



Karte 36: Erdbebenbeobachtungen und junge seismische Aktivität im Khomas-Arkogen. Es lassen sich auf Basis von 435 bestätigten Bebenbeobachtungen zwei Zonen erhöhter Aktivität eingrenzen, nämlich im Bereich der Randstufe und ihres direkten Vordlands und am Hochlandsscheitel.

(7) Auch der Kuiseb zeigt einen für das Arkogen recht typischen Verlauf. Während der Arkogenese hat er seinen Lauf südwärts verlagert. Mit dem Einsetzen kräftiger Einschneidung räumt er, wie das Haris-Rivier (Kap 4.3.3.2, S. 459), seine orographisch linke Talflanke verstärkt aus. Die Flußgeschichte des Kuiseb und seines untergeordneten Systems bestätigt demnach die Annahme der hier geschilderten Wölbungsphase nachdrücklich.

(8) Die Arkogenese hat das hydrologische System des sich herausbildenden Hochlandes nachhaltig beeinflußt. Verstärkter sukzessiver Abtrag der mächtigen tropischen Bodenoberfläche, von der heute nur noch geringe Reste vorhanden sind (Kap. 4.3.3.3) und die darauf folgende erhöhte Infiltrationsrate in den stark saprolitisierten Gesteinskörper¹ setzten vermutlich im Pliozän eine verstärkte Tiefenverkarstung in Gang. Eine frühere tiefe Verkarstung ist hier nicht eindeutig, da auf dem Festland keine Ausfällung der Lösungsprodukte festzustellen ist. Erst mit dem Pliozän konnte es mit der beginnenden Einschneidung der Hochlandsflüsse in die alten Breittäler zu einem Abschluß der Latosolbildung, zur Ausräumung der Verwitterungsdecken und zu verstärkter Saprolitinfiltration kommen. Des weiteren kam es zu sukzessiver Neueinstellung der Grundwasseroberflächen auf die sich einschneidenden Flußläufe, was eine vertikale Hydrodynamik auf den edaphisch trockenfallenden Flächenresten fördern mußte. So ist die verstärkte Kalziumlösung mit Carbonattransport und -ausfällung an den neu entstandenen Quellaustritten des Escarpmentfußes zu erklären, die später zu einer syngenetischen Kalzifizierung der in das Vorland geschütteten Schwemmfächer geführt hat. Die verstärkte Kalziumlösung führte zusammen mit der tektonischen Zerrung auch zu einer Multiplikation des Kluftsystems, zur Klufterweiterung und damit zu einer sukzessiven Verstärkung der bis heute wirksamen edaphisch-geologischen Trockenheit.

Eine Ausbildung von größeren Hohlräumen (Karstkavernen) durch Lösung fand anscheinend jedoch auf dem Hochland nur in besonderen Positionen statt (z. B. Naos-Höhle, oder Teufels-grotte, Abb. 61, S. 286). Mit zunehmender Einschneidung des Kuiseb und seiner Zuflüsse in das Khomas-Hochland stellten sich auch die tieferen Grundwasserströme auf diesen Hauptvorfluter ein, die Escarpmentquellen versiegten (zu den heutigen Wasserverhältnissen vgl. HUYSER 1979; HUNTLEY 1985; STENGEL 1964b). Außer der schwachen Hungerquelle Klein-Onanis am Fuß der Witwater-Inselberge (Farm Donkerhoek) sind keine bedeutenderen (sub-) rezenten Quellen an der Randstufe mehr vorhanden. Reste von Sinterablagerungen fossiler Austritte sind vielfach aufgelöst. Lediglich im Vergleichsgebiet nördliches Damaraland, für das ähnliche Bedingungen angenommen werden können (s. u.) hat der zum Hoanib entwässernde Proto-Aap bei seinem Austritt aus dem Proximalbereich des Arkogens

¹ Vergrößerung des Gesamtporenvolumens durch Materialabfuhr bei isovolumetrischer Tiefenverwitterung

ins intramontane Warmquelle-Becken eine mächtige, bis heute erhaltene Sinterschleppe bei Ongongo hinterlassen. Sie ist das Relikt eines Wasserfalls in das an einer Zerrungsspalte angelegte intramontane Becken zu deuten (s. u.).

(9) Für die Annahme einer Arkogenese nahezu idealtypische Flußverläufe und perfekte Talquerschnitte mit steilen, streckenweise zerschluchteten Proximalhängen und extrem langgestreckten Distalhängen zeigen die nördlich des Scheitels entwässernden Riviere Swakop (z. B. Abb. 85, S. 361) und Khan. Ihre klare Tendenz zur Ausräumung der distalen (also hier orographisch rechten) Talflanken hat an weiten Teilen des Flußverlaufs zur Entstehung von quasi flächenhaften, bis über 15 Kilometer lang gespannten, gelegentlich sogar inselbergbesetzten Streckhängen geführt. Dies wird am heutigen Swakop-Oberlauf bei Swakophöhe, aber auch zwischen Swakoppforte, Otjimbingue und Ukuib besonders deutlich (Abb. 88, S. 363), ebenso zwischen Otjimbingue und Tsaobismund. Der Khan, der besonders klar den nördlichen Grenzbereich des Arkogens nachzeichnet, besitzt diese Talform fast entlang seines gesamten Verlaufs, insbesondere aber zwischen Usakos und Namibplaas mit einem Gesamtgefälle von ca. 2,3 % über 15 km Länge (Abb. 89). Sowohl Khan, als auch Swakop wurden ihres östlichen Einzugsgebiets beraubt, wobei letzterer sich dennoch epigenetisch behaupten konnte.

(10) Sehr wahrscheinlich ist die - im distalen Bereich natürlich nur noch schwach ausgebildete - Aufwölbung auch dafür verantwortlich, daß nahezu alle Etjo-Sandsteine im Arkogenbereich ausgeräumt wurden (Abb. 123). Lediglich ein kleiner Anteil der silifizierten Sandsteine bzw. des Silcretes auf dem Gamsberg blieben als kümmerliche Relikte. Südlich des Arkogens ist mit dem eingerumpften Tsondab-Sandstein noch wesentlich mehr Etjo-Gestein erhalten. Dies liegt sehr wahrscheinlich an dessen besonderer Morphoposition innerhalb einer langen, küstenparallelen Verbiegungssynklinale, die sich westlich an eine ausgedehnte (Randstufen-) Flexur südlich des Arkogens anschließt (vgl. HÜSER 1991).

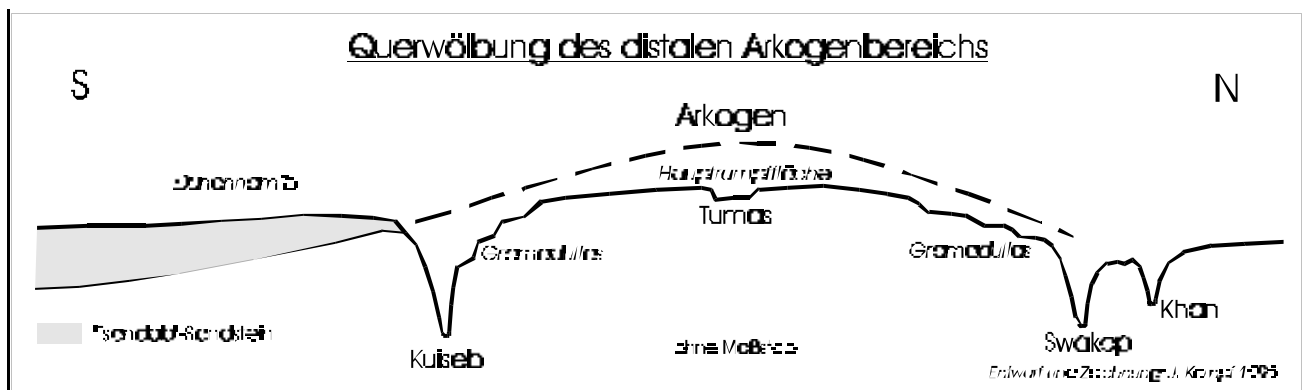


Abbildung 123: Schema der Querwölbung des distalen Arkogenbereichs mit Morphoposition von Tsondab-Sandstein, Swakop, Kuiseb und Tumas. Diese Wölbung ist auch im Längsprofil des Tumas im Verhältnis zum Kuiseb erkennbar (vgl. Abb. 96, S. 393).

Infolge der Annahme, daß der „Tsondab“-Sandstein im Hauptteil seines Vorkommens ein Etjo-Äquivalent darstellt, kann aufgrund der Morphoposition sogar auf arkogene Hebungsbeträge geschlossen werden. Sowohl das Gamsberg-Relikt am Proximalbereich des Arkogens, als auch das räumlich nicht weit entfernte Tsondab-Relikt knapp außerhalb des Distalbereichs, liegen diskordant auf der alten (prä-Etjo, Abb. 120, S. 523), exhumierten und tiefergelegten Damara-Rumpffläche. Das eingerumpfte Tsondab-Relikt befindet sich dabei in Höhenlagen von etwa Meereshöhe bis über 1000 m ü. NN am Namib-Ostrand in 140 Kilometer Küstenentfernung und das Gamsberg-Relikt in 2300 m Höhe, 175 Kilometer von der Küste entfernt. Unter der Annahme, daß die Rumpffläche auf die Küstenlinie des tertiären Atlantiks eingestellt war, und daß es von dort aus einen gleichmäßigen graduellen Anstieg gegeben hat, müßte dort die Damara-Fläche etwa bei 1300 m Höhe liegen. Es ergibt sich also ein relativer Hebungsbetrag von ca. 1000 Metern für den proximalen Bereich des Arkogens unter der (realistischen) Annahme, daß der Damara-Rumpf keine größeren Höhenschwankungen aufwies. Syn- und postarkogen wurde der Damara-Rumpf auf dem Hochland nicht nur exhumierte, sondern relativ zum Vorland um weitere fast 500 Meter tiefergelegt, ehe sich das Verwitterungsregime gravierend änderte. Dies entspricht in der Größenordnung in etwa der Höhe der Abtragungsstufe (Abb. 99, S. 419). Die solchermaßen „jüngere“ (genetisch jedoch gleich alte, lediglich stärker tiefergelegte) Fläche wird hier Khomas-Fläche (bzw. Khomas-Niveau) genannt.

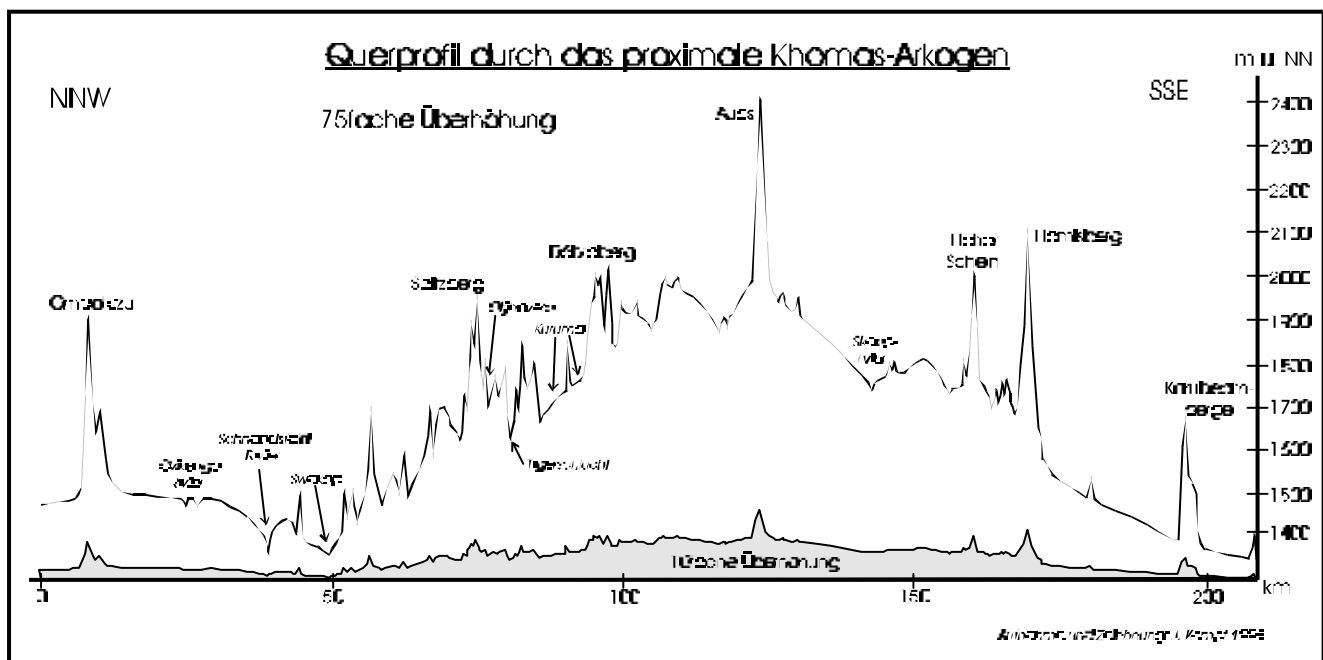


Abbildung 124: Querprofil durch das proximale Khomas-Arkogen mit der Querwölbung aller Rumpfflächenstockwerke. Ombotozu, Spitzberg, Hamisberg, Karubeamsberg und die im Scheitel befindlichen, senkrecht zum Profil streichenden Aua-Berge repräsentieren Prä-HR-Niveaus.

(11) Im proximalen Teil des Arkogens setzt sich die Querwölbung durch alle Profile hindurch fort (Abb. 124). Auch die skurrilen Flußverläufe, wie sie Karte 33 (S. 470) zeigt, werden so erklärbar.

Die Vektoren von Längs- und Querwölbung ergeben eine langgradiale Linsenform als tektonogene Ausgangsform für die klimagenetische Reliefentwicklung im zentralen Namibia. Diese Grundform wird auf die Homogenität des WSW-ENE streichenden Kuiseb-Gesteinsblocks zurückgeführt, der aufgrund der senkrecht dazu ansetzenden Kompressionstektonik der Damara-Orogenese zusätzlich sehr steil einfallende Schichten aufweist. In anderen faziellen Einheiten können sich andere Verbiegungsmuster ergeben.

7.3.2 Weitere Verbiegungsstrukturen und Arkogene

Ob es in den hier betrachteten Regionen, kontinental oder gar global noch mehr Strukturen arkogenen Ursprungs gibt, muß bis zu weiterer Feldforschung letztlich als unbewiesen gelten. Dennoch deuten immerhin einige Indizien auf Landschaften ähnlicher Entwicklung hin. Zumindest kann eine Annahme weitgespannter Wölbungsvorgänge mit dem hier beschriebenen Formenschatz die Diskussion zur Reliefbildung der Randstufenlandschaften beleben. So sind selbst die Depressionen der sog. Wann-Namib (nach KAISER 1926) möglicherweise als an Zerrungsspalten angelehnte, später mäßig bis gering äolisch weitergeformte intramontane Becken interpretierbar. Es kann sowohl eine strukturelle, wie auch topographische Prädisposition der „Wannen“ und damit eine prä-äolische Anlage vermutet werden. Diese ist vor allem auf die morphologische Herausarbeitung der unterschiedlichen Faziesseinheiten und Gesteinstypen des Gariep-Gürtels (zeitlich Damara), die hier küstenparallel liegen zurückzuführen².

Während eines Aufenthaltes im südlichen Sperrgebiet im April 1995 konnten markante Paläobodenreste (feucht-) tropischen Ursprungs beobachtet werden. Außerdem gibt es in den Klinghardt-Bergen zahlreiche, wie in den Auas-Bergen früh- bis mitteltertiäre (frühholozäne, nach SACS 1980: 609) Phonolitschlote und Trachytgänge (vgl. KAISER 1926 I: 217f+220f+ Karte 12). Auf die Parallelität der vulkanischen Ereignisse muß nach den Ausführungen KAISERs (1926: 277-296) geschlossen werden.

Die distalen Bereiche der vermuteten Aufwölbung im Gariep-Gürtel werden nachgezeichnet von den Paläoentwässerungslinien des Kaukasib im Norden (Mündungsbereich bei Grillental südlich der Elisabethbucht) und des Chameis im Süden (Mündung Chameis-Bucht). Beide Flußläufe zeigen dem Swakop sehr ähnliche Formen. Die rezente Küstenlinie verläuft der Aufwölbung entsprechend in einem langgestreckten Südwestbogen. Viele der Tafelberge tragen stark verkieselte Reste tropischer Verwitterungsdecken, die einer mittel- und jungstein-

² STENGEL, I. (1999): Unpubl. Report, Univ. Würzburg

zeitlichen (LSA) Besiedlung als Werkstoff dienten (Silcrete, Chalzedon). Die Lage einer beträchtlichen Anzahl konzentrierter Diamantseifen in den als weitergebildete Zerrungsspalten interpretierten Namib-“Wannen“ impliziert die Zugehörigkeit zu einem weniger wahrscheinlichen post-oligozänen Proto-Oranje-Gewässernetz oder einen beträchtlichen Meeresspiegelhochstand. Als wahrscheinlicher ist anzusehen, daß durch die Wölbungsvorgänge der Proto-Oranje seinen Unterlauf südwärts verlagert hat und die Diamantseifen nachmalig sekundär in die neuen Entwässerungslinien transportiert wurden. Für diese Transportvorgänge sprechen fossile Bodensedimente mit einer untermiozänen Fauna (HAMILTON & VAN COUVERING 1977), das Grillental-Member (SACS 1980: 609). Frühtertiäre Meerestransgressionen dürften ja als nachgewiesen gelten (z. B. BÖHM 1926: 85; SIESSER 1977; SIESSER & SALMON 1979). Berücksichtigt man jedoch die angenommene arkogene Wölbung des Gebiets seit dem Oligozän, so wird das Ausmaß der früheren Transgressionen stark relativiert.

Eine weitere, dem in Kapitel 7.3.1 beschriebenen Formenschatz der Arkogene nahe kommende (wahrscheinlich aber etwas jünger gehobene) Region befindet sich im nördlichen Damara-land/südlichen Kaokoveld (Kunene Region). Auch hier haben langgestreckte Wölbungsvorgänge zu Zerrungen und Zerrüttungen, teilweise auch zu schwacher Bruchtektonik mit 30-60 Metern Versatz (HORSTHEMKE 1992) geführt. Allerdings scheint hier, wie auch südlich des Khomas-Arkogens, in erster Linie eine monoklimale Rohform mit einer oder mehreren küstenparallelen Wölbungsachsen ausgebildet zu sein. Eine eventuelle küstensenkrechte Hebungssachse tritt also zurück (Abb. 125). So streichen denn auch die Zerrungsstrukturen und jungen Störungen hier küstenparallel, gegenüber den arkogentypischen gekreuzten Streichrichtungen auf dem Khomas-Hochland.

Auch in den nördlichen (Abb. 125) und südlichen (Abb. 126) Randstufenlandschaften wurden die Zerrungsspalten flächenhaft weitergebildet zu intramontanen Becken und vor allem die Erosionsbasen der ost-west entwässernden Flüsse verändert. Das hat an den Westseiten der intramontanen Becken (z. B. Ombonde-Vlakte, Beesvlakte, Warmquelle-Becken) zur Ausbildung von Achterstufen geführt. Nur die durch hohe Abflußmengen und entsprechenden Sedimenttransport extrem kräftig schüttenden Flüsse konnten sich gegen die Achterstufen im Zuge der Tieferlegung des Beckenbodens antezedent behaupten. Ein besonders markantes Beispiel bietet der antezedent eingeschnittene Hoanib in der Khowarib-Schlucht, die anscheinend den Proximalbereich der Wölbung durchschneidet. Er durchfließt im Osten das intramontane Ombonde-Becken (Beesvlakte), zerschneidet die Haupttrumpffläche (bei BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997: 9 „Khowarib-Plateau“), tritt bei Khowarib ins Khowarib-Warmquelle-Becken aus und schüttet dabei eine beträchtliche Sedimentfracht.

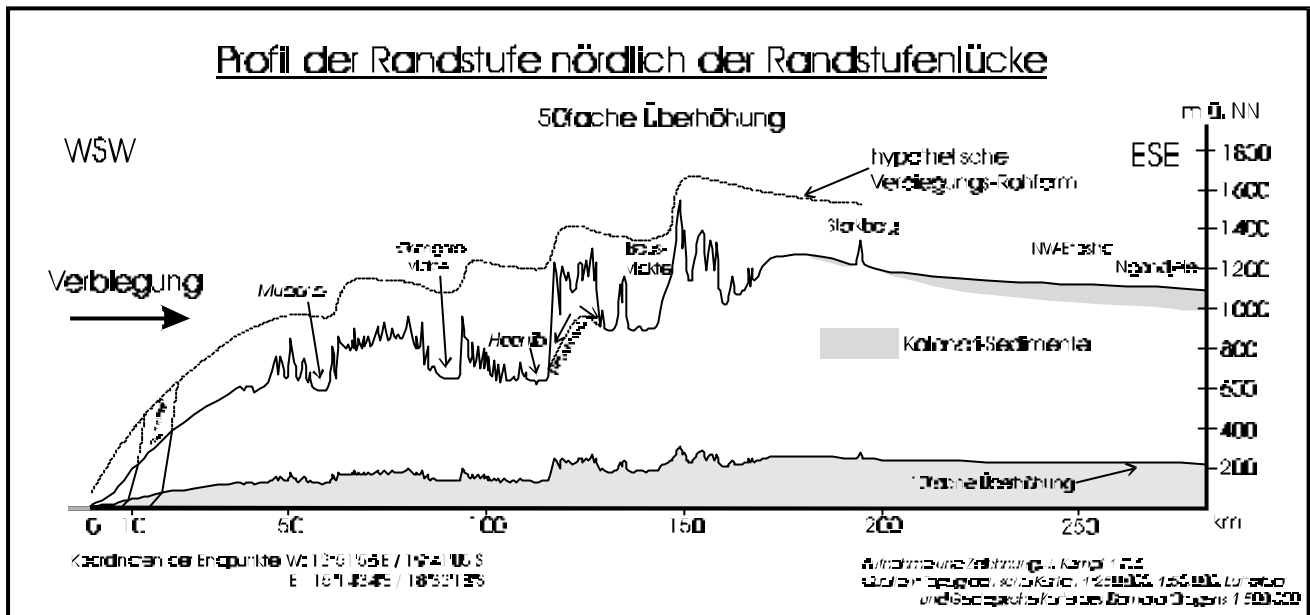


Abbildung 125: Profil der Randstufe nördlich der Randstufenlücke im Bereich des nördlichen Damaralands. Erkennbar ist eine charakteristische Abfolge von Becken und Schwellen, die jeweils epigenetisch durchbrochen wurden. In Tälern, die im Zuge der Aufwölbung vom Oberlauf abgeschnitten wurden, hat sich eine Wasserscheide entwickelt und sich eine Fluß-umkehr eingestellt. Ein solches Reliktrivier befindet sich im Tal des Proto-Aap, der einerseits nach Osten zur Ombonde-Vlakte entwässert, andererseits zum Becken von Warmquelle/Khowarib.

Wenige Kilometer nördlich hat der Proto-Aap (heute „Awagugams“) ein sehr ähnliches Durchbruchstal geschaffen. Allerdings wurde der Proto-Aap durch die Ombonde-Zerrungsspalte sowie die anschließende Beckenentwicklung seines Oberlaufes beraubt, der dann zum oberen Hoanib entwässerte. Folge war, daß der Hoanib mit Hilfe seines „erweiterten“ Einzugsgebiets mit der Flexurierung „mithalten“ konnte, der gekappte Proto-Aap jedoch nicht mehr das Potential hatte, sich antezedent einzuschneiden. Östlich des Wölbungsscheitels fließt der Aap heute in die Ombondevlakte und damit zum Hoanib (den er rezent allerdings oberirdisch nicht mehr erreicht). Westlich fällt das Tal (Ongongo-Tal) zum Warmquelle-Becken ab, in das es mit einem Wasserfall austritt. Aufgrund der Gefälleverhältnisse verlagert sich die Wasserscheide zwischen Aap- und Ongongo-Tal vom Wölbungsscheitel rückschreitend ostwärts, wobei die jüngere Einschneidung allerdings stark eingeschränkt ist. Demnach wird das epigenetische Trockental (sub-) rezent reaktiviert.

Nahe der Wasserscheide im Proto-Aap-Tal sind Reste von Terrassen erhalten, die ein schwach kalzifiziertes Flußgeröllkonglomerat mit einer roten, teilweise gebänderten Matrix enthalten. Die eingebackenen sehr gut gerundeten Gerölle, zum großen Teil Quarze mit Eisenhäutchen, sind vor der Verbackung stark chemisch angewittert. Auch die pelitische Matrix deutet auf tropische Verwitterung hin und ist als feines, verfestigtes Bodensediment zu interpretieren. Diese Terrassenreste des tropischen Tals markieren zusammen mit der oben erwähnten Sinterschleppe am Ongongo-Talausgang zum Warmquelle-Becken (auf Karten als

„Etjo-Plateau“ verzeichnet, vgl. S. 417) den Höhepunkt der Arkogenese, die Flußumkehr. Später wurden nach tieferer Einschneidung phasenhaft weitere Terrassen geschüttet und teilweise wieder zerschnitten, was die Annahme einer quartären zeitlichen Stellung zuläßt. Die Abfolge ist dabei anderen Rivieren Namibias sehr ähnlich, wenn auch oft anders dimensioniert. Sie gleicht der am mittleren Hoanib genauso wie derjenigen am Ugab zwischen Outjo und Khorixas, teilweise am Omaruru, ganz besonders aber der Sequenz am Kuiseb (vgl. WARD 1987), Gaub, Tsondab, Tsams und Tsauchab.

Ein dem Aap-Konglomerat sehr ähnliches, genetisch wohl gleichartiges Konglomerat bildet stellenweise die oberste Ugab-Terrasse zwischen Outjo und Khorixas (Outjo-Kongolomerat), wo es den (feucht-) tropischen Ugab-Verlauf markiert (Tafel 10, Foto 5, vgl. Position in Abb. 72, S. 339). Alle tiefer liegenden Terrassen, auch der Sedimentkörper, der heute die dolocretischen Ablagerungen auf Farm Bertram mit der Vingerklip darstellt, müssen demnach weit- aus jünger sein.

Auch das Ongongo-Rivier hat sich, dem Kuiseb vergleichbar, in den wahrscheinlich im Endpliozän oder Frühpleistozän ins Vorland (das Warmquelle-Becken) geschütteten, groben Schwemmfächer und selbst ins stark saprolitisierte Anstehende (hier Phyllit-Schiefer und feldspathaltige Quarzite der Sesfontein-Formation/Mulden-Gruppe) eingeschnitten. Wie z. B. am Karpfenkliff sind auch hier kaolinitische Verwitterungsreste erhalten, die von kalzifizierten Fanglomeraten diskordant überlagert werden (Tafel 10, Foto 7). Ein sehr ähnliches Bild bietet sich am Dachflächen-Randstufen-Vorland-Übergang.

Auch am Gaub, Noab, Tsondab und Tsauchab wechseln die Rivierverläufe z. T. mehrfach zwischen weiten, flächenhaft angelegten intramontanen Becken und engen epigenetischen Durchbruchstälem, wobei sie sich teilweise gegen beträchtliche Achterstufen behaupten. Die Flußlängsprofile sind dabei in den Engtälern versteilt. Ein überaus markantes Beispiel bietet die Anlage des Tsondab-Systems. Es hat sein Ursprungsgebiet im Scheitelsbereich von Ounois-Nabaseb-Nooitverwag-Blauputs. Östlich dieses Scheitels entwässern die Riviere über die Gamis-Fläche zum Fish-River-System. Westlich der sehr schmalen Wasserscheide durchfließen der Tsondab und seine Oberläufe ohne große Einschneidung die Büllsporter Fläche, ein intramontanes Becken ohne große Reliefenergie. Etwa 1200 m nordwestlich der Büllsporter Farmgebäude erfolgt der Eintritt in eine ca. 6 km lange Engtalstrecke, die das Naukluft-Gebirge von den Remhoogtebergen trennt. Es folgen weitere ca. 15 km im intramontanen Becken von Blässkranz, erneut einige Kilometer Engtalstrecke an der Südgrenze der Farm Zais, eine beckenähnliche Talweitung und eine enge Schlucht an der Nordwestgrenze von Zais. Anschließend tritt der Tsondab in die Dreiecksbucht von Abbabis und das Stufenvorland aus. Weiter westlich erfolgte etwa an der Farmgrenze Morewag/Abendruhe noch ein ante-

zedenter Einschnitt gegen die Achterstufe des „Tsondab-Sandsteins“. Diese Stufe ist noch nördlich, vor allem aber südlich des hier sehr breiten Tsondab-Systems (mit zahlreichen pendelnden Nebenrivieren vom Randstufenbereich) auf den Farmen Dieprivier und Weltevrede erhalten (Kap. 4.2.1.9, Abb. 71, S. 330).

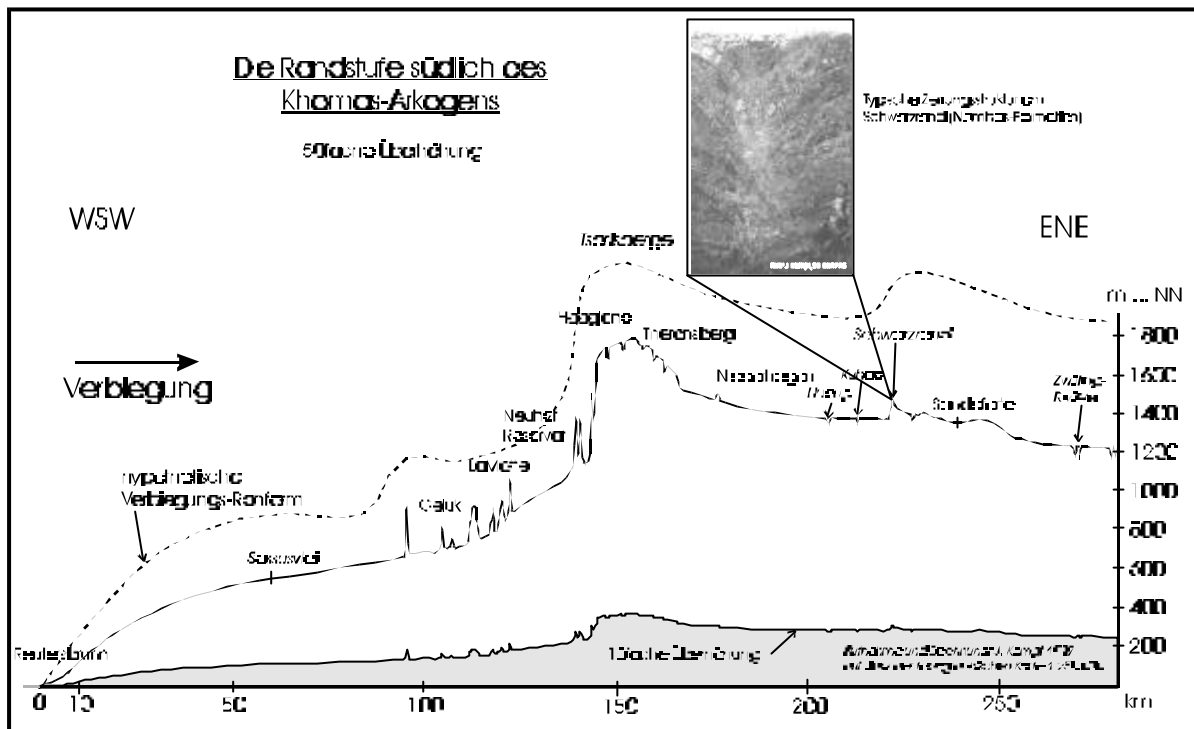


Abbildung 126: Profil durch die Randstufe südlich des Khomas-Arkogens im Bereich der Tsaris-Berge. Das Bild zeigt eine Zerrungsstruktur mit kalkverbackener Füllung im Bereich des Schwarzrands.

Daß auch am Naukluft-Escarpment eine monokline Wölbungsachse zu vermuten ist, zeigt sich am eigentlich kuriosen Verlauf des Blässkranz-Riviers. Es hat seinen Ursprungsbereich nahe am Escarpment-Trauf auf der ehemaligen Naukluft-Farm Arbeid Adelt, fließt aber nach Osten über die Dachfläche, stürzt nach kurzem Verlauf über einige Stufen in das kleine Becken von Arbeid Adelt und mündet nach einer weiteren Engtalstrecke im intramontanen Becken von Blässkranz in östlicher Richtung (fast frontal) in den in westliche Richtung fließenden Tsondab (s. o.). Demnach wendet sich das System um fast 180° von Ost nach West. Auch ins Becken von Zais stürzen einige kurze Naukluft-Zuflüsse in kaskadenartigen Gefällsstrecken, wobei sie in beträchtlicher Höhe über dem rezenten Beckenboden (50-100 m) Kalksinterschleppen hinterließen (S. 417f), in die auch organisches Material eingebakken ist. Die entgegen der heutigen Tsondab-Fließrichtung angelegten Seitentäler lassen eine ehemals ostwärtige Entwässerung vermuten.

Bereits KORN & MARTIN (1937: 459f) gaben an, auf sehr hochliegenden Felsterrassen bei Büllsport und auf Blässkranz im Tsondab-Tal der Naukluftberge Granitgerölle der weiter westlich gelegenen Namibrand-Berge von Abbabis und Nauchas gefunden zu haben. Dadurch muß zwingend auf eine von West nach Ost gerichtete Entwässerung geschlossen werden, da

östlich keine solchen Granite anstehen. Der Tsondab-Durchbruch war also schon zu einer Zeit angelegt, zu der die oberkretazische Naukluft-Dachfläche bereits fossilisiert war, die Büllsporter Fläche mit dem Blässkranz-Becken aber noch tiefergelegt wurden. Erst durch die Escarpmentbildung sei dieses ostwärts entwässernde Tal gekappt und die Drainage nach Westen gezogen worden. Dabei wurden sowohl heutige Vorlandfläche, als auch Büllsport-Fläche und Blässkranz-Becken bis auf das heutige Niveau eingerumpft. Folglich ist davon auszugehen, daß während dieser Phase kein nennenswerter Milieuwechsel stattgefunden hat, sondern eine tektonisch bedingte Änderung der Vorflutverhältnisse. Diese Änderung ist also eindeutig zwischen der Beendigung der oberkretazischen Flächenbildung auf der Naukluft und der noch-miozänen Tieferlegung der Haupttrumpffläche einzustufen (Oligozän?).

Die Fossilierung der durch ihre Verkarstungsanfälligkeit für Oberflächenabfluß ungünstigen Naukluft-Dachfläche erfolgte in Konsequenz einer alttertiären Überschiebung, welche von Hauchabfontein in nordöstliche Richtung am Naukluft-Ostrand bis Kuburuchab streicht (Abb. 1 bei KORN & MARTIN 1937: 460). Möglicherweise erfolgte die Überschiebung parallel mit der Flexurierung der Westseite (Randstufe) im Oligozän. Das Schema von ostwärts angelegten und nach einer Flexurierung westwärts reaktivierten Breittälern ist auch weiter südlich beobachtbar, wo zahlreiche, ehemals ostwärts verlaufende Nama-Dachflächentäler durch die Stufenbildung (Flexurierung) angefahren wurden und anschließend nach Westen drainierten (vgl. geomorpholog. Satellitenbildkarte von KRAPF 1998 unpubl.). Es liegt also ein Wechsel von konsequenter zu obsequenter Entwässerung vor.

Insgesamt ist eine deutliche Parallelität in Formenschatz und Entwicklungsstadien zu den oben geschilderten Verhältnissen im nördlichen Damaraland festzustellen. Diese Parallelität des Formenschatzes und der Flußhistorien läßt auf eine ähnliche oder etwas jüngere zeitliche Stellung der Aufwölbungen und Monoklinenbildung schließen. Allerdings ist oligozäner Vulkanismus aus diesen Vergleichsgebieten nicht bekannt, obwohl aufgrund der wenigstens schwachen - bruchtektonischen Strukturen, Monoklinen und starken Verstellungen auch heftigere tektonische Aktivität zu erwarten gewesen wäre. Möglicherweise wird aber der bruchtektonische Aspekt überbetont und der Höhenversatz ist auch hier wahrscheinlich mancherorts nur als Resultat flächenhaft weitergebildeter Flexuren zu deuten. Nach HORSTHEMKE (1992) ist der Versatz bis in die obersten eingerumpften Etendeka-Schichten (damit sind wohl nicht nur die jurassischen, sondern auch die kretazischen Vulkanite gemeint) nachweisbar. Damit ist er also eindeutig (wahrscheinlich erheblich) jünger als kretazisch (vgl. auch BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997: 5). Es ist anzunehmen, daß die Aufwölbung ein ähnliches mittel- bis spätertertiäres Alter hat wie das Khomas-Arkogen. Es erfolgte allerdings die antezedente Zerschneidung der westwärts entwässernden Flußläufe auf den Höhepunkt der Arko-

genese anscheinend rascher, was zusammen mit dem fehlenden Vulkanismus ein Indiz für eine etwas jüngere zeitliche Stellung, möglicherweise ins Miozän oder Pliozän, darstellt.

Weitere, dem hier geschilderten Arkogen und möglichen Arkogenen recht ähnliche Formen enthalten innerhalb der Großregion auch die Tirasberge (zentripetales Gewässernetz aber kein früh- bis mitteltertiärer Vulkanismus, Abb. 126), sowie vor allem das Hochland von Bié (Zentralangola). Letzteres konnte nicht im Feld untersucht werden. Es lassen sich aber mit Unterstützung von Fernerkundung, Kartenwerken und (älterer) Literatur folgende Punkte festhalten:

- (1) Das Hochland von Bié ist vom Habitus her eine linsenförmige Aufwölbung,
- (2) im Proximalbereich gibt es Zerrungs- und Dehnungsspalten, an die sich das rezente Flußnetz anlehnt,
- (3) das Gewässernetz ist zentripetal organisiert,
- (4) es gibt Flußumlenkungen und epigenetische Täler,
- (5) früh- bis mitteltertiäre Vulkangesteine kommen vor (KRENKEL, 1934: 1021+1027ff: Phonolithe, Trachyte u. a.),
- (6) es existiert distal zum Wölbungsscheitel eine „Randstufe“ als Rumpfstufe, angelegt an eine flächenhaft weitergebildete Störung oder Flexur,
- (7) das Hochland ist stark eingerumpft,
- (8) Böden sind ferralitisch und fersialitisch (MINISTERIO DA EDUCACAO 1982: 23).

Diese Übereinstimmungen deuten auf eine gewisse Parallelität zur Entwicklung des Khomas-Hochlands und seiner Umländer hin.

In den „nicht-arkogen“ beeinflussten Gebieten des zentralen und südlichen Namibia sowie des Kaokovelds scheint die Entwicklung von Rumpfstufen an Monoklinalstrukturen gebunden zu sein, deren Alter nicht immer feststeht, wohl aber im Zusammenhang mit einer Gondwana- und/oder vor allem Post-Gondwana-Verbiegungstektonik zu sehen ist. Die Verbiegung ist erklärbar durch Hebungsprozesse in Zusammenhang mit dem Schub post-gondwanischer ozeanischer Kruste auf die alte, starre Kontinentalkruste, ausgelöst durch starke mittelatlantische Magmenförderung. Eine detaillierte Untersuchung der Großraummorphologie in den nicht-arkogen beeinflussten Randstufen-Landschaften des südlichen Afrikas muß allerdings einer anderen Arbeit vorbehalten bleiben.

Für die hier betrachteten Regionen, die außerhalb des arkogenen Einflusses liegen, konnte während der Feldarbeiten kein hinreichender Nachweis einer bruchtektonisch angelegten Randstufe mit hohen Versatzbeträgen erbracht werden. Dies gilt nicht nur für die Landschaften des nördlichen Damaralands, sondern insbesondere für die Randstufe südlich des Khomas-Arkogens, also südlich der Areb-Mylonit-Zone. Dort hätte ein bruchtektonisch bedingter

Schichtversatz u. a. den im Vorland liegenden etzeitlichen „Tsondab-Sandstein“ betreffen müssen. Indizien einer derartigen Struktur konnten auf dem Festland nicht festgestellt werden. Deshalb wird in vorliegender Arbeit davon ausgegangen, daß die initiale Gondwana-Taphrogenese sehr wahrscheinlich im Bereich des heutigen Kontinentalabhangs auf dem südwestafrikanischen Schelf oder westlich davon zu lokalisieren ist.

Wie bei der Anlage an arkogenen Zerrungsspalten und Störungen, sind auch die an Monoklinen (Flexuren) angelegten Rumpfstufen quasi standortkonstant, eine Zurückverlegung erfolgte nicht. Stattdessen dominiert der Prozeß der Dachflächenzerschneidung. Das gilt selbst, falls die Verbiegungen bereits im Zuge der Gondwana-Tektonik angelegt wurden, also bedeutend älter als die Arkogenese sein sollten. Zusammenfassend lassen sich demnach folgende Punkte der Randstufenentwicklung festhalten:

- (1) Es lassen sich generell drei Großformen der Randstufe im südwestlichen Afrika unterscheiden, deren Genese im Zusammenhang mit einer Verbiegungstektonik am passiven Kontinentalrand steht, nämlich:
 - (A) Die „Randstufenlücke“, wo die präkambrischen Damara-Gesteine durch zahlreiche spätere Intrusionskörper überwiegend zerrüttet und verstellt sind, großräumige Lineamente jedoch nicht vorkommen.
 - (B) Arkogene Anhebungen mit Randstufenbildung als flächenhafter Weiterformung von Zerrungsspalten dort, wo kompakte, in der Regel Damara- oder ältere „homogene“, stark einfallende und mehr oder weniger senkrecht zur Küste (Bruchachse) streichende Gesteinspakete als Widerlager der Verbiegung aufgewölbt werden.
 - (C) Die Randstufe als flächenhaft weitergebildete Monoklinalstruktur oder Verbiegungs-Flexur dort, wo jüngere, im wesentlichen söhlig lagernde Sedimentite oder Vulkanite anstehen mit Synklinalenbildung im Vorland.
- (2) Ein flächenbildendes „Morphoklima“ wird vorausgesetzt, da die Randstufentypen in allen Fällen Rumpfstufen und Dachflächen immer Rumpfflächen sind.
- (3) Eine räumliche Verlagerung bzw. Rückwanderung der Randstufe unter Zurücklassung einer Vorland-Rumpffläche hat nicht stattgefunden, da nur Zerrungsspalten und Monoklinen weitergebildet wurden und eine Assoziation heute noch festzustellen ist.
- (4) Als zeitlicher Rahmen für die Ausbildung der Randstufen wird „Post-Gondwana“ mit dem Einsetzen einer Verbiegungstektonik von der ozeanischen zur kontinentalen Kruste hin vermutet. Der Übergang von der Bruch- zur „Schub-“ Tektonik kann nicht genau eingegrenzt werden, der oligozäne Vulkanismus deutet aber einen früh- bis mitteltertiären Höhepunkt an. Seither ist eine Abschwächung feststellbar.

7.4 Eine vorläufige klimatisch-morphologische Untergliederung von Endtertiär und Quartär in Zentral-Namibia

Wie in Kap. 4 ausgeführt, herrschte im südwestlichen Afrika bis zum Endmiozän ein überwiegend Flächenbildung förderndes Morphoklima mit tiefgreifendem chemischem Zersatz der Ausgangsgesteine. Diese Flächenbildung wurde abgeschlossen durch eine endmiozäne/frühpliozäne Erosionsphase und die regolithische Aufkalkung (älteste Kalkkrustengeneration) autochthoner Bodenprofile oder Profilreste in Tieflagen (z. B. Unit A bei TELLER & LANCASTER 1986: Khommabes). Daneben kam es stellenweise zu Silifizierungen durch aushärtende Kieselsäuregele (vgl. HAGEDORN 1988), jedoch nicht zu einer flächig weit verbreiteten Silcrete-Kruste, wie sie die oberkretazisch-ältestpleistozäne Prä-HR-1-Fläche (*African Surface*) charakterisiert. Dies geschah insbesondere dort, wo die Saprolitisierung kiesel-säurereiche Gesteine (z. B. Etjo- und Karoosandsteine, Quarzite, Granite) betraf bzw. in deren Abflußlagen. In abflußperipheren Lagen, aber auch auf den Hochterrassen der Breittäler härteten die Latosolprofile örtlich zu Eisenkrusten aus. Solche und ähnliche Krustenbildungen (Calcrete, Gypcrete) spielten spätestens ab dem Frühpliozän eine bedeutende Rolle in der Hydro- und Ökodynamik, da sie den vertikalen Stofftransport blockieren können. Thermische Klimaveränderungen sind zusätzlich sehr wahrscheinlich. Anhand zweier Profildsequenzen aus dem mittleren Swakoptal soll der weitere Verlauf der Oberflächenentwicklung kurz dargestellt werden (Abb. 127 und Abb. 128).

Mit dem Miozän-Pliozän-Wechsel kam es zu einer ersten Eintiefung der Hauptabflußrinnen innerhalb der alten (Proto-Flußlauf-) Breittäler (2. in Abb. 127 + 128), die durch die weiterlaufende Arkogenese und Flexurierung noch verstärkt worden sein könnte, also zur Ausbildung der Paläo-Flußläufe. Im Zuge der Arkogenese wurden auch die heutigen Gramadullas am Kuiseb als kurze, autochthone Täler angelegt. Eine diesbezügliche Annahme wird deswegen getroffen, weil die ältesten Talfüllungen diese Tiefenlinien schon überdecken. Im weiteren Verlauf änderte sich das Morphomilieu wieder zurück zu Tiefenverwitterungsbedingungen. Dadurch wurden vorhandene Flächen weitergebildet, mußten sich jedoch auf die inzwischen eingetieften Vorfluter und das weiter angehobene Hinterland einstellen. Flächenreste, auf denen Verwitterungsdecken während der Einschneidungsphase bis auf den Regolith abgetragen und gehoben wurden, sind fossilisiert worden und haben sich nicht weiter tiefergelegt. Nahe der Abflußlagen kam es durch die Neueinstellung der Vorflutniveaus bei Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung zur Bildung von bis 20 km langen, 1,5-3,5 % geneigten Streckhängen.

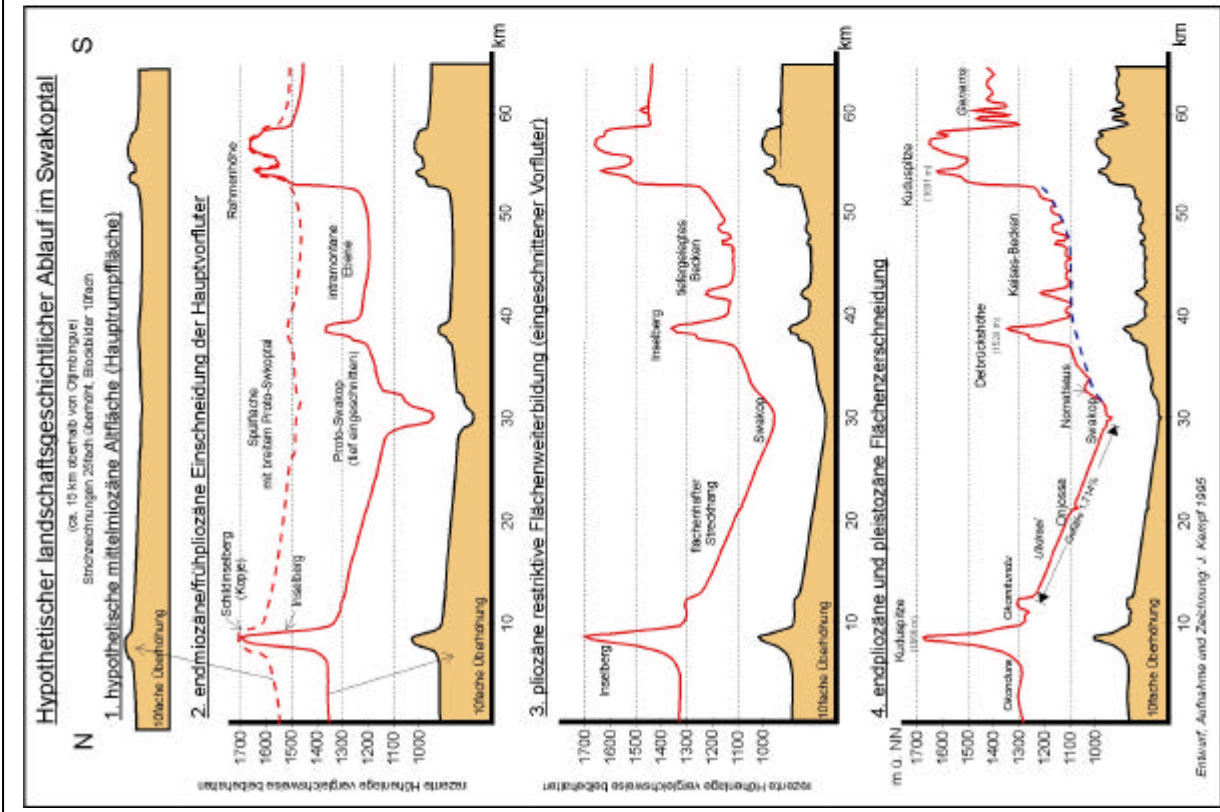


Abbildung 127: Landschaftsgeschichtlicher Ablauf im Swakop-Tal bei Otjimbingue, konstruiert aus den Höhenangaben von Abb. 85, S. 360.

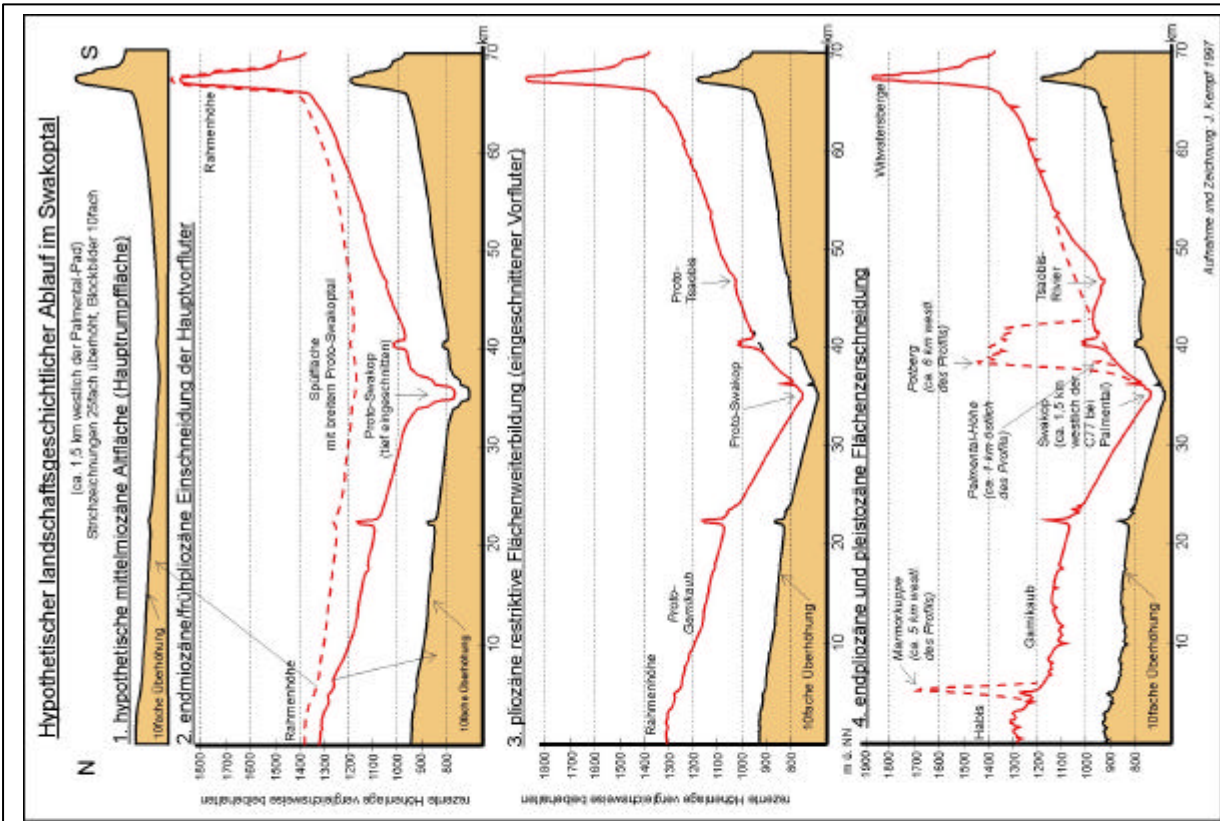


Abbildung 128: Landschaftsgeschichtlicher Ablauf am mittleren Swakop beim Tsao-bis-Zufluß, konstruiert aus den Höhenangaben von Abb. 86, S. 361.

Das Pliozän ist weiterhin charakterisiert durch den ältesten Sedimentzyklus im Vorland, bei dem unter sehr feuchten Bedingungen, teilweise laminar „schlammstromartig“ Kernsteine und Schotter aus dem Hochland geschüttet werden. Er ist am Kuiseb noch in den Berghof-Mesas erhalten (als Bodensediment) und geht möglicherweise mit der Schüttung der Graukalkstufe im Proto-Kuiseb-Breittal einher. Der Fund von *Notohipparion namaquense* (HAUGHTON 1932b) bestätigt das pliozäne Alter des ältesten Schotterzyklus zumindest im Oranje-Einzugsgebiet. Die obersten Ugab-Terrassen bei Outjo enthalten karbonatverbackene Relikte von feinmaterialreichen roten Kolluvien mit stark verwitterten Milchquarzkieseln (Tafel 10, Foto 5). Am mittleren Omaruru überwiegen dagegen Reste von Feinmaterial-Schlämmen während Kies- und Blockfraktionen kaum vorkommen (Tafel 9, Foto 6). Das ist durch den Verlauf des Omaruru in der Randstufenlücke hinreichend erklärbar, da auf der im Pliozän kaum zerschnittenen Rumpffläche keine Schotterlieferanten (z. B. Inselgebirge oder die Randstufe) im Hinterland vorkommen. Im direkten Brandberg- und Erongo-Liefergebiet können auch Schotter (z. B. am Uis-Rivier) festgestellt werden.

Für Süd-Namibia gehen STENGEL & BUSCHE (1993) von flächenbildenden Bedingungen aus, da die Nama-Rumpffläche gegenüber den ältesten Schwemmfächern am Brukkaros-Inselberg um einige Zehner Meter tiefergelegt wurde. Diese pliozäne Tieferlegung konnte auch im Vorland an der Kriess-Stufe eindeutig nachgewiesen werden. Sie trat auch auf dem distalen Hochland am oberen Gaub und östlich des proximalen Arkogenbereichs auf dem Neudammer Hochland (Seeis-Niveau) auf (vgl. KEMPF 1996a). Am dortigen Abtragsgebiet kommt jedoch der älteste Schotterzyklus nicht vor und auch das Regolith-Calcrete ist nicht besonders ausgeprägt. Außerdem sind dort Latosol- und Rotplastosolrelikte, bzw. deren kolluviale Umlagerungsprodukte wesentlich weiter verbreitet als im Vorland. Die Matrix dieser Schwemmfächer- und Schlammstromsedimente wurde (vermutlich) von der Oberfläche her durch Calciumcarbonat teilweise ersetzt, Porenräume wurden versiegelt. Phreatische Verbackungen kommen vor.

Insgesamt war das pliozäne Klima deutlich feuchter als heute, mit mehr oder weniger ausgeprägten Trockenphasen v. a. im Früh- und Endpliozän und wahrscheinlich, zumindest im Hochland, im Winter kühler als im vorangegangenen Miozän (Jahreszeitenklima ausgeprägter). Das wird aus der umfangreichen Bereitstellung von klastischem Material der Schwemmfächer bei gleichzeitig möglicher Bodenbildung in Nicht-Abflußlagen geschlossen. Möglich ist auch die Etablierung einer ausgedehnten Winterregenzone im Spät-, vielleicht auch schon im Früh-Pliozän. Dafür haben sich bei der Behandlung der Vegetationsausstattung in Zentral-Namibia Indizien ergeben (Kap. 3.6.3 und Kap. 3.6.4).

Der Oberflächenwasserhaushalt war vermutlich perennierend aber jahreszeitlich stark schwankend. Nur unter diesen Bedingungen sind die pliozänen Schwemmfächersedimente im Vorland und die ältesten Schotterbetten der Flüsse hinreichend erklärbar. Restriktive Flächenbildung im Hinterland ging also im Pliozän möglicherweise einher mit einer sehr feuchten Schlammstrom-Schwemmfächerphase am Inselberg- und Escarpmentbereich.

Ab dem Endpliozän wurden weder die Hauptrumpffläche, noch die Post-HR-1-Flächen oder die Streckhänge noch traditional weitergebildet. Die Streckhänge im Vorland mit ihrer vergleichsweise geringen Reliefenergie wurden flächenhaft bis auf den Saprolit erodiert, Latosolreste sind nur noch an den Wasserscheiden erhalten. Die Abflußlagen des Hochlands wurden dagegen ab diesem Zeitraum mehrphasig tief zerschnitten und korrelierte Sedimente ins Vorland bzw. die dortigen Breittäler und in die Kalahari-Becken geschüttet. Dabei wurden mehrere Zyklen festgestellt, die sich an den meisten äquivalenten Positionen nachweisen lassen (s. Vergleich der Flußhistorien). Es erfolgte eine Übersättigung der jüngsten, durch Relikte von Tiefenverwitterung gekennzeichneten miozänen und pliozänen Rumpfflächen.

Unklar ist, in welchem Stockwerk sich diese Rumpfflächen innerhalb des Kalahari-Sedimentationsbereichs befinden. Die Kalahari schließt mit einer Akkordanzfläche ab, die durch jüngere Bodenbildung gekennzeichnet ist und keine Anzeichen von chemischer Tiefenverwitterung oder *Terrae rossae* aufweist. Sie ist demnach jünger als Post-HR-1. Das Rumpfflächenstockwerk muß sich demnach innerhalb oder unterhalb der Kalahari-Sedimente nachweisen lassen. Es wurden in den Bohrprofilen von Okamatangara (Kap. 4.6, S. 487) keine eindeutigen Hinweise gefunden, die eine Position innerhalb des Sedimentpakets nahelegen würde. Saprolit und Latosolprofile befinden sich dort ausschließlich im Liegenden zur Kalahari-Gruppe. Sie werden überlagert von verschiedenen Sedimentserien, darunter auch mehr oder weniger kalzifizierte Latosolsedimente in großer Mächtigkeit. In diesem Fall ist das gesamte Paket als Post-Mittelpliozän bis Pleistozän einzustufen. Dieser Befund muß aber nicht zwingend für die ganze Kalahari gelten. Es ist durchaus möglich, daß innerhalb der tieferen Teilbecken auch prä-mittelmiozäne Sedimente liegen, die später pedogen überformt und neuverwittert wurden.

Die quartären Reliefgenerationen wurden im wesentlichen auf Basis der Vorlandsedimente klassifiziert. Dabei ergab sich eine schlüssige Chronologie, die hier übergreifend dargestellt werden soll. In Anlehnung an die Terminologie der nordhemisphärischen Kaltzeiten werden zur leichteren Einordnung der äquivalenten (relativ trockeneren) Phasen in den Untersuchungsgebieten die folgenden Riviernamen verwendet: Hoanib, Messum, Omaruru, Swakop, Tsondab, Ugab (vgl. Tab. 31).

	<u>Prozeß</u>	<u>Dokumente</u>	<u>Kulturelle Dokumente</u>	<u>Meeresspiegel</u>	<u>Zeitliche Einordnung</u>	<u>Mögliche Korrelation</u>	
30	Holozäne Relief-generationen	Jüngere Schotter, Kolluvien	Namibian Later Stone Age		Ugab-Zeit	Holozän	
29	Schwache Schotterreaktivierung	Junge Schotter	LSA, gerolltes MSA				
28	Bodenbildung, schwächere Einschneidung	Terrassenbildung	MSA	Post-Walvis Regressionen		Gamblian/Weichsel (?)	
27	Schluffig-tonige Ablagerungen	Feinmaterialkörper Kolluvien					
26	Aolische Sand-sedimentation	Sandkörper, Dünen, Gipskrusten	HIATUS				
25	Schwächere Einschneidung	Täler, Terrassenbildung	Frühes Middle Stone Age		Tsondab-Zeit	Monastir/Eem (?)	
24	Sumpfsedimente, Kalktuffe in Stillwasserbereichen, Endseen	Kalktuffe mit Wurzelröhren und fossilen Blättern	„Mousterien“ „Sangoan“ (?)	Walvis-Transgression			
23	Äolische Sand-Sedimentation	Sandkörper	HIATUS (?)	Post-Vineta Regression			
22	Schwache Aufschotterung	Schotterkörper	„Acheul-Komplex“	Vineta-Transgression	Swakop-Zeit	Kanjeran/Saale	
21	Erneute tiefe Zerschneidung	Täler, Terrassenbildung					Tyrrhen/Holstein
20	Aufkalkung	„Mittelkrustenfläche“			Post-Rooikop Regression	Kamasian/Elster	
19	Schotter- und Sandsedimentation	Oswater-Terrasse				Omaruru-Zeit	Milazzo/Cromer
18	Tiefe Zerschneidung, Verkarstung (Fläche)	Täler, konvexe Arbeitskanten (?), Cañon			Rooikop-Transgression		
17	Starke Aufkalkung	Hauptkrustenfläche			Post-Nonidas-Regression		
16	Schottersedimentation	Schotterkörper		<i>Equus sandwithi</i> Frühes Acheul	Nonidas-Transgression	Messum-Zeit	Sizil/Waal (?)
15	Aufkalkung (knollig)	Kalkknollenkruste		Post-Goanikontes-Regression	Eburon (?)		
14	Erosion	3. Diskordanz	„ <i>Notohipparion namaquense</i> “	Goanikontes-Transgressionen		Calabrium/Tegelen (?)	
13	Bodenbildung	Fe-Konkretionen, Wurzelröhren					
12	Flußsand-Sedimentation	Sandkörper, kaum Schotter					
11	Aufkalkung (nodulär)	noduläre Kruste					
10	Feuchtere Bodenbildung (?)	Fe-Konkretionen, Bodenfarbe					
9	Fluv. Sandsedim.	Sandkörper					
8	Schwache Aufkalkung	noduläre Kruste					
7	Schotterschüttung	Schotterkörper					
6	Aufkalkung mit Krustenbildung	Graukalkkruste					
5	Erosion	2. Diskordanz					
4	Schotterschüttung	Schotterkörper der Graukalkst.					
3	Erosion und leichte Verkarstung	Basisdiskordanz (1. Diskordanz)					
2	Aufkalkung	Regolith-Calcrete					
1	Kaolinisierung/Saprolitisierung	Kaolinitprofil, Cj-Horizont					
				Postpliozäne Regression	Hoanib-Zeit	Prä-Tegelen	
				Anichab-Transgression			
				Endpliozäne Regression		<i>Entwurf und Zeichnung: J. Kempf, 1997</i>	

Tabelle 31: Reliefgenerationen in Zentral-Namibia

Aus Tab. 31 ergeben sich im einzelnen folgende Zeitalter:

(1) Hoanib-Zeit: Bedingt durch die endpliozäne/frühpleistozäne Trockenphase als Resultat einer verstärkten Aktivität des Benguela-Systems wurde die Aufkalkung des ersten Schotterzyklus und der Schlammstromablagerungen stark forciert (2. Kalkkrustengeneration, z. B. Unit B bei TELLER & LANCASTER 1986). Wie bei der Bildung des Regolith-Calcretes muß dabei angenommen werden, daß die Karbonate durch Lösung aus dem saprolitisch verwitterten arkogenen Hochland ausgeschwemmt wurden, da entsprechende Krustenbildungen auf dem Khomas-Niveau nicht vorkommen. Die dortigen Latosolreste sind ja nicht aufgekalkt worden. Das spricht für Wasser als Transportagens. Eine äolische Rückverlagerung aus den Tieflagen auf das Hochland hätte Khomas- und Seeis-Niveau gleichartig betreffen müssen. Das regolithische Calcrete, das auf allen tieferen Rumpfflächenniveaus nachweisbar ist, darf demnach zweifellos als „genetisch älter“ und damit als erste Kalkkrustengeneration eingestuft werden.

Eine weitere Karbonatquelle können erosiv aufgedeckte Flächen von Regolith-Calcrete gewesen sein. In Einzugsgebieten mit überwiegend dolomitischen Ausgangsgesteinen (wie am Ugab) sind die Schotter dolocretisch verbacken. Da Magnesiumcarbonat schwerer löslich ist als Calciumcarbonat und die mächtigen Schotterkörper dennoch durchgängig verbacken sind, muß auch hier beträchtliche fluviale und phreatische Aktivität angenommen werden. Der Begriff „Trockenphase“ sollte also für Plio- und Alt- bis Mittelpleistozän nicht als „aride Phase“ verstanden werden, sondern in relativem Bezug zu vorangehenden und folgenden deutlich feuchteren Zeitaltern. Ein Jahresniederschlag von 800 bis 1000 Millimetern mit wenig variabler saisonaler Verteilung ist im Hochland durchaus wahrscheinlich. Für das Pliozän muß angesichts der starken Fluviodynamik von noch erheblich höheren Werten ausgegangen werden, insbesondere wenn Winterregendominanz angenommen wird.

Auf dem Khomas-Niveau beginnen die Flüsse mit dem Herausarbeiten von lithologisch bedingten Reliefunterschieden. Kuiseb und Swakop kanalisiert sich zunehmend an alten, präkambrischen aber auch an jüngeren arkogenen Spannungs- und Zerrüttungszonen, wo Ausräumung erleichtert war. Sie zersägten zügig ihre Wasserfälle zum Vorland. Mit dieser strukturell induzierten Erosion kam es zu den in Kap. 4.2.2 und 4.3 erwähnten Flußumlenkungen. Nach Ausräumung der Latosoldecken verwitterte der entblößte und immer weiter ausgetrocknete Saprolit vorwiegend mechanisch zu grusigen und psammitischen Fraktionen.

In der nachfolgenden ältestpleistozänen Feuchtzeit wurden die verbliebenen Schotter und natürlich die Sande zusammen mit Relikten von etwaigen Eisenkrusten als Schwemmfächer weit ins Vorland geschüttet. In diesem Post-Hoanib-Schwemmfächer (hier „Hauptsandstufe“ genannt; vgl. S. 431ff und KORN 1942, unpubl.), sind in der Umgebung des Karpfenkliffs mehrere stabilere Phasen (Stadiale ?) festzustellen. Bei einigen ist eine noduläre Aufkalkung der Lockermaterialoberflächen ausgliederbar, weitere beinhalten mehrere (vermutlich feuchte) schwächere Bodenbildungen. Eine intensivere Bodenbildungsphase mit stellenweise dichter Durchwurzelung schließt die zweite Schwemmfächergeneration ab. Die Oberflächen müssen nicht zwingend auf Stadiale hindeuten, sondern können auch dauerhafte Verlagerungen der Hauptentwässerungslinien im Sedimentationsbereich dokumentieren. Im sehr distalen Bereich, z. B. bei Khommabes, ist dieser sandigere Zyklus anscheinend nicht (mehr) vorhanden (vgl. TELLER & LANCASTER 1986).

STENGEL (1997) beschreibt im südlichen Namibia zahlreiche fossile ältest-pleistozäne Hangrutschungen. VAN DER WESTHUIZEN (1984) und SENUT et al. (1992) gehen von einer pliozänen und mindestens einer altpleistozänen Verkarstungsphase im Otavi-Bergland aus. Diese Arbeiten unterstreichen die Annahme einer sehr feuchten Periode nachdrücklich.

(2) Messum-Zeit: Einer kürzeren Erosionsphase im finalen Post-Hoanib folgte eine erneute abwärts gerichtete Aufkalkung (3. Kalkkrustengeneration) der Ablagerungen. Sie griff allerdings nicht überall durch den gesamten Sedimentkörper hindurch. Es gilt ein ähnlicher Phasenablauf wie bei (1) mit vergleichbaren Klimabedingungen. Diese dritte Diskordanz in den Sedimenten wurde post-Messum im frühesten Mittelpleistozän, dokumentiert durch acheulzeitliche Artefakte, von einem sehr weit nach Westen ausgreifenden dritten Schwemmfächer vollständig überdeckt. Dafür ist eine weitere Feuchtphase anzunehmen, die mit einer mittelpleistozänen Warmwasserphase im Südatlantik einhergeht (nachgewiesen durch entsprechende Faunenfunde auf den Küstenterrassen).

(3) Omaruru-Zeit: Eine Abschwächung der Wasserzufuhr aus dem Hochland, bedingt durch fortschreitende Zerschneidung der oberen Einzugsgebiete und der resultierenden Abflutkanalisierung, bewirkte ein weiträumiges oberflächliches Trockenfallen der Schwemmfächerpulte. Zusammenfallend mit der Kageran-Trockenphase im Vorland folgte die Ausfällung der im küstenwärts (bzw. zum distalen Arkogen hin) gerichteten Grundwasserstrom gelösten Carbonate in den lockeren Sedimentkörpern (4. Kalkkrustengeneration, z. B. Unit C bei TELLER & LANCASTER 1986). Dies erklärt, warum insbesondere der dritte Schwemmfächer vollständig durch und durch kalkverbacken und so eine Aufkalkung von oben her nicht unein-

geschränkt nachweisbar ist. Möglicherweise sind auch die Flußumlenkungen infolge der Einschneidungsphase zum Kalahari- und Oranje-System mitverantwortlich für den Rückgang des Oberflächenwassers auf dem Schwemmfächerpult.

Die ESA-Artefakte in den hangenden Bereichen der distalen Ablagerungen unterstützen diese Annahme, da sie zumindest mäßige Transportspuren aufweisen müßten, wäre denn die tiefgreifende, wasserreiche Verbackung von oben her erfolgt. So ist zumindest in Teilen die Hauptkrustenfläche einer späteren generellen Aufkalkungsphase zuzuordnen, die vielleicht sogar erst mit der Bildung der Mittelkrustenfläche einhergeht. Dafür kommt wenigstens für die Fläche nur ein Carbonatzustrom aus aufgearbeiteten älteren Krusten mit einer äolischen Transportkomponente in Frage. Die oberflächliche Lamellenkruste läßt auch diese Deutung zu. Der Zeitrahmen von Namib IV (400-700 ka) erlaubt ebenfalls eine syn- oder postgenetische Einstufung der Verbackung. Auch die von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) gelieferten Daten für die letzte(n) Kristallisationsphase(n) an der Vingerklip (Ugab) von 500-800 ka liegen im gleichen Rahmen.

Marine Bohrkernanalysen von EMBLEY & MORLEY (1980) erbrachten klare Hinweise für starke Calciumcarbonatlösung und -ausschwemmung in der Mitte des $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 18 und von $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 16-14. Das erfolgte als direkte Reaktionen auf Phasen erhöhter Meeresoberflächentemperaturen, wie sie durch die Warmwasserfauna der Rooikop-Terrasse bestätigt sind. Das frühe und späte $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 18 sowie die Stadien 17 und 13-11 zeigen dagegen kühlere Meeresoberflächentemperaturen und geringere Anreicherung von Carbonaten in den marinen Sedimenten. In den anzunehmenden trockeneren Phasen kam es also eher zur terrestrischen Ausfällung und Krustenbildung, jedenfalls nicht zu Lösung und Transport.

Die tiefe Zerschneidung, Ausräumung und Verkarstung der aufgekalkten Schwemmfächer und Terrassen bis in den Saprolit dürfte mitverantwortlich für den hohen Calciumcarbonat-Peak des $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 16-14 sein. Sie wäre dann grob zwischen 550-650 ka BP einzustufen (in voller Deckung mit den geoarchäologischen Befunden).

Post-Omaruruzeitlich kam es mit Rückgang der Niederschläge zum Ende der Einschneidung zu der erneuten Aufschotterung innerhalb der Täler (Zyklus IV). Am mittleren Kuiseb erfolgte die Aufschotterung immerhin um bis zu ca. 40 Meter über Einschneidungsniveau („Tiefterrasse“, Oswater-Schotter). Auch hier muß eine stark schwankende aber perennierende Wasserführung im Rahmen eines *braided river systems* angenommen werden.

Zwischengeschaltete Linsen äolisch umgelagerter Flußsande deuten an, daß es auch Umschwünge zu ephemerem Abflußverhalten gab während derer z. B. der Kuiseb „tsondabisiert“ wurde und der untere Kuiseb vom Oberlauf abgeschnitten wurde. Auf angrenzenden Flächen könnten erste Sandschilde entstanden sein. Gelöste Carbonate in den Grundwasserströmen

fielen aus und förderten erneute konglomeratische Verbackungen. Die Schotter bestehen zu einem beträchtlichen Teil aus reaktivierten Klasten der älteren Konglomerate. Nagelfluhgerölle kommen vor.

(4) Swakop-Zeit: Die Feuchtphase schließt ab mit einem immer ausgeprägteren ephemeren Abflußregime und einem Nachlassen der autochthonen Niederschläge, in deren Gefolge die Mittelkrustenfläche entstand (5. Kalkkrustengeneration). Sie ist deutlicher als alle vorangegangenen an die Abflußlinien gebunden, kann aber wohl als letzte generelle Aufkalkungsphase gelten. Carbonate dürften aus den älteren Krustengenerationen stammen.

In Gebieten, in denen Sedimentation kontinuierlich möglich war - lediglich unterbrochen durch Klimaschwankungen - kann die Mittelkrustenfläche die Hauptkrustenfläche als Lamellenkruste direkt überlagern. In starkem Maße gilt das für den Sedimentationsbereich Kalahari, wo ja kaum tiefere Einschneidung in der späten Omaruru-Zeit erfolgte. Auch an anderen Beckenfüllungen kann die Mittelkruste der Hauptkruste aufliegen. Bedingung ist, daß die Hauptkruste der Beckenfüllungen vorher nicht zerschnitten wurde.

Äquivalente Schotterterrassen von südöstlich entwässernden Flußsystemen wie Nossob und Olifantsrivier zeigen keine oder kaum Aufkalkungsspuren. Sie und auch die darin enthaltenen (wohl etwas jüngeren) Acheul-Artefakte sind nicht konglomeratisch verbacken, da in deren oberen Einzugsgebieten kaum ältere Krustengenerationen vorkommen. Das spricht dafür, daß spätestens nach Abschluß der tiefen Einschneidungsphase der Calciumcarbonatstrom aus dem Hochland abriß und schon die Mittelkrustenfläche nur noch vorkommt, wo entweder calcium- oder magnesiumbürtige Gesteine oder ältere Krustengenerationen im Einzugsgebiet anstehen.

Post-Swakop kam es in den meisten Flußtälern zu einer erneuten Einschneidungsphase bis zu ungefähr dem gleichen Niveau wie im Post-Omaruru. Seitentäler der zweiten und dritten Kategorie mit kleinen Einzugsgebieten zerschnitten, wie zum Beispiel das Ongongo-Seitentäl des Hoanib die Konglomeratverfüllungen vielfach nicht zu typischen Terrassen, sondern schliffen die hart verbackenen Konglomerate zu typischen „Terrazzo-Flächen“ ab. Dabei wurden lithologische Unterschiede völlig formüberprägt. Gegen Ende des Zyklus erfolgte eine erneute schwache Aufschotterungen an Gleithängen.

(5) Tsondab-Zeit: Nach der Bildung von lockeren Schotterkörpern in den Tälern folgte keine erneute Aufkalkung der Ablagerungen. Dies deutet auf einen raschen Wandel zu sehr viel trockenerem geomorphologischem Milieu hin. Sehr wahrscheinlich haben sich auf den Calcrete-Flächen der Namib und Kalahari erstmals weit verbreitete Sandkörper etabliert, nachdem in der Swakop-Zeit schon eine geringer ausgedehnte äolische Aktivitätsphase

angedeutet war. Ein Hinweis dafür ist die Laufblockade des Tsondab bei Narabeb (vgl. TELLER et al. 1990) durch Dünenzüge und die Bildung eines dortigen Proto-Tsondab-Vleis.

Ein Hiatus in der Besiedlungsgeschichte ist bisher nicht eindeutig nachweisbar, denn dafür fehlen genau einzuordnende Fundstätten des Spät-Acheul (früher „Fauresmith“). Das „Sangoan“ des späten Acheul-Technokomplexes scheint dagegen repräsentiert zu sein, ebenso wie das früheste *Middle Stone Age*. Es ist also ein Hiatus möglich - sogar wahrscheinlich - mit einer anschließenden Expansions- oder Wiederbesiedlungsphase durch eine Bevölkerung, die ein Werkzeugrepertoire mit „Sangoan“-Elementen besaß. Auch eine autochthone Entwicklung von „sangoan“-ähnlichen Artefaktassoziationen ist allerdings denkbar. Zu diesen Fragen besteht im übrigen ein Forschungsdefizit.

Post-Tsondab setzte anscheinend auch im Vorland phasenweise wieder eine niederschlagsreichere Zeit ein, die sich anhand von Kalktuffbildungen mit fossilen *Phragmites*-Wurzeln nachweisen läßt. Sie konnte am Kuiseb („Hudaob-Tufa“ nach WARD 1987), aber auch im Hoanibtal und seinen Seitenrivieren festgestellt werden. Ob dies zu perennem Hydroregime im gesamten Flußlauf geführt hat, muß offen bleiben. Es ist nur schwache Einschneidung erfolgt.

(6) Ugab-Zeit: Eine zweite sehr trockene Phase ist dokumentiert in weit expandierten Wüstenverhältnissen in Namib und Kalahari mit Dünenbildung und der Bildung von Gipskrusten in der Zentralnamib. Auch Wüstenlackbildungen auf Schottern und frühen MSA-Artefakten deuten auf extreme Aridität hin. Fluviale Dynamik ist nicht feststellbar. Der Tsondab-Lauf wurde durch einen weiteren Dünenzug am Tsondab-Vlei bis auf den heutigen Endpunkt verkürzt. Feinmaterialien wurden ausgeblasen, die Oberflächen bildeten Wüstenpflaster.

In der Besiedlungsgeschichte ist ein Hiatus angedeutet. Weiterentwickelte spätere Artefakte des MSA mit *Levallois*-Technik stehen anscheinend nicht in Zusammenhang mit den schlichten Werkzeugen des frühen MSA (vor allem andere Materialien wurden verwendet). Die Wiederbesiedlung orientiert sich an Gunsträumen, wie z. B. den Brandberg, und scheint einherzugehen mit Feuchtphasen bis hin zu semiariden Verhältnissen in Teilen der Namib. Im Hochland bildeten perennierende Quellen erste Sinterkegel (z. B. Windhoek, Klein Windhoek, Rehoboth).

Morphodynamisch sind post-Ugab nur noch geringe Schwankungen mit schwacher Schotterreaktivierung, Kolluvienbildung und „Flutauslaufsedimenten“ sowie mäßigen Bodenbildungen zu verzeichnen. Die Besiedlung orientierte sich an Rivierläufen mit Grundwasserströmen oder anderen Wasservorkommen.

Insgesamt lassen sich für den im Zusammenhang mit den Flußhistorien geschilderten und in den Teilkapiteln morphologisch, paläoökologisch, paläoklimatologisch und archäologisch belegten Ablauf eine Fülle von bestätigenden Indizien darlegen. Maritime und terrestrische Befunde sind in volle Übereinstimmung zu bringen.

Für das Mittel- und Spätpleistozän sind in Abb. 129 und Abb. 130 einige datierte Befunde aus der Literatur beigelegt (im Anhang). Die Schüttung der Mittelterrassenschotter (Oswater) fällt dabei in das Sauerstoff-Isotopenstadium 8, da aufgrund der Artefakt-Situation ein Alter zwischen 250 ka und 350 ka angenommen wird (Abb. 129).

In Abb. 131 (S. 559) wird die Neuinterpretation der stratigraphischen und morphotektonischen Einheiten in das Känozoikum eingeordnet, wobei sie den Interpretationen anderer Autoren gegenübergestellt wird.

Die in den vorangegangenen Kapiteln entwickelte Morphochronologie läßt sich mit Hilfe des in Kap. 3.5.4 (Abb. 36, S. 94) konstruierten Morphomilieu-Arbeitsmodell milieugeschichtlich auswerten. Abb. 132 zeigt die pliozänen Übergänge und Abb. 133 rekonstruiert die Phasen 1-15 aus Tab. 31 jeweils für das u. U. vom Hinterland gesteuerte Randstufenvorland.

Abbildung 132: Morphomilieuentwicklung im Pliozän

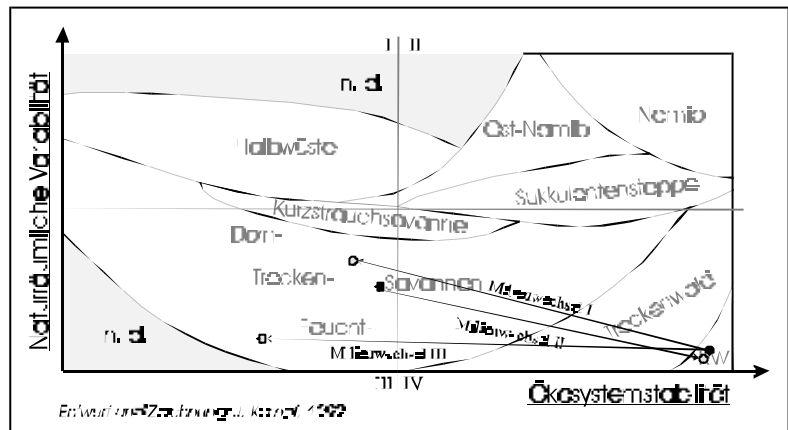
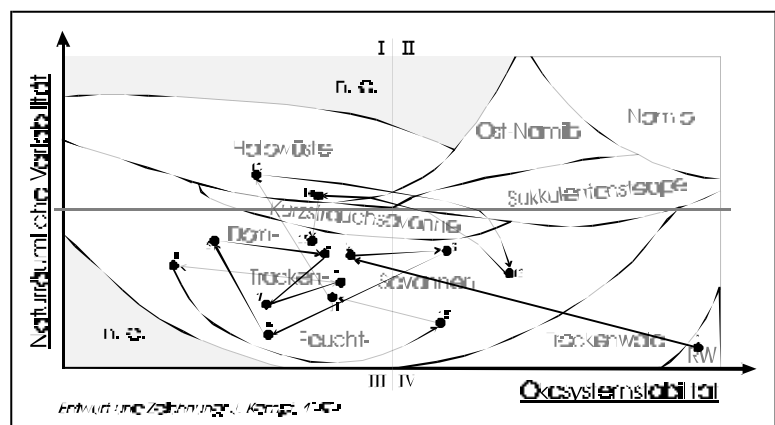


Abbildung 133: Morphomilieuentwicklung im Pleistozän vor Ausbildung der Hauptkalkkruste

Somit kann auch das Arbeitsmodell sinnvoll für die Rekonstruktion des Milieublaufs eingesetzt werden.



Die Gesamtheit der Re-Interpretation der früher publizierten Befunde verschiedenen Autoren wird in Abbildung 131 synoptisch dargestellt. Dabei wird deutlich, dass nicht die Abfolge der Befunde, sondern deren absolute zeitliche Einordnung neu darzulegen sind.

	Geochronologie nach WARD (1987) und WARD & CORBETT (1990)	Geochronologie nach HEINE in BESLER et al. (1994) u. a.	Geochronologie in dieser Arbeit unter Neuinterpretation der Quellen
Holozän	0,01 ↑ <i>Gobabeb Gravels</i>		schwache Einschneidung und Akkumulation
Pleistozän	Namib-Wüstenphase ↑ <i>Homeb-Silts</i> <i>Annental</i>		Dünen- und Gipskrustenbildung ↑ Wüstenphase Zerschneidung ↑ Aufkalkung
	alluviale Phase ↑ <i>Oswater-Konglomerat</i>	geringe Feuchteschwankungen ↑ <i>Oswater-Konglomerat</i> (WARD 1982) erosive Tiefschaltung der Etosha-Pfanne (BUCH 1996)	Mittelkruste Zyklus IV (Tieferrassenschotter) ↑ Trockenphase Zerschneidung ↑ Aufkalkung Hauptkalkkruste Schotterzyklus III (Hauptschotter) ↑ Aufkalkung Schwemmflächenzyklus II (Sandstufe)
Pliozän	Spät- 1,8 ↑ <i>Sossus-Sand-Formation</i> (BESLER 1991: 104)		Graukalkstufe ↑ Anlage von Lösungshohlformen auf den jungen Wasserscheiden ↑ Aufkalkungsphase
	Früh- 3,6 ↑ Namib-Wüstenphase <i>Fiskus Sandstone</i> Hebungsphase (PARTRIDGE & MAUD 1987)	Namib-Wüstenphase Erosion entlang der Fluftäler ↑ <i>Kalahari-Längsdünen</i> (BUCH 1996) <i>Rhodi-Chromic Ferralic Arenosol</i> (BUCH 1996)	Verkarstung im Otavi-Bergland ↑ Schotterzyklus I <i>Tsumkwe-Formation</i> (?) ↑ Klima feucht (restriktive Flächenbildung?) ↑ Trockenphase
Miozän	pedogene Phase ↑ <i>Kamberg Calcrete</i>		Regolith-Calcrete ↑ Aufkalkung der Schlotfüllung
	5,0 ↑ Karpfenkliff-Fluvialphase <i>Karpfenkliff-Konglomerat</i> <i>Arrisdrift</i>	Kalkkrustenbildung ↑ <i>Etosha-Limestone</i> (BUCH 1996) <i>Ca-Horizont</i> (RUST 1984) <i>Andoni-Form.</i> <i>Kalahari-Generation</i>	<i>Berg Aukas-Schlotfüllung</i> ↑ Verkarstung Otavi-Bergland
Oligozän	22,5 ↑ Proto-Namib-Wüstenphase <i>Kalkrücken Form./Tsondab Sandstone</i>		
	30 ↑ <i>Klinghard Phonolite</i>	Tsondab-Kappung (TPS) ↑ Proto-Namib-Wüstenphase	<i>Auas-Vulkanismus</i>
Eozän	38 ↑ <i>Langental Beds</i> <i>Buntfeldschuh Form.</i>		
Paläozän	55 ↑ <i>Chalzedon-Tafelberg</i>	Zurückweichen ↑ <i>Botlette-Schichten</i>	Verbiegungstektonik Moklinenbildung und Arkogenese ↑ Klima flächenbildend
Kreide	65 ↑ <i>Pomona Silcrete</i>		
Jura	Post-Gondwana-Erosionsphase	Anlage der Randstufe	Bruchtektonik

Abbildung 131: Synoptische Gegenüberstellungen der Auffassungen zur Reliefgenese in Namibia nach verschiedenen Autoren.

8 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Ergebnisse mehrjähriger geomorphologischer, pedologischer und ökologischer Feldaufnahmen in Namibia vorgestellt. Der Schwerpunkt der Betrachtung lag auf einem West-Ost-Transekt im zentralen Drittel des Landes zwischen dem südlichen Wendekreis und der Etoscha-Region (bei ca. 19°S). Dieses Transekt beschreibt einen klimamorphologischen Übergang vom namibischen Schelf, über das Litoral, die Namib-Rumpffläche das Randstufenvorland mit dem Escarpment und das Hochland mit dem Windhoek-Oka-handja-Becken bis zu den ausgedehnten Kontinentalbecken der Kalahari. Schelf, Randstufenvorland, Becken und Kalahari stellen dabei potentielle Akkumulationslandschaften, das Hochland und Namib-Fläche die zugehörigen Abtragungslandschaften.

Es wurde eine Fülle von Methoden angewandt; von der visuellen und analytischen Karten-, Luftbild- und Satellitenbild-Auswertung bis zu Profileinmessungen und sedimentstratigraphischen und v. a. bodenkundlichen Aufnahmen. Letztere waren v. a. deshalb notwendig, weil in den Abtragungsgebieten oft ausschließlich die Bodenentwicklung zu morphogenetischen Interpretationsmöglichkeiten hinführt - insbesondere auf den Wasserscheiden. Zusätzlich wurden zahlreiche publizierte und nicht publizierte Literaturquellen hinsichtlich der darin enthaltenen Beobachtungen (nicht Interpretationen) ausgewertet und eine Fülle von sog. Proxydaten zusammengetragen, v. a. aus den Bereichen der Biogeographie und der Geoarchäologie. Sie sind in eigenen Kapiteln ausführlich behandelt.

Aufbauend auf der analytischen Darstellung der rezenten klimatisch-ökologischen Ausstattung in ihren Determinanten (Windsysteme, Zirkulation, Telekonnexionen und Benguela-Auftriebssystem) wurde ein Morphomilieukonzept entwickelt und in einem Arbeitsmodell umgesetzt. Mit dessen Hilfe konnten zumindest endtertiäre und quartäre Sukzessionen und Abläufe erklärt werden, da hier das Aktualismusproblem nicht so stark durchgreift, wie bei Betrachtung noch weiter zurückliegender Zeiträume. Trotzdem wurde darauf hingewiesen, daß die Angaben über Morpho-Milieu-Zusammenhänge unsicherer werden, je weiter sie zurückliegen.

Da in der publizierten Literatur hinsichtlich der klimatischen Entwicklung im Känozoikum eine Vielzahl an widersprüchlichen Angaben und Interpretationen auftritt, v. a. was das Alter der Aridität im westlichen Namibia betrifft, wurde der Erfassung des Zeitpunkts des Umschwungs, ab dem die Grundbedingungen für eine Aridisierung und das Ende von tiefgreifender Verwitterung mit Gesteinszersatz eingetreten ist, besondere Aufmerksamkeit eingeräumt.

Darüber gibt es verschiedene Grundauffassungen, die erläutert werden. Sie reichen von der Annahme eines kretazisch-alttertiären Alters für aride Bedingungen in der Namib bis zu endpliozänen Einstufungen.

Hervorgehobene Bedeutung kam der Untersuchung der Flächenstockwerke zu, die in Namibia generell über unterschiedlichste Gesteine hinweggreifen und alle Schichten kappen. Die Ursache (nicht die Folge) wird in der tiefgreifenden Saproлитisierung gesehen, die alle Stockwerke charakterisiert und damit als Kennzeichen eines Milieus herangezogen wird, welches zur Weiterbildung und Tieferlegung von Rumpfflächen führt. Dies wird durch die bodenkundlichen Befunde bestätigt, denn als charakteristisches Profil tritt in abflußperipherer Lage auf den Wasserscheiden ein fossiler Latosol-, Rot- oder Gelbplastosol über Saproлит auf, der durch die fortschreitende Reliefentwicklung meist vollständig abgetragen und durch Hartkrusten versiegelt wurde.

Es wurden drei känozoische, leidlich bis gut erhaltene Rumpfflächenstockwerke im Untersuchungstransect festgestellt, nämlich die oberkretazische oder ältesttertiäre, durch flächenhafte Verkieselungen gekennzeichnete Prä-HR-1-Fläche, die alttertiäre bis mittelmiozäne Haupt-rumpffläche (HR) und die pliozäne Post-HR-1-Fläche. Bei den letzten beiden Stockwerken wird der Saproлит nicht von Kieselkrusten (Silcrete), sondern von Carbonat- und Gipskrusten versiegelt, was das generelle Ende des flächenbildenden Milieus im Endpliozän belegt. Die Carbonatkrusten versiegeln auch die Kalahari-Beckensedimente und markieren demnach eine jüngere Akkordanzfläche, auf der es nicht mehr generell zu tiefgreifender Verwitterung und nur zu vergleichsweise schwacher Bodenbildung gekommen ist. Allerdings liegen Anzeichen für postgenetische Verkarstung der Hauptkrustenfläche und der inkrustierten Sedimente vor. Eine zeitlich parallele Kalkinkrustierung mit der durch Latosolprofile gekennzeichneten pliozänen Post-HR-1-Flächenbildung muß abgelehnt werden - das früher postulierte endmiozän-pliozäne Alter der Hauptkalkkruste ist somit hinfällig.

Stattdessen wird aufgrund von mittelpleistozänen Artefakt- und Knochenfunden sowie einer publizierten ESR-Datierung ein etwa cromerzeitliches Alter der Hauptkalkkruste angenommen. Vorlandsedimente, die auf dem jüngsten Flächenstockwerk aber morphostratigraphisch unter der Hauptkalkkruste liegen, werden als endtertiär bis mittelpleistozän angesehen. Dies wird durch die Feststellung gestützt, wonach offenbar ein zyklischer Ablauf vorliegt, dessen Glieder sich landesweit anhand der Flußhistorien und der Sedimentstratigraphie nachweisen lassen. Der zyklische Ablauf setzt sich auch im Post-Mittelpleistozän fort, wobei ab dem

Beginn des Spätpleistozäns die Auslenkungen der Klimakurve zum ariden Bereich hin stark dominieren.

Es wurden hier Parallelen zu den globalen Klimazyklen und den ozeanischen Befunden gezogen. Die Entwicklung des Benguela-Systems mit seiner schwankenden Intensität läßt sich exakt in die Reliefbefunde einpassen, so daß angenommen wird, daß sich auch im Relief Namibias die globalen Zyklen widerspiegeln. Dies widerspricht der bisher publizierten Darstellung einer vom globalen Ablauf weitgehend separaten, durch das Benguela-Kaltwasserantriebssystem hoch dominierten känozoischen Klimaentwicklung im westlichen Zentral-Namibia. Auch die biogeographischen und geoarchäologischen Befunde sind problemlos in das präsentierte Modell integrierbar. Bisherige landschaftsgeschichtliche Probleme Namibias konnten damit auf Basis des klimageomorphologischen Ansatzes gelöst werden.