

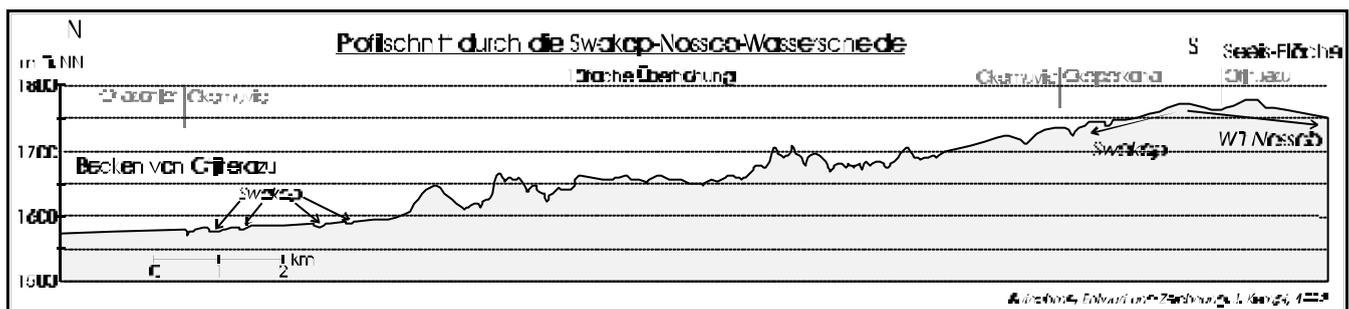
## Swakop

Mit über 30.000 km<sup>2</sup> Fläche umfaßt das Einzugsgebiet des Swakop (incl. der 8750 km<sup>2</sup> des Khan) den größten Teil Zentral-Namibias. Es reicht nach Osten bis in die Onjati-Berge ins Quellgebiet des Otjiruze (Farmgrenze Zwervelling-Otjisauna Nord bei 17°35'E) und damit über den (nördlich und südlich des Swakoptals) viel weiter westlich verlaufenden Hochlandsscheitel hinweg. Dieser östlichste Punkt liegt 325 km von der Mündung entfernt auf der kontinentalen Hauptwasserscheide in 1760 m Höhe (Gefälle 0,542 %) und bildet - ähnlich dem TPL - den Grenzbereich zwischen drei großen Einzugsgebieten, nämlich dem Swakop (Otjiruze), dem Schwarzen Nossob (Otjisauna-Rivier) und dem Omuramba Omatako (Otjikuara).

Das Quellgebiet des Swakop liegt im Bereich der Zerschneidungszone des Seeis-Niveaus zu einem langgestreckten intramontanen Becken (hier Otjiterazu-Niveau). Es sammelt sowohl Zuflüsse aus südlicher (Okarumuti-Rivier, Okaparkaha-Rivier) und östlicher Richtung, als auch aus Teilen der stark zerklüfteten, östlichen Otjihaverabergen (v. a. Omarovero-Rivier). Letztere strömen aus südwestlicher Richtung in das Otjiterazu-Becken (Abb. 82). Insgesamt zeigt der obere Swakop einen ungewöhnlichen Verlauf. So entspringt der längste Quellfluß, der Omarovero, auf Farm Osema und fließt entgegengesetzt zum Gesamtgefälle zunächst nach Nordosten in das Otjiterazu-Becken, obwohl die Entfernung zum Zufluß des Okahandja-Riviers (Vorflutniveau beim Austritt aus dem Hochland) nach Nordwesten nur 34 km bei einem Gefälle von exakt 2 % (680 m) beträgt. Über den Swakop, der den Hochlandsscheitel in weitem Bogen nach Norden und ab dem Knick von Katjapia/Oviumbo nach Westen über die Von-Bach-Fläche (Otjisazu-Niveau) umfließt, ehe er das Hochland verläßt, beträgt das Gesamtgefälle nur ca. 0,5 %, da die Entfernung um über 100 km länger ist. Das Becken selbst fällt bis zum Anschluß an die Hauptrumpffläche nur um ca. 0,35 % und das Gefälle des Omarovero zum Becken hin (Mündung in den Swakop bei Okatjemisse) beträgt ca. 1,8 %. Wird die fluviale Situation unter Aspekten der Flächenniveaus betrachtet, so zeigt sich, daß der längste Swakop-Quellfluß im Niveau der Khomas-Rumpffläche (in ihrer Fortsetzung östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens) entspringt und sich in SW-NE-Streichrichtung einer Mulde gemäß dem Gefälle dieses Niveaus (östlich des Hochlandsscheitels) nach Nordosten wendet. Diese Mulde innerhalb des Khomas-Niveaus ist durch den stark mäandrierenden Omarovero und die stumpfwinklig einmündenden, steilen Seitenriviere sehr stark zerschnitten. Südlich der Mulde entwässern die Riviere zum Seeis-Niveau (Nossob-System), das ebenfalls über eine Zerschneidungszone erreicht wird. Nördlich der Mulde setzt sich die Zerschneidungszone fort, jedoch stärker nach Norden gerichtet und damit nicht zum Otjiterazu-Becken, sondern mit Ausnahme der direkten Beckenhänge

zum Otjosazu-System. Dieses erreicht den Swakop in WNW-Richtung erst bei Swakophöhe (17° 05'E). Von Westen her wurde der Rest des Khomas-Niveaus noch stärker zerschnitten. Sowohl der westliche Teil der Omarovero-Mulde, als auch die Flächenrelikte sind zum nahen Windhoek-Oka-handja-Becken hin in wenige hohe Riedel zwischen tiefen, steilen Schluchten aufgelöst. Die Fläche mit der Mulde wirkt durch diese Talbildung gekappt. Ehemalige Riviere beginnen an der Kante und lassen westliche Zuflüsse vermuten, wo heute das Flächenniveau nicht mehr existiert. Ursächlich dafür dürften die zahlreichen, sich spitzwinklig kreuzenden tektonischen Störungen am Hochlandscheitel zu sehen sein, an die sich die Hauptriviere heute anlehnen. Die komplexe Situation einer mehrseitig angegriffenen, gewölbten, alten Rumpffläche zeigt auch Foto 2 auf Tafel 5, das den äquivalenten Bereich südlich des oberen Swakop-Catchments abbildet.

Abb. 82 stellt einen Nord-Süd-Profilschnitt im Übergang vom östlichen Ausläufer des Khomas-Niveaus zum Otjiterazu-Becken mit dem oberen Swakop im Norden dar. Südöstlich des Profils wird das Seis-Niveau in 1700-1650 m Höhe bei Bodenhausen/Deutsch-Krone erreicht.

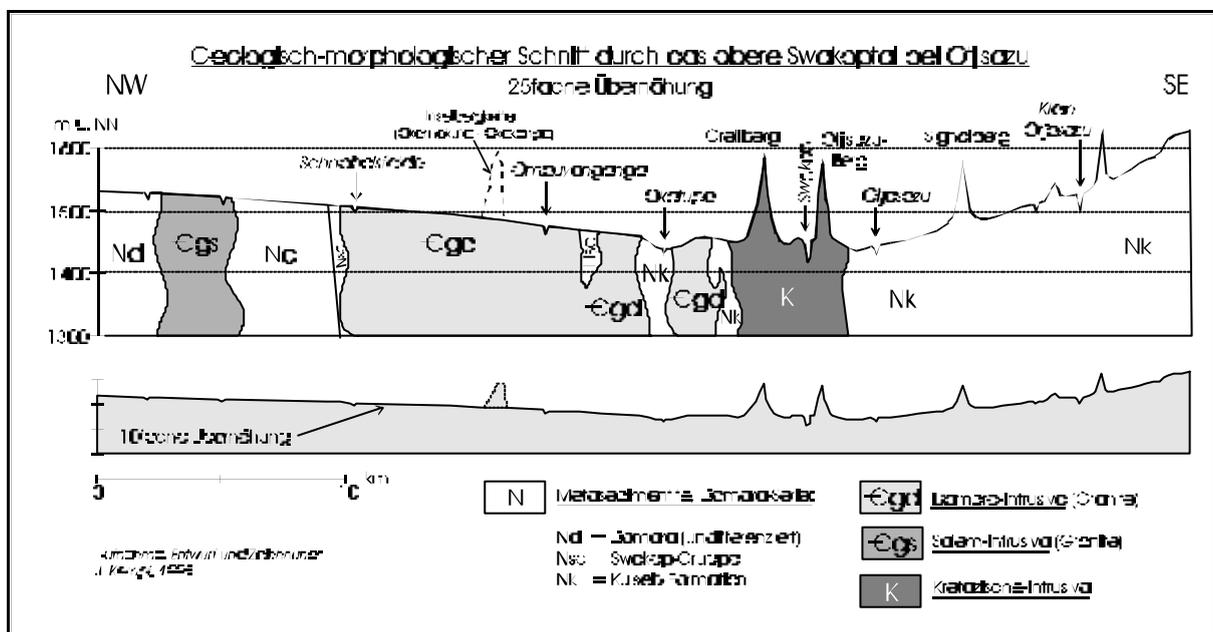


**Abbildung 82:** Höhenprofil vom Otjiterazu-Becken (oberer Swakop) zur Nossob-Wasserscheide (Haupttrumpffläche). Der Übergangsbereich ist gekennzeichnet durch eine stark gegliederte Zerschneidungszone, deren Riedel-Gipfelhöhen des Haupttrumpfflächenniveaus nachzeichnen.

Das Otjiterazu-Becken mündet in ein breites Tal mit beiderseitigen, weit gespannten, flächenhaften Streckhängen, welche die nahezu seiger stehenden Khomas-Schiefer ebenso kappen, wie den unterkretazischen (SACS 1980: 634) Otjisazu-Alkalikomplex auf den Farmen Otjisazu, Okarupa und Grünfelde (GUNTORPE & BUERGER 1979, 1986). Dieser bis auf einige Inselberge (Otjisazu-Berg, Grellberg, Nietberg, Uitspanning-Berg) eingerumpfte Intrusivkomplex aus Syeniten, Pyroxeniten und drei Carbonatit-Schloten, wird vom Swakop epigenetisch gequert. Das Otjisazu-Rivier, das - wie oben erwähnt - die südlichen Zuflüsse zum Swakoptal (nördlich der Omarovero-Mulde) subsequenter sammelt und zunächst parallel zum Swakop ableitet, scheint genetisch jünger zu sein, als der antezedenter eingeschnittene Swakop. Er war kurz vor seiner Mündung in den Swakop nicht zu antezedenter Einschneidung in den unterkretazischen Otjisazu-Komplex in der Lage, sondern knickt direkt im Kontaktbereich des Intrusionskörpers (bei 21°55'28"S, 17°07'02"E) rechtwinklig nach

Süden ab und umläuft denselben. Tatsächlich sind die Zuflüsse aus der Zerschneidungszone zum Otjisazu-Rivier ursprünglich mit geringem Gefälle direkt zum Swakop geflossen.

Nach Norden gehen die erwähnten Streckhänge am oberen Swakop kaum merklich in die Rumpffläche der Wasserscheide zum Omatako-System über. Letztere ist markiert durch eine Kette niedriger, in Swakop-Fließrichtung streichender Inselberge (z. B. Okamakuta, Otjombali, Oviture, Okakango), welche die gleiche Höhe erreichen, wie die Otjosazu-Inselberge a, Swakop (Abb. 83). Die südlichen Streckhänge im Übergang zur Zerschneidungszone am Khomas-Niveau sind dabei insgesamt stärker geneigt, als die nördlichen (zum Pfannenfeld des oberen Omatako hin). Wie am Khan und dem Aroab-Becken deutet dies auf eine spätkänozoische Hebung im Bereich des Khomas-Hochlands hin.

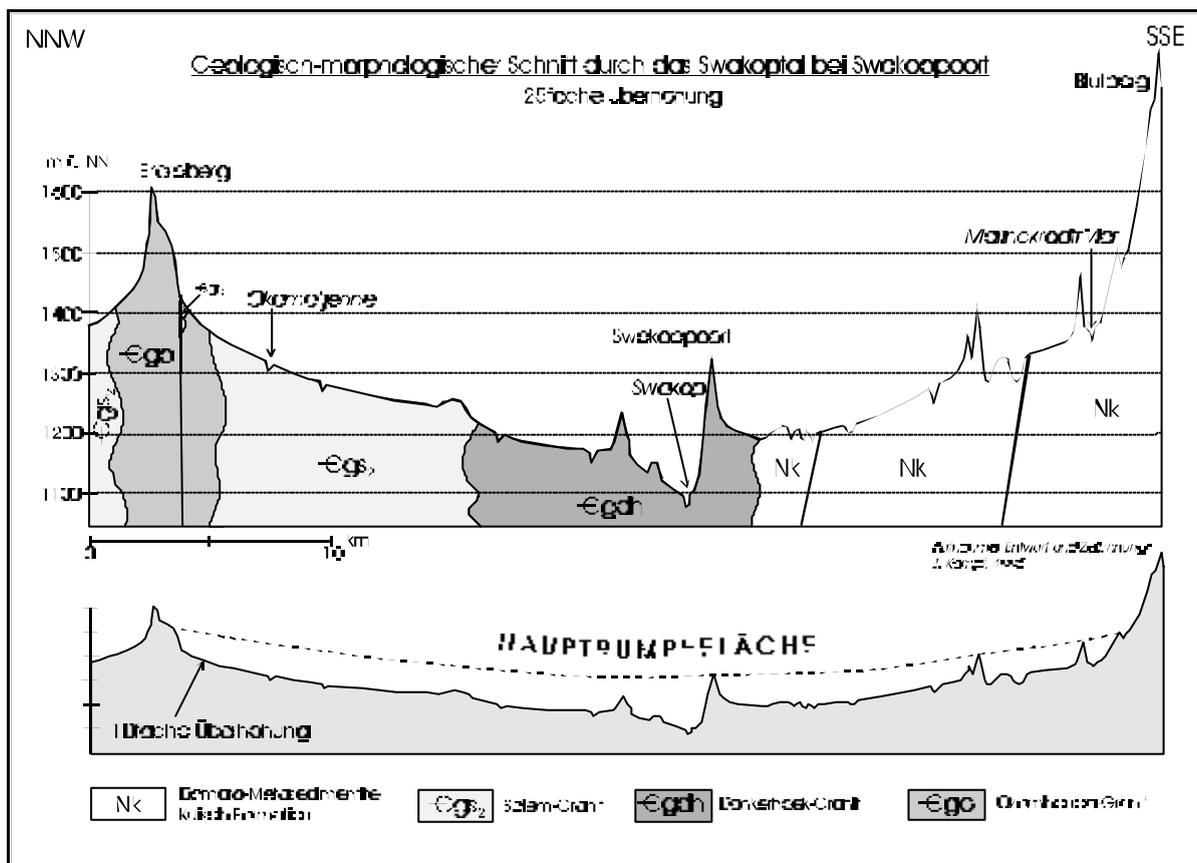


**Abbildung 83:** Geologisch-geomorphologischer Schnitt durch das obere Swakoptal bei Otjisazu. Die sehr schwach geneigten Streckhänge haben sowohl proterozoische Metasedimentite und Intrusiva, als auch phanerozoische Gesteinskörper (kretazische Syenite, Pyroxenite und Carbonatite) gekappt. Die Gipfelhöhen der Inselberge zeichnen vermutlich die Hauptrumpffläche nach. Je weiter westlich der Profilschnitt angesetzt wird, desto steiler sind die Streckhänge und desto ausgeprägter ist ein konvexer Hangknick am Ansatz zur Rumpffläche der Wasserscheide. Die Hänge auf der Südseite sind vermutlich aufgrund der Hebung im Khomas-Bereich generell etwas stärker geneigt, als auf der Nordseite. Sie setzen am Fuß der Zerschneidungszone an.

Östlich von Okahandja endet das Flächenniveau, in dem der obere Swakop verläuft (Otjisazu-Niveau) an einer ca. 60 m hohen Stufe am Ostrand des Windhoek-Okahandja-Beckens. Dem markanten Anstieg folgt die sog. „Povianspad“<sup>1</sup>. Der Swakop hat diese Stufe zersägt und wird heute an der Oberkante durch den Sartorius-Von-Bach-Damm aufgestaut. Unterhalb der Stufe strömen ihm aus Norden das Okahandja-Rivier (Okakango, Ongeama) sowie das Waldau-Rivier von der Oma-

<sup>1</sup> landesweit gebräuchlicher Name für Pad 2170 (Osona-Ovumbo-Hochfeld)

tako-Wasserscheide her zu. Von Süden münden die Riviere des Wind-hoek-Okahandja-Beckens und des östlichen Khomas-Hochlands (Kap. 4.3). Im Windhoek-Okahandja-Becken setzt sich das Otjisazu-Niveau als Gipfelhöhe einiger stark aufgelöster Inselberg-Komplexe (Osona-Berge, Frankenhof-Berge, Gross-Barmen-Berge) fort und geht nach Westen hin in die Zerschneidungszone des Khomas-Hochlands über. Markant ausgeprägt ist es noch an der Swakop-Pforte, wo es die Widerlager der Dammauer (Swakoppoort-Damm) am stark antezedent eingeschnittenen Flußlauf bildet. Der dortige Talquerschnitt zeigt die Form einer ca. 35 km breiten, 200 m tiefen Mulde in der Haupt-rumpffläche (Abb. 84). Zentral in diese Mulde eingeschnitten ist das rezente Swakoptal.



**Abbildung 84:** Geologisch-geomorphologischer Schnitt durch das Swakoptal bei Swakoppoort. Die Streckhänge des Proto-Swakop sind gegenüber dem oberen Swakop (s. Schnitt von Abb. 83 bei gleicher Überhöhung) bereits deutlich steiler geneigt. Auch hier sind proterozoische, teilweise dislozierte Metasedimentite und Intrusiva flächenhaft gekappt. Die Streckhänge der Südseite sind stärker geneigt, als auf der Nordseite. Der Blutberg im Süden markiert mit 1823 m Höhe bereits das Khomas-Niveau. Südlich des Okahandja-Lineaments, entlang dessen Störungsbereich die Donkerhoek-Granite intrudiert sind, ist der Swakop mehrphasig eingeschnitten, hat jedoch nur schwer erkennbare Felsterrassen hinterlassen. Carbonaterrassen sind nur sehr reliktsch erhalten, unverfestigte Mittel- und Niederterrassen aus Pedo-Alluvionen dagegen häufig.

Die Muldenhänge sind auch hier als flächenhafte Streckhänge mit einem Gefälle von 1,0-1,5 % anzusprechen. Wie am oberen Swakop, ist auch am Mittellauf das Gefälle der südlichen Hänge stärker (Khomas-Seite), als dasjenige der nördlichen von der Rumpffläche der Khan-Wasserscheide. Auch



Dies ist als Indiz zu werten, daß die Streckhänge tatsächlich als auf ein neues Vorflutniveau eingestellte Rumpfflächen zu interpretieren sind, denn die Einschneidungstiefe hat mit westwärtigem Flußverlauf stärker zugenommen als das Gefälle der Rumpffläche im Kulminationsbereich, weil der Swakop flußabwärts immer mehr neue Hochlandszuflüsse aufnimmt.

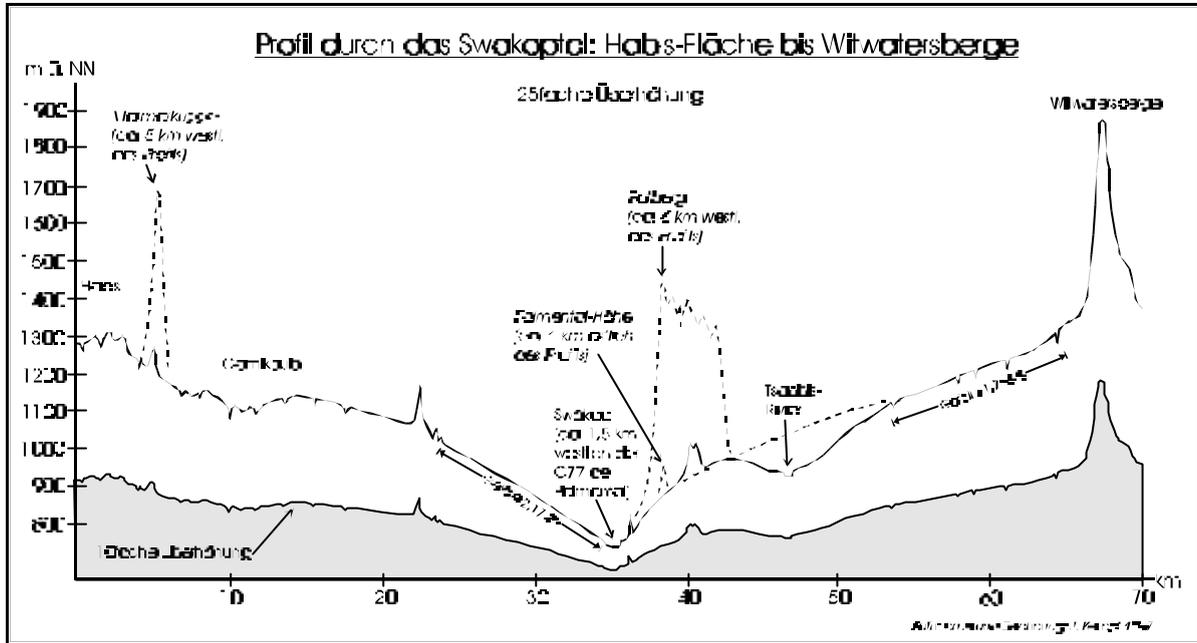


Abbildung 86: Profilschnitt durch das mittlere Swakoptal bei Palmental von der Habis-Fläche (südlich Karibib) bis zu den Witwatersbergen am Ansatz zur Namib-Fläche (Flächenpaß von Donkerhoek-Komuanab). Selbst der tiefe Einschnitt des Swakop in das Niveau der Haupttrumpffläche wurde durch die Streckhangbildung nahezu ausgeglichen.

Während die Rumpffläche an der nördlichen Wasserscheide des Swakop-Systems zwischen 17°15' E (Okakango, Höhe: 1530 m) und 15°50'E (Habis-Fläche, Höhe: 1280 m) nur um 250 m fällt ( $\cong$  0,17 %), beträgt das Gesamtgefälle im entsprechenden Talabschnitt 730 m ( $\cong$  0,46 %, Abb. 87).

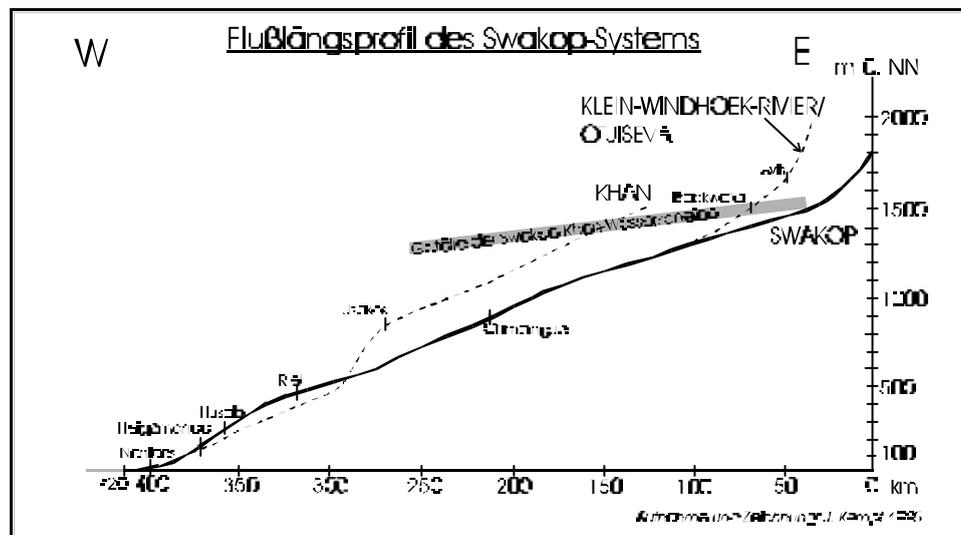
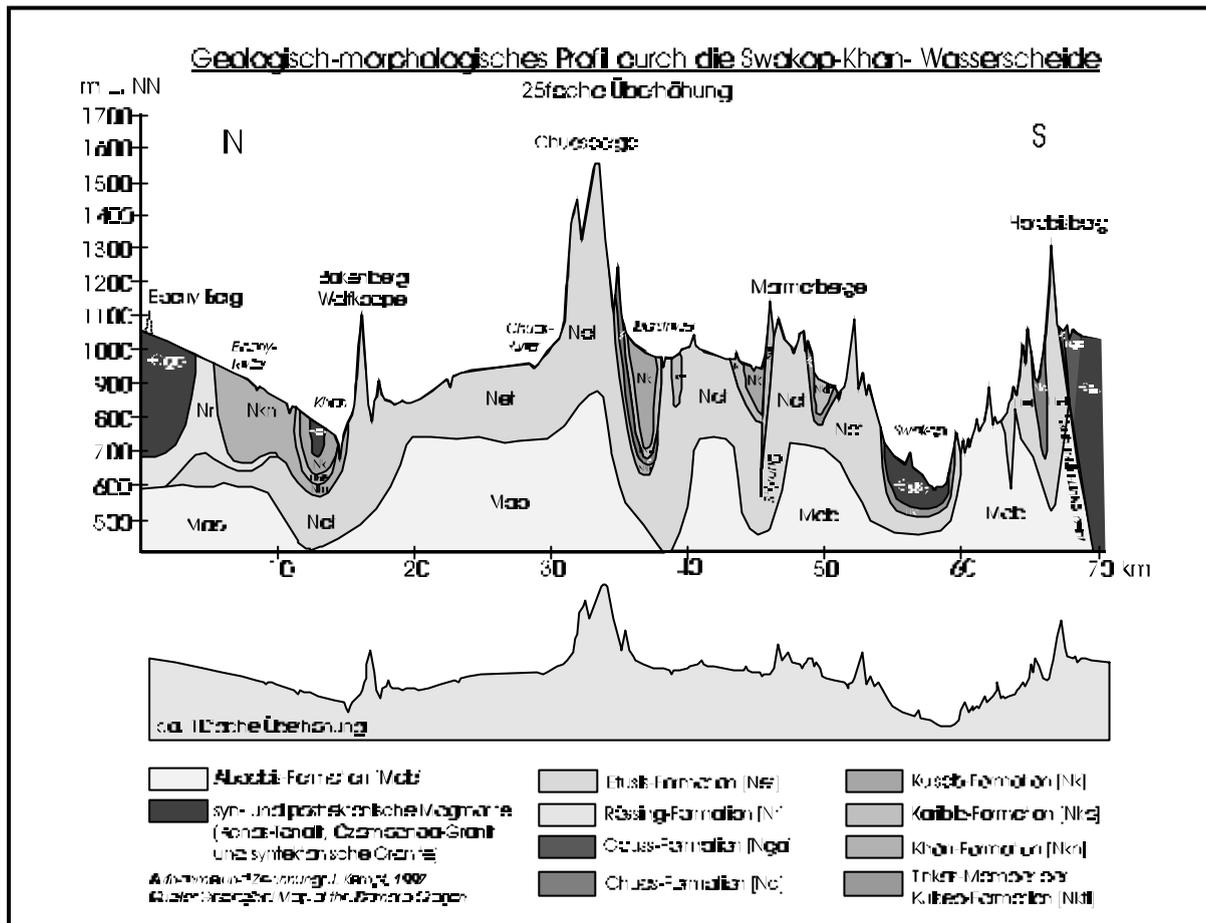


Abbildung 87: Längsprofil des Swakop und Khan mit dem Gefälle der Rumpffläche auf der gemeinsamen Wasserscheide (erweitert nach STENGEL 1964).



Dieses festgestellte Faktum hat Auswirkungen auf die tektogenetische Interpretation der Flächenelemente und Flußverläufe im Swakop-Einzugsgebiet. So erkennen SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 122) quer zur Achse der Randschwelle, parallel zur Khomas-Achse eine Einmuldung (Swakop-Mulde), also eine synklinale Verbiegung der Rumpfflächenstockwerke (Prä-HR-2, Prä-HR-1 und Haupttrumpffläche). Aus der Existenz dieser Muldenbildung werden weiträumige Schlüsse für die Randstufen- und Randstufenlückenentwicklung gezogen. Die eigenen Befunde schränken diese Interpretationsmöglichkeit ein, denn anhand der Abfolge von den Abbn. 82-86 ist eine Versteilung der Streckhänge nach Westen festgestellt worden. Bezogen auf die Muldenhypothese würde dies bedeuten, daß die Einmuldung der Haupttrumpffläche im Westen erheblich stärker und tiefer war, als am Hochlandsscheitel.

Dagegen spricht aber, daß sich die Khomas-Dachfläche (HR) an der südlichen Swakop-Wasserscheide (zum Kuiseb) mit quasi dem gleichen Gefälle nach Westen neigt, wie die Fläche auf der nördlichen Swakop-Wasserscheide. Zumindest der randstufenparallele Vektor der Aufwölbung des Hochlandsscheitels betraf also das gesamte untersuchte Areal. Daher wäre auch zu erwarten, daß eine evtl. Einmuldung sich auf die Gebiete am Hochlandsscheitel stärker gefällsversteilend ausgewirkt hätte, als im distalen Teil der Querwölbung, oder daß zumindest die Mulde das gleiche Gefälle aufweist, wie die Wasserscheiden. Beides ist, wie oben angeführt, nicht der Fall (Abb. 88). Ein weiteres Argument gegen die Existenz einer rein tektogenen Swakop-Mulde bieten die senkrecht ( $\pm$  N-S) verlaufenden Höhenrücken von Anawood, Hiradaub-Westphalenhof und Swakoppforte, die das Swakoptal queren und von einer hypothetischen Verbiegung offenbar nicht betroffen wurden. Sie sind stattdessen epigenetisch vom Swakop durchschnitten worden. Es ist also auch am Swakop, wie an Ugab und Omaruru, eine genetische Verbindung von Tal- und Streckhangbildung zu konstatieren. Westlich von Ukuib tritt der Swakop, gleichzeitig mit einem Laufknick nach Südwesten, in eine Engtalstrecke ein, deren Rahmenhöhen auf dem Niveau der Haupttrumpffläche liegen (Abb. 89, nächste Seite). Sie sind jedoch durch epigenetische, senkrecht auf den Swakop zulaufende Riviere (Tsaobis, Rooikuseb, Horebis-Rivier, Arisab, Onanis, Dorstrivier, Marmorrivier) steil zerschnitten und in eine Inselbergkette aufgelöst. Die Post-HR-1-Fläche, die weiter östlich häufig als Streckhang ausgebildet ist (s. o.), endet auf der talabgewandten Seite hinter der Inselbergkette. Lediglich zwischen den Kleinsiedlungen Salem/Riet und Nabas reicht von der Nordseite her der mit Kalkkrusten bedeckte Streckhang von der Fläche südlich der Chuos-Berge über Jakkalswater bis an den Swakop heran (Abb. 90, übernächste Seite). An der Südseite setzt dort direkt die Namib-Fläche an.



**Abbildung 89:** Geologisch-geomorphologisches Profil durch die Swakop-Khan-Wasserscheide bei den Chuosbergen. Der Khan zeigt an seiner Nordseite den typischen, mit über 3,5 % geneigten Streckhang. An der Südseite enden die Streckhänge hinter der Rahmenhöhe südlich des Zerschneidungsbereichs der Khan-Berge (hier: Bakenberg/Wolfkoppe). Die eigentliche Chuos-Fläche (Farm Namibplaas) wird durch das Chuos-Rivier nicht zum Khan, sondern südwestwärts über die Welwitschia-Fläche direkt zum Swakop drainiert. Auch hier haben die Streckhänge die eigentliche Rumpffläche angeschnitten und bilden daher ein jüngeres Flächenniveau. Südlich der Chuosberge ist die Dorstrivierfläche zum Swakop hin geneigt. Der westliche Teil dieser Fläche entwässert jedoch ebenfalls zur Welwitschia-Vlakte. Der Swakop selbst ist tief in ein ehemaliges Breittal eingeschnitten, auf das sich die Streckhänge eingestellt haben. Im Bereich der Tinkas-Vlakte südlich des Horebis-Berges (Rahmenhöhe) ist dieses Niveau noch gut erhalten. Eine Hebungsachse ist südlich des Profilausschnitts anzunehmen.

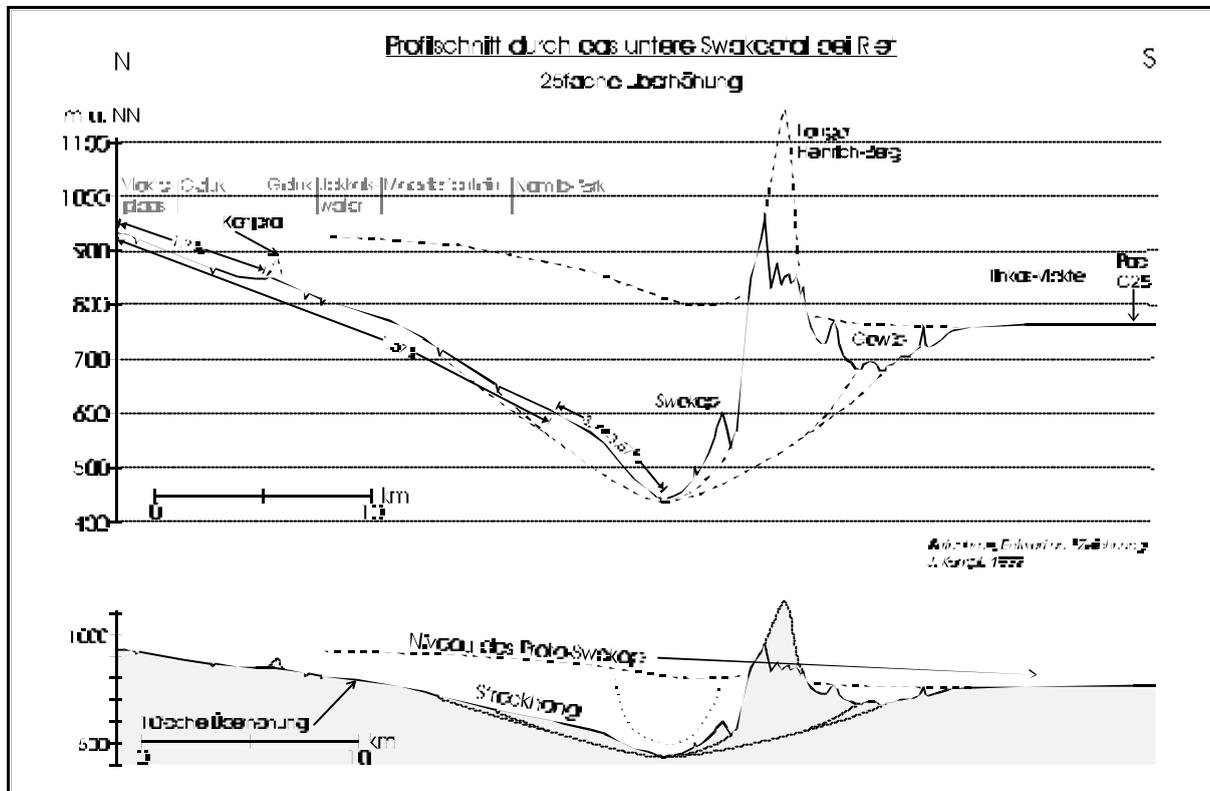
Westlich von Nabas tritt der Swakop bis ca. 20 km vor der Küste in eine Cañon-Strecke ein, die tief in die umgebende Namib-Fläche eingegliedert ist und deren kurze, steile Zuflüsse ein Wüstenschluchten-Relief ausgebildet haben<sup>2</sup>. Direkt westlich des Langen-Heinrich-Bergs in Abb. 90 liegt der Bereich, in dem zusätzlich zu den Ausführungen von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) eine weitere Flußumlenkung des Proto-Swakop von der Tumas-Fläche in das heutige Tal festgestellt wurde (S. 336). So floß das Gawib-Rivier von der Tinkas-Vlakte durch dem Flächenpaß zwischen Langer-Heinrich-Berg und Schieferbergen und als ehemaliger Nebenfluß des Proto-Tumas-Swakop zum heutigen Nordost des Tumas-Systems. Diese Hypothese wird durch die Verbreitung eines ehemaligen, postgenetisch verfüllten Fluvialreliefs auf der Namib-Fläche belegt (vgl. Abschnitt zum

2

Gramadulla-Relief der sog. „Moon Landscape“ (Mondlandschaft)

Tumas). Deshalb wurde in Abb. 90 die hypothetische Höhenlage des Proto-Tumas-Swakop eingezeichnet. Zwei Elemente sind als Verursacher der Umlenkung wahrscheinlich:

1. die küstensenkrechte spätkänozoische Hebung südlich des Swakop
2. der Umschwung zu Einschneidung förderndem Milieu während der Hebungsphase.



**Abbildung 90:** Profilschnitt durch das untere Swakop-Tal bei Riet. Nördlich des Riviers tritt der westlichste Streckhang des Swakop, äquivalent zu demjenigen am Khan (Abb. 89) auf. Von Süden her reicht die Namib-Rumpfläche (hier Tinkas-Vlakte) bis an die Rahmenhöhe (Langer-Heinrich-Berg) heran. Südlich des Langer-Heinrichs verläuft im Niveau der Fläche das Gawib-Rivier, das im Oberlauf in seine ehemalige Talfüllung eingeschnitten ist. Westlich des Langer-Heinrichs knickt es unter erheblicher Versteilung des Gefälles scharf nach Norden zum heutigen Swakop hin ab. Die ehemalige Talfüllung dagegen kann auf der Fläche westlich der Schieferberge nach SSW weiter verfolgt werden (vgl. auch CARLISLE 1978: 155, HARTLEB 1988, WILKINSON 1990: 13 und Karte 25).

So wurde der Tumas vom Swakop-Teil seines Einzugsgebiets abgeschnitten. Gleiches betraf den Proto-Tumas-Khan (westlich der Chuos-Berge) und den Proto-Tumas-Tsawichab (östlich der Chuos-Berge), die ebenfalls beide im Bereich des heutigen unteren Tumas in einen Proto-Tumas-Swakop mündeten. CARLISLE (1978) vermutet sogar, daß dieser Proto-Swakop zur Walvis-Bay hin entwässerte. Demnach ist der heutige, tief eingeschnittene Swakop mit seinen Wüstenschluchten jünger als die jüngste Proto-Tumas- (und Proto-Gawib-) Talfüllung (dazu: s. Abschnitt Tumas und Kap. 4.2.2.2).

An der südlichen Taloberkante im Bereich zwischen Langer-Heinrich-Berg und West-Goanikontes sind in über 200 m Höhe über dem heutigen Talboden verbreitet Relikte von carbonatisierten Hoch-

terrassen vorhanden, die ein entsprechendes Niveau des Proto-Swakop belegen. Ähnlich wie am Ugab ist in diesen Hochterrassen des unteren Swakop eine Füllung des ehemaligen Breittals zu sehen. Dabei unterlag wohl dieses Breittal bereits vor der Schüttung der ältesten Konglomerate einer mäßigen Einschneidung, denn sie überdecken an manchen Stellen bereits vorhandene kleinere Täler (vgl. auch GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN 1931 und GEVERS 1936: 77). Die scharfe und tiefe Zerschneidung innerhalb des Gramadulla-Reliefs hat diese Füllungen weitestgehend wieder ausgeräumt und das saprolitisch verwitterte Basement (hier: Damara-Gesteine, v. a. Khan- und Etusis-Quarzite, Schiefer, Marmor sowie archaische Abbabis-Gneise, durchzogen von Dolerit-Dykes) angeschnitten.

Über dem Saprolit sind 5-12 m mächtige, sehr stark carbonatisierte, harte, weiße Feinmaterialsedimente (Schluffe und Sande mit bis zu 1 m mächtigen sandigen Schichten, seltener Feldspat-Gruse) erhalten, in die häufig Schotterbänder mit gut gerundeten Klasten eingelagert sind (Calcrete I). Vereinzelt kommen zugerundete Grobblöcke mit bis zu 30 cm Durchmesser, seltener kantigere Kiese vor. Vertikale Carbonatstrukturen könnten als fossile Wurzelröhren gedeutet werden. Ansonsten wurden keine Hinweise auf pedogene Überformung des Sediments gefunden. Die enthaltenen Quarzklasten (Sande) erwecken bei mikroskopischer Betrachtung den Eindruck, als seien sie weit transportiert, so daß sich keine eindeutigen Indizien für starke Verwitterungsintensität ergeben. Größere Quarzitkomponenten zeigen allerdings bereits bei geringem Druck bröselige Zerfallserscheinungen, was auf einen Verlust an Bindemittel (vor der Mobilisierung) hindeuten könnte.

Im Zuge der (Wieder-) Einschneidung des Swakop wurde auch die randliche Kalkkrustenfazies zerschnitten. Stellenweise sind in Calcrete I Reste schmaler, einige Meter in die Terrasse eingetiefter Tälchen erhalten. Letztere wurden wiederum durch ein schotterreiches Alluvium mit tonig-schluffiger Matrix diskordant verfüllt (Calcrete II). Diese Füllung ist ebenfalls sehr hart carbonatverbacken, unterscheidet sich aber durch eine rötlich-bräunliche Farbe und ihre Struktur deutlich vom weißen Calcrete I. Calcrete II tritt in zwei Faziestypen auf:

1. einer fluvialen Fazies mit gut zugerundeten Schottern bis zur Blockgröße in einer feinen, kohärenten Matrix und häufigen *Load Cast Zones* (Druck- und Quetschstrukturen, Fließwülste)
2. einer kolluvialen Fazies aus tonig-schluffigem Latosol-Bodensediment mit wenigen kantengerundeten bis mäßig gerundeten Schottern.

Fazies 2 überdeckt neben Calcrete I auch die Füllungen der Fazies 1 und gleicht sehr stark den fossilen Bodensedimenten an den Omaruru-Streckhängen (Profil NA02 im Anhang; Tafel 9, Foto 6; vgl. S. 348). Die Fließwulst- und Quetschstrukturen lassen auf ein wassergesättigtes, schlammstrom-

artiges Milieu schließen und deuten aufgrund ihrer Morphoposition weit oberhalb eines bereits eingeschnittenen Paläo-Swakoptals auf autochthon feuchte Verhältnisse hin. Beide Faziestypen scheinen genetisch etwa gleich alt zu sein, da sie sich im Randbereich der Tälchen verzahnen (vgl. auch Tafel 10, Foto 3; Typlokalität NA06 bei Goanikontes: 22°41' 38"S, 14°50'01"E). Bei NA06 erfolgte auch eine teilweise diskordante Überdeckung der verfüllten Tälchen mit kolluvialen Sedimenten.

Die Kolluvien stammen sehr wahrscheinlich von den oberhalb gelegenen Randhöhen des Paläo-Swakoptals und der angrenzenden, schwach geneigten Namib-Fläche. Sie nehmen in ihrer Mächtigkeit zur Talmitte hin ab, sind aber aufgrund der Ausräumung an keiner Stelle mehr bis in den distalen Auslaufbereich zu verfolgen. Die bunten Schotter bestehen einerseits aus Kernsteinen der ehemaligen Verwitterungsbasis, andererseits aus kantengerundetem Hangmaterial. Der Hangknick des Breittals zur Fläche hin liegt bei NA06 noch ca. 15-25 m über der Hochterrasse. Anders als für Calcrete I, für das eine Herkunftsangabe auf Basis der Lithologie aller enthaltenen Klasten nicht gegeben werden kann, dürfte es sich bei den Faziestypen von Calcrete II mit hoher Wahrscheinlichkeit um parautochthones Material der näheren Umgebung handeln. Eine Steuerung der Schüttung aus dem weiteren Hinterland liegt nicht vor. Das Sediment wurde unter autochthon wesentlich feuchteren Milieubedingungen über die bereits existierende kalzifizierte und zerschnittene Hochterrasse von Calcrete I geschwemmt. Anschließend erfolgte die weitgehende Ausräumung der Terrassen und die tiefe Einschneidung des rezenten Swakoptals.

Im Tal selbst sind kaum Mittel- und Niederterrassen erhalten. Ähnlich dem Omaruru sind Anzeichen einer jungen Aufsedimentation des Talwegs erkennbar<sup>3</sup>. Vermutlich wurden nicht-carbonatische (unverbackene) Feinmaterialterrassen durch extreme Hochflutereignisse des Swakop im rezenten Milieu vollständig ausgeräumt, so daß sie besonders in den Engtalstrecken nicht mehr erhalten sind. Da solche katastrophalen Ereignisse typische Kennzeichen des in Kap. 3 charakterisierten rezenten Milieus sind, kommt den Niederterrassen allenfalls die Rolle einer temporären, nicht-klimazyklischen Akkumulation zu (z. B. als sog. *slack water deposits*). Ein Beispiel mögen die bei SEYDEL (1951) geschilderten Landschaftsveränderungen als Folgen der außergewöhnlichen Abkommen von 1923/24, 1933/34 und 1941/42 genannt sein, die das vorher dort weit verbreitete Schemmland am mittleren Swakop fast vollständig zerstört haben sollen<sup>4</sup>. Lediglich höher gelegene Felsterrassen sind

---

<sup>3</sup> Es ist wahrscheinlich, daß zahlreiche Dammbauten aus historischer Zeit in den oberen Einzugsgebieten und an den Nebenrivieren die durchschnittliche Intensität des Abkommens verringern und so zur Aufsedimentation beitragen.

<sup>4</sup> Nach SEYDEL (1951: 24) waren zu Anfang des 20. Jahrhunderts am Swakop jeweils an den Gleithängen durchgängig feinmaterialreiche Niederterrassen vorhanden (1,50 bis 2,00 m über dem Flußbett), von denen bis

vereinzelt erhalten, an denen Treibsel der Hochflutereignisse abgesetzt wurden - so bei Horebis, Diepdal (s. KEMPF 1993II, unpubl.: Foto 57, KEMPF 1994: 158) oder zwischen Heigamchab und Goanikontes (SEYDEL 1951: 23). Zwischen Dorstrivier/Horebis und Diepdal liegen auf den Felsterrassen ca. 15 m über dem Rivierbett Reste von Schotterkonglomeraten mit Klasten aus sehr stark verwittertem Granit (besonders markant am Farmhaus Horebis-Nord und im Bereich eines Swakop-Altarms 800 m nordwestlich davon). Noch darüber liegt Treibsel (Baumstämme mit Durchmesser von über 80 cm) von der Flut 1933/34. Eine eigene 1934er-Terrasse kann jedoch nicht ausgegliedert werden. Vereinzelte Terrassenniveaus im Tal, die vermutlich starkem Abtrag unterlagen, lassen sich daher kaum morphogenetisch auswerten.

Unterhalb des Austritts aus der Cañon-Strecke bei Birkenfels/Richthofen treten bis in Küstennähe Kalkschotterterrassen auf, die in den Schwemmfächerbereich von Swakopmund münden. Sie liegen bis 12 m über dem rezenten Flußbett und werden teilweise vom Rivier unterschritten. RUST & WIENEKE (1976) haben die Terrassen des unteren Swakop *en detail* aufgenommen und mit Meeresspiegelständen korreliert (Kap. 4.1). Hinsichtlich der Flußhistorie ist dabei von Bedeutung, daß kleine Seitentälchen des unteren Swakop (etwa unterhalb der Bahnbrücke bei Km 5) auf die Terrassendachfläche 8-10 m über dem rezenten Bett eingestellt sind. Demnach kam es zumindest seit der durch den Swakop initiierten Zerschneidung der Terrassen nicht mehr zu nennenswerter autochthoner Einschneidung (auch nicht in evtl. Regressionsphasen). Dadurch enden diese, in den Granit eingetieften, kurzen Fließrinnen heute als Hängetälchen.

Da die entsprechenden Swakop-Terrassen anscheinend im Niveau der 6-12-m-Strandterrasse auslaufen (nach RUST & WIENEKE 1976: „Post-17-m-Terrasse“), muß angenommen werden, daß die letzte autochthone Einschneidungsphase nicht jünger sein kann, als die Zeit der Walvis-Transgressionen. Möglicherweise fällt sie aber auch in die Endphase der Post-Vineta-Regression. Dies bestätigen die Erkenntnisse zu den Namib-Rivieren und den Endpfannen (Kap. 4.2.1.8, S. 309), wonach ältere Meeresterrassen noch durch die Pfannenzuläufe zerschnitten wurden, die Walvis-Terrasse jedoch nicht mehr. RUST & WIENEKE (1976: 43) vermuten ein Alter über 26.000 BP<sup>5</sup>. Ab der Schüttung dieser Swakop-Terrassen liegen ausschließlich Hinweise auf vom Hinterland gesteuertes Abflußverhalten vor. Darüber hinaus muß festgestellt werden, daß mit den Hängetälchen ein klarer Beleg vorliegt, wonach es noch unmittelbar vor dem Aufbau der Terrassenkörper zu

---

<sup>5</sup> 1943 über 50 % vollständig ausgeräumt wurden. Diese Terrassen wurden als fruchtbares Gartenland sowie als (im Gegensatz zum sandigen Rivierbett) leicht befahrbare Verkehrswege genutzt.

regelmäßigem autochthonem Abfluß gekommen sein muß, also auch küstennah Hinweise für (einen?) spätpleistozäne Milieuwechsel vorliegen.

Wird das hier entwickelte Denkmodell als Test für eventuelle ältere Regressions-Transgressionswechsel angewandt, so müßten Indizien für solche Hängetälchen auch flußaufwärts feststellbar sein und auf Terrassenniveaus auslaufen, welche höhere Meeresspiegelstände repräsentieren – vorausgesetzt, die Wechsel sind nicht älter als die Cañonbildung selbst. Tatsächlich münden zwischen der Swakop-Furt (östlich der o. g. Bahnbrücke) und den Nonidas-Birkenfels-Kleinsiedlungen noch mehrere Namib-Riviere hängetälchenartig auf höheren Niveau über dem rezenten Rivier. Sie haben dabei den Rand des ehemaligen Breittals zerschnitten. Jedoch konnten keine entsprechenden Terrassenablagerungen aufgefunden werden. Hinweise bieten heute lediglich noch die markanten Gefällsveränderungen im Längsprofil solcher Täler vor der Einmündung in den jüngeren Taleinschnitt. Entgegen der Meinung von SPREITZER (1966a) geschah nach RUST & WIENEKE (1976: 58) die Haupteinschneidung des Swakop zur Zeit der Transgression zum Meereshochstand der Phase „e“ („2-m-Hochstand“; interstadialer Walvis-Hochstand). Dabei wurde der existierende Mündungstrichter, der in Luftbildern noch gut zu erkennen ist, zu einem Kastental umgeformt. Erst durch diese Kastentalbildung erfolgte der Anschnitt des präkambrischen Basements. Vorher wurden lediglich die Deckschichten wieder ausgeräumt.

Verglichen mit den o. g. Aufnahmen am unteren Omaruru zeigt sich ein Unterschied in der Interpretation, denn dort erfolgte eine Einschneidung ins Basement erheblich früher. Nach LÜCK (1996, 1997a) sind am Omaruru die Paläo-Drainagelinien ja durch mindestens 2, möglicherweise 3 Generationen von kalzifizierten Schwemmfächern verfüllt. Es wäre zu erwarten, daß auch am Swakop ein älterer Einschnitt durch mehrere junge Schwemmfächer verschüttet und phasenhaft wieder freigelegt wurde. Allerdings ist am Omaruru das Litoral auf wenige hundert Meter zusammengedrängt - selbst das 17-m-Niveau streicht direkt an der Küste aus. Am Swakop liegt die entsprechende Terrassenstufe 3-5 km im Inland, so daß sich andere Sedimentationsräume ergeben. Denkbar ist auch eine mehrmalige Ausräumung und Wiederverfüllung der gleichen Abflußlinie, wobei erst die letzte ein Kastental geschaffen hat. Des weiteren kann auch ein besonders niedriger Post-Walvis- oder Post-Vineta-Tiefstand als mechanische Ursache für die tiefere Einschneidung in der jeweils nachfolgenden Transgressionsphase gesehen werden.

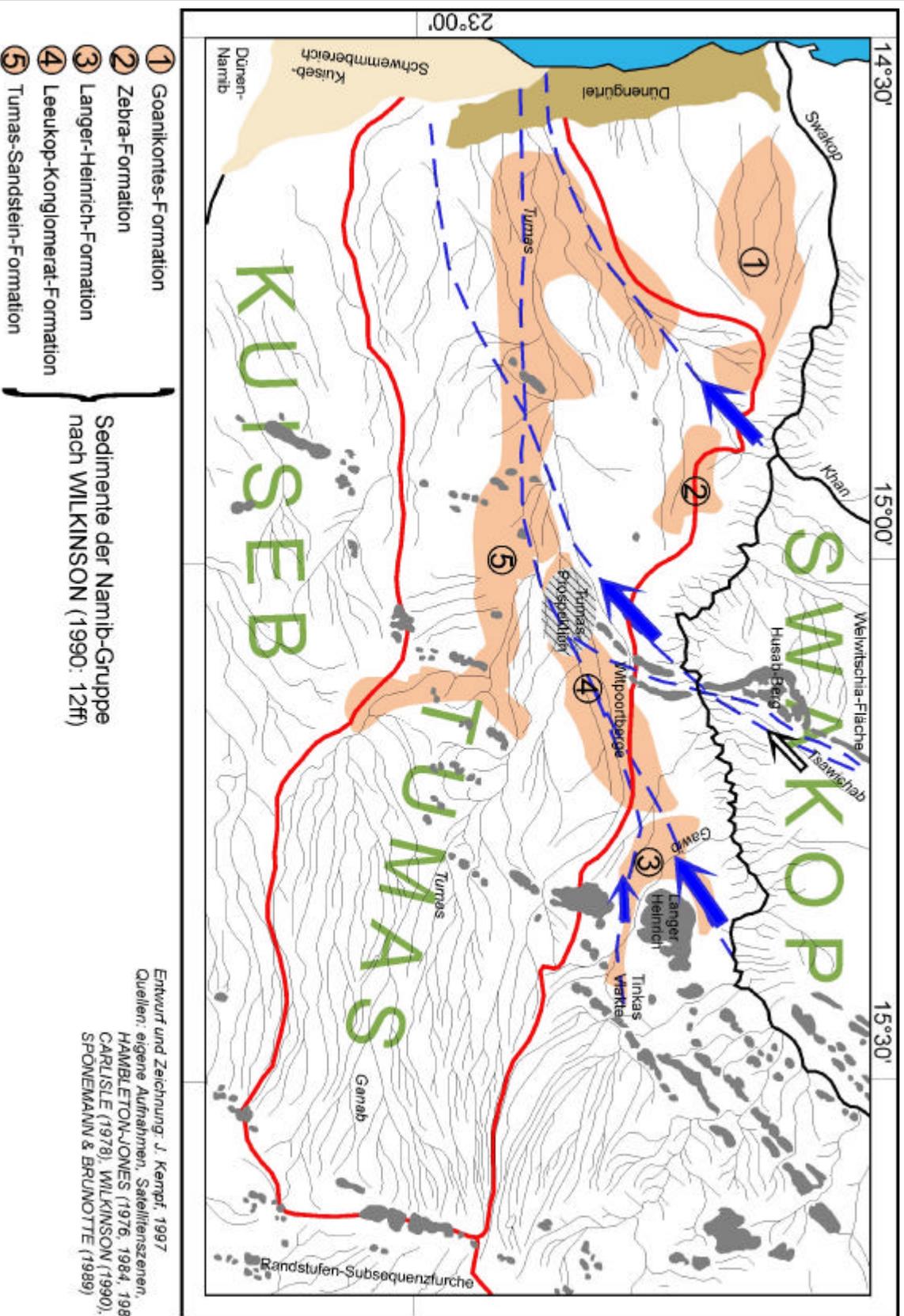
---

<sup>5</sup> für die entsprechenden <sup>14</sup>C-Datierungen bei RUST & WIENEKE (1976) gelten die Einschränkungen von GEYH (1995), wonach sie nicht als gesicherte Daten angesehen werden können. Aufgrund der Morphoposition der entsprechenden Terrasse, dürfte die endpleistozäne Einstufung jedoch realistisch sein.

Zusammenfassend ergibt sich unter Berücksichtigung der speziellen tektonischen Situation eine sehr ähnliche Milieusukzession, wie sie bereits an den anderen Rivieren festgestellt wurde:

1. Hebungsimpuls mit  $\pm$  küstenparalleler Streichrichtung am Hochlandsscheitel; senkrecht dazu ein weit gespannter Hebungsimpuls südlich des Swakop (zwischen Swakop- und Kuiseb-Catchments: Khomas-Impuls)
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung, einsetzend während der Hebung
3. Im gleichen Zeitraum Flußumlenkung des Proto-Tumas-Swakop, des Proto-Tumas-Khan und des Proto-Tumas-Tsawichab ins heutige Swakop-Bett
4. Schüttung der Hochterrassenkörper und Carbonatisierung (Calcrete I)
5. Milieuwechsel von Einschneidung zu (restriktiver?) Flächenweiterbildung mit Tiefenverwitterung und Streckhangbildung oberhalb des Kulminationsbereichs, Kappung von Calcrete I unterhalb des Kulminationsbereichs
6. Milieuwechsel von (restriktiver?) Tiefenverwitterung zu Einschneidung; Einschneidung in Calcrete I und Verfüllung der Tälchen mit Latosol-Kolluvium (Lêwater-Typ); anschließend Carbonatisierung von Calcrete II; möglicherweise beginnende Gramadullabildung
7. Schwache Einschneidung oberhalb, starke Einschneidung unterhalb des Kulminationsbereichs; Ausräumung der Hochterrassen zwischen Langem Heinrich und Goanikontes-Birkenfels; Gramadullisierung
8. Mehrere Milieuwechsel mit Schwemmfächerschüttungen im küstennahen Unterlauf und deren Carbonatisierung; zunehmende Hochlandsteuerung des fluvialen Reliefs in Küstennähe.

Punkt 1 (Aufwölbung) lief mindestens bis zum Eintreten von Punkt 7 gleichzeitig mit den exogenen Determinanten der Reliefbildung (Milieuänderungen) ab. Intensitätsschwankungen sind möglich, konnten aber nicht nachgewiesen werden. Alle Punkte, insbesondere Nr. 4-8, lassen sich unter Berücksichtigung der Parallelitäten zu den anderen Flußhistorien in diskrete Reliefgenerationen untergliedern. Die Entstehung der älteren Kalkterrasse (Calcrete I) muß mit großer Sicherheit nach der Flußumlenkung stattgefunden haben, da sie auch unterhalb der Khanmündung (als am weitesten im Westen gelegener möglicher Anzapfungspunkt), also westlich der von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 120) beschriebenen Eindellung in der Swakop-Tumas-Wasserscheide vorkommen (bis westlich von Goanikontes; NA06 bei Goanikontes). Die Entwicklung des unteren Swakop kann daher nur in Zusammenhang mit den Verhältnissen im (unteren und mittleren) Tumas-System schlüssig betrachtet werden (vgl. Karte 25).



Karte 25: Känozoische Sedimente und vermutete Paläo-Drainagelinien im unteren Tumas-Einzugsgebiet (erweiterter Ausschnitt aus Karte 24, S. 335). Erkennbar sind drei Stellen, an denen das Swakop-System ehemals weiter nach Süden in die Fläche der zentralen Namib reichte. Die gerissenen Linien zeigen mögliche Entwässerungsrichtungen an. Der genaue Verlauf ist noch unklar und kann nur durch seismische Untersuchungen des Paläoreliefs bestimmt werden.