

4.2.2.3 Revision der Reliefgenerationen am mittleren Kuiseb

In Kap. 4.2.2.2 wurde das sog. LM-C-Modell zur känozoischen Reliefentwicklung (Abb. 70) von WARD (1987) und WARD & CORBETT (1990) auf Basis der eigenen Begehungen kritisch diskutiert und im Grundsatz abgelehnt, obwohl das Modell die Abfolge der lithostratigraphischen Einheiten, auf denen es aufgebaut ist, richtig wiedergibt. Daher ist eine alternative Version der känozoischen Reliefgeschichte zu erarbeiten. Im Vordergrund soll hierbei die Untersuchung der Frage stehen, ob die vorgefundenen Formen die objektive „Elastizität“ aufweisen, sie als zyklisch entstandene Formen zu interpretieren. Die Argumentation vom Kap. 4.2.2.1 und Kap. 4.2.2.2 kann dazu unterstützend verwendet werden. Folgende Punkte wurden bereits erarbeitet:

1. Die Reliefbasis wird von einem breiten, ca. 50-80 m tiefen Proto-Kuiseb-Tal gebildet, das in die Randstufen-Subsequenzfurche der Ost-Namib und Prä-Namib eingetieft ist. Nördlich des Goagos-Knicks münden die ebenfalls in dieser Furche subsequent vor der Randstufe oder ihren Auslieger-Inselbergen verlaufenden Flußsysteme von Nausgomab und Kraaiport-Rivier.
2. Nach Westen geht die Subsequenzfurche mit einer niedrigen Stufe über in die fast horizontale, nur noch sehr schwach nach Osten geneigte Dachfläche der zweigliedrigen, nach Westen exponierten Kriess-Stufe.
3. Nach Osten erfolgt ein Übergang von der Subsequenzfurche zu einem weit gespannten Lateralpediment der Randstufe (Abb. 99), der sog. Berghof-Fläche. Das entsprechende Niveau ist, angelehnt an das Vorkommen stark zerrütteter Gesteine, in zwei großen Dreiecksbuchten (Uschaibis und Mount Barry, s. Karte 27) gegen die Stufe vorgegangen.
4. Sowohl die Flächenstockwerke, als auch der (stark zerschnittene) Boden des Breittals sind tief saprolitisch verwittert, die steil einfallenden Khomas-Schiefer flächenhaft gekappt.
5. In das Breittal sind jüngere Talformen eingetieft.
6. Eine Serie von Vorlandsedimenten hat in Form von Schwemmfächern von der Randstufe her sowohl deren Lateralpedimente, wie auch die Täler der Subsequenzfurche großräumig verschüttet.
7. Die Vorlandsedimente wurden zu über 80 % von autochthonen Rivieren (die nicht über den Randstufentrauf hinaus ins Hinterland greifen) und allochthonen Rivieren (Kuiseb und Gaub) wieder ausgeräumt.
8. Im Zuge der Ausräumung hat sich der Kuiseb in einen tiefen Cañon eingeschnitten und dort einen Teil des Ausraums (wahrscheinlich zusammen mit Material vom Hochland) wieder als Tiefterrassen (Oswater-Konglomerat) abgelagert.

Foto 4: Blick von einer Calcrete-Mesa auf die Berghof-Rampffläche nach Osten. Im Hintergrund stößt die Fläche an die Randstufen-Zerschneidungszone von Picadilly, die dem Steilanstieg zur Gamsberg-Stufe vorgelagert ist. Die Berghof-Fläche selbst wird nicht nach Westen zum Kuiseb drainiert, sondern nach Norden durch epigenetische Täler, die einige Randstufen-Auslieger queren. Die Calcrete-Plateauflächen setzen sich dagegen nach Westen fort und belegen eine ehemals westwärts gerichtete Entwässerung.

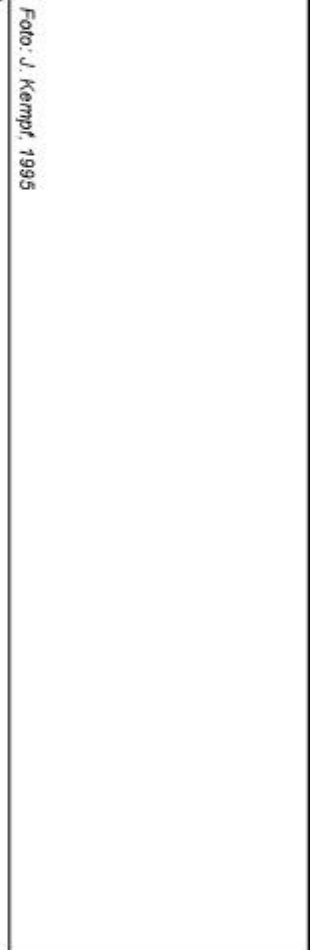
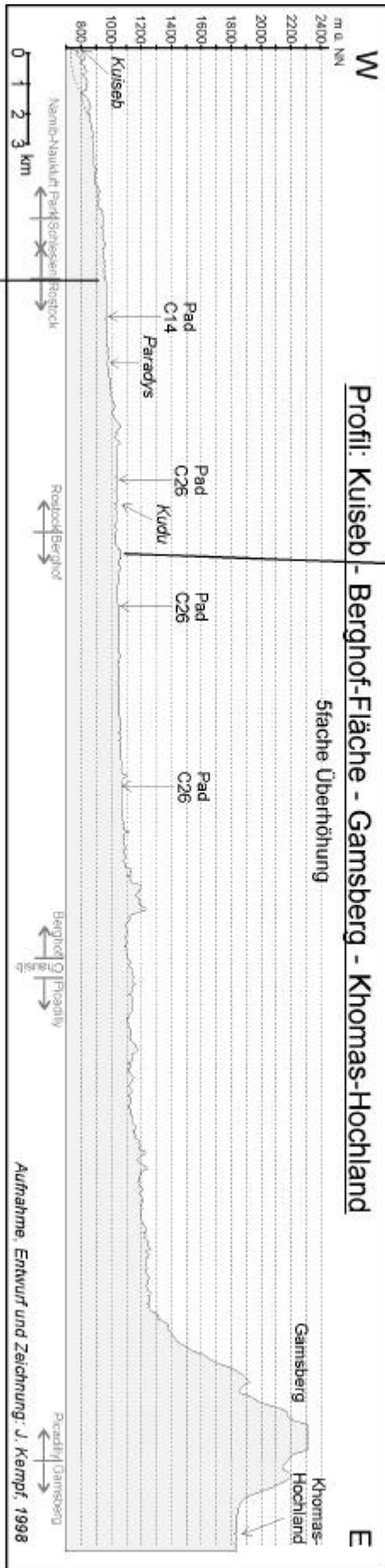


Foto: J. Kempf, 1995

Profil: Kuiseb - Berghof-Fläche - Gamsberg - Khomas-Hochland



Aufnahme, Entwurf und Zeichnung: J. Kempf, 1998

Abbildung 99: Profil vom Kuiseb zum Gamsberg

Foto: J. Kempf, 1995

Foto 5: Fortsetzung der Calcrete-Plateaus als Hochterrassen im breiten Proto-Kuiseb-Tal. Der gleichartige Aufbau und die sehr ähnliche Schwemmsedimentstruktur mit Material aus Gamsberg-Silcrete, Chuos- und Hakos-Quarziten sowie Khomas-Schiefem belegen eine aus Westen geschützte Sedimentserie. Demnach hat zur Zeit der Schüttung die lokale Berghof-Wasserscheide zwischen den Kuduf- und Parady's-Rivieren nicht bestanden, denn die Schüttung erfolgte über diese Wasserscheide hinweg.

9. Die Seitenrivière sind gestuft und zeigen daher, daß ihre Einschneidung nicht zu allen Zeiten mit der Einschneidung des Haupttals schrittgehalten hat, daß es aber autochthone Feuchtphasen mit Talbildung gegeben hat. Sie dokumentieren damit vor allem eine Serie von Wechseln zwischen primär allochthon bestimmter Fluvialformung und Phasen mit zusätzlicher autochthoner Formung.
10. Die Möglichkeit tektonischer Einflüsse ist zu berücksichtigen.

Das Profil vom Kuiseb über die Berghof-Fläche und die Randstufen-Zerschneidungszone zum Khomas-Hochland in Abb. 99 zeigt, daß die Überdeckung des Vorlandes mit dem Proto-Kuiseb-Breit-tal möglicherweise über 150 m mächtig war. Die Deckelkalkkruste der erhaltenen Mesas auf der Berghof-Fläche liegt bei über 1050 m ü. NN. Sie reicht damit nach Westen noch über die rezente Wasserscheide, die etwa in 1020 m Höhe von Nord nach Süd über die Fläche zieht, hinweg und zeigt an, daß die Schüttungsrichtung der Sedimente ehemals nach Westen zielte. Da die Fläche heute von Rivieren entwässert wird (Sphinx-, Kudu- und Chausib-Rivier), welche nach Nordwesten hin die in Inselberge und Flächenpässe aufgelöste südliche Rahmenhöhe der Us-Chaibis-Dreiecksbucht queren, ist anzunehmen, daß die entsprechende Wasserscheide jünger ist, als die Schwemmsedimente. Gleichzeitig kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Entwässerung in gleicher Weise bereits vor der letzten (restriktiven) Flächentieferlegungsphase angelegt war, da sie epigenetischen Tälern folgt.

Das interfluviale Relief der Berghof-Fläche bietet hier nur wenige Informationen, da das Anstehende Gestein von pedogenen Kalkkrusten versiegelt ist. Über diesem Calcrete liegen fast ausschließlich rohe Regosole ohne ausgeprägten Ah-Horizont (gemessenes org. Mat. im Profil NA12, Farm Rostock: 0,21 %). Trotzdem wirken die Sande altverwittert, zeigen Reste von Fe-Cutanen und Ätzdellen. Sehr wahrscheinlich stammen sie aus dem Calcrete, das eine fossile intensive Bodenbildung nachträglich carbonatisiert hat (Regolith-Calcrete). Die Berghof-Mesas sind ebenfalls zu einem Teil aus roten, stark verwitterten Sanden aufgebaut. Sie zeigen große Mengen an dichtem, verkalktem Wurzelröhrengeflecht, so daß die ursprünglichen fluvialen Straten nicht immer zu erkennen sind. An keiner Stelle konnten hier weitere Sedimentserien im Liegenden zu den Fluvialsanden festgestellt werden.

Nahe an der Wasserscheide im Bereich der Farmgrenze Berghof-Rostock scheint der Arenit noch auf die Fläche auszustreichen. Im Hangenden finden sich als Dachfläche der Mesas bis zu 4 m mächtige, sehr hart kalkverbackene, grobklastische Schotterkonglomerate. Sie zeigen rezent nagelfluh-artige Absonderungserscheinungen und enthalten Lösungskavernen, die im Anschnitt zu Abri-Formen

führen. Bedeckt sind sie von Lamellencalcrete, das auf eine tonige Depositionskruste schließen läßt. Sie konserviert Trockenriß-Polygone. Diese Kruste ist wiederum bedeckt von weniger stark verwitterten, gut zugerundeten, gelblich-weißen und sehr stark verwitterten dunkelrot-violetten Quarzkieseln. Sie bilden eine stellenweise dichte Streu, in der vereinzelt auch Artefakte aus Milchquarz vorkommen (vermutlich jüngeres MSA). Es wurden hier jedoch keine Artefakte gefunden, die eindeutig aus der Deckelkalkkruste auswittern.

Die Befunde legen die Vermutung nahe, daß das bis 50 m mächtige Material der Berghof-Mesas in der Zeit zwischen Fossilierung der Haupttrumpffläche und Wiederaufnahme der Flächenbildung unter veränderten Vorflutverhältnissen geschüttet wurde. Aufgrund der topographischen Position kommen weder Kuiseb, noch Gaub für den Sedimenttransport in Betracht. Vielmehr ist anzunehmen, daß das heutige Paradys-Rivier ehemals bis an die Randstufenzerschneidungszone angeschlossen war und über Chausib bis in die heute nicht mehr konsequent durchflossene Djab-Bucht reichte. Morphologisch befinden sich die Mesas rezent in Hochlage auf der Wasserscheide zwischen Kuiseb und Gaub. Es liegt deshalb nahe, hier den Kulminationsbereich der küstenparallelen Querwölbung zu sehen, da heute offensichtlich alle Riviere der Berghof-Fläche nicht mehr direkt nach Westen in die Subsequenzfurche drainieren, sondern nach Nordwesten zum Kuiseb oder nach Südwesten zum Gaub. Dabei queren sie, wie oben angeführt, die Rahmenhöhen der Dreiecksbuchten epigenetisch. Projiziert man die angenommene Querwölbung axial nach Westen, so kommt man in Streichrichtung der Berghof-Fläche zu weiteren morphologischen Hochpunkten, nämlich zu dem weit nach Westen ausstreichenden Südost-Plateau (an der Nordwestecke von Farm Greylingshof), zum als große Mesa erhaltenen Süd-Plateau (bei 23°23'S, 15°43'E) und zum Bereich mit den höchsten Sprunghöhen der Kriess-Stufe mit einigen hohen Aufsitzer-Inselbergen (s. S. 377). Alle diese Hochgebiete liegen in einer Linie und bilden lokal bedeutsame Wasserscheiden. Im Bereich dieser Wasserscheiden sind die größten Reste der ehemaligen Talfüllungen erhalten.

Die Talfüllungen selbst waren vor ihrer weitgehenden Ausräumung dreigliedrig aufgebaut:

1. Hauptschotterstufe (bei WARD 1987: „Karpfenkliff-Konglomerat“) mit dem abschließenden Lamellencalcrete
2. Sandstufe (bei WARD 1987: „Tsondab-Sandstein, Fazies E“)
3. Graukalkstufe (bei WARD 1987 vermutlich eine Version des Basal-Konglomerats).

Die drei Stufen sind durch Diskordanzen voneinander getrennt, bildeten also über einen gewissen Zeitraum hinweg mehr oder weniger stabile Oberflächen. Alle drei Einheiten sind in ihrer Erhaltung unterschiedlich weit verbreitet. V. a. die Graukalkstufe kommt anscheinend lückenhaft vor. Flußabwärts von Gomkaeb wurde sie nirgendwo gefunden, könnte aber mit WARDs (1987) Fazies B

des „Tsondab-Sandsteins“, dem nur bei Gomkaeb-Harubes vor-kommenden *Quarz Breccia Conglomerate*, identisch sein (s. S. 408). Die mächtige Sandstufe ist vor allem innerhalb der Subsequenzfurche verbreitet und dünnt nach Südwesten hin aus. Am weitesten nach Westen streicht offenbar die Hauptschotterstufe aus (Karte 28). Sie reicht selbst außerhalb der Subsequenzfurche unter den Namib-Dünen hindurch bis weit nach Westen. Die Profilskizze in Abb. 100 verdeutlicht die Morphoposition und die Genese der älteren Talfüllungen, deren Status WARDs (1987) *pre-incision deposits* entspricht.

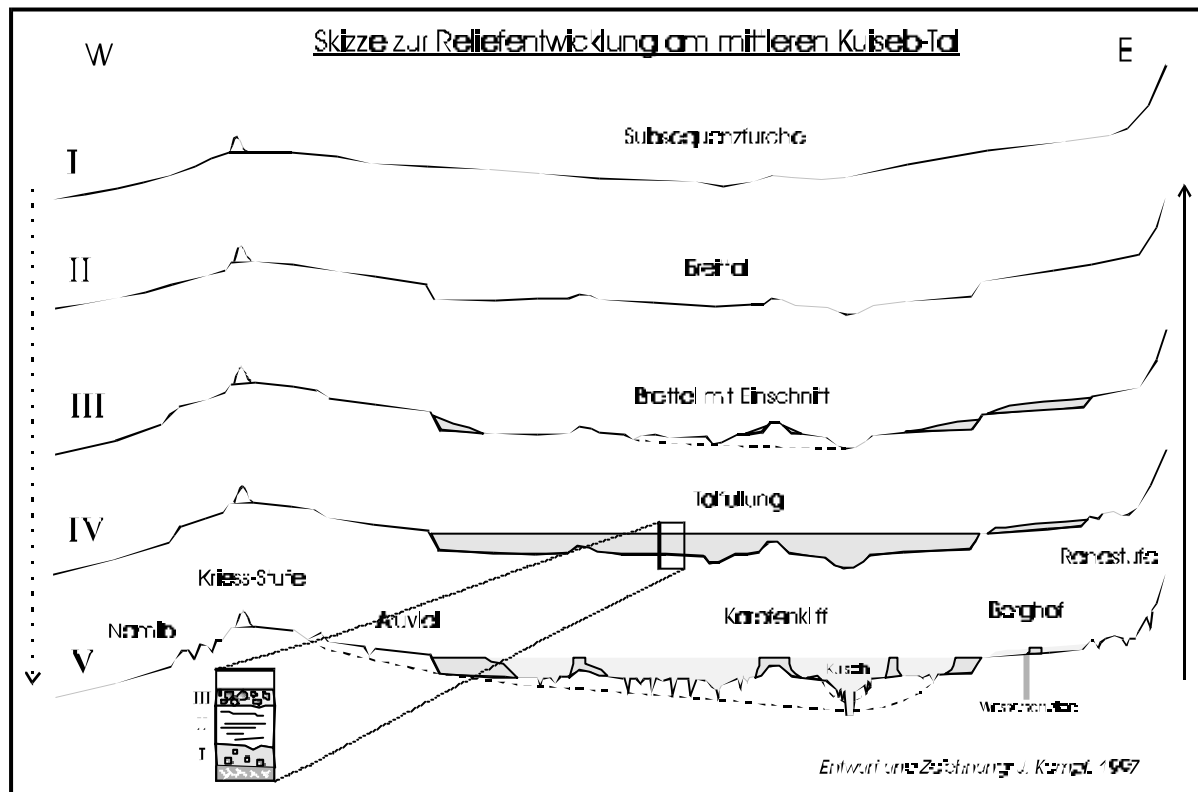


Abbildung 100: Fünfgliedrige Skizze zur Reliefentwicklung im mittleren Kuiseb-Tal und zur Morphoposition der Proto-Kuiseb-Talfüllungen innerhalb der Randstufen-Subsequenzfurche zwischen Kriess-Stufe und Escarpment.

Phase I: Hypothetische Rohform der Subsequenzfurche als Abschnitt der Hauptrumpffläche

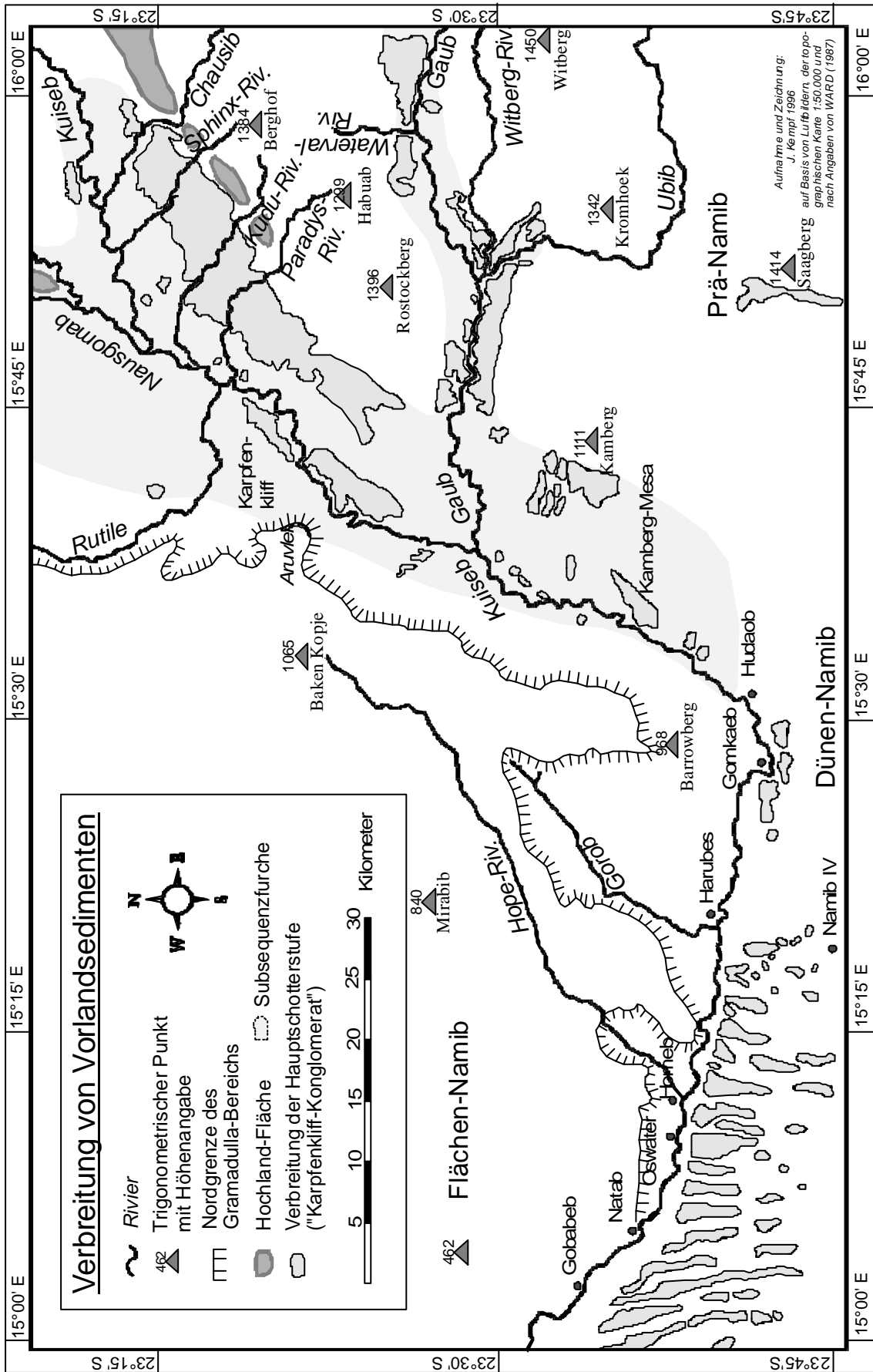
Phase II: Breite Talform innerhalb der Subsequenzfurche mit mehreren sanft eingetieften Fließlinien, wie sie für das mittlere Miozän angenommen wird; Andeutung der oberen Kriess-Stufe, Hangversteilung am Escarpmentfuß

Phase III: Muldenförmige Eintiefung der Hauptfließlinien und daraus folgende Abflußkanalisierung im Endmiozän/Frühpliozän; Denudation der Verwitterungsdecken, Herauspräparierung von Schildinselbergen; anschließend Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung im Pliozän, schwache Streckhangbildung auf die Hauptfließlinien hin sowie Ausbildung der unteren Kriess-Stufe und Pedimentierung am Randstufenfuß, möglicherweise bereits Wiederausräumung von vorher auf die Berghof-Fläche geschütteten Schwemmfächern; danach, oder innerhalb dieser Phase Abschotterung der Inselberge und des Escarpments im letzten Drittel des Pliozäns oder dem beginnenden Altpleistozän.

Phase IV: Weiträumige Schüttung mehrerer Verfüllungsserien von der Randstufe und den Ausliegern her; Denudation des Regoliths an der unteren Kriess-Stufe und auf der Berghof-Fläche im Endpliozän und/oder dem Alt- bis Mittelpleistozän.

Phase V: Ausräumung der Talfüllungen und Zerschneidung bis weit in das Basement; Zerschneidung der Kriess-Stufen und der Randstufen-Pedimente ab dem mittleren Pleistozän.

Während des gesamten, hier geschilderten Ablaufs hat sich das Profil im Osten leicht angehoben und wurde dabei relativ gekippt. Senkrecht zu dem Profil streicht eine Querwölbung entlang des Profils.



Karte 28: Verbreitung von Vorlandsedimenten am mittleren Kuisseb. Hell schattiert ist die Randstufen-Subsequenzfurche. Die Verbreitung der Hauptstufen-Konglomerate reicht südlich des Kuisseb bis in die küstennahe Dünen-Namib. Westlich von Hudaob sind sie nur in Zwischendünenbereichen aufgeschossen.

Aufbau der Vorlandsedimente und zyklische Deutung

Der Aufbau von korrelierten Schwemmfächern ergibt ein Spiegelbild der paläoklimatischen Verhältnisse und eventueller Veränderungen dieser Verhältnisse. Deshalb soll hier die Stratigraphie der Sedimentkörper im reliefgenetischen Zusammenhang besonders betrachtet werden. Exemplarisch werden hier die mächtigen Vorlandsedimente des Kuiseb-Gaub-Systems als Korrelat der plio-pleistozänen Klima- und Reliefentwicklung des Khomas-Hochlands in ihren Bezügen zur Haupttrumpffläche des Vorlands dargestellt. Die eigenen Beobachtungen wurden hierzu unterstützt durch die in Kap. 4.2.2.1 (S. 391f) genannten Aufzeichnungen von KORN & MARTIN (1939, unpubl.) und KORN (1942 unpubl., 1943 unpubl.)¹.

Ein im folgenden vorgestelltes, nur wenig idealisiertes Profil gibt die von KORN (1942 unpubl., 1943 unpubl.) im Untersuchungsgebiet festgestellten maximalen Mächtigkeiten der einzelnen Schichten wieder. Als Referenzlokazität mag das in früheren Arbeiten (s. Kap. 4.2.2.1) mehrfach erwähnte, leicht zugängliche, „Karpfenkliff“² bei 23°20'S und 15°45'E gelten (vgl. MARKER 1983, WARD

¹ Bereits in Fußnote 1 auf S. 392 wurde angedeutet, daß es sich bei den Aufzeichnungen KORNs um eine Primärquelle handelt, die dem Forschungsstand ihrer Zeit entspricht und die damalige Terminologie verwendet. Interpretationen KORNs wurden in keinem Fall ohne kritische Feldüberprüfung übernommen. Besonders bedeutsam sind aber die unpublizierten Feldbuchaufzeichnungen, da sie die über viele Monate hinweg gesammelten objektiven Beobachtungen enthalten. Dabei ist das Material so umfangreich, daß es die eigenen Feldbeobachtungen wesentlich bereichert. Allein KORNs Felderfahrung am mittleren Kuiseb beträgt rund 32 Monate, darunter ein zusammenhängender Aufenthalt von Mai 1940 bis September 1942 (kriegsbedingtes Wüstenversteck, vgl. S. 392), während dem quasi ausschließlich „quartärgeologisch-geomorphologisch-archäologisch“ gearbeitet wurde. Von besonderem Interesse ist das dabei gesammelte prähistorische Material, von dem allerdings nur ein Teil verifiziert werden konnte. Dies betrifft insbesondere die Sammlungen von 1938/39, die zusammen mit KORN & MARTIN (1939, unpubl.) am 17. August 1939 in 7 Boxen nach Johannesburg geschickt wurden. Zumindest bedeutende Teile davon wurden später von Prof. C. VAN RIET LOWE zurückgesandt und sind im Archiv des Archäologischen Labors im Staatsmuseum Windhoek unter verschiedenen Ordnungsnummern dokumentiert, ansonsten jedoch unbearbeitet. Die Funde von 1940-1942 konnten nicht verifiziert werden und werden deshalb hier nur unter Vorbehalten angeführt, obwohl an den Feldbuchaufzeichnungen KORNs über die Tatsache eines Fundes an einem bestimmten Fundort unter den genannten Umständen keinerlei Zweifel bestehen. In seinem zusammenfassenden handschriftlichen Manuskript zur prähistorischen Besiedlung der Namib schreibt KORN (1942: 43): „Leider steht das recht umfangreiche, von uns [zus. mit MARTIN] gesammelte Material gegenwärtig nicht zu unserer Verfügung. Bei unseren wiederholten [...] Umsiedlungen von Wasserstelle zu Wasserstelle konnten wir die Steine nicht mitschleppen, die jetzt bei Auros versteckt stehen.“ Möglicherweise wurden die Funde später dem Staatsmuseum übereignet, dort jedoch in Unkenntnis der nur bei KORN (1940-1942) enthaltenen Fundangaben, die nach dessen Tod 1946 zusammen mit dem Nachlaß in den Besitz von KORNs Schwester, Dr. Katharina SEIFERT, gelangten, nicht katalogisiert und in eines der externen Lager (des Staatsmuseums) verbracht (freundl. Hinweis Dr. Wolfgang WENDT, Windhoek). Verfügbar waren aber mehrere große Mappen mit sehr detailgenauen Strichzeichnungen vieler Werkzeuge, so daß trotz der bisher fehlenden Originalstücke eine hinreichende Dokumentation vorliegt. Die Zeichnungen umfassen dabei Artefakte aus ESA, MSA und LSA. Obwohl in den Texten heute nicht mehr gebräuchliche Bezeichnungen der Kulturstufen verwendet werden, kann so zumindest eine grob gegliederte Einordnung erfolgen. Aus den Aufzeichnungen geht hervor, daß KORN bereits eine, zwar auf dem damaligen Pluvialsystem basierende, aber doch sehr gut entwickelte Chronologie des Pleistozäns vorschwebte. Dies wird auch in seinem letzten Brief an seinen Doktorvater, Prof. Hans CLOOS, vom 5.5.1946 bestätigt (s. Fußnote 2, S. 391).

² s. Fußnote 1, S. 406

1987 u. a.), bei dem allerdings die einzelnen Maximalmächtigkeiten nicht erreicht werden. Wie bei einer vom Hochland geschütteten, schwemmfächerähnlichen Talfüllung nicht anders zu erwarten, nimmt die Mächtigkeit des Schotterkörpers distal ab, ebenso wie die Größe der transportierten Klagen. Die größten Mächtigkeiten im heute noch erhaltenen Bereich finden sich also im proximalen Teil näher am Escarpment (z. B. auf den Farmen Schlesien, Niedersachsen und Greylingshof, am Nausgomab und Sphinx-Rivier) aber auch am sog. Südplateau zwischen Kuiseb und Gaub, östlich deren Zusammenfluß und an der Einmündung der größeren Seitenriviern (v. a. dem Nausgomab-System). Stellenweise kommen Schichtlücken oder aber eingeschaltete arenitische Linsen vor, welche als temporäre *Channel Fills* innerhalb der jeweiligen Schicht zu interpretieren sind. Ebenso konnten Reste von unterschiedlich ausgeprägten Bodenbildungen, phreatischen Verbackungen und Feinmaterialakkumulationen festgestellt werden, die nicht immer durchgängig zu verfolgen sind. Insgesamt ist der Sedimentkörper, wie oben erwähnt, durch das Kuiseb-Gaub-System heute stark zerschnitten, in einzelne Plateaus und Mesas aufgelöst und großräumig abgetragen. Bedeutende Reste der Talfüllungen sind u. a. erhalten am Kuiseb südwestlich der Goagos-Berge (Karpfenkliff, Südplateau und Südostplateau mit der Kamberg-Mesa; vgl. Karte 27, S. 395), und nördlich des Kuiseb im südwestlichen Teil der Farm Niedersachsen. Kleinere Vorkommen bilden die charakteristische Zinnen-Mesa westlich des Karpfenkliffs, sowie ein warzenförmiger Hügel, bei dem die Deckelkalkkruste und Teile der Hauptschotter-Konglomerate bereits abgetragen wurden (weiter westlich davon). Vier kleinere Relikt-Mesas liegen am Zusammenfluß der beiden Emeritus-Riviere und am Kraai-poort-Rivier im Nordteil der Farm Kraai-poort, fünf weitere am Nausgomab auf Farm Changans (vgl. Abb. 98, S. 394) sowie zwischen Kaitsuchab-Berg und südlichen Kraai-poort-Bergen (Farmgrenze Kraai-poort-Niedersachsen). Sie belegen nachdrücklich, daß nicht allein der Kuiseb für die Auffüllung des Proto-Kuiseb-Tals in der Randstufen-Subsequenzfurche verantwortlich war. Die Mächtigkeit der Terrassenreste beträgt durchschnittlich 50-60 m. Alle genannten Relikt-vorkommen befinden sich auf lokalen Wasserscheiden. Der distale Part der Talfüllungen südwestlich von Gomkaeb liegt weitgehend über den mesozoischen Tsondab-Sandsteinen, der nördliche und nordwestliche Part eher über Amphibol- und Skapolithschiefern der Khomas-Serie (Karte 27 und 28).

Die Berghof-Mesas (Abb. 99, Foto 4) sind in diese Talfüllungen nicht eingeschlossen, da sie nicht innerhalb der Subsequenzfurche (960-980 m Meereshöhe auf Niedersachsen, 950 m westlich Greylingshof, 930 m am Karpfenkliff), sondern auf einer Hochposition in ca. 1050-1060 m ü. NN liegen. Ihre Gipfflur zeichnet einen ehemaligen, von der Randstufe in Richtung Kuiseb nach Westen zeigenden, pultförmigen Schwemmfächer nach (Abb. 100-III), der aber einen ähnlichen Aufbau, wie

die Talfüllungen zeigt. Eine Form der Graukalkstufe wurde dort allerdings nicht gefunden, sondern im Aufbau dominiert die stark durch Bodenbildungen verwitterte Sandstufe. Die hangenden Schotterkonglomerate sind nur wenige Meter mächtig (3-5 m, vgl. Foto 4). Auf S. 421 wurde vermutet, daß der entsprechende Schwemmfächer zwischen der endmiozän-frühpliozänen Fossilierung der Haupt-rumpffläche und der pliozänen Post-HR-1-Flächenbildung geschüttet wurde, weil sie isoliert auf einem Flächenrest stehen. Es ist aber auch möglich, daß es sich um eine durch schwache fluviale Aktivität auf der Wasserscheide (Kuisseb-Gaub) exhumierte Fläche handelt (Kulminationsbereich der Querwölbung), so daß auch eine Schüttung ab dem Endpliozän in Betracht kommen kann. Ihr Aufbau zeigt Parallelitäten zum demjenigen des von HÜSER (1977: 90) beschriebenen, isolierten, „Char-Ré-Tafelbergs“ auf Kromhoek (Abb. 101). Daher ist davon auszugehen, daß der Deckel der Berg-hof-Mesas HÜSERs (1977: 77) Oberkruste entspricht und somit vermutlich älter als die Post-HR-1-Fläche, in jedem Fall aber älter als die Hauptkruste ist, welche ihrerseits den Deckel der Proto-Kuisseb-Talfüllungen bildet.

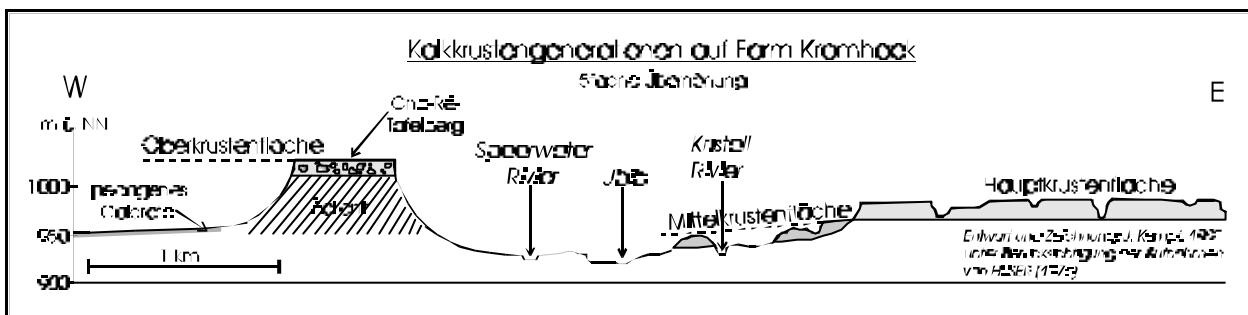


Abbildung 101: Kalkkrustengenerationen auf Farm Kromhoek, gezeichnet auf Basis eigener Profilaufnahmen unter Verwendung der geomorphologischen Karte von HÜSER (1977: 79). Deutlich wird HÜSERs (1977: 77) „dreigliedriges Schachtelrelief“ im Bereich des Ubb, der hier aus östlicher Richtung, vom Escarpment kommend scharf nach Norden zum Gaub hin abknickt. Es sind drei Krustenflächen-Stockwerke entwickelt. Die ältere Oberkruste, die Hauptkruste in Schotterkonglomeraten und die Mittelkruste als Talfüllung. Eine vierte Kruste ist als pedogene Versiegelung der jüngsten Rumpffläche anzusehen und kann daher zeitlich entweder der Mittelkruste oder der Hauptkruste (oder beiden als polygenetisches Calcrete) zugeordnet werden. Das Anstehende Gestein wird hier von Marmor und Quarzglimmerschiefern der Corona-Formation, weiter westlich vom Kristallin gebildet. Der diskordant auflagernde Äolianit am Cha-Ré-Berg könnte einem östlichen Auslieger der Namib-Sandsteine oder einer deren Umlagerungsfaziestypen entsprechen, ist stark verwittert und von fossilen Wurzelröhren durchzogen. Er wird von einem ca. 5 m mächtigen Konglomerat winkeldiskordant überlagert. Es besteht eine auffallende Ähnlichkeit zu den 30 km weiter nördlich in abflußperipherer Lage verbliebenen Berghof-Mesas (dort allerdings fluvial-kolluviale Sande einer Schwemmfächerfazies) in gleicher Morphoposition. Alle weiteren erhaltenen Krustenflächen sind jünger als die Oberkruste.

Aus den Höhenangaben läßt sich schließen, daß wohl auch die Pedimente älterer Inselberge (z. B. Rostockberg) zumindest teilweise überdeckt waren, die Inselberge also ehemals über gewisse Zeiträume hinweg echte „Inseln“ in einem breiten, seine Hauptlinien häufig verlagernden Schwemmbereich darstellten. Relikte dieser Pedimentbedeckungen können auf den Farmen Schlesien, Rostock und Rostock-Süd beobachtet werden. Sie wurden allerdings zumeist später abgetragen. Auch hat

die in diesem Zeitraum fortlaufende Hebung im Khomasbereich zusammen mit der genannten Querswölbung vermutlich den Abtrag unterstützt.

Im Gegensatz zu dem vermutlich frühpliozänen Schwemmfächer auf der Berghof-Fläche, sind die Talfüllungen des Proto-Kuiseb, wie auf S. 421 erläutert, dreigliedrig aufgebaut. Alle drei Glieder sind sehr wahrscheinlich jünger als die letzte Phase mit Tiefenverwitterung, da nicht nur der Boden des Proto-Kuiseb-Breittals, sondern auch darin eingetiefte Talformen und die darauf eingestellten Streckhänge (als Niveau der restriktiv weitergebildeten Post-HR-1-Fläche) überlagert wurden. Diesen Zusammenhang verdeutlichen die Fotos 1+2 auf Tafel 7 von der Kante des Kuiseb-Cañons ca. 2 km westlich des Karpfenkliff-Südteils. Dort überdeckt die von der Hauptkrustenfläche (WARDs 1987 „Kamberg-Calcrete“) abgeschlossene Füllung („C“) nicht nur den heute durch Gramadullas stark zerschnittenen ehemaligen Breittal-Boden („A“), sondern auch die sanft geneigten Hänge einer Paläo-Kuiseb-Talform („B“), welche zu A hin in Streckhänge übergehen.

Dieser Paläo-Talboden liegt rund 30-40 m unterhalb des Breittal-Niveaus und 60-80 m über dem Boden des rezenten Cañons („E“), der ihn in gleicher Flußlinie zerschnitten hat. Sein Boden deckt sich ungefähr mit der Saprolitgrenze im Anstehenden (Abb. 102, S. 429), wogegen der Cañon bis weit ins unverwitterte Damara eingeschnitten ist. Auch die obersten Gramadulla-Stufen sind auf dieses eher rundliche Tal eingestellt und weisen ebenfalls rundliche Querschnitte auf (Tafel 7, Foto 2). Reste der Talfüllungen sind auf allen diesen tieferen Niveaus erhalten und wurden generell erst im Rahmen der Cañon-Einschneidung abgetragen, so daß davon ausgegangen werden muß, daß dieses Post-HR-1-Niveau von den Füllungen komplett verschüttet wurde.

Bei den Felduntersuchungen wurde in Erwägung gezogen, daß die auf Klängen und Streckhängen erhaltenen Sedimente evtl. Oswater-Äquivalente sein könnten, die erst nach der tiefen Zerschneidung auf eine höhere Terrasse geschüttet wurden. Solche Annahmen haben sich jedoch aus zwei Gründen als nicht belegbar herausgestellt. Zum einen spricht dagegen die Höhenlage, denn auf den Klängen ziehen sich die Konglomerate bis nahe an die Kante des Breittalbodens (Karpfenkliffbasis), also bis in Höhen weit über 100 m über dem Flußbett, während WARD (1987: 22) für das Oswater-Konglomerat nur bis zu 60 m hoch reichende Terrassenoberflächen feststellte. Zum zweiten weicht die Struktur der vorgefundenen Sedimente erheblich von derjenigen der Oswater-Konglomerate ab, wie sie an den tieferen Terrassen festgestellt und u. a. von WARD (1987: 22ff) beschrieben wurden. So wurde zunächst aufgrund der schweren Zugänglichkeit im tief zerschluchteten Gramadulla-Relief ferndiagnostisch angenommen, bei den rötlichen Ablagerungen handele es sich um dominant rote Arenite, wie sie für die Sandstufe prägend sind, die aber auch in Oswater-Sedimenten vorkommen

können. Mehrere aufwendige Begehungen der Gramadullas haben dann jedoch eindeutig gegenteilige Belege erbracht: Bei den ältesten Talfüllungen, die auch den Paläo-Kuiseb-Einschnitt im Proto-Kuiseb-Breittal auskleiden, handelt es sich um die Graukalkstufe. Sie ist anhand ihrer dunkelgrauen, sehr harten, scharfkantig verwitternden Matrix eindeutig identifizierbar (s. S. 407f) und enthält in dieser Position ausschließlich gut gerundete Quarz- und Quarzitschotter mit einem Längsachsen-Durchmesser von 8-15 cm. Die rötliche Färbung kommt dadurch zustande, daß diese Klasten von eisenhaltigen Verwitterungs-Cutanen überzogen sind und ein durch Auswitterung verursachtes, dichtes Residualpflaster auf den Klängen bilden, das die graue Matrix fast vollständig verhüllt.

Wie bereits mehrfach ausgeführt, unterlag die Hauptrumpffläche bis ins Miozän flächenhafter Denudation, wobei sämtliche Gesteinsschichten gekappt wurden (Kap. 4.2.1.7). Auch die Basisfläche des Proto-Kuiseb-Breittals war davon betroffen, wie am Basalkontakt der o. g. Terrassen deutlich wird. Das saprolitisierte Ausgangsgestein wurde nach dem Milieuwandel, welcher die Hauptrumpffläche fossilisierte, regolithisch aufgekalkt (*petrocalcic*-Horizont, Referenzprofil KH39 im Anhang) und tropische Böden wurden großteils abgeführt. Der so entstandene Bodentyp wird als *Saprolithic Leptosol* bezeichnet (vgl. Profile KH15, KH50 im Anhang). Die Aufkalkung griff im Bereich des Vorlands dabei sehr tief in den Saprolit ein. Kalknadeln reichen z. B. am Gaub-Cañon auf Farm Greylingshof (einige 100 m östlich und westlich der Brücke über den Gaub) bis über 10 m als Kluftauskleidungen ins Anstehende. Die wenigen Anschnitte an der Karpfenkliff-Basis zeigen ähnliche Formen, wobei allerdings die Aufschlußverhältnisse dort ungünstiger sind.

Sedimentzyklus I (Graukalkstufe)

Erst nach der Denudationsphase wurde auf den aufgekalkten, nach Abfuhr des Feinbodens mit kantigen Gangquarzen aus verwitterten Kernsteinen bedeckten, Gesteinsuntergrund die erste grobe Schotterschicht geschüttet (Graukalkstufe), welche auch die kantigeren kolluvialen Klasten enthält. Sie ist kuisebaufwärts (vom Tiefpunkt des Cañon am Kuiseb-Campingplatz gesehen) über 20 Meter mächtig, am Karpfenkliff erreicht sie 10-14 Meter. Auch weiter abwärts, am Gaub-Plateau westlich des Zusammenflusses mit dem Kuiseb, ist sie noch nachweisbar. Der entsprechende Sedimentkörper enthält sehr grobe, kantengerundete Schotter (möglicherweise Kernsteine, Durchmesser bis 85 cm nach KORN 1942; bis 95 cm nach WARD 1987) aus Khomas-Material und durchschnittlich etwas kleinere aus Etjo-Material in einer grauen bis dunkelgrauen, seltener leicht rötlichen, sandig-grusigen Matrix.

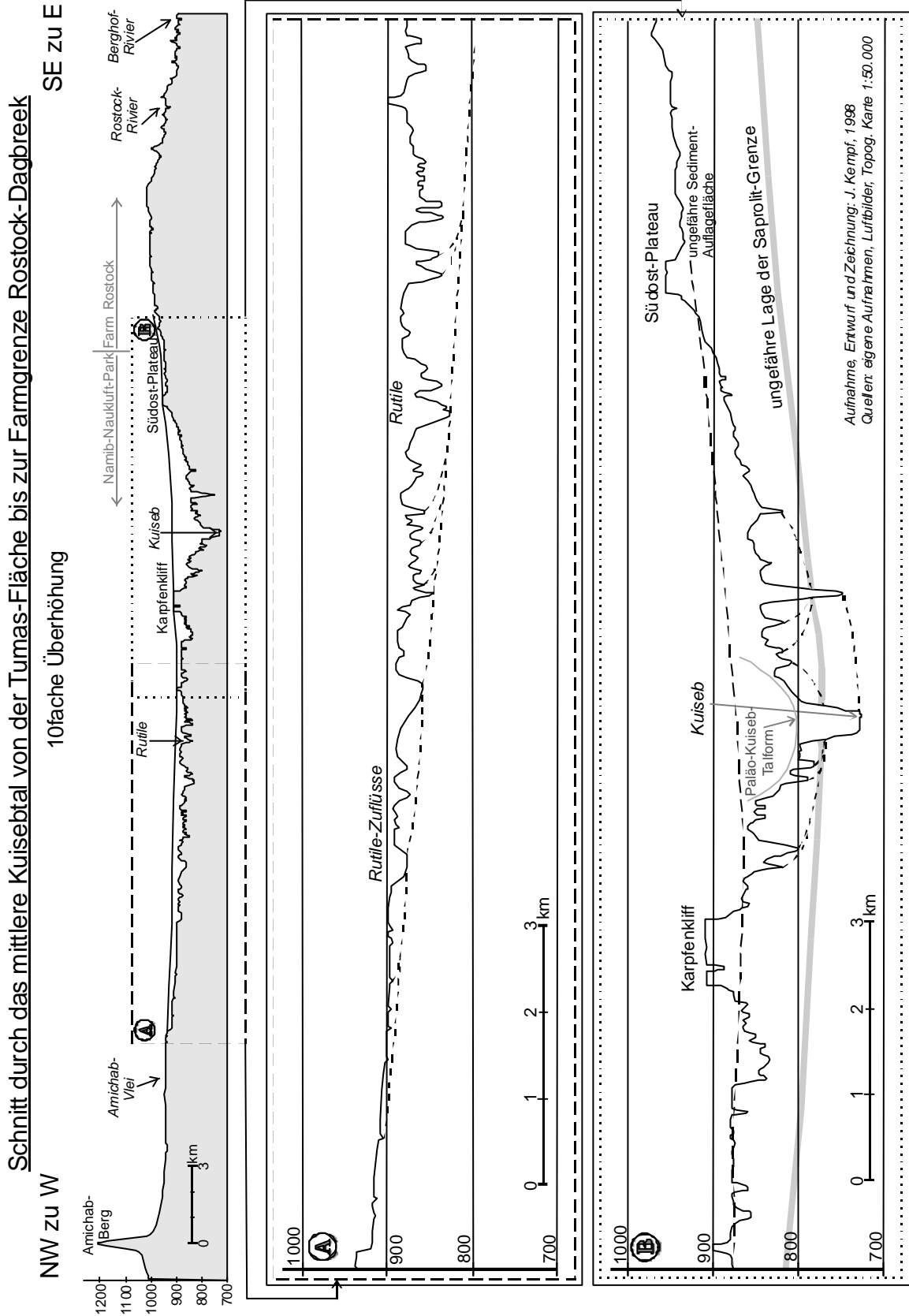


Abbildung 102: Profilschnitt durch das mittlere Kuiseb-Tal mit Ausschnittvergrößerungen des Rutile-Systems und des Karpfenkliff-Sedimentationsbereichs. Das Wüstenschluchter-Relief (Gramadullas) im stark saproditisch verwitterten Schiefer der Kuiseb-Formation wird von Konglomeratmassen überlagert.

Daneben ist, wie in Kap. 4.2.2.2 bereits erwähnt, auch kantigeres Material aus Schiefersaprolit erhalten, das vermutlich von topographischen Hochpunkten an den ehemaligen Lokalwasserscheiden stammt (vgl. Abb. 100-III). Gerundete Schiefergerölle sind dagegen selten. Die Schotter sind mäßig von oben her aufgekalkt und schließen mit einer harten, grauen, nodulär aufgebauten, wahrscheinlich sedimentär-pedogenen Kalkkruste ab. MARKER (1983: 338) stellte eine schwache Bodenbildung fest, machte aber keine näheren Angaben. Die Oberfläche könnte über eine gewisse, für Bodenbildung und Aufkalkung notwendige Zeit hinweg relativ stabil gewesen sein. Im weiteren soll zum Zwecke der Parallelisierung der Graukalkstufe also von dem ersten Schotterzyklus oder „Zyklus I“ die Rede sein.

Sedimentzyklus II (Sandstufe)

Die Zyklus-I-Oberfläche, die mit großer Sicherheit nicht eben ausnivelliert war, wird diskordant überlagert von anschließend geschütteten, groben, ebenfalls kantengerundeten Schottern. Sie sind mit den Klasten aus dem liegenden Zyklus I vergleichbar, erreichen jedoch nicht so große Durchmesser. Die dicht gepackten, carbonatverbackenen Schotter gehen aus einer vergleichbaren Matrix zum Hangenden über in schwach bis mäßig aufgekalkte psammitische Flußsedimente, die nach KORN (1942) vereinzelt Eisenkonkretionen und schwach kantengerundete Schotter (zumeist Quarze) enthalten. Die Matrix besteht dominant aus Mittel- bis Feinsanden mit einer anscheinend nach oben hin feiner werdenden Textur. Die Klasten sind ganz überwiegend mit braunroten bis ziegelroten oder orangefarbenen Eisenoxidhäutchen überzogen, glänzend und gerundet. Einzelne Schichten sind grau gefärbt (Carbonatmatrix dominant, Sande matt-gelblich bis farblos). Es liegen keine Anzeichen für starken äolischen Transport vor. Gelegentlich kommen auch Glimmerplättchen vor.

In der oberen Sandstufe kommen auch bis über 2 m mächtige tonig-schluffige Schichten vor, die den Sedimenten von Calcrete II am Swakop (s. S. 366f, Tafel 10: Foto 3, Profil NA06) und Member 1 des „Tumas-Sandsteins“ (s. S. 382ff) sehr ähnlich sind. Dort wurden sie als kolluvial-fluviale Fazies interpretiert. Eine Parallelisierung erscheint realistisch. Hier wie dort enthalten sie zahlreiche *Load Casts* (v. a. Quetschstrukturen), welche fossilisierte laterale Fließbrinnen auf unterschiedlichen Oberflächen auskleiden. Auch direkt darunter liegende Arenite zeigen Auswirkungen des ausgeübten Drucks und können wulstartig deformiert sein. Nach der Aufkalkung aufgetretene Sekundärkluftsysteme entstanden vermutlich aber erst infolge der Auflagerung der mächtigen Hauptschotterserien (s. u.). Sie sind im hangenden Bereich mit einer weißen, diffusen Gipsplättchen- oder Calcit-Matrix, vereinzelt auch mit stengeligen Calcit-Kristallen ausgekleidet.

Stellenweise sind innerhalb dieses insgesamt sandigen, gelegentlich über 40 Meter mächtigen Zyklus auch noduläre Kalkkrustenhorizonte enthalten, die als skelettreiche Relikthorizonte von zumindest temporär stabilen Oberflächen gedeutet werden müssen. Für solche Oberflächen innerhalb der Sandstufe sprechen einige Indizien: Besonders auffällig sind am Karpfenkliff, aber auch an anderen Mesas (z. B. dem Kamberg-Kliff) die zahlreichen Zeilen aufgekalkter Wurzelhorizonte (*pedotubuli*), die viele Aufschlüsse mit einem dichten Flechtwerk überziehen (Tafel 7, Fotos 4+5). Sie wurden bereits erwähnt und abgebildet bei MARTIN (1957: ggü. 129)¹ und auch bei SELBY (1976: 6). Des Weiteren wurden in den Aufschlüssen am Karpfenkliff vereinzelt Reste von Hölzern entdeckt (Tafel 7: Foto 6). Diese Wurzelhorizonte sind assoziiert an deutliche Farbveränderungen (höhere *Hue* und *Chroma*), die als leicht verbrauchte Horizonte eines ehemaligen *Cambic Arenosols* auf sandigem Alluvium angesehen werden. Nach WARD (1987: 14) sollen einige dieser Strukturen als diagenetische Formen interpretiert werden können, welche eine Remobilisierung von Carbonatzement entlang von Kluftbereichen reflektieren. Für die *pedotubuli* ist eine solche Interpretation jedoch nicht nachzuvollziehen. Gleiches gilt für die Paläoböden, die WARD (1987: 14) als äolische Formen innerhalb seiner fluvialen Fazies E ansieht.

Ein weiteres Indiz für die Annahme zeitweise stabilerer Oberflächen während der Schüttung der Sandstufe bieten kleine, mit kantengerundeten Schottern, Grusen und Grobsanden verfüllte laterale Fließrinnen, die durch die Kliffbildung angeschnitten wurden (Tafel 7: Foto 7). Sie wurden durch nachfolgende Schüttungsphasen überdeckt. KORN (1942: 9+45, unpubl.) erwähnte zusätzlich das Vorkommen von fossilen Pfannen, die in Form und Aufbau völlig identisch mit den rezenten des Sandvelds seien. Die nach einer Feldskizze von KORN gezeichnete Abb. 103, zeigt ebenfalls eine fossile Pfanne innerhalb der Sandstufe. Sie könnten WARDs (1987: 11) Fazies F entsprechen (*Zebra Pan Carbonate Member*).

Die hangend abschließende Kalkkruste des zweiten Zyklus ist deutlich mächtiger als die des vorangegangenen. Sie geht von einer harten, lamellenartigen Bank nach unten in noduläre Strukturen über. An vielen Stellen, besonders am Karpfenkliff und der Kamberg-Mesa, ist eine ausgeprägte kalzifizierte Bodenbildung mit einem dichten Geflecht von den o. g. Wurzelröhren enthalten. Abgeschlossen wird dieser eher psammitische, im Hangenden stellenweise pelitische Zyklus II von einer wenige Zentimeter mächtigen Lamellenkruste, die dem Kamberg-Calcrete vergleichbar ist. Sie ist zwar nicht durchgängig zu verfolgen, deutet ebenfalls eine fossile Oberfläche an (Diskordanz). Vermutlich

¹ Literaturnachweis s. Fußnote 2, S. 391

erfolgte die Aufkalkung von oben her, aber die fein verteilte Calcit-Matrix könnte auch auf phreatische Verbackung hinweisen.

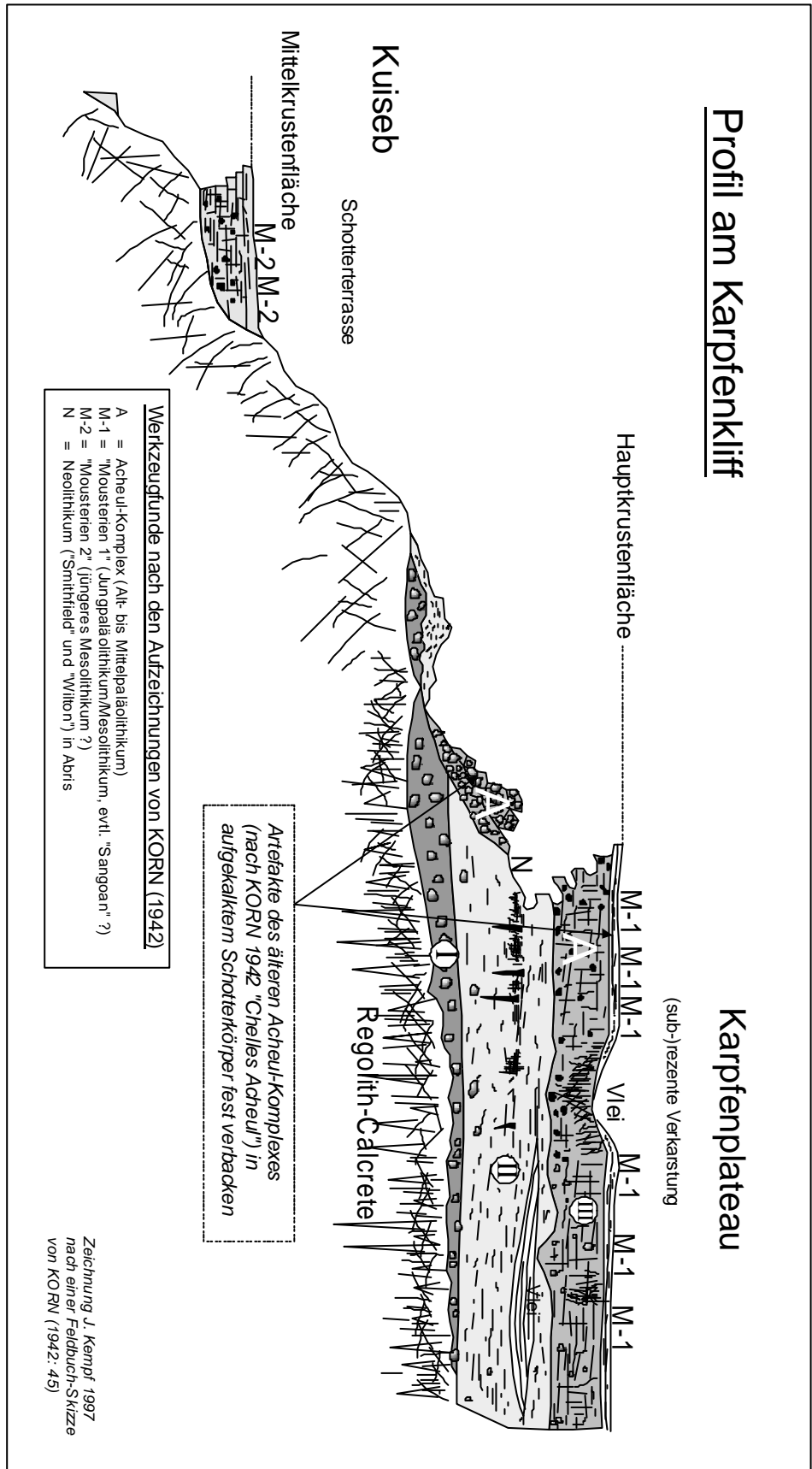


Abbildung 103: Morphostratigraphisches Profil des Karpfenkliffs nach einer Feldbuchzeichnung von KORN (1942: 45, unpubl.), verändert und ergänzt. Eingezeichnet ist der schematische Aufbau des Plateaus am nördlichen Rand. Zusätzlich werden die Fundstellen unterschiedlicher Artefakttypen genannt: Nach KORN (1942: 54ff) sind paläolithische Fundstellen im Bereich der Gramadulla-Namib sehr selten, was sich auch durch den ungünstigen Siedlungsraum innerhalb des vermutlich sehr feuchten, mit dichter Vegetation besetzten Schwemmbereichs einfach erklären läßt. Gleichzeitig wird betont, daß niemals ESA auf den von den Konglomeratserien entblößten Felsoberflächen gefunden wurden, sondern vereinzelt in der randlichen Namib-Kalkdecke. Daraus ist zu vermuten, daß die alt- bis mittelpleistozänen Siedlungsflächen mit samt den vielleicht vorhandenen Kulturspuren vollständig abgeräumt wurden. Ein solcher Fundort am Rand des Proto-Kuisseb-Tals liegt bei Minkabis (Karte 27, S. 395). Dort hat KORN (1942: 55f) Faustkeile des älteren Acheul-Komplexes ("Alt-Stellebosch") innerhalb der Kalkdecke (vermutlich Kaniberg-Calcrete) gefunden. Damit läßt sich diese Deckkalkkruste möglicherweise mit der Fundstelle Namib IV von SHACKLEY (1980, 1982, 1985) parallelieren, deren Alter ca. 600 ka beträgt. Alle weiteren Sedimente, v. a. die Oswater-Terrasse, sind jünger als der Acheul-Komplex.

Zyklus III (Hauptschotter)

Hangend zu Zyklus II befinden sich die am Karpfenkliff bis zu 20 Meter mächtigen Hauptkalkschotter, die durchgängig sehr stark kalkverbacken sind. Die Klaster, WARDs (1987) „Karpfenkliffschotter“, bestehen überwiegend aus Khomas-Material, also gerundeten Gangquarzen und Schiefen mit Maximaldurchmessern von bis zu 40 Zentimetern (vgl. KORN 1942, unpubl.). Diesen liegt in 4 bis 12 Metern Mächtigkeit eine Serie überwiegend etwas kleinerer Schotter auf, die ebenfalls durchgängig hart kalkverbacken sind und mit einer Lamellenkruste abschließen. Letztere entspricht der alle Sedimente überdeckenden Hauptkalkkruste, also den „Kamberg-Calcrete“ nach WARD (1987), die bereits in Kap. 4.2.2.2 beschrieben wurden.

Die Mächtigkeit der gesamten Konglomeratserie schwankt von ca. 40-60 m im Proximalbereich des Schwemmfächers, also östlich der Kuiseb-Brücke, bis zu ca. 30 m am Karpfenkliff und dem Kamberg-Kliff. Im distalen Bereich dünnt sie auf bis ca. 5 m Mächtigkeit bei Gomkaeb aus. Bei Hudaob am Kuiseb-Knie, wo sie diskordant auf dem Basement liegt, beträgt die Mächtigkeit immer noch ca. 8 Meter (vgl. MARKER 1983: 337), am Nordrand des Breittals bei Aruvlei noch ca. 2-10 Meter (vgl. Profil bei MARKER 1983: 338). Auch am Aruvlei streichen die Sedimente auf das flächenhaft Anstehende aus und gehen in die Namib-Kalkkruste über (Abb.: 104 und Profil bei EITEL 1994a: 60). Die Gesamtverbreitung der Hauptschotter ist in Karte 28 (S. 423) dargestellt. Diese letzte Talfüllung ist auch westlich des ehemaligen Breittals flächenhaft verbreitet. Sie streicht nach Westen sehr weit bis unter die Dünennamib aus (Karte 28; vgl. BESLER 1980 und Karte bei WARD 1987: 69). Bezüglich der lithologischen Struktur wird auf die Detailaufzeichnungen von WARD (1987: 16f) verwiesen, die im wesentlichen im Feld bestätigt wurde. Da eine Aufkalkung von oben her aufgrund der generellen starken Carbonatisierung nicht direkt nachgewiesen werden konnte, ist für Zyklus III auch eine syngenetische Verkalkung möglich, wenn auch wenig wahrscheinlich. In allen größeren vorgefundenen Relikten der Hauptschotterstufe liegt eine beträchtliche Verkarstung mit oberflächlichen Lösungshohlformen (Näpfe, Karrenfelder) und Höhlen vor. Die entstandenen Kavernen sind gelegentlich verstürzt, so daß Dolinenfelder entstanden (vgl. MARKER 1982). HÜSER (1977: 79) verzeichnet auf seiner Reliefkarte von Kromhoek in den Ubib-Terrassen ebenfalls Dolinen – allerdings innerhalb der Mittelkrustenkonglomerate. Dies weist auf autochthon feuchtes (feuchter als heute in der Prä-Namib) Verkarstungsmilieu noch nach Bildung der Mittelkruste, also im oder nach dem Mittelpleistozän hin. Wo die Höhlen durch die Kliffbildung angeschnitten wurden, haben sich Abriformen entwickelt, die (phasenweise) mesolithisch und neolithisch besiedelt wurden.

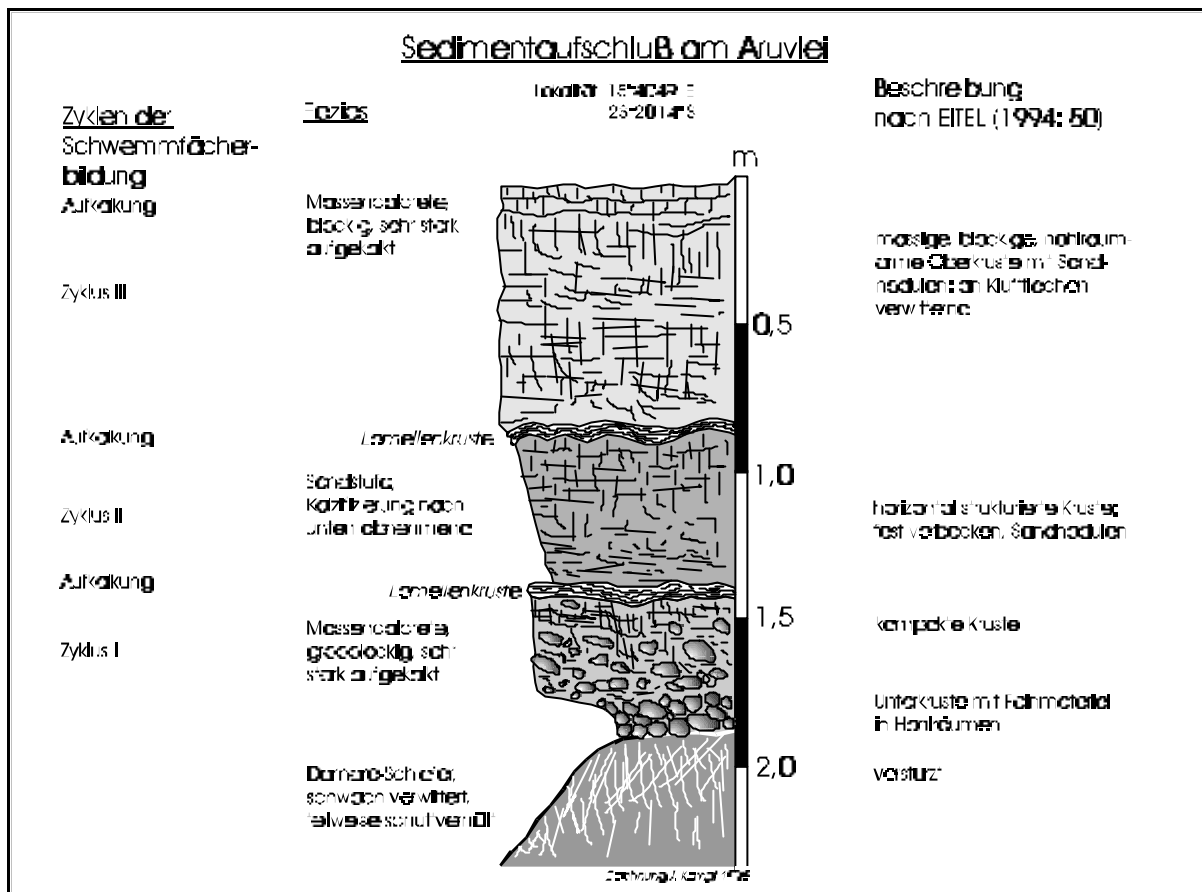


Abbildung 104: Aufschluß einer lateralen Fazies der zyklischen Sedimente des Proto-Kuiseb-Breittals im Übergangsbereich zur westlich gelegenen Haupttrumpffläche (hier: Hauptkrustenfläche) nach einer Abbildung von EITEL (1994a: 80). Trotz der deutlichen Sedimentausdünnung sind noch alle drei Stufen erhalten und werden von Lamellenkalkkrusten abgeschlossen.

Wie innerhalb der Sandstufe sind auch auf der Konglomerat-Calcrete-Oberfläche Lösungspfannen (im Sinne von Kap. 4.2.1.8) verbreitet. Sie schließt demnach den Zyklus III der Hauptkalkschotter ab und wird nur noch in Inselbergnähe am Rand des Schwemmbereichs lokal von unterschiedlich verkalktem, jüngerem Hangschutt überdeckt. Außerhalb der Talfüllungen geht die Hauptkalkkruste in die Lamellenkruste oder die pedogenen Calcretes (Kap. 5) der Flächennamib über.

In Abb. 103 (S. 432) wurde bereits angedeutet, daß die Hauptkalkschotter des Zyklus III den Angaben von GEVERS (1934b), KORN & MARTIN (1937, 1939 unpubl.), KORN (1942 unpubl.), FOCK (1957) und BOWLER-KELLEY (zitiert in KORN 1942 unpubl.) zufolge, im Übergangsbereich zur Flächennamib - aber noch innerhalb der Proto-Kuiseb-Talfüllung Artefakte (*hand-axes*) des „Chelléen“ (heute des frühen „Acheul-Komplexes“, Kap. 6) im Profilverband enthalten (vgl. hierzu auch SHACKLEY 1982, 1985). Somit ist ein hinreichend gesicherter, mittelpleistozäner *terminus ante quam* für die Schüttung der letzten zyklischen Talfüllung gegeben und gleichzeitig ein *terminus post quem* für die letzte Aufkalkung der Hochterrassenschotter („Kamberg-Calcrete“) und die Ausräumung der drei älteren Sedimentserien. Ein solches Ergebnis widerspricht der endmio-

zänen Einstufung der Kamberg-Calcrete-Formation durch WARD (1987: 21), ist aber aufgrund der Artefaktfunde nicht in anderer Weise deutbar. Schon KORN & MARTIN (1939: 5f, unpubl.) kamen zu dem gleichen Resultat, das durch die detailliert beschriebene Acheul-Fundstätte von SHACKLEY (1980) bei Namib IV bestätigt wurde (Kap. 6).

Die hier erläuterte zyklische Ablauf der Schüttung einer mehrgliedrigen Talfüllung am mittleren Kuiseb wurde unter Berücksichtigung der Angaben von KORN (1942, 1943 unpubl.) und der eigenen Aufnahmen in Abb. 105 (S. 436) skizziert.

Ausräumung der Talfüllungen und tiefe Zerschneidung

Nach Bildung der Hauptkalkkruste haben Kuiseb und Gaub, ebenso wie das Swakop-Khan-System, die Sedimentkörper ihres Mittellaufs bis ins Anstehende tief zerschnitten und ausgeräumt. Dabei wurden die Flußläufe „kanalisiert“, möglicherweise bereits vor der Sedimentation bestehende Seitentäler zu Wüstenschluchten ausgeformt (Kap. 4.2.2.2, Reliefbasis), so daß die Talfüllungen nur in Form einiger Calcrete-Mesas erhalten blieben. Südlich des Untersuchungsgebietes haben sich auch Tsondab, Tsams und Tsauchab teilweise cañonartig (in Wahrheit eher klammartig, da die Schichtung hier kaum morphologisch wirksam wurde) tief in ihr Schotterbett eingeschnitten (z. B. Sesriem-Cañon des Tsauchab), teilweise aber auch im distalen Bereich breite Kastentäler ausgebildet. Nördlich von Kuiseb und Swakop trifft gleiches auf den Omaruru und streckenweise auf den Ugab zu.

Die Ausräumung insgesamt ist wahrscheinlich relativ schnell verlaufen, da in den Tiefenlinien des zentralen Bereichs des Proto-Kuiseb-Breitlals ja bereits das Paläo-Kuiseb-Tal und die darauf eingestellten Streckhänge samt kleineren lateralen Hießrinnen eingetieft (prädisponiert) waren. Auch die tiefe Saprolitisierung dürfte eine rasche Cañonbildung begünstigt haben, so daß zumindest auf einigen Klängen und durch die Zerschneidung vom Rückhang gekappten Streckhängen Reste der hart verbackenen Graukalkstufe in abflußperipherer Lage verblieben. Das Szenario spricht für eine primär vom Hinterland (Hochland) gesteuerte Ausräumung, wenngleich auch das Kraaiport-Nausgomab-System betroffen war, das nicht sehr weit in den Bereich der Randstufe eingreift. Denkbar ist auch ein kombiniertes bimodales Klimaregime für diesen Zeitraum mit starken sommerlichen Ruckregen auf dem Hochland und häufigen Winterregen in Vor- und Hinterland - ähnlich wie es rezent in Teilen des Kaplands vorkommt. Als provisorischer Zeitrahmen für die Ausräumung und Einschneidung ist die Periode zwischen (mittelpleistozäner) Hauptkrustenbildung (s. o.) und spät-mittelpleistozäner Oswater-Schotterschüttung (s. S. 410f) anzusetzen (Post-Rooikop oder Vineta; vgl. S. 191).

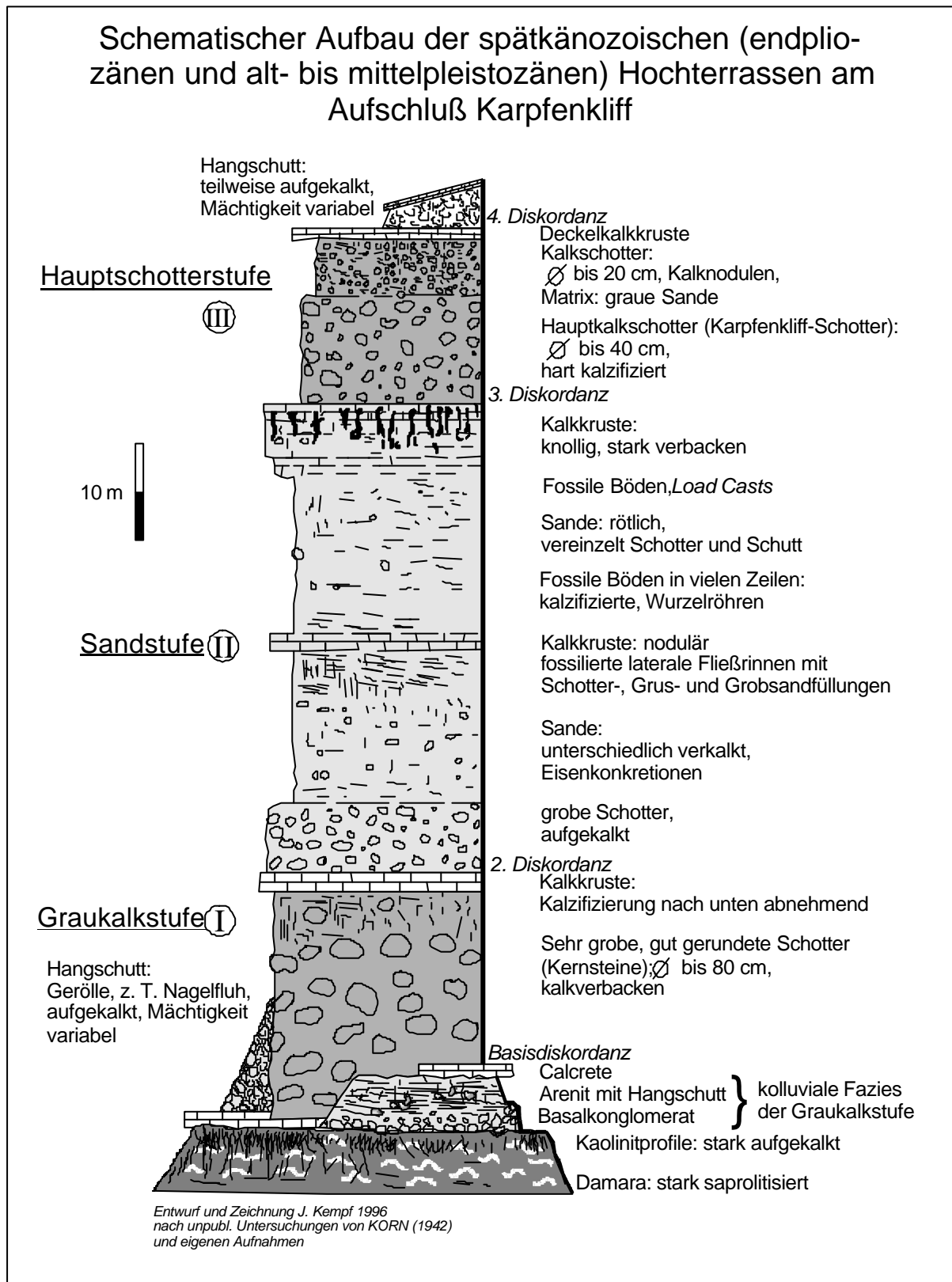


Abbildung 105: Schematischer Aufbau der spätkänozoischen Talfüllungen der Karpfenkliff-Hochterrassen nach eigenen Aufnahmen unter Berücksichtigung der Untersuchungen von KORN (1942 unpubl.).

Zyklus IV (Oswater-Tiefterrassenschotter)

Der infolge der Zerschneidung entstandene Cañon und die Kerbsohlentäler wurden bis zu einem gewissen Grad (30 bis 60 Meter über das rezente Flußbett) mit einer weiteren Serie von Schottern und

aufgearbeiteten älteren Konglomeratklasten sowie mit aus Konglomeraten gebildeten Nagelfluh-Geröllen verfüllt (u. a. MARTIN 1950; KORN & MARTIN 1957; RUST & WIENEKE 1974, 1980; HÜSER 1977; WARD 1987, 1988), die von WARD (1987: 22) als „Oswater-Konglomerat“ (Kap. 4.2.2.2, S. 408-414), von KORN (1942 unpubl.) als „Tiefterrasse“ bezeichnet wurden und entlang von Kuiseb und Gaub an zahlreichen Stellen bis zum Randstufenanstieg bei Us beobachtet werden können.

Die Typlokalität, „Oswater“ (bei etwa 23°28'S, 15°08'E), wurde ebenfalls bereits in Kap. 4.2.2.2 auf S. 408 genannt. Die Terrasse ist aber auch nahe des Karpfenkliffs, halbwegs zur sog. „Zinne“ und besonders markant an der Nausgomab-Mündung an der Ostgrenze der Farm Schlesien, ca. 6 Kilometer flußaufwärts vom Kuiseb-Cañon-Campingplatz, vertreten. Die Gerölle liegen dort in einer gräulichen, manchmal rötlichen, sandigen Matrix eingebettet und sind stark kalkverbacken. Zwischengeschaltet liegen westlich von Gomkaeb Linsen von Areniten, deren Kreuzschichtung auf Dünenbildung schließen läßt (vgl. WARD 1987: 22ff). Sande dürften der nahen, fluvial aufbereiteten Sandstufe (Zyklus II) oder den Namib-Dünensanden südlich des Kuiseb entstammen. Dieser Zyklus IV schließt mit der Mittelkrustenfläche (HÜSER 1977: 93) ab. KORN & MARTIN (1957: 16) ordnen diese Terrasse dem Kanjeran zu (saalezeitlich), wobei die entsprechende Datierung bereits auf S. 410ff besprochen und für zu jung befunden wurde. Favorisiert wird ein Alter zwischen 250 ka und 350 ka BP.

Die Talverfüllung des Zyklus IV wurde im weiteren Verlauf der Reliefgeschichte zu einem großen Teil wieder ausgeräumt, das Tal weiter eingetieft. Durch die starke Einschneidung und die daraus resultierende Drainage erfolgte eine beträchtliche Absenkung des Grundwasserspiegels auf der angrenzenden Fläche, Kavernen und Lösungshohlformen innerhalb der verbackenen Hochterrassen fielen trocken. Wo sie durch Erosion angeschnitten wurden, bildeten sie ideale Abris für meso- und neolithische Besiedlung (s. o.). Dementsprechend finden sich in den Abris vielfach Artefakte des *Middle Stone Age* (MSA) sowie des Namibian Later Stone Age (LSA). Das Nicht-Vorkommen loser ESA-Fundstätten an diesen Gunstplätzen weist darauf hin, daß Zerschneidung und Trockenfallen der Fläche erst im mittleren bis späteren Pleistozän erfolgten (s. o.).

Lediglich in kalkverbackenen Versturzmassen oder auf Terrassen der ältesten Einschneidungsphasen kann älteres ESA vorkommen (Kap. 6). Phreatische Feinmaterialakkumulationen innerhalb der Sedimentkörper und fossile Interflow-Austritte mit Evaporit-Präzipitaten (Gips, Kochsalz) dokumentieren ebenso wie die Verkarstung der Hochterrassen gelegentlich ehemalige Grundwasserstände weit über dem heutigen Kuiseb-Niveau.

Die spätpleistozänen Zyklen

In einem an das Oswater-Konglomerat und dessen Wiederausräumung anschließenden Zyklus V kam es auf Namib- und Kalahari-Dünen zu schwachen Bodenbildungen sowie im Hinterland zu einer Kolluvialphase. Die Ablagerung und Zerschneidung der Homeb-Silts (s. o.; u. a. WARD et al. 1983; WARD 1987; VOGEL 1982) und einiger jüngerer Terrassenakkumulationen fallen vermutlich ebenfalls in diesen Zyklus, der in der Namib insgesamt deutlich trockener war als die vorangegangenen, in dem aber auch im heutigen Wüstenbereich vermutlich gelegentlich semiaride Verhältnisse erreicht wurden. Das läßt sich aus der sehr weiten Verbreitung von Middle-Stone-Age-Artefakten außerhalb der Dünen-Namib (Kap. 6) und aus der Gramadulla-Stufung im unteren Mittellauf des Kuiseb erschließen.

Auf niedrigeren Niveaus kam es anschließend erneut zur Ausbildung von Schotterkörpern (z. B. „Gobabeb Gravels“), in Stillwasserbereichen zur Ablagerung von Kalktuffen mit fossilen Wurzelröhren und Blättern einer Schilfvegetation. Die Kalktuffbildung ist erklärbar durch die autochthonen harten Wässer aus den vorangegangenen Krustengenerationen und impliziert daher höheren Niederschlag auf der Namib-Fläche (s. Kap. 4.2.2.2). Eine generelle Aufkalkung dieser Ablagerungen der Zyklen V und VI fand allerdings nicht statt. Das deutet auf einen schnellen Umschlag zu autochthon deutlich ariderem Milieu nach oder während der Schotterschüttung hin, wodurch eine Kalkkrustenbildung nicht mehr möglich war.

Vielmehr erfolgten äolische Sedimentation und Dünenbildung oder Dünenremobilisierung in der Namib südlich des Kuiseb und der Kalahari sowie die Ausbildung von küstennahen Gipskrusten und Verwitterungsrinden auf Geröllen (KORN 1942, unpubl.) in der Flächen-Namib. Die anschließende Einschneidungsphase war nur schwach ausgebildet, die Gramadullas des mittleren Kuiseb haben mit der Zerschneidung nicht mehr schrittgehalten. Sie münden als Hängetälchen, was eine Steuerung vom Hinterland her vermuten läßt.

Phasenablauf

Gemäß den vorgestellten Reliefbefunden läßt sich folgender Phasenablauf im mittleren Kuiseb-Tal rekonstruieren:

1. Känozoischer Hebungsimpuls des Hochlands; senkrecht dazu randstufenparalleler Wölbungsimpuls (s. Abschnitte Swakop und Tumas in Kap. 4.2.2.1)
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung; Eintiefung des Paläo-Kuiseb-Tals innerhalb des Proto-Kuiseb-Breittals; Anlage der obersten Gramadulla-Stufen; Denudation der

Pedimente der oberen Kriess-Stufe und Abtrag der Verwitterungsdecken bis auf den Regolith; Phase III in Abb. 100

3. Schüttung der arenitischen Berghof-Sedimente mit abschließenden Schottern; möglicherweise Schüttung der Zyklus-I-Sedimente; Bodenbildung, Aufkalkung
4. Umlenkung des Kuiseb am Hudaob-Knick in stärker westlich orientierte Fließrichtung
5. Milieuwechsel von Einschneidung/Sedimentierung/Aufkalkung zu (restriktiver) Flächenweiterbildung mit Tiefenverwitterung und Pedimentierung an der (unteren) Kriess-Stufe; Streckhangbildung im Breittal auf die Einschnitte zu
6. Milieuwechsel von restriktiver Flächenweiterbildung zu starker Einschneidung im Randstufenbereich; Verfüllung des Proto-Kuiseb-Breitalls im Vorland mit mehreren Serien von Sedimenten (Zylus I wahrscheinlich, Zyklus II+III sicher); Aufkalkungsphasen; Phase IV in Abb. 100
7. Starke Einschneidung im Vor- und Hinterland; Gramadullisierung und Ausräumung der Talfüllungen (Phase V in Abb. 100)
8. Schüttung von Zyklus IV, Aufkalkung der Tiefterrassen
9. Ausräumung von Zyklus IV; Schüttung und Wiederausräumung der Mittel- und Niederterrassen.

Den anderen Flußhistorien vergleichbar, dauerten die neotektonischen Aktivitäten (1.) bis mindestens zur tiefen Einschneidungs- und Ausräumungsphase (7.) parallel zur der klimagenetischen Formung. Im Spätpleistozän ist eine Abschwächung der Hebungsimpulse erkennbar. Eine gewisse Besonderheit bilden die in den Berghof-Mesas erhaltenen Sedimente, die wahrscheinlich zwischen der Fossilierung der Haupttrumpffläche im Endmiozän und der pliozänen Wiederaufnahme geschüttet wurden. Zeitlich entsprechen sie damit z. B. der fluvialen Umlagerungs- und Bodenbildungsfazies, welche in Kap. 4.2.1.9 bei Dieprivier festgestellt wurden.

Damit können die vorgefundenen Formungsphasen denen der anderen Riviere gegenübergestellt werden (Kap. 4.2.2.4). Diese Formungsphasen lassen sich in die in Tab. 26 dargestellten Reliefgenerationen unterteilen (s. nächste S.). Hierbei wurden im Feld die diesbezüglichen Angaben von KORN (1942, 1943 unpubl.) überprüft und durch eigene Beobachtungen ergänzt. Die Punkte 1-18 können anhand von Abb. 105 rekonstruiert werden. Auf eine über die Darstellung hinausgehende Unterteilung der Sandstufe wurde verzichtet, da v. a. nicht alle Wurzelhorizonte durchgängig verfolgbar sind. Hier dürfte es in der Anzahl einige Variationen geben. An einem Aufschluß des Karpfenkliffs konnten beispielsweise über 20 solcher ehemaligen Oberflächen mit Bodenbildung gezählt werden.

Nr.	Prozeß	Dokumente	Kulturelle Dokumente	
30	Holozäne Reliefgenerationen	Kolluvien	<i>Namibian Later Stone Age</i>	
29	schwache Schotterreaktivierung	junge Schotterkörper	LSA, gerolltes MSA	
28	schwächere Einschneidung	Silt-Terrassen	MSA	
27	Schluffig-tonige Ablagerungen	Feinsedimentkörper, Kolluvien		
26	Äolische Sandsedimentation	Sandkörper, Dünen, Gipskrusten		Hiatus
25	Schwächere Einschneidung	Täler, Gramadulla-Stufen	Frühes <i>Middle Stone Age</i>	
24	Sumpfsed., Kalktuffe, Endseen	Kalktuffe, Reliktpfannen	„Sangoan“, „Mousterien“	
23	Äolische Sandsedimentation	Sandkörper	Hiatus	
22	Schwache Aufschotterung	niedrige Schotterterrasse	„Acheul-Komplex“ unverbacken	
21	Zerschneidung	Täler, Gramadullas		
20	Aufkalkung	Mittelkrustenfläche		
19	Schotter- und äol. Sandsediment.	Tiefterrasse (Oswater)		
18	Tiefe Zerschneidung, Verkarstung	Cañon		
17	Starke Aufkalkung	Hauptkrustenfläche		Frühes Acheul, ca. 600 ka BP
16	Schottersedimentation	Hauptschotterkörper		
15	Aufkalkung (knollig)	Kalkknollenkruste		
14	Erosion	3. Diskordanz		
13	Bodenbildung (<i>Arenosol</i>)	Wurzelröhren, Verfärbung		
12	Fluviale Sandsedimentation	obere Sandstufe		
11	Aufkalkung	noduläre Kruste		
10	(feuchtere?) Bodenbildung	Färbung, Fe-Konkretionen		
9	Fluviale Sandsedimentation	untere Sandstufe		
8	Schwache Aufkalkung	noduläre Kruste		
7	Schotterschüttung	Schotterkörper		
6	Aufkalkung, Krustenbildung	Kalkverbackung, Calcrete		
5	Erosion	2. Diskordanz		
4	Hangschutt und Schotter	Graukalkstufe		
3	Erosion/Verkarstung	Basisdiskordanz (1. Diskordanz)		
2	Aufkalkung	Regolith-Calcrete		
1	Kaolinisierung	Kaolinitprofil, Cu-Horizont		

Tabelle 26: Grobübersicht über die festgestellten Reliefgenerationen im Bereich des Fluvial-Reliefs am mittleren und unteren Kuiseb unter Verwendung der Aufzeichnungen von KORN (1938-1942 unpubl., 1943, unpubl.). Dargestellt ist der Zeitraum ab der letzten Tiefenverwitterungsphase (Post-HR-1) bis zum Holozän, das hier nicht weiter unterteilt wurde. Insbesondere die einzelnen Terrassen lassen noch eine Vielzahl weiterer Untergliederungen zu. Angaben zu den Artefaktfunden stehen unter Vorbehalt, da sie zwar gut dokumentiert sind, aber in den meisten Fällen nicht physisch vorgelegen haben. Eigene Artefaktfunde am Kuiseb betrafen nur Material außerhalb eines stratigraphischen Zusammenhangs, doch konnte KORNs (1942, unpubl.) Vorstellung über die räumliche Verteilung nachvollzogen werden.

Im Vergleich zu den Aufnahmen von WARD (1987) mit der Dreigliederung Tsondab-Sandstein (Alt- bis Mitteltertiär), Karpfenkliff-Konglomerat (Miozän) und Kamberg-Calcrete (Endmiozän), stellen die eigenen und KORNs (1942 unpubl.) Befunde eine Erweiterung dar.

4.2.2.4 Vergleich der Flußhistorien

Eine zyklische Neuinterpretation der Reliefgenerationen am Kuiseb ist nur dann angebracht, wenn sich Reliktformen dieser Zyklen auch innerhalb der anderen Riviersysteme nachweisen lassen. Ein solcher Vergleich läßt sich auf Basis der Befunde zur Reliefbasis sowie zu den Sedimentzyklen in ihrer jeweiligen Morphoposition ziehen. Da im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht alle Terrassen

der genannten Riviere einer genaueren Untersuchung unterzogen werden konnten, muß zusätzlich auf die Beschreibungen anderer Autoren zurückgegriffen werden. Leider liegt aber, außer für den Kuiseb, aus keinem weiteren Catchment eine solche Studie vor. Vereinzelt Beschreibungen lieferten GEVERS (1934b, 1936) und SMITH (1965: 75f) für Teile der Terrassen von Swakop und Khan. Lediglich MABBUTT (1952) beschrieb den Aufbau der Ugab-Terrassen (Abb. 106) und stellte für die Füllung des Proto-Ugab-Tals eine gute stratigraphische Übereinstimmung mit Vorlandterrassen (z. B. am Uis-Rivier und Khan) fest. Ansonsten sind einige wesentliche Informationen über Aufbau und Lage solcher Terrassen lediglich noch im Bericht von KORN & MARTIN (1939, unpubl.: v. a. im Anhang mit den Feldskizzen) enthalten.

Das Faktum, daß nahezu alle westwärts orientierten Riviervalverfüllungen und Schwemmfächer - also auch diejenigen der Riviere im Kaokoveld und des Gaub (HÜSER 1977), Tsondab, Tsams und Tsauchab sowie ebenfalls die Riviere des Nossob-Auob-Systems oder der Riviere im Süden Namibias (vgl. KORN & MARTIN 1957) - einen offenbar sehr ähnlichen Aufbau aufweisen, läßt den Einfluß bedeutender lokaler oder regionaler Milieuunterschiede weitgehend zurücktreten. Sämtliche Sedimentkörper lassen schon durch ihren Aufbau, der mehrfache Wechsel von Klima, Abtragungs- und Sedimentationsmilieu andeutet, zwingend auf post-miozäne Flußentwicklung schließen. Im Falle einer früheren Einordnung, etwa ins Oligo- oder Miozän (z. B. WARD 1987: 38 „Karpfenkliff-Fluvialphase“), müßten diese mehrfachen Wechsel innerhalb dieses Zeitraums stattgefunden haben. Aufgrund der in den vorangegangenen Kapiteln erläuterten tertiären Reliefentwicklung, v. a. zum Rumpflächensrelief nahe der Wasserscheiden, und der bei DINGLE et al. (1983) u. a. dokumentierten ozeanischen Befunde, kann mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, daß es vor dem Endmiozän keinerlei deutlich ausgliederbare klimatische Zyklen gegeben hat, sondern ein relativ einheitliches, Flächenbildung mehr oder weniger restriktiv förderndes Morphomilieu ohne größeren Transport, Ablagerung und Aufkalkung von grobklastischen Sedimenten.

In Abb. 106 wurden die von MABBUTT (1952: 346, Fig. 5) aufgenommene Stratigraphie der Ugab-Terrassen (Hauptterrasse, Typlokalität auf Farm Bertram, s. Karte 29) derjenigen des Karpfenkliffs nach MARKER (1983: 338, Fig. 5a) gegenübergestellt. Vergleichend kann auch Abb. 105 (S. 436) herangezogen werden. Trotz einiger, erkennbarer fazieller Unterschiede ist eine Übereinstimmung im Phasenablauf erkennbar. Die Unterschiede dürften im wesentlichen aus den bei beiden Rivieren differierenden Gegebenheiten im Hinterland entstammen. So ist die Ugab-Talfüllung anscheinend mächtiger als die Kuiseb-Hochterrasse des Karpfenkliffs, obwohl kein direkter Anschluß an steile Hänge (Escarpment) im Hinterland besteht.

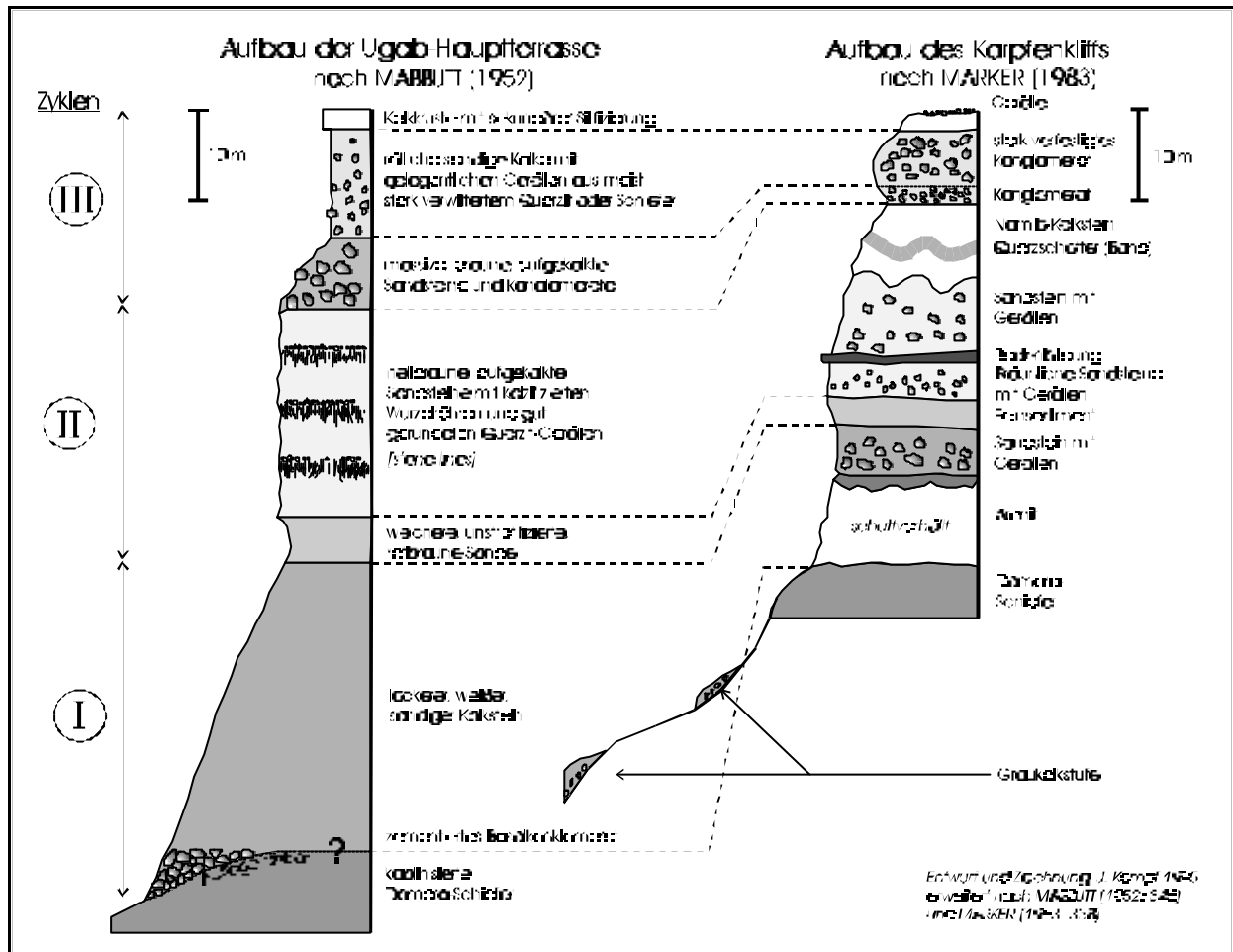
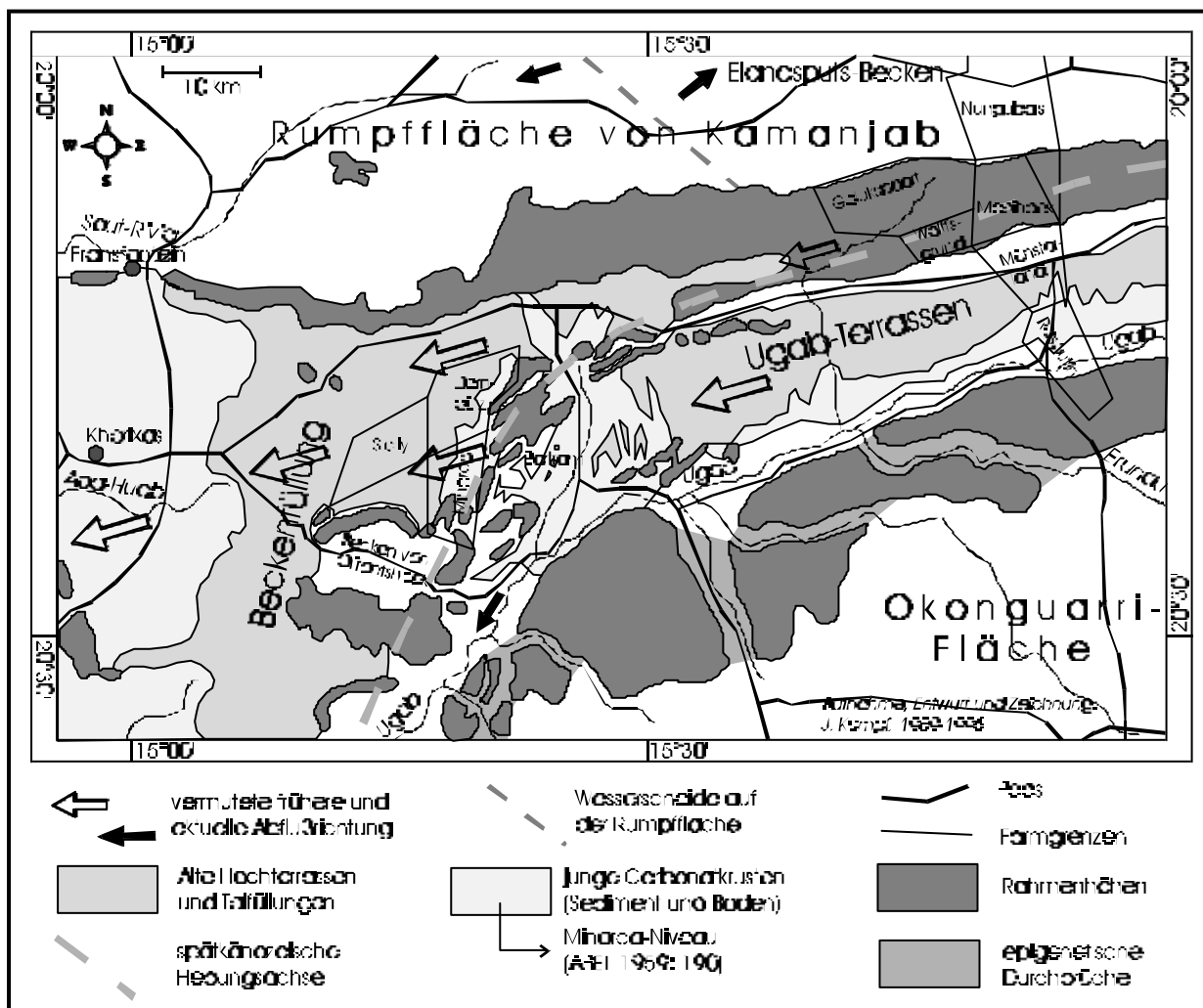


Abbildung 106: Vergleichende Darstellung der Flußterrassen von Ugab (nach MABBUTT 1952) und Kuiseb (nach MARKER 1983). Es lassen sich einige Parallelitäten im Aufbau erkennen, obwohl beide Riviere unterschiedlichen Hinterlandanschluß aufweisen.

Allerdings wurde in Kap. 4.2.2.3 festgestellt, daß einige 100 m östlich des Karpfenkliffs auch das Paläo-Kuiseb-Tal verschüttet wurde (Abb. 100-III). Die ursprüngliche Mächtigkeit der Talfüllung dürfte demnach im Liegenden noch über 40 m größer sein, als an der Hochterrasse erhalten. So ist ja am Karpfenkliff selbst nur ein kleiner Teil der Graukalkstufe vorhanden (v. a. als fluvial aufbereiteter Hangschutt), die ja weder von WARD (1987) noch von MARKER (1983) als Talfüllung erkannt wurde. Dies wurde in Abb. 106 unter dem Profil von MARKER (1983) eingezeichnet. Ein weiterer Unterschied dürfte in der Verbackungsmatrix liegen. Sie besteht am Kuiseb im wesentlichen aus Calciumcarbonat (vgl. EITEL 1993, 1994a), an den Ugab-Terrassen zusätzlich aus Dolomit. Dies ist aus der Schüttungsrichtung zu erklären, denn der Ugab hat Anschluß an das Otavi-Bergland mit seinem großen Anteil an dolomitischen Gesteinen.

Einige Übereinstimmungen in der Struktur der Sedimente sind besonders markant. Dies betrifft v. a. die identische Morphoposition der dreigliedrigen Talfüllung innerhalb eines großen ehemaligen Breit-tals (Karte 29).

Sehr gut lässt sich der Zyklus II parallelisieren, denn die Sandstufe enthält in beiden Fällen die markante Zeilen von kalzifizierten Wurzelröhren und Bodenrelikten. Die obersten Schichten der Konglomerate mit der Deckelkalkkruste („Kamberg-Calcrete“) ergaben zudem eine gute zeitliche Korrelation mit der auf Basis von Acheul-Artefakten ermittelten Alterseinstufung. In Kap. 4.2.2.2 wurde für die in der Hauptkruste verbackenen Acheul-Artefakte ein cromerzeitliches Alter angenommen (ca. 600 ka BP), da eine gut dokumentierte und durch osteologische Befunde datierte Fundstätte (Namib IV) diesen Alters aus der Region südlich des Kuiseb und weitere ähnliche Fundstätten innerhalb der Hauptkruste vorliegen (Kap. 6). Diese Alterseinstufung wird eindrucksvoll bestätigt durch ESR-Datierungen der Hauptkalkkruste des Ugab-Tals (Vingerklip), die nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119) Alter von 600-800 ka bzw. von 500-600 ka erbrachten. Diese Werte gelten zwar lediglich für die letzte Kristallisationsphase des Kalks, sind aber dennoch auffällig ähnlich.



Karte 29: Geomorphologische Karte des mittleren Ugab-Tals auf Basis der eigenen Aufnahmen und einer Satellitenbildinterpretation. Das in Kap. 4.2.2.1 (Text s. S. 336-343) besprochene Proto-Ugab-Breitetal enthält - wie dasjenige des Kuiseb - eine Serie von Talfüllungen (Ugab-Terrassen), die mehrphasig geschüttet und wieder ausgeräumt wurden. Die Dachfläche der Terrassen entspricht dabei der Hauptkrustenfläche (Kamberg-Calcrete), das Calcrete der niedrigeren Terrasse der Mittelkrustenfläche (ABELS 1959: 187 „Minorca-Niveau“).

Die zeitlichen und strukturellen Übereinstimmungen zwischen Ugab-System und Kuiseb-System begründen ein reliefgenetisches Rahmenwerk, in das sich auch andere Flußhistorien einhängen lassen.

In Tab. 27 wird ein solcher Versuch dargestellt:

Befund/Phasen	Ugab S. 343	Omaruru S. 350	Khan S. 351-355	Swakop S. 370	Tumas S. 389f	Kuiseb S. 438f
Terrassen im Tal	+	5.	(+)	8.	10.	8./9.
Starke Einschneidung im Unterlauf	+	4.	+	7.	9.	7.
Talfüllungen/Kolluvien, Verbackung	+	+	+	+	8.	6.
3. MW: restr. Tiefenverw.-Einschneidg.	+	+	+	6.	7.	
2. MW: Einschneidg.-restr. Tiefenverw.	3.	3.	+	5.	6.	5.
Schotterschüttung	+		+	3./4.	5.	3./4.
Flußumlenkungen/-anzapfungen					4.	
Schotterschüttung/Carbonatisierung					3.	
1. MW: Tiefenverwitterung-Einschneidg.	2.	2.	+	2.	2.	2.
Neotektonik	1.	1.	+	1.	1.	1.

„MW“ = Milieuwechsel, „+“ = vorhanden, aber nicht gelistet

Tabelle 27: Vergleich der Flußhistorien von Ugab, Omaruru, Khan, Swakop, Tumas und Kuiseb (Seitenzahlen im Text angegeben) nach Reliefbefunden. Das, im Sinne eines Phasenablaufs vielseitigste oder „kompletteste“ Relief weist der Tumas auf. Das liegt vor allem daran, daß er im Laufe seiner Milieugeschichte durch tektonische Einflüsse vom Hinterland abgeschnitten wurde und sich so Zusammenhänge ergeben, die in anderen Catchments nicht auftreten.

Aus Tab. 27 geht hervor, daß die drei großen känozoischen Milieuwechsel, nämlich die (endmiozäne) Fossilierung der Haupttrumpffläche (1), die (pliozäne) Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung mit der Streckhangbildung (2) und die (endpliozäne) Fossilierung der Post-HR-1-Fläche (3) in allen 6 Flußhistorien ebenso auftreten, wie eine (mittelpleistozäne) tiefe Zerschneidungsphase. Die spezielle Situation des Reliefs im Tumas-Catchment hat sich hier erkenntnisfördernd erwiesen, denn am mittleren und unteren Tumas sind mindestens zwei Stufen einer Breittalfüllung vollständig erhalten, da er im Laufe seiner Geschichte als Proto-Swakop-Unterlauf noch vor der Phase der umfassenden Wiederausräumung von seinem oberen Einzugsgebiet abgeschnitten wurde. Hierin kann die Ursache gesehen werden, warum am heutigen unteren Swakop keine, in ihrer Mächtigkeit zum Kuiseb oder Ugab vergleichbaren Hochterrassen vorkommen, sondern nur das kaum 20 m mächtige Calcrete I (das etwas mächtigere Calcrete II wurde ja als parautochthones Kolluvium eingestuft).

Unter Berücksichtigung der lokal unterschiedlichen endogenen Faktoren, v. a. bezüglich der Lage zu den entsprechenden Hebungsachsen, ergibt sich anhand der beschriebenen Merkmalskombinationen ein quasi-identischer Ablauf der Reliefgenese in ganz Zentral-Namibia. Dieser unterscheidet sich v. a. vor dem Spätpleistozän erheblich von den meisten bisher publizierten Arbeiten, wobei allerdings weniger die objektiven Reliefmerkmale infrage gestellt werden, sondern in erster Linie deren zeitliche Zuordnung. So stand für die Generationen zwischen NUS und dem Oswater-Konglomerat eben nicht der Zeitraum vom Oberkreide bis Altpleistozän zur Verfügung, sondern nur vom mittleren Miozän bis zum späten Mittelpleistozän.