

Verwitterung und Hangabtragung im „Nubischen Sandstein“ Südjordaniens

von

MOHAMMED ABU-SAFAT

mit 26 Abbildungen, 11 Tabellen, 37 Photos und einer Kartenbeilage

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung und Fragestellung	135	11
2.	<i>Einführung in das Untersuchungsgebiet</i>	137	13
2.1.	Topographie	139	15
2.2.	Geologischer Bau	140	16
2.2.1.	Stratigraphie	140	16
2.2.2.	Die tektonische Situation	147	23
2.3.	Klima	148	24
2.3.1.	Das heutige Klima	148	24
2.3.1.1.	Temperatur	148	24
2.3.1.2.	Niederschlag	151	27
2.3.2.	Der Kenntnisstand zum Paläoklima	151	27
2.3.2.1.	Unterpleistozän	152	28
2.3.2.2.	Mittelpleistozän	152	28
2.3.2.3.	Oberpleistozän	152	28
2.3.2.4.	Holozän	153	29
3.	Geomorphologischer Überblick	153	29
3.1.	Inselberge	153	29
3.2.	Schutfächer und Schutthalden	156	32
3.3.	Gebirgsfußflächen	160	36
3.4.	Wadis	163	39
3.5.	Endpfannen	165	41
3.6.	Sandflächen	169	45
4.	Unterschiedliche Hangformen als Folge der Differenzen in der Schichtung	171	47
4.1.	Die dominierenden Sandsteinlagen in kambrischen und unterordovizischen Gesteinen	171	47
4.2.	Die resistenten Eisenhorizonte	178	54
4.3.	Die ton-siltischen Schichten und Linsen	179	55
4.3.1.	Ansatzpunkte von Halbhöhlen verschiedener Dimension	179	55
4.3.2.	Die Ausbildung getreppter Hänge	183	59

4.4.1	Tafoni	184	60
4.4.2	Taur und Huqab	184	60
4.4.3	Hangtreppen	190	66
5	Die Bedeutung des Wassers für die Hangrückverlegung	195	71
5.1	Flächenhafte Befeuchtung	195	71
5.1.1	Durch Befeuchtung mobilisierbare Gesteinsbestandteile	196	72
5.1.2	Der Einfluß der Porosität auf die Mineralverlagerung	196	72
5.1.3	Unterschiedliche Oberflächenbefeuchtung entsprechend Hangneigung und Exposition	197	73
5.1.4	Lösung und Wiederausfällung	199	75
5.1.4.1	Die oberflächenparallelen Schwächezonen im Gestein	199	75
5.1.4.2	Die Bildung von Krusten an der Gesteinsoberfläche	199	75
5.1.5	Die Bedeutung der Krusten für die Rückverlegung der Hänge und Wände	203	79
5.2	Linear abfließendes Wasser	207	83
5.2.1	Die „Wasserfäden“ auf den Felsoberflächen: Lokal-episodische verstärkte Befeuchtung	207	83
5.2.1.1	Verstärkte Mineralverlagerung aus dem Gestein an die Oberfläche	208	84
5.2.1.2	Oberflächliche Spülung und Anlagerung von Tonpartikeln	209	85
5.2.2	Die Ausbildung von „Pfeilern“ (Maknun) und „Nischen“ (Turraqah)	212	88
5.2.2.1	Pfeiler und Nischen an Steilhängen und Wänden	213	89
5.2.2.2	Pfeiler und Nischen an Hangtreppen	214	90
5.2.3	Entwicklungsstadien von Pfeilern und Nischen und das Prinzip der „Reliefumkehr“	215	91
5.2.4	Zur Geschwindigkeit der Hangrückverlegung	221	87
5.2.5	Echte Erosionsformen an Steilhängen	225	101
6	Der Einfluß der Klüftung auf die Hangentwicklung	225	101
6.1	Kluftrichtungen im Streichen tektonischer Linien und in Relation zu Hangrichtungen	226	102
6.2	Klufttiefe	226	102
6.3	Kluftdichte	227	103
6.4	Morphologische Konsequenzen der Klüftung	228	104
6.4.1	Formen in Verbindung mit einzelnen Klüften	228	104
6.4.1.1	Weniger tiefe Klüfte	228	104
6.4.1.2	Tiefe Klüfte	230	106
6.4.2	Formen in Abhängigkeit von der Kluftdichte	233	109
6.4.2.1	Weniger tiefe Klüfte	233	109
6.4.2.2	Tiefe Klüfte	239	115
7	Zusammenfassung	240	116
	Literaturverzeichnis	243	119
	Tabellenanhang	248	124

Dieser Beitrag erscheint in den „Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft“
und gleichzeitig als Einzelband der „Erlanger Geographischen Arbeiten“.
Für die Einzelpublikation gilt die Kursivpaginierung am Seiteninnenrand

Verzeichnis der Abbildungen im Text

1. Lage des Arbeitsgebietes
2. Schematische Überblicksskizze über das Untersuchungsgebiet
3. Geologische Karte von SüdJordanien
4. Stratigraphische Säulen des Kambriums und des Unterordoviziums
5. Geologisches Profil durch das Untersuchungsgebiet
6. Klimadiagramme der Klima-Stationen von SüdJordanien
7. Klimatischer Vergleich des Untersuchungsgebietes mit anderen ariden Gebieten
8. Profile und Querschnitte von Wadis im Untersuchungsgebiet
9. Morphologisch wichtige Eigenschaften von Schichten des Kambriums und des unteren Ordoviziums
10. Ausprägung der Schennifeh („Halbhöhlen-Dächer“)
11. Zusammenhang von Karbonatgehalt, Porosität, Korngrößenverteilung und Kaolingehalt
12. Entstehung einer Stufe aus Entwicklung und Einsturz eines Taur oder Huqab
13. Hangprofile im unteren Kambrium
14. Röntgendiagramme von Außenkruste, Schwächezone und anstehendem Gestein
15. Die Kaolin- und Kalzitverteilung
16. Krustenbildung: Karbonatverlagerungen in oberflächennahen Gesteinszonen
17. Karbonatdicke der Außenkruste in Abhängigkeit von verschiedenen Parametern
18. Entstehung von einzelnen und zusammengewachsenen Tafoni
19. Zusammenhang zwischen Tafonivolumen und Krustendicke im kambrischen Gestein
20. Hangprofile zweier Inselberge
21. Karbonatanteil der oberflächennahen Gesteinszonen verschiedener Schichten des Kambriums
22. Kaolinanteil der oberflächennahen Gesteinszonen in verschiedenen Schichten des Kambriums
23. Kluftrichtungsrosen an verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes *
24. Klufterweiterung in Halbhöhlen
25. Breite von Wadis nahe der Qi'an-Achse in Abhängigkeit von der Klüftung
26. Zum Zusammenhang von Kluftdichte und Hangneigung

*) Abb. 23 wurde aus technischen Gründen als Kartenbeilage angefügt

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

1. Mächtigkeitsanteil der Schichtenfolgen und Verfestigungsgrad der Gesteins
2. Mineralische Zusammensetzung des Kambriums, des Ordoviziums und des Silurs
3. Niederschläge im Untersuchungsgebiet
4. Mineralische Zusammensetzung und Porosität des Kambriums und des Unterordoviziums
5. Größenverteilung von Tafoni in Kambrium-Gesteinen
6. Zusammenhang zwischen Tafoni-Ausprägung und Exposition
7. Karbonatgehalt verschiedener Sandsteinschichten im Untersuchungsgebiet
8. Porenvolumen verschiedener Schichten des Kambriums und des Unterordoviziums
9. Oberflächenparallele Schwächezonen und ihre Abhängigkeit von der Porosität des Muttergesteins
10. Oberflächenparallele Schwächezonen und ihre Abhängigkeit von der Exposition
11. Zur Schutzfunktion der Kruste im Gestein des Unterordoviziums

Dank

Besonders herzlich danke ich Herrn Prof. Dr. W. D. Hütteroth, von dem ich die Anregung zu dieser Arbeit bekommen habe. Seit seinem Jordanienaufenthalt im Jahr 1963 hat er sich gedanklich immer wieder mit der Fragestellung meiner Arbeit beschäftigt. Im Rahmen der Feldarbeiten hat er mich dann zwei Wochen im Untersuchungsgebiet, begleitet und die Ergebnisse mit mir vor Ort diskutiert. Ohne seine unermüdliche Hilfe wäre diese Arbeit nicht entstanden.

Den Mitarbeitern des Instituts für Geographie danke ich für ihren Besuch in meinem Arbeitsgebiet im Rahmen der Orient-Mitarbeiterexkursion im Frühjahr 1986.

Dem Institut für Geologie der Universität Erlangen-Nürnberg, insbesondere Herrn Prof. Dr. Nollau und Herrn Prof. Dr. Buggisch, ebenso Herrn Prof. Dr. Stingl vom Institut für Geowissenschaften der Universität Bayreuth, danke ich für die Möglichkeit der Laborarbeit.

Die für meine Arbeit erforderlichen kartographischen Unterlagen habe ich von der Universität Tübingen erhalten. Dafür danke ich herzlich Herrn Prof. Dr. Löffler, Herrn Priv. Doz. Dr. Jungfer und Herrn Dr. Weicken danke ich für die inhaltlichen Anregungen aus zahlreichen Diskussionen.

Herrn Prof. Dr. Farhan danke ich für seine tatkräftige Unterstützung bei der Durchführung meiner Arbeiten im Untersuchungsgebiet, ebenso meinen Freunden in der Natural-Resources-Authority in Jordanien für ihre Hilfe.

Für die sprachliche Hilfe bei der Erstellung des Manuskripts, für die sprachliche Überarbeitung und für die mühevollen Reinzeichnungen der Karten danke ich Herrn Meinardus, Herrn Dr. Hopfinger, Herrn Dr. Escher, Herrn Schneider und Herrn Ben-Ghézala.

Für die finanzielle Unterstützung während meines Aufenthaltes in der Bundesrepublik Deutschland sage ich dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) herzlichen Dank.

Besonders herzlich danken möchte ich den Beduinen in SüdJordanien, stellvertretend nenne ich hier meinen Freund Abu-Qilwa. Sie haben mich überaus freundlich aufgenommen, mir jederzeit geholfen und meine Fragen mit freundlicher Geduld beantwortet.

1 Einleitung und Fragestellung

Bei der Verwitterung unter ariden Bedingungen scheint neben mechanischen Prozessen wie Insolationszerlegung und Sandschliff vor allem chemischen Faktoren eine besondere Bedeutung zuzukommen (MORTENSEN 1933, WELTE 1959, KESSLER 1960, KNETSCH 1960), obwohl Wechselwirkungen von Feuchtigkeit mit Bestandteilen des Gesteins auf relativ kurze Zeitintervalle beschränkt bleiben. Wasser, das autochthon durch Niederschlag, hygroskopisch oder durch Kondensation, allochthon durch seitlichen Zustrom oder durch vertikalen Aufstieg zumindest zeitweise im Gestein enthalten ist, führt infolge von Lösungs- und Quellungsvorgängen zu Veränderungen der mineralischen Zusammensetzung.

Aufgrund des in ariden Gebieten vorherrschenden Verdunstungsogs kommt es in der Regel zur Konzentration und schließlich – durch Verlust des Lösungsmittels – zur Ausfällung von gelösten Stoffen in Oberflächennähe (Subfloreszenz) oder außerhalb des Gesteinskörpers (Effloreszenz). Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen der Art der Anreicherung einerseits und der Verdunstungsgeschwindigkeit sowie der Löslichkeit der Minerale andererseits. So findet über die *langsame Ausfällung schwerlöslicher Stoffe* eine *Oberflächenkonservierung* statt, während die *rasche Anreicherung leichtlöslicher Salze* die *Abtragung* fördert. Die chemischen Mechanismen und ihre Bedeutung für die Verwitterungsresistenz sind hinreichend bekannt (RUTTE 1959, KESSLER 1960, KNETSCH 1960, WELTE 1960, KAISER 1972).

Im wesentlichen von den gleichen Faktoren – nämlich der Mineralzusammensetzung und dem Klima – werden Verwitterungsprozesse gesteuert, die auf einer Volumenänderung einzelner Gesteinsbestandteile beruhen. Hydratations- und Quellungsvorgänge sind die Folge chemischer Reaktionen von Wasser mit Salzen bzw. Tonmineralien, die aufgrund oszillierender Druckveränderungen den Zusammenhalt schwächen. Auch hier können die Gesetzmäßigkeiten als im Prinzip erkannt angesehen werden (KAISER 1972).

Da Transportvorgänge unter ariden Bedingungen kaum Probleme aufwerfen – Agentien sind im wesentlichen Schwerkraft und Wind, seltener, aber dann deutliche Spuren hinterlassend, Wasser –, kann die Hangentwicklung im wesentlichen als Resultat mehr oder weniger selektiv wirkender Verwitterungsprozesse verstanden werden.

Der Formenschatz Südjordaniens weist gegenüber vergleichbaren Gebieten – beispielsweise der Sahara oder Saudi-Arabiens – Besonderheiten auf. Insbesondere die Wände und Hänge im nubischen Sandstein, die teilweise durch eine komplexe Verschachtelung horizontaler und vertikaler Oberflächenstrukturen geprägt werden, scheinen ein spezielles Phänomen dieser Region darzustellen (vgl. Bild 1). Die Bedeutung unterschiedlicher Verwitterungsresistenz bei der Entwicklung dieser Wand- und Hangformen ist offensichtlich.

Der Begriff „nubischer Sandstein“, wie er in den arabischen Ländern für die paläozoischen und älteren mesozoischen Sandsteine verwendet wird, geht auf Untersuchungen von RUSEGGER (1847) in Süd-Ägypten zurück. Erste Arbeiten zur *Geologie* Jordaniens wurden von DIENEMANN (1915) durchgeführt; eine geologische Karte Südjordaniens im Maßstab 1:250000 erstellte QUENELL (1956). Umfassende stratigraphische, tektonische und hydrogeologische Grundlagen legten BURDON (1959) und BENDER (1963 und 1968; BENDER u.a. 1969), von dem auch geologische Karten Südjordaniens im Maßstab 1:250000 und 1:100000 vorliegen. Weitere Untersuchungen befassen sich mit speziellen stratigraphischen (WOLFART 1968) und sedimentologischen Problemen (SELLEY 1970), der Hydro- (LLOYD 1969) sowie der Wirtschaftsgeologie Südjordaniens (NIMRY/HADDADDIN 1970). Von gewissem Interesse, weil paläoklimatische Hinweise liefernd, sind auch archäologische Arbeiten, wie sie im Untersuchungsgebiet von HENRY u.a. (1981) und JOBLING (1980) durchgeführt wurden. Mit der *Geomorphologie* Südjordaniens befaßte sich erstmals BEHEIRY (1972) in Form eines allgemeinen Überblicks über die Großformen des Reliefs: Kristallines Gebirge, Fußflächen, Inselberge, Endpfannen, Hamada und Sandflächen. Speziell Inselberge und Fußflächen untersuchte die Arbeit von OSBORN und DUFORD (1981), wobei die je nach Gesteinsformation dominierenden Verwitterungsprozesse beschrieben werden. Neben den Hangformen des Kristallins, die hier weniger interessieren, wird auch auf die Hangentwicklung im Nubischen Sandstein eingegangen; aufgrund von Geländebeobachtungen werden Einzelkornverwitterung und Lockerung des Gesteinsverbandes infolge der Klüftung als wichtigste Faktoren genannt (OSBORN/DUFORD, 1981, S. 8).

Wesentliche Probleme bleiben jedoch ungeklärt. Eine Analyse der Verwitterungsprozesse, die die Hangentwicklung steuern, sollte folgenden Fragen nachgehen:

- Inwieweit folgt das charakteristische Hangprofil petrographischen Gegebenheiten bzw. Änderungen dieser Gegebenheiten infolge der Schichtung?
- Welche Stoffverlagerungsvorgänge liegen der Bildung von Krusten, wie sie an der Oberfläche fast aller nubischen Sandsteine Südjordaniens zu beobachten sind, zugrunde? Welche morphologischen Konsequenzen ergeben sich daraus? Lassen sich die für diese Region typischen vertikalen Hangstrukturen damit erklären?
- In welchem Ausmaß und in welcher Weise beeinflusst die Klüftung die Hangentwicklung?

Der Versuch einer Beantwortung dieser Fragen schließt eine Vielzahl qualitativer und quantitativer Methoden der Feld- und Laborarbeit ein. Zusammen mit der Erstellung einer geomorphologischen Karte im Maßstab 1:50000* wurden zahlreiche Groß- und Kleinformen des Reliefs im einzelnen vermessen und mit folgenden Da-

* Entwurfsmaßstab

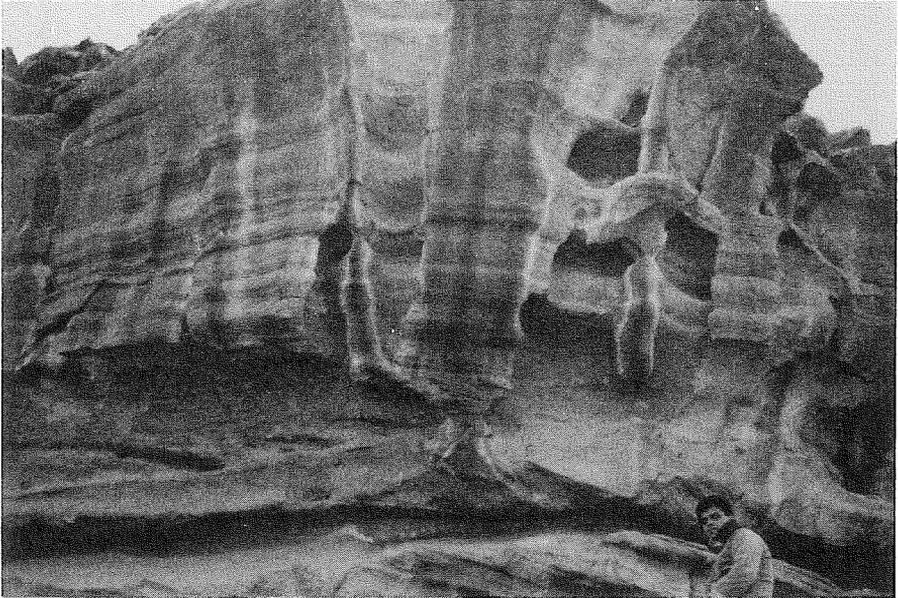


Bild 1. Charakteristische Wand- und Hangform im kambrischen Sandstein Südjordaniens. In einem annähernd senkrechten Hangabschnitt greifen horizontale, halbhöhlenartige Strukturen und vertikale „Pfeiler“ und „Nischen“ ineinander. Das Bild zeigt einen Ausschnitt aus dem getrepten nördlichen Hang des et-Taqtaqeyyeh; flachere Hangabschnitte sind ober- und unterhalb der Steilwand zu erkennen.

ten in Beziehung gesetzt: Korngrößenzusammensetzung, Porosität, Karbonat-, Eisen-, Kaolin-, Sericit-, Quarz-, Feldspat- und Glimmergehalt des Anstehenden; Karbonat- und Tongehalt sowie mechanische Festigkeit an der Oberfläche und die Änderung der Werte mit zunehmender Tiefe im Gestein sowie Klufrichtung, -tiefe und -dichte. Weitere Informationen stratigraphischer, tektonischer und klimatischer Art wurden der Literatur entnommen.

2 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt entsprechend der Fragestellung die Sandsteingebiete Südjordaniens mit relativ hoher Reliefenergie. Damit existieren z. T. geologische Grenzen: im Westen durch das dort anstehende Kristallin, im Norden durch das Abtauchen der nubischen Sandsteinschichten unter Kalkgesteine der Kreide. Als östliche Begrenzung wurde die Hidschas-Eisenbahnlinie zwischen Batn el-Ghul und el-Mudawwara gewählt, da die geringen Höhenunterschiede der dortigen

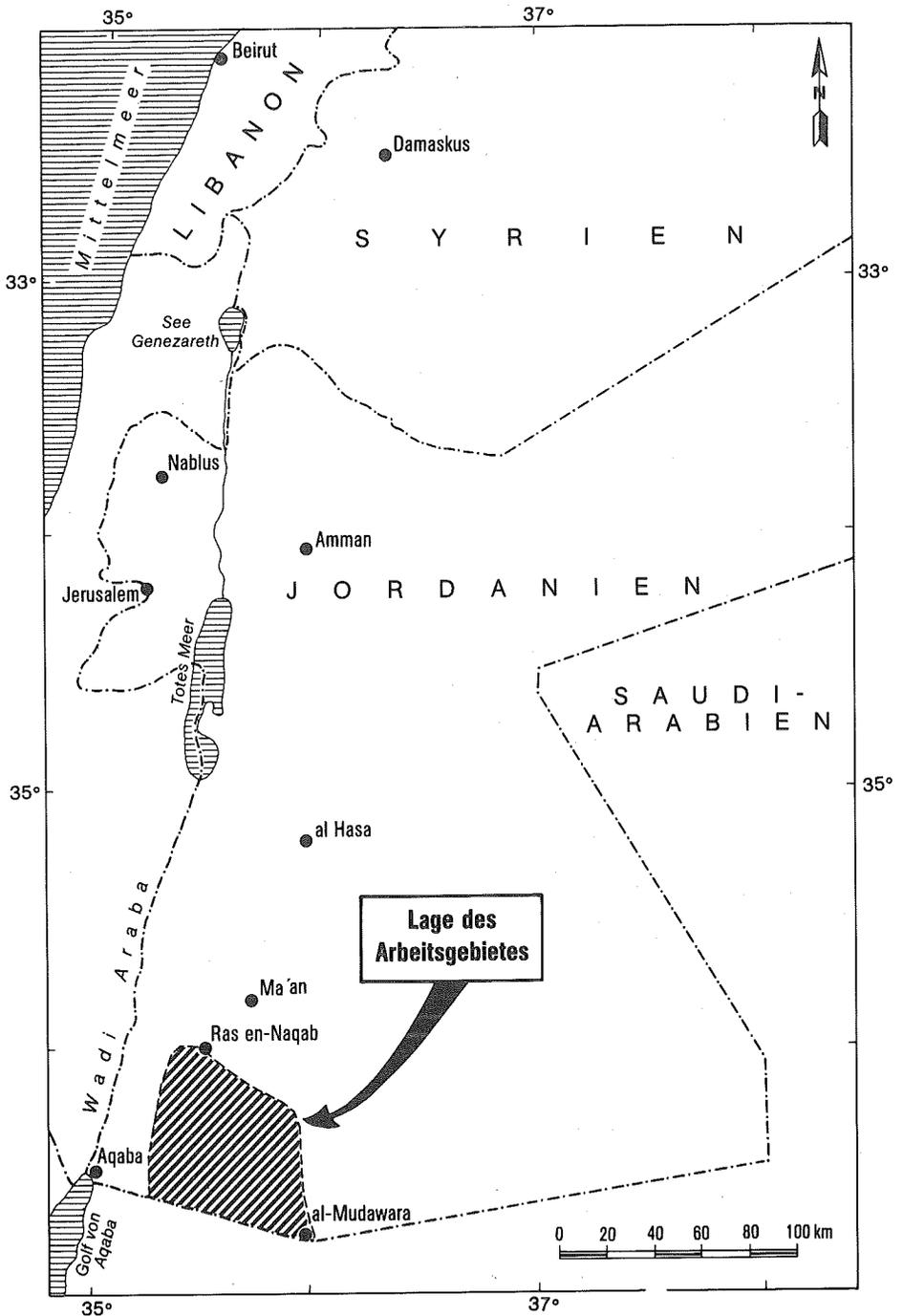


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes

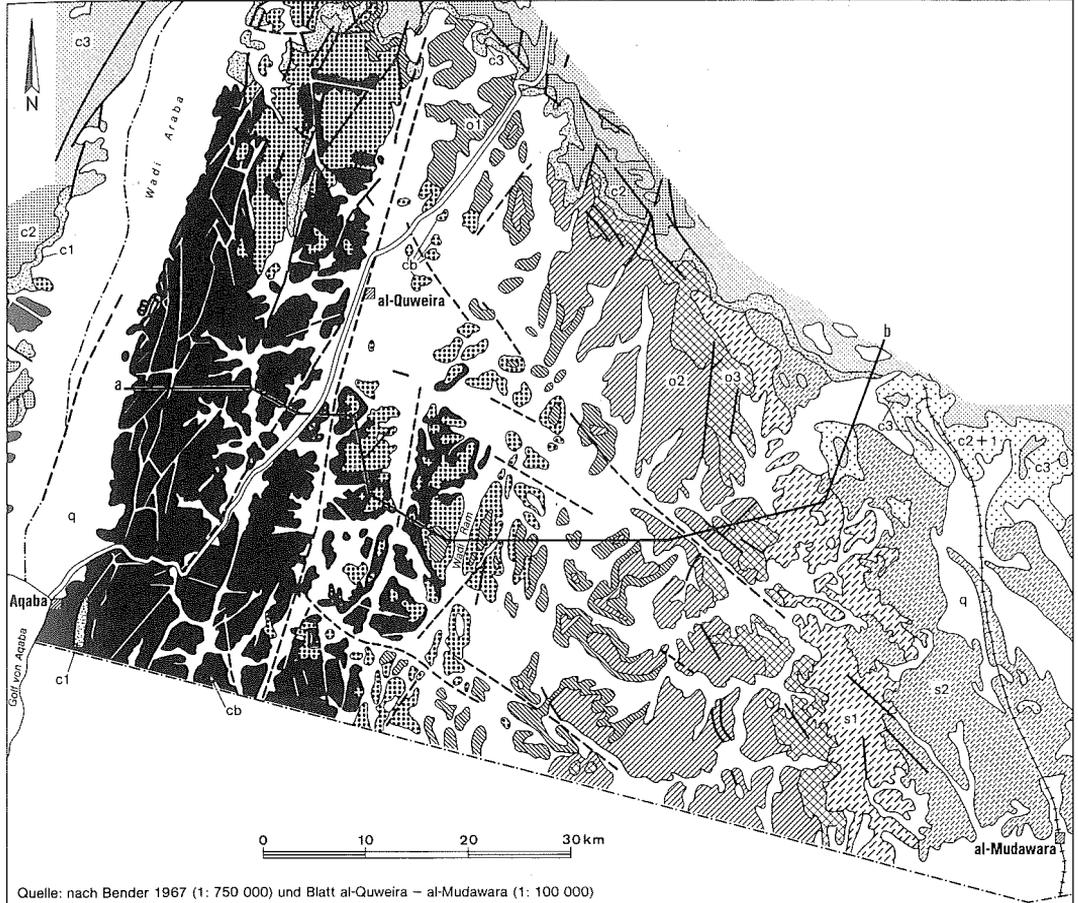
von Westnordwest nach Ostsüdost. Sie erreicht Höhen zwischen 1600 m im Westen und 1300 m im Osten; ihre Hochfläche fällt mit etwa 3-4° zur 200 km nordöstlich gelegenen el-Jafr-Endpfanne ein. An ihren Fuß schließt sich nach Süden hin ein 1100 – 1200 m Höhe über NN erreichendes Niveau an, das von Höhenzügen mit teilweise Inselberg-, teilweise auch Tafelbergcharakter gebildet wird. Es sind dies im nördlichen Teil die Gebirgsgruppen Dschebel el-Weiseyyeh, Rabiqh, en-Nasifah, el-Hiswa, el-Ghuslan und el-Lasam, im südlichen Teil die Dschebel Umm-Nfus, Muneishir, Umm-Dfuf, Umm-A'lda und el-Ghal (jeweils von West nach Ost). Während im südlichen Untersuchungsgebiet Inselberge dominieren, haben die an die Ras-en-Naqab-Schichtstufe anschließenden Bereiche erst das Stadium linienhaft zerschnittener Plateaus erreicht. In etwa parallel in nordsüdlicher Richtung verlaufen die Wadis Judayyed, el-Ghafir, el-Hafir, en-Nasifah, Rabiqh, el-Hiswah und el-Lasam. Höhen von 800 bis 1000 m über NN werden von flächenhaften Reliefelementen eingenommen; sie werden im Nordwesten durch das Becken von Quweira, im zentralen Bereich durch die von Nordwest nach Südost verlaufende Achse von Endpfannen und im Osten durch eine Fastebene begrenzt. Die relativen Höhen nehmen insgesamt von Westen nach Osten hin stark ab, von etwa 800 m auf 50 m. Die Gliederung des Reliefs kommt in Abb. 2 zum Ausdruck, in der auch die im Text erwähnten Ortsnamen und Verkehrslinien erwähnt werden.

2.2 Geologischer Bau

Geologisch gesehen liegt SüdJordanien im Norden des präkambrischen Arabischen Schildes. Dieser wurde zu einer Rumpffläche abgetragen, auf die der nubische Sandstein abgelagert wurde. Im Westen begrenzt der von Norden nach Süden verlaufende afro-asiatische Grabenbruch die Ausdehnung SüdJordaniens. Der nubische Sandstein reicht mit einer Mächtigkeit von ca. 1300 m vom Präkambrium bis zur Unterkreide. Eine Stratigraphie wurde aufgrund petrographischer Eigenschaften erstellt (vgl. BENDER, 1963). Insbesondere sind dafür die Ablagerungsbedingungen verantwortlich; es treten kontinentale (GARDNER, 1959, S. 7) und marine (BENDER, 1963) Verhältnisse auf. Teilweise lagerte sich das Material in seichtem Wasser, d.h. in Lagunen (LLOYD, 1969, S. 7), oder unter fluviolen Bedingungen (LILLICH 1969, S. 19) ab. Von den vorliegenden geologischen Arbeiten über SüdJordanien seien erwähnt: DIENEMANN 1915, KOBER 1919, PICARD 1941, RICHTER 1941, QUENNEL 1956, BURDON 1959, BENDER 1969 (regionale Geologie), WOLFART 1961, BENDER 1963, SELLEY 1970, 1972, (Stratigraphie) sowie QUENNEL 1951, LLOYD 1969, NIMRY/HADDADDIN 1972 (Wirtschaftsgeologie). Einen Überblick über die Geologie gibt Abb. 3.

2.2.1 Stratigraphie

Bis heute liegen über den nubischen Sandstein vier verschiedene stratigraphische Klassifikationen vor (vgl. SHAW 1947, BURDON 1959, QUENNEL 1951, BEN-



Quelle: nach Bender 1967 (1: 750 000) und Blatt al-Quweira – al-Mudawara (1: 100 000)

	Quartär		Oberes Ordovizium
	Dan-Maastricht-Campan-? Santon		Mittleres Ordovizium
	Santon-Turon-Cenoman		Unteres Ordovizium
	Unterkreide		Kambrium
			Präkambrium
	Oberes Silur		Störung, beobachtet
	Unteres Silur		Störung, vermutet
			Geologische Profil (siehe Abb. 5)
			Bahn, zerstört

Abb. 3. Geologische Karte von SüdJordanien

DER 1963, LLOYD 1969, SELLEY 1970). Für die vorliegende Untersuchung ist es zweckmäßig, die Klassifikation von BENDER (1963) zu benutzen, da sie einerseits den gesamten Sandstein umfaßt und andererseits insbesondere die im Gelände erkennbaren Eigenschaften der verschiedenen Schichten als Klassifikationsmerkmal enthält¹. Einen stratigraphischen Überblick geben Abb. 4 und Tabelle 1; eigene Untersuchungen zur chemischen Zusammensetzung werden in Tab. 2 dargestellt.

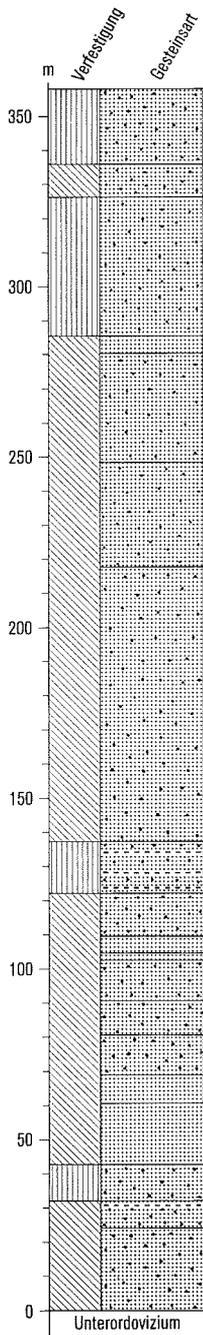
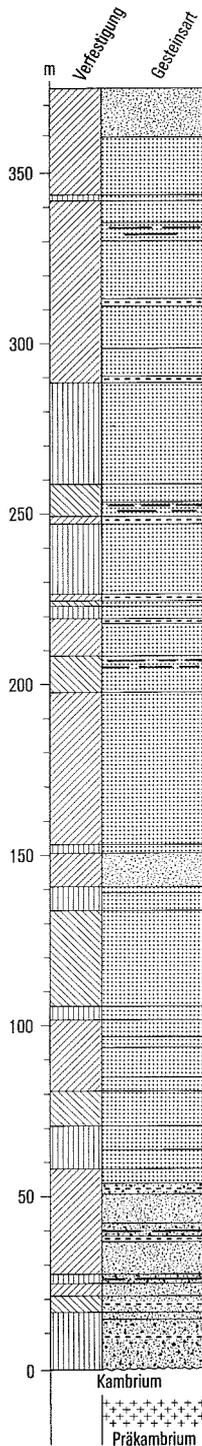
Gebankter Arkosesandstein (Unterkambrium):

Der gebankte Arkosesandstein lagert mit einer Mächtigkeit von 50-60 m direkt auf der präkambrischen Rumpffläche. Die Grenze zur kristallinen Auflagefläche ist deutlich zu erkennen; hingegen ist der Übergang zum Oberkambrium nur äußerst diffus ausgeprägt. Im Unterkambrium treten Feldspatsandstein und Ton-Schluff-Horizonte in Wechsellagerung auf. Der Feldspatsandstein stellt zehn Schichtenfolgen des Unterkambriums mit einem Anteil von ca. 97% der gesamten Ablagerungshöhe dieses Zeitraumes. In diesen Schichten, besonders im untersten Teil, sind diskontinuierliche ton-siltische Horizonte und eisenhaltige Bänder eingelagert. Der größte Teil dieser Schichtenfolge zeichnet sich durch hohe Festigkeit aus; der Kaolinanteil beträgt bis zu 7%. Mehr als 1/3 des Feldspatsandsteins von mittlerer bis schwacher Festigkeit wird durch runde bzw. ovale Quarzkomponenten mit einem Durchmesser von 2 bis 10 cm (LLOYD 1969, S.11) charakterisiert. Als Bindemittel fungieren Kaolin, Sericite, Silikate und Eisenoxide. Der Tonanteil erreicht im Ton-Schluff-Horizont bis zu 26%, sonst ca. 2-8% (nach mikroskopischer und Röntgen-Analyse).

Massiger, brauner, verwitterter Sandstein (Oberkambrium):

Der Sandstein des Oberkambriums läßt sich in 46 Schichten gliedern, die insgesamt etwa 320 m mächtig sind (Abb. 4); sie werden insbesondere durch den Schluffstein geprägt. Sein Anteil beträgt mehr als 1/5 der Mächtigkeit der oberkambrischen Ablagerungen und konzentriert sich im mittleren Teil der Schichtenfolge. Über die Hälfte aller Schichten beinhalten Silt (Korngröße 0,0039 bis 0,053 mm). Die Schichten weisen unterschiedliche Festigkeit auf; so sind 15% schwach, 37% mittel und 48% stark verfestigt. Aufgrund dieser Verhältnisse konnten die Steilhänge im Dschebel Ram und Dschebel Umm Ishrin entstehen (Abb. 4). Die ton-siltischen Schichten und Linsen weisen einen hohen Gehalt an Quarz und Kaolin (Bindemittel) sowie 0,3% Muskovit auf (nach mikroskopischer Analyse). Beim Feldspatsandstein ergab die eigene Analyse deutlich weniger Quarz und Kaolin, dagegen einen Karbonatanteil von fast 5%. Für den Siltstein sind nach röntgenanalytischen Untersuchungen 65% Quarz, 25% Kaolin und 13% Zwischenmasse (Matrix)

1) Die ausführlichen Beschreibungen der Schichtenfolge des Kambriums und Ordoviziums entstammen den „test wells“, Schürfb Bohrungen, die im Rahmen des UN Development Program in Verbindung mit der jordanischen N.R.A. („Natural Resorcess Authority“) im Jahr 1966 durchgeführt wurden.



Mächtigkeitsangaben jeweils ab Untergrenze Kambrium (links) resp. Unterordovizium (rechts)

Gesteinsart:

-  Kristallin
-  Feldspatsandstein
-  Sonstiger Sandstein
-  Ton-siltischer Sandstein
-  Eisenhorizonte
-  Kies

Verfestigung:

-  stark verfestigt
-  mittelstark verfestigt
-  schwach verfestigt

Quelle: Eigene Zeichnung aus Daten der Schürfb Bohrungen (LLOYD, 1969, S. 8-25)

Abb. 4. Stratigraphische Säulen des Kambriums und des Unterordoviziums

anzugeben². Eine wichtige Rolle für die Genese von Tafellandschaften und Hangterrassen spielen die Eisenhorizonte. Sie erreichen im Oberkambrium eine Mächtigkeit von bis zu 35 cm und zeichnen sich durch besondere Festigkeit aus.

Massiger, weißer, verwitterter Sandstein (Unterordovizium)

Der weiße, manchmal violette Sandstein des Unterordoviziums ist ca. 360 m mächtig. Die Abgrenzungen dieser Schichten sind gut zu erkennen, da zum Mittelordovizium hin harte quarzitisches Gesteine anschließen und die liegenden oberkambrischen Schichten sich durch Farbe und Festigkeit unterscheiden. Die untere Grenze konnte bei den Feldarbeiten westlich der Quweira-Humeima-Straße gefunden werden. Die Grenzschicht, eine geodenreiche Zone, weist eine Mächtigkeit von 1 – 1,30 m auf. Die Geoden erreichen Durchmesser bis zu 5 cm, sie bestehen aus Eisensandstein. Die Ablagerungen des Unterordoviziums zeichnen sich durch ihre homogene Struktur aus (vgl. Abb. 4); ton-siltische Bänder treten nur im unteren Teil in Form von Linsen in der Größenordnung von 50 cm Durchmesser auf. Die Ablagerungen kann man in 20 Hauptschichten einteilen. Sie werden nach dem Grad ihrer Festigkeit unterschieden; so sind 70% schwach und ca. 30% mittelstark verfestigt. Die Röntgenanalyse des unterordovizischen Sandsteins ergab Anteile von ca. 84% Quarz, 4,5% Kaolin, 2% Karbonat und 1% Schwermineralien. Die Ton-Silt-Linsen bestehen aus 65% Quarz, 24% Ton und 1% Karbonat³. Außerdem kommen Quarzkiesel bis zu 4 cm Durchmesser im Sandstein vor; sie tragen erheblich zur Tafonibildung in diesem Material bei.

Gebankter, brauner, verwitterter Sandstein (Mittelordovizium)

Der hellbraun bis violett-trübe Sandstein ist 250 m mächtig. Die Grenzen des Mittelordoviziums kann man gut an der Änderung der Verwitterungsprozesse erkennen. Das geschichtete und stark geklüftete Material wird in 25 Schichtfolgen untergliedert. Diese Gesteine zeichnen sich sowohl durch eine größere Anzahl quarzithaltiger Schichten (über 50%) als auch durch einen größeren Anteil stark verfestigter Schichten (ca. 75%) aus. Insgesamt ist ihr Quarz- und Schwermineralanteil höher; die Kaolin- und Karbonatanteile hingegen treten stark zurück.

Graptolithen-Sandstein (Oberes Ordovizium)

Der Graptolithen-Sandstein ist 80 – 90 m mächtig. Seine Farbe schwankt zwischen hellbraun und grünlich braun. Die Korngrößenfraktionen von 0,063 bis 0,1 mm Durchmesser sind nur schwach verfestigt. Im Gegensatz zur Grenze zum Mittelordovizium ist diejenige zum Untersilur gut ausgeprägt; sie besteht aus dünnblättrigem, feinem, dunkelrotem Sandstein von 0,5 – 2 cm Mächtigkeit. Ein geschichteter, roter und toniger Sandstein bildet die gut erkennbare Grenze zum

2) Mittelwerte aus 6 Messungen des Verfassers, vgl. Tab. 2 u. 4.

3) Mittelwerte aus 6 Messungen des Verfassers, vgl. Tab. 4.

Mittelordovizium. Der Graptolithen-Sandstein und der Sabellarifex-Sandstein greifen stark ineinander, deshalb kann man sie nur undeutlich gegeneinander abgrenzen. Die Schichten des Graptolithen-Sandsteins bestehen mit einer Mächtigkeit von 1 bis 2 m aus mäßig verfestigtem gepunktetem Sandstein. Insbesondere sind sie durch einen hohen Zwischenmasseanteil und einen sehr geringen Kaolinanteil charakterisiert. Außerdem treten Schichten von stark verfestigtem Sandstein auf; sie nehmen 1/4 der gesamten Ablagerungsmächtigkeit ein. Schließlich sind noch die schwach verfestigten, schiefer-tonigen siltischen Sandsteinfolgen zu erwähnen.

Sabellarifex-Sandstein (Untersilur)

Die Mächtigkeit des braungrauen, massigen Sabellarifex-Sandsteins wird mit 100 bis 120 m angegeben; sowohl die obere als auch die untere Abgrenzung ist undeutlich ausgeprägt. Der größte Teil der Ablagerungen des Untersilurs besteht aus feinem Sandstein von 0,1 – 0,2 mm Korn-Durchmesser mit zwischengelagerten tonsiltischen und Schiefer-ton-Schichten. Das Leitfossil Sabellarifex konzentriert sich in einer Höhe von 24 m im unteren Teil der gleichnamigen Schichtenfolge. Die „Röhren“ des Sabellarifex werden durch Verwitterung aus dem Sandstein gelöst und sammeln sich am Fuß der Steilhänge. Die Beduinen nennen sie „Dud el-Jub“ („Raupen der Wasserhöhlen“).

Conularien-Sandstein (Obersilur)

Der Conularien-Sandstein erreicht eine Mächtigkeit von 170 bis 210 m. Der blaßbraune bis graue Sandstein ist fein bis mittel gekörnt (0,1 – 0,25 mm Durchmesser); er weist eine mittlere Festigkeit auf. Zusätzlich ziehen sich grüne Schiefer-tone, die sehr fein sind und nicht bröckeln, durch die Schichten. Der blättrige Schiefer-ton enthält mehrere salzhaltige Lagen mit maximaler Mächtigkeit von 2 cm, sie werden von einigen millimeterstarken Gips-lamina begleitet. Der grüne Schiefer-ton (12 – 15 cm) bildet zugleich die Grenze zum Kurnub-sandstein. Außerdem kommen Eisensandsteinschichten von 20 cm Mächtigkeit vor.

Kurnub-Sandstein (Oberer Jura-Unterkreide)

Diese Benennung geht auf SHAW (1947) zurück und bezieht sich auf die Sandsteine in der Umgebung des Dorfes Kurnub, südlich von Bir es-Sabia' in Palästina. Es handelt sich um Sandsteine des oberen Jura, die rund 130 m mächtig werden. Sie lassen sich in zwei Abschnitte gliedern:

Unterer Teil (massiger, weißer Sandstein): Diese Gesteine liegen im westlichen Teil der Ras en-Naqab Schichtstufe über dem unteren Ordovizium und in ihrem östlichen Teil über dem silurischen Sandstein. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 40 m im westlichen Teil und 60 – 80 m im östlichen Teil. Von ihrem äußeren Habitus zeigen sie eine Ähnlichkeit mit den verwitterten, massigen, weißen Sandsteinen des unteren Ordoviziums. Die oberjurassisch-unterkretazischen Sandsteine besitzen eine massige Struktur. Sie sind mittel- bis grobkörnig und enthalten im mitt-

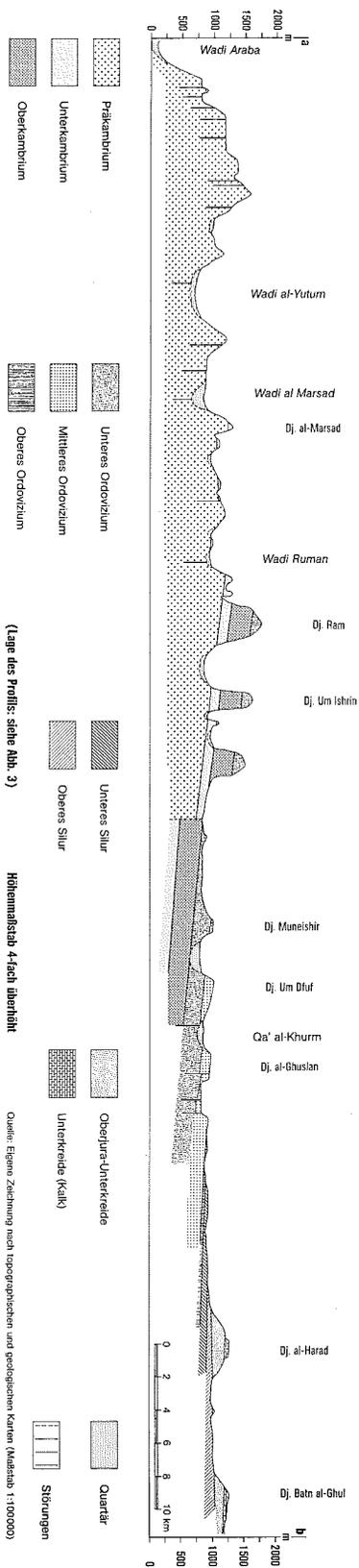


Abb. 5. Geologisches Profil durch das Untersuchungsgebiet

leren Abschnitt Einschaltungen von kreuzgeschichtetem Schiefer-ton, geringe Mengen von Quarzit und gelbe Lehmlinsen (SAKET u.a., 1971, S. 12). Der obere Abschnitt ist durch gering mächtige, bis 30 m starke Einschaltungen von grauen Schiefer-tonschichten charakterisiert (BENDER, 1963, S. 28).

Oberer Teil (bunter Sandstein): Diese Gesteine bilden den oberen Teil der Kur-nubsandsteine. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 130 und 150 m. Sie treten im mittleren Hangabschnitt der Ras en-Naqab Schichtstufe auf, wo diese weiter nach Westen über die gekappten paläozoischen Schichten übergreift. Der untere Teil dieser Gesteine besteht aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit Einschaltungen von kantigen Kiesel-n und Schiefer-ton. Teilweise treten auch rotbraune, schwach karbonathaltige Sandsteine in dünnen Schichten und Linsen auf. Der obere Teil ist durch feinkörnige Sandsteine, Schiefer-ton und Siltstein charakterisiert. Der oberste Teil besteht aus siltisch-mergeligem, dunkelbraunem, leicht brüchigem Schiefer-ton, der unter marinen Bedingungen abgelagert wurde. Ein Profil durch das Untersuchungsgebiet in west-östlicher Richtung gibt Abb. 5 wieder.

2.2.2 Die tektonische Situation

Im Untersuchungsgebiet findet man nur in begrenztem Umfang bedeutendere Verwerfungslinien vor, d.h. solche, die von BENDER in die geologische Karte (Maßstab 1:100000) aufgenommen wurden oder die nach neueren Satellitenbildern anzunehmen sind. Sie lassen sich folgendermaßen ordnen:

1. NW-SE streichende Verwerfungslinien. Sie treten vor allem zwischen Dschebel Umm-Sahm und Wadi el-Yutum auf. Dazu kommen mit der Qia'n-Achse zwischen el-Mudawwara und el-Quweira und der Ras en-Naqab-Schichtstufe zwei weitere wichtige tektonische Strukturelemente dieser Streichrichtung.

2. Die zweite Gruppe der Verwerfungslinien streicht von Norden nach Süden. Die Bruchlinien im Wadi el-Marsad und im Wadi el-Yutum stellen den größten Teil dieser Verwerfungen.

Die Sprunghöhe der Verwerfungen im Wadi el-Marsad erreicht bis zu 200 m (VAN DEN BOOM/LAHLIOUB 1964, S. 61–62). Im Gebiet zwischen Wadi el-Marsad und Chor Ram betragen die Streichrichtungen zwischen 10 – 20°; ihre Sprunghöhe liegt von einigen Metern bis über 100 m (BENDER 1963, S. 10). Im Osten von Wadi Roman setzen sich die Nord-Süd-streichenden Verwerfungslinien nur verkürzt und undeutlich fort. Dies deutet auf einen Zusammenhang dieser N-S-Bruchlinien mit der Wadi-Araba-Jordantal-Hauptverwerfung hin.

Die tektonischen Strukturen wirken sich direkt und indirekt auf die geomorphologische Situation aus. Die direkten Auswirkungen zeigen sich in Bruchstufen, die durch vertikale Verstellung entstanden sind, wie die meisten Teile der Ras en-Naqab-Schichtstufe, in Grabenbrüchen, wie die Qia'n und das Wadi el-Mar-

sad, sowie auch in den Subsequenztäälern (BEHEIRY, 1972, S. 23), die sich durch gerade Längsachsen auszeichnen, wie Wadi Rabiqh und Wadi el-Wazeyyeh. Zu den indirekten Erscheinungen der Tektonik zählt man die geklüfteten Bereiche, die in der Regel die Hauptverwerfungslinien begleiten. Die tiefen Klüfte sind, wo sie austreichen, oftmals stark erodiert und treten ausschließlich im Kambrium und Unterordovizium mit einer Streichrichtung von 115 – 125° und 150 – 168° auf. Hangparallelen, über 100 m tiefen Entlastungsklüften (LOUIS 1979, S. 116-117) kommt erhebliche morphologische Bedeutung zu.

2.3 *Klima*

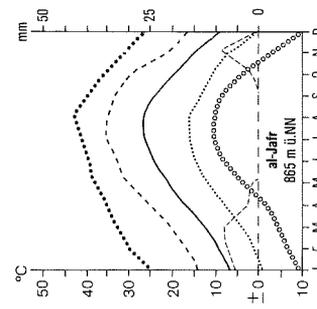
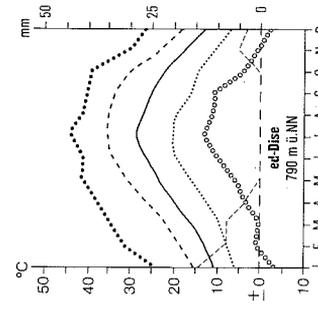
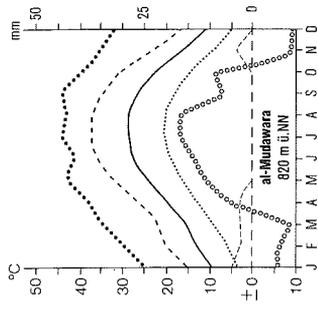
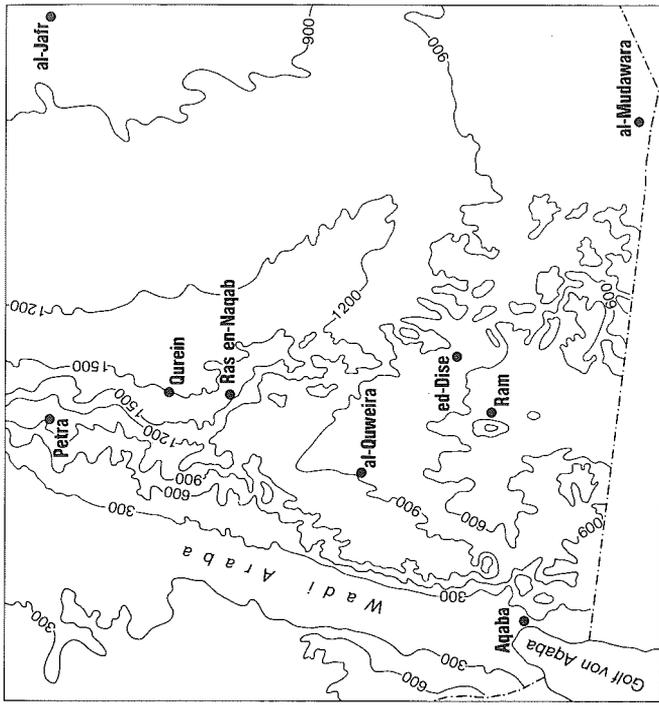
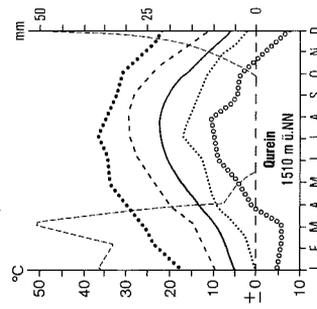
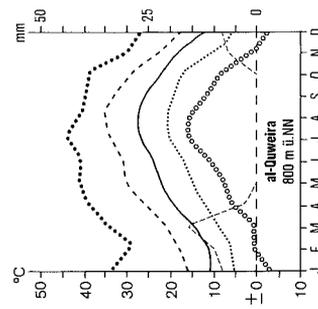
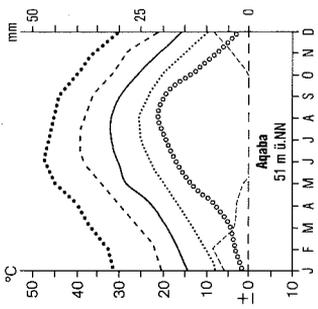
Einer der wichtigsten Faktoren der Reliefformung ist die Verwitterung. Diese ist zunächst im Zusammenhang mit dem gegenwärtigen Klima zu deuten. Für die Beurteilung zurückliegender Formungsprozesse muß auf paläoklimatische Befunde zurückgegriffen werden.

2.3.1 Das heutige Klima

Das gegenwärtige Klima ist bekannt durch die Beobachtungen der Stationen Ras en-Naqab, el-Quweira, ed-Dise und el-Mudawwara, deren Beobachtungsreihen über einen Zeitraum von 10 bis 24 Jahren kontinuierlich durchgeführt wurden. Die Rohdaten wurden dem Verfasser von der „Water Authority“ der „Natural Resources Authority“ und dem „Meteorological Department“ Jordaniens zur Verfügung gestellt. Abb. 6 stellt eine Auswertung der Meßreihen dar.

2.3.1.1 *Temperatur*

Die direkte morphologische Wirksamkeit der Temperatur besteht bekanntlich darin, daß die in ariden Gebieten in der Regel besonders extremen Temperaturschwankungen über unterschiedliche Ausdehnungskoeffizienten der Gesteine zur physikalischen Verwitterung beitragen. Sofern Wasser oberflächennah im Gestein vorhanden ist, kann im Winter gelegentlich Frostsprengung hinzutreten. Aus den Daten von drei Stationen ergibt sich für die Temperatur folgendes Bild: Monatsmittelwerte sind im Hinblick auf die morphologischen Prozesse von geringerer Bedeutung; sie können jedoch zu Vergleichen – mit anderen Gebieten oder innerhalb eines Untersuchungsgebietes – herangezogen werden. Die Januar-Mittelwerte betragen + 11°, die Juli-Mittelwerte + 28°, dabei erreichen die Unterschiede innerhalb des Untersuchungsgebietes selten 2° (der geringe Anstieg der Temperatur von West nach Ost ist aufgrund der unterschiedlichen Meeresnähe zu erwarten). Erhebliche Bedeutung für die Geomorphologie haben jedoch die Minima und Maxima der Temperatur sowie die Differenz der Extreme. Die Maxima liegen in der Regel in den Monaten Mai bis September über 40°; im Juli wird dieser Wert ca. sechs- bis



Klimadiagramme:

- Monatl. Mittelwert des Niederschlags
- Monatl. Mittelwert der Temperatur
- Maxima der monatlichen Mittelwerte
- Minima der monatlichen Mittelwerte
- Absolute Maxima der Temperatur
- Absolute Minima der Temperatur

Beobachtungszeitraum:

- Aqaba : Niederschlag 1966-1983 Temperatur 1966-1983
- al-Quweira : Niederschlag 1966-1983 Temperatur 1968-1983
- Qurein : Niederschlag 1967-1983 Temperatur 1967-1983
- al-Mudawara : Niederschlag 1951-1975 Temperatur 1968-1975
- ed-Dise : Niederschlag 1966-1975 Temperatur 1966-1975
- al-Jafr : Niederschlag 1966-1975 Temperatur 1966-1975

Quelle: Rohdaten der „Water Authority“ und der „Meteorologischen Behörde“, Jordanien
 PS: Nach Mittelung der Angestellten der jordanischen Behörden sind die Daten der letzten 3 Stationen seit 1975 nicht mehr registriert worden.

Abb. 6. Klimadiagramme der Klima-Stationen von Südjordanien.

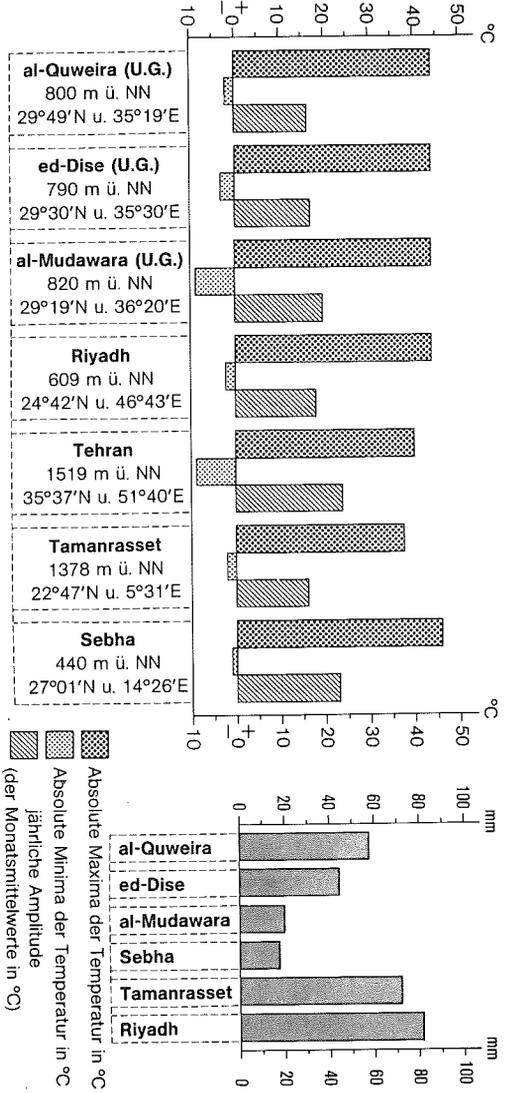


Abb. 7. Klimatischer Vergleich des Untersuchungsgebietes mit anderen ariden Gebieten.

achtmal überschritten. Die absoluten Minima liegen bei 2° bis 9° Celsius, wobei Frosttage regelmäßig an 6 – 8 Tagen in den Monaten November bis März zu beobachten sind, im etwas kontinentaleren Osten des Untersuchungsgebietes auch häufiger.

2.3.1.2 Niederschlag

Hinsichtlich der Niederschlagsmengen ergeben sich für das Untersuchungsgebiet Verhältnisse, die mit denen Saudi-Arabiens, Ägyptens und der iranischen Wüste zu vergleichen sind (siehe TAVO-Atlas, Blatt A IV 4). In der südlichen Wüste Jordaniens fallen ausreichend Niederschläge für eine Strauchvegetation (*Retama duriaei*) in Wadis. Im westlichen Bereich wächst auch außerhalb der Wadis *Artemisia herba alba*, während im Osten nur eine an extreme Trockenheit angepasste Vegetation vorkommt (neben *Tamarix aphylla* v.a. *Atriplex halimus*, beide nur in Wadis). Die Niederschläge nehmen von West nach Ost stark ab. So reduziert sich die mittlere Regenmenge von Quweira nach Mudawwara, d.h. auf eine Distanz von 65 km, auf etwa ein Drittel (vgl. Tab. 3). Ras en-Naqab verfügt aufgrund seiner topographischen Lage über relativ größere Regenmengen.

Die Niederschläge verteilen sich sowohl im Jahresgang wie auch von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich. Es scheint eine Periodizität zu existieren, nach der in el-Mudawwara auf vier Trockenjahre ein Jahr erhöhter Niederschläge folgt. In ed-Dise beträgt das Verhältnis zwei Trockenjahre zu einem regenreicheren Jahr. Dagegen ist in el-Quweira unter drei Jahren nur ein überdurchschnittlich trockenes Jahr. Die Frage, ob es sich hierbei um lang andauernde Regelmäßigkeiten handelt, kann aufgrund des relativ kurzen Beobachtungszeitraumes nicht geklärt werden. Dafür sprechen jedoch Mitteilungen von Beduinen, die für den östlichen und mittleren Teil des Untersuchungsgebietes diese Vermutung aufgrund ihrer Erfahrungen bestätigten. Die Niederschläge fallen meist als Starkregen konzentriert auf die Monate von November bis April. Verbunden mit Gewittern geht der Regen in großen Mengen und in kurzer Zeit nieder. Der Starkregen dauert wenige Stunden, nur selten hält er den ganzen Tag an. In Ras en-Naqab fallen 94 %, in Ram 92 % des Gesamtniederschlags in dieser Form (LLOYD 1969, S. 63). Infolgedessen ist der Regen lokal begrenzt⁴ und die Niederschlagsmenge variiert stark.

2.3.2 Der Kenntnisstand zum Paläoklima

Der Formenschatz des Untersuchungsgebietes resultiert zum großen Teil aus aktuellen klimatischen Bedingungen. Daneben existieren jedoch Reliefelemente, die nicht als rezente Bildungen erklärt werden können, z.B. Drainagesysteme und Hangterrassen. Auf paläoklimatische Erkenntnisse muß daher eingegangen werden, insbesondere hinsichtlich des Pleistozäns und des Holozäns. Die folgende Gliede-

4) Dies beobachtete der Verfasser während der Feldarbeit am 28.03.1984 in Wadi Ruman, am 29.03.1984 im Tlal Amierah und Ammar und am 31.03.1984 im Wadi Judayyed.

rung beruht im wesentlichen auf den Arbeiten von PICARD (1942 und 1943), BUTZER (1958), BURDON (1959) und FARRAND (1971). Die Mehrzahl bisheriger Untersuchungen bezieht sich auf Palästina, jedoch kann bei der bekannten Großräumigkeit klimatischer Prozesse daraus durchaus auf SüdJordanien geschlossen werden. Man wird nur – bei gleichem zeitlichem Ablauf – jeweils etwas aridere Bedingungen für SüdJordanien annehmen müssen.

2.3.2.1 Unterpleistozän

PLUVIAL I: Diese Periode entspricht der Mindeleiszeit in Europa. Aufgrund von Karstphänomenen, Geröllen der Küstenebenen, Travertin, Spuren pleistozäner Säugetiere in Galläa und aufgrund der Ausdehnung des Samrasees, der sich auf einer Höhe von –250 m vom Toten Meer bis Beisan erstreckte, kann man auf semiaride Klimabedingungen mit ausreichenden Niederschlägen für episodischen Abfluß schließen (PICARD und BURDON 1959).

Das *Interpluvial* gilt als Übergangsphase zwischen Unter- und Mittelpleistozän und entspricht dem Mindel-Riß-Interglazial in Europa. Wärme und Aridität dieser Periode bewirkten, daß das Süßwasser des Samrasees allmählich salzig wurde.

2.3.2.2 Mittelpleistozän

Das *Pluvial II* entspricht der Rißeiszeit in Europa. Mit der *Riß 1*-Periode begann der Yarmoukfluß ein Delta zu bilden und die Ufer des Lisansees sanken von –275 m auf –320 m ab; ein Hinweis auf aride Klimabedingungen. Im *Riß 2* stieg der Wasserspiegel des Lisansees durch Zunahme der Niederschläge auf eine Höhe von –200 m an. Das Ende dieser Periode ist jedoch durch eine aride Übergangsphase geprägt.

Interpluvial II: In dieser Periode – dem Riß-Würm-Interglazial Europas entsprechend – trocknete der Lisansee allmählich aus. In der Folge blockierte der Yarmoukschwemmfächer den Abfluß des Jordans; deswegen entstand der Tiberiassee. Diese Befunde deuten auf relative Trockenheit hin.

2.3.2.3 Oberpleistozän

Das Oberpleistozän kann dem Würmglazial in Europa gleichgesetzt werden. Das Klima ist in dieser Periode sehr differenziert.

Würmpluvial I: Der Schwemmfächer des Wadi Judayyed bildete sich aus. Die vertikalen und horizontalen Faziesänderungen des Schwemmfächers sowie große Gerölle im Wadi Judayyed weisen auf höhere Niederschläge hin. Sie führten zur partiellen Abtragung des Schwemmfächers. Den feuchteren Perioden waren semiaride Perioden zwischengeschaltet.

Würminterpluvial I: Deutliche Hinweise lassen sich aus archäologischen Befunden ableiten (HENRY 1981). Hinweise auf die Kulturstufe des Moustérien fand man nur am östlichen Hang des Dschebel el-Jell auf der Ras en-Naqab Schichtstu-

fe. Der Steigungsregen, durch diese Schichtstufe bedingt, schuf die günstigen Bedingungen für die menschlichen Siedlungen der Moustérien-Kultur.

Würmpluvial II: Der ausreichende Regen dieser Feuchtperiode führte zu einem Süßwassersee im El-Jaferbecken (HUCKRIEDE/WIESEMANN, 1968, S. 79, und FARRAND, 1971, S. 549).

Postpluvial: Auf diese Zeit geht der zweite Wadi Judayyed-Schwemmfächer zurück (s. geomorphologische Karte); seine Bestandteile sind durch Karbonat gebunden und enthalten Eisenoxyd (HENRY u.a., 1981, S. 211). Der El-Jafersee beginnt salzig zu werden. Die Sedimente des Dschebel Sedom im Gebiet des Toten Meeres wurden jedoch während einer extrem trockenen Periode abgelagert (HUCKRIEDE/WIESEMANN, 1968, S. 79, und FARRAND, 1971, S. 549).

2.3.2.4 Holozän

Das Klima im Holozän kann man nach BUTZER, 1958, und BURDON, 1959, in folgende Abschnitte einteilen: In der Zeit von 10000 bis 7000 v. Chr. herrschte in SüdJordanien eine trockeneres und kühleres Klima als heute; Dünenrelikte sind nachgewiesen (HENRY, 1981, S. 135). Der Zeitraum von 7000 bis 5000 v. Chr. ist durch höhere Niederschläge mit Einschaltung trockener Perioden gekennzeichnet. Die wechselnde Abfolge kann durch die roten Sandschichten des zweiten Wadi-Judayyed-Schwemmfächers belegt werden. Nur noch geringe Klimaschwankungen sind für das jüngere Holozän festzustellen.

Wichtig ist dabei für SüdJordanien, daß es mindestens im Würm, wahrscheinlich auch in den vorausgehenden Pluvialen Perioden gegeben hat, die deutlich feuchter waren als heute. Dadurch ergibt sich eine mögliche Deutung für die größeren Wadi-Systeme, die rezent nicht mehr durchflossen werden und in Serien von Becken aufgelöst sind (vgl. Abschnitt 3.5).

3 Geomorphologischer Überblick

Die Landformen SüdJordanien sind durch einen ariden Formenschatz gekennzeichnet. Vorzeitformen werden in der Regel von rezenten Prozessen überdeckt. Der folgende Überblick folgt einem topographischen Schema: Zunächst werden die Erhebungen betrachtet, dann Schuttakkumulationen und Gebirgsfußflächen. Später soll auf die Formen linearer Erosion eingegangen werden, die ihre Basis in Endpfannen findet, wo schließlich der Transport durch Wind eine bedeutende Rolle spielt.

3.1 Inselberge

Südlich der Ras en-Naqab-Schichtstufe weisen alle Erhebungen des Untersuchungsgebietes meist scharfe Fußknicks auf; im Osten können einige der Schichtstufe vorgelagerte Formen, wie der Dschebel el-Harad und der Dschebel



Bild 2. Inselberg mit Tafelrest im oberen Silur; etwa 4 km südwestlich der er-Ramlab-Eisenbahnstation. Die wenig resistenten tonigen Gesteine des Sockels werden durch die „Panzerung“ des Hanges durch Blockschutt von der Deckschicht geschützt. Der Wüstenlack auf der Oberfläche der Schuttblöcke deutet auf relativ lange andauernde Stabilität hin. Nachgebrochene Blöcke direkt unterhalb der Deckschicht-Steilwand zeigen kaum Wüstenlack. Relative Höhe: 40 m.

Petra, auch als Halbinselberge oder große Sporne angesprochen werden. Genetisch sind fast alle „Zeugenberge“ verschiedener Formationen des Nubischen Sandsteins. Die Hangformen werden später genauer untersucht (s. Kap. 4–6). Zunächst kann festgestellt werden, daß eine enge Beziehung zwischen der Schichtung und der Form der Inselberge besteht. Große „Inselberge“ mit Durchmesser bis zu 15 km und 700 m relativer Höhe kennzeichnen insbesondere die Gebiete, in denen kambrische und mittelordovizische Gesteine anstehen. In der Regel weisen sie tafelfartige Dächer auf, die von Eisensandsteinhorizonten (besonders im Kambrium) gebildet werden und hamadaartige Oberflächen haben. Dagegen sind Inselberge in anderen Formationen von geringerer Dimension. Ihre Größe schwankt zwischen einem Meter Höhe und zwei bis drei Metern im Durchmesser bis zu 2 km Länge und 200 m relativer Höhe. Die größeren Formen treten dabei im Westen, die Kleinformen im eher flächenhaften Osten des Untersuchungsgebietes auf. Das hängt damit zusammen, daß einerseits das gesamte Schichtpaket nach Osten bis

Nordosten einfällt, andererseits fast alle Wadis nach Westen oder Südwesten gerichtet sind. Dadurch ist notwendigerweise die Reliefenergie nach Osten hin zunehmend geringer.

Gerundete Hänge dominieren in Gesteinen des unteren Ordoviziums. Das obere Ordovizium wird durch tafelartige Inselberge gekennzeichnet. Nur noch Durchmesser von wenigen hundert Metern und Höhen um 50 m werden in den Gesteinen des Silurs erreicht; hier dominieren tafelbergartige Formen (vgl. Bild 2 und auch Bild 8), die manchmal schon fast bis zu spitzen Kuppen („Butt“ der englischen Terminologie) reduziert sind. Unterhalb der Hänge jener großen Erhebungen im kambrischen Sandstein treten gelegentlich, ebenfalls mit scharfem Hangknick gegen das Pediment abgegrenzt, kleinere Inselberge mit Höhen bis zu 20 m auf. Sie werden mit dem lokalen Begriff „Ruweis“ bezeichnet (vgl. Bild 3). Ruweis treten auch vereinzelt im Kristallin auf, dabei fehlt ihnen jedoch ein scharfer Hangknick.

Sofern kein Schutt am Hangfuß auftritt, unterliegen in der Regel alle Inselberge der Wind-Korrosion. Durch Wind verursachte Erosionsformen beschränken sich auf die untersten 2–3 m des Hanges und erreichen ihre größte Intensität in Gebieten, die an große Sandflächen grenzen, u.a. in der Nähe der Qia'n-Achse.



Bild 3. Hügel „Ruweis“ vor dem Hangfuß am Südhang eines Inselberges im Gebiet von Tlal-el-Qureinifat, etwa 3 km nördlich der Ram-Eisenbahnstation. Relative Höhe des Inselberges: 80 m; Höhe des Ruweis: 15 m.

3.2 Schutfächer und Schutthalden

In SüdJordanien finden sich stellenweise erhebliche Hangschuttmassen, daneben aber auch weitgehend schutfreie Hänge. Da Hangschutt nur entsteht, wenn durch Verwitterung und Schwerkraft Material akkumuliert wird, das von der Menge oder der Korngröße her nicht vollständig abtransportiert werden kann, muß seine Verbreitung in erster Linie als abhängig vom Ausgangsgestein, insbesondere von seiner Zusammensetzung, Festigkeit und Klüftung, betrachtet werden.

An Hängen, die ausschließlich von Schichten des Kambriums gebildet werden, kommt es nur vereinzelt zu geringen Schuttanhäufungen. Unterhalb von glatten Felswänden, die durch Gesteinsabbruch entlang einer tiefen Kluft entstanden sind, liegen manchmal mehrere Kubikmeter große Trümmerblöcke. Die weniger stark geneigten Abschnitte der getrepten kambrischen Hänge können ebenfalls gelegentlich, insbesondere bei engständiger Klüftung, mit scharfkantigem Schutt bedeckt sein (vgl. auch Bild 4); größere Blöcke auf Hangtreppen sind sehr selten. Am Hangfuß tritt Schutt nur dann auf, wenn der Abbruch relativ frisch ist, was z. T. durch mündliche Überlieferung durch die Beduinen belegt werden kann (vgl. auch Bild 34). Relativ höhere Feuchtigkeit scheint die Ursache dafür zu sein, daß Material am Hangfuß rasch verwittert und schließlich – äolisch oder fluviatil – abtransportiert wird. Auch der markante Hangknick kambrischer und unterordovizischer Sandsteine spricht für intensive Verwitterung am Boden. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, daß kleinere abstürzende Brocken des kambrischen und des unterordovizischen Sandsteins, soweit sie von der Verwitterungskruste des Felsenhangs stammen, bereits in ihrem Gefüge so stark gelockert sind, daß sie beim Aufschlag sofort zu Sand zerfallen und nur einige Bruchstücke eventuell eingeschlossener Eisenhorizonte übrig bleiben. Wie die zahlreichen Windkanter (aus Eisensandstein-Horizonten) und Abrasionsformen an den unteren (maximal bis zu 2 m Höhe) Hangabschnitten zeigen, spielt dann beim Abtransport des zu Sand zerfallenen Schuttes der Wind eine entscheidende Rolle. Umgekehrt treten dort, wo der Wind kaum Transportarbeit leisten kann, z. B. in buchtartig in die Inselberge eingreifenden Fußflächen, Schutfächer auf; sie können eine Höhe von 2 m (am Hangfuß) und eine Breite bis zu 50 m erreichen.

Das Erscheinungsbild der Hänge wandelt sich grundlegend, wenn präkambrische Gesteine unter den kambrischen Sandsteinen am Hang anstehen. Hier kommt es immer zur Ausprägung mächtiger Schutthalden und Schutfächer (vgl. Bild 4). Die Schuttmassen sind dauernd in Bewegung, mehrmals im Jahr kommt es zu großen Abbrüchen. Solche aktiven Schutthalden werden mit dem lokalen Begriff „Sehier“ bezeichnet. Ihr konkaves Profil, mit Neigungen um 30° im oberen Teil, weist einen fließenden Übergang zu wesentlich flacheren Schutfächern (mit Neigung zwischen 6° und 11°) auf, auf denen schon Spülrinnen auftreten und die schließlich in ein Wadi auslaufen (Bild 4).



Bild 4. Westlicher Hang des Dschebel Utud, etwa 7 km östlich von er-Rashdeyyeh (relative Höhe 300 m). Unterhalb von Steinschlagrinnen in den dicht und tief geklüfteten Sandsteinschichten des Kambriums bildeten sich, etwas über der Grenze zum darunter liegenden Kristallin, Schuttkegel mit Neigungen zwischen 29° (im unteren Bereich) und 37° (an der Obergrenze des präkambrischen Gesteins). Die größten Trümmerblöcke, weit unten liegend, erreichen ein Volumen von 12 m^3 . Das Material besteht an der Oberfläche überwiegend aus Sandstein, die Basis der Schutthalden bildet Schutt des Kristallins.

Wichtig für die Verbreitung der Schutthalden sind im wesentlichen zwei Faktoren. Zum einen tritt der Fall, daß im Hang Kristallin unter kambrischen Sandstein ansteht, nur im Westen des Untersuchungsgebietes auf, wo hohe Reliefunterschiede, z. T. auch in Verbindung mit Verwerfungen, vorliegen; tiefe, meist hangparallele Entlastungsklüfte führen zu hoher Produktion von blockigem Schutt. Zum anderen bilden sich im Kristallin flachere Hangwinkel als im Sandsteinoberhang, wie westlich des Untersuchungsgebietes beobachtet werden kann, wo die weitgehend schutfreien Hänge von kristallinen Gesteinen gebildet werden, so daß ein Großteil des Schutts dort „liegen bleibt“. Auf die Fläche unterhalb des Hangfußes, wo der Sandstein intensiverer Verwitterung unterliegt, gelangt nur ein geringerer Teil des Materials.

An Hängen, die aus Gesteinen des unteren Ordoviziums gebildet werden, findet sich keine Schuttbedeckung. Aufgrund intensiverer Einzelkornverwitterung dieser schwach verfestigten Schichten unterliegt Lockermaterial umgehend dem Transport. In geringer Dichte liegen lediglich Grobkiesel (weniger als 10 Stück/m²) und einzelne Krustenbruchstücke (s. Abschnitt 5.1; weniger als 3 Stück/m²) unterhalb des scharfen Hangknicks.

Stehen an einem Hang sowohl Gesteine des unteren wie auch des mittleren Ordoviziums an, so treten immer mächtige Schutthalden mit Neigungen zwischen 27° und 35° auf, weil das Gestein des Mittelordoviziums stärker verfestigt ist. Das Lockermaterial variiert stark in Größe und Zusammensetzung, am unteren Bereich mischen sich harte Gesteinstrümmel mit eher bröckeligem Material. Die extrem hohe Schuttproduktion resultiert aus der dichten Klüftung der mittelordovizischen Sandsteine, die sich meist in die darunterliegenden Schichten hinein fortsetzt. Fragmentation des Gesteins infolge intensiver Klüftung stellt hier den wesentlichen Faktor der Hangrückverlegung dar (vgl. Bild 5).

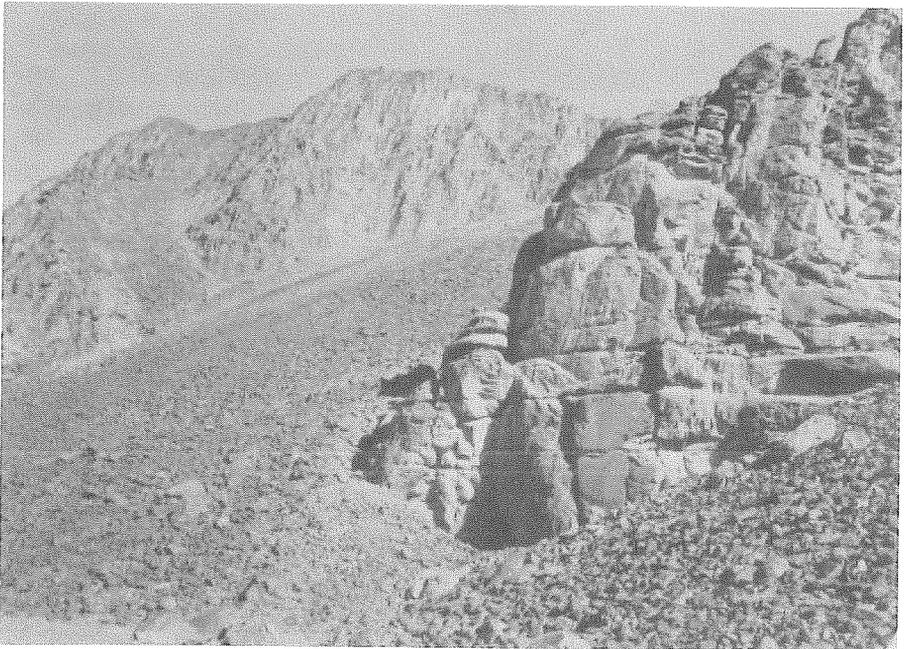


Bild 5. Schutthalde am südlichen Hang des Dschebel Umm-A'lda, etwa 2 km östlich von el-Ethil. Vorne im Bild steht intensiv geklüfteter Sandstein des unteren Ordoviziums an, darüber (im Hintergrund) Mittelordovizium. Am Fuß der Schutthalde zwei Männer als Größenvergleich (linke untere Bildecke). Relative Höhe: 300 m.

Von besonderer Regelmäßigkeit sind Schutthalden, die ausschließlich aus Gesteinen des mittleren Ordoviziums bestehen. Ihre Neigung beträgt 27° ; auch unterhalb von Steinschlagrinnen erreichen sie kaum Kegelform, sondern bilden einen durchgehend den Hang begleitenden Saum von etwa einheitlicher Breite (vgl. Bild 6). Besonders an buchtartig in die Inselberge eingreifenden Fußflächen wird die unterhalb der Schutthalde liegende Zone von schwach (bis zu 10°) geneigten Schuttfächern eingenommen, deren Materialsortierung Transport durch Wasser anzeigt. Der Sandstein des mittleren Ordoviziums weist ein dichtes, dreidimensionales Netz an Schwächezonen auf; sowohl entlang der Klüfte als auch an deutlich ausgeprägten Schichtfugen erfolgt eine Fragmentierung. Der Regelmäßigkeit der Gesteinszergliederung entspricht auch die Schutthalde.

Die Gesteine des oberen Ordoviziums sowie des unteren und oberen Silurs zeigen kaum Klüftung. Außerdem bestehen die Schichten – mit Ausnahme der Sabellarifex-Sandsteine – größtenteils aus wenig resistentem Schieferton. Grober Schutt entsteht daher nicht.

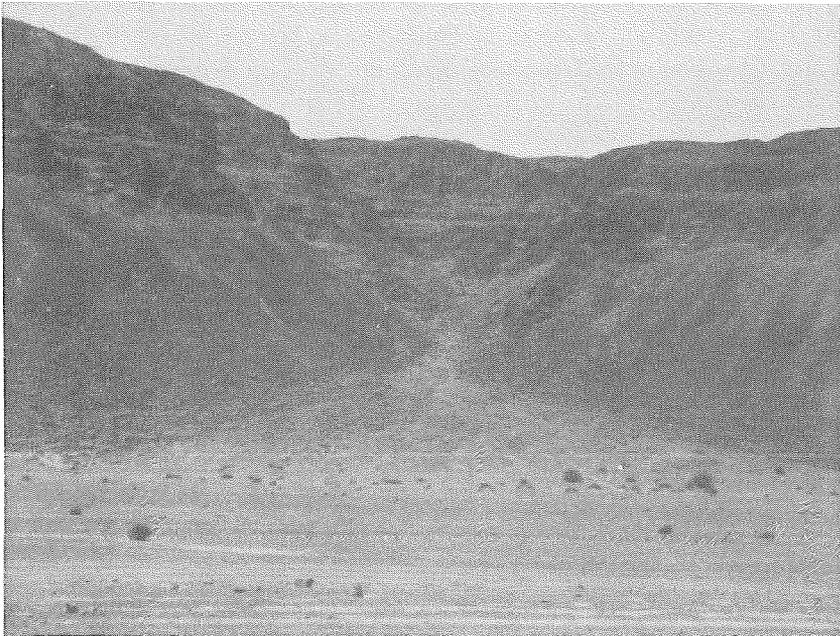


Bild 6. Schutthalden am östlichen Hang des Dschebel Umm-Dfuf, etwa 8 km nordwestlich der Sabl-Abu-Suwane-Agrarstation. Der gesamte Hang wird von dicht geklüftetem Mittelordovizium gebildet. Die Bildmitte nimmt ein Schuttfächer ein, der am Rande eines Wadis abrupt endet. Relative Höhe: ca. 100 m.

3.3 Gebirgsfußflächen

Schwach geneigte Flächen in ariden Gebieten wurden zuerst von GILBERT (1877) beschrieben. Den Begriff „Pediment“ prägte MCGEE (1897), zum festen Bestandteil geomorphologischer Terminologie machte ihn BRYAN (1922). Als Pedimente werden u. a. schwach geneigte Kappungsflächen am Fuß eines Berges verstanden, die in anstehendem Gestein gebildet werden. Die Entstehung von Gebirgsfußflächen im Anstehenden wird einerseits auf laterale Erosion periodischer oder episodischer Wasserläufe (JOHNSON 1932, v. WISSMANN 1951 und MENSCHING 1958, 1964 und 1978) zurückgeführt, nach anderer Auffassung ist sie eine sekundäre Folge des Rückwanderns der Gebirgsfront (LAWSON 1915 und BÜDEL 1970 und 1971).

Gebirgsfußflächen stellen in SüdJordanien flächenmäßig bedeutsame Formenelemente dar. Der scharfe Fußknick, mit dem sich die Inselberge oder Inselgebirge gegen die umgebenden Flachformen absetzen, ist eins der auffälligsten Kennzeichen der Sandsteinlandschaft Südjordaniens, das jedem, der die Ras en-Naqab-Schichtstufe nach Süden überschreitet, sofort auffällt. Wie aus der geomorphologischen Karte ersichtlich, dominieren Fußflächen insbesondere im Nordwesten des Untersuchungsgebietes. Die Übergangszonen zwischen Gebirgen oder Inselbergen einerseits und vorgelagerten Becken andererseits – flach geneigte Flächen mit konkavem Profil – sollen nach ihrem Oberflächenmaterial unterschieden werden. Zunächst sollen Pedimente aus unbedecktem anstehendem Gestein betrachtet werden, anschließend Hamada-Pedimente, deren Schuttschleier ebenfalls autochthon ist. Einem Transport unterlagen die Oberflächenbestandteile in den Fällen der schutt-, geröll-, und sandbedeckten Gebirgsfußflächen.

Pedimente, deren Oberfläche aus anstehendem Gestein gebildet wird, finden sich vor allem in den Gesteinen des unteren Ordoviziums und des unteren Silurs, also hauptsächlich im Nordwesten des Untersuchungsgebietes sowie in einzelnen Bereichen im Osten (vgl. Bild 7 und Bild 8). Sie bilden die unmittelbar an die Gebirgsketten oder Inselberge anschließenden Zonen. Der Neigungswinkel schwankt zwischen unter einem Grad im unteren Bereich und bis etwa 10° am Hangfuß.

Im Einzugsgebiet des Wadi Qalkhah, wo die Flächen intensiv zerschnitten werden, kommt es zu erheblichen Abweichungen vom modellhaften, sich konkav allmählich verflachenden Profil. Es treten Zonen mit Neigungen bis 15° entsprechend dem Verlauf der stark pendelnden und seitlich erodierenden Rinnen episodischen Wasserflusses auf. Fossile ältere Pedimente werden hier also zur Zeit zerschnitten. Die Existenz dieser Zone der Pedimentzerschneidung kann auf den relativ hohen Niederschlag an der Ras en-Naqab-Schichtstufe zurückgeführt werden, an der die entsprechenden Gerinne wurzeln.



Bild 7. Unbedecktes, leicht zerschnittenes Pediment im Dabet-Hanut-Bereich (an der Straße Ma'an – Aqaba).



Bild 8. Stellenweise unbedecktes, völlig unzerschnittenes Pediment im Gebiet von Sabl Amierab-Ammar, etwa 8 km westlich der Ramla-Eisenbahnstation. Episodischer schichtflutartiger Abfluß führt zu gering mächtiger (bis 20 cm) Bedeckung mit Lockermaterial. Im Hintergrund zwei typische Inselbergformen der untersilurischen Gesteine: Tafelberge (Mesa, rechts und vorne links) und Spitzkuppe (Qarah, Mitte).

Ebenfalls nur in bestimmten Gesteinen treten Pedimente auf, deren Oberfläche mehr oder weniger gleichmäßig von größeren, scharfkantigen Gesteinsbrocken aus dem Anstehendem bedeckt wird. Im mittleren Ordovizium schwankt ihre Größe i. d. R. zwischen 100 cm^3 und $25\,000 \text{ cm}^3$, im oberen Silur zwischen 100 cm^3 und $3\,000 \text{ cm}^3$. Die Neigung solcher Hamada-Pedimente liegt immer unter 3° (vgl. Bild. 9). Die Gesteine des mittleren Ordoviziums sind immer dicht geklüftet, die Gesteinsbrocken entstehen durch intensive Fragmentierung. Im oberen Silur bleiben lediglich Bruchstücke zwischengelagerter Eisensandsteinschichten als Windkanter am Ort zurück, das Material der Schiefer tonschichten wird ausgeblasen oder abgespült.

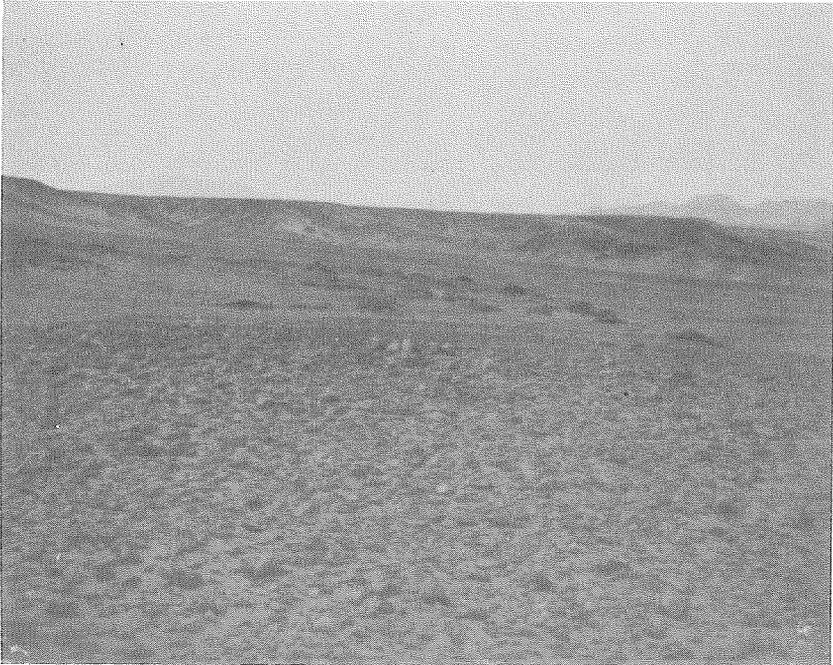


Bild 9. Hamada-Pedimente im mittleren Ordovizium vor einem Inselberg (Oberordovizium) im Sahl Umm-Treifab-Gebiet, etwa 7 km nördlich der Sahl-Abu-Suwwaneh-Agrarstation.

In kambrischen und mittelordovizischen Gesteinen greifen Pedimente oft buchtartig in den Hang ein (lokaler Name „Tala'h“; „Pedimentspitzen“ nach BÜDÉL 1970). Hier wird die Fußfläche von Schuttfächern teilweise bedeckt. Am Fuß der Ras en-Naqab-Schichtstufe erreichen Schuttfächer auf dem Pediment eine Breite von einigen hundert Metern. Nach unten schließen an die Fußflächen meist noch weniger geneigte Flächen aus Lockermaterial an. Sie wären als „Glacis“ ansprechbar, sollen hier jedoch „Serir-Pediment“ genannt werden. Ihre Neigung be-

trägt maximal 2°; sie orientieren sich an Wadis und weisen schließlich fließende Übergänge zu den Endpfannen auf. Das Material ist aufgrund des fluvialen Transports sortiert, in Nähe der Endpfannen besteht es vorwiegend aus Feinsand und Ton.

Die tieferliegenden Zonen der Pedimente, auch der Serir-Pedimente, sind oft mit Flugsand in einer Mächtigkeit von 20 cm bis 100 cm bedeckt. Daneben existieren zahlreiche großflächige Sandfelder, deren Mächtigkeit Aussagen über ihren Untergrund nicht zuläßt. An Orten, wo Kristallin unter kambrischen Schichten an der Oberfläche ansteht und Verwerfungen fehlen, wie z. B. an den nördlichen Hängen des Taqtaqeyyeh und des Utud, am westlichen Hang des Dschebel Umm-Ishrin sowie am östlichen Hang des Dschebel Ram, erscheint das Kristallin zunächst als Geländestufe mit einer Breite von etwa 20 m und Neigungen um 10°; darunter versteilt sich der Hang. Die Stellen, an denen die Oberfläche des Kristallins zutage tritt, können zu einer einheitlichen Fläche, die mit etwa 3° nach Nordosten einfällt, verbunden werden (vgl. auch Abb. 5). Offenbar handelt es sich um die präkambrische Abtragungsfläche, die stellenweise exhumiert wird.

3.4 Wadis

Drei Drainagesysteme kennzeichnen die Hydrographie Südjordaniens. Am östlichen Rand des Untersuchungsgebietes entwässert das Wadi el-Hattheyyeh nach Südosten und mündet schließlich in die Endpfanne von Qa'al-Mushaytiyah in Saudi-Arabien. Der zentrale Bereich wird von der SE-NW streichenden Qi'an-Achse eingenommen, in der, aus nördlicher und südlicher Richtung kommend, zahlreiche Wadis enden. Der Südwesten des Untersuchungsgebietes wird durch das System des Wadi el-Yutum zum Golf von Aqaba hin entwässert.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß – etwa im Tertiär – entsprechend den großräumigen Hebungen auch der zentrale Bereich der Qi'an-Achse ein nach Südosten gerichtetes Gefälle hatte. Die heutige Wasserscheide zwischen den Qi'an und dem Wadi el-Hattheyyeh erreicht ihre niedrigste Höhe, 880 m über NN, zwischen Sahl Abu-Suwwaneh und dem Wadi el-Muheish, während die Qi'an auf Höhen zwischen 765 m im W (Qa Abu Qureisha') und 800 m im E (Sahl Abu-Suwwaneh) liegen. Konkrete Hinweise auf ein Drainagenetz, das im SE des Untersuchungsgebietes 880 m übersteigt, konnten jedoch nicht gefunden werden. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß das gesamte Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des östlichen Randes (Wadi el-Hattheyyeh-Einzugsgebiet) ein geschlossenes hydrographisches System bildete. Ton- und Siltsedimente, die in einer Mächtigkeit von 95 m bis 150 m im oberen Bereich des heute nach Westen hin entwässernden Wadi el-Yutum erbohrt wurden (*Natural Resources Authority* und *Central Water Authority* 1966 und LLOYD 1969), deuten auf einen über längere Zeiträume permanenten See in einem geschlossenen Becken hin. Durch ein zum Golf von Akaba fließendes

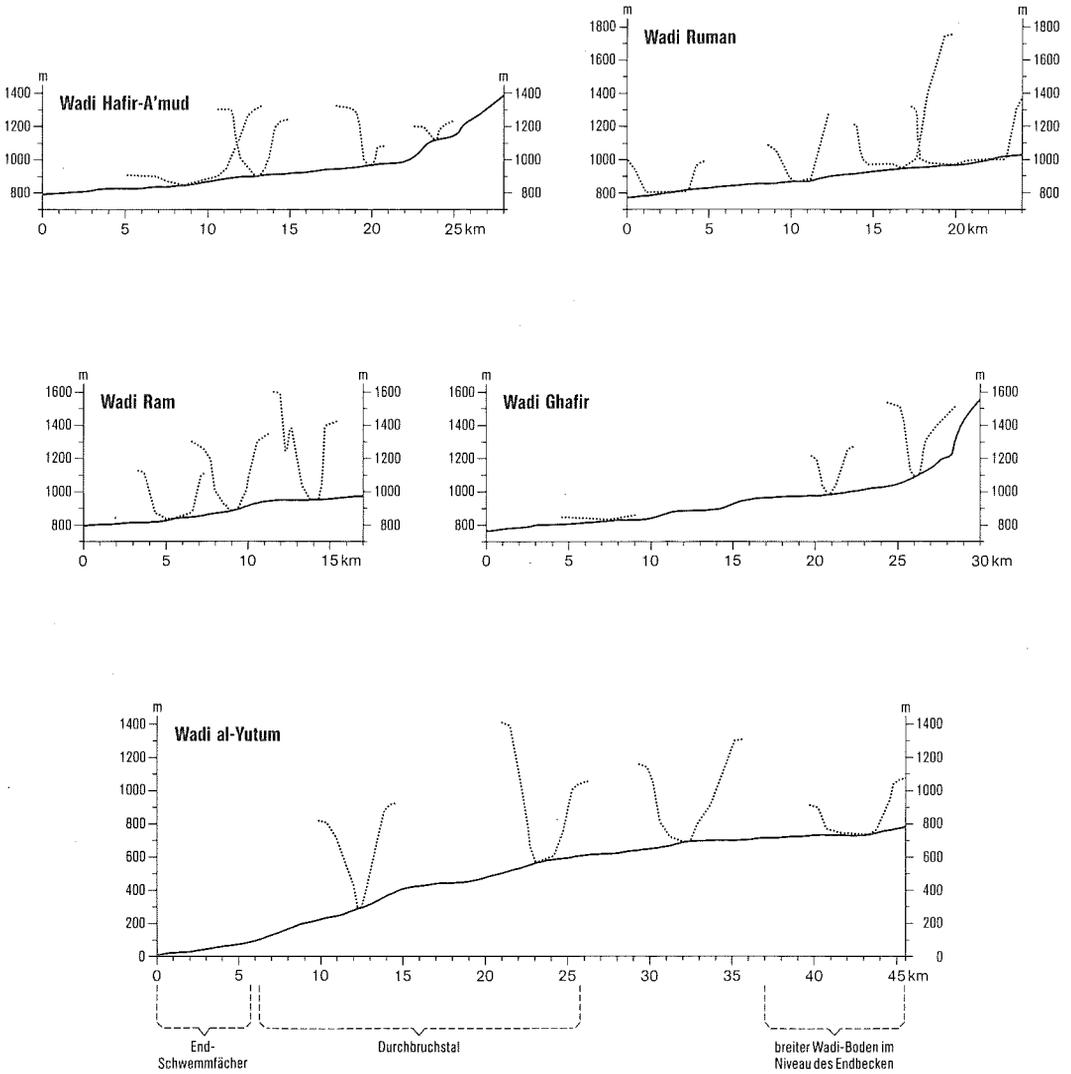


Abb. 8. Profile und Querschnitte von Wadis im Untersuchungsgebiet
(nach den Höhenangaben in der topographischen Karte 1:50000)

Gewässer wurde das Wadi el-Yutum angezapft (nach BEHEIRY 1972 im frühen Pleistozän), etwa an der Stelle, wo das heutige Wadi von seiner Nord-Süd-Richtung in einem scharfen Knick nach Westen hin abbiegt und seinen Lauf in einer schroffen, 400 m tiefen und z. T. nur 100 m breiten Schlucht fortsetzt. Wenig oberhalb des Anzapfungs-Knicks hat das Wadi noch ein sehr geringes Gefälle und es verläuft ohne nennenswerte Eintiefung fast im Niveau der Bodenfläche, unterhalb versteilt sich das Gefälle sofort und das Wadi wird zur engen Schlucht. Dabei können im Schluchtabschnitt des Wadi el-Yutum drei Terrassenniveaus unterschieden werden; sie liegen 15 m, 10 m und 3 m über dem heutigen Wadi-Grund. Ob die entsprechenden Eintiefungsphasen mit Meeresspiegelschwankungen oder mit tektonischen Bewegungen im Wadi-Araba zusammenhängen oder durch Klimaschwankungen bedingte Erosionsphasen darstellen, ist noch nicht untersucht worden. Einige Kilometer oberhalb der Anzapfungsstelle erreicht die Breite des Wadi el-Yutum mehrere tausend Meter, ungefähr 12 km südlich von Quweira geht es unter Verbreiterung in die weitgehend ebene Fläche über, die die Endpfannen enthält.

Die meisten großen Wadis, vor allem im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes, verlaufen in Nord-Süd oder Süd-Nord-Richtung auf die Qi'an-Achse zu und folgen tektonischen Strukturen. Die Neigung der von Norden her in die Endpfannen mündenden Wadis ist steiler, ihre Breite, die wadiaufwärts kontinuierlich abnimmt, geringer als im Fall der von Süd nach Nord verlaufenden Wadis. Im letzten Fall beträgt das Gefälle 10 - 15‰, südlich der Ras en-Naqab-Schichtstufe werden auch 50‰ erreicht. Charakteristische Wadiprofile und -querschnitte zeigt Abb. 8. An Orten, wo sich Wadis verbreitern, z. B. durch Zusammenfluß zweier Wadis oder an den Mündungen in die Endpfannen, entwickeln sich i. d. R. Schwemmfächer (vgl. geomorphologische Karte). Das größte dieser Aufschüttungsgebiete liegt im Gebiet der Endpfanne von Sahl Abu-Suwwaneh; es setzt sich aus drei einzelnen Schwemmfächern zusammen und bedeckt eine Fläche von ca. 15 km²; das Material besteht vorwiegend aus Grobsand, daneben auch aus Geröllen bis zu Faustgröße. Die Zusammensetzung und Steilheit variiert bei einzelnen Schwemmfächern stark, abhängig u. a. vom Einzugsgebiet (aus relativ grobem Material bestehen z. B. die Schwemmfächer bei Quweira, deren Wadis im Kristallin wurzeln; vgl. geomorphologische Karte) und vom Ausgangsgestein (Zerfallsprodukte der Sandsteine von geringer Festigkeit werden leichter verspült und führen zu flacheren Schwemmkegeln).

3.5 Endpfannen

Mit einer Ausnahme – dem Wadi el-Yutum, das zum Golf von Aqaba entwässert – wird die Erosionsbasis der Wadis im Untersuchungsgebiet von abflußlosen Hohlformen gebildet. Für Endpfannen werden von den Beduinen die Begriffe „Munchafad“ (Plural Munchafadat) und „Qa“ (Pl. Qi'an) verwendet, wobei der zweite Ausdruck die häufigere, kleinere Form bezeichnet. Die Begriffe sind synonym

mit weiteren, im arabischen Sprachraum üblichen Bezeichnungen: „Sabchah“ (Pl. Sabchat, in Syrien und in der Sahara), Chabrah (Pl. Chubar, in Saudi-Arabien) und Schott (Pl. Schottout, in Tunesien).

Endpfannen nehmen etwa 13% der Fläche des Untersuchungsgebietes ein. Alle diese Hohlformen, insgesamt 18, liegen in einer von Nordwesten nach Südosten zentral das Gebiet durchschneidenden Zone von etwa 45 km Länge und einer zwischen 4 km und 8 km schwankenden Breite. Die kleinsten der Endpfannen haben eine Fläche von etwa 600 m², die Fläche der größten (Qa ed-Dise) beträgt 21 km². Die größten abflußlosen Hohlformen liegen im nordwestlichen Bereich der nach ihnen benannten Qi'an-Achse: Abu el-Ajarim, Abu Qureischa', Umm-Salab, ed-Dise, el-Ghal, el-Churm, el-Ethil und Abu-Suwwaneh (vgl. auch geomorphologische Karte). Das Einzugsgebiet liegt zwischen der Ras en-Naqab-Schichtstufe und den zum Golf von Akaba entwässernden Wadis el-Umran und el-Yutum, es umfaßt etwa 2500 km². Die größeren nebeneinanderliegenden Qi'an weisen meist Verbindungen untereinander auf; z. T. sind sie durch – im Verhältnis zur Größe der Pfannen unbedeutende – Sandfelder oder Dünen, z. T. auch Schwemmfächer seitlicher Wadis voneinander getrennt. Eine größere Barriere von drei Metern relativer Höhe, der Schwemmfächer des Wadi el-Haswa, trennt Qa' ed-Dise und Qa' el-Churm voneinander.



Bild 10. Trockenisse an der Oberfläche im Zentrum der Endpfanne von el-Ghal, etwa 4 km nordöstlich von el-Ethil.

Auffällig ist, daß die Qi'an von Nordwesten nach Südosten zu jeweils ein wenig höher liegen: Qa' Abu-Qureisha' 765 m, Qa' Umm-Salab 770 m, Qa' ed-Dise 790 m, Qa' el-Ghal 790 m, Qa' el-Churm 790 m und Sahl Abu-Suwwaneh 795 m. Das läßt darauf schließen, daß ohne die niedrigen von Dünen oder Schwemmfächern gebildeten Schwellen die Qi'an-Achse ein Wadi mit gleichsinnigem Gefälle bilden würde, das letztlich Anschluß an das Wadi el-Yutum und damit zum Roten Meer hätte. Die geringe Höhe der Schwellen läßt vermuten, daß die Qi'an-Achse noch in pluvialen Feuchtphasen als Ganzes durchflossen wurde und mit dem Wadi el Yutum in Verbindung stand.

Die Oberfläche der Endpfannen ist annähernd eben, ihre Neigung beträgt immer weniger als ein Grad. Das Material enthält hohe Anteile an Silt und Ton, auch wurde Salz angereichert. Für das Zentrum von Qa' ed-Dise werden von GRUNEBERG (1966, Tab. 1), 25% Ton, 10% Schluff und 15% Salz angegeben (restliche 50% Feinsand). BEHEIRY (1972, S. 20) gibt für den Ostrand der Qa' Umm-Salab eine Oberflächenkonzentration löslicher Salze von 5,46% an, während der Wert in tieferen Bereichen (in etwa konstant?) 1% beträgt. Vom Zentrum der Endpfannen zum Rand hin nimmt der Gehalt an Ton, Silt und Salz allmählich ab, bei zunehmendem Anteil von Feinsand. Die Oberfläche wird in einer typischen Anordnung von Trockenrissen durchzogen (vgl. Bild 10). Es bildet sich ein mehr oder weniger wabenförmiges, Strukturen zweier Größenordnungen enthaltendes Muster aus: Hauptrisse reichen, bei einer Öffnungsbreite von 3–5 cm, zwischen 20 cm und 35 cm in die Tiefe (gemessen zur Trockenzeit im Zentrum von Qa' ed-Dise), Sekundär-
risse sind etwa 5–10 cm tief und 1–2 cm breit. Zum Rand des Qi'an hin nimmt die Tiefe der Trockenrisse allmählich ab. Diese Risse resultieren aus Quellungs- und Schrumpfungsprozessen infolge von Befeuchtung und Austrocknung, denen insbesondere Tonminerale unterliegen und die durch Anlagerung von Salzen an quellfähige Substanzen verstärkt werden. Nach Regen oder Zufluß aus Wadis verschwinden die Risse, der entstehende Schlamm ist für Menschen und Tiere unpassierbar. Das Wiederaufreißen bei Austrocknung geht an den Rändern schneller vor sich als im Zentrum; dies kann zum einen mit dem höheren Sandanteil und damit der größeren Durchlässigkeit der peripheren Bereiche erklärt werden, zum anderen mit der größeren Wassermenge im etwas tiefer gelegenen Zentrum, das deshalb länger feucht bleibt (einige Qi'an werden landwirtschaftlich genutzt; in den Endpfannen von Sahl Suwwaneh und ed-Dise werden argrartechnologische Projekte durchgeführt). Für alle Endpfannen, auch die Kleinformen, ist die rezente Überformung durch episodische, fluviale Akkumulation, anschließende Austrocknung und Ausblasung v. a. von Sand offensichtlich. Nach mündlicher Überlieferung der Beduinen wie auch nach Beobachtungen der Argraringenieure des ed-Dise Projektes steht eine große Fläche von Qi'an in einem von drei Jahren zweimal unter Wasser. Die Wasserbedeckung ist selten höher als 20 cm und dauert meist nur einige Tage.

Die Lage der großen Endpfannen folgt der geologischen Struktur. Sie liegen in einem nach geophysikalischen Messungen ca. 3 km breiten und ca. 300 m tiefen Graben, der die Nordwest-Südost-orientierte, sich etwa zwischen den Orten Quweira und Mudawwara erstreckende Qi'an Achse bildet (HEIMBACH/MEISER 1969, S. 9). Nord-Süd-Orientierung weisen dagegen Bruchlinien auf, denen Wadis folgen, die schließlich in den einzelnen Qi'an enden. Die Anordnung der großen Endpfannen ist somit tektonisch bedingt, indirekt auch ihre Abtrennung durch Schwemmfächer entsprechend den Zuflüssen. Durch äolische Sandakkumulation erhöhen sich – auch rezent noch – die Barrieren zwischen den einzelnen Qi'an auf ca. 3–4 m. Eine Ausnahme bildet der Bereich zwischen der Qa' ed-Dise auf der einen Seite und den Qi'an von el-Churm und el-Ghal auf der anderen Seite, wo die Barriere von ausgedehnten Schwemmfächern des Wadi el-Haswa gebildet wird.

In Verbindung mit den Endpfannen stehen terrassenartige Formen, die nur auf den untersten 25 m der umgebenden Hänge und nur in der Nähe der Qi'an auftreten, so u. a. am südlichen Rand des Gebietes von Tlal el-Qureinfat, im Gebiet von Hadabah-elHara, im nördlichen Bereich von el-Taqtaqeyyeh und am Inselberg Tal Aqueimer. Die Neigung der Verflachung beträgt 5° – 12° , die Breite meist mehrere Meter, an manchen Orten bis 50 m (vgl. Bild 11). Ein Zusammen-

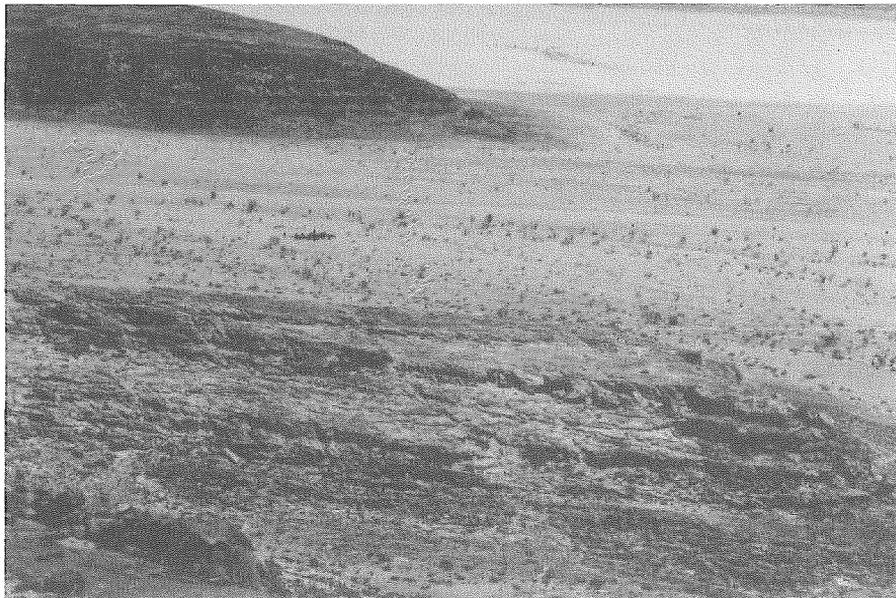


Bild 11. Seeterrassen am westlichen Rand der Qa'ed-Dise (2 km westlich von ed-Dise).

hang mit der Schichtung des anstehenden Gesteins kann ausgeschlossen werden: die Geländestufen finden sich – mit Ausnahme des stark geklüfteten mittleren Ordoviziums – in allen Gesteinen, sogar im Kristallin; außerdem sind sie (nach eigenen Nivellements) streng höhenparallel, wobei zwei Niveaus auf 800 m und 815 m über NN zu unterscheiden sind. Es liegt deshalb nahe, diese Stufen als Terrassen anzusprechen; sie wären dann Erosionsformen aus der Zeit vor der Anzapfung des zentralen süd-jordanischen Gebietes durch das Wadi el-Yutum, aus jener Zeit also, in der nach HENRY u.a. (1981, S. 127) ein See im Gebiet der Qi'an-Achse anzunehmen ist. Auf der Höhe 800 m über NN findet sich vereinzelt auch, so z. B. an einem Inselberg in der Qa' el-Ghal, etwa 10 km südöstlich von et-Tweisa, Material, das in keinem Zusammenhang zum Anstehenden steht. Die dünnen, horizontalen Tonschichten bilden einen eindeutigen Terrassenrest ca. 10 m über der heutigen Qa'-Oberfläche. Die Feinkörnigkeit und Feinschichtung des Materials weist ohne Zweifel auf See-Sedimente hin.

3.6 Sandflächen

Sandakkumulationen spielen in ariden Gebieten, insbesondere in Verbindung mit dem Vorkommen von Sandsteinen, die zu mehr als 70 % zu Sand verwittern, meist eine bedeutende Rolle. Sie prägen vor allem Beckenlandschaften. Die Mechanismen und Erscheinungsformen des Transports und der Akkumulation durch Wind wurden systematisch schon von BAGNOLD (1941), später v. a. von WALTER (1951), KAISER (1971) und MAINGUET (1976) untersucht. Obwohl 97% der Fläche Jordaniens arid sind (MEIGS 1953, Karte Nr. 392), findet sich nur auf etwa einem Zehntel davon beweglicher Sand (BEHEIRY 1972, S. 26). Die Sanddünen und Flugsandgebiete konzentrieren sich, gesteins- und reliefbedingt, im wesentlichen auf SüdJordanien. Dabei treten echte Wanderdünen, wie sie weite Teile der arabischen Halbinsel prägen, nicht auf.

Außerhalb der zentralen Bereiche der Endpfannen bedecken Sandflächen alle jene tiefliegenden Bereiche, in denen kambrische und unterordovizische Gesteine anstehen. Das sind die Hauptliefergebiete der Sande. Intensive Einzelkornverwitterung der betreffenden Sandsteine steht in unmittelbarem Zusammenhang zu der Menge des produzierten Flugsandes. Episodische Wasserführung der Wadis führt einen Teil des Sandes zu den Qi'an, von wo er wieder ausgeblasen wird. Flache Sandfelder dominieren im Untersuchungsgebiet gegenüber Dünen.

Am Rande der flachen Wadis und der Endpfannen, wo eine erhöhte Bodenfeuchtigkeit, erträglicher Salzgehalt und nicht zu hohe Fließgeschwindigkeit bei episodischen Fluten relativ günstige Standortfaktoren für Pflanzen darstellen, existiert eine Buschvegetation von geringer Dichte (vorwiegend Tamarisken). Sie bildet, durch lokale Verringerung der bodennahen Windgeschwindigkeit, Ansatzpunkte der Dünenbildung. Wechselnde Windrichtungen und Gegebenheiten des Reliefs lassen jedoch Sanddünen nur an einzelnen bevorzugten Stellen entstehen.

So werden größere Wadis und vor allem die Qi'an-Achse vereinzelt von schmalen, 100–200 m breiten und bis 20 m hohen Dünenstreifen begleitet. Da steil eingeschnittene Hohlformen als Windkanal wirksam sein können, bilden sich Sandanhäufungen in der Regel an Verbreiterungen von Wadis. Solche Dünenstreifen treten deshalb oft am Ort der Mündung eines Nebentals in ein Haupttal oder in eine Pfanne auf und sperren regelmäßig deren Mündungen ab. Daraus läßt sich schließen, daß manche der durchaus gleichsohlig mündenden Nebentäler in der Gegenwart auch bei Starkabflüssen nicht mehr die Kraft besitzen, bis zum Haupttal oder zur Endpfanne durchzustößen. Die Düne wirkt als Abflußbarriere, hinter der sich manchmal eine neue kleine Endpfanne des Nebentals entwickelt.

Besonders deutlich zur Ausprägung kommen Dünen, die in parallel zu den Hauptwindrichtungen (West bis Nordwest) liegenden, wannenartigen Hohlformen liegen, also im Bereich der Qi'an-Achse. Oft bilden sich lediglich kleine Sandhügel



Bild 12. Sandfeld am südöstlichen Rand von Qa' el-Ethil, etwa 3 km südöstlich von el-Ethil. An Tamarisken wird Sand angehäuft, diese Hügel bilden Initialstadien von Dünen (die Höhe des Busches in der Bildmitte beträgt etwa 2 m).

von höchstens einem bis zwei Metern Höhe, auf deren Zentrum eine Tamariske steht (vgl. Bild 12). Nur wo der Wind in eine dominante Richtung kanalisiert wird, entstehen asymmetrische Längsdünen mit Neigungen von 13° – 18° (Luvseite) und 26° – 28° (Leeseite). Ihre Oberfläche wird von Rippeln gebildet (vgl. Bild 13). Flug-sand bedeckt z. T. auch die Hänge im Untersuchungsgebiet, soweit sie – oder einzelne ihrer Abschnitte – Neigungen von weniger als 40° aufweisen. Dies ist, speziell in den unteren Hangbereichen in den Gebieten der Fall, in denen Gesteine des mittleren und des oberen Silurs anstehen (vgl. Bild 14).

4 Unterschiedliche Hangformen als Folge der Differenzen in der Schichtung

In den folgenden drei Kapiteln soll auf die Entwicklung der Hangformen in SüdJordanien eingegangen werden. Die unterschiedlichen Voraussetzungen und Prozesse, die die Vorgänge steuern, sollen entsprechend ihrer Bedeutung zu drei Komplexen zusammengefügt werden:

- Unterschiede in den morphologisch wirksamen Eigenschaften der Gesteine
- Vorgänge, die mit der Wirkung des Wassers in Verbindung stehen
- Der Einfluß der Klüftung

Entscheidend für die Ausprägung des Hangprofils ist primär die Schichtung; von ihr hängt es weitgehend ab, inwieweit regelmäßige oder eher diskontinuierliche Hangformen dominieren.

4.1 Die dominierenden Sandsteinlagen in kambrischen und unterordovizischen Gesteinen

Die Schichten des Kambriums und des Ordoviziums, insgesamt etwa 1000 m mächtig, setzen sich zum größten Teil aus Sandsteinen zusammen, wobei weißlicher Sandstein, brauner und rötlicher Feldspatsandstein, mittelstark verfestigter und schwach verfestigter Sandstein unterschieden werden können. Die mechanische Festigkeit ist hoch, eine Ausnahme stellen lediglich die eher massigen Ablagerungen des unteren Ordoviziums dar. Zur Beschreibung der morphologischen Eigenschaften wurden verschiedene Analysen durchgeführt.

Die Korngrößenverteilung wurde durch Trockensiebung ermittelt, die Maschenweite wird in jedem Diagramm angegeben. Die Analyse des Karbonatgehaltes wurde mit Hilfe des Scheibler-Gerätes durch Umsetzung der Probe mit Salzsäure und anschließender Volumenbestimmung des entweichenden Kohlendioxids, wie beispielsweise von LESER (1972, S. 279–280) beschrieben, mit einer Fehlergrenze von weniger als einem Prozent durchgeführt. Die Porosität ergibt sich aus der Volu-

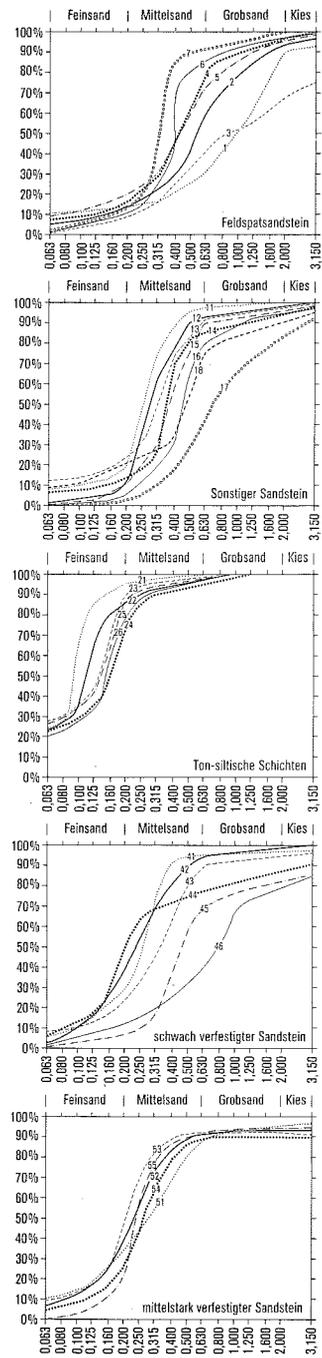
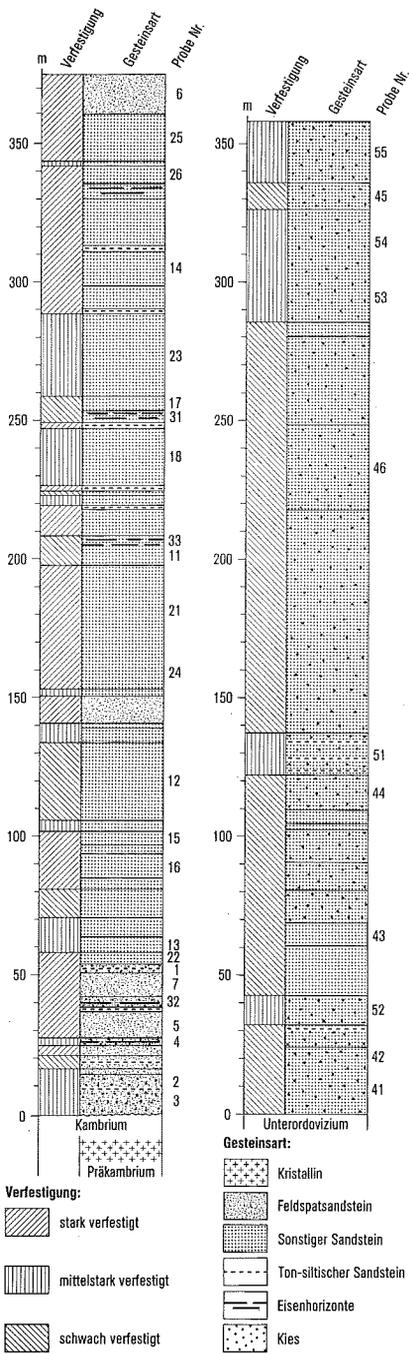
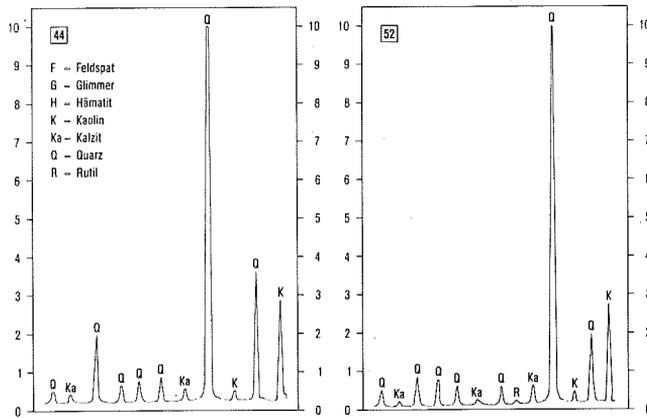
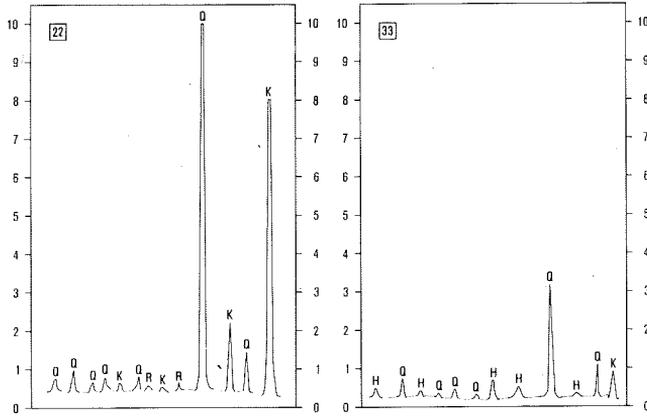
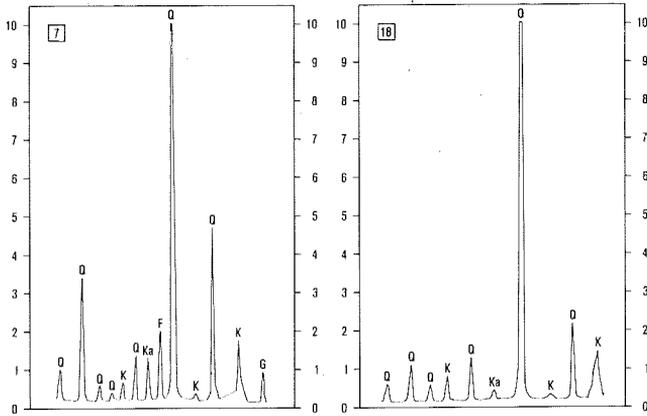


Abb. 9. Morphologisch wichtige Eigenschaften von Sandsteinschichten, Eisensandsteinschichten bzw. ton-siltischen Schichten des Kambriums und des unteren Ordoviziums und Ergebnisse der Komgrößen- bzw. Röntgenbeugungsanalyse



F - Feldspat
 G - Glimmer
 H - Hämatit
 K - Kaolin
 Ka - Kalzit
 Q - Quarz
 R - Rutil

mendifferenz einer zunächst wassergesättigten, dann 24 Stunden lang bei 90 Grad getrockneten Probe; auch hier liegt die Genauigkeit bei etwa einem Prozent des Ergebnisses. Für die mineralogische Bestimmung wurden zwei Verfahren gewählt: zum einem die mikroskopische Analyse nach Anfertigung etwa 25µm starker Dünnschliffe (nach MÜLLER/RAITH 1981; Fehler etwa 2% des Gesamtvolumens; aus jeweils sieben Messungen wurde der Mittelwert gebildet), zum anderen die nur unterstützende Resultate erbringende Röntgenanalyse (nach CHEN 1977, Genauigkeit etwa 4% des Gesamtvolumens). Die Prozentwerte der jeweiligen Mineralanteile an der Gesamtprobe werden folgendermaßen berechnet:

- Bestimmung des prozentualen Anteils der Fraktion 0,02 mm (= Powderdiffraktion) (P 1) an der Gesamtprobe (P): $P1/P \times 100$.
- Messung der Peakfläche von jedem Mineral: M1, M2, M3, ... Mn.
- Bestimmung des prozentualen Anteils der Gesamtfläche des Minerals an P1 und schließlich P:
 $(M1/M1 + M2 + M3 \dots Mn) \times 100 = M1 \% \text{ von P1}$
 $(M1/P1/P) \times 100 = M1 \% \text{ an P}$

Die Ergebnisse werden für verschiedene Sandsteinschichten des Kambriums und des unteren Ordoviziums in Abb. 9 und Tab. 4 dargestellt.

An allen Steilhängen der kambrischen und unterordovizischen Sandsteine kommen Tafoni (entsprechend der Definition von A.PENCK 1894) vor. Ihre Größe schwankt zwischen mehreren Kubikzentimetern und einem Kubikmeter bei einer meist rundlichen bis ovalen Form. Der Boden weist eine regelmäßige Schüsselform auf, in der sich Sand, Feinsand, Ton und Kalzit ansammeln. Das schwach verfestigte Material stammt aus Rückwand und Decke. Letztere verjüngt sich meist trichterförmig nach oben hin. An der inneren Oberfläche der Höhlungen sind die Einzelpartikel schon stark gelockert und sanden ab; an der darüberstreichenden feuchten Hand bleiben Sand-, Feinsand- und Tonpartikel haften. Treten Tafoni in Verbindung mit einer Kruste an der äußeren Gesteinsoberfläche auf, erreicht ihre Tiefe meist die doppelte Höhe; in diesem Fall ist auch ihre rundlich-ovale Ausprägung von besonderer Regelmäßigkeit (vgl. Bild 15).

Im allgemeinen existiert ein Zusammenhang zwischen Schichtung und Tafoni-Vorkommen (vgl. Bild 16a), so daß an steilen Hangabschnitten mehrere Niveaus unterschieden werden können. Folgen mehrere geringmächtige Schichten unterschiedlicher Zusammensetzung aufeinander, so kann es zur Bildung von Honigwaben kommen; maximal wurden 100 Hohlformen auf einer Fläche von einem Quadratmeter gezählt. Die Tiefe und Breite solcher Kleinformen übertrifft in der Regel ihre Höhe (vgl. Bild 16b).

Eine Kruste an der Gesteinsoberfläche scheint jedoch den gerade beschriebenen Zusammenhang zu relativieren. Mit zunehmender Krustendicke wird die Ta-



Bild 13. Talrandparallele, asymmetrische Dünen am N-Rand von Qa' el-Chumm, etwa 5 km NE el-Ethil. Die Dünen sperren die Mündung eines kleinen Wadis in die Endpfanne (Größe der Sandrippel vgl. Fußspuren im Vordergrund)



Bild 14. Flugsand am S-Hang des Dschebel Umm-Dfuf, etwa 8 km ESE von ed-Dise (relative Höhe des Dschebel Umm-Dfuf: 220 m). Der an den NW- und SE-Flanken von Sand bedeckte Sporn springt in die breite Qi'an-Achse vor und bildet damit ein Hindernis im „Windkanal“. Je nach vorherrschendem NW- oder SE-Wind herrscht an den beiden Hängen alternativ eine Luv- oder Lee-Situation.

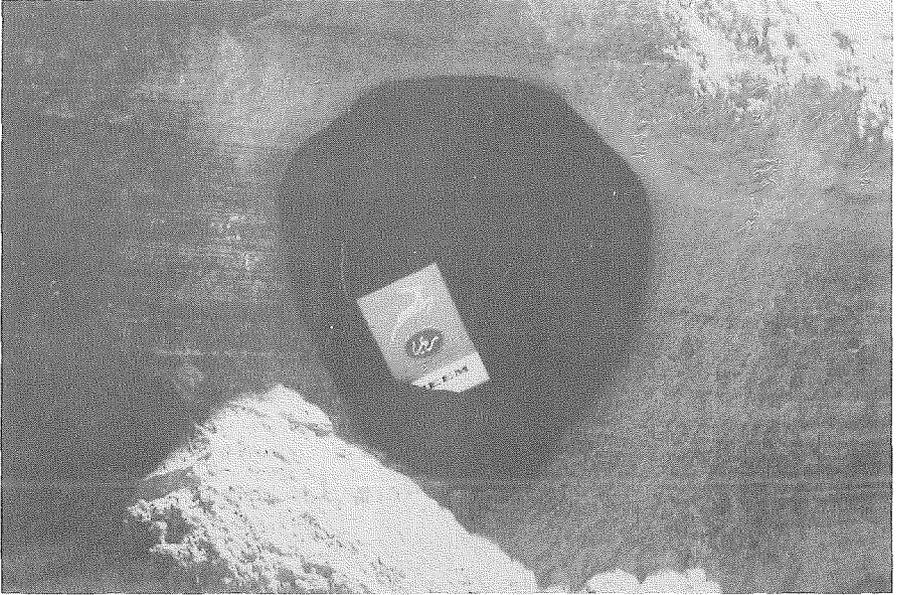


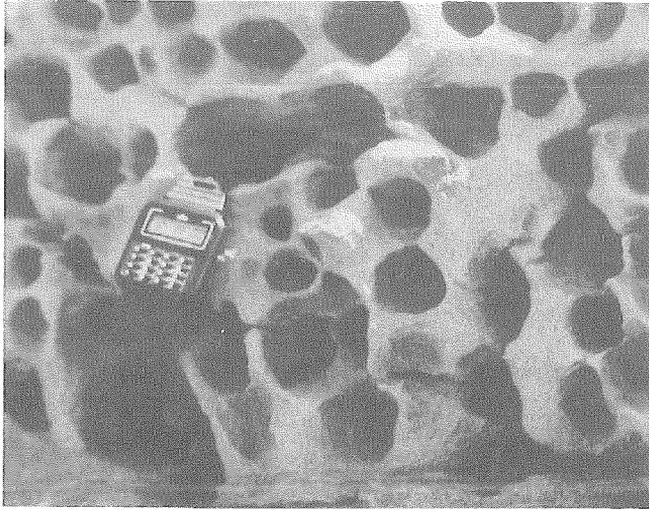
Bild 15. Tafoni an einem steilen Hangabschnitt des oberen Kambriums am Osthang des al-Chasa'li etwa 7 km SSE von Ram. Die Tafoni weiten sich hinter der ca. 3 cm dicken Kruste an der Gesteinsoberfläche (Zigaretenschachtel als Maßstab).

toni-Verteilung an einem Hangstück unregelmäßiger. Einen Zusammenhang zwischen Schichtabhängigkeit und Dimension der Tafoni läßt Tab. 5 erkennen.

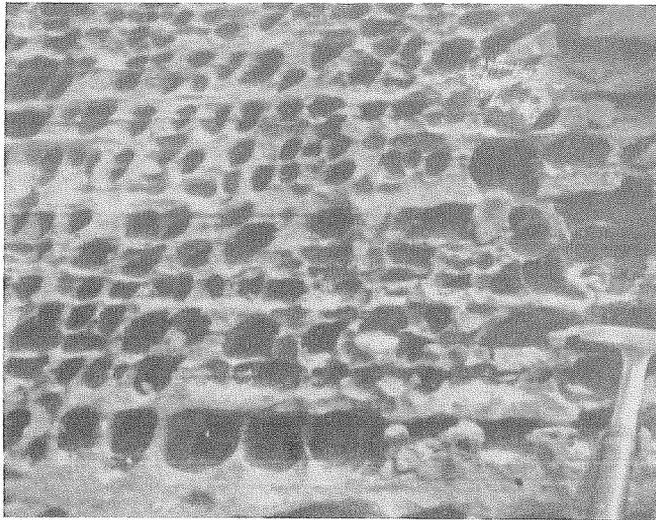
Die Häufigkeit der Hohlformen schwankt erheblich: Maximal konnten – die beschriebenen Honigwaben ausgenommen – 100 Tafoni auf einer Hangfläche von 10 m² gezählt werden; der Mittelwert von acht steileren Wandpartien des Kambriums liegt bei 20 Tafoni pro 10 m² Wandfläche. Unterhalb einer Hangneigung von 70° treten Tafoni nur in seltenen Ausnahmefällen auf.

Nach bisherigen Beobachtungen scheint die Ausprägung der Tafoni expositionsbedingt zu sein: am markantesten schneiden sich ostexponierte Tafoni in die Felswände ein, während insbesondere west- und südexponierte Höhlungen durch einen eher verschwommenen Übergang zur Felswand gekennzeichnet sind (vgl. Tab. 6). Es existieren auch Höhlungen mit unscharfen Konturen, die mit dem Zusammenwachsen mehrerer Tafoni erklärt werden können (vgl. Abb. 18). An nordexponierten Hängen treten solche Formen wesentlich seltener auf als in süd- und ostexponierter Lage.

Im Bereich der austreichenden Sandsteine des Unterordoviziums scheint das Auftreten der Tafoni z. T. anderen Regelmäßigkeiten zu folgen. Während die Zunahme der Häufigkeit bei steigender Hangneigung ebenfalls zu beobachten ist,



a



b

*Bild 16. „Honigwaben“-Tafoni an einem steilen Hangabschnitt des unteren Kambriums.
 a. am Nordhang des el-Hadabah el-Hamra, etwa 1 km nördlich der Eisenbahn Aqaba–al-
 Hasa. b. (nach LILLICH 1969, S. 33). Zu erkennen ist die starke Schichtabhängigkeit im Bild a,
 und der enge Zusammenhang zwischen der Schichtung und der Tafonierung im Bild b.
 Armbanduhr im Bild a und Geologenhammer im Bild b als Maßstäbe.*

läßt sich hier im Gegensatz zum Kambrium keine strenge kleinräumige Schichtabhängigkeit feststellen, weil im Unterordovizium keine Feinschichtung erkennbar ist. Die Tafoni des Unterordoviziums lassen sich morphographisch in zwei Gruppen einteilen: zum einen die schon beschriebenen, mit harten Krusten an der Gesteinsoberfläche verbundenen Tafoni, zum anderen solche, die mit im Sandstein vorkommenden Quarzgeröllen in Verbindung stehen. Die Formen treten nicht gemeinsam auf, sondern in unterschiedlichen Schichten: Krusten entwickeln sich nur in vier Lagen relativ harter unterordovizischer Sandsteine, die etwa 20% der Mächtigkeit dieser Gesteine ausmachen; Grobkiesel durchsetzen etwa 70% der Schichten, wobei ihr Anteil in horizontaler Richtung stark schwankt.

Die Quarzgerölle erreichen Durchmesser zwischen einigen Millimetern und wenigen Zentimetern. Um ihre Beziehung zu den Tafoni beurteilen zu können, wurden insgesamt 10 Messungen an den Inselbergen Chor el-A'jram, Tal Aqeimer und er-Rachamtein sowie im Qa' ed-Dise-Bereich durchgeführt, wobei jeweils für verschiedene Schichten die Häufigkeit (pro m²) von Tafoni und von aus dem Gestein herausragenden Grobkieseln zueinander in Beziehung gesetzt wurden. Es ergab sich der stark signifikante mittlere Korrelationskoeffizient von 0,8. Es handelt sich um meist gehäuft auftretende Kleinformen mit wenig markanten Konturen (vgl. Bild 17), von denen 90% eine Höhe und eine Breite von unter 15 cm sowie eine Tiefe von weniger als 5 cm aufweisen (aus 270 Messungen). Unterhalb der steilen Hangpartien sammeln sich die Quarzgerölle. Liegen im Hang nur wenige Tafoni, kann eine Zuordnung von Kieseln zu Hohlformen nach der Größe erfolgen (vgl. Bild 17).

4.2 Die resistenten Eisenhorizonte

In den kambrischen Ablagerungen treten mindestens zwölf Bänder aus Eisensandstein mit einer Mächtigkeit von jeweils über 15 Zentimetern auf; zehn davon liegen im Unterkambrium. Daneben existieren zahlreiche Eisensandstein-Horizonte, die weniger mächtig sind. Die mechanische Festigkeit ist sehr hoch, die Eisenoxide dienen als Bindemittel. Nach den in Abschnitt 4.1 (Tab. 4) beschriebenen Verfahren wurden der Eisengehalt, die Porosität und die Korngröße ermittelt; der Karbonatgehalt liegt unterhalb der Erfassungsgrenze (s. Abb. 9 und Tab. 4). Die Werte sprechen für eine hohe Resistenz gegenüber Verwitterungsprozessen. Tatsächlich treten die Eisenhorizonte in der Regel als markante Stufen in Erscheinung, sofern ihre Mächtigkeit 5 cm übersteigt; dabei besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen Stufenbreite und Mächtigkeit der eisenhaltigen Schicht.

Die „Dächer“ der Inselberge im kambrischen Sandstein werden meist von Eisensandstein-Horizonten von über 15 cm Mächtigkeit gebildet (Bild 18).

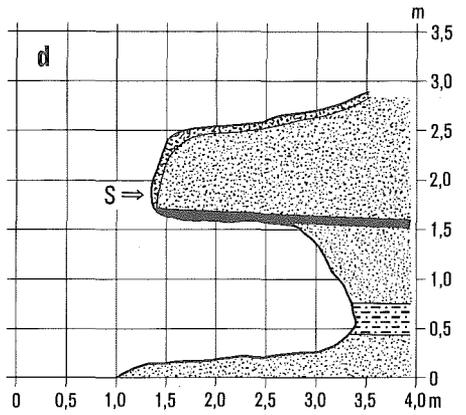
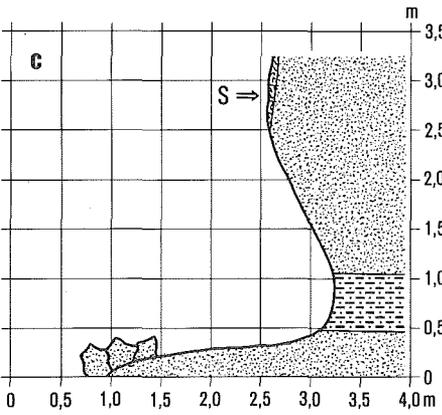
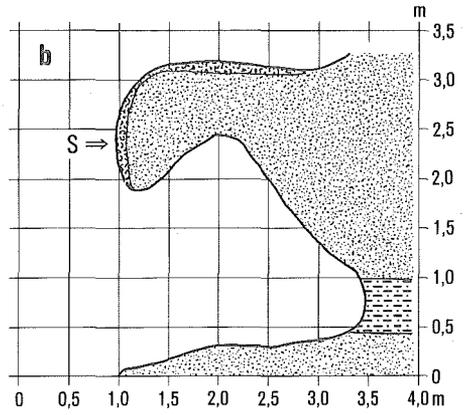
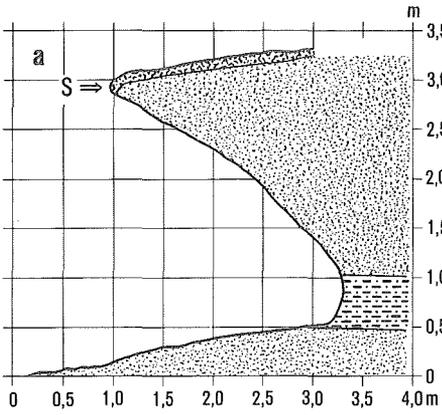
4.3 Die ton-siltischen Schichten und Linsen

Material mit hohem Ton- und Schluffgehalt kommt in Schichten und zahlreichen Linsen vor allem in den Gesteinen des Oberkambriums vor. Im Unterkambrium und Unterordovizium existieren lediglich vereinzelt Linsen. Ihre mechanische Festigkeit übersteigt die des Arkose- und Feldspatsandsteins. Analysen, die nach den in Abschnitt 4.1 beschriebenen Verfahren durchgeführt worden sind, werden in Abb. 9 und Tab. 4 dargestellt. Der hohe Kaolinanteil und seine Quellfähigkeit sowie gelegentlich Salzsprengung bewirken, daß die ton-siltischen Schichten und Linsen an ihrem Ausstrich schneller verwittern als die Sandsteine, was zur Entstehung von Ausbuchtungen und höhlen- und halbhöhlenartigen Formen an den Felswänden führt (vgl. Bild 19 und Bild 20). Entsprechend der unregelmäßigen Verteilung und Mächtigkeit der Tonlinsen kommen diese Hohlformen nicht streng schichtparallel an den Hängen vor, sondern vielfach gegeneinander in der Höhe versetzt. Resistente Eisenhorizonte einerseits und wenig resistente Ton-Silt-Horizonte andererseits führen zu den charakteristischen Formen der Steilhänge bzw. Felshänge: sie sind erstens insgesamt „getreppt“ und zweitens ragt das „Dach“ jeder einzelnen „Treppenstufe“ etwas über, so daß sich darunter Halbhöhlen und Höhlen bilden (vgl. Abschnitt 4.3.1).

4.3.1 Ansatzpunkte von Halbhöhlen verschiedener Dimension

Bei den Beduinen in SüdJordanien sind lokale Namen gebräuchlich, die eine formale Gliederung der Halbhöhlen erlauben. Die größte Form wird „Taur“ genannt. Dieser Terminus bezeichnet diejenigen Hohlformen, in denen ein Mann aufrechtstehend vor Sonne und Regen geschützt ist. Die Höhe des Taurs schwankt zwischen 1,5 m und 5 m (vgl. Bild 18). Beträgt die Höhe weniger als 1,5 m und wird sie von der Breite übertroffen, so wird die langgestreckte, niedrige Form „Huqab“ genannt (vgl. Bild 19). Diese Halbhöhlen unterscheiden sich – abgesehen vom Vertikalabstand der resistenten Horizonte – auch hinsichtlich der Form ihrer Dächer, die „Schennifeh“ genannt werden:

- Die Schennifeh verjüngt sich nach vorn hin regelmäßig (vgl. Abb. 10a).
- Ein vom Dach herabhängender, mehr oder weniger dicker Krustenrest übernimmt eine Schutzfunktion, eine Rückverlegung findet nur von innen im oberen Teil des Taurs oder Huqabs statt (vgl. Abb. 10b).
- Wenn die Schennifeh so mächtig ist, daß sie weniger an ein Dach als an eine Felswand erinnert, wird sie „el-Hazim“ genannt (vgl. Abb. 10c).
- Manchmal ist der untere Teil der Schennifeh glatt und waagrecht ausgebildet. Die Ursache dafür liegt im Vorhandensein eines Eisensandstein-Horizontes oder einer Schichtfuge zwischen Gesteinsbänken (vgl. Abb. 10d).



Sandstein
 Kruste
 ton-siltische Schicht
 Eisensandstein-Horizont

S = Schennifeh

Abb. 10. Ausprägung der Schennifeh („Halbhöhlen-Dächer“)

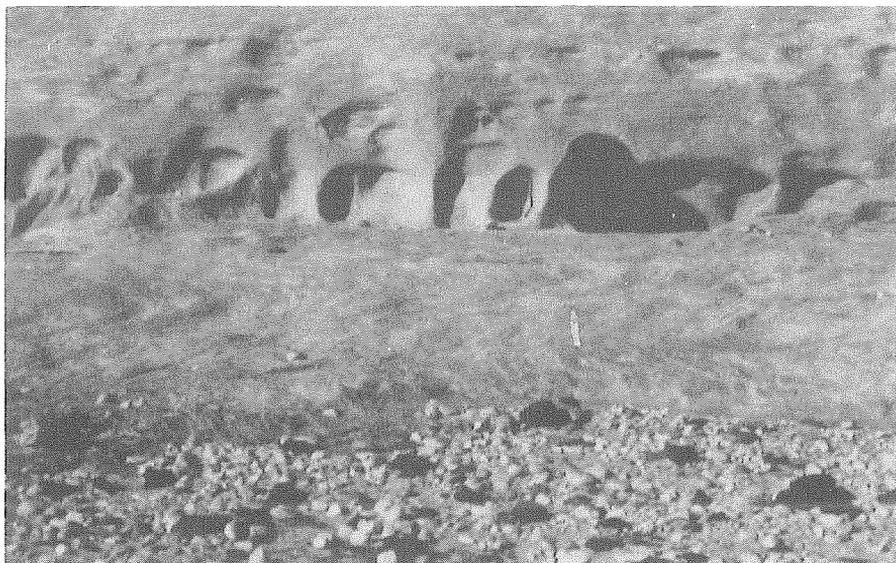


Bild 17. Tafoni in quarzkieselhaltigen Schichten des Unterordoviziums am südlichen Hang des Tal-Aqeimer, etwa 3 km SSE von Qrweira (Hut als Maßstab).



Bild 18. Dach eines kleinen Tafelberges etwa 2 km östlich der Ram-Station. Die Oberfläche wird durch Eisensandstein gebildet, der hier eine Mächtigkeit von 20 cm erreicht.



Bild 19. Taur im oberkambrischen Gestein im Gebiet von Tlal el-Qureinfat, etwa 3 km NW der Ram-Eisenbahnstation.



Bild 20. Huqab im oberkambrischen Sandstein am Nordhang des et-Taqtaqeyyeh, etwa 400 m südlich der Ram-Straße.

Die Taur und Huqab können von einigen Kleinformen begleitet werden. So können an den Rückwänden verschieden große Tafoni gefunden werden, sowie senkrecht angeordnete Pfeiler und Nischen (siehe Abschnitt 5.2.2). Ihre größte Tiefe erreichen Taur und Huqab oft dort, wo eine Kluft austreicht. Die Verbreiterung dieser Kluft in der Halbhöhle wird „Harrabah“ genannt (siehe Abschnitt 6.4.1). Die Böden der Halbhöhlen weisen manchmal eine schüsselförmige Vertiefung auf, in der sich Wasser sammeln kann; die größte Form dieser Art wird „Wugbah“, die kleinere „Wugeibah“ genannt. Maximal erreichen solche Schüsseln einen Durchmesser von 60 cm und eine Tiefe von 15 cm.

Die Halbhöhlen vom Typ der Taur und Huqab kommen an allen Hängen des Kambriums vor, deren Neigung einerseits weniger als 60° beträgt und die andererseits eine geringe Kluftdichte aufweisen. Entsprechend der Verteilung der tonig-siltischen Schichten und Linsen sind die Halbhöhlenniveaus meist diskontinuierlich ausgebildet. Sie verzweigen sich manchmal zu mehreren sekundären Niveaus. Die Halbhöhlen des unteren Ordoviziums sind weniger deutlich ausgeprägt als die des Kambriums, da im unteren Ordovizium Tonlinsen kaum auftreten. Infolgedessen fehlt ihnen fast immer ein markantes Dach (Schennifeh); die Form des Huqab tritt dort nicht auf.

4.3.2 Die Ausbildung getreppter Hänge

Vor allem in den kambrischen Sandsteinen existiert eine Treppe von Hängen, die auf den Wechsel von resistenten und weniger resistenten Schichten zurückzuführen ist. Die morphologisch weichen Schichten sind siltische, schieferartige Schichten oder Linsen, die jeweils schneller als ihre hangenden und liegenden Schichten zurückverlegt werden. Zugleich scheinen sie aufgrund geringerer Porosität eine wasserstauende Sperrschicht darzustellen, die das Sickerwasser im Hangenden stauen kann und damit zu verstärkter Gesteinsverwitterung an der Austrichsstelle der betreffenden Tonbank führt. Hangteppen korrelieren im Untersuchungsgebiet immer mit tonig-siltischen Schichten und Linsen oder, wie schon in Abschnitt 4.2 beschrieben, mit Eisensandsteinhorizonten (vgl. auch Abb. 10d).

4.4 Zur Entstehung der Hangformen

Im vorausgehenden Kapitel wurden die im Untersuchungsgebiet auftretenden Reliefelemente nach Form und Verbreitung beschrieben. Jetzt soll für diejenigen Formen, über deren spezifische Entwicklungsbedingungen am wenigsten bekannt ist, eine genetische Deutung versucht werden. Während die Prozesse äolischer Sandbewegung und Akkumulation weitgehend bekannt sind und auch die Spülvorgänge auf Pedimenten schon vielfach untersucht wurden, stellen die Sandsteinhänge und Wände in ihrer oft bizarren Form eine regionale Besonderheit dar. Die Rückverlegung der Hänge und Wände wird durch selektive Verwitterungsprozesse

verschiedener Dimensionen bewirkt. In mehreren Gesteinen in SüdJordanien vollzieht sich das durch Bildung von Tafoni und Halbhöhlen, die in die Felsflächen einschneiden. In späteren Stadien brechen die zwischenliegenden „Dächer“ (Schennifeh) ab. Im Ergebnis wird damit der Hang parallel zu sich selbst zurückverlegt.

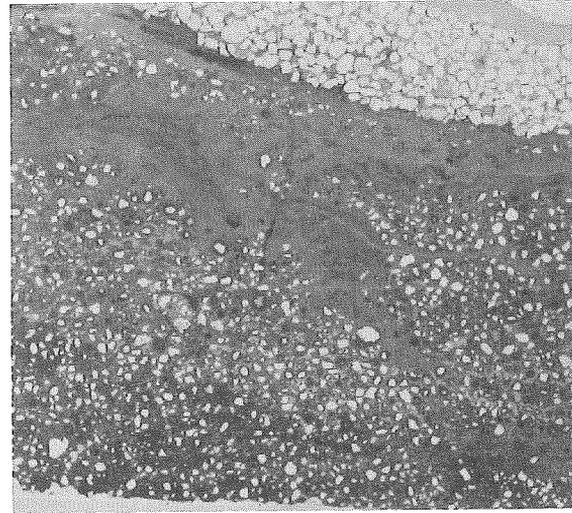
4.4.1 Tafoni

Tafoni wurden bisher aus verschiedenen Klimagebieten beschrieben, jedoch meist in kristallinen Gesteinen. Die zur Tafoni-Genese vorliegenden Arbeiten (vgl. die Zusammenfassung von TWIDALE 1982, S. 280-300) gehen von der Voraussetzung eines mindestens saisonal ariden Klimas aus, auch von lokal bedingter edaphischer Trockenheit und einer durch wechselnde Befeuchtung und Austrocknung bewirkten Mobilisierung von Mineralien durch Wasser im oberflächennahen Bereich des Gesteins. Sandsteine sind aufgrund ihrer oft hohen Porosität besonders anfällig für die Tafonierung. Wo Prozesse, die zu blockigem Schutt führen (z. B. Frostsprengung) zurücktreten, andererseits aber die Oberfläche einige Male pro Jahr befeuchtet wird, kann Halbhöhlenbildung und Tafonierung zu einem dominanten Prozeß der Hangverwitterung werden. Das ist in SüdJordanien der Fall.

Wie später nachgewiesen wird (siehe Abschnitt 5.1.4), finden Auslaugungsprozesse in Oberflächennähe der kambrischen Sandsteine statt. Karbonat und Tonminerale wandern nach außen und bilden eine Kruste (vgl. Bild 21; auch Abb. 15 und 16). Damit verliert die dahinterliegende Zone einen Teil ihres Bindemittels. An Schwächezonen der Kruste finden daher Aushöhlungsprozesse vorwiegend ins Felsinnere hinein statt.

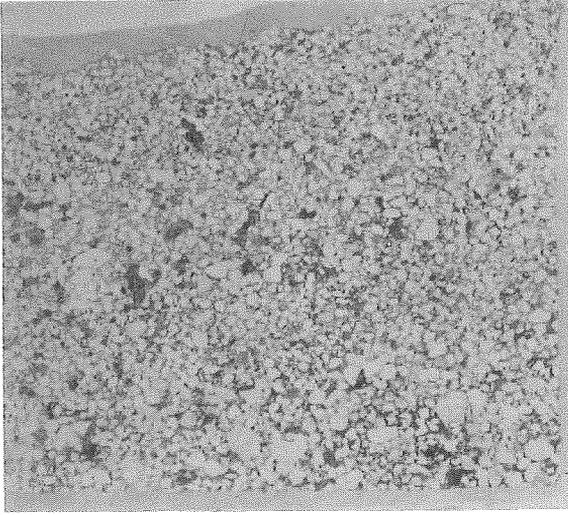
4.4.2 Taur und Huqab

Die großen Halbhöhlen – Taur und Huqab – resultieren aus einer im Abstand von wenigen Metern erfolgenden Abfolge von Sandstein- und tonig-siltischen Schichten. Dieser Zusammenhang wird, zusammen mit der Änderung bestimmter Gesteinseigenschaften, in Abb. 11 dargestellt. Dabei kann ein dachbildender Eisensandstein-Horizont auftreten, was für die Form der Schennifeh von Bedeutung ist; Taur- und Huqab-Halbhöhlen entstehen jedoch auch ohne extrem resistente Horizonte im Hangenden (vgl. Abb. 10d mit Abb. 11d). Die Abbildungen 11 a, b, c und d zeigen die Bedeutung der tonig-siltischen Schichten und Linsen für die Entstehung von Taur und Huqab. Korngrößenverteilung, Porosität und Kaolinanteil, im gewissen Maße auch der Karbonatgehalt, scheinen die Intensität der Aushöhlung zu bestimmen. Besonders deutliche Zusammenhänge ergeben sich zwischen der Tiefe der Hohlform einerseits und dem Kaolinanteil sowie einem eventuell im Dach vorkommenden Eisensandsteinhorizont andererseits, während die Höhe der Halbhöhle in erster Linie von der Mächtigkeit der tonig-siltischen Schichten abhängt.



Außenkerniste

Schwächezone



Anstehendes Gestein

b

a

Bild 21. Dünnschliffpräparate (nicols-): a. Aus dem Außenkern der Gesteine (0-3 cm Tiefe). b. Aus anstehendem Gestein. Im Außenbereich (Bild a) können wesentlich mehr Feinpartikel ausgemacht werden als im Anstehenden. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf eine Tommineratverlagerung (dreifach vergrößert).

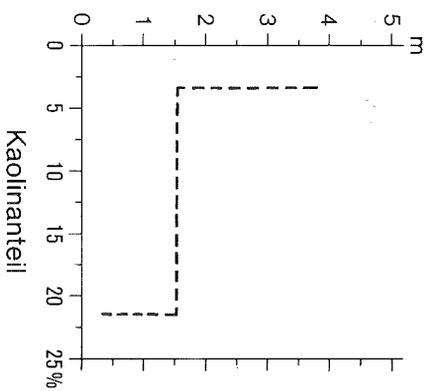
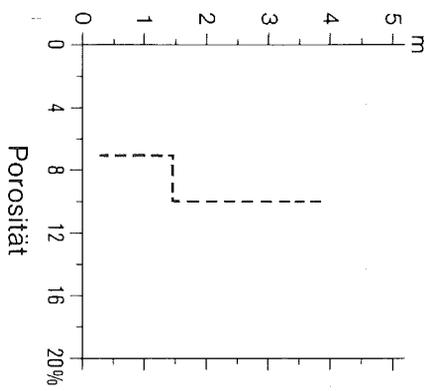
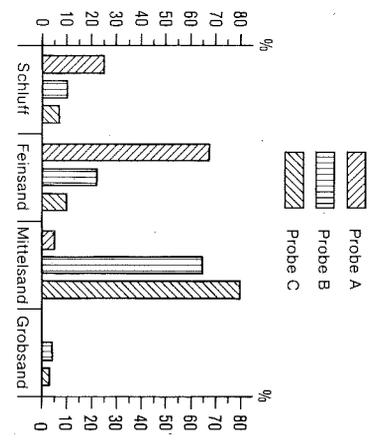
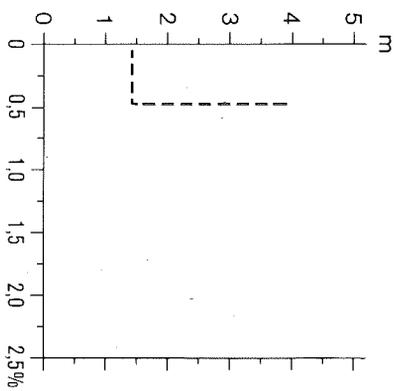
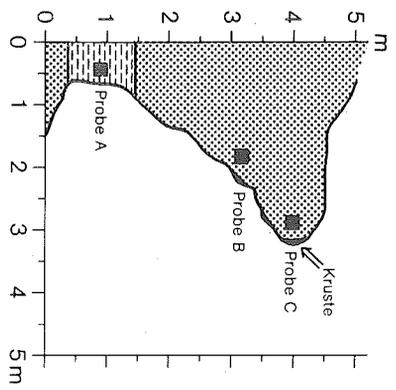
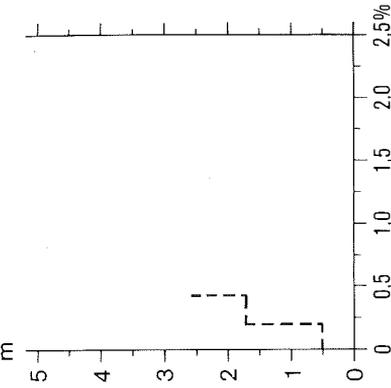
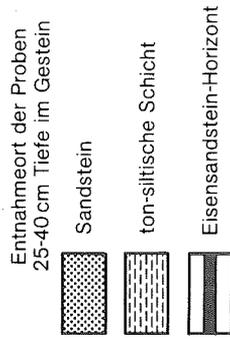
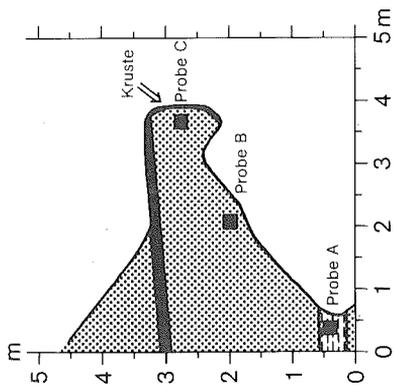
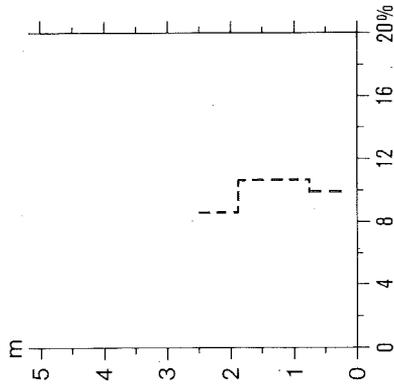


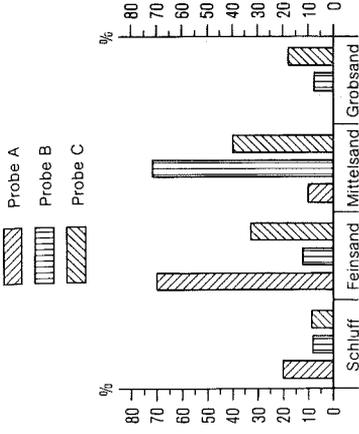
Abb. 11 a. Zusammenhang von Karbonatgehalt, Porosität, Korngrößenverteilung und Kaolinanteil eines Taur am nördlichen Hang im Wadi Ram (etwa 800 m NW von Ram)



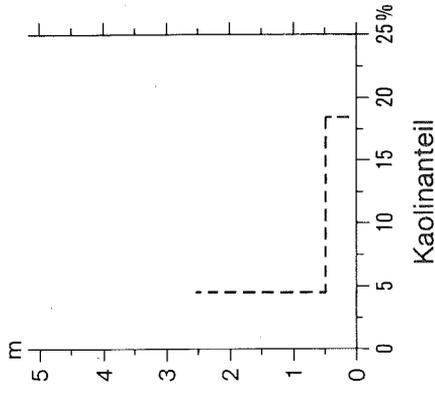
Karbonatanteil



Porosität

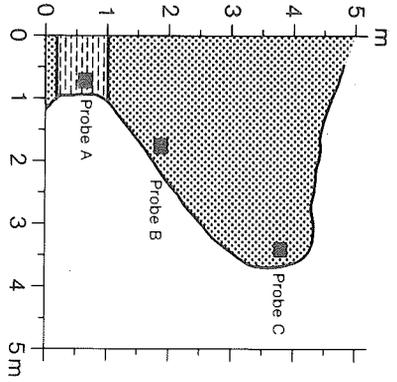


Korngrößenverteilung



Kaolinanteil

Abb. 11 b. Zusammenhang von Karbonatgehalt, Porosität, Korngrößenverteilung und Kaolinanteil eines Taur am nordöstlichen Hang des el-Hadabab el-Hamma (etwa 800 m nördlich der Eisenbahnlinie Aqaba – el-Hasa).



Entnahmeort der Proben
25-40 cm Tiefe im Gestein

Sandstein

ton-siltische Schicht

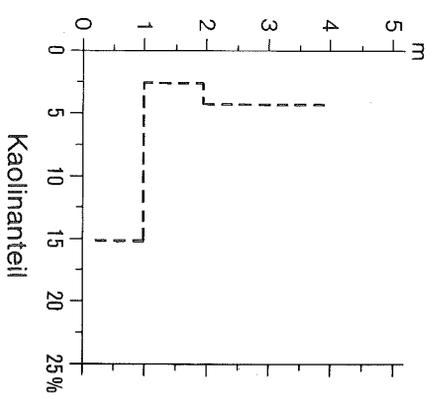
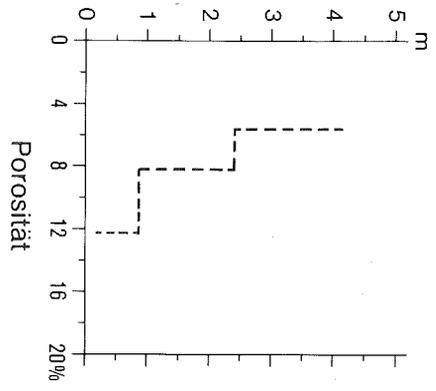
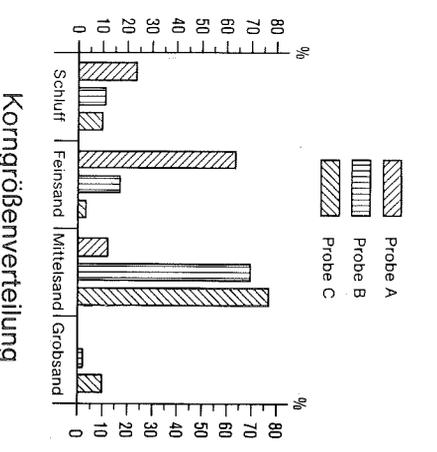
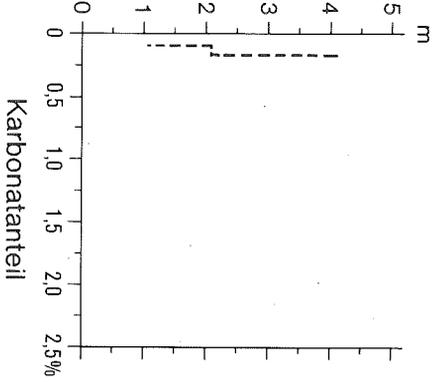
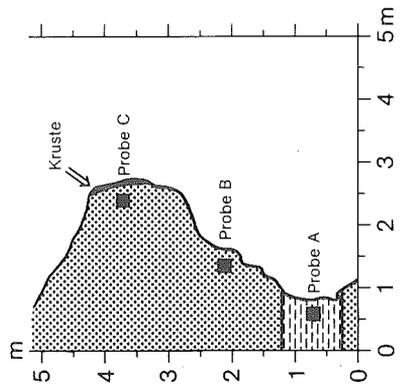
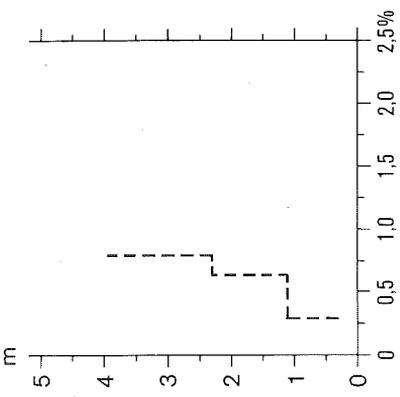


Abb. 11 c. Zusammenhang zwischen Karbonatgehalt, Porosität, Korngrößenverteilung und Kaolinanteil eines Tauer am östlichen Hang der Berggruppe von et-Taqtayyeh (etwa 400 m südlich der Ram-Straße)

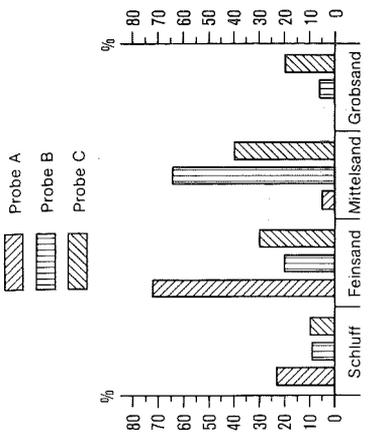


Entnahmeort der Proben
25-40 cm Tiefe im Gestein

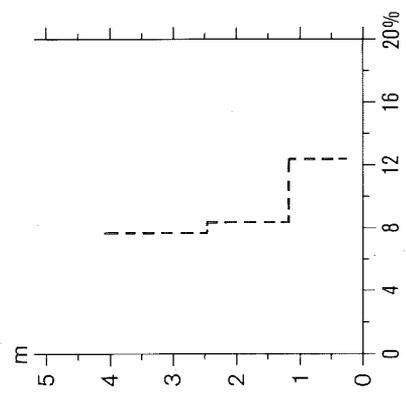
Sandstein
ton-siltische Schicht



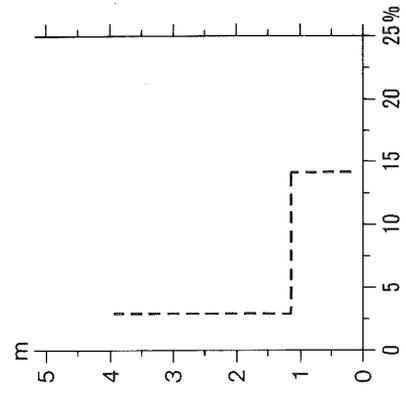
Carbonatanteil



Korngrößenverteilung



Porosität



Kaolinanteil

Abb. 11 d. Zusammenhang von Karbonatgehalt, Porosität, Korngrößenverteilung und Kaolinanteil eines Taur am westlichen Hang des Dschebel Rumian (etwa 9 km NNW von Ram).

Unregelmäßige Rückwände (durch Tafoni-Bildung) treten erst bei einem höheren Karbonatanteil auf. Die Gleichmäßigkeit der Taur-Rückwand steht in Beziehung zum Karbonatgehalt. Bei einem Karbonatanteil von weniger als 0,3% weist die Wand keine größeren Unebenheiten auf; beträgt der Wert mehr als 1%, so durchsetzen in der Regel markante Tafoni die Wand (statistisches Ergebnis aus 12 Messungen). Karbonat fungiert im Sandstein als Bindemittel, in den ton-siltischen Schichten spielt es dagegen keine Rolle. Die Korngrößenverteilung nimmt innerhalb einer Halbhöhle von oben nach unten ab. Während die Schwankungen in den Sandsteinschichten relativ gering sind (70 – 90% Mittelsand), existiert erwartungsgemäß eine scharfe Grenze zum tonig-siltischen Horizont, der einen Feinmaterialanteil (unter 0,200 mm Ø) von 65 – 95% aufweist. Dementsprechend verringert sich auch die Porosität von oben nach unten und erreicht ihre niedrigsten Werte (3 – 9%) im Bereich der größten Aushöhlung. Wichtigstes Material der tonig-siltischen Schichten ist Kaolin, mit einem Anteil von 18 – 22%. Im Sandstein liegt der Kaolingehalt um 5%, maximal bei 8%. Als weiteres Tonmineral kommt Illit eine gewisse Bedeutung zu, das im Sandstein zu weniger als 1%, im Ton dagegen mit 1,5 – 8% enthalten ist (Röntgenanalyse von 11 Proben).

Hohe Porosität erhöht die Sickergeschwindigkeit des Wassers im Gestein und fördert somit Lösungs- und Auslaugungsprozesse. Unter ariden Bedingungen führt dies bekanntlich zu Stoffanreicherungen in Oberflächennähe und damit zu deren Verfestigung gegenüber Verwitterungs- und Abtragungsprozessen, so daß die Gesteinsoberfläche sogar eine höhere Resistenz aufweisen kann als das ursprüngliche Gestein. Geringe Porosität muß hier in Zusammenhang mit den Korngrößen gesehen werden: Feuchtigkeit wird in den tonig-siltischen Schichten vorwiegend in Form von Haft- und Kapillarwasser, also statisch, gebunden. Lösungsvorgänge spielen kaum eine Rolle.

Als noch entscheidender für die Verwitterungsresistenz muß die unterschiedliche mineralische Zusammensetzung angesehen werden. Insbesondere Kaolin und Illit sind stark quellfähige Substanzen. Quellung tritt aufgrund der mechanischen Festigkeit der ton-siltischen Schichten nur an der Oberfläche auf. Dort kann nach Befeuchtung regelmäßig eine millimeterdicke Aufweichung des Gesteins, nach einigen Tagen auch die Ablösung des trockenen, geschrumpften und bröckeligen Materials beobachtet werden. Die Abtragung erfolgt durch Schwerkraft und Wind. Große Halbhöhlen sind also durch petrographische Eigenschaften determinierte Formen. Die Unterscheidung in Taur und Huqab ist damit eine Folge der Schichtmächtigkeiten.

4.4.3 Hangtreppen

Die hohe Resistenz der Eisensandsteinhorizonte gegenüber Verwitterungsprozessen beruht im wesentlichen auf ihrer hohen mechanischen Festigkeit, ihrer auf-

grund der Feinkörnigkeit und der Ausfüllung der Zwischenräume durch Eisenoxide geringeren Porosität und ihrem niedrigen Anteil an löslichen und quellfähigen Substanzen. Demzufolge werden Hangstufen ausgeprägt. Wo die Eisen-sandsteinhorizonte nur gering mächtig sind (weniger als 3 cm), bewirkt ihr Auftreten nur eine gewisse Verflachung des Hangabschnitts. Eine deutliche Stufung ergibt sich ab einer Mächtigkeit der Eisenhorizonte von ca. 10 cm. Die Dachfläche einzelner Berge oder Hügel paßt sich häufig dem obersten mächtigen Eisenhorizont an, so daß eine Art von Tafelberg entsteht.

Die tonig-siltischen Schichten und Linsen sind bei kontinuierlich verlaufender Hangentwicklung immer mit Taur und Huqab verbunden. Die morphogenetischen Prozesse wurden beschrieben. Die großen Halbhöhlen wachsen ins Gesteinsinnere hinein, bis die Schennifeh durch Schwerkraft einstürzt (vgl. Abb. 12). Steuernder Faktor des Einsturzes ist der Gesteinszusammenhalt, bedingt durch Mächtigkeit und Festigkeit der hangenden Schichten sowie durch Klüftung (vgl. Kap. 6).

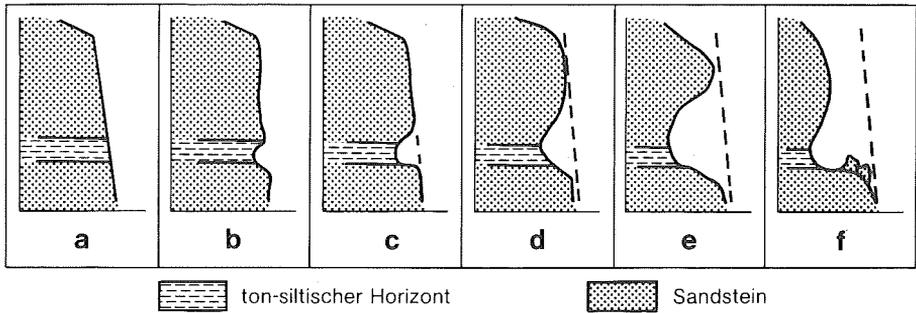


Abb. 12. Entstehung einer Stufe aus Entwicklung und Einsturz eines Taur oder Huqab

Der Zyklus von Aushöhlung und Einsturz wiederholt sich an der gleichen Schichtgrenze immer wieder. In der Konsequenz wird der gesamte Hang parallel zu sich selbst zurückverlegt. Im Profil des Hanges bildet sich ein schichtabhängiger Gleichgewichtszustand heraus, bei dem pro tonig-siltischer Schicht drei Zonen unterschieden werden können: ein Steilstück (häufig überhängend) oberhalb der Aushöhlung, die Aushöhlung selbst und schließlich eine Verflachung unterhalb. Kommen mehrere tonig-siltische Schichten im Hang vor, wie es im unteren und z.T. auch im oberen Kambrium der Fall ist, so führt die Entwicklung zu einer deutlich ausgeprägten Treppe.

In der Regel treffen die morphologischen Auswirkungen von Eisensandstein-Horizonten und tonig-siltischen Schichten zusammen. Das Hangprofil resultiert damit aus dem Zusammentreffen beider Stufungsvoraussetzungen (vgl. Bild 22 und 23; auch Abb. 13); folgende Varianten kommen vor:

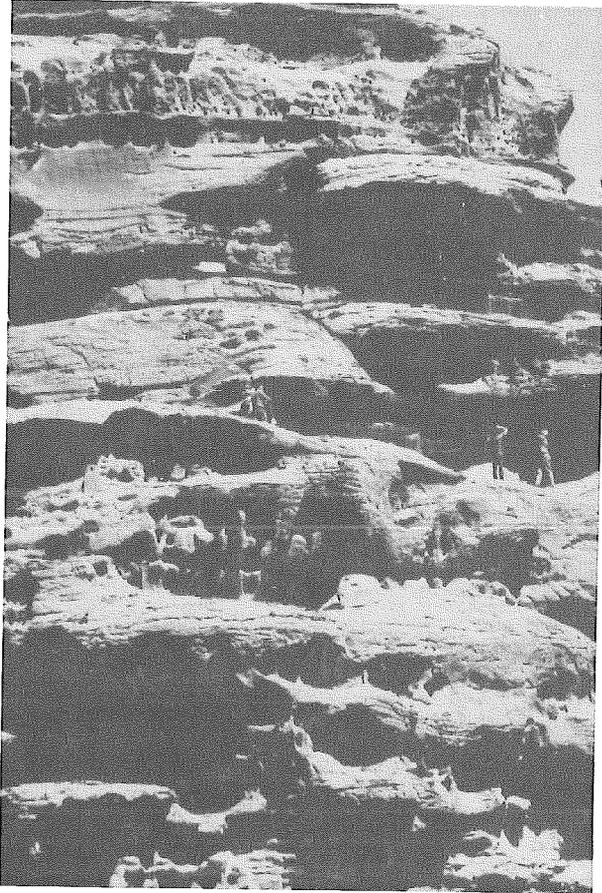


Bild 22. Typische Hangtreppung im Oberkambrium am südlichen Hang des el-Chasa'li, etwa 3 km SE von Ram. Die Mehrzahl der Halbhöhlen hat die Dimension der „Taur“ (Personen zum Größenvergleich).

- a) Ist der tonig-siltische Sandstein als Linse ausgebildet, so entstehen ein lokaler Taur und eine lokale Stufe.
- b) Weist die Schicht des tonig-siltischen Sandsteins eine Mächtigkeit von mehr als 50 cm auf, so handelt es sich meist nicht nur um eine Linse, sondern um eine aushaltende Schicht und die Halbhöhlenbildung läuft in horizontaler Richtung mehr oder weniger gleichmäßig ab; es entsteht ein Halbhöhlen-Niveau und eine über den gesamten Hang verlaufende Stufe.

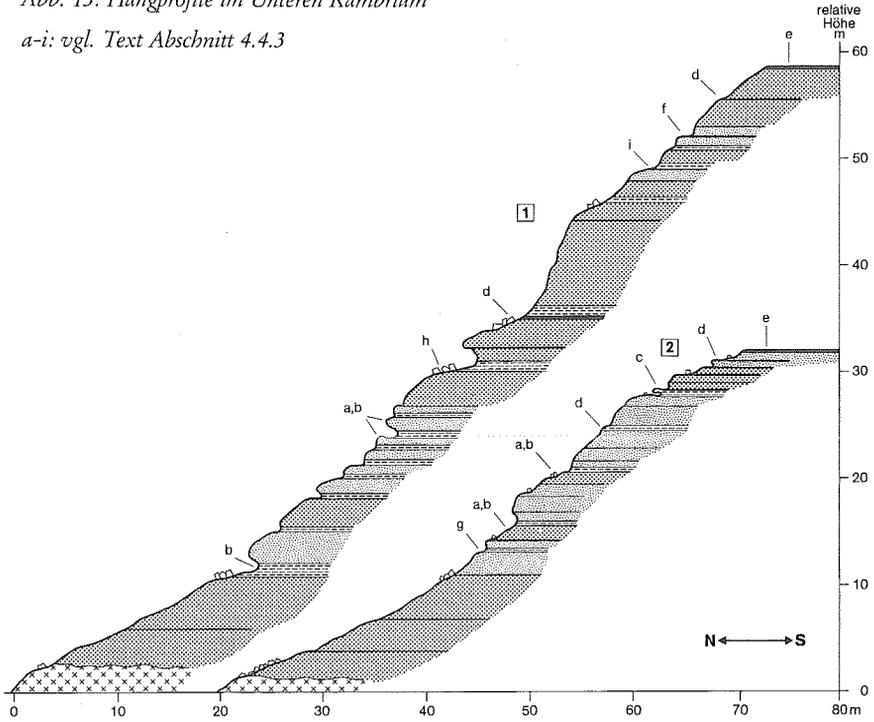


Bild 23. Profil des getrepten NW-Hanges des Dschebel Umm-Isbrin (unter- und oberkambrischer Sandstein), etwa 7,5 km NNE von Ram. Relative Höhe: 360 m, 27 Stufen können gezählt werden. Die Hangtreppe ist im Profil solcher Bergsporne besonders deutlich zu erkennen. Am Hangfuß steht noch etwa 40 m hoch das Kristallin an.

- c) Eine Mächtigkeit der tonig-siltischen Schichten von weniger als 20 cm führt zur Entstehung eines Huqab (niedrige Halbhöhle) und einer schwach ausgeprägten Stufe.
- d) Ebenfalls kleinere Stufen entstehen bei einer Mächtigkeit des Eisensandstein-Horizonts von weniger als 3 cm.
- e) Eisensandsteinhorizonte mit einer Mächtigkeit von mehr als 10 cm führen zur Entwicklung markanter Stufen und u.U. zur Ausbildung von tafelartigen Vorsprüngen bis zu kleineren oder größeren Tafelbergen.

Abb. 13. Hangprofile im Unteren Kambrium

a-i: vgl. Text Abschnitt 4.4.3



1 = nördlicher Hang der Berggruppe at-Taqtaqeyyah
(Hangfuß etwa 300m südlich der Ram-Straße)

2 = etwa 2km östlich der Ram-Station

-  Eisensandsteinhorizonte
-  Ton-siltischer Horizont
-  Grobsandstein
-  Feinsandstein
-  Kristallin

- f) Zwei Eisensandstein-Horizonte mit einer Sandstein-Zwischenschicht lassen einen Huqab entstehen; besteht die Zwischenschicht aus tonig-siltischem Material, so kann die Tiefe der Aushöhlung ihre Höhe übersteigen.
- g) Eisensandstein-Horizonte direkt über tonig-siltischen Schichten haben ein besonders weit herausragendes Dach (Schennifeh) der Halbhöhle zur Folge, meist handelt es sich hier um die kleineren Halbhöhlen vom Typ Huqab.
- h) Eisensandstein-Horizonte, unter denen zunächst Sandstein-, dann tonig-siltische Schichten liegen, bilden ein markantes Dach (Schennifeh) der Halbhöhlen aus, meist entstehen bei dieser Schichtenfolge die größeren Halbhöhlen vom Typ Taur.
- i) Liegen Eisensandstein-Horizonte unter tonig-siltischen Schichten, entsteht eine besonders markante Stufe in der Art einer vorspringenden Verflachung.

In Abb. 13 wird das Auftreten dieser Formen in zwei konkreten, vom Verfasser im Detail ausgemessenen Hangprofilen im Kambrium gezeigt. Eine Hangtreppe dieser Art fehlt in den ordovizischen Sandsteinen, da Eisensandsteinhorizonte und durchgehende tonig-siltische Schichten dort nicht auftreten. Lediglich vereinzelt, an das seltene Auftreten tonig-siltischer Linsen gebunden, kann eine unscharfe, lokale Stufung beobachtet werden.

5 Die Bedeutung des Wassers für die Hangrückverlegung

Nicht nur Gesteinsunterschiede in vertikaler Abfolge, also stratigraphische Gegebenheiten, bestimmen die Hangentwicklung, sondern auch solche in horizontaler Richtung. Sie entstehen durch Stoffumlagerungen in Oberflächennähe, hervorgerufen durch Befeuchtung entlang der Abflußlinien von Wasser. Die beim Blick aus einiger Entfernung so auffälligen mehr oder weniger senkrecht hangabwärts verlaufenden Wülste oder Stränge (vgl. Bild 25 und Bild 26) stehen im Zusammenhang mit nebeneinander her laufenden Abflußlinien des Wassers bei Starkregen. An ihnen bilden sich bevorzugt Krusten, so daß in horizontaler Abfolge nebeneinander stärker und schwächer verkrustete Oberflächenteile vorkommen. Solche Gesteinskrusten bestimmen die Kleinformen der Hänge kambrischer Sandsteine, wie Tafoni, Pfeiler und Nischen, und spielen auch eine Rolle bei der gleichmäßigen Ausprägung der Hänge in den unterordovizischen Sandsteinen. Ausgesprochen selten sind Erosionsformen des fließenden Wassers.

5.1 Flächenhafte Befeuchtung

Episodische Niederschläge haben bekanntlich unter ariden Bedingungen bei entsprechender Gesteinsbeschaffenheit Stoffanreicherungen in Oberflächennähe zur Folge. Alle Gesteinsoberflächen, die nicht wie die Halbhöhlen durch überhängende Dächer geschützt werden, sind davon mehr oder weniger betroffen.

5.1.1 Durch Befeuchtung mobilisierbare Gesteinsbestandteile

Wasser im oberflächennahen Gesteinsbereich kann Stofftransport sowohl durch Lösung als auch durch kolloidale Bewegung leisten. Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung liegen Analysen nur für die Schichten des unteren Ordoviziums vor. Sie wurden von NIMRY und HADDADDIN (1970) durchgeführt und ergaben als Mittelwerte für diese relativ massigen Sandsteine (Gewichtanteile): Glühverlust: 0,15%; SiO₂: 98,65%; Al₂O₃: 0,62%; CaO : 0,32%; Fe₂O₃: 0,07%; P₂O₅: 0,06%; TiO₂: 0,05%; MgO: 0,05%; Na₂O: 0,02% und K₂O: 0,01% bei einer Maßgenauigkeit von 0,005% (NIMRY/HADDADDIN 1970, S. 27). In Form löslicher Verbindungen dürften im Gestein insbesondere Kalzium, Magnesium, Natrium und Kalium vorliegen. Bei der Umrechnung auf CaCO₃ und MgCO₃ ergeben sich Gewichtanteile von 0,57% und 1,10%. Für NaCl und KCl liegen die Werte bei 0,02% und 0,01%, wobei die tatsächlichen Werte wesentlich darunter liegen, da Natrium und Kalium auch Bestandteile der Tonminerale und Feldspäte sind. Gut löslich sind Salze. Sie spielen jedoch in den Gesteinen des Kambriums, Ordoviziums, Silurs und der Unterkreide des Untersuchungsgebietes kaum eine Rolle. Ihr meßbarer Anteil (Röntgenanalyse), lediglich in zwei von 25 Proben nachgewiesen, liegt unterhalb von 0,1%. Karbonat fungiert u. a. im allgemeinem im Sandstein als Bindemittel. Sein Anteil erreicht in den meisten vom Verfasser analysierten Proben Werte zwischen 0,1% und 3% (vgl. Tab. 7). Seine Löslichkeit entsprechend der Gleichung



hängt ab vom Gehalt anderer gelöster Stoffe, was im Untersuchungsgebiet aufgrund des geringen Salzgehaltes keine Rolle spielt, und von der Temperatur: bei 0°C lösen sich 84 mg/l, bei 15°C 60 mg/l und bei 25°C 49 mg/l (nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL 1970, S. 16). Von BURDON (1959, S. 76) liegt eine Analyse der Ram-Quelle im unteren Teil der Kambriumschichten vor. Danach sind gelöst: 130 ppm (entspricht etwa 130 mg/l) Ca(HCO₃)₂, 58 ppm NaCl, 19 ppm MgSO₄ und 7 ppm Mg(HCO₃)₂. Mit Sickerwasser könnten auch unlösliche Kleinstpartikel bewegt werden; von gewisser Bedeutung ist dabei die Tonfraktion mit Durchmessern im µm-Bereich. Hierzu liegt lediglich eine Meßreihe von NIMRY und HADDADDIN (1970) vor, die für Korngrößen unter 2 µm in den Sandsteinen des unteren Ordoviziums einen Gewichtsanteil von 1,1% ergab.

5.1.2 Der Einfluß der Porosität auf die Mineralverlagerung

Sowohl das Eindringen wie auch die Sickerbewegung des Wassers im Gestein sind abhängig vom Porenvolumen. Es ist definiert als:

$$E = V_t - V_f / V_t$$

wobei V_t das Gesamtvolumen der Probe, und V_f das Volumen der festen Bestandteile ist (VOSSMERBÄUMER 1976, S. 154). Zu seiner Bestimmung wurden die

Volumina wassergesättigter und danach getrockneter (20 Stunden, 95°C) Gesteinsproben bestimmt und der Anteil der Zwischenräume in Prozent des Gesamtvolumens ausgedrückt (vgl. Tab. 8 und Abb. 4).

Porenvolumen und Korngröße bilden entscheidende Voraussetzungen für die Lösung von Gesteinsbestandteilen. Die Wasseraufnahmefähigkeit hängt direkt von der Porosität ab, sie sinkt bei steigendem Tongehalt. Lösungsvorgänge nehmen an Intensität zu, je größer die Wassermenge ist und je schneller sie sich durch den Gesteinskörper bewegt. Vorwiegend werden Lösungsvorgänge daher dort eine Rolle spielen, wo hohe Porosität und nicht zu große Korngrößen vorliegen. Dies ist besonders in den massigen Sandsteinschichten des Unterordoviziums der Fall. Daneben ergibt sich auch ein signifikanter Unterschied zwischen den Sandstein- und den tonig-siltischen Schichten des Kambriums.

Von LLOYD (1969, S. 96) wurde das Eindringen von Wasser in das Gestein quantitativ bestimmt. Für die Sandsteinschichten des Unterkambriums ergaben sich Werte zwischen einem und zwei Litern pro Quadratmeter und Tag, im Oberkambrium liegt die Durchlässigkeit bei 1 – 3,5 l/m²/Tag und im Unterordovizium bei 1,5 – 4 l/m²/Tag.

5.1.3 Unterschiedliche Oberflächenbefeuchtung entsprechend Hangneigung und Exposition

Unter ariden Bedingungen wird die Menge und die Bewegung von temporär in oberflächennahen Bereichen des Gesteins vorkommendem Wasser weitgehend durch die Lage im Relief bestimmt. Mit zunehmender Steilheit eines Hanges verringert sich die pro Flächeneinheit auftreffende Wassermenge. So entfällt auf einen Hang von 70° Neigung nur ein Drittel der senkrecht auftreffenden Niederschläge eines gleichgroßen ebenen Flächenstücks. Mit zunehmender Hangneigung steigt auch der Anteil oberflächlich abfließenden Wassers, insbesondere wenn die Niederschläge vorwiegend als Starkregen fallen. Die Verweilzeit des Wassers auf der Oberfläche ist aus diesen Gründen an flachen Hängen (oder Hangabschnitten) höher als an steilen Hängen (oder Hangabschnitten), die Menge des einsickernden Wassers und die Tiefe des Eindringens hängen somit von der Neigung ab.

Die Verdunstung wird, zumindestens saisonal, stark von der Exposition beeinflusst. Nordexponierte Hangabschnitte mit einer Neigung von mehr als 70° sind über einen Zeitraum von sechs Monaten, zudem in der weniger stark ariden Jahreszeit, nicht der Sonne ausgesetzt; Sickerwasser verbleibt relativ lange im Gestein. Eine gewisse Rolle spielt die Exposition auch hinsichtlich der Menge der Niederschläge, die entsprechend der Hauptwindrichtung vorwiegend von Westen her fallen. Die deutlichsten Unterschiede ergeben sich also für nord- bis nordwestexponierte, steile Hangabschnitte auf der einen Seite und süd- bis südostexponierte Hänge auf der anderen Seite. Im ersten Fall dringt weniger Sickerwasser ein, das langsam

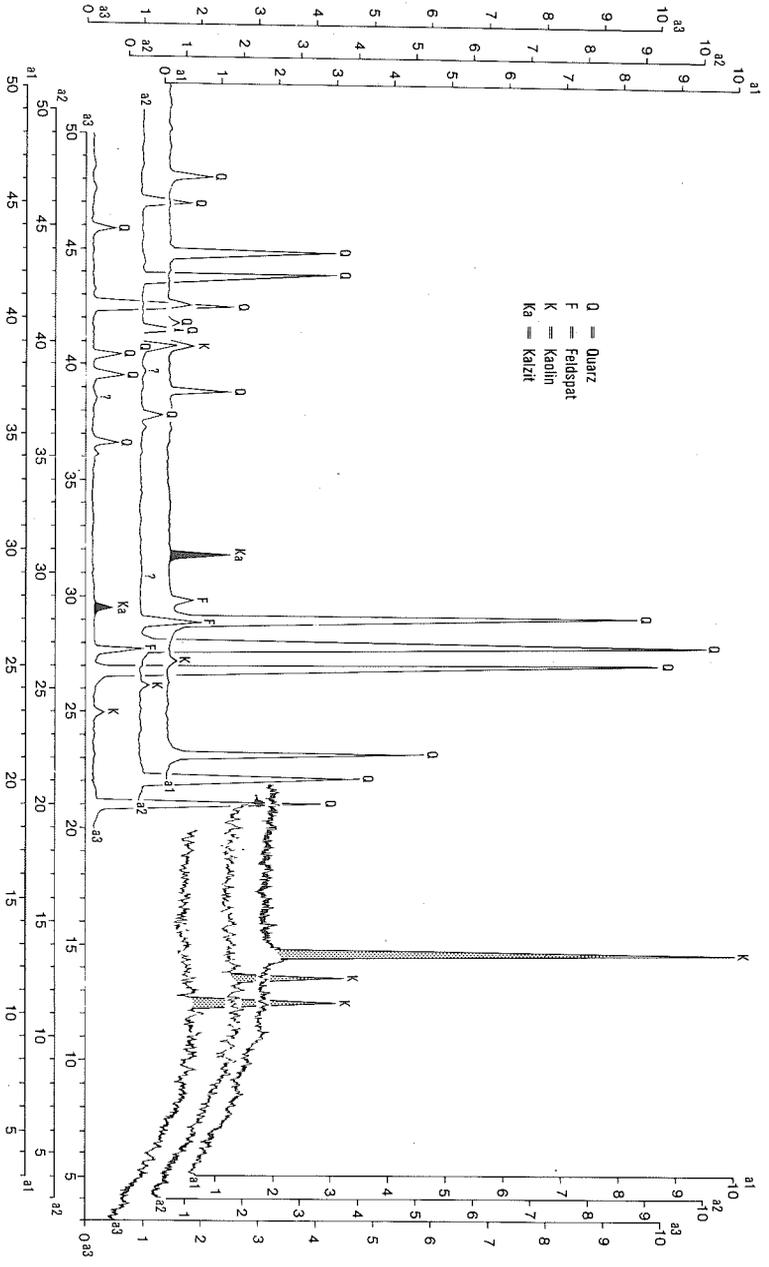


Abb. 14. Röntgendiagramme von Außenruste (a1), Schwächezone (a2) und anstehendem Gestein (a3). Es wird sehr deutlich, daß die Kalzit- und Kaolingehalte in der Außenruste im Vergleich zur Schwächezone und zum Anstehenden höher sind (Probenentnahme von außen nach innen 0-4 cm, 5-10 cm, 15-20 cm Tiefe aus kambriischen Gesteinen eines Inselberges der Tlal-el-Quereñifit-Gruppe).

wieder verdunstet; im zweiten Fall reicht der durch Versickerung und darauf folgende Verdunstung erzeugte Wasserstrom und somit die Zone, in der Substanzen gelöst und an die Oberfläche transportiert werden, tiefer in das Gestein hinein.

5.1.4 Lösung und Wiederausfällung

Transportiert wird gelöstes Material aufgrund der begrenzten Eindringtiefe des Wassers nur über kurze Strecken. Damit sind Auslaugung und Anreicherung auf kleinstem Raum miteinander verbunden.

5.1.4.1 Die oberflächenparallelen Schwächezonen im Gestein

Lösungsvorgänge im Gestein haben Schwächezonen zur Folge. Diese Zone wird „Magerhorizont“ genannt (vgl. HABERLAND 1975, S. 61). Da den gelösten Stoffen, insbesondere dem Karbonat (vgl. Abb. 14, 15 und 16), in Sandsteinen die Funktion eines Bindemittels zukommt, sind Zonen der Auslaugung durch einen z.T. extremen Verlust an mechanischer Festigkeit gekennzeichnet. Entsprechend der episodischen Befeuchtung des Gesteinskörpers von außen treten die geschwächten Bereiche als oberflächenparallele Zonen auf. Gesteine, deren Bindemittel überwiegend unlöslich sind, wie Eisensandstein- oder ton-siltische Schichten, zeigen diese Erscheinung kaum. Die Schwächezonen erreichen eine Mächtigkeit bis zu 20 cm; sie hängt entsprechend den schon beschriebenen Regelmäßigkeiten der Lösungsprozesse von Hangneigung und -exposition sowie von der Porosität ab (vgl. Tab. 9 und Tab. 10). Einen Hinweis auf diesen Zusammenhang gibt ein Experiment: es wurden ca. 100 cm³ große Gesteinsbrocken zwei Stunden lang in Wasser gelegt. Jeweils zwei Proben entstanden durch Trennung eines einzigen Gesteinbruchstücks; eine davon wurde anschließend 48 Stunden lang bei 18° C, die andere über den gleichen Zeitraum bei 35° C getrocknet. Es zeigte sich, auch bei sechsmaliger Wiederholung mit Gestein unterschiedlicher Sandsteinschichten, eine wesentlich deutlicher ausgeprägte weißliche Haut auf der Gesteinsoberfläche im Fall der stärker erhitzten Proben.

5.1.4.2 Die Bildung von Krusten an der Gesteinsoberfläche

Die Anreicherung gelösten Materials, insbesondere von Karbonat, findet in den obersten Zentimetern der Gesteinsoberfläche statt. Der Zuwachs an Bindemittel hat die Bildung fester Gesteinskrusten zur Folge.

Entsprechend der schon beschriebenen Wanderung von Wasser und von in ihm gelösten Substanzen finden sich die am deutlichsten ausgeprägten Krusten *auf flachen Hangabschnitten und Plateaus*. Die schon im Gelände zu beobachtende scharfe Grenze zwischen Kruste und dahinterliegender Schwächezone kommt durch die Analyse des Karbonatgehalts zum Ausdruck (vgl. Abb. 14, 15 und 16). Mechanische Festigkeit und Kalkgehalt stehen in engem Zusammenhang. Es lassen sich vier Zonen unterscheiden:

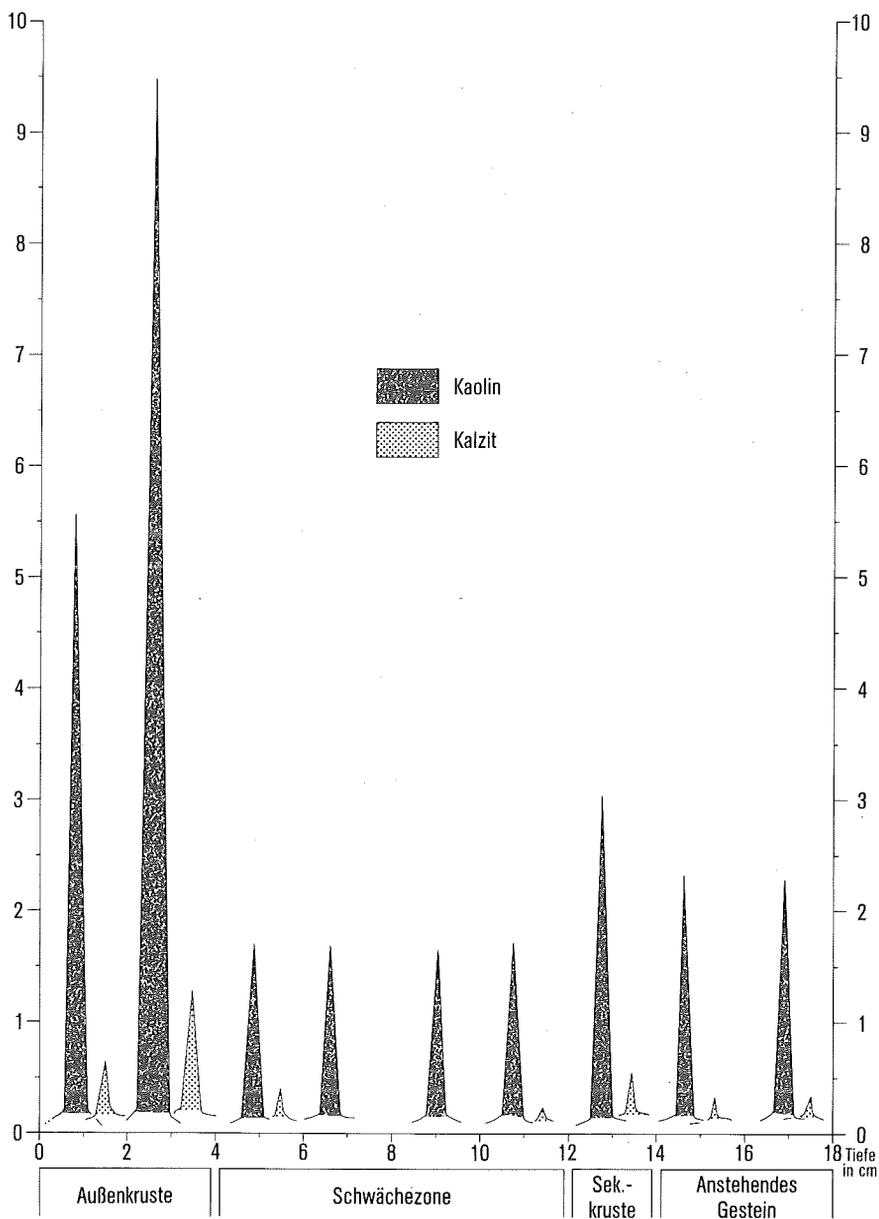


Abb. 15. Die Kaolin- und Kalzitverteilung (als Hauptbindemittel) wird im Gestein von außen nach innen durch die Abfolge der Hauptpeaks in den Röntgendiagrammen verdeutlicht. Die Kaolin- und Kalzitkonzentration erscheint in Außen- und Sekundärkruste höher, in der Schwächezone dagegen niedriger. Die Proben entstammen kambrischen Gesteinen des SW-Hanges des Dschebel Ruman; Probenabstand je 2 cm).

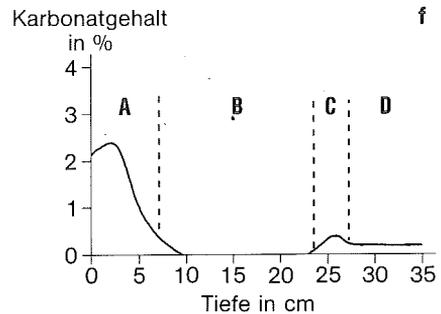
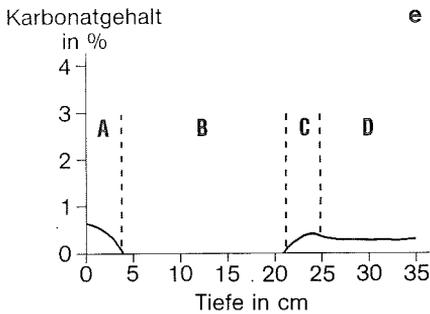
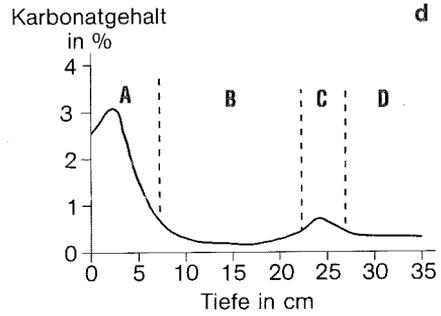
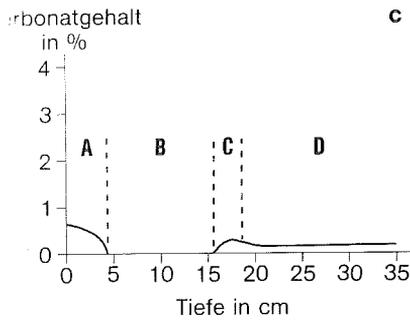
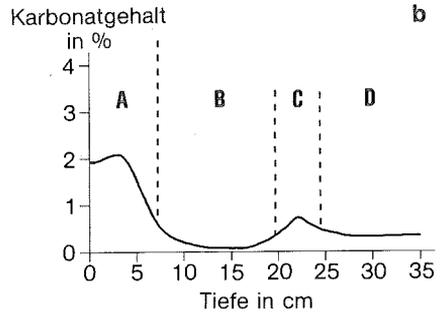
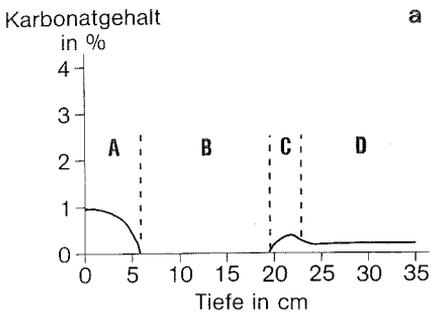


Abb. 16. Krustenbildung: Karbonatverlagerungen in oberflächennahen Gesteinszonen. Sechs Fälle, jeweils durch 12 Proben belegt. Probenentnahme alle 3 cm Tiefe.

- Dschebel Ruman, etwa 8 km NW Ram, westliche Hangtreppe, Hangneigung 11°
- El-Hadabeh el-Hamra, etwa 200 m nördlich der Eisenbahnlinie Aqaba-el-Hasa, südlicher Mittelhang, Hangneigung 32°
- et-Taqtaqeyyeh, etwa 400 m südlich der Ram-Straße, N-Oberhang, Hangneigung 60°
- Chor el A'jam, etwa 9 km SE Ram, Inselbergkuppe
- Er-Rachmatein, etwa 9 km SE el-Quweira, N-Hang, Hangneigung 8°
- Bereich von Qa ed-Dise, etwa 2 km N et-Turweise, S-Hang, Hangneigung 9° .

a-c: kambrisches Gestein; d-f: unterordovizisches Gestein

A: Außenkruste; B: Schwächezone; C: Sekundärkruste; D: anstehendes bergfrisches Gestein
Ermittlung des Karbonatgehaltes: Scheibler-Gerät

- Außenkruste: In der Regel einigen Hammerschlägen widerstehend, erreicht sie meist eine Dicke von 2 - 3,5 cm. Ihre Färbung ist graubraun und intensiver als die dahinterliegende Zone, was darauf hinweist, daß außer dem Karbonat auch Eisenoxide (kolloidal) verlagert wurden. Auf nordexponierten Hangtreppen wachsen Flechten, die bis in eine Tiefe von 2 cm den Kalkgehalt reduzieren (vgl. KRUMBEIN 1969, S. 344).
- Schwächezone: Sie ist, wie schon beschrieben, durch den weitgehenden Verlust an kalkigem Bindemittel gekennzeichnet.
- Sekundärkruste: Ihre Entstehung könnte folgendermaßen erklärt werden: Die Bewegung des Wassers im Gestein richtet sich nach episodischem Niederschlag zunächst in das Gesteinsinnere hinein, wobei Substanzen gelöst werden. Bei der Umkehr des Wasserstroms findet in geringem Umfang auch eine Verdunstung in die Hohlräume der noch trockenen Gesteinszonen hinein statt, mit der Kalkausfällung verbunden ist; somit entsteht eine zweite Verfestigungszone an der Grenze des Auslaugungsbereichs (vgl. Bild 24 und Abb. 15 und 16).
- Anstehendes Gestein: Es wird vom Wasserstrom in der Regel nicht erreicht.

Die Krustendicke hängt erwartungsgemäß von der Tiefe der Auslaugungszone, der Neigung und Exposition des betreffenden Hangabschnitts sowie der Porosität ab (vgl. Abb. 17).

Bei steileren Hängen (mit einer Neigung über 15°) kann der Zusammenhang zwischen der Tiefe der Schwächezone und der Krustendicke allerdings nicht mehr eindeutig hergestellt werden (vgl. auch Abb. 17b). Da die Krusten vorwiegend in seitlicher Richtung Halt finden, zum Anstehenden jedoch eine durch Abführung des Bindemittels gelockerte Verbindung besteht, spielt bei steileren Hangabschnitten die Schwerkraft eine Rolle. In der Regel können dort mehr oder weniger große Abbrüche von Krustenstücken beobachtet werden.

Da die Prozesse der Auslaugung und Ausfällung weiterhin stattfinden, bilden sich neue Krusten. Steilere Felswände sind deshalb von einem Mosaik verschieden dicker Krustenteile bedeckt, wobei der Einfluß der Schwerkraft mit der Steilheit zunimmt. Die mittlere Krustendicke beträgt bei 20° - 35° Neigung 6 - 7 mm, bei 40° - 55° Neigung 4 - 5 mm und bei 60° - 70° Neigung 2 - 3 mm (Mittelwerte aus 100 Messungen). Je steiler also eine Wand ist, umso weniger „Zeit“ hat eine Kruste zur mächtigen Entwicklung, bis sie abbricht.

Die Ausfällung von Kalk auf der Oberfläche der Dächer von Halbhöhlen hängt von der Mächtigkeit dieser Dächer ab, d. h. von der für die Auslaugung zur Verfügung stehenden Sandsteinschicht. Der Einfluß der Schwerkraft verhindert in der Schennifeh meist eine kontinuierliche Krustenbildung, d. h. sie bricht ab, bevor die Mächtigkeit der Kruste, die bei ihrem Oberflächen-Neigungswinkel möglich wäre, erreicht ist.

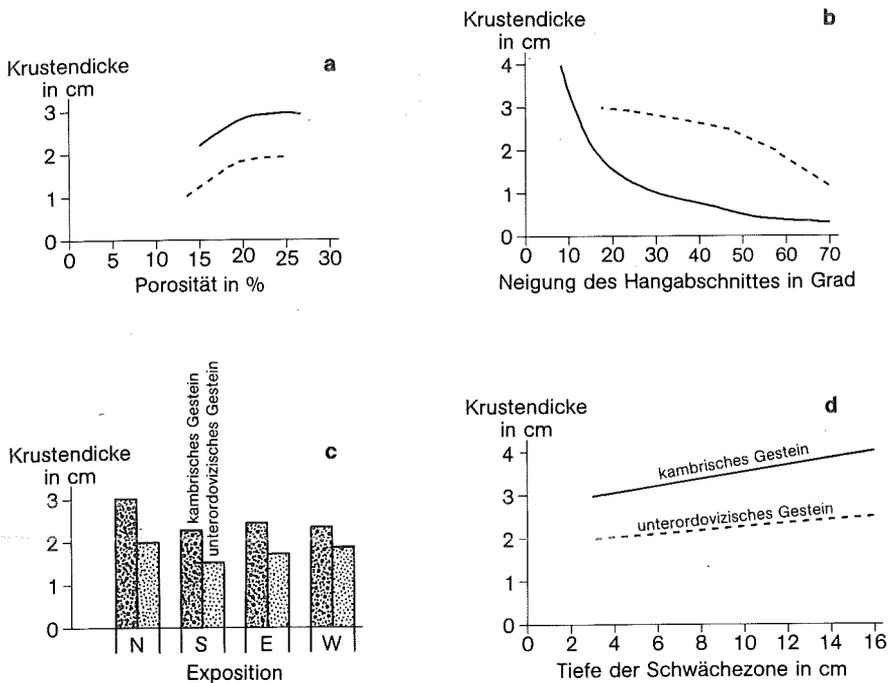


Abb. 17. Karbonatdicke (Außenkruste) in Abhängigkeit von

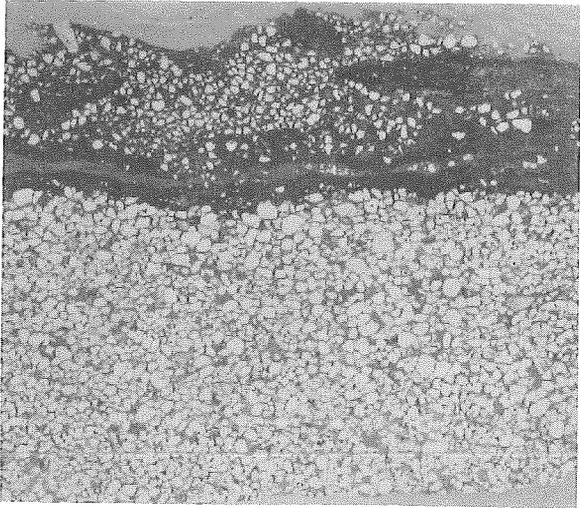
- Porosität (Zahl der Proben : 16). Die Mächtigkeit der Außenkruste nimmt mit wachsender Porosität zu, im ordovizischen Sandstein jedoch im geringeren Maß als im Kambrium.
- Neigung des Hangabschnittes (aus 50 Meßwerten). Die Mächtigkeit der Außenkruste nimmt mit wachsender Hangsteilheit ab, im kambrischen Sandstein rascher als im ordovizischen Sandstein.
- Exposition auf Neigung von 60° - 90° (aus 80 Meßwerten). Die Außenkruste ist an Nordhängen besonders stark, an Südhängen wesentlich geringer ausgeprägt. Ost- und Westhänge nehmen eine Mittelstellung ein.
- Tiefe der Schwächezone (Zahl der Proben: 20). Die Mächtigkeit der Außenkruste steht in direktem Zusammenhang mit der Tiefe der Auslaugung. Im Kambrium reicht die Schwächezone wesentlich weiter in das Gesteinsinnere als im Unterordovizium.

5.1.5 Die Bedeutung der Krusten für die Rückverlegung der Hänge und Wände

Lösung, Transport und Wiederausfällung von Karbonat haben eine erhöhte Resistenz der „Außenhaut“ gegenüber Abtragungsvorgängen und eine intensivere Verwitterung in der dahinterliegenden Zone zur Folge. An den Abbruchstellen der Krusten ist daher eine rasche Ausräumung der Schwächezone zu erwarten. Typische Formen, die diesen Zusammenhang erkennen lassen, sind die Tafoni in den kambrischen Sandsteinen. Beim Abbrechen von Krustenbruchstücken wird das unter der Kruste liegende Material durch Schwerkraft und Wind relativ schnell entfernt, die umgebende Kruste jedoch nur in geringem Maß verändert. Es bilden sich Halbhöh-

Außenkruste

Schwächezone



*Sekundär-
ansteigendes
Kruste Gestein*

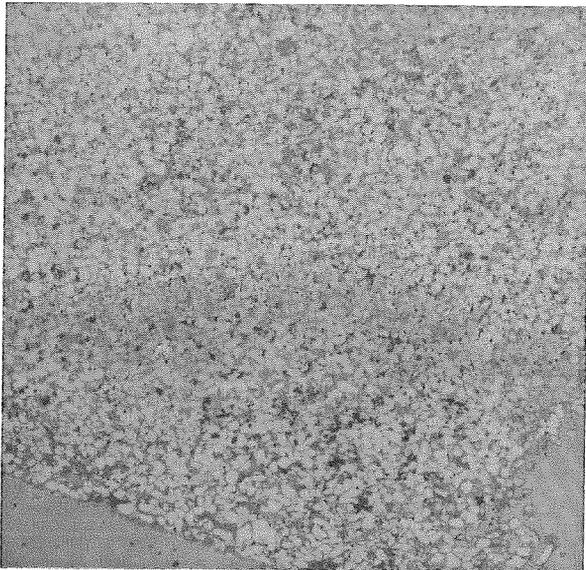
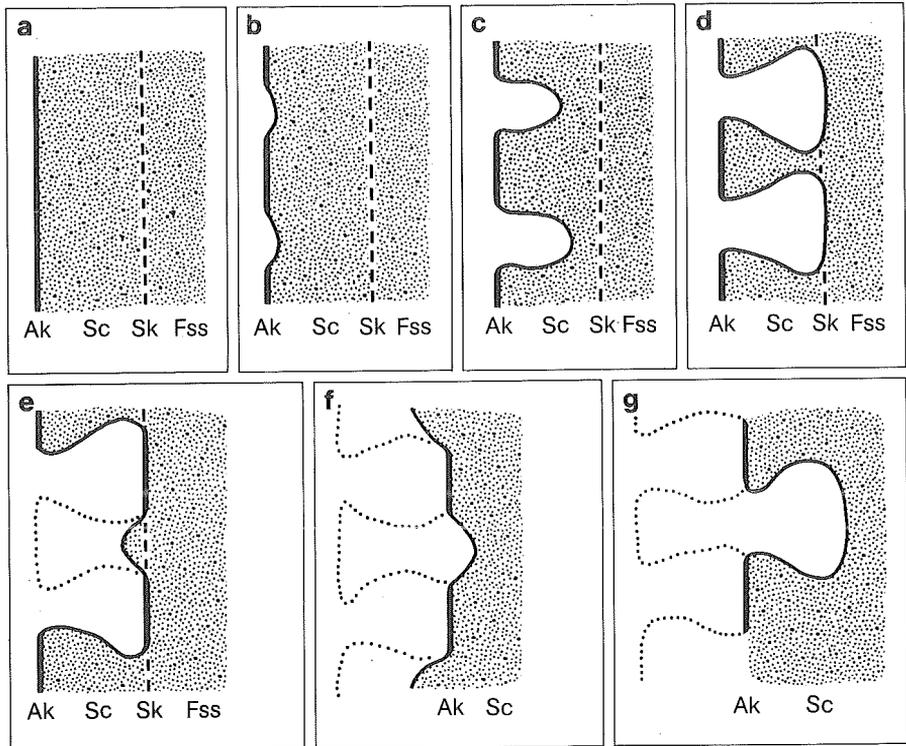


Bild 24. Dünnschliffpräparate (nicols-): a. Aus dem Außenteil der Gesteine (0-2,5 cm), b. Aus einer Tiefe von 15 cm. Bild a zeigt die Außenkruste und die Schwächezone. Bild b zeigt die Sekundärkruste und ansteigendes Gestein (dreifach vergrößert).



Ak = Außenkruste, Sc = Schwächezone, Sk = Sekundärkruste, Fss = anstehendes Gestein

Abb. 18. Zur Entstehung von einzelnen und zusammengewachsenen Tafoni und deren weitere Entwicklung.

len, deren innere Durchmesser (Länge, Breite und Tiefe) in der Regel ihre Öffnung übertreffen und die sich auch miteinander verbinden können (vgl. Entwicklungsschema in Abb. 18). Wo immer eine Kruste von Tafoni durchsetzt ist, besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Größe der Tafoni und der Krustenmächtigkeit (vgl. Abb. 19).

In den Hohlformen wird schon angedeutet, daß sich die Sekundärkruste – zunächst lokal, schließlich flächenhaft – nach dem Abbruch der Außenkruste zur äußeren Gesteinskruste entwickelt. Da sie sich am Ort der vormals größten Aushöhlung besonders stark verfestigen konnte, entsteht die nächste Tafoni-Generation seitlich oder höhenmäßig versetzt (vgl. Abb. 18). In den Sandsteinen des Unterordoviziums kann solch eine Tafoni-Entstehung nur in den stärker verfestigten Schichten, die etwa 20% der Mächtigkeit ausmachen, beobachtet werden. Tafoni, die in schwach verfestigtem Gestein liegen und auf andere Ursachen zurückzuführen

ren sind, wurden schon beschrieben (siehe Kap. 4). Im Gegensatz zu den Sandsteinen des Kambriums, wo die Hangentwicklung im wesentlichen durch tonig-siltische Schichten gesteuert wird und die Krusten lediglich die Kleinformen der einzelnen Wandabschnitte bestimmen, kann in den weniger stark verfestigten, aber massigen Sandsteinen des Unterordoviziums eine deutliche Beziehung zwischen Krustendicke und Hangprofil hergestellt werden. Auf den gerundeten Kuppen der Inselberge liegt fast immer eine bis zu 3 cm mächtige Kruste, die sich mit zunehmender Steilheit des Hanges verdünnt; ab einer Neigung von 40° brechen die Krusten immer häufiger ab.

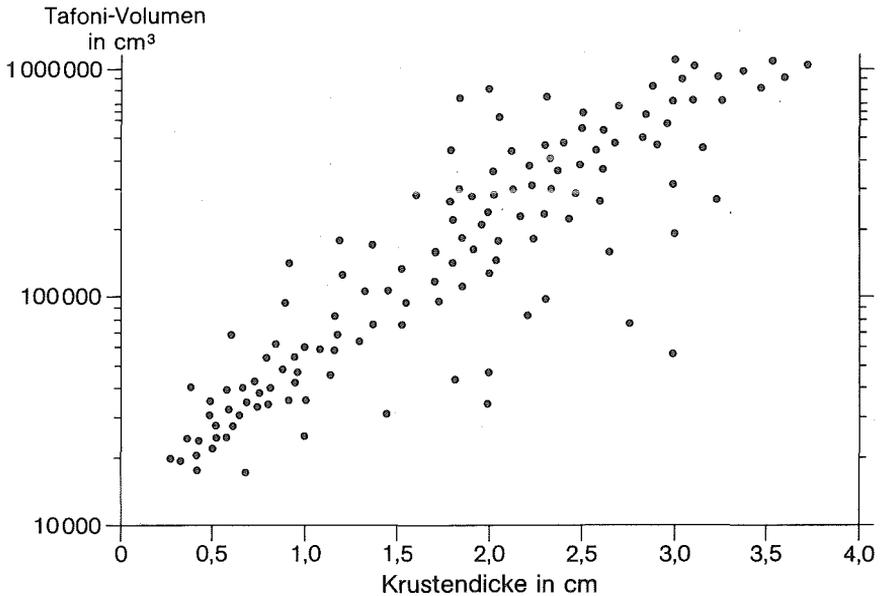


Abb. 19. Zusammenhang zwischen Tafonivolumen und Krustendicke im kambrischen Gestein bei nicht feststellbarer Schichtabhängigkeit der Tafoni. Für das Volumen wurde gemäß der Annäherung der Tafoni an eine Kugelform folgender Index gewählt: Höhe \times Breite \times Tiefe, geteilt durch den Faktor $\frac{3}{4}\pi$ (Messwerte aus 130 Tafoni).

Die geringe Resistenz der unterordovizischen Gesteine, die auf ihren geringen Bindemittelanteil (Karbonat und Ton) zurückzuführen ist, kann an dem jungen, 5 – 8 m tiefen Straßeneinschnitt an der Ras en-Naqab-Stufe demonstriert werden. Das Material zerfällt selbst im tiefsten Teil des Aufschlusses bei Heraus schlagen sofort zu Sand. Das Gestein unterliegt an der Oberfläche einer intensiven Einzelkornverwitterung. Die äußere Kruste hat deshalb eine Schutzfunktion, was durch ein Experiment gezeigt werden kann (vgl. Tab. 11). Das Hangprofil im Bereich der unterordovizischen Sandsteine wird deshalb weitgehend durch das Vorhandensein

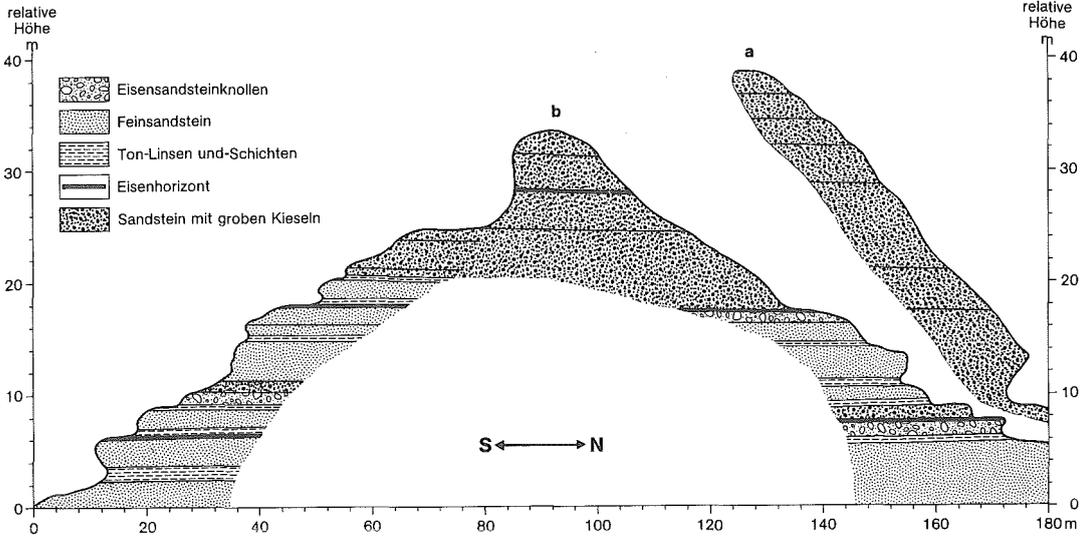


Abb. 20. Hangprofile a. des Inselberges von Rachmatein (Unterordovizium, etwa 9 km SSE von Quweira); b. eines Inselberges im Humeima-Bereich (etwa 3 km SW von Humeima). Hangtreppe im kambrischen, gerundete Hangform im unterordovizischen Sandstein-Steilstück kluftbedingt.

einer resistenten Kruste auf den Kuppen der Inselberge bestimmt (vgl. Abb. 20). An den Abbruchstellen der Kruste, sowohl im kambrischen wie auch im unterordovizischen Sandstein, kann beobachtet werden, daß nicht nur die äußere, harte Kruste wegbricht, sondern auch die Schwächezone sowie ein Teil der Sekundärkruste. Letztere bildet offenbar die Trennfläche.

5.2 Linear abfließendes Wasser

Die Niederschläge im Untersuchungsgebiet fallen in der Regel als Starkregen. Dabei dringt nur ein Teil des Wassers innerhalb kurzer Zeit in das Gestein ein. Weiterhin kommt es zu oberflächlichem Abfluß, der durch Konzentration des Wassers auf bestimmte Linien sowie durch Abtragung und Akkumulation zusätzliche Formenelemente an den Hängen erzeugt. „Pfeiler“ und „Nischen“, in der Größenordnung zwischen Tafoni und Hangtreppen liegend, kennzeichnen v. a. die kambrischen Sandsteinschichten.

5.2.1 Die „Wasserfäden“ auf den Felsoberflächen: Lokal-episodisch verstärkte Befechtung

Episodisch an der Oberfläche auftretendes Wasser fließt an flachen Hangabschnitten, z. B. an den Hügelkuppen des Unterordoviziums und an den Tafel-

dächern und Hangtreppen des Kambriums, schichtartig ab. Dies konnte mehrmals direkt beobachtet werden, wenn der Starkregen länger als zehn Minuten anhielt. Mit zunehmender Steilheit konzentriert sich der Abfluß auf einzelne Wasserbahnen, ab einer Neigung von etwa 95° kommt es auch zum Fallen bzw. Tropfen. Von besonderer Bedeutung ist jedoch der Umstand, daß das Wasser auch an überhängenden Wänden, d. h. bei mehr als 90° Neigung, noch linear abfließen kann. Die einzelnen Wasserfäden überfließen die treppenartig angeordneten „Dächer“ der Halbhöhlen, und führen dann oft am Rückhang der Halbhöhlen entlang. Die rostbraune Verfärbung läßt diese Abflußbahnen deutlich erkennen. Bis zu Wandwinkeln von ca. 140° kann das Wasser offensichtlich an überhängenden Wänden linear fließen, sofern nicht einzelne Vorsprünge zum Abtropfen zwingen. Auf diese Weise werden in Form paralleler Bahnen auch solche Hangabschnitte von Wasser erreicht, an die der direkte Niederschlag nicht kommt. Während des Fließens sickert ein zunehmender Anteil des Wassers in das Gestein ein, bis die Wasserfäden schließlich – nach einer Strecke von wenigen Metern bis maximal, an senkrechten Wänden, einigen Zehnern von Metern – völlig versiegen oder ein tiefergelegenes, flaches Hangstück bzw. den Hangfuß erreichen. Nach Auskunft von Beduinen kann an den Hangtreppen des Kambriums drei- bis zehnmal pro Jahr an den Steilstücken herabfließendes Wasser beobachtet werden. Die Menge des fließenden Wassers hängt – abgesehen von der Niederschlagsintensität – einerseits von der Neigung und Tiefe der Stufe und andererseits von der Porosität des anstehenden Gesteins ab. Besonders intensive Spülung findet auf- und ausgehend von – Eisensandsteinhorizonten statt.

5.2.1.1 Verstärkte Mineralverlagerung aus dem Gestein an die Oberfläche

Auch wenn keine mächtigen Krusten existieren, weist die Gesteinsoberfläche bei flacheren Neigungswinkeln aufgrund der schon beschriebenen Auslaugungs- und Anreicherungsprozesse immer einen erhöhten Kalkgehalt auf. Durch Regen wird zwar ein Teil des Karbonats gelöst; für oberflächlich abfließendes Wasser dürfte der Kontakt jedoch nicht so intensiv sein, daß eine Sättigung eintritt. Bei schichtartigem Abfluß wirkt dem geringen Kalkabtrag nach der Abtrocknung eine erneute Anreicherung entgegen, so daß der Karbonatgehalt auf der Gesteinsoberfläche wenig geneigter Flächen das Resultat eines dynamischen Gleichgewichts darstellen dürfte.

Bei der Konzentration des Abflusses auf einzelne Wasserfäden nimmt die oberflächliche Lösung zu, so daß es stellenweise zur Ausbildung rinnenartiger Hohlformen kommt; am deutlichsten ausgeprägt sind sie dort, wo relativ viel Wasser fließt, also an der Außenkante tiefer Hangstufen; dort schneiden sie bis zu 5 cm in die Kruste ein. Aufgrund ihrer undeutlichen Konturen können sie mit Karren kaum verglichen werden, obwohl der Entstehungsmechanismus ähnlich sein dürfte. Beim Herausschlagen der Kruste zeigt sich überdies, daß deren Untergrenze

nicht eben, sondern dem Rinnenquerschnitt parallel verläuft. Diese Hohlformen sind somit das Ergebnis wiederholter oberflächlicher Lösung auf der einen Seite und innerer Auslaugung und Wiederausfällung auf der anderen Seite.

Unterhalb der jeweiligen Kante der einzelnen Hangtreppen-Stufen fehlen Anzeichen für oberflächliche Kalklösung; es treten dicke Krusten auf. Ihre Entstehung wurde im wesentlichen schon beschrieben (vgl. Abschnitt 5.1.4.2); dazu kommt hier die Ausfällung eines Teils des oberhalb beim Fließen gelösten Karbonats. Aufgrund der unregelmäßigen Verteilung von Feuchtigkeit entsprechend dem Auftreten von Wasserbahnen treten an Hangtreppen vertikal orientierte, sich nebeneinander den steilen Hangabschnitt hinunterziehende Krusten auf, die sich an jeder einzelnen „Treppenstufe“ nach unten hin verschmälern. Es findet also eine Gliederung senkrecht zum Hangprofil statt, wobei vertikale Streifen dicker Karbonatkrusten und intensiver Auslaugung im dahinterliegenden Gestein mit Zonen relativ unveränderten Sandsteins abwechseln. Quantitativ kommt dies in Abb. 21 zum Ausdruck. Für die weitergehende Verwitterung hat das zur Folge, daß die Oberfläche an den nicht von Wasserfäden erreichten Stellen auch nicht durch Kalkanreicherung verfestigt ist. Da es sich fast immer um mehr oder weniger überhängende Wandabschnitte handelt, werden diese Wandteile auch nicht vom direkten Niederschlag erreicht. Mangels Oberflächenverfestigung kann also hier die für alle Sandsteine charakteristische Einzelkornverwitterung fortschreiten, während daneben, in den Streifen der Abflußbahnen, die oberflächennahen Partikel zunehmend miteinander verfestigt werden.

5.2.1.2 Oberflächliche Spülung und Anlagerung von Tonpartikeln

Mit fließendem Wasser können Abtragungs-, Transport-, und Akkumulationsvorgänge verbunden sein. Lockermaterial, das auf den flachen Hangabschnitten infolge der Verwitterung liegt, wird zunächst kurz flächenhaft und schließlich entlang der Wasserfäden transportiert. Aufgrund der Hangtreppung wechselt auch die Fließgeschwindigkeit meist stark innerhalb weniger Meter, weshalb dem Transport von Feinmaterial eine besondere Bedeutung zukommt. Beim Versickern dringt kolloidal im Abflußwasser verteilter Ton in oberflächennahe Gesteinszonen ein. Die Bahnen episodischen Abflusses erfahren deshalb auch eine Anreicherung an Kleinstpartikeln (vgl. Abb. 22). Die Verstopfung der Poren führt schließlich dazu, daß Tonmaterial nur in der Außenschicht zwischen- und angelagert werden kann. Kalkkrustenbildung und Tonanlagerung laufen wahrscheinlich zeitlich versetzt ab: beim Einsickern des Wassers bildet sich eine „Haut“ aus Feinmaterial an der Gesteinsoberfläche, beim Verdunsten im Laufe einiger Tage wird sie durch Karbonat verfestigt (vgl. Bild 21 und 24).

Diese Entwicklung ergibt sich aus der beobachtbaren Zweiteilung der Außenkruste im Bereich episodischer Wasserfäden. Der innere Teil entspricht den schon beschriebenen Kalkkrusten, der äußere Teil weist einen erheblich höheren Kaolin-

anteil auf, ist von blättriger Struktur (Dicke der einzelnen Lagen: 0,5 – 0,8 mm) und deutet damit auf mechanische Anlagerung hin.

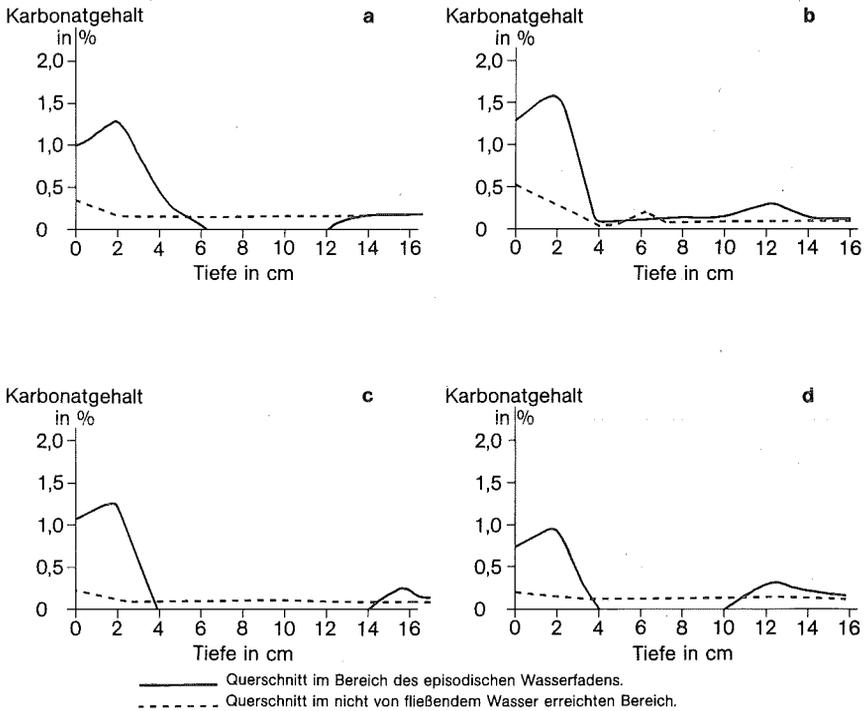


Abb. 21. Karbonatanteil der oberflächennahen Gesteinszonen in verschiedenen Schichten des Kambriums entlang episodischer Wasserfäden und in den dazwischenliegenden Bereichen (Messung mit Scheibler-Gerät). Die Messung des Kalkanteils wurde bei allen vier Teststellen jeweils in 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 und 16 cm Tiefe durchgeführt.

- a. in 1,5 m Höhe einer 3 m hohen Stufe am N-Hang des el-Chasa'li
- b. in 4,5 m relativer Höhe einer 6 m hohen Stufe am W-Hang eines Inselberges NE von Quweira
- c. in 1 m relativer Höhe einer 2,7 m hohen Stufe am W-Hang des Dschebel Ruman
- d. in 2,7 m relativer Höhe einer 3,5 m hohen Stufe am E-Hang eines Inselberges im Qa' Umm-Salab-Bereich

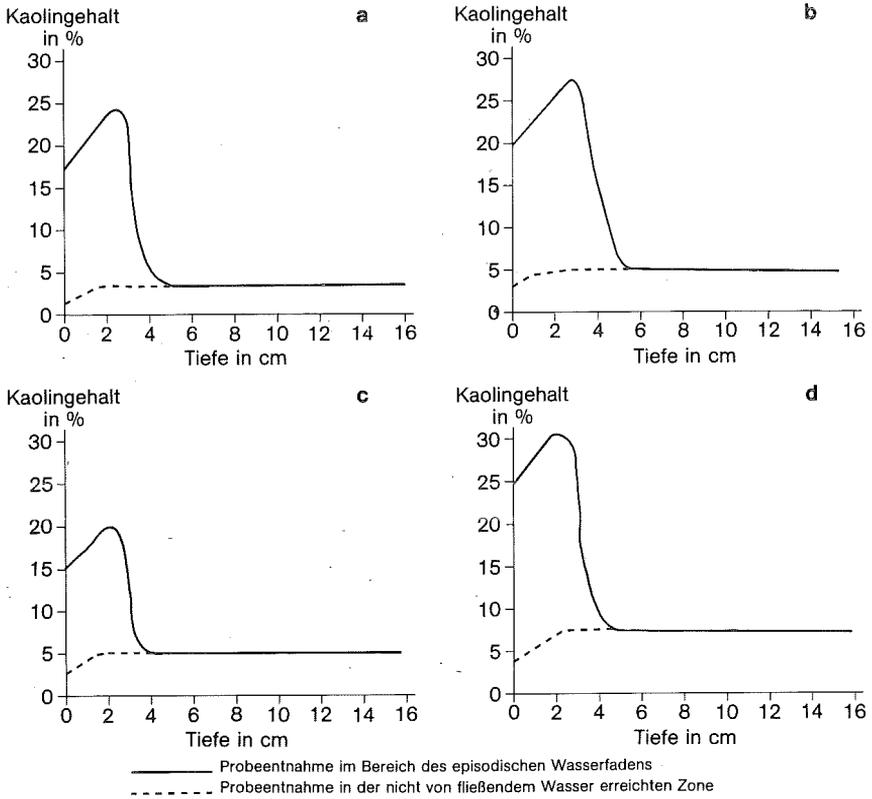


Abb. 22. Kaolinanteil der oberflächennahen Gesteinszonen in verschiedenen Schichten des Kambriums entlang episodischer Wasserfäden und in den dazwischenliegenden Bereichen. Der Kaolinanteil (röntgenanalytisch ermittelt, s. o.) dient als Indikator für Feinstpartikel. Die Proben wurden in Tiefen von 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 und 16 cm entnommen.

Entnahmestellen s. Abb. 21.

5.2.2 Die Ausbildung von „Pfeilern“ (Maknun) und „Nischen“ (Turraqah)

Die Stoffumlagerungen an episodischen Wasserfäden treten morphologisch nach einiger Zeit als „Pfeiler“ und „Nischen“ in Erscheinung. Diese Formen prägen die steilen Hangabschnitte des Untersuchungsgebietes, in besonderer Regelmäßigkeit die getrepteten Hänge der kambrischen Sandsteine. Steilhänge, Wände und Hangtreppen sehen oft aus, als ob sie mit einem „Brei“ übergossen wären, der in vielen Strängen herabgeflossen ist. Treffenderweise nennen die südjordanischen Beduinen solche Felshänge „weinende Felsen“ (es-Sahr el-Baki) (vgl. ABU-SAFAT 1986, S. 314). Eine Fließstruktur ist unverkennbar (vgl. Bild 25). Die vertikal ver-



Bild 25. Fließstruktur an Hangtreppen am nördlichen Hang des el-Chas'ali, etwa 3 km SE der Station Ram

laufenden Voll- und Hohlformen sind jeweils parallel angeordnet. Lokale Namen, die als morphologische Begriffe verwendet werden, sind „Turraqah“ (Nischen) und „Maknun“ (Pfeiler).

5.2.2.1 Pfeiler und Nischen an Steilhängen und Wänden

Maximal können die vertikalen Strukturen der Pfeiler und Nischen eine Höhe von 25 m erreichen, die Durchschnittshöhe liegt zwischen 5 m und 15 m, entsprechend der Höhe der Hangtreppen-Stufen. Die Breite der Pfeiler (Maknun) beträgt höchstens einen Meter, die der Nischen (Turraqah) bis über zwei Meter. Die Nischen treten meist um 35 cm, maximal um 70 cm hinter die von den Pfeilern gebildete Front zurück. Die Oberfläche der Maknun ist gleichmäßig ausgeprägt, die der Turraqah meist ausgebuchtet und von Tafoni durchsetzt. Auf einem 10 m breiten Hangstück können bis zu 15 Pfeiler gezählt werden (vgl. Bild 26).



Bild 26. Typische Pfeiler (Maknun) und Nischen (Turraqah) am westlichen Rand des Nordteils des Wadi Umm-Isbrin, etwa 6 km W von ed-Dise

Der gesamte Steilhang kann von Turraqah und Maknun gegliedert sein. Nach unten nimmt die Ausprägung im allgemeinen an Deutlichkeit ab, nahe dem Hangfuß zeigen Pfeiler auch Zeichen äußerer Zerstörung. Die Vielfalt der Formen äußert sich in wenigen Zentimeter mächtigen, vertikal orientierten Verdickungen der Fels-

wand; einzelstehenden, säulenartigen Strukturen; Pfeilern, deren Verbindung mit der Felswand von Fenstern durchlöchert sind und in offensichtlich weggebrochenen Maknun-Teilen.

Die Pfeiler sind von einer Kruste überzogen, die an der Oberfläche der Maknun, vor allem an deren Außenseite, d. h. der ehemaligen Wasserbahn, bis zu 5 cm mächtig wird. Dort ist sie außergewöhnlich fest, von blättriger Struktur (vgl. Bild 24 a) und von unregelmäßigen Rissen durchzogen. Hammerschläge auf die Maknun-Kruste ergeben einen hohlen Klang, die dahinterliegende Schwächezone hat nur noch einen geringen Zusammenhalt. Die Nischen dagegen zeigen nur stellenweise eine schwache, bis 1 mm starke Kruste, die leicht abblättert.

5.2.2.2 Pfeiler und Nischen an Hangtreppen

Kleine Pfeiler und Nischen sind typisch für kambrische und vor allem oberkambrische Hänge. An Hangtreppen gebunden, ist ihre Höhe meist auf maximal zwölf Meter begrenzt. Turraqah und Maknun finden sich häufig seitlich von Halbhöhlen, je nach deren Eintiefung sie begleitend oder in sie hineinragend. Bei schwach ausgeprägten Halbhöhlen gliedern sie die Halbhöhlen-Rückwand. Bei re-

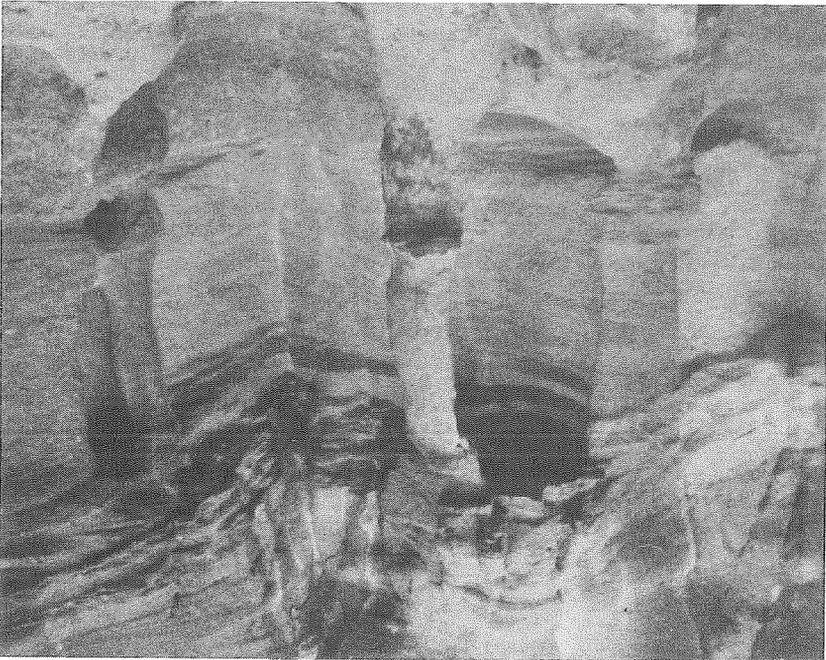


Bild 27. Kleine Halbhöhle (Huqab) im unterkambrischen Sandstein am N-Hang des Taqtaq-eyyeh, etwa 500 m S der Ram-Straße. Sie wird durch drei, z. T. weggebrochene Pfeiler (Maknun) und mehrere Nischen (Turraqah) strukturiert. Hinter dem mittleren, säulenartigen Pfeiler bildete sich ein Fenster

lativ rezent abgebrochenen größeren Felswänden, wo eine frische, glatte Felsfläche ansteht (Bild 32), ist noch keine Aufgliederung in Pfeiler und Nischen, sondern lediglich eine Krustenverstärkung entlang der Wasserbahnen zu erkennen, während Bild 26 deutlich ausgeprägte Formen zeigt. In dieser Weise sind die Entwicklungsstadien der Pfeiler und Nischen mit zahlreichen Zwischenformen zu erkennen.

5.2.3 Entwicklungsstadien von Pfeilern und Nischen und das Prinzip der „Reliefumkehr“

Hinsichtlich der Genese von Maknun und Turraqah kann durch die Untersuchung zur Kalkkrustenbildung und zur Spülung durch Oberflächenwasser folgender Ablauf als hinreichend belegt angesehen werden:

Nach Starkregen zunächst flächenhaft, dann – an steilen Hangabschnitten – in einzelnen Bahnen abfließendes Wasser transportiert Tonpartikel und z. T. gelöstes Karbonat aus den überflossenen Krusten. Beim allmählichen Versickern bleibt der Ton an der Oberfläche zurück und wird später, nach Verdunstung, durch Karbonat fest verbacken. Mit der Verdunstung des in das Gestein eingedrungenen Wassers wird gleichzeitig Kalk aus dem Anstehenden gelöst und in der Kruste wieder ausgefällt. Somit werden die Bahnen episodisch fließenden Wassers durch eine Kruste gepanzert, deren Resistenz auf einem relativ höheren Bindemittelanteil beruht. Verwitterung und Abtragung greifen deshalb vorwiegend zwischen den vertikalen Wasserbahnen an, wo die Verwitterung überwiegend eine Einzelkorn-Verwitterung ist, und die Abtragung der abgewitterten Sandpartikel aus den Hohlformen im wesentlichen durch den Wind erfolgt. Es entsteht, quer zum Hangprofil, eine Abfolge von tiefen Einschnitten und hervorgehobenen Bereichen.

Die Initialform der Nische (Turraqah) entsteht bei der hier nur millimeterdicken Kruste über die Bildung von Tafoni. Durch deren Zusammenwachsen entsteht die Nische. Die Kruste der Pfeiler dagegen wird durch Tafonierung in der Regel nicht von außen angegriffen, es kommt, entsprechend ihrer Feinstruktur, lediglich zu Abschuppungen. Die äußere Verfestigung der Pfeiler geht einher mit einer extremen Auslaugung ihrer inneren Bereiche. Das Innere der Pfeiler hat einen Großteil seines Bindemittels und damit seine mechanische Festigkeit verloren.

Initialstadien von Turraqah und Maknun erscheinen als dunkle und helle Streifen auf der Felswand, wobei die dunklen Streifen die durch Eisenoxynieder-schlag gefärbten Wasserbahnen darstellen. Die Wasserbahnen bleiben zunächst stehen, während die nicht überflossenen Bereiche dazwischen Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen unterliegen und in der Regel Tafoni bilden (vgl. Bilder 28a – e). Die Vergrößerung der Tafoni erfolgt, da die Aushöhlung in seitlicher Richtung durch die stärkeren Krusten der Pfeiler blockiert wird, vorwiegend vertikal. Es bilden sich zunächst ovale Formen (vgl. Bild 28 b), die später zusammenwach-

*Bilder 28 a – e: Entwicklungsstadien von Pfeilern und Nischen und
das Prinzip der „Reliefumkehr“*



*Bild 28 a. Erste Phase: Die glatte Wand (Malaqa) und die Wasserbahnen als dunkle parallele
Streifen. Die Höhe der Wand im Bildausschnitt beträgt etwa 50 m (el-Hadabah el-Hamra, S-Hang)*

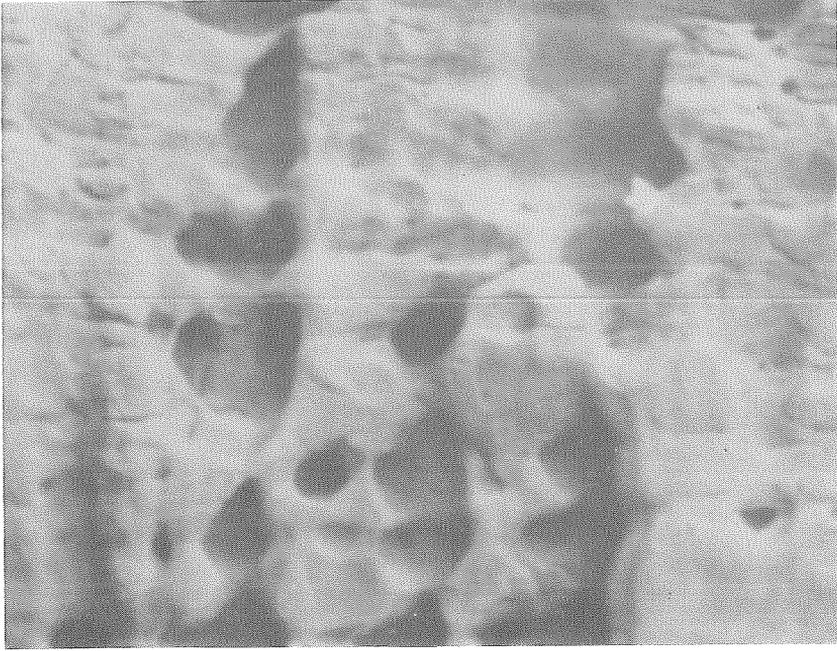


Bild 28 b. Zweite Phase: Die Tafoni sind da angeordnet, wo das Wasser nicht abfließen kann, nämlich zwischen den Wasserbahnen (das Bild zeigt einen Wandausschnitt von ca. 2 m Höhe)

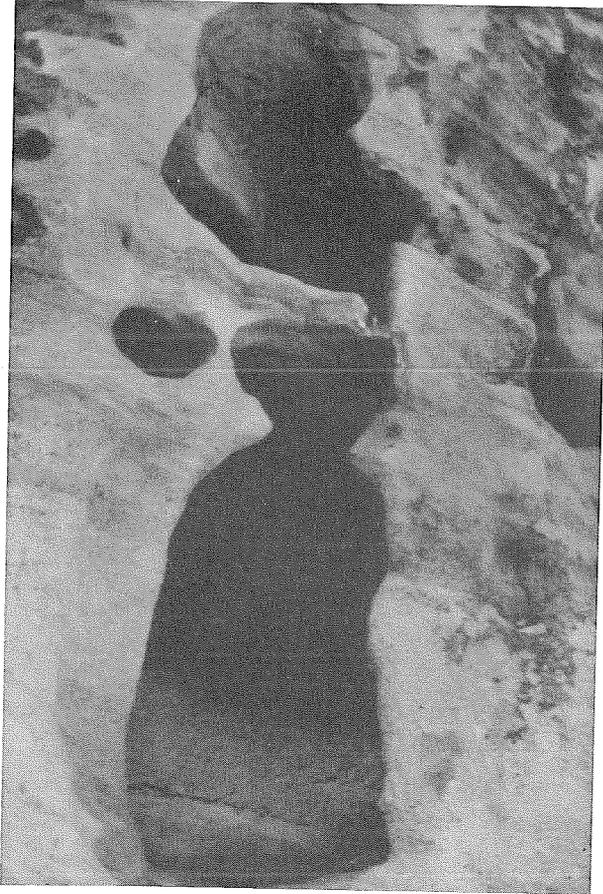


Bild 28 c. Dritte Phase: Die Tafoni wachsen vertikal zusammen und verbreitern sich in der Schwächezone hinter den durch Krusten verstärkten (ehemaligen) Wasserbahnen

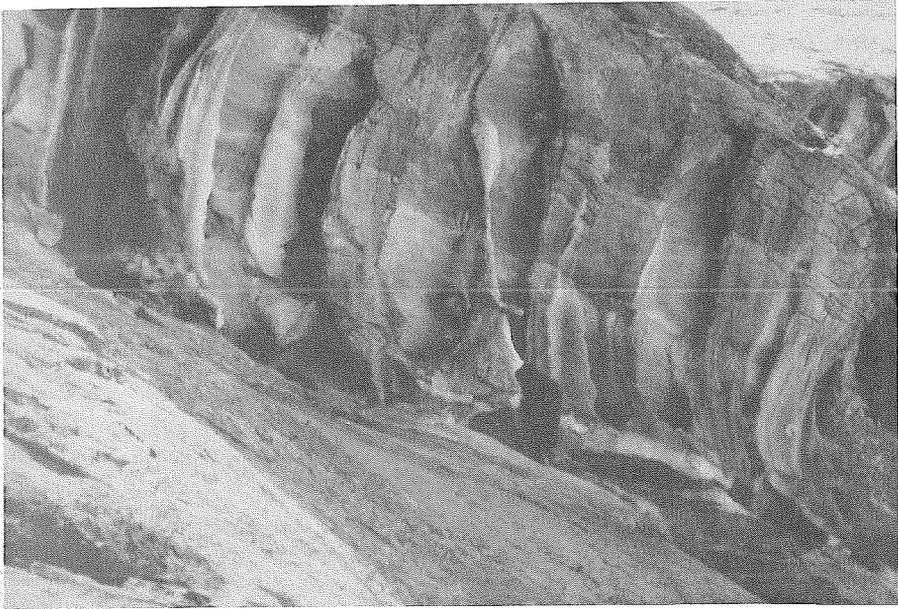


Bild 28 d. Vierte. Phase: Die vertikal-parallel angeordneten Nischen und Pfeiler (Turraqa und Maknum) sind voll ausgebildet. Von den Nischen aus greift die Verwitterung seitlich hinter die Pfeiler und schafft z. T. Durchbrüche (z.B. da, wo der Mann in Bildmitte zu sehen ist)



Bild 28 e. Fünfte Phase: Die Pfeiler(Maknun) sind abgebrochen, ihre oben stalaktitenähnlichen Stümpfe sind noch erkennbar. Die Wand ist damit „verjüngt“ und neue Wasserbahnen bilden sich aus, mit oder ohne Anschluß an die ehemaligen Pfeiler

sen, wobei sie starke Unregelmäßigkeiten aufweisen. Dabei kann es, bedingt durch dünne Gesteinskrusten, zur Bildung von „Fenstern“ kommen (vgl. Bild 28c). Weiteres Fortschreiten der selektiven Verwitterung und Abtragung führt zur Ausbildung regelmäßig geformter Nischen und Pfeiler. Entsprechend der mechanischen Festigkeit der Gesteinsoberflächen wachsen die Nischen (Turraqah) auch lateral, so daß die Pfeiler schließlich halb „von hinten“ in ihrem Zersatz-Bereich angegriffen werden und eine säulenartige Form erhalten (vgl. Bild 28d). Durch die Ausbildung seitlicher Fenster können die Pfeiler z. T. vom anstehenden Gestein gelöst werden und schließlich, da im wesentlichen nur von der Außenkruste zusammengehalten, partiell oder ganz wegbrechen. Erreicht das vertikale Wachstum der Nischen das (meist verkrustete) Dach, kann dieses oberhalb der Nische einbrechen. Damit wird der episodische Wasserfaden umgeleitet (vgl. Bild 28e). Zone der Befuchtung und damit der Krustenbildung ist nun die vormalige Nische, während der ehemalige Pfeiler verstärkter Abtragung ausgesetzt ist, gefördert durch die tiefreichende Herauslösung des Bindemittels im vorhergehenden Stadium. Es findet somit eine Art von „Reliefumkehr“ statt. Die nächste Pfeilergeneration entsteht im Prinzip am Ort der vormaligen Nischen.

Im Untersuchungsgebiet können Maknun und Turraqah in all diesen Stadien beobachtet werden, meist auf engem Raum nebeneinander. Die Reliefumkehr an Stufen stellt einen interferierenden Vorgang zur schichtabhängigen Bildung von Halbhöhlen und Hangtreppen dar. Im Zusammenwirken beider Prozesse erfolgt im Endeffekt eine Rückverlegung des gesamten Hanges bzw. der Felswand. Treten Pfeiler und Nischen an den Rückwänden der Halbhöhlen (Taur und Huqab) auf, sind beide Prozesse am gleichen Ort miteinander verwoben. Nur bei tief eingeschnittenen Halbhöhlen, an deren Wänden wegen des starken Überhängens des Höhlendaches kein Wasser hinunterfließen kann, dominiert die Hangrückverlegung durch Aushöhlung und Einsturz von Taur oder Huqab. Jede einzelne Hangtreppenstufe wird so im wesentlichen durch wiederholte Bildung und Zerstörung von Pfeilern und Nischen (Turraqah und Maknun) zurückverlegt.

5.2.4 Zur Geschwindigkeit der Hangrückverlegung

Um ungefähre Vorstellungen über die mögliche Geschwindigkeit der Hangrückverlegung zu bekommen, eignen sich die künstlich geschaffenen Felswände an den Ruinen der Nabatäerstadt Petra, die in Felshängen des kambrischen und unterordovizischen Sandsteins angelegt sind. Man kann sie mit Felswänden aus dem Untersuchungsgebiet vergleichen. Für die Sandsteinschichten des Kambriums wurden folgende Untersuchungen durchgeführt: in Petra (Bauzeit nach SCHECK 1985, S. 370, zwischen 75 v. Chr. und 250 n. Chr.) 24 Messungen zwischen Bab es-Sik und „el-Khasneh“ („Schatzhaus“), 6 Messungen am „el-Khasneh“, 9 Messungen zwischen Schatzhaus und Theater-„Fassadenstraße“, 10 Messungen an dem Grab des Oniasa, 23 Messungen an Gräben (Urn, Silk, Corinthian und Pa-

lace) und 13 Messungen am „ed-Deir-Weg“ (Wadi-Turkmaniya), (vgl. Lage: Plan von Petra, von LINDNER 1974), schließlich am Nabatäischen Tempel in Ram (Bauzeit nach BROWNING 1973, S. 10, zwischen 9 v. Chr. und 40 n. Chr.) 13 Messungen. Es wurde jeweils der Abstand zwischen der ursprünglichen, künstlich geglätteten Felswand sowie den am tiefsten hineingewitterten Hohlformen gemessen. Damit wird die maximale Abwitterung in den rund 2000 Jahren seit der künstlichen Glättung der Felswand erfaßt. Es ergaben sich jeweils Mittelwerte von 8.5 cm, 12 cm, 8 cm, 11 cm, 17 cm, und 11 cm sowie für die Messung im Untersuchungsgebiet (Tempel im Wadi Ram) von 5 cm in 1000 Jahren. Die höheren Werte in Petra (Durchschnitt aller dortigen Messungen: 11 cm in 1000 Jahren) dürfte auf die dort etwas höheren Niederschläge zurückzuführen sein.

Insgesamt beziehen sich die Messungen jedoch auf eng begrenzte Maxima; die Werte für die gesamte jeweilige Wand liegen wesentlich darunter. Größere Wandteile, vor allem unter Überhängen, sind noch gar nicht verwittert und lassen noch die Bearbeitungsspuren erkennen. Immerhin zeigt sich in Petra an vielen bearbeiteten Wandflächen, daß die Prozesse der Wandverwitterung genauso wieder eingesetzt haben wie an den natürlich glatten Wänden der „Malaqa“. Die Bahnen abfließenden Wassers und die darauf folgende Herausbildung von Pfeilern und Nischen ist in allen Stadien zu beobachten.

Für die entsprechenden Messungen in unterordovizischen Gesteinen sind die Voraussetzungen weniger günstig: die Zahl künstlich bearbeiteter Flächen der Nabatäer-Zeit ist in diesem Gestein bei Petra gering und im eigentlichen Untersuchungsgebiet völlig fehlend⁵. Auch die zahlreichen Felszeichnungen, die an glatten Flächen vielfach zu finden sind, sind als Zeitmarken nicht zu brauchen. Es ist

5) Dennoch hat der Verfasser versucht, an Felsflächen verschiedener Neigung und verschiedener Gesteine mit und ohne Verkrustung der Frage der Rückverwitterung nachzugehen. An insgesamt 22 Punkten wurden bestimmte Flächen mit Sprühfarbe markiert, in der Erwartung, daß auf Felsflächen mit Einzelkornverwitterung die Farbe noch in einem brauchbaren Beobachtungszeitraum mit den äußeren Sandkörnern abwittern würde. Der nur mögliche zeitliche Abstand zwischen Färbung und letzter Kontrollbeobachtung war mit 2 Jahren jedoch zu kurz, um eine vertretbare Aussage zu machen. Ferner besteht ein nicht quantifizierbarer Störfaktor in der Versuchsanordnung selbst: Es ist nicht klar, ob und inwieweit die aufgespritzte Farbe selbst als Bindemittel wirkt und damit die Einzelkornverwitterung gerade bremst. Ein weiterer Versuch wurde mit Nägeln gemacht, die in die Felswand hineingetrieben wurden, in der Absicht, die Länge des herausragenden Teils nach einiger Zeit mit der Schiebleere zu vermessen (30 Nägel an Felswänden verschiedenen Gesteins). Auch hier war der Beobachtungszeitraum zu kurz für irgendwelche Aussagen. Zudem besteht auch in diesem Fall die Möglichkeit der Verfälschung: Die mechanische Beanspruchung durch den Einschlag von Nägeln lockert das Gefüge, so daß möglicherweise das Abwittern gerade beschleunigt wird. Das gleiche gilt für den dritten Typ von Versuchen, bei dem 16 mal 3 cm tiefe Löcher in die Felswände gebohrt wurden. Theoretisch müßte ihre Tiefe fortschreitender Abwitterung an der Wand in meßbarer Weise geringer werden. Auch hier hat der Beobachtungszeitraum nicht gereicht. Ebenso bleibt die Frage offen, ob nicht doch dabei das Gefüge gelockert wurde. Schließlich ist noch denkbar, daß die Entwicklung solcher Bohrlöcher ganz anders abläuft, nämlich in der Art von initialen Tafoni-Formen.

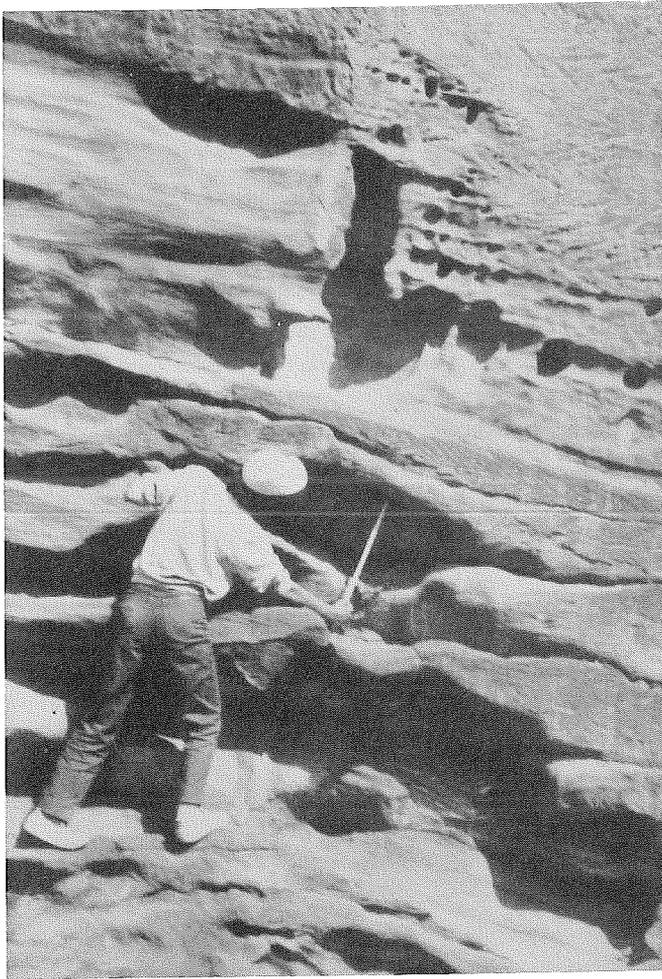


Bild 29. Halbhöhlen und Tafoni im kambrischen Gestein an einer Nabatäer-Wand in Petra. Das Bild zeigt die künstliche Wand (oben rechts) und die Aushöhlung in der Mitte des Bildes (s. Maßstab)

bisher noch keine typologische Unterscheidung zwischen älteren und jüngeren Felszeichnungen (Steinblöcke, Kamele, Menschen, auch Schrift) im Untersuchungsgebiet bekannt geworden. Die heutigen Beduinen ritzen ihre Motive in der gleichen Art und Weise, wie das offenbar schon lange üblich ist. Lediglich das Auto tritt als Motiv hinzu und erlaubt stellenweise eine Zuordnung zu den letzten Jahrzehnten.

Alle Überlegungen über die Geschwindigkeit der Rückverlegung von Fels­hängen müssen daher vorerst von den historischen Zeitmarken der nabatäischen Bauten ausgehen: bei einer durchschnittlichen Tiefe der Nischen in den anthropogenen Felswänden von Petra von 22 cm innerhalb von 2000 Jahren wird, wenn man eine lineare Entwicklung annimmt, nach etwa 60000 Jahren eine Tiefe der Nischen zwischen sechs und sieben Metern erreicht. Das ist jedoch etwa die maximale Tiefe der meisten Halbhöhlen, die im Untersuchungsgebiet beobachtbar sind. Dann bricht früher oder später das „Dach“ der Halbhöhle ab und der Prozeß beginnt von neuem. Das ergibt, als vorsichtig geschätzte Größenordnung, in 100000 Jahren eine gesamte Hangrückverlegung von etwa 10 m. Derartige Überlegungen geben zwar eine ungefähre Vorstellung über die Geschwindigkeit der Rückverlegung der Felswände. Bei Rückprojektion aktueller Prozesse gelangt man aber unweigerlich in Zeiten mit anderen klimatischen Bedingungen, in denen der Vewitterungsprozeß schneller oder langsamer oder anders abgelaufen sein kann.



Bild 30. Rillenerosion im Gestein des oberen Ordovizium an einem Hang im Gebiet von Tlal Amierah und Ammar, etwa 14 km NE von el-Ethil (relative Höhe: 25 m).

5.2.5 Echte Erosionsformen an Steilhängen

Vereinzelt treten im Untersuchungsgebiet auch Hänge auf, die durch echte Erosionsformen des fließenden Wassers gegliedert sind, besonders an Orten, wo das Gestein nur eine geringe Verfestigung und eine geringe Durchlässigkeit aufweist. Dies ist insbesondere in den schieferonigen Schichten des oberen Ordoviziums und des Obersilurs der Fall. Alle Beispiele liegen in einem Bereich mit weniger als 60 mm durchschnittlichem Jahresniederschlag. Die dortigen Hänge mit Neigungen zwischen 10° und 50° werden durch zahlreiche Abflußrillen eingekerbt, deren Breite im allgemeinen das drei- bis zehnfache ihrer Tiefe erreicht und mit abnehmender Hangneigung zunimmt. Maximal können neun Rinnen auf einer Hangbreite von 10 m gezählt werden.

Der Prozeß der Rillenerosion („Gully-Erosion“) läuft hier genauso ab wie in semiariden Gebieten, wo das Phänomen häufiger vorkommt; nur dürften hier die rillenbildenden Starkregenereignisse erheblich seltener sein. Aufgrund des hohen Tongehaltes dringt episodisch abfließendes Wasser nicht tief in das Gestein ein; es kommt zu linearem Abfluß und infolge der geringen Festigkeit der schieferonigen Schichten zu rascher Eintiefung. Zwischengelagerte härtere Sandsteinschichten brechen nach, wodurch Schuttblöcke in die Rillen geraten und den Abfluß zeitweise blockieren können. Dann entstehen neue Gully-Linien auf benachbarten Hangabschnitten. Einzelne Blöcke werden herabgespült. Sie bedecken die Oberfläche der Schwemmfächer und Fußflächen. Zahlreiche frische Gesteinsbrocken ohne Wüstenlack, die in den Rillen liegen, weisen darauf hin, daß der Prozeß episodisch-rezent ist.

6 Der Einfluß der Klüftung auf die Hangentwicklung

Die bisher behandelten Prozesse der Hangrückverlegung werden durch einen weiteren Faktor differenziert. Die Ausprägung des Hangprofils wird nämlich in bedeutendem Maße auch durch die Klüftung gesteuert. Aber nur wenige geomorphologische Studien beziehen sich auf die Rolle von Klüften in Sandsteinen. Hingegen existieren entsprechende Arbeiten zur Reliefformung in kristallinen Gesteinen. GERRARD (1973) brachte Vertikalklüfte mit Härtlingsbildung (Torbildung) und Entstehung von Drainagenetzen in Zusammenhang. Die Orientierung der Drainagenetze durch die Klüfte ist von BANNISTER/ARBOR (1980) und ABU-SAFAT (1980) beschrieben worden. TWIDALE/JENNIFER (1978) erklärten die Entstehung und Entwicklung von Inselbergen in Australien, sog. „Bornhardts“, mit Hilfe von Klüftung. Von besonderer Bedeutung, weil für alle morphologisch harten Gesteine zutreffend, ist das Auftreten parallel zum Hang verlaufender, von der Tektonik unabhängiger Druckentlastungsklüfte (LOUIS 1973, S. 115–118). Diese von der Hangentwicklung selbst verursachte Lockerung des Gesteinsverbandes begünstigt die weitere Abtragung.

Der Einfluß der Klüftung auf die Hangrückverlegung ist von zweierlei Art: zum einen stellen Klüfte Schwachstellen im Gestein dar, so daß Verwitterungsprozesse an diesen Stellen gegenüber der äußeren Felsoberfläche „vorauslaufen“. Sind sie mehrere Millimeter weit offen, kann Wasser eindringen und in einzelnen Bahnen an den Klüftwänden hinablaufen. Damit kann der Prozeß der Krustenbildung, wie er in Abschnitt 5.1.4.2 beschrieben wurde, bereits im Gestein einsetzen, bevor die entsprechende Klüftfläche durch einen Abbruch zur äußeren Felsoberfläche geworden ist. Zum anderen durchschneiden Klüfte oft mehrere Gesteinsschichten; infolge intensiverer Verwitterung in einzelnen Horizonten – z.B. in einer der tonig-siltischen Schichten – kann es dann zum Abbruch von hangenden Gesteinspaketen, d. h. zu spontanen Massenverlagerungen, kommen. Im folgenden sollen die Richtung (im Verhältnis zur Hangrichtung), die Tiefe und die Dichte von Klüften genauer betrachtet werden.

6.1 Kluftrichtungen im Streichen tektonischer Linien und in Relation zu Hangrichtungen

Die tektonischen Hauptbruchlinien streichen, wie in Abschnitt 2.2.2 beschrieben, von Nord nach Süd im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Wadi el-Marsad – Quweira-Verwerfung) und von Nordnordwest nach Südsüdost im zentralen Bereich (Quweira – Mudawwara-Verwerfung oder Qi'an-Achse). Im Nordwesten des Untersuchungsgebietes, im Bereich des Quweira Beckens, vergittern sie sich. Mehrere kleine, von Nord nach Süd streichende Verwerfungen treffen auf die Qi'an-Achse (vgl. auch Abschnitt 2.2). Scharen untergeordneter Klüfte verlaufen dazu parallel. Ihre Dichte nimmt mit der Entfernung von den Hauptverwerfungslinien stark ab. Dies kommt in Klüftrosen zum Ausdruck, die für sieben Orte mit jeweils 150 Messungen erstellt wurden (vgl. Abb. 23)*.

Hinsichtlich der Orientierung von Klüften zu Hängen können drei Fälle unterschieden werden: gitterartige Klüftstrukturen, mehr oder weniger senkrecht zum Hang verlaufende Klüfte sowie hangparallele Schwächelinien. Letztere sind weitestgehend am häufigsten zu beobachten (etwa 4/5 aller Klüfte), was zum einen mit dem initialen Zusammenhang von Bruchlinien mit morphologischen Strukturen, zum anderen mit der späteren Entstehung von Entlastungsklüften erklärt werden kann. Aus den gleichen Gründen ist die Vergitterung von Klüften nur lokal von Bedeutung, nämlich an Orten, wo sich Hauptverwerfungslinien (und ihnen folgende Täler oder Senken) treffen.

6.2 Klüfttiefe

Die Tiefe von Klüften ist der direkten Beobachtung nur beschränkt zugänglich. Zu ihrer Messung wurden deshalb nur mehr oder weniger senkrecht zum

Hang verlaufende Strukturen untersucht, deren Mindesttiefe einigermaßen eindeutig festgestellt werden konnte.

Im Kambrium können zwei Zonen unterschiedlicher Klufttiefe unterschieden werden. Beispielhaft wurden zwei Gebiete für die Messung bzw. Abschätzung von Klufttiefen herausgegriffen: im Bereich von Qa' Umm-Saleb beträgt die Tiefe in der Regel zwischen zwei und acht Metern. Da die Klüfte seitlich an den Felswänden ausstreichen, läßt sich ihre Tiefe relativ sicher bestimmen (80% der 500 ausgemessenen Klüfte liegen zwischen diesen beiden Werten, maximal wurden 35 m erreicht). Auf dem Dschebel Ram und dem Umm-Ishrin existieren dagegen zahlreiche Spalten, die einen Großteil des gesamten kambrischen Schichtpakets durchschneiden; sie sind vielfach schon zu klammartigen Schluchten erweitert und damit im Luftbild identifizierbar. Sie erreichen Tiefen bis zu 350 m (der Mittelwert aus 200 Messungen ist 200 m) und Öffnungsbreiten von meist 4 – 5 m (nach Luftbilddauswertung).

Im Unterordovizium muß zwischen dem Gebiet unterhalb der Ras en-Naqab-Schichtstufe, den Quweira- und Chor el-Ajram-Bereichen auf der einen Seite und den Gebieten von Qa' el-Ghal und Qa' el-Ethil auf der anderen Seite unterschieden werden. Im ersten Fall werden die Inselberge von Klüften allem Anschein nach vollständig durchschnitten. Ihre Tiefe kann aufgrund der am Hangfuß angrenzenden Sandmassen nicht festgestellt werden. Möglicherweise setzen sie sich noch weiter in die Tiefe fort. Im zweiten Fall besteht ein dichtes Gitternetz aus meist ungefähr drei Meter tiefen Klüften (Mittelwert aus 200 Messungen, mit Werten zwischen einem und zehn Metern).

Die Sandsteine des mittleren Ordoviziums sind meist zwischen 3 m und 8 m tief geklüftet (60% liegen in diesem Bereich, 300 Messungen), mit Maximalwerten um 18 m; sie weisen kaum Spaltencharakter auf. Im oberen Ordovizium und im Obersilur kann aufgrund der geringen Festigkeit der schieferonigen Schichten die Klüftung nicht näher untersucht werden. – Im Untersilur treten nur vereinzelt Klüfte auf, die die meist ca. 20 m hohen Inselberge durchschneiden und deren Tiefe nicht festgestellt werden kann. – Im Kurnub-Sandstein (Unterkreide) beträgt die Tiefe der sehr selten auftretenden Klüfte zwischen einem und fünf Metern (150 Messungen).

6.3 *Kluftdichte*

Zur Beschreibung der Kluftdichte soll die Länge der ausstreichenden Kluftlinien im Verhältnis zur Flächeneinheit herangezogen werden. Gemessen wurde dies jeweils auf Flächen von 35 m² bis 50 m². Beachtet werden muß dabei jedoch, daß eine Vergleichbarkeit nur bei Klüften ähnlicher Größenordnung gewährleistet ist.

Die Kluftdichte hängt erwartungsgemäß von der Nähe zu den Hauptverwerfungslinien ab. Somit ergeben sich die höchsten Werte für Hänge in unmittelbarer Nähe der Achse der Endpfannen (Qi'an) und des Wadi el-Yutum. Von Bedeutung für die Rückverlegung der Sandsteinhänge ist damit vor allem die Kluftdichte in den Gesteinen des Kambriums und des Ordoviziums. In den kambrischen Sandsteinen ergeben sich Mittelwerte von 1 m/m^2 nördlich der Qi'an-Achse (lokale Maxima: 5 m/m^2 ; Umfang der Messungen s. Abschnitt 6.2), an den Inselbergen im zentralen Bereich der Verwerfung 5 m/m^2 (lokale Maxima: 18 m/m^2) und nördlich davon 3 m/m^2 (lokale Maxima: 15 m/m^2). Im Wadi el-Yutum liegt ebenfalls eine starke Zerklüftung der kambrischen Schichten vor (3 m/m^2 ; lokale Maxima 20 m/m^2). In größerer Entfernung von den Verwerfungslinien ist die Kluftdichte weitaus geringer (um $0,1 \text{ m/m}^2$ im Ram-Bereich, allerdings sind die Spalten dort erheblich breiter). Bei den Sandsteinen des Unterordoviziums muß zwischen drei Zonen unterschieden werden. In den Gebieten um Quweira und Chor el-Ajram werden die Inselberge nur vereinzelt von Klüften durchschnitten, die Angabe der Kluftdichte hätte keine Aussagekraft. Die höchsten Werte der unterordovizischen Sandsteine ergeben sich im Qa' el-Ghal- und Qa' el-Ethil-Bereich (5 m/m^2 , lokale Maxima 8 m/m^2), an der Ras-en-Naqab-Schichtstufe liegt die durchschnittliche Kluftdichte bei $0,6 \text{ m/m}^2$ (lokale Maxima: 2 m/m^2). Extrem durch Klüfte zergliedert sind alle an der Oberfläche ausstreichenden Schichten des mittleren Ordoviziums. Die Kluftdichte beträgt im Mittel 8 m/m^2 , maximal wurden 52 m/m^2 erreicht; an keinem Ort liegt der Wert unter $0,8 \text{ m/m}^2$.

6.4 Morphologische Konsequenzen der Klüftung

Zahlreiche Oberflächenformen stehen mit der Klüftung in Zusammenhang; einige werden durch Klüfte und Spalten hervorgerufen oder gefördert, andere in ihrer Entstehung eher gehindert. Unterschieden werden soll zunächst zwischen dem Einfluß einzelner und gehäuft auftretender Klüfte.

6.4.1 Formen in Verbindung mit einzelnen Klüften

Treten Klüfte nur vereinzelt auf, so haben sie meist nur lokale Bedeutung. Je nach Tiefe und Lage können ihnen bestimmte Formen zugeordnet werden.

6.4.1.1 Weniger tiefe Klüfte

Als weniger tief seien Klüfte bezeichnet, die in vertikaler Richtung weniger als 10 m messen. Sie durchschneiden also jeweils nur eine bis sechs Gesteinsschichten; morphologische Schwächezonen stellen sie lediglich für kleinere Hangabschnitte dar. Im allgemeinen weisen solche weniger tiefen Klüfte kaum Spaltencharakter auf; soweit sie überhaupt einige Zentimeter weit geöffnet waren, wurden sie durch die Ablagerung von Kalkkrusten wieder geschlossen.

Parallel zum Hang verlaufende Klüfte führen im Laufe der Hangrückverlegung zum Wegbrechen von Gesteinspaketen. Von Bedeutung ist dies vor allem an Hangtreppen. Insbesondere die Tiefe von Taur und Huqab, d. h. die Abbruchstelle der Halbhöhlendächer (Schennifeh), wird durch das Auftreten von Schwächezonen im Hangenden gesteuert.



Bild 31. Klüfterweiterung (al-Harrabah) in einem Taur am E-Hang des Hadab el-Hamra, etwa 200 m N der Eisenbahnlinie.

In den Hang hineinstreichende Klüfte begünstigen die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse. An steilen Wänden und in Halbhöhlen bilden Klüfte deshalb Einkerbungen. In den Taur und Huqab, wo sich eine schichtbedingte, waagrecht orientierte Aushöhlungszone mit einer vertikalen Kerbe trifft, entsteht eine stark eingetiefte, deutlich von der Halbhöhle abgesetzte Nische; sie wird als „el-Harrabah“ bezeichnet (vgl. Bild 31 und Abb. 24).

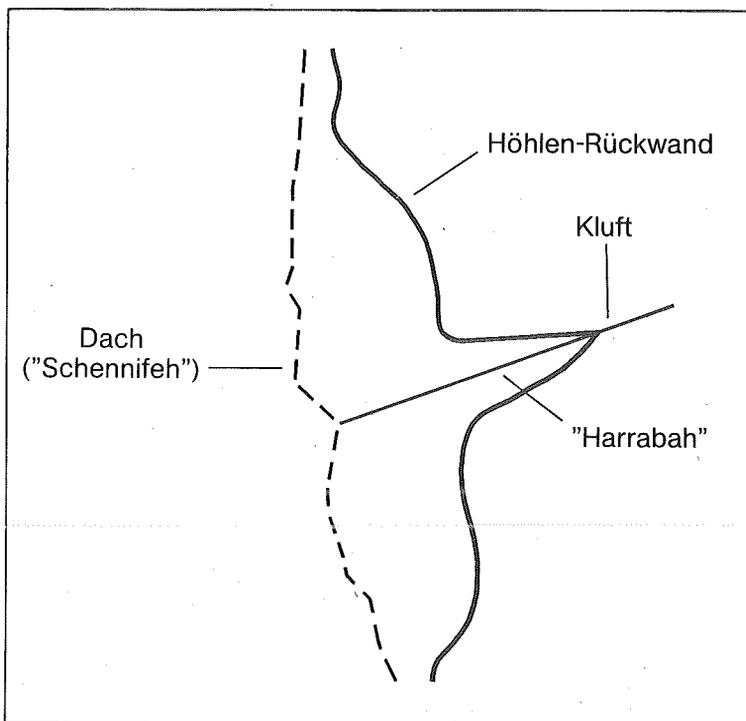


Abb. 24. Kluftweiterung in Halbhöhlen (el-Harrabah), Grundriß

6.4.1.2 Tiefe Klüfte

Durchschneiden tiefe Klüfte in etwa parallel zum Hang große Teile des Gesteinspakets, können durch Unterhöhlung an einer tonig-siltischen Schicht große Schollen abbrechen. Die innere Kluftfläche erscheint nach dem Abbruch als glatte Wand. Solche Wände, „Malaqah“ genannt, finden sich vereinzelt überall dort im Untersuchungsgebiet, wo die Hänge von den Schichten des oberen Kambriums gebildet werden; besonders häufig treten sie in der Nähe des Qi'an-Bereiches auf, wo sie oft Höhen und Breiten von 40 m erreichen (vgl. Bild 34). Maximal wurden jeweils 60 m gemessen. Von geringeren Ausmaßen sind Malaqah an flacheren Hängen oder Hangtreppen.

Bisweilen liegt Schutt unterhalb der glatten Felswand, oft finden sich auch große Trümmerblöcke, „Raḡmah“ genannt (vgl. Bild 33). Nur bei den relativ frischen Malaqah – erkennbar daran, daß Pfeiler- und Nischenbildung noch nicht weit fortgeschritten sind – finden sich abgebrochene Schollen. Bei älteren Glattwänden

weist der Hangfuß in der Regel einen scharfen Knick auf, was nur möglich ist, wenn der Schutt abtransportiert wurde (vgl. Bild 33). Gesteinsbrocken aller Größenordnungen müssen also, liegen sie erst einmal am Hangfuß, besonders schnell zu Sand verwittern. Wo die Abbruchschollen auf einen Wadi-Boden oder eine Qa-Fläche fallen, erfolgt dieser Prozeß besonders rasch, da hier zumindest episodisch der Boden einen erhöhten Feuchtigkeitsgehalt aufweist oder episodische Starkabflüsse stattfinden.

In den Hang hineinstreichende Klüfte werden oft zu breiten Spalten erweitert, die sich nach unten hin verschmälern. Solche bis zu 200 m tiefen Schluchten zergliedern die Berge der kambrischen Sandsteine vor allem im Ram-Gebiet und lösen die Felswände in einzelne vorspringende Rippen oder Bastionen auf.



Bild 32. Zwei Abbruchwände („Malaqah“) am S-Hang des östlichen Bereiches des Inselberges el-Hadabah el-Hamra, etwa 1 km N der Eisenbahnlinie Aqaba–el-Hasa. Am Fuß der größeren Malaqah liegt Schutt, darunter zwei mehrere Kubikmeter große Blöcke. Am Fuß der im Bild rechten Abbruchwand liegt kein Schutt mehr, er ist bereits durch episodische Starkabflüsse auf der Fußfläche abtransportiert. Die parallelen, vertikal verlaufenden Linien des Abflusses (schwarz) zeigen, daß die Glattwände eine initiale Ansatzfläche für das erneute Entstehen von Pfeilern und Nischen (Maknun und Turraqah) darstellen. Am Wandfuß der kleineren, im Bild rechten Malaqah ein Auto als Größenmaßstab.

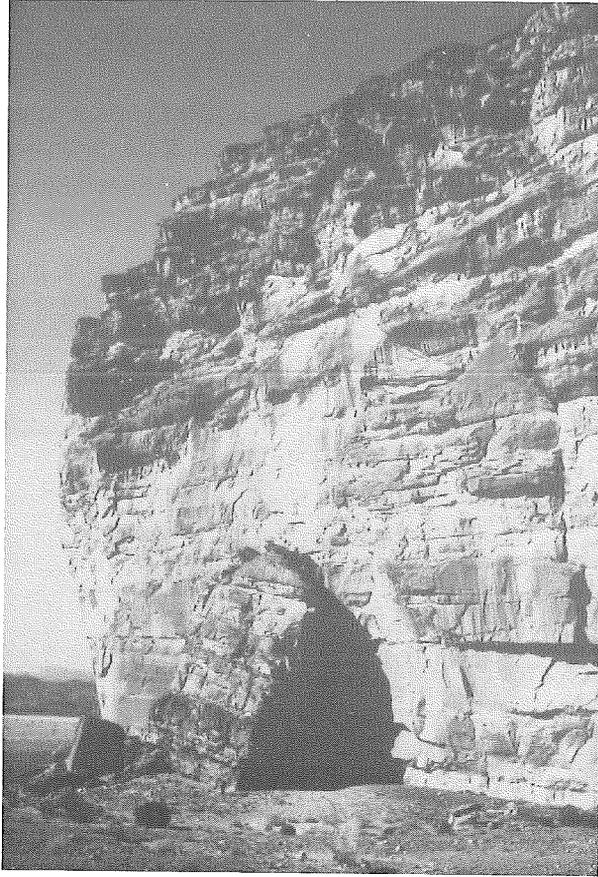


Bild 33. Felsblock („Radmah“) und kleinere Gesteinstrümmer an einer Abbruchwand im Gebiet von Tlal el-Qureinifat, etwa 11 km SE von Qurweira. Nach Aussage von Beduinen stürzte die Radmah vor etwa 120 Jahren herab. Der abgestürzte Felsblock ist etwa 30 m hoch.

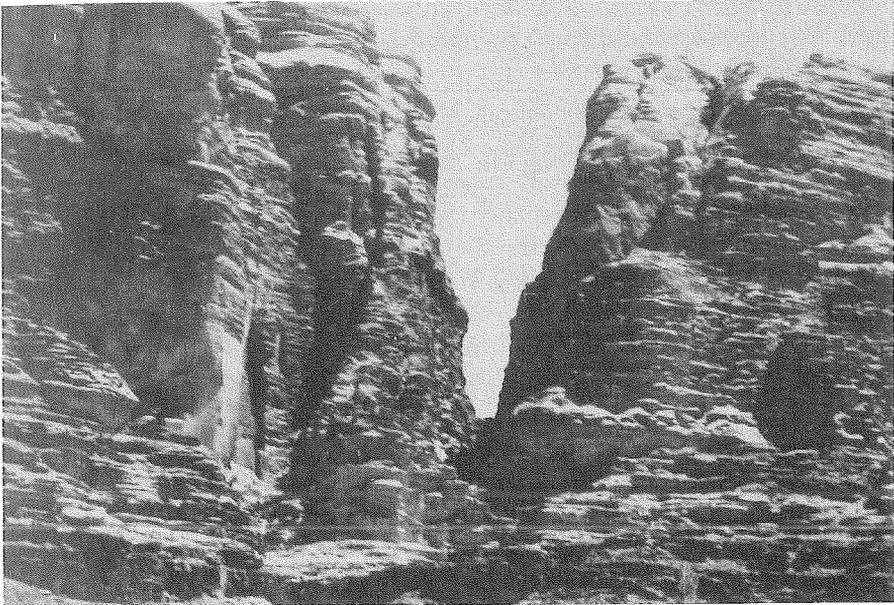


Bild 34. Schlucht am NE-Hang des Dschebel Umm-Isbrin an der ed-Dise-Straße. Relative Höhe des Berges: 70 m. Das Längsprofil der Schlucht weist kein einheitliches Gefälle auf. Ebenso tiefe, aber erst weniger weit geöffnete Klüfte sind links davon erkennbar.

6.4.2 Formen in Abhängigkeit von der Kluftdichte

Zahlreich auftretende und stark vergitterte Klüfte prägen weniger die Einzelformen als vielmehr die Entwicklung des gesamten Hangprofils.

6.4.2.1 Weniger tiefe Klüfte

Durch Klüfte, insbesondere wenn sie in hoher Dichte auftreten, wird die Hangrückverlegung beschleunigt. Bei engständigem Klufnetz erfolgt der Abbruch von anstehendem Gestein schnell, verglichen mit den in den Kapiteln vier und fünf behandelten Prozessen. Während letztere das Material kontinuierlich zerkleinern, fällt bei kluftbedingtem Abbrechen eine Schuttmenge an, die nicht im gleichen Zeitabschnitt zerkleinert werden kann. Darauf weist unter anderem auch die Tatsache hin, daß Schutthalden im Untersuchungsgebiet nur unterhalb von intensiv zerklüftetem Gestein auftreten. Formen, die auf Anfall von Lockermaterial zurückgehen, wurden schon beschrieben (Abschnitt 3.3). Während in den Schichten des oberen Ordoviziums, des Silurs und der Unterkreide die nur geringen Schutt mengen auf unterschiedliche Verwitterungsresistenz (einzeln Eisensandstein-

schichten) zurückzuführen sind, kann im Kambrium, Unter- und Mittelordovizium ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Schuttmassen und der Klüftung festgestellt werden.

Der Abbruch eines Halbhöhlendaches (Schennifeh) an Klüften in den Schichten der kambrischen Sandsteine hinterläßt groben Schutt auf dem von einer tonig-siltischen Schicht oder einem Eisensandstein-Horizont geschaffenen verflachten Hangabschnitt. Dessen Neigung übersteigt bei den typischen Hangtreppen selten $30^\circ - 35^\circ$, so daß das Material meist dort der weiteren Verwitterung unterliegt. Die sandigen und tonigen Partikel dieser kleineren, an Klüften abgebrochenen Schuttmassen werden in der Regel beim nächsten Starkregen abgespült, so daß man meist nur die Bruchstücke von Eisensandsteinhorizonten als Schuttreste auf den flacheren Hangstücken findet. Ebenfalls durch singuläre Klüfte verursacht wird das Auftreten von Schutt am Fuße von Steilwänden (Malaqah). Die Menge des Schutts auf Hangtreppen oder am Hangfuß nimmt mit der Kluftdichte zu, wobei jedoch das anstehende Gestein bzw. der Wadi-Boden in der Regel nicht vollständig bedeckt werden. Eigentliche Schutthalden treten nicht auf.

Zur Ausbildung von Schutthalden aus kambrischem Sandstein kommt es nur an den Hängen des Dschebel Marsad, des Dschebel Roman, des Dschebel Utud und des Tlal el-Qureinifat (vgl. auch Bild 4). An Verwerfungen streicht dort unter den kambrischen Schichten Kristallin an der Oberfläche aus, gleichzeitig erreicht die Kluftdichte sehr hohe Werte (in der Reihenfolge der genannten Orte, jeweils Mittelwerte aus 10 Messungen: 15 m/m^2 , 9 m/m^2 , 10 m/m^2 und 7 m/m^2). Im Gegensatz dazu treten beispielsweise am östlichen Hang des Dschebel Ram, wo ebenfalls Kristallin unter dem Sandstein des Kambriums erscheint, jedoch die Kluftdichte weitaus geringer ist, keine Schutthalden auf. Zwei Voraussetzungen scheinen somit zumindest im kambrischen Sandstein für die Bildung großer Schutthalden unerlässlich zu sein: zum einen intensive Klüftung, in deren Folge eine große Menge Schutt anfällt, zum anderen ein – nur im Kristallin entstehender – flacher Hangfuß, der verhindert, daß das Material direkt auf den Talboden gelangt, wo es aufgrund stärkerer episodischer Feuchtigkeit rascher verwittern und durch gelegentliche Starkabflüsse abtransportiert würde.

Die Gesteine des Unterordoviziums werden im allgemeinen kaum durch Klüfte zergliedert. Auch ihre geringe Resistenz verhindert die Bildung von Schutthalden. Wo jedoch Schichten des mittleren Ordoviziums, die immer stark zerklüftet sind (in diesem Fall ziehen sich die Klüfte meist in die Schichten des unteren Ordoviziums hinein) darüberliegen, kommt es zur Entwicklung mächtiger Schutthalden (vgl. auch Bild 5). Mit zunehmender Kluftdichte und damit abnehmender Größe der Fragmente sinkt ihre Neigung; so beträgt die Kluftdichte am Südhang des Dschebel el-Ghal 13 m/m^2 (Mittelwert aus 10 Messungen, Werte zwischen 3 m/m^2 und 15 m/m^2), die Schutthalde weist eine Neigung von 35° auf. Am Südhang des Dschebel Umm-A'lda liegen die Werte bei 4 m/m^2 Kluftdichte (Mittelwert aus 15 Messungen,

Werte zwischen $1,5 \text{ m/m}^2$ und 9 m/m^2) und bei 45° Hangneigung. Der Schutt besteht zum Teil auch aus Gesteinen des unteren Ordoviziums (zwischen 15% und 50%).

Entsprechend der intensiven, meist unregelmäßigen Zerklüftung weisen Schutthalden an Hängen, die nur aus Sandsteinen des mittleren Ordoviziums bestehen, eine einheitliche Form auf. Sie bilden Haldenhänge von 25° bis 30° Neigung, kegelförmige Strukturen fehlen.

Wird nun der Hang betrachtet, aus dem der Schutt stammt, so kann für die Schichten des Kambriums sowie des Unter- und Mittelordoviziums eine signifikante Abhängigkeit der Hangform von der Klüftung erwartet werden. Die Rückverlegung des gesamten Hanges in Zusammenhang mit der Klüftdichte wird in Abb. 25 dargestellt.

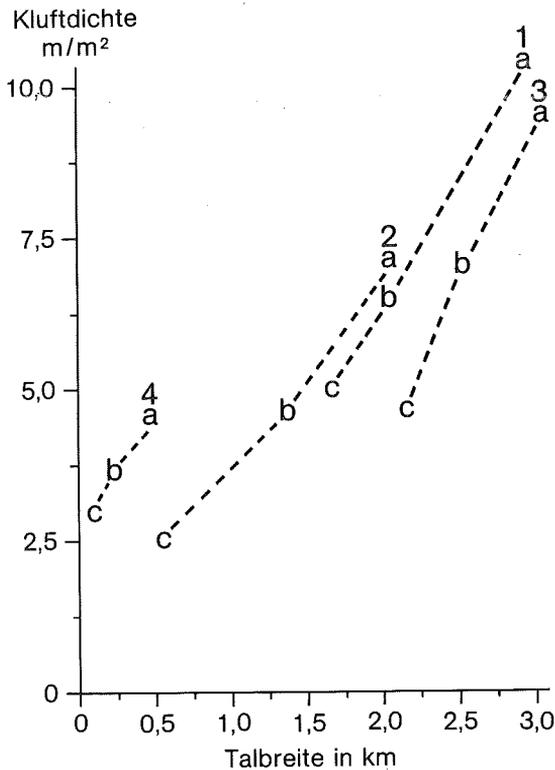


Abb. 25. Breite von Wadis nahe der Qi'an-Achse in Abhängigkeit von der Klüftung. Die Messungen wurden jeweils an der Öffnung der Wadis zur Qi'an-Achse (Messwert a), 2 km talaufwärts (Messwert b) sowie 4 km talaufwärts (Messwert c) am untersten, an den Talboden angrenzenden Hangabschnitt durchgeführt (Mittelwert aus jeweils 20 Messungen). 1. Wadi Ruman 2. Wadi Rabigh 3. Wadi en Nasifah 4. Wadi Mahlaba

Werden einzelne Hangabschnitte auf den gleichen Zusammenhang hin untersucht, so ergibt sich eine auf den ersten Blick komplizierte, jedoch nicht regellose Verteilung (vgl. Abb. 26). Mit zunehmender Kluftdichte nimmt zunächst, bis zu

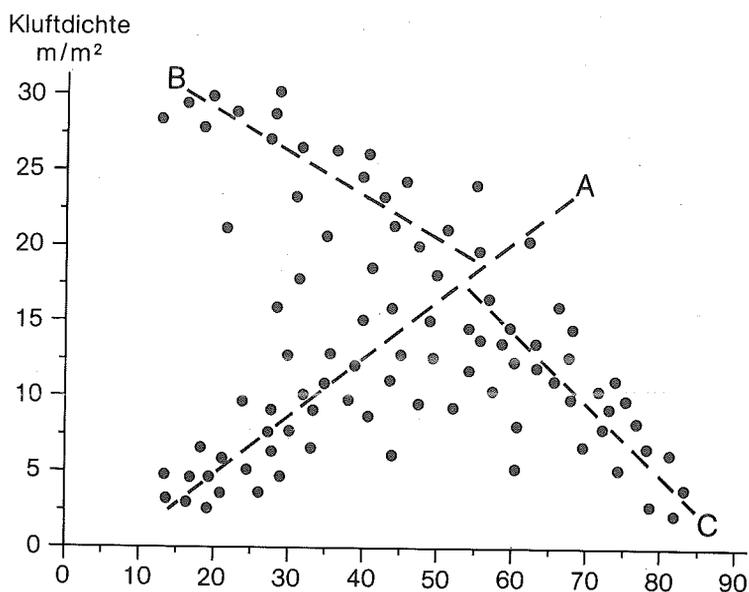


Abb. 26. Zum Zusammenhang von Kluftdichte und Hangneigung. 96 Messungen an Hängen in den kambrischen Sandsteinschichten von et-Taqtaqeyyeh, Hadabah el-Hamma, Dschebel Ruman, Dschebel Mahlaba, U'tayyed, el-Qureinifat und eines Hanges im Ram-Bereich. Erläuterungen zu A, B und C siehe Text.

einem Wert von etwa 15 m/m^2 , die Abtragung zu und führt – da orientiert an vertikalen Flächen – zu einer Versteilung des Hangabschnittes (Linie A in Abb. 26); weitere Zunahme der Kluftdichte schwächt den Gesteinszusammenhalt so stark, daß flachere Hangabschnitte, die bei Häufung zu einem treppenartigen Hangprofil führen, entstehen (Linie B in Abb. 26); Zonen tieferer Klüfte dagegen, naturgemäß von geringerer Dichte, fördern die Bildung steiler Wände (Linie C in Abb. 26). Die breite Streuung der Werte zeigt, daß es sich lediglich um tendenzielle Regelmäßigkeiten der Förderung bestimmter Reliefformen handelt. Einen Hauptfaktor der Entwicklung des Hangprofils stellt die Klüftung nur in Ausnahmefällen

dar, während in der Regel die unterschiedliche Verwitterungsresistenz verschiedener Gesteinsschichten die Steilheit von Hangabschnitten determiniert.

Auch für die Kleinformen der Hänge kann eine deutliche Abhängigkeit von der Klüftung festgestellt werden. Für die Entstehung von Halbhöhlen aller Größenordnungen kommt nicht nur einzelnen Klüften (siehe Abschnitt 6.4.1.1) sondern auch der Kluftdichte insgesamt eine große Rolle zu. Verglichen wurden 25 Hangabschnitte im Kambrium, an denen tonig-siltische Schichten unter Sandsteinschichten liegen und an denen somit prinzipiell die Voraussetzungen für die Entstehung von Taur und Huqab wie auch Tafoni gegeben sind. Bei einer Kluftdichte von etwa $0,1 \text{ m/m}^2$ bis $0,3 \text{ m/m}^2$ (die im folgenden genannten Intervalle sollen lediglich Anhaltspunkte darstellen, da auch andere Faktoren, wie Gesteinsfestigkeit, Klüfttiefe und -richtung, eine Rolle spielen) kommt es am intensivsten zur Aushöhlung. Sie ist bei Werten bis zu 1 m/m^2 schon deutlich geringer. Bei steigender Kluftdichte nimmt im Bereich zwischen $0,3 \text{ m/m}^2$ und 4 m/m^2 die Häufigkeit und die Tiefe stark ab. Bei Werten über 4 m/m^2 treten keine Halbhöhlen mehr auf (vgl. Bild 35).



Bild 35. Stark zerklüfteter Hangabschnitt im unteren Kambrium am N-Hang des Dschebel Utud, etwa 1 km S des Utayyed (relative Höhe: 30 m). Die hohe Kluftdichte im zentralen Bereich des Bildes (ca. 7 m/m^2) führt zu intensiver Fragmentation des Gesteins und verhindert weitgehend die Entstehung von Tafoni, Huqab und Taur. Der noch nicht verwitterte Schutt liegt auf den Hangtreppen. Mehrere Taur und vereinzelt auch Tafoni entstanden jedoch am linken und rechten oberen Bildrand, wo die Kluftdichte etwa $0,2 \text{ m/m}^2$ beträgt. Die vertikalen Wasserbahnen als Ansatzpunkte der Entstehung von Pfeilern und Nischen sind an allen fast senkrechten Hangabschnitten zu erkennen; bis zur „reifen“ Ausbildung von Pfeilern und Nischen kommt es jedoch wegen der dichten Klüftung nicht (Person in der Bildmitte zum Größenvergleich).

Klüfte erleichtern offenbar zunächst den Angriff auf die durch Krusten verhärtete Gesteinsoberfläche. Initialstadien der Halbhöhlen, insbesondere die der Tafoni, sind an solche Schwächezonen gebunden. Intensivere Klüftung dagegen wirkt hemmend: Es kommt zum Wegbrechen von vorspringenden Felspartien, einem bei hoher Klüftdichte relativ schnellen Prozeß im Verhältnis zur Aushöhlung, so daß sich Halbhöhlen nur ansatzweise oder überhaupt nicht bilden können.

Während engständige Klüfte zu blockigem Zerfall und damit zu scharfen Konturen am Hang und scharfkantigem Schutt führen, kann bei weitabständigen Klüften eine Tendenz zu gerundeten Formen festgestellt werden, sofern das Gestein relativ schnell – im Verhältnis zum klüftbedingten Abbruch – verwittert. In einigen Arealen des Untersuchungsgebietes treten wenig verfestigte Sandsteine des Unterordoviziums in Verbindung mit Klüftdichten von etwa $0,6 \text{ m/m}^2$ auf. Nördlich der Zone, wo die Qi'an-Achse auf die Wadi-el-Marsad-Quweira-Verwerfung trifft, vergittern sich Klüfte nicht feststellbarer Tiefe (an der Oberfläche sichtbar: bis 4 m) in zwei Zonen von je etwa drei Hektar entsprechend den tektonischen Haupttrichtungen. Die Zergliederung entlang dieser Klüfte hat eine in einzelne Türme aufgelöste Oberfläche zur Folge (vgl. Bild 36).

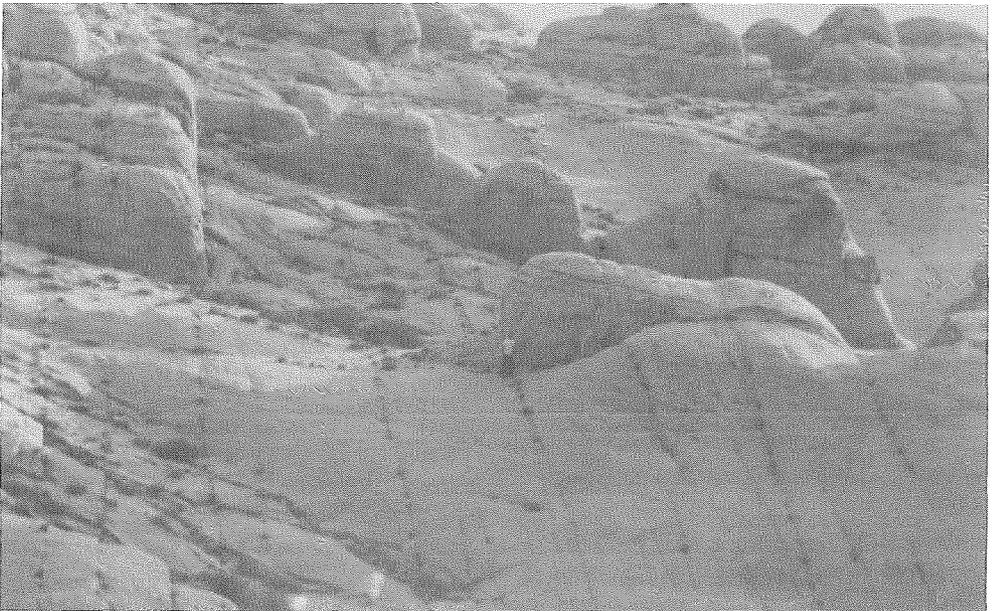


Bild 36. Turmfeld im Sandstein des Unterordoviziums (direkt unterhalb der Ras-en-Nuqab-Schichtstufe zwischen dem Wadi el-Jamam und dem Wadi Judayyed), das aus einem älteren Pediment herausgearbeitet wird. Die Klüftdichte beträgt hier maximal $1,4 \text{ m/m}^2$ und minimal $0,11 \text{ m/m}^2$ (Person in der Bildmitte zum Größenvergleich).

6.4.2.2 Tiefe Klüfte

Bis zu 200 m tiefe Spalten bilden Schluchten ohne gleichsinniges Gefälle aus (siehe Abschnitt 6.4.1.2). Liegen mehrere Spalten nebeneinander, wird der Raum zwischen den Schluchten von parallel zueinander verlaufenden Mauern („Chulchalah“) eingenommen. Dieser Fall tritt häufig am Dschebel Ram und im Dschebel-Umm-Ishrin-Bereich auf (vgl. Bild 37). Gelegentlich, wenn sich tiefe Klüfte vergittern, werden die Mauern in einzelne „Felsburgen“ aufgelöst, so zwischen dem Wadi-Roman und Chor-Ram und am Dschebel Mahlabah.

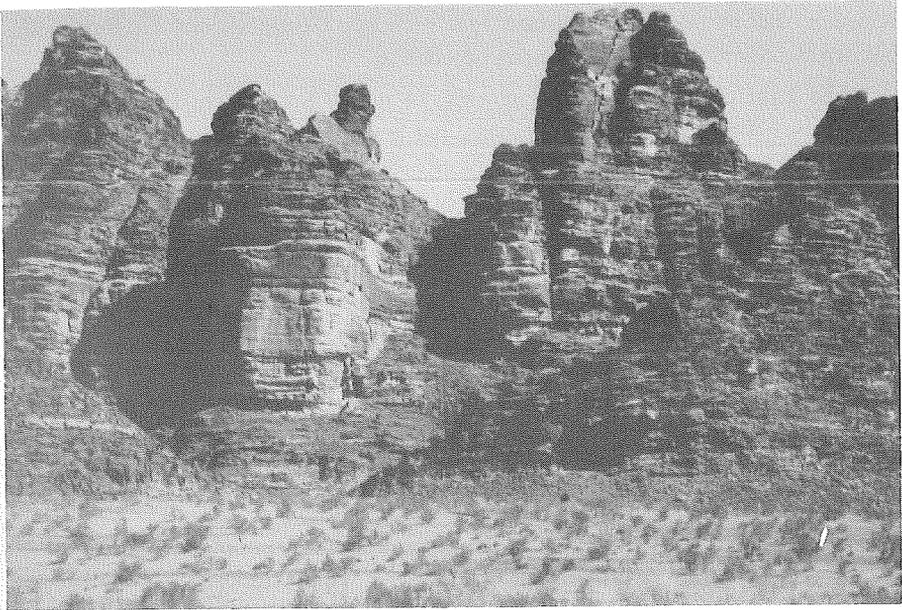


Bild 37. Tiefe Spalten und parallel verlaufende Mauern („Chulchalah“) am nördlichen Hang des Dschebel Umm-Ishrin, etwa 3 km W von ed-Dise

Im ganzen gesehen stellt die Klüftung einen Faktor dar, der die in den Kapiteln vier und fünf beschriebenen Mechanismen der Hangrückverlegung über Halbhöhlen und Treppen sowie Pfeiler und Nischen in ihrer räumlichen Anordnung differenziert.

7 Zusammenfassung

Gegenstand der Untersuchung ist der aride Formenschatz des zentralen Süd-jordanien. Für dessen Übersicht wurde eine geomorphologische Karte (als Kartenbeilage angefügt) gezeichnet, die das regionale Gefüge von inselbergartigen Felsmassiven, Fußflächen, Wadis, Endpfannen und Sandflächen zeigt.

Entsprechend der geologischen Großstruktur der nördlichen Arabischen Halbinsel treten von Westen nach Osten immer jüngere Gesteine schichtstufenartig auf. Alle werden zwar, vom Kambrium bis zur Unterkreide, wegen des dominierenden Sandsteincharakters zusammenfassend als „Nubischer Sandstein“ bezeichnet, jedoch sind mineralische Zusammensetzung und morphologische Festigkeit so verschieden, daß mit der „Petrovarianz“ ein wichtiger Gesichtspunkt der morphologischen Beschreibung und Gliederung gegeben ist.

Die Lage des Untersuchungsgebietes, 14 bis 90 km östlich der Grabenachse des Aqaba-Wadi Araba-Jordangrabens, hat grabenparallele Störungen zur Folge. Entlang derartiger mehr oder weniger Nord - Süd laufender Störungen ist der Westen des Untersuchungsgebietes stärker herausgehoben und in einzelne Gebirgsstöcke gegliedert als der Osten. Die stärkere Reliefenergie des Westens wird akzentuiert durch die ehemals zusammenhängenden, heute in Teilbecken aufgelösten Wadi-Systeme, deren Erosionsbasis das Rote Meer ist. Eine NW - SE laufende Störungslinie, die heute von mehreren Endpfannen markiert ist („Qi'an-Achse“) schneidet mit zahlreichen parallelen Sekundärstörungen die vorgenannten, N - S laufenden Verwerfungen und Brüche. Wo beide sich vergittern, liegt der Bereich relativ stärkster Gesteinszerrüttung und damit für die Hangformung das Gebiet besonders großen Anfalls von Grottschutt. Darin besteht die Hauptbedeutung der „Tektovarianz“ für die rezent ablaufenden Prozesse an den Hängen.

Während die Formen von Wadis, Schwemmfächern, Endpfannen, Dünen und Sandfeldern weitgehend dem entsprechen, was auch aus anderen ariden Gebieten bekannt ist, haben die steilen Felshänge vor allem in kambrischen und unterordovizischen Gesteinen z. T. einen Formenschatz, der nach Kenntnis des Verfassers noch nicht beschrieben wurde. Gesteinsschichtung, Klüftung und klimatisch bedingte Krustenbildung führen zu sehr spezifischen, z. T. pittoresken Felshangformen, unter denen die „weinenden Felsen“ (as-Sachr al-baki), vor allem in kambrischen Sandsteinen, die auffälligsten sind. Das Vorkommen zahlreicher siltischer Schichten und Eisensandsteinhorizonte im kambrischen Sandstein führt zunächst zu einer weitgehenden „Treppe“ der Hänge, deren einzelne Stufen infolge des relativ raschen Herauswitterns der tonig-siltischen Lagen häufig überhängen und damit mehr oder weniger tiefe Halbhöhlen bilden.

Wenige, aber fast alljährlich auftretende Starkniederschläge befeuchten alle freien Gesteinsflächen, jedoch nicht mehr die Rückwände der Halbhöhlen. Während an diesen vor Niederschlag geschützten Flächen die Einzelkornverwitterung

kontinuierlich fortschreitet, führt an den freien Felsflächen das in die Poren eindringende und bald wieder verdunstende Wasser zur Anreicherung des kalkigen Bindemittels in einer Außenkruste (2 - 4 cm) und zur Lockerung des Gefüges durch Kalkverarmung der etwa 15 - 20 cm starken Innenkruste. Die Kalkanteile in Innen- und Außenkruste sowie im dahinter anstehenden Gestein wurden für 75 Probeentnahmestellen analysiert. Bricht ein Stück Außenkruste ab, so kann der dahinterliegende, im Gefüge gelockerte Bereich sehr rasch ausgeräumt werden.

Die bei Starkregen die Felshänge hinabfließenden einzelnen Wasserfäden haften auch dann noch am Gestein, wenn die Felswand überhängt. Stellen an mäßig eingetieften Halbhöhlen, die vom normalen Niederschlag nicht erreicht werden, erhalten damit im Bereich der Wasserbahn eine episodische Durchfeuchtung. Die Folge ist, daß auch hier Krustenbildung einsetzt, während zwischen den einzelnen Wasserbahnen die Einzelkornverwitterung fortschreitet. Es entstehen auf diese Weise an den Wänden vertikale, parallel nebeneinander angeordnete Vollformen, die durch Krusten geschützt sind, und dazwischen entsprechende Hohlformen. Dieses System wurde „Pfeiler und Nischen“ genannt, es verleiht den meisten Hängen in kambrischen Sandsteinen eine schon aus der Ferne erkennbare Oberflächenstruktur, die einen Prozeß des Überfließens nahelegt. Die Anordnung der Pfeiler und Nischen folgt den Fließbahnen des Wassers. Dieser Prozeß wird immer wieder unterbrochen, wenn Halbhöhlendächer einstürzen oder entlang hangparalleler Klüfte größere Wandteile abstürzen. Dann verlagern sich die Abflußbahnen des Wassers, benutzen jetzt unter Umständen vormalige Nischen, während im gelockerten Gestein hinter abgebrochenen Pfeilern die Bildung neuer Nischen einsetzt. Im kleinen vollzieht sich damit an den Wänden eine Art von „alternierender Reliefumkehr“. An glatten Felswänden, die beim Abbruch größerer Gesteinspakete entstehen, sind sehr bald durch Verfärbung die neuen Wasserbahnen zu erkennen, an denen der Prozeß neu einsetzt. Nur wo die Dichte von Klüften einen Schwellenwert von etwa 5 m/m^2 überschreitet, brechen einzelne Gesteinsfragmente ab, bevor es zur reifen Ausbildung von Pfeilern und Nischen kommt.

Über die Geschwindigkeit des Prozesses der Bildung von Halbhöhlen, Pfeilern und Nischen sind Analogieschlüsse aus dem etwa 60 km entfernten Petra möglich. Die in dieser antiken Nabatäerstadt künstlich geglätteten Felswände im kambrischen Sandstein haben in den seitherigen rund 2000 Jahren den gleichen Prozessen unterlegen. Halbhöhlen und Nischen von bis zu 45 cm Tiefe sind dabei entstanden.

Im Unterordovizium fehlen Eisenhorizonte ganz und tonig-siltische Schichten oder Linsen sind seltener. Die Hangtreppe ist damit kaum ausgeprägt. Dadurch wiederum fehlen überhängende Halbhöhlendächer und somit die Voraussetzung zur Entstehung von Pfeilern und Nischen. Die oberflächliche Verkrustung dieser schwach verfestigten Sandsteine vollzieht sich ähnlich, wenn auch mit unterschiedlicher Intensität, auf verschiedenen steilen Hangteilen. Das Ergebnis sind mehr oder

weniger prall gerundete glatte Formen, deren horizontale Gliederung im wesentlichen durch Klüfte bestimmt wird.

Die weiter östlich anschließenden Berggruppen und Stufen des mittleren und oberen Ordoviziums und des Silurs liegen bereits erheblich tiefer, zudem sind die Wadis weniger tief eingeschnitten. Hamadaartige Flachformen dominieren. Wo mächtigere tonig-siltische Schichten an Stufenhängen austreichen, kommen gullyartige, parallel angeordnete kurze Erosionsrinnen vor, die einzigen rezenten Erosionsformen im ganzen Untersuchungsgebiet. Wo mächtige, stark verfestigte Sandsteine den Stufenbildner darstellen, wie im oberen Ordovizium, werden die Stufenhänge durch gleichmäßige Schutthalden gepanzert.

Literaturverzeichnis

- Abu-Safat, M.: Geomorphological study of Nahr el-Kabir ash-Shamali in Syria. M. A. thesis, Alexandria University 1980 (unveröffentlicht, arabisch).
- Abu-Safat, M.: Die natürliche Verwitterung und Hangabtragung in den Felshängen des „Nubischen Sandsteins“. In: Lindner, M. (Hrsg.): Petra – Neue Ausgrabungen und Entdeckungen. – München 1986, S. 309–317.
- Alex, M.: Vorderer Orient. Mittlere Jahresniederschläge und Variabilität. Tübinger Atlas des Vorderen Orients (TAVO), Karte A IV 4. Wiesbaden 1984.
- Bagnold, R. A.: The physics of Blown Sand and Desert Dunes. London 1941.
- Behairy, S. A.: Desert Landscape in southern Jordan. University of Jordan, Faculty of Arts Journal, Vol. 3, No. 1. January 1972, S. 5–31.
- Bender, F.: Litho-Stratigraphic and Time-Stratigraphic Subdivision of the 'Nubian Sandstones' in South-Jordan. – In: Lexique Stratigraphique International Vol. III. Copenhagen 1960, S. 401–426.
- Bender, F.: Geologie von Jordanien. – Beitr. z. region. Geol. d. Erde, 7.XI. Berlin 1968.
- Bender, F.: Stratigraphie des „Nubischen Sandsteins“ in SüdJordanien. – Geol. Jb., 81. Hannover 1963, S. 237–276.
- Blackwelder, E.: Exfoliation as a phase of rock weathering. – Jour. Geol., 33. 1925, S. 793–806.
- Bradley, W. C.: Large-scale Exfoliation in massive Sandstones of the Colorado Plateau. – Geol. Soc. of Am. Bull., Vol. 74. 1963, S. 519–528.
- Bryan, K.: Processes of formation of Pediments at Granite Gap, New Mexico. – Geomorph., V. 9. 1936, S. 125–135.
- Bryan, K.: The Pagayo Country, Arizona. – U. S. Geol. Surv. Water-Supply, Pap. 499, 1925.
- Büdel, J.: Pedimente, Rumpfflächen und Rücklandsteilhänge; deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. – Z. Geomorph. N. F. 14, 1970, S. 1–57.
- Büdel, J.: Die Unterschiede zwischen Rumpfflächen und Fels-Fußflächen (Pedimenten) nach den erzeugenden Mechanismen und deren genetischer Abfolge. – Kölner Geogr. Arb. Sonderbd. 1971, S. 1–44.
- Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover (Hrsg.): Geologische Karte von Jordanien 1:250000, Blatt Aqaba – Ma'an. Geologische Gesamtbearbeitung: F. Bender. Hannover 1968.
- Burdon, D. J.: Handbook of the Geology of Jordan. Colchester 1959.
- Burdon, D. J.: Handbook of the Geology of Jordan to accompany and explain the three Sheets of the 1:250000 Geological Map East of the Rift by Quenell. Colchester 1959.
- Butzer, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonn 1958. (= Bonner Geographischen Abhandlungen, Heft 24).
- Chapman, R. W. & Greenfield, M. A.: Spheroidal weathering of igneous rocks. – Am. Jour. Sci. 247, 1949, S. 407–429.
- Chen, P. Y.: Table of Key Lines in X-ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in Clay and Associated Rocks. Indiana 1977.

- Cooke, R. U. & Warren, A.: *Geomorphology in Deserts*. London 1973.
- Cooke, R. U. & Smalley, I. J.: Salt Weathering in Deserts., – *Nature* 220, 1. 1968, S. 226–227.
- Defense Mapping Agency Topographic Center: *Topographical Map of Jordan 1:50000*. Sheets: 3048 I, 3049 II, 3050 II, 3148 I, 3148 IV, 3149 I, 3149 II, 3149 III, 3149 IV. Washington 1976.
- Dienemann, W.: Älteres Paläozoikum von SüdJordanien und Westarabien. – *Centralbl. f. Mineral., Geol. u. Paleontol.* 16. 1915, S. 23–26.
- Dragovich, D.: The Origin of Cavernous surface 'Tafoni' in granitic rocks of South Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13. 1969, S. 163–181.
- Farrand, W. R.: Late Quaternary Paleoclimates of the Eastern Mediterranean area. – In: Turekian, K. K., (ed.) *The Late Ceneozoic Glacial Ages*. – New Haven 1970, S. 530–564.
- Fairbridge, R. W.: *The Encyclopedia of Geomorphology*. London 1938.
- Feth, J. H.: A new map of the western conterminous United States showing the maximum known or inferred extent of Pleistocene lakes. – *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 424-B, 1961.
- Geotrex: *Interpretation report airborne electromagnetic survey in Jordan*. – Ottawa 1980.
- Gerber, E.: Zur Morphologie wachsender Wände. – *Z. f. Geomorph.* Band 8. 1933–1935, S. 213–223.
- Gilbert, G. K.: Report on the Geology of the Henry Mountains, Utah. – *United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region*. Washington 1877, S. 120–127.
- Gregory, J. W.: The Lake system of Westralia. – *Geogr. Journal* 43, 1914, S. 656–664.
- Grenier, M. P.: Observation sur les Tafonis du desert Chilien. – *Bull. Ass. Geog. Francais* 364/365. 1968, S. 194–211.
- Gruneberg, F.: Result of Reconnaissance Soil Investigation in the Area of Qa' ed-Dise, Southern Jordan. – Unpublished Report, 1966.
- Haberland, W.: Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). – *Berliner Geographische Abhandlungen*, Heft 21, 1975.
- Heimbach, W. & Meiser, P.: *Goelectrical Investigation in Jordan*. – Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover 1969.
- Henry, D. & others: An Investigation of the Prehistory and Paleoenvironments of Southern Jordan. – *Annual of Dept. of Antiquities*, No. XXV, University of Jordan, Amman 1981.
- Higgins, C. G.: Miniature Pediments near Calistoga, California. – *Jour. Geol.* V. 61. 1953, S. 461–465.
- Howell, J. V. (Editor): *Glossary of Geology an related Sciences*. Am. Geol. Inst. 1960.
- Hückriede, R. & Wiesemann, G.: Der jungpleistozäne Pluvial-See von el-Jafer und weitere Daten zum Quartär Jordaniens. *Geologica et Paleontologica*, 2. Marburg 1968.
- Jobling, W. J.: *Archaeological Survey between Ma'an and Aqaba*. Amman 1980.
- Johnson, D.: Rock Plains of arid Regions. – *Geographical Review*, 22. 1932 No. 4, S. 656–659.
- Johnson, D. W.: Miniature rock fans and Pediments. – (Abstract in: *Science*, V.-76), 1932.
- Kaiser, K.: Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. In: *Forschungen z. allg. u. regionalen Geographie*. Kölner Geogr. Arb., Sonder-Bd., Köln 1971, S. 65–71.
- King, W. B. R.: Cambrian Fossils from the Dead Sea. – *Geol. Mag.* 60. 1923, S. 507–514.
- Kober, L.: *Geologische Forschungen in Vorderasien, II Teil C. Das nördliche Hegaz*. – *Denkschr. Akad. Wissensch.* 96. 1919, S. 779–820.
- Knetsch, G.: Über aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten. *Z. f. Geomorph. Suppl.* Band 1. 1960, S. 190–205.
- Kretzschmar, R.: *Kulturtechnisch – Bodenkundliches Praktikum. Ausgewählte Laboratoriumsmethoden*, Kiel 1984.

- Krumbein, W. E.: Über den Einfluß der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). – Geologische Rundschau, Band 58, 1969, S. 333–363.
- Larsen, E. S.: Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, Southern California, Geol. Soc. Am. Mem. 29. 1948, S. 114–119.
- Lawson, A. C.: The epigene profiles of the Desert. University of California. Bull. Dept. Geol., 9. 1915, S. 23–48.
- Leser, H.: Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. Berlin/New York 1977.
- Lillich, W.: Sedimentologische Untersuchungen im kambrischen Sandstein Jordaniens. Beih. geol. Jb. 18, Hannover, November 1969, S. 13–34.
- Lindner, M.: Petra und Königreich der Nabatäer. Bad Windsheim 1974.
- Lloyd, J. W.: The Hydrology of the Southern Desert of Jordan. – United Nations Development Programm, Investigation of the Sandstone Aquifers of East Jordan. Tech. Report 1 LA:SF/Jor 9, Rome 1969.
- Louis, H. & Fischer, K.: Allgemeine Geomorphologie. Berlin/New York 1979.
- Louis, H.: The Problem of Erosion Surfaces, Cycles of Erosion and Climatic Geomorphology. – In: Climatic Geomorphology – Geographical Readings. London 1973, S. 153–170.
- Mainguet, M.: Propositions pour une nouvelle classification des edifices sableux eoliens d'apres les images des satellites Landsat I. Gemini, Noaa 3. – Z. f. Geomorph., Suppl. 20. 1976, S. 275–296.
- Martin, P. S.: Geochronology of pluvial Lake Cochise, Southern Arizona II, Pollen analysis of a 42 meter core. – Ecology, 44, 1963, S. 436–444.
- McGee, W. J.: Sheetflood Erosion. – Bull. Geol. Soc. Am. VIII. 1897, S. 87–112.
- Meigs, P.: World Distribution of arid and semi-arid Homoclimates. Review of Research on Arid Zone Hydrology. UNESCO/Paris 1953, S. 203–210.
- Mensching, H.: Glacis – Fußfläche – Pediment. – Z. f. Geomorph., NF. 2. 1958, S. 165–186.
- Mensching, H.: Zur Geomorphologie Südtunesiens. Z. f. Geomorph., NF. 8. 1964, S. 424–439.
- Mensching, H.: Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. – Geol. Rundsch., Bd. 58. 1968/1969, S. 62–82.
- Mensching, H.: Inselberge, Pedimente und Rumpfflächen im Sudan (Republik). Ein Beitrag zur morphogenetischen Sequenz in den ariden Subtropen und Tropen Afrikas. Z. f. Geomorph., Suppl. 30. 1978, S. 1–19.
- Meteorological Department, Amman/Jordanien: Meteorologische Rohdaten, (unveröffentlicht).
- Motts, W. S.: Hydrologic types of playas and closed valleys and some relations of hydrology to playa geology in Neal, J. T. (Hrsg.) 1965a, Geology, Mineralogy and Hydrology of U. S. playas. – Air Force Cambridge Research Laboratories Paper 96. 1965, S. 73–104.
- Müller, G. & Raith, M.: Methoden der Dünnschliffmikroskopie. – Clausthal 1981.
- Natural Resources Authority, Water Department (Amman/Jordanien): Meteorologische Rohdaten. (unveröffentlicht).
- Natural Resources Authority, Water Department (Amman/Jordanien): Beschreibung Rohdaten der Wasserbohrungen. (arabisch, unveröffentlicht).
- Nimry, Y. & Haddadin, M.: Glass Sand of Ras en-Naqab. – Natural Resources Authority. Amman 1970.
- Ollier, C. D.: Spheroidal weathering, Exfoliation and Constant Volume Alteration. Z. f. Geomorph., NF. Bd. 11. 1967, S. 103–108.

- Osborn, G. & Duford, J. M.: Geomorphological Processes in the Inselberg Region of South-Western Jordan, *Palestine Exploration Quarterly*, Vol. 113, London 1981, S. 1–17.
- Penck, A.: *Morphologie der Erdoberfläche*. Stuttgart 1894.
- Pettijohn, F. J. & Potter, P. E. & Siever, R.: *Sand and Sandstone*. New York/Heidelberg/Berlin 1973.
- Pettijohn, F. J.: *Sedimentary Rocks*. New York/Evanston/San Francisco/London. 3. Aufl. 1975.
- Picard, L.: Structure and Evolution of Palestine, *Bull. Geol. Dep. Hebrew University*, IV, No. 2–4. Jerusalem 1943, S. 1–134.
- Quennell, A. M.: *Geological Map of Jordan (East of the Rift Valley) 1:250000*, Blätter Amman, Karak und Ma'an. Amman 1956.
- Quennell, A. M.: The Geology and Mineral Resources of (former) Trans-Jordan. – *Colonial Geology and Mineral Resources*, 2, 1951. London 1951, S. 85–115.
- Richter, R.: Das Kambrium am Toten Meer und die älteste Tethys. *Abh. der Senckenberg. Naturf. Ges.*, 460. 1914, S. 1–50.
- Russegger, I.: *Reisen in Europa, Asien und Afrika*. 3. Band: *Reisen in Unterägypten, auf der Halbinsel Sinai und im gelobten Lande*. Stuttgart 1847.
- Saket, S. & Tal, A. & Sabbah, A.: *Engineering geological study for Ras en-Naqab escarpment along Ma'an-Aqaba Road*. – *Natural Resources Authority*, Amman 1971.
- Schattner, I.: Weathering Phenomena in the Crystalline of Sinai in the current notions, *Bull. Res. Counc. Israel*. 10. 1969, S. g. 247–266.
- Shaw, S. H.: *Southern Palestine Geological Map on a scale of 1:250000 with Explanatory Notes*. No. 4. Govt. Printer, Govt. of Palestine, Jerusalem 1947.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P.: *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart 1970.
- Seegerstrom, K. & Henriquez, H.: Cavities or 'Tafoni' in rock faces of the Atacama Desert, Chile. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 501 c. 1964, S. 121–125.
- Selley, R. C.: *Sedimentology of Nubian Sandstone in the Southern Desert of Jordan*. Amman 1970.
- Selley, R. C.: Diagnosis of marine and non-marine environments from the Cambro – Ordovician Sandstones of Jordan, *Journal of the Geological Society*, Vol. 128, No. 2. 1972, S. 135–150.
- Simpson, D. R.: Exfoliation of upper Pocohantas Sandstone, Mercer County, Westvirginia. – *Am. Jour. Sci.* Vol. 242. 1964, S. 545–551.
- Survey of Palestine: *Topographical Map of South Levant 1:100000 Sheet N.H.36.R.4*, London 1943.
- Survey of Palestine: *Topographical Map of South Levant 1:100000 Sheet N.H.36.R.3*, London 1944.
- Survey of Palestine: *Topographical Map of South Levant 1:100000 Sheet N.H.36.R.2*, London 1945.
- Survey of Palestine: *Topographical Map of South Levant 1:100000 Sheet N.H.36.R.1*, London 1946.
- Vita-Finzi, C.: Observation on the late Quaternary of Jordan. – *Palestine Exploration Quarterly* Vol. 96 No. 1, Jan.-July. London 1964, S. 19–33.
- Vossmerbäumer, H.: *Allgemeine Geologie*. Stuttgart 1976.
- Twidale, C. R.: *Structural Landforms*. Cambridge, Mass. 1971.
- Twidale, C. R.: *Geomorphology with special Reference to Australia*. Melbourne/Sydney 1980.
- Wagenaar, H. P.: Over verweeringsholten in diorietblokken op Aruba. – *Die westindische Gids* XX, 12. Gravenhage 1938.
- Walter, W.: *Neue morphologisch-physikalische Erkenntnisse über Flugsand und Dünen*. – *Rhein-Mainische Forsch.* 31. Frankfurt 1951.

Wissman, H. v.: Über seitliche Erosion. Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung. (= Colloquium Geogr. 1.) Bonn 1951.

Wolfart, R.: Stratigraphie und Fauna des Ober-Ordoviziums (Caradoc-Ashgill) und Unter-Silur (unter-Llandovery) von SüdJordanien. Geol. Jb., 85. Hannover 1968, S. 517-564.

Tabelle 1: Mächtigkeitsanteil der Schichtenfolgen und Verfestigungsgrad der Gesteine (Kambrium und Ordovizium)

Quelle: Eigene Berechnung und allgemeine Daran der Schürfböhrungen (LLOYD, 1969, S. 8-25).

Schichtenfolge	relativer Verfestigungsgrad	Feldspat-Sandstein-Schichten %	Sonstige Sandstein-Schichten %	ton-siltische Schichten %	Eisen sandstein-Horizonte %	siltische Quarzite-Schichten %	Schieferonige siltische Schichten %	Summe Anteil %
Ober-Ordovizium	stark	--	28,7	--	--	--	--	28,7
	mittel	--	12,5	--	--	--	10,0	22,5
	schwach	--	--	--	--	--	48,8	48,8
Mittel-Ordovizium	stark	--	19,6	--	0,6	55,4	--	75,6
	mittel	--	19,2	--	--	--	--	19,2
	schwach	--	5,2	--	--	--	--	5,2
Unter-Ordovizium	stark	--	--	0,2	--	--	--	0,2
	mittel	--	29,8	--	--	--	--	29,8
	schwach	--	70,0	--	--	--	--	70,0
Oberkambrium	stark	4,4	39,9	--	3,1	--	--	47,7
	mittel	6,5	25,3	5,3	--	--	--	37,1
	schwach	11,8	3,4	--	--	--	--	15,3
Unterkambrium	stark	60,3	1,8	0,6	0,3	--	--	63,0
	mittel	27,7	--	--	--	--	--	27,7
	schwach	9,3	--	--	--	--	--	9,3
								100%

Tabelle 2: Mineralische Zusammensetzung des Kambriums, des Ordoviziums und des Silurs. Mikroskopische Analyse von Dünnschliff-Präparaten, durchgeführt vom Verf. in Zusammenarbeit mit B. Amierah (Geologisches Institut der Universität Braunschweig). Mittelwerte aus sieben Messungen von jedem Dünnschliff (vgl. Tab. 4). Fehlergrenze: 2 %.

	Bestandteile Schichten	Quarz	Feldspat	B i n d e m i t t e l			Zwischenmasse*	Schwer- mineralien	Glimmer	
				Kaolin	Serizite	Karbonat			Muskovit	Biotit
Silur	S	73,7	13,2	1,6	--	--	7,4	3,6	0,7	--
	S ₂	71,0	12,0	1,0	--	--	8,0	1,0	7,0	--
Ordovizium	O ₁ Sandstein	74,3	6,0	1,0	--	2,0	14,6	1,5	--	0,6
	O ₂	92,0	--	--	0,4	2,4	1,0	4,2	--	--
	O ₃	84,0	1,5	4,5	0,3	2,3	6,3	0,7	--	--
Kambrium	Eisensandstein- Schichten	75,6	2,3	11,0	--	--	8,4	0,7	--	2,0
	Ton-Siltitische Schichten	59,0	1,6	24,3	1,5	--	12,0	1,0	0,2	0,4
	Sonstiger Sandstein	78,0	2,9	4,3	0,2	1,0	13,0	0,5	0,1	--
	Feldspat- Sandstein	66,0	20,2	6,0	0,6	--	5,3	1,5	0,4	--

*: Zwischenmasse ist in Eisensandstein-Schichten des Kambriums und des Silurs Ferro-Ton; im Sandstein des Ordoviziums Kalk-Ferro-Mangan.

Tabelle 3: Niederschläge im Untersuchungsgebiet

Station	Beobach- tungszeit- raum	Mittelwerte	Maximalwerte	Minimalwerte	Variations- koeffizient in %
		des jährli- chen Nieder- schlags in mm	des jährli- chen Nieder- schlags in mm	des jährli- chen Nieder- schlags in mm	
Ras en-Nagab	o.A. (14 Jahre)	139	254	64	36
el-Quwaira	1966-1983	58	129	17	74
ed-Dise	1965-1975	45	93	14	67
el-Mudwara	1951-1975	20	58	0	80

Quelle: Rohdaten der „WATER AUTHORITY“ Amman.

Die Daten der Ras en-Nagab nach LLOYD, 1969, S. 48.

Tabelle 4: Mineralische Zusammensetzung und Porosität von Sandstein-, Eisensandstein- und tonig-siltischen Schichten des Kambriums und des Unterordoviziums

Probe-Nr.	Porosität in %	Mineralische Zusammensetzung (mikroskopische Analyse) in %							Zirkon	Glimmer
		Quarz	Feldspat	Kaolin	Bindemittel			Schwerminerale		
					Serizite	Zwischenmasse	Karbo-nat			
1	6,5	75	19	4	—	2	—	—	—	—
2	5,8	57,5	26,5	7	—	1	—	5,7	2,3	—
3	7	60,5	28,5	4	—	7	—	—	—	—
4	7	73,6	18,4	4	1	3	—	—	—	—
5	8	65,3	20,7	9	—	5	—	—	—	—
6	6	67	16	8	2	7	—	—	—	—
7	6,8	63	13	6	1	12	—	2	—	3
11	6,3	78	3	5	—	11	1,5	1	—	0,5
12	7,5	74	2	3	—	19	2	—	—	—
13	6	74,5	—	1	—	21	1,2	2,3	—	—
14	10,5	9,5	—	—	—	8	0,5	—	—	—
15	8	76	3	8	1	12	—	—	—	—
16	6,4	72,5	5	7	—	13	0,5	2	—	—
17	6,5	77	6	4	—	11	1	1	—	—
18	9	80	4	6	—	9	1	—	—	—
21	10	59	4	25	5	7	—	—	—	—
22	14	63,4	3,4	18	—	10	—	1,2	—	4
23	15	52,6	—	24	—	20	—	3,4	—	—
24	15	58	2	31	1	9	—	—	—	—
25	9	64	—	20	1	15	—	—	—	—
26	11	57	—	27	2	13	—	1	—	—
31	2,5	71	1	17	—	10	—	—	—	1
32	2,5	72	6	11	—	8	—	—	—	3
33	3	84	—	5	—	7	—	—	2	2
41	18	84	2	2	1	6	4,5	0,5	—	—
42	14	86,5	1	3	—	8	0,5	1	—	—
43	13	91,5	—	3	—	5	0,5	—	—	—
44	17	84	4	4	1	5	1	1	—	—
45	15	87	—	3	—	7	2	1	—	—
46	12	90	2	2	1	2	1	2	—	—
51	11	82,5	—	8	—	7	0,5	2	—	—
52	9	77	3	6	—	12	2	—	—	—
53	13	85	—	5	—	6	4	—	—	—
54	12	79	—	7	—	10	3	1	—	—
55	15	78	4	6	—	12	6	—	—	—

Ferrogeneous-Ton

1–7 Feldspatsandstein

11–18 Sonstiger Sandstein

21–26 Ton-siltische Schichten

31–33 Eisensandsteinhorizonte

Kambrium

41–46 Schwach verfestigter Sandstein

51–55 Mittelstark verfestigter Sandstein

Unterordovizium

Lage der Proben: siehe Abb. 9.

Durchführung der Analysen: siehe S. 90.

Tabelle 5: Größenverteilung von Tafoni in Kambrium-Gesteinen des Untersuchungsgebiets

	< 5 cm	6 – 25 cm	25 – 45 cm	45 – 65 cm	65 – 85 cm	85 – 105 cm	105 – 125 cm	> 125 cm
Tiefe	1	13,0 %	85,0 %	2,0 %	18,6 %	12,8 %	2,9 %	1,4 %
	2		30,0 %	34,3 %	28,0 %	17,0 %	9,0 %	6,0 %
	3	0,5 %	12,0 %	23,5 %	28,0 %	17,0 %	9,0 %	6,0 %
Breite	1	27,0 %	58,0 %	15,0 %	18,3 %	12,1 %	9,0 %	3,0 %
	2	7,6 %	27,3 %	16,7 %	23,0 %	20,0 %	6,0 %	9,0 %
	3	1,0 %	17,0 %	19,0 %	23,0 %	20,0 %	6,0 %	9,0 %
Höhe	1	22,0 %	78,0 %					
	2	4,7 %	48,3 %	26,6 %	11,0 %	9,4 %		
	3	0,5 %	13,1 %	20,0 %	18,2 %	20,2 %	17,0 %	8,0 %
								3 %

1) Starke Schichtabhängigkeit – Honigwabern – (Angaben aus 200 Messungen).

2) Keine strenge Schichtabhängigkeit (Angaben aus 180 Messungen).

3) Keine Schichtabhängigkeit feststellbar (Angaben aus 185 Messungen).

Je weniger eine strenge Schichtbindung zu bemerken ist, desto tiefer, breiter und höher sind die Tafoni. Eine strenge Schichtabhängigkeit setzt dem Wachstum der Hohlformen offensichtlich Grenzen.

Tabelle 6: Zusammenhang zwischen Tafoni-Ausprägung und Exposition. Als Maß für die Markanz der Aushöhlung diente der Quotient aus innerer (h_i) und äußerer Höhe (h_a). Mittelwerte aus 120 Messungen in den jeweils stratigraphisch gleichen Lagen des Kambriums (Hänge von el-Hadabah-elHamra, Utayyed, el-Chasali, Dschebel Ruman, Mahlaba).

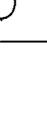
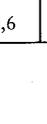
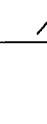
Exposition	h_a/h_i	typische Form	
N	2		
S	0,7		
E	0,4		
W	0,6		

Tabelle 7: Karbonatgehalt verschiedener Sandsteinschichten im Untersuchungsgebiet, Probenahme ca. 40 cm von der Gesteinsoberfläche im bergfrischen Gestein, Messung mit Scheibler-Gerät

Mittelwerte	Extremwerte	Entnahmeort und Probenzahl	
0,1 %	0,0 - 0,5 %	Batn el-Ghul, 4 Proben aus bunter Sandsteinschicht	Unterkreide
0,2 %	0,1 - 0,9 %	Wadi el-Tamam, Wadi Tudayyed, 5 Proben aus weißer Sandsteinschicht	(Kurnub-Sandstein)
0,0 %	0,0 %	Tlal Amierah und Ammar, 6 Proben aus schiefer-tonigen Sandsteinschichten	Ober-Silur
0,8 %	0,6 - 5 %	Sahl el-Chariem, 5 Proben aus Sabellarifex-Sandsteinschicht	Unter-Silur
0,3 %	0,2-0,8 %	Dschebel Umm-Chalfan und Churm el-Ghuslan, 4 Proben aus gebankter Sandsteinschicht	Ober-Ordovizium
0,0 %	0,0 %	Dschebel Umm-Chalfan und Churm el-Ghuslan, 3 Proben aus schiefer-tonigen Schichten	
0,0 %	0,0 %	Dschebel Umm-Dfuf und Dschebel el-Ghuslan, 4 Proben aus braunem, gebanktem Sandstein	Mittel-Ordovizium
1,3 %	0,6 - 2,4 %	er-Rachamtein, Tal Ageimer, Chor el-Ajram, 7 Proben aus schwach verfestigter Schicht	Unter-Ordovizium
2,2 %	0,6 - 3,4 %	Dschebel el-Jell und Qa'ed-Dise-Bereich, 6 Proben aus mittelstark verfestigter Sandsteinschicht	
0,4 %	0,2 - 0,6 %	Chor Ram, el-Hadabah el Hamra el-Chasa'li, 5 Proben aus massigen Sandsteinschichten	K
0,2	0,0 - 0,4 %	Dschebel el-Marsad, Dschebel Mahlaba, Dschebel Roman, 4 Proben aus gebankter Sandsteinschicht	P B
0,3 %	0,1 - 0,4 %	Ram-Station-Bereich, et-Taqtaqeyyeh, el-Hadabah el-Hamra und Humeina-Bereich, 6 Proben aus Arkosesandstein	D T
0,3 %	0,1 - 0,4 %	U'tayyed, U'tud und Tlal el-Quereini-fat, 6 Proben aus Feldspat-Sandstein	T
0,0 %	0,0 - 0,1 %	et-Taqtaqeyyeh, el-Hadabah el-Hamra und Dschebel Roman, 4 Proben aus toniger Schicht	F B
0,0 %	0,0 %	el-Taqtaqeyyeh und Ram-Station-Bereich, 2 Proben aus Eisenhorizonten	

Tabelle 8: Porenvolumen verschiedener Schichten des Kambriums und des Unterordoviziums

Herkunft der Proben	Art der Schicht	Zahl der Proben	Mittelwerte	Extremwerte
Unter- ordovizium	massiger, schwach-verfestigter Sandstein	6	14,8	12 - 18
	massiger, mittelstark verfestigter Sandstein	5	12	9 - 15
Kambrium	massiger Sandstein	4	7,6	6 - 10,5
	gebankter Sandstein	4	7,4	6,4 - 9
	Sandstein mit hohem Feldspatanteil	7	6,7	5,8 - 8
	Ton-Silt-Linsen und Schicht	6	12,3	9 - 15
	Eisenhorizonte	3	2,7	2,5 - 3

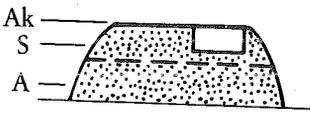
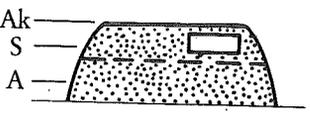
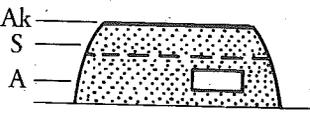
Tabelle 9: Oberflächenparallele Schwächezonen und ihre Abhängigkeit von der Porosität des Muttergesteins (Mittelwerte aus 5 Proben je Meßreihe). Die Proben wurden alle 3 cm von außen nach innen entnommen.

Gesteinsschichten	Porosität des Anstehenden	Tiefe der Schwächezone	Karbonatgehalt der Schwächezone	Karbonatgehalt im Anstehenden (in 35 cm Tiefe)
Unterordovizium (verfestigte Schicht)	9%	3-18 cm	0,2%	0,6%
Unterordovizium (wenig verfestigte Schicht)	14%	3-24 cm	0,7%	2,0%
Oberkambrium	6%	3-12 cm	0,0%	0,2%
Unterkambrium	9%	3-18 cm	0,0%	0,2%

Tabelle 10: Oberflächenparallele Schwächezonen und ihre Abhängigkeit von der Exposition: Mittelwerte aus 10 Proben je Meßreihe; Neigung der Hangabschnitte 70° - 80°

Hangexposition	Tiefe der Schwächezone	
	im kambrischen Sandstein	im ordovizischen Sandstein
N	12 cm	18 cm
S	9 cm	12 cm
E	9 cm	12 cm
W	11 cm	15 cm

Tabelle 11: Zur Schutzfunktion der Kruste im Gestein des Unterordovizium: Zerkleinerung von Gesteinsblöcken beim Herabrollen von einem 10 m langen Hangstück mit 49° Neigung (Mittelwerte aus jeweils drei Messungen). Der Versuch wurde am unteren Teil des nördlichen Hanges von el-Rachamtein, etwa 9 km südöstlich von Quweira durchgeführt.

Material der Blöcke	Maße der Blöcke	Maße des jeweils größten Trümmerblocks	Zerkleinerungsverhältnis (Anteil des größten Trümmerblocks am Gesamtvolumen)
Außenkruste mit Schwächezone 	38 x 30 x 15 cm	13 x 9 x 6 cm	1 : 24
Schwächezone (Außenkruste abgetrennt) 	38 x 30 x 15 cm	9 x 8 x 5 cm	1 : 48
Anstehendes Gestein 	38 x 30 x 15 cm	11 x 8 x 5 cm	1 : 39

Ak = Außenkruste, S = Schwächezone, A = Anstehendes Gestein.