

## Verkarstung und Grundwasser im As Summan Plateau (Saudi Arabien)

*Karstification and Groundwater in the As Summan Plateau (Saudi Arabia)*

H. HÖTZL (Karlsruhe)<sup>1)</sup>, S. WOHNLICH (München)<sup>2)</sup>, J. G. ZÖTL &  
R. BENISCHKE (Graz)<sup>3)</sup>

Unter Mitarbeit von

A. K. AL-SAAFIN (Dhahran), T. A. BADER (Dhahran), H. S. EDGELL (Dhahran),  
G. FUCHS (Graz), M. A. GEYH (Hannover), O. IRTEM (Dhahran),  
Z. KIDWAI (Dhahran), F. QUIEL (Stockholm), W. RAUERT (München),  
K. S. SHEIK (Dhahran), W. STICHLER (Wien), V. WEISSENSTEINER (Graz) &  
M. WOLF (München)

### Inhalt

	Seite
1. Einleitung.....	8
2. Die Grundwasservorkommen Nordost Saudi Arabiens.....	9
2.1. Übersicht.....	9
2.2. Der Umm er Radhuma Aquifer.....	12
3. Geologie des As Summan Plateaus.....	14
3.1. Abgrenzung des Untersuchungsgebietes.....	14
3.2. Geologisch tektonischer Rahmen.....	15
3.3. Geologische Schichtfolge.....	16
4. Landschaftsentwicklung und Landformen.....	17
4.1. Morphogenese des As Summan Plateaus.....	17
4.1.1. Präneogene Anlage.....	17
4.1.2. Einfluß der neogenen Sedimentation.....	21
4.1.3. Entwicklung der rezenten Landformen.....	23
4.2. Geomorphologische Kartierung.....	25
4.2.1. Luftbilddauswertung und Geländeaufnahmen.....	25
4.2.2. Morphologische Leitstrukturen.....	26
4.2.2.1. Miozäne Altfläche.....	26
4.2.2.2. Ältere Hauptterrasse.....	30
4.2.2.3. Jüngere Hauptterrasse.....	33

<sup>1)</sup> Prof. Dr. H. HÖTZL, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Karlsruhe, Postfach 6980, D-76128 Karlsruhe.

<sup>2)</sup> Prof. Dr. S. WOHNLICH, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-80333 München.

<sup>3)</sup> Prof. Dr. J. G. ZÖTL & R. BENISCHKE, Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Joanneum Research, Elisabethstraße 16/II, A-8010 Graz, Austria.

4.2.2.4. Jüngstes Entwässerungssystem .....	36
4.2.2.5. Sanddünen und Flugsanddecken.....	36
4.3. Oberflächliche Karstformen im Bereich des As Summan Plateaus ...	38
4.3.1. Kleinformen der Verkarstung.....	38
4.3.2. Größere Karstphänomene .....	40
4.3.2.1. Dolinen.....	39
4.3.2.2. Karstschächte .....	44
4.3.2.3. Karstsenken und Poljen .....	44
5. Hydrologie.....	48
5.1. Hydrologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes.....	48
5.1.1. UER mit Tsm-Überlagerung (I).....	49
5.1.2. Erodierte UER-Flächen (II).....	49
5.1.3. Sanddünengebiete (III).....	52
5.2. Auswahl von Testgebieten .....	52
5.2.1. Testgebiet 4.....	53
5.2.2. Testgebiet 5.....	54
5.3. Meßergebnisse.....	56
5.3.1. Klima .....	56
5.3.2. Infiltration.....	57
5.3.3. Oberflächenabfluß .....	60
5.4. Wasserbilanz.....	64
6. Grundwasserverhältnisse.....	66
6.1. Ungespanntes Karstwasservorkommen .....	66
6.2. Hydrochemie .....	69
6.2.1. Allgemeine Anmerkungen.....	69
6.2.2. Feldmessungen .....	69
6.2.3. Brunnen und Wasserentnahmen .....	70
6.2.3.1. Bohrbrunnen von Shawyah.....	70
6.2.3.2. Bohrbrunnen von Hizwah.....	72
6.2.3.3. Bohrbrunnen von Ma'aqla.....	76
6.2.3.4. Bohrbrunnen von Al Aytaliyah.....	77
6.2.4. Zusammenfassung der hydrochemischen Verhältnisse des As Sulb Plateaus.....	77
6.3. Isotopenhydrologie (W. STICHLER & J. G. ZÖTL) .....	79
6.3.1. Wichtige Isotope des Wassers.....	79
6.3.1.1. Tritium.....	79
6.3.1.2. Deuterium (D = <sup>2</sup> H) und Oxygen-18 ( <sup>18</sup> O).....	80
6.3.2. Umweltisotope in As Summan Wasserproben.....	81
6.3.2.1. Tritium.....	81
6.3.2.2. Stabile Isotope.....	83
6.4. Vergleich mit den gespannten Wässern Ostarabiens .....	85
7. Feuchtere Klimaperioden des Quartärs in Ostarabien und ihre Bedeutung für das Grundwasser.....	90
7.1. Holozän.....	90
7.2. Jungpleistozän.....	92
7.3. Mittel- und Altpleistozän.....	94
8. Speläologische Untersuchungen (R. BENISCHKE, G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER) .....	94

8.1. Allgemeine Anmerkungen.....	94
8.1.1. Ziele der speläologischen Untersuchungen.....	94
8.1.2. Methodik.....	95
8.1.3. Der Höhlenkataster.....	97
8.1.4. Positionen und Vermessungsdaten der untersuchten Höhlen.....	98
8.2. Speläologische Untersuchungen in Saudi Arabien – ein Überblick ..	98
8.3. Ausgewählte Höhlen als repräsentative Typusbeispiele.....	104
8.3.1. Topographische Anmerkungen.....	104
8.3.2. UPM-CAVE (26-47-SW-B 1).....	104
8.3.2.1. Allgemeine Beschreibung (Plan B 1).....	104
8.3.2.2. Geospeläologie .....	105
8.3.3. OPEN-AIR-CAVE (26-47-SW-B 18) .....	116
8.3.3.1. Allgemeine Beschreibung (Plan B 18).....	116
8.3.3.2. Geospeläologie .....	117
8.3.4. H 4-CAVE (26-47-NW-H 4) .....	118
8.3.4.1. Allgemeine Beschreibung (Plan H 4).....	118
8.3.4.2. Geospeläologie .....	119
8.4. Zusammenfassende Charakteristik der übrigen Höhlen.....	120
8.5. Vergleich mit Höhlen anderer Karstgebiete .....	125
8.6. Geochronologische Untersuchungen .....	127
8.6.1. Allgemeine Anmerkungen.....	127
8.6.2. Altersbestimmung mittels Radiokohlenstoff (M. A. GEYH) ...	129
8.6.2.1. Methodik.....	129
8.6.2.2. Diskussion.....	131
8.6.3. Uran-Serien-Datierung (M. A. GEYH) .....	132
8.6.3.1. Methodik.....	132
8.6.3.2. Diskussion.....	133
8.6.3.3. Zusammenfassung .....	133
8.6.4. Altersbestimmungen mit Radiokohlenstoff von Proben aus dem Shawyah-Gebiet und Vergleich mit früheren Daten (M. WOLF & W. RAUERT) .....	133
8.6.4.1. Vorbemerkungen .....	133
8.6.4.2. Diskussion.....	134
8.7. Faktoren der Speläogenese.....	135
8.7.1. Lithologische Faktoren.....	135
8.7.2. Einfluß der Tektonik und der Lagerungsbedingungen .....	136
8.7.3. Klimatologische und hydrometeorologische Faktoren .....	137
8.7.4. Andere Faktoren.....	138
8.8. Zur Speläogenese der Höhlen des As Summan Plateaus und ihre Beziehung zur Landschaftsentwicklung.....	138
9. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung .....	148
9.1. Wasserwirtschaftliche Problemstellung .....	148
9.2. Hydrogeologischer Befund .....	148
9.3. Künftiger Forschungsbedarf.....	150
Literatur.....	151
Summary .....	156
Dank .....	156
Liste der Mitarbeiter .....	157

## 1. Einleitung

Die sinnvolle Bewirtschaftung von Grundwasservorkommen in ariden Gebieten der Erde setzt eine genaue Kenntnis über das Wann und Wo der Grundwasserbildung voraus. Fossile Grundwasservorkommen werden im Sinne eines beschränkten Rohstoffvorkommens abgebaut und sind je nach Intensität der Förderung früher oder später erschöpft.

In Anbetracht der geringen und nur episodischen Niederschläge wird zunächst vielfach vermutet, daß es in den Wüstengebieten, wenn überhaupt, nur in der erdgeschichtlichen Vergangenheit während feuchterer Klimaphasen zum Aufbau derartiger Wasserressourcen kommen konnte. Vielfach wird übersehen, daß bei hydrogeologisch günstigen Möglichkeiten zur raschen Tiefensickerung auch unter ariden Bedingungen erhebliche Mengenanteile des infiltrierten Niederschlages der Verdunstung entzogen werden und zur echten Grundwasserneubildung beitragen können.

Derartig günstige Voraussetzungen liefern z. B. verkarstete Gesteinsbereiche. Im E der Arabischen Halbinsel bildet die verkarstete Umm er Radhuma Formation den bedeutendsten Grundwasserleiter. Im Rahmen eines internationalen Forschungsprojektes sollten Umfang und Mechanismen der aktuellen Grundwasserneubildung untersucht werden. Dazu sollten Teilbereiche der Ausstrichsflächen beispielhaft herausgegriffen und exemplarisch einer Wasserbilanzierung unterzogen werden. Die Durchführung systematischer Untersuchungen eines sorgfältig ausgewählten Areal mit dem Ziel einer Übertragbarkeit der Arbeitsmethoden und einer Vergleichbarkeit der Parameter auf weite Bereiche gleicher oder ähnlicher Verhältnisse setzt die Kenntnis großräumiger Gegebenheiten voraus.

Diese Voraussetzung war im vorliegenden Fall vorhanden. Eine Arbeitsgemeinschaft von Geowissenschaftlern saudiarabischer (King Fahd University of Petroleum and Minerals in Dhahran, kurz KFUPM), deutscher (Universität Karlsruhe) und österreichischer (Österreichische Akademie der Wissenschaften) Institutionen führte schon in den siebziger Jahren gemeinsam quartärgeologische Feldaufnahmen in repräsentativen Gebieten der Arabischen Shelf Plattform und den großen Wadis am Ostrand des Arabischen Schildes durch (1973–1975). In den folgenden Jahren (1976–1978) folgten Befahrungen der Landschaften des Arabischen Schildes im W der Arabischen Halbinsel, der Küstenebene des Roten Meeres sowie des Ausstrichbereichs der großen Sandsteinaquifere im N der Halbinsel (paläozoische Tabuk- und Saq Formationen). Zusätzliche Erkenntnisse konnten im Rahmen des gemeinsam von der KFUPM und der Universität Karlsruhe durchgeführten Roten Meer Projektes mit ergänzenden Geländeaufnahmen (1982–1987) entlang der Roten Meerküste sowie im Arabischen Schild (H. J. BAYER et al., 1988; H. HÖTZL & B. H. PURSER, 1988; H. HÖTZL et al., 1989) gewonnen werden.

Die Ergebnisse der aufgezählten quartärgeologischen Befahrungen sind in zwei Bänden „Quaternary Period in Saudi Arabia“ gesammelt, wobei Band 1 (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978) Zentral- und Ost-Saudi Arabien, Band 2 (A. R. JADO & J. G. ZÖTL, 1984) den W und N des Königreiches behandelt. In beiden Bänden fand das As Summan Plateau teils als potentiell quartärgeologisches Forschungsgebiet, teils ob seiner hydrogeologischen Stellung als Einzugsgebiet des bedeutendsten Süßwasseraquifers des E der Halbinsel eine ausführliche Beschreibung.

In Anbetracht der in den achtziger Jahren in Arabien gewaltig gestiegenen Exploration von Grundwässern wurde von den Projektpartnern, der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Präsident Dipl.-Ing. Dr. mont. Dr. hc. E. PLÖCKINGER), der King Fahd University of Petroleum & Minerals in Dhahran (Vizeminister und Rektor Dr. BAKR ABDULLAH BAKR) sowie der Universität Karlsruhe (Rektor Prof. Dr. H. KUNLE) beschlossen, die erfolgreiche jahrelange Kooperation mit dem Forschungsprojekt „Karstphenomena of the Arabian Shelf Platform and their Influence on Underground Aquifers“ fortzusetzen. Der Vertrag wurde im Jänner 1986 unterschrieben und die Arbeiten bereits im Frühjahr dieses Jahres mit der ersten Feldkampagne eingeleitet. In einem der Vertragspunkte wurde festgehalten, daß die Publikationen in englischer Sprache seitens der KFUPM, Publikationen in deutscher Sprache vom europäischen Partner federführend wahrgenommen werden.

## 2. Die Grundwasservorkommen Nordost Saudi Arabiens

### 2.1. Übersicht

Die paläozoische bis känozoische Schichtfolge des Sedimenttroges zwischen dem Arabischen Schild im W und dem Zagros Gebirge im E enthält wichtige Grundwasserleiter (Fig. 2.1), die im Bereich der heutigen Arabischen Schelftafel eine z. T. intensive Nutzung erfahren.

Der Zeitraum der Sedimentation, die Mächtigkeit der Schichten und ihre lithologische Zusammensetzung ist der Tab. 2.1 zu entnehmen. Schon aus diesen Angaben ist zu ersehen, daß die dem untersten Tertiär (Paläozän bis Unteres Eozän) zugehörige Umm er Radhuma Formation, die größte Mächtigkeit der känozoischen Ablagerungen, günstige lithologische Bedingungen und eine gute Transmissivität aufweist. Die wasserwirtschaftliche Bedeutung dieses Aquifers wird weiter unten näher beschrieben.

Im Gegensatz zu den orogenen Bereichen am Ostrande der Arabischen Platte fehlen im Bereich der Arabischen Schelftafel größere tektonische Deformationen. Die Schichtfolge fällt flach nach E und NE in Richtung auf das Zagros Gebirge hin ein. Mit zunehmender Annäherung an diese Subduktionszone der Arabischen unter die Persische Platte ist eine flachwellige Deformation zu beobachten, die sich in annähernd N-S-ausgerichteten Antiklinalen bemerkbar machen. Wenig beachtet wurden bislang sekundäre Strukturen, die örtlich die Grundwasserbewegungen einer Region wesentlich beeinflussen können. Es handelt sich um Lösungssackungen im Bereich evaporitischer Ablagerungen der Arab, Hith, Aruma, Umm er Radhuma und Rus Formation (F. BAKIEWICZ, D. M. MILLNER & M. NOORY, 1982, p. 106). Nicht ganz kann F. BAKIEWICZ, D. M. MILLNER & M. NOORY (1982) gefolgt werden, wenn sie Escarpments von mehr als 1000 km Länge nur auf diese Lösungsvorgänge zurückführen (1982, p. 110, Fig. 3). Vielmehr handelt es sich in wesentlichen Bereichen um eine typische denudativ geformte Schichtstufenlandschaft. Die Auslaugung evaporitischer Serien kann hierbei die Rückverlagerung der Schichtstufen begünstigen.

Von den einzelnen Grundwasserleitern der Schichtfolge kommt den paläozoischen Sandsteinen vor allem im Ausstrichsbereich in der Umrahmung des Schildes sowie

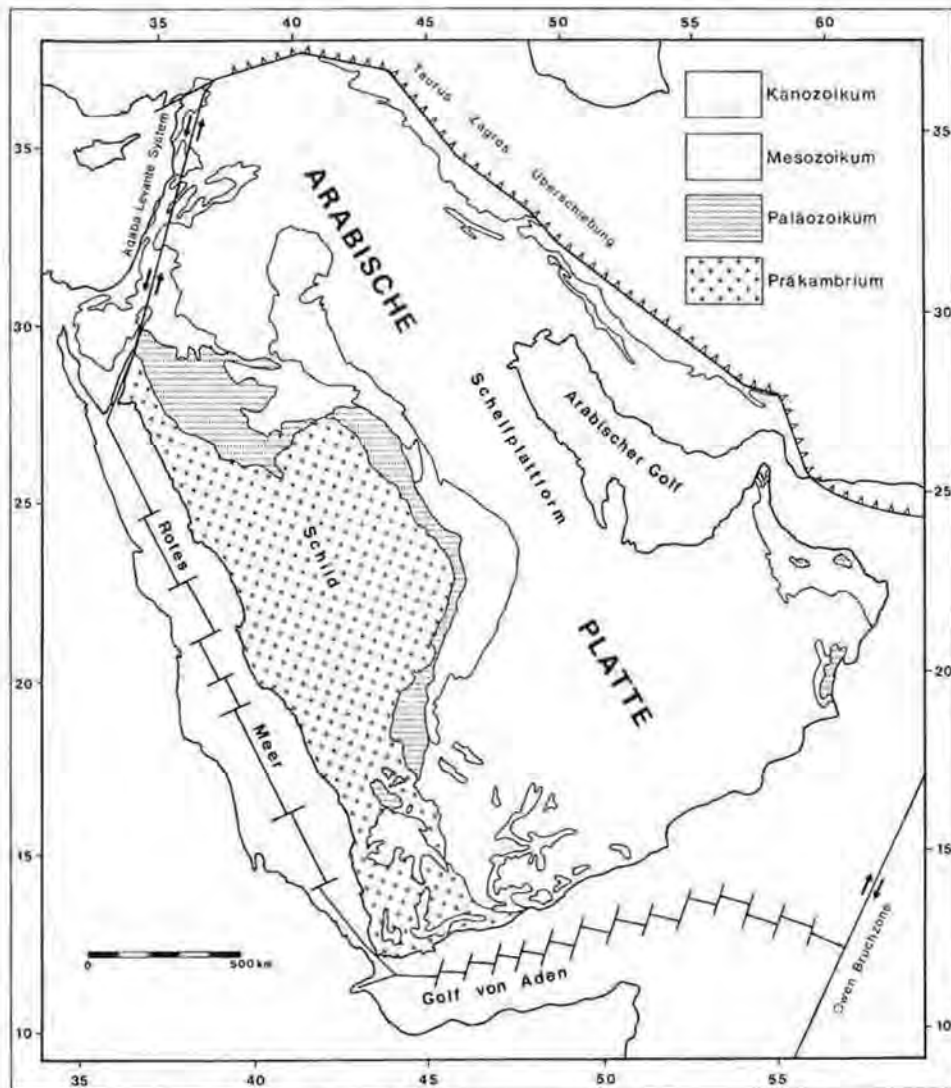


Fig. 2.1: Geologisch-tektonische Übersicht der Arabischen Halbinsel nach H. J. BAYER et al. (1988).

in der Beckenstruktur des nordwestarabischen Raumes größere Bedeutung zu. Nach E nimmt mit zunehmender Überlagerung die Transmissivität ab und der Salzgehalt der Wässer steigt rasch an. Gleiches gilt für den mesozoischen Minjur-Aquifer. Jedoch werden im Raum von Riyadh für die Wasserversorgung aus diesem Sandsteinaquifer noch Wässer aus 1000–1400 m Tiefe gefördert. Für die Verwendung als Trinkwasser muß die Mineralisierung reduziert und die Temperatur ( $70^{\circ}\text{C}$ ) abgekühlt werden.

In der zentralarabischen Schichtstufenfolge des Juras sind es z. T. verkarstete Kalke. Die wasserwirtschaftliche Bedeutung der Grundwasserführung ist eher gering. Zwar finden sich in den unterkretazischen Serien zusammen mit der oberjurassischen Hith-Formation nicht unerhebliche Grundwasservorräte, die z. T. in riesigen Einsturz-

Tab. 2.1: Übersicht über die jüngere Schichtfolge (Kreide bis Quartär) der Arabischen Schelftafel mit hydrogeologischen Erläuterungen.

Zeit		Formation	allgemeine lithologische Beschreibung	Mächtigkeit	Charakterisierung des Grundwasserleiters		
KÄNOZOIKUM	Tertiär	Pliozän u. Miozän	Alluvionen, Basalt	Kies, Sand, Ton, Basalt		Unterschiede in Quantität und Qualität abhängig vom Niederschlag; Basalt mit Wasservorkommen im westl. Arabien	
			Al Kharj	Kalke, lakustrisch Kalke, Gips	28 m	sog. neogener Aquifer	
			Hofuf	sandige Mergel u. sandige Kalke	95 m	kein zusammenhängender Aquifer, artesisch und nicht artesisch	
			Dam	Mergel, Schiefer, untergeordnet Sandsteine	91 m	gute Grundwasserleiter bei Al Hasa, Wadi Miyah und z. T. in den östlichen Provinzen	
	Eozän	Luter	Damman	Kalke u. Dolomite	33 m	Grundwasserleiter mit mittlerer Ergiebigkeit, z. T. artesisch oder nicht artesisch	
		Ypern	Rus	Mergel, Kreidekalkstein	56 m	Ergiebigkeit unbekannt	
	Paläozän	Thanet	Umm er Radhuma	Kalke	243 m	ergiebigster Aquifer in Saudi Arabien, hohe Transmissivität zwischen 500 000 und 3 mio gpd/ft	
		Mont		dolomitische Kalke			
	MESOZOIKUM	Kreide	Maastricht	Aruma	Kalke	142 m	geringe Ergiebigkeit mit milderer Wasserqualität
			Campan				
			Turon	Wasia (Sakaka)	Sandsteine	42 m	Ausstrich: geringe Ergiebigkeit bis trocken; östl. Provinzen hohe Ergiebigkeit artesisch und nicht artesisch; hydraul. Kontakt zu Biyadh-Formation
			Cenoman	Sandstein NW-Arabien)	untergeordnet Schiefer		
Apt			Biyadh	Sandsteine untergeordnet Schiefer	425 m	mittlere Ergiebigkeit, am Ausstrich hydraul. Kontakt zu Wasia-Formation	
Barreme							
Hauterive			Buwaib	biogene Kalkarenite arenitische Kalke	180 m	Ergiebigkeit gering bzw. unbekannt	
Valengian			Yamama	biogene Kalkarenite	46 m	Ergiebigkeit gering bzw. unbekannt	
Berrias		Sulaly	schiefrige aphanitische Kalke	170 m	Ergiebigkeit gering bzw. unbekannt		
Jura		Tithon	Hith	Anhydrite	90 m	hochmineralisiertes Grundwasser	
	Arab		Kalkarenite, kalkarenitische u. aphanitische Kalke	124 m	kein zusammenhängender Grundwasserleit geringe Ergiebigkeit, meist mineralisiert		

strukturen (Al Kharj, Aflaj) bedingt durch die Auslaugung im Bereich der tieferen Hith-Anhydrite zutage treten. Für die Trinkwassergewinnung, aber selbst für Bewässerungszwecke sind jedoch die Sulfatgehalte meist zu hoch.

Für den E Arabiens sind als Grundwasserleiter vor allem die über der Hith-Formation und damit auch über den dort erdölführenden Schichten des Juras folgenden, oberkretazischen und tertiären Schichten von Bedeutung. Zu nennen ist der Wasia-Sandstein (Obere Kreide), die Kalke und Dolomite der Umm er Radhuma Formation (Paläozän/Eozän), sowie einzelne kalkige Einschaltungen in der Dammam-Formation (Eozän) und sandige Partien in der Hadrukh und Hofuf Formation.

Der Wasia-Aquifer wird östlich von Ryadh für die Wasserversorgung der Hauptstadt genutzt, wobei das Grundwasser mit dem aus der Golfküste hochgepumpten entsalzten Meerwasser vermischt wird. Der für die ganze Ostprovinz Saudi Arabiens aber auch Qatars und Bahrains wichtigste Grundwasserleiter ist die Umm er Radhuma Formation, auf die nachfolgend noch näher eingegangen wird. Die darüberfolgenden mittelterziären und jungterziären Aquifere werden in der Küstenregion des Golfes genutzt. Ihr relativer Wasserreichtum resultiert z. T. aus der hydraulischen Verknüpfung mit der Umm er Radhuma Formation in den stärker beanspruchten und zerklüfteten Scheiteln der Antiklinalstrukturen.

## 2.2. Der Umm er Radhuma Aquifer

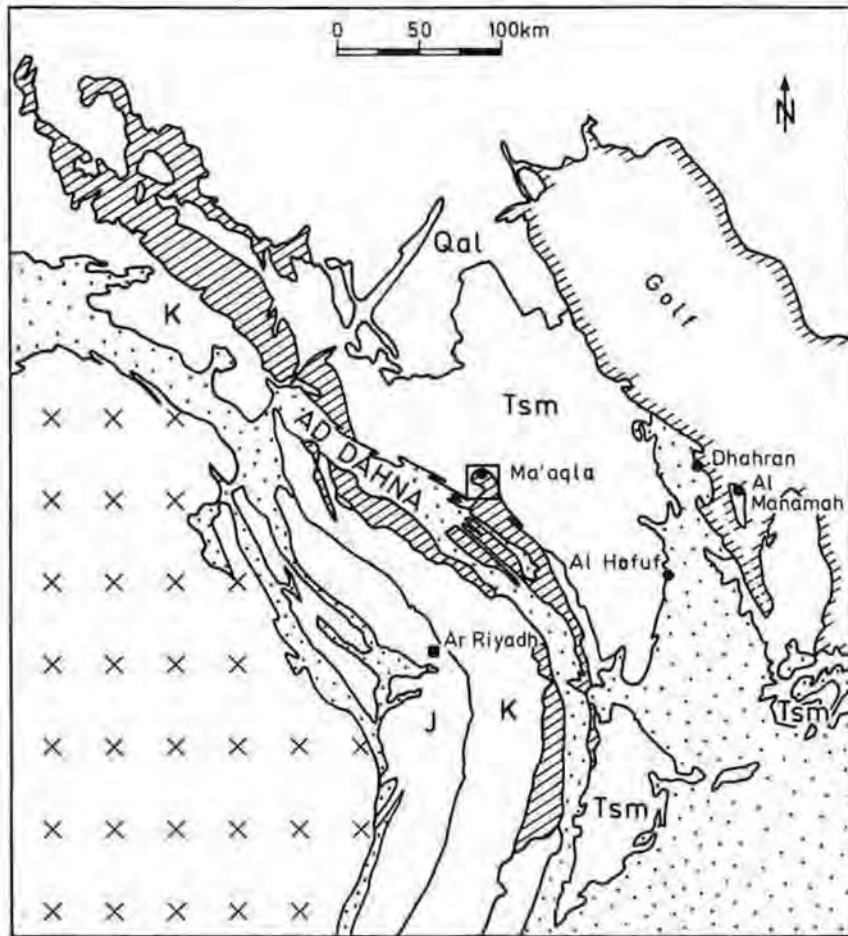
Die Ausstrichsflächen der Umm er Radhuma Formation (im weiteren Text UER genannt) zeigt Fig. 2.2. Es handelt sich um eine im zentralen Bereich Arabiens rund 40 km breite Zone, die leicht gebogen über eine N-S-Erstreckung von über 1000 km zu verfolgen ist. Die tatsächliche Ausdehnung ist sicher wesentlich größer, da die Karte mit der Nordgrenze des Königreiches Saudi Arabien abschließt und andererseits, am Kartenausschnitt nicht mehr enthalten, die UER im westlichen Teil der Südküste Omans wieder aushebt.

Nach A. I. NAIMI (1965) und F. BAKIEWICZ et al. (1982) ist die UER der wichtigste postkretazische Aquifer. Er wird als eine hydraulische, zusammenhängende Einheit in ganz E und NE Arabien betrachtet. Die Hauptzone der Wasserführung sieht A. I. NAIMI in der oberen Abfolge der Formation. Die hydraulischen Bedingungen wandeln sich von einem freien Wasserspiegel im Bereich der ausstreichenden UER-Schichten zu gespannten Grundwässern in den überdeckten zum Arabischen Golf hin einfallenden Schichten. In der Golfregion treten zahlreiche natürliche artesischen Quellen auf, deren Gesamtschüttung vor der Beeinflussung durch künstliche Grundwasserentnahmen auf über 100 m<sup>3</sup>/s geschätzt wurde (H. HÖTZL et al., 1977).

Mit der zunehmenden Tiefenlage des Aquifers gegen E ändert sich auch der Gehalt des Grundwassers an gelösten Stoffen. Die geringe Mineralisierung von einigen 100 ppm (mg/l) im Ausstrichsbereich der Kalke steigt bis zur Golfküste auf über 6000 ppm an. Nach A. I. NAIMI (1965, Fig. 9) liegen jedoch einzelne Zonen geringer Mineralisierung vor. Eine solche Zone erstreckt sich aus dem mittleren As Summan Plateau in Richtung auf Dammam (3000 ppm) und stellt einen Bereich bevorzugter Grundwasserabströmung dar. Im N an der Grenze zum Irak erfolgt die Zunahme der Salinität bereits auf wesentlich kürzerer Distanz (Zunahme von < 1000 ppm bis auf > 6000 ppm innerhalb von 100 km).

Das zuverlässige Angebot des UER-Aquifers wurde schon zu Beginn unserer ersten Befahrungen erkundet. Es bildete die Basis der Wasserversorgung der damals





LEGENDE:








- |   |   |                     |
|---|---|---------------------|
|  | Paläozoikum und Kristallin                | Arabischer Schild   |
|  | Jura                                      | } Arabischer Schelf |
|  | Kreide                                    |                     |
|  | Umm er Radhuma Formation (Paleozän-Eozän) |                     |
|  | Miozän-Pleistozän                         |                     |
|  | Quartär                                   |                     |
|  | Sanddünen                                 |                     |

Fig. 2.2: Geologische Karte NE-Arabiens mit der Ausstrichzone der Umm er Radhuma Formation.

bedeutendsten Siedlungen des Gebietes, wie des Aramco-Campus Dhahran, der Städte Abqaiq und Khobar und nicht zuletzt des überaus wasserintensiven Ausbaues des landwirtschaftlichen King-Faisal-Projektes in Haradh im Wadi As Sah'ba.

Haradh liegt an der einzigen Bahnlinie des Königreiches von Riyadh zur Hafenstadt Ad Dammam. Zwei Reihen von zusammen 52 großkalibrigen Bohrungen wurden hier in die UER-Formation in den siebziger Jahren niedergebracht. Damals reines Wüstengebiet, ist die Landschaft mit üppigem Bewuchs heute nicht wieder zu erkennen. Das z. T. artesisch gespannte Wasser entstammt nach den Analysen von C. JOB (1978, p. 130 ff.) der UER-Formation, die hier zwischen 87 und 223 m unter dem Wadiniveau liegt. Die durchschnittliche Mächtigkeit wird mit ca. 170 m angegeben. Das Ausstreichen des Aquifers beginnt etwa 70 km westlich, wird dort aber großteils von mächtigen Dünen überlagert. Das gesamte Einzugsgebiet wird mit 2660 km<sup>2</sup> angenommen. Isotopenmessungen von T. DINCER et al. (1974) zeigten, daß das Grundwasser aus den Bohrungen von Haradh einer Einsickerungsphase unter anderen Klimabedingungen entstammt. Da dasselbe für die Wässer der großen Quellen und Bohrungen von Al Hasa sowie für die neuen großen Wasserentnahmen im Wadi Al Miyah gilt, fand die Frage der Wasserbilanz des Aquifers und seiner eventuellen Neubildung steigendes Interesse.

Die Wasserversorgung der zu Großstädten angewachsenen Siedlungen mit Seehäfen und riesigen Flughafenbetrieben im E Arabiens stützt sich heute im wesentlichen auf Meerwasserentsalzungsanlagen. Die Leistungsfähigkeit dieses Versorgungssystems hat sich im letzten Golfkrieg (1990) bewährt, als innerhalb von Wochen die Wasserversorgung der alliierten Armee, mit Logistik und Hilfspersonal zusammen etwa eine halbe Million Menschen, zusätzlich zum schon bestehenden Bedarf sichergestellt werden konnte.

Das Grundwasser dient heute in erster Linie der landwirtschaftlichen Nutzung sowie der Versorgung kleiner Städte, ländlicher Siedlungen und von Verkehrsknotenpunkten.

### 3. Geologie des As Summan Plateaus

#### 3.1. Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Das As Summan Plateau ist Teil der Arabischen Schelfplattform. Letztere umfaßt die paläozoischen, mesozoischen und känozoischen Sedimentfolgen, die sich fast halbkreisförmig an die Aufdomung des Arabischen Schildes nach NE, E und SE anlagern. Das As Summan Plateau bildet hierbei den Teil, der an das von den mesozoischen Gesteinen aufgebaute zentralarabische Schichtstufenland anschließt. Es ist eine relativ wenig reliefierte Tafellandschaft, die eine Breite von 150–200 km einnimmt und von der Sandwüste der Großen Nafud im N über mehr als 900 km nach S bis zur Rub'Al Khali reicht. Dieses Plateau endet 50–70 km von der Golfküste entfernt an einer nach E bis zu 80 m abfallenden Steilstufe. Sie konnte im Rahmen der quartärgeologischen Untersuchungen dieser Arbeitsgruppe als Klifflinie einer pliozänen Meerestransgression erkannt werden (H. HÖTZL et al., 1978).

Das As Summan Plateau wird in verschiedene Teilbereiche untergliedert. Der westliche Teil im zentralen Abschnitt mit der Stadt Ma'aqla im Zentrum (vgl. Fig. 2.2) wird als das As Sulb Plateau bezeichnet, nach E schließt das Shedgum Plateau an.

Die weiteren geologischen und hydrogeologischen Ausführungen beziehen sich, auch wenn jeweils nicht ausdrücklich hingewiesen wird, in erster Linie auf dieses As Sulb Plateau mit dem Ausstrich der UER-Formation.

### 3.2. Geologisch tektonischer Rahmen

Die charakteristischen kontinentalen bis marinen Schelfsedimente erreichen im E Arabiens eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 3000 m. Die einzelnen Schichtfolgen streichen girlandenförmig um die Aufwölbung des Arabischen Schildes zutage. Unmittelbar an die kristallinen Gesteine des Schildes folgen die älteren paläozoischen Sedimentserien. Daran schließt die klassische Schichtstufenlandschaft im Zentrum der Arabischen Halbinsel mit den mesozoischen Schichtfolgen an. Den E der Arabischen Halbinsel nehmen die känozoischen Sedimentserien ein. Sie bilden auch das engere Untersuchungsgebiet im As Summan Plateau.

Die Lagerungsverhältnisse werden bestimmt durch die nach NE bis E abtauchende Arabische Platte, die im Bereich der Zagrosketten von der Persischen Platte überfahren wird. Der Andruck der aufschiebenden Persischen Platte hat eine nach W allmählich ausklingende Wellung der mächtigen, dem Kristallin aufliegenden Sedimentfolge ausgelöst, wobei evaporitische Serien durch ihre plastische Deformation und diapirartigen Aufstieg diese Deformation noch örtlich verstärkt haben.



Fig. 3.1: Arabische Schelfplattform mit Verlauf der wichtigsten Antiklinalstrukturen.

Sie ist die Ursache für vornehmlich N-S-streichende Sättel und Mulden im Bereich des Persischen Golfes und der anschließenden Arabischen Halbinsel. Von W nach E sind es mit zunehmender Amplitude die Ma'aqla Antiklinale, die Khurais-Juraybi'at Antiklinale, die Ghawar-Antiklinale und die Qatar-Antiklinale (Fig. 3.1). Kleinere Verwerfungen mit bruchhaften Absenkungen begleiten diese flachwelligen Deformationen vor allem in der Golf Region.

Diese Strukturen sind von großer wirtschaftlicher Bedeutung, weil sie als Erdölfallen die größten geschlossenen Erdölvorkommen der Erde beinhalten.

Die westlichste dieser Strukturen ist die antiklinale Aufwölbungszone von Ma'aqla im engeren Untersuchungsgebiet. Parallel zu den bedeutenderen Strukturen im E verläuft sie N-S und zeichnet offenbar eine horstartige Struktur im tieferen Untergrund nach.

Die Ausbildung der Sedimente mit geringeren Mächtigkeiten in diesen antiklinalen Aufwölbungszone unterstreicht die über lange Zeit wirksamen, unterschiedlichen vertikalen Bewegungskomponenten im Bereich der Arabischen Schelftafel.

### 3.3. Geologische Schichtfolge

Für die Erläuterung der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse des As Summan Plateaus sind vor allem die tertiären und quartären Sedimente von Bedeutung. Sie überlagern diskonform mit nach E zunehmender Mächtigkeit die weiter im W ausstreichenden kretazischen Mergel und Dolomite der Aruma Formation (vgl. Tab. 2.1).

Die Basis der tertiären Schichtfolge bildet die dem Paläozän bis Unterem Eozän zuzuordnende UER-Formation (R. W. POWERS et al., 1966; R. A. BRAMKAMP & L. RAMIREZ, 1958; R. W. CHAPMAN, 1978). Sie besteht im Untersuchungsgebiet aus teilweise dolomitisierten, im allgemeinen fossilreichen, feinkristallinen Kalcken sowie zwischengeschalteten Kalkareniten und Dolomiten. Besonders im Raum südlich von Ma'aqla sind den höheren Schichtanteilen einzelne Mergelbänke eingelagert. Die Bankung ist im allgemeinen grob und die Schichten wenig zerbrochen.

Die im As Sulb Plateau aufgeschlossenen UER-Kalke gehören in der Regel zu den höheren bereits in das unterste Eozän einzuordnenden Schichten. Durch die nach N abtauchende Axialstruktur werden diese Kalke im Raum um Ma'aqla sowohl im W, N und E überlagert und kranzförmig von den jüngeren kontinentalen Serien des Jungtertiärs umlagert. Die Auflagerungsfläche stellt eine ausgeprägte Erosionsdiskordanz dar. Nach Ablagerung der UER war es zu einer Verlandung und intensiven Verkarstung der zuvor abgelagerten Kalke unter feucht warmen Klimabedingungen gekommen.

Während sich das Meer in Richtung Golf zurückgezogen hatte und dort zur Ablagerung der evaporitischen Rus-Formation (Unteres Eozän) und der karbonatischen tonigen Dammam-Formation führte, blieben die Kalke des As Sulb Plateaus über 15–20 Mill. Jahre frei von Sedimentüberdeckung und der Verkarstung ausgesetzt. Erst im Miozän (möglicherweise erst ab dem Mittelmiozän) kam es zu einer neuerlichen Sedimentation klastischer kontinentaler Serien. Im einzelnen wechseln Geröll-Lagen mit sandigen schluffigen Sedimenten. Die Sedimentbildung zeigt, daß ein beständiger Wechsel von feuchteren semiariden und extrem ariden Bedingungen geherrscht hat. So treten in dieser Wechselfolge Dünen- und Sabkha-

sedimente, fluviatile Kiese, lakustrine Kalke und Kalkmergel sowie unterschiedliche Kalkkrustengenerationen in einem engen Neben- und Übereinander auf.

Die Bezeichnung Tsm-Formation (Tertiary sandstones and marls) steht hier für die gesamte miozäne und pliozäne Abfolge. Weiter nach E im Bereich des Golfes erfährt diese kontinentale Serie eine charakteristische Dreiteilung durch eine marine Transgression. Von unten nach oben sind dort die Formationen Hadruk, Dam und Hofuf zu unterscheiden.

Die Lagerungsverhältnisse sind allgemein sehr flach nach E geneigt (Fig. 3.2). Im zentralen Bereich des As Sulb Plateaus wird das sonst monotone Einfallen durch die fast schon domartige Struktur der Antiklinale von Ma'aqla geprägt. Das sedimentäre Auskeilen der Tsm-Formation um diese Struktur macht deutlich, daß sie mit leichten Hebungstendenzen zumindest bis in das Pliozän aktiv blieb.

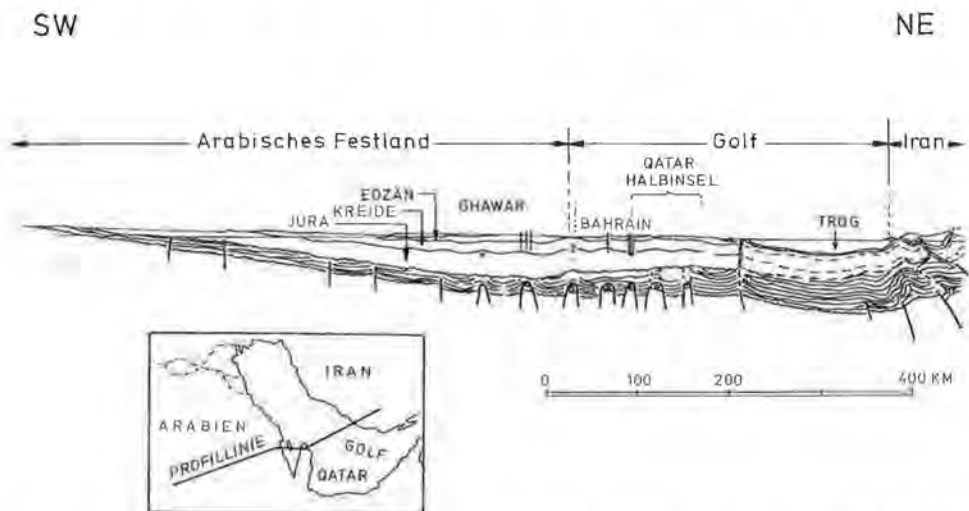


Fig. 3.2: Schematischer geologischer Schnitt durch die Arabische Schelfplattform (nach BRGM, 1977).

Die jüngsten Sedimente bilden die umgelagerten Kiese in den flachen Wadi-terrassen sowie die feinsandigen bis schluffigen, z. T. auch tonigen Ablagerungen in den Wadis und flachen Karstsenken. Einzelne Dünenzüge und streifenförmige angeordnete Flugsanddecken markieren die jüngsten quartären Bildungen.

## 4. Landschaftsentwicklung und Landformen

### 4.1. Morphogenese des As Summan Plateaus

#### 4.1.1. Präeogene Anlage

Die Gesamtentwicklung des morphologischen Erscheinungsbildes des As Summan Plateaus hat sich seit dem Unteren Eozän mit der Ablagerung der UER-Formation bis heute vollzogen. Eine genaue zeitliche Einordnung der einzelnen Entwicklungsschritte erweist sich als äußerst schwierig, da weder einzelne für die

Morphogenese bedeutende Zäsuren eindeutig in das morphotektonische Geschehen der Arabischen Halbinsel einordbar sind, noch entsprechende, zeitlich genau datierbare, jüngere Sedimente vorhanden sind.

Den einzigen wirklich markanten Gliederungshinweis gibt die Überlagerung der UER-Kalke durch die jüngere, im wesentlichen kontinentale Sedimentfolge (TSM). Sie wird im westlichen As Summan Plateau aufgrund der weiter östlich im Bereich der Qidam-Synklinale und Ghawar-Antiklinale vorgenommenen stratigraphischen Gliederung dem Neogen zugeordnet (R. W. POWERS et al., 1966; E. SCHYFSMA, 1978). Für den westlichen Teil des As Summan Plateaus und hier besonders für das As Sulb Gebiet im Raum um Ma'aqla, bedeutet dies eine Schichtlücke von mindestens 20 Mill. Jahren zwischen der Ablagerung der UER-Formation und der neogenen Tsm-Formation. Es bleibt zunächst aber offen, ob die neuerliche Sedimentation tatsächlich mit dem Aquitan einsetzte oder überhaupt erst später im Miozän zur Ablagerung kam.

Die zeitliche Einordnung der jungen Sediment-Überlagerung ins Neogen, der hier mit der Gliederung des ersten Abschnittes der morphologischen Entwicklung gefolgt wird, findet ihre Stütze in der diskordanten Auflagerung. Sie ist weiter beckenwärts, nach E, mit der „Preneogen Unconformity (PNU)“, der diskordanten Auflagerung der Hadrukh-Formation (Aquitan ?) auf die Dammam-Formation zu parallelisieren (H. HÖTZL & B. H. PURSER, 1988; H. HÖTZL et al., 1989). Zur Relativierung dieser Einordnung muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß das hier zu diskutierende As Sulb Plateau während des Oligozäns und Miozäns im unmittelbaren Randbereich des nach E anschließenden Sedimentationsraumes verblieb. Es wäre nicht verwunderlich, wenn es auch schon vor dem Miozän zu entsprechenden klastischen Überschüttungen dieses Gebietes, möglicherweise auch zur wiederholten Sedimentation und Ausräumung gekommen wäre.

Für die morphogenetische Entwicklung dieses Raumes stellt der Rückzug des Meeres nach Ablagerung der UER-Formation einen entscheidenden Faktor dar. Es handelt sich hierbei jedoch um keinen zeitlich isolierten Vorgang, sondern um das seit dem jüngeren Mesozoikum zu beobachtende, immer stärkere Zurückziehen des Meeres von der Arabischen Schelftafel. Am Ende der UER-Formation wird auch nur der westliche Rand des As Summan Plateaus landfest, während unmittelbar weiter nach E mit der regressiven evaporitischen Fazies der unteren Rus-Formation (Unteres Eozän) die Sedimentation konkordant weitergeht. Allerdings wird auch in der anschließenden transgressiven Phase der oberen Rus- und der Dammam-Formation (Unteres Eozän) mit Mergeln und darüberliegenden Kalken und Dolomiten der in Frage stehende Raum um Ma'aqla nicht mehr überflutet (R. W. POWERS et al., 1966; R. W. POWERS, 1968). Die Küste muß nur wenige Zehnerkilometer weiter östlich verlaufen sein.

Zu dieser Zeit war die Arabische Schelftafel noch Teil der zusammenhängenden arabisch-nubischen Platte, die bei den geringen Reliefunterschieden in weiten Teilen von einem epikontinentalen Ablagerungsraum eingenommen wurde (H. HÖTZL & B. H. PURSER, 1988; H. HÖTZL et al., 1989). So erstreckte sich ein flacher Meeresbereich von Ägypten bis südöstlich von Jeddah bis Turabah im Bereich des heutigen kristallinen Schildes. Die Trennung vom östlichen Schelfmeer der Tethys war durch eine flache Aufwölbung längs des N-S-streichenden „Hail arch“ gegeben. Für das As Sulb Gebiet bedeutete dies in der eozänen bis untermiozänen Verlandungsphase: geringe ausgeglichene Reliefverhältnisse, keine großen Entwässerungssysteme, geringe Abtragung und Erosion, im wesentlichen in situ Verwitterung, Bodenbildung und eine intensive, aber den Vorflutverhältnissen angepaßte flache Verkarstung.

Für die weitere morphologische Entwicklung des As Summan Plateaus entscheidende Impulse kamen durch großräumige strukturelle Veränderungen als Folge einer erhöhten Intensität von Plattenbewegungen (globales Mittel- Tertiäreignis) im Oberen Eozän und Oligozän. Möglicherweise initiiert durch diese Vorgänge vollzog sich nachfolgend auch die Auftrennung des arabisch-nubischen Blockes (Entstehung des Roten Meer Rift Systems), die zur eigenständigen Arabischen Platte führte (H.J. BAYER et al., 1988). Für die Arabische Schelfplattform war damit eine leichte Verkippung nach E bzw. NE (Pre-Neogene Unconformity) sowie eine Wellung in einzelne mehr oder weniger N-S-gerichtete Antiklinalstrukturen (z. B. Ghawar-Antiklinale) verbunden. Es ist anzunehmen, daß auch in dieser Zeit die gleichgerichtete Antiklinalstruktur im As Sulb Gebiet entstand. Gerade diese Strukturierung war für die spätere morphologische Detailausgestaltung des heutigen As Summan Plateaus wesentlich.

Bereits eine unmittelbare Folge der einsetzenden Umstrukturierung war der vorübergehende Rückzug des Meeres von der Arabischen Schelfplattform, der etwa an der Wende Mittel- zu Obereozän zur Beendigung der karbonatischen Sedimentation der Damman-Formation führte. Damit war auch der östliche Teil des As Summan Plateaus der Verwitterung und z. T. wohl auch der Abtragung ausgesetzt. Aus Bohrprofilen ist eine intensive Verkarstung der Alat-Kalke, das oberste Schichtglied der Damman-Formation, vor Ablagerung des Neogens erkenntlich (H.J. BAYER et al., 1988).

Für den Raum um Ma'aqla, das As Sulb Gebiet, wie auch für den übrigen früheren Ausstrichsbereich der UER-Kalke ergibt sich daraus eine lange Zeitspanne, in der die Kalke den oberflächlichen Lösungs- und Verwitterungsvorgängen ausgesetzt waren. Zumindest für die Zeit des Unteren und Mittleren Eozäns konnte die Vorflutbasis bei den geringen Reliefunterschieden und der nahen Küstenlinie (Rus- bzw. Damman Meer) nicht allzutief gewesen sein, so daß es nur zu einer wenig tiefgreifenden Verkarstung kommen konnte. Unter den z. T. feucht warmen Klimabedingungen war die Verkarstung besonders intensiv.

Am Rande der heutigen Tsm-Auflagerungsgrenze ist die ursprüngliche UER-Landoberfläche noch teilweise aufgeschlossen. Sie zeigt noch vollständig erhaltene, charakteristische Verwitterungsprofile (Fig. 4.1 und 4.2).

Von ausgeprägten kalkigen Hartkrusten (bis zu 3 m) und mehr als 10 m mächtigen Entkalkungshorizonten, z. T. noch mit einzelnen voll erhaltenen, offenbar dolomitischen Kalklagen, sind noch alle Übergänge bis in den unverwitterten UER-Kalk erhalten. Diese Kalkkrustenprofile könnten ein Hinweis für überwiegend semiaride Klimabedingungen zumindest zum Ausklang dieser Bodenbildungsphase sein. Da in den Hartkrusten, durch mehrfach Lösung und Ausfällung, immer wieder die detritischen Kalksande enthalten sind, ist bei ungenauer Betrachtung leicht eine Verwechslung mit den ähnlich ausgebildeten Tsm-Krusten möglich. Diese Krustenprofilabfolge ist besonders häufig in den Karstschächten (Dahls) zu beobachten, wo die plötzliche Hohlraumerweiterung nach der Tiefe den Übergang in den durch Kalkabführung aufgelockerten B-Horizont signalisiert.

Aus diesen Befunden sowie der Morphologie der auch heute noch westlich des engeren As Sulb Plateaus aufgeschlossenen UER-Oberfläche zwischen Shawyah und Rumah kann für die damalige Zeit auf eine flache, wenig reliefierte Landschaft geschlossen werden, die im wesentlichen der Schichtneigung folgend leicht nach NE abtauchte. Aus der Art der späteren Überschotterung (s. Abschn. 3.2.) kann sogar gefolgert werden, daß die Herauspräparation der Schichtstufen, zumindest der kretazischen, noch nicht allzu intensiv wirksam war.



*Fig. 4.1: Alte Landoberfläche der Umm er Radhuma Kalke 10 km im NW von Shawyah nach sekundärer Freilegung durch Abtragung der neogenen Sedimente. Das fossile Duricrustprofil mit seiner Hartkruste ist unter den heutigen Klimabedingungen dem Zerfall ausgesetzt (Maßstab: Kugelschreiber; Foto: H. HÖTZL, 1988).*



*Fig. 4.2: Fossiles Duricrustprofil der Umm er Radhuma Kalke südlich von Ma'aqla. Die ursprüngliche Hartkruste ist bereits weitgehend kleinscherbig aufgelöst. Der teilweise entkalkte B-Horizont neigt zur Aushöhlung und intensiven Verkarstung. (Höhe des Anschnittes 1,5 m; Foto: H. HÖTZL, 1988.)*



#### 4.1.2. Einfluß der neogenen Sedimentation

Als Folge der präneogenen Umstrukturierung mit der Herausbildung von Antiklinalstrukturen wies der Ablagerungsraum des heutigen zentralen As Summan Plateaus eine deutliche Gliederung auf. Hauptschwelle war zweifelsohne die Ghawar-Antiklinale, in deren Bereich es im Laufe der neogenen Ablagerungen nur zu reduzierten Sedimentmächtigkeiten kam (M. STEINEKE et al., 1958; R. W. POWERS et al., 1966). Dagegen bildete sich nach W bis zum heutigen Ausstrichsbereich der UER-Formation im Bereich der Qidam-Synklinale ein neuer flacher Akkumulations-trog aus. Während der nachfolgenden neogenen Sedimentation kamen dort 250 m mächtige Sedimentfolgen zur Ablagerung. Sie werden erst durch die auf 350 m ansteigenden Mächtigkeiten östlich der Ghawar-Antiklinale, im Bereich der heutigen Golfküsten übertroffen (Fig. 4.3).

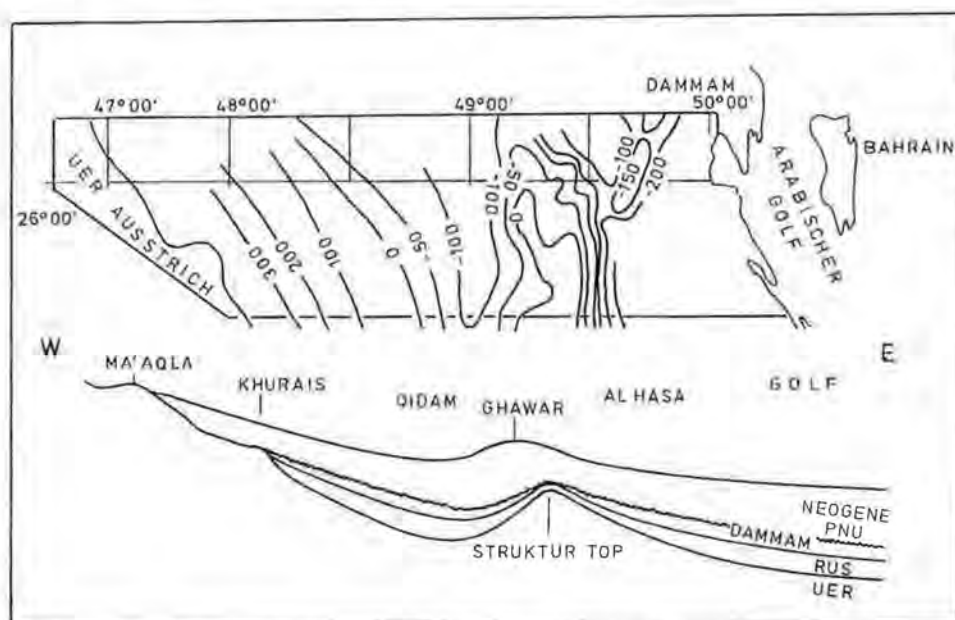


Fig. 4.3: Schematischer Schnitt zur neogenen Sedimentation im Bereich der Ghawar-Antiklinale (nach BRGM, 1977). In der oberen Kartenskizze sind die Höhenlinien der Oberkante der UER-Formation dargestellt.

Von der Qidam-Synklinale, in der auch heute noch Sedimentation vorherrscht, nehmen die Neogenmächtigkeiten bis zur Ausstrichszone der UER-Folge mehr oder weniger kontinuierlich auf Null ab (BRGM, 1978). Der Verlauf der Isopachen ist zunächst parallel der N-S-ausgerichteten Synklinale und paßt sich weiter nach W allmählich dem NW-SE-Verlauf des allgemeinen Streichens an. Für ein W-E-Profil von Khurais zum Kern des Qidam Troges ergibt sich für die alte präneogene Landoberfläche (PNU) ein Gefälle von 4‰, dem das rezente Gefälle (einschließlich Neogen) von 2‰ gegenübersteht. Der gleichmäßige Verlauf der Isopachen bestätigt sehr schön das bereits zuvor (vgl. Abschn. 3.1.) postulierte, flache einheitliche Relief der präneogenen Landoberfläche, andererseits bestätigen die Gefällshinweise, daß

der heutige Ausstrichsrand des Neogens im W in etwa auch dem ursprünglichen Verlauf entspricht. Damit können gegebenenfalls anzunehmende, ursprünglich wesentlich höhere Sedimentationsmächtigkeiten des Tsm weitgehendst ausgeklammert werden.

Für die morphologische Entwicklung des westlichen As Summan Bereiches ergibt sich daraus als ältestes Flächenelement die präneogene Verwitterungsfläche mit einem durch sekundäre Verstellung leicht verstellten Einfallen nach NE (bzw. E). Sie ist heute noch in Teilen in Form der UER-Ausstrichsfläche erhalten. Dieser schließt sich nach NE die neogene Akkumulationsfläche (TSM-Topfläche) mit geringfügig flacherem Einfallen an. Die Zerschneidung mit den tiefer gestaffelten, verschiedenen Erosionsflächen folgt dem Ende der für den jeweiligen Teilbereich wirksamen Akkumulationsphase. Ihre zeitliche Einordnung ist, soweit überhaupt möglich, wegen des zeitlich unterschiedlichen Endes der Sedimentation im Bereich des As Summan Plateaus für die einzelnen Gebiete getrennt durchzuführen.

Für das As Sulb Gebiet um Ma'aqla ergibt sich zunächst ein gegenüber den übrigen Ausstrichsgrenzen des Neogens wesentlich unregelmäßigerer Grenzverlauf. Er ist einerseits durch das nasenförmige Vorspringen der UER-Ausstrichsgrenze der „Aufdomung“ von Ma'aqla, andererseits durch das direkt westlich weit nach W vorgreifende Verbreitungsgebiet der Tsm-Folge bedingt. Während ersteres auf die axiale Aufwölbung der Ma'aqla Antiklinale zurückgeht, ist letzteres vermutlich auf den für die Sedimentnachlieferung wichtigen Durchbruchsbereich des alten Entwässerungssystems des Wadi Al Atk zurückzuführen.

Da die antiklinale Aufwölbung von Ma'aqla als präneogen angelegt betrachtet werden kann, aber entsprechend der Ghawar-Antiklinale während des Neogens bis heute immer wieder aktiviert wurde, ergeben sich im Zusammenhang mit der Sedimentanlagerung wichtige Hinweise. Generell überwiegen im W klastische, kontinentale Serien, während im E lakustrine dichte Kalke dominieren. Es scheint dies zwar eine Frage des zunehmend geringeren Alters der Hangendschichten nach E, doch konnte dies nicht an Hand von Fossilien belegt werden, so daß zumindest teilweise zeitlich gleichaltrige, aber faziell verschiedene Entwicklungen vorliegen können.

Für die zeitliche Einstufung der hier nicht näher differenzierten Tsm-Serie, gibt die durchgehende Abfolge im Raum von Al Hasa wichtige Hinweise. Dort wird die über der Pre-Neogene Unconformity folgende Serie in drei Formationen gegliedert. Die ältere Hadrukh-Formation ist überwiegend sandig, z. T. siltig bis mergelig entwickelt und repräsentiert eine beginnende transgressive Entwicklung, die mit den vorwiegend marinen Kalken der Dam-Formation ihren Höhepunkt erreichte. Für die jüngste Formation, die Hofuf Formation wurde ursprünglich ein im wesentlichen pliozänes Alter angenommen. Mit ihrer fluviatilen bis lakustrinen Faziesentwicklung stellt sie die regressive Phase dar, die bis zur heute anhaltenden Verlandung des östlichen Summan Plateaus führte. Von der faziellen Ausbildung ist die Tsm-Folge im westlichen Summan Plateau mit der Hofuf Formation zu vergleichen. Zeitlich dürfte jedoch die Entwicklung im W der im E vorausgeilt sein.

Das Ende der neogenen Sedimentationsphase im Bereich des As Sulb Plateaus ist nicht genau bekannt. Selbst im Bereich der Ghawar-Antiklinale, wo die Hofuf Formation als jüngstes Glied dieser Folge ein steil aufsteigendes nach E exponiertes Kliff bildet, ist die stratigraphische Position der Sedimentoberkante noch sehr unklar. Zunächst war angenommen worden, daß die Hofuf Formation den Zeitraum des oberen Miozäns und des Pliozäns einnimmt. Neueste Vertebratenfunde im unteren

Teil der oberen Hofuf Folge nordwestlich von Al Hasa ergaben ein Mittel-Miozänes Alter (~ 15 Mill. Jahre) für diese Sedimentserie.

Im Hinblick auf die im Golfbereich sicher länger anhaltende Sedimentation muß davon ausgegangen werden, daß im höher gelegenen westlichen Teil die Abtragung und Erosion der zuvor abgelagerten Sedimente bereits früher einsetzte. Für das As Sulb Plateau kann daher der Beginn der rezenten Landschaftsentwicklung bereits im Oberen Miozän angesetzt werden. Bevor die Erosion einsetzte muß offenbar eine intensive Verwitterung und Bodenbildung unter semiariden Klimabedingungen stattgefunden haben (H. FELBER et al., 1978 a, 1978 b). Dicke Kalkkrusten wurden gebildet, welche später während der Erosionsphasen die harten widerstandsfähigen Toplagen formten. Diese bewahrten weite Flächen vor der Erosion und konservierten damit die alte flache Morphologie. Die Bildung der Kalkkrusten war in den Talböden mit geringen Flurabständen durch Verdunstungsprozesse begünstigt. In den nachfolgenden ariden (Deflation) und feuchteren Phasen (Erosion) wurden die dazwischenliegenden Bereiche abgetragen und die ursprünglichen Talsysteme durch Reliefumkehr zu sich dentritisch verzweigenden Systemen von schmalen Rücken herauspräpariert. Solche flachen Höhenzüge finden sich vor allem im nördlichen Bereich des As Summan Plateaus, bereits außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes.

#### 4.1.3. Entwicklung der rezenten Landformen

Nach dem Ende der miozänen Sedimentationsphase stellte sich der Bereich des heutigen As Sulb Plateaus als eine mehr oder minder einheitliche, sehr flach nach E geneigte Akkumulationsfläche dar. Die Sedimentmächtigkeiten nahmen generell von W nach E zu, waren jedoch im Bereich der schon fast domartigen Antiklinalstruktur Ma'aqla deutlich reduziert. Aus der Parallelisierung der höchsten Altflächen kann davon ausgegangen werden, daß die zentrale Aufwölbung der UER-Formation um Ma'aqla in einer N-S-Erstreckung von 15 km überhaupt nicht von Sedimenten überdeckt war. Daraus ergibt sich eine lithologisch unterschiedlich aufgebaute spätmiozäne Altfläche. Im W und N dominierte die vorwiegend klastische Aufschotterungsfläche der Tsm-Formation, im zentralen südlichen Teil des As Sulb Plateaus die Umm er Radhuma Kalke und im E die überwiegend karbonatischen lakustrinen Tsm-Abfolgen.

Diese lithologische Gliederung erweist sich bei der nachfolgenden erosiven Zerschneidung der Altfläche als bestimmendes Element. Die harten verwitterungsresistenten UER-Kalke werden durch die bevorzugte Ausräumung der z. T. noch nicht verfestigten Tsm-Serien herauspräpariert. Im SE, W und N von Ma'aqla kommt es zu einem halbkreisförmigen Abgleiten der Erosionsrinne auf der UER-Formation, so daß die strukturelle Aufdomung der UER-Kalke auch zunehmend von der Morphologie nachgezeichnet wird. Gegenüber dem mehr rinnenförmigen Abtrag in den klastischen Tsm-Serien erfolgte der Abtrag der lakustrinen Kalke im E mehr denudativ, wobei es am Übergang zu diesen Kalken zu einer deutlichen Schichtstufenbildung und anschließenden Schichtstufenrückverlegung kam.

Die Erosion und Zerschneidung der alten Landoberfläche läßt sich vier bevorzugten Abtragsphasen zuordnen. Sie finden ihre morphologische Dokumentation in den vier Hauptterrassenniveaus (vgl. Abschn. 4.2.). Das engere As Sulb Plateau wurde hierbei seit dem oberen Miozän von keinem größeren außenbürtigen Entwässerungssystem gequert. Nur wenige größere Flußsysteme, wie das des Wadi Al Atk ca. 50 km nördlich oder das des Wadi Shaba über 200 km südlich führten

Wässer aus dem kristallinen Schildbereich sowie dem zentralen Tuwaiq-Gebirge zeitweise der marinen Vorflut im E zu (H. FELBER et al., 1978 a, 1978 b). Flache Erosionsrinnen im Bereich der alten konservierten Landoberfläche bestätigen das sich im westlichen Teil des As Sulb Plateaus entwickelnde örtliche Entwässerungssystem. Nach E werden diese Entwässerungsfurchen zunehmend tiefer und zerschneiden bereits die Schichtstufe des kalkigen Tsm in eindrucksvollen konsequent ausgerichteten Wadiabschnitten.

Die stufenförmige Abfolge erosiver Abschnitte, die offenbar von stärker bodenbildenden Ruhephasen unterbrochen wird, ist vermutlich in erster Linie eine Folge klimatischer Veränderungen. Phasen größerer tektonischer Unruhe und Verstärkungen, die mit entsprechendem erhöhtem Abtrag verbunden sein könnten, sind für den Bereich der Arabischen Schelftafel nicht bekannt.

Während der feuchteren Phasen kam es zu flächenhaften Abspülungen, der Eintiefung und Ausweitung von Erosionsrinnen, der Tieferlegung der Verkarstungsbasis sowie zur Akkumulation von Terrassensedimenten in den tieferen Rinnenbereichen bzw. im östlichen Vorland (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978). In den semiariden Übergangsphasen überwog die Pedogenese, die auf dem kalkreichen

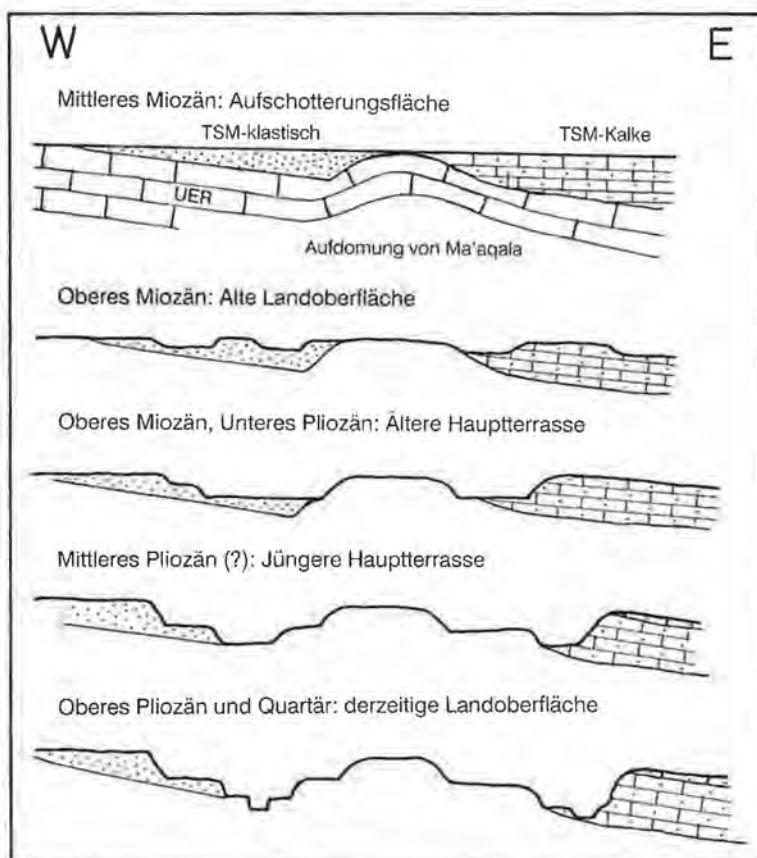


Fig. 4.4: Entwicklungsschema der Landformung im Bereich des As Sulb Plateaus mit zeitlicher Einordnung der Haupterosionsphasen und -verebnungsflächen.

Untergrund zu Kalkkrustenbildung bzw. deren Erneuerung beitrug. In den ariden Phasen überwogen dagegen Deflation und Sandakkumulation als morphodynamisch wirksame Prozesse. Seit dem Obermiozän bis heute ist es zu im einzelnen nicht mehr nachvollziehbaren, mehrfachen klimatischen Veränderungen von unterschiedlicher Dauer gekommen. Sie haben teils in verstärkender, teils in sich aufhebender überlagernder Form auf die morphologische Gestaltung der Landoberfläche eingewirkt. Die wichtigsten Stufen der Entwicklung seien an Hand des Schemas der Fig. 4.4 aufgezeigt.

Ausgangspunkt der Entwicklung bildet die ober- bis spätmiozäne Landoberfläche. Sie geht direkt aus der alten Akkumulationsfläche der Tsm-Formation hervor und wird durch flache schmale Rinnen gegliedert. Letztere dokumentieren bereits einen ersten miozänen Abtragungsvorgang. Diese Flächenreste wurden als Altflächen zusammengefaßt. Sie bilden das höchste morphologische Element im Untersuchungsgebiet. Darunter folgt mit breit angelegten Talböden und einer Tiefeneinschneidung von ca. 15 m das Niveau der älteren Hauptterrassenstufe. Der eigentliche Erosionsprozeß wird durch eine bis in die Talwurzeln reichende geringfügige Aufschotterungsphase abgeschlossen. Mit etwa gleicher Tiefenwirkung aber deutlich geringerer lateraler Ausdehnung schließt daran die Erosionsphase der jüngeren Hauptterrassenstufe. Beide Eintiefungs- und Akkumulationsphasen werden dem spätmiozänen bis pliozänen Geschehen zugeordnet.

Die jüngste Erosionsstufe ist in das jüngere Pliozän, gegebenenfalls auch in das Frühpleistozän einzustufen. Im Quartär selbst blieb, wie noch weiter unten ausgeführt wird, trotz einzelner etwas feuchterer (semiarider) Klimaphasen die aride Morphodynamik für das Landschaftsbild bestimmend.

## 4.2. Geomorphologische Kartierung

### 4.2.1. Luftbildauswertung und Geländeaufnahmen

Basis jeder raumbezogenen Darstellung von Geländebefunden ist die topographische Karte. Für die Geländearbeiten in Saudi Arabien standen in den achtziger Jahren nur sehr unvollständige Karten im Maßstab 1 : 50 000 zur Verfügung, die in diesem Bereich fast ausschließlich aus Luftbildauswertungen resultierten. Bodenkontrollen waren bis dahin nicht oder nur in geringem Umfang durchgeführt worden. Die Höhenlinien waren in 20 m Abständen angegeben und zeigten bei den insgesamt eher geringen Reliefunterschieden nur die wichtigsten Erhebungen bzw. Wadieinschnitte.

Im Gelände selbst standen einzelne geodätische Vermessungspunkte der Arabisch-Amerikanischen Ölgesellschaft (ARAMCO) zur Verfügung. Zur Verdichtung und genauen Lagebestimmung einzelner besonderer Geländepunkte (z. B. Höhlen) wurden später von Mitarbeitern des UPM zusätzliche Vermessungsarbeiten vorgenommen.

Die geomorphologischen Aufnahmen mußten sich dadurch zwangsläufig auf Luftbilder und Daten der Fernerkundung abstützen. Unter Heranziehung von Satelliten-Daten (Landsat MSS, Szene 178/41 und 178/42 sowie Landsat 4, Thematic Mapper Szene 166/42) wurden unter Berücksichtigung unterschiedlicher Spektralbereiche Satellitenbilder im Maßstab 1 : 250 000 (MSS) und 1 : 50 000 (TM) erstellt und daraus Karten zur Lithologie und Tektonik, zur Geomorphologie einschließlich dem Drainagenetz sowie zur Vegetationsbedeckung angefertigt. Für die Arbeiten

zur Fernerkundung sind wir Herrn Prof. Dr. F. QUIEL, Universität Stockholm, zu besonderem Dank verpflichtet. QUIEL leitete damals am Research Institut der Universität Dhahran das Remote Sensing Labor und erstellte aus den digitalen Daten die Satellitenphotos und -karten.

Für ergänzende Auswertungen wurden stereographische Luftbilder im Maßstab von ca. 1 : 80 000 sowie aus Luftbildmosaikern erstellte Orthophotos im Maßstab 1 : 100 000 herangezogen. Sie wurden dankenswerterweise vom Ministerium of Petroleum and Minerals in Riyadh, bzw. vom Directorat General of Mineral Resources in Jeddah zur Verfügung gestellt. Leider war die Bildqualität der vorhandenen Befliegung für unsere Auswertungen wenig ergiebig.

Die Auswertungen der verschiedenen Daten wurden auf einer Karte im Maßstab 1 : 50 000 zusammengefaßt. Sie umschließt eine Fläche von rund 1400 km<sup>2</sup> und erstreckt sich von 26° 21' bis 26° 38' nördlicher Breite sowie von 47° 04' bis 47° 30' östlicher Länge. Im ungefähren Mittelpunkt der Karte liegt die Ortschaft Ma'aqla (26° 32' N, 47° 20' E).

Auf der Basis dieser Rohkarte 1 : 50 000 erfolgten dann die Geländeaufnahmen. Sie wurden in vier bis sechswöchigen Feldkampagnen in den Jahren 1986–1989 durchgeführt. Aufgrund der noch fehlenden geologischen Detailkartierung erfolgte die geologische und geomorphologische Aufnahme parallel. Die verschiedenen morphologischen Formen wurden zunächst gezielt lithologischen und stratigraphischen Einheiten zugeordnet und konnten damit auch zur geologischen Identifikation bei der großräumigen Luftbildauswertung herangezogen werden.

Die Trennung der geologischen und geomorphologischen Karte in eigenständige thematische Darstellungen wurde erst in einer späteren Phase der Auswertung vorgenommen. Dies schien im Hinblick auf die für die Veröffentlichung angestrebte Verkleinerung aus Gründen der beizubehaltenden Übersichtlichkeit geboten.

Die Geländearbeiten konzentrierten sich auf die Erfassung und Verfolgung der einzelnen Flächenelemente, die Ausrichtung und den Verlauf früherer Entwässerungssysteme, der Auskartierung morphogenetisch relevanter Kleinformen sowie der Erfassung von Hinweisen zur klimatisch gesteuerten Abtragungs- und Sedimentationsgeschichte. Hierzu wurden Bodenprofile aufgenommen sowie sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen, einschließlich einzelner Kohlenstoffisotopenbestimmungen zur altersmäßigen Einordnung, ausgeführt.

#### 4.2.2. Morphologische Leitstrukturen

Das As Summan Plateau, von dem die geomorphologische Karte (s. Beil.) einen kleinen Teilausschnitt erfaßt, gehört zur Arabischen Schelftafel. Diese bestimmt mit ihrem Abtauchen nach NE die übergeordneten Höhenverhältnisse im Untersuchungsgebiet. Die höchsten Bereiche liegen mit 465 m Höhe über dem Meeresspiegel im SW des Kartenblattes, die tiefsten im NE (365 m ü.M.). Dies ergibt einen Höhenunterschied von genau 100 m auf etwas mehr als 50 km, was einem durchschnittlichen Gradienten von 2‰ entspricht. Diese Neigung stellt das durchschnittliche Gefälle der derzeitigen Erosionsbasis in den Wadirinnen dar. Davon leicht abweichende Gefällswerte weisen die älteren Flächenniveaus auf.

##### 4.2.2.1. Miozäne Altfläche

Die höchsten noch erhaltenen Flächenreste im Untersuchungsgebiet sind einer in weiten Teilen noch sehr geschlossenen Altfläche zuzuordnen. Sie stellt im wesentlichen die Akkumulationsfläche der abschließenden Tsm-Schüttung dar, mit

der die großräumige einheitliche Sedimentation im westlichen As Summan Plateau zu Ende ging. Noch unter warmen humiden Klimabedingungen setzte eine intensive Bodenbildung mit einem Entwässerungssystem in Form von flachen (5–7 m) Talrinnen ein. Ihre heutige Ausbildung hat diese Altfläche erst später unter semiariden (Kalkkrusten) und ariden Klimabedingungen (Serir) erfahren (Fig. 4.5 und Fig. 4.6).



Fig. 4.5: Serir der miozänen Altfläche ca. 20 km im W von Shawyah (südwestlicher Kartenrand der Geomorphologischen Karte, s. Beil.). Die weitgehend einheitliche Aufschotterungsebene wird nur von wenigen flachen Rinnen sowie einzelnen Sanddünen (Hintergrund) unterbrochen. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)

Die Geschlossenheit dieser Altfläche ist wesentlich größer als es der Ausschnitt der geomorphologischen Karte erahnen läßt. Nach W greift diese Fläche zwar unter zunehmender Überdeckung durch die Sanddünen der Ad Dahna noch über 50 km weiter in Richtung auf den Durchbruch des Wadi Al Atk durch die kretazische Schichtstufe zurück. Ihre Zerschneidung setzt erst im Bereich der Aufwölbungsstruktur von Ma'aqla mit einem autochthonen Entwässerungssystem (s. Abschn. 4.2.2.2.) ein. Einzelne isolierte Reste dieser Altfläche finden sich abgesehen von kleineren Zeugenbergen nach NE im zentralen Bereich der Aufwölbung um Ma'aqla sowie in der flach nach NE geneigten Stufenlehne der obersten Schichtstufenfolge am östlichen Blattrand.

Verfolgt man diese Altfläche vom Südwesteck des Kartenblattes (bei 465 m ü.M.) über den Bereich nördlich von Ma'aqla (430 m) bis zu den Schichtstufenresten im E (405 m) über eine Entfernung von mehr als 50 km, dann ergibt dies ein Gefälle von rund 1%. Selbst ohne zu berücksichtigen, daß dieser Wert noch durch die anhaltende Verkippung der Schelftafel leicht beeinflusst sein könnte, wird deutlich, welch ausgeglichene Reliefverhältnisse zur Zeit des Endes der Tsm-Sedimentation geherrscht haben.

Die Ausbildung der miozänen Altfläche ist entsprechend den unterschiedlichen geologischen Gegebenheiten im Bereich des Kartenblattes in drei Bereiche zu differenzieren. Sicherlich am eindrucksvollsten ist sie im W, wo klastische Serien die oberste Abfolge der Tsm-Formation bilden. Dort ist sie als Serirfläche (Kieswüste) ausgebildet (Fig. 4.5). Die Gerölle, bis zu 10 cm groß, bestehen sowohl aus Komponenten der zentralarabischen Schichtstufen (Trias und Jura, Sandsteine, Kalke und Hornsteine) als auch des kristallinen Grundgebirges (Granite und Gneise). Sie sind aus dem Untergrund durch Auswehung, Ausspülung, z. T. auch durch einen besonderen vertikalen Bewegungsmechanismus (z. B. J. BÜDEL, 1977; J. GAUER, 1991) an der Oberfläche angereichert und bilden dort ein regelrechtes Geröllpflaster. Grundlage für die Entstehung solcher Wüstenpflaster ist das nebeneinander von sandig-schluffigen sowie kiesigen Komponenten im Ausgangssubstrat. Kiesrücken, die durch Herauspräparation und Reliefumkehr von meist nur wenigen Metern breiten Kiesrinnen (H. HÖTZL et al., 1978) und anschließender seitlicher Abrollung der Kiesgerölle entstehen, sind aus dem Bereich des Kartenblattes nicht, wohl aber aus dem nördlich anschließenden Bereich (R. A. BRAMKAMP & L. F. RAMIREZ, 1958) bekannt.

In der Umrahmung der Aufdomung von Ma'aqla sowie in deren östlichen Fortsetzung tritt das Wüstenpflaster der Altfläche zugunsten ausgeprägter flächenhafter Kalkkrustenbildungen zurück. Ausgehend von dem vorwiegend karbonatischem Substrat kam es durch Ausscheidung aus Bodenlösungen zu nodularen bis kompakten laminaren Calcretes (Fig. 4.6 und 4.7). Die Bildung dieser Kalkkrusten ist als Ausdruck semiarider Klimabedingungen (A. S. GOUDI et al., 1973; A. RUELLAN 1971; W. D. BLÜMEL, 1982) als eine mehrphasige und in kleineren Teilbereichen selbst heute anhaltende Bodenbildung zu verstehen. Der größere Teil der Kalkkrusten unterliegt unter den rezenten ariden Bedingungen, wie die Kalkkrustengeröllpflaster belegen, bereits wieder einer mechanischen Zersetzung und Zerstörung.

Eine Besonderheit stellt zweifelsohne die Verwitterung der UER-Kalke dar. Im Bereich der zentralen Aufdomung von Ma'aqla blieben Teilbereiche von der Tsm-Überdeckung weitgehend frei, wobei diese Bereiche direkt in die alte Landoberfläche der miozänen Altfläche integriert waren. Rein äußerlich fallen diese Bereiche durch braune bis dunkelbraune, recht dichte Hartkrusten auf, die offenbar zeitweise eine Eisenoxidanreicherung erfahren haben, wie sie für Niederschlagsaktivitäten von mehr als 500 mm/a charakteristisch sind.

Die Reste der miozänen Altfläche sind durch nachfolgende morphodynamische Prozesse unter verschiedenen bzw. sich verändernden Klimabedingungen überprägt worden. Dazu gehören auch die schon angeführten Kalkkrustenbildungen. Besonders augenfällig sind morphologische Großformen, die der Tätigkeit des Windes bzw. in den Kalkgebieten teilweise der Verkarstung zuzuschreiben sind. Eine klare zeitliche Zuordnung dieser Formen ist in der Regel nicht durchführbar. Meist sind sie das Ergebnis langzeitiger, noch heute anhaltender Entwicklungen, wobei sich klimatisch so verschiedene Vorgänge wie Deflation und Verkarstung in der Ausgestaltung der Einzelform ergänzen, z. T. aber auch wieder aufheben können.

Anzuführen sind hier die drei großen vollständig geschlossenen Deflationssenkten im Bereich der serirartigen Altfläche südlich und südöstlich von Al Aytaliyah (Fig. 4.8). Sie erreichen eine Ausdehnung von bis zu 8 km<sup>2</sup> bei einer Länge von 3–4 km. Sie sind bis zu 25 m tief in die Altfläche eingesenkt. An der Basis treten flächige Verebnungen mit z. T. scharfen Übergängen zu den Hangbereichen auf. In Zusammenhang mit einzelnen Karstschächten im Sinne von Randponoren





*Fig. 4.6: Miozäne Altfläche am Terrassenrand südöstlich von Al Aytaliyah. Das Steinpflaster ist weitgehend abgeschwemmt und die darunterliegende Hartkruste des Kalkkrustenprofils freigelegt (s. Fig. 4.7). (Foto: H. HÖTZL, 1987.)*



*Fig. 4.7: Polygonal zerbrechende und sich auflösende Hartkruste im Bereich der abgespülten miozänen Altfläche. Die kalkkorrosive Verwitterung ist an den verschiedenen Lösungshohlräumen erkennbar. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)*

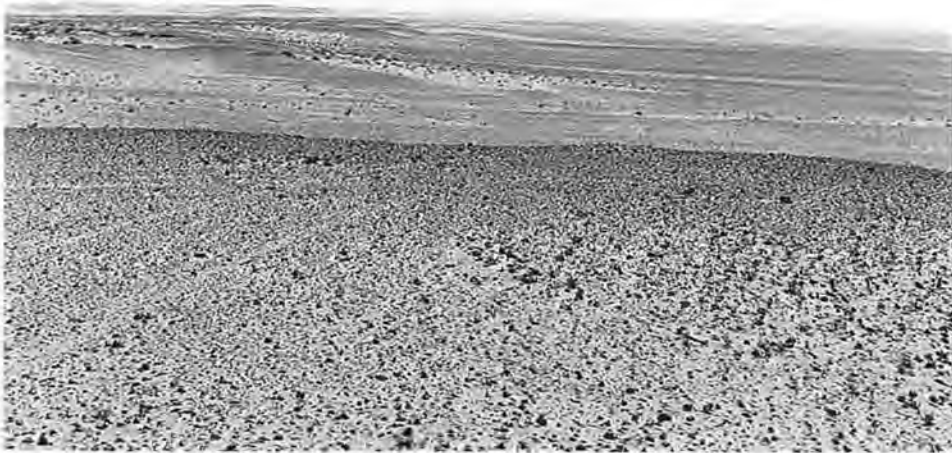


Fig. 4.8: Übergang von der miozänen Altfläche zu einer ausgedehnten und allseits geschlossenen Deflationssenke südlich von Al Aytaliyah. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)



Fig. 4.9: Reste der miozänen Altfläche im Bereich der Tsm-Schichtstufenlehne ca. 12 km im NE von Ma'aqla mit flach eingesenkten Spülmulden. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)

gewinnen sie eine poljenartige Struktur. Es wird dies auf Verkarstungsprozesse während feuchterer Perioden in den im tieferen Bereich anstehenden Kalksandsteinen zurückgeführt.

In den Bereichen der Altfläche mit kalkigem Untergrund sind Hohlformen mit dominantem Verkarstungscharakter in Form von Karstwannen und Karstsenken weit verbreitet. Auf diese unterschiedlich stark von Deflation überprägten Form wird im nächsten Abschn. 4.3, über die Verkarstung näher eingegangen. Hingewiesen sei hier schon auf die Formung der Altflächen im Bereich der kalkigen Tsm-Folgen im E des Kartenblattes. Auf den nur sehr schwach nach E geneigten Schichtflächen entwickelten sich ganze Abfolgen von flachen, vielfach geschlossenen und gegeneinander um wenige Meter versetzte Spülmulden (Fig. 4.9). Sie sind mehrere 100 bis mehrere 1000 m lang und weisen gegenüber ihren Rändern nur 1–5 m Eintiefung auf. In vielen von ihnen haben sich Verebnungen mit geringmächtiger Bodenbildung eingestellt. Selbst bei den derzeitigen geringen Niederschlägen kann es kurzfristig zu Überflutungen kommen, so daß dies erst recht für feuchtere Perioden anzunehmen ist. In einzelnen von ihnen kann deutlich laterale Ausweitung durch Kalkkorrosion an den Rändern abgeleitet werden, so daß sie in der Feldansprache zunächst als eine Art „embryonaler Poljenbildungen“ eingestuft wurden.

#### 4.2.2.2. Ältere Hauptterrasse

Diese Hauptterrasse repräsentiert im Raum Ma'aqla die erste größere Erosions- und Ausräumungsphase nach Bildung der alten Landoberfläche. Sie ist im engeren Untersuchungsgebiet durch ein mehr oder weniger autochthones Entwässerungssystem bedingt, das im Raum von Hizwah seinen Ausgang nahm und die Aufwölbungsstruktur von Ma'aqla zunächst in NW-Richtung umfloß, um dann weiter in nördlicher Richtung zu entwässern. Ähnliche im Erosionsniveau korrespondierende Flächenelemente finden sich auch in den benachbarten Gebieten, z. B. direkt nordöstlich von Al Aytaliyah. Ursache hierfür sind Flußsysteme, die ganz offensichtlich als Folge erhöhter Niederschlagsaktivität in einer feuchteren Klimaperiode entstanden sind und sich mit ihren Nebenflüssen bis in den Bereich des As Sulb Plateaus zurückgreifend leicht eingetieft hatten.

Die zugehörigen Flächen finden sich vor allem in der gesamten Umrahmung der Aufwölbungsstruktur von Ma'aqla. Die Terrassenstufe ist allerdings dort weniger ausgeprägt, da die alte Entwässerungsrinne auf den härteren Umm er Radhuma Kalken an der Grenze zu der überlagernden Tsm-Folge nach W abglitt. Dagegen ist der Rand von der miozänen Altfläche des Tsm zur Hauptterrassenfläche als markante Stufe ausgebildet. Von Hizwah im SE beginnend ergibt sich entsprechend dem Gefälle des zugehörigen Entwässerungssystems nach NW eine leicht zunehmende Stufenhöhe (bis etwa 12 m Höhe). Bedingt durch einzelne aus dem S einmündende Erosionsrinnen ist der Rand der miozänen Altfläche durch einzelne zungenförmig nach N vorstoßende Rücken gegliedert. Im übrigen sind am Übergang zur tieferen Hauptterrassenfläche z. T. Zwischenniveaus vorhanden (auf der Karte – s. Beil. – nicht mehr dargestellt) bzw. der Rand heute durch viele kleine Wadis in einzelne Tafelberge aufgelöst (Fig. 4.10). Solche kleinere Tafelberge finden sich als Zeugen der ursprünglichen Tsm-Ausdehnung noch weit über die Hauptterrassenfläche verstreut.

Von besonderem Interesse ist ein solcher Tsm-Rest etwa 12 km nördlich von Shawyah (Fig. 4.11). Er fällt durch seine verkippte Lagerung sowie die schüsselförmige Eintiefung der Tsm-Basis gegenüber der umgebenden Umm er Radhuma



Fig. 4.10: Verebnungsfläche der Älteren Hauptterrasse mit tafelartigen Inselbergen als Reste der miozänen Altfläche. Im Vordergrund Karstschächte mit Durchbrüchen durch die oberste Hartkruste. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)



Fig. 4.11: Reste der neogenen Sedimentauflagerung auf die paläozänen bis eozänen Umm er Radhuma Kalke. Die neogenen Reste blieben inselbergartig in einer alten Kollapsstruktur vor der Abtragung bewahrt. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)

Oberfläche auf. Ganz offensichtlich handelt es sich dort um eine Kollapsstruktur einer älteren unterirdischen Verkarstung, wobei die damals dort noch weiträumig überlagernde Tsm-Folge miteingebrochen ist und später in dieser geschützten, abgesenkten Lage vor der Abtragung erhalten blieb. Zahlreiche Schächte im Umfeld belegen die Intensität dieser alten Verkarstung.

Östlich der zentralen Aufdomung von Ma'aqla ist die Hauptterrassenfläche mit einem weniger ausgeprägten Übergang zur Altfläche als deutliches Verebnungselement zu erkennen, das dann nach E zum nächst tieferen Terrassensystem abbricht. Weiter nach E zu den überlagernden Tsm-Kalken hat die dortige nach NW ausgerichtete fluviale Erosionsrinne des Hauptterrassensystems eine neue Schichtstufenbildung initiiert. Diese unterliegt heute im wesentlichen denudativer Abtragung, so daß die ursprüngliche terrassenförmige Anlage immer stärker überprägt wird.

Die Ausbildung der älteren Hauptterrassenfläche ist sehr unterschiedlich. In weiten Bereichen weist sie eine Überschotterung bzw. Kies-Sandauflage von wenigen Metern Mächtigkeit auf, wobei sich im Zuge der späteren klimatischen Veränderungen eine Serirfläche mit typischem Wüstenpflaster und z. T. Kalkkrustenbildungen im Untergrund eingestellt hat (Fig. 4.10). Im Gegensatz zur Serir der miozänen Altfläche ist jedoch die Wüstenlackbildung deutlich geringer, so daß diese Flächen auch auf den Luft- und Satellitenbildern als hellere Flächen deutlich zu erkennen sind.

#### 4.2.2.3. Jüngere Hauptterrasse

Die jüngere Hauptterrasse hat ihr Verbreitungsgebiet in der Nordhälfte des Kartenblattes (Beil.) zwischen Ma'aqla und Al Aytalyah sowie am Ostrand im Vorfeld der Tsm-Kalk-Schichtstufe, von wo sie in einzelnen konsequenten Durch-



Fig. 4.12: Rinnenförmige Eintiefung des Jüngeren Hauptterrassenniveaus in die Verebnung der Älteren Hauptterrasse, südwestlich Ma'aqla. Im Vordergrund plattiger Schutt vom Zerfall einer auf der Älteren Terrasse entwickelten Duricrust. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)

bruchswadis auch weiter nach E verfolgt werden kann. Ähnlich wie die ältere Hauptterrasse stellt auch die jüngere im wesentlichen eine Erosionsstufe dar (Fig. 4.12). Die Akkumulation von Sedimenten dieser Terrasse ist nur lokal und beschränkt sich auf wenige Meter umgelagerten Materials. Größere Sedimentmächtigkeiten sind nur in einzelnen Depressionssenken zu beobachten.

In weiten Teilen bildet das jeweils anstehende Gestein das Verebnungsniveau. Von Al Aytaliyah nach E sind es die klastischen Serien der Tsm-Folge. Bei der Verwitterung entstehen durch Anreicherung von Geröllen an der Oberfläche Steinwüsten, z. T. können jedoch auch Kalkkrusten herauspräpariert sein. Im Ausstrichbereich der UER-Formation sind es die Kalke, die die Terrassenoberfläche bilden. Sie weisen typische duricrustartige Veränderungen mit knolliger z. T. laminarer Ausbildung von 10–50 cm sowie einen darunterliegenden Entfestigungshorizont mit Kalklösung auf. Gegenüber der älteren Hauptterrasse ist die Duricrustbildung weniger intensiv, zeigt aber auch weniger Zersetzungs- und Zerfallerscheinungen.

Die Ausrichtung der Entwässerung folgte auf den vorliegenden Kartenausschnitt im westlichen Teil analog der älteren Terrasse nach N. Zwei Hauptentwässerungsfurchen sind hervorzuheben. Eine direkt nördlich von Al Aytaliyah, die nur den nördlichen Kartenrand erfaßt und eine zweite nordwestlich von Shawyah (Long. 47° 13'), die als bedeutendste Erosionsfurche dieses Raumes die Ausräumung des Beckens nordwestlich von Ma'aqla zur Folge hatte. Die Eintiefung gegenüber der älteren Hauptterrasse beträgt 10–15 m. Erosionsreste in Form von Zeugenbergen

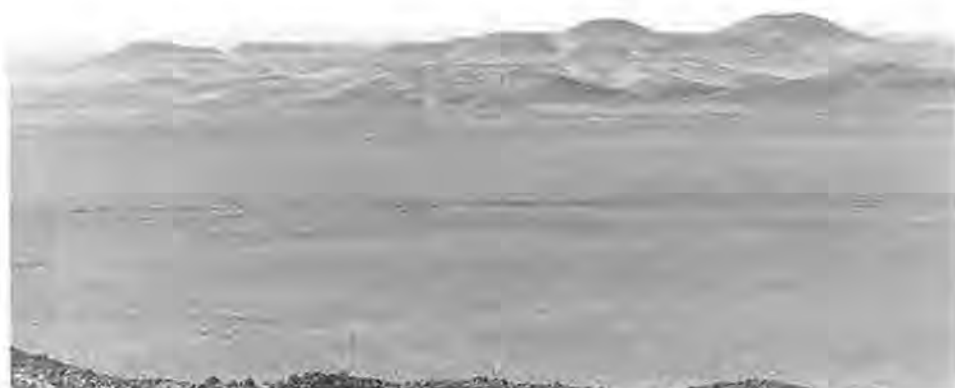


Fig. 4.13: Zeugenberge der ursprünglichen neogenen Sedimentverbreitung ca. 10 km im NE von Al Aytaliyah. Gut erkennbar sind verschiedene Terrassenniveaus mit einzelnen Resten der miozänen Altfläche und der gut ausgebildeten fast umläufigen Älteren Hauptterrasse. Die Jüngere Hauptterrasse ist nur noch ansatzweise am linken (südlichen) Bildrand erkennbar. Im Vordergrund eine weite z. T. deflationsbedingte Senke mit der rezenten Tiefenrinne im Mittelfeld. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)

belegen die ursprünglich weiter nach N reichende Verbreitung der älteren Terrasse als auch der miozänen Altfläche (Fig. 4.13).

Östlich der zentralen Aufdomung von Ma'aqla macht sich eine Umstrukturierung der Entwässerungsrichtung bemerkbar. Zunächst folgt die Haupteintiefung noch der des älteren Entwässerungsverlaufes nach N bzw. NNW. Dies verstärkte die Herauspräparation der nach E folgenden Tsm-Kalk-Schichtstufe. Auf deren nach NE geneigten Schichtfläche entstanden zunehmend konsequente Entwässerungsrinnen, die mit ihrer Eintiefung schließlich das nordgerichtete Entwässerungssystem anzapften und nach NE ablenkten. In dieser Richtung entstanden noch in der Zeit der jüngeren Hauptterrassenbildung ausgeprägte enge Durchbruchwadis, so östlich von Hizwah und nordöstlich von Ma'aqla. Letzteres bildet im weiteren Verlauf das Wadi Mibhil (R. A. BRAMKAMP & L. A. RAMIREZ, 1958).

Bemerkenswert ist im Bereich der zentralen Aufdomung eine NW-SE-gerichtete abflußlose Senke, die eine Länge von 15 km und eine Breite von bis zu 5 km aufweist. Die Senke ist im Bereich der älteren Hauptterrassenfläche um etwa 10–15 m bis auf das Niveau der jüngeren Terrassenfläche eingetieft. Aufgrund der in einzelnen Teilbereichen augenscheinlich kalkkorrosiven Erweiterung mit Randponoren in einzelnen Teilbecken (Fig. 4.14) wurde die Form als Polje angesprochen (vgl. Abschn. 4.3.), auch wenn im Laufe der klimatischen Veränderungen eine Miteintiefung und Überprägung durch Windausblasung stattgefunden hat. Eine weitere abflußlose Senke, allerdings wesentlich kleineren Ausmaßes befindet sich nordwestlich von Shawyah nördlich des Dünenzuges am Randbereich der dort abtauchenden UER-Formation. Für diesen Bereich wird eine im wesentlichen deflationsbedingte Anlage angenommen, obwohl auch dort bei stärkerer Wasserzufuhr eine unterirdische Entwässerung über den Karst anzunehmen ist.



Fig. 4.14: Teilausschnitt aus dem Polje südlich von Ma'aqla (s. Geomorphologische Karte, Beil.) nach Niederschlag und teilweiser Überflutung. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)

#### 4.2.2.4. Jüngstes Entwässerungssystem

In der Verebnung der jüngeren Hauptterrasse hat sich nachfolgend ein jüngeres Entwässerungssystem eingetieft. Seine Hauptverbreitung auf dem Kartenblatt hat es im N sowie im NE, wo es mit Höhen um 400 m bzw. 370 m ü.M. die derzeitige Vorflutbasis bildet und gegenüber der jüngeren Hauptterrasse um 10–15 m eingetieft ist.

Die Anlage dieses jüngsten Entwässerungssystems geht wieder auf einen klimatischen Wechsel zurück, der gegenüber der zuvor ariden Phase mit Wüstenpflasterbildung auf der jüngeren Hauptterrasse durch feuchtere Witterungsbedingungen gekennzeichnet war. Die Niederschlagsmengen waren aber auch in dieser feuchteren, vermutlich semiariden Phase noch relativ gering. Dies geht aus der Entwicklung dieser jüngsten Wadirinne hervor. Im nach S bei Shawyah endenden Hauptsystem sind weite Teile der älteren und jüngeren Hauptterrasse noch unzerschnitten. Das Abfluslaufkommen dort war offenbar zu gering, um zu einer erosiven Rinneneintiefung Anlaß zu geben. Das Niederschlagswasser floß, ähnlich wie heute, in einer flachen Sammelrinne auf den älteren Terrassenflächen ab bzw. gelangte unterirdisch über die Verkarstungssysteme zur Vorflut.

Innerhalb dieses Hauptentwässerungssystems westlich der Aufdomung von Ma'aqla bildet sich das jüngere Rinnensystem erst in der Mitte des Kartenblattes (26° 28' N) nach entsprechender Größe des zugehörigen Einzugsgebietes aus. Zunächst als schmales, durch deutliche Terrassenstufe abgesetztes Wadi gewinnt es nach N rasch an Breite, wo es schließlich in einzelne flache geschlossene Teilbecken aufgelöst wird. Letzteres wird auf die Deflation in nachfolgenden ariden Phasen zurückgeführt. Die Hauptausgestaltung des jüngeren erosiven Rinnensystems wird aufgrund ähnlicher Entwicklungen in der übrigen Schelftafel (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978) dem Spätpliozän bis früheren Pleistozän zugeordnet. Die aride Überprägung ist quartären Alters.

#### 4.2.2.5. Sanddünen und Flugsanddecken

Zur jüngsten morphologischen Gestaltung der Landschaft gehören neben den charakteristischen Verwitterungsformen des ariden Klimas und der Materialauswehung durch den Wind die verschiedenen äolischen Sandakkumulationen. Das Untersuchungsgebiet liegt am östlichen Rand der Ad Dahna Sandwüste. Diese stellt einen 50–70 km breiten aufgelockerten Sanddünenbereich dar, der sich von der großen Nafudwüste im N über mehr als 800 km bis zur Rub'Al Khali im S erstreckt. Diese Zone deckt sich weitgehend mit dem Ausstrichsbereich der UER-Formation. Im einzelnen besteht die Ad Dahna aus langgestreckten über 20–50 km verfolgbare Dünenrücken (Seifendünen) und breiten dazwischenliegenden Zonen mit meist geringmächtiger Flugsanddecke.

Auf das Kartenblatt (Beil.) greifen zwei isolierte randliche Dünenkomplexe über. Der bedeutendere ist der im südwestlichen Teil des Kartenblattes, der in südöstlicher Richtung über 20 km bis Shawyah reicht (Fig. 4.15). Der eigentliche Dünenzug ist 1–1,5 km breit und wird nach SW von einer nochmals so breiten Flugsanddecke (Fig. 4.16) begleitet. Diese Sande liegen der miozänen Altfläche auf, wobei die Dünen Höhen bis zu 15 m erreichen.

Ein weiterer Dünenzug erstreckt sich nordöstlich von Hizwah über 6 km. Er leitet dann in eine nach SE weiterstreichende 2 km breite Flugsanddecke über. Isolierte Flugsanddecken finden sich noch im SSE von Ma'aqla (Länge ca. 7 km) sowie am Blattrand im NE (Länge ca. 8 km).





Fig. 4.15: Seifendünen aus dem Dünenzug westlich von Shawyah. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)



Fig. 4.16: Flugsanddecke mit vegetationsbedingten Sandakkumulationen südöstlich Ma'aqla. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)

### 4.3. Oberflächliche Karstformen im Bereich des As Summan Plateaus

Die Verkarstung ist ein chemischer Lösungsvorgang. Für den Ablauf dieses Verwitterungs-Prozesses sind einerseits entsprechende lösliche Gesteine (Karbonate, Gips und Steinsalz) andererseits als Lösungsmittel das Wasser erforderlich. Ein wichtiger verstärkender Regulator ist bei der Verwitterung der Karbonatgesteine der  $\text{CO}_2$ -Gehalt des Wassers, der vielfach durch biogene Prozesse in der Wurzelzone von Vegetationsdecken erheblich angereichert wird.

Das As Summan Plateau liegt heute in einem ariden, z. T. hyperariden Klimabereich. Größere verfügbare Wassermengen sowie eine dichte Vegetationsdecke fehlen. Die hier auftretenden Karstphänomene haben daher, abgesehen von Kleinformen, ihren Ursprung in einer niederschlagsreicheren Klimaperiode.

#### 4.3.1. Kleinformen der Verkarstung

Das aride Klima der Wüsten ist durch seinen starken Temperaturwechsel von Tag und Nacht bekannt. Trotz meist geringer relativer Luftfeuchtigkeit kommt es aber als Folge der hohen Tagestemperaturen und der davon abhängigen absoluten Luftfeuchtigkeit zu erheblichen Taubildungen, die sich frühmorgens durch das Glitzern von Tausenden von Wassertropfen auf den Gesteinsoberflächen bemerkbar machen.

Erfolgt der Abfluß von Kondensationswasser über längere Zeit und mehr oder minder gleichmäßig in einem der Lösung günstigen Gefälle, so hinterläßt er seine Lösungsspuren in Form kleiner Rillen. Man spricht von Rillenkarren, einem echten Karstphänomen der Gesteinsverwitterung (Fig. 4.17). Andere lösungsbedingte Klein-



Fig. 4.17: Kalksteingeröll mit Klein-Rillenkarren als Folge von Lösungerscheinungen abfließender Tautropfen. (Foto: J. G. ZÖTL, 1974.)



Fig. 4.18: Lösungsorgeln und röhrenförmige Karren in der Duricrust der Tsm-Folge mit rezent fortschreitender Verkarstung nach episodischen Niederschlägen. (Foto: H. HOTZI, 1988.)



Fig. 4.19: Fossile Rillenkarrn am Rand einer Poljenstruktur im SW von Ma'aqla. Die Erhaltung der Karrn auf dieser Teilfläche war offensichtlich nur durch längere Sedimentbedeckung möglich. (Foto: J. G. ZÖTL, 1987.)

formen unserer Wüstengebiete sind die an der Oberfläche der Karbonatgesteine durch den Wechsel von Tau und Verdunstung entstehenden Napfkarren. In porösen Gesteinen können sie sich zu vertikalen Lösungsröhrchen weiter entwickeln. Sie können einer Klüftung folgend im Zusammenhang mit dem starken Temperaturwechsel von Tag und Nacht den Abbruch größerer Gesteinsstücke fördern und werden damit auch zu einem Prozeß der mechanischen Abtragung und Landformung (Fig. 4.18).

Eine in humiden Klimaten auftretende Kleinform der Verkarstung sind die in Kalkgebirgen verbreiteten Rinnenkarren. Die Voraussetzung ist ein steiler Gradient der Verkarstungsfläche und länger anhaltende Abflüsse von im Boden gespeichertem Niederschlag.

Rinnenkarren können gegenwärtig im As Sulb Plateau nicht gebildet werden. Von Seltenheitswert ist daher ein nahe Ma'aqla gut erhaltenes Beispiel dieses Karstphänomens, bei dem es sich nur um eine lange Zeit durch Sandbedeckung geschützte und erst in jüngster Zeit wieder exhumierte Altform aus feuchteren Klimabedingungen handeln kann (Fig. 4.19).

### 4.3.2. Größere Karstphänomene

Alle im folgenden beschriebenen Formen der Verkarstung sind zur Zeit humider bis semiarider Klimabedingungen entstanden. Sie sind nachfolgend entweder von der Abtragung überarbeitet worden oder unterlagen so großen Veränderungen, daß sie in Gestalt und Funktion zum Großteil nicht mehr den ursprünglichen Formen entsprechen. Man bezeichnet diese Karstphänomene als Paläokarst.

#### 4.3.2.1. Dolinen

Eine Doline entsteht entweder durch Lösungsvorgänge oder durch einen bis zur Erdoberfläche durchschlagenden Verbruch einer unterirdischen Karsthohlform. So werden je nach der Entstehung zwei Typen von Dolinen unterschieden.

##### Lösungsdolinen

Lösungsdolinen entstehen nur dort, wo die Oberfläche des Karbonatgebirges von einer Lockergesteins- und einer in der Regel bewachsenen Bodenschicht bedeckt ist. Der Abzug des versickernden Niederschlagswassers in die Tiefe vollzieht sich durch offene Klüfte, oft im Kreuzungsbereich von Kluftsystemen. Die Versickerung des Niederschlages übernimmt bereits von Anbeginn den Transport von Feinmaterial. Dieser erfolgt innerhalb der Deckschicht, was zur Einbeziehung der Dolinenböschung in den Prozeß der korrosiven Abtragung und zur Ausbildung der charakteristischen Trichterform der Lösungsdolinen führt. Nachsackungen können zur verstärkten zentralen Ableitung des Wassers in den sich erweiternden Hauptklüften des Systems und zu rascher Vertiefung der Dolinen führen.

Da die Lösungsdoline ein lebendiges, sich veränderndes Phänomen ist, gibt es unterschiedliche Größen und Formen. Die Dichte der Dolinen pro Flächeneinheit variiert naturgemäß sehr stark. Sie können aneinandergereiht tektonischen Linien und Gesteinsgrenzen folgen oder treten in gemäßigten und tropisch humiden Klimabereichen überhaupt unregelmäßig flächig verteilt auf.

Im As Summan Plateau fehlen alle notwendigen Voraussetzungen für die rezente Bildung von Lösungsdolinen. Im Raum Ma'aqla finden sich jedoch sowohl im Ausstrichsbereich der UER-Formation als auch der Tsm-Kalke verschiedentlich

kleine konisch geformte Eintiefungen bis zu 20 m Durchmesser, die in ihrem Ursprung auf solche Lösungsdolinen zurückgehen könnten. Die nachträgliche Überprägung durch Wind sowie die Einschwemmung und Anlagerung von Sand erlaubt jedoch keine eindeutige Interpretation. Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang eine wellige Zergliederung der älteren Hauptterrassenfläche ca. 8 km nördlich von Shawyah im Bereich der UER-Kalke. Diese heute z. T. in eine kleinräumige Inselberglandschaft aufgelöste Terrassenfläche, z. T. an eine Minikegelkarstlandschaft erinnernd, nimmt ihren Ausgang von einer Vielzahl von ca. 3–4 m eingetieften kleinen Depressionen, die zusammen ein altes Dolinenfeld markieren könnten (Fig. 4.20).

#### Einsturzdolinen

Einsturzdolinen entstehen durch den Verbruch der Decke eines unterirdischen Karsthohlraumes. Der Einsturz ist ein plötzlicher Vorgang der durch Nachbrüche modifiziert werden kann. Die Versturzmasse kann nachträglich in Lösungsprozesse bzw. erosive Transportvorgänge einbezogen und im Laufe der Zeit vollständig ausgeräumt werden. Derartige Dolinen werden im Sinne von A. BÖGLI (1978) als Karst-Fenster bezeichnet.

Einsturzdolinen sind im Bereich des gesamten Kartenblattes (Beil.), ausgenommen den Rest der miozänen Altfläche im SW, weit verbreitet. Sie bilden teilweise die Eingänge zu den auf dem Kartenblatt gekennzeichneten Höhlen. Besonders zahlreich sind sie im Bereich der älteren Hauptterrassenfläche nördlich des Dünenzuges von Shawyah (vgl. Fig. 4.10). Ganz allgemein gewinnt man den Eindruck einer Häufung im Bereich der früheren Auflagerungsgrenze des Tsm auf die UER-Kalke. Sie finden



Fig. 4.20: Kleinkegelförmige Auflösung der Verebnungsfläche der Älteren Hauptterrasse im Bereich anstehender UER-Kalke, ca. 9 km nördlich von Shawyah. Die Auflösung der Verebnung nimmt ihren Ausgang von flachen dolinenartigen Einmuldungen. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)



Fig. 4.21: Einsturzdoline im Bereich der UER-Kalke, ca. 5 km südlich von Ma'aqla. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)



Fig. 4.22: Einsturzdoline im Bereich der fossilen Duricrust am Top der UER-Folge, ca. 15 km im ENE von Al Aytaliyah. Die frühere Tsm-Auflage auf der alten Duricrust ist im Hintergrund in Form der Inselberge erkennbar. Die Decke der Aushöhlung bildet die eigentliche Hartkruste, während im darunterliegenden fossilen B-Horizont die domförmige Ausweitung der Höhle erkenntlich ist. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)



*Fig. 4.23: In sandiger Duricrust einzementierte Stalaktiten, Dahl Abu Marwah, im SW von Ma'aqla. Diese ursprünglich in einem freien Hohlraum entstandenen Tropfsteine belegen mit der teilweisen Verfüllung der Höhle, Duricrustbildung und nachträglicher Erosion eine mehrphasige morphologische Entwicklung. (Foto: H. HÖTZL, 1974.)*



*Fig. 4.24: Auf der Älteren Hauptterrassenfläche angeschnittener Tropfstein. Der Tropfstein ist völlig umkristallisiert und stellt heute einen Calcit-Einkristall dar. (Foto: J. G. ZOYL, 1987.)*

sich aber auch in weiter vom Ausstrich der UER-Formation entfernten Bereichen, so z. B. in den Deflationssenkten südöstlich von Al Aytaliyah.

Genetisch gehen sie auf unterschiedliche Ursachen zurück, wie dies im Abschn. 8. noch ausgeführt wird. Zwei Haupttypen sind zu unterscheiden:

- 1) Einstürze von Höhlenteilen im UER-Kalk (Fig. 4.21). Diese Höhlenteile gehören zu unterschiedlich ausgedehnten Höhlensystemen, so daß an der Basis der Einsturzdolinen vielfach der Anschluß an eine solche Höhle gegeben ist.
- 2) Eine weitere Möglichkeit ist der Nachbruch von mehr oder weniger geschlossenen Lösungskammern, die sich vor allem im B-Horizont der mächtigen Duricrust-Profilabfolgen einstellen (Fig. 4.22).

Das zeitliche Auftreten der Nachbrüche ist zunächst unabhängig von einzelnen Klimaphasen, auch wenn verstärkte Niederschlagsinfiltrationen auslösendes Moment des Nachbruches sein können. Bezogen auf die initiale Verkarstung der UER-Kalke unmittelbar nach deren Sedimentation im Eozän kam es sicherlich im gesamten morphologisch relevanten Betrachtungszeitraum seit dem Eozän zur Bildung solcher Einsturzdolinen (H. FELBER et al., 1978 b). Hinweis auf die frühe Entstehung liefert der schon im Abschn. 4.2.2.2. (vgl. Fig. 4.11) erwähnte Tsm-Inselberg ca. 10 km nördlich von Shawyah. Mit seiner verkippten Lage in einem solchen größeren Nachbruchbereich ist er in geschützter Position erhalten geblieben. Der Nachbruch mußte daher bereits zu einem Zeitpunkt erfolgt sein, als die Tsm-Schichten die Aufdomung von Ma'aqla noch weitgehend überdeckten (Oberes Miozän).

Schöne Beispiele für die Mehrphasigkeit solcher Verkarstungserscheinungen bilden auch die in die Kalkkrusten einzementierten Stalaktiten (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978). Die in der Fig. 4.23 und 4.24 erkenntlichen Stalaktiten hingen zunächst von einer Höhlendecke in den freien Höhlenraum. Nach einzelnen Ein- und Nachbrüchen sowie seitlichen Verfüllungen mit Sand kam es zur Duricrustbildung und nachträglicher Abtragung, die zu den Anschnitten der Stalaktiten an der heutigen Oberfläche führte. Der so dokumentierte Vorgang ist nur unter mehrfachen klimatischen Veränderungen möglich (H. FELBER et al., 1978 a, 1978 b).

#### 4.3.2.2. Karstschächte

Neben den Einbruchsstrukturen der Erdfälle finden sich im Ausstrich der UER-Formation, aber auch noch im Übergangsbereich zu der auflagernden Tsm-Folge, zahlreiche Karstschächte. Sie gehen auf bevorzugte Lösungsvorgänge entlang von Spalten oder anderen vertikalen Inhomogenitäten zurück und werden als Ausdruck der unterirdischen Verkarstung (Vertikalhöhlen) im Abschn. 8. ausführlich behandelt.

Morphologisch und hydrologisch kommt diesen Höhlen eine besondere Bedeutung zu. Als bevorzugte Abflußöffnungen für die Tiefensickerung (vgl. Abschn. 5.) entwickelten sich z. T. Drainagerinnen, die das oberflächlich abfließende Niederschlagswasser diesen Schächten zuführen (Fig. 4.25).

Auch bei diesen Schächten zeigt sich die teilweise sehr alte Anlage mit unterschiedlichen Überprägungen bzw. Abtragungen unter sich verändernden Klimabedingungen. So finden sich auf den Terrassenflächen gekappte Schächte (Fig. 4.26), deren ursprünglicher Einlauf im Bereich einer höheren Niveaufläche lag.

#### 4.3.2.3. Karstsenken und Poljen

Bereits auf den Satelliten-Fotos fällt die scheinbar „löchrige“ Struktur der Ausstrichsbereiche der UER-Folge auf. Zahlreiche runde bis elliptische Formen von





Fig. 4.25: Ältere Hauptterrassenfläche mit Karstschächten und dazu tributären kleinen Entwässerungssystemen. Im Hintergrund flacher Anstieg (Gleithang) zur miozänen Altfläche mit der Ortschaft Ma'aqla am Horizont. (Foto: H. HÖTZL, 1988.)



Fig. 4.26: Gekappter Karstschacht im Bereich der Älteren Hauptterrassenfläche, ca. 10 km im SW von Ma'aqla. Die Ausformung weist auf turbulente Fließvorgänge hin. Die Erosion erfolgte nach der Entwicklung des Karstsystems. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)

dunklen Farbtönen erwiesen sich als kleine abflußlose Senken, in denen eine reichliche Trockenbuschvegetation für den gegenüber dem Umfeld dunkleren Farbton auf den Luftbildern verantwortlich ist (Fig. 4.27). Aber es sind nicht nur die dunkleren Strukturen, sondern auch helle kreisförmige Gebilde, die bereits auf den Satelliten- und Luftbildern erkenntlich sind.

Bei beiden Strukturen handelt es sich um flache meist 2–5 m tiefe Hohlformen von mehreren Zehnern bis Hunderten von Metern Längsausdehnung, die in die jeweiligen Verebnungsniveaus bzw. Terrassenflächen eingesenkt sind. Auch wenn unter dem ariden Klimageschehen – auch vergangener Perioden – die Deflation nicht ganz ausgeschlossen werden kann, zeigt sich auf den heutigen Verebnungsflächen, daß es nach Niederschlägen in den extrem flachen Spülmulden (vgl. Fig. 4.9), z. B. im Bereich der Tsm-Kalkfolge, zu einer entscheidenden Mitbeteiligung kalkkorrosiver Vorgänge kommt.

Es ist daher davon auszugehen, daß die Karstsenken aus ersten Ansätzen von einfachen Spülmulden hervorgingen, die gerade während feuchterer semiarider Klimabedingungen einem verstärkten Lösungsabtrag ausgesetzt waren. Nach Erreichen einer gewissen Tiefe und damit auch Sedimentbedeckung entwickeln sie sich vornehmlich lateral weiter. In einzelnen von ihnen sind entweder zentral oder randlich Karstschächte oder Einsturzbereiche zu erkennen, die nach Niederschlagsereignissen als Schwinden (Ponore) wirksam sind. Je nach Sedimentverfüllung können sich bei einem gewissen Wasserspeichervermögen dichte Buschpflanzenbestände in der Senke einstellen. Sind die Senken jedoch stark der vorherrschenden Windrichtung ausgesetzt, kommt es zu Sedimentauswehungen und deflationsbedingten Überprägungen.

Einzelne solcher Karstsenken mit gut entwickelten Randponoren wurden in der Feldansprache bereits als Minipolje bezeichnet. Sicherlich sind bei solchen, nur



Fig. 4.27: Flache Karstdepression im WSW von Ma'aqla mit Materialeinspülung und Einwehung sowie darauf basierender Trockenbusch-Vegetation. (Foto: H. HOTZL, 1988.)

mehrere hundert Meter im Durchmesser umfassenden Formen nicht alle typischen Poljen-Merkmale realisiert, so daß hier der neutralere Ausdruck Karstsenke sicherlich angebracht ist.

Lediglich für eine Form, die Rawdat von Ma'aqla, scheint eine solche Einstufung berechtigt. Unter einer Rawdat (Paradies) verstehen die Beduinen einen Senken- oder Wadibereich, in dem es auf Grund der Bodenbeschaffenheit nach der feuchten Jahreszeit im allgemeinen zu einem grünen Wiesen- und Buschbewuchs kommt (Fig. 4.28).

Südlich von Ma'aqla erstreckt sich eine solche Senke in NW-SE-Richtung über mehr als 15 km, die durchschnittliche Breite beträgt 5 km (vgl. Beil.). In ihrer Längserstreckung ist sie in Teilbecken gegliedert, die höhenmäßig leicht gegeneinander versetzt sind. Das Hauptbecken bildet die eigentliche Rawdat, an die sich ein von dichten Tonsedimenten eingenommener Überflutungsbereich anschließt. Die Höhenlage von 410–415 m ü.M. entspricht dort dem Niveau der jüngeren Hauptterrasse. Das Polje ist vollständig in die ältere Hauptterrasse (430 m ü.M.) eingetieft, wobei nach N auch noch Reste der miozänen Altfläche (440 m ü.M.) anschließen.

Im nördlichen Teilbecken ist im Bereich eines Erdfalles ein Randponor entwickelt, der auch heute nach Niederschlagsereignissen aktiv ist (Fig. 4.29). Wie weit früher tatsächlich das Niederterrasseniveau als Vorflutbasis diente, kann nicht mehr eindeutig festgestellt werden. Der Grundwasserspiegel liegt heute deutlich tiefer (vgl. Abschn. 6.), so daß die Entwässerung in jedem Fall in den tieferen Untergrund führt.

Viele dieser Einzelheiten weisen auf die wichtigsten Elemente eines klassischen Poljes hin. Der Begriff, der aus dem Karst Südosteuropas stammt, bedeutete ein



Fig. 4.28: Ausschnitt des Poljes südlich von Ma'aqla (vgl. Beil.) mit dem ebenen Poljenboden, der Rawdat von Ma'aqla und dem dahinterliegenden Poljerand. (Foto: H. HÖTZL, 1987.)



Fig. 4.29: Teilbecken des Poljes von Ma'aqla mit Oberflächenabfluß zum Randponor nach Niederschlagsereignis im März 1987. (Foto: H. HÖTZL.)

bebaubares Land, Ackerland, umrahmt von steinigen Flächen. Daran anknüpfend lautet die morphographische Definition (A. BÖGLI, 1978): „Poljen sind ausgedehnte, allseits geschlossene Hohlformen im Karst mit zumeist ebenem Boden, stellenweise steiler Umrahmung und deutlichem Hangknick. Das Polje hat einen unterirdischen Abfluß. Es kann trocken liegen, aber auch ganzjährig oder zeitweise durchflossen oder innudiert sein“.

Auch wenn heute in der Rawdat von Ma'aqla nur noch episodisch Wasser vorhanden ist, so erfüllt es auch unter den ariden Bedingungen für die Abflüsse von Einzelniederschlägen die Funktion eines Poljes.

Im Grunde stellt jedoch diese Form einen Paläokarst dar, der offenbar unter feuchteren Klimabedingungen zumindest seine Hauptausgestaltung im Rahmen der älteren Hauptterrassenzeit (Oberes Miozän/Unteres Pliozän?) erfahren hat. Zweifelsohne hat diese Hohlform unter ariden Bedingungen, im wesentlichen durch Deflation eine entscheidende Überprägung erfahren, doch wäre es im Hinblick auf die erhalten gebliebene Funktionsfähigkeit noch zu weit gehend von einer Art Karstruine zu sprechen.

## 5. Hydrologie

### 5.1. Hydrologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

Wie in den vorangegangenen Abschn. 3. und 4. bereits deutlich geworden ist, ist der Ausstrichsbereich der Umm er Radhuma Serie in dem Gebiet von Ma'aqla stark

durch Karsterscheinungen charakterisiert. Bereichsweise ist eine signifikante Häufung von Höhlen und senkrechten Lösungsschächten zu beobachten. Diese bilden eine potentielle Verbindung zwischen dem oberirdischen Entwässerungsnetz und dem tiefliegenden Grundwasser.

Außer dem Paläo-Entwässerungssystem (vgl. Abschn. 4.2.) ist in dem Untersuchungsgebiet kein rezent wirksames, großräumiges, oberirdisches Entwässerungssystem zu beobachten. Vielmehr zerfällt das Untersuchungsgebiet in eine ganze Reihe von einzelnen, abflußlosen Senkenbereichen, die eng an das Karstsystem gebunden sind. Je nach Dichte der oberflächennahen Karsterscheinungen können unterschiedliche Einzugsgebietsgrößen beobachtet werden. In vielen Fällen handelt es sich um sehr kleine Einzugsgebiete mit einer Fläche von weniger als 1 km<sup>2</sup>. Das Ende der Abflußrinnen bildet meistens eine Karstöffnung. Ältere Abflußsysteme und Wadisysteme werden von diesen jüngeren Systemen abgeschnitten. Zur besseren Charakterisierung der hydrologischen Verhältnisse wurden die Abflußsysteme in drei generelle Gruppen unterteilt (vgl. Fig. 5.1). Die Unterteilung wurde nach dem geologischen Aufbau und der Entwicklungsstufe des Karstsystems vorgenommen.

Die räumliche Verteilung der unterschiedlichen hydrologischen Einheiten ist auf der Grundlage der geomorphologischen Kartierung in Fig. 5.2 dargestellt. Der flächenmäßig größte Anteil auf dem Kartenausschnitt wird durch die Tsm-Sedimente mit einer Gesamtfläche von 633 km<sup>2</sup> (entspricht 48,1% der Gesamtkartenfläche) gebildet. Die Gruppe II weist eine Gesamtfläche von 561 km<sup>2</sup> (42,6%) auf. Die in der letztgenannten Fläche enthaltenen Depressionen (II-3) bedecken 55,0 km<sup>2</sup> (4,2%). Vergleichsweise große Flächen nehmen die im Bereich der Tsm-Sedimente liegenden Depressionen südöstlich von Al Aytaliyah mit 18,4 km<sup>2</sup> Gesamtfläche ein. Die poljeähnlichen Formen der Gruppe II-4 bilden dagegen nur eine verschwindend kleine Fläche von 0,12% bzw. 1,5 km<sup>2</sup>. Sanddünen (III) bedecken 121 km<sup>2</sup>, was 9,2% der Gesamtkartenfläche entspricht.

#### 5.1.1. UER mit Tsm-Überlagerung (I)

Rund um den UER-Ausstrich um Ma'aqla tritt eine Überlagerung von meist geringmächtigen Tsm-Sedimenten auf. In diesen Gebieten herrscht eine flache Morphologie vor. Die unterlagernden verkarsteten Kalksteine sind an einzelnen Stellen freigelegt, wo das offene Karstsystem über meist senkrechte Schächte, die vorzugsweise in Gruppen angeordnet sind, zugänglich ist. Die Zuflüsse zu den Schächten sind z. T. mehrere Meter tief in den Untergrund eingeschnitten. An den Seiten dieser Rinnen finden sich eingewehte Sande.

In diesen Gebieten herrschen flachgründige Bodenentwicklungen, aus mit herauspräparierten Gesteinsbruchstücken vermischem Sand, vor. Auf Zwischenverebnungen und in der Nähe der Tiefpunkte der Entwässerung finden sich vereinzelt schluffige und tonige Schwemmsedimente.

#### 5.1.2. Erodierte UER-Flächen (II)

##### Erodierte Altflächen und Terrassenentwicklungen (II-1)

Im zentralen Teil des Umm er Radhuma-Ausstriches ist eine terrassenförmige Morphologie zu erkennen. Die Einzugsgebiete um die einzelnen Höhleneingänge sind meist klein und weisen ein deutliches Entwässerungsnetz auf. Auf den unterschiedlichen Terrassenniveaus haben sich jeweils mit feinkörnigen Sedimenten verfüllte Zwischenbecken gebildet, die untereinander verbunden sind.

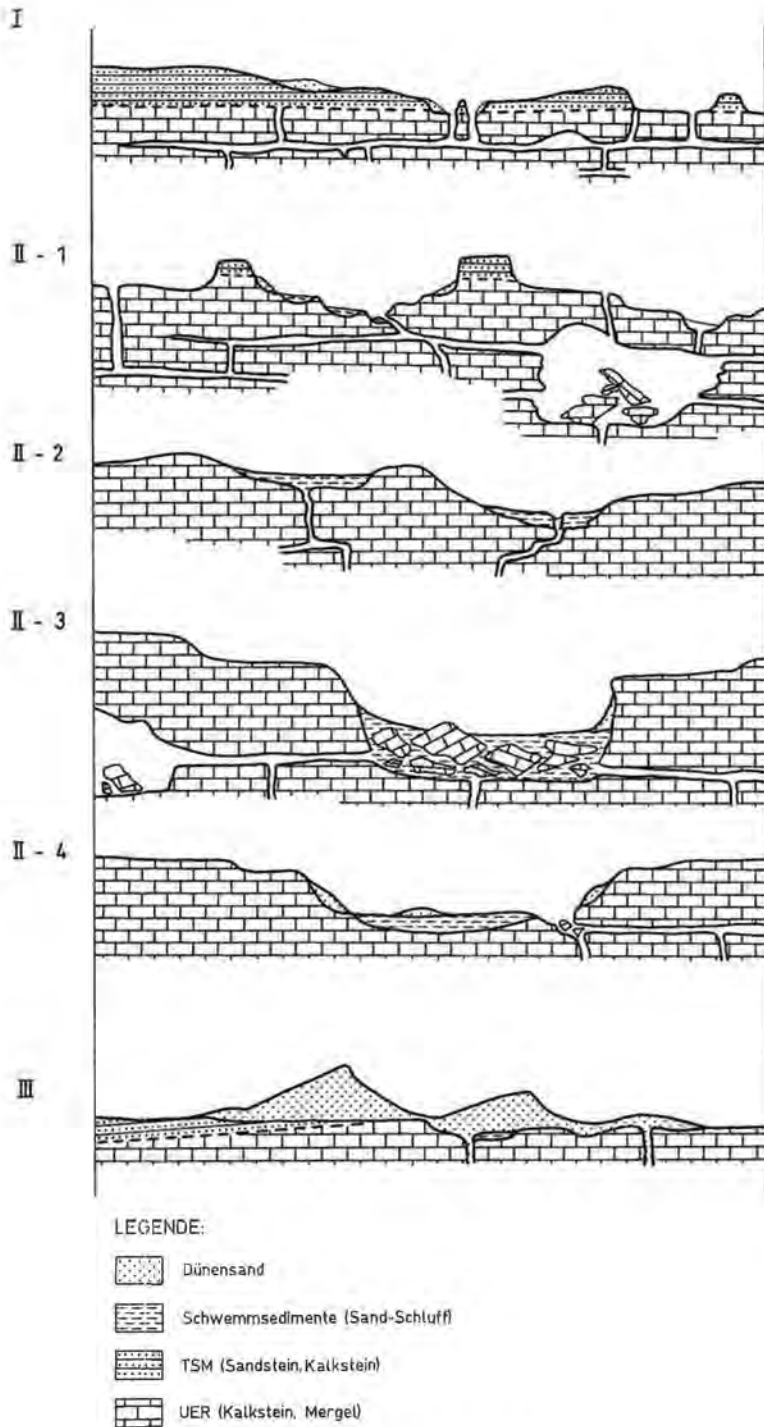
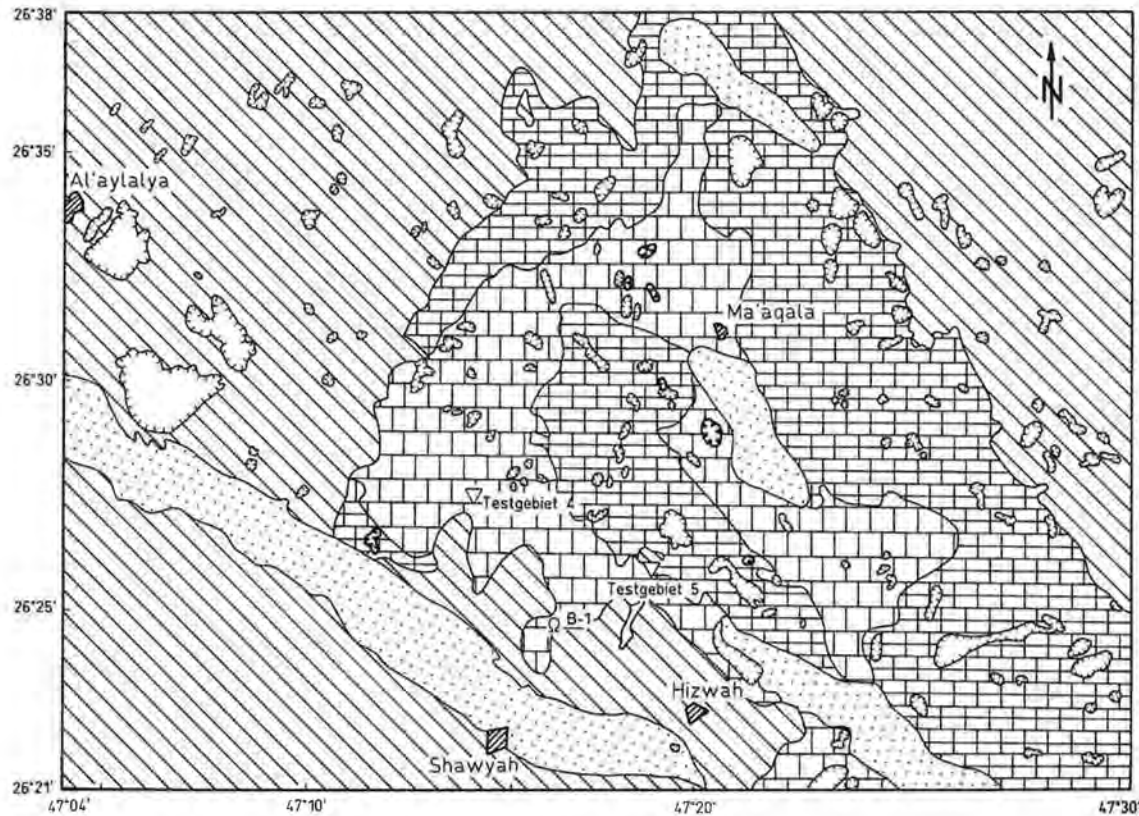


Fig. 5.1: Charakterisierung der hydrologischen Abflußverhältnisse im Untersuchungsgebiet nach geologisch-morphologischen Kriterien.



Karte der Hydrologischen  
Einheiten im Gebiet von  
Ma'aqala, Saudi Arabien

LEGENDE:

- I  UER mit TSM Überlagerung
  - II-1  Erodierte Altflächen und Terrassenentwicklungen
  - II-2  Abflußlose Karstbecken
  - II-3  Einbruchstrukturen
  - II-4  Poljen
  - III  Sanddünen
  -  Testgebiete
- 0 2,5 5km

Fig. 5.2: Karte der hydrologischen Einheiten und Lage der Testgebiete.

Der Gesamtbereich der Altflächen bildet morphologische Höhenlagen, die auch die oberirdischen Wasserscheiden bilden. Besonders deutlich wird dies im zentralen Kartenausschnitt, wo die Altflächen die morphologisch tiefer liegenden Bereiche vollständig einkreisen. Etwa südlich der Linie zwischen Testgebiet 4 und Testgebiet 5 (vgl. Abschn. 5.2.) tritt eine besondere Häufung an offenen Höhlenzugängen auf.

Die Hänge bestehen aus anstehendem Kalkstein, wobei die durch Karstlösung erweiterten Kluftflächen mit Gesteinsschutt und eingewehtem Sand verfüllt sind. Die Zwischenbecken sind mit schluffig-sandigem Lockermaterial gefüllt. Die Mächtigkeit dieser Beckensedimente variiert stark und wurde zwischen wenigen Zentimetern und über drei Metern angetroffen.

#### **Abflußlose Karstbecken (II-2)**

In den morphologisch tieferen Bereichen des UER-Ausstriches sind weniger Höhlen bekannt. In diesen Regionen sind z. T. großräumige, flache Depressionen ausgebildet. Der zentrale Teil dieser Becken wird durch eine ebene Fläche aus schluffig-sandigem Material gebildet. Diese werden während und nach Niederschlagsereignissen offensichtlich überflutet. Im Zentrum von einzelnen Depressionen wurden dolinenartige Einsenkungen beobachtet. Diese Einsenkungen sind jedoch meist mit Sediment und eingeschwemmten Gesteinsbruchstücken verstopft. Einige dieser abflußlosen Becken weisen einen sehr dichten Bewuchs auf.

#### **Einbruchsstrukturen (II-3)**

Einbruchsstrukturen größeren und kleineren Ausmaßes sind im gesamten Untersuchungsgebiet zu beobachten. Charakteristisch sind die großen Strukturen südöstlich von Al Aytaliyah. Je nach Alter und Größe der Strukturen sind im Inneren der Einbrüche noch Reste der eingebrochenen Decke zu erkennen. Sie sind durch eingeschwemmtes Material und offensichtlichem zeitweiligem Einstau mit feinerem Material (Sand-Schluff) bedeckt.

#### **Poljen- und poljeähnliche Formen in der erodierten UER (II-4)**

Eine Entwicklung der Einzugsgebiete bis hin zu dem charakteristischen Poljetypp ist im Untersuchungsgebiet relativ selten. Häufiger sind kleinere poljeähnliche Formen. Meist sind Übergänge zu den Einbruchsstrukturen (II-3) zu beobachten. Typisch für die poljeähnlichen Gebiete sind Flachzonen vor den exzentrisch gelegenen und bei Wasserabfluß als Ponore fungierenden Schächten und Erdfällen. Auch diese Flachgebiete sind von schluffig-sandigen Böden bedeckt und weisen Überstaumarken aus Zeiten mit Starkniederschlägen auf. Ein Bewuchs ist hier meist nicht festzustellen.

#### **5.1.3. Sanddünengebiete (III)**

Die SE-NW-verlaufenden Sanddünenzüge der Ad Dahna bedecken sowohl die Tsm wie auch die UER-Ausstrichsbereiche. Die Mächtigkeit schwankt stark. Sanddünen sind nur im S des Kartenausschnittes (Fig. 5.2) zu beobachten. Im N sind es vorzugsweise gering mächtige Sandauflagen, meist von weniger als einem Meter. Damit sind auch die Karstformen überdeckt, so daß sich unter den Sanddünengebieten alle vorbeschriebenen Entwässerungssystem-Typen verbergen können.

### **5.2. Auswahl von Testgebieten**

Um realistische Werte über den Wasserhaushalt im Ausstrichgebiet der UER-Formation zu bekommen, wurden während der ersten Geländekampagne 1986 fünf



Einzugsgebiete ausgewählt. Die Auswahl erfolgte unter dem Aspekt einer möglichst repräsentativen Charakterisierung der hydrologischen Einheiten des Gesamtuntersuchungsgebietes.

Eine der Hauptauswahl-Kriterien war, daß in der unmittelbaren Nähe der als Ponore fungierenden Karstschächte die Möglichkeit für eine Oberflächenabfluß-Messung bestand. In zwei der Untersuchungsgebiete (Einzugsgebiete 4 und 5) wurden 1987 auch Oberflächenabfluß-Meßwehre installiert. Beide Testgebiete wurden weiterhin detailliert untersucht und werden nachfolgend näher beschrieben.

### 5.2.1. Testgebiet 4

Das Testgebiet 4 liegt ca. 9 km nordnordwestlich von Shawyah, in einer stark gegliederten, erodierten Altfläche. In der Umgebung sind eine große Anzahl von offenen Karsthöhlen festzustellen, die jedoch meist nicht groß genug für eine Begehung sind. Der Höhenunterschied innerhalb der Einzugsgebiete liegt zwischen 10 und 15 m. Das hier betrachtete Einzugsgebiet hat eine oberirdische Fläche von ca. 40 000 m<sup>2</sup>. Es ist damit das kleinere der hier beschriebenen Testgebiete.

Das Gebiet wird von einem zentral gelegenen Höhleneingang entwässert (Fig. 5.3). Die Zuflüsse zum Schacht kommen über vier Zuflußäste, die jeweils über schluffig-sandige Zwischenebenen laufen. Die dem Schacht vorgelagerte Verebnungsfläche

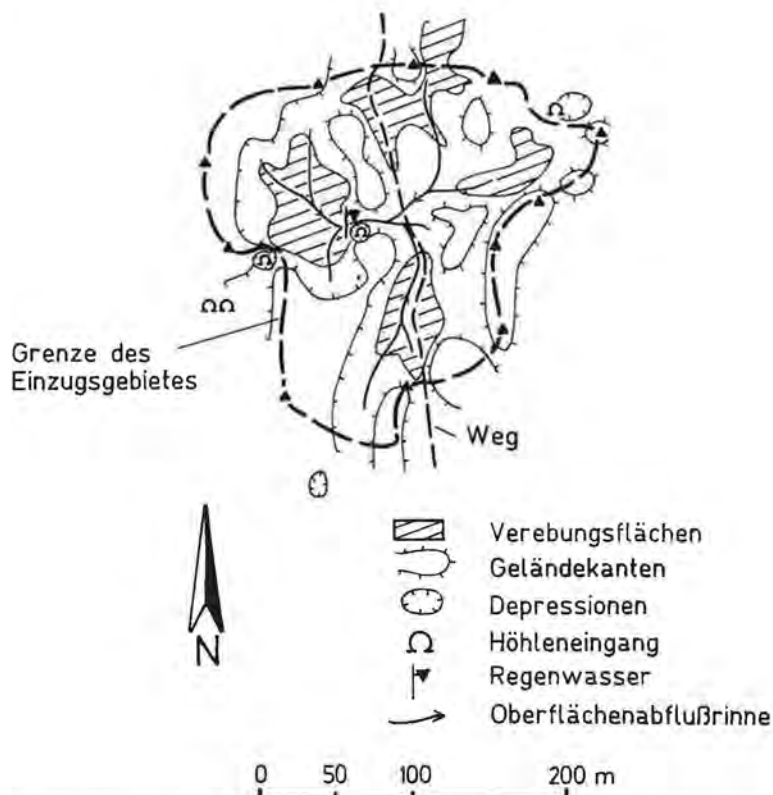


Fig. 5.3: Lageplan des Testgebietes 4 mit Verbreitung der wichtigsten Bodentypen.

weist ein Bodenprofil von minimal 60 cm schluffig-sandigem Material auf. Darunter folgt kompakter Kalkstein. Die Hänge sind mit Hangschuttmaterial und eingewehtem Sand flachgründig überdeckt. Am Rande der Verkrustungen ist ein 1–2 m hoher, meist senkrechter Geländesprung zu beobachten. Unter der Duricrust sind die typischen Auslaugungserscheinungen in Form von Mürbematerial festzustellen.

Der Bewuchs in dem Einzugsgebiet beschränkt sich auf einzelne kleine Büsche und lockeren Grasbewuchs im Bereich der Hänge. Die Hochgebiete und die Verebnungen sind nahezu vegetationsfrei.

### 5.2.2. Testgebiet 5

Nordöstlich von Shawyah, etwa auf halbem Wege nach Ma'aqla, liegt das Testgebiet 5. Es repräsentiert den hydrologischen Typ II-1 mit Übergängen zu II-2. Eine detaillierte Aufnahme des Einzugsgebietes ist in Fig. 5.4 dargestellt. Die Gesamtfläche des Gebietes beträgt 98 800 m<sup>2</sup>.

Um eine genauere hydrologische Charakterisierung des Einzugsgebietes vornehmen zu können, wurde während der Geländekampagne 1987 eine detaillierte Kartierung der Bodeneinheiten in dem Testgebiet 5 vorgenommen. Folgende Einheiten sind zu unterscheiden:

#### **Tsm-Hügel**

Die beiden höchsten Erhebungen im N des Einzugsgebietes werden aus Resten der Tsm-Sedimente aufgebaut. Mit relativ steilen Hängen (ca. 30% Hangneigung) bilden sie die steilsten morphologischen Einheiten. Der Oberboden besteht aus einer Mischung von Bruchsteinen und eingewehtem Sand. Der Untergrund wird dann hauptsächlich aus entfestigtem Tsm-Kalksandstein gebildet.

#### **Duri- und Ferricrust**

Insbesondere die höher gelegenen, älteren Terrassenniveaus werden durch die einstmals geschlossene Decke der Duricrust unterschiedlicher Generationen gebildet. Während im E mehr die kalkhaltige Duricrust vorherrscht, wird in den westlichen Hügeln die durch eine braune Oberflächenfarbe gekennzeichnete, ältere eisenhaltige Duricrust angetroffen. Die Kruste ist in größere und kleinere Schollen zerbrochen, die dazwischenliegenden Spalten sind mit Sand und Gesteinsbruchstücken verfüllt.

#### **UER**

Die Kalksteine der Umm er Radhuma Serie stehen unterhalb der Duricrust in aufgelöster Form an. In diesen Bereichen ist eine nur sehr geringe Lockermaterials-auflage festzustellen. Die Hangneigungen variieren zwischen 10° und 25°.

#### **Hangschutt**

In den flacheren Bereichen der Abhänge wurde das von der Erosion freigewaschene Material aus den höheren Hanglagen wieder abgelagert. Die Hangschuttdecke besteht aus einem Gemisch von sandig, schwach schluffigem Material mit Gesteinsbruchstücken. Die Mächtigkeit liegt bei wenigen Zentimetern bis Dezimetern. Infolge der Windschattenwirkung an den ostexponierten Hängen werden dort erhöhte Sandgehalte in dem Hangschutt beobachtet.

#### **Verebnungsflächen**

In der Südwesthälfte des Testgebietes sind zwei Verebnungsflächen zu beobachten, wo schluffig-sandige Sedimente durch fluvialen Transport abgelagert wurden. Die etwas höher gelegene, nördliche Zwischenverebnung weist noch Gesteinsbruchstücke auf, während die zentral gelegene, größere Verebnungsfläche rein schluffig-

## Testgebiet 5

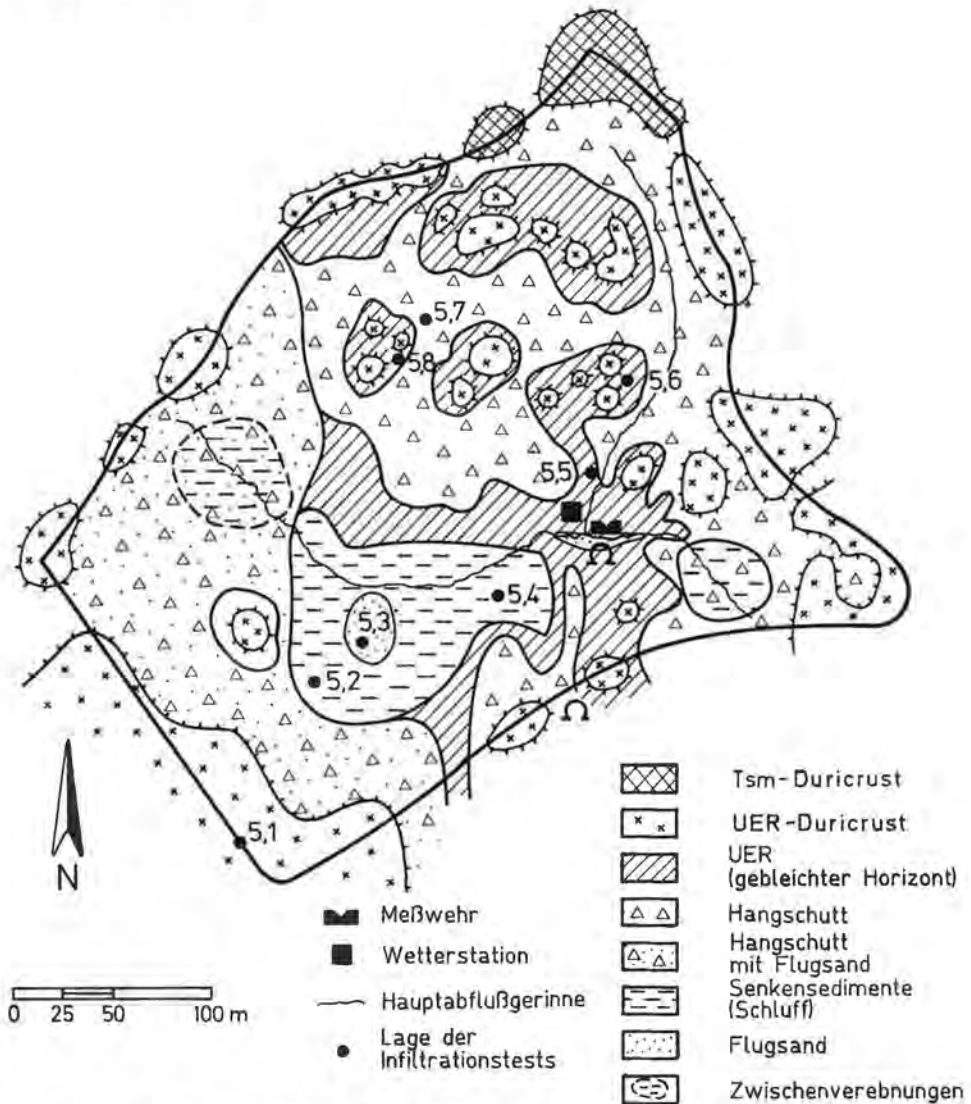


Fig. 5.4: Lageplan des Testgebietes 5 mit Verbreitung der wichtigsten Bodentypen.

sandiges Material beinhaltet. Infolge eines fehlenden Tongehaltes ist die Oberfläche auch im trockenen Zustand nur durch sehr wenige Trockenrisse gekennzeichnet. Von der Verebnungsfläche führen seitlich kleine Rinnen zu dem noch tiefer gelegenen Schacht. Sie liegt in einem kleinen Graben, der auf einer E-W-gerichteten Störungsline angeordnet ist. Der Graben ist z. T. mit Flugsand verfüllt.

Spärlicher Buschbewuchs ist nur in den mit Sand bedeckten Bereichen in der Mitte der zentralen Verebnungsfläche sowie in den Zuflußrinnen zum Schacht zu beobachten.

### 5.3. Meßergebnisse

Während der beiden Geländekampagnen 1986 und 1987 wurden eine Reihe von meteorologischen und hydrologischen Messungen durchgeführt. Schwerpunkt waren dabei die in dem vorangegangenen Kapitel beschriebenen Testgebiete. Darüber hinaus stand eine 6jährige Meßreihe (1974–1989) für die Wetterstation Ma'aqla zur Verfügung.

#### 5.3.1. Klima

Mit einem Jahresniederschlag von 93 mm und einer potentiellen Verdunstung von ca. 4500 mm gehört die hier untersuchte Region zu den trockenen Wüstengebieten der Erde. Die mittlere Tagestemperatur schwankt zwischen 12,7° im Januar und 35,4° im Juli. Die Jahresmitteltemperatur liegt bei 25,1° C. In Fig. 5.5 sind die Klimadiagramme für die Station Ma'aqla zusammengestellt.

Die relative Luftfeuchtigkeit schwankt zwischen 58% im Dezember und Januar und 21% im Juni/Juli. Die mittlere Luftfeuchtigkeit liegt bei 37,2%. Die potentielle Evaporation (PE) wird in der Station Ma'aqla mit Hilfe der „Class-A Pan“ gemessen. Im langjährigen Mittel liegt der Schwankungsbereich zwischen 634,9 mm Monatsverdunstungssumme im Juli und 150,8 mm potentieller Monatsverdunstung im

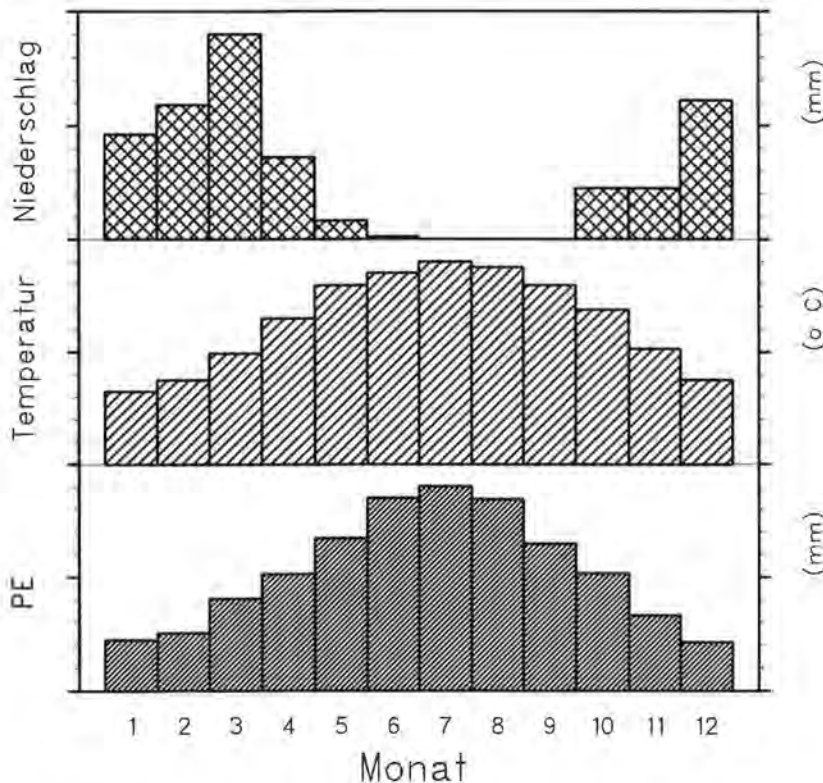


Fig. 5.5: Mittlere monatliche Lufttemperatur, Niederschlagssumme und Verdunstungssumme (PE) für die Wetterstation Ma'aqla (1974–1989). Die Höhe der Balken ist nicht maßstäblich.

Dezember. Die mittlere Jahressumme der potentiellen Verdunstung beträgt 4496,1 mm für die Zeitperiode 1974–1989.

Für die genannte 6jährige Meßperiode lag die Solarstrahlung im monatlichen Mittel bei 355,6 cal/cm<sup>2</sup> pro Tag. Sie erreicht dabei in dem Monat Juni ein Maximum von 501,7 cal/cm<sup>2</sup> pro Tag und ein Minimum von 186,1 cal/cm<sup>2</sup> pro Tag im Dezember.

Der mittlere Niederschlag für die genannte 6jährige Periode beträgt für die Station Ma'aqla 93,0 mm/a. Niederschläge fallen in dem Untersuchungsgebiet vor allem in den Monaten Dezember bis April. Nur selten treten auch einzelne Niederschläge in den Monaten Oktober/November bzw. Mai und Juni auf. Im langjährigen Mittel wird der höchste Niederschlag mit 24,2 mm im März festgestellt. Die höchste je gemessene Niederschlagsmenge liegt bei 94 mm im Monat März 1986. In dem selben Jahr wurde insgesamt ein Maximum von 282,8 mm an Niederschlag gemessen.

Der Niederschlag in Wüstengebieten ist neben einer zeitlich hohen Variabilität auch einer räumlichen hohen Variabilität unterworfen. Während der Geländekampagnen wurden in dem Untersuchungsgebiet mehrere Regenmesser installiert und nach einzelnen Niederschlagsereignissen abgelesen. Fast immer waren Unterschiede zwischen den einzelnen Niederschlagsmessern von über 50% (A. K. AL-SAAFIN et. al., 1990) zu verzeichnen.

### 5.3.2. Infiltration

Während der meisten Zeit des Jahres sind die Wüstenböden weitgehend trocken. Nur nach einzelnen Niederschlagsereignissen nimmt der Boden größere Wassermengen auf, die zu einem geringen Prozentsatz tiefere Gesteinshorizonte erreichen können. Wenn der Niederschlag die Infiltrationskapazität des Bodens überschreitet, wird darüber hinaus ein Oberflächenabfluß ausgelöst.

Hangparalleler Bodenwasserfluß an Gesteinsgrenzen ist nicht zu erwarten. In dem hier untersuchten Gebiet fließt somit der oberflächlich ablaufende Niederschlag direkt in die offenen Karstschächte und Spalten.

Während der beiden Geländekampagnen wurden in dem Untersuchungsgebiet 30 Infiltrationsversuche mit einem Infiltrometer nach H. R. BORK & H. ROHDENBURG (1984) durchgeführt. Es handelt sich dabei um ein Doppelring-Infiltrometer mit einem Außendurchmesser von 30 cm und einem Innendurchmesser von 19 cm. Beide Infiltrationsringe sind durch eine feste Abdeckung miteinander verbunden und werden mit Wasser (konstanter hydraulischer Gradient) über das Mariott'sche Flaschenprinzip versorgt. Die Infiltrationsmenge wird direkt an den Vorratsbehältern abgelesen. In Fig. 5.6 ist der Meßvorgang dargestellt. Das Infiltrometer wurde auch im Vergleich zu einem ASTM Standard-Doppelring-Infiltrometer betrieben, wobei vergleichbare Infiltrationswerte festgestellt wurden.

In der Tab. 5.1 sind die Ergebnisse der Infiltrationsversuche in Testgebiet 5 zusammengestellt. Sie sind in Form von Endinfiltrationsraten in Millimeter pro Minute bei einer normierten Überstauhöhe von einem Zentimeter (mm/min · cm) für die einzelnen Bodentypen aufgeführt. Alle Infiltrationsraten liegen im gleichen Größenordnungsbereich. Dies ist eine Folge der bei allen Bodentypen ähnlichen Bodenstruktur. Außerdem konnten die Infiltrationstests nur in den Gebieten durchgeführt werden, in denen eine ausreichende Lockermaterialauflage vorhanden ist. Dies ist vor allem für die Duricrust-Bereiche nicht durchwegs erfüllt. Auch im



Fig. 5.6: Durchführung von Infiltrationsversuchen mit abgedecktem Doppelring-Infiltrometer.  
(Foto: H. HÖTZL.)

Bereich der Abflußrinnen selbst steht das unbedeckte Festgestein meist direkt an. Nach den Infiltrationstests wurden Bodenproben entnommen und deren Kornverteilung im Labor bestimmt. In Tab. 5.1 sind die daraus nach J. ZIESCHANG (1964) berechneten Durchlässigkeitsbeiwerte  $k_f$  ebenfalls aufgeführt.

Berücksichtigt man die Flächenanteile der einzelnen Flächen, so ergibt sich für die Infiltrationsrate im Gesamttestfeld 5 ein Wert von  $I = 0,13$  (mm/min · cm). Für das Testgebiet ergibt sich dann eine Abhängigkeit des Oberflächenabflusses von der Niederschlagsintensität, wie sie in Fig. 5.7 dargestellt ist. Erst bei Überschreiten der Infiltrationsrate nimmt der Oberflächenabfluß linear zu. Dies gilt unter der Voraussetzung, daß während des Abflußereignisses keine Übertragungsverluste (Transmission loss) und keine Verdunstung auftritt.

In dem Testfeld Nr. 5 sind die Übertragungsverluste in den Rinnen selbst als sehr gering zu bezeichnen, da der unverwitterte Fels direkt ansteht. Das zufließende Wasser sammelt sich vor dem Übertritt in die Karsthöhle in der zentralen Senke.

Tab. 5.1: Infiltrationsraten, berechnete Durchlässigkeitsbeiwerte und zugeordnete Flächenanteile für die hydrologischen Einheiten im Testgebiet 5. n.b. = nicht bestimmbar!

	Infiltrationsrate (mm/min)	$k_f$ (m/s)	Flächenanteil (m <sup>2</sup> )
Duricrust	0,11	$3 \times 10^{-8}$	14 025
gebleichte UER	0,12–0,18	$4 \times 10^{-7}$	18 270
Senken	0,11–0,17	$9 \times 10^{-9}$	14 810
Hangschutt	0,08	n.b.	50 860
Sand	0,14	$4 \times 10^{-6}$	790

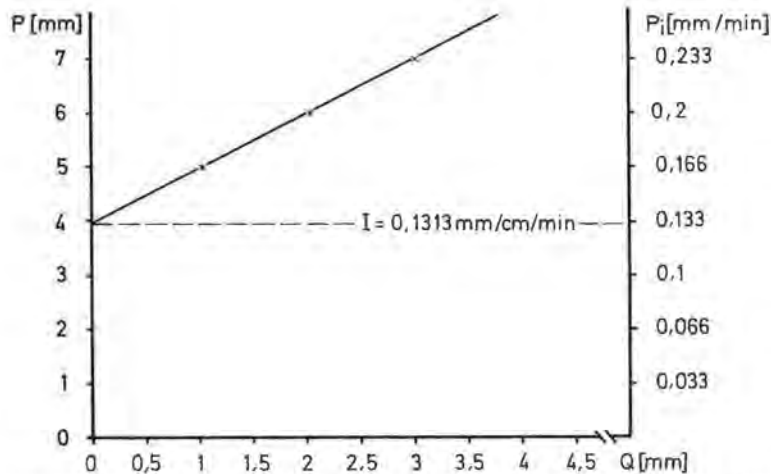


Fig. 5.7: Aus Infiltrationsmessungen errechneter Oberflächenabfluß im Testgebiet 5 in Abhängigkeit vom Niederschlag (Standardniederschlagsereignis von 30 min. Dauer).  $P$  = Niederschlagshöhe,  $P_i$  = Niederschlagsintensität,  $Q$  = Abflußhöhe.

Während Niederschlagsereignissen kann dort ein sehr rascher Aufbau eines Wasserspiegels beobachtet werden, von dem zusätzliche Infiltrationsverluste an dem Boden auftreten.

In Tab. 5.2 sind die Ergebnisse aller Infiltrationsversuche im Untersuchungsgebiet nach den hydrogeologischen Einheiten gegliedert aufgeführt. Zusätzlich sind die Anzahl der Versuche ( $n$ ) sowie die Standardabweichung ( $S_x$ ) und die dazugehörigen Flächen für das gesamt betrachtete Gebiet (vgl. Fig. 5.2) aufgeführt.

Aus der Tab. 5.2 kann man entnehmen, daß vor allem die Sanddünenbereiche über sehr hohe Infiltrationskapazitäten verfügen. Im Bereich der Sanddünen wurden Infiltrationskapazitäten von über 1 mm/min festgestellt, während im Bereich der geringmächtigen Sandauflagen Infiltrationskapazitäten von 0,53 mm/min gemessen wurden. Für beide Bereiche kann jedoch davon ausgegangen werden, daß die Infiltrationsraten ausreichen, um oberirdischen Abfluß nicht entstehen zu lassen.

Für den Bereich der mit Tsm überlagerten Umm er Radhuma liegt die Infiltrationsrate im Mittel bei 0,7 mm/min. Die Standardabweichung ist wie bei den übrigen Gruppen relativ hoch. Insgesamt liegen die Infiltrationsraten für die Gruppen I, II-1 und II-2 in der gleichen Größenordnung und überschneiden sich durch ihre

Tab. 5.2: Infiltrationsraten und zugeordnete Flächen für die hydrologischen Einheiten im gesamten Untersuchungsgebiet.

Hydrol. Einheit	Infiltrationsrate (mm/min · cm)	n	$S_x$	Fläche (km <sup>2</sup> )
I	0,17	8	0,07	633
II-1	0,20	6	0,11	175
II-2	0,13	8	0,04	329
II-3/4	0,07	4	0,04	57
III	0,88	3	0,32	121

Vertrauensbereiche. Dies ist durch die grundsätzlich ähnliche Bodenentwicklung zu erklären.

Deutliche geringere Infiltrationsraten sind dagegen für die abflußlosen Becken festzustellen, in denen schluffig-sandige Bodenarten auftreten.

### 5.3.3. Oberflächenabfluß

Während der ersten Geländekampagne 1986 konnten direkte Oberflächenabflüsse nach kurzzeitigen Niederschlagsereignissen festgestellt werden. Im Testgebiet 5 wurde am 6. März 1986 ein Niederschlagsereignis von 5,0 mm während einer Niederschlagszeit von 25 Minuten registriert. Aufgrund einer improvisierten Messung wurde ein Zufluß zu dem offenen Schachtsystem von 6,3 m<sup>3</sup> ermittelt. Das Oberflächenabflußmaximum von 4,2 l/s folgte direkt dem Niederschlagsereignis (Fig. 5.8). Der Abfluß hielt jedoch noch länger an und zeigte eine verspätete leichte Erhöhung ca. eine halbe Stunde nach Ende des Niederschlages. Der Abfluß spiegelt die Zuflußbedingungen in dem Einzugsgebiet wider. Der verspätete Abfluß wurde über die Verebnungsflächen südlich und westlich des Höhleneinganges geleitet und teilweise in den flachen Senken aufgestaut. Dort traten höhere Sickerwasser-verluste auf. Der direkte Zufluß stammt aus den nördlich gelegenen steileren Gebietsanteilen.

Der Gesamtabfluß entspricht etwa 1% des angefallenen Niederschlages. Dieser Wert liegt knapp über dem Grenzbereich zur theoretischen Entstehung von Oberflächenabfluß aus den Infiltrationsergebnissen (vgl. Fig. 5.8).

Daß in dem Untersuchungsgebiet durchaus größere Abflußmengen in die Höhlen übertreten können zeigt Fig. 5.9. Bei einem am 7. März 1986 beobachteten Abflußereignis flossen insgesamt ca. 32 m<sup>3</sup> in die Höhle B1 (UPM-Cave, s. Abschn. 8.). Das vorausgegangene Niederschlagsereignis dauerte 20 min und brachte einen Gesamtniederschlag von 5,0 mm. Gemessen an dem Einzugsgebiet von geschätzt 0,5 km<sup>2</sup> liegt die Niederschlag-Abfluß-Relation wiederum in der Größenordnung von etwas über 1% und zeigt, daß das in ähnlicher Position liegende Gebiet auch vergleichbare Oberflächenabflüsse aufweist.

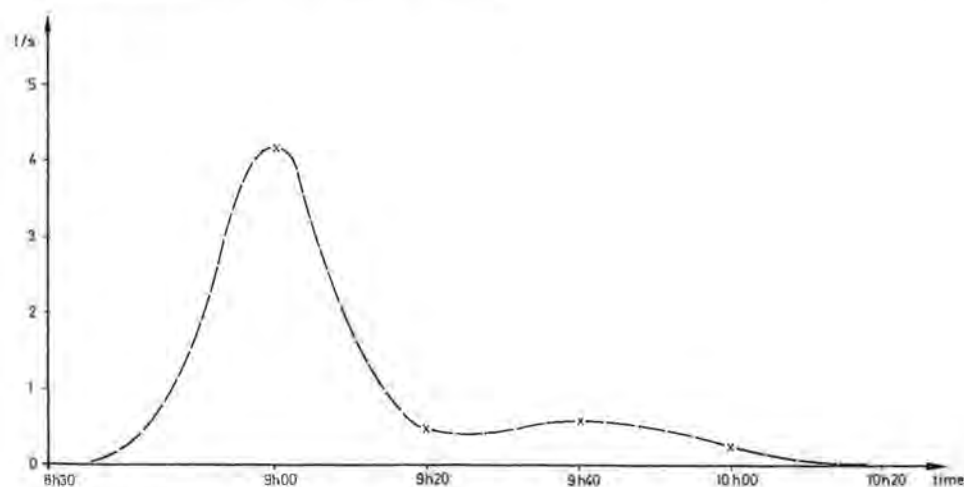


Fig. 5.8: Abflußkurve des Zuflusses zum Karstschacht im Testgebiet 5 am 6. März 1986.

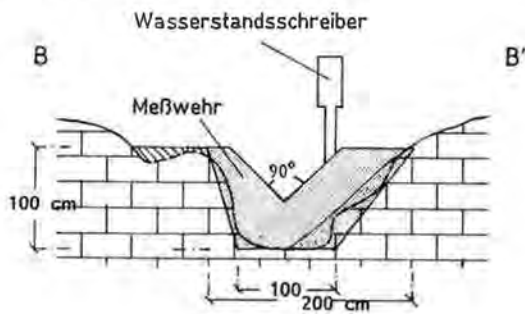




*Fig. 5.9 a: Flächenhafte Verbreitung des Niederschlagswassers und  
b: Zufluß zum punktförmigen Abfluß in den Untergrund, Schachthöhle B 1.  
(Foto: J. G. ZÖTL, 7. März 1986.)*

## Testgebiet 5

### Querschnitt



### Lageplan

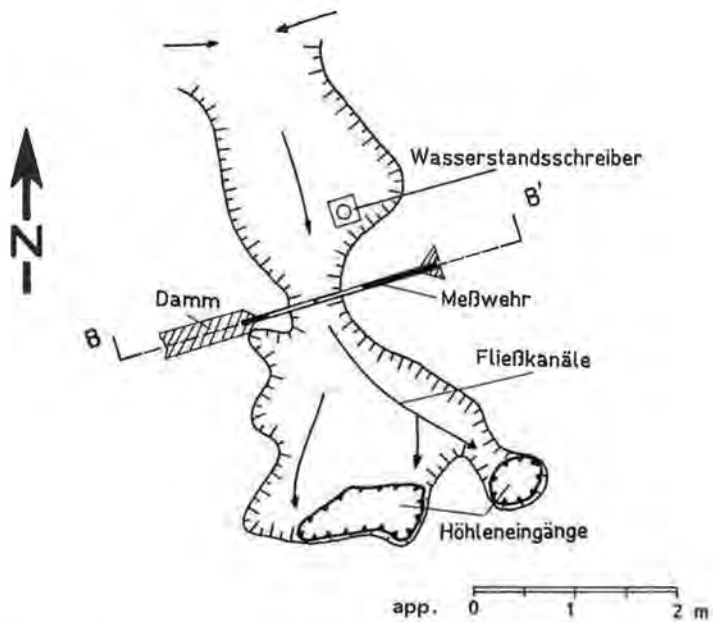


Fig. 5.10: Ausbauplan des Abflußmeßwehres im Testgebiet 5.

Aufgrund dieser Beobachtungen wurden die Testgebiete 4 und 5 im Jahre 1987 mit Meßwehren und automatischen Wasserstandsanzeigern versehen (Fig. 5.10). Im Testgebiet 5 wurde darüber hinaus eine automatische meteorologische Meßstation installiert. Auf ein Datenerfassungsgerät wurden der Niederschlag, die Luftfeuchtigkeit, die Lufttemperatur, die Globalstrahlung, die Windrichtung und Windgeschwindigkeit sowie die potentielle Evaporation (Class-A Pan) registriert.

Die Meßeinrichtung lief vom 1. März bis 12. April 1987 ohne Unterbrechung. In Fig. 5.11 sind die im März 1987 aufgezeichneten Oberflächenabflußereignisse dargestellt. Danach sind zwei bzw. drei Niederschlagsereignisse festzustellen. Während der Nacht vom 3. auf den 4. März registrierten beide Meßwehre einen Anstieg, ohne daß es zu einem Überlauf über das Meßwehr kam. Am 8. März kam es im Testgebiet 4 zu einem echten meßbaren Abflußereignis. Der Gesamtabfluß betrug dort 25,8 m<sup>3</sup>. Am gleichen Tag wurde im Testgebiet 5 nur ein untergeordneter Oberflächenabfluß festgestellt. Am 10. März fand dagegen im Testgebiet 5 ein Oberflächenabflußereignis von ca. 15 m<sup>3</sup> statt, ohne daß es zu einem erkennbaren Abfluß im Testgebiet 4 gekommen wäre.

Die Ergebnisse spiegeln die bereits erwähnte starke Variabilität der Niederschläge im Untersuchungsgebiet wider. Alle aufgezeichneten Ereignisse fanden im Bereich niedriger Niederschlagsmengen statt, so daß der überwiegende Teil des Niederschlages durch die Infiltration in die obere Bodenzone abgepuffert wurde. Für weitere Meßperioden standen die Meßgeräte nicht mehr zur Verfügung.

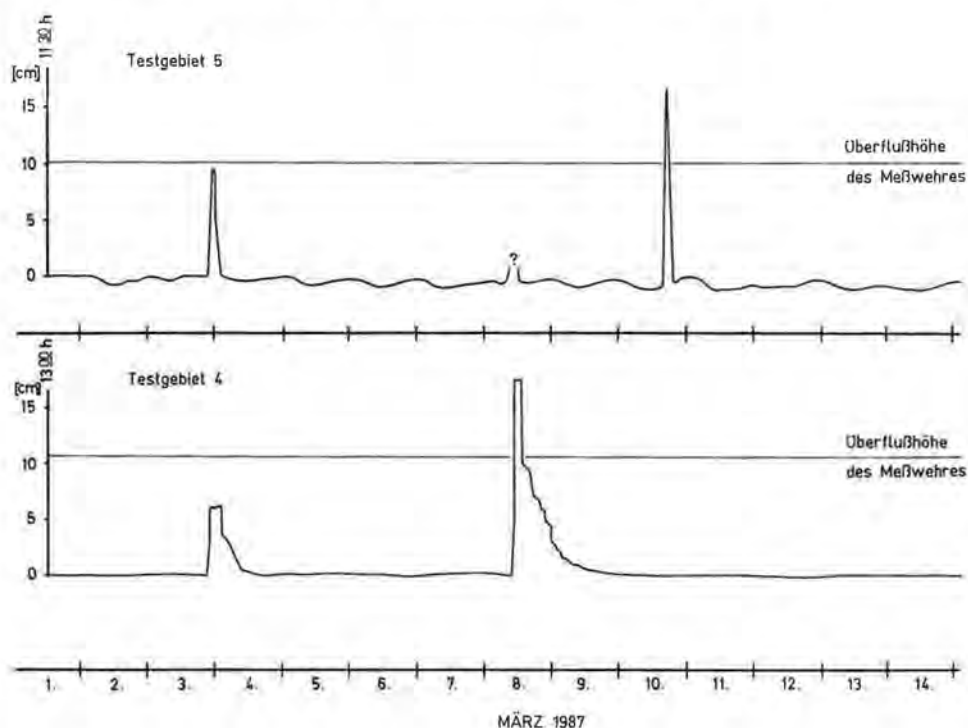


Fig. 5.11: Oberflächenabflüsse im März 1987. Aufzeichnungen der Wasserstandsschreiber im Testgebiet 4 und 5.

## 5.4. Wasserbilanz

In ariden Regionen, wie dem Untersuchungsgebiet, kann Grundwasserneubildung nur während starker Niederschlagsereignisse stattfinden. D. N. LERNER et al. (1990) weisen darauf hin, daß die Grundwasserneubildung in ariden Gebieten hauptsächlich durch Infiltration in Talalluvionen stattfindet. Diese wurde für den gesamten Umm er Radhuma Aquifer mit 4–8 mm/a (H. S. EDGELL, 1990) abgeschätzt. Zusätzlich treten aber in dem verkarsteten Ausstrich der Umm er Radhuma direkte Zuflüsse zum offenen Karstsystem auf. Für diesen Bereich läßt sich für einzelne Niederschlagsereignisse die Menge der zufließenden Niederschlagswasser über eine Wasserbilanz ermitteln. Bezogen auf ein Einzel-Niederschlagsereignis lautet die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung:

$$N = ETa + I + A_o$$

wobei

$N$  = Niederschlag (mm),  
 $ETa$  = aktuelle Evapotranspiration (mm),  
 $I$  = Infiltration (mm),  
 $A_o$  = Oberflächenabfluß (mm).

Bezogen auf ein Einzel-Niederschlagsereignis wird die Gesamtgleichung zeitabhängig. Für größere Einzugsgebiete treten darüber hinaus Übertragungsverluste (Transmission loss) im Verlauf des Fließkanales auf. Diese Fließverluste können anhand der Methode des US-Soil-Conservation-Service SCS (J. L. LANE, 1985), berechnet werden. Die nach  $A_o$  aufgelöste Wasserbilanzgleichung lautet demzufolge:

$$A_o = N - ETa - I - \ddot{U}V - A_p$$

wobei

$\ddot{U}V$  = Übertragungsverlust im Fließkanal,  
 $A_p$  = Oberflächenspeicher.

Da die Einzugsgebiete im Untersuchungsgebiet relativ klein sind, ist mit relativ kurzen Abflußzeiten (weniger als ein Tag) zu rechnen. Die Infiltrationsverluste finden direkt während des Niederschlagsereignisses statt. Überschüssige Niederschlagsmengen fließen direkt dem Abflußgerinne zu. Die Infiltrationsmenge ist demzufolge nicht über den Zeitraum des Niederschlagsereignisses hinaus zu berücksichtigen. Die aktuelle Evapotranspiration, bzw. wegen Fehlen der Vegetation die aktuelle Evaporation, bezieht sich auf das Gesamtgebiet nur während des Niederschlagsereignisses. Danach tritt Verdunstung von offenen Wasserflächen im Bereich der Gerinne und der überstauten Becken auf. Selbst bei Berücksichtigung der Gesamtfläche ist die aktuelle Evaporation für einen Tag nach einem Niederschlagsereignis mit maximal 2–3 mm/d anzusetzen. Bei der starken Reduzierung auf die Rinne und die Beckenbereiche wird dieser Wert auf ca. 1/10 reduziert. In der Gesamtbilanz tritt die Evaporation damit gegenüber dem Einfluß der Infiltration stark zurück. Sie kann daher vernachlässigt werden. Auch der Oberflächenspeicher kann bezogen auf die Gesamtfläche vernachlässigt werden. Damit reduziert sich die Wasserbilanzgleichung auf:

$$A_o = N - I - \ddot{U}V$$

Für die Infiltrationswerte des Gesamtgebietes gewichtet über die Flächenanteile der einzelnen hydrologischen Einheiten, läßt sich eine gemittelte Niederschlag-Abfluß-Beziehung berechnen. Diese ist in Fig. 5.12 für das Testgebiet 5 dargestellt. Die Menge an „Transmission Loss“ wurde nach J. L. LANE (1985) abgeschätzt und in das Diagramm eingetragen.

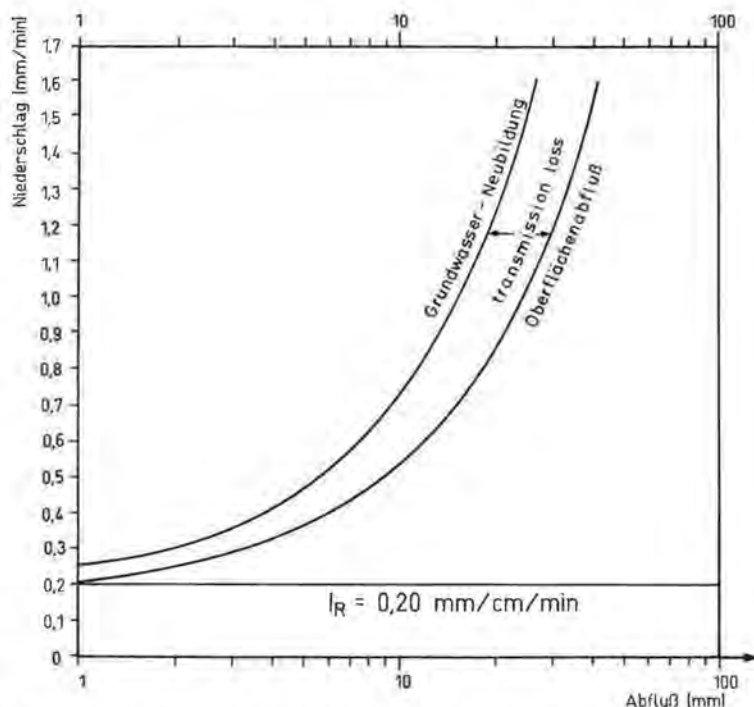


Fig. 5.12: Berechneter „Transmission Loss“ für das Testgebiet 5.

Unter der Voraussetzung, daß Gesamtniederschläge von über 20 mm pro Monat auf einzelne Starkniederschlagsereignisse zurückzuführen sind, kann hieraus eine Berechnung der in die offenen Höhlen abgeflossenen Wassermengen im betrachteten Kartenausschnitt durchgeführt werden. Datenbasis hierfür sind die langjährigen Niederschlagsmessungen der Station Ma'aqla. In Tab. 5.3 sind die abgeschätzten oberirdischen Abflußmengen für die einzelnen Jahre aufgeschlüsselt.

Aufgrund dieser Ergebnisse läßt sich feststellen, daß zumindest für den stark verkarsteten Bereich des Umm er Radhuma Ausstriches und die davon ebenfalls betroffenen angrenzenden Bereiche mit geringer Tsm-Überdeckung von einer erheblichen Grundwasser-Neubildungsrate ausgegangen werden kann. Sie beträgt im Mittel der beobachteten 16 Jahre 44,4 mm/a oder 47,7% des Jahresniederschlages.

Hochgerechnet auf die 561 km<sup>2</sup>, die im Kartenausschnitt der Fig. 5.2 mit direkt anstehenden, verkarsteten UER-Gesteinen abgegrenzt wurden, entspricht dies einer mittleren jährlichen Grundwasserneubildung von ca.  $25 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

Tab. 5.3: Abschätzung der in die offenen Karstschächte und -spalten fließenden Abflussmengen aufgrund der Wasserbilanz für einzelne Niederschlagsereignisse.

Jahr	Abfluß in den Karst (mm)	% vom Nieder- schlag
1974	62,3	43,8
1975	34,2	34,6
1976	207,9	73,7
1977	38,1	49,2
1978	24,2	32,6
1979	6,2	12,1
1980	37,8	53,5
1981	0	0
1982	81,8	47,7
1983	27,0	43,0
1984	68,1	63,0
1985	36,4	46,9
1986	41,2	46,0
1987	20,0	45,5
1988	21,6	40,0
1989	4,0	11,5
Mittelwert	44,4	47,7

## 6. Grundwasserverhältnisse

### 6.1. Ungespanntes Karstwasservorkommen

Die Bedeutung der UER-Formation als wichtigster Grundwasserleiter im östlichen Teil der Arabischen Halbinsel wurde bereits im einleitenden Abschn. 2.1. herausgestellt. Diese bis zu mehrere hundert Meter mächtige Karbonatgesteinsfolge, die vom Irak bis Oman über die gesamte Arabische Halbinsel verfolgbare ist, taucht vom Ausstrichsbereich im As Summan Plateau flach nach E ab und ist unter zunehmender Überdeckung bis in den Persisch-Arabischen Golf zu verfolgen. Insbesondere die ergiebigen natürlichen Grundwasseraustritte entlang der arabischen Golfküste gehen auf diesen wichtigen Grundwasserleiter zurück (H. HÖTZL et al., 1977; F. BAKIEWICZ et al., 1982; MOAW, 1983).

Im As Summan Plateau stehen die Kalke und Dolomite der UER-Formation direkt oder unter Sanddünen-Bedeckung an. Im zentralen, hier untersuchten Teil, dem As Sulb Plateau, tritt die UER-Formation mit ihren höheren Schichtanteilen in der Aufdomung von Ma'aqla zu Tage. Sie wird jedoch nach W noch von einem ausgedehnten neogenen Schuttfächer feinsandiger bis kiesiger Sedimente überdeckt, während sich nach E entsprechend der übrigen Situation im As Summan Plateau zunehmend mächtigere, eozäne bis miozäne Folgen mit mergeligen und evaporitischen Einschaltungen die UER-Formation überlagern.

Hydrogeologisch ergibt sich damit zumindest in Teilbereichen ein freies Ausstreichen des Hauptgrundwasserleiters. Auch sind die im As Sulb Plateau nach W anschließenden neogenen Sedimente gut durchlässig, so daß ein direkter hydraulischer Zusammenhang mit den darunterliegenden Kalkgesteinen vorhanden ist. Aus diesen geologischen Randbedingungen ergibt sich eine ungespannte Aquifersituation.

Der Grundwasserspiegel liegt allerdings für den nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes 130 m und für den südwestlichen Teil fast 180 m unter Geländeoberfläche (GDC, 1980). Diese tiefe Lage resultiert aus der relativ hohen Durchlässigkeit des Grundwasserleiters, der Vorflutwirkung der Küstenzone sowie der im Verhältnis zur Transmissivität geringen Grundwasserneubildung. Das heute aus den episodischen Niederschlägen nachsickernde Infiltrationswasser (vgl. Abschn. 5.) wird über den UER-Grundwasserleiter ohne weiteren Rückstau abgeführt.

Die Gesamtmächtigkeit der UER-Folge beträgt im Raum Ma'aqla rund 300 m. Nach den allgemeinen Erfahrungen (ITALCONSULT, 1969; GDC, 1980) sind es vor allem die oberen Anteile der Gesamtfolge, die durch höhere Durchlässigkeiten hervortreten. Einerseits ist hierfür die Lithologie mit den höheren Kalkanteilen im Hangenden, andererseits die stärkere Verkarstung dieser Folge maßgeblich.

Aus dem engeren Untersuchungsprogramm liegen nur wenige Daten über die hydraulischen Leitfähigkeiten bzw. Transmissivitäten vor. Im allgemeinen variieren die Werte gerade in den verkarsteten Bereichen über mehrere Größenordnungen zwischen  $10^{-7}$  bis  $10^{-1}$  m/s. Erhöhte Gesamtdurchlässigkeiten weisen vor allem die Antiklinalbereiche mit der stärkeren Gesteinszerbrechung auf. So kann für die oberen Anteile der UER von einer durchschnittlichen Durchlässigkeit von  $10^{-5}$  m/s (ca. 1 m/d) ausgegangen werden.

In Ermangelung eines detaillierten Meßstellennetzes für den engeren Untersuchungsraum kann die Grundwasserabstromrichtung nur aus dem überregionalen Grundwassergleichenplan angegeben werden. Eine letzte umfassende Bestandsaufnahme wurde zuletzt von GDC (1980) im Auftrage des Ministeriums für Landwirtschaft und Wasser in Riyadh (MOAW, 1983) vorgelegt. Die Studie von GDC läßt für den Bereich des As Sulb Plateaus (Fig. 6.1.) einen Abstrom nach E erkennen. Zieht man hier auch die Konzentrationsverteilung zu Hilfe ergibt sich im weiteren ein eher nach ESE gerichteter Grundwasserabstrom. Dies bedeutet, daß vor allem die im Wadi Al Miyah gelegenen Bohrbrunnen sowie nachfolgend der Küstenbereich zwischen Jubail und Al Qatif aus dem Raum des As Sulb Plateaus alimentiert werden.

Meßreihen über die zeitliche Entwicklung der Grundwasserstände im Raum Ma'aqla standen nicht zur Verfügung. Einzelbeobachtungen der Wasserstände lassen jedoch nur sehr geringe Schwankungen parallel zu einzelnen ergiebigeren Niederschlägen erwarten. Hinweise dazu liefern vor allem auch kurzfristige Veränderungen in der chemischen und isotopischen Zusammensetzung der Wässer, auf die in den nächsten Abschnitten noch eingegangen wird. Aus den in Abschn. 5. dargelegten Meßdaten wird ersichtlich, daß in den unbedeckten verkarsteten Arealen erhebliche Anteile aus dem Niederschlag in den tieferen Untergrund einsickern. Mit Niederschlagsanteilen von knapp 50% können sie im langfristigen Mittel bei rund 40 mm/a liegen. Dies ist rund fünfmal soviel als hier für diesen mittleren Gesamtabschnitt einschließlich Dünenüberdeckung im Rahmen der GDC-Studie (1980) ermittelt wurde.

Nach E wird der ungespannte Grundwasserleiter, wie angeführt, zunehmend überdeckt. Die Überlagerung fungiert zunächst als reine Schirmfläche, erst mit dem weiteren Abtauchen gelangen auch die hangenden Teile des Grundwasserleiters in den gesättigten Bereich, so daß sich ca. 30–50 km von der Ausstrichsgrenze entfernt gespannte Bedingungen einstellen. Bereits im Wadi Al Miyah in Höhen von ca. 100 m ü.M. und von der Küste 70 km entfernt werden überflurgespannte artesische Wässer angetroffen.

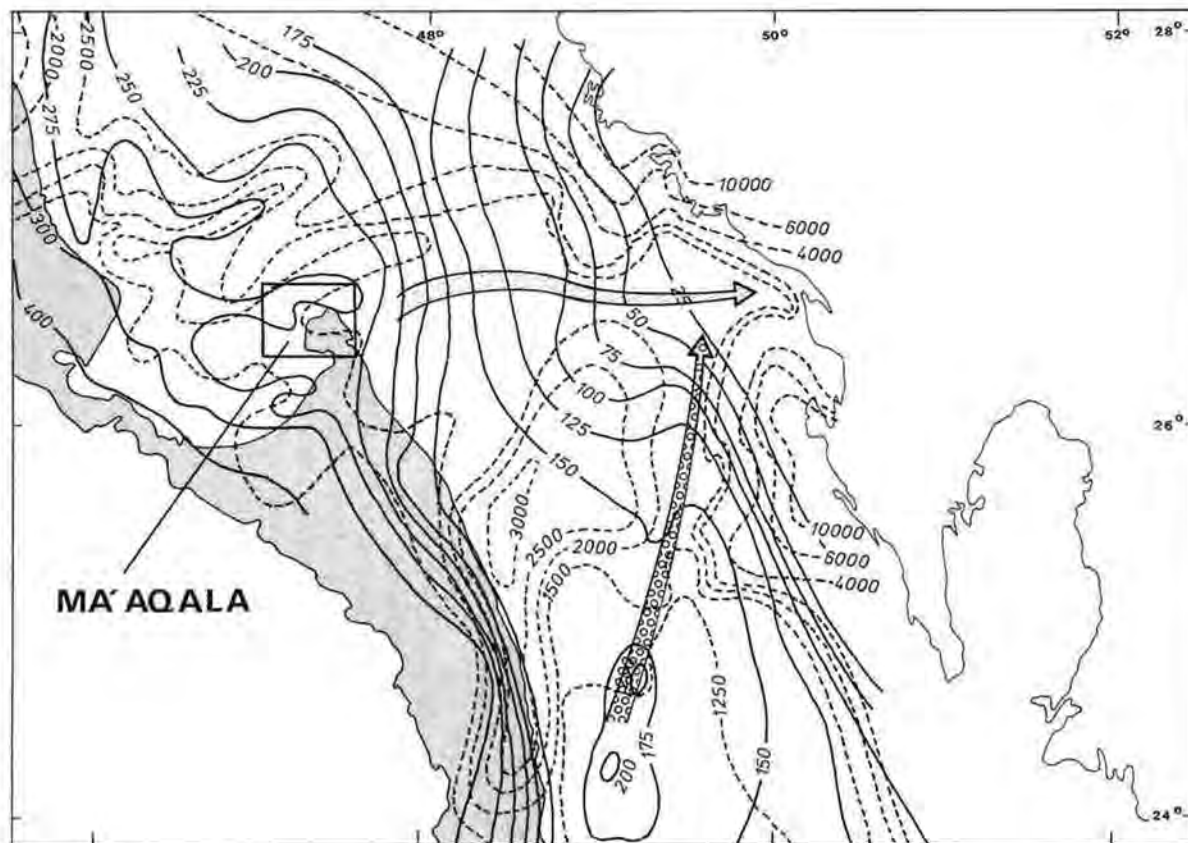


Fig. 6.1: Potential- und Konzentrationsverteilung im UER-Aquifer Ostarabiens. Gerasterte Fläche: Ausstrichzone der UER-Formation; durchgezogene Linien: Piezometerniveaus in m ü.M.; unterbrochene Linien: gelöster Feststoffinhalt im UER-Wasser in mg/l; Pfeile: bevorzugte Abstromrichtung im Aquifer; umrandetes Feld „Ma'aqala“: Bereich der geomorphologischen Karte (Beil.).



## 6.2. Hydrochemie

### 6.2.1. Allgemeine Anmerkungen

Der Lösungsprozeß des Niederschlagswassers beginnt, abgesehen von der Aufnahme von Partikeln aus der Luft, mit dem Kontakt zur Erdoberfläche bzw. dem Eindringen in die oberste Verwitterungsschicht. Der Lösungsumfang hängt von verschiedenen Faktoren, wie der Intensität des Regens und dem spezifischen Gehalt an Elektrolyten und Gasen des Niederschlages, aber vor allem von der Art, der Lösungsbereitschaft, Mächtigkeit und Permeabilität des Bodens und der Gesteine ab. Da auch das Klima von Einfluß ist, kam der Frage der Infiltration im Rahmen dieser Studie besondere Bedeutung zu (vgl. Abschn. 5.).

Als Folge der Lösungsprozesse ergibt sich der Mineralgehalt des Wassers inklusive der Spurenelemente. Geht man von der Gesamtmineralisierung des Wassers aus, werden Wasser mit einem Mineralgehalt von weniger als 1000 mg/l als akrotisch oder als Süßwasser (im Englischen zutreffender: „fresh water“) bezeichnet.

Am einfachsten ist die Klassifikation mittels der Gesamtmineralisierung nach S. N. DAVIS & R. J. M. DE WIEST (1967): Süßwasser (0–1000 mg/kg), Brackwasser (1000–10 000 mg/kg), Salzwasser (10 000–100 000 mg/kg) und Sole (über 100 000 mg/kg).

Die naturgegebene Vergleichsbasis für die Mineralisierung, das Meerwasser, hat unbeschadet seiner variablen Konzentration des Salzgehaltes (Mittel der Ozeane 35 g/kg, Rotes Meer 41 g/kg, Mittlere Ostsee 7 g/kg) den gleichen Anteil von:

- 77,758% NaCl (Kochsalz),
- 10,878% MgCl<sub>2</sub> (Magnesiumchlorid),
- 4,737% MgSO<sub>4</sub> (Magnesiumsulfat),
- 3,60 % CaSO<sub>4</sub> · 2 H<sub>2</sub>O (Calciumsulfat),
- 2,465% K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (Kaliumsulfat) und
- 0,217% MgBr<sub>2</sub> (Magnesiumbromid).

Neben diesen Verbindungen der Hauptelemente enthält das Meerwasser alle Spurenelemente, ihr Gesamtanteil beträgt aber nur 0,01%.

Wichtig ist das Wissen um die spezielle Abhängigkeit der Lösungs- und Ausfällungsprozesse vom Klima. Die Ausfällung wird von Temperatur und Grad der Aridität gelenkt. Mit wechselnd ariden Verhältnissen fallen z. B. bei Lösungen von CaCO<sub>3</sub> und CaSO<sub>4</sub> zuerst CaCO<sub>3</sub>, dann CaSO<sub>4</sub> · 2 H<sub>2</sub>O und zuletzt die Chloride aus.

Von seiten der Mineralzusammensetzung fallen die Lösungsfähigkeit bzw. Lösungsbereitschaft und die Verbreitung dieser Gesteinsgruppen (Evaporite, Karbonatgesteine) sowie deren Reinheit ins Gewicht.

### 6.2.2. Feldmessungen

Im Untersuchungsgebiet wurden 1986–1987 Wasserproben für chemische Analysen von Bohrbrunnen der Beduinensiedlungen Shawyah (drei Brunnen), Hizwah (zwei Brunnen), Ma'aqla (ein Brunnen) und Al Aytaliyah (zwei Brunnen) gezogen (s. geomorphologische Karte, Beil.).

Es handelt sich dabei um einen Versuch, erste Vergleichsdaten ungespannter Tiefengrundwässer aus dem UER-Aquifer unter dem Einfluß möglicher episodischer

Beimengung von rezenten Niederschlägen oder von geänderten hydrostatischen Bedingungen, längeren Verweilzeiten (höherem „Alter“) und/oder hohen Entnahmeraten zu gewinnen.

Die Entnahme der Wasserproben sowie die Messungen der Wassertemperatur und des pH-Wertes erfolgten durch Mitarbeiter des Forschungsinstitutes der King Fahd University of Petroleum & Minerals (KFUPM) in Dhahran, die chemischen Analysen wurden im Labor des Institutes für Geothermie und Hydrogeologie, Joanneum Research, Graz (R. BENISCHKE) durchgeführt. Durch den Transport über die große Entfernung wurde leider eine relativ hohe Anzahl von Probengefäßen beschädigt, so daß der Inhalt verloren ging. Zur chemischen Analyse konnten noch 37 Wasserproben aus den acht Bohrbrunnen herangezogen werden. Eine erwünschte regelmäßiger Beprobung über einen längeren Zeitraum war aus organisatorischen Gründen bei der ungünstigen Erreichbarkeit des Untersuchungsgebietes im Rahmen dieses Projektes leider nicht möglich.

Die Temperaturangaben des Wassers aus ein und derselben Bohrung schwanken teilweise erheblich. Bei Werten um 25° C treten Schwankungen von  $\pm 3^\circ$  C auf. In Anbetracht der Tiefe des Karstwasserspiegels von durchschnittlich 130 m u.GOK., ist anzunehmen, daß diese Schwankungen der Handhabung der Meß- bzw. Schöpfgeräte sowie verschieden langen Pumpzeiten und Temperaturangleichungen in den Zuleitungen zuzuschreiben sind. Die Temperaturangaben der verschiedenen Brunnenwässer im Raum von Ma'aqla sind daher nur bedingt vergleichbar.

### 6.2.3. Brunnen und Wasserentnahmen

#### 6.2.3.1. Bohrbrunnen von Shawyah

Die größte Anzahl von Wasserproben wurde aus den drei Bohrbrunnen der Beduinensiedlung Shawyah entnommen (SHAWYAH I, II, III).

##### **Brunnen SHAWYAH I**

- Lage des Brunnenbereiches: 26° 22' N, 47° 14' E;
- Meereshöhe der Brunnenoberkante: laut topographischer Karte: ca. 447 m ü.M.

Die bei der Messung vor Ort sowie bei der Analyse ermittelten physikalischen und chemischen Kennwerte sind in den Tab. 6.1 und 6.2 zusammengestellt. Es handelt sich um ein Calcium-Magnesium-Sulfat-Chlorid-Wasser mit einer Gesamtmineralisierung von rund 1850 mg/l. Die relativen Ionenverteilungen (meq-%) sind den Fig. 6.2, 6.3 und 6.4 zu entnehmen.

##### **Brunnen SHAWYAH II**

Da die Bohrbrunnen nicht geodätisch vermessen sind (bzw. keine Daten vorliegen), wird wegen der unmittelbaren Nähe auf die Lage des Brunnens SHAWYAH I verwiesen.

Die Probenahme erfolgte viermal. Von den Sendungen zur Durchführung der chemischen Analysen erreichten das Labor in Graz nur zwei Proben in unbeschädigtem, d. h. meßbarem Zustand. Zusätzlich erfolgten einmalige Messungen am 8. Juni 1987 von Wassertemperatur (31° C), elektrolytischer Leitfähigkeit (2300  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ) und pH-Wert (7,20) an Ort und Stelle.

Bei den beiden Proben von SHAWYAH II handelt es sich um Calcium-Magnesium-Natrium-Sulfat-Chlorid bzw. Calcium-Natrium-Magnesium-Sulfat-Chlorid-Wasser. Der Umstand, daß einmal Magnesium, bei der zweiten Probe aber das

Tab. 6.1: Physikalische und chemische Leitparameter der Vor-Ort-Bestimmung von Wässern des Bohrbrunnens SHAWYAH I.

ENTNAHME-DATUM	TEMPERATUR (° C)	ELEKTR. LEITF. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}/25^\circ \text{C}$ )	pH-WERT
860317	–	2050	7,36
870411	24,00	–	7,00
870608	29,00	2190	7,10
880112	25,00	–	7,00
880223	28,00	–	7,02
890424	26,00	–	7,04

Tab. 6.2: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben des Bohrbrunnens SHAWYAH I. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
870227	195,10	7,10	81,50	255,30	539,00	313,00	805,40	139,10	15,90	1273,40	1812,40
870411	203,00	7,30	82,80	260,70	553,80	328,00	818,90	141,60	12,40	1300,90	1854,70
870608	145,40	18,40	77,20	260,70	501,70	214,80	848,00	137,90	20,50	1221,20	1722,90
871208	199,04	7,71	81,60	267,10	555,45	333,00	789,00	174,10	26,34	1322,44	1877,89
880412	209,00	7,00	80,90	261,92	558,82	362,46	777,78	132,41	27,76	1300,41	1859,23
890424	198,80	9,90	84,80	250,10	543,60	317,00	823,00	134,90	29,61	1304,51	1848,11
Arith.Mittel	191,72	9,57	81,47	259,30	542,06	311,38	810,35	143,34	22,09	1282,19	1829,21

Tab. 6.3: Physikalische und chemische Leitparameter der Vor-Ort-Bestimmung von Wässern des Bohrbrunnens SHAWYAH II.

ENTNAHME-DATUM	TEMPERATUR (° C)	ELEKTR. LEITF. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}/25^\circ \text{C}$ )	pH-WERT
870608	31,00	2300	7,20

Tab. 6.4: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben des Bohrbrunnens SHAWYAH II. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
870227	148,20	6,50	78,80	254,90	488,40	211,60	814,70	140,40	16,80	1183,50	1671,90
870608	186,80	10,90	73,70	247,30	518,70	244,00	816,00	129,40	27,90	1217,30	1736,00
Arith. Mittel	167,50	8,70	76,25	251,10	502,55	227,80	815,35	134,90	22,35	1200,40	1703,95

Tab. 6.5: Physikalische und chemische Leitparameter der Vor-Ort-Bestimmung von Wässern des Bohrbrunnens SHAWYAH III.

ENTNAHME-DATUM	TEMPERATUR (° C)	ELEKTR. LEITF. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}/25^\circ \text{C}$ )	pH-WERT
870411	23,00	–	7,20
870607	29,00	2180	7,90
880112	20,00	–	7,02
880223	28,00	–	7,01
890425	25,00	–	7,09

Tab. 6.6: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben des Bohrbrunnens SHAWYAH III. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
870227	204,80	7,80	80,30	253,30	546,20	278,00	851,20	137,90	21,90	1289,00	1835,20
870411	146,10	6,50	76,90	264,10	493,60	217,00	822,80	139,10	18,40	1197,30	1690,90
870607	138,50	13,10	74,80	269,50	485,90	203,70	838,20	137,90	19,90	1209,70	1695,60
880223	144,50	7,60	79,10	244,30	475,50	217,34	786,75	136,07	21,60	1161,76	1637,26
880412	140,50	7,50	76,90	259,50	484,40	219,66	794,72	134,85	18,57	1167,80	1652,20
890425	136,10	6,95	80,00	250,40	473,45	214,00	836,00	141,00	19,82	1210,82	1684,27
Arith. Mittel	151,75	8,24	78,00	256,85	494,84	224,95	821,61	137,80	20,03	1204,39	1699,24

Natrium den zweitstärksten Lösungsanteil hat, läßt sich durch Beimischung unterschiedlicher Wässer begründen (Tab. 6.3 und 6.4; Fig. 6.2, 6.3 und 6.4).

### Brunnen SHAWYAH III

Die Angaben über die Temperatur sind wegen meßtechnischer Probleme nur bedingt verwertbar. Die chemischen Analysen von SHAWYAH III sind in den Tab. 6.5 und 6.6 dargestellt. Das Wasser kann dem Bereich der Calcium-Natrium-Sulfat-Chlorid-Wässer zugeordnet werden.

### Zusammenfassung Brunnen SHAWYAH

Die Analysen der Brunnen von Shawyah ergaben innerhalb eines leichten Trends zur Alkalisierung einen einheitlichen Wassertypus. Die Anzahl der pro Brunnen analysierten Wasserproben brachten mittlere Lösungswerte von:

SHAWYAH I 1829 mg/l,  
 SHAWYAH II 1704 mg/l,  
 SHAWYAH III 1699 mg/l.

Die Ionenverteilung (Fig. 6.2, 6.3 und 6.4) zeigt bei den Kationen einheitlich Calcium als führendes Element (Mittelwerte: SHAWYAH I 60 meq-%, SHAWYAH II 48 meq-%, SHAWYAH III 49 meq-%), darauf folgen wechselnd Magnesium oder Natrium (24–30 meq-%).

Bei den Anionen ist das Sulfation eindeutig dominant (durchschnittlich 60 meq-%). Auf den geologischen Rückschluß wird noch weiter unten Bezug genommen.

#### 6.2.3.2. Bohrbrunnen von Hizwah

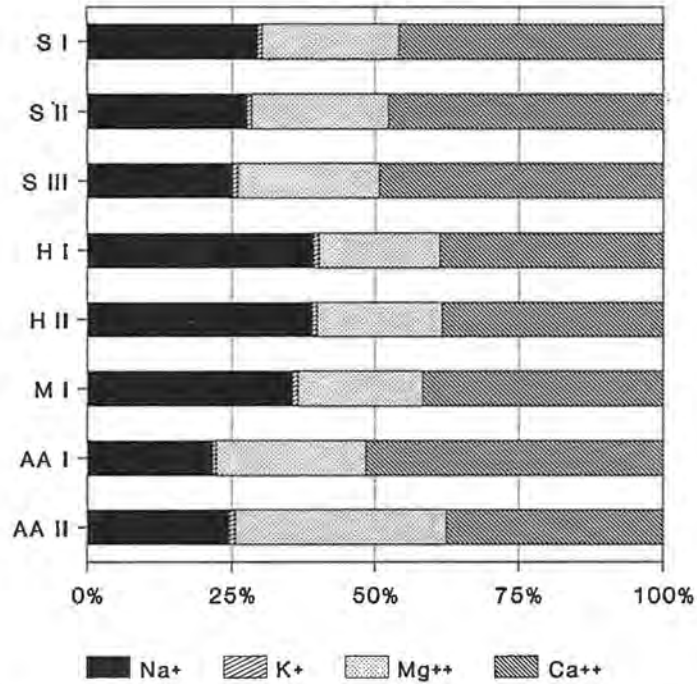
Die Siedlung Hizwah liegt etwa 6 km ENE von Shawyah (26° 23' N, 47° 20' E). Die Seehöhe beträgt rund 435 m ü.M. (vgl. geomorphologische Karte).

Ein Vergleich der Temperatur und pH-Werte beim Brunnen HIZWAH I (Tab. 6.7) zeigt erhebliche Schwankungen. Auch hier sind abweichende Probenahmebedingungen nicht auszuschließen. Die Auflistung der analysierten chemischen Kennwerte ist der Tab. 6.8 bzw. die Ionenverteilung den Fig. 6.2, 6.3 und 6.4 zu entnehmen.

Vom Brunnen HIZWAH II liegen fünf Analysen vor. Die chemischen Kennwerte sind in den Tab. 6.9 und 6.10 zusammengestellt.

Bei den Grundwässern von Hizwah handelt es sich um Natrium-Calcium-Magnesium-Chlorid-Sulfat-Wässer mit einer Gesamtmineralisierung um 1500 mg/l. Sie unterscheiden sich klar von jenen der Bohrbrunnen in Shawyah.

## Cations



## Anions

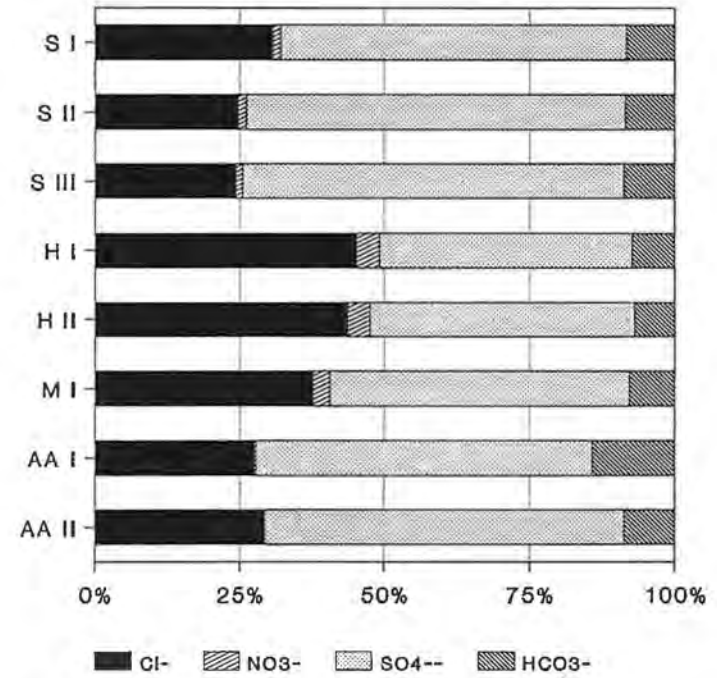


Fig. 6.2: Ionenverteilung der ungespannten UER-Wässer aus dem Bereich des As Sulb Plateaus. S = SHAWYAH, H = HIZWAH, M = MA'AQLA, AA = AL AYTALIYAH. Weitere Erläuterungen im Text.

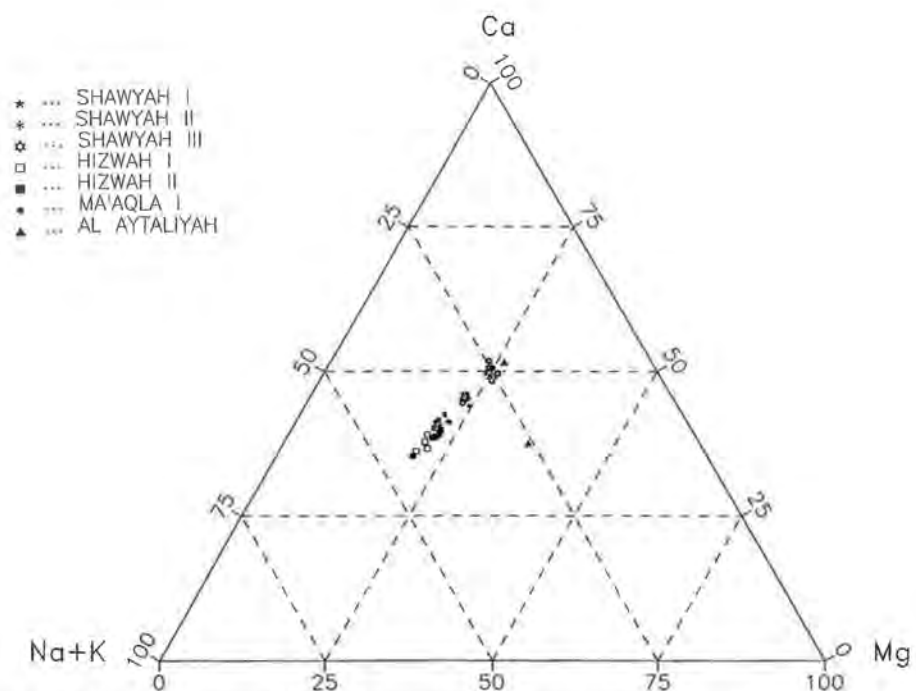


Fig. 6.3: Dreiecksdiagramm der Kationenverteilung der ungespannten UER-Wässer im As Sulb Plateau.

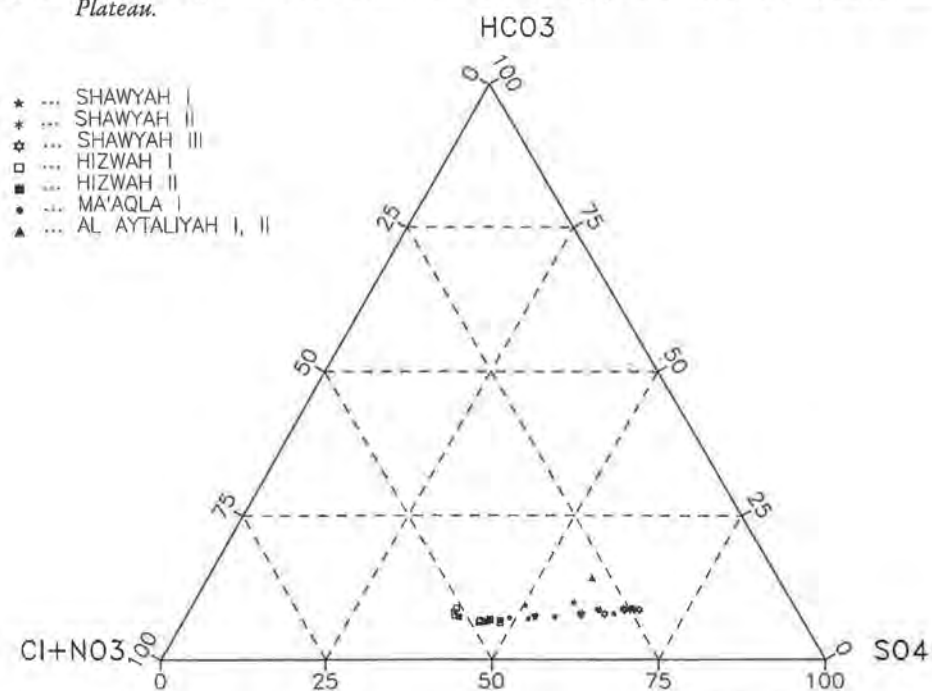


Fig. 6.4: Dreiecksdiagramm der Anionenverteilung der ungespannten UER-Wässer im As Sulb Plateau.

Tab. 6.7: Physikalische und chemische Leitparameter der Vor-Ort-Bestimmung von Wässern des Bohrbrunnens HIZWAH I.

ENTNAHME-DATUM	TEMPERATUR (° C)	ELEKTR. LEITF. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}/25^\circ \text{C}$ )	pH-WERT
870412	29,00	-	7,10
870628	29,00	2380	7,05
880223	29,00	-	7,00
890424	30,00	-	7,15

Tab. 6.8: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben des Bohrbrunnens HIZWAH I. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
870228	181,70	6,60	50,00	148,10	386,40	324,00	370,00	105,00	36,60	835,60	1222,00
870412	191,90	6,60	49,10	142,40	390,00	321,00	371,20	97,60	52,40	1212,30	1232,20
870628	219,90	7,20	67,00	205,40	499,50	368,60	581,20	98,85	66,60	1115,23	1614,75
871208	216,05	7,76	66,60	206,80	497,21	400,00	539,00	105,00	52,14	1096,14	1593,35
880223	223,50	8,80	67,00	208,60	507,90	399,49	562,64	103,73	59,65	1125,51	1633,41
880412	238,50	7,50	66,40	205,41	517,81	423,94	572,44	105,95	60,84	1163,17	1680,98
890424	192,70	7,70	55,20	151,90	407,50	343,00	406,00	98,20	67,26	914,46	1321,96
Arith. Mittel	209,17	7,45	60,19	181,23	458,04	368,58	486,07	102,05	56,50	1013,20	1471,24

Tab. 6.9: Physikalische und chemische Leitparameter der Vor-Ort-Bestimmung von Wässern des Bohrbrunnens HIZWAH II.

ENTNAHME-DATUM	TEMPERATUR (° C)	ELEKTR. LEITF. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}/25^\circ \text{C}$ )	pH-WERT
870412	32,00	-	7,20
870628	33,00	2410	7,98
880223	23,00	-	7,25
880412	22,00	-	7,24
890424	31,00	-	7,90

Tab. 6.10: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben des Bohrbrunnens HIZWAH II. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
870228	213,70	8,70	53,50	152,50	428,40	344,70	404,50	92,80	44,00	886,00	1314,40
870608	232,00	7,30	68,30	199,40	507,00	372,50	1590,40	07,39	69,80	1140,09	1647,09
871208	217,85	7,79	69,60	204,00	499,24	390,00	1566,00	09,80	55,43	1121,23	1620,47
880223	226,50	8,40	69,60	199,70	504,20	398,82	1563,87	03,12	58,40	1124,21	1628,41
890424	218,50	7,75	68,90	197,90	493,50	392,00	1574,00	07,40	62,30	1135,70	1628,75
Arith. Mittel	221,71	7,99	65,98	190,70	486,38	379,60	1539,75	04,10	57,99	1081,44	1567,82

Die Gesamtmineralisierung der Wässer von Hizwah ist die zweitgeringste des Untersuchungsgebietes. Begründet ist dieser Umstand in den wesentlich höheren Sulfatgehalten des Bereiches Shawyah, die von den höheren Chloridwerten der

Hizwah-Wässer nicht ausgeglichen werden. Die Chloridwerte gehören zu den höchsten der Gegend (vgl. Fig. 6.2). Dasselbe gilt für die Nitratwerte. Was den Nitratgehalt in mg/l anbelangt, liegen mit Ausnahme von drei Proben alle Probenwässer über dem Toleranzbereich der WHO-Richtlinien. Der Ursprung ist leider in der völlig unkontrollierten Beseitigung von Abfall bzw. Unrat zu suchen. Bei plötzlichen Regenschauern und Überflutungen kann das verschmutzte Wasser in den verkarsteten Gebieten nahezu ungefiltert in die Tiefe verfrachtet werden. Auch die großen Abwassermengen der Kamelherden im unmittelbaren Brunnen- und damit auch Tränkenbereich gehen direkt in die Tiefe.

### 6.2.3.3. Bohrbrunnen von Ma'aqla

Ma'aqla liegt an einer alten Handelspiste von Ar Riyadh nach Kuwait. Am Ost- rand des Ortes findet sich noch die eindrucksvolle Ruine der alten befestigten Karawanserei. Ebenfalls am Rande des Ortes liegt eine meteorologische Station des Königlichen Landwirtschaftsministeriums. Die Station ist sehr gut geführt. Es liegen meteorologische Daten einschließlich Windmessung und Werte von der Verdunstungspfanne vor.

Für die chemischen Analysen wurden vom KFUPM in der Zeit von 1987–1989 acht Proben gezogen, von denen sechs am Institut für Geothermie und Hydrogeologie in Graz analysiert wurden. Die Untersuchungsergebnisse sind in den Tab. 6.11. und 6.12 zusammengefaßt. Die Werte der Elektrolyte sind über die drei Jahre bemerkenswert stabil. Die Kationen und Anionen repräsentieren einen Mittelwert zwischen denen der Proben von Shawyah und Hizwah (vgl. Fig. 6.2, 6.3 und 6.4). Unterschiede zu den anderen Wässern finden sich vor allem in den Chlorid- und Sulfatwerten.

Tab. 6.11: Physikalische und chemische Leitparameter der Vor-Ort-Bestimmung von Wässern des Bohrbrunnens MA'AQLA.

ENTNAHME-DATUM	TEMPERATUR (° C)	ELEKTR. LEITF. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}/25^\circ \text{C}$ )	pH-WERT
831017	36,10	–	7,20
870412	34,00	–	–
870608	32,00	2530	7,30
880112	32,00	–	7,78
880223	32,00	–	7,40
890425	33,00	–	7,20

Tab. 6.12: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben des Bohrbrunnens MA'AQLA. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
831017	203,00	–	110,00	368,00	–	383,00	1067,00	195,00	–	–	–
870228	226,70	8,20	76,90	231,30	543,10	371,00	705,80	131,80	43,20	1251,80	1794,90
870412	226,20	8,40	73,70	237,30	545,60	367,00	705,40	131,80	38,00	1242,20	1787,80
870608	238,50	9,70	73,40	238,10	559,70	369,00	696,90	122,03	64,80	1252,73	1812,43
871208	227,15	8,70	73,60	240,70	550,15	375,00	687,00	163,60	52,43	1278,03	1828,18
880412	242,00	12,50	72,50	237,10	564,10	406,35	666,26	126,31	56,14	1255,06	1819,16
890425	223,80	8,25	78,20	229,60	539,85	368,00	718,00	126,30	56,47	1268,77	1808,62
Arith. Mittel	230,73	9,29	74,72	235,68	550,42	373,64	696,56	137,66	51,84	1258,10	1808,52



#### 6.2.3.4. Bohrbrunnen von Al Aytaliyah

Al Aytaliyah (etwa 26° 33' N, 47° 04' E) liegt ca. 26 km im WNW von der Ortschaft Ma'aqla an einer Handelspiste und ist ebenfalls ein typisches Beduinendorf neuerer Art. Die beiden beprobten Bohrbrunnen liegen an gegenüberliegenden Enden des Ortes. Etwa im SE des Ortes liegt in einer Senke die derzeitige Versorgungsbohrung AL AYTALIYAH I, während im Ort selbst die aufgelassene Bohrung AL AYTALIYAH II liegt. Die Seehöhe liegt bei 438 m ü.M..

Die chemischen Kennwerte dieses Brunnenwassers sind in der Tab. 6.13 wiedergegeben. Das Wasser ist vom Calcium-Magnesium-Natrium-Sulfat-Chlorid-Typ.

Tab. 6.13: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Proben der Bohrbrunnen AL AYTALIYAH I und II. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

ENTNAHME-DATUM	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
I 870228	139,40	6,60	88,90	289,60	524,50	272,00	774,40	241,60	4,40	1292,40	1816,90
II 870302	90,70	6,30	71,70	120,40	289,10	167,00	477,60	85,40	1,00	731,00	1020,10

#### 6.2.4. Zusammenfassung der hydrochemischen Verhältnisse des As Sulb Plateaus

Die den Ortsangaben beige-schlossenen Tabellen mit detaillierten Meßwerten der chemischen Analysen lassen bei einem zusammenfassenden Überblick über das auf der geomorphologischen Karte erfaßte Gebiet mit den Brunnenbereichen Shawyah, Hizwah, Ma'aqla und Al Aytaliyah gewisse allgemein gültige Züge erkennen, die wie in Abschn. 6.4. noch gezeigt wird, auch von überregionaler Bedeutung sind. Sowohl bei den Kationen als auch Anionen (vgl. Fig. 6.3 und 6.4) zeichnet sich ein einheitlicher linearer Trend ab, der chemisch von erdalkalischen Sulfatwässern in Richtung auf Natrium-Chlorid-Wässer führt.

Den Ausgangspunkt bilden die in nicht allzu großer Entfernung voneinander liegenden Brunnen SHAWYAH I-III. Beginnend von SHAWYAH III über II zu I ist bereits in diesem kleinen Bereich der oben genannte Trend der Entwicklung deutlich zu erkennen. Er ist verbunden mit einer mehr oder weniger kontinuierlichen Zunahme der Mineralisierung. Diesen erdalkalisch-sulfatischen Wässern noch am nächsten liegen die Proben der Bohrung von Al Aytaliyah I.

Über dem Wassertyp von Ma'aqla setzt sich der Trend zum Typ Hizwah mit den höchsten Natrium- und Chloridanteilen fort. Für die Entwicklung sind sowohl lithologische Einflüsse als auch Austauschvorgänge verantwortlich zu machen. In den UER-Schichten können einzelne gipsführende Lagen auftreten. Auffallend ist jedoch die höhere Sulfatführung in jenen Bereichen in denen noch eine Tsm-Auflage zu beobachten ist. In diesen Schichten findet sich z. T. fein verteilt zwischen den einzelnen klastischen Komponenten im Porenraum auskristallisierter Gips.

Folgt man der chemischen Entwicklung, wäre in etwa ein Abstrom von W nach E anzunehmen, wie es dem übergeordneten hydraulischen Gradienten entspricht (GDC, 1980). Hizwah mit der ausgeprägtesten alkali-chloridischen Zusammensetzung nimmt die am weitesten östlich gelegene Position ein.

Analog müßte man für diesen Bereich auch die höchste Mineralisation fordern. Figur 6.5 zeigt, daß HIZWAH zwar recht einheitlich in der Gesamtgruppe der

Wässer des As Sulb Plateaus liegt, im Detail aber doch wider Erwarten mit die niedrigste Mineralisierung aufweist. Insofern wird man hier durchaus auch von kleinräumigen Entwicklungen des angesprochenen Trends der chemischen Zusammensetzung in Abhängigkeit vom lokalen lithologischen Angebot ausgehen können und sollte im Hinblick auf die wenigen Meßstellen eine mögliche Überinterpretation hinsichtlich der Abflußrichtung vermeiden.

Für die niedrige Mineralisierung der Wässer aus Hizwah mag kennzeichnend sein, daß sie als einzige stärkere Schwankungen in dem beobachteten Zeitraum von Februar 1987 bis April 1988 erkennen lassen (vgl. Fig. 6.5). So zeigen die Anfangsproben vom Februar und März 1987 um bis zu 400 mg/l niedrigere Gesamtlösungsinhalte. Saisonale Effekte sind nicht auszuschließen, da in diesen Monaten mit niedriger Mineralisierung tatsächlich auch kräftigere Niederschläge zu verzeichnen waren. Ein solcher aktueller Eintrag von Niederschlagswasser in den ungespannten Karstgrundwasserleiter konnte von GDC (1980) an anderer Stelle des As Summan Plateaus sowohl an den Grundwasserständen als auch an Hand der Chemie und Isotopen belegt werden. Für den Bereich des As Sulb Plateaus ist er aus den enormen punktuellen Wasserzuläufen über die Karstschächte nach Niederschlagsereignissen zu folgern.

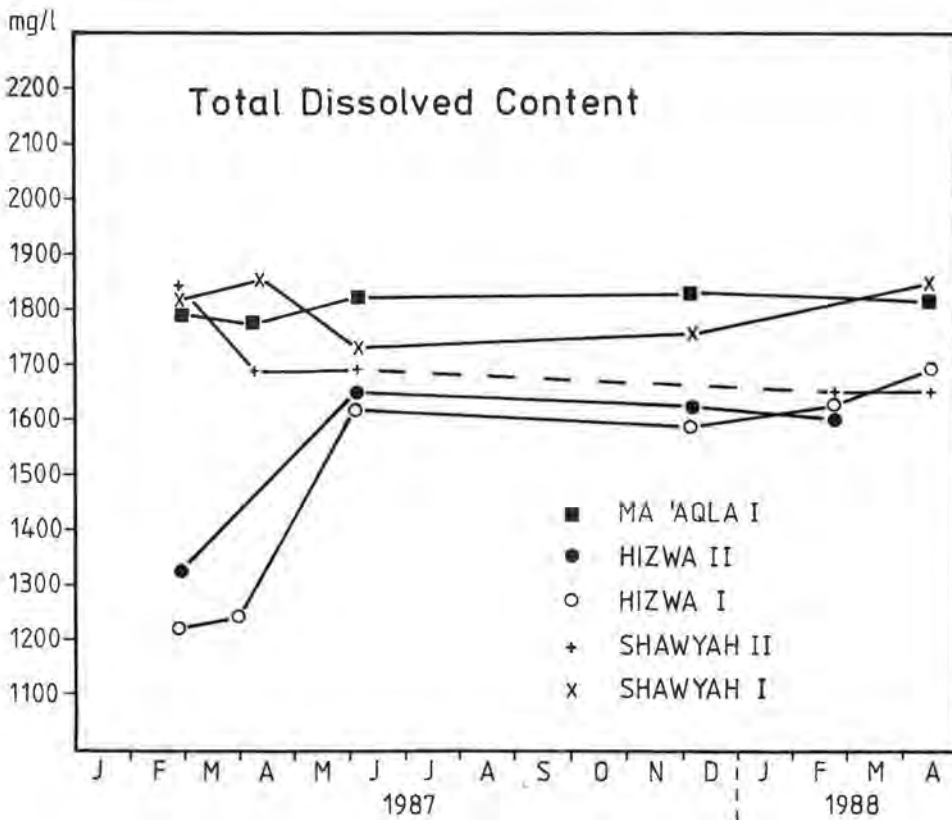


Fig. 6.5: Ganglinien des gelösten Feststoffinhaltes in den Bohrbrunnen des As Sulb Plateaus für den Zeitraum Februar 1987 bis April 1988.

Ein Indiz hierfür sind auch die hohen Nitratwerte in der Bohrung von Hizwah, die auf eine oberflächliche Verschmutzungseinwirkung hinweisen. Darüberhinaus konnte in Hizwah als einzige Meßstelle Tritium über der Nachweisgrenze bestimmt werden (vgl. nachfolgenden Abschn. 6.3.). Der Verdünnungseffekt durch aktuelle Grundwasserneubildung wäre gerade in dieser Meßstelle mit dem direkt westlich ausstreichenden verkarsteten Einzugsgebiet besonders groß (vgl. Abschn. 5.). Leider steht nur die beschränkte Laufzeit der Ganglinie zur Verfügung, so daß keine ausreichende Korrelation mit der Niederschlagsverteilung erstellt werden kann.

### 6.3. Isotopenhydrologie (W. STICHLER & J. G. ZÖTL)

#### 6.3.1. Wichtige Isotope des Wassers

Beim Durchfließen des Gesteins unterliegt das Wasser meßbaren Veränderungen seiner chemischen Beschaffenheit. Die daraus resultierenden Inhaltstoffe wurden zur Typisierung der Wässer genutzt. Zugleich mit der Veränderung der chemischen Zusammensetzung können sich je nach Ausgangszusammensetzung der Wässer und der im Gestein enthaltenen Minerale die Isotopenverhältnisse der einzelnen im Wasser gelösten bzw. mitenthaltene Elemente verändern. In der Hydrologie werden vor allem die verschiedenen Isotope des Wassermoleküls zur genetischen Interpretation der Herkunft und seiner weiteren Entwicklung genutzt. Von praktischer Bedeutung sind beim Wasserstoff das radioaktive Isotop Tritium ( $T = {}^3\text{H}$ ) und das stabile Isotop Deuterium ( $D = {}^2\text{H}$ ) sowie beim Sauerstoff das ebenfalls stabile Sauerstoff-18-Isotop.

##### 6.3.1.1. Tritium

Das radioaktive schwere Wasserstoffisotop T hat eine Halbwertszeit von 12,26 Jahren. Es wird gemessen in Tritium-Einheiten (Tritium Units, kurz TU). Eine TU entspricht der Konzentration von einem Tritium Atom pro  $10^{18}$  Hydrogenium ( ${}^1\text{H}$  oder kurz H). Die normale Konzentration natürlichen Tritiums im Niederschlag liegt bei ca. 10 TU.

Unserem Jahrhundert blieb es vorbehalten, Tritium durch thermonucleare Explosion künstlich zu erzeugen und der Vernichtung des Lebens dienlich zu machen. Seit dem Atombombenversuch 1952 stieg der Tritiumgehalt in der Atmosphäre rapide an und erreichte 1963 in der nördlichen Hemisphäre einen Höhepunkt von 8000 TU. Seither ging der TU-Gehalt mehr oder minder kontinuierlich zurück.

Tritium wird in der Atmosphäre größtenteils zu Wasser oxidiert und kommt mit den Niederschlägen in den Wasserkreislauf (vgl. W. BACK & J. G. ZÖTL, 1975; H. MOSER & W. RAUERT, 1980).

Abgesehen von den thermonuclearen Explosionen unterliegt der Tritiumgehalt der Niederschläge verschiedenen natürlichen Variationen:

- Der T-Gehalt ist in der nördlichen Hemisphäre beträchtlich höher als in der südlichen und nimmt in der nördlichen Hemisphäre mit der Breite zu.
- Weiters zeigt der T-Gehalt des Niederschlages jahreszeitliche Schwankungen mit einem Maximum im Spätfrühling und Sommer und einem Minimum im Frühwinter. Diese jahreszeitlichen Schwankungen hängen mit Austauschvorgängen zwischen dem stratosphärischen T-Reservoir und der Troposphäre zusammen (H. MOSER & W. RAUERT, 1980).

Für Karstwasseruntersuchungen ist zu berücksichtigen, daß oberflächennahe Karstwässer kleinerer Karstareale ohne Verwitterungsdecke und Vegetation durch rasche Infiltration des Niederschlagswassers die jahreszeitlichen Schwankungen des Infiltrationswassers stärker widerspiegeln. Je größer das Karstwasserreservoir desto mehr verschimmen jedoch die T-Werte zu einem einheitlichen Jahreswert. Bodenbedeckung und Vegetation verursachen eine hohe Evapotranspiration im Sommer und beeinflussen auf diese Weise den Tritiumgehalt des Karstwassers. Karstwässer in Tiefen unter der Erosionsbasis sind oft tritiumfrei. Das gilt auch für sämtliche Wässer mit einem Alter (Verweildauer im Untergrund) von mehr als 50 Jahren.

Mit dem abnehmenden und sich „normalisierenden“ Tritiumgehalten der Niederschlagswässer verlieren die entwickelten Modelle für die Berechnung und Erklärung von Karstwasserbilanzen mit Hilfe des T-Gehaltes in den letzten 25 Jahren immer mehr an Bedeutung. Wichtig bleibt lediglich die Aussage, daß tritiumhaltiges Karst- oder Grundwasser durch rezente Infiltration gespeist wird und je mehr es den Tritiumschwankungen folgt, umso stärker von der direkten Infiltration der Niederschläge abhängig ist. In Saudi Arabien tritt tritiumhaltiges Grundwasser vor allem in den Aquiferen der Wadis sedimentfüllungen auf (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978; BRGM, 1977; MOAW, 1983; A. R. JADO & J. G. ZÖTL, 1984). In den Karstwässern, aber auch in den Tiefenwässern der großen Aquifere liegt dagegen der Tritiumgehalt meist unter der Nachweisgrenze.

#### 6.3.1.2. Deuterium (D = $^2\text{H}$ ) und Oxygen-18 ( $^{18}\text{O}$ )

Die natürlichen stabilen Isotope Deuterium (D) und Oxygen-18 ( $^{18}\text{O}$ ) haben in den Ozeanen Konzentrationen von ca. 320 ppm HDO und 2.000 ppm  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  (W. BACK & J. G. ZÖTL, 1975), d. h., daß sich in natürlichen Wässern und im Wasserdampf der Atmosphäre unter  $10^6$   $\text{H}_2^{16}\text{O}$ -Molekülen ca. 320  $\text{DH}^{16}\text{O}$ -Moleküle und ca. 2000  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ -Moleküle befinden (H. MOSER & W. RAUERT, 1980). Die Variationen dieser Proportionen werden mit dem Massenspektrometer gemessen. Gegebene Schwankungsbreiten der Konzentrationen im Wassermolekül haben ihre Ursache darin, daß der Dampfdruck von isotopisch „leichtem“ Wasser (z. B.  $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ) höher ist als der von Wasser mit den „schweren“ Isotopen D und  $^{18}\text{O}$ . Dies hat zur Folge, daß bei Übergängen des Aggregatzustandes (z. B. Verdunstung, Kondensation) aber auch von Lösungs- und Austauschvorgängen mit Isotopenfraktionierungen, d. h. mit Änderungen der Isotopenkonzentrationen zu rechnen ist.

Die Isotopenverhältnisse D/H und  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  werden in  $\delta$ -Einheiten ausgedrückt:

$$\delta\text{D} = \left[ \left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{Wasserprobe}} - \left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{Standard}} \right] / \left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{Standard}} \cdot 1000$$

bzw.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Wasserprobe}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Standard}} \right] / \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Standard}} \cdot 1000.$$

Der Standard, auf den sich die Isotopenverhältnisse beziehen, ist der sogenannte „SMOW“ (Standard Mean Ocean Water). Die Genauigkeit der Messungen beträgt ungefähr  $\pm 2,0\text{‰}$  für Deuterium und  $\pm 0,2\text{‰}$  für Oxygen-18.

Wegen der Temperaturabhängigkeit des Dampfdruckes ist die Isotopenfraktionierung auch eine Funktion der Temperatur. Weitere Einflüsse auf die Isotopenfraktionierung gehen von der Salinität und vom thermodynamischen Gleichgewicht des Wassers aus. Sie sind vor allem bei schnell ablaufenden Verdunstungsvorgängen von Bedeutung.

Wenn das Wasser des Ozeans verdunstet, verringert sich im zugehörigen Wasserdampf der Gehalt an schweren Isotopen. Setzen wir das Mittel  $\delta D$  und  $\delta^{18}O$  des Ozeanwassers gleich null, so ist der  $\delta$ -Wert des Wasserdampfes über der Oberfläche des Ozeans ungefähr  $\delta D = -85$  und  $\delta^{18}O = -12$  (H. CRAIG & L. I. GORDON, 1956).

Durch den laufenden Verlust (= Abreicherung, ein an sich widersprüchlicher Terminus) von D und  $^{18}O$  in feuchten Luftmassen während des Ausregens verringert sich deren D- und  $^{18}O$ -Gehalt entlang der von den Küstengebieten gegen das Landesinnere vordringenden Regenfronten. Man spricht vom sogenannten „Kontinentaleffekt“, der jahreszeiten- und ortsabhängig ist. Als grober Mittelwert werden von Ch. SONNTAG et al. (1978) für Europa und Nordafrika Werte von etwa  $-2,5 \delta D\text{‰}$  bzw.  $-0,3 \delta^{18}O\text{‰}$  pro 100 km Entfernung von der Küste angegeben.

Am bedeutendsten ist für den Gehalt an D und  $^{18}O$  zweifelsohne der sogenannte „Temperatureffekt“, der sich aus der Temperaturabhängigkeit des Dampfdruckes zu einer Funktion für die Isotopenfraktionierung ableitet. Unmittelbar aus dem Temperatureffekt leiten sich weitere Einflüsse auf den Gehalt an schweren stabilen Atomen ab.

Die Abnahme der mittleren Lufttemperatur mit der Höhe ergibt den sogenannten „Höheneffekt“, für den Zahlen einer Änderung der  $^{18}O$ -Gehalte von  $0,1-0,5\text{‰}$ , bzw.  $1,5-2,0\text{‰}$  für  $\delta D$  pro 100 m Höhenunterschied gemessen wurden (U. ZIMMERMANN & J. G. ZÖTL, 1971, Fig. 2).

Weitere Zusammenhänge mit der Temperatur sind der „Jahreszeiteffekt“ in Gebirgen gemäßigter Klimabereiche (T. DINCER et al., 1972; H. MOSER et al., 1980) sowie der „Breiteneffekt“. Letzterer ist mit der Abnahme des Jahresmittels der Temperatur mit wachsender geographischer Breite verbunden.

Messungen der stabilen Isotope an Paläowässern artesischer Brunnen zeigten erstmals, daß der Temperatureffekt nicht nur gegenwärtig die verschiedenen Klimabereiche beherrscht, sondern in Paläowässern auch als „Klimaeffekt“ die Klimate der Versickerungszeiten „konserviert“ und damit auch ein bedeutendes Hilfsmittel der Erforschung der Paläoklimate darstellt (H. MOSER & W. RAUERT, 1980). Für Saudi Arabien wurden die Meßergebnisse von  $\delta D$  und  $\delta^{18}O$  bereits für Vergleiche von altersverschiedenen Wadigrundwässern und Quellen von Paläowässern (Al Hasa, Al Qatif) angewandt (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978). Möglich wurden diese Vergleiche erst durch die Erkenntnis der weltweiten Korrelation von  $\delta D$  und  $\delta^{18}O$ , die sich in Gebieten gemäßigter Klimate in der Gleichung

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$$

ausdrückt. Diese Gleichung verändert sich mit den verschiedenen Klimaten.

### 6.3.2. Umweltisotope in As Summan Wasserproben

Die Probenahme der Wässer zur Isotopenuntersuchung erfolgte durch Mitarbeiter des Research Institutes der KFUPM, Dhahran, die Isotopenmessungen wurden im Labor des GSF-Institutes für Hydrologie in München durchgeführt. Die Ergebnisse sind in der Tab. 6.14 zusammengestellt.

#### 6.3.2.1. Tritium

Die in der Zeit vom 1. März 1986 bis zum 1. März 1987 gezogenen drei **Regenwasserproben** hatten Meßwerte von  $7,9 \pm 0,7$  bis  $9,4 \pm 1,1$  TU. Ähnliche Werte zeigten Proben von Wasserlachen in den Schächten Cave B28 ( $9,2 \pm 0,8$  TU) und

Tab. 6.14: Gehalte der Umweltisotope Sauerstoff-18 (in  $\delta^{18}\text{-O}\text{‰}$ ), Deuterium (in  $\delta\text{D}\text{‰}$ ) und Tritium (in TU) in den Wässern des As Sulb Plateaus (Beprobungszeitraum März 1986 bis April 1989).

Ent- nahme- datum	SHAWYAH I			SHAWYAH II			SHAWYAH III			HIZWAH I			HIZWAH II			MA'AQLA I			AL AYTALIYAH I			AL AYTALIYAH II		
	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.	18-O $\delta\text{‰}$	2-H $\delta\text{‰}$	3-H T.U.
860314									-3,44	-20,0	< 0,7				-3,29	-24,2	< 0,8							
870227	-4,01	-21,9	< 0,7	-4,03	-22,1	< 0,7	-3,99	-22,2	< 0,7															
870228									-3,69	-19,3	1,6	-3,50	-18,6	< 0,7	-4,00	-21,1	< 0,9	-3,70	-24,7	< 1,4				
870302																						-4,16	-28,7	< 0,8
870315	-3,87	-21,5	< 1,0	-4,07	-22,9	< 0,9	-3,98	-22,1	< 0,9															
870411	-3,82	-22,6	< 0,7				-4,08	-22,6	< 0,8															
870412									-3,61	-18,7	< 0,8	-3,45	-17,1	< 0,9	-3,90	-21,1	< 0,9							
870513	-4,28	-25,4		-4,06	-22,0		-3,95	-22,0																
870607							-4,22	-24,0																
870608	-4,20	-23,7		-3,95	-21,8				-3,43	-17,5		-3,43	-17,5		-3,92	-22,0								
871208	-3,46	-17,7							-3,74	-19,9		-3,22	-15,8		-3,82	-20,5								
880112	-3,99	-21,9					-3,93	-21,4				-3,62	-19,0		-3,87	-20,9								
880412	-3,90	-21,3					-4,05	-21,3		-3,50	-18,1		-3,53	-17,4		-3,81	-20,5							
890424	-3,80	-20,0							-3,55	-19,7		-3,72	-20,3											
890425							-3,74	-21,0							-4,01	-20,9								
	-3,93	-19,3		-4,03	-22,2		-3,99	-22,1		-3,57	-19,0		-3,50	-18,0		-3,91	-21,3		-3,70	-24,7		-4,16	-28,7	

Dahl Abu Nidu ( $5,8 \pm 0,7$  TU). Der Oberflächenabfluß vom 6. März 1986 wurde nicht beprobt. Die Einzelwerte sagen wenig aus, es ist nur ersichtlich, daß zu dieser Jahreszeit dort allgemein sehr niedrige Tritiumgehalte im Niederschlag auftraten.

Alle Tritiumwerte der von 1986–1988 gezogenen **Wasserproben** aus den Bohrungen SHAWYAH I, II, III, HIZWAH I, II, MA'AQLA I und AL AYTALIYAH I, II liegen mit Ausnahme der Probe vom 28. Februar 1987 vom Brunnen HIZWAH I (gemessener Wert: 1,6 TU) unterhalb der Nachweisgrenze. Das beprobte Karstgrundwasser ist daher weitgehend **tritiumfrei**. Lediglich der Wert der Probe HIZWAH I von 1,6 TU weist auf einzelne raschere Verbindungen von der Oberfläche durch die mächtige ungesättigte Zone bis zum Karstgrundwasserspiegel hin. Diese Zumischung jungen Wassers wird auch durch einen erhöhten Nitratwert unterstrichen.

#### 6.3.2.2. Stabile Isotope

##### SHAWYAH I, II und III

Auf dem Diagramm des D/<sup>18</sup>O-Verhältnisses liegen die Werte mit Ausnahme eines Ausreißers zwischen  $-4,28 \delta^{18}\text{O}$  zu  $25,4 \delta\text{D}\text{‰}$  (SHAWYAH I, 13. Mai 1987, vgl. Tab. 6.14 und Fig. 6.6) und  $-3,87 \delta^{18}\text{O}$  zu  $-21,5 \delta\text{D}\text{‰}$  (SHAWYAH I, 15. März 1987). Der Brunnen SHAWYAH I zeigt die stärkste Streuung der Werte, die noch durch einen Ausreißer aus der Gruppierung (Probe vom 8. Februar 1987:  $-3,46 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$  zu  $17,7 \delta\text{D}\text{‰}$ ) betont wird. Eine Erklärung hierfür ist schwierig, da von den erstgenannten Wasserproben keine chemischen Analysen vorliegen. Der Ausreißer vom 8. Februar 1987 fällt auch durch den Chemismus des Wassers auf (vgl. Abschn. 6.2.). Es handelt sich um den höchsten mg/l-Wert aller gemessenen Proben. Eine Verunreinigung bei der Probenahme kann nicht ganz ausgeschlossen werden. Im allgemeinen liegen die Isotopenwerte im untersten Drittel der DANSGAARD'schen Geraden.

Die Werte der anderen Bohrungen von Shawyah sind viel regelmäßiger. Die Werte von SHAWYAH II liegen sehr nahe beieinander ( $-4,07 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$  und  $-22,9 \delta\text{D}\text{‰}$  zu  $-3,95 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$  und  $-21,8 \delta\text{D}\text{‰}$ ) und die Werte von SHAWYAH III passen sich im gegebenen Rahmen am engsten der Gleichungsgeraden an (Fig. 6.6).

##### HIZWAH I und II

Von Hizwah liegen fünf Messungen aus der Zeit vom 14. März 1986 bis 8. Dezember 1987 vor. Mit Ausnahme der ersten Probe (Tab. 6.14:  $-3,44 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$  resp.  $-20,0 \delta\text{D}\text{‰}$ ) liegen alle Meßwerte im Bereich der DANSGAARD'schen Gleichungsgeraden (Fig. 6.6). Dasselbe gilt für die Werte von HIZWAH II. Die Werte beider Brunnenwässer liegen geschlossen im oberen Teil der Gleichungsgeraden. Sie sind von den Werten der übrigen Bohrungen deutlich abgesetzt. Auf die Sonderstellung der Hizwah-Wässer wurde bereits bei der Charakterisierung des Chemismus hingewiesen (vgl. Abschn. 6.2.).

##### MA'AQLA I

Die  $\delta\text{D}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Wasserproben von MA'AQLA I liegen in breiter Streuung inmitten der Werte von SHAWYAH I, II, III. Von den sechs gelieferten Proben bildet die erste Probe vom 14. März 1986 einen „Ausreißer“, der nicht in einem Meßfehler begründet ist. Es ist auffällig, daß auch der aus dem Rahmen fallende Wert von Hizwah I vom selben Datum ist, ein Zustand, der auch für den Chemismus der Wässer zutrifft und die Fehlerquelle in der Probenahme (bzw. Lagerung, Transport) vermuten läßt.

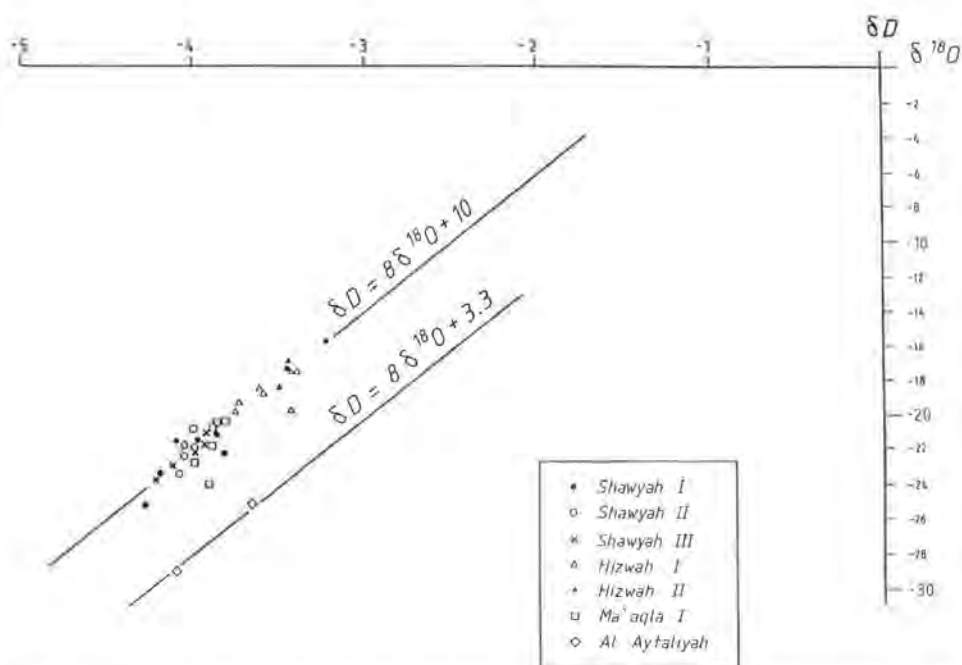


Fig. 6.6: Verteilung der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 der ungespannten UER-Wässer des As Sulb Plateaus im DANSGAARD'schen Bezugsdiagramm.

### AL AYTALIAH I und II

Obwohl vom Bereich Al Aytaliyah nur je eine Wasserprobe vorliegt, zeigen schon beide Meßwerte, daß die Wässer grundsätzlich einem anderen Typus angehören. Die DANSGAARD'sche Gleichung liegt für die Al Aytaliyah Bohrungen bei

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 3,3.$$

Dies weist entweder auf wesentlich andere Klimabedingungen zur Zeit der Infiltration oder auf ein deutlich unterschiedliches Mischungsverhältnis als bei den anderen untersuchten Wässern hin.

Zusammenfassend ergeben sich für die stabilen Isotope der ungespannten Wässer des As Sulb Plateaus zwei unterschiedliche Niederschlagslinien (vgl. Fig. 6.6 und 6.9). Während die beiden Proben von Al Aytaliyah auf der beschriebenen parallelen Bezugsgeraden liegen, sind die übrigen Proben pulkförmig auf der für gemäßigte Klimabereiche charakteristischen Niederschlagsgeraden zu finden. Bereits die aus einem engräumigen Brunnenfeld bei Shawyah ermittelten Werte zeigen bei enger Scharung um die Gerade einen relativ weiten Streubereich auf der Bezugsgeraden. Mit einem direkten Übergang verbunden, aber als Punktwolke deutlich abgesetzt, nehmen die Wässer von Hizwah eine eigenständige Position ein. Zur Erklärung könnten sicherlich Klimateffekte angeführt werden. Bei anderen Untersuchungen (BRGM, 1977; S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978) zeigten sich, durch Tritiumuntersuchungen dokumentiert, nur geringfügige zeitliche Unterschiede der auf einer Linie liegenden Pulkgruppen. Größere klimatische Unterschiede können für solche zeitlich und räumlich beieinanderliegenden Pulkgruppen nicht herangezogen werden.



Vielmehr müssen hier vor allem die Randbedingungen des Infiltrationsvorganges mitberücksichtigt werden. Im vorliegenden Fall bildet die HIZWAH-Gruppe die durch rasche Versinkung in den Karstschächten begünstigte Gruppe der Grundwasserneubildung, während die Wässer des Typs SHAWYAH langsam durch die Dünensande bzw. Tsm-Sedimentdecken mit oberflächennahen Verdunstungseffekten und verstärkten Wasseraustaschvorgängen in der ungesättigten Zone und damit größeren mittleren Verweilzeiten verbunden sind.

#### 6.4. Vergleich mit den gespannten Wässern Ostarabiens

Die mit dem Abtauchen der UER-Formation nach E fortschreitende Einbeziehung der oberen Teile dieser Schichtfolge in den überdeckten Bereich führt zwangsläufig mit ihrem weiteren Abtauchen zu gespannten Grundwasserbedingungen. Das abdichtende überlagernde Gebirge wird von verschiedenen Mergeln und Evaporiten der eoziänen und mioziänen Schichtfolge gebildet. Insbesondere sind es die mächtigen Gips- und Anhydrite der Rus-Formation. Sie sind jedoch nicht durchgehend erhalten. Erosionsfenster und sedimentäres Auskeilen der dichtenden Schichten im Bereich der Antiklinalflanken ermöglichen vertikale hydraulische Verbindungen zwischen den grundwasserleitenden Schichten.

Mit der schon angeführten verstärkten Zerbrechung der Gesamtfolge in den Antiklinalen sind natürliche Aufstiegsbahnen gegeben, über die das Karstwasser in höhere Grundwasserleiter abfließen kann oder überhaupt über große Karstquellen an der Oberfläche entwässert. Solche natürliche Karstwasseraustritte waren Anlaß zur Bildung der schon aus historischen Zeiten bekannten und genutzten Oasengebiete. Im E Arabiens sind von S nach N die Oasen von Yabrin, Al Hasa und Qatif zu nennen. Aber auch die Süßwässer auf der Insel Bahrain entstammen dem Karstwasservorkommen der UER-Formation.

Die hydrochemischen Beziehungen zwischen den gespannten Aquiferbedingungen im Küstenbereich und dem ungespannten Grundwasserleiter im über 250 km entfernten Ausstrichsbereich der UER-Formation lassen sich im groben an Hand der piezometrischen Potentialverteilung und den Konzentrationsgleichen beschreiben (vgl. Fig. 6.1.). Eine erste Übersicht über die Mineralisierung der UER-Wässer wurde bereits von A. I. NAIMI (1965) vorgelegt. Aus der Konzentrationsverteilung konnte bereits auf zungenartig nach NE zur Küste vorstoßende Zonen erhöhter Durchlässigkeit mit niedriger mineralisierten Wässern geschlossen werden. Großer Einfluß kommt den Antiklinalstrukturen und hier insbesondere der NNE-ausgerichteten Ghawar-Antiklinale mit ihrer Auffächerung im Raum westlich der Aufdomung von Dammam zu (vgl. Fig. 3.1).

Detaillierte Bilder der hydraulischen Zusammenhänge konnten durch das sich im Laufe der letzten 30 Jahre immer mehr verdichtende Netz an Bohrungen gewonnen werden (ITALCONSULT, 1968; WAKUTI, 1971; BRGM, 1977). Neuere Interpretationen (W. BACIEWICZ et al., 1982; MOAW, 1983) stützen sich vor allem auf die detaillierten GDC-Erhebungen (1980). Sie zeigen, daß bei dem eher einheitlichen hydraulischen Gradienten um 1‰, von der Druckanomalie im Raum Haradh-Yabrin abgesehen, die bevorzugten Hauptabstrombereiche besser von der Konzentrationsverteilung wiedergegeben werden. Dies hat seine Ursache in der neben den Antiklinalstrukturen durch die Lithologie mitbestimmten Durchlässigkeit des UER-Aquifers. GDC (1980) konnte durch Detailstudien

aufzeigen, daß dort, wo die Rus-Anhydrite noch voll erhalten sind, die horizontale Durchlässigkeit, vermutlich als Folge fehlender Verkarstungsmöglichkeit deutlich geringer ist.

Hydrochemisch ergeben sich daraus entsprechende Konsequenzen. So können selbst im ausstrichsnahen Bereich, z. B. östlich Khurais, Konzentrationen von 3000 mg/l und mehr auftreten. Im allgemeinen steigen die Konzentrationen erst im küstennahen Bereich auf über 5000 mg/l an und erreichen dann unter vermutlich stagnierenden Fließbedingungen rasch 10 000 mg/l und mehr. Ausgenommen davon ist der Bereich von Quatif bis Dhahran, wo die Werte auch im Küstenbereich unter 4000 mg/l bleiben. Dieser Abschnitt markiert den Hauptentwässerungsbereich des Karstaquifers mit einem dort zusammenlaufenden nördlichen Ast aus dem Raum des As Sulb Plateaus sowie einen südlichen Ast aus dem Teil des As Summan Plateaus südlich des Wadi Sabha. Dieser Strang nutzt im wesentlichen die Ghawar-Antiklinalstruktur zum Abfluß nach NE in den Raum von Damman. Der dem Raum von Damman-Dhahran vorgelagerte Golfbereich mit der Insel Bahrain stellte vermutlich den während der glazialen Meeresspiegelabsenkung wirksamen tieferen Vorflut- und Entwässerungsbereich dar, über den die Karstwässer in den damals trockenen Golf abflossen.

In den Tab. 6.15 (Wadi Al Miyah), 6.16 (Al Qatif), 6.17 (Al Hasa), 6.18 (Haradh) und 6.19 (Yabrin) ist der Chemismus der wichtigsten Quell- bzw. Brunnengruppen der gespannten UER-Wässer aus C. JOB (1978) zusammengestellt. Direkte Vergleiche mit den ungespannten Karstwässern des As Sulb Plateaus sind wegen der räumlichen Entfernung und z. T. unterschiedlich lithologischer Einflüsse nicht möglich. Trotzdem zeichnen sich die beiden aus der Konzentrationsverteilung abgeleiteten bevorzugten Abflußbahnen als chemisch zu differenzierende Entwässerungssysteme ab. Während die beiden Systeme in der Gesamtmineralisierung mit Konzentrationen von 1500–2000 mg/l über den Abflußbereich bis zur Küste noch annähernd gleich sind, unterscheiden sie sich deutlich in der Ionenverteilung.

Der nördliche Abstromast aus dem As Sulb Plateau kann in der Hauptansprache durch ein erdalkalisches-sulfatisches Wasser gekennzeichnet werden. Bei den Erdalkalien treten neben dem Calcium noch relativ hohe Magnesiumanteile auf, die z. T. noch über den Natriumgehalten liegen. Ausgehend von Gesamtmineralisierungen um 1400–1800 mg/l bleibt der Charakter in Abstromrichtung auf das Wadi Al Miyah zunächst gleich. Bei den Kationen kommt es nur zu einer leichten Verschiebung in Richtung auf die Alkaliionen.

Tab. 6.15: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Wasserproben aus dem Wadi Al Miyah nach C. JOB (1978). SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

PROBE Nr.	Temp.	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
79	28,30	255,00	12,08	79,23	226,05	572,36	449,08	635,76	177,68	19,72	1282,24	1854,60
119	34,00	159,00	9,34	78,29	216,67	463,30	284,62	646,76	164,20	2,79	1098,37	1561,67
120	34,00	177,50	9,58	82,15	250,10	519,33	311,60	729,89	183,78	8,37	1233,64	1752,97
121	34,00	297,51	13,49	85,80	203,61	600,41	589,44	502,67	177,68	27,22	1297,01	1897,42
122	25,00	490,00	18,92	138,05	309,42	956,39	1003,32	784,65	153,15	76,27	2017,39	2973,78
Arith. Mittel		275,80	12,68	92,70	241,17	622,36	527,61	659,95	171,30	26,87	1385,73	2008,09

Tab. 6.16: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Wasserproben der Oase Al Qatif nach C. JOB (1978). SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

PROBE Nr.	Temp.	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
5	37,00	665,00	30,26	98,44	286,97	1080,67	1344,48	536,19	170,54	12,28	2063,49	3144,16
8	27,50	360,80	19,24	81,42	219,64	681,10	696,58	520,58	188,73	10,23	1416,12	2097,22
12	28,00	333,33	21,90	62,71	189,98	607,92	611,81	413,14	205,63	15,75	1246,33	1854,25
19	35,00	313,86	18,34	68,54	195,59	596,33	590,47	449,98	186,90	17,24	1244,59	1840,92
20	33,40	341,08	18,88	67,32	201,60	628,88	637,16	449,02	187,81	18,11	1292,10	1920,98
62	24,70	565,00	27,49	104,27	294,59	991,35	1140,91	607,95	231,56	7,81	1988,23	2979,58
65	36,40	649,99	30,26	95,03	284,57	1059,85	1313,32	522,31	165,42	14,39	2015,44	3075,29
78	22,30	468,00	23,11	85,07	247,69	823,87	920,18	533,50	188,05	13,83	1655,56	2479,43
125	26,20	362,50	19,04	72,92	210,02	664,48	700,91	484,90	175,73	16,37	1377,91	2042,39
131	36,10	524,99	23,65	86,53	254,11	889,28	1048,84	501,90	169,63	15,38	1735,75	2625,03
Arith. Mittel		458,46	23,22	82,23	238,48	802,37	900,47	501,95	187,00	14,14	1603,55	2405,93

Tab. 6.17: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Wasserproben aus der Oase Al Hasa nach C. JOB (1978). SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

PROBE Nr.	Temp.	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
24	28,30	255,00	19,78	45,21	150,70	470,69	453,20	293,94	219,17	15,63	981,94	1452,63
35	34,00	386,00	30,26	58,33	226,85	701,44	620,32	559,73	252,24	20,03	1452,32	2153,76
35 a	34,00	332,00	25,84	52,74	190,78	601,36	546,65	453,10	228,45	20,77	1248,97	1850,33
Arith. Mittel		324,33	25,29	52,09	189,44	591,16	540,06	435,59	233,29	18,81	1227,74	1818,91

Tab. 6.18: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Wasserproben aus den Brunnen von Haradh nach C. JOB (1978). SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

PROBE Nr.	Temp.	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub>	SA	GESAMT
116	28,30	185,00	9,46	58,33	148,30	401,09	405,26	261,95	161,15	40,99	869,35	1270,44
117	34,00	127,00	6,61	43,26	109,42	286,29	236,05	217,28	184,70	24,00	662,03	948,32
118	34,00	145,02	9,58	45,94	119,44	319,98	284,51	231,45	174,51	31,00	721,47	1041,45
Arith. Mittel		152,34	8,55	49,18	125,72	335,79	308,61	236,89	173,45	32,00	750,95	1086,74

Dieser Trend, im Kationendreieck als mehr oder weniger geradlinige Entwicklung zu erkennen (Fig. 6.7), läßt sich aber in weiterer Abstomrichtung zur Oase Al Qatif an der Küste südlich von Jubail weiter verfolgen. Dort sind bereits durch Ionenaustauschvorgänge die Alkalikomponenten dominant. Eine ähnliche, auf einer annähernd HCO<sub>3</sub>-konstanten Linie ablaufende Entwicklung läßt sich auch im Anionendreieck erkennen (Fig. 6.8). Auch dort ist in Abstomrichtung

Tab. 6.19: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen von Wasserproben aus dem Becken Yabrin nach Analysen des Institutes für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz. SK = Summe der Kationen, SA = Summe der Anionen, Konzentrationswerte in mg/l.

PROBE Nr.	Leitf. ( $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1} / 25^\circ \text{C}$ )	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	SK	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SA	GESAMT
Y4-G	2450	299,99	22,79	87,30	159,00	569,08	573,98	370,01	281,90	13,52	1239,41	1808,49
Y5	1550	38,53	30,14	78,80	109,20	256,67	240,02	376,02	144,98	13,39	774,41	1031,08
Y7	2300	86,76	13,45	80,10	173,21	353,52	505,99	269,01	115,02	16,12	906,14	1259,66
Y15	1350	42,97	6,84	51,79	106,29	207,89	207,01	297,01	126,98	13,39	644,39	852,28
Y25	2000	77,98	9,38	65,81	140,50	293,67	396,01	299,99	131,98	25,92	853,90	1147,57
Y27	1480	52,12	7,43	50,20	104,91	214,66	257,99	185,01	112,03	26,72	581,75	796,41
Y30	2850	97,57	10,71	104,30	297,79	510,37	481,98	784,02	259,99	16,49	1542,48	2052,85
Y33	1900	188,01	10,20	53,90	117,59	369,70	363,00	259,98	166,03	27,90	816,91	1186,61
Y34	1450	50,60	7,23	49,70	105,99	213,52	242,99	265,98	115,02	22,07	646,06	859,58
Y35-G	5220	713,99	28,89	160,90	206,49	1110,27	1239,01	850,01	101,29	64,61	2254,92	3365,19
Y36	1850	68,23	9,03	61,10	128,40	266,76	339,00	293,98	121,97	26,23	781,18	1047,94
Y37-G	1610	135,00	7,31	49,30	116,39	308,00	281,99	220,02	178,17	31,37	711,55	1019,55
HAR	1970	170,01	8,48	53,60	146,19	378,28	387,00	259,98	163,53	34,10	844,61	1222,89

ein progressiv fortschreitender Trend von sulfatischen zu chloridischen Wässern zu beobachten.

Anders die Ionenverteilung im südlichen Abstromast. Selbst bei der relativ niedrigen Gesamtmineralisierung von ca. 1000 mg/l im Yabrin Bereich handelt es sich bereits um alkalisch-chloridische Wässer. In Abstromrichtung kommt es von Yabrin über Haradh und Al Hasa zu einer zunehmenden Alkalisierung (vgl. Fig. 6.7). Die Erdalkalien vor allem Calcium werden zunehmend gegen Natrium ausgetauscht. Bei den Anionen tritt in Abstromrichtung keine Verschiebung der Ionenverhältnisse mehr auf (vgl. Fig. 6.8). Gegenüber dem nördlichen Abstromast zeichnen sich diese Wässer durch einen konstant geringeren Sulfatgehalt sowie einen etwas höheren Hydrogenkarbonatanteil aus.

Auch der überregionale Vergleich der Isotopendaten für die Karstwässer der UER gibt wesentliche weitere Aufschlüsse und Informationen. In der Fig. 6.9 sind die  $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramme verschiedener UER-Wässer mit Grundwässern aus jungen Wadifüllungen des nahen zentralarabischen Schichtstufenlandes verglichen. Die verschiedenen Gleichungsgeraden ergeben einen relativen Alters- und Klimaspiegel der UER-Wässer.

Die beiden oberen Gleichungsgeraden zeigen neben hohen  $\delta\text{D}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten auch noch beachtlich hohe Tritiumwerte. Es handelt sich um rezente seichtliegende Grundwässer aus Wadifüllungen. Die Wasserproben wurden bereits 1973 und 1974 gezogen. Die Isotopenwerte entsprechen dem warmen semiariden Klima des zentralarabischen Raumes.

Die Gleichungsgerade mit den Proben aus dem As Sulb Plateau entspricht einem eher gemäßigten und etwas kühleren Klima. Die daraus zu folgernden Klimadaten sind für den Untersuchungsraum fast zu niedrig. Zu prüfen wäre, wie weit in diesem Klimaanzeiger sich nur die kühleren Temperaturen winterlicher Regenperioden widerspiegeln. Die Wässer von Al Aytaliyah könnten indirekt überleiten zu jenen der Oasengebiete im E der Arabischen Schelftafel. Für diese muß sowohl von der

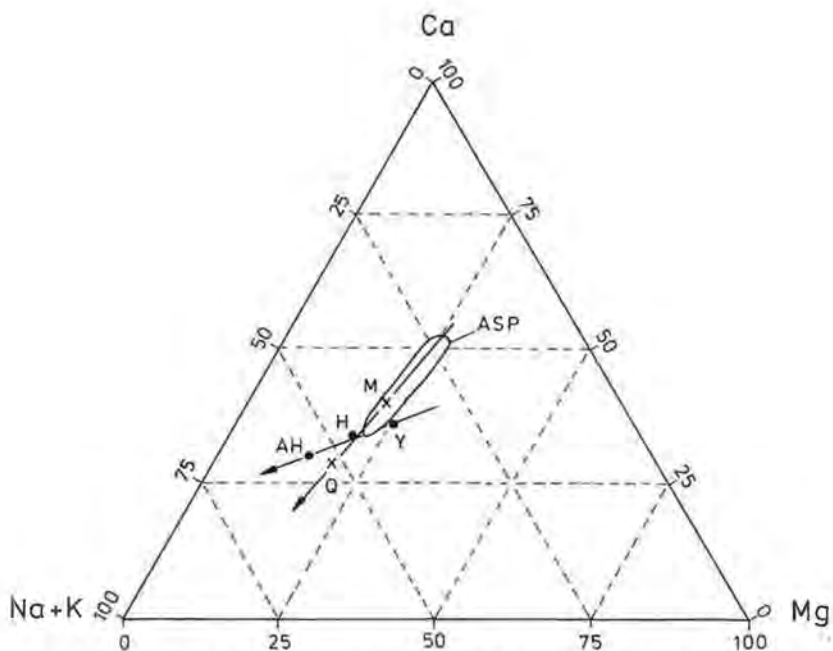


Fig. 6.7: Dreiecksdiagramm der Kationenverteilung der UER-Wässer Ostarabiens mit Trendentwicklung in Abflußrichtung. ASP = Wässer des As Sulb Plateaus, M = Wadi Al Miyah, Q = Al Qatif, AH = Al Hasa, H = Haradh, Y = Yabrin.

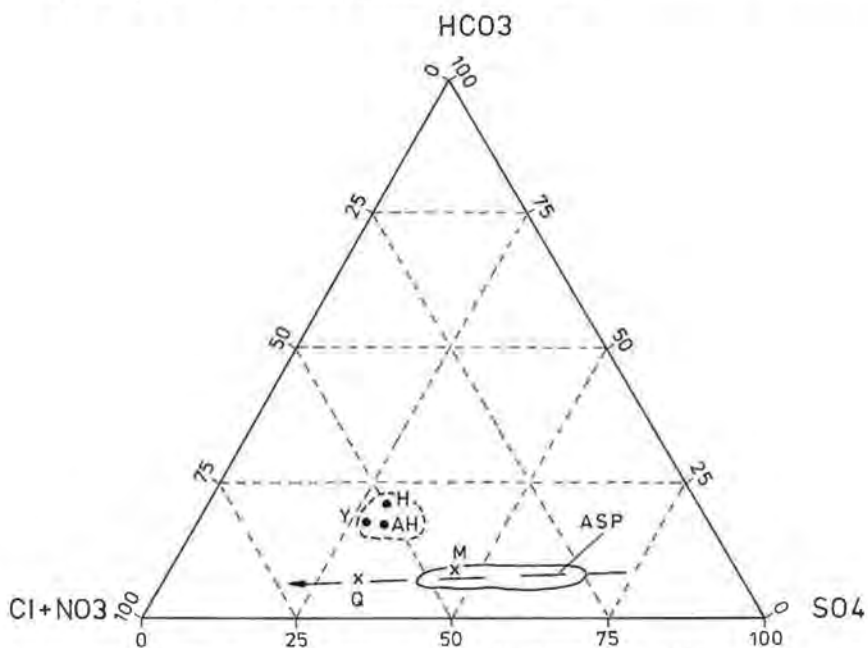


Fig. 6.8: Dreiecksdiagramm der Anionenverteilung der UER-Wässer Ostarabiens mit Trendentwicklung in Abflußrichtung. ASP = Wässer des As Sulb Plateaus, M = Wadi Al Miyah, Q = Al Qatif, AH = Al Hasa, H = Haradh, Y = Yabrin.

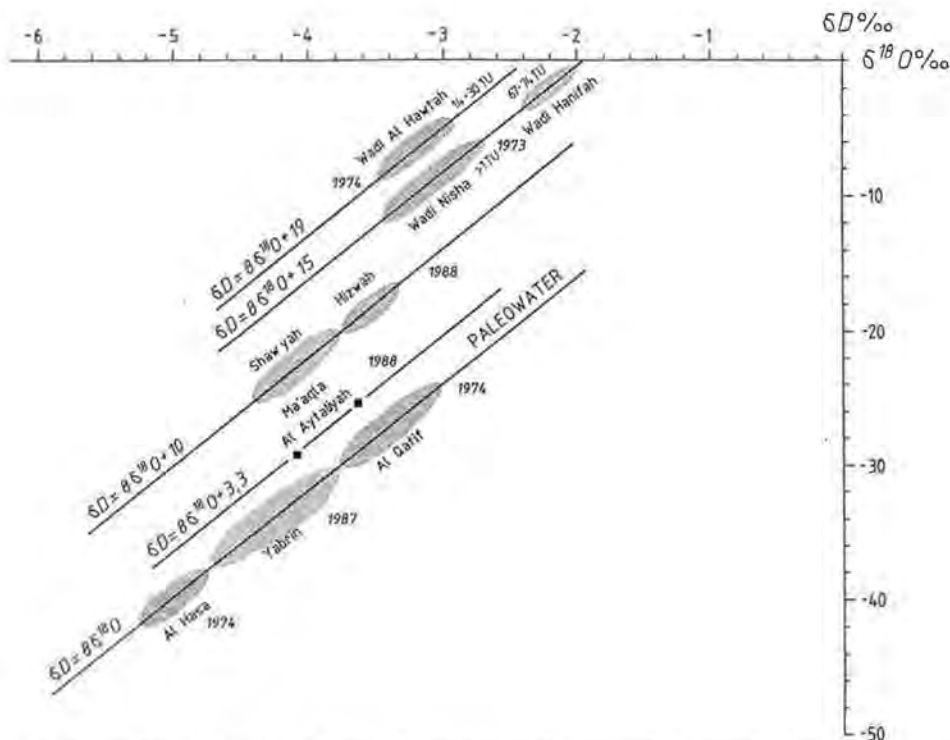


Fig. 6.9: Verteilung der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 verschiedener Wässer aus flachen Wadigrundwasserleitern Zentralarabiens (Wadi Al Hawrah, Wadi Nisha und Wadi Hanifah), der ungespannten UER-Wässer des As Sulb Plateaus (Shawyah, Hizwah, Ma'aqla und Al Aytalyah) sowie der gespannten UER-Wässer Ostarabiens (Al Hasa, Yabrin und Al Qatif).

Lage der Bezugsgeraden als auch von der Altersstruktur der Wässer von kühleren Temperaturen bei der Infiltration der entsprechenden Niederschlagswässer ausgegangen werden. <sup>14</sup>C-Messungen von Al Qatif-Wässern ergaben ein Alter von mehr als 22 000 Jahren (C. JOB in: S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978).

## 7. Feuchtere Klimaperioden des Quartärs in Ostarabien und ihre Bedeutung für das Grundwasser

### 7.1. Holozän

Während der letzten zwei Millionen Jahre, der Quartärzeit, schwankte das Klima Ostarabiens phasenweise zwischen hyperariden und semiariden Bedingungen.

Ausgehend von der heutigen Situation waren die letzten 5000 Jahre im wesentlichen hyperarid. Aus historischer Sicht sind einzelne Hinweise auf kurze zwischen-geschaltete etwas feuchtere Phasen bekannt, so wird über einen durchgehenden Oberflächenabfluß aus Hofuf bis zum Arabischen Golf berichtet. Auch die blühende Kultur der einstigen Hauptstadt Qrayat al Fau des Königums Kinda (2400–1400

Jahre vor heute) im ostarabischen Raum mag ein Hinweis auf die damals günstigeren klimatischen Bedingungen sein.

Diese Berichte der alten Geschichtsschreiber bestätigen letztlich nur eine relativ breite Streuung der beiden wichtigen Klimakennwerte, mittlere Lufttemperatur und mittlere jährliche Niederschlagsrate. Größere Schwankungen dieser Kennwerte sind aber selbst in unserem Jahrhundert im Rahmen der modernen Wetterbeobachtung festzustellen. Als Beispiel sei auf die Trockenheit in der Sahel Zone hingewiesen. So sehr sie lokal die Zivilisation verändern mögen, haben diese kurzfristigen klimatischen Veränderungen aber geologisch kaum Spuren hinterlassen.

Eine effektive und weltweit zu beobachtende Veränderung stellt das sogenannte „Neolithische Pluvial“ oder besser „Neolithische Feuchtzeit“ im mittleren Holozän (von ca. 7000–5000 Jahre vor heute) dar. In den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre wird diese Klimaphase auch als „Postglaziales Klimaoptimum“ oder als „Althermal“ bezeichnet. Während dieser Zeit wiesen z. B. die Ostalpen keine Gletscher auf und die heute nackten Karstplateaus der Nördlichen Kalkalpen (2000–2500 m ü.M.) waren teilweise mit Buchenwäldern bedeckt.

Folgt man den Spuren der klimatischen Veränderung auf der Arabischen Halbinsel kann man eine Verlagerung der Nordgrenze der innertropischen Konvergenzzone (ITC) nach N beobachten (H. HÖTZL et al., 1984). Ähnlich wie auf derselben Breite in den Gebirgsregionen der Sahara (z. B. Tibesti) verursachte dies auch im Bereich der höhergelegenen Teile des Arabischen Schildes (Hochland von Asir) deutlich erhöhte Niederschlagsraten.

Es erweist sich als nützlich, solche Parallelismen klimatischer Veränderungen in verschiedenen Regionen auszuwerten. Sie helfen Phänomene, wie den früheren See Mundafan in der westlichen Rub'Al Khali, der größten Sandwüste Arabiens, zu verstehen. Solche Seen können nicht durch kurzfristig höhere Niederschläge in unserem sonst hyperariden Klima entstanden sein. Sie sind das Resultat verstärkter Oberflächenabflüsse aus dem Bergland mit seinen steilen Felshängen und geringen Infiltrationsmöglichkeiten. Sogar heute können episodische Niederschläge im Arabischen Schild Überflutungen innerhalb der Wadis auslösen. Während der feuchteren Perioden flossen aber gewaltige Wassermengen über mehrere hundert Kilometer bis in den inneren Bereich der Rub'Al Khali und schufen dort im Bereich von lokalen Becken und Rückstaubereichen der Sanddünen Seen. In weiten Teilen der heutigen Wüste breitete sich eine Steppe mit reichlicher Tierwelt aus, wie dies in verschiedenen Höhlen- und Steinmalereien der damaligen Zeit auch aus Saudi Arabien festgehalten ist.

Die älteren Wadisedimente sind Zeugen der früheren Transportkraft des Wassers und der Lauflänge: grobe wenig gerundete Blöcke in den oberen Abschnitten, Schotter und Sandterrassen im Mittelabschnitt sowie feinkörnige Ablagerungen und Seesedimente in der heutigen Sandwüste. Ähnliche Beobachtungen können auch in den Inneren Becken Nordafrikas gemachten werden. So weist der Tschadsee mit seinen vielen alten Terrassenniveaus auf zwischengeschaltete feuchtere Phasen mit erhöhten Oberflächenabflüssen hin (A. R. JADO & J. G. ZÖTL, 1984, p. 311).

Der Niederschlag ist eine Grundvoraussetzung für die Bildung von Grundwasser. Trotz hoher Temperaturen und damit auch hoher Verdunstungsraten kann es selbst unter den hyperariden heutigen Bedingungen zur Grundwasserbildung kommen, wie dies von T. DINCER et al. (1973) für Sanddünenbereiche Zentralarabiens nachgewiesen werden konnte.

Unter den günstigeren Infiltrationsbedingungen von Karstarealen kann, wie in Abschn. 5. ausführlich erläutert, ein beträchtlicher Anteil der jeweiligen episodischen Niederschläge in den tieferen Teil des Untergrundes infiltrieren. Während feuchterer Phasen ist der Gesamtbetrag erheblich höher. Es ist jedoch kaum möglich, die jeweiligen Anteile abzuschätzen, wenn man weder die Niederschlagsmenge noch die saisonalen Variationen kennt. Für die neolithische Feuchtphase wird eine erheblich stärkere Infiltration sowie Abfluß über die Karstschächte des As Summan Plateaus in den UER-Grundwasserleiter durch die gegenüber anderen Perioden größere Häufigkeit von  $^{14}\text{C}$ -datierten Höhlensintern belegt (H. FELBER et al., 1978 b; H. HÖTZL et al., 1984). Es ist davon auszugehen, daß die Grundwasserstände im ungespannten Ausstrichsbereich der UER-Kalke deutlich höher lagen. Im gespannten Aquiferbereich kam es infolge der veränderten Druckhöhen zu verstärkten Quellabflüssen. In den Oasen entlang der Arabischen Golfküste bildeten sich z. T. große Seen in denen der Neolithiker, wie durch zahlreiche Artefakte belegt, ein reichliches Fischrevier vorfand.

In mehrere wärmere und kühlere Phasen kann das ältere Postglazial (12 000–7000 vor heute) unterteilt werden. Detaillierte Hinweise liegen z. B. aus Ablagerungen im Niltal sowie von Seesedimenten Zentral- und Nordeuropas vor. In den ariden Bereichen verhindert meist das Fehlen von adäquaten Sedimentfolgen sowie die relativ großen Streuungsspannen absoluter Altersdatierungen eine genauere Untergliederung und zeitliche Zuordnung der klimatischen Fluktuationen. Im Vergleich mit den besser dokumentierten anderen Gebieten können auch für die Arabische Halbinsel solche Klimaveränderungen abgeleitet werden, doch bestanden die feuchteren Phasen offenbar nur aus sehr kurzen zwischengeschalteten Perioden.

## 7.2. Jungpleistozän

Für das ausklingende Spätpleistozän, eine längere Phase arider Bedingungen, nahm H. A. McCLURE (1976) einen Zeitraum von 17 000–10 000 Jahren vor heute an. Nach Altersdatierungen in Nordafrika ist von einer Zeitspanne von 22 000–12 000 Jahre vor heute auszugehen. Während dieses hyperariden Intervals kam es zu einer Intensivierung der Sandausblasung und räumlichen Vergrößerung der Dünenareale.  $^{14}\text{C}$ -Analysen aus dem Karst des As Summan Plateaus zeigen einen vollständigen Mangel an Sinterneubildung, die diesem Zeitabschnitt zugeordnet werden könnte.

Für das jüngere Pleistozän postulierten H. HÖTZL & J. G. ZÖTL (1978, p. 302–304) eine etwas feuchtere Phase im Zeitraum von ca. 30 000–25 000 Jahre vor heute. Auf der Basis einer großen Anzahl von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen nahm H. A. McCLURE (1978) sogar eine Zeitspanne von 36 000–17 000 Jahre vor heute an. Das Problem sind allerdings die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die hier im wesentlichen auf anorganischem karbonatischem Material beruhen und die bereits bei geringen Rezentkontaminationen zu falschen, meist zu jungen Alterswerten Anlaß geben.

Auch hier bietet sich wieder ein überregionaler Vergleich an. Die letzte große Vereisung auf der Nordhalbkugel erreichte ihr Maximum vor rund 24 000 Jahren. Die Zone erhöhter Niederschläge der gemäßigten Breiten verlagerte sich etwas weiter nach S. Die Arabische Halbinsel war hiervon nur im nördlichsten Teil betroffen. Deutliche Auswirkungen erhöhter Niederschlagsaktivität sind für diese Zeit im Becken von Damaskus zu erkennen (K. KAISER et al., 1963).

Im Gegensatz dazu zeigte der Haupttrockengürtel von der Sahara bis nach Arabien extreme Aridität. Dies kann u. a. aus den verstärkten Sandeinwehungen in den



Atlantik vor der westafrikanischen Küste abgeleitet werden (M. SARNTHEIN, 1978 und 1979). Daher erscheint es wahrscheinlich, daß die Seenentwicklung am Südrand des Trockenbereiches, wie der Mundafan See in Arabien, mit ihren etwas höheren Altern (ca. 30 000 Jahre, sofern hier die  $^{14}\text{C}$ -Werte korrekt sind und nicht zu junge Alterswerte anzeigen) auf eine ältere, nordwärts gerichtete Verlagerung der Inner-tropischen Konvergenz Zone zurückgehen. Während dieser feuchteren Phase war offenbar eine große Zahl kleinerer und großer Wüstenseen ausgebildet. Der Bereich von Hofuf (Al Hasa) im E Arabiens war ein einziger riesiger Inlandsee (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978). Weitere Seereste aus dieser Zeit finden sich auch im Bereich der zentralarabischen Schichtstufenlandschaft (z. B. bei Al Aflaj).

Es gibt keine Hinweise, daß während dieser feuchteren Perioden des Jungpleistozäns die Hauptentwässerungssysteme Arabiens tatsächlich einen vom Gebirge im W über die Arabische Schelftafel bis zum Golfbereich durchgehenden Oberflächenabfluß schufen. Der Arabische Golf lag damals trocken. Das Meer hatte sich infolge des während der letzten Eiszeit um ca. 100 m abgesenkten Meeresspiegels bis außerhalb der Straße von Hormuz zurückgezogen (M. SARNTHEIN, 1972; S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978). Es muß davon ausgegangen werden, daß die großen aus dem Hedjas- und Azir-Gebirge kommenden Flüsse im Bereich der weiten Schelftafel versiegten bzw. in den Sanddünenbereichen zurückgestaut wurden.

Aus dem Karstgebiet des As Summan Plateaus liegen einige wenige  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen von Höhlensinter vor, die aufgrund des  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes in den Zeitraum von 30 000–20 000 Jahren vor heute einzuordnen waren (H. FELBER et al., 1978 b). Bei der Interpretation dieser Daten ist jedoch größte Vorsicht geboten, da die Sinter sehr stark umkristallisiert sind und damit auch eine jüngerer  $^{14}\text{C}$ -Einbau in wesentlich älteres Ausgangsmaterial nicht auszuschließen ist.

Die Landoberfläche des As Summan Plateaus zeigt eindrucksvolle Formenbeispiele eines Paläokarsts (vgl. Abschn. 4. und 8.). Sie sind zur Hauptsache Ergebnisse wiederholter Verkarstungsprozesse während des mittleren und jüngeren Tertiärs. Viele dieser Karstphänomene zeigen charakteristische Zerfallerscheinungen als Folge arider Klimateinwirkung. Einzelne Karstformen und Sinterbildungen belegen eine Reaktivierung der Verkarstungsprozesse während der quartären feuchteren Phasen. Der quartäre Anteil an der Gesamtverkarstung ist nur sehr schwer abzuschätzen, dürfte jedoch nur von untergeordneter Bedeutung sein. Auch bei den Höhlen ist eine begrenzte Weiterformung während erhöhter Infiltration in den feuchteren Phasen nicht auszuschließen. In der Gesamtheit sind sie jedoch wesentlich älter und gehen z. T. überhaupt auf die intensive Verkarstung während des Eozäns zurück.

Altersbestimmungen an gespannten Grundwässern der UER-Formation aus dem Bereich der Golfküste zeigen vielfach mittlere Verweilzeiten von 30 000–20 000 Jahren vor heute an (ITALCONSULT, 1969; BRGM, 1977; S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978; W. BACIEWIC et al., 1982). In einer Modellvorstellung des BRGM (1977) wird davon ausgegangen, daß die meisten dieser gespannten Karstwässer vor 30 000–50 000 Jahren in den Untergrund infiltrierten und in dem gewaltigen Speicher nur langsam nach E in Richtung zum Golf abfloßen. Einzelne Werte für das As Sulb Plateau (Ma'aqla-Shawyah), dem eigentlichen Infiltrationsbereich, weisen bereits  $^{14}\text{C}$ -Alter von bis zu 12 000 Jahren auf. Die Vermischung unterschiedlicher Wässer erschwert jedoch die Deutung und erfordert besondere Vorsicht bei der Interpretation des Alters der Grundwässer.

Untersuchungen an verschiedenen Sinterproben auf Uran und Thorium deuten auf weitere feuchtere Perioden im älteren Jung- und Mittelpleistozän hin (vgl. Abschn. 8.6.3.). Hier wäre noch eine Intensivierung der Untersuchungen an ausgedehnten Profilabfolgen erforderlich.

### 7.3. Mittel- und Altpleistozän

Für das Mittelpleistozän liegen keine zeitlich einordbaren direkten Klimahinweise vor. Die allgemeine Kurve der Sauerstoffisotopen deutet auf wärmeres Klima, das für den arabischen Raum eine größere Aridität impliziert. Dies ist offensichtlich auch im Altpleistozän der Fall, so daß der größte Teil des Quartärs Ostarabiens durch dominant aride Klimaverhältnisse bestimmt war. Die einzige Ausnahme bildet das Spätpliozän bis Frühpleistozän.

Dieser Zeitabschnitt zeigt alle Anzeichen einer wirklich intensiven humiden Feuchtzeit, zumindest für das Gebirge Westarabiens. Die genaue zeitliche Dauer ist bis jetzt noch nicht bekannt, doch konnte diese Feuchtphase durch die Datierung von zwei Basaltflows auf den Zeitraum vor 1,2–3,5 Mill. Jahren eingengt werden. Im Gegensatz zu den relativ kurzen Unterbrechungen des ariden Quartärklimas durch die feuchteren zumeist semiariden Phasen, verursachte die obengenannte humide Phase eine länger andauernde Umstellung der gesamten morphologischen Prozesse.

Große alluviale Schuttfächer, wie sie heute noch im Wadi ad Dawasir, im Unterlauf des Wadi Sabha als auch im riesigen Dibdiba Fächer des Wadi Batin (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978) zu sehen sind, wurden damals durch ein bis heute offenbar letztmalig durchgehendes Entwässerungssystem geschaffen, das die Niederschlagswässer aus dem Schildareal bis zum Golfbereich abführte.

Die gewaltigen Abflussmengen gingen vor allem auf ergiebige Regenfälle im Asir und Hedjas Bergland zurück. Für Ostarabien konnte dagegen an Hand der Duricrustbildung auf stark saisonale Niederschläge mit Raten von weniger als 400 mm geschlossen werden. Dieser semiaride Typ des Klimas in Ostarabien mit seinen eindrucksvollen Kalkkrustenbildungen minimiert andererseits die kurzen relativ feuchteren Phasen des Quartärs. Letztere hinterließen kaum signifikante morphologische Formen, noch konnten sie die Vormacht der ariden Morphodynamik brechen.

## 8. Speläologische Untersuchungen

(R. BENISCHKE, G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER)

### 8.1. Allgemeine Anmerkungen

#### 8.1.1. Ziele der speläologischen Untersuchungen

Die schon im Titel der Gesamtarbeit ausgedrückte Beziehung zwischen Verkarstung, Aquiferentwicklung und Grundwasserneubildung wurde unter Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse, der Geologie und der sedimentologischen, tektonischen und klimatischen Voraussetzungen auch mittels speläologischer Methoden untersucht. Diese umfaßten die detaillierte Vermessung und Planaufnahme

ausgewählter Höhlen, ihre Dokumentation, die Entnahme von Gesteinsproben zur Lösung lithologischer Probleme, die Aufnahme strukturgeologischer Daten in Höhlen, die Entnahme von Karbonatsinterproben für geochronologische Untersuchungen und die abschließende speläogenetische Interpretation.

Diese sehr weit gesteckte Anwendung speläologischer Methodik (Höhlenkunde im umfassenden Sinn) kann daher als ein nützliches und sehr leistungsfähiges Werkzeug bei der Unterstützung der Interpretation geologischer und geomorphologischer Befunde und der daraus abzuleitenden Landschafts-Morphogenese betrachtet werden.

Das vorliegende Kapitel basiert auf zwei Geländeeinsätzen in den Jahren 1986 und 1987 und daraus entstandenen bisher vier Forschungsberichten (R. BENISCHKE, G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER, 1986, 1988, 1989, 1991, unpubl.) und einer Publikation (R. BENISCHKE, G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER, 1987). Eingeschlossen in der vorliegenden Darstellung sind einige Bemerkungen zur Methodik der Bearbeitung, die Beschreibung ausgewählter Höhlen als Typusbeispiele und Schlußfolgerungen zur Tektonik, zur Interpretation der geochronologischen Daten und zur Höhlen- und Landschaftsentwicklung.

### 8.1.2. Methodik

#### **Vermessung und Planaufnahme in den Höhlen, Datenauswertung**

Die Vermessung erfolgte in der Höhle mit Kompaß, Klinometer und Maßband. Die Vermessung nahm ihren Ausgang immer von einem besonders gekennzeichneten (mit Flagge auf Eisenstange) Punkt außerhalb der Höhle. Die Ablesegenauigkeit für die Richtung (bzgl. magnet. Nord) und die Neigung betrug  $\pm 0,25^\circ$  für die Längenmessung  $\pm 1$  cm. Zusätzlich wurden Distanzmessungen je nach Erfordernis mindestens aber von jedem Meßpunkt entsprechend dem Abstand zur Höhlensohle, dem Abstand links und rechts im Sinne der Meßzugrichtung und zur Höhlendecke (soweit erreichbar, ansonsten geschätzt) durchgeführt. Zum Vergleich der Genauigkeiten der Vermessung mit anderen Höhlenvermessungen sei – obwohl dafür keine Norm existiert – auf das in der Speläologie (mit Schwergewicht in angloamerikanisch beeinflussten Ländern) international weit verbreitete BCRA-System verwiesen (B. ELLIS, 1976; Tab. 8.1, 8.2).

Alle Vermessungen wurden nach „BCRA-Grad 6 D“ ausgeführt. Die Verwendung von Theodoliten innerhalb der Höhlen war nicht möglich – vor allem wegen der oft geringen Raumweiten und dem Mangel an geeigneten Aufstellungsmöglichkeiten. Alle Meßdaten wurden auf einem kleinen tragbaren Rechner im Basislager oder nach der Rückkehr in Österreich ausgewertet.

#### **Konventionen für speläologische Karten und geologische Messungen**

Die in den speläologischen Karten verwendeten Symbole (s. Signaturenschlüssel zu den Höhlenkarten S. 143–144) beruhen mit kleinen Änderungen auf den Ausführungen der Resolution der Kommission für Terminologie und konventionelle Zeichen der Internationalen Union für Speläologie (M. H. FINK, 1965; UIS, 1965; H. TRIMMEL [Red.], 1965).

Alle Werte geologischer Messungen, die in diesem Kapitel angegeben werden, beziehen sich auf Messungen mit dem CLAR-Kompaß (Fallrichtung/Fallwinkel; Altgrad). Die Abkürzung K bedeutet Kluft oder ein Äquivalent (z. B. meint K 045/50 eine Kluftfläche mit  $50^\circ$  Einfallen Richtung NE), ss bedeutet Schichtfläche, s eine unklassifizierte Fläche, L ein Linear.

#### **Name von Höhlen und Höhlengängen**

Im allgemeinen werden alle Höhlen im Sinne der üblichen Definitionen (H. TRIMMEL, 1965), also auch senkrechte, an der Landoberfläche endende Schächte, dann auch Einsturzdolinen mit Durchmessern von Zehnermetern, mehr oder weniger vertikal angelegte Höhlengänge oder Höhlen, die bestimmte hydraulische Funktion aufweisen (Ponore, Schwinden), im Arabischen als „Dahl“ (Plural „Duhul“) bezeichnet. Vom speläogenetischen Standpunkt aus ist damit noch keine genaue Klassifizierung einer speziellen Hohlform verbunden. „Dahls“ hatten in vielen Fällen für die Beduinen die Funktion einer in einer Höhle liegenden Wasserstelle. Viele dieser Höhlen

Tab. 8.1: Klassifikation der British Cave Research Association (= BCRA) für die Vermessungsqualität in Höhlen (gekürzt nach B. ELLIS, 1976).

Grad 1	Skizze geringer Genauigkeit ohne Vermessung.
Grad 2	Anwendung nur, falls notwendig, um eine Skizze zu beschreiben, deren Genauigkeit zwischen Grad 1 und Grad 2 liegt.
Grad 3	Grobe Kompaß/Klinometervermessung, Horizontal- und Vertikalwinkel (d.h. Richtung m. N, Neigung) sind auf $\pm 2,5^\circ$ , Distanzen auf $\pm 0,5$ m gemessen. Der Lagefehler eines Meßpunktes ist $< \pm 0,5$ m.
Grad 4	Anwendung nur, falls notwendig, für eine Vermessung, deren Genauigkeit und Qualität zwischen Grad 3 und Grad 5 liegt.
Grad 5	Kompaß/Klinometervermessung, Horizontal- und Vertikalwinkel mit einer Genauigkeit von mindestens $\pm 1^\circ$ , Distanzen mit $\pm 0,1$ m, Lagefehler eines Meßpunktes ist $< 0,1$ m.
Grad 6	Kompaß/Klinometervermessung, die Meß- und Lagegenauigkeiten sind größer als bei Grad 5.
Grad X	Theodolitvermessung.

Anmerkung: Die Genauigkeitsgrade sind keine verbindliche Festlegung, sondern stellen Empfehlungen für den Qualitätsvergleich verschiedener Vermessungen dar. Unter Genauigkeit (besser Richtigkeit; engl. accuracy) wird die Abweichung vom „wahren“ Wert verstanden und soll nicht mit der Reproduzierbarkeit (engl. precision) verwechselt werden. Höhere Grade der Genauigkeit werden durch Ausnutzen der Ablesegenauigkeit der verwendeten Instrumente erreicht (d. h. Ablesungen bei Winkelmessungen auf mindestens  $\pm 0,5^\circ$ , allenfalls Schätzungen zwischen zwei Teilstrichen auf  $\pm 0,25^\circ$ , bei Maßbandablesungen auf  $\pm 1$  cm), die Lagegenauigkeit der Meßpunkte wurde durch die Festlegung gut zugänglicher fixer Felspunkte erreicht und konnte in vielen Fällen durch Ringschlüsse von Vermessungszügen überprüft werden.

Tab. 8.2: BCRA-Klassifikation der Vermessungsdetails.

Klasse A	Alle Detailaufzeichnungen werden aus dem Gedächtnis reproduziert.
Klasse B	Details der Höhlenräume werden angeschätzt, aber in den Höhlen aufgezeichnet.
Klasse C	Detailmessungen (z. B. zur genaueren Erfassung der Raumbegrenzungen) werden nur an den Meßpunkten durchgeführt, d. h. Distanzmessungen wie Abstand über der Sohle, zur Decke oder zu den Seiten.
Klasse D	Wie bei Klasse C, aber zusätzlich auch an Stellen zwischen den Meßpunkten, wann immer dies für die Erfassung des Raumes notwendig ist, wie z. B. bei Richtungs- und Größenänderungen.

haben Eigennamen wie z. B. „Dahl Abu Hashami“ (Höhle des Vaters von Hashami). Sofern ein Eigenname aus den topographischen Karten bekannt war, wurde dieser Name in der Kartenschreibweise weiterverwendet, falls dies nicht möglich war – und das galt für die meisten untersuchten Höhlen – wurde ein Arbeitsname eingeführt (z. B. „B2-Cave“). Da die offizielle Arbeitssprache Englisch war, wurden auch die Arbeitsnamen der Höhlen als englische Eigennamen fixiert und in den Kataster übernommen, so daß in Hinkunft im Sinne der nomenklatorischen Eindeutigkeit z. B. „UPM-Cave“ und nicht „UPM-Höhle“ zu schreiben ist. Darüber hinaus war es in vielen Fällen auch unmöglich, regionalgeographische oder lokale Geländebezeichnungen für Höhlen heranzuziehen, da das Untersuchungsgebiet im Verhältnis zum gesamten Karstgebiet, in dem nur Landschaftsabschnitte von regionaler Bedeutung einen Namen besitzen, einen sehr kleinen Ausschnitt darstellt.

### 8.1.3. Der Höhlenkataster

Während im Alpenraum das Katastersystem auf meist morphologisch abgegrenzten geographischen Einheiten wie Gebirgsgruppen beruht und diese Art sich für den Alpenraum als erfolgreich herausgestellt hat, verursacht ein derartig strukturiertes System in ariden Gebieten mit keinem besonders oder nur gering entwickeltem Relief Schwierigkeiten.

Der Versuch, den weiten Dünengürtel der AD DAHNA als eine fixe geographische Einheit für die praktische Katasterarbeit heranzuziehen, würde wegen der unscharfen Grenzen und der gering ausgeprägten Morphologie scheitern. Aus diesem Grunde wurde ein Katastersystem entwickelt, welches aus dem geographischen Koordinatennetz besteht und welches in Sektoren von  $30' \times 30'$  und in Felder von  $10' \times 10'$  unterteilt ist (Fig. 8.1). Die vollständige Katasternummer ergibt sich dann im untenstehenden Beispiel wie folgt:

Geogr. Breite	Geogr. Länge	Sektor	Feld	Nummer
26	47	SW	B	1

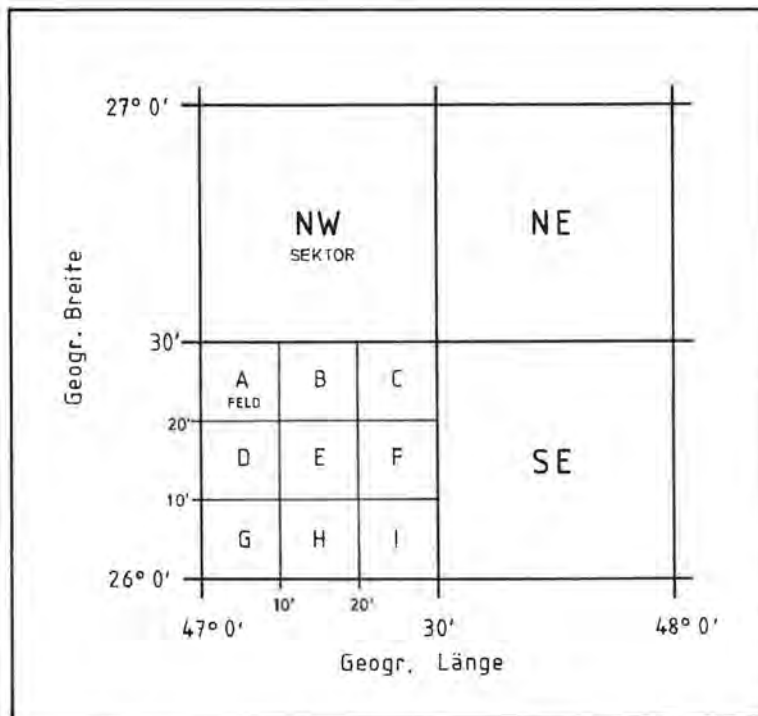


Fig. 8.1: Struktur des Katastersystems: Teilung eines Netzgevierts in Sektoren von  $30' \times 30'$ , weitere Unterteilung eines Sektors (hier Südwestsektor) in Felder von  $10' \times 10'$ . Jedes Netzgeviert hat vier Sektoren, jeder Sektor besteht aus neun Feldern. Die Information, die mit dieser Katasternummer geliefert wird, ist redundant, aber hilfreich zum Aufsuchen der Position einer Höhle.

Ergänzend wurden den Höhlen in einem Feld fortlaufende Nummern (entsprechend der Reihenfolge ihrer Bearbeitung) gegeben und für die Zeit der Geländearbeiten zum leichteren Auffinden und zur Unterscheidung von bereits aufgenommenen diese Nummer mit einem Farbspray am Höhleneingang angebracht. Der Höhleneingang selbst wurde zur Kennzeichnung für die nachfolgende Oberflächenvermessung mit einer Flagge auf einer Eisenstange versehen.

### 8.1.4. Positionen und Vermessungsdaten der untersuchten Höhlen

Die unten angeführte Liste (Tab. 8.3) beinhaltet alle Höhlen, die während der Geländeaufenthalte 1986 und 1987 in den Höhlenkataster aufgenommen worden sind. Höhlen, bei denen exakte geographische Koordinaten und die korrespondierenden UTM-Koordinaten<sup>1)</sup> angegeben sind, wurden mit einer Theodolitvermessung an das dortige Landesvermessungsnetz angeschlossen. Dies bedeutet im gegebenen Rahmen wegen des Anschlusses an fixe ARAMCO- oder DGMR-Vermessungsmarken<sup>2)</sup> ein Maximum an Positionsgenauigkeit.

Die exakt gemessenen Daten wurden immer auf den Basispunkt der Flaggenstange bezogen, mit der der jeweilige Höhleneingang gekennzeichnet wurde. Wegen des kleinen Gebietes, das durch eine Höhlenvermessung oder durch eine Oberflächenvermessung zur Kennzeichnung der relativen Positionen von mehreren Eingängen derselben Höhle oder einer Gruppe von Höhlen erfaßt wurde, konnte der Unterschied zwischen geographisch N und magnetisch N vernachlässigt werden. Daher werden im folgenden die Daten auf zwei Dezimalen gerundet angegeben.

Positionen ohne UTM-Daten wurden nicht mit dem Theodoliten eingemessen, sondern wurden aus der Topographischen Karte von Saudi Arabien, 1 : 50 000, Blätter 4726-31, 34, 42, 43 und 44 entnommen.

Für abgesetzte Positionen, für die ein Einmessen per Theodolit zu aufwendig gewesen wäre, konnte eine Grobbestimmung mit einem älteren Satelliten-Navigations-Instrument (Genauigkeit  $\pm 150$  m) vorgenommen werden. Eine Verbesserung der Positionsgenauigkeit wurde durch Verlängerung der Meßzeit (Einbeziehen mehrerer Satellitenzyklen bzw. mehrerer Satelliten) erzielt. Ein GPS-System (Global Positioning System) mit Genauigkeiten von etwa 20–50 m war damals noch nicht Stand der Technik.

Statistisch gesehen wurden 58 Höhlen registriert. Von diesen konnten 47 Höhlen vermessen und auf Plan aufgenommen werden, vier wurden skizziert, eine Höhle wurde nur besucht und das Innere ohne Planaufnahme erkundet, bei vier Höhlen wurde nur der Eingang aufgesucht und zwei Höhlen wurden nur auf Basis der topographischen Karte registriert. Als längste Höhle während der Geländearbeiten 1986 und 1987 konnten die **B 32-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 32)** mit 1100,55 m Vermessungslänge und als tiefste die **B 7-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 7)** mit 41,86 m maximaler Niveaudifferenz erforscht werden (vgl. Tab. 8.4).

## 8.2. Speläologische Untersuchungen in Saudi Arabien – ein Überblick

Im folgenden wird ein Überblick über frühere und nachfolgende speläologische Arbeiten in Saudi Arabien und der unmittelbar angrenzenden Nachbarschaft gegeben. Da immer wieder ausländische Forscher, die in Saudi Arabien an diversen Institutionen als Lehrer, Biologen, Geologen usw. arbeiten, höhlenkundliche Publikationen geliefert haben, kann nicht überprüft werden, inwieweit dieser Überblick vollständig ist. Saudi Arabien ist bis heute nicht allgemein für den Tourismus geöffnet

<sup>1)</sup> Das in den U.S.A. übliche UTM-System (= Universal Transverse Mercator Grid System) wird u.a. auf erdumspannenden ursprünglich für militärische Aeronautikzwecke hergestellten heute frei erhältlichen TPC- (= Tactical Pilotage Chart, M 1 : 500 000) und ONC-Karten (= Operational Navigation Chart, M 1 : 1 000 000) eingesetzt und auch in Saudi Arabien verwendet.

<sup>2)</sup> ARAMCO (= Arabian American Oil Co.), DGMR (= Department of Geology and Mineral Resources).

Tab. 8.3: Positionen der Höhlen im Untersuchungsgebiet, Höhlen mit UTM-Koordinaten sind an eine Oberflächenvermessung angeschlossen, andere wurden nur in den Kataster aufgenommen, besucht oder auch erforscht, aber nicht an dieses Vermessungsnetz angeschlossen (Höhlen mit „-“ in der Rubrik Meßpunkt wurden nicht vermessen oder die geographischen Koordinaten wurden nur aus der topographischen Karte entnommen). Die meisten dieser letztgenannten Höhlen liegen außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes. Die geographischen Koordinaten beginnen mit der Breite von 26° N und der Länge von 47° E. (Fortsetzung S. 100.)

Höhlenname	Kat. Nr. (26-47-)	Meßpunkt	Seehöhe m ü.M.	Geographische Koordinaten		U.T.M. System	
				Breite N	Länge E	Breite N	Länge E
UPM-CAVE	SW-B 1	00AA	436,09	24° 08,40''	15' 53,40''	2 922 267,54	725 927,01
B 2-CAVE	SW-B 2	00AA	436,09	24° 08,40''	15' 53,40''	2 922 267,54	725 927,01
B 3-CAVE	SW-B 3	40AA	437,81	24° 06,29''	15' 42,78''	2 922 197,13	725 633,61
B 4-CAVE	SW-B 4	40AA	437,81	24° 06,29''	15' 42,78''	2 922 197,13	725 633,61
B 5-CAVE	SW-B 5	41AA	436,94	23° 51,13''	15' 53,20''	2 921 735,64	725 930,70
DOG-CAVE	SW-B 6	61AA	437,05	23° 57,66''	15' 47,92''	2 921 934,24	725 780,97
B 7-CAVE	SW-B 7	82AA	437,54	24° 20,03''	15' 31,71''	2 922 614,66	725 319,51
B 8-CAVE	SW-B 8	45AA	436,82	23° 57,42''	15' 54,52''	2 921 929,89	725 963,95
DAHL ABU HASHAMI	SW-B 9	09AB	418,71	26° 05,83''	17' 00,27''	2 925 914,53	727 716,42
B 10-CAVE	SW-B 10	16AB	424,59	25° 57,46''	16' 55,51''	2 925 655,25	727 589,01
DAHL ABU SUDAYRAH	SW-B 11	29AB	417,74	28° 46,81''	19' 18,42''	2 930 938,12	731 455,14
B 12-CAVE	SW-B 12	45AB	418,68	28° 12,60''	19' 07,30''	2 931 269,60	731 134,50
PONOR B 13	SW-B 13	54AB	409,79	29° 29,60''	18' 54,91''	2 932 243,30	730 780,14
B 14-CAVE	SW-B 14	55AB	431,24	24° 50,04''	16' 31,40''	2 923 567,74	726 957,57
B 15-CAVE	SW-B 15	65AB	438,93	25° 06,51''	14' 52,68''	2 924 026,57	724 212,54
RAIN GAUGE POT	SW-B 16	68AB	438,92	25° 12,63''	14' 53,15''	2 924 215,00	724 222,47
DAHL ABU MARWAH	SW-B 17	71AB	427,57	26° 53,81''	13' 21,70''	2 927 285,11	721 634,07
OPEN AIR CAVE	SW-B 18	84AB	427,31	28° 50,25''	11' 22,46''	2 930 812,23	718 269,42
B 19-CAVE	SW-B 19	95AB	430,38	27° 23,55''	13' 47,25''	2 928 212,97	722 326,07
CHERT-CAVE	SW-B 20	95AB	430,38	27° 23,55''	13' 47,25''	2 928 212,97	722 326,07
B 21-CAVE	SW-B 21	17AC	431,23	27° 21,66''	13' 46,90''	2 928 154,36	722 317,63
B 22-CAVE	SW-B 22	24AC	430,89	26° 59,46''	13' 54,47''	2 927 474,97	722 539,09
B 23-CAVE	SW-B 23	34AC	438,01	25° 19,85''	14' 36,08''	2 924 429,02	723 745,46
B 24-CAVE	SW-B 24	00AB	436,02	24° 14,20''	15' 40,74''	2 922 439,62	725 572,78
B 25-CAVE	SW-B 25	00AB	436,02	24° 14,20''	15' 40,74''	2 922 439,62	725 572,78
B 26-CAVE	SW-B 26	00AB	436,02	24° 14,20''	15' 40,74''	2 922 439,62	725 572,78
B 27-CAVE	SW-B 27	86AA	435,72	24° 17,73''	15' 47,43''	2 922 551,69	725 756,28
B 28-CAVE	SW-B 28	41AC	424,64	26° 46,99''	16' 23,55''	2 927 163,48	726 676,32
B 29-CAVE	SW-B 29	42AC	424,70	26° 35,53''	16' 31,07''	2 926 814,44	726 890,82
DRUM CAVE	SW-B 30	—	429,93	27° 05,13''	10' 34,16''	2 927 554,14	716 986,24
B 31-CAVE	SW-B 31	AD97	426,99	27° 42,02''	14' 28,32''	2 928 801,14	723 454,21
B 32-CAVE	SW-B 32	AE02	428,35	27° 32,74''	14' 22,02''	2 928 512,53	723 284,65
DAHL UMM SURUJ	SW-C 1	—	414	23,62'	27,17'		
DAHL IFTAKH	SW-E 1	—		18,33'	17,33'		
DAHL UMM WIRKAYN I	NW-D 1	05AD	380	47,00'	04,56'		
DAHL UMM WIRKAYN II	NW-D 2	14AD	380	47,12'	04,53'		

Höhlen- name	Kat. Nr. (26-47-)	Meß- punkt	Seehöhe m ü.M.	Geographische Koordinaten		U.T.M. System	
				Breite N	Länge E	Breite N	Länge E
DAHL AL FURAYY I	NW-D 3	AD34	376	47,27'	05,70'		
DAHL AL FURAYY II	NW-D 4	AD50	375	47,30'	05,68'		
DAHL SHAWHANI I	NW-D 5	21AD	389	44,47'	09,55'		
DAHL SHAWHANI II	NW-D 6	-	389	44,47'	09,55'		
DAHL AT TASHI	NW-E 1	-	400	43,53'	15,92'		
DAHL ABU TUTAHAI	NW-E 2	-	400	44,74'	18,33'		
DAHL AN NIDU	NW-F 1	-	397	43,95'	20,76'		
DAHL ABU KHURJAYN	NW-F 2	-	397	43,41'	21,17'		
DAHL AL AYTALI	NW-G 1	AA05	432,09	32° 53,56''	05° 19,85''	2 938 133,38	708 103,94
G 2-CAVE	NW-G 2	46AC	431,54	32° 58,12''	08° 33,09''	2 938 362,22	713 450,64
GUANO CAVE	NW-G 3	47AC	431,73	31° 28,06''	07° 57,87''	2 935 574,07	712 521,87
EAGLE CAVE SEVEN	NW-G 4	72AC	432,63	31° 27,70''	07° 48,60''	2 935 558,57	712 265,39
ENTRANCE CAVE	NW-G 5	-	432,02	31° 30,18''	07° 54,59''	2 935 637,66	712 429,99
G 6-CAVE	NW-G 6	-	432,37	31° 29,75''	07° 51,73''	2 935 623,34	712 350,91
G 7-CAVE	NW-G 7	AC30	426,83	34° 17,43''	06° 37,73''	2 940 750,08	710 217,15
PIGEON DOVE	NW-G 8	AC54	425,86	34° 21,81''	06° 54,70''	2 940 892,85	710 684,53
G 9-CAVE	NW-G 9	AC64	424,85	34° 27,11''	07° 05,73''	2 941 060,92	710 987,03
H 1-CAVE	NW-H 1	36AC	422,39	31° 04,14''	18° 35,59''	2 935 143,78	730 192,56
DAHL ABA AL JIRFAN	NW-H 2	04AD	432,90	33° 27,81''	10° 21,73''	2 939 323,86	716 458,64
DAHL AL HANAN	NW-H 3	AD59	421,56	31° 25,91''	19° 11,67''	2 935 831,91	731 179,57
H 4-CAVE	NW-H 4	24AD	421,60	31° 22,87''	19° 17,26''	2 935 740,89	731 336,21
DAHL MIBHIL	NW-I 1	-	390	22,52'	36,24'		

und ein Besuch nur möglich, wenn eine Einladung oder eine aufrechte Geschäftsbeziehung vorliegt. Die internationale speleologische Literatur bietet – gemessen an der Größe des Gebietes – wenig Hintergrundinformation über Höhlen- und Höhlenforschung in Saudi Arabien.

H. S. PHILBY (1925) bringt einige allgemeine Angaben über Karsterscheinungen. Einige Höhlen, die unter ihrem Eigennamen bekannt geworden sind, können auch der geologischen Karte 1 : 500 000 (R. A. BRAMKAMP & L. F. RAMIREZ, 1958), oder den TPC-Karten (M 1 : 500 000), die über beinahe alle Weltgegenden vorliegen, oder noch besser der Topographischen Karte des Königreiches Saudi Arabien, 1 : 50 000, entnommen werden. Das letzterwähnte Kartenwerk ist aber leider nicht öffentlich zugänglich. Weitere Angaben über Höhlen sind in prähistorischen und archäologischen Publikationen erwähnt. T. G. BIBBY (1973) beschreibt z. B. eine kleine Höhle im YABRIN-Gebiet mit geometrischen Mustern an der Höhlendecke. Der Beschrei-



Tab. 8.4: Registrierte, erforschte oder auf Plan aufgenommene Höhlen mit Seehöhe des Einganges, Erforschungsdatum, Gesamtvermessungslänge und maximaler Niveaudifferenz. (Fortsetzung S. 102.)

Höhlenname	Kat. Nr. (26-47-)	Erforsch.-Datum	Gesamt-länge	Niveau-Diff.	Eingangspunkt	Seehöhe (m ü.M.)	Erforschungsstand
UPM-CAVE	SW-B 1	860227	668,82	26,39	AA04	434,74	verm., Plan vorh.
B 2-CAVE	SW-B 2	860302	11,28	4,15	19AA	433,97	verm., Plan vorh.
B 3-CAVE	SW-B 3	860302	101,19	17,64	32AA	437,14	verm., Plan vorh.
B 4-CAVE	SW-B 4	860302	46,27	10,06	39AA	437,78	verm., Plan vorh.
B 5-CAVE	SW-B 5	860303	170,03	6,94	EA01	436,30	verm., Plan vorh.
DOG-CAVE	SW-B 6	860305	359,67	19,12	62AA	436,24	verm., Plan vorh.
B 7-CAVE	SW-B 7	860304	455,79	41,86	FA39	436,23	verm., Plan vorh.
B 8-CAVE	SW-B 8	860305	69,48	6,87	46AA	436,08	verm., Plan vorh.
DAHL ABU HASHAMI	SW-B 9	860306	23,80	14,67	26AB	414,63	verm., Plan vorh.
B 10-CAVE	SW-B 10	860308	139,84	20,63	17AB	417,69	verm., Plan vorh.
DAHL ABU SUDAYRAH	SW-B 11	860309	44,74	9,72	32AB	415,91	verm., Plan vorh.
B 12-CAVE	SW-B 12	860309	23,07	3,19	43AB	416,92	verm., Plan vorh.
PONOR B 13	SW-B 13	860309	194,98	16,61	46AB	403,52	verm., Plan vorh.
B 14-CAVE	SW-B 14	860310	31,69	9,20	AN00	429,55	verm., Plan vorh.
B 15-CAVE	SW-B 15	860311	189,05	13,06	AO00	438,17	verm., Plan vorh.
RAIN GAUGE POT	SW-B 16	860311	3,07	3,07	68AB	438,92	verm., Plan vorh.
DAHL ABU MARWAH	SW-B 17	860311	125,17	16,75	72AB	424,86	verm., Plan vorh.
OPEN AIR CAVE	SW-B 18	860312	24,59	6,85	84AB	427,31	verm., Plan vorh.
B 19-CAVE	SW-B 19	860312	60,16	4,49	AR00	426,58	verm., Plan vorh.
CHERT-CAVE	SW-B 20	860312	32,66	2,42	AS00	428,12	verm., Plan vorh.
B 21-CAVE	SW-B 21	860313	49,06	6,71	AT00	429,63	verm., Plan vorh.
B 22-CAVE	SW-B 22	860313	7,97	3,57	30AC	431,32	verm., Plan vorh.
B 23-CAVE	SW-B 23	860314	27,03	7,01	35AC	437,50	verm., Plan vorh.
B 24-CAVE	SW-B 24	860314	30,27	8,69	05AB	432,84	verm., Plan vorh.
B 25-CAVE	SW-B 25	860314	25,41	7,70	02AB	433,22	verm., Plan vorh.
B 26-CAVE	SW-B 26	860314	7,00	7,00	AY00	435,39	verm., Plan vorh.
B 27-CAVE	SW-B 27	860314	87,33	18,72	93AA	435,43	verm., Plan vorh.
B 28-CAVE	SW-B 28	860316	151,97	9,05	38AC	421,15	verm., Plan vorh.
B 29-CAVE	SW-B 29	860317	24,87	11,85	BE00	420,70	verm., Plan vorh.
DRUM CAVE	SW-B 30	870209				429,93	skizziert
B 31-CAVE	SW-B 31	870224	188,79	10,27	AD76	425,08	verm., Plan vorh.
B 32-CAVE	SW-B 32	870225	1100,55		AE03	426,41	verm., Plan vorh.
DAHL UMM SURUJ	SW-C 1						nur registriert
DAHL IFTAKH	SW-E 1	870214					registr. u. erkundet
DAHL UMM WIRKAYN I	NW-D 1	870219	272,29	40,36	05AD	380	verm., Plan vorh.
DAHL UMM WIRKAYN II	NW-D 2	870220	137,20	32,90	14AD	380	verm., Plan vorh.
DAHL AL FURAYY I	NW-D 3	870220	61,82	16,83	AD34	376	verm., Plan vorh.
DAHL AL FURAYY II	NW-D 4	870221	140,20	23,05	AD50	375	verm., Plan vorh.

Höhlen-name	Kat. Nr. (26-47-)	Erforsch.-Datum	Gesamt-länge	Niveau-Diff.	Eingangspunkt	Seehöhe (m ü.M.)	Erforschungs-stand
DAHL SHAWHAN I	NW-D 5	870222	75,75	35,51	21AD	389	verm., Plan vorh.
DAHL SHAWHAN II	NW-D 6	870222					registr., Eing. besucht
DAHL AT TASHI	NW-E 1	870222					registr., Eing. besucht
DAHL ABU TUTAHAH	NW-E 2	860301	28,00	25,00		400	skizziert
DAHL AN NIDU	NW-F 1	860301	30,00	12,50		397	skizziert
DAHL ABU KHURJAYN	NW-F 2	860301	18,00	13,50		397	skizziert
DAHL AL AYTALI	NW-G 1	870210	12,60	9,41	AA05	432,09	verm., Plan vorh.
G 2-CAVE	NW-G 2	870210	256,19	29,39	AA08	431,26	verm., Plan vorh.
GUANO CAVE	NW-G 3	870212	136,36	6,99	AA56	431,12	verm., Plan vorh.
EAGLE CAVE	NW-G 4	870213	668,06		72AC	432,63	verm., Plan vorh.
SEVEN ENTRANCE CAVE	NW-G 5	870215					registr., Eing. besucht
G 6-CAVE	NW-G 6	870215					registr., Eing. besucht
G 7-CAVE	NW-G 7	870215	71,72	10,70	AC30	427,56	verm., Plan vorh.
PIGEON DOME	NW-G 8	870216	45,84	27,74	AC50	421,90	verm., Plan vorh.
G 9-CAVE	NW-G 9	870216	90,15	12,46	AC64	425,67	verm., Plan vorh.
H 1-CAVE	NW-H 1	860315	73,60	15,84	35AC	424,09	verm., Plan vorh.
DAHL ABA AL JIRFAN	NW-H 2	870217	172,29	12,10	AC80	432,68	verm., Plan vorh.
DAHL AL HANAN	NW-H 3	870223	50,05	12,99	AD59	422,34	verm., Plan vorh.
H 4-CAVE	NW-H 4	870223	38,71	22,98	AD69	420,97	verm., Plan vorh.
DAHL MIBHIL	NW-I 1						nur registriert

bung nach handelt es sich um eine Höhle in der Hartkrustendecke eines Hügels und daher nicht um ein Karstphänomen im engeren Sinn, trotzdem aber um eine Höhle im Sinne der Definition.

Eine detaillierte Beschreibung der Verkarstung und Höhlenverteilung insbesondere am As Summan Plateau ist in den Unterlagen des Vorläuferprojekts „Quaternary Period in Saudi Arabia“ zu finden. Die ersten Altersdatierungen von Tropfsteinen bzw. allgemein von Kalksinterproben wurden im Rahmen des oben erwähnten Projektes durchgeführt und zeigten generell ein <sup>14</sup>C-Alter von ungefähr 30 000 Jahren vor heute, darüber hinaus aber auch ältere Sinterbildungen (S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978).

Während der Erschließung der großen Karstquellen von AL HASA, wurden die Quellhöhlen (AIYN KHUDUD)<sup>3)</sup> erforscht und durch eine deutsche Tauchergruppe skizziert (BRANDEMÉR, KISTENMACHER, 1968, zit. in S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978). Im nahegelegenen JABAL AL QARAH (Jabal als Felsstufe oder

<sup>3)</sup> „Ayn“ oder „Ayn“ bezeichnet im Arabischen eine natürliche Quelle, einen ergrabenen Brunnen oder sogar einen See (an manchen Stellen sogar Karstseen).

isolierter Restberg), konnten Höhlen im Sandstein (**G HAR AN NASHAB I** und **II**)<sup>1)</sup> vermessen und auf Plan aufgenommen werden (H. HÖTZL & V. MAURIN, 1976, zit. in S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL, 1978).

In einer Übersicht erwähnt J. R. MIDDLETON (1978) die Möglichkeiten, in Arabien Höhlen zu erforschen. Die vorhandene Literatur wurde allerdings nicht berücksichtigt und es blieb bei der Erwähnung von Gebieten mit verkarstungsfähigem Gestein insbesondere im Bereich des Arabischen Schildes im Westteil der Halbinsel.

Später wurden Bereiche der Ostprovinz nach Höhlen untersucht, in Schächte mit einer Vertikaldifferenz von bis zu 75 m abgestiegen und biospeläologische Untersuchungen durchgeführt sowie Skizzen der wichtigsten besuchten Höhlen angefertigt (B. L. DAVIS, 1983).

Weitere Publikationen durch französische Höhlenforscher haben lediglich kompulatorischen Charakter; doch konnte die **AIYN HIT**, eine Höhle in der Region **RIYADH**, mit einer Vertikalerstreckung von 85 m bis zu einem Wasserbecken auf Plan aufgenommen werden (P. COURBON, 1985). Das Gebiet um **MA'AQLA** am **As Summan Plateau**, das auch in diesem Kapitel behandelt wird, war Ziel einer Gruppe amerikanischer Speläologen (J. PINT, 1985; J. PINT & D. PETERS, 1985), die einige derselben Höhlen untersuchten wie die Verfasser. Darüberhinaus wurde die sog. **BLOWHOLE CAVE** mit über 600 m Länge vermessen, aber weder ein Plan noch die exakte Position mitgeteilt.

In einem neueren Artikel (D. PETERS, J. PINT & N. KREMLA, 1990) werden eine Menge von Höhlen erwähnt, u. a. auch solche im Bereich **MA'AQLA** mit einem erweiterten Plan des **DAHL ABU HASHAMI** (Kat.Nr. 26-47-SW-B 9) oder des **DAHL ABU MARWAH** (Kat.Nr. 26-47-SW-B 17) bzw. ein Planausschnitt der schon erwähnten **BLOWHOLE CAVE**, welche ident mit dem sog. **DAHL SULTAN** (bisher keine Kat. Nr.) ist. Die genannten Autoren nehmen auch Bezug auf S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL (1978) und erwähnen, daß ihnen auch die Arbeiten zum hier vorgestellten Projekt bekannt geworden sind.

Aus dem **JABAL TUWAYQ** beschrieben die Autoren den Karstsee **AYN AL BURJ** mit mehr als 100 m Durchmesser, weitere Angaben werden über Höhlen im Bereich der **Aruma Formation** in der Nähe des **WADI AN NAMIL** gemacht.

Als großer Mangel der meisten Studien ist die fehlende Angabe der exakten Höhlenposition anzusehen, selbst wenn sie den Einheimischen unter bestimmten Eigennamen bekannt sind. Aus diesem Grunde muß eine Menge publizierter Höhlen für die weiteren Untersuchungen unberücksichtigt bleiben.

Außerhalb von Saudi Arabien, aber auf der Halbinsel gelegen, wurden einige wenige aber exzellent dokumentierte speläologische Untersuchungen im Sultanat Oman durchgeführt. Die Forschungen fanden im Bereich des **JABAL AKHDAR** im WSW der Hauptstadt **MASQÄT** (A. C. WALTHAM, R. D. BROWN & T. C. MIDDLETON, 1985) statt. Weitere Arbeiten im Oman erfolgten im Rahmen eines staatlichen Karstforschungsprogrammes auf Grund erster Hinweise auf Luftbildern im Bereich des **SELMA-Plateaus** des **JABAL BANI JABIR** etwa 100 km im ESE der Hauptstadt des Sultanats. Dort konnten in einem unerschlossenen Karstplateau im Sandstein riesige Einsturzschächte (Einstiegsdurchmesser ca. 20–30 m, Maße des Höhlenraumes mit einer Länge von 340 m und einer Breite von 228 m und Tiefen in einem Schritt von etwa 160 m) aufgenommen werden (W. D. DAVISON jr., 1985, 1990).

<sup>1)</sup> „Ghar“ bezeichnet eine an der Basis einer steilen bis senkrechten Felswand zugängliche, vertikal angelegte Spalte.

Zusammenfassend gesehen bleibt ein weites Betätigungsfeld für höhlenkundliche Untersuchungen bzw. für allgemeine karstkundliche Studien in den ariden und semiariden Gebieten der Arabischen Halbinsel offen.

### 8.3. Ausgewählte Höhlen als repräsentative Typusbeispiele

#### 8.3.1. Topographische Anmerkungen

Zu besserer Orientierung sei auf die Karte (Beil.) verwiesen. Im allgemeinen ist wegen des wenig ausgeprägten Reliefs mit Orientierungsschwierigkeiten zu rechnen. Da die meisten Eingänge, wie später ausgeführt wird, durch Oberflächendenudation eröffnet wurden, sind sie aus dem fahrenden Auto nur schwierig zu erkennen und meist erst unmittelbar vor Ort zu sehen, so daß erhöhte Vorsicht beim Fahren am Platze ist. Ein Straßennetz gibt es nicht, wohl aber zahllose Pisten, von denen einige besonders ausgeprägt und breit sind. An ihnen, an den Stromversorgungsleitungen und deren Masten zwischen den Ortschaften SHAWYAH, MA'AQLA, AL AYTALIYAH und HIZWAH kann man sich recht gut orientieren.

Für die nachfolgend ausgewählten Typusbeispiele sei noch eine etwas ausführlichere topographische Anmerkung gegeben:

- Zur UPM-Cave: Die Höhle liegt 4 km im NNE des Dorfes SHAWYAH und etwa 100 m im S einer SE-NW-verlaufenden Piste (s. Topographische Karte des Königreiches Saudi Arabien, 1 : 50 000, Blatt 4726-34). Um zur Höhle zu gelangen, folgt man am besten 2 km weit den Fahrspuren durch den Dünengürtel nach N. Nach Erreichen der ARAMCO-Piste fährt man nach NW etwa 1,5 km, bis ein kleines Einzugsgebiet rund um die Eingänge ca. 50-100 m im S der Piste erkannt werden kann.
- Zur Open-Air-Cave: Die Höhle liegt ca. 12,5 km im NNW der Ortschaft SHAWYAH und 100 m im NE der in diese Richtung führenden ARAMCO-Piste (s. Topographische Karte des Königreiches Saudi Arabien, 1 : 50 000, Blatt 4726-34). Die Höhle erreicht man, nach Durchqueren des Dünengürtels im N von SHAWYAH und Erreichen der Piste an einem Knick der Stromleitung, nach 7,8 km durch eine Einsattelung zwischen einer Hügelkette, vorbei am DAHL ABU MARWAH (Kat.Nr. 26-47-SW-B 17) und nach 4,6 km bis zu einer weiteren Hügelkette, bei der nach ca. 100 m der Höhleneingang sichtbar wird.
- Zur H 4-Cave: Die Höhle liegt etwa 1,1 km im W der Ortschaft MA'AQLA. Von dort führt eine elektrische Versorgungsleitung mit Doppelmasten entlang einer Piste nach NW. Der Einstieg öffnet sich ca. 120 m im SW vom Doppelmast Nr. 4 (die Zählung beginnt beim einzigen Dreifachmast bei MA'AQLA).

#### 8.3.2. UPM-CAVE (26-47-SW-B 1)

##### 8.3.2.1. Allgemeine Beschreibung (Plan B 1)

##### **Einzugsbereich, Eingänge, Niveau I**

Sieben Schächte mit fast kreisrundem Querschnitt führen 7-8 m zum tiefsten Punkt eines fächerförmigen Einzugsgebietes (Fig. 8.7 a). Für den Schachtabstieg wurde eine am Auto befestigte Stahlseilleiter verwendet. An der Basis des Eingangsschachtes erstreckt sich ein Horizontalsystem (Niveau I) mit einer Gangfolge 7-13 m unter Gelände in N-S-Richtung und einem Gang (AB02-AB09) in Richtung E. Nach 35 m durch einen Gang mit korrodierten Kolken und Fließfacetten wird der Eingang zur „Dabbagh-Hall“ erreicht (Plan B 1, s. S. 145).

##### **Die Dabbagh-Hall**

Im Grundriß hat die Halle eine elliptische Form mit ca. 80 m Länge in der größeren Achse (Fig. 8.7 b). Die Höhe beträgt 15-17 m. Die Sohle (Niveau III) stellt den tiefsten Höhlenhorizont dar und ist mit Blockwerk und Feinsand bedeckt.

In der Nordostecke der Halle setzt ein kurzer Gang (AD01) nach NW an. Im Zentrum und entlang des Randes der Halle gibt es einige Möglichkeiten zwischen den Blöcken weiter in die Tiefe zu gelangen, doch alle Fortsetzungen enden in zu engen Schwinden. Dieselbe Situation stellt sich bei der Hauptschwinde für ein-tretendes Wasser am Westende der Halle dar.

#### **Der Hauptgang („Main Passage“)**

Vom Eingangspunkt (AB09) in die „Dabbagh-Hall“ beginnt der 240 m lange Hauptgang (Niveau II). Er ist als Schichtfugengang ausgebildet. An einigen Stellen ist es notwendig, wegen der geringen Raumhöhe von 50 cm entlangzukriechen. Die Breite des Ganges variiert zwischen 2 m und 30 m. Sandige Sedimente mit Strömungs-Rippelmarken und Gerinnebett sind charakteristisch. 25 m vor dem Ende des begehbaren Teiles befindet sich der „Tire Pit“, in dem ein alter Autoreifen in einer Höhe von 5 m über der Basis entdeckt wurde. Zuerst war nicht klar, woher dieser Autoreifen gekommen war, aber später zeigte sich, daß er durch eine heute verschüttete Verbindung zur Oberfläche hereingekommen sein mußte. An der Landoberfläche befindet sich an derselben Position eine mit Sand gefüllte Mulde.

Während der Befahrung blieben einige Gänge unerforscht, sie scheinen jedoch in unpassierbaren Schichtfugen zu enden.

#### **8.3.2.2. Geospeläologie**

##### **Lithologie und Stratigraphie**

Die Höhle ist in der Umm er Radhuma Formation entwickelt, die eine ca. 0,5 m dicke Hartkruste an der Oberfläche besitzt. Die Umgebung der Eingangsschächte ist eine Kieswüste. Wegen der Verwitterungsschwarte ist nicht ganz klar, wie dick die oberste Schicht mit brekziöser bzw. konglomeratischer Fazies tatsächlich ist, und auch der Kontakt zu den unterlagernden Schichten ist nicht genau bestimmbar. In der Höhle stellt das Muttergestein eine Folge von gebankten Kalken oder stark dolomitisierten Kalken dar mit Lagen kreideartigen oder mergeligen Gesteins in Wechselfolge. Die Bankmächtigkeiten betragen etwa 0,4–1,2 m. Einen typischen Wandabschnitt zeigt Fig. 8.7 c, ein lithologisches Profil Fig. 8.2. Zwischen zwei mergeligen oder kreideartigen Lagen tritt oft ein dünner kristallisierter Horizont auf, der aus Calcit und Gips besteht.

##### **Tektonik und Lagerungsbedingungen**

Die Messung des Einfallens (generell nach NE) bzw. des Streichens war schwierig, da die Höhlenwände meist versintert, verwittert oder durch Sickerwässer überformt waren. Praktisch alle Gangrichtungen sind lokal tektonisch vorgegeben, doch die weitreichende Horizontbeständigkeit zeigt eine deutliche Bindung an die horizontale Lagerung der Schichten. Diese Bindung hängt im wesentlichen von der lithologischen Ausbildung der Umm er Radhuma Formation ab.

Das tektonische Muster und die vorherrschenden Gangrichtungen können leicht aus der Grundrißprojektion der Höhle entnommen werden (s. Plan B 1). Die Haupt-richtung beträgt etwa 20°–30° (N m.), eine weitere wichtige Richtung ist 170°. Andere Klüftflächen und Störungen sind nach K 145/42 orientiert (s. auch Fig. 8,7 c). Im Hauptgang wurden einige Klüfte entdeckt, die nur an der linearen Anordnung von Stalaktiten erkannt werden konnten. Beim Einstieg bei MP 19AA wurde eine Kluff mit K 102/80 eingemessen. Einige der Klüfte stellen Entlastungsstrukturen dar und sind das Ergebnis der Gewölbeentwicklung in Höhlenräumen.

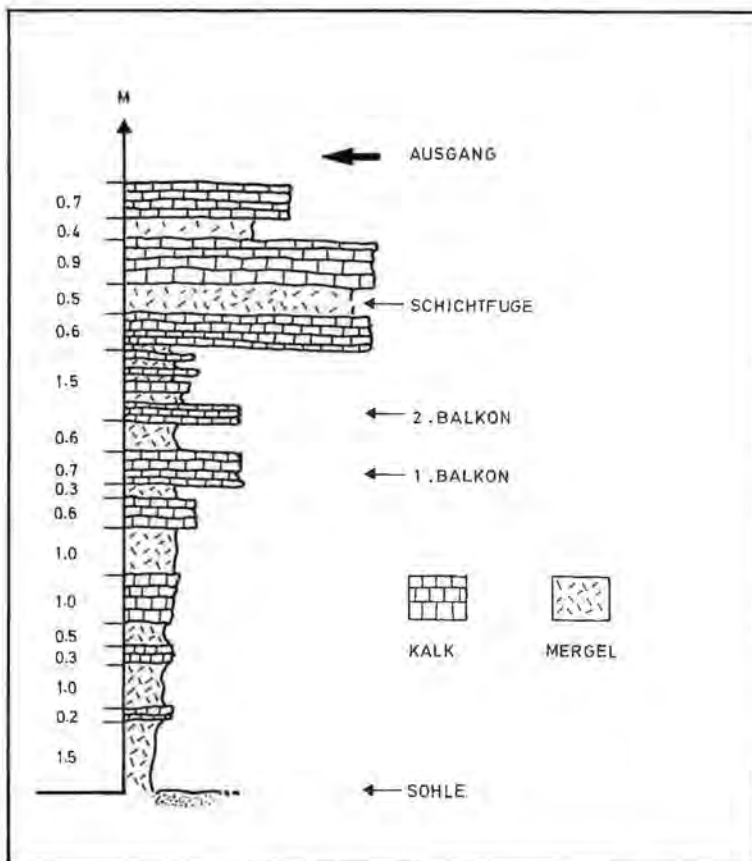


Fig. 8.2: Lithologisches Profil einer Wand in der „Dabbagh Hall“, die erfaßte Gesamtmächtigkeit (M) beträgt 12,3 m; vom oberen Ende des Profils bis zum höchsten Punkt der Höhlendecke beträgt der Abstand noch ungefähr 2–3 m (nach St. WOHLNICH, Feldnotizen vom 3. März 1986).

### Lockersedimente

Klastische Sedimente, insbesondere primär äolisch transportierter Sand, kann in allen Höhlenabschnitten gefunden werden. Bevorzugte Akkumulationsbereiche stellen die Eingangsschächte und ihre unmittelbare Umgebung dar. Die Verfüllung der Eingangsschächte mit Sand wird dabei nur durch die episodisch auftretenden Regenfälle und die damit verbundenen Abflußfrachten verhindert. Im Hauptgang, dem tieferen Horizontalsystem (Niveau II), konnten sich kleinere „Sandterrassen“ bilden, die sich über Zehnermeter verfolgen lassen. Gerinnebetten mit ausgeprägten Sandbänken treten ebenfalls im Hauptgang auf, erreichen bis zu 1 m Mächtigkeit und sind geschichtet. Der erste Sedimenttransport in die Höhle erfolgt durch den Wind, der weitere Transport in die inneren Teile ist meist das Ergebnis exzessiver Niederschläge.

Das Sediment hat gelbliche bis braune Farbe und weist alle Korngrößen auf. Zusammen mit sandigem Material wurden auch organische Komponenten eintransportiert. Davon wurde für Datierungszwecke eine Probe entnommen (Probe Nr. B 1-6). An einigen Stellen konnten Zwischenlagen aus schwarzem, organischem Material bzw. dieses auch auf der Oberfläche der Sandbänke entdeckt werden.

In den oberen Teilen der Höhle, insbesondere im Gangabschnitt (AB02–AB09) vor der „Dabbagh-Hall“, gab es keine Sandbänke oder Terrassen wegen der wiederholten Umlagerungsprozesse nach Niederschlägen, welche die sedimentären Strukturen zerstörten.

Feinsedimente sind auch der Grund, daß alle weiteren Fortsetzungen der Höhle unpassierbar enden.

Grobmaterial besteht teilweise aus dem Schutt der obersten Hartkruste, aber es ist bemerkenswert, daß darin keine gerundeten Komponenten auftreten. Das kann durch Mangel an kontinuierlichem Transport erklärt werden. Das größte Material stellt das große Blockwerk in der „Dabbagh-Hall“ dar. Dieses Blockwerk stammt von Versturzvorgängen durch Nachbrechen von Deckenpartien während der Gewölbebildung (Fig. 8.7 b). Darüber hinaus treten große Blöcke (Deckenbrüche) auch im Hauptgang in den Bereichen mit übergroßen Spannweiten auf (Fig. 8.7 d).

Ein spezieller Typ von Sedimenten mittlerer Korngröße stellen die rötlich-braunen Reliktsedimente in den Kolken dar. Sie sind das Ergebnis einer Sedimentationsphase (s. auch Abschn. 8.8.) und können häufig in den Höhlen des Gebietes angetroffen werden. Die Matrix ist teilweise kalkig, die Komponenten bestehen aus Quarzkörnern. Unter dem Einfluß der Verwitterung zerfallen diese Sedimente in ein mehliges Material und tragen neben dem autochthonen Verwitterungsmaterial der Höhlendecke zur Bildung rotfarbener Sedimentkegel wie in der „Dabbagh-Hall“ bei (Fig. 8.7 e).

### **Speläotheme und Mineralbildungen**

Stalaktiten und Stalagmiten sind nicht sehr häufig, aber die wenigen sind interessant für die speläogenetische Interpretation. Sehr häufig sind Sinterüberzüge unterschiedlicher Art und Mineralbildungen an den Wänden zu sehen. Sinterfahnen an geneigten Deckenoberflächen sind oft durchscheinend und die Vielfalt der Formen kann nur morphographisch definiert werden. An einzelnen Stalaktiten konnten sekundäre Calcitkristalle normal zur Oberfläche wachsend entdeckt werden. Diese Kristalle haben etwa 5 mm Länge und gut ausgebildete reguläre Kristallformen. Tropfstein mit einigen Millimetern Dicke überzieht die Schichtflächen, Leisten oder die Oberflächen von Sandbänken. Im Hauptgang, wo sie generell die Feinsedimente bedecken, ist das Feinsediment darunter manchmal wegerodiert. Der Tropfstein ragt dann frei darüber hinaus und stellt daher eine relative Zeitmarke dar.

Wegen erhöhten Salinareinflusses kommt es zu schaligen Ablösungen kristallisierter Überzüge der mergeligen Lagen. Größere Stalaktiten sind stark verwittert oder zu Formen mit großen Einzelkristallen rekristallisiert. Diese Stalaktiten haben wahrscheinlich ein höheres Alter als die anderen, die rund um einen Zentralkanal radialstrahlige angeordnete Kristalle aufweisen (Probe Nr. B 1-4).

Eine weitere Spezialität sind große Calcitkristalle mit Längen von 5–10 cm an der Decke der „Dabbagh-Hall“. Sie sind entlang von Klüften aneinandergereiht (Fig. 8.7 f).

In einer kurzen Passage (AD01–AD02) in der „Dabbagh-Hall“ konnten zerbrochene Tropfsteine auf Leisten gefunden werden und einige Oberflächen waren dicht mit fibrösen, säuligen, gebogenen oder lockenartigen „Gipsblumen“ bedeckt (Probe Nr. B 1-3). Daneben traten auch weiße Überzüge mit zu halbkugeligen Aggregaten (Probe Nr. B 1-2) zusammengeschlossenen Kristallen auf. Die Kristallisationsbedingungen in dieser Höhle und in diesem Klima sind in den alpinen Höhlen Europas unbekannt. In demselben Gang traten auch senkrecht herab-

hängende, dünne, netzartig strukturierte, transparente Kristallvorhänge mit einer Dicke von ungefähr 1–2 mm auf. Bei Berührung zerfielen sie sofort. Bei einem Test lösten sie sich bei Berühren mit der Zunge sofort auf und hinterließen einen kalten, bitteren Geschmack. Wahrscheinlich handelte es sich um Mirabilit ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ).

Neben den verschiedenen Speleothem-Typen konnten gelbbraune bis rotbraune Aggregate entdeckt werden, die auf den Oberflächen mergeliger Partien ansetzten. Sie sind direkt auf den Mergeloberflächen auskristallisiert und bilden wurmartige zu einem unauflösbaren Netzwerk verbundene Aggregate. Die Bruchflächen erschienen sandig. Ein Herunterbrechen von der Wand zeigte, daß es sich um ein Konkretionsphänomen handelte. Bricht man sie von der Mergeloberfläche ab, ist kein Ansatz im Mergel selbst zu erkennen. Daraus kann gefolgert werden, daß diese Aggregate in Abhängigkeit von Luftfeuchte und Temperatur das Ergebnis des Entkalkungsprozesses der Mergel sind. Calciumcarbonatreiche Lösungen stiegen kapillar auf und wurden an der Oberfläche wieder ausgefällt (Probe Nr. B 1-5).

### Probenmaterial

Das in der Höhle aufgesammelte Material wird im folgenden kurz beschrieben und interpretiert:

- Probe B 1-2: Mineralassoziation als Ablösung von der Höhlenwand nahe MP AD02. Die plättchenartige Probe besteht aus einer weißen, weichen, kristallinen und granularen Inkrustation aus Gips. Die Oberfläche zeigt einige Excentriques (Heliktite) mit fibröser Struktur (3 cm lang, Durchmesser 8 mm). Die Ausfällung aus gipsgesättigten Lösungen erfolgte durch Anreicherung aus Lösungen auf Basis von Diffusionsprozessen durch die Höhlenwand. Die Heliktiten entwickelten sich nach diesem Ausfällungsprozeß unter trockeneren Bedingungen (R. SEEMANN, 1987).
- Probe B 1-3: Die Ausblüherung aus porösen Partien der Höhlenwand in der Passage AD01–AD02 besteht aus gekrümmten Gipsfasern (5 cm lang, 0,5–1 cm Durchmesser). Sulfatreiche Lösungen wurden bis zur Sättigung konzentriert, welche schließlich zu den Ausblühungen führte. Für die Initialisierung dieses Prozesses sind relativ hohe Sulfatkonzentrationen notwendig (R. SEEMANN, 1986).
- Probe B 1-4: Zwei Stalaktiten vom Niveau I nahe MP AB03, entnommen zur geochronologischen Bestimmung (s. auch Tab. 8.7). Beide Exemplare ergaben ein konventionelles Alter von über 47 000 Jahren BP, was außerhalb des Bestimmungsbereiches der Methode lag.
- Probe B 1-5: Es handelt sich um ein kegelförmiges Aggregat, das auf der Oberfläche des mergeligen oder kreidigen Gesteins bei MP AD01 ansetzte. Es stellt eine Konkretion dar (4 cm lang, 2,5 cm im Durchmesser) mit einem 2,5 cm langen, sekundären seitlichen Auswuchs. Das Röntgen-Diffraktogramm ergab ca. 90% Calcit, 5% Gips, 3% Quarz und 2% Illit. Die Konkretion besteht hauptsächlich aus Calcit und sekundär aus Komponenten anderer Gesteinstypen. Während der Entwicklung war das Sediment mit sulfatreichen Lösungen durchfeuchtet. Im späteren Austrocknungsprozeß wurde der Gips an der Oberfläche ausgefällt. Die Position des Aggregats oberhalb der Gangsohle zeigt eine frühere Sedimentfüllung der Höhle an. Danach wurden die Sedimente erodiert und auf ein tieferes Niveau transportiert. Die Verwitterung führte dann zu diesen kegelförmigen Aggregaten (R. SEEMANN, 1987).
- Probe B 1-6: Von einer geschichteten Sandbank zwischen MP AG22 und MP AG23 wurde organisches Material zusammen mit Sand an einem Horizont ca. 0,6 m oberhalb der Gangsohle gesammelt. Allerdings wurde nur die anorganische Komponente analysiert. Die geochronologische Analyse (Tab. 8.7) ergab ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter  $21\,000 \pm 500$  Jahren BP. Die Schichtung der Bank zeigt, daß die sedimentären Strukturen unversehrt geblieben sind. Die erste (triviale) Feststellung wäre, daß die Sedimentation der Sandbank jünger als das datierte Material sein muß. Wäre die Sandbank mit kalkigem Bindemittel lithifiziert und eine weitere Kontamination auszuschließen, wäre das Alter des Sedimentationsprozesses über das Bindemittel einzugrenzen.



### Morphologie der Gänge

Zur besseren Orientierung sei auf den Plan verwiesen (Plan B 1). Im wesentlichen gibt es drei Abschnitte der Höhle, die verschiedene Entwicklungsstadien zeigen. Beginnend an der Landoberfläche mit einem ca. 7 m tiefen Schacht wird an dessen Basis ein Horizontalsystem erreicht (Niveau I), das den ersten Abschnitt bildet. Die Gänge führen zum Hauptgang („Main Passage“, Niveau II). Das System besteht fast ausschließlich aus Schichtfugengängen. Die Bindung an das Kluftsystem beeinflusst nur sehr lokal die Richtung der Gänge und nicht das wesentliche Gepräge des Raumes. Der dritte Abschnitt ist die durch Inkasion geprägte „Dabbagh-Hall“, deren Sohle die ungefähre Lage des nächsten Niveaus (Niveau III) markiert.

Das Niveau I zeigt eine Serie von gerundeten Profilen, die in einzelne Kolke mit korrodierten oder angewitterten Innenflächen bzw. in scharfkantige Kämme, Leisten und Korrosionslöcher aufgelöst sind.

Im Niveau II („Main Passage“) treten nur Rechteckprofile auf (Fig. 8.3), an denen die Wechsellagerung von kompetenten Kalk- und inkompetenten Mergelbänken auffällt. Dieses nur in einer Ebene entwickelte System erlaubt bei Deckendurchbrüchen einen Einblick in übereinanderliegende Schichtfugenräume, so daß man den Eindruck von den freischwebenden Deckenpartien gewinnt. An einigen Stellen (MP AG15, AG25) sind die Gänge so breit (20–30 m) und so niedrig (0,5 m), daß die Orientierung schwierig wird. Einzelne Felspfeiler mit einem Durchmesser von ca. 5 m unterteilen dabei den Gang in einzelne Abschnitte, so daß scheinbare Abzweigungen entstehen. Die Korrosion konnte insbesondere an den mergeligen oder kreidigen Partien der Schichtfugen angreifen.



Fig. 8.3: Rechteckprofil im Hauptgang („Main Passage“). In der Bildmitte sind Sandbänke nach einem Gerinne zu sehen, im Hintergrund Verbrauchsmaterial. (Foto: V. WEISSENSTEINER, 1986.)

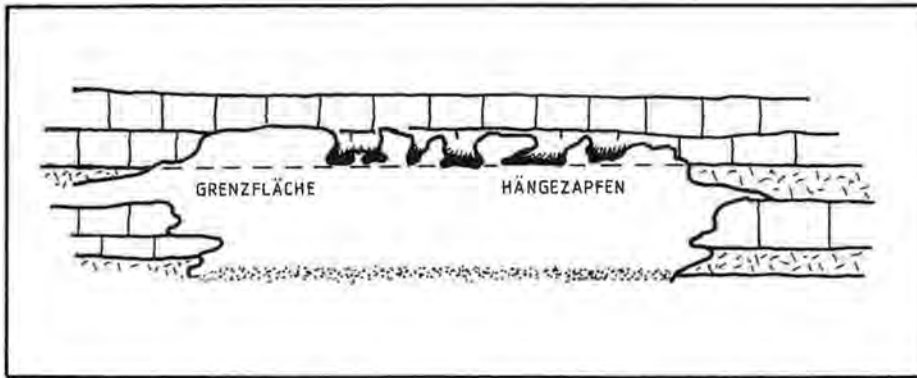


Fig. 8.4: Schematische Darstellung von Hängezapfen (engl. Pendants) an der Decke des Hauptganges. Die strichlierte Linie markiert eine gedachte Grenzfläche, an der alle Zapfen enden.

Kolkrohren, Einzelkolke und Fließfacetten sind in allen Teilen der Höhle mit Ausnahme der „Dabbagh-Hall“ sowohl an Wänden als auch an der Decke zu finden. Besonders reife Formen sind jedoch auf das Horizontalsystem des Niveau I beschränkt. Die Eingangsschächte haben sogar in den oberen klastischen Partien einige Kolke und Facetten, die aber stark verwittert sind. Auch im Niveau I zeigen Kolkrohren (Durchmesser 0,4–0,6 m) einen hohen Anwitterungsgrad. Bei MP AA08 hängen einige Felspartien in den Raum herein. Sie sehen gewichtig aus und haben zur Wand nur ein dünnes Verbindungsstück. Andere sind Kolkreste und haben bogenartig gekrümmte oder türgriffartige Formen, die in einem früheren Stadium die Wandbegrenzung eines Kolkes oder einer ähnlichen Hohlform gebildet hatten. Die Innenflächen sind stark korrodiert und es ist für das Niveau I ein auffallendes Kennzeichen, daß die Kolke sich oft in einige Röhren aufteilen. Ein anderes Phänomen sind die aneinandergereihten, untereinander mäanderartig verbundenen Kolke und Facetten an der Decke der „Dabbagh-Hall“, die ähnlich den Deckenmäandern alpiner Höhlen aussehen. Andere Hohlformen sind kleine Korrosionslöcher auf den Innenflächen von Kolken. Neben diesen Formen gibt es zwischen den Schichtfugen markante Vollformen (Hängezapfen aus festem Fels) des Muttergesteins. Besonders im Hauptgang zeigen alle Deckenpartien dieses Phänomen. Am Ende sind sie keulenförmig verbreitert oder abgeflacht mit stark gerundeten Kanten. Sie enden alle an einer gedachten Grenzfläche (Fig. 8.4).

Sie stellen ebenfalls Korrosionsformen vermutlich auf Grund früherer (semi-)phreatischer Bedingungen dar. Drei Erklärungen ihrer Genese sind möglich. Erstens könnten sie Überreste von Röhren sein, die nach Herunterbrechen der unterlagernden Schicht freigelegt worden sind und ihre Zurundung bei vollständiger Wassererfüllung erhalten haben, zweitens könnten sie als Ergebnis der Korrosion an der Grenzfläche zwischen akkumulierten Sedimenten und der Decke entstanden sein und drittens könnten sie das Ergebnis der Fluktuation eines Wasserspiegels am Übergangssaum zum phreatischen Bereich sein. Die beiden letzten Erklärungen haben einen größeren Grad an Wahrscheinlichkeit, da kein Blockwerk an den darunterliegenden Stellen gefunden werden konnte.

### Speläohydrologie

Die Kenntnis rezenter oder vergangener hydrologische Prozesse trägt zur Interpretation der Speläogenese bei. Ein Beweis für rezente hydrologische Einflüsse

sind die deutlichen Wassermarken in der „Dabbagh-Hall“. Der Abstand von der Sohle in Abhängigkeit vom Bodenrelief beträgt etwa 0,5 m, aber auch bis zu 7 m (Fig. 8.5). An der Höhlenwand „kleben“ auf Höhe des Markenrandes tonige Sedimente mit organischen Komponenten. Dies ist zumindest ein Hinweis auf Überflutung durch Rückstau und vermutlich sehr langsam zwischen den Blöcken abfließenden Wassers. An einigen Stellen ist es zwar möglich, Schwinden zu erreichen, aber alle sind für einen weiteren Abstieg zu eng. Die Hauptschwinde liegt in der „Dabbagh Hall“ bei MP AB24 und im Hauptgang gibt es zusätzlich einige kleinere (s. Plan B 1). Aus der Wassermarke kann geschlossen werden, daß die Drainagefunktion dieses Niveaus unter heutigen Verhältnissen relativ schwach ist.

Ein weiterer Beweis ist möglicherweise das Auftreten von größeren Kolken und Fließmarken an der Unterseite von Blöcken. Ähnliches sieht man in der „Main Passage“ bei den Feinsedimenten in den Gerinnebetten. Sie haben Strömungsrippel, aber mit wechselnden Fließrichtungen. Das bedeutet, daß fallweise stagnierende Wässer auftreten, die nur durch die kleinen Schwinden bei AG14–AG17 abgeleitet werden können.

Während der Befahrung am 7. März 1986 führte ein Gewitterregen zu sehr informativen Ergebnissen über die Direktalimentation des Karstkörpers (Fig. 8.6). Während der Befahrung wurde ein Abfluß in Schächte von ca. 20–25 l/s festgestellt. Das Wasser floß nur eine kurze Distanz bis MP AB07 und versank in unbekanntem Schwinden. Der größere Teil floß direkt durch das Sediment am Grund des Einstiegsschachtes in einen tieferen Teil, u. U. zur Hauptschwinde in der „Dabbagh-Hall“, was jedoch nicht verifiziert werden konnte. Alle übrigen Teile der Höhle blieben während dieses Ereignisses trocken.



Fig. 8.5: Wassermarke an den Wänden der „Dabbagh-Hall“. Sie markiert zumindest episodische Überflutungen dieses Höhlenteiles. (Foto: V. WEISSENSTEINER, 1986.)



Fig. 8.6: Während des Starkregens werden die Einstiegsschächte zu aktiven Ponoren, die ein relativ großes umliegendes Gebiet entwässern. (Foto: A. K. AL-SAAFIN, 1986.)

### Speläogenese

Für die folgenden Ausführungen sei auch auf Abschn. 8.7. und 8.8. verwiesen. Aus der Form der Eingangsschächte kann geschlossen werden, daß sie relativ junger Entstehung sind. Primär wurden sie als vertikal ineinander geschachtelte Kolke entwickelt, die von außen durch fortschreitende denudative Tieferlegung der Landoberfläche gekappt wurden. Bestehende Verbindungen zur Landoberfläche erhielten dadurch eine bessere Wasserwegigkeit und neue Verbindungen konnten entstehen. Die oberste Schicht des Muttergesteins, die als Abtragungsschutt eines ehemals höheren Landniveaus auf ein bestehendes Relief abgelagert wurde oder zur Hartkruste umgewandelt wurde, bot dafür gute Voraussetzungen.

Zwei Prozesse können die Entwicklung der Eingstiegsöffnungen erklären. Erstens könnte es ein Einsturzprozeß gewesen sein, der sich von der Basis zur Oberfläche hin wie bei der Entstehung von Erdfällen entwickelt hat (Fig. 8.8). Dies könnte dann zutreffen, falls die Röhren und Kolke als Ausgleich von Spannkraften bei einer gegebenen Ausgangsform nach oben gewachsen waren. Dieser Prozeß hätte erst dann geendet, wenn die Röhre die Oberfläche erreicht hätte. Dabei wird ein derartiger Vorgang begünstigt, wenn die hangende Schicht aus klastischem Material besteht.

Zweitens könnten sie das Ergebnis fortschreitender Oberflächendenudation sein, wenn diese die bestehenden Röhren und Kolke erreicht hat. In diesem Falle werden die Röhren an der Oberfläche abgeschnitten. Die Ränder brechen durch Verwitterung nach, stürzen ein oder die Erweiterung erfolgt durch fluvialen Angriff. Nach starken Regenereignissen werden die neuen Öffnungen automatisch zu Schwinden. Weitere Möglichkeiten werden in Abschn. 8.5. angeführt.

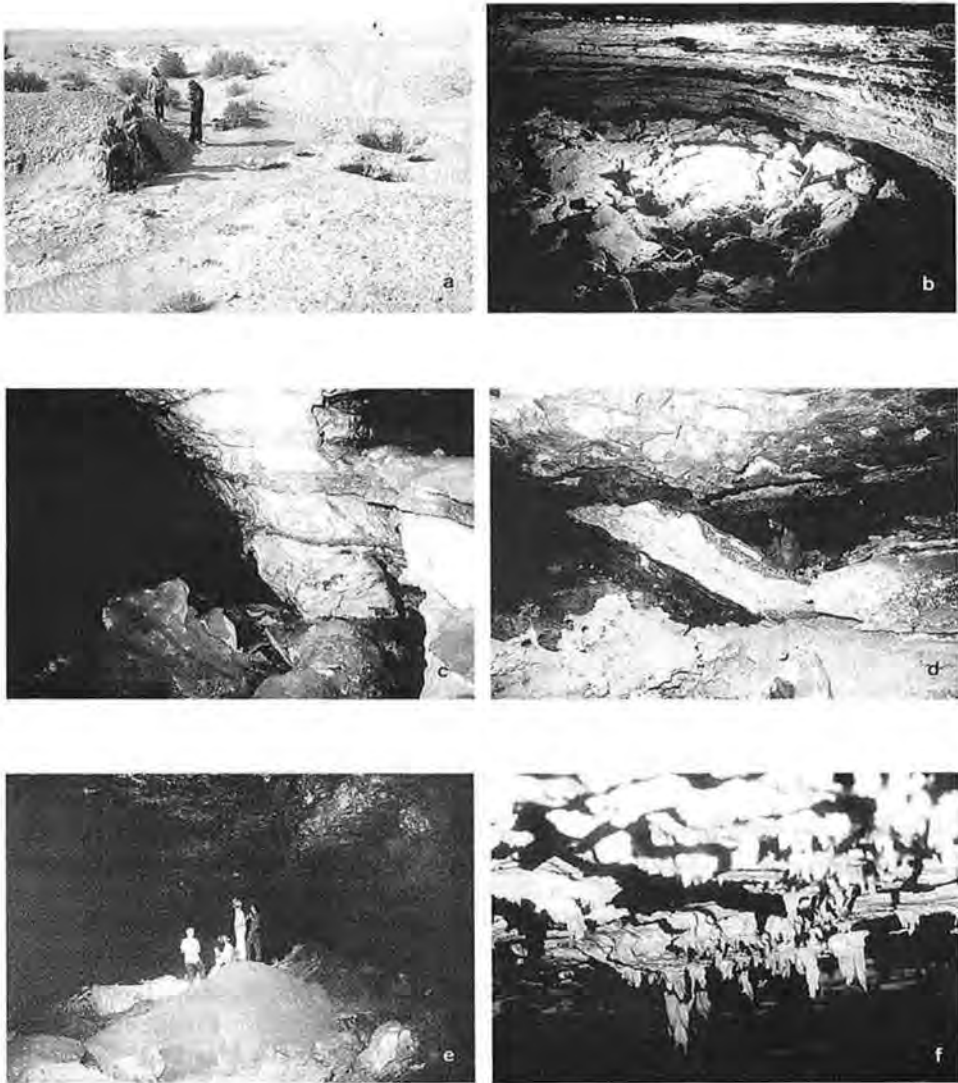


Fig. 8.7 a: Einstiegsschächte der UPM-Cave.

b: „Dabbagh-Hall“ vom Zustiegsweg. Der gewölbeartige Bau ist deutlich zu erkennen; die an der Sohle liegenden Felstrümmer stellen das Ergebnis des Spannungsausgleiches im Deckengewölbe dar.

c: Kalk/Mergel-Wechselfolge an einem Wandabschnitt der „Dabbagh-Hall“. An den Bankgrenzen sind Kristallisationshorizonte zu erkennen.

d: Deckenbruch im Hauptgang („Main Passage“).

e: Sedimentkegel an der Sohle der „Dabbagh-Hall“ vermutlich überwiegend als Folge autochthoner Verwitterung.

f: Calcitkristalle an der Decke der „Dabbagh-Hall“.

(Fotos a-f: V. WEISSENSTEINER, 1986.)

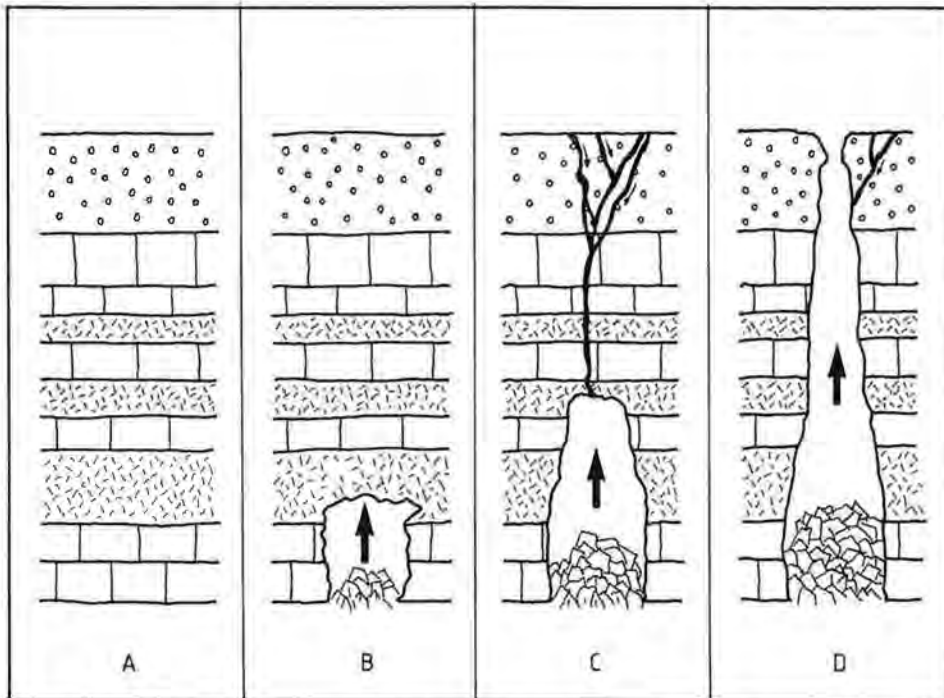


Fig. 8.8: Schema der Entwicklungsstadien A–D von Schächten. Die Pfeile markieren die Entwicklungsrichtung. Im Stadium C können zusätzlich von der Oberfläche her entwickelte Zubringer zu einer Beschleunigung oder Verstärkung der Entwicklung führen. Für eine Initialgenese sind diese Zubringer nicht unbedingt notwendig. In einigen Höhlen blieb die Entwicklung von Schächten beim Stadium B oder C (mit und ohne Zubringer) stehen, so daß nach oben blind endende Röhren übrigblieben.

Die Landoberfläche ist heute eine Kieswüste mit Geröllen von Quarzen und Chert-Gesteinen. In der Höhle konnte keine dieser Komponenten zumindest in Steingröße gefunden werden. Von dieser Tatsache ausgehend kann geschlossen werden, daß die Öffnung der Höhle zu einer Zeit stattfand, in der kein signifikanter fluvialer Transport größerer Komponenten erfolgen konnte.

Das Horizontalsystem (Niveau I), das an der Basis des Einstiegschachtes beginnt, zeigt unter Berücksichtigung der gerundeten stark korrodierten Profile ein reiferes Entwicklungsstadium an als die tieferen Teile (Niveau II). Das bedeutet nicht unbedingt ein besonders hohes (geologisches) Alter, da in der Vergangenheit aggressivere Wässer die Formung beschleunigt haben könnten. Es scheint für die nackte Karstoberfläche ein Paradoxon zu sein, berücksichtigt man die geringeren Lösungsraten unter höheren Umgebungstemperaturen in einem ariden Klima.

Im humiden Klima, das für die Zeit des Pliozäns oder Pleistozäns angenommen wird, kann auch ein kontinuierlicherer Abfluß über längere Perioden bei vermutlich signifikanter Vegetationsbedeckung in Frage kommen, was wiederum zu einem höheren  $\text{CO}_2$ -Eintrag aus dem Bodensubstrat aus erhöhter biologischer Aktivität beigetragen haben mag. Es gab damals genug Wasser für die Erhaltung phreatischer Bedingungen. Dies ist für alle Höhlenteile mit Ausnahme der „Dabbagh-Hall“

(s. unten) zu vermuten. Große halbkugelförmige Kolke und Fließmarken konnten sich unter phreatischen Bedingungen mit langsam zirkulierenden Wässern ausbilden. Die Tieferlegung des dazugehörigen Vorflutbereiches führte dabei zu einer schrittweisen Entwicklung bestimmter Gangniveaus, jedoch entsprechend der Vorgaben durch bestimmte lithologische Leithorizonte, die Tektonik und die vorherrschenden klimatischen Bedingungen. Die Ausweitung der Schichtfugengänge erfolgte bevorzugt sowohl durch Erosion als auch durch Korrosion an den Mergeln und Kreidepartien der Umm er Radhuma Formation, wobei die reinen Kalkbänke gegen den Abtrag widerstandsfähiger waren.

Ursprünglich war die Vorläuferform der „Dabbagh-Hall“ ebenfalls ein Schichtfugengebilde, doch durch Einsturz übereinanderliegender Schichtpartien entstand ein größerer Höhlenraum, wobei hier ein ähnlicher Prozeß wie bei der Erdfallbildung oder Bildung einer Einsturzdoline anzunehmen ist (Fig. 8.8).

Ein weiteres Entwicklungsstadium der Höhle war die vollständige Verfüllung der Gänge durch rötlich-braunes Sediment mittlerer Korngröße. Die meisten Reste wurden im Niveau I und in geringerem Ausmaß im Niveau II gefunden. Die Sedimente wurden nachträglich fluvial ausgeräumt und in ein tieferes heute nicht zugängliches Niveau transportiert. Während dieses Stadiums muß ein Überwiegen der Korrosion über die Erosion angenommen werden, da ansonsten eine völlige Verstopfung der weiteren Gänge die Folge gewesen wäre. Unpassierbare Deckenlöcher im Hauptgang („Main Passage“) zeigen ebenfalls eine frühere Sedimentfüllung. Das Sediment rieselt über die Zeiträume hinweg zu Boden und akkumuliert zu Sedimentkegeln (Fig. 8.7 e).

Alle anderen Sedimentakkumulationen und Sinterbildungen sind jüngeren Alters und konnten sich nur unter vadosen Bedingungen bilden, da ansonsten vor allem

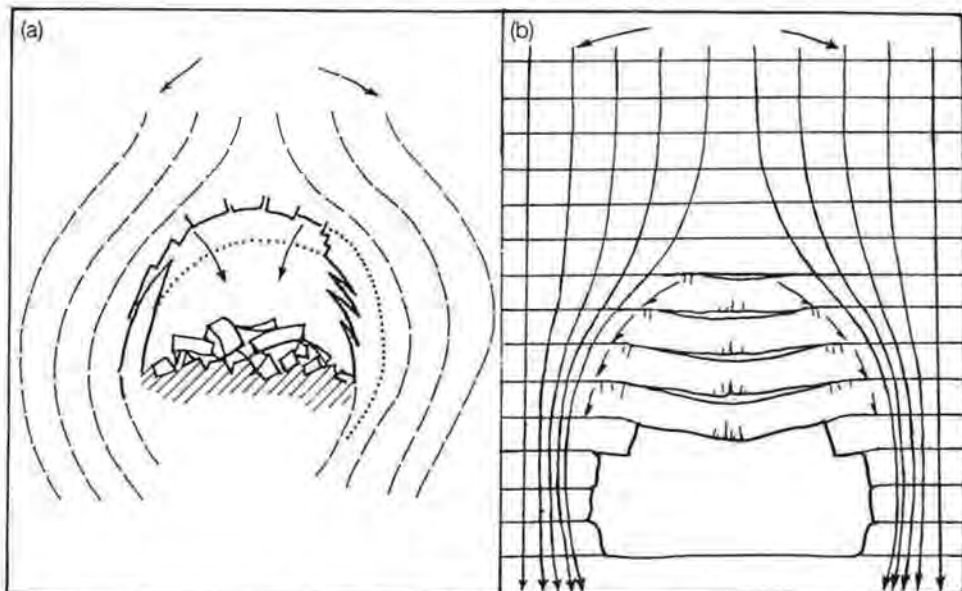


Fig. 8.9: Wirkung der Spannkraft bei der Vergrößerung von Höhlengängen, die Spannungslinien markieren den Verlauf des Gebirgsdruckfeldes um einen Hohlraum; a) nach H. TRIMMEL (1968) und A. BÖGLI (1978), b) nach W. E. DAVIES (1951).

Sinterbildungen wegerodiert worden wären. Eine relative chronologische Abfolge ist dort zu sehen, wo Sinter schichtenweise Lockersediment überzieht. Die Ergebnisse der gechronologischen Datierung und ihrer Interpretation sind in Abschn. 8.6. zusammengefaßt.

Das rezente Entwicklungsstadium kann durch Einsturzvorgänge charakterisiert werden (Fig. 8.9).

### 8.3.3. OPEN-AIR-CAVE (26-47-SW-B 18)

#### 8.3.3.1. Allgemeine Beschreibung (Plan B 18)

Die Höhle liegt am Rand einer Kiesebene in einer kleinen geschlossenen Senke in der äolische Sande akkumuliert sind. Am tiefsten Punkt der Senke befindet sich die kreisrunde (Durchmesser etwa 2 m) Eingangsöffnung.

Ungefähr 20 m westlich des Einganges befinden sich Reste von Tropfsteinsäulen. Es konnten neun Einzelobjekte mit Durchmessern von 0,4–1,1 m entdeckt werden (Fig. 8.10).

Der Eingangsschacht ist 2,2 m tief und führt auf einen Sedimentkegel und weitere 1,3 m tiefer zur Sohle, die ebenfalls mit Sand bedeckt ist. Ein Seitengang (MP AQ00–AQ05) ist südwärts gerichtet und endet nach 6 m unpassierbar, das Gangstück AQ00–AQ03 führt nach W und endet ebenfalls unpassierbar nach 7 m. Nach E führt eine steil abwärtsziehende Strecke, die nach 6 m bei MP AQ02 durch Sediment verlegt endet. Die Höhle weist keine weiteren Forsetzungen auf und scheint, wie auf dem Plan (s. S. 146) zu sehen ist, mit Sediment verfüllt worden zu sein.



Fig. 8.10: Rest einer Tropfsteinsäule in Einstiegsnähe zur OPEN-AIR-CAVE. Die Situation zeigt das Grabungsprofil. Die Kappungsfläche der Säule liegt plan mit der Kieswüstenoberfläche. (Foto: R. BENISCHKE, 1986.)



### 8.3.3.2. Geospeleologie

#### Lithologie und Stratigraphie

Die Hangendschicht beim Einstiegsschacht besteht aus einer dünnen Bedeckung von Tsm-Material, doch folgt unmittelbar unterhalb des Öffnungsrandes Umm er Radhuma Kalk. In der Höhle konnte keine alternierende Sequenz von Kalken und Mergeln angetroffen werden.

#### Tektonik und Lagerungsbedingungen

Die Lagerung des Kalkes ist gleich wie überall in der SHAWYAH-Region, doch waren wegen der örtlichen Verhältnisse keine exakten Messungen möglich. Die Bindung der Höhle an das tektonische Grundmuster ist offensichtlich. Die Gangfolge AQ01-AQ02 zeigt eine generelle Richtung von 120° und die Passage AQ00-AQ05 eine solche von 20°.

#### Lockersedimente

Auf der Sohle des Einstiegsschachtes lagern kegelförmig äolisch eintransportierte Sande mehliger Konsistenz; von dort verteilen sie sich in alle Gangabschnitte. Neben diesen rezent akkumulierten Sanden sind in den Kolken Reste älterer Sedimente vom gleichen Typ wie in der UPM-Cave (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) zu finden. Sie entstammen einer älteren Phase der Karstentwicklung (s. Abschn. Speläogenese).

Außerhalb der Höhle besteht eine Kieswüste aus Tsm-Material. Zwischen Resten von zwei Tropfsteinsäulen wurde ein Sedimentprofil untersucht, um die Mächtigkeit der Bedeckung und den Materialtypus zu erfassen (Probe Nr. B 18-1; Fig. 8.10, 8.11).

In der Höhle selbst konnten weder Wandsinter noch Tropfsteine oder andere Mineralbildungen gefunden werden. Außerhalb der Höhle waren nur die Überreste

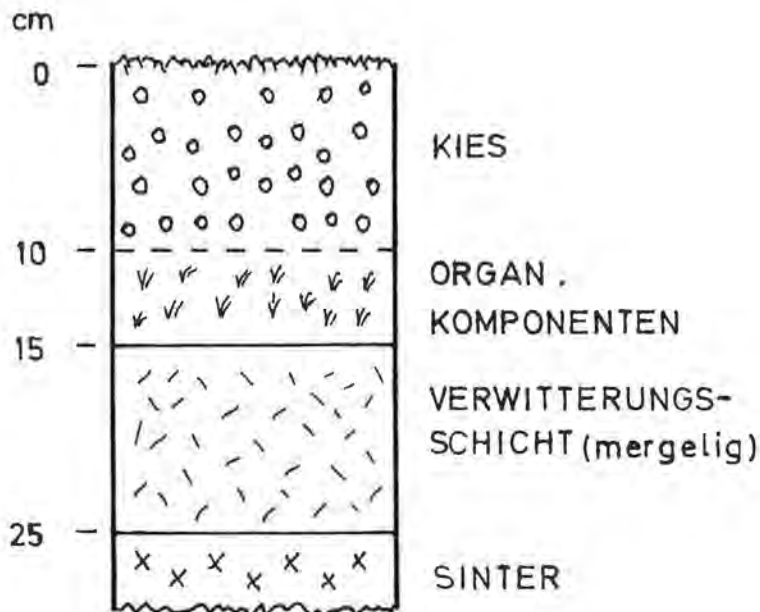


Fig. 8.11: Schematisches Säulenprofil bei MP 88AB. Die Probe Nr. B 18-1 wurde als Sammelprobe über das gesamte Profil entnommen.

der kreisförmigen Basis großer Tropfsteinsäulen mit großen Calcit-Rhomboedern zu sehen. Eine Unterscheidung von Stalagmiten und Stalaktiten war möglich, da zwischen zwei Objekten entsprechender Sohlensinter entdeckt wurde (bei MP 88AB), der beide Objekte miteinander verband.

### Probenmaterial

- Probe Nr. B 18-1: Das Sediment von MP 88AB ergab folgende Verhältnisse (R. SEEMANN, 1987): Das Material besteht aus sandigem, schlecht sortiertem Sediment, teilweise mit Konkretionen größerer Komponenten. Nach der Korngröße handelt es sich um Silt bzw. Feinsand, das Sediment ist schwach konsolidiert, die Komponenten sind selten gerundet. An Mineralen waren nach dem Röntgen-Diffraktogramm zu 65% Quarz, 30% Calcit und 5% Illit festzustellen. Wegen der schlechten Zurundung der Komponenten sind nur kurze Transportwege anzunehmen.

Die Tatsache der schlechten Zurundung und damit die Annahme der kurzen Transportwege zeigt, daß nach dem Abtrag der Tropfsteine die fluvial transportierten Sedimentmengen nur mehr für eine seichte Bedeckung ausgereicht haben.

### Speläomorphologie

Das morphologische Muster der Höhle (Eingangsschacht und Horizontalgänge ca. 6–7 m unter der Landoberfläche) bietet nichts besonderes und entspricht im wesentlichen dem aller Höhlen der SHAWYAH-Region. Die kurzen Horizontalstrecken sind dem Niveau I zuzuordnen. Diese Ansicht wird auch durch das Auftreten der mit Reliktsediment erfüllten Kolke bestärkt. Die übrigen Profile der Gangstrecken sind relativ eng, mehr hoch als breit und bieten keine Besonderheiten.

### Speläogenese

Die Genese der Höhle ist ähnlich wie für die UPM-Cave (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) zu sehen. Doch repräsentiert sie eher ein früheres Entwicklungsstadium (Niveau I). Später wurde dieses System durch die rötlich-braunen Sedimente verfüllt (s. Kolke), so daß abzuleiten ist, daß diese wegen ihrer weiten Verbreitung im Südteil der Region auf einem höheren Landniveau ehemals anstehend gewesen sind und im Zuge der allgemeinen Denudation abtransportiert worden sind. Die Tropfsteinsäulenreste zeigen weiters, daß der ehemalige, heute jedoch vollständig abgetragene Gesteinskörper stark verkarstet war mit gut entwickelten Gangfolgen und Speläothemen. Die Größe der freigelegten Säulenreste ist ein deutliches Zeichen einer längeren Periode vadoser Bedingungen mit kontinuierlichem Wasserdargebot.

#### 8.3.4. H 4-CAVE (26-47-NW-H 4)

##### 8.3.4.1. Allgemeine Beschreibung (Plan H 4)

Der Einstieg (Durchmesser ca. 1,5 m) öffnet sich in der schwach reliefierten Landoberfläche der Kieswüste. Ein ausgeprägtes Einzugsgebiet um den Einstieg besteht nicht. Die Höhle stellt den Typus der Schachthöhle dar, wobei der Einstiegsschacht 21 m vertikal bis zur Sohle führt. Ein Vertikalschnitt des Schachtes zeigt eine Flaschenform mit einer Erweiterung auf 6–7 m in einer Tiefe von 15 m. Einige offene horizontal entwickelte Schichtfugengänge sind zu erkennen. Nach der „Engstelle“ in einer Tiefe von 17 m wird nach weiteren 4 m die Schachtbasis erreicht. Von der Basis führt eine kurze Strecke ca. 8 m mehr oder weniger horizontal nach SW und endet dort unpassierbar. Die Sohle fällt nach SW (zu MP AD70) und NW (zu MP AD73) um etwa 1,5 m ab. Dort wurde am Befahrungstag ein schmaler nicht begehbarer Spalt entdeckt, der als Winddüse fungierte. An der Südwand des

letzten Raumes befindet sich in einer Höhe von 1,5 m über der Sohle ein unpassierbarer vertikaler Spalt.

Einige Schichtfugenerweiterungen in einer Tiefe von 15 m unterhalb des Einstieges wurden erkundet, aber nicht vermessen. Eine Schichtfuge war durch einen Schacht unterbrochen, der an seiner Basis aber mit Blockwerk verlegt war. Er ist Richtung MP AD72 entwickelt und liegt oberhalb des oben erwähnten Schlotes. Bei der Befahrung blieben ca. 30–40 m unbegangen. (Plan H 4, s. S. 147.)

#### 8.3.4.2. Geospeläologie

##### **Lithologie und Stratigraphie**

Die Höhle ist wie die anderen der näheren Umgebung (DAHL AL HANAN, Kat.Nr. 26-47-NW-H 3) in einer Wechselfolge von Mergel- und Kalkbänken der Umm er Radhuma Formation entwickelt (s. Beil.; O. IRTEM & A. WASIM, 1987). Die Landoberfläche ist durch schwarze Kiesel-Komponenten (Chert) charakterisiert und stellt eine stark verwitterte frühere Hartkrustenbedeckung dar. Jüngere Sedimente des Tsm waren hier nicht zu finden. Für lithologische Untersuchungen wurden einige Gesteinsproben entnommen.

##### **Tektonik und Lagerungsbedingungen**

Trotz der zahlreichen Rundformen, die die ursprüngliche Form verwischen und trotz des hohen Verwitterungsgrades ist die Kluftbindung der Höhle offensichtlich. Die längere Achse der Einstiegsöffnung liegt parallel zu K 291/81 (s. Plan H 4), die längere Achse der Basiskammer bei MP AD72–AD73 parallel zu K 260/82. Andere Wandabschnitte verlaufen parallel zu K 200/62, K 275/68, K 271/70 und K 255/76.

Die Schichten lagern horizontal, was beim Schachtaufstieg am Seil gut zu sehen ist. Nahe MP AD72 wurde ss 339/15 gemessen. Die Dicke der Schichtung variiert zwischen 1–1,5 m, die Öffnungsweite der Schichtfugen beträgt ca. 0,75 m.

##### **Lockersedimente**

In den seitlichen Schichtfugen lagerte mehliges Sand, der autochthon durch Verwitterung entstanden sein muß, da äolisch hereintransportierter Sand direkt bis zur Basis hinunterrieseln müßte.

An der Schachtbasis konnten nur scharfkantige Gesteinstrümmer gefunden werden. Geringe Sandbedeckung stammt aus dem Schlot bei MP AD72, möglicherweise aus den oberhalb gelegenen Schichtfugen.

Fließmarken konnten keine entdeckt werden, ebenso auch keine rötlich-braunen Reliktsedimente wie in den Kolken der SHAWYAH-Höhlen.

##### **Speläotheme und Mineralbildungen, Probenmaterial**

Nur in der Schichtfuge –15 m unter dem Einstieg wurde Sinter (Probe Nr. H 4-3) entdeckt.

- Probe H 1-1: Gesteinsprobe von ca. 0,5 m über der Schachtbasis bei MP AD73 (Umm er Radhuma Formation).
- Probe H 4-2: Gesteinsprobe von der Sohle der Schichtfuge –15 m unter dem Einstieg.
- Probe H 4-3: Sinterprobe eines facettierte Raumes im Bereich der Schichtfuge –15 m unter dem Einstieg für Datierungszwecke.
- Probe H 4-4: Gesteinsprobe (UER-Formation) von ca. 10 m oberhalb der Schachtbasis aus der Schachtwand.
- Probe H 4-5: Gesteinsprobe (UER-Formation) von ca. –5 m unterhalb der Einstiegsöffnung.

Die lithologische Untersuchung der Gesteinsproben ergab einen hohen Karbonatgehalt, aber auch einen hohen Korrosionsgrad; d. h., es war nicht möglich, frisches unverwittertes Material

zu bergen. An den Bruchflächen der Proben konnten zahlreiche Biogenmarken und Bioklastika entdeckt werden.

### **Speläomorphologie**

Der flaschenförmige Vertikalschnitt ist für diesen Höhlentyp charakteristisch. Einzelne Schichtfugen sind offen und erweitern die Höhle nach den Seiten hin. Der Schacht selbst ist eine Folge von ehemals ineinandergeschachtelten Röhren und Kolken. Einzelkolke sind sphärisch und gut gerundet im Bereich von -15 m zu finden.

### **Speläogenese**

Ähnlich der Höhle DAHL AL HANAN (Kat.Nr. 26-47-NW-H 3) ist die Grundanlage kluftgebunden. Einige Facetten und Kolke im Schacht zeigen hydrische Modellierung. Diese Formen scheinen aber jünger als die Bildung des Schachtes zu sein. Durch Kappung im obersten Abschnitt wurde die Höhle zur Oberfläche hin geöffnet und der Verwitterungsprozeß konnte beginnen. Beweise für diese Vorgänge sind der grobe Schutt an der Schachtbasis. Ebenfalls als rezent sind diverse Nachbrüche und Deflationsformen im Eingangsbereich zu werten.

## **8.4. Zusammenfassende Charakteristik der übrigen Höhlen**

Im folgenden seien die wesentlichen Charakteristika der übrigen Höhlen kurz dargestellt bzw. daraus Gruppen herausgearbeitet. Wie oben an Hand der drei ausführlicher beschriebenen Höhlen darzustellen versucht wurde, konnten als charakteristisch im wesentlichen drei Höhlentypen erkannt werden, die auch in der höhenmäßigen Eingliederung in die Landschaft eine bestimmte Position einnehmen:

- Höhlenruinen,
- seichtliegende Horizontalhöhlen mit unterschiedlichen Ausprägungen von Etagenbildung,
- Schachthöhlen mit geringer begehbarer Horizontalerstreckung.

Unter **Höhlenruinen** werden alle Typen verstanden, die entweder durch Abtragungsvorgänge schon völlig zerstört worden sind oder solche, die zwar noch zusammenhängende Höhlenräume aufweisen, wo aber erkennbar ist, daß bei weiterer geringfügiger Abtragung der Landoberfläche, die Höhlenräume freigelegt würden. Für die zuerst genannten stellt die **OPEN-AIR-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 18)** die Leitform dar, für die nächstgenannten können die **B 19-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 19)** und die **CHERT-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 20)** als Beispiele gelten. In allen diesen Fällen ist zu beobachten, daß entweder nur mehr einige Sinterreste an der Landoberfläche oder „alte“ Tropfsteine noch im unmittelbaren Eingangsbereich aber schon im Freien zu finden sind. Dies zeigt an, daß ein ehemals höher liegender verkarsteter Horizont der Abtragung zum Opfer gefallen ist, und daß über einen längeren Zeitraum in diesem höheren Teil stabile vadose Bedingungen geherrscht haben. In diesen Ruinenbereichen fällt auch auf, daß die durch Umm er Radhuma Kalke gebildete kompakte Höhlendecke eine geringere Mächtigkeit (max. etwa 1 m) hat als die auflagernde Tsm-Schicht, deren Verwitterungsprodukte oder eine Hartkruste (mit etwa 1-2 m Mächtigkeit). Meist handelt es sich um Hartkrusten aus einem Gemisch von UER- und Tsm-Komponenten (Fig. 8.12).

**Seichtliegende Horizontalhöhlen** bilden im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes die Hauptgruppe. Im wesentlichen beginnen sie alle mit zylindrisch ge-



Fig. 8.12: Eingang zur *CHERT-CAVE* (Kat. Nr. 26-47-SW-B 20). Oberhalb einer kompakteren Kalkbank befindet sich nur mehr eine Hartkrustenauflage von etwa 1 m Mächtigkeit. (Foto: R. BENISCHKE, 1986.)

formten vertikalen Röhren unterschiedlicher Durchmesser (von unter 1 m bis fast in den 10 m-Bereich). Diese Röhren führen von der Landoberfläche etwa 7–12 m in die Tiefe und erschließen Horizontalsysteme, die über weitere Röhren mit tieferliegenden Horizonten verbunden sind. Generell sind sie an Schichtfugen angelegt und bilden mit ihren oft sehr niedrigen Gängen ein „zweidimensionales“ Netzwerk. Die Gangrichtungen sind im Detail meistens kluftgebunden, doch scheint die generelle Richtung der Gänge dem Einfallen (etwa NE) der Gesteinschichten zu folgen. Diese Gruppe von Höhlen ist meist nur über einige wenige Schächte zugänglich. Die Einheitlichkeit der Höhenlage der einzelnen Horizontalsysteme ist nicht nur auf einige wenige Höhlen beschränkt, sondern gilt auch im regionalen Maßstab. Darüber hinaus ist diese Gebundenheit an eine einheitliche Höhenlage nicht nur lithologisch bedingt, etwa in dem Sinne, daß in der alternierenden Kalk/Mergel-Sequenz der Umm er Radhuma Formation zufällig nur eine einzige Mergelschicht betroffen wäre. Die Höhlengänge liegen in einem bestimmten Niveau sowohl in Schichtfugen kompakter Kalkbänke als auch in Schichtfugen weniger widerstandsfähiger Mergelhorizonte. Daraus ist abzuleiten, daß die Horizontbindung über die Lithologie hinausgehend auf ehemals regional wirksame Vorfluter in einem schwach ausgeprägten Relief ausgerichtet war (z. B. auf ein Wadi-System etc.).

Zu dieser Höhlengruppe gehören die meisten Höhlen im Bereich um *SHAWYAH* mit der *UPM-CAVE* (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) oder der *B 32-CAVE* (Kat.Nr. 26-47-SW-B 32) und der *DOG-CAVE* (Kat.Nr. 26-47-SW-B 6) als besonders typische Vertreter.

In der dritten Gruppe von Höhlen werden **vorwiegend vertikal angelegte Höhlen** zusammengefaßt. Es sind darunter reine Schachthöhlen, die in einem Schritt ca. 10–20 in die Tiefe führen und fortsetzungslos enden oder Höhlen mit nur gering geöffneten horizontalen Schichtfugen. Aus befahrungstechnischen Gründen sind darunter auch solche Höhlen, die möglicherweise in ein Horizontalsystem führen, aber an der Basis durch Sand oder Blockwerk verlegt sind. Aus diesem Grunde ist bei der Klassifikation der Höhlen bei dieser Gruppe eine gewisse Unsicherheit enthalten. Anzumerken ist aber, daß bei allen diesen Schachthöhlen der Einstiegschacht gegenüber allenfalls vorhandenen Abzweigungen dominiert. Horizontalsysteme könnten daher nur in größerer Tiefe (> 20–40 m) anzutreffen sein. Höhlen, die dieser Gruppe angehören, sind hauptsächlich im N des Untersuchungsgebietes zu finden und werden überhaupt dominierend – schon außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes gelegen – in der Gegend etwa 20–40 km nördlich der Linie MA'AQLA–Al AYTALIYAH. Auffallend ist auch, daß viele dieser Höhlen in Bereichen liegen, die keine oder nur eine sehr geringmächtige Auflagerung von Tsm oder einer Hartkruste besitzen. So beginnt z. B. der DAHL ABU HASHAMI (Kat.Nr. 26-47-SW-B 9) oder der DAHL ABU TUTAHAH (Kat.Nr. 26-47-NW-E 2) direkt in kompakten, an der Landoberfläche anstehenden Kalken der Umm er Radhuma Formation. Dies betrifft insbesondere alle Höhlen, die auf der durch den MA'AQLA-Rücken gekennzeichneten tektonischen Aufwölbung liegen. Inwieweit die Schachtbildung mit der Aufwölbung syngenetisch verlief, läßt sich ohne zusätzliche Untersuchungen vorerst nicht entscheiden. Man könnte diese Höhlengruppe noch in zwei Untergruppen untergliedern: Schachthöhlen ausschließlich in der UER-Formation und solche mit mächtiger Tsm-Auflage. Zur ersten Untergruppe gehören die beiden oben erwähnten Objekte, zur letzten die ganz im N liegenden, die jenes rötlich-braune Sediment (vorwiegend Grobsand aus Quarzkomponenten mit geringem Konsolidierungsgrad) aufschließen, das in den Höhlen der SHAWYAH-Region nur als Erosionsprodukt in deren Kolken anzutreffen ist. Zur letzten Untergruppe zählen z. B. die Höhlen DAHL UMM WIRKAYN I und II (Kat.Nr. 26-47-NW D 1 und D 2) oder DAHL AL FURAYY I und II (Kat.Nr. 26-47-NW D 3 und D 4).

Neben dieser generellen Charakteristik der Höhlenverbreitung sind eine Reihe von morphologischen Elementen anzuführen, die in den Höhlen immer wieder anzutreffen sind. In erster Linie sind bestimmte **Gangprofilformen** auffällig. In Höhlenabschnitten, die überwiegend vertikal angelegt sind, herrschen Rundprofile vor, was genetisch durch eine Zwei-Phasen-Entwicklung zu erklären ist: einerseits durch eine korrosive Komponente, die für die Primäranlage verantwortlich ist, andererseits nach Öffnung von Schächten und Röhren zur Oberfläche hin durch eine erosive, die alle älteren Korrosionsmerkmale überprägt hat. Die erosive Komponente läßt sich dabei wieder in eine hydrisch bedingte und in eine äolisch bedingte aufteilen. Beide letzteren zusammen bewirken die zunehmende Erweiterung von Schachtöffnungen in Richtung Trichterform. Bei Erreichen eines Horizontalsystems, kann die erosive Komponente nur dann formprägend nachhaltig wirksam werden, wenn einströmendes Wasser mit Suspension beladen oder unter Druck mit Transport von größeren Komponenten eine Modellierung der Raumbegrenzungen vornimmt. Dies erscheint in den weitläufigen Höhlengängen erst in einer späteren Phase erfolgt zu sein, nachdem die korrosive Komponente nennenswerte Lumina geschaffen hatte. Da in den horizontalen Schichtfugen bei sehr geringem Gefälle in einem relativ einheitlich aufgebauten Gesteinskörper keine Fließrichtung gegen-

über einer anderen besonders bevorzugt wird, besteht bei entsprechender zeitlicher Stabilität dieses Zustandes die Möglichkeit der Entstehung eines unübersichtlichen Netzwerkes an Gangfolgen (im Englischen wird dies unter dem Terminus „network cave“ oder „maze cave“ zusammengefaßt). Da sich die Entwicklung vorwiegend in einer Ebene abspielt, führt dies bei Weiterentwicklung zu Zusammenschlüssen benachbarter Raum- oder Gangabschnitte desselben Horizontalganges bis die Deckenspannweiten die Standfestigkeitsgrenze überschritten haben und Inkasion die Formgebung übernimmt. Das Ergebnis dieser Vorgänge ist besonders im Hauptgang der UPM-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) und der DOG-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 6) zu sehen. Es herrschen daher in diesen Teilen Rechteckprofile vor (Fig. 8.13).

**Skulpturformen** wie Kolke, Röhren, Facetten, Anastomosen und Hängezapfen haben dabei ihre eigene Genese. Die Entstehung der Röhren und Kolke ist in den meisten Fällen der Korrosion zuzuschreiben, in einigen Fällen (s. Abschn. 8.5.), vor allem bei größeren Formen, überlagert durch Erweiterung beim Spannungsausgleich bei der Gewölbebildung bzw. durch schalenartige Ablösung von Deckenpartien in Gesteinen mit hohem Evaporitanteil. Bei Fließfacetten, die in allen Höhlen des Untersuchungsgebietes generell selten auftreten, ist sowohl mechanischer als auch korrosiver Abtrag anzunehmen (R. CURL, 1966, 1975). Kolke und Röhren als prägende morphologische Elemente sind meist auf den Bereich des obersten Horizontalsystems beschränkt. Neben der Genese unter phreatischen Bedingungen bei vorwiegend horizontal gerichtetem Strömen, scheinen Schwankungen des obersten Saumes der phreatischen Zone ebenfalls eine Rolle gespielt zu haben, so daß auch eine Entstehung von unten nach oben anzunehmen ist. Dies wird insbesondere in kompakten Kalken deutlich, wo fast ideal-zylindrische Röhren einige Dezimeter unter der Landoberfläche enden ohne irgendein Anzeichen (z. B. Klüfte, feine Risse, Ausfällungen an Haarrissen etc.) einer Verbindung nach außen. Diese Röhren wurden durch Denudation der Landoberfläche noch nicht gekappt, während die Einstiegsschächte als ehemalige gleichartig angelegte Röhren davon schon betroffen waren.

Weitere Kleinformen stellen die Anastomosen, Schwammgefüge (engl. sponge-work) und die Hängezapfen (engl. pendants) dar. Die beiden ersten Formen sind oft an den Schichtfugen zwischen Mergel- und Kalkpartien zu sehen. Sie bilden vielfach in sich verwundene Röhren, die nur mehr durch kleine verschlungene

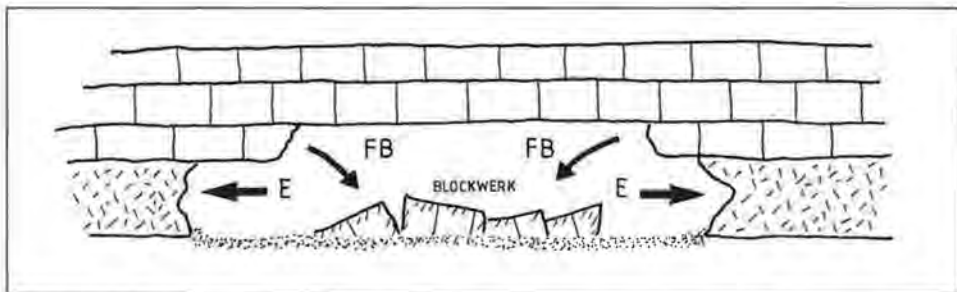


Fig. 8.13: Schema der Inkompetenz der Mergelpartien gegenüber dem Kalk bei der Raumerweiterung in einem Gangquerschnitt aus der DOG-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 6). Die Pfeile (E) deuten die Wirkungsrichtung bevorzugter Erosion der Mergelpartien an, die Pfeile (FB) die Firstbrüche infolge Erosion der unterlagernden Schichten.

Gesteinsstege voneinander getrennt sind. Derartige Gebilde sind z. B. in der **B 7-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 7)** zu sehen (Fig. 8.14). Auf Grund ihrer Lage meist an Kanten von Gesteinsbänken und ihres zonenhaften Auftretens ist eine Entstehung im Randbereich von Wasserspiegelschwankungen denkbar. Eine periodische Durchfeuchtung und Austrocknung bewirkt dabei insbesondere in evaporitreichen Gesteinen ein selektives Herauslösen einzelner Partien.

Hängezapfen aus anstehendem Gestein sind u.a. in der **UPM-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1)** im Hauptgang zu finden. Ob nun hier paragenetische Formen (Entstehung an der Grenzfläche oder besser am Grenzsaum zwischen Sedimentfüllung und Muttergestein) oder Formen phreatischer Entstehung auf Grund selektiver Skulpturierung vorliegen, bleibt dahingestellt. Da die Zapfen alle an einer mehr oder weniger einheitlichen (gedachten) Berührungsebene enden, muß der Formungsprozeß vorwiegend in dieser Ebene abgelaufen sein. Die irregulären Verteilungsmuster der Hängezapfen und der dazugehörigen dazwischenliegenden Hohlformen an der Höhlendecke weisen auf einen korrosiv betonten Vorgang hin, der von unten nach oben zur Wirkung kam.

**Ausfällungsformen** wie jegliche Art von Karbonatsinter und Tropfsteinbildungen, sonstige Mineralbildungen wie Halit, Gipsminerale und andere Minerale der Evaporitgruppe, sind in den einzelnen Höhlengruppen in unterschiedlichem Ausmaß anzutreffen. Bei den Höhlenruinen wurden die Reste großer Tropfsteinsäulen schon erwähnt. Hierbei ist anzumerken, daß kaum intakte Säulen anzutreffen sind und wenn, dann sind diese meist in den oberflächennahen Bereichen zu finden, wie z. B. in der **B 32-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 32)**, wo große Säulen nur im obersten Horizontalsystem auftreten. In fast allen Fällen weisen die Säulen einen relativ hohen



Fig. 8.14: Anastomosen an der Höhlendecke der **B 7-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 7)**. (Foto: V. WEISSENSTEINER, 1986.)



Verwitterungsgrad auf und zeigen in ihrem Gefüge grobe Calcitkristalle. Sowohl die Position der Tropfsteinsäulen in oberen Höhlenhorizonten als auch die geochronologische Untersuchung weiterer Sintergebilde legt nahe, daß neben der Tatsache einer längeren Phase vadoser Bedingungen, die gleichförmiges Wachstum ermöglicht haben, auch unterschiedliche Wachstumsperioden verschiedene Generationen geschaffen haben.

Es handelt sich dabei um Sinterformen die nach den Ergebnissen der U/Th-Datierung weit älter als 100 000 Jahre (zumeist über 200 000 Jahre) und solche die jünger sind. Insgesamt erscheint aber die Datenlage sehr verbesserungswürdig, bevor daraus endgültige paläoklimatische Aussagen abgeleitet werden können. Die Sinterbildungen sind im allgemeinen an die Horizontalsysteme gebunden und eher selten in vorwiegend vertikal angelegten Höhlen.

Von den übrigen Mineralbildungen wurden bei den Höhlenbeschreibungen Gipsminerale, Salzausblühungen und ähnliche Mineralbildungen der Evaporitgruppe erwähnt. Sie bilden eine große Vielfalt an Formen und wären eine eigene Untersuchung wert. Wegen der seichten Lage der Horizontalgänge unter Gelände herrschen entsprechend hohe Temperaturen und in manchen Fällen auch relativ zur Außenwelt eine hohe Luftfeuchtigkeit (etliche der Höhlen waren schon seit alters her Wasserstellen für die Beduinen und die Beständigkeit von Wassertümpeln über einen längeren Zeitraum führte zu stabileren Feuchtebedingungen und damit zur Möglichkeit kapillaren Aufstiegs hochmineralisierter Lösungen und nachfolgender Ausfällung an den Höhlenwänden und -decken).

**Akkumulationsformen** von Lockersedimenten und Blockwerk sind bei den einzelnen Höhlentypen ebenfalls unterschiedlich verteilt. So zeigen Höhlenruinen meist überwiegend grobes Blockwerk von Versturzvorgängen, ähnlich verhält es sich bei den Schachthöhlen. Sand tritt nur äolisch bedingt auf. In den Horizontalsystemen sind aber Lockersedimente aller Komponentengrößen zu finden, jedoch kaum größere Gerölle, d. h. größere zugerundete Komponenten. Einen charakteristischen Anteil bilden die bei Starkregen eingeschwemmten Sande, die in weiterer Entfernung vom Eingang Sandbänke und darin eingebettet Fließkanäle bilden. In größeren Räumen (meist domartige Gebilde mit weitgespannten Gewölben) wurden annähernd kegelförmige Akkumulationen von rötlichen, mehligem Feinsanden entdeckt. Ihrer Entstehung nach scheint es sich um Ergebnisse autochthoner Verwitterung von evaporitreichen Gesteinspartien („Salzverwitterung“) zu handeln; an einzelnen Stellen kommt es auch zur Zumischung von Residualsedimenten aus den Kolken, so daß eine Trennung von autochthonem und allochthonem Material nicht immer eindeutig vorzunehmen ist. Ein Beispiel bietet der große Sedimentkegel in der „Dabbagh-Hall“ der UPM-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1).

## 8.5. Vergleich mit Höhlen anderer Karstgebiete

Ein in anderem Zusammenhang erwähntes Gebiet mit ähnlicher Entwicklung scheint im **Grenzgebiet zwischen Ägypten und dem Sudan** zu liegen. Zumindest weist das vorhandene Bildmaterial auf eine seichte Höhlenentwicklung nur wenige Meter unter der Oberfläche des ebenen Kieswüstenbodens hin. Die Einstiegsform ist ebenfalls kreisrund und in der Tiefe weitet sich der Schacht flaschenförmig; von der Decke hängen Stalaktiten. Artefakte konnten ebenfalls gefunden werden. Leider ist die Beschreibung zu ungenau, um eine bessere Ortsangabe herauslesen zu können (C. BERGMANN, 1990).

Vom Formenschatz, vom Entwicklungsablauf und vom geologischen Alter des Karstes und seiner Höhlen erscheint insbesondere ein Vergleich mit den Höhlen des **Nullarbor-Karstes in Südaustralien** interessant. Dieses Gebiet umfaßt eine Fläche von etwa 200 000 km<sup>2</sup> an der Südküste dieses Kontinents und besteht im wesentlichen aus späteozänen bis mittelmiozänen, fast horizontal lagernden oder flach Richtung Küste einfallenden Kalken, die ebenfalls tektonisch verkippt wurden. Die NULLARBOR-Ebene weist ein ähnlich schwaches Relief auf, endet jedoch mit einem Kliff an der Südküste an der Großen Australischen Bucht. Eine eingehende Beschreibung der Karstlandschaft lieferten D. C. LOWRY & J. N. JENNINGS (1974); speziell auf die Speläogenese gingen J. GRODZICKI (1985) und J. M. JAMES, P. ROGERS & A. P. SPATE (1989) bzw. J. JAMES (1990) ein. Im folgenden sollen zum Vergleich einige charakteristische Phänomene aus der Arbeit von D. C. LOWRY & J. N. JENNINGS (1974) angeführt und in Beziehung zu den Höhlen des As Summan Plateaus gesetzt werden.

In der Nullarbor-Region treten zahlreiche Einsturzdolinen und sog. Blowholes (zylindrische Einstiegsschächte) ähnlich dem Untersuchungsgebiet auf. Sie führen meist in Horizontalsysteme, die bei den größeren Höhlen bis an die Grenzzone des phreatischen Bereiches führen. Während die zugänglichen Höhlen des As Summan Plateaus nur einen geringen Tiefgang haben, werden aus dem Nullarbor-Karst befahrbare Höhendifferenzen von bis zu 120 m gemeldet. In der Anlage sind sich die Höhlensysteme beider Gebiete sehr ähnlich, wenn auch im As Summan Plateau kleinräumiger. Die Höhlenöffnungen zur Oberfläche mit nur wenigen schmalen Schachtröhren und einer Überleitung in ein schichtfugegebundenes Horizontalsystem sind wie Spiegelbilder. Die Horizontalgänge zeigen ebenfalls phreatische Verhältnisse bei der Genese an und die Raumerweiterung zu größeren Gewölbeformen („Dabbagh-Hall“ der UPM-CAVE bzw. der „Dom“ der MULLAMULLANG CAVE).

D. C. LOWRY & J. N. JENNINGS (1974) geben auch für die Entstehung der einzelnen morphologischen Elemente ähnliche Erklärungen, wie sie für die Höhlen des As Summan Plateaus beschrieben werden. Blind endende zur Oberfläche gerichtete Röhren weisen keinerlei Kluftgebundenheit auf; die Erweiterung wird hauptsächlich auf Exsudationsprozesse und Auflockerung des Gefüges durch Salzkristallisation zurückgeführt. Bei den seichtliegenden Horizontalsystemen beschreiben die Autoren weitverzweigte niedere Gangfolgen mit Anastomosen und Kleinhohlformen verschiedenster Typen. Auch für die Akkumulation von Feinsedimenten ähnlich wie in der „Dabbagh-Hall“ der UPM-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) ist ein vergleichbares Beispiel zu finden: „The Dune“ in der MULLAMULLANG CAVE, die ebenfalls auf autochthone Verwitterungsvorgänge in der Höhlendecke zurückgeführt wird (D. C. LOWRY & J. N. JENNINGS, 1974, Plate 15). Von den Mineralbildungen sind vergleichbar die Excentriques (engl. Helictite) von Salz- und Gipsmineralen (ibid., Plate 16). Größerer Tropfsteinwuchs ist seltener als in den Höhlen des As Summan Plateaus. Sinterdatierungen liegen bislang nicht vor, doch werden Überlegungen zum Alter des Nullarbor-Karstes mitgeteilt.

J. N. JENNINGS führt die Genese der Höhlen einerseits auf den Zusammenhang pleistozäner eustatischer Meeresspiegelschwankungen und damit verbunden auf seichtphreatische Karstwasserschwankungen zurück, andererseits auf eine frühe Anlage nach Ablagerung der Kalke im Mittelmiozän. Neuere Arbeiten wie von J. M. JAMES, P. ROGERS & A. P. SPATE (1989) schreiben bei der Detailgenese der Höhlengänge der Mischungskorrosion eine wesentliche Rolle zu und versuchen

das dadurch verursachte erhöhte Lösungspotential durch hydrochemische Daten von Sickerwässern und Höhlenseen aus aktiven Wasserhöhlen des Nullarbor-Karstes zu erhärten. In diesem Zusammenhang wird auf die Rolle salinärer Wässer bei der Mischung mit Süßwasser aufmerksam gemacht, allerdings erscheint das Datenmaterial noch zu wenig in regionalem Rahmen überprüft zu sein. Daß Mischungskorrosion bei der Genese eine Rolle gespielt hat, kann sicherlich von vorneherein angenommen werden. Es erhebt sich aber die Frage nach der Stärke des Einflusses auf die Gesamtgenese. In diesem Sinne gibt es weder im alpinen Karst, noch sonst wo gewissermaßen schlagende Beweise, die es erlauben, Einzelformen von ihrer Genese und in ihrem Ausmaß nur oder überwiegend auf die Mischungskorrosion zurückzuführen.

Ähnlich wie das As Summan Plateau wird die Nullarbor-Region als semiarider bis arider Karst beschrieben, dessen rezente Verhältnisse vorwiegend zu einer Konservierung der Formen als zu einer aktiven Weiterentwicklung führen.

## 8.6. Geochronologische Untersuchungen

### 8.6.1. Allgemeine Anmerkungen

Die Untersuchung des Sintermaterials stellt sowohl an die Probennahme als auch an die Analytik erhöhte Anforderungen, so daß für letztere nur spezialisierte Labors in Frage kommen.

Wegen der vielfältigen Kontaminationsmöglichkeiten von Karbonatsinter (Isotopenaustauschprozesse etc.) muß ein Entnahmeprogramm sehr sorgfältig geplant werden. Dafür können zwar allgemeine Verhaltensmaßregeln gegeben werden, doch ist die Kenntnis der örtlichen Entnahmebedingungen erforderlich. Im Zuge dieses Projektes war es nicht möglich, im vorhinein ein Entnahmeprogramm so zu erstellen, daß alle möglichen Fehlerquellen durch genaue makroskopische Ansprache, allenfalls mineralogische Voruntersuchungen und Detailanalysen von Sinterschichten etc. ausgeschaltet werden konnten. Die Probennahme mußte gleichsam begleitend zur übrigen Aufnahmearbeit erfolgen. Es war daher zu erwarten, daß nicht immer die optimalen Probenstücke der Analyse zugeführt wurden. Die während der Befahrung nach rein makroskopischen Gesichtspunkten (z. B. dicke Tropfsteinsäulen, dünne farblich frisch aussehende Sinterröhren, Stalagmiten oder Stalaktiten, Wandsinter, Sintervorhänge usw.) ausgewählten Proben bieten nicht unbedingt von vorneherein Anhaltspunkte für ihr Alter, sondern spiegeln in erster Linie nur das Endergebnis ihrer Entwicklungsgeschichte unter bestimmten geologischen und klimatischen Bedingungen wider. Das bedeutet, daß eine Unterscheidung z. B. nach jung (= dünnes weißes Sinterröhren) oder nach alt (= dicker Stalagmit) zu Fehlbeurteilungen führen kann. Die Untersuchungen ergaben nämlich, daß morphologische Kriterien zumindest in diesem Untersuchungsraum unzulässig sind. So gab es eben die farblich frisch aussehenden, weißen, dünnen Sinterröhren, die seit „Urzeiten“ inaktiv an ihrem Platz waren, während andere Stellen der Höhle in „jüngerer“ Zeit über eine längere Spanne aktiv waren und daher zu dickeren Gebilden geführt haben. Weiters war makroskopisch nicht unbedingt der jeweilige Verwitterungszustand (insbesondere Haarrisse, die Kontaminationen begünstigen) zu erkennen, und darüber hinaus ergaben sich auch Probleme der Entnahme selbst. So sind mit dem Geologenhammer Sinterröhren leicht abzuschlagen, ebenso größere Stalaktiten, doch bei Stalagmiten wird dies zur Schwerarbeit (ca. 3 h bei

der Entnahme der Probe B 6-3 in der DOG-CAVE, Kat.Nr. 26-47-SW-B 6) oder sogar unmöglich bei größeren Säulen. Obwohl sich für die Datierung Stalagmiten generell besser (weniger Haarrisse, gleichmäßigerer Aufbau) eignen als Stalaktiten, sind letztere leichter zu entnehmen. Sie sind daher unter dem Probenmaterial überproportional oft vertreten. Andere Fragen ergeben sich bezüglich der Probenmenge. Je nach Alter (bei höherem mehr als bei jüngerem) ist eine bestimmte Probenmenge und damit verbunden auch eine bestimmte Menge an absolut verfügbarem  $^{14}\text{C}$  zur Bestimmung (unter Berücksichtigung der Einhaltung einer analytisch vertretbaren Streuung) erforderlich. So kann es passieren, daß „uralte“ dünne Sinter-röhrchen einen zu geringen  $^{14}\text{C}$ -Gehalt haben, so daß die Werte schon aus Probenmengengründen jenseits der Bestimmungsmöglichkeiten liegen oder das ganze Röhrchen verarbeitet werden muß, so daß schließlich (vor allem bei dickeren Exemplaren) ein mittleres Alter (Mischalter zwischen äußeren Sinterschichten und dem Kernbereich) erhalten wird. Über die Entwicklung dieses Exemplars läßt sich dann nichts weiteres aussagen.

Ein interessantes Beispiel für eine Datierung bot die Probe B 6-3 (Stalagmit mit einem auf seinen Flanken eingesinterten Fledermausskelett). Das Exemplar (Fig. 8.15, 8.16) durfte für die Materialentnahme mit Ausnahme von Skeletteilen zu Datierungszwecken zwar nach Österreich gebracht werden, mußte danach aber wieder nach Saudi Arabien zurückgestellt werden.

Für die direkte Bestimmung von Knochenteilen wäre möglicherweise zu wenig Material vorhanden gewesen und das Skelett wäre wahrscheinlich bei der Bestimmung „verbraucht“ worden. Es wurde daher mit einer kleinen Gesteinsfräse, die oberste Sinterschicht (ca. 1–2 mm), die auch Knochenteile bedeckte, abgenommen und bestimmt (Tab. 8.5). Die darunterliegende Fledermaus mußte also älter sein als die darüberliegende Sinterschicht. Die Werte ergaben, daß dieses Exemplar älter als etwa 1800 Jahre vor heute ist. Eine weitere Eingrenzung war nicht möglich, da aus tieferliegenden Sinterschichten wegen der Zerstörungsgefahr kein Material entnommen werden konnte.

Neben den Sinterproben, wurde auch organisches Material aufgesammelt (Fledermausguano, Antilopenhörner, Kamelknochen, Holzreste). Da das organische Material in jedem Falle umgelagert worden ist, konnte das Materialalter zwar bestimmt werden, aber in keinem Falle die Ablagerungszeit. Nur beim Fledermaus-

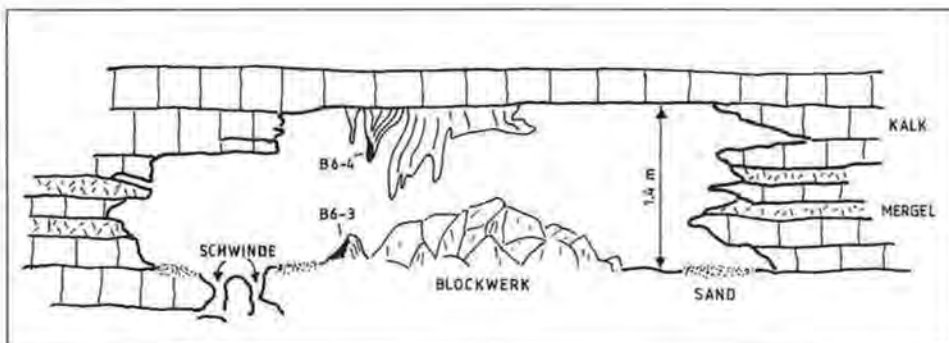


Fig. 8.15: Gangquerschnitt aus der DOG-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 6) mit Entnahmesituation für die Proben B 6-3 (Fledermausskelett) und B 6-4.



Fig. 8.16: Eingesintertes Fledermausskelett an einem Stalagmiten der DOG-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 6). (Foto: V. WEISSENSTEINER, 1987.)

guano (Tab. 8.5) aus der GUANO-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-G 3) war auf Grund der Fundumstände anzunehmen, daß er an Ort und Stelle produziert und liegen geblieben und die Höhle seitdem zumindest im Bereich der Fundstelle unverändert geblieben ist.

## 8.6.2. Altersbestimmung mittels Radiokohlenstoff (M. A. GEYH)

### 8.6.2.1. Methodik

Die Radiokarbon-Methode gilt als Standardmethode für die Bestimmung konventioneller  $^{14}\text{C}$ -Alter (R. E. TAYLOR, 1987) organischen Materials wie Holz, Holzkohle, Pflanzensamen, Blätter, Torf, Humus, Knochen (Th. W. STAFFORD et al., 1987), Elfenbein, Gewebe, Horn, Haar, Molluskenschalen, Eierschalen, sekundäre Karbonate (z. B. Travertin und Speleotheme), Bodensubstanz und Sedimente sowie Grundwasser im Altersbereich von 300 bis 50 000 Jahren.

Radiokohlenstoff ( $^{14}\text{C}$ ) ist ein Betaeilchen emittierendes Radioisotop des Kohlenstoffs mit der physikalischen Halbwertszeit von 5730 Jahren. Radiokohlenstoff wird in der Natur primär durch Einwirkung der kosmischen Strahlung aus Stickstoff erzeugt, was sich in einer ziemlich konstanten mittleren spezifischen Aktivität des atmosphärischen Kohlendioxids ausdrückt und als  $^{14}\text{C}$ -Anfangsaktivität bezeichnet wird. Diese  $^{14}\text{C}$ -Anfangsaktivität von Kohlenstoff modern wird in pmc-Einheiten ausgedrückt (percent modern carbon, auch %modern) und definitionsgemäß mit 100 pmc für rezentes organisches Material festgesetzt.

Der Radiokohlenstoff, der in der oberen Atmosphäre gebildet wird, oxidiert zu  $^{14}\text{CO}_2$ , mischt sich mit atmosphärischem  $\text{CO}_2$  (0,03 vol%) und wird Teil des Kohlenstoffkreislaufs der Biosphäre. Über die Assimilation durch Pflanzen wird der Kohlenstoff Teil der Nahrungskette. Mit Ausnahme einer geringen Isotopenfraktionierung, bezüglich der korrigiert wird, ist die spezifische Aktivität von  $^{14}\text{C}$  in terrestrischem organischem Material gleich der des atmosphärischen Kohlendioxids. Das Alter fossilen organischen Materials, das nicht mehr am Kohlenstoffzyklus teilnimmt und durch radioaktiven Zerfall einen  $^{14}\text{C}$ -Verlust erleidet, kann daher wie folgt berechnet werden:

$$t = \tau / \ln 2 \cdot \ln (A_0 / A),$$

wobei

A die spezifische  $^{14}\text{C}$ -Aktivität der Probe,

$A_0$  die  $^{14}\text{C}$ -Anfangsaktivität einer Substanz mit dem Alter Null und

$\tau$  die konventionelle Halbwertszeit ist.

Entsprechend internationaler Übereinkunft erfüllen konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter die folgenden Voraussetzungen (M. STUIVER & H. A. POLACH, 1977):

- Das Referenzjahr für konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter ist 1950 (mit den Buchstaben bp oder BP für „before present“ bzw. „vor heute“ bezeichnet).
- NBS (National Bureau of Standards, Washington, D.C.) Oxalsäure wird als Standard für die Zeit Null verwendet.
- Die Halbwertszeit von 5568 Jahren (eingeführt von LIBBY) wird zur Berechnung konventioneller  $^{14}\text{C}$ -Alter herangezogen.
- $^{14}\text{C}$ -Daten werden bzgl.  $\delta^{13}\text{C}$  korrigiert relativ zu -25‰ des organischen Materials.

Dies ist das Grundkonzept für das Datierungsmodell mittels Radiokohlenstoff nach LIBBY (W. F. LIBBY, 1946; E. C. ANDERSON et al., 1947). Das Modell setzt voraus, daß Radiokohlenstoff mit einer konstanten Rate für mindestens 100 000 Jahre produziert wurde, wobei eine konstante Intensität der kosmischen Strahlung, eine konstante atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration, eine zeitunabhängige Verteilung des Radiokohlenstoffs in den verschiedenen geophysikalischen Systemen (Biosphäre, Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre) und konstante mittlere Verweilzeiten und Austauschraten in und zwischen den verschiedenen geophysikalischen Systemen angenommen wird. Darüber hinaus müssen die zu datierenden Proben vom Beginn des Alterungsprozesses an ein abgeschlossenes System bilden, d. h., daß die geochronologische Uhr auf Null gestellt wurde.

Diese Voraussetzungen für das LIBBY-Modell sind in guter Näherung in der Natur erfüllt. Doch führten Variationen in der Produktion und in den Austauschraten des Radiokohlenstoffs in und zwischen den verschiedenen geophysikalischen Systemen zu kleinen Schwankungen der Anfangsaktivitäten, die irreguläre Ab-

Tab. 8.5: Konventionelle und kalibrierte  $^{14}\text{C}$ -Daten. Col = Proteinextrakt aus Knochen, Apa = Apatit aus Knochen.

Lab.-Nr.	Feld-Nr.	Material	Datum	Konventionelles $^{14}\text{C}$ -Alter	Kalib. Alter (Jahre AD)	$^{14}\text{C}$ Geh. (pmc)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
15 037	G 3-4	Fledermausguano	870212	7090 ± 75		41,3 ± 0,4	-14,8
15 204	B 6-3	Sinter a. Fl.-kn.	870209	1740 ± 140	80-525	80,5 ± 1,5	+4,5
15 034	G 4-1	Col.; Fl.-knochen	870213	max. 25	1965	147,3 ± 2,7	-15,0
15 030	B 7-1	Antilopenhorn	860304	955 ± 110	985-1210	88,8 ± 1,2	-20,0
15 031	B 7-3	Col.; Kamelknochen	860304	930 ± 65	1005-1190	89,1 ± 0,7	-16,5
15 167	B 7-3	Apa; Kamelknochen	860304	810 ± 165	1025-1380	90,4 ± 1,9	-6,8
15 038	G 3-5	Holz	870212	1250 ± 65	665-865	85,6 ± 0,7	-21,6
15 036	G 2-4	Holz	870211	875 ± 55	1040-1335	89,7 ± 0,6	-22,8
15 032	B 15-2	Holz	860311	max. 100	> 1850	100,4 ± 0,7	-17,4
15 039	G 9-1	Organisches Mat.	870217	max. 100	> 1850	100,2 ± 0,6	-19,6
15 033	B 22-1	Pflanzenhäkel	860313	max. 25	> 1970	133,8 ± 0,8	-25,0
16 605	G 4-9	Sinter	870215	> 49 940		0,1 ± 0,1	-5,3

Anmerkungen:  $^{14}\text{C}$ -Daten bestimmt im  $^{14}\text{C}$ -Labor, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, D-3000 Hannover 51, BRD.

weichungen zwischen der  $^{14}\text{C}$ -Zeitskala und dem Sonnenkalender bewirkten. International akzeptierte Kalibrationskurven und Tabellen (M. STUIVER & R. KRA, 1986) sind für die letzten 10 000 Jahre verfügbar. Doch können die Kalibrationen nicht auf Proben angewendet werden, die Komponenten verschiedenen Alters haben oder für die Systemkorrekturen notwendig sind (z. B. Sinter, Travertin). Derartiges Material hat  $^{14}\text{C}$ -Anfangskonzentrationen, die vom NBS-Oxalsäurestandard abweichen, so daß die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter zu groß erscheinen (viele hundert oder einige tausend Jahre). Radiokohlenstoffalter von Sinter weisen eine Unsicherheit entsprechend dem Systemeffekt von bis zu 1000 Jahren auf.

Die  $^{14}\text{C}$ -Alter von Proben aus Saudi Arabien (Tab. 8.5) wurden unter Anwendung klassischer Zerfallszählmethoden (mit konventionellen und Miniaturproportionalzählern) bestimmt. Kontaminierte Karbonatschichten wurden vor der Datierung entfernt. Es wurden Proben äquivalent einer Menge von 50 mg bis 5 g Kohlenstoff verwendet, was die unterschiedlichen Standardabweichungen der Meßergebnisse erklärt.

#### 8.6.2.2. Diskussion

Die große Streuung der  $^{14}\text{C}$ -Daten, die von den Fledermausproben aus heutigen ariden Gebieten erhalten wurden, zeigen die häufige Ein- und Abwanderung von Fledermäusen in solche Regionen. Eine Sinterprobe einer Inkrustation eines Fledermausskeletts (Probe Nr. B 6-3) ergab ein konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Alter von 1740 Jahren, das mit einem tatsächlichen Alter von nur wenigen Jahrhunderten korrespondiert, wenn die Systemkorrektur in Betracht gezogen wird.

Kamele und Antilopen im Untersuchungsgebiet sind schon seit der Arabischen Landnahme im 7. Jahrhundert bekannt. Die Ergebnisse von zwei Kamelknochenextrakten (Apatit und Protein) ergaben ein mittleres Alter von  $915 \pm 60$  BP.

Holzproben aus ariden Gebieten weisen immer eine Problematik auf, da sie, obwohl sie gut erhalten sein können, über weite Distanzen von nomadisierenden

Stämmen transportiert werden können. Daher müssen ihre  $^{14}\text{C}$ -Daten nicht unbedingt Pluvialperioden der Gegend widerspiegeln, in welcher sie gefunden wurden.

Wie bei den Uran-Serien-Datierungen gezeigt wird, gab es im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich keine Pluvialperioden nach 75 000 BP. Sinter wächst nur in Feuchteperioden. Daher stimmt das  $^{14}\text{C}$ -Alter von mehr als 49 000 BP einer Sinterprobe (Probe Nr. G 4-9) gut mit den Ergebnissen der U/Th-Bestimmung überein. Darüber hinaus bestätigt dieses Alter, daß der Sinter des Untersuchungsgebietes einem geschlossenen System entstammt und daher eine zuverlässige Altersinformation bietet.

### 8.6.3. Uran-Serien-Datierung (M. A. GEYH)

#### 8.6.3.1. Methodik

Die Methode der Uran-Serien-Datierung (M. VANOVICH & R. S. HARMON, 1982) ist für die absolute Datierung sekundärer Karbonate, wie Speleotheme, Sinter und Travertin (1–100 g Probenmaterial) bis zu einem Alter von 350 000 Jahren anwendbar. Zuverlässige U/Th-Alter terrestrischer Proben können dann erhalten werden, wenn die folgenden Kriterien (D. L. THURBER et al., 1965) erfüllt sind:

- Die Urankonzentration ist größer als 10 ppb.
- Die  $^{230}\text{Th}$ -Aktivität war zur Zeit der Bildung des terrestrischen Karbonats gleich Null.
- Der Sinter ist kompakt, quasi wasserundurchlässig, und zeigt keine Anzeichen von Verwitterung. Folglich kann erwartet werden, daß sich die Probe wie ein geschlossenes System verhält.
- Es gibt keine Anzeichen diagenetischer Rekristallisation.
- Das  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnis ist größer als 10.
- Das U/Th-Alter stimmt mit den stratigraphischen Daten überein und mit Daten, die mit anderen Methoden (z. B. mit  $^{14}\text{C}$ ) erhalten worden sind.

Die Uran-Serien-Datierung verwendet die Zeitabhängigkeit der geochemischen Störung des radioaktiven Gleichgewichts zwischen Mutter- ( $^{234}\text{U}$ ; Halbwertszeit = 248 000 Jahre) und Tochterisotopen ( $^{230}\text{Th}$ ; Halbwertszeit = 75 200 Jahre) der natürlichen radioaktiven Zerfallsreihe von  $^{238}\text{U}$ . In geschlossenen Systemen, d. h. in kristallinen oder unverwitterten Gesteinen mit höherem Alter als 400 000–500 000 Jahren, sind die Aktivitäten aller Mitglieder der Zerfallsreihe die gleichen.

Geochemische Prozesse (z. B. Verwitterung, Tropfsteinbildung) führen zur Anreicherung des Mutterisotops und zur Abreicherung des Tochterisotops als Ergebnis chemischer und isotopischer Fraktionierung und ergeben so ein neues System radioaktiven Ungleichgewichts.

Sofern das neue System geschlossen ist, d. h., daß weder Diagenese noch die Migration von Uran die isotopische Zusammensetzung stört, wird das radioaktive Gleichgewicht nach und nach wiederhergestellt. Der Status des Ungleichgewichtes zwischen den Aktivitäten von Tochter- und Mutterisotopen ist dann ein Maß für das Alter  $t$  des Systems, d. h. der Zeit, die seit der Störung vergangen ist. Die Änderung im Aktivitätsverhältnis von  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  ist eine Funktion der Zeit  $t$ . Ungefähre Altersangaben können aus einem Diagramm des  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisses zum  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis abgelesen werden. Genauere Daten werden durch iterative Berechnung erhalten. Korrekturen bezüglich des Detritus durch Annahme einer Kontamination mit allochthonem  $^{230}\text{Th}$  während der Sinterbildung



Tab. 8.6: Uran-Serien-Datierungen.

Lab.-Nr.	Feld-Nr.	Material	Datum	U/Th-Alter (ka BP)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Uran (ppb)
425	B 6-4	Sinterfahne	870209	> 270	$22,1 \pm 1,4$	365
426	B 32-5	Sinterfahne	870225	$72 \pm 1,7$	$402,4 \pm 48,8$	1220
427	B 32-8	Stalagmit	870226	> 340	$144,9 \pm 32,0$	317
428	B 32-1	Stalaktit	870225	> 270	$17,2 \pm 1,9$	294
429	G 2-1	Stalaktit	870210	> 280	$413,5 \pm 219,4$	727
430	G 3-7	Stalaktit	870212	> 340	$127,3 \pm 13,2$	493
431	G 4-10	Stalaktit	870215	> 310	$183,1 \pm 56,9$	378
636	G 4-3	Stalaktit	870213	$256 \pm 209$	$19,3 \pm 9,2$	385

Anmerkung: U/Th-Daten, bestimmt im  $^{14}\text{C}$ -Labor, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, D-3000 Hannover 51, BRD.

(üblicherweise bei Anwesenheit von Tonmineralen) waren für die Proben aus dem Untersuchungsgebiet nicht notwendig, da das  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnis größer als 10 war.

Die Proben von Saudi Arabien wurden auf Basis der spezifischen Aktivitäten des  $\alpha$ -Teilchen emittierenden Mutter- oder Tochterisotops mit einem  $\alpha$ -Spektrometer gemessen. Umfangreiche chemische Präparationen gingen diesem Schritt voran. Die Meßergebnisse sind in Tab. 8.6 zusammengestellt.

#### 8.6.3.2. Diskussion

Der Vergleich der  $^{14}\text{C}$ -Daten mit den U/Th-Daten bestätigt, daß während der letzten 10 000 Jahre oder wahrscheinlicher während der letzten 100 000 Jahre der Sinter ein geschlossenes System bildete. Daher können die U/Th-Daten für zuverlässig angesehen werden. Das angeführte Alter von 72 000 BP zeigt, daß humide klimatische Bedingungen zu dieser Zeit im Untersuchungsgebiet vorherrschten. Es muß aber offen bleiben, ob die  $^{14}\text{C}$ -Daten von 30 000 BP für zwei Stalaktiten und von 9400 BP für ein kleines Sinterröhrchen (alle bestimmt im Institut für Hydrologie, GSF, München) als Anzeichen einer späteren Pluvialperiode gelten können. Dieser Vorbehalt ergibt sich aus der Tatsache, daß feuchtes, feines karbonatisches Material leicht durch Isotopenaustausch mit atmosphärischem  $\text{CO}_2$  kontaminiert werden kann, da  $^{14}\text{C}$ -Alter höher als 25 000 BP als problematisch einzustufen sind.

#### 8.6.3.3. Zusammenfassung

Die geochronologischen Ergebnisse, die von verschiedenen Proben aus Ostarabien erhalten wurden, bestätigen, daß eine letzte größere Feuchteperiode ungefähr zwischen 70 000 und 250 000 Jahren BP anzusetzen ist.

### 8.6.4. Altersbestimmungen mit Radiokohlenstoff von Proben aus dem Shawyah-Gebiet und Vergleich mit früheren Daten (M. WOLF & W. RAUERT)

#### 8.6.4.1. Vorbemerkungen

Altersbestimmungen mittels Radiokohlenstoff wurden an karbonatführenden Proben aus Saudi Arabien durchgeführt (Tab. 8.7). Das grundlegende Konzept und die Darstellung der Ergebnisse wurde schon im vorhergehenden Abschnitt durch M. A. GEYH beschrieben. Die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität wurde entweder mit einem Gas-Proportionalzähler oder mit einem Flüssigkeits-Szintillationszähler nach Über-

Tab. 8.7:  $^{14}\text{C}$ - und  $^{13}\text{C}$ -Gehalte und konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter von Speleothemen und anderen Karbonatproben. Die Proben (mit Ausnahme der VRI-Proben) wurden im GSF-Institut für Hydrologie (früher Institut für Radiohydrometrie), München, datiert. Die VRI-Proben wurden durch das Institut für Radiumforschung und Nuklearphysik, Wien, datiert. Die Daten wurden aus S. S. AL-SAYARI & J. G. ZÖTL (1978) entnommen.  $^{14}\text{C}$ -Gehalte und konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter wurden bzgl.  $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$  normalisiert und sind mit der einfachen Standardabweichung (1 Sigma) angegeben oder auf die 2-Sigma Nachweisgrenze bezogen.

Lab.-Nr.	Feld-Nr. oder Entnahmeort	Material	Datum	$^{14}\text{C}$ -Gehalt (pmc)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	konv. $^{14}\text{C}$ -Alter (a)
3657	Dahl Abu Marwah	Kalktuff		< 0,6	-4,0	> 41 000
3658	Dahl Abu Marwah	Stalagmit		< 1,1	-1,7	> 36 500
3652	Dahl Abu Marwah	Stalaktit in Hartkruste		< 1,4	-6,1	> 34 500
3662	Dahl Abu Marwah	Hartkruste		1,9 ± 0,5	-2,5	32 000 +3000 -1700
VRI-450	Dahl Abu Marwah	Stalaktit in Hartkruste				> 37 000
VRI-451	Dahl Abu Marwah	Hartkruste				32 000 +1900 -1500
3659	Dahl Abu Marwah	Stalaktit		< 0,8	-2,0	> 39 000
3661	Dahl Abu Marwah	Stalaktit		< 0,6	-4,4	> 40 500
3660	Nidw Abu Khurjajn	Kalktuff		42,9 ± 0,7	+1,7	6800 ± 100
22576(1)	B 1-4	Stalaktit (oberer Teil)	860228	< 0,3	-2,9	> 47 000
22576(2)	B 1-4	Stalaktit (unterer Teil)	860228	< 0,3	-2,7	> 47 000
22577	B 1-6	Sediment	860307	7,3 ± 0,3	-4,8	21 000 ± 500
22578(1)	B 3-2	Stalaktit (1)	860302	< 0,6	-2,7	> 41 000
22578(2)	B 3-2	Stalaktit (2)	860302	< 0,4	-2,3	> 45 000
22579	B 4-1	Stalaktit	860302	< 0,3	-4,3	> 47 000
22580	B 5-1	Sinterröhrchen	860303	< 1,1	-4,1	> 36 000
22581	B 6-1	Sinterröhrchen	860305	< 0,3	-0,2	> 46 000
22582	B 6-2	Sinterröhrchen	860305	< 0,7	-1,3	> 40 000
22584	B 7-2	Sinterröhrchen	860304	26,0 ± 0,5	-0,8	10 800 ± 200
22586(1)	B 10-1	Stalaktit (1)	860308	2,0 ± 0,2	-1,9	31 500 ± 700
22586(2)	B 10-1	Stalaktit (2)	860308	2,4 ± 0,3	-2,1	30 000 +1000 -900
22589	B 28-1	Stalaktit	860316	< 1,0	-3,6	> 37 000
22590	B 28-2	2 Calcitplatten	860316	< 3,0	-2,7	> 28 000

führen von wenigen Gramm Kohlenstoff der Probe in Methan bzw. Benzin gemessen.

#### 8.6.4.2. Diskussion

Die meisten Proben vom **Dahl ABU MARWAH** (Kat.Nr. 26-47-SW-B 17) enthielten kein nachweisbares  $^{14}\text{C}$  und zeigten konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter von mehr als 28 000 Jahren bis mehr als 47 000 Jahren BP in Abhängigkeit von der Kohlenstoffmenge, die zur Messung zur Verfügung stand. Diese Ergebnisse stimmen mit den Daten der U/Th-Datierung überein (M. A. GEYH, voriger Abschn.). Das bedeutet, daß diese Proben ein geschlossenes System bildeten und daher nicht durch atmosphärisches  $^{14}\text{C}$  und/oder jüngere Infiltrationswässer kontaminiert waren.

Andererseits hatten einige wenige Proben meßbare  $^{14}\text{C}$ -Gehalte, die einem konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter zwischen 6800 und 32 000 Jahren BP entsprachen. Unter der An-

nahme, daß diese Proben nicht durch Isotopenaustausch mit atmosphärischem CO<sub>2</sub> kontaminiert waren (z. B. H. HÖTZL et al., 1984) und unter Vernachlässigung einer Beimischung von fossilem Calcit im Fall von Lockersedimenten, könnten diese Daten feuchtere Klimaperioden zu den durch die <sup>14</sup>C-Alter angegebenen Zeiten widerspiegeln.

Das jüngste Alter ergab sich bei einer Probe von Kalktuff aus dem NIDW ABU KHURJAYN (Kat.Nr. 26-47-NW-F 2) mit einem <sup>14</sup>C-Gehalt von 42,9 pmc und einem <sup>14</sup>C-Alter von 6800 Jahren BP. Ein relativ hoher <sup>14</sup>C-Gehalt von 26 pmc wurde bei einem Sinterröhrchen gefunden (Probe Nr. 22 584, B 7-2), was einem <sup>14</sup>C-Alter von 10 800 Jahren BP entspricht. Da alle anderen untersuchten Sinterröhrchen aus diesem Gebiet kein <sup>14</sup>C enthalten, zeigt dieses Alter entweder eine feuchtere Periode oder den Einfluß junger Infiltrationswässer an. Probe Nr. 22 577 (B 1-6) bestand aus Sediment mit kleinen organischen Rückständen; leider konnte nur die anorganische Komponente gemessen werden und ergab ein <sup>14</sup>C-Alter von 21 000 Jahren BP. Das wirkliche Alter könnte älter oder auch jünger sein in Abhängigkeit von der Zumischung fossiler Karbonate oder vom <sup>14</sup>C-Isotopenaustausch mit <sup>14</sup>C der Atmosphäre.

Zwei Stalaktiten (Proben Nr. 22586 (1) und 22586 (2), B 10-1 a und b), die am gleichen Ort in der Höhle entnommen wurden, ergaben innerhalb der analytischen Streuung die gleichen <sup>14</sup>C-Gehalte (2,0 und 2,4 pmc) entsprechend einem <sup>14</sup>C-Alter von 31 500 und 30 000 Jahren BP. Auch in diesem Fall könnten die berechneten <sup>14</sup>C-Alter eine Feuchteperiode anzeigen, falls der gemessene <sup>14</sup>C-Gehalt nicht durch <sup>14</sup>C-Austausch aus atmosphärischem CO<sub>2</sub> kontaminiert ist. In diesem Zusammenhang ist es interessant, daß z. B. karbonatische Sedimente, Muschelschalen und anderes Material aus dem Mundafensee <sup>14</sup>C-Alter zwischen 6000 und 36 000 Jahren BP aufwiesen und damit angezeigt wird, daß es in dieser Zeit mehrfach (möglicherweise zweimal) zur Bildung von Seen kam (McCLURE, 1976, zit. in: A. R. JADO & J. G. ZÖTL [Eds., 1984], S. 309 und 319). Daher ist es möglich, daß das Untersuchungsgebiet durch derartige feuchtere Klimaperioden beeinflusst wurde.

Weiters wird angemerkt, daß zwei Hartkrustenproben (Nr. 3662 und VRI-451), in welchen Stalaktiten (Nr. 3652 und VRI-450) zementiert auftraten, erwartungsgemäß zwar ein bestimmtes <sup>14</sup>C-Alter (Tab. 8.7) ergaben, daß diese aber wie sedimentologische Befunde nahelegen, wesentlich älter sein dürften.

## 8.7. Faktoren der Speläogenese

### 8.7.1. Lithologische Faktoren

Im folgenden seien einige Anmerkungen zur Beziehung der Lithologie insbesondere der „Mergel“ der Umm er Radhuma Formation zur Höhlenentwicklung angeführt.

Im allgemeinen ist das Material der Mergel recht weich und kann sogar mit dem Fingernagel geritzt werden. Dies scheint u. a. vom Kalkgehalt des Bindemittels abzuhängen. Zahlreiche Stellen in den untersuchten Höhlen zeigen, daß vorwiegend die Mergel einerseits autochthon abwittern, andererseits durch Erosion oder Korrosion entfernt werden. Falls zusätzlich grobes Material durch eine größere Menge Wasser über einen längeren Zeitraum durch die Höhle transportiert wurde, überwog der Einfluß der Erosion die Korrosion. Diese Verhältnisse sind bei Vorherrschen vadoser Bedingungen anzunehmen, wobei eine rasche Drainage des infiltrierten Wassers in den tieferen Untergrund Voraussetzung ist, da es ansonsten

bei größerem Rückstau zu lokaler Sedimentation kommt, die wieder zum Verstopfen der Schichtfugen geführt hätte. Unter phreatischen Bedingungen und langsamem Fließen erfolgt der Abtrag mehr durch korrosive Prozesse. Nach den Untersuchungen scheint es, daß Korrosionsprozesse stärker als Erosionsvorgänge an der gesamten Abtragsleistung in den Höhlen beteiligt waren, da ansonsten an den Kalkbänken viel häufiger Erosionsmarken hätten auftreten müssen. Ein weiteres Indiz sind die großen halbkugelförmigen Kolke und die Fließ-facetten, die nicht nur in den Mergeln, sondern auch in den Kalken auftreten und an vielen Stellen keine besondere Strömungsrichtung des Wassers anzeigen. Zum Dritten ist es offensichtlich, daß die zufällig verteilten Zonen von nicht-kalkigem Mergel auf einem Entkalkungsprozeß beruhen. Das kann an kleinen korrodierten Kalkschichten abgelesen werden, die direkt auf der Oberfläche der Mergel auskristallisieren ohne „Wurzeln“ darin zu haben. Unter mehr vadosen Bedingungen mit nur episodischer Überflutung aber bei einem gewissen Luftfeuchtegehalt und einer gewissen Lufttemperatur könnte auch kapillares Hochsteigen von karbonat- oder sulfatreichen Lösungen, die an der Oberfläche wieder ausfallen, überwiegen.

Auf der anderen Seite kann zwischen kompetenten (Kalk-) und inkompetenten (Mergel-)Schichten unterschieden werden. Daher wird die Erosion oder die Korrosion der Mergel zu Zusammenbrüchen der Höhlendecke führen, wenn die Spannweiten zu groß werden. Deckensturzböcke im Hauptgang der UPM-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) geben davon ein eindrucksvolles Beispiel.

### 8.7.2. Einfluß der Tektonik und der Lagerungsbedingungen

Während der Geländeaufenthalte wurde nicht nur in den hier dargestellten ausgewählten Höhlen sondern auch in allen anderen Höhlen des Gebietes dasselbe Muster gefunden:

- flach-lagernde Schichten sind bevorzugt mit Horizontalhöhlenentwicklung verknüpft,
- Klüfte und Störungen führten bevorzugt zu Vertikalentwicklung von Höhlengängen.

So haben die Höhlen des SHAWYAH-Gebietes eher Horizontalhöhlencharakter, Klüfte und Störungen beeinflussen dabei nur unmittelbar lokal die Richtung der Gänge. Eine Änderung im Verhältnis Lithologie, Tektonik und Lagerungsbedingungen kann im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes um MA'AQLA beobachtet werden.

Leider waren auf Grund der Aufschlußbedingungen nur sehr eingeschränkt Messungen von Lagerungsdaten möglich. Die Messung der Klüfte und Störungen war nicht nur an den Ausbissen an der Oberfläche wegen der Verwitterung bzw. der Lösungserscheinungen an den Trennflächen schwierig sondern um vieles mehr auch in den Höhlen, da dort die Ausbisse von Trennflächen ebenfalls vielfach abgewittert, versintert, korrodiert oder einfach unzugänglich waren. Doch konnten aus den Grundrißplänen der Höhlen die vorherrschenden Richtungen entnommen und in eine Kluftröse eingetragen werden (H. S. EDGELL, 1990; s. Fig. 8.17). Dieses Diagramm basiert zwar nur auf den Messungen in Höhlen, die während der ersten Feldkampagne untersucht worden sind, konnte aber nach den weiteren Geländearbeiten bestätigt werden. Die Hauptrichtungen der Klüfte variieren zwischen 20° und 30° (m. N). Aus der natürlichen Verteilung der Richtungen auf 20°-Intervalle

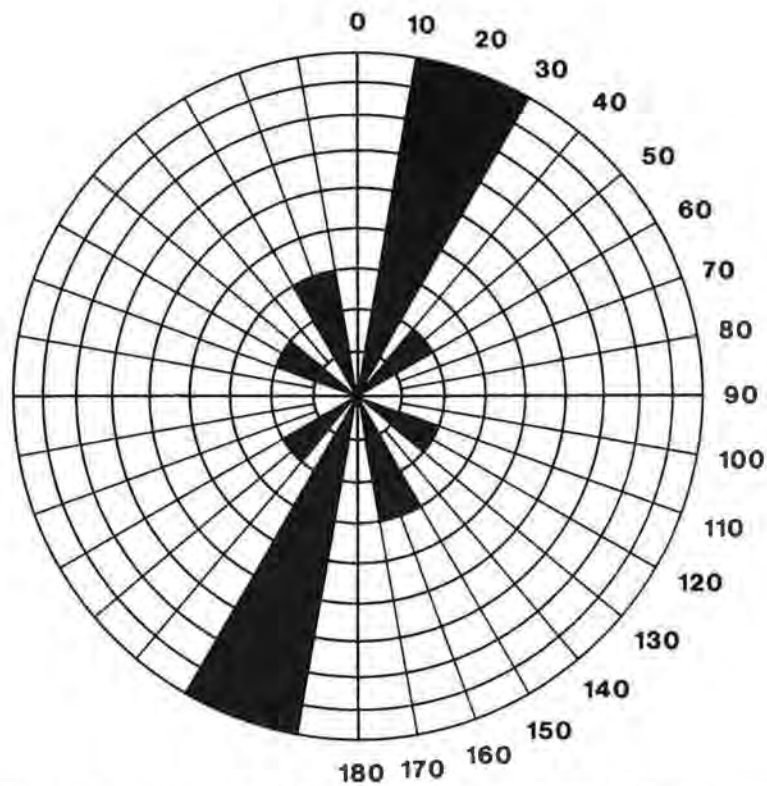


Fig. 8.17: Kluftröse aus Messungen in Höhlen des Gebietes um SHAWYAH. Die Hauptrichtung beträgt etwa 20°, untergeordnet ist die Richtung von 160°.

umfassende Häufigkeitsklassen können die vorherrschenden Richtungen leicht abgeleitet werden. Werte von N20E–S20W, wie sie an der Oberfläche gemessen worden sind, sind klar zu erkennen.

Ein Trend von N40W–S40E bezüglich der Lage der Höhlen ist eher als lokaler Effekt zu sehen, da die Eingänge durchaus zufällig entlang bestimmter Klüfte oder Störungen angeordnet sein können. Allerdings ist es möglich, daß weitere Messungen zu einer Annäherung dieses Trends an die Messung von 160° (Klassenmittel 150–170°) führen, was insbesondere in der UPM-Cave (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) beobachtet werden kann.

### 8.7.3. Klimatologische und hydrometeorologische Faktoren

Das Wasser, das im Rahmen des hydrologischen Zyklus entweder über seine Menge, Intensität oder über seinen chemischen Status oder alle zusammen wirkt, ist bei praktisch allen Landformungsprozessen das wichtigste Agens, was auch für das Untersuchungsgebiet angenommen werden kann. Kurzfristige Vorgänge seien dabei als hydrometeorologische Faktoren, eher langfristige als klimatologische Faktoren (einschließlich Temperatur und Wind) bezeichnet.

Längere Perioden mit häufigen exzessiven Niederschlägen werden zu starker Erosion führen und daher zumindest kurzfristig zu einer hohen Transportfracht

der Oberflächengerinne. In (semi)ariden Gebieten kann die Wirkung der **Linearerosion** z. B. an aktiven Wadis nach Regenfällen gut beobachtet werden. Eine rasche Verfüllung offener Höhlen mit Sand und Kies ist daher zu erwarten. Humide Bedingungen bringen eine mehr gleichmäßige Verteilung der Niederschläge über das Jahr. Wenn die Gesamtmenge relativ hoch ist und in einem flachen Relief über längere Zeiträume wirkt, kann dies zu **Flächenspülung** führen. Dabei erfolgt durch flächenhafte Tieferlegung der Landoberfläche allenfalls eine Kappung insbesondere von Schächten bzw. eine Öffnung zur Oberfläche hin, wie die zahlreichen Höhleneinstiege am As Summan Plateau zeigen.

Häufige und starke Temperaturwechsel sind ebenfalls ein wirksames Verwitterungsagens und bereiten das Substrat für die Winderosion oder die Korrosion durch Wasser vor (z. B. Vergrößerung der Schachteinstiege zu Trichterformen). Insolation allenfalls auch erhöhte Frostwechselhäufigkeit zumindest aber extreme Temperaturwechsel zwischen Tag und Nacht bereiten das Gestein so gut auf, daß auch im (semi)ariden Klima bei nur episodischen Niederschlägen die nachfolgende Abtragungswirkung des Wassers bedeutend wird.

#### 8.7.4. Andere Faktoren

**Orogenetische** oder sogar **geotektonische Prozesse** beeinflussen die spezielle lokale Landschaftsmorphologie nicht direkt, ebenso nicht die Größe und Ausformung einer individuellen Höhle, sicherlich jedoch indirekt sehr stark die Großformung der Landschaft und die Höhlen durch die Vorgabe von regionalen hydrologisch wirksamen Strukturen mit entsprechendem hydraulischem Potential (z. B. Verkippen des Arabischen Schelfs gegen E und dadurch Veränderung von Vorflutbedingungen).

Entsprechend dem Klima in einer bestimmten Periode können auch **biogene Faktoren** die Landschaftsmorphologie und Verkarstung beeinflussen (z. B. erhöhte Produktion von biogenem CO<sub>2</sub> durch Vegetation, später Verfügbarkeit des Boden-CO<sub>2</sub> für unterirdische Korrosionsprozesse, wie Bildung von Karren an der Oberfläche, Korrosionsröhren, Kolke, Facetten usw.). Hinweise auf fossile Böden bzw. auf sekundär durch Korrosion erweiterte Wurzelröhren (von der Geometrie eher irregulär, etwa 0,5 m tief mit 2–3 cm Durchmesser) treten deutlicher nur an einer Stelle im N des Untersuchungsgebietes bei MA'AQLA im Eingangsbereich (bzw. im Höhlendach) des DAHL ABA AL JIRFAN (Kat.Nr. 26-47-NW-H 2) auf.

### 8.8. Zur Speläogenese der Höhlen des As Summan Plateaus und ihre Beziehung zur Landschaftsentwicklung

Die Faktoren Lithologie, (Geo)tektonik und Lagerungsbedingungen können als eher statische Elemente, Klima, biogene Faktoren als die dynamischen Elemente der Speläogenese angesehen werden. Genauso wie alle diese Elemente bei der Morphogenese einer Landschaft zusammenwirken, haben sie auch für die Speläogenese Bedeutung. Für ein Verständnis der Höhlenentwicklung und einer zugehörigen Landschaft müssen daher die morphogenetischen Prozesse, die zu einem bestimmten Verkarstungstyp führen, untersucht werden.

Alle Karstphänomene einschließlich der Höhlen sind mehr oder weniger Abkömmlinge aus der Entwicklung (z. B. die Denudation alter Landoberflächen oder die Entwicklung von Wadi-Systemen) einer älteren Landschaft. Die Ergebnisse solcher Prozesse können im SHAWYAH-MA'AQLA-Gebiet beobachtet werden.

Eine weitere Voraussetzung für die Karstentwicklung, insbesondere des unterirdischen Karstes ist die Beziehung zwischen unterirdischen Fließsystemen und entsprechenden Vorflutbereichen, zu denen jedes hydraulische Potential hin orientiert ist. Um zu einer Vorstellung über die zeitliche Entwicklung einer derartigen Beziehung zu gelangen, sind typische morphologische Elemente, die erhalten geblieben sind, hilfreich. Unter gewissen Umständen ist es möglich Höhlengänge zu finden, die in einem bestimmten Niveau entwickelt sind, was auf eine stabile Phase der unterirdischen hydraulischen Verhältnisse hindeuten kann. Trotz einer tektonischen oder lithologischen Bindung der Höhlengänge, die zu lokalen Variationen führt, ist die Position des Vorflutbereiches und seine Lageänderung während der Zeit für das Gesamtsystem entscheidend. Jede Verlagerung des Vorflutbereiches auf ein tieferes Niveau führt zu einer Änderung der hydraulischen Bedingungen und damit zu einer Umgestaltung des morphologischen Erscheinungsbildes.

Gleichförmige hydraulische Bedingungen, wenn insbesondere die Lage des Vorflutbereiches über einen längeren Zeitraum stabil bleibt und wenn es keine größeren Potentialunterschiede zwischen den Vorflutpunkten und dem dazugehörigen Karstaquifer gibt, führen zur Entwicklung von Ganghorizonten wie es das Niveau I oder das Niveau II der UPM-Cave (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1) darstellt. Für die lokale Entwicklung unterirdischer Horizontalpassagen ist es ebenso möglich, daß ältere und/oder größer ausgeformte unterirdische Fließwege eine „innere“ Vorflutzone bilden (z. B. ein großer Höhlengang, s. Fig. 8.18). Für das gesamte Karstsystem ist jedoch nur der regional wirksame Vorflutbereich maßgebend, welcher ein größerer Fluß, eine größere Karstquelle oder auch der Meeresspiegel sein kann.

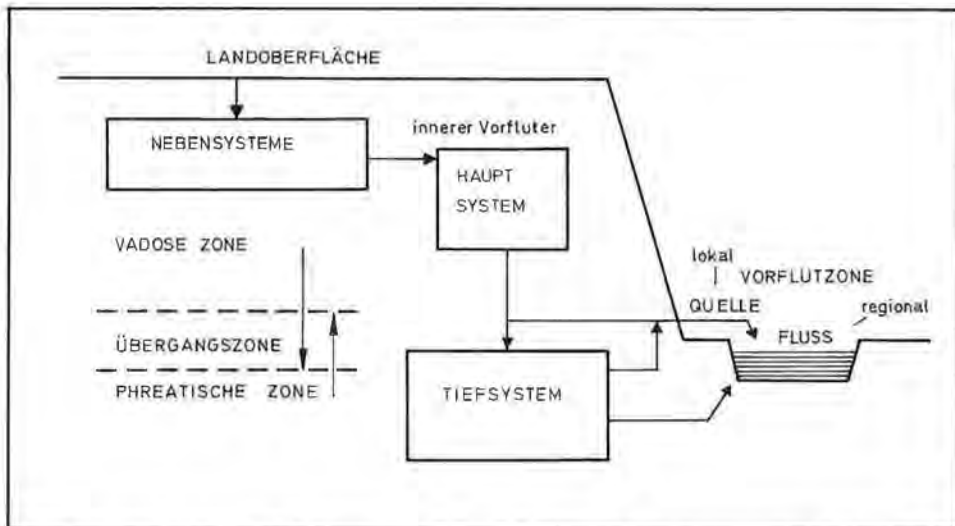


Fig. 8.18: Vereinfachtes Modell einer Beziehung zwischen Höhlenniveaus und Vorflutbereichen. Die Übergangszone markiert jenen Bereich, der je nach hydraulischen Bedingungen für eine bestimmte Zeitspanne einmal zur vadosen, ein anderes Mal zur phreatischen Zone gehört. Die Quelle soll hier symbolhaft für eine lokale Vorflut, der Fluß für eine regional wirksame Vorflut gelten. Die Bezeichnungen Neben-, Haupt- und Tiefsystem dienen ebenfalls nur deskriptiv einer besseren Veranschaulichung.

Um diese Bedingungen zu illustrieren, wurden drei Höhlen ausgewählt, die für die auftretenden Höhlentypen des Untesuchungsgebietes charakteristisch sind.

Die **OPEN-AIR-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 18)** ist ein Beispiel für den ältesten Typ (Höhlenruine). Sie wurde beinahe vollständig durch Oberflächendenudation zerstört und die Reste durch äolische Sedimente aufgefüllt. Dieser Höhlentyp ist meist in den höchstliegenden Landschaftsbereichen situiert.

Die **UPM-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-B 1)** repräsentiert den Typ der Horizontalhöhle mit niveaugebundenen Passagen in ein bis zwei Etagen. Dieser Typ ist für die SHAWYAH-Region charakteristisch.

Die **H 4-CAVE (Kat.Nr. 26-47-SW-H 4)** ist repräsentativ für die Vertikalentwicklung im N des Gebietes. Das bedeutet nicht notwendigerweise, daß dort keine Horizontalpassagen auftreten, sondern es bedeutet eher einen Übergang zu einem nächst tieferen Horizontalsystem.

Aus allen Untersuchungen können folgende Schlußfolgerungen zur Speläogenese abgeleitet werden. Die folgenden Anmerkungen sind möglicherweise nicht in der richtigen chronologischen Reihenfolge, aber markieren ausgeprägte Änderungen der Karstentwicklung (s. Fig. 8.19):

- Das höchstliegende Niveau mit den Höhlenruinen (z. B. **OPEN-AIR-CAVE, Kat.Nr. 26-47-SW-B 18**) und die Reste von großen Tropfsteinsäulen liegen vollständig im Tsm-Gebiet, doch der korrespondierende Felskörper war gut verkarstet. Unter vadosen Bedingungen konnten sich in dieser oberen Zone große Säulen bilden, möglicherweise unter Vegetationsbedeckung der Oberfläche in einem eher humiden Klima. Für die Höhlen im unmittelbaren Bereich um MA'AQLA ist allerdings auf Grund der tektonisch bedingten Aufwölbung von vornherein anzunehmen, daß nie eine Tsm-Auflage vorhanden war und die Höhlen sich dort unmittelbar im Umm er Radhuma Kalk entwickelten oder die Zeit zwischen Tsm-Ablagerung und Aufwölbung mit der damit verbundenen Erosion des Tsm zu kurz war, um auch im Tsm Höhlen zu entwickeln.
- Zur selben Zeit und auch später herrschten im Niveau-I- und Niveau-II-System (**UPM-Cave, Kat.Nr. 26-47-SW-B 1**) phreatische Bedingungen in Abhängigkeit von der Änderung des Vorflutbereiches, ob dies nun ein lokaler oder regionaler war. Eine Vielfalt von Lösungsprozessen formte die weitläufigen Horizontalpassagen.
- In einer Phase starker Denudation, die danach folgte, wurden die Produkte dieses Vorganges, insbesondere Sande, in die Höhlen transportiert und verfüllten diese vollständig. Die Relikte dieser rotbraunen Sedimente können heute noch als Kolkfüllungen vor allem im Niveau-I-System gefunden werden. Diese Füllung konnte erst erfolgen, als entsprechend fassungsfähige Hohlräume schon vorhanden waren und die Höhlen gegenüber der Tsm-bedeckten Landoberfläche geöffnet waren. Da die Formen des Niveau-I-Systems einen relativ hohen Reifegrad aufweisen, muß zur Prägung dieser Formen ausreichend lang Zeit zur Verfügung gestanden sein, so daß erst unter vadosen Bedingungen diese Verfüllung stattfinden konnte. Das nur mehr durch Tropfsteinreste charakterisierte heute nicht mehr vorhandene Stockwerk wurde in dieser und der nächsten Phase weitgehend zerstört.
- In einem weiteren Schritt wurden die Höhlengänge wieder ausgeräumt und der Denudationsprozeß fortgesetzt. In dieser Phase wurde kaum oder nur in untergeordnetem Ausmaß Grobmaterial (Kies, Steine) transportiert, da vom fluvialen Transport keinerlei Überreste von Grobmaterial in den Höhlen zu finden waren. In dieser Phase wurden weitere Kolke, Kolkrohren, Schächte und Schlote zu Höhleneingängen weiterentwickelt. Die Zerstörung des obersten Höhlenstockwerks wurde weitgehend abgeschlossen und erfaßte in den höheren Landschaftsteilen jene Höhlen, die heute gerade noch zusammenhängende Raumfolgen aufweisen.
- Es folgte der Übergang zum gegenwärtigen Entwicklungsstadium mit der Entstehung von weiteren Kollapsstrukturen und das beginnende Wiederauffüllen von Höhlen durch äolisch transportierten Sand oder der Transport von Lockersedimenten in die Höhlen nach exzessiven Niederschlägen.



- Während der Ausräumphase der Höhlengänge, möglicherweise unter vadosen bis semi-phreatischen Bedingungen, erreichte die Verkarstung wieder ein tieferes Niveau, u. U. jenes auf dem der DAHL ABU HASHAMI (Kat.Nr. 26-47-SW-B 9) gelegen ist. Das aus den oberen Etagen ausgeräumte Material wurde in die Tiefe transportiert (Auflösung einer möglichen karbonatischen Matrix der roten Reliktsedimente, weitere Silikatlösung der Quarzkomponenten unter korrespondierenden klimatischen Verhältnissen) und behindert heute eine rasche Vertikal-Drainage des Karstkörpers im Bereich unterhalb des Niveau I (vgl. zahlreiche Staumarken in den Höhlen und in der Umgebung von Schachteinstiegen). Eintretende Wässer werden zunächst lateral durch Schichtfugen transportiert, bevor sie dem heute über 100 m unter Gelände liegenden Wasserspiegel des phreatischen Bereiches zukommen.

Bei den speläologischen Untersuchungen wurde im wesentlichen nur ein – bezogen auf die heutige Landoberfläche – sehr seichtliegender Horizont befahrbarer Höhlen untersucht. Der Tiefgang befahrbarer Höhlen beträgt etwa 40 m, in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle liegen sie aber nur etwa 10 m unter der Oberfläche (Niveau I). Eine Zunahme der Tiefen von S nach N ist immerhin über eine Distanz von 60 km zu belegen. Aus Bohrprofilen (meist Strukturbohrungen der ARAMCO, die z. T. bis in die Aruma-Formation abgeteuft worden sind), kann bei den meisten dieser oberste Höhlenhorizont ebenfalls erkannt werden. Im Bereich MA'AQLA zeigte eine Bohrung (MAQL 802) auch in 75–80 m und 90–100 m tiefe Karsthohlräume; der statische Wasserspiegel lag bei –160 m unter Gelände. Bei den Bohrungen wurde je nach Standort im Relief (410–490 m ü.M.) der Wasserspiegel zwischen 130 m und 210 m unter Gelände angetroffen, im allgemeinen in einer Seehöhe von etwa 270 m ü.M. Diese Daten zeigen, daß der heute aktive Horizont, d. h. der heutige phreatische Bereich in den genannten Tiefen anzutreffen ist. Eine Erreichbarkeit über zugängliche Höhlen ist dabei sehr unwahrscheinlich, da die vertikale Durchlässigkeit zumindest unter den rezenten Verhältnissen gegenüber der lateralen stark

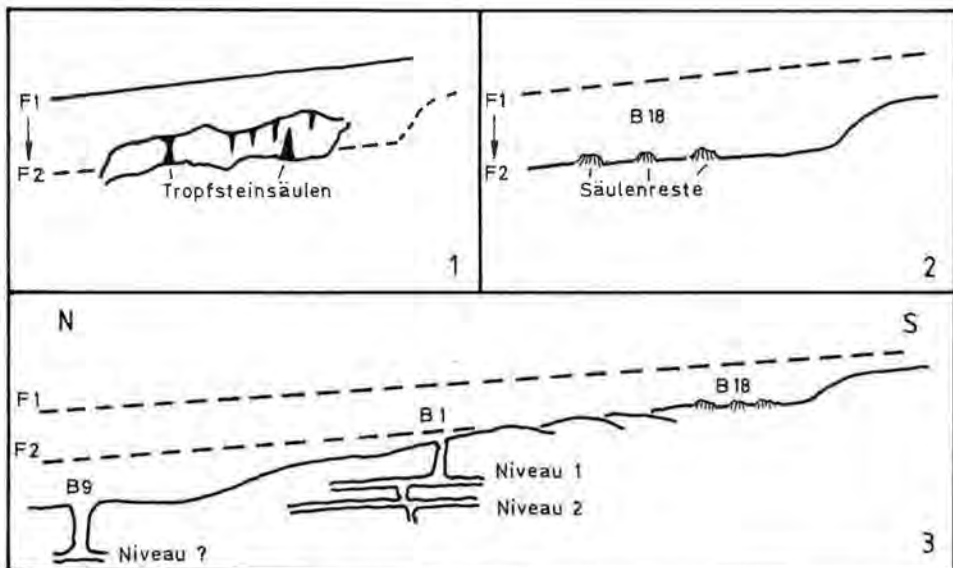





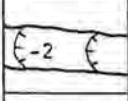
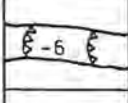
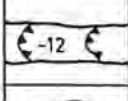
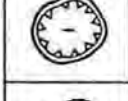
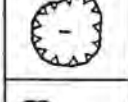
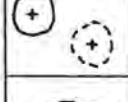


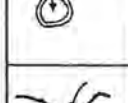
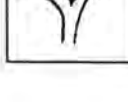
Fig. 8.19: Modell zur Höhlenentwicklung als Ergebnis der Landschaftsmorphogenese im As Summan Plateau. Die Teilbilder 1, 2 und 3 sollen schematisch die Altersabfolge darstellen. F 1, F 2 sind Landoberflächen (die Pfeile geben die Abtragungsrichtung an), B 1, B 9 und B 18 repräsentieren die Haupthöhlentypen.

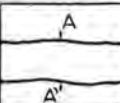
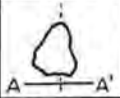
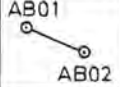










eingeschränkt erscheint. So konnten z. B. beim DAHL SHAWHAN I (Kat.Nr. 26-47-NW-D 5) im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes Überschwemmungsmarken um den Einstiegsschacht entdeckt werden, was nach der Planaufnahme der Höhle Rückstauhöhen nach Regenerignissen von mindestens 33 m ergab. Ein weiteres Indiz, daß ein tieferer Abstieg kaum möglich sein wird, bringt schon die Frage, wohin die rötlich-braunen Reliktsedimente aus dem Niveau-I-System verfrachtet worden sind. Dies kann nur in tiefere Teile des Karstkörpers erfolgt sein, so daß (hier hypothetisch angenommen) diese Verfrachtung und der nachfolgende bis in die gegenwärtige Zeit erfolgende Transport von Lockersedimenten wenn schon nicht die Ursache zumindest aber ein Faktor für eine weitere Verringerung der vertikalen Permeabilität ist. Eine allfällige karbonatische Matrix der heutigen Reliktsedimente wurde durch Lösung abtransportiert, der Rückstand – und das waren die groben Quarzkörner – könnte allenfalls nur durch hydrolytisch betonte Prozesse entfernt worden sein.

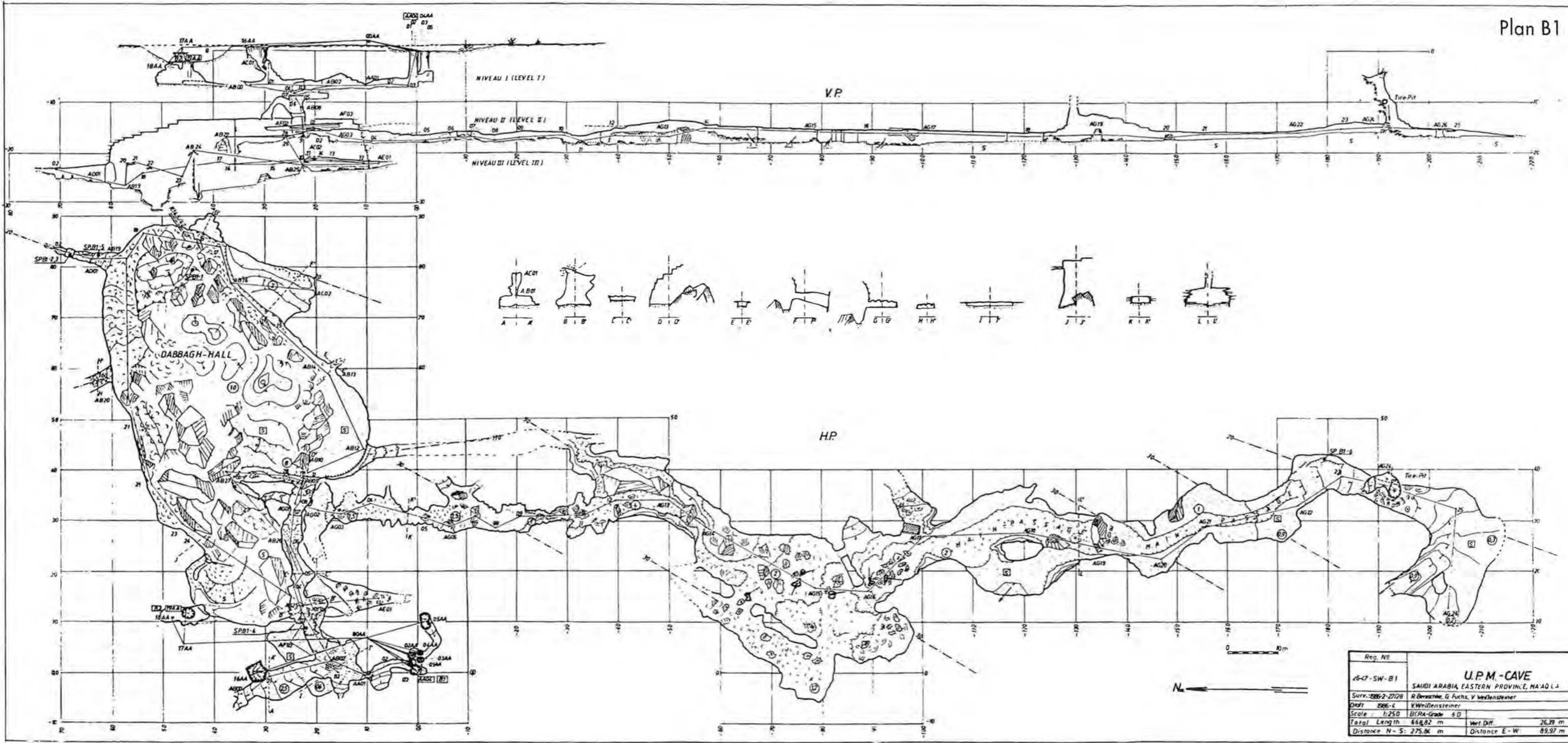
Richtungsmäßig ist entsprechend dem allgemeinen Schichtfallen der Umm er Radhuma Formation eine Entwicklung nach NE zu erwarten, wobei diese von immer jüngeren Sedimenten überlagert wird. Auch in diesen östlicher gelegenen Regionen kann – soweit in der Literatur dokumentiert ist (J. PINT, 1985) – eine bevorzugte Schachtentwicklung (z. B. beim DAHL SABSAB) erkannt werden, die aber dann mit den zugänglichen Höhlen auf die genannten jüngeren Gesteine beschränkt ist.

Offen muß nach den bisherigen Ergebnissen die Altersfrage bleiben, soweit sie aus den Datierungen der Speleotheme abzuleiten versucht wurde. Wie im entsprechenden Abschnitt erwähnt, wäre ein gezieltes geochronologisches Untersuchungsprogramm nötig. Dies würde insbesondere die genauere Datierung der alten Sinter betreffen und die Frage einer aus Sintern abzuleitenden jüngeren Feuchteperiode als etwa 40 000 Jahre BP.

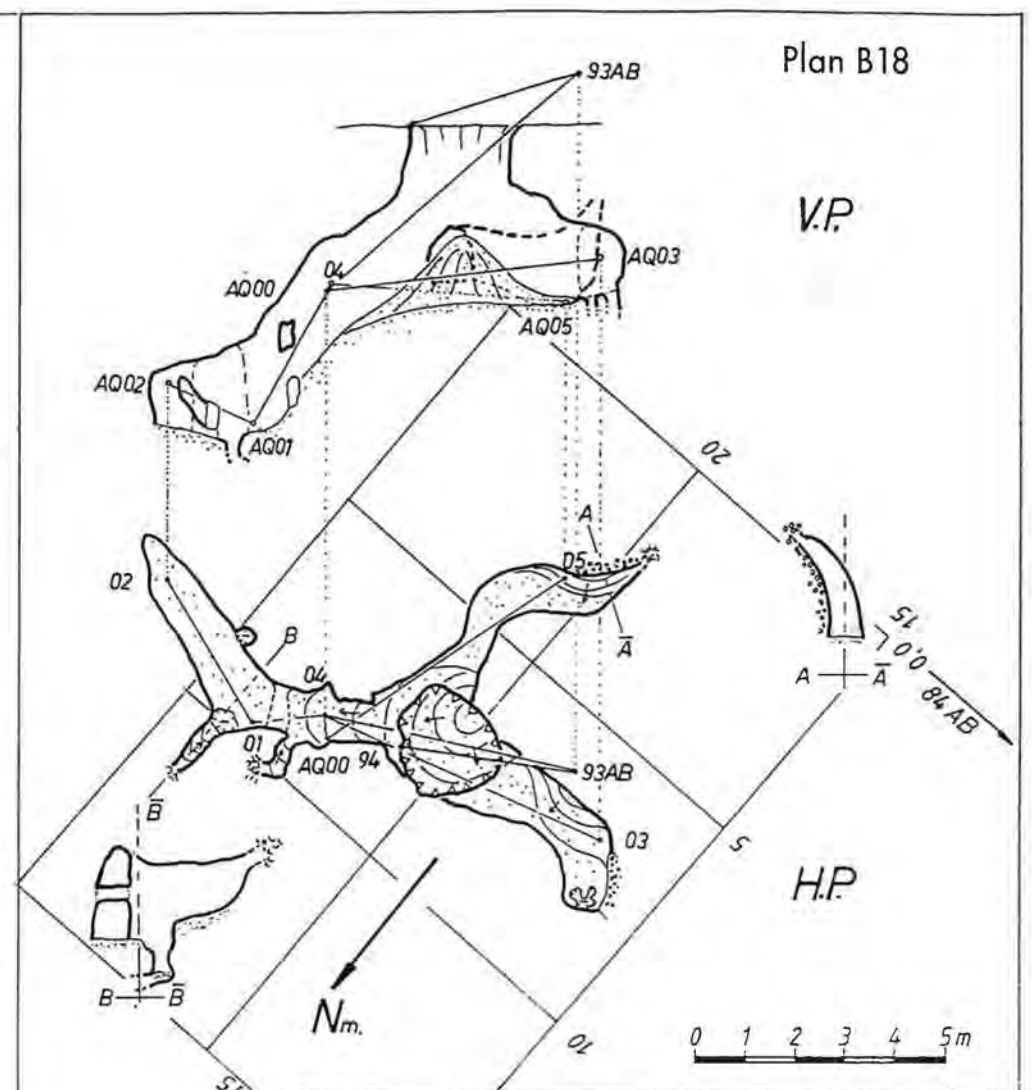
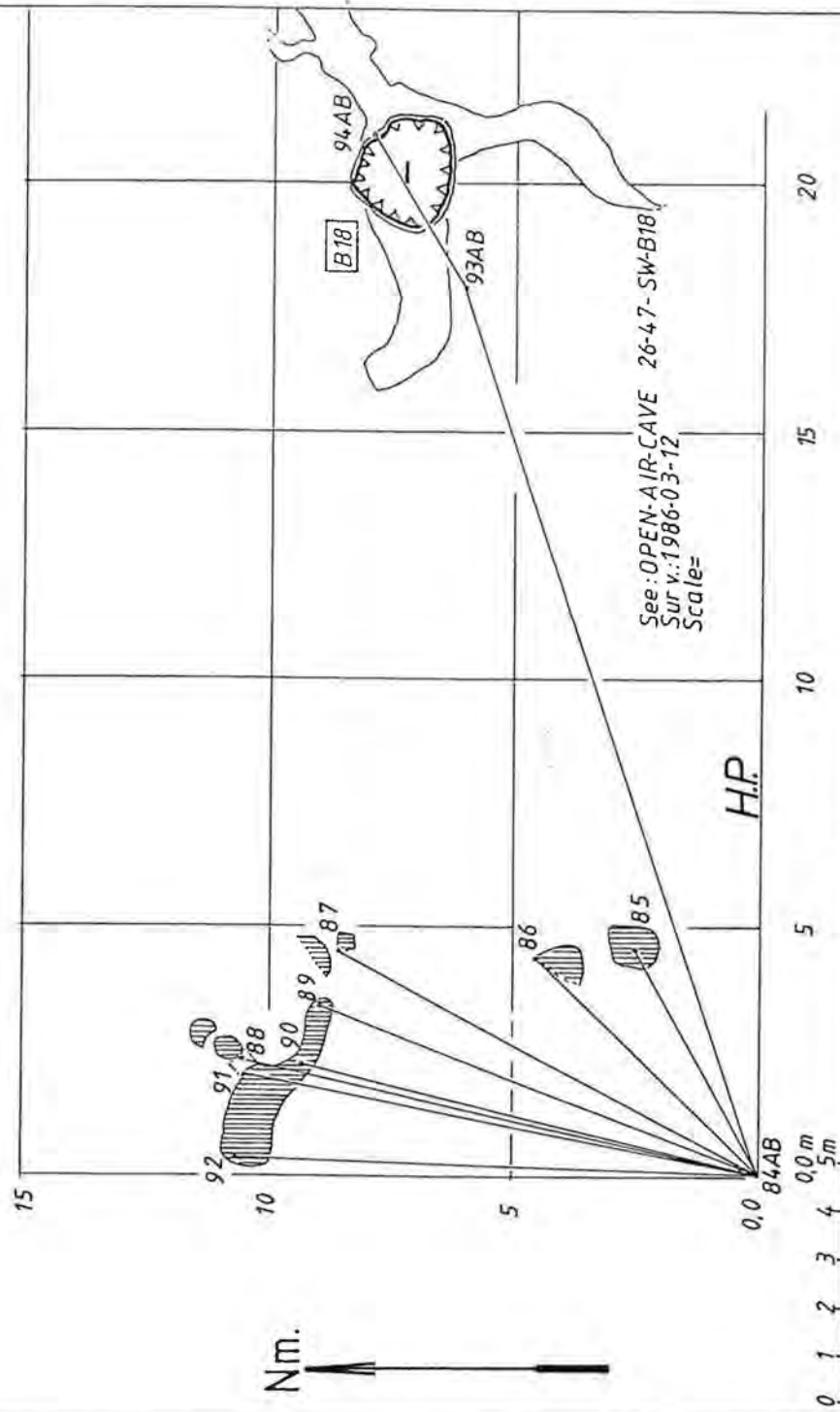
## Signaturenschlüssel zu den Höhlenkarten

	Gangbegrenzungslinien, strichliert ist ein unterlagernder Gang
	Strichliert zur Kennzeichnung eines unbekanntes Gangteiles
	Durchgezogene die Gangsohle quer durchziehende Linien kennzeichnen die Sohlenmorphologie, sie sind keine Isohypsen, die Pfeile markieren die Gefällsrichtung
	Gang mit senkrechter Felsstufe zwischen 0 und 5 m
	Gang mit senkrechter Felsstufe zwischen 5 und 10 m
	Gang mit senkrechter Felsstufe von mehr als 10 m
	Schacht mit Verbindung zur Oberfläche, die kleinen Zähnchen werden wie bei Felsstufen angewandt und markieren die Richtung des Steilabfalles
	Schacht innerhalb der Höhle
	Schlot innerhalb der Höhle (nur von unten zugänglicher Schacht)
	Gang mit Wasserbecken
	Unerforschte oder unvermessene Fortsetzung
	Wasserschwinde (trocken oder aktiv) im Grundriß
	Wasserschwinde (trocken oder aktiv) im Aufriß

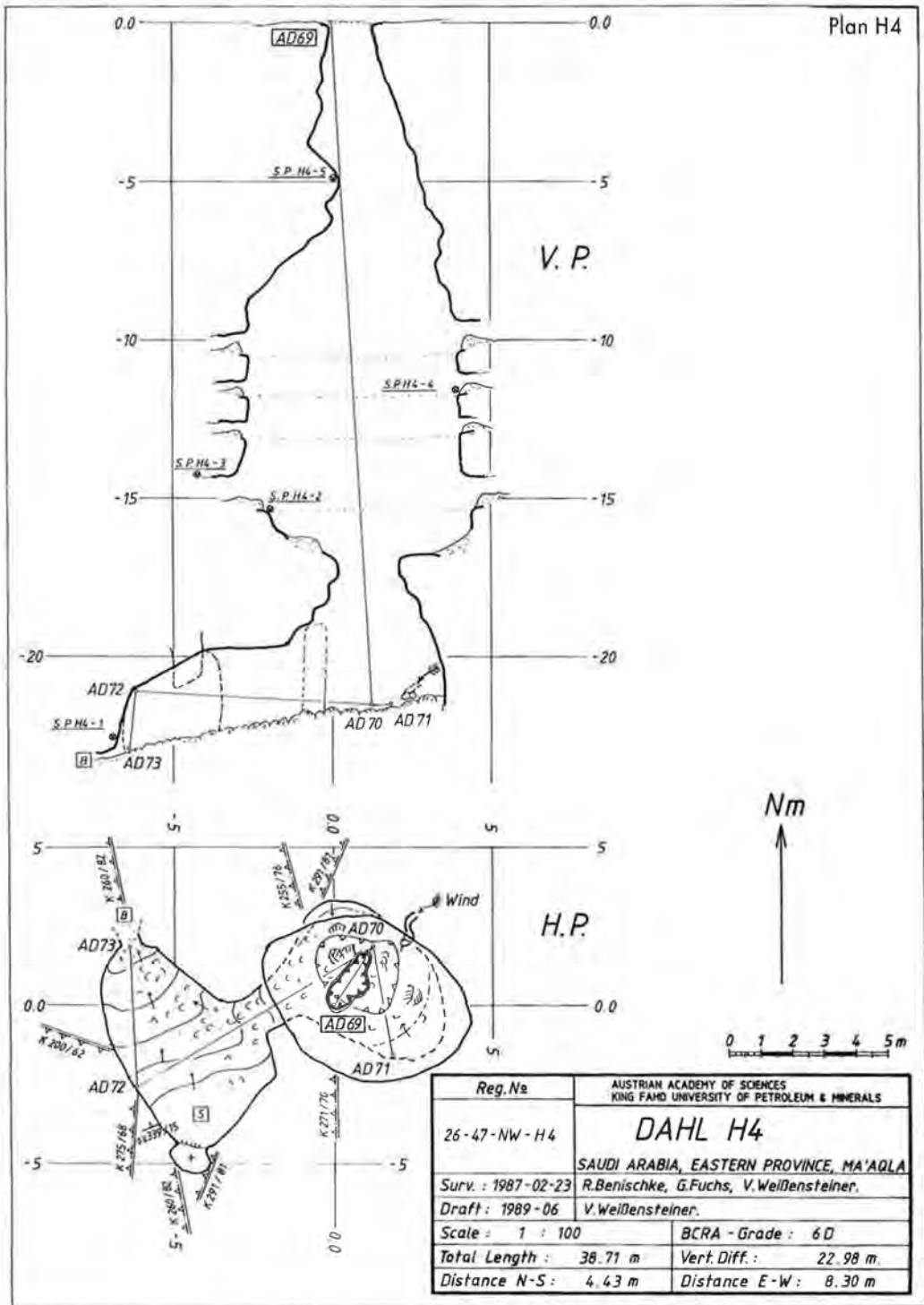
	Position des Profilschnittes AA' im Grundriß
	Profilschnitt des Ganges an der Position AA' im Aufriß
	Meßzug zwischen den Meßpunkten AB01 and AB02 (vermessen mit Kompaß and Klinometer)
	Höhe des Ganges (größte Distanz zwischen Sohle und Decke)
	Höhlenkatasternummer am Eingang
	Bezeichnung des Eingangspunktes der Höhle in einem Höhlenplan
	Beprobungspunkt (z.B. Nr. B 1-1)
	Art des akkumulierten Materials, S = Sand, C = Höhlenlehm, B = Fortsetzung blockiert durch Felstrümmer, Sand, Lehm etc.
	Gesteinstrümmer und größere Felsblöcke
	Feinkörniges Lockersediment (Sand etc.)
	Grobkörniges Lockersediment (Schutt, Kies, Schotter etc.)
	Kluft (nicht eingemessen aber mit genereller Richtung)
	Kluft oder Bruchfläche (eingemessen mit CLAR-Kompaß vertikal ( $\pm 2^\circ$ ), horizontal ( $\pm 2^\circ$ ), 2-45°, 45-88° + + - -
N m. H. P. V. P. MP	Magnetisch Nord Horizontalprojektion (Grundriß) Vertikalprojektion (Aufriß) Meßpunkt



Res. No.	U.P.M.-CAVE	
16-47-SW-B1	SAUDI ARABIA, EASTERN PROVINCE, HA'AD L.	
Surv. 1986-2-27/28	R. Benschke, G. Fuchs, V. Weidensteiner	
Draft 1986-c	V. Weidensteiner	
Scale 1:250	B/C/A-Grade 4/0	
Total Length	668.82 m	Vert. Diff. 26.39 m
Distance N-S	275.86 m	Distance E-W 89.97 m



Reg.No	<b>OPEN-AIR-CAVE</b>	
26-47-SW-B18	SAUDI ARABIA, EASTERN PROVINCE, MA'ALQ LA	
Surv.: 1986-3-12	R. Benischke, G. Fuchs, V. Weißensteiner.	
Draft: 1986-4	V. Weißensteiner.	
Scale:	BCRA-Grade 6 D	
Total Length:	24.59 m	Vert. Diff.: 6.85 m
Distance N-S:	6.30 m	Distance E-W: 11.70 m



## 9. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

### 9.1. Wasserwirtschaftliche Problemstellung

Der Bewirtschaftung von Grundwasservorkommen kommt im Rahmen der allgemeinen Wasserversorgung, insbesondere der Bereitstellung von Trinkwasser, ein hohes Maß an Verantwortung zu. Eine befriedigende Lösung dieser meist schwierigen wasserwirtschaftlichen Aufgabenstellung setzt sehr gründliche Kenntnisse der örtlichen hydrologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten voraus. Dies gilt besonders für die hydrologisch benachteiligten Regionen der Erde, wo durch die natürlichen Vorgänge der geringen Niederschlagsaktivität und hoher Verdunstung der Wassermangel vorgegeben ist. In diesen ariden bis semiariden Gebieten ist die aktuelle Grundwasserneubildung, soweit überhaupt vorhanden, von geringem Umfang und vielfach an spezielle hydrogeologische Randbedingungen geknüpft.

Viele der Grundwasservorkommen arider Gebiete stellen vornehmlich fossile Wässer dar, die während vergangener Feuchtzeiten in den Untergrund infiltriert sind. Obwohl dort z. T. gewaltige Reserven angelegt wurden, zeigt sich rasch, daß aufgrund der komplexen hydraulischen Zusammenhänge und direkter Übergänge von qualitativ hochwertigen Süßwässern zu stark mineralisierten Salinarwässern nur eine genaue Detailkenntnis der hydrogeologischen Verhältnisse eine sinnvolle und optimale Bewirtschaftung dieser Vorkommen möglich macht.

Im E Saudi Arabiens kann diese Problematik am für diese Region überhaupt wichtigsten Grundwasserleiter, dem UER-Aquifer, aufgezeigt werden. In den Oasen-gebieten entlang der Golfküstenregion werden fossile Grundwässer in den natürlich austretenden Quellen sowie heute in zunehmenden Maße in der Gesamtregion durch zahlreiche Tiefbohrungen für die verschiedenen Verwendungszwecke erschlossen und genutzt. Mit den hohen Förderraten wird jedoch in ein sehr komplexes System eingegriffen. Es besteht Gefahr, das natürliche Gleichgewicht zwischen rezenter Grundwasserneubildung und fossilen Grundwasserüberlauf einerseits und den bisher recht stationären Fronten zwischen den Süß- und Salzwässern andererseits zu stören und die weitere Nutzungsmöglichkeit des Aquifers einzuschränken.

Im Rahmen der hier vorliegenden Untersuchungen wurde angestrebt, in einem Pilotprojekt die Bedeutung umfassender interdisziplinärer Detailstudien für die Lösung konkreter wasserwirtschaftlicher Maßnahmen aufzuzeigen. Die Überprüfung der für das UER-Aquifersystem wichtigen aktuellen Grundwasserneubildung sollte beispielhaft innerhalb eines kleinen Teileinzugsgebietes vorgenommen werden. Die Ergebnisse sollten eine qualitative Orientierung ermöglichen und zugleich Basis für eine räumlich ausgedehntere Weiterbearbeitung durch örtliche Institutionen sein. Ziel wäre eine quantitative Bilanzierung des gesamten Grundwasseraufkommens des UER-Aquifers. Damit soll keineswegs die enorme Aufbauarbeit der verschiedenen Ingenieur- und Consultingbüros in der Erarbeitung des Grundwasserisatzustandes (z. B. ITALCONSULT, 1969; BRGM, 1977; GDC, 1980) in Zweifel gestellt, sondern die Notwendigkeit von darauf aufbauenden quantitativen Untersuchungen zur Erfassung aller Einflußgrößen des Gesamtsystems verdeutlicht werden.

### 9.2. Hydrogeologischer Befund

Die Ergebnisse des Untersuchungsprogramms dokumentieren sich in der systematischen Detailerfassung der erdwissenschaftlichen Grundlagen dieses Raumes, in



der klaren Herausarbeitung der hydrogeologischen und isotopenhydrologischen Charakteristik der Wässer und in der bilanzmäßigen Betrachtung einzelner Niederschlagsereignisse.

Als Untersuchungsgebiet wurde das As Sulb Plateau im Ausstrichsbereich der UER-Formation mit einer Größe von rund 1400 km<sup>2</sup> ausgewählt. Basis für die weitergehenden hydrogeologischen Überlegungen bildete unter Nutzung moderner Hilfsmittel, wie die der Luft- und Satellitenbilder, zunächst eine detaillierte geologische und erstmalig für das ostarabische Wüstengebiet auch eine großmaßstäblich (1 : 50 000) geomorphologische Kartierung. Unter Berücksichtigung der lithologischen Vielfalt und des geomorphologischen Formenschatzes ergibt sich ein konsistentes Bild der morphogenetischen Entwicklung aus dem sedimentären Ablagerungsraum des Tertiärs zur heutigen Landoberfläche. Die heutige Morphologie wird bestimmt durch vier Verebnungsniveaus. Abgesehen von der tiefsten und jüngsten sind die älteren Niveaus tertiären Alters und widerspiegeln ein wechselndes klimatisches Geschehen. Während im Tertiär Einschaltungen ausgeprägter Feuchtzeiten mit erosiver Zerschneidung wirksam waren, überwog im Quartär die aride Morphodynamik.

Für die Hydrogeologie ist die Verkarstung der UER-Kalke von besonderer Relevanz. Die gesamte Verkarstung ist als Ausdruck einer mehrphasigen Entwicklung zu betrachten, die bereits unmittelbar nach Ablagerung der Kalke im Eozän ihren Ausgang nahm.

Die Decken älterer, höher gelegener Höhlenetagen wurden z. T. schon im Tertiär wieder abgetragen und tiefere Stockwerke neu angelegt. Karstsenken und Poljen wurden sowohl als Folge- als auch Erbformen gebildet und wieder zerstört. Erdfälle und korrosive Karstschächte entstanden und wurden nachträglich verfüllt und abgetragen, wie von der Erosion gekappte mächtige Stalaktiten bzw. messerscharf abgeschnittene Schächte bezeugen. Letztere, die sog. Dahls, bilden heute die vertikalen Verbindungen von der Oberfläche bzw. von Höhlenetagen zum ungespannten derzeitigen Karstwasserspiegel in etwa 130 m Tiefe.

Hilfreich für die Diskussion der Entwicklung der Verkarstung waren schließlich die Ergebnisse der speläologischen Feldarbeiten, deren fachliche Auswertung für den arabischen Raum erstmalig sein dürfte. Es ist zu hoffen, daß diese detaillierten Erkundungen und Auswertungen mit den auf genaue geodätische Vermessung fußenden Höhlenplänen über diese Untersuchungen hinaus Verwendung finden.

Die Bedeutung der Höhlen ist sowohl in Form der Schachthöhlen (Dahls), als auch der Horizontalhöhlen für die rezente Ergänzung des Karstgrundwassers signifikant. In die Schachthöhlen stürzen nach Niederschlagsereignissen gewaltige Mengen von Oberflächenabflüssen. Bei einer Luftfeuchtigkeit von nahezu 100% perkolieren die Wässer praktisch ohne weitere Verdunstungsverluste in die Tiefe.

Dies leitet über zur zentralen Frage des Umfanges der Grundwasserneubildung in den verkarsteten Ausstrichsbereichen der Umm er Radhuma Formation. Ursprünglich ging man von einer Nullrate der Grundwasserneubildung unter den rezent ariden Klimabedingungen aus. Bereits die Untersuchungen von T. DINCER et al. (1972) zeigten, daß selbst unter den die Verdunstung fördernden Bedingungen einer Dünenüberdeckung eine, wenn auch sehr geringe, Tiefensickerung stattfindet. Von GDC (1980) wurde für den zentralen Abschnitt des As Summan Plateaus bereits eine mittlere jährliche Neubildungsrate von 8 mm abgeschätzt. Unsere detaillierten Untersuchungen bezüglich des Infiltrationsvermögens von verschiedenen Wüstenböden sowie von Kleineinzugsgebieten im Karst des As Sulb Plateaus ergaben Ver-

sickerungsanteile von über 47% des Niederschlagsmittels. Nach Überschreiten einer gewissen Infiltrationspufferkapazität nimmt der Oberflächenabfluß zu den Karstschächten linear mit der Niederschlagsmenge des Einzelereignisses zu. So ergibt sich aus den beobachteten Niederschlagswerten der letzten 16 Jahre eine Grundwasser-Neubildungsrate von 44 mm/a, entsprechend einer jährlichen Grundwasserneubildung von 25 Mill. m<sup>3</sup> allein bezogen auf das rund 560 km<sup>2</sup> große Verkarstungsgebiet zwischen Ma'aqla und Shawyah.

Leider war durch die beschränkte Zahl der zur Verfügung stehenden Wasserbohrungen im Bereich des As Sulb Plateaus eine Verfolgung und Erfassung des in die Tiefe perkolierenden Wassers und dessen Auswirkung auf das 130–180m unter Geländeoberkante anstehende, ungespannte Karstwasser kaum möglich. Längerfristige Kontrollmessungen der Karstwasserstände und regelmäßige Probennahmen über größere Zeiträume, um die Veränderungen des Wasserchemismus zu überprüfen, standen nicht zur Verfügung.

Die einzelnen vorgenommenen hydrochemischen und isotopehydrologischen Untersuchungen zeigen zunächst eine Entwicklung von erdalkalisch-sulfatischen zu stärker alkalisch-chloridischen Wässern, wie dies auch dem überregionalen Trend im gespannten Grundwasserleiter der UER-Formation entspricht. Isotopenmäßig konnte nur in einer Probe die Beimischung der rezenten Neubildung über den Tritiumgehalt bestätigt werden. Hier wären weitergehende langfristige Reihenuntersuchungen aufschlußreich.

Für den Abstrom im Grundwasserleiter liefern die hydrochemischen Befunde der Beprobung im nach E gespannten Aquifer wichtige Hinweise. Durch Auswertung der chemischen Trend-Entwicklung ergibt sich ein bevorzugter Abstrom aus dem As Sulb Plateau über das Wadi Al Miyah nach E in die Küstenregion zwischen Al Qatif und Dhahran. Dort vermischen sich diese Wässer mit einem zweiten aus SW kommenden Teilstrom, der als Folge anderer lithologischer Rahmenbedingungen von dominant chloridischer Natur ist und in Abstromrichtung bei den Kationen eine zunehmende Alkalisierung erkennen läßt.

### 9.3. Künftiger Forschungsbedarf

Die Ergebnisse der hier vorgelegten Pilotstudie lassen für den Ausstrichsbereich der verkarsteten Umm er Radhuma Kalke eine deutlich über den bisherigen Annahmen liegende rezente Grundwasserneubildung erkennen. Läßt sich dieser aus einem kleinen Teileinzugsgebiet abgeleitete Befund auf das gesamte Einzugsgebiet übertragen, ergibt sich für die Bewirtschaftung des Gesamtsystems die Notwendigkeit einer konzeptionellen Neuüberlegung.

Zunächst geht man noch von einem allmählichen Leerlaufen eines im wesentlich in früheren Feuchtzeiten aufgefüllten Aquifersystems aus. Unter dieser Annahme kann dessen hydrodynamisches Verhalten infolge eines daraus abzuleitenden riesigen Speicherraumes als mehr oder weniger stabil betrachtet werden. Besteht dagegen ein empfindliches dynamisches Gleichgewicht zwischen dem bisherigen Austrag und der langjährigen Grundwasserneubildung könnte es bei einer wesentlich über der Neubildung liegenden Überbeanspruchung relativ rasch zu einer Veränderung des chemischen Verteilungsmusters im Gesamtaquifer kommen. Durch verstärkte Absenkung in den durch niedrige Mineralisierung ausgezeichneten bevorzugten Abstrombereichen könnten zunehmend hoch mineralisierte Wässer aus den Randzonen einwandern und die weitere Nutzung dieser Wässer einschränken.

Für die praktischen Belange der weiteren Wassererschließung ergibt sich daher der dringende Bedarf, die für den Gesamtaquifer qualitative Aussage bezüglich der Grundwasserneubildung durch Erhebungen in der gesamten UER-Ausstrichszone zu quantifizieren und bilanzmäßig auszuwerten. Hierzu wären Detailuntersuchungen zur Intensität der Verkarstung sowie zur Ermittlung der Flächenanteile von offenem und bedecktem Karst erforderlich. Die direkte Untersuchung von Infiltrationsmengen in den ungespannten Aquifer der UER-Ausstrichszone über hydraulische, hydrochemische und isotopische Verfahren könnte wichtige Anhaltspunkte über die Auswirkung und zeitliche Steuerung der durch die Grundwasserneubildung ausgelösten hydrodynamischen Vorgänge in der gesättigten Zone liefern. Hydrochemische und isotopehydrologische Befunde aus dem Gesamtaquifer könnten zusammen mit den hydraulischen Daten für eine Modellierung der Abflußbedingungen herangezogen werden. Diese Ergebnisse könnten schließlich den Maßstab für die weitere Entwicklung und den Ausbau der künftigen Wassernutzung bilden und damit eine sinnvolle Bewirtschaftung der vorhandenen Grundwasserressourcen ermöglichen.

## Literatur

- ABDUL RAZZAK, M. J., A. U. SORMAN & A. S. AL-HAMES (1989): Water balance approach under extreme arid conditions – case study of Tabalah-basin, Saudi Arabia. – *Hydrological Processes*, 3, 107–122.
- AL-SAAFIN, A. K., T. A. BADER, H. HÖTZL, W. SHEHATA, S. WOHNLICH & J. G. ZÖTL (1990): Groundwater Recharge in an Arid Karst Area in Saudi Arabia. – *Selected Papers on Hydrogeology*, 1, 29–41, Hannover (Heise).
- AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds., 1978): Quaternary Period in Saudi Arabia. 1: Sedimentological, Hydrogeological, Hydrochemical, Geomorphological and Climatological Investigations in Central and Eastern Saudi Arabia. – XI, 335 S., Vienna/New York (Springer).
- ANDERSON, E. C., W. F. LIBBY, S. WEINHOUSE, A. F. REID, A. D. KIRSCHENBAUM & A. V. GROSSE (1947): Natural Radiocarbon from Cosmic Radiation. – *Phys. Rev.*, 72, 931–936.
- BACIEWICZ, W., D. M. MILLNER & M. NOORI (1982): Hydrogeology of the Umm er Radhuma Aquifer, Saudi Arabia with reference to fossil gradients. – *Q. J. Eng.-Geol.*, 15, 105–126, London.
- BACK, W. & J. G. ZÖTL (1975): Application of Geochemical Principles, Isotopic Methodology and Artificial Tracers to Karst hydrology. – *Hydrogeology of Karstic terrains*, International Union of Geol. Science, Series B, No. 3, Paris (IAH).
- BAYER, H. J., H. HÖTZL, A. R. JADO, B. ROSCHER & W. VOGGENREITER: Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Sea margin. – *Tectonophysics*, 153, 137–151.
- BENISCHKE, R., G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER (1986): Karstphenomena of the Arabian Shelf Platform and their Influence on Underground Aquifers. First Report. Speleological Investigations in the Shawyah-Ma'aqla Region, Eastern Province, Saudi Arabia. – Unpubl. Rep., 57 S., Graz.
- BENISCHKE, R., G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER (1987): Speläologische Untersuchungen in Saudi Arabien (Eastern Province, As-Summan-Plateau, Region Ma'aqla). – *Die Höhle*, 38/3, 61–76, Wien.
- BENISCHKE, R., G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER (1988): Karstphenomena of the Arabian Shelf Platform and their Influence on Underground Aquifers. Second Report. Speleological Investigations in the Shawyah-Ma'aqla Region, Eastern Province, Saudi Arabia. – Unpubl. Rep., Vol. I, 59 S., Graz.
- BENISCHKE, R., G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER (1989): Karstphenomena of the Arabian Shelf Platform and their Influence on Underground Aquifers. Third Report. Speleological

- Investigations in the Shawyah–Ma'aqla Region, Eastern Province, Saudi Arabia. – Unpubl. Rep., Vol. I, 109 S., Graz.
- BENISCHKE, R., G. FUCHS & V. WEISSENSTEINER (1991): Karstphenomena of the Arabian Shelf Platform and their Influence on Underground Aquifers. Fourth Report. Speleological Investigations in the Shawyah–Ma'aqla Region, Eastern Province, Saudi Arabia. – Unpubl. Rep., Vol. I, 70 S., Graz.
- BERGMANN, C. (1990): Flucht in die Wüste. – *Geo*, 1990 (12), 84–106, Hamburg (Gruner & Jahr).
- BIBBY, T. G. (1973): Preliminary Survey in East Arabia 1968. Reports of the Danish Archaeological Expedition to the Arabian Gulf, Vol. 2. – *Jutland Archaeolog. Soc. Publ.*, Vol. XII, 55–57, Copenhagen (Gyldendal).
- BLÜMEL, W. D. (1982): Calcretes in Namibia and SE-Spain; Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. – *Catena Suppl.*, 1, 67–82, Braunschweig.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. – 292 S., New York (Springer).
- BORK, H.-R. & H. ROHDENBURG (1984): Eine Methode zur Messung der Infiltrationskapazität im Feld an extrem stark bis nicht geneigten Standorten mit einem Doppelring-Infiltrometer. – *Landschaftsökologisches Messen und Auswerten*, 1.1, 19–27, Braunschweig.
- BRAMKAMP, R. A. & L. F. RAMIREZ (1958): Geologic Map of the Northern Tuwayq Quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia. – U.S. Geol. Survey, Misc. Geol. Investig. Map I-207 A, 1: 500 000, Washington.
- BRGM – BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES, PARIS (1977): Al Hasa development Project, Ground Water Resources Study and Management Programme. – Unpubl. Rep., Ministry of Agriculture and Water, Riyadh.
- BÜDEL, J. (1977): Klima-Geomorphologie. – 304 S., Berlin (Bornträger).
- CHAPMAN, R. W. (1978): Geology. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – 4–18, Wien/New York (Springer).
- COURBON, P. (1985): Puits sans Petrole au Pays de L'Or Noir (Explorations en Arabie Saoudite). – *Grottes et Gouffres*, No. 95 (Mars 85), 19–21, Paris (Spéléo-Club de Paris).
- CRAIG, H. & L. I. GORDON (1956): Deuterium and oxygen-18 variations in the Ocean and the marine atmosphere. – In: TONGIORGI, E. (Eds.): Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. – Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologica Nucleare, 9 S., Pisa.
- CURL, R. (1966): Scallops and Flutes. – *Trans. Cave Res. Group Great Britain*, 121–160.
- CURL, R. (1975): Ableitung der Fließgeschwindigkeit in Höhlen aus den Fließfacetten. – *Mitt. Verb. Deutscher Höhlen- u. Karstforscher*, 21 (3), 49–55, München.
- DAVIES, W. E. (1949): Features of cavern break-down. – *Bull. Nat. Spel. Soc. Am.*, 11, 34–35.
- DAVIS, B. L. (1983): Voids between the Dunes. – *NSS News*, Nov. 1983, 278–284, Huntsville (Nat. Spel. Soc.).
- DAVIS, S. N. & R. J. M. DE WIEST (1966): Hydrogeology. – 463 S., New York (Wiley).
- DAVISON, W. D. jr. (1985): An Overview of Karst in the Sultanate of Oman. – *NSS Bulletin*, 47 (1), 64, Huntsville (Nat. Spel. Soc.).
- DAVISON, W. D. jr. (1985): Majlis Al Jinn Cave, Sultanate of Oman. – Report PAWR 85-20 (Oct. 1985), 17 S., Muscat (Public Authority for Water Resources).
- DAVISON, W. D. jr. (1985): The Caves of the Selma Plateau, the Sultanate of Oman. – *NSS Bulletin*, 47 (1), 62, Huntsville (Nat. Spel. Soc.).
- DAVISON, W. D. jr. (1990): Meeting Place of the Spirits. – *Aramco World*, 41 (5), 16–23, Dhahran, Saudi Arabia (Saudi Arabian Oil Company).
- DE JONG, R. L., H. YAZICIGIL & R. I. AL-LAYLA (1989): Szenario planing for Water Resources: Saudi Arabian case study. – *Water International*, 14, 6–12.
- DINCER, T., B. R. PAYNE, C. K. YEN & J. G. ZÖTL (1972): Das Tote Gebirge als Entwässerungstypus der Karstmassive der nordöstlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen). – *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 24, Graz.
- DINCER, T., A. AL-MURGRAIN & V. ZIMMERMANN (1974): Study of the Infiltration and Recharge through the Sand Dunes in Arid Zones with Special References to the Stable Isotopes and Thermonuclear Tritium. – *J. Hydrol.*, 23, 79–109, Amsterdam.
- EDGELE, H. S. (1990): Karst in Northeastern Saudi Arabia. – *Journal of King Abdul Aziz Univ., Earth Sci.*, Vol. 3, (Spec. Iss.), 1<sup>st</sup> Saudi Symp. on Earth Sci., 81–94, Jeddah, Saudi Arabien.

- ELLIS, B. (1976): Surveying Caves. – 88 S., Bridgwater, UK (Brit. Cave Res. Grp.).
- FELBER, H., H. HÖTZL, V. MAURIN, H. MOSER, W. RAUERT & J. G. ZÖTL (1978 a): Gulf Coastal region and his hinterland. Sea fluctuations during the Quaternary period. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – 50–57, Wien/New York (Springer).
- FELBER, H., H. HÖTZL, V. H. MOSER, W. RAUERT & J. G. ZÖTL (1978 b): Karstification and geomorphogeny of the As Sulb Plateau. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – 166–172, Wien/New York (Springer).
- FINK, M. H. (1965): Vergleichende Übersicht der für Höhlenpläne vorgeschlagenen und verwendeten Signaturen. – 3. Int. Kongr. f. Speläologie, Akten, Bd. V, 161–168, Wien.
- GAUER, J. (1991): Bodenentwicklung und Bodengesellschaften vom Mittelmeer zur Qattara Depression in Nordwestägypten. – Berliner geowiss. Abh., A136, 171 S., Berlin.
- GDC–GROUNDWATER DEVELOPMENT CONSULTANTS (1980): Umm er Radhuma Study. – Draft Final Report, Vol. 1–6, Ministry of Agriculture and Water, Riyadh (Unpubl. Rep.).
- GEYH, M. A. (1987): Unpubl. Rep. (1987-11-11). – 14-C & 3-H Laboratory, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Hannover.
- GEYH, M. A. (1988): Unpubl. Rep. (1988-03-21). – 14-C & 3-H Laboratory, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Hannover.
- GOUDI, A. S. (1973): Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. – Oxford research studies in Geography, 174 S. Oxford.
- GRODZICKI, J. (1985): Genesis of the Nullarbor Plain caves in southern Australia. – Z. Geomorph. N.F., 29 (1), 37–49, Berlin/Stuttgart.
- HÖTZL, H., C. JOB & J. G. ZÖTL (1977): Saudi Arabien: Wann ist das Grundwasser erschöpft. – Umschau, 77, 518–519, Frankfurt.
- HÖTZL, H., V. MAURIN & J. G. ZÖTL (1978): Geologic history of the Al Hasa area since the Pliocene. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – Vol. 2, 58–77, Wien/New York (Springer).
- HÖTZL, H. & J. G. ZÖTL (1984): Hydrogeology. – In: JADO, A. R. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – Vol. 2, 246–263, Wien/New York (Springer).
- HÖTZL, H. & J. G. ZÖTL (1978): Climatic Changes During the Quaternary Period. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – Vol. 2, 301–311, Wien/New York (Springer).
- HÖTZL, H., A. R. JADO, H. MOSER, W. RAUERT & J. G. ZÖTL (1984): The Youngest Pleistocene. – In: JADO, A. R. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – Vol. 2, 314–324, Wien/New York (Springer).
- HÖTZL, H., A. R. JADO, H. MOSER, W. RAUERT & J. G. ZÖTL (1984): Geochronology and Climate of the Quaternary: Climatic Fluctuations in the Holocene. – In: JADO, A. R. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. Vol. 2, 301–313, Wien/New York (Springer).
- HÖTZL, H., H. MOSER, W. RAUERT, M. WOLF & J. G. ZÖTL (1984): Problems involved in  $^{14}\text{C}$  Age Determination in Carbonates. – In: JADO, A. R. & J. G. ZÖTL (Eds., 1984): Quaternary Period in Saudi Arabia. – Vol. 2, 325–331, Wien/New York (Springer).
- HÖTZL, H. & B. H. PURSER (1988): The sedimentary evolution of the Red Sea rift: a comparison of the northwest (Egyptian) and north east (Saudi Arabian) margins. – Tectonophysics, 153, 193–208.
- HÖTZL, H., A. R. JADO & B. ROSCHER (1989): Development of sedimentation along the Saudi-Arabian Red Sea coast. – In: Sonderforschungsbereich 108: Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre. – Univ. Karlsruhe, Berichtsband 1987–1989, 863–890, Karlsruhe.
- IRTEM, O. & A. WASIM (1987): Karstphenomena of the Arabian Shelf Platform and their Influence on Underground Aquifers. Stratigraphy and Sedimentology. – Unpubl. Rep., 3, Dhahran, Saudi Arabia.
- ITALCONSULT (1969): Water and Agricultural Development Studies for Area IV, Kingdom of Saudi Arabia. – Unpubl. Rep., Ministry of Agriculture and Water, Riyadh.
- IVANOVICH, M. & R. S. HARMON (Eds., 1982): Uranium Series Disequilibrium, Applications to Environmental Problems. – 571 S., Oxford (Clarendon Press).

- JADO, A. R. & J. G. ZÖTL (Eds., 1984): Quaternary Period in Saudi Arabia. Volume 2: Sedimentological, Hydrogeological, Hydrochemical, Geomorphological, Geochronological and Climatological Investigations in Western Saudi Arabia. – XII, 361 S., Vienna/New York (Springer).
- JADO, A. R., H. HÖTZL & B. ROSCHER (1990): Development of Sedimentation Along the Saudi Arabian Red Sea coast. – *Journal of King Abdul Aziz Univ., Earth Sci.*, Vol. 3 (Spec. Iss.), 1<sup>st</sup> Saudi Symp. on Earth Sci., 47–62, Jeddah, Saudi Arabien.
- JAMES, J. (1990): The Nullarbor Plain: A New Theory. – *SUSS Bull.*, 29 (3), 62–63, Sydney (Sydney Univ. Spel. Soc.).
- JAMES, J., P. ROGERS & A. P. SPATE (1989): The Role of Mixing Corrosion in the Genesis of the Caves of the Nullarbor Plain, Australia. – *Proc. 10<sup>th</sup> Int. Congr. of Speleology, Budapest*, 13.–20. August 1989, 263–265, Budapest.
- JOB, C. (1978): Hydrochemical Investigations in the Areas of Al Qatif and Al Hasa with Some Remarks on Water Samples from Wadi Al Miyah and Wadi As Sahba near Haradh. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – 93–135, Wien/New York (Springer).
- KAISER, K., E. K. KEMP, A. LEROI-GOURHAN & H. SCHULT (1973): Quartärstratigraphische Untersuchungen aus dem Damaskus-Becken und seiner Umgebung. – *Z. Geomorph. N.F.*, 17 (3), 263–353, Berlin/ Stuttgart.
- LANE, J. L. (1985): Estimating Transmission Losses. – *Proceedings „Development and Management Aspects of Irrigation and Drainage Systems“ IR Div., ASCE/San Antonio, TX.*
- LERNER, D. N., A. S. ISSAR & I. SIMMERS (1990): Groundwater Recharge. – *A Guide to Understanding an Estimating Natural Recharge.* – *Int. Cont. to Hydrogeology*, 8, 345 S., Hannover (Heise).
- LIBBY, W. F. (1946): Atmospheric Helium Three and Radiocarbon from Cosmic Radiation. – *Phys. Rev.*, 69, 671–672.
- LOWRY, D. C. & J. N. JENNINGS (1974): The Nullarbor karst Australia. – *Z. Geomorph. N.F.*, 18 (1), 35–81, Berlin/Stuttgart.
- MCCLURE, H. A. (1976): Radiocarbonchronology of Late Quaternary Lakes in the Arabian Desert. – *Nature*, 263, 755–756, London.
- MCCLURE, H. A. (1978): Ar Rub Al Khali. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – 252–263, Wien/New York (Springer).
- MIDDLETON, A. (1985): Oman 85. – *Stafford Speleo Journal*, 1 (May), 1–4, Stafford, U.K..
- MIDDLETON, J. R. (1978): Some Notes on the World Caving Scene, Asia. – *Caves & Caving*, No. 1 (Aug. 1978), 2–11, Bridgwater, UK (Brit. Cave Res. Assoc.).
- MOAW – KINGDOM OF SAUDI ARABIA, MINISTRY OF AGRICULTURE AND WATER RESOURCES DEVELOPMENT DEPARTMENT (1983): National Water Plan of Saudi Arabia. – *Water Resources*, Vol. 3, Final Draft, Riyadh (Unpubl. Rep.).
- MOSER H. & W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – 400 S., Berlin/Stuttgart (Bornträger).
- MOSER H. (1980): Isotopes as a tool for Investigating Al Qatif and Al Hasa Water Samples. – *Arid zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques*, Wien (IAEA).
- MYERS, R. (1984): In search of caves: No. 1. – *Saudi Arabia. – Craven Pothole Club Journal*, 6 (5–6), 226–228, Skipton, U.K..
- NAIMI, A. I. (1965): The Groundwater of Northeastern Saudi Arabia. – *Fifth Arab. Petroleum Congress*, March, 16–23, Cairo.
- PETERS, D., J. PINT & N. KREMLA (1990): Karst Landforms in the Kingdom of Saudi Arabia. – *NSS Bulletin*, 52 (1), 21–32, Huntsville (Nat. Spel. Soc.).
- PHILBY, H. S. (1925): *Das geheimnisvolle Arabien.* – 2 Bde., 365 S., 320 S., Leipzig (Brockhaus).
- PIEKE, J. G. (1985): Ground Water Resources and Development in the central region of the Arabian Gulf. – *IAH-memoires of the 18<sup>th</sup> congress: Hydrogeology in the service of man*, 18/2, 46–55, Cambridge (IAHS).
- PINT, J. (1985): The Caves of Ma'aqla. – *NSS News*, Sept. 1985, 277–282, Huntsville (Nat. Spel. Soc.).
- PINT, J. & D. PETERS (1985): The Caves of Ma'aqla. – Unpubl. Rep., 8 S..
- POWERS, R. W. (1968): Arabia Séoudite. – *Lexique Stratigr. Intl.*, 3, 10 b, 1, 177 S., Paris.
- POWERS, R. W., L. F. RAMIREZ, C. D. REDMOND & E. L. JR. ELBERG (1966): *Geology of the Arabian*

- Peninsula. – Sedimentary geology of Saudi Arabia. – U.S. Geol. Survey prof. Paper 560D, 147 S.
- RAUERT, W. (1987): Unpubl. Rep. (1987-01-09) on  $^{14}\text{C}$ -Dating. – Inst. f. Hydrologie, GSF, München.
- RUELLAN, A. (1971): Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profile calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental). – ORSTOM, 302 S., Paris.
- SARNTHEIN, M. (1978): Sand deserts During Glacial Maximum and Climatic Optimum. – Nature, 272, 24–45, London.
- SARNTHEIN, M. (1979): Sand deserts During Glacial Maximum and Climatic Optimum. – Nature, 272, 355–358, London.
- SARNTHEIN, M. (1972): Sediments and history of the postglacial transgression in the Persian Gulf and the northeastern Gulf of Oman. – Marine Geol., 12, 245–266, Amsterdam.
- SCHYFSMA, E. (1978): As Sulb Plateau – General Geology. – In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (Eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia. – 163–166, Wien/New York (Springer).
- SEEMANN, R. (1986): Unpubl. Rep. GHI 38/86 (1986-05-14) on Mineral Determinations. – 1 S., Abt. f. Min.-Petrol. Naturhistor. Mus., Wien.
- SEEMANN, R. (1987): Unpubl. Rep. GHI 1-5/87 on Mineral Determinations. – 5 S., Abt. f. Min.-Petrol. Naturhistor. Mus., Wien.
- SONNTAG, Ch. et al. (1978): Paläoklimatische Information im Isotopengehalt  $^{14}\text{C}$ -datierter Sahara-Wässer: Kontinentaleffekt im D und  $^{18}\text{O}$ . – Geol. Rundschau, 67.
- STAFFORD, Th. W. Jr., A. J. T. JULE, K. BRENDEL, R. C. DUHAMEL & D. DONAHUE (1987): Study of Bone Radiocarbon Dating Accuracy at the University of Arizona NSF Accelerator Facility for Radioisotope Analysis. – Radiocarbon, 29 (1), 24–44.
- STEINEKE, M., T. F. HARRIS, K. R. PARSONS & E. L. BERG (1958): Geologic map of the Western Persian Gulf Quadrangle: Kingdom of Saudi Arabia. – USGS, Misc. Geol. Investign., Map I-208A, 1 : 50 000, Washington.
- STUIVER, M. & R. KRA (1986): Calibration Issue. – Radiocarbon, 28 (2B), 805–1030.
- STUIVER, M. & H. A. POLACH (1977): Discussion Reporting of  $^{14}\text{C}$ -Data. – Radiocarbon, 19 (3), 355–363.
- TAYLOR, R. E. (1987): Radiocarbon Dating: An Archaeological Perspective. – 212 S., Academic Press.
- THURBER, D. L., W. S. BROECKER, R. L. BLANCHARD & H. A. POTRATZ (1965): Uranium-Series Ages of Pacific Atoll Coral. – Science, 149, 55–58.
- TRIMMEL, H. (Red., 1965): Speläologisches Fachwörterbuch. – 109 S., Wien (Landesver. f. Höhlenkunde i. Wien u. NÖ.).
- TRIMMEL, H. (1968): Höhlenkunde. – Braunschweig (Vieweg).
- UIS – KOMMISSION FÜR TERMINOLOGIE UND KONVENTIONELLE ZEICHEN (1965): Vorschlag der Subkommission für einheitliche Höhlenplan-Signaturen. – 3. Int. Kongr. f. Speläologie, Akten, Bd. V, 181–182, Wien.
- WAKUTI (1971): Final report on Water Wells, Faisal Settlement Project, Haradh. – Unpubl. Rep., Ministry of Agriculture and Water, Riyadh.
- WALTHAM, A. C., R. D. BROWN & T. C. MIDDLETON (1985): Karst and Caves in the Jabal Akhdar, Oman. – Cave Science, Vol. 12. No. 3 (Sept. 1985), 69–79, Bridgwater, UK (Brit. Cave Res. Assoc.).
- ZIESCHANG, J. (1964): Die Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit in Lockergesteinsgrundwasserleitern. – Z. Angew. Geol., 10, 364–370, Berlin.
- ZIMMERMANN, U. & J. G. ZÖTL (1971): Deuterium und Sauerstoff-18-Gehalt von Gasteiner Thermal- und Kaltwässern. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 23, Graz.

## Summary

The management of groundwater resources demands a detailed knowledge of the hydrologic and hydrogeologic situation, particularly in the case of arid and semiarid areas characterized by the lack of water due to the prevailing climatic conditions. For one of the most important and intensively used aquifers in the Eastern part of Saudi Arabia, the Umm er Radhuma aquifer, uncertainties still exist, whether the natural discharge is due to infiltration during former humid periods or is a result of recent groundwater recharge. In a joint research project of the University of Petroleum and Minerals in Dhahran, Saudi Arabia, the Austrian Academy of Sciences in Vienna, Austria, and the University of Karlsruhe, Germany, the groundwater recharge with special attention to the influence of the karstification for the recharge processes of the UER limestone aquifer was investigated. As a pilot project the results should encourage further studies over the whole region of Eastern Arabia to achieve a safe water balance of this important aquifer.

The As Sulb Plateau, a 1,400 m<sup>2</sup> large area with outcropping UER limestones about 150 km northeast of Riyadh, was selected as exemplary test site for the pilot project. The basis for the ongoing hydrogeologic studies was the detailed survey of the geologic and geomorphologic structures. By including the lithologic variety and geomorphologic features a consistent picture of the morphogenetic evolution as well as of the karstification processes was deduced. The karstification with a great number of cave systems and shafts proved itself as a paleokarst, which originated from a multistaged development during more humid phases in the Mid and Young Tertiary. The slight influence of the Quaternary results from the prevailing arid conditions.

The open karst shafts and corrosionally extended joints are of great importance for the groundwater recharge. During the episodic and then frequently strong rainfalls the surface runoff is discharging over short distances into the next karst openings. By this fast inflow to greater depths the water is protected from further evaporation and leads to a significant supplement to the groundwater. Detailed measurements of the soil retention capacity and the inflow to the shafts yield to a groundwater recharge rate of 47% of the average precipitation. Estimations for the last 16 years result in an yearly average of 44 mm, a considerable and clearly over the previous assumption lying amount of the recharge to the UER limestone aquifer. Hydrochemical and isotopic data suggest an underground discharge from the As Sulb Plateau towards the Wadi al Miyah and further to the gulf coast area close to Qatif and Dhahran. Further research is recommended to prove the ascertained recharge value for the whole outcrop of the UER aquifer and to determine a complete water balance.

## Dank

Das Forschungsprojekt wurde unter gemeinsamer Beteiligung der King Fahd University of Petroleum and Minerals in Dhahran, der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien und der Universität Karlsruhe durchgeführt. Die an der Bearbeitung beteiligten Institute waren das Research Institute in Dhahran, das Institut für Geothermie und Hydrogeologie am Forschungszentrum Joanneum in Graz und der Lehrstuhl für Angewandte Geologie in Karlsruhe. Wir danken allen beteiligten Institutionen und Instituten für die Möglichkeit der Durchführung dieser Untersuchungen.

Unser besonderer Dank gilt dem Rektor der Universität Dhahran S. E. Dr. BAKR ABDULLAH BAKR, auf dessen Initiative dieses Projekt zustande kam. Herrn Dr. ABDALLAH E. DABBAGH, dem Direktor des Research Instituts danken wir für die Bereitstellung der logistischen Möglichkeiten, die Untersuchung unter den schwierigen Geländebedingungen auszuführen. Die Arbeiten der österreichischen Teilnehmer wurden dankenswerterweise vom Österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) finanziell unterstützt.



Für Diskussion und Hilfe bei der Beschaffung von Unterlagen danken wir den Herren Dr. A. R. JADO, Dr. M. UKAYLI, Dhahran, sowie Herrn R. L. DE JONG, Riyadh. Den Herren M. ABDULLAH und S. A. ALAM, Dhahran, danken wir für geodätische Vermessungen, Herrn Dr. HENNIG, Hannover, sowie dem technischen Stab der  $^{14}\text{C}$ -Laboratorien in Hannover (NLFB) und München (GSF) für die Mithilfe bei der Aufbereitung des Probenmaterials. Nicht zuletzt gilt unser Dank Frau Dr. B. REICHERT für die redaktionelle Überarbeitung des Manuskripts.

### Liste der Mitarbeiter

- A. K. AL-SAAFIN, King Fahd University of Petroleum and Minerals, Research Institute, Dhahran 31261, Saudi Arabia.
- Dr. T. A. BADER, King Fahd University of Petroleum and Minerals, Research Institute, Dhahran 31261, Saudi Arabia.
- Dr. G. FUCHS, Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark, Brandhofgasse 18, A-8010 Graz.
- Prof. Dr. M. A. GEYH, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Postfach 510 153, 3000 Hannover, FRG.
- Dr. H. S. EDGELL, King Fahd University of Petroleum and Minerals, Research Institute, Dhahran 31261, Saudi Arabia.
- Dr. O. IRTEM, King Fahd University of Petroleum and Minerals, Research Institute, Dhahran 31261, Saudi Arabia.
- Dr. Z. KIDWAI, King Fahd University of Petroleum and Minerals, Research Institute, Dhahran 31261, Saudi Arabia.
- Prof. Dr. F. QUIEL, Kungl. Tekniska Högskolan, Fak 10044, Stockholm, Sweden.
- W. RAUERT, GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Institut für Hydrologie, Ingolstädter Landstraße 1, D-85758 Oberschleißheim, FRG.
- Dr. K. S. SHEIK, King Fahd University of Petroleum and Minerals, Research Institute, DHAHRAN 31261, Saudi Arabia.
- Dipl.-Phys. W. STICHLER, IAEA Section of Isotope Hydrology, Wagramerstraße 5, A-1400 Wien, Austria.
- Mag. V. WEISSENSTEINER, Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark, Brandhofgasse 18, A-8010 Graz.
- W. WOLF, GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Institut für Hydrologie, Ingolstädter Landstraße 1, D-85758 Oberschleißheim, FRG.