

## OBERPLEISTOZÄNE PALÄOKLIMATISCHE VERÄNDERUNGEN IM ZENTRAL-SINAI (ÄGYPTEN)

Mit 4 Abbildungen und 2 Tabellen

KONRAD RÖGNER, WERNER SMYKATZ-KLOSS und LUDWIG ZÖLLER

*Summary:* Upper Pleistocene Paleoclimatic Changes in the Central Sinai (Egypt)

The present study continues previous research concerning the distribution and genesis of loess-like dissected sediments in the Central Sinai which had filled the wadis Firan and Esh Sheikh to a depth of 55 m. New results for the paleoclimatic interpretation and the chronostratigraphy of these sediments are presented. Several approaches lead to the conclusion that the formation of the sediments occurred under climatic conditions different from the present-day hyper-arid climate of the area. Phases of more or less intensive initial soil formation are witnessed by macroscopically detectable accumulations of organic matter and fossilised root horizons. These reflect at least temporarily moister conditions. This statement is supported by intense carbonate solution and precipitation as well as by regularly occurring unconformities at the boundaries between fine-grained allochthonous layers and overlying coarser-grained layers rich in local crystalline components. By means of TL dating a chronometric framework for the formation of the sediments could be established for the first time. It spans the entire marine isotope stage 2 (ca. 27–11 ka). Human activity during the youngest phase of sediment formation is proved by silex artefacts which apparently are reported for the first time from the area.

*Zusammenfassung:* Anknüpfend an frühere Untersuchungen zur Verbreitung und Genese zerschnittener lößartiger Sedimente im Zentral-Sinai, welche bis zu 55 m mächtig das Wadi Firan und das Wadi Esh Sheikh verfüllt haben, werden neue Ergebnisse zur paläoklimatischen Interpretation und zur Chronostratigraphie vorgestellt. Verschiedene Untersuchungsansätze führen jeweils zu dem Ergebnis, daß die Bildung dieser Lockersedimente unter gegenüber dem heutigen hyperariden Klima geänderten Klimabedingungen stattgefunden haben muß. Phasen mehr oder weniger starker initialer Bodenbildungen äußern sich in makroskopisch erkennbaren erhöhten Humusgehalten sowie in fossilen Wurzelhorizonten und sprechen für zeitweise feuchtere Bedingungen, ebenso wie starke Karbonatlösung und -ausfällung. Die regelhafte Kappung feinkörniger Lagen allochthonen Materials durch grobkörnigere, kristallinreiche sprechen ebenfalls für alternierende trockenere und feuchtere Phasen. Mittels TL-Datierungen kann erstmals ein chronologischer Rahmen für die Ablagerung dieser Sedimente abgesteckt werden, der nach den vorliegenden Daten die gesamte Marine Isotopen-Stufe 2 (ca. 27–11 ka) umfaßt. Menschliche Aktivität kann durch offenbar erstmals aus der Region bekanntgemachte Silex-Artefakte für den jüngsten Abschnitt der Sedimentbildung belegt werden.

### 1 Einführung und Zielformulierung

Die lößartigen, feinkörnigen Sedimente des Zentral-Sinai (Abb. 1) haben schon früh das Interesse der Geowissenschaften geweckt (FRAAS 1867, BARRON 1907). Sie wurden aber gerade wegen ihrer „Einmaligkeit“ auch in der Folgezeit immer wieder untersucht (AWAD 1953, BÜDEL 1954, ISSAR a. ECKSTEIN 1969, NIR 1970, EL-SHERBINI 1992). Denn sie kommen nur im Bereich des Wadi Firan/Wadi Es Sheikh-Systems und nicht einmal im gesamten Verlauf des Wadi Firan-Einzugsgebietes (Abb. 2) vor, sondern konzentrieren sich um die beiden Oasen Firan und Tarfat (Abb. 3). Das war der Ausgangspunkt für unsere früheren Studien (RÖGNER a. SMYKATZ-KLOSS 1991, 1993), in denen die feinkörnigen Sedimente vor allem unter geomorphologischen und petrographischen Gesichtspunkten bearbeitet wurden.

Die bisherigen Ergebnisse zeigen, daß die feinkörnigen Sedimente in den Wadis Firan/Esh Sheikh, Solaf und El Akhdar aus lößartigem Material (d. h. äolisch

und allochthon) bestehen, das aber durch fluviale Prozesse wieder aufgearbeitet, umgelagert und letztlich unter Stillwasserbedingungen in Sedimentfallen abgelagert wurde. Letztere waren oftmals Seebecken (lustrines Milieu), die aber immer wieder austrockneten.

In unseren früheren Studien (RÖGNER a. SMYKATZ-KLOSS 1991, 1993) haben wir auch über die Mechanismen spekuliert, die zur Entstehung der Sedimentfallen geführt haben könnten:

- Waren es Gänge im Grundgebirge, die nach ihrer Herauspräparierung wadiaufwärts einen Stau erzeugten?

- Waren es große Dünen, die im Hochgebirgsrelief das Tal abdämmten?

- Waren es Seitenwadis, die riesige Geröllmassen in Form von Schwemmkegeln im Haupttal deponierten und so die Becken abdämmten?

- Waren es Tuff- oder Sinterbarrieren, die im Wadi zur Bildung der Sedimentfallen führten?

- Waren es von den Hängen herabgestürzte oder abgerutschte Blockmassen (z. B. als Folge von Erd-



Abb. 1: Karte der Sinai-Halbinsel mit Klimadaten (mittlerer Jahresniederschlag, Verdunstung, maximaler Niederschlag in 24 h, Jahresmitteltemperatur) und Eingrenzung des Untersuchungsgebietes. Die gepunktete Linie stellt die Grenze zwischen Kristallin und Sedimentgesteinen an der Oberfläche dar

Map of the Sinai peninsula with climate data (mean annual precipitation, evaporation, maximum precipitation observed in 24 h, mean annual temperature) and margins of the research area. The dotted lines mark the boundary between crystalline and sedimentary rocks at the surface

beben), die das tief eingeschnittene Wadi plombiert haben?

– Waren es gar Lawinen, die relativ kurzfristig Barrieren gebildet haben?

Es ist nicht vorrangig Ziel dieser Arbeit, näher auf diese Fragen einzugehen und eine Klärung herbeizuführen. Vielmehr sollen neue Beobachtungen und Ergebnisse zu Fragen der paläoklimatischen Aufzeich-

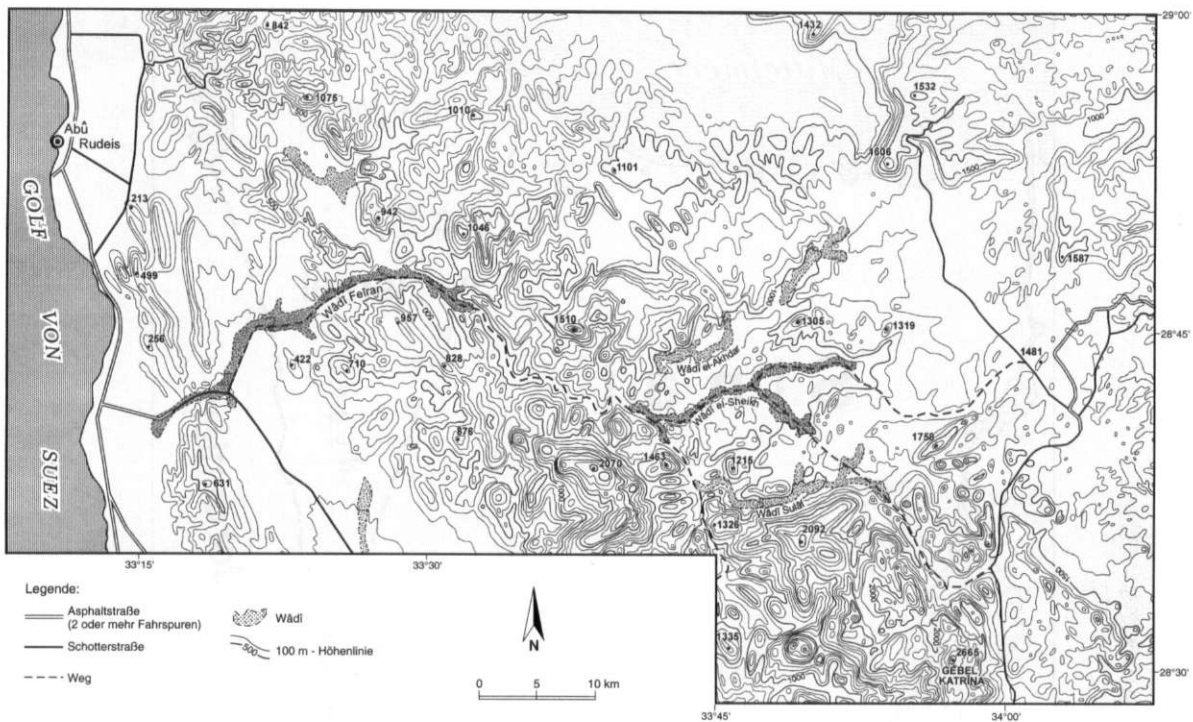


Abb. 2: Höhenlinienkarte des Zentral-Sinai. Der Abstand der Isohypsen beträgt 100 m. Kartengrundlage: Joint Operation Graphic, 1:250 000, Series 1501, sheet NH 36-15, Edition 3  
 Contour map of the Central Sinai. The distance between the contourlines is 100 m

nungen in diesen Sedimenten und vor allem zu ihrer chronostratigraphischen Stellung mitgeteilt werden.

Während der letzten beiden Geländeaufenthalte (1996 und 1997) und der sich daran anschließenden Laborarbeiten stand die detaillierte Untersuchung von verschiedenen Einzelprofilen sowie der gewonnenen Proben hinsichtlich deren paläoklimatischer Aussagen bzw. Interpretationsmöglichkeiten im Vordergrund. Über Thermolumineszenz (TL)-Datierungen konnte nun auch erstmals eine konsistente Chronologie der feinkörnigen Sedimente erarbeitet werden.

Dabei ging und geht es vor allem um die Bearbeitung folgender Fragen und die Ausarbeitung folgender Ziele (siehe dazu die Kapitel 4.1 bis 4.5):

1. Die Profilaufnahmen zeigen vielfache Wechsel zwischen Phasen der Sedimentation des feinkörnigen Materials und Phasen der Sedimentationsruhe. Was ist die Ursache dafür?

2. Die Phasen der Sedimentationsruhe fallen an vielen Stellen mit Phasen einer beginnenden Bodenbildung zusammen. An anderen Stellen zeigen Kalkkonkretionen (Lößkindl) in ungeheurer Zahl intensive Karbonatlösung und -wiederausfällung an. Wieder

andere Stellen zeichnen sich durch eine augenfällige Anreicherung von organischer Substanz aus. Welche paläoklimatischen Schlüsse können aus diesen fossilen Böden „in statu nascendi“, aus den Lößkindl-Vorkommen und aus der Anreicherung organischen Materials gezogen werden?

3. In vielen Profilen fallen die genannten Bodenbildungen „in statu nascendi“ mit ausgeprägten Wurzelhorizonten zusammen. Verglichen mit der heutigen Vegetationsdichte läßt sich ein deutlich dichteres Vegetationsmuster rekonstruieren. Kann diese Beobachtung paläoklimatisch gedeutet werden?

4. Es scheint fast regelhaft zu sein, daß die feinkörnigen Horizonte – gerade in den Bereichen der beginnenden Bodenbildung und den Spuren fossiler Wurzelhorizonte – gekappt sind, indem sie von deutlich größerem Material (vorwiegend autochthon) überlagert werden. Verbergen sich hinter diesen Wechseln paläoklimatische Einflüsse?

5. Da die bisherigen Alter zumeist nur spekulativ angegeben wurden, reichen sie von Plio-/Pleistozän bis Holozän. Deshalb wurden vorerst 10 Proben zur TL-Datierung entnommen, deren Ergebnisse erste Alters-

abschätzungen erlauben. Welche Alter umspannen die Sedimente und gibt es in den verschiedenen Ablagerungsbereichen (Becken) verschieden alte Sedimente?

## 2 Physiogeographie

### 2.1 Geomorphologie und Geologie

Das Esh Sheik/Firan-Abflußsystem wurzelt in den höchsten Regionen des Sinai (Abb. 2). Die vorgefundenen Sedimente spiegeln folglich die morphodynamischen Verhältnisse des Hochgebirgs-Sinai, aber auch der tiefer gelegenen Bereiche wider. In den tieferen Lagen treten Landschaften vom Typ der kuppigen Hügelländer (z. B. zwischen den Oasen Tarfat und Firan), aber auch vom Typ der Hochgebirge (z. B. Gebel Serbal) auf.

Die Gegend um den Gebel Katharina erreicht mit 2642 m NN alpine Dimensionen, und da das Wadi Firan nach nur 120 km Lauflänge in den Golf von Suez „mündet“, ist das Gefälle bzw. die Reliefenergie beachtlich. Dennoch treten immer wieder Gefällswechsel auf, indem sich steilere und flachere Wadiabschnitte abwechseln (Abb. 3).

Das gesamte Einzugsgebiet des Wadi Firan wie auch das seiner tributären Wadis (und zwar östlich der Oase Firan) liegt im kristallinen Grundgebirge des Sinai-Horstes. Nirgendwo stehen dort karbonatische Gesteine an, die Liefergebiete für die lößartigen (d. h. karbonathaltigen) Sedimente sein könnten.

Die karbonatischen, feinkörnigen, lößartigen Sedimente treten nur in zwei Bereichen auf (Abb. 3):

1. oberhalb und in der Oase von Tarfat (1260–1150 m, Becken IX–XI),
2. oberhalb und in der Oase von Firan (880–720 m, Becken I–VIII).

### 2.2 Aktuelles Klima

Das heutige Klima des Zentral-Sinai ist arid. Die Niederschläge in den Gipfellagen des Gebel Katharina erreichen etwa 65 mm/a, denen eine potentielle Verdunstung (Methode Haude) von mindestens 1000 mm gegenübersteht. Die tatsächlichen Niederschlagswerte schwanken zwischen 124,4 mm (1937, davon 76,2 mm während eines einzigen Tages!) und 19 mm (1936). Während die Niederschlagssummen zur Küste hin deutlich abnehmen (El Tur: 13 mm), nimmt die potentielle Verdunstung enorm zu (El Tur: 3400 mm, WALTER u. LIETH 1960–1967). Das Klima an der Küste des Golfes von Suez ist deshalb extrem arid. Der Gradient vom ariden Hochgebirgsklima mit kühlen bis kalten Wintern zum hyperariden Küstenklima mit warmen

Wintern ist ausgeprägt. Die Jahres-Durchschnittstemperaturen liegen auf dem Gebel Katharina bei 9,5°C, in El Tur bei 22,2°C. Die absoluten Minima erreichen in den Hochlagen Werte von –15°C (Klimawerte nach GRIFFITHS 1972 und HAR-EL 1983). Schnee und Minustemperaturen sind auch in der Ortschaft Katharine (in der Nähe des Katharinenklosters und unterhalb der höchsten Berge auf etwa 1600 m gelegen) nicht ungewöhnlich. Deshalb fehlen dort Dattelpalmen und auch der (eigentlich tropische) Savannenbaum *Accacia Radiana*.

## 3 Methoden

Im Verlaufe der Geländestudien kamen die klassischen geologisch-geomorphologischen Kartier- und Geländemethoden zum Einsatz, die sich nicht nur auf Verbesserungen und Intensivierungen der früheren Übersichtskartierungen (RÖGNER a. SMYKATZ-KLOSS 1991, 1993, 1998) beschränkten. Vielmehr wurden bei Einzelprofilen geologisch-sedimentologische Detailstudien (Schüttungswinkel, Einregelung etc.) durchgeführt. Ausgewählte Profile wurden zuerst makroskopisch aufgenommen und beprobt. Die anschließende Analyse im Labor umfaßt neben dem ‚klassisch bodenkundlichen‘ auch das gesamte mineralogische Spektrum.

Dazu treten die Datierungen mit Hilfe der Thermolumineszenz an der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Labor-Nr. HDS 424-433). Obwohl sich die Probennahme, vor allem die Ermittlung der Umgebungsdosisleistung mittels eines tragbaren NaJ-Gamma-Spektrometers, wegen der teilweise starken Verbackung als schwierig herausstellte, konnten – wiederum an ausgewählten Profilen<sup>1)</sup> – zunächst 10 Proben datiert werden. Anfängliche TL-Datierungsversuche („multiple aliquot technique“) an Quarzen der Fein- und Mittelsandfraktionen wurden wegen zu schlechter Reproduzierbarkeit nicht weiterverfolgt. Statt dessen wurden die Datierungen an der polymineralischen Feinkornfraktion (4–11 µm) durchgeführt. Versuche zur IR-OSL-Normierung der Aliquots waren erfolglos, da über-

<sup>1)</sup> Es handelt sich um die Profile XI, XI/3, VII, V und II bei RÖGNER a. SMYKATZ-KLOSS (1991). Mittels eines Magellan-GPS wurden folgende Koordinaten gemessen (nach Herstellerangaben auf ca. 80 m genau): Profil XI: 28°41'50"N, 33°58'40"E; Profil VII: 28°42'45"N, 33°44'59"E; Profil V: 28°41'37"N, 33°42'37"E; Profil II: 28°42'34"N, 33°40'10"E; das noch nicht datierte Profil I mit dünnen Travertinhorizonten liegt bei 28°42'03"N, 33°39'13"E.



Tabelle 1: Ergebnisse der TL-Altersbestimmungen nach Probennummern und Becken geordnet

Results of TL dating sorted according to sample numbers and basins. 1<sup>st</sup> column: sample code; 2<sup>nd</sup> column: basin no./profile; 3<sup>rd</sup> column: depth of sample under surface; 4<sup>th</sup> column: TL age in ka. Polymineralic fine grains (4–11 µm) were used for dating. An interstitial water content of 50 ± 50 % has been assumed in order to account for past variations of moisture content

Proben-Nr.	Profil	Tiefe unter GOK	TL-Alter (ka)
1 (HDS424)	XI/3	5 m	12.6 ± 0.9
2 (HDS425)	XI/3	2.5 m	11.3 ± 0.9
3 (HDS426)	XI	2–3 m	18.8 ± 5.1
4 (HDS427)	XI	1–2 m	13.6 ± 1.2
5 (HDS428)	VII	2.5–3 m	22.6 ± 3.7
6 (HDS429)	VII	0.5 m	12.8 ± 1.1
7 (HDS430)	II/96-1	>25 m	25.7 ± 3.9
8 (HDS431)	II/96-1	>20 m	27.0 ± 4.4
9 (HDS432)	V/2	13 m	27.0 ± 2.6
10 (HDS433)	V/2	2 m	19.2 ± 2.1

raschenderweise trotz des Vorhandenseins von Feldspäten (röntgendiffraktrometrischer Nachweis) kein auswertbares natürliches IR-OSL-Signal meßbar war. Aus diesem Grunde (zu geringe Signalintensitäten) konnten auch keine IR-OSL-, sondern nur TL-Datierungen vorgenommen werden. Von einem nach optischem Bleichen mit 151 Gy  $\beta$ -Bestrahlung regenerierten Aliquot der Probe HDS 424 (= Probe 1) konnte hingegen von Uwe Rieser (Heidelberg) ein hochauflösendes IR-OSL-Spektrum gemessen werden, welches trotz sehr geringer Intensitäten feldspat-typische Emissionsmaxima bei ca. 420 und ca. 560 nm zeigte.

Die Probennahme geschah unter Lichtabschluß, die Probenaufbereitung nach der Feinkorntechnik (AITKEN

1985) unter gedämpftem Rotlicht. Die künstlichen Bestrahlungen im Labor erfolgten mittels kalibrierter  $^{90}\text{Sr}$ - $\beta$ - und  $^{241}\text{Am}$ - $\alpha$ -Quellen. Nach der Bestrahlung wurden alle Teilproben eine Woche bei 70°C dunkel gelagert. Die Messung der TL durch einen EMI-9635QA-Photomultiplier mit vorgeschalteten Corning 5-58 und Chance Pilkington HA-3-Detektionsfiltern geschah mit einer Heizrate von 5K/s bis 500°C, wobei die Temperatur beim Aufheizen bei 240°C für 20s gehalten wurde, um thermisch instabile TL-Signale zu entfernen. Ein Teil der Aliquots wurde nach 3stündigem Bleichen unter einer Dr. Hoenle-SOL-2-Sonnen-simulatorlampe mit verschiedenen Dosen ionisierender Strahlung regeneriert. So konnten sowohl die additive Totalbleichungs-Methode (nach der Regressionsanalyse von BERGER et al. 1987) als auch die Regenerierungs-Methode vergleichend angewandt werden. Wegen nicht auszuschließender TL-Sensitivitätsänderungen infolge der Bleichung im Labor wird bei den Ergebnissen (Tab. 1 u. 2) im allgemeinen das nach der additiven Methode ermittelte Alter angegeben, lediglich für die Proben 6 (HDS 429) und 7 (HDS 430) wurde wegen zu starker Streuung der additiven TL-Meßwerte die Regenerierungsmethode bevorzugt, nachdem signifikante TL-Sensitivitätsänderungen ausgeschlossen wurden.

Zur Berechnung der natürlichen Dosisleistung wurden die Ergebnisse der  $\alpha$ - und  $\beta$ -Zählung im Labor und der Umgebungsdosisleistungsmessung ( $\gamma$ -Dosisleistung) im Gelände zugrundegelegt. Da die Befunde der Profilaufnahmen auf zeitweilig feuchtere Verhältnisse als heute deuten, eine genaue zeitliche Modellierung der Feuchteverhältnisse aber derzeit noch nicht möglich ist, wurde der repräsentative Feuchtefaktor in der Altersberechnung ( $\delta$ -1) mit  $0,1 \pm 0,1$ , d. h. mit einem großzügigen Schwankungsbereich, angenommen ( $\delta$  = Feuchtgewicht/Trockengewicht).

Tabelle 2: TL-Datierung, analytische Ergebnisse und TL-Alter

TL dating, analytical results and TL ages

Proben-Nr.	$\alpha$ -Dosisleistung (mGy/a)	$\beta$ -Dosisleistung (mGy/a)	$\gamma$ -Dosisleistung (mGy/a)	kosm. Dosisleistung (mGy/a)	$\delta$	a-Wert	eff. Dosisleistung (mGy/a)	Äquivalenzdosis (Gy)	TL-Alter (ka)
1 (HDS424)	22.49	3.61	2.33	0.07	1.1	0.090	7.37	93.1 ± 4.3	12.6 ± 0.9
2 (HDS425)	19.06	2.96	2.30	0.10	1.1	0.097	6.64	75.0 ± 5.2	11.3 ± 0.9
3 (HDS426)	14.53	1.88	1.40	0.15	1.1	0.079	4.22	79.2 ± 21	18.8 ± 5.1
4 (HDS427)	22.46	2.32	1.86	0.15	1.1	0.091	5.85	79.7 ± 6.0	13.6 ± 1.2
5 (HDS428)	19.37	2.26	1.59	0.10	1.1	0.090	5.21	118 ± 18	22.6 ± 3.7
6 (HDS429)	19.34	2.73	1.89	0.15	1.1	0.082	5.85	74.7 ± 5.0	12.8 ± 1.1
7 (HDS430)	12.57	1.68	1.13	0.01	1.1	0.101	3.74	96.2 ± 13.5	25.7 ± 3.9
8 (HDS431)	10.01	1.87	1.04	0.01	1.1	0.077	3.38	91.2 ± 13.8	27.0 ± 4.4
9 (HDS432)	13.31	1.82	1.29	0.01	1.1	0.102	4.10	111 ± 4.9	27.0 ± 2.6
10 (HDS433)	13.57	1.87	1.15	0.15	1.1	0.086	3.97	76.3 ± 6.6	19.2 ± 2.1

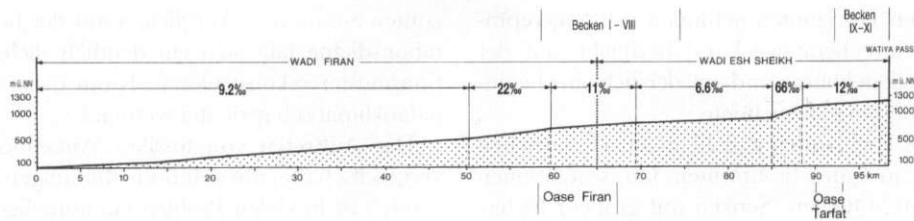


Abb. 3: Längsprofil des Wadi Firan und des Wadi Esh Sheikh. Die Becken I–VIII liegen im Bereich der Oase Firan und einige km oberhalb, die Becken IX–XI befinden sich oberhalb der Oase Tarfat. Auffällige Gefällsbrüche treten jeweils unterhalb der beiden Regionen mit den Becken auf

Longitudinal section of the Wadi Firan and the Wadi Esh Sheikh. The basins I–VIII are situated within the oasis Firan and a few km upstream, the basins IX–XI upstream of the oasis Tarfat. Note the steeper slope of the valley bottom downstream of the two regions with the basins

#### 4 Ergebnisse

##### 4.1 Wechsel zwischen Phasen der Sedimentation des feinkörnigen Materials und Phasen der Sedimentationsruhe

Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen erfolgte die Ablagerung der feinkörnigen, lößartigen Sedimente – zumindest zeitweise – in einem Stillwasser-Milieu. Neue Beobachtungen (1997) von Travertinbänkchen in verschiedenen Niveaus in der Oasis Firan (Profil I) sowie von Marienglas etwa an der Grenze älterer grobklastischer Wadischorter und der feinkörnigen Sedimente im Profil II unterstützen diese Auffassung. Die Korngrößenverteilung der primär allochthonen Sedimente, ihre mineralogische Zusammensetzung, ihre horizontale Lagerung, die in den verschiedenen Becken über Zehner bis Hunderte von Metern konstant ist, und die nur randliche Verzahnung mit dem lokalen Verwitterungsschutt zeigen, daß es sich um Sedimente handelt, wie sie nur in einem Becken mit stehendem Wasser abgelagert werden können. An ganz bestimmten Stellen (Becken I und II) kamen sogar ausgesprochene Seetone zur Ablagerung, in denen Abdrücke von (bisher nicht eindeutig bestimmten) Süßwassermuscheln gefunden wurden.

Die Phasen der Sedimentation, die (z. B. in Becken XI) in der Regel mit einer gröberen Lage aus autochthonem Verwitterungsschutt einsetzen, wurden von Phasen mit Sedimentationsruhe abgelöst. Dies ist durch die Bodenbildung „in statu nascendi“ (siehe 4.2) und durch die Wurzelhorizonte (siehe 4.3) belegt. Beide Phänomene treten nur auf, wenn einerseits deutlich mehr Bodenfeuchte vorhanden und andererseits Sedimentationsruhe gewährleistet ist.

Wechsel zwischen Sedimentation und Sedimentationsruhe sind in ariden Regionen mit episodischen oder ausgeprägt periodischen Niederschlägen die Regel. Sie lassen zuerst einmal keine Rückschlüsse auf paläoklimatische Verhältnisse bzw. deren Veränderungen zu. Da sich aber die feinkörnigen lößartigen Sedimente

eindeutig von den rezenten Wadifüllungen unterscheiden – letztere bestehen fast gänzlich aus dem grobkörnigen autochthonen Verwitterungsschutt des Grundgebirges (kristallines Basement) – muß zumindest das extreme Vorkommen (bis zu 55 m mächtige Terrassen) des allochthonen Materials erklärt werden. Alle denkbaren Erklärungsansätze führen – verglichen mit heute – zu veränderten klimatischen Verhältnissen (veränderte Windrichtungen, heute nicht mehr zur Verfügung stehende Liefergebiete, geänderte Windintensitäten). Der Wechsel zwischen Sedimentation und Sedimentationsruhe wäre, wenn er sehr kurzfristig erfolgt, auf das episodisch-periodische Niederschlagsgeschehen zurückzuführen. Würden diese Phasen aber längere Zeitspannen einnehmen, wären sie Anzeichen für Klimafluktuationen in einem sich vom heutigen Klima unterscheidenden Paläoklima.

##### 4.2 Phasen der Bodenbildung

Die Phasen der Sedimentationsruhe fallen an vielen Stellen mit Phasen einer beginnenden Bodenbildung zusammen. In anderen Profilen treten Kalkkonkretionen (Lößkindl) in ungeheurer Zahl auf, die auf eine intensive Karbonatlösung und Wiederausfällung hinweisen. Manche Horizonte sind infolge augenfälliger Anreicherungen von organischer Substanz dunkel gefärbt (bes. im Profil XI/3)<sup>2)</sup>. Viele Profile zeigen mehr- bis vielfache Wechsel von (makroskopisch angesprochen) helleren (hellbeigen) und darüber liegenden dunkleren (hellbraunen) Horizonten. Da neben dieser dunkleren Färbung auch oftmals fossile Wurzelröhren

<sup>2)</sup> Es wurden Messungen des gesamten und des anorganischen Kohlenstoffgehaltes vorgenommen. Die Differenz beider ( $C_{ges} - C_{anorg}$ ) zeigt keine Werte über 0, so daß auf allenfalls sehr geringe Gehalte an organischem Kohlenstoff zu schließen ist. Die direkte Bestimmung von  $C_{org}$  mit Naßverbrennung steht noch aus.

in den gleichen Horizonten gefunden werden, repräsentieren sie eine ehemalige Landoberfläche, auf der Vegetation stocken konnte und auf der sich eine beginnende Bodenbildung abzeichnete.

Das könnte auch unter den heutigen klimatischen Verhältnissen in ganz bestimmten Gunstsituationen (Wasseraustritte, Quellen, Senken mit großem Liefergebiet) beobachtet werden. Im Untersuchungsgebiet treten diese Horizonte (leichte Braunfärbung, fossile Wurzelröhren) aber so gehäuft auf, daß es sich um eine ganze Gunstregion gehandelt haben müßte. Allein schon dies würde ein sich vom heutigen Klima unterscheidendes Vorzeitklima erfordern. Jedenfalls erreicht die Bodenbildung in den hangenden fluvial-torrentiellen Sedimenten, welche die feinkörnigen abdecken, allenfalls das Stadium eines extremen Wüstenrohdodens. Auch an Stellen, an denen die gröbere Decklage fehlt und die feinkörnigen Sedimente die Landoberfläche bilden, konnten nirgendwo vergleichbare Bodenbildungsansätze gefunden werden.

Das gehäufte, um nicht zu sagen extreme, Vorkommen von Kalkkonkretionen („Löbkindl“) steht nicht mit den heutigen Feuchteverhältnissen im Einklang. Die Menge der vorgefundenen Nodulen ist nur durch intensive Kalklösung, deszendente Sickerwasserbewegung und folgende Ausfällung zu erklären. Heute treten diese Prozesse nicht auf. Eventuell infiltrierendes Wasser erreicht in den feinkörnigen, löbartigen Sedimenten nur geringe Tiefen und wird durch die Wirkung des Verdunstungssooges zur Aszendenz gezwungen (Deszendenz ist zur Nodulen-Bildung notwendig!).

Die starke Anreicherung von organischer Substanz in bestimmten Profilmereichen könnte wiederum auf Gunstsituationen zurückgeführt werden, in welchen die Fluten das organische Material immer wieder an der gleichen Stelle ablagert hätten. Allerdings ist die heutige pflanzliche Produktion sehr gering (dazu auch 4.3), und die Horizonte mit einem hohen organischen Anteil weisen mit ihrer säuligen Struktur eher auf bodenbildende Prozesse als auf akkumulierende Prozesse bei der Anreicherung des organischen Materials hin.

Die zusammengestellten Befunde verdeutlichen, daß die oben aufgeführten Sachverhalte in Einzelfällen (Stichwort: Gunstsituation) auch unter heutigen klimatischen Verhältnissen entstehen könnten, daß sie aber in ihrem großflächigen Auftreten nur durch ein sich vom heutigen Klima unterscheidendes Paläoklima erklärt werden können.

#### 4.3 Paläoklimatische Interpretation von Wurzelhorizonten

In vielen Profilen fallen die genannten Bodenbildungen ‚in statu nascendi‘ mit ausgeprägten Wurzelhori-

zonen zusammen. Verglichen mit der heutigen Vegetationsdichte läßt sich ein deutlich dichteres Vegetationsmuster rekonstruieren. Kann diese Beobachtung paläoklimatisch gedeutet werden?

Das Auftreten von fossilen Wurzelhorizonten (oft vergesellschaftet mit den Bodenbildungen ‚in statu nascendi‘) ist in vielen Profilen ein auffälliges Kriterium. Entlang der fossilen Wurzelröhren kann noch heute an manchen Stellen eine Bleichung des Sediments festgestellt werden. Da die rhizomorphen Strukturen immer wieder gekappt sind, können sie keinesfalls auf von oben her durchgreifende Vegetation zurückgeführt werden. Jeder der fossilen Wurzelhorizonte repräsentiert eine ehemalige Landoberfläche, auf der Sedimentationsruhe geherrscht hat. Verglichen mit dem Verteilungsmuster der heutigen Vegetation, das sich äußerst lückenhaft (trotz der Kontrahierung auf die Gerinnelinien) darstellt, erfordern die dicht nebeneinander vorgefundenen Wurzelröhren einen weitaus dichteren Deckungsgrad der Vegetation. (Detaillierte vegetationsgeographische Studien konnten von uns allerdings noch nicht durchgeführt werden.) Bei einem nur einmaligen Auftreten eines früheren dichteren Vegetationsmusters könnte das auf ein äußerst regengünstiges Jahr (oder mehrere Jahre) zurückgeführt werden. Das vielfache Auftreten (in ein und demselben Profil sowie in anderen Profilen) verdeutlicht, daß sich dahinter ein paläoklimatisches Phänomen (höhere Verfügbarkeit von Feuchte) verbirgt.

Bisher wurden in keinem der Profile Anzeichen für größere Wurzelsysteme, wie sie für Bäume charakteristisch wären, gefunden. Heute gibt es auch noch „oberhalb“ der am höchsten gelegenen feinkörnigen Sedimente Vorkommen von einzelnen Akazien. Das Fehlen von Baumwurzelspuren kann paläoklimatisch (zu geringe Wärmesumme) oder fließdynamisch (kleinste Bäumchen werden immer wieder bei Flutereignissen geschädigt oder weggespült) erklärt werden. Da aber heute selbst in engsten Wadibereichen (z. B. in der Oase Firan) Bäume (allerdings meist die kultivierte Dattelpalme, aber auch Akazien) existieren können, ist die paläoklimatische Erklärung die wahrscheinlichere.

#### 4.4 Regelmäßige Kappung feinkörniger Horizonte

Es scheint fast regelmäßig zu sein, daß die feinkörnigen Horizonte – gerade in den Bereichen der beginnenden Bodenbildung und der Spuren fossiler Wurzelhorizonte – gekappt sind, indem sie von deutlich größerem, vorwiegend parautochthonem Material aus dem kristallinen Basement überlagert werden. In den bisherigen Ausführungen war immer wieder von dem Wechsel zwischen Sedimentation und Sedimentationsruhe,

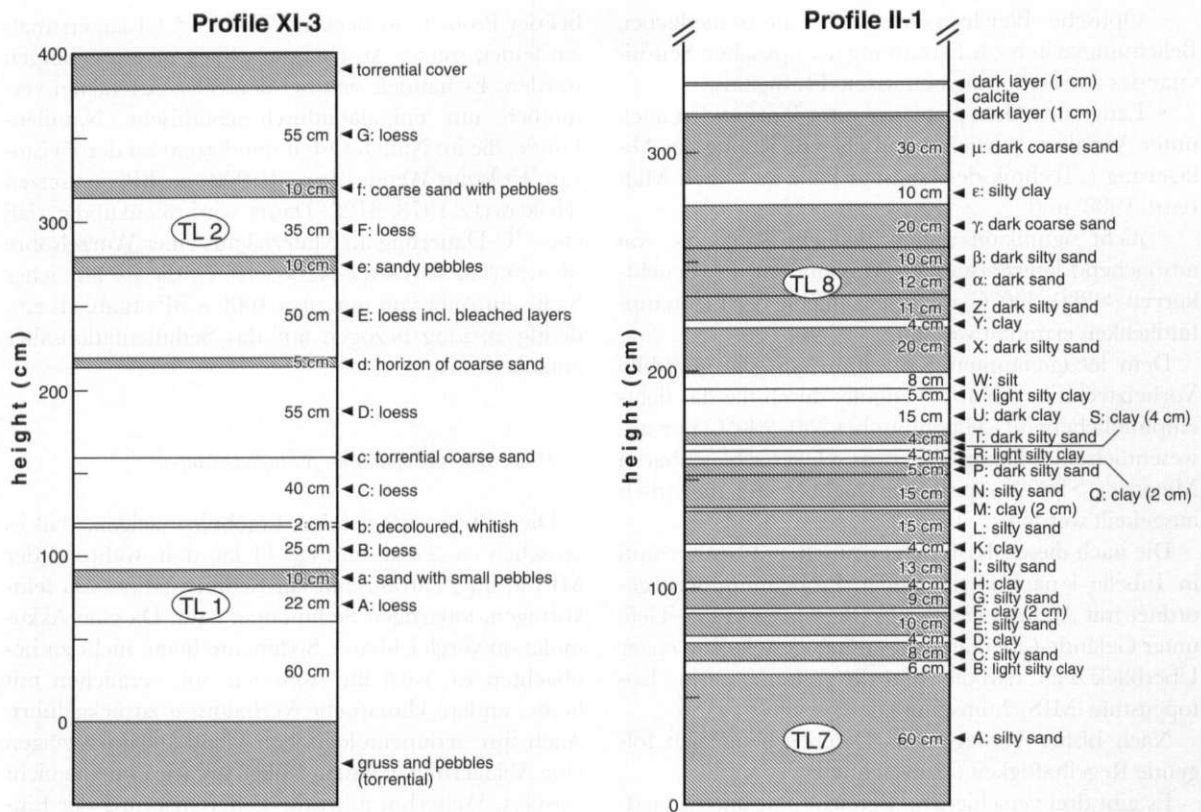


Abb. 4: Profil XI-3 im Becken XI unterhalb der Watia-Schlucht und Profilausschnitt aus Becken II oberhalb Oasis Firan (Profil II-1, unterer Teil) mit Entnahmestellen von TL-Proben

Section XI-3 from basin XI downstream of the Watia Gorge und lower section (II-1) of the stratigraphy in basin II with sampling points for TL dating

zwischen Bodenbildung und Sedimentation, zwischen dichter Vegetationsbedeckung und der Kappung etc. die Rede. Nahezu alle Profile zeigen, daß bestimmte Horizonte, die in den bisher genannten Punkten (4.1–4.3) als ehemalige Landoberflächen interpretiert wurden, an ihrer Oberfläche gekappt sind und von grobkörnigem parautochtonem Material überlagert werden.

Auch diese Beobachtung, die regelhaft ist, zeigt, daß die Sedimentationsbecken zu den Zeiträumen trocken lagen, in denen die größeren, grusigen Schichten abgelagert wurden. Wären die Becken wassergefüllt gewesen, wäre die Akkumulation delta-artig und jeweils nur an den Rändern erfolgt.

Es fiel bisher schwer zu belegen, ob das Austrocknen und Wiederfüllen der Becken mit Wasser ein rhythmisches Schwanken zwischen trockeneren und feuchteren Phasen war, oder ob diese Wechsel auf dem episodisch-periodischen Charakter der Niederschläge beruhen. Die im folgenden Kapitel (4.5) vorgestellten Datierun-

gen zeigen, daß die erstere Erklärung die wahrscheinlichere ist.

#### 4.5 TL-Datierungen

Um die verschiedenen Ablagerungen und darüber hinaus auch die verschiedenen Wechsel zwischen Sedimentation und Sedimentationsruhe genauer zeitlich erfassen zu können, wurden TL-Datierungen durchgeführt (Abb. 4). Die geringere Lichtempfindlichkeit der latenten TL im Vergleich zur OSL bedingt die Gefahr einer Altersüberschätzung infolge unvollständiger Rückstellung des latenten TL-Signals bei Ablagerung, insbesondere bei nicht-äolischen Transportmechanismen. Folgende Kriterien können angelegt werden, um dennoch die Zuverlässigkeit von TL-Altern einer Probenserie zu überprüfen (vgl. EITEL a. ZÖLLER 1996):

- Stratigraphische Konsistenz der ermittelten TL-Modellalter;



– Optische Bleichversuche mit unterschiedlichen Belichtungszeiten zur Ermittlung der optischen Sensitivität des zur Datierung benutzten TL-Signals;

– Länge des Altersplateaus, unter Umständen auch unter Annahme partieller optischer Bleichung bei Ablagerung („Technik des längsten Plateaus“ nach MEJDAHL 1988) und

– nicht signifikant unterschiedliche Alter, die von ausreichend langzeitstabilen Maxima der TL-Leuchtkurven ( $>280\text{--}300^\circ\text{C}$ ) mit unterschiedlicher Lichtempfindlichkeit ermittelt werden.

Dem letztgenannten Kriterium kam die gewählte Vorheiztechnik (s. Kap. 3) zugute, durch die das lichtempfindlichere TL-Maximum bei  $280\text{--}290^\circ\text{C}$  nur unwesentlich und die optisch etwas schwerer bleichbaren Maxima ( $>330^\circ\text{C}$ ) praktisch nicht mehr thermisch ausgeheilt werden.

Die nach diesen Kriterien ermittelten TL-Alter sind in Tabelle 1 nach fortlaufenden Probennummern geordnet mit Angabe des Profils (Becken) und der Tiefe unter Gelände-Oberkante zusammengestellt. Ein erster Überblick zeigt, daß die Alter die gesamte marine Isotopenstufe (MIS) 2 umspannen.

Nach bisher vorliegenden Daten scheint sich folgende Regelmäßigkeit abzuzeichnen:

Es gibt drei verschiedene Bereiche mit unterschiedlichen Sedimentationsaltern, die auch geomorphologische Unterschiede zeigen:

1. Bereich der Oase Firan (und östlich davon) mit den mächtigsten Ablagerungen; Alter in basalen Bereichen: ca. 27 ka (Proben 7 und 8 aus dem Becken II). Auch im Becken V beginnt die Sedimentation vor ca. 27 ka und dauert bis mindestens vor ca. 19 ka an.

2. Bereich 12–14 km östlich der Oase Firan mit relativ geringmächtig aufgeschlossenen Ablagerungen (Becken VII und VIII); Alter in hangenden Bereichen (mit im Sediment steckendem Abschlag aus Silex) ca. 13 ka, nahe der Aufschlußbasis ca. 23 ka (Proben 5 und 6 aus dem Becken VII, mit deutlich abgezeichneter Diskordanz in einer Paläo-Rinne zwischen beiden Probennahmepunkten).

3. Bereich der Oase Tarfat (mittlere Mächtigkeiten, Becken XI); Alter in hangenden Bereichen ca. 11 ka, in liegenden ca. 19 ka. Die Probe 2 ( $11,9 \pm 0,9$  ka) wurde zwischen zwei schwachen Humuszonen entnommen.

Die bisher vorliegenden (TL-)Daten erlauben die Aussage, daß es – beginnend vor etwa 27 ka – zu einer Ablagerung der feinkörnigen Sedimente kam, die, vielfach unterbrochen, bis etwa 11 ka gedauert hat. Nachdem im März 1997 bereits an mehreren Lokalitäten etwa an der Grenze zwischen den feinkörnigen Sedimenten und den begrenzenden Kristallin-Hängen Silex-Artefakte als Streufunde bemerkt wurden, konnte

bei der Probe 6 im Becken VII ( $12,8 \pm 1,1$  ka) erstmals ein feiner, spitzer Abschlag aus Silex in situ geborgen werden. Es handelt sich bei den Silex-Artefakten vermutlich um epipaläolithisch-neolithische Natufien-Funde, die im Nahen Osten mindestens an der Pleistozän/Holozän-Wende (ca. 10 000 a BP) einsetzen (HOROWITZ 1978, 312f). Damit wird offenkundig, daß eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung an Material aus einer Wurzelröhre (RÖGNER a. SMYKATZ-KLOSS 1991), die an ähnlicher Stelle ein Alter von nur etwa 1000 a BP ergab, als eindeutig zu jung bezogen auf das Sedimentationsalter aufzufassen ist.

### 5 Diskussion und vorläufige Schlussfolgerungen

Die bisher vorliegenden Ergebnisse zeigen, daß es zwischen ca. 27 ka und ca. 11 ka, d. h. während der MIS 2, im Zentral-Sinai zur Sedimentation von feinkörnigen, lößartigen Sedimenten kam. Da eine Akkumulation vergleichbarer Sedimente heute nicht zu beobachten ist, wird ihr Auftreten auf, verglichen mit heute, andere klimatische Verhältnisse zurückgeführt. Auch ihre sedimentologischen Charakteristika zeigen eine Ablagerung in einem Milieu an, wie es heute nicht existiert. Weiterhin führt die Differenzierung der Einzelprofile zu einer möglichen Gliederung des Paläoklimas in Phasen mit und solche ohne Sedimentation. Letztere fallen mit Bodenbildungen ‚in statu nascendi‘ und einem deutlich dichteren Vegetationsmuster zusammen. Trotz eines abgeleiteten feuchteren Klimas kann Baumwuchs für die damalige Zeit nicht nachgewiesen werden. Dieses feuchtere Klima ist damit deutlich kühler als das heutige gewesen und wurde immer wieder von trockeneren Abschnitten unterbrochen.

Nachdem nun die Chronologie der feinkörnigen Sedimente in Grundzügen bekannt ist, ergeben sich auch für die noch offene Frage der Bildungsvoraussetzungen neue Aspekte. Es zeichnet sich nämlich immer mehr ab, daß derartige mächtige Siltablagerungen im fraglichen Zeitraum (MIS 2) in Trockengebieten weltweit keine Singularität darstellen, wie auch immer mehr bekanntwerdende Vorkommen sogenannter Wüstenlössen belegen (z. B. COUDÉ-GAUSSEN 1987). GOODFRIEND a. MAGARITZ (1988) beschreiben  $^{14}\text{C}$ -datierte pedogene Karbonathorizonte in Lössen bei Beer Sheva in der südlichen Negev, Israel. Die Bodenbildungen werden Feuchtphasen vor ca. 37 000, 28 000 und 13 000 a BP zugewiesen, in denen sich globale Erwärmungsphasen in der gemäßigten Zone niederschlagen, während derer der Nordrand des Wüstengürtels im Nahen Osten südwärts verschoben war. EITEL a. ZÖLLER (1996) z. B. datierten als Flutauslaufsedimente

interpretierte Silt sowie den „Homeb-Silt“ in Namibia in den gleichen Zeitraum. DITTMANN (1990a, 1990b, 1999) postuliert aus den Untersuchungen des – allerdings grobkörnigen – „Hauptwadisediments“ (HWS) im Wadi Deir, Eastern Desert, Ägypten, ebenfalls eine klimatische Gunstperiode mit Kalksinterbildung (bis) vor ca. 26 000 a BP, die der HWS-Ablagerung voranging, während erneute Kalksinterbildung vor 8000 bis 12 000 a BP wahrscheinlich schon in die Endphase der HWS-Bildung fällt; die fluviale Wiederzerschneidung des HWS war vor 5500 a BP schon weitgehend erfolgt und zu Beginn des zweiten vorchristlichen Jahrtausends weitgehend abgeschlossen.

Die mineralogischen Untersuchungen an den lößartigen Sedimenten des Wadi Firan ergeben weitere Indizien für das lokale Paläoklima im Zentral-Sinai: In einem über 3 m mächtigen Profil (Basis der feinkörnigen Sedimente in Becken II, die dort 55 m Mächtigkeit erreichen; s. Abb. 4 und TL-Proben 7 und 8) konnten 10 Wechsel zwischen liegendem Substrat und hangender „Bodenbildung in statu nascendi“ nachgewiesen werden. Diese Wechselfolge wurde einerseits geochemisch analysiert, zum anderen wurde der Versuch unternommen, aus diesen Daten paläoklimatische Bedingungen zu rekonstruieren. Dabei wurde der Gehalt bestimmter Ionen (besonders Al, Fe<sup>3+</sup>, Ti, Pb<sup>4+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Ce) genutzt, um aridere bzw. weniger aride Sedimentations- und Bodenbildungsphasen abzuleiten (SMYKATZ-KLOSS et al. 1998a). Die liegenden Sedimente im Profil II-1 (nahe der Auflagerungsbasis auf dem Kristallin, Abb. 4) weisen auf ein relativ feuchtes Klima, die hangenden auf ein stark arides Klima hin. Dazwischen gab es mehrere Wechsel unter mehr ariden Verhältnissen (SMYKATZ-KLOSS et al. 1998a, b).

Soweit geben also die bisherigen Befunde und ihre paläoklimatische Einordnung in globale Klimaschwankungen Anlaß, die Frage der Genese der lößartigen Sedimente unter dem Gesichtspunkt gegenüber heute grundlegend veränderter hydrologischer und geomorphodynamischer Verhältnisse anzugehen. An dieser Stelle kann noch keine endgültige Erklärung gegeben werden, aber Überlegungen zur Lösung der Frage müssen drei Gesichtspunkte berücksichtigen,

- die Produktion großer Massen von Silt,
- den äolischen und z. T. fluvialen Transport großer Massen von Silt,
- die Ablagerung und Konservierung großer Massen von Silt in einem gebirgigen Gelände, in dem unter aktuellen Bedingungen Feinmaterial ausgetragen wird.

Die Produktion von Silt, die einen enormen Energieumsatz erfordert, kann nach neuesten Laborexperimenten auf sehr verschiedene Weise erfolgen (WRIGHT

et al. 1998). Äolische Abrasion und fluviale Zerkleinerung erweisen sich als äußerst effektiv für kurzfristige Produktion von Quarz-Silt. Längerfristig werden aber glazialer Abrieb und Verwitterungsprozesse einschließlich Salzverwitterung als beständigere und daher effektivere Mechanismen der Siltproduktion angesehen. Der Transport großer Mengen von Silt setzt einerseits große freiliegende, siltbedeckte Oberflächen voraus, andererseits aber auch ausreichende Verfügbarkeit und Kapazität von Transportmedien, insbesondere Wind und Wasser. Es ist auffällig, daß während der MIS 2 nicht nur in den Lößgürteln der Mittelbreiten, sondern global große Mengen an Silt transportiert und abgelagert wurden. Die Maxima der Staubeinträge in die großen Eisschilde polarer Breiten beider Hemisphären können nur durch äolischen Transport erklärt werden, so daß auf eine insgesamt verstärkte atmosphärische Zirkulation und stark staubbeladene Atmosphäre geschlossen werden kann. Als Hauptproblem bleibt die Fixierung äolisch angelieferter und fluvial umgelagerter Silte in einem hochenergetischen Gebirgsrelief wie im Zentral-Sinai zu klären, als deren Herkunftsgebiet der trocken gefallene Golf von Suez anzunehmen ist.

Dazu erachten wir ein Modell, das WILLIAMS (1997) entworfen hat, als diskussionswürdig. Danach veränderte die massive Staubanlieferung auf die Hänge in ariden Gebieten die hydrologischen Verhältnisse grundlegend, indem durch die Staubaufgabe eine wesentlich bessere Infiltration und Retention von Niederschlags- (und Schmelz-)Wasser erreicht wurde. Die Abflußquote muß erheblich zurückgegangen sein, und die Abflußspitzen müssen zeitlich bedeutend gestreckt worden sein. Zugleich ermöglichte die bessere Wasserretention eine stärkere Vegetationsbedeckung der Hänge. Die Beobachtung, daß oberhalb des Katarinenklosters in einer Hangschuttdecke Blöcke mit Verkrustung durch lößartiges Feinmaterial gefunden wurden, unterstützt diese Annahme auch für den Zentral-Sinai. Das ins Wadi abgehende Wasser transportierte kaum noch Grobmaterial und deponierte bei erheblich reduzierter Schleppkraft vorwiegend Feinmaterial. Mit dem Nachlassen bzw. Aussetzen der Staubsedimentation auf den Hängen wurden diese relativ rasch wieder freigespült, und es stellten sich bei mangelnder Retention wieder episodische torrentielle Abflußverhältnisse ein, die zu einer raschen Zerschneidung der feinkörnigen Wadiverfüllung führten.

#### 6 Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gebührt Dank für die finanzielle Unterstützung der Arbeiten,

ebenso wie allen deutschen und ägyptischen Teilnehmern der Geländekampagnen 1996 und 1997 im Zentral-Sinai und den Bediensteten der Forschungsstelle

Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, deren kollegiale Mithilfe die TL-Datierungen durch einen von uns (L.Z.) ermöglichte.

### Literatur

- AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. London.
- AWAD, H. (1953): Signification morphologique des dépôts lacustres de la montagne du Sinai Central. In: Bulletin de la Société (Royale) de Géographie 25, 23–28.
- BARRON, T. (1907): The topography and geology of the Peninsula of Sinai (Western portion). Survey Department. Cairo.
- BERGER, G. W., LOCKHART, R. A. a. KUO, J. (1987): Regression and error analysis applied to the dose-response curves in thermoluminescence dating. – Nucl. Tracks Radiat. Meas., 13, 177–184.
- BÜDEL, J. (1954): Sinai, „die Wüste der Gesetzesbildung“ als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüstenmorphologie. In: Abhandlungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung (Mortensen-Festschrift) 28, 63–85.
- COUDÉ-GAUSSIN, G. (1987): The Perisaharan loess; sedimentological characterization and paleoclimatic significance. In: Geojournal 15, 177–183.
- DITTMANN, A. (1990a): Zur Paläogeographie der ägyptischen Eastern Desert. Marburger Geogr. Schriften 116, Marburg/L.
- (1990b): Die Kombination geomorphologischer und prähistorischer Arbeitsmethoden bei der Lösung paläogeographischer Fragen in der Eastern Desert Ägyptens. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 40, 139–147.
- (1999): Paläogeographie und Petri glyphen. Neue Ergebnisse zur Synopse geomorphologischer und prähistorischer Befunde aus dem Bereich des Gebel Galala-el-Qibliya (Ägypten). Frankfurter geowiss. Arbeiten, D 25, 43–73.
- EITEL, B. a. ZÖLLER, L.: Soils and sediments in the basin of Dieprivier-Uitskot (Khorixas District, Namibia): Age, geomorphic and sedimentological investigation, paleoclimatic interpretation. In: Palaeoecology of Africa 24, 159–172.
- EL-SHERBINI, M. (1992): Composition and paleoclimate of the pleistocene lacustrine sediments of Wadi Firan, Sinai. In: Proceedings of the 3rd conference of geology of Sinai for development, Ismailia, 153–160.
- FRAAS, O. (1867): Aus dem Orient. Stuttgart.
- GOODFRIEND, G. A. a. MAGARITZ, M. (1988): Paleosols and late Pleistocene rainfall fluctuations in the Negev Desert. In: Nature 332, 144–146.
- GRIFFITHS, J. (1972): The climate of the United Arabian Republic. In: World survey of climatology, vol. 10, 79–92.
- HAR-EL, M. (1983): Sinai Journeys. The Route of the Exodus. San Diego, CA.
- HOROWITZ, A. (1979): The Quaternary of Israel. London.
- ISSAR, A. a. ECKSTEIN, Y. (1969): The lacustrine beds of Wadi Firan, Sinai: Their origin and significance. In: Israel Journal of Earth Sciences 18, 21–27.
- MEJDAHL, V. (1988): The plateau method for dating partially bleached sediments by thermoluminescence. In: Quaternary Science Reviews 7, 347–348.
- NIR, D. (1970): Les lacs quaternaires dans la région de Feiran, Sinai Central. In: Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique 12, 335–346.
- RÖGNER, K. a. SMYKATZ-KLOSS, W. (1991 a): The deposition of eolian sediments in lacustrine and fluvial environments of Central Sinai (Egypt). In: Catena Supplement 20, 75–91.
- (1991 b): Fluviale Geomorphodynamik im Zentralen Sinai während des jüngeren Quartärs. In: Freiburger Geographische Hefte 33, 209–221.
- (1993): The fine-grained sediments of Wadi Firan (Sinai, Egypt): Origin and sedimentology. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 88, 123–139.
- (1998): The fine-grained, loess-like sediments of the Wadi Firan, Sinai, Egypt: Possibilities of palaeoclimatic interpretations? In: ALSHARHAN, A. S. et al. (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change, Rotterdam, 209–211.
- SMYKATZ-KLOSS, W., KNABE, K. a. RÖGNER, K. (1998 a): The geochemical development of (semi-)aridic soils as a tool for the reconstruction of paleoclimatic changes; a case study for the Wadi Feiran, Sinai, Egypt. In: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1997, 41–57.
- SMYKATZ-KLOSS, W., KNABE, K., RÖGNER, K., HÜTTL, C. a. ZÖLLER, L. (1998 b): Paleoclimatic changes in central Sinai. In: Paleoecology of Africa 25, 143–155.
- WALTER, H. u. LIETH, H. (Hrsg.) (1960–67): Klimadiagramm-Weltatlas. 3 Lfrgn., Jena.
- WILLIAMS, M. (1997): Ambiguous response of desert rivers to climatic change. – Quaternary Deserts and Climatic Change Conference, 30 June – 3 July, Univ. of Wollongong, N.S.W., Australia, Program and Abstracts.
- WRIGHT, J., SMITH, B. a. WHALLEY, B. (1998): Mechanisms of loess-sized quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations. In: Geomorphology 23, 15–34.