

Ludwig – Maximilians – Universität München

**Die Krusten der Ränder der Fayoum-Depression –
Geomorphologische Untersuchungen (Band 1)**

Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

Vorgelegt von

Ashraf Mohamed

München, März 2003

Datum der mündliche Prüfung: 22.05.2003

Gutachter:

Prof. Dr. K. Rögner
PD. Dr. S. Bussemer

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines Forschungsprojektes des Landes Ägyptens mit der Zielsetzung, neue Arbeitsmethoden im Bereich der geomorphologischen Untersuchung von Krusten zu entwickeln.

Um der wissenschaftlichen Zielsetzung dieser Arbeit gerecht zu werden, waren mehrere Geländeaufenthalte in dem Untersuchungsgebiet Fayum-Depression notwendig, die durch die Hilfe von Herrn Prof. El- Scharnubi der Universität Kairo ermöglicht wurden.

Die Auswertung der Geländebefunde erfolgte von 2000-2002 am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München, welches dabei finanzielle Unterstützung gewährte.

Danken möchte ich besonders Herrn Prof. Dr. Rögner, der diese Arbeit betreute und mir in vielen Gesprächen und Diskussionen zahlreiche Anregungen zuteil werden ließ und stets großes Interesse am Fortgang an dieser Arbeit zeigte. Auch möchte ich mich für seine Unterstützung während der Geländeaufenthalte sehr herzlich bedanken.

Des weiteren gilt mein Dank Herrn Priv. Doz. Dr. Bussemer für seine tatkräftige Unterstützung bei den Labor- und Geländearbeiten und seine wertvollen Hinweise bei der Erstellung der Arbeit.

Die sedimentologische und geochemische Auswertung der Proben erfolgte im Geolabor des Instituts für Geographie der LMU München. Frau A. Ambrosch und Herrn G. Wagner sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Die technische Fertigstellung der Arbeit wurde von Herrn Dipl.-Geogr. T. Mayer aktiv unterstützt.

München, im März 2003

Ashraf Mohamed

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG	7
1.1	Das Untersuchungsgebiet	7
1.2	Problemstellung und Zielsetzung	8
2	ARBEITSMETHODEN	9
2.1	Feldmethoden, Probenentnahme und Vorbereitung der Proben	9
2.2	Sedimentologischen Labormethoden	9
2.2.1	Korngrößenanalyse und Korngrößenparameter	9
2.2.2	Kornform und Polituranalyse	10
2.3	Chemische Untersuchungen	11
2.3.1	Kalkgehalt	11
2.3.2	Gipsgehalt	11
2.3.3	Salzgehalt	12
2.3.4	pH-Wert	12
3	DIE PHYSISCHE GEOGRAPHIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS	13
3.1	Das Klima	13
3.1.1	Die Temperatur	13
3.1.1.1	Die Temperatur in der Fayoum Depression	13
3.1.1.2	Temperaturwerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste (Wadi Elnatron und Farafra)	15
3.1.2	Der Niederschlag	16
3.1.2.1	Der Niederschlag in der Fayoum Depression	16
3.1.2.2	Die Niederschlagswerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste	17
3.1.3	Die relative Luftfeuchtigkeit	17
3.1.3.1	Die relative Luftfeuchtigkeit in der Fayoum Depression	17
3.1.3.2	Die relative Luftfeuchtigkeit des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste	17
3.1.4	Die Verdunstung	18
3.1.4.1	Die Verdunstung in der Fayoum Depression	18
3.1.4.2	Die Verdunstungswerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste	19
3.1.5	Der Wind	19
3.1.5.1	Der Wind in der Fayoum Depression	19
3.1.5.2	Die Windwerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste	21
3.2	Geologie	22
3.2.1	Stratigraphie	22
3.2.1.1	Einführung	22
3.2.1.2	Mittleres Eozän	23
3.2.1.3	Oberes Eozän	25
3.2.1.4	Oligozän	28
3.2.1.5	Miozän	31
3.2.1.6	Pliozän	32

3.2.2	Geologische Struktur	34
3.2.2.1	Verwerfungen	34
3.2.2.2	Falten	35
3.2.2.3	Diskordanzen	37
3.2.2.4	Basalergüsse	37
3.2.3	Landschaftsgeschichte	38
3.2.3.1	Genese der Depression	38
3.2.3.2	Geologisch-geomorphologische Überlegungen	40
3.3	Fayoum und Umgebung: Geomorphologische Übersicht	42
4	EIGENE UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE	46
4.1	Das Testgebiet Elnaalun	46
4.1.1	Die Geomorphologie des Gabel Elnaalun Gebietes	46
4.1.1.1	Die Flächenniveaus des Elnaalungebietes	46
4.1.1.2	Seestrandablagerungen	47
4.1.1.3	Wadis	48
4.1.2	Die sedimentlogischen Parameter	49
4.1.2.1	Korngrößenverteilung	49
4.1.2.2	Kornformen	51
4.1.2.3	Politur Analysen	53
4.1.2.4	Zusammenfassung der sedimentlogischen Parameter des Elnaalungebiets	54
4.1.3	Die bodenchemischen Parameter des Elnaalun Gebietes.	55
4.1.3.1	Die klastischen Anteile	55
4.1.3.2	Kalkgehalt	56
4.1.3.3	Gipsgehalt	57
4.1.3.4	Salzgehalt	58
4.1.3.5	pH-Wert	59
4.1.3.6	Zusammenfassung der chemischen Parameter	60
4.2	Das Testgebiet Qatrani	62
4.2.1	Die Geomorphologie des Qatrani Gebietes	62
4.2.1.1	Der Bereich der Qarun Stufe	63
4.2.1.2	Der Bereich der Qasr Elsagha Stufe	64
4.2.1.3	Der Bereich der Qatrani Stufe	64
4.2.2	Die Sedimentologischen Parameter	65
4.2.2.1	Korngrößenverteilung	65
4.2.2.2	Kornformen	67
4.2.2.3	Politur Analysen	69
4.2.2.4	Zusammenfassung der Ergebnisse zu den sedimentologischen Parametern des Qatrani-Gebietes	70
4.2.3	Die bodenchemischen Parameter des Qatrani Gebiets	71
4.2.3.1	Die klastische Anteile	71
4.2.3.2	Kalkgehalt	72
4.2.3.3	Gipsgehalt	73
4.2.3.4	Salzgehalt	75
4.2.3.5	pH-Wert	75
4.2.3.6	Zusammenfassung der chemischen Parameter	76
4.3	Die Krusten im Bereich der Fayoum Depression	78
4.3.1	Zur Definition von Krusten	78
4.3.2	Die makroskopische Typisierung der Krusten in der Fayoum Depression	78
4.3.2.1	Betonierte Gipskrusten	79
4.3.2.2	Massive Gipskrusten	80
4.3.2.3	Gipskrusten mit Konkretionen	81

4.3.2.4	Fleckige Gipskrusten	82
4.3.2.5	Diffuse Gipskrusten	83
4.3.3	Räumliche Verteilung der Gipskrusten in den Untersuchungsgebieten.	84
4.3.4	Genese der Gipskrusten	85
4.3.5	Überlegungen zum Alter der Krusten	86
5	ZUSAMMENFASSUNG	89
6	QUELLENVERZEICHNIS	92
6.1	Literaturverzeichnis	92
6.2	Kartenverzeichnis	98
6.2.1	Topographische Karten	98
6.2.1.1	Karten 1:250 000,	98
6.2.1.2	Karten 1:100 000	98
6.2.1.3	Karten 1:50 000	98
6.2.2	Geologische Karten	99
6.3	Unveröffentlichte Materialien	99

1 Einleitung

1.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Fayoum ist eine kreisförmige, „echte“ Depression in der westlichen Wüste Ägyptens (tiefster Punkt: 53m unter NN). Sie liegt circa 100 km südwestlich von Kairo zwischen $29^{\circ} 10' - 29^{\circ} 35' N$ und $30^{\circ} 20' - 31^{\circ} 10' E$ (siehe Fig. 1). Die Depression besteht aus zwei geomorphologischen Einheiten, dem „Boden“ mit den agrarisch genutzten Flächen sowie dem Qarun See und den „Rändern“ der Depression, dem eigentlichen Arbeitsgebiet.

Die Randbereiche („Ränder“) nehmen einen großen Teil der Depressionsfläche ein. Die nördliche Grenze des Arbeitsgebietes verläuft entlang der Wasserscheide zwischen der Depression und der Tafellandschaft der Westlichen Wüste, die in der angesprochenen Region aus einem Plateau oligozäner Ablagerungen besteht, das maximal 358 m Höhe erreicht. Im Osten begrenzt die Wasserscheide zum Niltal, im Süden und Südwesten diejenige zum Wadi-Elrayan das Untersuchungsgebiet.

Gegen die Fayoum-Oase ist das Untersuchungsgebiet durch die Isohypsen zwischen 5 m und 20 m NN abgegrenzt. Diese Grenze ist geomorphologisch markant ausgebildet:

- Unterhalb dieser Linie ist der Boden der Depression von Nil- und Seesedimenten bedeckt worden, während oberhalb die eozänen, oligozänen, miozänen und pliozänen Formationen an der Oberfläche ausstreichen.
- Diese Linie ist gleichzeitig die Grenze zwischen den landwirtschaftlich intensiv genutzten und dicht bewohnten Siedlungsgebieten der Depression und der unbewohnten Wüste in den Randgebieten.
- Die Oberfläche des „Bodens“ ist sanft gewellt, während darüber häufig steile Hänge die Flächen unterbrechen.

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Zum Arbeitsgebiet liegt ein umfangreiches geologisches und geographisches Schrifttum vor. Jedoch sind geomorphologische Detailuntersuchungen selten (Abo-Elhagag 1967, Abdl-Aziz 1978 und Taha 1982), wobei Studien zu den oberflächennahen Krusten der Fayoum Depression völlig fehlen. Insgesamt blieb dieses Forschungsobjekt in Ägypten relativ unbeachtet (Ali & West 1983 und Blume, Alaily, Smettan, Zielinske, 1984).

Die Ränder der Fayoum Depression sind jetzt schon einem feststellbaren Druck durch Urbarmachungsprojekte ausgesetzt. Denn die Bevölkerung lebt heute dicht gedrängt auf dem begrenzten Depressionsboden. Angesichts des aktuellen Bevölkerungswachstums (jährlich zwischen 2 % und 3 %) besteht ein Zwang zur Nutzung der Ränder der Depression. Geplante Projekte zur landwirtschaftlichen Nutzung dieses Raums benötigen neben den oben genannten geologischen und allgemeingeographischen Grundlagen dringend auch geomorphologische unter detaillierter Kenntnis der Krusten.

Die vorliegende Untersuchung soll deshalb bezüglich der Krusten in erster Linie die folgenden Fragen beantworten:

1. Welches Verteilungsmuster besitzen die Krusten im Untersuchungsgebiet?
2. Lassen sich die Krusten differenzieren und typisieren?
3. Wo ist das Liefergebiet für das krustenbildende Material (Kalk, Gips und Salz)?
4. Können die Krusten zeitlich eingeordnet werden und lassen sich Beziehungen zum Paläoklima erkennen?

2 Arbeitsmethoden

2.1 Feldmethoden, Probenentnahme und Vorbereitung der Proben

Die Geländeuntersuchungen umfassten neben der Beobachtung und Dokumentation in erster Linie Arbeiten an Bodenaufschlüssen. Letztere wurden entsprechend der im Untersuchungsgebiet vorkommenden geomorphologischen Formen gezielt ausgesucht und beprobt. Im Einzelnen kamen folgende Methoden zum Einsatz:

- Bestimmung der Höhen- und geographischen Lage durch GPS Messungen und Nutzung topographischer Karten.
- Aufnahme und Dokumentation der gegrabenen Profile über Skizzen und Photos.
- Beschreibung der Lage im Relief und der jeweiligen Oberfläche.
- Bodenprofilaufnahme und -beschreibung.
- Probenentnahme: Für die sedimentologischen und chemischen Analysen erfolgte sie horizontweise/schichtweise als Mischprobe. Für spezielle Fragestellungen (Konkretionen oder Risse) oder an wichtigen Profilen wurde auch in dichterem Abstand und getrennt beprobt. Die zumeist horizontweise genommenen Proben sind in den Tabellen von unten nach oben durchnummeriert (8/1, 8/2 usw.; 8 steht dabei für das jeweilige Profil, die Ziffer hinter dem Schrägstrich für die unterschiedlichen Horizonte).
- Probenaufbereitung: Alle Proben wurden mit einem 2 mm-Sieb in Fein- und Grobboden geteilt, anschließend wurden die Proben aus dem feinen Material entnommen. Alle nachfolgend beschriebenen Untersuchungen wurden an lufttrockenen Proben des Feinbodens durchgeführt.
- HCl- Schnelltest für jede Probe.

2.2 Sedimentologischen Labormethoden

2.2.1 Korngrößenanalyse und Korngrößenparameter

Zur Ermittlung der allgemeinen Körnungseigenschaften wurde das kombinierte Sieb- und Sedimentationsverfahren eingesetzt. Als Dispergierungsmittel diente Ammoniak. Die Korngrößenverteilungen wurden als wichtigster Laborparameter neben den

Profilzeichnungen in Balkendiagrammen mit den Fraktionen Ton (T), Feinschluff (fU), Mittelschluff (mU), Grobschluff (gU), sehr feiner Sand (sfS), Feinsand (fS), Mittelsand (mS), Grobsand (gS) und sehr grober Sand (sgS) dargestellt (nach Van Reeuwijk, 1992).

Die Korngrößenparameter wurden auf Grundlage der international üblichen Phi-Grade nach der Momentmethode bestimmt (Tucker 1996: 73). Für die Auswertung wurden nur das erste Moment (Mittelwert x) und das zweite Moment (Standardabweichung σ) als Maße für die mittlere Korngröße bzw. die Sortierung herangezogen:

$$\sigma = \sqrt{\frac{q_1(x_1 - x)^2 + \dots + q_n(x_n - x)^2}{100}} \quad x = \frac{(q_1x_1 + \dots + q_nx_n)}{100}$$

x -Mittelpunkt der Kornfraktion in Phi-Graden, q -prozentuale Häufigkeit dieser Fraktion

Zu beachten ist dabei, dass aufgrund der Umrechnung in Phi-Graden eine Erhöhung der Mittelwerte eine feiner werdende Körnung anzeigt, während eine Erhöhung der Standardabweichungen auf eine Verschlechterung der Sortierung hinweist.

Die Tonfraktion wurde aufgrund ihrer Wanderungsfähigkeit bei der Berechnung ausgeklammert.

2.2.2 Kornform und Polituranalyse

Für die Kornform- und Polituranalyse wurden bestimmte Profile aus geomorphologischer Sicht (d. h. nach den im Untersuchungsgebiet vorkommenden unterschiedlichen geomorphologischen Formen) gewählt. Aus den Proben dieser Profile wurden nur die fünf Sandfraktionen zur Analyse herangezogen: sehr grober Sand (2,000 mm-1,000 mm), grober Sand (1,000 mm-0,500 mm), mittlerer Sand (0,500 mm-0,250 mm), feiner Sand (0,250 mm-0,125 mm) und sehr feiner Sand (0,125 mm-0,0625 mm). Von jeder Korngrößenfraktion wurden 100 Quarzkörner gewählt und nach 6 Kornformenklassen (Abrundungskoeffizient von POWERS) mikroskopisch untersucht.

Die Kornformenklassen lauten: sehr eckig (very angular), eckig (angular), sub-eckig (sub-angular), sub-gerundet (sub-rounded), gerundet (rounded) und gut gerundet (well rounded).

Daneben wurden die Quarzkörner auch in Bezug auf ihren Glanz in matt oder glänzend unter dem Mikroskop unterschieden.

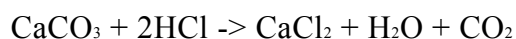
2.3 Chemische Untersuchungen

Alle bodenchemischen Parameter wurden durch Standardmethoden (vor allem nach SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995) bestimmt

2.3.1 Kalkgehalt

Der Karbonatgehalt wurde durch gasvolumetrische Bestimmung mit dem Scheibler-Gerät gemessen. (nach BARSCH ET AL. 1984: 74).

Der Versuch läuft nach folgendem Schema ab: In einem geschlossenen Gefäß wird die Bodenprobe mit Salzsäure versetzt, so dass folgende chemische Reaktion einsetzt:



Das in dem Entwicklungsgefäß freigesetzte Kohlendioxid verdrängt das Wasser in der U-förmig gebogenen kalibrierten Bürette, an der dann das Volumen des entwickelten Gases abgelesen werden kann. Unter der Annahme, daß sich das Volumen des entstehenden CO₂-Gases proportional zur Menge des in der Probe enthaltenen CaCO₃ verhält, erfolgt die Bestimmung des CaCO₃-Gehalts über eine Eichprobe aus 100% CaCO₃, welche vorherrschende Luftdruck- und Temperaturverhältnisse abbildet.

2.3.2 Gipsgehalt

Der Gipsgehalt wurde rechnerisch ermittelt, nachdem eine Bestimmung des Ca-Gehalts durch den Flammenphotometer erfolgt war.

Gips wird aus der Bodenprobe durch Zugabe von Wasser und anschließendem Schütteln gelöst. Durch das spätere Zugeben von Aceton wird er selektiv aus dem Extrakt ausgefällt. Der gewonnene Niederschlag wird erneut in Wasser aufgelöst und anschließend wird im Flammenphotometer die Ca-Konzentration der Lösung bestimmt. Bei flammenphotometrischen Bestimmungen wird die Meßlösung in eine Gasflamme gesprüht, wobei chemische Elemente von eingegangenen Bindungen gelöst werden und in Atome auseinanderfallen. In einem Spektralphotometer wird dann die Intensität des dabei

abgegebenen Lichts, nach Filterung des Lichts anderer Wellenlängen bzw. Elemente, photoelektrisch gemessen. Über eine Eichreihe wird so der Gipsgehalt errechnet (SCHLICHTING, BLUME & STAHR, 1995, S.124).

2.3.3 Salzgehalt

Der Salzgehalt wurde gravimetrisch ermittelt. Die meisten Salze gehen sofort bei Zugabe von Wasser in Lösung. Auf eine vorher festzulegende Einwaage der Bodenprobe wird genügend Wasser gegeben, dieses Gemisch wird geschüttelt und anschließend gefiltert. Der verbleibenden klaren Lösung, in der sich alle löslichen Salze befinden, wird eine bestimmte Menge entnommen und eingedampft. Durch Wiegen des Eindampfungsrückstands und unter Berücksichtigung der Einwaage und der Menge der entnommenen Lösung kann man dann die Salzkonzentration für die gesamte Probe errechnen.

2.3.4 pH-Wert

Der pH-Wert der Bodenlösung wurde in Suspension (1: 2,5) elektrometrisch (*Knick – pH-Meter, Typ pH 27*) nach Schlichting, Blume & Stahr (1995) gemessen. Als Suspensionsmittel wurden KCl- und CaCl₂-Lösungen verwendet.

3 Die Physische Geographie des Untersuchungsgebiets

3.1 Das Klima

Der Einfluss des Klimas auf geomorphologische Prozesse ist unbestritten. Deshalb sollen in folgenden Kapitel einige Klimawerte aufgelistet und diskutiert werden. Es ist selbstverständlich richtig, dass die gemessenen Klimadaten nur den augenblicklichen Zustand wiedergeben. Ebenso selbstverständlich ist die Feststellung, dass die Fayoum Depression und deren nähere sowie weitere Umgebung während der letzten Jahrtausende einem Klimawechsel von feuchter zu heute arid unterlegen sind. Dieser Wechsel hat sich vermutlich auf die Morphodynamik ausgewirkt.

Die in Kapitel 3.1 vorgestellten klimatologischen Daten stammen von drei Messstationen in der Fayoum Depression selbst (Fig. 3, dort die Nr. 1-3). Zum Vergleich werden auch drei weitere Stationen der näheren (Nr. 4-6, Fig. 3) und zwei der weiteren Umgebung (Nr. 7 und 8, Fig. 3) aufgeführt. Zur Lage dieser Stationen (siehe Fig. 2).

Alle Stationen messen täglich Maximum- und Minimumtemperaturen, relative Luftfeuchtigkeit, Niederschlagsmenge, Windgeschwindigkeit und -richtung, Luftdruck und Evaporationsraten.

Die aufgelisteten Daten (siehe Fig. 3 und alle weitem in Kap. 3.1) zeigen ein für aride Regionen typisches Verhalten: Geringe Niederschlagsmengen, sehr hohe Evaporationsraten, hohe Temperaturwerte mit großen täglichen und saisonalen Schwankungen sowie eine niedrige Luftfeuchtigkeit. Bei der Bewertung der vorgestellten Daten ist aber unbedingt zu berücksichtigen, dass die Messwerte (gerade die Temperaturen) standardmäßig in der Wetterhütte, d. h. wie international üblich in 2m Höhe, gemessen werden. Folglich werden die tatsächlich auftretenden hohen (und niedrigen) Temperaturen direkt an der Erdoberfläche nicht erfasst. Diese liegen deutlich höher (bzw. tiefer) als in der Wetterhütte und sie sind die „geomorphologisch“ wirksamen! Weiterhin werden die Wetterhüttenwerte im „Schatten“ ermittelt; Schatten ist aber in vielen ariden Regionen ein Mangelfaktor.

3.1.1 Die Temperatur

3.1.1.1 Die Temperatur in der Fayoum Depression

Anmerkung: Trotz der oben gemachten Bemerkungen zu den Wetterhütten- und Wetterstationen konnten wegen der großen Datenmenge zu den Temperaturen im Folgenden zumeist nur die Mittelwerte herangezogen werden.

Die durchschnittliche Jahrestemperatur beträgt an der Station Fayoum-Stadt $22,0^{\circ}\text{C}$, $21,9^{\circ}\text{C}$ in Kom Oshem und $22,2^{\circ}\text{C}$ in Shakshouk. Die Werte für die in der Umgebung liegenden Stationen belaufen sich auf $21,3^{\circ}\text{C}$ für Gizeh, $21,6^{\circ}\text{C}$ für Bahria und $21,9^{\circ}\text{C}$ für Bani-Suef (siehe Fig. 4). Diese durchschnittlichen Werte liegen sehr nahe beieinander und sie sind typisch für subtropische Trockengebiete.

Bildet man aus den mittleren Maxima und Minima des wärmsten und kältesten Monats Durchschnittswerte so liegen diejenigen im Fayoum (Mittel aus den Stationen 1-3) geringfügig höher als in der Umgebung (mittleres Maximum: $29,4^{\circ}\text{C}$ bzw. $28,9^{\circ}\text{C}$; mittleres Minimum $14,7^{\circ}\text{C}$ bzw. $14,4^{\circ}\text{C}$).

Ein gleiches Verhalten zeigen die mittleren absoluten Maxima und Minima, wobei allerdings deutliche Unterschiede bei den einzelnen Stationswerten auftreten. So wurde der höchste Betrag für das mittlere absolute Maximum in Shakshouk mit $40,6^{\circ}\text{C}$ gemessen, in Bahria sogar mit $41,6^{\circ}\text{C}$.

Das mittlere absolute Minimum im Fayoum beträgt $9,7^{\circ}\text{C}$ (= Mittelwert der drei Stationen), in der näheren Umgebung nahezu identische $9,6^{\circ}\text{C}$. Das niedrigste mittlere absolute Minimum wurde in Shakshouk gemessen und beträgt $7,5^{\circ}$. In Bahria beläuft sich der Wert auf $7,1^{\circ}\text{C}$.

Bildet man einen Mittelwert aus den tatsächlich gemessenen absoluten Maxima, beträgt er 48°C für die Depression (= Mittelwert der drei Stationen) und $47,7^{\circ}\text{C}$ für die Umgebung. Der höchste überhaupt gemessene Wert von $49,6^{\circ}\text{C}$ stammt aus Kom Oshem. Das absolute Minimum wurde im Fayoum mit $-0,9^{\circ}\text{C}$, bzw. in der Umgebung mit $-1,7^{\circ}\text{C}$ ermittelt. Mit anderen Worten: Werte unterhalb des Gefrierpunktes treten nur vereinzelt auf, auch das ist für subtropische Trockengebiete üblich.

Die Amplituden betragen $27,3^{\circ}\text{K}$ bzw. $27,6^{\circ}\text{K}$. Dabei wurden die höchsten Temperaturschwankungen in Shakshouk mit $33,1^{\circ}\text{K}$ und in Bahria mit $34,5^{\circ}\text{K}$ gemessen. Die absolut höchsten Schwankungen wurden mit $49,5^{\circ}\text{K}$ bzw. $50,7^{\circ}\text{K}$ errechnet.

Die Amplitude zwischen „Winter“ (kühlster Monat) und „Sommer“ (wärmster Monat) beträgt im Fayoum hinsichtlich der mittleren absoluten Maxima und Minima $29,7^{\circ}\text{C}$ (= Mittelwert der drei Stationen) und $28,9^{\circ}\text{C}$ in der Umgebung (Fig. 5)

Die höchste Amplitude des absoluten Temperaturmittelwertes wurde in Kom Oshem gemessen und beträgt $30,5^{\circ}\text{K}$, in Bani-Suef sind es $30,3^{\circ}\text{K}$.

Die Schwankung der durchschnittlichen absoluten Maxima und Minima errechnet sich auf $38,4^{\circ}\text{C}$ im Fayoum und $40,9^{\circ}\text{C}$ in der Umgebung. Die Schwankung der höchsten gemessenen, d.h. der absoluten Temperaturmaxima und –minima unterscheidet sich deutlich, in Kom Oshem sind es „nur“ $38,5^{\circ}\text{C}$, in Bahria oder in Bani-Suef hingegen beachtliche $47,5^{\circ}\text{C}$.

3.1.1.2 Temperaturwerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste (Wadi Elnatron und Farafra)

Die Fig. 6 zeigt, dass die Werte der durchschnittlichen Temperaturen in den drei Depressionen sehr nahe beieinander liegen. Die absoluten Mittelwerte liegen dagegen weiter auseinander.

Fig. 6 und 7 zeigen, dass die Temperaturmittelwerte nahe beieinander liegen, dass aber die von Farafra und Fayoum sich noch ähnlicher sind, während das Wadi Elnatron den Einfluss des Mittelmeers spürbar werden lässt (zur Lage siehe Fig. 2 und 3). Das absolut höchste Maximum tritt wieder in Farafra mit $48,6^{\circ}$ (Monat Juni) auf. Im Fayoum liegt es mit $48,2^{\circ}\text{C}$ geringfügig niedriger, im Wadi Elnatron waren es „nur“ $47,4^{\circ}\text{C}$. Das absolut tiefste Minimum wurde in Farafra im Januar mit $-3,3^{\circ}\text{C}$ gemessen. Im Wadi Elnatron liegt es bei $+1,0^{\circ}\text{C}$ und in Fayoum bei $-1,3^{\circ}\text{C}$.

Die durchschnittlichen Tagestemperaturschwankungen sind in Farafra mit 16°C am größten und in Wadi Elnatron mit $13,9^{\circ}\text{C}$ am geringsten, das Fayoum liegt mit $14,9$ dazwischen. Die Schwankungen der absoluten Maxima und Minima sind ebenfalls in Farafra mit $51,9^{\circ}\text{C}$ am größten, betragen im Wadi Elnatron $46,7^{\circ}\text{C}$ und liegen im Fayoum mit $49,8^{\circ}\text{C}$ in der Mitte.

Die saisonalen Temperaturschwankungen (Fig. 8) geben die Unterschiede zwischen den Mittelwerten des absoluten Monatsmaximums im Sommer und des absoluten Monatsminimums im Winter an. Sie sind in Farafra am größten mit $31,4^{\circ}\text{C}$. Das Fayoum kommt an zweiter Stelle mit $30,0^{\circ}\text{C}$ vor dem Wadi Elnatron mit $26,9^{\circ}\text{C}$.

Die maximalen saisonalen Temperaturschwankungen (= Unterschied zwischen dem absoluten Maximum und dem absoluten Minimum) sind in Farafra mit 49,8°C am größten, im Wadi Elnatron mit 35,9°C am geringsten. Das Fayoum liegt mit 38,3°C wiederum dazwischen.

Ein Vergleich der Temperaturdaten zeigt, dass das Wadi Elnatron noch deutlich von der ausgleichenden Wirkung des Mittelmeers beeinflusst ist. Farafra hingegen weist das ausgeprägte wüstenhafte Klima auf. Die Werte der Fayoum Depression liegen dazwischen, wobei sie aber doch eher zu einem ausgeprägten Wüstenklima tendieren. Beim Fayoum ist zusätzlich zu berücksichtigen, dass sowohl ein Einfluss des Qarun Sees als auch der großen agrarisch genutzten Flächen besteht.

3.1.2 Der Niederschlag

3.1.2.1 Der Niederschlag in der Fayoum Depression

Die im folgenden vorgestellten Daten zeigen, dass das Klima im Untersuchungsgebiet sehr trocken ist. Trotz einer kleinen durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge werden aber bei Starkregenereignissen Summen erreicht, die eine spektakuläre geomorphologische Wirkung erzielen.

Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge (Fig. 9) ist bei allen Stationen im Untersuchungsgebiet sehr gering (13,2 mm, 10,75 mm und 9,2 mm). Die Werte der Umgebung zeigen, dass trotz der insgesamt geringen Mengen noch zu differenzieren ist. Der Wert von Gizeh zeigt mit 18,8 mm deutlich die Beziehung zum nördlich gelegenen Mittelmeerbereich und die 3,6mm von Bahria verdeutlichen, dass die Station dem Zentrum der äußerst trockenen Ostsahara sehr nahe liegt.

Die sehr geringen Niederschlagsmengen fallen im Winterhalbjahr, wobei auf die Monate Dezember, Januar und Februar 55% der Niederschlagsmenge entfallen. Juni, Juli, August und September sind niederschlagsfrei.

Im Arbeitsgebiet treten, wie in allen Trockengebieten, kurzzeitige Starkregen mit hoher Intensität auf. Die höchste gemessene Niederschlagsmenge in 24h belief sich in Kom Oshem auf 49,3 mm, im Fayoum auf 44 mm und in Gizeh auf 27,4 mm. Diese Werte verdeutlichen, dass der durchschnittliche Jahresniederschlag allein während eines einzigen Ereignisses um ein Mehrfaches überschritten werden kann.

3.1.2.2 Die Niederschlagswerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste

Die Niederschlagssummen (Fig. 10) zeigen deutliche Unterschiede. Nach dem bisher Gesagten ist es logisch, dass das Wadi Elnatron mit 38,3 mm den höchsten Wert aufweist, da dort der Einfluss der Tätigkeit mediterraner Zyklonen noch am ehesten spürbar ist. Dass aber in Farafra 2,8 mm Niederschlag gemessen wurden, fällt vollständig aus dem Rahmen. Die 10,8 mm des Fayoum „passen“ hingegen in das zuvor skizzierte Bild.

Alle Stationen weisen einen niederschlagslosen Sommer auf (Juni, Juli, August September). Eine Ausnahme bildet Farafra, wo im Juni 2,6 mm Niederschlag fallen. Ob dies als Einfluss der monsunalen Zirkulation (nordwärtige Verlagerung der ITCZ) zu interpretieren ist, scheint möglich. Den stärkeren monsunalen Einfluss in Farafra zeigt vermutlich auch die Niederschlagsverteilung. Während nämlich im Fayoum und Wadi Elnatron die Hauptmenge des Niederschlags in den Monaten um den Jahreswechsel fällt (51% bzw. 59%), fallen in Farafra nur 28% der Niederschlag im gleichen Zeitraum. Die höchsten Niederschlagsmengen in Farafra fallen in Frühling mit 37,5%.

Deutliche Unterschiede zeigen sich auch in den maximalen Niederschlagsmengen in 24h. Sie erreichen in Farafra nur 15,2 mm, im Fayoum dagegen 44 mm und im Wadi Elnatron gar 70 mm.

3.1.3 Die relative Luftfeuchtigkeit

3.1.3.1 Die relative Luftfeuchtigkeit in der Fayoum Depression

Die Daten in Fig. 11 zeigen, dass die mittlere jährliche relative Luftfeuchtigkeit sowohl im Fayoum (54,6 %) als auch in der Umgebung (51,8 %) nahe beieinander liegen und dass die Kurven synchron verlaufen. Logischerweise werden höchsten Werte für die relativer Luftfeuchtigkeit in Shakshouk gemessen (60,7%), weil diese Wetterstation am Qarun See liegt. Dennoch sind diese durchschnittlichen Werte wenig aussagekräftig, da auch 100% mit Nebel und Taufall erreicht werden können. Gerade letztere Erscheinung ist für die Verwitterung und noch stärker für das pflanzliche Leben von größter Bedeutung.

3.1.3.2 Die relative Luftfeuchtigkeit des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste

Die Daten in der Fig. 12 zeigen, dass die Werte von Fayoum und dem Wadi Elnatron sehr nahe zusammen liegen, wobei der Verlauf an letztgenannter Stelle noch ausgeglichener ist.

Die Kurve von Farafra weist hingegen deutliche Unterschiede zu den anderen beiden auf, denn die relative Feuchte liegt zum Teil mehr als 20% tiefer. Weiterhin zeigt sich Farafra als eine „echte“ Saharastation, während das Fayoum und erst recht das Wadi Elnatron von der doch auch im Sommer recht feuchten (absolute Luftfeuchte) Luft aus dem Mittelmeerraum mit Feuchte versorgt werden.

Die relative Luftfeuchtigkeit hat ebenso Einfluss auf die Verwitterung. Besonders Salze sind in der Lage, die Luftfeuchtigkeit durch hygroskopische Effekte an sich zu binden und so die „Salzverwitterung“ in Gang zu setzen, auch wenn das nach den Niederschlagsmengen oft unwahrscheinlich erscheinen vermag.

3.1.4 Die Verdunstung

3.1.4.1 Die Verdunstung in der Fayoum Depression

In der Fayoum Depression schwankt die jährliche Evaporationsrate zwischen 1971 mm in der Fayoum Wetterstation und 3679 mm in der Nachbararten Bani-Suef Wetterstation, in der Mitte liegt Shakshouk Wetterstation mit 3066 mm. (Fig. 13). Diese gravierenden Unterschiede sind schwer zu erklären.

Die maximalen Verdunstungsraten wurden für den Monat Juni in Shakshouk und Bani-Suef gemessen und sie betragen 12,7 mm/Tag und 16,2 mm/Tag. Die maximale Evaporationsrate im Juli beträgt an der Fayoum Wetterstation 7,68 mm/Tag. Die minimalen Evaporationsraten wurden im Monat Januar in Fayoum und Shakshouk gemessen und betragen 3,1 mm/Tag und 3,6 mm/Tag. Die minimale Evaporationsrate in der Bani-Suef Wetterstation würde im Dezember gemessen und beträgt 4,5 mm/Tag.

Die Evaporationsrate schwankt zwischen 3,3/Tag und 5,1/Tag mm im Winter und zwischen 7,3 mm/Tag und 14,5 mm/Tag im Sommer.

Eng verbunden sind die Evaporationsraten mit den Temperaturwerten (hohe Temperatur = hohe Evaporation) und mit der Bewölkung (beträgt im jährlichen Tagesmittel ca. 20 %).

3.1.4.2 Die Verdunstungswerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste

Die Kurven der drei Wetterstationen des Fayoum, des Wadi Elnatron und von Farafra (Fig. 14) zeigen ganz deutlich, dass die niedrigste Verdunstungswerte im Wadi Elnatron auftreten. Im Gegensatz dazu stehen die hohen Evaporationsraten an der Farafra-Wetterstation.

Die jährliche Evaporationsrate ist in der Farafra Depression ist am höchsten und beträgt 3322 mm, während an der Wetterstation im Wadi Elnatron nur 2223 mm gemessen wurden. Das ist auf den Einfluss des Mittelmeer zurückzuführen, wo höhere Niederschlagsmengen fallen und niedrigere Jahrmittelwerte bei den Temperaturen auftreten. Die durchschnittliche Verdunstung im Fayoum liegt bei 2519 mm (Mittelwert von der Fayoum- und der Shakshouk Wetterstation), sie ist damit näher bei den Werten des Wadi Elnatron als bei denen der Farafra Depression.

Die maximalen Verdunstungsraten wurden für alle Depressionen im Monat Juni gemessen, sie betragen 8,8 mm/Tag im Wadi Elnatron, 9,9 mm/Tag im Fayoum und 13,9 mm/Tag in Farafra. Die minimalen Evaporationsraten wurden im Monat Dezember für das Wadi Elnatron und Farafra gemessen und betragen 3,6 mm/Tag und 4,7 mm/Tag. Die minimale Evaporationsrate in der Fayoum Wetterstation wurde im Januar gemessen und beträgt 3,4 mm/Tag.

Die niedrigen Evaporationsraten treten im Winter auf und schwanken zwischen 3,7 mm/Tag im Fayoum und Wadi Elnatron und 5 mm/Tag in Farafra. Im Sommer schwanken sie zwischen 8,4 mm/Tag im Wadi Elnatron und 12,5 mm/Tag in Farafra.

3.1.5 Der Wind

Winde sind eine Resultat von Luftdruckunterschieden. Im Winter unterliegt die Fayoum Depression einem regionalen Hochdruckgebiet, wobei durchschnittlich 1019mbar erreicht werden. Im Sommer herrscht dagegen niedriger Luftdruck von durchschnittlich 1010 mbar.

3.1.5.1 Der Wind in der Fayoum Depression

Über die monatlichen Werte der Windgeschwindigkeit gibt Fig. 15 Auskunft. Die jährliche mittlere Windgeschwindigkeit wurde in Shakshuk mit 4,8 Knoten/Stunde (2,47 m/Sekunde

oder 8,89 km/Stunde) und in Fayoum mit 4,6 Knoten/Stunde gemessen; in Bani-Suef werden lediglich mit 3,3 Knoten/Stunde ermittelt.

Die monatliche mittlere Windgeschwindigkeit (bezogen auf alle drei Stationen) ist im Juni mit 5,5 Knoten/Stunde am höchsten und im Januar mit 3,6 Knoten/Stunde am niedrigsten

Die niedrigste mittlere monatliche Windgeschwindigkeit der Fayoum Depression wurde in Shakshouk mit 3 Knoten/Stunde (Dezember und Januar) gemessen. Die höchste mittlere monatliche Windgeschwindigkeit wurde ebenfalls in Shakshouk mit 6,3 Knoten/Stunde (Juni) gemessen.

Im Sommer ist die mittlere Windgeschwindigkeit in Fayoum Depression mit 5,4 Knoten/h (Mittelwert alle Wetterstationen in und um Fayoum Depression) erheblich höher als in Winter, wo die mittlere Windgeschwindigkeit 3,5 Knoten/h erreicht. Im Frühling ist die mittlere Windgeschwindigkeit mit 5,2 Knoten/h höher als in Herbst (4,8 Knoten/h); Ursache ist ein lokales Windsystem im Frühling, der Chamsin (Elkhmaseen).

Die häufigste auftretende Windrichtung ist bei allen Wetterstationen Norden (Fig. 16). Die Nordrichtung macht bei der Station Fayoum 52%, in Shakshouk 42% und in Bani-Suef 33% aus. Zweithäufigste Windrichtungen sind Nordost (besonders in Bani-Suef mit fast 29%) und Nordwest.

Fig. 16 zeigt, dass der Wind meistens aus dem Norden (N, NO und NW) kommt. In Shakshouk erreichen Winde aus dem Nordsektor (N, NO und NW) 59%, in Fayoum dann 69% und in Bani-Suef sogar 71%.

Winde aus Südwesten treten mit 3% in Fayoum und Shakshouk sowie mit 7,5% in Bani-Suef nur untergeordnet auf. Sie bringen aber als Chamsin (Elkhamaseen) große Hitze und Staub mit. Windstillen (Calmen) erreichen in Shakshouk und Fayoum mit 25% und 21% hohe Werte, während sie in Bani-Suef mit nur 4% auftreten.

Vermutlich (nicht durch Messungen belegt, aber gespürt) existiert ein lokales Windsystem im Bereich des Qarun Sees, wobei tagsüber feuchtere, kühlere Luftmassen vom Qarun See in Richtung der stärker erhitzten Landflächen und in der Nacht von letzteren Bereichen in Richtung See abfließen.

3.1.5.2 Die Windwerte des Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste

Am deutlichsten sind die Unterschiede der drei Stationen hinsichtlich der Windverhältnisse. Farafra zeigt die größten mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten mit 5,6 Knoten/Stunde, während das Fayoum mit 4,7 Knoten/h in der Mitte liegt und in Wadi Elnatrun mit 2,8 Knoten/Stunde deutlich weniger kräftige Winde auftreten.

Die mittlere Jahresverlauf der Windgeschwindigkeiten der drei Wetterstationen in Abhängigkeit von der Jahreszeit zeigt, dass alle drei Depressionen hohe Windgeschwindigkeiten während des Sommers und des Frühlings zeigen, wohingegen die Winde im Winter und Herbst deutlich geringere Geschwindigkeiten aufweisen. Eine Ausnahme bildet das Wadi Elnatrun, wo die geringste Windgeschwindigkeit in Herbst gemessen wird. Vermutlich ist dafür der starke lokale Chamsin (Elkhmaseen) verantwortlich zu machen.

Die mittlere monatliche Windgeschwindigkeit ist im Fayoum und Farafra während des Monats Juni mit 6,3 und 6,4 Knoten/h am höchsten, während im Wadi Elnatrun in März mit 3,8 Knoten/h der höchste Wert erreicht wird.

Die niedrigste mittlere monatliche Windgeschwindigkeit wurde im Fayoum und in Farafra im Januar mit 3,3 bzw. 3,7 Knoten/h gemessen, während sie im Wadi Elnatrun in Dezember mit 1,8 Knoten/h am niedrigsten ist

Fig. 17 zeigt, dass die häufigste Windrichtung sowohl im Wadi Elnatrun als auch an der Farafra Station der Nordwesten ist. Mit 33% bzw. 27% treten die Nordwestwinde im Wadi Elnatrun und in Farafra auf. Während im Fayoum der Anteil der Nordwestwinde nur 7,7% ausmacht, dominiert dort mit 47% die Nordrichtung. Die nord- und nordwestlichen Richtungen machen zusammen die Hälfte der Winde an allen drei Stationen aus (55% Fayoum, 51% Farafra und 48% Wadi Elnatrun). An dritter Stelle folgen Winde aus der Nordostrichtung mit 14% in Farafra, 9% in Fayoum und 8% in Wadi Elnatrun.

Dieser nördliche Wind ist natürlich mediterran geprägt und ist hinsichtlich seiner Wirkung auch von der Entfernung der Regionen zum Mittelmeer abhängig (deutlicher Einfluss im Wadi Elnatrun und geringer in Farafra).

Der Chamsin (Elkhamaseen) macht fast 3% bei allen drei Depressionen aus. Der Anteil der Calmen beträgt in Farafra 21%, im Fayoum 23 % und im Wadi Elnatrun 27 %.

3.2 Geologie

3.2.1 Stratigraphie

3.2.1.1 Einführung

Das Fayoum ist eine in etwa kreisförmige, „echte“ Depression (tiefster Punkt: 53m unter NN), die in der westlichen Wüste (Western Desert, Libysche Wüste etc.) Ägyptens circa 100 km südwestlich von Kairo gelegen ist (siehe Fig. 1). Die anstehenden Fest-Gesteine stammen alle aus dem Tertiär und sie sind fast gänzlich den Sedimentgesteinen zuzuordnen (siehe Fig. 19), denn die vulkanischen Gesteine sind nur kleinflächig verbreitet und stammen von lokalen Ausbrüchen am Nordrand der Depression.

Da die Depression nahezu allseitig von Stufen umgeben ist, sind wegen des ariden Klima die mächtigen Serien der sedimentären Gesteine aus dem mittleren und oberen Eozän, dem mittleren und oberen Oligozän, sowie dem Miozän und Pliozän sehr gut aufgeschlossen. Ein charakteristisches Merkmal der meisten Gesteine ist ihre ausgeprägte Standfestigkeit, welche zu den zuvor genannten steilen Stufen führt.

Die Schichtneigung ist nach Norden gerichtet und weist einen geringen Winkel von durchschnittlich 2° oder 3° auf, wobei Schwankungen zwischen 1° zu 5° auftreten können. Diese geringe Neigung ist äußerst konstant, außer wenn sie an einigen wenigen Stellen von kleinen Faltungen beeinflusst wird (El Khashab, 1974, p. 99).

Die Geologie des Untersuchungsgebietes wurde im Verlauf von mehr als 100 Jahren von vielen verschiedenen Autoren bearbeitet (Schweinfurth, 1886; Beadnell, 1901 und 1905; Blanckenhorn, 1921; Caton-Thompson & Gardner, 1927, 1929 und 1934; Caton-Thompson & Gardner & Huzayyin 1937; Gardner, 1929; Sandford & Arkell, 1929; Ball, 1939). Passarge (1940, 1949), Pfannenstiel (1953) und Said (1962) überprüften die oben genannten Arbeiten, welche die Geologie des Fayoum Depression berücksichtigten. Die jüngeren Arbeiten stammen von Tamer, 1968; El-Kadi, 1971; Vondra, 1974; Tamer et al, 1975; Heikal, Hassan & El -Shishtawi, 1983; Mahmoud et al, 1984; Swedan, 1986 und Bown & Kraus, 1988; Shama et al, 1994.

Die Ergebnisse der Arbeit und die dort gegebene Klassifikation SWEDANs (1986) ist für die eigene Fragestellung am besten geeignet, weil er die bisher detaillierteste Gliederung vorgelegt und sowohl die Makro- wie auch die Mikrofaunenanalyse zur Altersbestimmung

der verschiedenen Einheiten herangezogen hat. Daher wird im folgenden Swedans Klassifikation (Fig. 18) mit kleineren Veränderungen genutzt.

Da die oben aufgelisteten Gesteinseinheiten und deren räumliche Verteilung innerhalb des Untersuchungsgebietes von grundlegender Wichtigkeit sind, wird auf sie im folgenden Text ausführlicher eingegangen.

3.2.1.2 Mittleres Eozän

3.2.1.2.1 Die Qazzun Formation

Die Qazzun Formation besteht aus mächtigen Schichten schneeweißen, massiven und kompakten Kalksteins. Diese unterlagern mergelige Kalke mit *Nummulites Gizehensis* der Mokattam Formation und überlagern die klastische Abfolge der Rayan Formation, die aber im Untersuchungsgebiet an der Oberfläche nicht ansteht (siehe Fig. 18).

Im Untersuchungsgebiet tritt die Qazzun Formation an den südlichen und südwestlichen Rändern auf (siehe Fig. 19). Sie ist besonders gut im Gesr El Hadid Bereich aufgeschlossen und formt dort mehrere zum Teil überhängende Kliffs. Letztere werden von mächtigen Bänken getrennt. Die maximale Mächtigkeit der Qazzun Formation wird mit 31,6 m bei Gesr El Hadid beschrieben (Swedan, 1986, p. 25-28).

3.2.1.2.2 Die Mokattam Formation

Die Mokattam Formation besteht im Bereich des Fayoum aus leicht gelblich-weißen, mergeligen Kalksteinen sowie Mergeln mit Lehm als Zwischenmittel in den tieferen und vielen Nummuliten in den oberen Bereichen. Stratigraphisch liegt die Mokattam Formation mit scheinbarer Konkordanz zwischen dem schneeweißen kreidigen Kalkstein der Qazzun Formation im Liegenden und den bräunlichen bis gelben klastischen Schichten der Birket Qarun Formation im Hangenden.

Die Mokattam Formation wird in zwei Formationsglieder eingeteilt, nämlich das:

- El Brieg Formationsglied und das
- mergelige Ravine Formationsglied (Swedan, 1986, p.38).

El Brieg Formationsglied

Das El-Brieg Formationsglied bildet die Basis der Mokattam Formation in der Fayoum Depression. Es besteht aus mergeligem Kalkstein, ist sehr kompakt, fein, gelb-weiß und nummulitenreich.

In Richtung der Basis ändert sich der lithologische Charakter des El-Brieg Formationsgliedes hin zu sandigen Mergeln mit gipsführenden Drusen. Eingeschoben sind mineralische Lagen und mächtige Ton-Schieferbänder (Swedan, 1986,p.39).

3.2.1.2.3 El Ravine Formationsglied

Die Ravine Formation bildet den oberen Teil der Mokattam Formation in der Fayoum Depression. Sie liegt konkordant über dem El Brieg Formationsglied und unter der Birket Qarun Formation in nördlichen, südlichen und südwestlichen Randbereichen der Fayoum Depression; diskordant aber unter den pliozänen Kiesen im östlichen Randbereich und unter den alluvialen Sedimenten im Boden der Fayoum Depression.

Die Schichten der Ravine Formation bestehen aus gipsführendem Lehm, lehmigen Mergeln und mergeligen weißen Kalksteinen. Verschiedene Abschätzungen der Mächtigkeit betragen: 25 m (Beadnell, 1901), 50 m (Said, 1962), 30 m (Tamer, 1968), 71 m (Beadnell, 1905; El-Kadi, 1971 und Swedan, 1986).

Das Ravine Formationsglied besitzt eine fleckenartige Verbreitung entlang des östlichen und nördlichen Randes des Fayoum, während es in südlichen und südwestlichen Bereichen flächenhaft das Kulturland umgibt und sich weiter nach Westen bis an den Fuß des Gart Gehannem Hügel erstreckt (siehe Fig. 19).

Das Ravine Formationsglied unterlagert die alluvialen Sedimente des Kulturlandes im Boden der Fayoum Depression, tritt dort in den Tiefenlinien der Kanäle und besonders in den Tiefen der Runsen (= Ravinen) El Bats und El Wadi auf.

El-Kadi (1971, p.11) zitiert Gaenslen, (1945), der festgestellt hatte, daß die relative Verteilung von Sand, Tonschiefer und Kalkstein in den Ravin Schichten sich wie folgt darstellt:

Sand:	33,5%	Tonschiefer:	49,0%	Kalk:	17,5%
-------	-------	--------------	-------	-------	-------

3.2.1.3 Oberes Eozän

3.2.1.3.1 Birket Qarun Formation

Die Birket Qarun Formation wurde im Ober-Eozän abgelagert. Sie ist im Hangenden der Mokattam Formation und in Liegenden der Qasr El Sagha Formation zu finden. (Beadnell, 1905, p.41).

Diese Formation besteht aus Sandsteinen und Schiefen mit einigen (zwischenlagernden) Kalksteinbändern. Sie ist lithologisch nicht von den liegenden Schichten (Ravine Schichten) zu trennen. Der paläontologische Beweis erlaubt aber eine eindeutige Abtrennung. Die Birket Qarun Formation ist mit den oberen Operculina Schichten der Mokattam Formation in Beziehung gesetzt worden, die von weißem; kreideartigem Kalkstein aufgebaut ist. (Said, 1962, p.102).

El-Kadi (1971, p. 16) nimmt wieder auf Gaenslen, (1945) Bezug, der die petrographische Zusammensetzung der Birket Qarun Formation wie folgt angegeben hatte:

Sand 31,91% Tonschiefer 67,11% Kalkstein 0,98%

Die Birket Qarun Formation kommt vor allem am nördlichen Rand der Fayoum Depression vor, wo sie die nördliche Grenze des Kulturlandes bzw. des Qarun Sees bildet (siehe Fig. 19). Das Stratotyp-Profil der Birket Qarun Formation wurde bei Umm Regl im Westen von Qasr El Sagha beschrieben (Swedan, 1986, p.45). Am westlichen Ende des Qarun Sees (westlich des Dorfes Quta) bilden die Sandstein-Schichten die steilen Kliffs. Die Mächtigkeit der Birket Qarun Formation liegt dort zwischen 50-80 Metern.

Am östlichen Rand zwischen dem Nil Tal und der Fayoum Depression, aber auch im Süden und Südwesten weist die Formation die selben lithologischen Charakteristika wie am nördlichen Rand auf. Am Gabel El Naalun steht die Birket Qarun Formation an und formt eine Serie von Steilhängen oberhalb der Fayoum Depression.

3.2.1.3.2 Qaser el Sagha Formation

Die Qaser el Sagha Formation gehört dem oberen Eozän an. Sie liegt konkordant über den Birket Qarun Schichten. Die Konkordanzfläche ist nicht einfach nachzuweisen, da die Fossilien in beiden Formationen gleich sind. Die Qaser el Sagha Formation Schichten unterlagern die Gabel Qatrani Formation, die aus dem unteren Oligozän stammt (siehe Fig. 20).

Die Qaser el Sagha Formation hat eine Mächtigkeit von etwa 155 m und setzt sich hauptsächlich aus Tonschiefern zusammen, in denen teilweise Gipse oder Sande eingelagert sind. In den Schiefern treten einige dünne Kalksteinlagen auf.

El-Kadi (1971, p. 18) zitiert erneut Gaenslen (1945), der festgestellt hatte, daß die relative Verteilung von Sand, Tonschiefer und Kalkstein wie folgt ist:

Sand 37,38% Tonschiefer 62,6% Kalkstein 0,02%.

Diese Angabe zeigt, daß diese stratigraphische Einheit überwiegend klastischer Natur ist. Die Qaser el Sagha Formation besteht aus 200 m mächtigen Sedimenten, die in Deltabereichen und dazwischen abgelagert wurden. Vier deutlich unterscheidbare Fazies sind in dieser Formation nachgewiesen worden (von Hangend zu Liegend):

- 4- die Quarzsandstein-Fazies,
- 3- die zwischengelagerte Tonstein-, Siltstein- und Quarzsandstein Fazies,
- 2- die gipshaltige bzw. kohlenführende, plattige Tonstein- und Siltstein-Fazies,
- 1- die sandig bioklastische Karbonat-Fazies, die selbst wiederum aus vier Unterfazies besteht (Vondra, 1974, p.82).

Tempel Formationsglied

Das Tempel Formationsglied umfaßt den unteren Bereich der 123 m mächtigen Qaser el Sagha Formation und besteht in erster Linie aus dünnbankigen Lagen glauconitischer bis limonitischer sandiger Kalksteine und aus feinkörnigen Quarzsandsteinen. In beide sind mächtigere sandige Tonsteine (und Siltsteine) sowie kohlenhaltige Tonsteine eingelagert.

Der untere Teil des Tempel Formationsgliedes (d. h. die kohlenartige, bioklastische Karbonat-Fazies) wurde hinter einer marinen Schwelle/Barre im vorderen Mündungsbereich eines

zungenförmigen Ästuars abgelagert. Aus diesen Angaben läßt sich eine Wassertiefe von weniger als 20m ableiten. In Gegensatz dazu scheint der obere Teil des Tempel-Formationsglied (gips- und kohlenhaltige Bänder-tonsteine und Siltsteine) in seichten Lagunen, möglicherweise in der Windschattenseite von Barriereninseln, abgelagert worden zu sein (Vondra, 1974, pp.85-86)

Deir Abu Lifa Formationsglied

Die oberen 77m der Qaser el Sagha Formation werden als das Deir Abu Lifa Formationsglied bezeichnet. Dieses Formationsglied zeigt acht Haupt-Einheiten (siehe Fig. 20):

- 8- Obere kreuzgeschichtete Sandstein- und Tonsteinfoolge,
- 7- Kalksteine, die hinter einer Barre abgelagert wurden,
- 6- untere kreuzgeschichtete Sandstein- und Tonsteinfoolge,
- 5- gipshaltige, goldfarbene Sandsteinfoolge,
- 4- grüne Sandsteinfoolge,
- 3- Sandstein und Gipsfolge,
- 2- grünlich bis goldfarbige lehmige Sandsteinfoolge,
- 1- Mächtige kreuzgeschichtete Sandsteinfoolge.

Swedan (1986, pp.51-52) schlug folgende einfachere Klassifikation für die Qaser El Sagha Formation vor, die er in der Nähe des Qaser El Sagha Tempels studiert hatte:

- 5- Harter, sandiger Kalkstein; grauweiß,
- 4- Grauweißer Sand; leicht kompakt,
- 3- Schieferige Schichten eingelagert in Sandstein- und Kalksteinschichten,
- 2- Wechsel von schieferigen Schichten, von dünnen Schichten feinen Sandes,
von Bändern mit einem hohen Karbonatanteil und Pflanzenüberresten,
- 1- Schichten von gipshaltigen, sandigen Schiefen, die reich an Fossilien sind.

Die Anstehende der Qasr El Sagha Formation nimmt einen großen Teil des nördlichen Randes des Fayoum ein. Die Schichten können am besten in den Kliffs beobachtet werden, so etwa 8 km nördlich des Birket Qarun, wo sie einen steilen, doppelt getreppten Hang bilden, der Ost-West verläuft, nahezu parallel zur nördlichen Küste des Qarun Sees. Vom Qasr El Sagha Tempel (6,5 km nord nordöstlich von Demi) zeigt dieses Kliff eine Tendenz nach Westen, es

behält den selben Abstand von der nördlichen Küste des Sees. Das gilt für eine Strecke von 70 km (Qasr El Sagha Tempel bis zum Gar Gehannem).

3.2.1.4 Oligozän

3.2.1.4.1 Qatrani Formation

Die Qatrani Formation liegt konkordant über der Qasr El Sagha Formation. Im Gegensatz zu den liegenden Einheiten, die mehr oder weniger gleichförmig mächtig sind, zeigt die Gabal Qatrani Formation große Variationen in ihrer Mächtigkeit.

Im Bereich um den Wedan El Faras Hügel ist die Formation etwa 340 m mächtig. Jedoch dünnt die Einheit in starkem Maße nach Westen aus, erreicht weniger als 200 m in der Sarab Mukhafet Fläche und weniger als 100 m am Madwar El Begal. Die Qatrani Formation ist in einem eingeschränkten Bereich etwa 25-35 km östlich vom Wadi Kadish weniger als 100 m mächtig. In der Umgebung der bekannten Basaltmine scheint die Gabal Qatrani Formation am dünnsten zu sein (etwa 50 m), aber sie wird dicker und erreicht beinahe 200 m am Elwahrt Hialla (Bowen & Kraus, 1988, p.20).

Die Qatrani Formation setzt im oberen Steilhang ungefähr 15 km nördlich vom Birket Qarun ein. Der Steilhang weist eine nordöstliche Richtung auf und ist fortlaufend für beinahe 75 km zu erkennen. Die Qatrani Formation ist westwärts des Gart Gehannem und nördlich des Elwat Hialla unter miozänen und pleistozänen Sediementen verborgen (Bowen & Vondra, 1974, p.118).

Im Fayoum und auch nach Osten hin wird das oberflächliche Auftreten der Qatrani-Formation von Vorkommen oder Fehlen des Wedan El Faras Basalt und der großen Ost-West verlaufenden normalen Falten kontrolliert. An Stellen, wo der Basalt größere Mächtigkeiten erreicht, ist die Gabal Qatrani Formation gut aufgeschlossen, indem sie mit wechselnden Bänken unterhalb des steilen Kliffs auftritt. Der Basalt dünnt nach Westen, Norden und Osten vom Wedan El Faras Hügel aus betrachtet, aus. Wo er dünn oder abwesend ist, tritt die Qatrani Formation nur eingeschränkt auf (Bowen & Kraus, 1988, p.20)

Die Qatrani Formation kann in zwei Formationsglieder unterteilt werden. Jedes Formationsmitglied wurde durch einen Depositions-Zyklus geschaffen. Es wechseln

1- Ablagerungen im Flußgerinne,

2- Ablagerungen auf einer breiten Schwemmebene (freier mäandrierender Strom)

3- Ablagerungen in Tümpeln und Seen.

Diese Anzeichen weisen auf eine Ablagerungsbedingung hin, die als feucht, subtropisch bis tropisch in einem Bereich mit geringer Reliefenergie beschrieben werden kann. Dichte Wälder existierten wahrscheinlich zumindest entlang der größeren Ströme. Auch Savannen können existiert haben und zwar in den Bereichen zwischen den Flüssen. Deshalb sind silifizierte Lagen fossiler Baumstämme vorhanden (El Khashab, 1974, p.106).

Die Gabal Qatrani Formation besteht aus eine Wechselfolge von Sandsteinen, Tonsteinen, Siltsteinen und Karbonateinheiten (siehe Fig. 21). Alle angegebenen lithologischen Einheiten zeigen eine Vielfalt von Farben und sie treten auch in unterschiedlichen topographischen Situationen auf.

Die folgenden Angaben zur genaueren Charakterisierung stammen von BOWN & VONDRA, 1974, pp. 119-126:

Sandsteine

Die Sandsteine der Gabal Qatrani Formation bestehen aus fein- bis mittlkörnigen Quarzen, die durch ein kalkiges Bindemittel verfestigt sind. Die einzelnen Schichtglieder variieren in ihrer Mächtigkeit zwischen 0,5 und 56 m. Ihre Farbe wechselt von weiß bis mäßig rot nach gelblich-grau.

Lagen von Feuersteinknollen (4 - 20 mm) sind charakteristisch für die mächtigeren Sandsteinschichten. Die Farbe der Feuersteinknollen ist meistens braun mit grauen und weißen sekundären Verfärbungen. Sie sind oft sehr gut gerundet, aber sehr schlecht sortiert.

Die Kreuzschichtung ist ein unübersehbares Merkmal der Gabal Qatrani Formation.

In diesen Sandsteineinheiten finden sich zwei größere Verwerfungen und mehrere schwächer ausgeprägte. Die klastischen Lagen sind zu etwa 80% aus gut gerundeten, mittel-körnigen Quarzpartikeln aufgebaut und sind durch kristallwasserhaltige Eisenoxidkieselerde verkittet. Diese widerständigen Gesteinslagen bilden wandartige Stufen, die zwischen 30 cm und bis zu 6 m aus dem umgebenden Sandstein herausragen. Die mächtigsten Gesteinslagen variieren zwischen 1 und 2 m in ihrer Breite und sind über mehrere hundert Meter im Gelände zu erkennen.

- Ton- und Siltsteine

Die Ton- und Siltsteine der Gabal Qatrani sind geringer mächtig (0,3-5 m), sie zeigen ein vielfachen Wechsel in der Farbe und schalten sich sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung in den Sandstein ein. Die Schichten sind im allgemeinen laminiert, wobei sie zwischen 0,1 - 0,2 cm und 0,2 - 1 cm schwanken; gelegentlich sind sie aber auch massiv. Ihre Verhärtung ist normalerweise gut, sie zeigen manchmal blockige Struktur, Schwundrisse und mit Sand gefüllte Wurm- und Wurzelröhren.

- Karbonate

Karbonate treten überall in der Formation auf. Dabei sind drei Typen leicht nachzuweisen:

- sehr feine Karbonatkristalle in der Tonfraktion,
- sehr grobe Kristalle im Sand,
- feine Kristalle im Karbonat.

Die Größe der Karbonatkristalle variiert von 0,0165 mm bis 0,625 mm in den tonigen Karbonaten zu mittel und sehr grob (Kristalle 0,0625 bis 2 mm) in den sandigen.

Drusen sind in allen drei Arten von Karbonaten verbreitet, bilden aber normalerweise weniger als 10 Prozent des Gesamtvolumens. Sie können mit großen Kalkspatkristallen oder mit Quarzkristallen gefüllt sein (Bowen & Vondra, 1974, pp.119-126).

3.2.1.4.2 Wedan El Faras Basalt

Der Wedan El Faras Basalt liegt zwischen der oligozänen Qatrani Formation (im Liegenden) und der miozänen Khashab Formation (Sand und Kiese) im Hangenden (siehe Fig. 21). Verschiedene Schätzungen der Mächtigkeit betragen 20 m (Beadnell, 1905), 25 m (Said, 1962), 50 m (Heikel, 1983) und 35,4 m (Swedan, 1986).

Die Typlokalität des Wedan El Faras Basalt liegt am gleichnamigen Wedan El Faras Hügel (= oberer Bereich des Gabel Qatrani). Dort erreicht er die von SWEDAN genannte Mächtigkeit von 35,4 m. Weiter westlich des Gabel Qatrani nimmt der Wedan El Faras Basalt in seiner Mächtigkeit ab und verschwindet völlig im Norden des Qart Gehanem (Swedan 1986, p.64)

Petrographische und chemische Beweise (siehe Fig. 22) zeigen an, daß die basaltischen Gesteine von Wedan El Faras von tholeiitischem Magma stammen. Die Magma drang bei einer Bruchspaltenbildung während des Oligozäns auf (Heikal et al., 1972, pp. 205- 207).

Der Basalt von Wedan El Faras liegt in einer Folge von drei deutlich unterscheidbaren Ergüssen vor, die mit A, B und C von Liegend zu Hangend bezeichnet werden (Fig. 23). Die Einheiten A und C sind charakteristisch mandelartig und blasenförmig, und besonders intensiv verwittert. Die Einheit B hingegen ist massiv, kompakt und überwiegend frisch. Sie bildet eine unübersehbare Kante am obersten Bereich des Qatrani Steilhangs (Heikel et al., 1972, p.196)

3.2.1.5 Miozän

3.2.1.5.1 Khashab Formation

Über den Basaltlagen am Gabel Qatrani liegt eine Serie von Sanden und Kiesen, die ähnlich der unterhalb des Basaltes ist. Diese roten Schichten fallen nach Norden ein und sind gut an Gabel El Khashab im Norden des Fayoum zu erkennen.

Der Kontakt zwischen Wedan El Faras Basalt und dieser, Khashab Formation genannten Folge, weist Merkmale der Erosion auf. An der Oberseite des Basaltes treten mit grobem Sand gefüllte Rinnen auf, die manchmal basaltische Trümmer und Feuersteinkiesel enthalten. Im Bereich des Gabel Qatrani erscheinen die auffälligen Feuersteinkiesel und Konglomerate fast immer im unteren Teil (10-12 m) der Khashab Formation (Bown & Kraus, 1988, p.45).

Die Khashab Formation besteht aus verschieden gefärbtem Sand, ist leicht verfestigt und zeigt Kreuzschichtung von Sand und Kieselsteinen mit Bruchstücken von verkieseltem Holz. Die maximale Mächtigkeit der Khashab Formation beträgt 14,8 m am Wedan El Faras Hügel (Swedan, 1986, p.64).

Da an einigen Stellen zwischen dem Tel Beadnell und Naqb El Garw sowie im Nordwesten des Gart Gehanem der Wedan El Faras Basalt nicht auftritt, liegt die Khashab Formation direkt, aber diskordant über der Gabel Qatrani Formation (Bown & Kraus, 1988, p.45).

Die besten natürlichen Aufschlüsse der Khashab Formation sind über den Basaltlagen nördlich, nordwestlich und westlich des Wedan El Faras Hügel gegeben (siehe Fig. 21)(Bown & Kraus, 1988, p.45).

3.2.1.6 Pliozän

Die pliozänen Sedimente sind in

1. eine kiesige und
2. eine marine Ablagerung (Shakluf Schichten) zu untergliedern.

3.2.1.6.1 Die kiesigen Ablagerungen

Stratigraphisch liegen die pliozänen Kiese diskordant zwischen dem oberen Eozän im Liegenden und der pleistozänen Lagerstätte der „Gipskrusten“ im Hangenden, die in der Mächtigkeit von 0,5 bis 2,0 m variiert. Die Kiesterrassen werden von Beadnell (1905, p.73) als aus dem späten Pliozän stammend angenommen.

Die Kiese sind in zwei Niveaus gefunden worden:

- Hohe Terrassen, die 170-180 m über dem Meeresspiegel liegen,
- Niedrige Terrassen, die sich 70 m über dem Meeresspiegel befinden.

Die Kiesterrassen bestehen grundsätzlich aus einer Mischung von Kies und Sand. Der Kies zeigt im allgemeinen grobe Korngrößen (manchmal 20 cm Durchmesser und mehr) wobei die Flintgerölle dominieren. Diese stammen von nicht genau bekannten Herkunftsgebieten und sie sind gemischt mit Kalkstein-Bruchstücken, fossilen Holzresten und anderen Geröllen, die von vulkanischen Gesteinen stammen. Der Sand ist im allgemeinen grobkörnig und hat „schmutzige“ bis rosa Farben. Die ganzen Ablagerungen werden durch gipshaltiges Material zementiert.

Die kiesigen Serien variieren in ihrer Mächtigkeit zwischen 30 m und 50 m. Sie liegen auf der unregelmäßig erodierten Oberfläche des Eozäns. Die Oberfläche der kiesigen Serien wird von vielen Abflussgerinnen gegliedert. In ihnen wurde der Kies unterhalb des Steilhanges transportiert und es wurden deutliche Schutfächer ausgebildet. (Tamer, 1968, p.45)

Der Kies überlagert die eozänen Sedimente und er enthält Felsblöcke, die von den lokalen eozänen und oligozänen Formationen abzuleiten sind. Die Felsblöcke nehmen an Größe und Mächtigkeit in Richtung Norden zu (Shukri & Azer, 1952, p.13).

Die Kiese treten am nördlichen, östlichen und südöstlichen Rande der Fayoum Depression auf.

Im Norden (östlich des Wedan el Faras Hügels) treten Reste der Kiesterrassen auf und decken die isolierten Hügel ab, zum Beispiel am Gart el Faras und am Gart el Gindi. Im Westen des Wedan el Faras Hügels sind die Kiesterrassen nahezu abwesend, denn sie wurden fast völlig durch die Denudation entfernt (siehe Fig. 19).

Am östlichen Rand treten die Kiesablagerungen in einem breiten Bereich der Nil-Fayoum Wasserscheide auf, besonders am Gabal Elnaalun, Gabal El Lahun und am Gabal El Russ (siehe Fig. 19): Sie liegen als „Hochterrassenkies“ (Höhe bis zu 180 m über dem Meeresspiegel) vor.

Hinsichtlich des Alters und Ursprungs der Kiestrassen gibt es mehrere Theorien. Beadnell (1905, p.78) schlug vor, die Anwesenheit von Kies zeige an, daß im Pliozän ein See bis zu einer Höhe von 170-180 m existiert hat und daß der Kies in diesem See deponiert wurde. Sandford & Arkell (1929b, pp.16-22) beschrieben die Kiese als Wadi-Füllung von Flüssen, die während des oberen Pliozäns von West nach Ost in mindestens 8 verschiedenen Abflußsystemen (siehe Fig. 24) aktiv waren. Ball (1939, p. 27) betrachtete die Kiese als fluviatile Ablagerung von Seitenflüssen des „Nil“. Shukri & Azer (1952, p.13) schlugen vor, daß dieser „Hochterrassenkies“ von Nebenflüssen abgelagert worden ist, die zum Nil während des Pliozäns strömten; sie seien nicht in einem See deponiert worden. Aus der Tatsache, daß sich in der Depression auch marine Sedimente aus dem Pliozän befinden, wird geschlossen, daß die Depression in ihrer heutigen Form während des Pliozäns noch nicht existierte. Shata (1955, p.15) schlug vor, daß der oben genannte Kies Teil eines großen Deltas sei, das den südlichen und südöstlichen Bereich der Qattara Depression einnimmt und das sich nach Süden bis nach Assiut im Niltal erstreckte (siehe Fig. 25).

3.2.1.6.2 Marine Ablagerungen (Shakluf Schichten)

Die marinen Sedimente bestehen aus fossilienhaltigen Sandsteinen und Tonen an der Shakluf Brücke (siehe Fig. 26), d. h. an dem östlichen Rand der Fayoum Depression, und sie haben eine Mächtigkeit von 30 m. Der Ton hat eine dunkelgraue Farbe und weist einen hohen Gehalt an Gips auf. In anderen Regionen ist die Shakluf Formation mehr sandig und geschichtet, teilweise treten in den Sandsteinen Konkretionen auf (siehe Fig. 26). Obige Angaben erfolgen nach Sandford&Arkel, 1929b, pp.12-13)

Die gut ausgebildete Gradierung in der Korngröße des Tonschiefers von unten bis oben sowie die gute Sortierung innerhalb jeder Schicht führen zum Schluß, daß diese Ablagerung in

einem Becken hinter einer Barre im stehenden Wasser zustande kam. Der Schutt wurde in die heutige Depression durch den Ur-Nil und seine Nebenflüsse transportiert. Die heutige Depression war damals wahrscheinlich eine Bucht im pliozänen Nil - Golf (Ashry, 1968, p.1).

3.2.2 Geologische Struktur

3.2.2.1 Verwerfungen

Im Bereich der Fayoum Depression treten viele Bruchlinien (Verwerfungen, Brüche, usw.) auf. Sie sind vor allem an den Rändern nachgewiesen. Zusammengenommen sind sie etwa 1400 km lang. 49 % dieser Bruchlinien liegen am nördlichen Rand, 38 % am westlichen sowie südlichen und 13 % am östlichen. Bezüglich ihrer Richtungen dominiert diejenige von Nordost nach Südwest mit 40 %, gefolgt von der Nord - Süd - Richtung mit 25 %, dann die Nordwest - Südost Richtung (21 %) und zuletzt die Richtung Ost - West mit 14% (siehe Fig. 27).

Detaillierter zeigen sich die wichtigsten Verwerfungen in der Fayoum Depression wie folgt (Swedan, 1986, pp. 159 - 162):

3.2.2.1.1 Ost - West Verwerfungs-System

Dieses Verwerfungs-System ist besonders gut am nordöstlichen Rand der Fayoum Depression ausgebildet, wo viele Verwerfungen parallel zu einander laufen und das Muster eines Staffelbruchs aufweisen. Die Länge dieser Verwerfungen beträgt zwischen 1.5 und 5 km und sie stehen fast saiger (75° - 80°). Sie haben eine Sprunghöhe von durchschnittlich 20 m und queren die Qatarani Formation an der östlichen Seite des namensgebenden Gabal Qatarani. Die allgemeine Schichtneigung im Bereich der Staffelbrüche ist nach Norden gerichtet.

3.2.2.1.2 Nord-Nordwest - Süd-Südost-System

Am südwestlichen Rand der Fayoum Depression tritt von eine großen Verwerfung auf. Sie zeigt eine Sprunghöhe von 20m, verläuft in der oben genannten Richtung und an ihr wurde die Qarun Formation gegen die Mokkatam Schichten verworfen.

Westlich des Madwar El Begal gibt es zwei weitere Verwerfungen, die in die selbe Richtung laufen; aber sie sind etwas kürzer und haben eine durchschnittliche Länge von 2 km.

3.2.2.1.3 Nordwest-Südost Verwerfungs-System

Dieses Verwerfungs-System ist das wichtigste und größte in der Fayoum Depression sowie in der gesamten Umgebung.

An dem nordöstlichen Rand der Fayoum Depression liegt die Gabal Qatarani Verwerfung an der östliche Seite des Gabal Qatarani. Sie besteht aus vielen Verwerfungslinien, die sich jeweils fortsetzen. Diese Verwerfungen haben eine Länge zwischen 2 und 3.5 km und verlaufen über eine Strecke von etwa 10km in Richtung Nordwest - Südost.

Entlang die Gabal Qatarani Verwerfung ist die oligozäne Qatarani Formation gegen die obereozäne Qasr Elsagha Formation verworfen. Im nordwestlichen Bereich der Verwerfung beträgt die Sprunghöhe 150 m. Dort ist die Qasr El Sagha Formation um etwa 30 m durch Zugkräfte bewegt worden.

Etwa 3.5 km südöstlich des Gabal Qatarani liegt andere Abschiebung vor. Sie hat Länge von 2.5 km und eine Richtung von 315°. Die Verwerfung versetzt die Qasr El Sagha Formation etwa 30 m gegen die Qarun Formation.

Weitere Bruchlinien begleiten die Gabal Qatarani Verwerfung in Richtung Nordwest - Südost und haben eine Länge zwischen 1 und 2.5 km.

Eine andere Gruppe von Lineamenten haben deutlich verschiedene Richtungen (N - S, E - W und NW - SE) und sie befinden sich an der nordwestliche Ecke des Berket Qarun. Sie besitzen eine Länge zwischen 0.5 und 1.5 km und beeinflussen die obere Eozän-Schichten.

3.2.2.1.4 Ost -Nordost - West-Südwest - System

Diese Verwerfungen sind im Nordwesten der Gabal Qatarani Verwerfung vertreten und sie verlaufen in Richtung Südwest.

3.2.2.2 Falten

Die Ursache der strukturellen Merkmale geht auf diejenigen tektonischen Bewegungen zurück, welche am Ende des Eozäns stattfanden, und welche damals Antiklinalsäattel geschaffen haben. Sie lagen in der Position, die jetzt von Golf von Suez und vom Roten Meer eingenommen wird. Sie beeinflussten auch die Westliche Wüste, zu der die Fayoum

Depression gehört. Die erzeugten Wirkungen nehmen nach Westen an Intensität ab. Das strukturelle Muster der Westlichen Wüste wird als „Syrischer Faltenbogen“ (KRENKEL) bezeichnet, der in Syrien beginnt und nach Westen bis mindestens 450 km von Kairo entfernt reicht (Shata, 1952, p.102)

Im Untersuchungsgebiet tritt eine große Zahl von Falten auf (siehe Fig. 19):

3.2.2.2.1 Qart El Gindy Strukturen (Antiklinale)

Eine komplexe Struktur, liegt im Norden des Birket Qarun. Es handelt sich um die eine Antikline aus eozänem und oligozänem Gestein, das die Geländeoberfläche bildet. Die Antiklinale hat eine NW-SE Tendenz. Diese Tendenz scheint regelwidrig zu sein und ist auf eine Verwerfung zurückzuführen, die auf eine Bogenbildung zurückgeht, welche mit starkem Rotationsstreß verbunden war. Diese Aufdomung deformiert den nördlichen Teil von Ägypten, sie ist die Fortsetzung der Syrischen Faltenbögen. (Shata, 1959, P.103)

Die Faltenregion nimmt einem Bereich von 24 qkm ein. Sie taucht östlich des Gabel Qatrani nordwestwärts ein. Die Flanken der Antiklinale werden in starkem Maße durch die Verwerfungen am Gabel Qatrani beeinflusst. Die Neigung der Flanken beträgt 20°-40° auf beiden Seiten. Der zentrale Bereich wird von den Qaser El Sagha Schichten eingenommen und von der Qatrani Formation flankiert (Swedan, 1986, pp. 164 -165).

3.2.2.2.2 El Rayan See Antiklinale

Diese Antiklinale verläuft auf einer Strecke von 10 km von Nordost nach Südwest. Ihre Neigung beträgt 8° nach Nordost. Der nördliche Teil dieser Antiklinale wurde ausgeräumt und formte ein Becken, das vom El Rayan See bedeckt wurde. Die Flanken werden von der Rayan und Qazzun Formationen sowie den Nummulites gizehensis-Schichten der Mokattam Formation gebildet. Die Antikline nimmt einen Bereich von etwa 25 qkm ein (Swedan, 1986, pp.164-165).

3.2.2.2.3 Die flache Synklinale des Gabel El Naalun

Der Gebel El Naalun bildet einen Teil der Hügelkette, welche die Wasserscheide zwischen dem Fayoum und dem Niltal darstellt, er besteht aus Schichten des Oberen Eozän. Letztere werden an ihrem Top von Deltakiesen überlagert, auf denen wiederum alte Nilkiese und lakustische Sedimente zu finden sind. Die Schichten aus dem Obereozän zeigen eine nur

sanfte Neigung an (sie übersteigt selten 1°). Sie sind von außen zu den zentralen Teilen des Gabel Elnaalun gerichtet und sie geben ihm die Erscheinung eines flachen Troges oder einer länglichen Synklinalbildung. Das Streichen dieser Synklinalbildung zeigt in NE - SW Richtung. Der zentrale Teil der Synklinalbildung ist heute mit pliozänen Deltakiesen gefüllt, deren Ablagerung vor der Synklinalbildung erfolgt ist. Diese Synklinalbildung hängt vermutlich mit Falten zusammen, die im tiefen Untergrund vermutet werden (Tamer, 1968, p.68)

3.2.2.3 Diskordanzen

Im Studienbereich sind folgende Hauptdiskordanzen an der Oberfläche und im Untergrund an folgenden Orten aufgeschlossen:

- 1- Im Norden von Khurschid zwischen den pleistozänen bzw. jungen nilotischen Ablagerungen und den Sandsteinen bzw. Mergel aus dem Obereozän.
- 2 -Am Shakluf zwischen der flachmarinen pliozänen Ablagerung und den mittelozeänen Sandsteinen und Mergeln (Ravine Schichten).
- 3 -Am Gabel Elnaalun zwischen den pliozänen, deltaartigen Ablagerungen und den Gesteinen aus dem oberen Eozän (Tamer, 1968, p.70).

3.2.2.4 Basaltergüsse

Der Basaltergüsse mit oligozänem Alter sind bereits in Kapitel 3.2.1.4.2 (Wedan El Faras Hügel) beschrieben worden, welche die oligozänen Sedimente der Qatrani Formation am nordöstlichen Bereich der Fayoum Depression überlagern. Die maximale Mächtigkeit des Basaltes beträgt 35 m am Gabel Qatrani und weniger als 20 m in seinem östlichen Bereich (5 km im Norden von Qaret El Gindi). Diese basaltischen Ergüsse werden mit den Falten in Zusammenhang gebracht, die den Bereich des Gabel Qatrani im Osten queren.

Die Kontaktbereiche des oberen Eozän und des Oligozän weisen nahe der basaltischen Ausflüsse Zeichen der Metamorphose auf. Der kreuzgeschichtete Sandstein ist verhärtet, leicht mit Limonit zementiert und stark verändert. Diese metamorphisierende Wirkung wird im Sandstein auf einer Distanz von etwa 4,5 m unterhalb des Basaltes und über mehrere Hunderte von Metern in der Horizontalen beobachtet (Swedan, 1986, pp. 165 - 166).

3.2.3 Landschaftsgeschichte

3.2.3.1 Genese der Depression

Studien über den Ursprung der Fayoum Depression sind in einer Anzahl von Arbeiten durchgeführt worden. Dabei wurden viele verschiedenen Hypothesen entwickelt. In dieser Arbeit soll aber nur die vier wichtigsten Hypothesen genannt werden:

- 1- Die Hypothese des Abtrags durch Wasser,
- 2- Die Hypothese des Abtrags durch den Wind,
- 3- Die tektonische Hypothese und
- 4- Die Hypothese der Lösung durch chemische Verwitterung.

3.2.3.1.1 Die Hypothese des Abtrags durch Wasser,

Entsprechend der ersten Hypothese (Sandford & Arkel, 1929a, Passarge, 1940) wurde die Depression durch fließendes Wasser geschaffen. Verantwortlich sollen - in einer heute hyperariden Region - die Regenfälle während des Pliozäns und Pleistozäns sein. Dieser zum Nil gerichtete Oberflächenabfluß fand einen Überlauf in dem Bereich, der jetzt von El Huwara Kanal eingenommen wird. Dieser Prozeß dauerte bis ins Holozän an, so lange bis der Depressionbereich und El Hawara Kanal ihre gegenwärtige Tiefe erlangt hatten.

Diese Hypothese ist von einigen Autoren aus folgenden Gründen nicht akzeptiert worden:

a- Eine derartige Entstehungsursache würde ein dauernd humides Klima im frühen und späten Pleistozän voraussetzen. Dies kann aber nicht der Fall sein, da die älteren lacustrinen Ablagerungen besonders an der nördlichen Seite der Fayoum Depression im allgemeinen frei von fluvial transportiertem Material sind. Solches Material kommt nur an der östlichen Flanke der Depression dominierend vor und ist dort mit den alluvialen Ablagerungen, die in den alten See geschüttet wurden, verbunden.

b- Diese Hypothese nimmt an, daß die Erosion vornehmlich von Nil kontrolliert wurde, der dementsprechend als das Basis-Niveau der Erosion wirkte. Diese Voraussetzung erfährt aber keinen Beweis, weil der tiefste Teil im Fayoum 55 m unter dem Meeresspiegel liegt. Bei Beni Suef dagegen liegt der Nil an seiner Basis nur 18 m unter dem Meeresspiegel. Das bedeutet, daß ein Nebenfluß des Nil die Depression des Fayoum nicht geschaffen haben kann.

3.2.3.1.2 Die Hypothese des Abtrags durch den Wind, die Hypothese der Deflation

(Beadnell, 1905; Caton Thompson & Gardner, 1929; Ball, 1939):

Sie besagt, daß der Wind als verursachendes Agens für die Genese der Fayoum Depression betrachtet wird. Einige Gegenargumente ergaben sich aus der Tatsache, daß es einen hohen Grundwasserspiegel gab, der vornehmlich mit dem pliozänen Golf im alten Nil Tal in Verbindung stand. Dieser hochstehende Grundwasserspiegel behinderte die Winderosion/Deflation und eine sich daraus ergebende Vertiefung des Depressionsbodens. Außerdem haben die Depressionen nicht dieselbe Richtung wie der heutige Wind (Nord - Süd), sie zeigen vielmehr Ost-West Richtung wie z.B. im Fayoum (Hemdan, 1983, p.306). Weiterhin gibt es Feinmaterial auf der Boden der Depressionen, das aus lokalen Quellen stammt. Dieses wäre bei Vorherrschen der äolischen Prozesse entfernt worden, da es lange trockene Perioden gab (Gad, 1991, pp.67-92).

3.2.3.1.3 Die tektonische Hypothese

Diese Hypothese vertritt die Ansicht, daß die Tektonik der Faktor war, der die Ausräumung der Fayoum Depression bewirkt hat. Nach der Meinung von Pfannenstiel wurde die Fayoum Depression, wie die andere Depressionen in Westlichen Wüste Ägyptens, an der Grenze von geologischen Formationen angelegt (Said, 1960, p.38). Die Frage aber bleibt: Warum wurden die Depressionen genau an dem Platz ausgebildet, an dem sie heute liegen? Das wurde von Autoren, die diese Meinung nicht akzeptiert haben, gefragt. Said (1960, p.14) gab als zusätzliche Information, daß die Lage von die Mächtigkeit der hangenden Gesteinsschichten abhängt, die aus hartem Kalkstein bestehen. Wo diese dünn sind, finden sich die Depressionen.

Nach der Meinung von Kentsch & Yallouze (1955, p.25) wurde die Fayoum Depression genau an der Grenze von geologischen Formationen angelegt, aber nur dort, wo viele Verwerfungen, Falten und tektonische Störungen auftreten. Diese tektonischen Störungen haben der Erosion geholfen, die Depressionen zu formen.

Ibrahim (1952, p.23) schlug vor, daß die Fayoum Depression als zerbrochenes Becken geformt wurde. Es gibt drei große Verwerfungen an der Grenze der Fayoum Depression:

- eine an der östlichen Grenze,

- eine andere an der nördlichen Grenze,
- die letzte an der südwestlichen Grenze.

Die Fayoum Depression ist zwischen diesen drei Verwerfungen eingesunken. Danach haben die anderen Kräfte (Wind, Wasser, Verwitterung) ihre Rolle gespielt und der Fayoum Depression die letzte Form gegeben.

3.2.3.1.4 Die Hypothese der chemischen Verwitterung (Karbonatlösung; Karst)

Nach der Meinung von Gad (1991, pp.67-92) wurde die Fayoum Depression durch Prozesse der chemischen Verwitterung ausgeräumt. Wind und Wasser haben geholfen, die Tonschiefer- und Mergelschichten abzutragen, die chemische Verwitterungslösung hat aber die Hauptrolle bei der Vertiefung der Depression gespielt, weil nämlich:

- alle Depressionen in der Westlichen Wüste, auch die Fayoum Depression, mächtige kalkhaltige Abschnitte haben. Andererseits bieten alle anderen Gesteinsarten die Möglichkeit, dass sie von der chemischen Verwitterungslösung in unterschiedlichen Graden beeinflusst werden.

3.2.3.2 Geologisch-geomorphologische Überlegungen

In der Entwicklung der Fayoum Depression (siehe Fig. 28) konnten die folgenden Etappen abgeleitet werden (Tamer & Shata & El-Shazly, 1975, pp.23-25):

- Prä-Pliozän: Die Region des Fayoum und ihre Umgebung waren ein Teil der Aufwölbungszone, die in NW - SE Richtung orientiert war.

- Pliozän-Pleistozän: In dieser Zeit fanden intensive Erosionsprozesse statt, inclusive alluvialer Vorgänge, sowie chemische und mechanische Verwitterung. Dabei wurde eine halbgeschlossene Depression geformt. Es wird damit gerechnet, daß sich ein dendritisches, verzweigtes Flußnetz in der Gegend der heutigen Depression gebildet hat. Manche Teile dieses dendritisch verzweigten Flußnetzes wurden mit einander zu einem Wasserlauf gebündelt und flossen in Richtung der Nil Depression durch ein Zone ab, die jetzt von El-Hawara Kanal eingenommen wird.

Möglicherweise ist die bedeutende Tiefe des Qarun Sees (-55m) auf eine lokale Verwerfung zurückzuführen.

Ein kleiner Teil der Depression wurde von dem Wasser des pliozänen Golfes erreicht, weshalb es fossile Sandsteine und Tonschiefer aus dieser Zeit diskordant über den eozänen Gesteinen gibt.

Im letzten Zeitabschnitt wurde der größte Teil der Depressionsfläche von Frischwasser aus dem Nil eingenommen, das durch den Einbruch im Bereich des El-Hawara Kanal dorthin kam. So wurde ein großer Süßwassersee gebildet, der maximal in +45m Meereshöhe lag und in dem lacustrine Ablagerungen sedimentiert wurden.

- Pleistozän und Holozän: Sukzessive ist das Wasserniveau in der Depression gesunken und die Depressionsfläche ist nahezu trockengefallen. Der El-Hawara Kanal fiel ebenfalls trocken und wurde vollständig mit Schluff aufgefüllt. Dieser Kanal wurde in historische Zeiten geputzt und vertieft. Das Wasser, das durch diesen Kanal in die Fayoum Depression gelangt ist, hat den Moeris-See (+23m) gebildet.

Hemdan (1983, p.307) schlug vor, daß die Ausbildung der Fayoum Depression in der Mitte des Miozäns direkt nach den 'uplift' Prozessen begonnen hat und nicht erst im unteren Pleistozän. Mere (zitiert nach Hemdan) hat den durchschnittlichen Abtrag in der Fayoum Depression berechnet und ist dabei auf Werte von 36 mm/100 Jahren gekommen. Allein deswegen gab es seit dem unteren Pleistozän nicht genug Zeit, um eine so große Depression, wie die des Fayoum auszuformen.

3.3 Fayoum und Umgebung: Geomorphologische Übersicht

Die Westliche Wüste (Western Desert, Libysche Wüste) Ägyptens zeigt auf den ersten Blick den Charakter einer unendlich weiten Fläche, die bis nach Libyen reicht und auf der Gesteins-/Schichtlagerung mit der Geländeoberfläche eine Einheit bilden.

Genauer betrachtet weist sie aber eine ungeheure Menge an abflusslosen Hohlformen (endorheische Becken) auf, deren Zahl auf mehr als 10000 (SIMONS 1972) geschätzt wird. Der Wüstenreisende sieht diese Formen aber oftmals erst, wenn er direkt an ihrem Rand steht. Wenige dieser Hohlformen erreichen allerdings größere (relative) Tiefen und sie haben zumeist auch nur geringe flächenmäßige Ausdehnung. Die größeren der abflusslosen Becken werden in der englischen und auch in der deutschen geomorphologischen Literatur als „depressions“/„Depressionen“ bezeichnet, auch dann, wenn sie das Niveau des Meeresspiegels nicht erreichen oder unterschreiten. Diese größeren und tieferen Depressionen sind die bevorzugten Austrittsstellen für (meist fossiles) Grundwasser. Deshalb werden die großen endorheischen Hohlformen auch „Oasendepressionen“ genannt.

Die als Untersuchungsgebiet ausgewählte Region des Fayoum (und deren umgebende Rahmenhöhen) zählt zu den wenigen „echten“ Depressionen der Westlichen Wüste Ägyptens (tiefster Punkt: Spiegel des Qarun Sees mit -45m). Die Höhenunterschiede zwischen dem tiefsten und dem höchsten Punkt (Gebel Qatrani: 1155ft) betragen damit fast 400m. Die Reliefenergie erreicht auf kurze Distanz beachtliche Werte.

Die Landschaft des Fayoum wird seit Jahrtausenden vom Menschen als landwirtschaftliches Anbaugebiet benutzt und sie verdankt ihre Existenz der Tatsache, dass sich ein Teil des Nil durch den natürlich geschaffenen Huwara Kanal bei Hochwässern („Nilschwelle“) in das Fayoum ergossen hat. Zurück blieb der Nilschlamm, der die Grundlage der fruchtbaren Böden in einer ansonsten vegetationsfeindlichen Umgebung bildet. Bevor der Nil Teile seiner Wassermassen und den Schlamm sedimentieren konnte, mußte aber sowohl die endorheische Hohlform und als auch der Verbindungskanal zum Niltal geschaffen worden sein. Dieser Vorgang hat – und das muss betont werden – ohne Zutun des Menschen stattgefunden. Die heutige Ableitung durch den Bahr Yusef Kanal ist dagegen eindeutig vom Menschen gesteuert.

Die Oase des Fayoum ist als endorheisches Becken allseitig von einem höher aufragenden Relief umgeben. Die schon genannten großen Höhenunterschiede treten nur am „Nordrand“ auf. Dort (westlich der antiken Stadt Soknopaios Nesos, heute Dimai oder Dime) steigt das Relief auf einer Strecke von 15km von -144ft auf die schon genannten 1155ft an. Das

geschieht aber nicht in einer einzigen, langsam ansteigenden Rampe. Es sind vielmehr drei auffällige Stufen, die den Anstieg unterbrechen. Je nach Standort erscheint deshalb der Anstieg als unüberwindbare Stufe oder als sanftgeböschte Rampe.

Dieses Auftreten von „klassisch“ zu nennenden Schichtstufen in einem Wechsel mit Stufendachflächen haben SCHMITTHENNER dazu veranlasst, die gesamte Region als „eine Stufenlandschaft in sich“ (1931, p. 533) zu bezeichnen.

Weit weniger spektakulär ist der Übergang der Fayoum Depression zur südwestlich und südlich anschließenden Depression des Wadi Raiyan. Die Höhe der Wasserscheide liegt am tiefsten Punkt in 131ft., d.h. in etwa 37/38m und überschreitet selten die 75m Isohypse. An vielen Stellen fällt es schwer zu entscheiden, ob man sich schon im Einzugsgebiet des Wadi Rayan oder noch in dem des Fayoums befindet. An die sanft ansteigenden Anstiege nach Südwesten bzw. Süden sind die Sedimente ehemaliger höherer Seespiegel (Standwälle, Strandterrassen) des Vorläufers des Qarun Sees (z. B. Moeris See) angelagert.

Deutlich akzentuierter ist die Grenze des Fayoum zum Niltal, das heißt im südöstlichen und östlichen Bereich. Der südöstliche Punkt, der Gebel Elnaalun erreicht immerhin 522ft und bildet eine ausgeprägte Landmarke. Auch der nördlich des Huwara Kanals gelegene Gebel Ellahun bricht mit steilen Flanken zum Fayoum ab (Höhe 417ft). Nach Norden zu bleibt die Wasserscheide zwischen Niltal und dem Fayoum meist unter 75m (250ft).

Die Feststellung, beim Fayoum und seiner Umgebung handle es sich um eine Schichtstufenlandschaft, impliziert, dass die anstehenden Gesteine bei der Gestaltung der Landschaft eine dominante Rolle spielen. So fallen die markanten Stufen am Nordrand eindeutig mit den morphologisch widerständigen Schichten des Eozän und Oligozän zusammen.

Neben diesen markanten und im Gelände auffälligen Stufen sind es aber die Ebenheiten vor, zwischen und oberhalb der Stufen, welche das Relief charakterisieren. Gerade die Ebenheiten, die Verflachungen, sind von Wadis zerschnitten. Sie sind aber auch der Bereich, in dem sich die äolische Dynamik am ausgeprägtesten zeigt, sei es durch äolische Sedimente (Sandablagerungen) oder vor allem durch Deflationswannen (kleine „Depressionen“). Am Übergang der Stufen zum Vorland finden sich sogar Hinweise auf Massenbewegungen wie Abbrüche von Felsblöcken.

Ein weiteres charakteristisches Element der Oberflächen ist das Auftreten von gut gerundeten Geröllen, die zumeist auch noch aus den widerständigsten Gesteinsvarianten (Flint, silifizierte Hölzer) stammen. Ihre Existenz verdanken sie einem sehr alten Nillauf aus dem Tertiär, dessen Ablagerungen in der Folgezeit umgelagert wurden.

Als letztes Charakteristikum soll der häufig auftretende Gips genannt werden, der kaum oberflächlich aber vielfach schon in den Spuren der Geländewagen zutage tritt.

Die Entstehung der ägyptischen Depressionen gibt bis heute Rätsel auf. Da sie auffällige Formen sind haben sich Generationen von Geowissenschaftlern mit der Genese beschäftigt.

Es ist folglich grundsätzlich von einer langen Forschungstradition (ZITTEL, 1883, SCHWEIFURTH, 1886; BEADNELL, 1901, 1905; BLANCKENHORN, 1921; SANDFORD & ARKELL 1929, SAID, 1962) auszugehen. Dabei ist der internationale Forschungsstand bis etwa 1950 in vorbildlicher Weise bei PFANNENSTIL (1953) referiert. Die „Geologie“ ist gut bekannt und hat in den letzten 50 Jahren nur minimale „Verbesserungen“ erfahren. Die „neueste“ Gliederung ist diejenige von SWEDAN (1986), sie wird in der vorliegenden Arbeit benutzt. Grundsätzlich gilt:

- eozäne und oligozäne Sedimente sind „Festgesteine“,
- pliozäne und pleistozäne Sedimente sind Lockergesteine (beide können durch Gips verfestigt sein).

Die verschiedenen Theorien zur Genese der Oasendepressionen können kurz zusammengefasst werden. Für alle aufgelisteten Möglichkeiten finden sich Hinweise in der Literatur (siehe Kap. 3.2.3.1).

1. Abtrag durch Wasser/Flüsse, d.h. Depressionen sind als Flußtal angelegt
2. Abtrag durch Wind, d.h. Depressionen sind Deflationswannen.
3. Tektonische Entstehung, d.h. Depressionen sind endogener Entstehung („Grabenbruch“).
4. Entstehung durch Verkarstung, d.h. Depressionen sind je nach Größe Dolinen, Uvalas, Poljen etc.

Man könnte es sich einfach machen und die Erklärung auf eine polygenetische zurückführen. Nach dem Motto: „Zu bestimmten Zeiten waren bestimmte Mechanismen mal mehr mal weniger stark aktiv“. Und sicherlich ist eine polygenetische Entstehung die wahrscheinliche! In diese Richtung weisen die Untersuchungen RÖGNERs im benachbarten Wadi Rayan.

Eine kurze geologisch-geomorphologische Analyse zeigt, dass oberhalb der oligozänen Qatrani Formation die miozänen Sedimente der Khashab Formation liegen. Sie wurden von verwilderten Flußsystemen nach Norden geschüttet und enthalten die vielen Ägyptenreisenden bekannten versteinerten Bäume. Die nächstjüngeren Ablagerungen stammen aus dem Pliozän. Sie wurden ebenfalls von Flüssen abgelagert, haben aber eine ganz andere Richtung! Sie sind von Nordwesten (d.h. etwa von heutigen Nordrand) nach Südosten zum Nil hin geschüttet! Zwischen der Ablagerung der miozänen und der pliozänen Sedimente hat eine grundlegende Reliefveränderung stattgefunden. Das Entwässerungssystem wurde in

starkem Maße verändert. Die obige Aussage stellt die Fayoum Depression als eigenständig heraus.

Vermutlich sind zwei Dinge dafür verantwortlich zu machen:

1. Das Austrocknen des Mittelmeeres im Pliozän und
2. die Existenz eines pliozänen Golfs im Bereich des heutigen Nildeltas und Niltals.

Die vorliegende Arbeit hat aber nicht das Ziel/Hauptanliegen, den Fragenkomplex der Genese der Depressionen erneut aufzugreifen. Im Mittelpunkt stehen Fragen zu den Gipskrusten, die das Relief beinahe vollständig überziehen.

4 Eigene Untersuchungsergebnisse

4.1 Das Testgebiet Elnaalun

4.1.1 Die Geomorphologie des Gabel Elnaalun Gebietes

Zwischen Menschaat Elgammal im Norden und Qasr Elbassel im Süden verläuft auf ungefähr 50km Länge der Ostrand der Fayoum-Depression. Diese Übergangszone zum Niltal ist im Süden ca. 2,5 km breit und erweitert sich nach Norden auf 10km.

Eine lockere Kette von Zeugenbergen (Gerza 105 m, Elross 125 m, Ellahun 144 m, Elnaalun 157 m) begleitet diesen Ostrand der Fayoum Depression. Sie erheben sich damit etwa 80 m über den umgebenden Flächen und ca. 130 m über den Boden der Fayoum Depression. Diese isolierten Zeugenberge fallen zur Fayoum-Depression mit sehr steilen Hängen ab, während ihre Abdachung zum Niltal deutlich sanfter ist. Sie werden intern wiederum durch breite Wadis mit Längen bis zu 25 km gegliedert.

Als Beispielregion wurde das Elnaalun Gebiet für eine geomorphologisch-bodenkundliche Detailbearbeitung ausgewählt, welches folgende geomorphologische Gliederung besitzt:

- 1- Strukturell geprägte Terrassen (Verebnungen oder Flächenniveaus) und die verbindenden Hänge dazwischen,
- 2- Wadis,
- 3- Seestrandablagerungen.

4.1.1.1 Die Flächenniveaus des Elnaalungebietes

Das Naalunmassiv zeigt in mittleren und niedrigen Höhen mehrere Flächenniveaus, während sein Gipfelbereich von mehreren zerschluchteten Kuppen gebildet wird. Die Stufen zwischen den Flächenniveaus verlaufen entlang geologischer Schichtgrenzen und dokumentieren damit lithologische Differenzen(Fig. 29).

Die Flächenniveaus in pliozänen Sedimenten: Die pliozäne Aufragung im Gipfelbereich des Gabel Elnaalun wird durch die Erhaltung eines Teils der relativ lockeren pliozänen Sedimente verursacht, welche ansonsten ausgeräumt wurden. Darin entwickelten sich kleinflächige Verebnungen mit vier erkennbaren Niveaus (Fig. 29).

Die Stufenhänge dieser Gruppe besitzen ein mittleres bis steiles Gefälle und werden von großen Mengen an Kies bedeckt. Auch die Oberfläche des pliozänen Flächenniveaus wird von einem Kiespflaster abgedeckt, wobei hier Mittel- und Grobkiese überwiegen.

Die Flächenniveaus in Gesteinen der Qarunformation: Unterhalb der Pliozänauftragung folgen die wesentlich breiteren Flächenniveaus der obereozänen Birket-Qarun Formation (mittlere Flächen). Sie lassen sich in 3 Niveaus in Abhängigkeit von ihrer petrographischen Ausbildung unterteilen (Sandstein, Schiefer und Kalkbänder). Morphologisch neigen sie stark zur Flächenbildung und werden nur von wenigen breiten Wadis durchzogen. Ihre Stufenhänge sind ebenfalls steil und werden von grobem Schutt bedeckt. Eine geomorphologische Besonderheit dieser Niveaus stellt ihre Neigung zur Ausbildung von „Pilzfelsen“ dar. Einziges wichtiges anthropogenes Element dieser mittleren Niveaus sind Sand- und Kiesgruben.

Die Flächenniveaus in Gesteinen der Ravin-Formation: Weiter unterhalb kann man die Niveaus auf der Ravin-Formation erkennen (niedrigste Flächen). Petrographisch neigen sie ebenfalls eindeutig zur Ausbildung von Flächen und werden nur von wenigen breiten Wadis durchzogen. Diese Gruppe besteht aus wenigen und sehr breiten Verebnungen, sie zeigen nicht so steile Hänge wie die der Qarun-Gruppe. Im Gegensatz zu den höheren Niveaus, dominieren auf ihrer Oberfläche feine Sedimente (Sande) mit vereinzelt Fein- bis Mittelkiesen. Auf diesen Flächenniveaus finden sich kleinere Reliefformen, wie kleine Depressionen und Reste ehemaliger Seestrände/Strandwälle. Die Hänge zwischen den Niveaus dieser Gruppe haben keine so starke Neigung, sie sind aber von Verwitterungsmaterial bedeckt.

Aufgrund ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zum Fayoum, sind diese Niveaus am stärksten anthropogen überprägt (siehe Fig. 30, Agrarprojekte, Zementfabriken, Geflügelfarmen, Müllkippen, Pyramiden, Ausbildungslager für Armee und Polizei).

Auf allen genannten Flächenniveaus werden schon makroskopisch Krustenbildungen erkennbar.

4.1.1.2 Seestrandablagerungen

Am östlichen Rand sind die alten Seestrände/Strandwälle, die um den Ur-Qarunsee gebildet wurden am besten erhalten. Sie liegen zwischen dem agrarisch genutzten Depressionsboden und den isolierten Zeugenbergen wie dem Gabel Elnaalun. Sie sind zumeist durch die Verbindungen zwischen den Fayoum Depressionen und dem Nil gebildet worden.

Nach Ball (1952) gibt es Anzeichen für mehr als 7 ehemalige Strandwälle in der Fayoum Depression. Sie liegen zwischen + 42m und dem heutigen Niveau des Qarunsees bei - 45m. Von diesen sieben lassen sich nur drei Strandwälle im Elnaalungebiet deutlicher erkennen (siehe Fig. 31):

a) Oberster Seestrand in + 42 m: Er ist ein sehr alter Strandwall, deswegen wurde er an vielen Stellen erodiert. Es bleiben von ihm ganz wenige Spuren (z. B. bei Qalmshah und Qasr Elbassel) besonders unter den Hängen, wo er vor Erosion geschützt war. Er besteht aus Kies und Sand und ist nur 1 m mächtig.

b) Der zweite Seestrand in +34 m: Er ist etwas deutlicher als der erste ausgebildet, da er jünger und damit besser erhalten ist. Er verschwindet, dort wo die Wadis oder die Gullies verlaufen oder wo der Hang ganz steil ist und direkt an dem Boden der Fayoum Depression (Agrarland) grenzt. Er befindet sich klar und deutlich an verschiedenen Stellen im Elnaalun Gebiet, wie bei Qasr Elbassel oder bei Shakluf im Süden und Qalmshah in der Mitte des Gebietes. Er besteht aus kiesigem Sand und ist ca. 2m mächtig.

c) Der dritte Seestrand in +22 m: Er ist deutlicher am nördlichen Rand als hier (Bereich des Gabel Elnaalun) am östlichen ausgebildet Rand, weil die Nil-Sedimente meist höher als 22 m reichen und damit die Strandsedimente bedecken. Trotzdem erscheint dieser Strand an verschiedenen Orten, wie in Hawara, Alazab und Qasr Elbassel (Fig. 31). Er besteht aus Ton, Schluff und Sand und ist zwischen 2m und 3m mächtig.

4.1.1.3 Wadis

Das Elnaalun Gebiet wird von einem dichten Wadinetz durchzogen (Fig. 30).

Die unterschiedliche Länge der Wadis widerspiegelt die oben diskutierten unterschiedlichen Hangwinkel (siehe S. 45). Die flache Abdachung in Richtung Niltal zeigt die längsten Wadis (Maximum 7 km), während der Steilabfall zur Fayoum-Depression deutlich kürzere Wadis aufweist (Maximum 3 km).

Die in Richtung Fayoum-Depression auslaufenden Wadis sind damit gleichzeitig tiefer, als die zum Niltal oder dem Elhauara Kanal gerichteten. Am flachsten sind die Wadis in den niedrigen, weitläufigen Schichtstufen (Fig. 88).

Neben den insgesamt breiten und flachen Wadis weisen die Steilstufen des Naalunmassivs eine Unmenge von Gullies auf, welche sich besonders am Steilhang zur Fayoum Depression konzentrieren.

4.1.2 Die sedimentlogischen Parameter

4.1.2.1 Korngrößenverteilung

Die oberflächennahen Substrate des Elnaalun Gebietes bestehen im Allgemeinen aus schluffigem Sand, wobei im Gesamtdurchschnitt die Sandfraktion mit 81% dominiert, dabei nimmt der Anteil an mittlerem Sand 25%, der an feinem Sand 18% ein.

An zweiter Stelle folgt der Schluff mit fast 16%, wobei der mittlere Schluff fast 7% ausmacht und der grobe Schluff 4%. An letzter Stelle kommt der Ton mit nur 3%.

4.1.2.1.1 Kumulative Kurven

Die kumulativen Kurven der geomorphologischen Formen in dem Elnaalun Gebiet werden in Fig. 33 dargestellt. Sie zeigen eine ganz symmetrische Korngrößenverteilung sowohl in den Wadi- und Seestrandsedimenten, wie auch in den Krusten auf den Ebenen in Gesteinen der pliozänen Sedimente. Das beweist, dass der Transport-Mechanismus für die Wadi- und Seestrandsedimenten das Wasser war, sowie dies auch für auch die Sedimente der Krusten in pliozänen Schottern gilt; sie wurden durch das Wasser in den pliozänen Golf geschüttet.

Andererseits gibt es in den anderen Krustengruppen (auf den Ebenen mit Gesteinen der Qarun- und Ravin-Formation) unsymmetrische Kornsummenkurven, woraus auf mindestens zwei Transportmechanismen zu schließen ist. In den Krusten auf den beiden Ebenen (mittleres und niedriges Niveau), wurden die Sedimente durch Wasser und Wind transportiert und abgelagert (mehr feineres Material als in den anderen Krusten auf den pliozänen Ebenen).

4.1.2.1.2 Mittelwerte

Die Ergebnisse der Korngrößen Untersuchungen im Elnaalun Gebiet (Fig. 32) zeigen, daß die mittleren Körngrößen bei 2,3 ϕ , d. h. im Bereich des feinen Sandes liegen. Die feinsten Korngrößen liegen bei 4,44 ϕ (grober Schluff) in einer Krustenschicht. Die größten Korngrößen kommen mit 0,58 ϕ (grober Sand) in den Seestrandsedimenten oder mit 0,96 ϕ (

grober Sand) in den Wadisedimenten vor. Bis auf Ton und sehr groben Sand, sind alle Korngrößen im Elnaalun Gebiet vertreten (Mittelwert).

Die Korngröße der Wadisedimente schwanken zwischen 0,96 ϕ (grober Sand) und 1,7 ϕ (mittlerer Sand), mit einem Mittelwert von 1,4 ϕ (mittlerer Sand). Der Sand dominiert in den Wadisedimenten mit 91%, danach kommt der Schluff mit 6,5% und der Ton mit nur 2,5%.

Die Korngrößen der Seestrandsedimente schwanken zwischen 0,58 ϕ (grober Sand) und 1,98 ϕ (mittlerer Sand) mit einem Mittelwert von 1,42 ϕ (mittlerer Sand). Der Sand dominiert auch hier, wie in den Wadisedimenten, mit 92 %, dann kommt der Schluff mit 6 % und der Ton mit nur 2 %.

Die Korngrößen der Krusten auf den verschiedenen Zwischenebenen, schwanken zwischen 1,0 ϕ (mittlerer Sand) und 4,44 ϕ (grober Schluff), mit einem Mittelwert von 2,9 ϕ (feiner Sand). Der Sand dominiert auch in den Flächenniveaus des Elnaalun Gebietes, wie in den anderen geomorphologischen Formen, mit 69,4%. Es gibt aber einen größeren Anteil von Schluff und Ton, wobei der Schluff 26,8% und der Ton 3,8% ausmacht.

Die Korngröße in den Krusten auf den Gesteinen der pliozänen Ebenen liegen genau bei dem Mittelwert des ganzen Elnaalun-Gebiets mit 2,3 ϕ (sie schwanken zwischen 1,0 ϕ und 4,4 ϕ). Die Ebenen in den pliozänen Gesteinen haben den größten Sandanteil, mit mehr als 75 % und fast 23 % Schluff. Der Tonanteil liegt bei 2 %. Fast ähnlichen Korngrößen weisen die Ravin Ebenen auf (die unterste Gruppe): 73% Sand, 25% Schluff und 2% Ton.

Die letzte Gruppe, die Ebene auf den Gesteinen der Qarun Formation (die mittlere Gruppe), hat die feinsten Korngrößen mit einem Mittelwert von 3,4 ϕ , wo der Sand auf nur 59,9% kommt, dagegen der Schluff den hohen Anteil von 32,2% erreicht; der Ton erreicht hier einen Wert von fast 8%.

4.1.2.1.3 Standardabweichung

Die Sedimente des Gabel Elnaalun Gebietes sind dadurch gekennzeichnet, dass sie nach Folk und Ward 1957 (p. 13) schlecht sortiert sind, wobei die mittleren Standardabweichungen der oberflächennahen Sedimente des Gebietes bei 1,5 ϕ (Mittelwert) liegen. Die Standardabweichung der Sedimente wird in Fig. 32 angegeben.

Der Sortierungsgrad der Wadi-Sedimente liegt bei $1,49 \phi$ (schlecht sortiert), ist damit ähnlich dem Mittelwert des ganzen Gebiets. Es gibt keinen Unterschied zwischen Sedimenten im Wadiunter- und Wadioberlauf (beide sind schlecht sortiert). Die Seestrandsedimente sind ebenfalls schlecht sortiert, wobei ihre Standardabweichung $1,32 \phi$ erreicht (d. h. sie sind ein wenig besser sortiert als die Wadisedimente).

Die Korngrößen der Krusten sind im allgemeinen schlecht sortiert, wobei die Standardabweichung der Krusten $1,6 \phi$ erreichen. Die Krusten auf den pliozänen Ebenen sind am schlechtesten sortiert, sowohl in den Krusten, wie auch in den anderen geomorphologischen Formen. Die Standardabweichung der Krusten auf den pliozänen Ebenen erreicht $2,0 \phi$, damit sind ihre Korngrößen sehr schlecht sortiert.

Die anderen Krustengruppen (Qarun und Ravin Ebene) liegen bei dem Mittelwert des Gebietes mit $1,5 \phi$ und $1,2 \phi$, sie sind folglich schlecht sortiert.

Die schlechte Sortierung in den Wadi-Sedimenten beweist, daß es während der Ablagerung eine niedrige Energie in den Wadis gab.

Die schlechte Sortierung in den pliozänen Krustensedimenten beweist, dass kurze und sehr starke Wadis die pliozänen Sedimente plötzlich in dem pliozänen Golf abgelagert haben, damit hatten die Wadis keine Zeit, die Sedimente zu sortieren.

4.1.2.2 Kornformen

Die Proben des Elnaalun Gebietes werden durch folgende mittlere Kornformenverteilung geprägt:

Im Untersuchungsgebiet dominiert die sub-gerundete Kornform mit 29%, sowie die gerundete mit 23%, sie ergeben zusammen mehr als 50%. Die sehr eckige Kornform kommt mit einem 6%-igen Anteil am wenigsten im Elnaalun Gebiet vor. Den zweitniedrigsten Wert erreicht die gut gerundete Kornform mit 11%, während die eckige Kornform bei 12% liegt. (siehe Fig. 34)

Zwischen dem Rundungsgrad und jeweiliger Sandfraktion des Elnaalun Gebietes bestehen folgende Zusammenhänge (Fig. 35):

In der sehr groben Sand-Fraktion dominieren die gerundeten Kornformengruppen (sub-gerundet, gerundet und gut gerundet) mit 89%, wobei die Kornformklasse gerundet mit 39% am stärksten vertreten ist. In der Grobsand-Fraktion zeigt sich ein ähnliches Bild wie zuvor, auch hier sind die gerundeten Kornformen mit 87% vorherrschend. Den größten Anteil bildet

hier auch wieder die Kornformen-Klasse gerundet mit 38%. In beiden angesprochenen Fraktionen kommen die Kornform-Klassen eckig und sehr eckig mit nur 3% in jeder Klasse vor.

Darauf folgen die gerundeten mit 23% (alle gerundeten zusammen 71%) und sub-eckig mit 19%. Der Anteil der eckigen und sehr eckigen Körner steigt im Mittelsand auf 10% an.

In der Feinsand-Fraktion hebt sich keine Kornform-Klasse deutlich von den anderen ab, vielmehr liegen die Werte für sub-gerundet, sub-eckig und eckig mit 27%, 25% und 24% nahe beieinander. Insgesamt erreichen die eckigen Kornform-Klassen (sub-eckig, eckig und sehr eckig) mit 61% den höchsten Wert.

Die sehr feine Sand-Fraktion ist dadurch gekennzeichnet, dass nur 5% der Körner den gerundeten Kornform-Klassen (sub-gerundet, gerundet und gut gerundet) angehören, während die eckigen Kornform-Klassen (sub-eckig, eckig und sehr eckig) mit 72% dominieren. Hauptvertreter in dieser Klasse sind die sub-eckigen Körner (31%).

Das zuvor verdeutlichte Verhalten zeigt sich in allen geomorphologischen Formen des Elnaalun Gebietes.

Im Elnaalun Gebiet treten als geomorphologische Hauptformen die Strandwälle, die Wadis, und die Krusten auf den Ebenen (Pliozän, Qarun- und Ravin-Formation) auf.

Es gibt nur kleine Unterschiede zwischen diesen drei geomorphologischen Formen in den gesamten gerundeten Kornformen-Klassen (sub-gerundet, gerundet und gut gerundet), die sind wie folgt:

Krusten auf den Ebenen	61%
Wadisedimente	63%
Seestrandsedimente	69%

Entsprechend der Kornformen in den pliozänen Schottern wurden diese Sedimente durch das Wasser in den pliozänen Golf geschüttet (62%). Von den niedrigsten gelegenen Ebenen (Ravin-Formation) haben sie den höchsten Gehalt an den gerundeten Körnern (65%). Andererseits wurden die Wadisedimente (63%) und Seestrandsedimente (69%) auf fluviatilen Transport zurückgeführt.

Die Kornformen der geomorphologischen Formen im Elnaalungebiet sind stärker gerundet als dies bei äolischen Sand-Formen (Dünen, Nabkas, Rippels, Sandebenen, usw.) in den anderen

Gebieten der Fall ist. Die gerundeten Kornformen-Klassen erreichen in den äolischen Sandformen in Kuwait 46 % in den Sand-Dünen und 50% in den Sandebenen (Khalaf & Gharib 1985). Andererseits erreichen sie 63% in den Wadisedimenten, 69% in den Seestrandsedimenten und 61,3% in den Krusten auf den Ebenen im Elnaalungebiet. ((Das widerspricht der Regel, die besagt: Der Wind rundet die Körner 100 bis 1000 mal besser, als das Wasser (Imbaby & Ashor, nach Kueen, 1985)).

4.1.2.3 Politur Analysen

Im Elnaalun Gebiet wurden repräsentative 5 Profile für derartige Untersuchungen gewählt.

Die Politur Analysen (matt/glänzend) der Quarzkörner zeigen einen Mittelwert von 49% an glänzenden Körnern.

Es gibt eine Beziehung zwischen dem Grad Glänztheit der Körner und den Korngrößen des Sandes (siehe Fig. 36): Je grober desto glänzender. Die Beziehung ist ganz klar; besonderes bei den sehr feinen und sehr groben Sand-Fractionen.

In den sehr groben und groben Sandfraktionen tritt die größte Anzahl an glänzenden Körner mit 58% und 54 % auf (Fig. 37). An zweiter Stelle kommen die mittleren und feinen Sand-Fractionen. Sie liegen ganz nahe am Mittelwert des Elnaalungebiets mit 49% und 46%. Auf der anderen Seite kommen die sehr feinen Sand-Fractionen mit fast 63% matten Körnern (d. h. nur 37% glänzende Körner!).

Bewertet man das Auftreten entsprechend der geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet, so zeigen die Körner von den Seestrandsedimenten mit fast 57% an glänzenden Körnern den höchsten Wert; es folgen die Körner der Wadisedimente mit 48 %. Die höheren Glanzwerte der Körner in diesen beiden geomorphologischen Formen beweisen den Transport der Körner durch das Wasser (Fig. 38).

Der Glanz Sandkörner in den pliozänen Krusten, die durch das Wasser in dem pliozänen Golf abgelagert wurden, liegt bei 49 %. Im Gegensatz dazu stehen die Gipskrusten der Qarun und Ravin Ebenen, die an die letzter Stelle mit 45% für beide kommen.

Die Ergebnisse der Politur Analysen beweisen, dass im Elnaalungebiet Sedimente von verschiedenen Faktoren sowohl vom Wasser als auch vom Wind abgelagert wurden. Die Verwitterung hat auch eine Rolle gespielt, angewitterte Körner wurden in Stücken abgelagert.

4.1.2.4 Zusammenfassung der sedimentlogischen Parameter des Elnaalungebiets

Im ganzen Gebiet dominiert der Sand mit 81% (errechneter Mittelwert); mit hohen Anteilen in den Wadi- und Seestrandsedimenten von ca. 92% und geringeren in den Krustensedimenten mit ca. 69% (25%Schluff).

Die durchschnittliche Korngröße des Gebietes liegt bei dem Feinsand mit 2,3 ϕ . Etwas grober sind die Korngrößen in den Wadi- und Seestrandsedimenten mit 1,4 ϕ (mittlerer Sand) und etwas feiner sind die Korngrößen in den Krustensedimenten mit 2,9 ϕ (feiner Sand).

Die Korngrößenverteilungen zeigen ganz symmetrische Kumulativkurven für die Wadi-, Seestrand- und Pliozänenkrusten-Sedimente auf (Hinweis, dass ein einziger Transport Mechanismus aufgetreten ist). Andererseits zeigen unsymmetrische Kumulativkurven in den Qarun- und Ravin-Krustensedimenten, dass mindestens ein weiterer, anderer Transport Mechanismus aufgetreten sein muss.

Die Sedimente in dem Elnaalungebiet sind schlecht sortiert, wo der Mittelwert 1,5 ϕ erreicht, mit Ausnahme der pliozänen Krustensedimente, die gut sortiert sind.

Die Kornformen im Elnaalun Gebiet sind gerundet mit einem Anteil von mehr als 64% (50% gerundet und sub-gerundet). Keine geomorphologische Form in dem Gebiet hebt sich deutlich durch andere Kornformenverteilungen von den übrigen ab.

Im Elnaalun Gebiet gilt: Je gröber die Körner desto runder sind sie. Außerdem hat es sich herausgestellt, dass die Körner durch das Wasser mehr als durch den Wind abgerundet werden.

Nach ihrem Glanz lassen sich im Elnaalungebiet zwei Korngruppen unterscheiden:

- (1) stärker aquatisch beeinflusste Sedimente von Seestränden, Wadis und pliozänen Schottern mit deutlichem Glanz.

- (2) Weniger glänzende Körner der Zwischenebenen über Qarun- und Ravin-Formation (stärker äolisch und durch Verwitterung beeinflusst).

Im Elnaalungebietes zeigen die Parameter so gut wie keine Unterschiede zwischen Wadiunter- und -oberlauf.

4.1.3 Die bodenchemischen Parameter des Elnaalun Gebietes.

Die entnommenen Proben wurden auf ihren Salz-, Gips- und Kalkgehalt untersucht. Die „Salze“ bilden den einen, die klastischen Anteile den anderen Bestandteil des oberflächennahen Substrate. Diese Anteile summieren sich zu 100% (vgl. Fig. 44).

4.1.3.1 Die klastischen Anteile

Der klastische Anteil der oberflächennahen Sedimente im Elnaalun Gebiet liegt bei durchschnittlich 48%. Kalk, Gips und leichter lösliche Salze bilden den restlichen Stoffbestand (Fig. 44).

In den Krusten der Flächenniveaus liegt der klastische Anteil bei 46%, damit liegen diese nahe dem Mittelwert des ganzen Gebiets.

Den größten klastischen Anteil innerhalb der Flächenniveaus (Ebenen) nehmen die Ebenen über der Ravin-Formation bzw. dem Pliozän ein (48% in jeder Gruppe). Den niedrigsten Wert erreichen die Flächenniveaus über der Qarun Formation mit 42,5% (Fig. 39).

Der klastische Anteil der Wadisedimente liegt erwartungsgemäß höher (55,3%). Der klastische Anteil am Unterlauf des Wadis (Profil 7) liegt mit 47% ganz nahe am Mittelwert des Elnaalun Gebiets. Demgegenüber ist der klastische Anteil beim Wadioberlauf (Profil 12) sehr groß, wo er 80,1% erreicht. Damit haben die Wadioberlauf Sedimente den größten klastischen Anteil des Elnaalun Gebiets.

Die nicht klastischen Anteile (Kalk, Gips, leichtlösliche Salze) schwanken im Naalungebiet beträchtlich und müssen deshalb im Weiteren einzeln betrachtet werden.

4.1.3.2 Kalkgehalt

Die Kalkgehalte des Elnaalun Gebietes schwanken mit Werten zwischen weniger als 0,5 % und mehr als 50 % sehr stark (Mittelwert 18,9%).

Die prinzipielle Gliederung der mittleren Kalkgehalte auf den einzelnen Standorten dokumentiert sich wie folgt:

Elnaalun Flächenniveaus (Ebenen)	12,5%
pliozäne Ebenen	18,8%
Qarun Ebenen	1,5%
Ravin Ebenen	17,3%
Wadisedimente	32,5%
Wadiunterlauf	39,8%
Wadioberlauf	10,3%

Die Fig. 40 zeigt die Kalkgehalt-Verteilung auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet.

Die Karbonatgehalte der Wadisedimente liegen bei 32,5%. Damit liegt der Karbonatgehalt der Wadisedimente deutlich über dem Mittelwert des ganzen Elnaalun Gebiets. Der Karbonatgehalt liegt im Wadiunterlauf (Profil. 7) bei 39,8%. Im Gegensatz dazu liegt der Kalkgehalt im Wadioberlauf (Profil 12) nur bei 10,3%.

In den Sedimenten der Krusten auf den verschiedenen Ebenen liegt der Mittelwert des Kalkgehaltes bei 12,5 % (kalkreich). Die höchsten Gehalte weisen die Standorte mit pliozänen Gesteinen auf, hier schwanken die Kalkgehalte zwischen 13,8% und 27,2% (Mittelwert 18,8 %).

An der zweiten Stelle stehen die Sedimente auf den Ebenen der Ravin-Formation mit einem Mittelwert von 17,3 % (karbonatreich). Die Kalkgehalte auf diesen Flächenniveaus schwanken im Allgemeinen zwischen 2,8% (mäßig karbonathaltig) und 25,6% (sehr karbonatreich).

An der letzten Stelle kommen die Sedimente auf den Ebenen der Qarun-Formation mit 1,5% (mäßig karbonathaltig). Die Karbonatgehalte der Qarun Ebenen schwanken zwischen 0,5% und 2,0%. Der Grund für die niedrigen Kalkgehalte in den Sedimenten dieser Ebene ist die

Tatsache, dass die Qarun Formation aus Sandstein und Tonschiefer besteht und wenig Kalk enthält.

Die Kalkgehalte in Wadisedimenten, besonders im Wadiunterlauf oder an der Wadimündung, sind sehr hoch, vermutlich wegen der Ablagerung von Material, das aus der Umgebung aufgenommen und abgetragen wurde: Es handelt sich besonders um leichtlösliche Salze und Minerale. Im Wadioberlauf wurden natürlich weniger Sedimente abgelagert (das Wasser fließt im Wadiunterlauf viel langsamer als im Wadioberlauf), deswegen liegt der Kalkgehalt bei 39,8 % im Wadiunterlauf und bei nur 10,3 % im Wadioberlauf.

Regelmäßige Tiefenfunktionen des Kalkes konnten nicht festgestellt werden.

4.1.3.3 Gipsgehalt

Auf allen geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet konnten gipshaltige Partien gefunden werden (Seestrände, Wadis, Flächenniveaus der Elnaalun Ebenen, siehe Fig. 44).

Die Gipsgehalte der Proben im Elnaalun Gebiet schwanken zwischen weniger als 1,5% und mehr als 58% (Mittelwert: 21,1%).

Der Gipsgehalt verteilt sich auf die geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet mit folgenden Durchschnittswerten:

Krusten auf die Flächenniveaus (Ebenen)	25,9%
pliozäne Ebenen	20,0%
Qarun Ebenen	30,1%
Ravin Ebenen	27,6%
Wadisedimente	4,9%
Wadiunterlauf	5,4%
Wadioberlauf	3,6%

Fig. 41 zeigt die Gipsgehalt-Verteilung auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet

In den Krusten auf den verschiedenen Ebenen liegt der Gipsgehalt durchschnittlich bei 25,9 %. Damit liegt der Gipsgehalt der Ebenen deutlich über dem Mittelwert des Elnaalun Gebietes.

An erster Stelle kommen die Qarun Ebenen mit mehr als 30 % Gipsgehalt. In den Schichten der Qarun Ebenen liegt der höchste Gipsgehalt des ganzen Gebietes mit Maximalwerten bis zu 58%.

Der Mittelwert der Gipsgehalte der Sedimente auf den Ebenen der Ravin-Formation liegt bei 27,8% (sehr gipsreich). Damit liegt der Gipsgehalt in den Ebenen der Ravin-Formation ganz nahe am Mittelwert, der sich für alle Ebenen im Elnaalun Gebiet errechnen läßt. Die Gipsgehalte schwanken ebenfalls deutlich zwischen 2,2% (mäßig gipshaltig) und 57%(extrem gipsreich). Zwei von drei Profilen haben mehr als 50% Gipsgehalt, sie sind extrem gipsreich.

An letzter Stelle kommen die pliozänen Ebenen. Ihre Gipsgehalte schwanken zwischen 6,2% (gipsreich) und 43,6% (sehr gipsreich), mit Mittelwerten von 20% (gipsreich).

Der Mittelwert der Gipsgehalte bei den Wadisedimenten liegt mit 4,9% deutlich unter dem Gesamt-Mittelwert. Die Schwankungen sind relativ gering. Der Gipsgehalt liegt im Wadiunterlauf (Profil. 7) bei 5,4% (mäßig gipshaltig), im Gegensatz dazu liegt der Gipsgehalt im Wadioberlauf (Profil 12) bei 3,6% (mäßig gipshaltig). Die Gipsmenge ist im Wadiunterlauf höher als im Wadioberlauf, weil der Gips im Wadioberlauf ausgewaschen und in Richtung der Wadimündung transportiert und abgelagert wird.

4.1.3.4 Salzgehalt

Der Salzgehalt des Elnaalun Gebietes schwankt zwischen 2,4% und mehr als 45% mit Mittelwerten von 11,8% (Fig. 44).

Salz ist in allen geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet vertreten und wie folgt verteilt :

Krusten auf den Flächenniveaus (Ebenen)	12,9%
pliozäne Ebenen	10,9%
Qarun Ebenen	15,2%

Ravin Ebenen	12,5%	
Wadisedimente		7,3%
Wadiunterlauf	7,8%	
Wadioberlauf	5,7%	

Fig. 42 zeigt die Salzgehalt-Verteilung auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet

In den Sedimenten der Krusten auf den verschiedenen Ebenen liegt der Salzgehalt bei 12,9%. Damit liegt der Salzgehalt der Ebenen ganz nahe am Mittelwert des Elnaalun Gebietes.

An erster Stelle kommen die Qarun Ebenen mit mehr als 15,2% Salzgehalt. Der Salzgehalt schwankt hier zwischen 2,4% und 45,5%. In den Schichten der Qarun Ebenen liegt der höchste Salzgehalt des ganzen Gebietes, wo zwei von drei Profilen mehr als 20% Salzgehalt haben. Der höchste Salzgehalt des Gebietes befindet sich in dieser Krustengruppe und liegt bei 45,5%.

Der Mittelwert der Salzgehalte der Ravin Formation Ebenensedimente liegt bei 12,5%. Damit liegt die Salzgehalt auf den Sedimenten der Ravin-Formation ein klein wenig über dem Mittelwert des Elnaalun Gebiets. Die Salzgehalte in dieser Gruppe schwanken zwischen 4,4% und 23,3%.

Der Salzgehalt der pliozänen Ebenen schwankt zwischen 3% und 21, % mit einem Mittelwert von 10,9%, damit sind die pliozänen Ebenensedimente salzreich.

Der Mittelwert der Salzgehalte der Wadisedimente liegt bei 7,3%. Damit liegt der Salzgehalt der Wadisedimente deutlich unter dem Mittelwert des ganzen Gebiets. Der Salzgehalt liegt im Wadiunterlauf bei ca. 8%, im Gegensatz dazu liegt der Salzgehalt im Wadioberlauf bei ca. %.

4.1.3.5 pH-Wert

Die Alkalität spielt bei der Bewertung der potentiellen Ertragsfähigkeit von Wüstenböden eine nicht unwesentliche Rolle (Blume et al. 1995, p. 70).

Fig. 43 zeigt die Verteilung der Alkalität auf den verschiedenen geomorphologischen Formen.

Die pH-Werte im Elnaalun Gebiet schwanken zwischen 7,1 und 8,4 (Mittelwert 7,89, = schwach alkalisch). Damit sind die Sedimente wegen des hohen Kalkgehalts im Untersuchungsgebiet (siehe 4.1.3.2) schwach bis mäßig alkalisch, wie die meisten Sedimente arider Gebiete, die meistens bei 8,5 (= mäßig alkalisch) liegen (nach Scheffer & Schachtschabel 1979).

Die pH-Werte der Wadisedimente liegen bei 7,88 (schwach alkalisch). Damit liegt die Alkalität der Wadisedimente beim Mittelwert.

In den pliozänen Ebenen schwanken die pH-Werte zwischen 7,11 und 7,98 mit einem Mittelwert von 7,75, damit sind sie schwach alkalisch, wie die Wadisedimente.

Auf der anderen Seite stehen die Sedimente auf den Ebenen der Qarun- und der Ravin-Formation in den mäßig alkalischen Klassen, wobei die Mittelwerte von beiden bei 8,00 und 8,01 liegen.

Eine einzige Ausnahme befindet sich in den Wadisedimenten (Profil 7), wo die pH-Werte sauer und nicht alkalisch sind. Der pH-Wert erreicht mit 6,61 (S1) in einer 15cm mächtigen Schicht (7-5) in einem Wadiunterlauf-Profil. In diesem Wadiunterlauf Sediment finden Umlagerungen statt.

Die hohen pH-Werte lassen auf reichhaltige Werte von K, Ca, Mg schließen (siehe 6.4) (Schlichting et al. 1995, P. 256). Die K-, Ca-, Mg-Mengen im Elnaalun Gebiet erreichen Mittelwerte von 3%, 1,8% und 0,23%.

4.1.3.6 Zusammenfassung der chemischen Parameter

Die oberflächennahen Sedimente des Elnaalun Gebietes bestehen zu einem großen Anteil aus Kalk, Gips und Salz. Die Krusten haben den kleinsten klastischen Anteil, im Gegensatz zu den Wadisedimenten, besonders zu denen des Wadioberlaufes, wo die nicht klastischen Anteile nur 20% betragen.

Besonders große Schwankungen zeigen vor allem der Gips- und der Kalkgehalt.

Während es bei den sedimentlogischen Parametern zwischen dem Wadiunterlauf- und Wadioberlauf-Sedimenten nur geringe Unterschiede gibt, sind die nichtklastischen Anteile im Wadiunterlauf viel höher. Das liegt daran, dass die nichtklastischen Anteile von der Umgebung abgespült und im Wadiunterlauf abgelagert werden.

Die nichtklastischen Anteile im Elnaalun Gebiet korrelieren mit dem Ausgangsgestein. Die gering salzhaltigen Ausgangsgesteine, wie zum Beispiel die des Pliozäns, besitzen kaum salzhaltige Krusten, während diejenigen über den salzhaltigen Gesteinen der salzführenden Qarun Formationen dieses bis zur Oberfläche dokumentieren.

Der Gipsgehalt erhöht sich auf den Ravin- und den unteren Qarunebenen, gegenüber den oberen Qarun- und den Pliozänebenen, weil die Qarun Formation zu mehr als 67% aus gipsführendem Schiefer besteht. Er wird in höher gelegenen Reliefteilen erodiert, transportiert und weiter unten abgelagert.

Der hohe Kalkgehalt in den pliozänen Krusten wird durch Kalksteinbruchstücke verursacht, die einstmals im pliozänen Golf abgelagert wurden. Der niedrige Kalkgehalt in den Sedimenten der Qarunebenen rührt daher, dass die Qarun-Formation sehr wenig Kalk enthält (weniger als 1%).

Die durchgehend schwach, bis mäßig alkalischen pH-Werte generieren sich hauptsächlich aus dem vorwiegend basischen Ausgangsgestein und der fehlenden Vegetation.

Spuren chemischer Verwitterung sind im Untersuchungsgebiet, wegen des geringen Niederschlages und der dadurch ausbleibenden Vegetation relativ selten.

4.2 Das Testgebiet Qatrani

4.2.1 Die Geomorphologie des Qatrani Gebietes

Zwischen dem Qarun See (Birket Qarun –45m) in Süden, dem Gabel Qatrani mit 350 m im Norden, dem Wadi Aslan im Osten und dem Wadi Quta im Westen verläuft der nördliche Randbereich der Fayoum Depression auf ungefähr 90 km Länge von West nach Ost. Wie in der geomorphologischen Karte (Fig. 56) dargestellt, ist die Breite der Nordumrahmung unterschiedlich; sie beträgt im Westen nur 10 km, erreicht beim Wadi Elgaru 17 km und verbreitert sich in Richtung Osten bis auf 27 km. Auffälligstes Merkmal ist aber der stufenartige Charakter, wobei drei ausgeprägte Stufen mit kilometerbreiten Verflachungen wechseln.

Die drei steilen Stufen (siehe Fig. 56 und 57), die parallel zum Qarun See von West nach Ost verlaufen, spiegeln die widerständigen Schichten der drei geologischen Hauptformationen wider. Oberhalb der Stufen finden sich jeweils breite Stufendachflächen, die vom widerständigen in das weniger widerständige Gestein übergreifen und am nächsten Steilanstieg enden. In der angelsächsischen Literatur werden diese Verflachungen als Terrassen bezeichnet, einer Benennung der in dieser Arbeit nicht gefolgt wird.

Modifiziert wird dieses einfache Bild durch das Auftreten schmalerer, aber ebenfalls widerständiger Schichten, welche die Hänge gliedern, indem sie weitere kleine Stufen oder „Stüfchen“ bilden. Die Lithologie steuert in starkem Maße die Verbreitung und die Gliederung der Landschaft. Da die Schichtneigung bis zu 5° beträgt, liegen die Ausbisse der widerständigen Schichten nicht weit auseinander. Im Osten, wo die Neigung geringer wird, treten die Stufen dann auch weiter auseinander.

Die oben genannten Stufen fallen mit geologischen Einheiten (dazu siehe Kapitel 3.2) zusammen und werden wie folgt benannt:

1. Die Qarun Stufe (0 m – 100 m),
2. die Qasr El Sagha Stufe (100 m – 200 m) und
3. die Gebel Qatrani Stufe (200 m – 300 m).

4.2.1.1 Der Bereich der Qarun Stufe

Im Vorfeld dieser Stufe liegt der Boden der Fayoum Depression mit dem Qarun See. Dieser Bereich zwischen See und Stufe ist flach und wird meist von Sand bedeckt.

Die Stufe selbst ist sehr steil, manchmal nahezu senkrecht (Fig. 87).

Direkt oberhalb der Stufe treten wiederum große Ebenheiten auf, die von Hammada-Oberflächen eingenommen werden. Größere Flächen werden aber von Serir bedeckt. Die Serir-Ablagerungen stammen von Sedimenten eines (vermutlich) oligozänen Nil und sind umgelagert. Auf dieser Verebnung laufen scheinbar die Unterläufe der Wadis, die von Norden nach Süden in Richtung Fayoum Depression ziehen.

Zwischen der Qarun Stufe und der nächst folgenden finden sich eine Menge isolierter Hügel oder auch Tafelberge (Mesas), wie Qaret Elgendy 106 m (50 m über der Umgebung), Qaret Elfaras 78 m (34 m über der Umgebung), Qaret Elkhersha 53 m (15 m über der Umgebung) oder auch wie der Gebel Dakaken mit 190 m.

Diese isolierten Hügel bestehen aus hartem Kalkstein, der von Schiefer- und Tonsteinen unterlagert wird. Ihre Form zeigt wiederum den lithologischen Aufbau: Steile Hänge im oberen, flache in unteren Bereich.

Auf der Verebnung oberhalb der Qarun Stufe treten auch weitere geomorphologische Formen wie endorheische Becken (Depressionen) auf. Weiterhin findet sich am Ufer des Qarun Sees eine geomorphologische Form, die ziemlich einzigartig in der näheren und weiteren Umgebung ist. Es handelt sich um riesige Gesteinskugeln, vermutlich um Konkretionen. Sie sind im Vergleich zu anderen Konkretionen sehr groß (max. 1,75 m hoch und 9 m im Durchmesser (Werte nach Seham Hashem 1990)). Die Entstehung der Kugeln bietet Anlass zu wilder Spekulation.

1. Calcitanreicherungen im Birket Qarun Sandstein (Gilluly 1968)
2. Abrundung durch Wind und Wasser des Moeris Sees (Beadnell, 1905).
3. Verwitterung entlang von Klüften, die durch Druckentlastung entstanden sind (Abo-Elhagag, 1967).
4. Da die Konkretionen wie Nabkas aussehen sollen, wird vermutet, sie könnten als karbonatverhärtete Nabkas entstanden sein (Sieham Hashim 1985).

Die letzte und die wichtigste geomorphologische Form in der Umgebung des Qarun Sees sind die Strandablagerungen (Strandterrassen) ehemaliger (höherer) Vorläufer des Qarun Sees. Die

alten Seestrände sind am vollständigsten im nördlichen Bereich erhalten. Denn dort findet man auch die tieferen Seestrände, die z. B. im östlichen Bereich unter den Nilschlammablagerungen verdeckt sind. Das sind dort alle Seestrände, die unter 22 m liegen.

Im Fayoum treten sieben deutlich feststellbare Strandwallgenerationen auf. Sie liegen alle zwischen + 42 m und dem heutigen Niveau des Qarun Sees bei - 45 m (Ball, 1939): Genauer in +42 m, +34 m, +28 m, +22 m (Early Paleolithic), +18 m (Late Paleolithic), +10 m und - 2 m.

4.2.1.2 Der Bereich der Qasr Elsagha Stufe

Er umfasst den mittleren Bereich zwischen der Qarun Stufe und der Gebel Qatrani Stufe im Norden.

Das Vorland der Stufe wird von vielen Wadis zerschnitten, die in Richtung der Fayoum Depression ziehen. Sie sind deutlich tiefer eingeschnitten als diejenigen vor der Qarun Stufe. Die Verebnungen zeigen sowohl Hammada- als auch Serir-Oberflächen. Sandakkumulationen treten sehr stark zurück. Die endorheischen Becken sind deutlich kleinflächiger als im Bereich vor der Qarun Stufe. Ebenso treten die isolierten Hügel weitaus seltener auf.

Im Unterschiede zur Qarun Stufe ist die Qasr el Sagha Stufe deutlich zweigeteilt. Sie ist deshalb auch viel leichter zu befahren.

4.2.1.3 Der Bereich der Qatrani Stufe

Er umfasst den Landschaftsausschnitt zwischen der von oligozänem Material aufgebauten Fläche oberhalb der Stufe und der Qasr el Sagha Stufe. Der Anstieg im Bereich der Stufe ist sehr steil, was besonders für den nordwestlichen Teil gilt. Dazu trägt die Decke des Qatrani Basalts bei (Fig. 84)

Im Vorland der Stufe treten wieder vermehrt isolierte Hügel auf. Vermutlich tragen dazu die Abdeckung durch Basaltschutt und oligozäne Sedimente bei (Gerölle eines Nilvorläufers und verkieselte Bäume), welche die isolierten Hügel gegen die Erosion geschützt haben.

Wie in der Fig. 57 zu sehen, haben sich die Stufen und die Stufendachflächen vom Früh-Pleistozän, über das Mittel- und Spät-Pleistozän bis in das Holozän entwickelt.

4.2.2 Die Sedimentologischen Parameter

4.2.2.1 Korngrößenverteilung

Die Sedimente des Qatrani-Gebietes bestehen im Durchschnitt zu 81 % aus Sand, zu 15 % aus dem Schluff und nur zu 4 % aus Ton. Damit sind sie nach dem Basic Soil Textural Classes des U.S. Department of Agriculture (1975) schluffiger Sand. Die mittleren und feinen Sande dominieren zu gleichen Teilen mit annähernd 50 % das Sediment, während sehr grobe und sehr feine Sande zusammen nur 15 % ausmachen. Der Anteil der groben Sande beträgt 16 % und ist damit der dritthöchste Einzelwert. In der Schlufffraktion treffen wir hauptsächlich auf groben und mittleren Schluff, die sich in etwa die Waage halten und zusammen gut 14% erreichen (Fig. 58).

4.2.2.1.1 Kumulative Kurven

Die Korngrößenverteilung auf die einzelnen Fraktionen lässt Rückschlüsse auf Ablagerungsmechanismen zu. Die in Fig. 59 dargestellten kumulativen Kurven stellen die Verteilung graphisch dar und geben die Möglichkeit einer Einordnung. So kann man mit großer Sicherheit sagen, dass die Wadisedimente, die alluvialen Sedimente sowie die auf der Birket-Qarun-Stufe abgelagerten Materialien überwiegend durch einen einzigen Transportmechanismus dahin gelangt sind. Die Verteilung der Korngrößen ist in allen drei beprobten Stellen symmetrisch, daher ist nur ein Faktor anzunehmen. Die Kurve der östlichen Qasr El-Sagha Stufendachflächen weist eine symmetrischere Verteilung auf als die des westlichen Teils. Für die gesamte Stufe ergibt sich somit ein dominierender Transportfaktor, der aber durch einen zweiten begleitet wird. Ähnlich zeigt sich das Bild auch auf der El-Khashab- und auf Qatrani Formationenebene. Auch hier ist eine leicht unsymmetrische Verteilung zu beobachten, so dass die zwei Faktoren Wind und Wasser gewirkt haben müssen. Die See- und die Sabkhasedimente weisen eine deutliche Unsymmetrie in der Verteilung auf, was darauf schließen lässt, dass beide Transportmöglichkeiten für die Sedimentbewegung und –ablagerung in Betracht gezogen werden müssen.

4.2.2.1.2 Mittelwert

Die Korngrößenanalyse für das Qatrani-Gebiet hat gezeigt, dass der Mittelwert für alle Proben bei $1,98 \phi$, also im Bereich von mittlerem Sand, liegt (Fig. 58). Die mittleren Korngrößen für die Stufendachflächen betragen $2,2 \phi$ und sind damit schon im Bereich des feinen Sandes.

Der westliche Teil der Qasr-el-Sagha-Stufendachfläche weist von allen Stufendachflächen die feinsten mittleren Korngrößen mit $2,77 \phi$ auf, während der östliche Teil ziemlich genau den Mittelwert des Gesamtgebietes wiedergibt. Die feineren Sedimente im westlichen Teil werden hauptsächlich durch den 30 %igen Anteil (Durchschnitt der Proben 22 bis 26) von mittlerem und grobem Schluff hervorgerufen und durch den Höchstwert (23 %) im Feinsandbereich gestützt. Im östlichen Teil der Qasr-el-Sagha-Stufendachfläche fällt der Durchschnittswert für Ton mit 10 % auf, der aber hier in Addition mit dem Schluff einen Anteil von 20 % nicht übersteigt und daher im Gegensatz zum westlichen Teil den erniedrigten Wert zur Folge hat.

Der Mittelwert der Korngrößen für El-Khashab ($1,96 \phi$), Qatrani ($1,79\phi$) und Birket-Qarun ($1,66 \phi$) liegt relativ nahe dem mittleren Wert aller Proben. Es zeigt sich in allen drei Fällen, dass die Spitzenwerte jeweils zwischen 30 % und 40 % und im Fein- bzw. Mittelsandbereich liegen. Begleitet wird die Spitze immer von einem ähnlich hohen Wert im jeweils anderen Bereich.

Die durchschnittlich feinsten Sedimente finden wir in den Sabkhas mit einem Wert von $2,87 \phi$, die aber immer noch zu den feinen Sanden gerechnet werden.

Die Wadi- und Seesedimente erweisen sich in Hinblick auf die schon betrachteten geomorphologischen Formen als solche mit geringfügig gröberem Korngrößen. Im Wadi erreicht der Mittelwert $1,24 \phi$ und in den Seestrandsedimenten kommt man auf $1,4 \phi$, was vor allem auf extrem geringe Mengen an Ton und Schluff zurückzuführen ist. So enthält die Wadifüllung nur 6,6 % und die Seeablagerungen sogar nur 3,8 % Ton und Schluff an den gesamten Korngrößen.

4.2.2.1.3 Standardabweichung

Im vorliegenden Fall ist die Standardabweichung ein Anzeiger für die Einheitlichkeit (Uniformität) der Sedimente, die durch laufende Aktionen während des Transports und bei der Ablagerung der einzelnen Körner entstehen.

Der Durchschnittswert der Standardabweichung für das gesamte Qatrani-Gebiet beträgt 1,33 (siehe Fig. 58) und wird nach der Klassifikation von Folk und Ward (1957, p.13) in den Bereich „schlecht sortiert“ eingeordnet.

Den niedrigsten Durchschnittswert einer geomorphologischen Form erreichen die Proben der El-Khashab-Stufendachfläche und die der Seeablagerung mit jeweils 1,09, dies bedeutet aber nach oben genannter Einteilung, dass auch diese Sedimente der gleichen Klasse angehören

wie der Durchschnittswert des Gesamtgebietes. Die Sedimente sind hier also nur etwas besser sortiert als an anderen Stellen des Testgebietes.

Die Qatrani-Stufendachfläche weist wie die vorher genannten Formen einen nur unwesentlich schlechteren Sortierungsgrad auf. Etwa gleich schlecht sortiert sind die Sedimente der Birket-Qarun-Stufendachfläche (1,29), die Sabkha- (1,29) und die alluvialen Sedimente (1,28). Über dem Durchschnittswert liegen nur die Qasr-el-Sagha-Stufendachfläche mit 1,40 und die am schlechtesten sortierten Wadisedimente mit 1,44. Dies überrascht insofern, weil man im Wadi durch den Wassertransport den besten Sortierungsgrad erwarten würde.

4.2.2.2 Kornformen

Die Proben des Qatrani Gebietes sind durch folgende mittlere Kornformenverteilung geprägt: Im Untersuchungsgebiet dominiert die sub-gerundete Kornform mit 36%, so wie die gerundete mit 22%, somit fallen also 58% der Sandkörner in diese beiden Klassen. Die sehr eckige Kornform kommt mit 5% Anteil am seltensten im Qatrani Gebiet vor. Den zweitniedrigsten Wert erreicht die gut gerundete Kornform mit 8%, während eckige Kornformen auf 11% und subeckigen auf 18 % Anteil kommen (siehe Fig. 60).

In den sehr groben Sanden herrschen die gerundeten Kornformengruppen (sub-gerundet, gerundet und gut gerundet) mit 90% vor, dabei ist die Kornform-Klasse gerundet mit 43% am stärksten vertreten. In den groben Sanden ist die Situation nur unwesentlich anders, auch hier ist eine deutliche Dominanz der gerundeten Körner auszumachen, die immerhin noch einen Anteil von 81 % erreichen. Die größte Unterrubrik bildet die Kornform-Klasse subgerundet mit 40%. In beiden angesprochenen Fraktionen liegen die Kornform-Klassen eckig und sehr eckig unter 5 % (Fig. 61).

Die mittlere Sand-Fraktion wird von den sub-gerundeten Körnern (40%) beherrscht. Es folgen die Gerundeten mit 22% (alle gerundeten zusammen 68%) und die sub-eckigen mit 20%. Im mittleren Sand ist eine deutliche Zunahme der eckigen und sehr eckigen Körner auf zusammen 12 % zu verzeichnen

Die Kornform Klasse sub-gerundet in der feinen Sand Fraktion hebt sich deutlich von den anderen ab und liegt bei 38%. Gefolgt von den sub-eckigen und eckigen Kornform-Klassen mit 25% und 17%.

Die sehr feine Sand Fraktion hebt sich von den vorher angesprochenen Klassen insofern ab, dass nur 5% der Körner den gerundeten Kornform-Klassen (sub-gerundet, gerundet und gut

gerundet) angehören, während die eckigen Kornform-Klassen (sub-eckig, eckig und sehr eckig) mit 68% dominieren. Hauptvertreter in dieser Klasse sind die sub-eckigen Körner mit 32%.

Diese Tatsache zeigt sich in allen geomorphologischen Formen des Qatrani Gebietes.

In der mikroskopischen Analyse ergab sich folgende Gliederung nach geomorphologischen Einheiten (Fig. 60):

- Qatrani- und Qasr Elsagha-Stufendachflächen, wo der Anteil der gerundeten Körner (gut gerundet, gerundet und sub-gerundet) jeweils 63 % erreicht.
- Qarun Stufendachfläche und die Wadisedimente, wo die gerundeten Körner 65 % beziehungsweise 66 % erreichen.
- Die Seestrandsedimente, in denen der Anteil der gerundeten Körner mit 75% am höchsten ist.

Es gibt nur kleine Unterschiede zwischen den drei geomorphologischen Formen in den gesamten gerundeten Kornformen-Klassen (sub-gerundet, gerundet und gut gerundet); besonders zeigen sich diese zwischen den Stufendachflächensedimenten und den Wadisedimenten.

Nur die Seestrandsedimente heben sich bei ihren Kornformen ganz deutlich von den anderen geomorphologischen Formen ab.

Der Vergleich mit den Ergebnissen von anderen geomorphologischen Formen in ariden Gebieten, besonders der äolischen Sand-Formen und der geomorphologischen Formen im Qatrani Gebiet, zeigt kein Unterschied beim Rundungsgrad in den verschiedenen Korngrößen-Fraktionen. Die gerundeten Körner (besonders in der sub-gerundeten Klasse) dominieren in den groben Sand-Fraktionen und die eckigen Körner (besonders die sub-eckige Klasse) dominieren in den feinen Sand-Fraktionen, in äolischen wie in fluviatilen Sedimenten. Die Kornformen der oberflächennahen Substrate der geomorphologischen Formen im Qatranigebiet sind besser gerundet als in den äolischen Sand-Formen (Dünen, Nabkas, Rippeln, Sandebenen...usw.). Die gerundeten Kornformen-Klassen, in den äolischen Sandformen in Kuwait erreichen 46 % in Sand Dünen und 50% in den Sandebenen (Khalaf & Gharib 1985). Andererseits erreichen sie 66 % in den Wadisedimenten, 75 % in den Seestrandsedimenten und 63,7 % in den Krusten auf den Stufendachflächen im Qatranigebiet.

4.2.2.3 Politur Analysen

Im Qatrani Gebiet wurden 5 Profile für die Politur-Untersuchungen gewählt (Fig. 62).

Die Politur Analysen (matt/glänzend) der Quarzkörner im Qatrani Gebiet zeigen einen Mittelwert von 50 % an glänzenden Körnern.

Es gibt eine Beziehung zwischen dem Glanzgrad der Körner und den Körngrößen des Sandes (Fig. 62 & 63), nämlich je grober desto glänzender. Die Beziehung ist deutlich zu erkennen; besonderes bei sehr feinen und sehr groben Sand-Fractionen.

In den sehr groben und in den groben Sandfraktionen kommen die höchsten Zahlen glänzender Körner mit 57% vor. An die zweite Stelle treten die mittleren und feinen Sand-Fractionen mit 52% und 46%. An letzter Stelle stehen die sehr feinen Sand-Fractionen mit fast 60% an matten Körnern.

Wie in der Fig. 64 dargestellt, kommen beim Glanzgrad der Körner, verteilt auf die geomorphologischen Formen im Qatrani Gebiet, die Seestrandsedimente an erster Stelle mit fast 61 % glänzenden Körnern; gefolgt von den Wadis sedimenten mit 53 %. Der hohe Anteil der glänzenden Körnern in beiden geomorphologischen Formen beweist, dass der Haupt-Transport der Sedimente durch Wasser erfolgte.

Der Glanzgrad der Sedimentkörner auf den Stufendachflächen liegt im Mittelwert bei ca. 45 %; etwas höher ist der Glanzgrad auf den Qatrani- und Qasr Elsagha-Stufendachflächen mit 48 % und 47 %. Viel niedriger ist er auf der Qarun Stufendachfläche mit 42 % an glänzenden Körnern.

Zwei weitere wichtige Beobachtungen wurden bei der Untersuchungen gemacht:

- Gespaltene Körner gibt es in den Gipskrusten, da die „Salzverwitterung“ an den Rissen der Körner ansetzen kann..
- Gips- oder Kalkablagerung in tieferen Profilbereichen ist ein Ergebnis der chemischen Verwitterung in Gipskrustensediment. Diese Besonderheit fehlt in den Wadi- und Seesedimenten.

Die Ergebnisse der Politur-Analysen beweisen, dass im Qatrangebiet Sedimente von verschiedenen Faktoren (Wasser und Wind) abgelagert wurden. Die Verwitterung spielte

dabei auch eine Rolle, da angewitterte Körner später durch den Wind aufgenommen und wieder abgelagert wurden.

4.2.2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse zu den sedimentologischen Parametern des Qatrani-Gebietes

In allen oberflächennahen Substraten der geomorphologischen Formen des Untersuchungsgebietes ist die Sandfraktion am stärksten vertreten und erreicht 81 % im Mittel aller Proben. In sechs von acht Geländeformen bewegt sich der Anteil von Sand sogar über 90 % und beeinflusst ihre Charakteristik damit entscheidend. Eine Ausnahme stellt die Qasr-el-Sagha-Stufendachfläche dar, die nur 68 % Sande, gemittelt auf das entnommene Material, enthält. Dieser Umstand ist vor allem darauf zurückzuführen, dass bei vier Profilen auf dieser Stufendachfläche der unterste Horizont aus anstehendem Tonschiefer besteht und somit enorm feines Material entnommen wurde, das den Mittelwert in Richtung Schluff und Ton verschoben hat.

Die Korngrößen-Verteilungen zeigen ganz symmetrische Kumulativkurven fast in den allen geomorphologischen Formen in dem Gebiet (ein Haupt-Transport Mechanismus) mit Ausnahme der Sabkhasedimente, wo sie unsymmetrische Kumulativkurven zeigt (zwei Transportmechanismen).

Bei der Korngrößenverteilung ist zu konstatieren, dass das Mittel aller Proben bei $1,98 \phi$ liegt und in die Klasse der mittleren Sande eingeordnet werden muss, aber zugleich ein deutliches Gewicht in Richtung Feinsand aufzeigt. Auch hier wirken sich die aus feinem Sedimentgestein entnommenen Proben auf Qasr Elsagha aus und lassen den Korngrößendurchschnitt in den Feinsandbereich wandern. Die größten Sedimente finden wir dagegen in Wadi- und in Seestrandablagerungen, die deutlich näher an den Grobsanden liegen als jede andere geomorphologische Form.

Die Sedimente weisen im gesamten Gebiet einen schlechten Sortierungsgrad auf, wo der Mittelwert $1,33 \phi$ erreicht. Die Qasr Elsagha- (Mixed Bereich, Erosion und Ablagerung) und die Wadisedimente (aus dem Wadioberlauf) sind etwas schlechter sortiert, die Elkhashab (Delta-Ablagerung durch einen großen Fluss) und die Seestrandsedimente (Wasser-Ablagerung) sind etwas besser sortiert.

Die Kornformanalysen stützten die Resultate der Glanzuntersuchung insofern, als dass auch hier die Wadi- und Seesedimente die meisten gerundeten Körner aufweisen, was wie der Grad des Glanzes auf einen vorherrschenden Wassertransport der Sedimente schließen lässt. Auf den Stufendachflächen erniedrigt sich der Wert der gerundeten Körner zu Gunsten der eckigen Kornklasse und untermauert somit die Aussage von der fehlenden Herrschaft einer Transportkraft. Ein weiteres Ergebnis dieser Analyse war, dass ein Ansteigen der Korngröße immer mit einer Zunahme des Rundungsgrades verbunden war. Im Vergleich mit Forschungen aus Gebieten mit äolischer Morphodynamik kann darauf hingewiesen werden, dass im untersuchten Gebiet mit wechselnder äolischer und fluviatiler Beeinflussung ein höherer Rundungsgrad der Sandkörner gemessen wurde.

Die Kornglanzuntersuchungen lieferten Ergebnisse, die keine Überraschungen in sich bargen. So sind natürlich in den Wadi- und Seesedimenten die höchsten Raten glänzender Körner mit jeweils weit über 50 % anzutreffen, während auf den Stufendachflächen der Wert deutlich darunter bleibt und kein dominierender Transportfaktor auszumachen ist.

4.2.3 Die bodenchemischen Parameter des Qatrani Gebiets

Die entnommenen Proben wurden auf ihren Salz-, Gips- und Kalkgehalt untersucht. Die „Salze“ bilden den einen, die klastischen Anteile den anderen Bestandteil des oberflächennahen Substrate. Diese Anteile summieren sich zu 100% (vgl. Fig. 69).

4.2.3.1 Die klastische Anteile

Über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelt liegt der klastische Anteil der Sedimente bei rund 68 %. Das verbleibende Drittel verteilt sich auf Kalk mit ca. 10 %, Gips mit 15 % und leicht lösliche Salze als kleinsten Faktor mit 5 % Anteil (Fig. 65).

Auf der Qatrani-Stufendachfläche und im Wadi finden wir mit 92 % den höchsten klastischen Anteil, dicht gefolgt von den Seestrandsedimente mit 90 % und El-Khashab mit 88 %. Einen erstaunlich niedrigen Wert weist die Birket-Qarun-Stufendachfläche auf. Hier sind lediglich 10 % des Sediments klastischer Herkunft. Der Wert für die Qasr-el-Sagha-Stufendachfläche ist im westlichen Teil etwas höher als im östlichen und beträgt im Durchschnitt 60 %. Für alluviale Sedimente auf der Stufendachfläche wurde ein klastischer Anteil von 83 % ermittelt. Die Sabkha-Sedimente bestehen gut zur Hälfte aus klastischen Anteilen (Fig. 69).

Die nichtklastischen Anteile (Kalk, Gips, leichtlösliche Salze) schwanken im Qatranigebiet beträchtlich und müssen deshalb im Weiteren einzeln betrachtet werden.

4.2.3.2 Kalkgehalt

Die Kalkgehalte der Bodenproben des Qatrani Gebietes schwanken zwischen weniger als 2,7 % und mehr als 26 %, so dass die Sedimente im Gebiet als stark kalkhaltig bezeichnet werden können und der Gesamtdurchschnitt sogar immer noch 10,3 % beträgt.

Die Gliederung der mittleren Kalkgehalte in den einzelnen Geomorphologischen Formen (detailliert Fig. 66 und 69) dokumentiert sich wie folgt:

Die Stufendachflächen (nach abfallender Geländehöhe)	10,7%
El-Khashab Stufendachfläche	5,9%
Qatrani Stufendachfläch	6,5%
Qasr Elsagha Stufendachfläche	8,5%
Birket Qarun Stufendachfläche	28,6%

Nach geomorphologischen Kleinformen innerhalb der Stufendachflächen:

Alluviale Sedimente	10,4%
Wadisedimente	7,3%
Seestrandsedimente	5,5%
Sabkhasedimente	15,9%

In den Sedimenten der Stufendachflächen auf den verschiedenen Ebenen liegt der Mittelwert des Kalkgehalts bei 10,7 % (kalkreich).

Die höchsten Gehalte weist die niedrigste Stufendachfläche (Qarun Stufendachfläche) auf, deren Sedimente die kalkhaltige anstehende Qarun-Formation überdecken. Hier bewegen sich die Kalkgehalte zwischen 2,6 % und 70,8 % (im Anstehenden) und erreichen zusammen einen Mittelwert von 28,6 %.

Die Kalkgehalte in den Qatrani-Stufendachflächen-Sedimenten bleiben mit einem Mittelwert von 6,5 % unter dem Mittelwert des gesamten Gebiets. Auf der Qasr-Elsagha-

Stufendachfläche ist der Kalkgehalt etwas höher und erreicht 8.5 %. Die Werte auf dieser Stufendachfläche schwanken zwischen 3% und 16,3 %.

Den geringsten durchschnittlichen Kalkgehalt besitzen die El-Khashab Stufendachflächensedimente (= höchste Stufendachfläche) mit 5,9 % und sie sind damit nur mäßig karbonathaltig. Die Werte der El-Khashab Stufendachfläche schwanken zwischen 3,3 % und 11,9 %. Der Grund für die niedrigen Kalkgehalte in den Sedimenten dieser Stufendachfläche ist darin zu sehen, dass die El-Khashab-Formation auf der einen Seite aus Sand- und Kiesablagerungen besteht und somit fast keinen Kalk enthält und auf der anderen Seite auch kein Materialnachschieb erhält, weil sie orographisch den Geländehöhepunkt markiert. Auch aus diesem Grund nimmt der Kalkgehalt mit abnehmender Höhe der Stufendachflächen in geringem Maße zu.

Die Karbonatgehalte der alluvialen Sedimente liegen etwas über dem Durchschnitt und haben einen Mittelwert von 10,4 %. Die Kalkgehalte dieser Sedimente liegen im Bereich von 7,6 % (mäßig karbonathaltig) und 16,8 % (karbonatreich).

Die Karbonatgehalte der Wadis sedimente hingegen betragen durchschnittlich nur 7,3 %. Damit liegt der Kalkgehalt unter dem Mittelwert des gesamten Qatrani-Gebietes. Es ist eine Schwankung zwischen 2 % und fast 13 % zu beobachten mit der Besonderheit, dass die mittleren Schichten (3 Horizonte) geringere Werte aufweisen als die nach oben und unten anschließenden Horizonte.

Der Karbonatgehalt der Sabkhasedimente erreicht 15,9 % und hebt sich damit deutlich vom Gebietsdurchschnitt ab, während der Kalkgehalt der Seestrandsedimente einen nicht erwarteten viel niedrigeren Wert von 5,5 % annimmt.

4.2.3.3 Gipsgehalt

Der Anteil an Gips bei den entnommenen Proben im Qatrani-Gebiet zeigt eine extreme Schwankungsbreite, die maximal 75 % erreicht. Der Mittelwert (detailliert Fig. 67 und 69) für das ganze Areal beträgt fast 17 % . Sechs Proben beinhalten keinen Gips, dennoch bleibt kein Bodenprofil gipsfrei. Auffallend hohe Werte und damit verbunden auch Ausbildung von Gipskrusten (über 15 % Anteil an der Probe) zeigen vor allem die zwei unteren Stufendachflächen Qasr-el-Sagha mit einem Mittelwert von 26 % und Birket Qarun mit 32 %.

Von 23 Bodenhorizonten sind hier 16 durch Gipskrusten gekennzeichnet und nur sieben weisen Werte zwischen 4 % und 13 % auf. Eine Besonderheit begegnet uns in Profil 22 (Fig. 72), bei dem der oberste Horizont eine Salz-Gipskruste mit eingeschalteten Feinsandbändern trägt. Diese Feinsandprobe (22-3) ist auch die einzige auf diesen beiden Stufendachflächen, die keinen Gips beinhaltet.

Die Sedimente der miozänen El-Khashab-Stufendachfläche und der oligozänen Qatrani-Stufendachfläche dagegen sind gipsarm oder sogar frei von Gips, mit Ausnahme des obersten Horizontes der Miozänstufendachfläche, der eine Gipskruste besitzt. Es lässt sich hier schon der Abtragungs-, Transport- und Akkumulationsmechanismus, der auf den Stufendachflächen stattfindet, erkennen. Auch die Werte für das Wadi zeigen deutlich an, welche Prozesse wirksam waren und sind. Während der obere Horizont keinen Gips beinhaltet, geht mit fortschreitender Bodentiefe eine Erhöhung des Wertes einher, der aber selbst im untersten Horizont 1 % nicht überschreitet.

Die Alluvialsedimente hingegen sind durch größer Gipsmengen gekennzeichnet und zeigen sogar eine umgekehrte Lagerung, bei der der Wert von oben nach unten abnimmt und schließlich den Wert 0 erreicht. Der 21 %-ige Gipsanteil in den Sabkha überrascht nicht, da auch hier wie auf den unteren Stufendachflächen Akkumulationsprozesse stattfinden. Um so mehr Erstaunen ruft der niedrige Wert (1,8 %) in den Seeablagerungen hervor, da man auch hier mit ähnlichen Werten rechnen konnte.

Durchschnittlicher Gipsgehalt in verschiedenen geomorphologischen Formen:

Die Stufendachflächen (nach abfallender Geländehöhe)

El-Khashab	5,3 %
Qatrani	0,75 %
Qasr-el-Sagha	26 %
Birket-Qarun	32 %

Nach geomorphologischen Kleinformen innerhalb der Stufendachflächen

Alluvialsedimente	4,8 %
Wadisedimente	0,4 %
Seesedimente	1,8 %
Sabkhasedimente	21 %

4.2.3.4 Salzgehalt

Alle Proben des Qatrangebietes weisen leicht lösliche Salze auf. Der Mittelwert des Gebietes beträgt 6 % (detailliert in Fig. 68 und 69). Die Salzgehalte im Untersuchungsgebiet schwanken jedoch zwischen den einzelnen Bodenproben sehr stark. Den niedrigsten Wert finden wir im obersten Bereich der Wadifüllung mit 0,19 % und den höchsten wiederum in der obersten Schicht der Birket-Qarun-Stufendachfläche mit fast 48 % Gewichtsanteil.

Die miozäne El-Khashab-Stufendachfläche und die darunter liegende oligozäne Qatrani-Stufendachfläche weisen zusammen mit den Wadisedimenten den geringsten Salzgehalt auf (Fig. 68 und 69). Ebenfalls geringe Salzmengen enthalten die Alluvial- und Seesedimente die mit weniger als 3 % Anteil an den Proben. Mit abnehmender Geländehöhe geht ein Salzzuwachs in den Stufendachflächensedimenten einher, so dass der Gehalt auf Qasr-el-Sagha schon 5,4% beträgt und in den Proben der Birket-Qarun-Stufendachfläche beachtliche 29 % erreicht. Dies führt dann auch zu zahlreichen Salz-Gipskrusten, da hohe Salzwerte in der Regel mit hohen Gipswerten korrelieren. Die Sabkhasedimente beinhalten eine nicht erstaunliche Menge von 9 % an löslichen Salzen.

Durchschnittlicher Salzgehalt in verschiedenen geomorphologischen Formen:

Die Stufendachflächen (nach abfallender Geländehöhe)

El-Khashab Stufendachfläche	1,1 %
Qatrani Stufendachfläche	0,5 %
Qasr- Elsagha Stufendachfläche	5,4 %
Birket-Qarun Stufendachfläche	29 %

Geomorphologischen Kleinformen innerhalb der Stufendachflächen

Alluvialsedimente	1,9 %
Wadisedimente	0,6 %
Seesedimente	2,85 %
Sabkhasedimente	9,2 %

4.2.3.5 pH-Wert

Wegen der fehlenden Bodenbildung, die auf die geringen Niederschläge bei gleichzeitig hoher Jahresdurchschnittstemperatur und –Verdunstung zurückzuführen ist, und das damit

verbundene Ausbleiben der Ansiedlung von Vegetation, ist unter Berücksichtigung des Ausgangsgesteins ein eher alkalischer Boden zu erwarten, als ein leicht saurer, wie er für die gemäßigten Mittelbreiten typisch ist. Die Messungen ergaben, dass der Mittelwert des beprobten Gebietes bei pH 7,72 liegt und damit eine schwache Alkalität besitzt (Einstufung nach Scheffer und Schachtschnabel 1998). Die Extrema finden sich im obersten Horizont der Alluvialsedimente mit pH 7,26 (schwach alkalisch) und im Seesediment mit pH 8,36 (mäßig alkalisch). Die Alluvialsedimente (pH 7,88) und die Proben der Wadis sedimente (pH 8,00) sind stärker basisch als die Stufendachflächen. Die Durchschnittswerte für letztere weichen nicht stark voneinander ab und bewegen sich zwischen pH 7,5 und 7,7 mit Ausnahme der höchsten Stufendachfläche. Auf El-Khashab liegt der Wert im Schnitt bei pH 7,33 und ist damit genauso schwach basisch wie die Sabkhasediment. Bei entsprechender Bewässerung und der beginnenden Ausbildung von Böden wäre eine agrotechnische Nutzung unter dem Gesichtspunkt von Alkalität und Acidität gut möglich.

4.2.3.6 Zusammenfassung der chemischen Parameter

Die Sedimente des Qatrani-Gebietes bestehen zu einem großen Teil aus Gips, Kalk und Salz. Der Gips überwiegt bei den nichtklastischen Anteilen mit 17 % im Mittelwert, gefolgt von Kalk mit 10 %. Das geringste Quantum von 6 % entfällt auf die löslichen Salze.

Die klastischen Anteile der Sedimente auf den Stufendachflächen nehmen mit abnehmender Geländehöhe immer mehr ab. Beträgt der klastische Anteil auf El-Khashab und auf Qatrani (höhere Stufendachflächen) noch um die 90%, so sinkt der Wert in der Qasr-El-Sagha-Stufendachfläche (mittlere Höhe) auf ca. 60 % und erreicht auf der Qarun-Stufendachfläche (unterste Stufendachfläche) nur noch 10 %.

Folglich steigen die nichtklastischen Anteile in Richtung Qarun-Stufendachfläche immer mehr, so dass der Gipsgehalt 32 % sowie der Kalk- und Salzgehalt hier etwa 29 % betragen. Im Gegenteil dazu sind die höhere El-Khashab und Qatarani-Stufendachfläche recht arm an Gipsen, Kalken und Salzen, da nur noch 6% Kalkgehalt, 5 % Gipsgehalt und weniger als 1 % Salzgehalt gemessen wurden.

Diese Verteilung von klastischen und nichtklastischen Anteilen ist hauptsächlich davon abhängig, dass die oberen Stufendachflächen Erosionsgebiete sind. Das heißt, dass vor allem Auswaschung von löslichen Stoffen stattfindet, und dass die mittlere Stufendachfläche (Qasr

El-Sagha) ein Transportgebiet für Sedimente darstellt, was bedeutet, dass auf dieser Stufendachfläche gleichzeitig erodiert und abgelagert wird. Das fast ausgewogene Verhältnis von klastischen und nichtklastischen Anteilen auf dieser Stufendachfläche deutet auf diesen Mechanismus hin. Die Qarun-Stufendachfläche hingegen ist ein Ablagerungsgebiet, deshalb gibt es auf dieser Stufendachfläche sehr hohe nichtklastischen Anteile (abgelagerte ausgewaschene Stoffe der höheren Stufendachflächen) und sehr wenige klastische Anteile.

Die nichtklastischen Anteile im Qatrani-Gebiet korrelieren manchmal mit dem Ausgangsgestein. Der hohe Gipsgehalt in den Qasr-El-Sagha und Qarun-Stufendachflächensedimenten werden vermutlich durch den mit Gipsadern durchsetzten Tonschiefer der Qasr-El-Sagha Formation verursacht.

Die Sedimente auf Ausgangsgesteinen mit geringem Salzgehalt, wie zum Beispiel die El-Khashab und die Qatarani Formation (sie setzen sich zum großen Teil aus Sand und Kies zusammen), besitzen kaum salzhaltige Krusten, während die Sedimente über der salzhaltigen Qarun Formation reich an salzhaltigen Krusten sind.

In den anderen geomorphologischen Formen (Wadi, Seestrand, Sabkha) und den Stufendachflächensedimenten (alluvialer Art) sind die klastischen Anteile sehr hoch und die nichtklastischen Anteile sowie Salz- und Gipsgehalte sehr niedrig. Eine Ausnahme davon machen die Sabkhasedimente, in denen die nichtklastischen Anteile mit 21 % Gipsgehalt und 16 % Kalkgehalt besonders hoch sind. Der Salzgehalt in den Sabkhasedimenten liegt bei 9 %. Die durchgehend schwach bis mäßig alkalischen pH-Werte haben ihre Hauptursache im vorwiegend basischen Ausgangsgestein und der geringen chemischen Verwitterung.

4.3 Die Krusten im Bereich der Fayoum Depression

4.3.1 Zur Definition von Krusten

Krusten verschiedener stofflicher Zusammensetzung (Gips, Kalk und Salz) wurden bisher von verschiedenen Autoren untersucht (z. B. Goudie, 1973; Kulke, 1974; Schwenk, 1977; Tucker 1978; Watson 1979, 1983, 1985 und 1988; Eitel, 1994; Heine 1996; Heine & Walter 1996).

Krusten werden nach WATSON (1983) wie folgt definiert:

- Der Gips- bzw. Kalk- oder Salzanteil in der Schicht (Horizont) muss mehr als 15 % betragen,
- Das unterlagernde Gestein muss mindestens 5 % weniger Gips bzw. Kalk oder Salz enthalten, als die Kruste.
- Die Krusten können zwischen 0,1 m und 5 m mächtig sein.
- Die Krusten befinden sich in einem Bereich von Oberflächennähe bis in 10 m Tiefe.
- In Regionen, die weniger als 250 mm und mehr als 50 mm Niederschlag erhalten, bildet sich eine Gipskruste. (Kalkkrusten bei mehr als 250 mm und Salzkruste bei weniger als 50 mm).
- Die Krusten kommen in Lockersedimenten und Festgesteinen aller Art vor.
- Die Krusten bilden sich sowohl in warmen als auch in kühlen Trockengebieten.
- Sie finden sich in Regionen, wo Gips bzw. Kalk oder Salz durch die Atmosphäre bereitgestellt wird oder wo sie durch Verdunstung z.B. aus dem Grundwasser entstehen.

Nach WATSON spielt die Verfestigung der Krusten bei deren Definition keine Rolle, selbst Gipspulver wird als Kruste bezeichnet. Der Verfasser bezeichnet jedoch nur feste Horizonte als Krusten.

4.3.2 Die makroskopische Typisierung der Krusten in der Fayoum Depression

Bisherige Krustentypisierungen haben verschiedene Parameter als Grundlage (z.B. Gipskristalle, Gipsgehalt oder Mächtigkeit). In den Untersuchungsgebieten der Fayoum Depression (Elnaalun und Qatrani) treten fünf verschiedene Arten von Gipskrusten auf, die

sich nach ihrer makroskopischen Ausbildung unterscheiden lassen. Diese Typen werden nachfolgend exemplarisch beschrieben.

4.3.2.1 Betonierte Gipskrusten

Das Beispielprofil 32 (Fig. 75) liegt in dem Qatrani Gebiet auf der Qasr Elsagha Formation bei ca. 83 m über dem Meeresspiegel. Die geographische Koordinaten des Profils sind N 29.31.003 und O 30.27.152. Die Oberfläche des Profils ist von schwarzem Steinpflaster verschiedener Größen bedeckt. Die einzelnen Partikel lagern mitteldicht und sie weisen Formen der thermischen Verwitterung auf.

Das Profil besteht aus zwei „Schichten“ oder Horizonten. Die erste Schicht (Horizont) ist nur 10 cm mächtig, hat eine rotbräunliche Farbe und ist wenig fest. Sie besteht aus sehr feinem Sand, der sehr schlecht sortiert ist.

Der andere Horizont ist 70 cm mächtig, hat eine braune Farbe und ist extrem fest. In diesem Horizont gibt es keine Risse und er sieht ganz dicht und hart aus. Er besteht aus Mittel-Sand mit vereinzelt Geröllen verschiedener Größe. Die klastische Kruste hat die Hälfte der Matrix durchsetzt. Der Gipsgehalt ist hoch und erreicht im Durchschnitt ca. 40 %. Die Kruste weist auch einen Kalkanteil auf mit einem Mittelwert von 8 %. Der Salzgehalt beträgt 1,9 %.

Betonierten Gipskrusten lassen sich wie folgt charakterisieren:

Dichte Form, extrem fest, Gipsgehalt um die 40 %, geringer Salz- und Kalkgehalt, feiner bis mittlerer Sand als Matrix, selten Kiesfraktion, Mächtigkeit um 1m, keine Risse, rund die Hälfte klastische Anteile.

4.3.2.2 Massive Gipskrusten

Das Beispielprofil 8 (Fig. 54) liegt in dem Elnaalun Gebiet auf der Ravine Formation ca. 50 m über dem Meerspiegel. Die geographische Koordinaten des Profils sind N 29.13.304 und O 30.53.796.

Die Oberfläche des Profils ist von dunkelbraunem Steinpflaster verschiedener Größen bedeckt. Sie sind mitteldicht gelagert und haben dazwischen lockeres Material aus Sand. Auf den Geröllen befinden Anzeichen für thermische Verwitterung.

Die erste Schicht in diesem Profil ist 50 cm mächtig und besteht aus feinem Sand mit einzelnen feinen Kiesgeröllen und viel Gips. Diese blasige Schicht ist kalkhaltig und hat eine 10 YR 7/4 Farbe (nach MUNSELL). Sie ist extrem fest. In dieser Schicht befinden sich sehr viele Risse, die im oberen Teil der Schicht sehr breit sind und die im unteren Teil enger werden; diese Risse sind mit feinem Sand gefüllt. Die Risse in den Sedimenten sind weniger kalk-, -gips- oder auch salzhaltiger als die übrige Schicht. Der Gipsgehalt erreicht in letzterer 33 %, der Salzgehalt um die 9 %, die klastischen Anteile 55 %.

Die zweite Schicht ist 35 cm mächtig und besteht aus feinem Sand mit vereinzelt feinem (bis mittleren) Kies und viel Gips. Sie hat ebenfalls auch eine blasige Form und in ihr verschwinden die Risse, die in der obersten Schicht auftreten. Dieser Horizont ist sehr fest und hat eine 10 YR 7/6 Farbe. Der Gipsgehalt erreicht ca. 16 %, der Kalkgehalt ist gegenüber dem der oberen Schicht etwas erhöht, der Salzgehalt geringer. Der klastische Anteil beläuft sich auf ca. 60 %.

In der unteren Schicht kommen wir auf eine Kruste (35 cm), wo der Kalkgehalt sich auf ca. 22% erhöht und der Gipsgehalt etwas weniger ist. Er besteht aus demselben Material (feiner Sand und feiner Kies, ist aber weniger fest (mittelfest)).

Die massiven Gipskrusten lassen sich wie folgt charakterisieren:

Blasige Form, sehr fest, Gipsgehalt zwischen 15 % und 35%, Salzgehalt nimmt nach oben zu, Kalkgehalt nimmt nach unten zu, feiner Sand als Matrix, wenig feiner Kies, mächtig bis 85cm, Risse in dem oberen Teil, die Hälfte sind klastische Anteile.

4.3.2.3 Gipskrusten mit Konkretionen

Mit dem Profil 11 liegt der Prototyp einer Gipskruste mit Konkretionen im Elnaalun Gebiet über den pliozänen Schotter-sedimenten (N 29.11.602, O 30.52.933) vor.

Die Oberfläche des Profils ist von anthropogen beeinflussten, dunkelbraunen und schwarzen Geröllen verschiedener Größen bedeckt. Ihre Lagerung ist sehr dicht und zwischen ihnen findet man weniger lockeres Material aus größerem Sand.

Die oberste Schicht in diesem Profil ist 70 cm mächtig und besteht aus Mittelsand mit vielen Geröllen verschiedener Größe (besonders mittelgroße Gerölle) sowie hohem Gipsanteil. Dieser Horizont ist leicht bis mittelfest und hat eine Farbe von 10 YR 7/4.

Der obere Profilteil ist gipshaltig (um die 22 %), sehr salzhaltig, hat wenig klastische Anteile (ca. 44 %). Er ist mittelfest, hat polygonales Aussehen und besteht aus Sand sowie Kies mit verschieden großen Konkretionen.

Die Matrix zwischen den Konkretionen ist schwach verfestigt, feinsandig und hat einen sehr niedrigen Kalk- und Salzgehalt (zusammen um die 5 %). Sie ist auch gipsfrei (0 %).

Der untere Profilteil ist 50 cm mächtig und besteht aus Mittelsand mit vielen Geröllen verschiedener Größe und viel Gips. Diese Schicht weist auch Konkretionen auf. Diese sind jedoch größer und dichter als in der oberen Schicht. Dieser Horizont ist mittelfest und hat eine Farbe von 10 YR 8/6. Der Gipsgehalt erreicht nur ca. 10 % und der Kalkgehalt erhöht sich etwas über den Kalkgehalt in der oberen Schicht (weniger Salzgehalt). Der klastische Anteil erreicht hingegen ca. 75 %.

Charakteristika der Gipskrusten mit Konkretionen:

Polygonale Form, mittelfest in den Konkretionen und weniger fest dazwischen, Gipsgehalt bis 25 %, Salzgehalt nimmt nach oben zu, besonders in den Konkretionen, Sand und Kies in verschiedenen Größen, die Matrix und der feine Sand zwischen den Konkretionen erreichen Mächtigkeiten bis 120 cm und haben weniger klastische Anteile (um die 45 %), höhere Anteile treten zwischen den Konkretionen mit bis zu 75 % auf.

4.3.2.4 Fleckige Gipskrusten

Das Typusprofil für fleckige Gipskrusten (Profil 26, Fig. 74) liegt im Qatrani Gebiet auf der Qasr Elsagha Formation bei ca. 112 m über dem Meerspiegel (N 29.31.885 und O 30.23.189).

Die Oberfläche des Profils ist von verwitterten mittleren bis großen Geröllen bedeckt. Ihre Lagerung ist mitteldicht, mache Gerölle bestehen aus verkieseltem Holz.

Das gesamte Profil ist 45 cm mächtig und zweigeteilt, das in seinem oberen Teil (25 cm) eine feine Matrix aufweist und sehr fest ist.

Der obere Profilteil besteht aus feinem Sand und vielen weichen, weißen Gipsflecken. Dieser Horizont ist maximal mittelfest und hat eine 10 YR 6/6 Farbe.

Die Gipsflecken sind mit mehr als 75 % stark gipshaltig mit geringen klastischen Anteilen (ca. 17 %). Zwischen den Gipsflecken gibt es andere Sedimente, die locker bis mittelfest sind.

Sie sind feinsandig und weisen sehr niedrige Kalk-, Salz- und Gipsgehalte auf.

Der untere Profilteil ist 20 cm mächtig und besteht aus feinem Sand mit sehr feinen Geröllen und viel Gips (ca. 16 %). Dieser Horizont ist schwach verfestigt und hat eine Farbe von 10 YR 4/6. Der klastische Anteil erhöht sich in dieser Schicht auf ca. 73 %.

Charakterisierung der fleckigen Gipskrusten:

Gipsstücke im Sand, locker bis mittelfest, Gipsgehalt der Stücke bis 75 %, Sand und feiner Kies bilden Matrix, Mächtigkeit bis zu 50 cm, geringe klastische Anteile in den Gipsstücken; um die 20 % und mehr klastische Anteile zwischen den Gipsstücken.

4.3.2.5 Diffuse Gipskrusten

Das Normprofil für diffuse Gipskrusten (Profil 23), liegt im Qatrani Gebiet auf der Qasr Elsagha Formation bei 104 m über dem Meerspiegel (N 29.31.928 O 30.23.195).

Die Oberfläche des Profils ist von verwitterten, mittleren bis großen Geröllen bedeckt. Die Lagerung ist mitteldicht, zwischen den Geröllen kommen immer wieder kleine Stücke aus verkieseltem Holz vor.

Der Gips hat in diesem Profil eine inhomogene Verteilung (diffus). Das 30 cm mächtige Profil besteht aus zwei Schichten (jede 15 cm mächtig), der oberste Teil der Schicht besteht aus feinem Sand und zeigt kleine erkennbaren Gipsstücke. Dieser Horizont ist leicht verfestigt und hat eine Farbe von 10 YR 6/6.

Dieser Teil ist keine Kruste, aber gipshaltig, mit nicht mehr als 5 % (ganz wenig Kalk- und Salz).

Im Gegensatz dazu besteht der untere Teil dieser Schicht aus feinem Sand und weist einen sehr hohen Gipsgehalt auf (ca. 70 %). Dieser Horizont ist leicht verfestigt fest und zeigt einen Farbwert von 10 YR 4/6. Er hat einen geringen Kalk- und Salzgehalt. Der klastische Anteil in dem unteren Teil beträgt nur 15 %.

Der untere Teil ist eine sehr feine Kalkkruste, die sich im anstehenden Gestein gebildet hat. Der Kalkgehalt ist ca. 15 %, die Gips- und Salzgehalte zusammen ca. 13 % (davon 7% Gips).

Charakter der diffusen Gipskrusten:

Gips inhomogen, man kann seine Form nicht erkennen, sehr feiner Sand oder grober Schluff ist die Grundmasse der Kruste, wenig fest, der Gipsgehalt hebt sich deutlich von dem anderen

Material (70 %) ab, Mächtigkeit bis zu 15 cm (in anderen Profilen erreicht er mehr) und die klastischen Anteile kommen auf nur 15 %.

4.3.3 Räumliche Verteilung der Gipskrusten in den Untersuchungsgebieten.

Auf fast allen Oberflächen der Ränder der Fayoum Depression sind die oben charakterisierten Krusten verbreitet.

Im Elnaalun Gebiet sind alle Oberflächen auf allen Niveaus von Krusten bedeckt.

Auf dem obersten Niveau mit pliozänen Schottern überwiegt die Krustenform mit Konkretionen (Profile 1, 11, 10 und 9, siehe Fig. 47, 48 und 49).

In der mittleren Qarun Ebene dominiert die betonierte Gipskruste (Profile 4, 3 und 2).(Fig. 50 & 51)

Auf der unteren Ravine Ebene befindet sich die massive Gipskruste (Profil 8, Fig. 54).

Frei von Krusten sind im Elnaalun Gebiet nur die Wadisedimente, trotz der hohen Menge von Kalk in den Sedimenten des Wadiunterlaufs, da die Sedimente des Wadis locker sind und keine richtige Kruste bilden (zu kurze Zeit).

Im Qatarani Gebiet bedecken die Krusten ebenfalls größere Gebiete der Oberfläche. Die gesamte Oberfläche der zwei Formationen (Qarun und Qasr Elsagha Formation) sind von Krusten aller Arten bedeckt.

Frei von Krusten sind folgende geomorphologische Formen:

Wadisedimente und auch die Seestrandsedimente sind frei von Krusten aller Art. In Profil 19 (Fig. 71, Wadisedimente), wo die klassischen Anteile über 92 % sind und ganz wenig Kalkgehalt aufweisen, gibt es nur geringe Salzgehalte und fast keine Gipsgehalte.

4.3.4 Genese der Gipskrusten

Im Allgemeinen gibt es verschiedene Quellen für das Salz, für den Kalk und den Gips der Krusten. ALAILY (1998) gliedert die möglichen Quellen für diese Substanzen wie folgt: Das Grundwasser (phreatisch), die Atmosphäre (atmogen), die Ausgangsgesteine (litho- und pedogen) und biologische (biogen) Quellen (dazu gehören auch die menschlichen, die anthropogenen Aktivitäten).

Ausgangsgesteine sind eine mögliche Quelle für den Gips im Arbeitsgebiet, nämlich die Qasr Elsagha und die Birket Qarun Formation in beiden Testgebieten (Qatrani und Elnaalun). Sie zeigen unter anderem gipsreiche Tonschiefer (siehe Kap. 3.2 Geologie).

Den gipshaltigen Tonschiefer findet man im Arbeitsgebiet unter allen Gipskrusten auf den Qasr Elsagha und Qarun Formationen (siehe Fig. 5, 22, 23, 24, 25, 26, 30, 32 und im Anhang Fig. 70-83). Als Beweis für das gipsreiche, anstehende Gestein, besonderes im Qatrani Gebiet vergleiche man die Proben 30/1, 24/1, 25/1, 26/2 (Fig. 69). Weiterhin gehören die Profile 9/2, 5/1, 2/1 und 6/1 im Elnaalun Gebiet (Fig. 44) in diese Gruppe, wo die anstehenden Gesteine ebenfalls aus gipsreichem Tonschiefer bestehen.

Eine atmogene Quelle des Gipses bzw. Kalkes und Salzes in den Krusten des Untersuchungsgebietes ist sehr wahrscheinlich. Der Wind deflatiert den Gips aus den Ausgangsgesteinen, transportiert ihn und lagert ihn in anderen Gebieten der Fayoum Depression ab. Deshalb nimmt der Gipsgehalt in den unteren Krusten höhere Werte als in den oberen Krusten an. Das gilt besonders für das Qatrani Gebiet, wo auch die Windrichtung eine nördliche ist. Während der feuchteren Phasen wurde die oberflächliche Gipsablagerung durch Infiltration des Niederschlags in tiefere Horizonte verlagert.

Über das Grundwasser als Lieferant für das Gipsmaterial ist bezüglich des Arbeitsgebiets nichts in der Literatur zu finden. Alle Angaben hinsichtlich des Grundwassers in der Fayoum Depression beziehen sich auf das Grundwasser im Boden der Depression und nicht über das der Ränder der Depression, die ja deutlich über dem Depressionsboden liegen. Dennoch ist eine Rolle des Grundwassers als Gipslieferant bei der Krustengenese nicht ganz auszuschließen.

Eine lakustrine Bildung der Krusten, z. B. als Evaporite ist für das Arbeitsgebiet aus zwei Gründen ausgeschlossen; die Seesedimente zeigen keinen hohen Gips-, Kalk- oder Salzgehalt (siehe Fig. 69). Der Ur-Qarunsee (Moeris-See) hat mit seinem höchsten Wasserniveau 42 m über dem Meerspiegel erreicht. Krusten findet man bis zu 340 m über NN. Die Krusten zeigen auch keine Schichtung, wie das bei einer lakustrinen Bildung zu erwarten wäre.

Im Untersuchungsgebiet spielen die biogenen Salze und die anthropogenen Salze vermutlich keine Rolle, zum einen wegen der Vegetationslosigkeit des Gebietes, zum anderen wegen fehlender anthropogener Nutzung.

Zusammenfassung:

Die Gips bzw. Kalk- und Salz-Ablagerungen haben eine litho – pedogentische, sowie atmogene Quelle.

4.3.5 Überlegungen zum Alter der Krusten

Ein klassischer Wechsel von stofflichen Krustentypen wurde gewöhnlich von der Küste in das Landesinnere hinein beobachtet (Schwank 1977, Heine 1996). Während die Kalkkrusten

direkt an der Küste mit einem Niederschlag von über 250 mm auftreten, sind in küstenfernen Gebieten die Gipskrusten dominant (Niederschlag weniger als 250 mm). Im Landesinneren treten Salzkrusten bei Niederschlägen unter 25 mm auf.

Eine ähnliche Abfolge konnte in der Fayoum-Depression vertikal in den Profilen beobachtet werden. So wurden in vielen Profilen liegende, kalkreiche Horizonte beobachtet, während gipsreichere zum Hangenden zunehmen und im hangendsten Bereich lösliche Salze dominieren. Neben dieser dreiteiligen Vertikalabfolge, können auch zweiteilige Krusten, mit dem Ausfall eines der stofflichen Elemente auftreten.

Über die Krusten an den Rändern der Fayoum Depression liegen bisher keine absoluten, nicht einmal relative Datierungen vor. Die aus anderen Regionen Ägyptens bekannten Daten und Abschätzungen sollen eine Hilfe sein, die im Untersuchungsgebiet vorliegenden Krusten hinsichtlich ihres Alters relativ einzuschätzen.

Embaby (zitiert nach Abdl-Aziz 1978, s. 173-191) hat in Oase Kharga (ebenfalls Westliche Wüste) folgende feuchte Perioden nachgewiesen und zu den damaligen Niederschlägen folgende Abschätzungen vorgenommen:

1. Spätes Pliozän: Niederschlag um 200 mm.
2. Übergang Plio-Pleistozän: Niederschlag um 800 mm.
3. Jungpleistozän: Niederschlag zwischen 600 mm und 700 mm.

Im Mittelpleistozän trat eine trockene Periode auf, der dann von zwei feuchten Perioden folgte. In letzterer lag die Temperatur zwischen 15 und 20°C, bei einem Niederschlag von 800mm. Dann folgte eine kontinuierliche Abnahme der Niederschläge. Sedimente dieser Periode enthalten vereinzelt Spuren menschlicher Anwesenheit.

Butzer (1958) verfuhr ähnlich, gab aber an, dass die letzte feuchte Periode in etwa mit der letzten Eiszeit zusammenfiel und nannte einen Zeitraum von 50ka bis 10ka vor heute. Danach folgte dann aber ein weiterer etwas feuchterer Zeitraum um 6000 Jahren B.C., in welchem die Fayoum Depression zwischen 50 mm und 100 mm Niederschlag erhielt.

Nach Merry (zitiert nach Abdl-Aziz, 1978, s. 173-191) trat die jüngste und letzte feuchte Periode um 1000 Jahren B.C. auf. Aus dieser Zeit existieren in Ägypten in Mittelmeernähe mehr als 3000 Wasserspeicher (Zisternen). Deren Vorkommen soll auf höhere Niederschlag an der Mittelmeerküste hinweisen.

Aus diesen an anderen Stellen ermittelten Daten kann man für die Krusten im Untersuchungsgebiet abzuleiten versuchen, dass

- die Kalkkrusten in der Fayoum Depression mindestens 10 000 Jahre alt sind,
- die Gipskrusten zwischen etwa 8000 und 1000 B.C. gebildet wurden und
- die Salzkrusten erst danach entstanden wären und damit jünger als 1000
- B. C. sind.

Diese Abschätzungen sind tentativ. Sie befinden sich aber im Einklang mit geomorphologischen Ergebnissen, die zeigen, dass die Krusten in nahezu allen Reliefpositionen vorkommen und dass sie auch das aktuelle Relief bedecken. Sie können deshalb nicht alt sein. Lediglich die Sedimente der aktuellen Wadis und die Ablagerungen an den historischen Seestränden des Moeris-Sees zeigen keine Krusten.

5 Zusammenfassung

Die Fayoum Depression ist eine echte Depression, die in der westlichen Wüste Ägyptens circa 100 km südwestlich von Kairo liegt. Die anstehenden Fest-Gesteine stammen alle aus dem Tertiär und sie sind fast gänzlich den Sedimentgesteinen zuzuordnen, denn die vulkanischen Gesteine sind nur kleinflächig verbreitet und stammen von lokalen Ausbrüchen am Nordrand der Depression.

Da die Depression nahezu allseitig von Stufen umgeben ist, sind wegen des ariden Klima die mächtigen Serien der sedimentären Gesteine aus dem mittleren und oberen Eozän, dem mittleren und oberen Oligozän, sowie dem Miozän und Pliozän sehr gut aufgeschlossen. Ein charakteristisches Merkmal der meisten Gesteine ist ihre ausgeprägte Standfestigkeit, welche zu den zuvor genannten steilen Stufen führt. Das Klima der Fayoum Depression ist als hyperarid zu bezeichnen, wo die Temperaturamplituden zwischen Tag und Nacht sowie Sommer und Winter sehr hoch sind (über 38°K). Der Niederschlag im Untersuchungsgebiet ist minimal und erreicht etwa 11mm im Durchschnitt.

Die Krusten bedecken große Flächen des Untersuchungsgebiets, sowohl im Elnaalun wie im Qatrani Gebiet. Dabei treten sie auf allen Flächenniveaus in Elnaalun Gebiet auf. Auch im Qatrani Gebiet kommen Krusten auf allen Oberflächen der Qarun und Qasr Elsagha Formation sowie teilweise auch auf der Elkhashab Formation vor. Sie befinden sich sogar in alluvialen Sedimente wie in die Sabkhas im nördlichen Testgebiet. Frei von Krusten sind nur die Wadi- und die Seestrandsedimente.

Für den Gips und den Kalk der Krusten ist eine atmogene Quelle sehr wahrscheinlich. Die Winde deflatieren Gips und Kalk aus den Festgesteinen, transportieren ihn (äolisch) und lagern ihn an anderen Stellen ab. Infiltrierende Niederschläge verlagern Gips und Kalk in tiefere Bereiche der Profile, deshalb ist der Gipsgehalt in den unteren Krustenteilen höher als in den oberen. Das gilt besonders für das Qatrani Gebiet. Dort herrscht heute eine nördliche Windrichtung vor. Die anstehenden Festgesteine der Qasr Elsagha und Birket Qarun Formation sind mit ihren gipsreichen Tonschiefern eine mögliche Quelle.

Die Krusten des Untersuchungsgebiets können makroskopisch in fünf verschiedene Typen gegliedert werden. Gestützt durch sedimentlogische und chemische Untersuchungen konnten

die Gipskrusten wie folgt klassifiziert werden: betonierte, massive, konkretionäre, fleckige und diffuse (inhomogene) Krusten.

	betoniert	massiv	konkretionär		fleckig	diffus
			Konkre- tion	Zwischen- raum		
Form	dicht	blasig	polygonal		stückig	inhomogen
Verfestigungsgrad	extrem	stark	mittel	leicht	leicht bis mittel	leicht
Gipsgehalt	ca. 40 %	15% bis 35%	bis 25 %	sehr wenig	75 %	70 %
Kalk und Salz	wenig	Salz nimmt nach oben zu, Kalk nimmt ab	Salz nimmt nach oben zu	wenig	wenig	wenig
Matrix	Fein- bis Mittelsand + selten Kies	Feiner Sand + sehr wenig Feinkies	Sand und Kies	feiner Sand	Sand + Feinkies	Sehr feiner Sand + grober Schluff
Mächtigkeit	ca. 1 m	bis 80 cm	bis zu 120 cm		bis 50 cm	15 bis 50 cm
Klastische Anteile	ca. 50%	ca. 50%	45 %	75%	20 % in, 75 % zwischen	15 %
Bemerkungen	selten Risse	Risse im oberen Teil	Es treten zwei verschiedene Ausbildungen auf: In den Konkretionen selbst und in den Zwischenräumen		Es treten zwei verschiedene Ausbildungen auf: In den Konkretionen selbst und in den Zwischenräumen	selten Risse

Die Abfolge von Kalk-, Gips- und Salzkrusten (von Liegend zu Hangend) konnte in der Fayoum-Depression vertikal im Profil beobachtet werden. In vielen Profilen wurden im Liegenden kalkreiche Horizonte beobachtet, darüber gipsreiche Horizonte, während im Hangenden lösliche Salze dominieren. Neben dieser dreiteiligen Vertikalfolge können auch zweiteilige Krusten mit dem Ausfall eines der stofflichen Elemente auftreten. Diese Abfolgen können als Hinweise auf einen Wechsel in Richtung einer Aridisierung interpretiert werden. Die feuchteren Phasen mit mehr als 250 mm Niederschlagsmenge hätten zur Bildung von Kalkkrusten, weniger feuchte Phase mit einer Niederschlagsmenge von 50 mm bis 250 mm zu Gipskrusten und eine extrem aride Phase mit weniger als 25 mm Niederschlagsmenge zur Bildung von Salzkrusten geführt.

Das Alter aller Krusten im Untersuchungsgebiet ist geologisch gesehen sehr jung. Als letzter möglicher Zeitraum für die Bildung von Kalkkrusten käme die letzte feuchte Phase vor etwa 10 000 Jahren in Frage. Danach hätten sich die Gipskrusten gebildet. Die Salzkrusten sind die jüngste Krusten in dem Gebiet.

Diese Aussagen decken sich mit den geomorphologischen Ergebnissen, die zeigen, dass Krusten das gesamte Relief überdecken können – mit Ausnahme der rezenten Wadiablagerungen und der Seestrandsedimente des historischen Moeris –Sees.

6 Quellenverzeichnis

6.1 Literaturverzeichnis

ABDL-AZIZ, J. (1978): Die Fayoum Depression, Untersuchungen in der physischen Geographie, M. Sc., Fakultät für Arts, Ain-Shams Univ., Kairo, Ägypten (In Arabisch).

ABO-ELHAGAG, J.(1967): Die Fayoum Depression, geomorphologische Untersuchungen. Ain-Shams Universität Zeitschrift, No. 10, Kairo, Ägypten (In Arabisch).

ALI, Y.A. & WEST, I. (1983): Relationships of modern gypsum nodules in Sabkhas of loess to composition of brines and sediments in northern Egypt. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, pp. 1151-1168.

ASHRY, M. M. (1968): Clay Mineralogy and Petrology of the Shelly Clay deposits of the Pliocene at Shakluf Bridge at the Fayoum. *Bull. of Desert Inst. A.R.E.*, Tome XVII No. 2, pp.1-19.

ALAILY, F. (1998): Carbonate, Sulfate, Chloride, Phosphate, in: Blume, Felix-Henningsen, Fischer, Frede, Horn & Stahr (Hrsg.). *Handbuch der Bodenkunde*; ecomed Verlagsgesellschaft, Landsberg/Lech.

AZAB, M. (2001): Geological and Geomorphological Studies of the Area around Lake Qarun, Fayoum, Egypt, Using Remote Sensing Data and Geographic Information Systems, Ph.D, Fac. Of Sc., Al-Azhar Uni., Cairo, Egypt.

BALL, J. (1939): Contributions to the Geography of Egypt. Survey of Egypt, Reprinted (1952).

BARSCH, H., BILLWITZ, K. & SCHOLZ, E. (1984): Labormethoden in der Physischen Geographie. pp. 1-160, Gotha.

BEADNELL, H. J. (1901): The Fayoum Depression: A preliminary Notice of the Geology of a District in Egypt, containing a new Palaeocene Vertebrate Fauna. *Geol. Mag.*, pp. 540-546.

BEADNELL, H. J. (1905): The topography and geology of the Fayoum Province of Egypt. Survey Department, Cairo, Egypt.

BLANCKENHORN, M. (1921): Ägypten. Handbuch der Regionalen Geologie, B. VII, H. 23, Heidelberg.

BLUME, H.P. & ALAILY, F. & SMETTAN, U. & ZIELINSKI, J. (1984): Soil Types and Associations of South-West-Egypt, in: Berliner geowiss. Abh., A., 50, pp. 293-302.

BOWEN, B. E. & VONDRA, C. F. (1974): Paleoenvironmental Interpretations of the Oligocene Gabal El – Qatrani Formation. Fayoum Depression, Egypt. Annals Geol. Surv. Egypt, vol. IV, pp. 115-138.

BOWN, M. & KRAUS, J. (1988): Geology and Paleoenvironment of the Oligocene Jabel Qatrani Formation and Adjacent, Fayoum Depression, Egypt. U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 1452. Washington, USA.

BUTZER, K. W. (1958): Quaternary Stratigraphy and Climate in the near East, London.

CATON THOMPSON, G. & GARDNER, E. W. (1929): Recent work on the Problem of Lake Moeris. Geog. Journal, vol. LXXII, pp. 20-60.

CATON THOMPSON, G. & GARDNER, E. W. (1934): The Desert Fayoum. Royal Anthropological Institute, Great Britain.

CATON THOMPSON, G. & GARDNER, E. W. & HUZAYIN, S.A. (1937): Lake Moeris, Re – Investigation and some Comments. Bull. De L' Institute D' Egypt, vol. XIX.

EITEL, B. (1994): Kalkreiche Decksedimente und Kalkkrustengenerationen in Namibia, Stuttgarter geographische Studien, Jahrg.1994, Stuttgart.

EL-KADI, M. B. (1971): Geological and Mineralogical Investigations of some Sediments, North of Fayoum, Egypt. M. Sc. Thesis, Fac. of Sc., Cairo Univ., Egypt.

EL KHASHAB, B. (1974): Review of the early Tertiary eutherian Faunas of African Mammals in Fayoum Province, Egypt. Annals Geol. Surv. Egypt, vol. IV, pp. 95-114.

- EMBAY, N. & ASHOUR, M. (1985): Die Sanddünen in Qatar Halbinsel, Teil II, Qatar Uni., Doha, Qatar. (In Arabisch)
- FOLK, R.L. & Ward, W. C. (1957): Brazos River bar, study in the significance of grain-size Parameters. *Jour. Sed. Petrology*, v. 27, pp. 3-26.
- GARDNER, E.W. (1929): The origin of the Fayoum Depression, A critical Commentary on a new view of its origin. *Geog. Jour. Vol. LXXIV*, pp. 371-383.
- GILLULY, J. (1968): *Principals of Geology*, San Francisco.
- GOUDIE, A. (1973): *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*, Clarendon Press, Oxford.
- HASHIM, S. (1985): Die Konkretionen in der Fayoum Depression, geomorphologische Untersuchung. *Bull. Soc. Geogr. D' Egypt*, No. 17, pp. 99-126 (In Arabisch).
- HASHIM, S. (1990): Mushroom in der Fayoum Depression, geomorphologische Untersuchung. *Bull. Soc. Geogr. D' Egypt*, No. 22, pp. 221-246 (In Arabisch).
- HEIKAL, M. A. & HASSAN, M. A. & El SHESTAWI, Y. (1983): The Cainozoic Basalt of Gabel Qatarani, Western Desert, Egypt. *Annals Geol. Surv. Egypt*, vol. XIII, pp. 193-209.
- HEINE, K. (1996): Gypcretes of the central Namib Desert, *Palaeoecology Afrika*, Vol. 24, 1996, Rotterdam, p. 173.
- HEINE, K. & WALTER, R. (1996): Die Gipskrustenböden der zentralen Namib (Namibia) und ihre paläoklimatische Aussagekraft, *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 140, pp. 237-253.
- HEMDAN, G. (1980): Die Besonderheit Ägyptens, Teil 1, Alam El-Kotob, Kairo, Ägypten (In Arabisch).
- IBRAHIM, M.M. (1951–1952): Discussion of the geological features of the Wadi El – Rayan and the Fayoum. Privately printed work, Cairo, Parts II & III.

KENTSCH, G. & YALLOUZE, M. (1955): Remarks on the origin of the Egyptian Oasis – Depressions. Extract du Bulletin de la Societe de Geographie D' Egypte, Tome XXVIII.

KULKE, H. (1974): Zur Geologie und Mineralogie der Kalk- und Gipskrusten Algeriens, Geologische Rundschau, Jahr. 1974, Bd. 63, H. 3, Stuttgart.

MAHMOUD, M. & Hassaan Mohamed M. & El Hag, A. (1984): Sedimentological Study on Quaternary sediments from north east Fayoum, Egypt. Annals Geol. Surv. Egypt, vol. XIV, pp. 217-229.

MUNSELL, (1954): Soil Color Charts. Baltimore.

PASSARGE, S. (1940): Fayoum und Moeris See.

PASSARGE, S. (1949): Zur Kenntnis des Fayoum.

PFANNENSTIEL, M. (1953): Das Quartär der Levante. Teil II: Die Entstehung der Ägyptischen Oasendepressionen. Abhandlungen der mathematisch – naturwissenschaftlichen Klasse, Jahr. 1953, No.7, Wiesbaden.

POWERS, M.C. (1953): A New Roundness Scale for sedimentary Particles.

Jour. Of Sed. Petrology, Vol., 23, No. 2, pp.117-119.

RÖGNER, K. (1995): Verwitterungs- und Abtragungsraten an Felswänden im Bereich des Wadi Raiyan. In: Mitt. geogr. Gesell. München, Bd. 80, pp. 189-203.

RÖGNER, K. (1997): Die äolische Dynamik und ihr Einfluß auf die Landschaftsgenese der Wadi Rayan Region (Libysche Wüste, Ägypten). In: Z. f. Geomorph., N. F, Suppl.- Bd. III, pp.17-31.

RÖGNER, K. & MÜLLER-KOCH, K. (1998): Rezente morphodynamische Prozesse in der Wadi Raiyan Region, Ägypten. In: Paderborner geogr. Studien, Bd. 11, pp. 37-56.

SHAMA, K. & SHIDED, A. (1994): Contributions to the Microfiches and Paleogeological Investigation of the Middle and Upper Eocene Sediments in Fayoum area. Bull. Fac. Of Sc., Assiut Univ. Egypt, 23 (2-f) pp. 381-418.

SAID, R. (1962): The Geology of Egypt, Amsterdam.

SAID, R. (1990): The Geology of Egypt, Rotterdam.

SANDFORD, K.S. & ARKELL, W.J. (1929a): The Origin of the Fayoum Depression, The Fayoum and Uganda. Geogr. Journ. , Vol. 24, pp. 578-584.

SANDFORD, K.S. & ARKELL, W.J. (1929b): Palaeolithic man and the Nile-Fayoum divided. The University of Chicago, Oriental Institute Publications, vol. X.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde, Enke Verlag, Stuttgart.

SCHLICHTING, E. & BLUME, H.& STAHR K. (1995): Bodenkundliches Praktikum, Blackwell-Wiss.-Verlag, Wien.

SCHWEINFURTH, G. (1886): Reise in das Depressionsgebiet im Umkreis des Fajum im Januar 1886. Zeitschrift der Gesellschaft der Erdkunde zu Berlin, No. 2, Berlin.

SCHWENK, S. (1977): Krusten und Verkrustungen in Südtunesien, Stuttgarter geographische Studien, Bd. 91, p.83, Stuttgart.

SCHMITTHENNER, H. (1931): Die Stufenlandschaft am Nil und in der libyschen Wüste. In: Geogr. Zeitschrift, Bd. 37, p. 52-540.

SHATA, A. (1959): An Introductory note on the Geology of the northern portion of the western desert of Egypt. Bull. Inst. Desert, vol. 5, No. 1, pp. 3-96.

SHATA, A. (1952): New light on the structural development, of the western desert of Egypt. Bull. of Desert Inst. A.R.E., pp.101-107, Kairo.

SHUKRI, N. M. & AZER, M. (1952): The Mineralogy of Pliocene and More Recent Sediments in the Fayoum. Bull. De L' Institute Fouad I du Desert, A.R.E., pp.10–19.

SWEDAN, A.H. (1986): Contributions to the Geology of Fayoum area .
Ph.D. Thesis, Fac. of Sc., Cairo Univ.

TAHA, A. (1982): Quaternary Landforms of Qatrany area, western desert, Egypt. Egyptian Journal of Geology Special vol. part II.

TAMER, A. (1968): Subsurface Geology of the Fayoum Region. M. Sc., Fac. of Sc., Alexandria Univ. Egypt.

TAMER, A. & EL-SHAZLY, M. & SHATA, A. (1975a): Geology of the Fayoum – Beni Suef Region, Part I: Geomorphology Bull. of Desert Inst. A.R.E., 25, No. 1,2, pp. 17-27.

TAMER, A. & EL-SHAZLY, M. & SHATA, A. (1975b): Geology of the Fayoum– Beni Suef Region, Part II: Stratigraphy. Bull. of Desert Inst. A.R.E., 25, No 1,2, pp. 27-49.

TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie, Enke Verlag, Stuttgart.

TUCKER, M.E (1996): Methoden der Sedimentologie. pp. 1-366; Stuttgart.

VAN REEUWIJK, L.P. (1992): Procedures for Soil Analysis, Third Edition, International Soil Reference and Information Center, Technical Paper, No. 9, Wageningen, The Netherlands.

VONDRA, C. F. (1974) Upper Eocene Transitional and near- shore marine Qasr El-Sagha formation, Fayoum depression, Egypt. Annals Geol. Surv. Egypt , vol. IV, pp. 79-94.

WATSON, A. (1979): Gypsum crusts in deserts, in: Jour. of ar. Env. 2, pp. 3-20.

WATSON, A. (1983): Gypsum crusts, in: Goudie, A. S. & Pye, K. (Hrsg.). Chemical sediments and Geomorphology, Academic Press, pp.133-161.

WATSON, A. (1985): Structure, chemistry and origin of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namibia Desert, in: *Sedimentology*, 32, p. 855.

WATSON, A. (1988): Desert gypsum crusts as palaeoenvironmental indicators, A micropetrographic study of crusts from southern Tunisia and the central Namib Desert, *Jour. of arid Environments*. 15, pp.19-42.

ZITTEL, K. (1883): Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Ägypten.

6.2 Kartenverzeichnis

6.2.1 Topographische Karten

6.2.1.1 Karten 1:250 000,

Survey of Egypt, 1917, Fayoum Karte 1:250000.

6.2.1.2 Karten 1:100 000

- 1- Military Survey of Egypt, 1987, Gebel Qatrani.
- 2- Military Survey of Egypt, 1986, Gerd El-Qatania.
- 3- Military Survey of Egypt, 1989, Bani-Suef.
- 4- Military Survey of Egypt, 1989, Fayoum.
- 5- Military Survey of Egypt, 1989, Wadi-Elrayan.
- 6- Military Survey of Egypt, 1972, reprinted 1991, Helwan.
- 7- Survey of Egypt, 1954, Maghagha.
- 8- Military Survey of Egypt, 1986, Darb Asas.

6.2.1.3 Karten 1:50 000

- 1- Military Survey of Egypt, 1990, Berbischt.
- 2- Military Survey of Egypt, 1990, Kom Oshem.
- 3- Military Survey of Egypt, 1993, Qatrani.
- 4- Military Survey of Egypt, 1993, Naqab El-Garw.
- 5- Survey of Egypt, 1995, El-Wasta.
- 6- Survey of Egypt, 1997, Fayoum.

- 7- Survey of Egypt, 1994, Ibschawai.
- 8- Survey of Egypt, 1998, Qasr Qarun.
- 9- Survey of Egypt, 1996, Ihnasya.
- 10- Survey of Egypt, 1995, Al-Gharaq.

6.2.2 Geologische Karten

Conoco, Kairo, 1987, 1:500 000

NH 36 SW Beni Suef sheet.

6.3 Unveröffentlichte Materialien

Gesellschaft für Meteorologie Ägyptens, Klimadaten zum Untersuchungsgebiet im Zeitraum von 1931-1998, Kairo.

Ludwig – Maximilians – Universität München

**Die Krusten der Ränder der Fayoum-Depression –
Geomorphologische Untersuchungen (Band 2)**

Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

Vorgelegt von

Ashraf Mohamed

München, März 2003

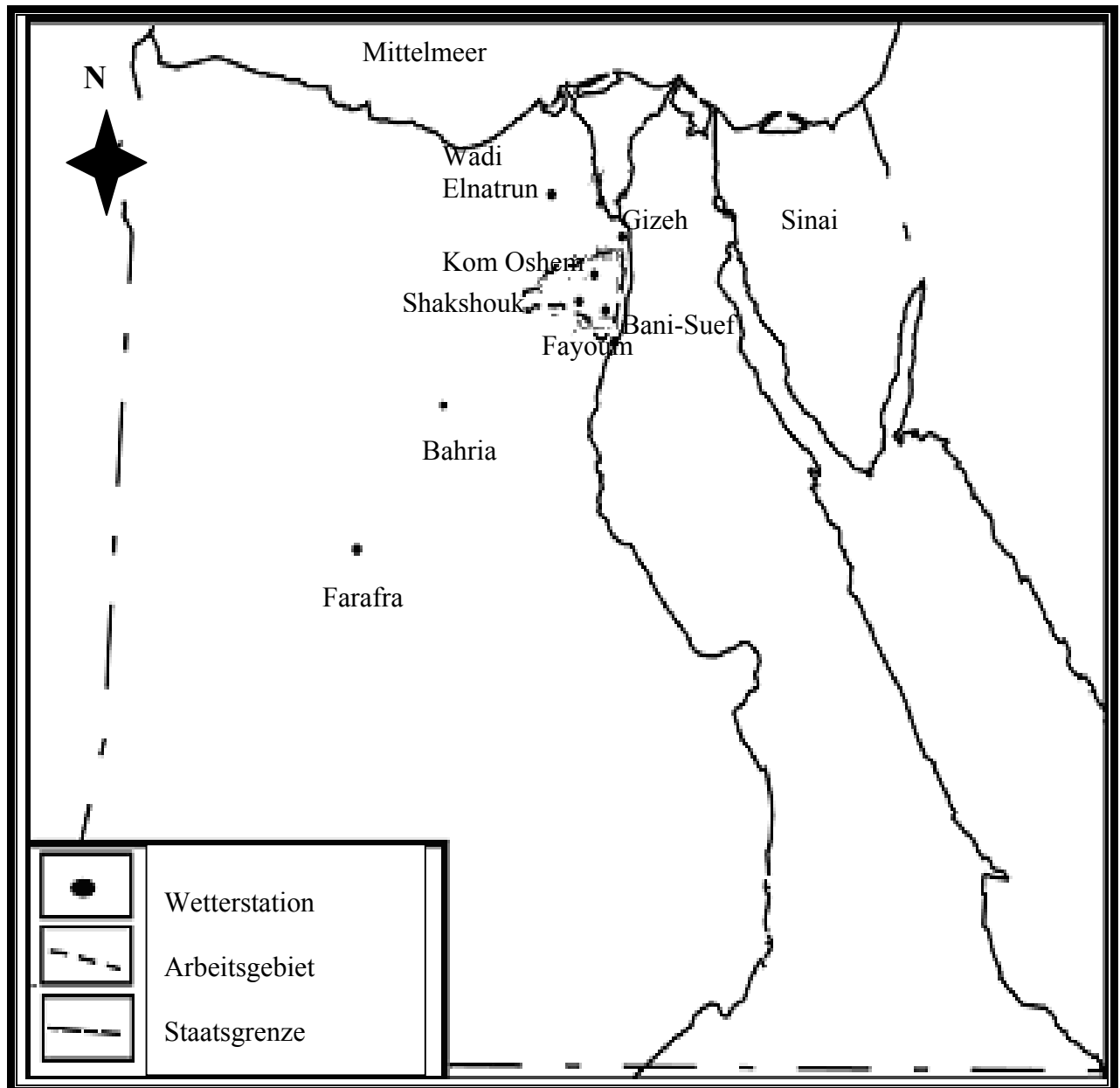


Fig. 2: Die Wetterstationen im Untersuchungsgebiet und in dessen näheren und weiteren Umgebung

Wetterstation	geogr. Breite	geogr. Länge.	Höhe in m NN	Messdauer
Wetterstationen in der Fayoum Depression				
1. Fayoum-Stadt	29° 18' N	30° 51' E	28 m	1931-1997
2. Shakshouk	29° 28' N	30° 42' E	43 m	1931-1960
3. Kom Oshem	29° 23' N	30° 53' E	4,7 m	1970-1998
Wetterstationen in der Umgebung des Fayoum				
4. Gizeh	30° 13' N	31° 13' E	18,6 m	1961-1998
5. Bani-Suef	29° 04' N	31° 06' E	28 m	1931-1998
6. Baharia	28° 02' N	28 54' E	128 m	1961-1998
Weitere Stationen				
7. Wadi Al Natrun	30° 23' N	30° 21' E	-1 m	1931-1998
8. Farafra	27° 03' N	27° 58' E	75 m	1961-1997

Fig 3: Wetterstationen des Fayoum und der Umgebung: Name der Station, geographische Koordinaten, Höhe über NN, Meßzeitraum.

Station	Jahresdurchschnittstemperatur	Durchschnittstemperatur des wärmsten Monats	D. des kältesten Monats	Durchschnitt der absoluten Maxima	Durchschnitt der absoluten Minima
6.3.1.1.1 Fayoum	22	30,0°C	14,0°C	35	11
Shakshouk	22,2	28,6	15,8	40,6	7,5
Kom Oshem	21,9	29,6	14,4	35,4	10,6
6.3.1.1.2 Gizeh	21,3	28,2	14,9	34,4	10,9
Bani-Suef	21,9	29,5	14,5	35,7	10,8
Baharia	21,6	29,1	13,9	41,6	7,1

Fig. 4: Mittlere Jahrestemperaturen, Durchschnittstemperaturen des wärmsten und kältesten Monats, und Durchschnittswerte für die absoluten Minima und Maxima (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

Station	Mittelwert der absoluten Maxima und Minima			Absolute Maxima und Minima		
	Maximum	Minimum	Amplitude	Maximum	Minimum	Amplitude
Fayoum	37,0	7,0	30,0	41,3	3,0	38,3
Shakshouk	36,0	7,6	30,5	Nicht verfügbar		
Kom Oshem	37,1	6,6	28,4	41,8	3,3	38,5
Gizeh	34,6	7,9	26,7	39,7	3,8	35,9
Bani-Suef	37,0	6,7	30,3	42,0	2,7	47,5
Baharia	36,1	6,3	29,8	46,8	-0,7	47,5

Fig. 5: Saisonale Temperaturschwankungen dargestellt an den Mittelwerten der absoluten Maxima und Minima sowie an den Absolutwerten: (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

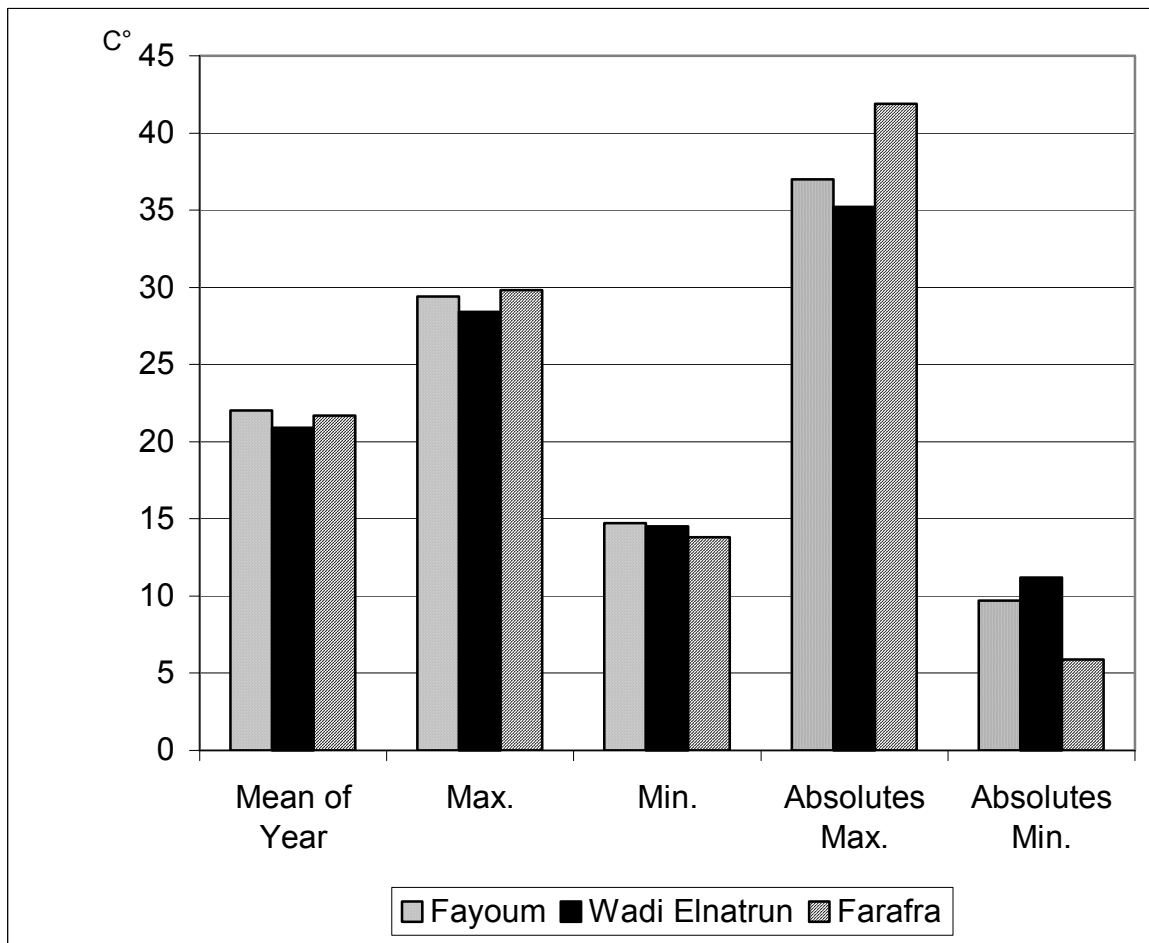


Fig. 6: Die Temperaturen der Fayoum Depression im Vergleich zu anderen Oasendepression der westlichen Wüste.

(Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

	Max.	Min.	Mean	Absolutes Max.	Absolutes Min.
Fayoum	29,4	14,7	22,0	48,2	-1,3
Wadi Elnatron	28,4	14,5	20,9	47,4	1
Farafra	29,8	13,8	21,7	48,6	-3,3

Fig. 7: Mittlere Temperaturwerte der Fayoum Depression im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste. (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

Wetterstation	Mittelwerte der absoluten Temperaturen			Absolute Temperaturen		
	Maxima	Minima	Amplitude	Max.	Min.	Amplitude
Wadi Elnatrun	35,4	8,6	26,9	41,0	5,1	35,9
Fayoum	37,0	7,0	30,0	41,3	3	38,3
Farafra	36,7	5,4	31,4	47,2	-2,5	49,8

Fig. 8: Saisonale Temperaturschwankung im Fayoum im Vergleich mit anderen Oasendepression der westlichen Wüste (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

Station						
Monat	Fayoum	Shakshouk	Bani-Suef	Baharia	Gizeh	Kom Oshem
Januar	0,95	0,5	0,9	0,2	4,06	1,89
Februar	1,4	1,6	1,8	1,1	3,21	3,08
März	1,3	1,1	0,7	0,1	3,43	2,18
April	0,6	0,8	0,6	0,4	0,98	0,87
Mai	1,05	0,7	0,5	0,2	0,48	0,17
Juni	0	0	0	0,1	0,01	-
Juli	0	0	0	0	0,0	-
August	0	0	0	0,0	0,0	-
September	0	0	0	0	0,0	-
Oktober	0,75	0,5	0	0,2	0,26	0,33
November	0,7	1	0,2	0,4	2,94	2,28
Dezember	4	3	2,5	0,9	3,44	2,39
Jahr	10,75	9,2	8,2	3,6	18,80	13,20
Maximum in 24h	44	16	16,6	11,6	27,4	49,3

Fig 9: Mittlerer Monatsniederschlag in mm im Untersuchungsgebiet und in der näheren Umgebung (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

Monat	Wadi Elnatron	Fayoum	6.3.1.1.3 Farafr a
Januar	6,0	1,0	0,6
Februar	5,2	1,4	0,2
März	4,0	1,3	0,1
April	1,6	0,6	0,4
Mai	1,1	1,1	0
Juni	0,0	0	0,1
Juli	0,0	0	0
August	0,0	0	0
September	0,2	0	0
Oktober	0,9	0,8	0,5
November	10,8	0,7	0,8
Dezember	8,4	4	0,1
Jahr	38,3	10,8	2,8
6.3.1.1.4 Maximum in 24h	70	44	15,2

Fig. 10: Mittlerer Monatsniederschlag der Fayoum Depression im Vergleich mit anderen Oasendepressionen der westlichen Wüste (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten)

Monat	Fayoum	Shakshouk	Kom Oshe m	Mittelwert Fayoum	Bani-Suef	Baharia	Gizeh	Mittelwert Umgebung
Jan.	63,0	68,6	61,9	64,5	59,0	51	65	58,4
Feb.	56,1	65,3	55,8	59,1	52,9	45	60	52,5
Mar.	50,4	59,3	50,1	53,3	47,0	39	56	47,4
Apr.	44,1	52,3	42,0	46,1	39,9	32	50	40,6
May	39,9	53,3	38,9	44,0	36,3	30	47	37,9
Jun.	41,5	54,3	39,9	45,2	38,4	31	49	39,6
Jul.	47,9	56	44,6	49,5	44,7	36	58	46,3
Aug.	51,9	59	47,9	52,9	48,7	38	62	49,5
Sep.	54,3	58,6	50,1	54,3	51,1	43	61	51,7
Oct.	55,8	66	52,7	58,2	52,5	45	61	55,0
Nov.	62,7	69	59,3	63,7	58,9	51	67	58,8
Dec.	64,6	64,3	62,6	63,9	61,0	52	67	60,0
Durchschnitt	52,6	60,7	50,5	54,6	55,7	41,1	58,6	51,8

Fig 11: Relative Luftfeuchtigkeit der verschiedenen Stationen ((Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

Monat	Wadi Elnatrun	Fayoum	Farafra
January	59	64	50
February	55	59	43
March	51	53	36
April	47	46	31
May	45	44	29
June	48	45	28
July	53	49	31
August	54	53	32
September	57	54	37
October	57	58	42
November	61	64	50
December	60	64	50
Year Mean	53	55	38,3

Fig. 12: Die relative monatliche Luftfeuchtigkeit in % im Fayoum sowie im Wadi Elnatrun und in Farafra (Quelle: Eigene Zusammenstellung und Berechnung aus unveröffentlichten Daten der Organisation für Meteorologie in Ägypten).

Monte	Fayoum	Shakshouk	Bani-Suef
January	3,13	3,6	4,72
February	3,58	5	6,06
March	4,65	7	8,11
April	6,08	9,3	11,81
May	6,73	11,7	14,88
June	7,18	12,7	16,22
July	7,68	12,1	14,55
August	7,03	11,4	12,74
September	6,50	10	11,68
October	5,43	8	9,58
November	3,60	5,7	6,25
December	3,13	3,8	4,50
main of year	5,40	8,4	10,08
Total of year	1971	3066	3679

Fig 13: Tägliche Verdunstungswerte in mm in der Fayoum Depression.

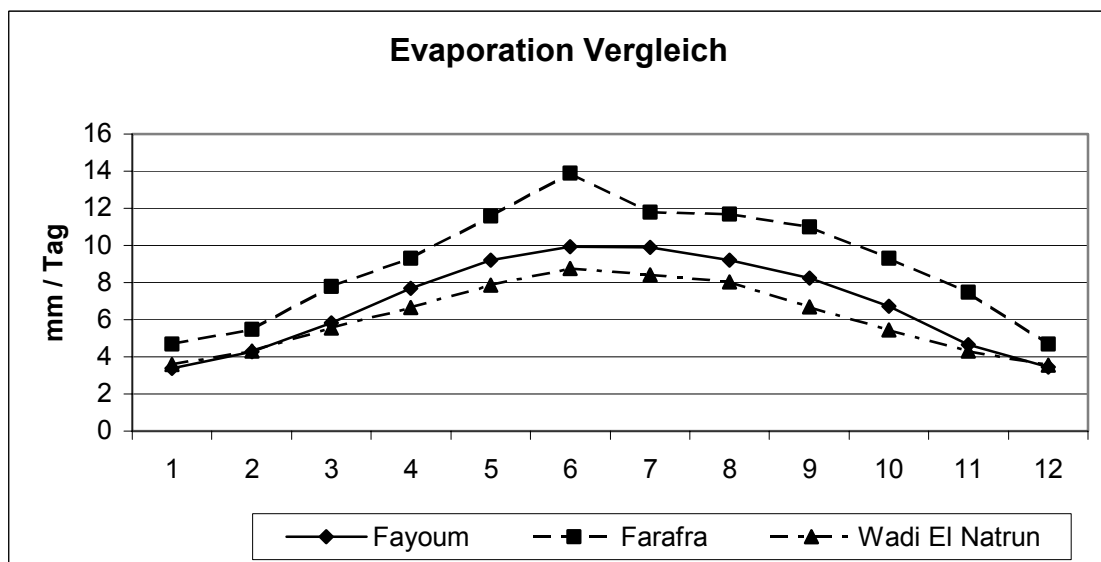


Fig. 14: Die Evaporation der Fayoum Depression im Vergleich zu anderen Oasendepression der westlichen Wüste.

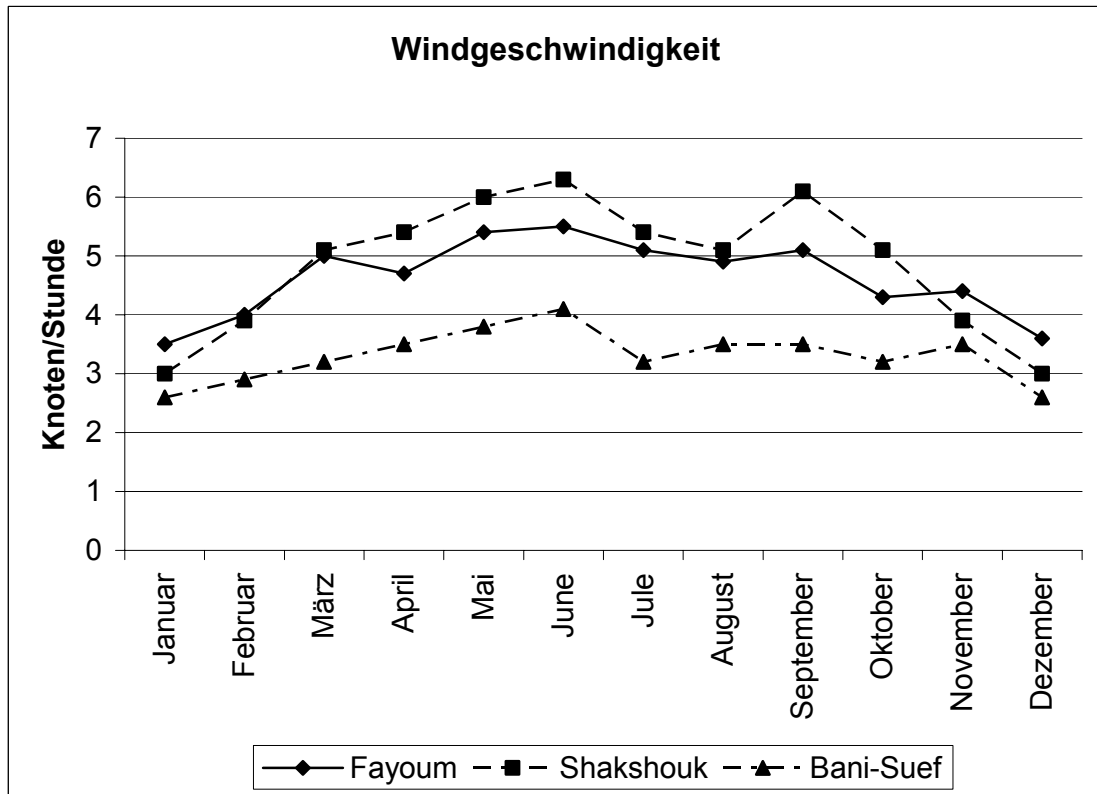


Fig. 15: Die Windgeschwindigkeit in Fayoum Depression und der näheren Umgebung.

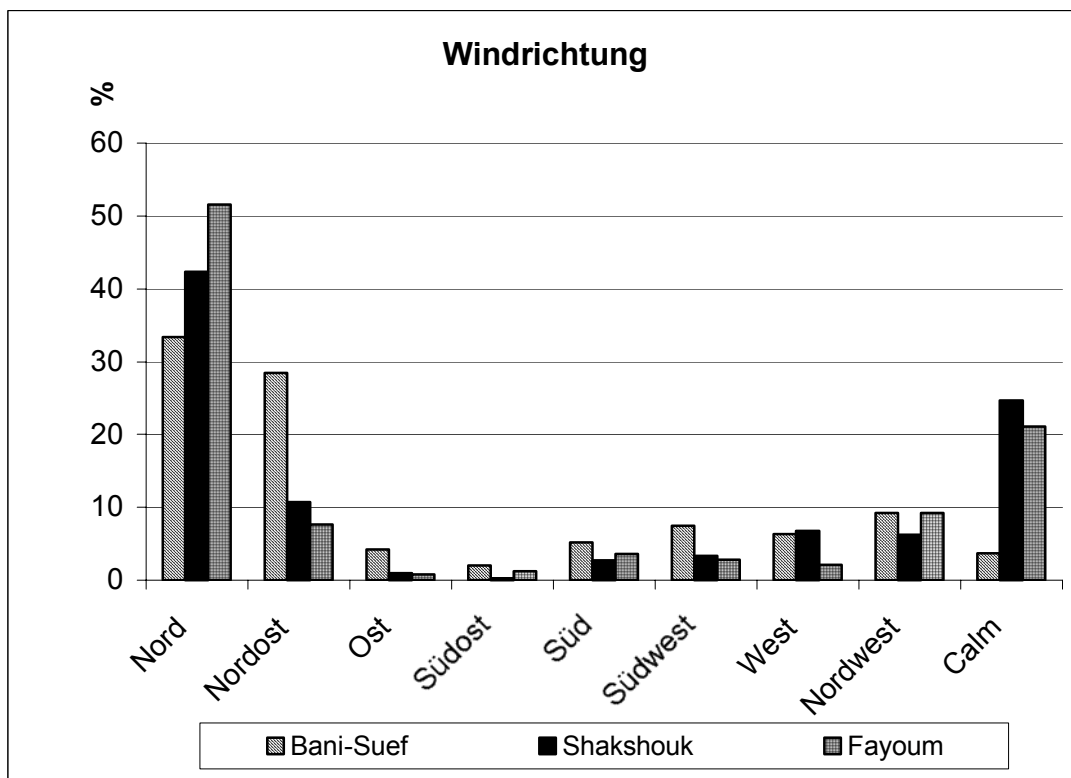


Fig. 16: Die Windrichtung in der Fayoum Depression und der näheren Umgebung.

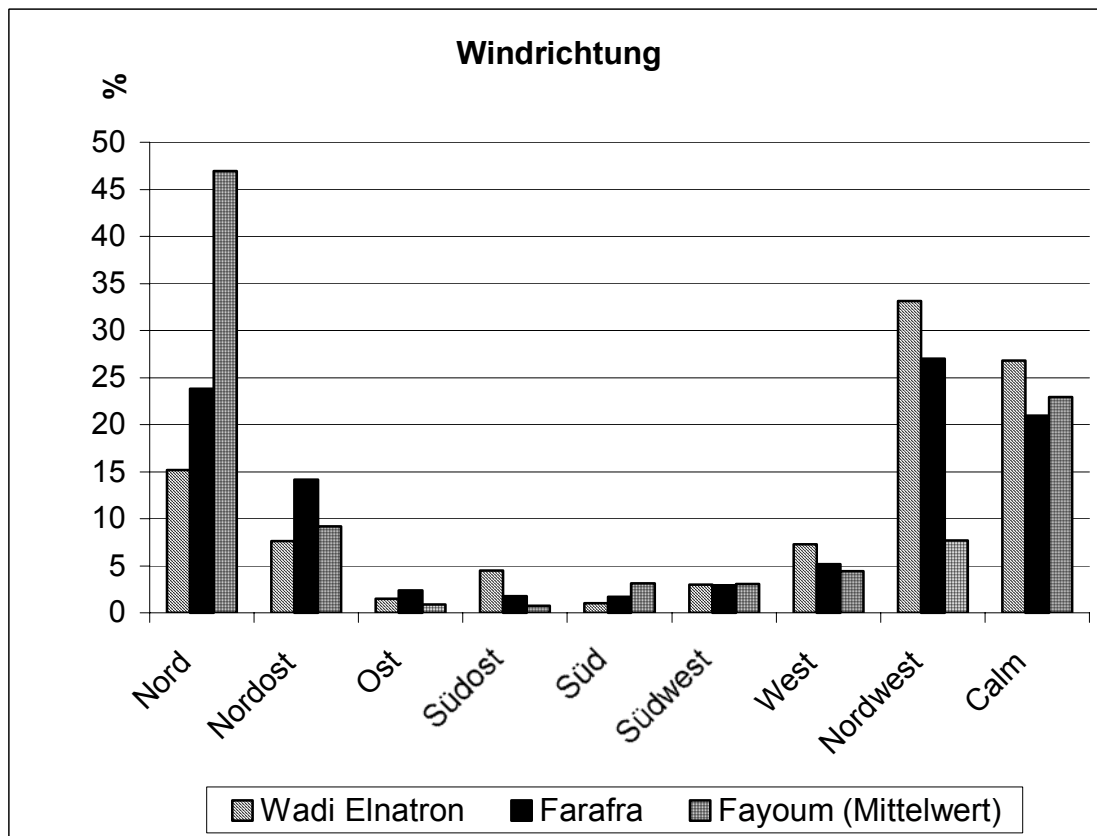


Fig. 17: Die Windrichtung in der Fayoum Depression im Vergleich mit anderen Depressionen in der westlichen Wüste.

Quartär	Holozän		Alluviale Sedimente Äolische Sedimente Sabkha Sedimente
	Pleistozän		Lakustrine Ablagerungen des Moeris Sees - Diatomite - Sande und Tone - Strandablagerungen Gipslagerstätten Lockersand und Kies
Tertiär	Miozän		Khashab Formation (Said, 1962)
	Pliozän		Kiesterrassen Marine (Shaqlufa) Schichten
	Oligozän	Oberes	Basalte (Bown & Kraus, 1988)
		Unteres	Qatrani Formation (Bown Kraus, 1988)
	Eozän	Oberes	Qaser el Sagha Formation - Dir Abu Lifa Formationsglied (Bown & Kraus, 1988) - Tempel Formationsglied (Bown & Kraus, 1988) Birket Qarun Formation
		Mittleres	Mokattam Formation. - Ravine Mergel Formationsglied - El Breig Kalkstein Formationsglied Qazzun Formation Rayan Formation (nicht im Untersuchungsgebiet anstehend) Samalut Formation (- „ -)

Fig. 18: Stratigraphische Gliederung im Bereich des Fayoum abgeändert nach SWEDAN, (1986).

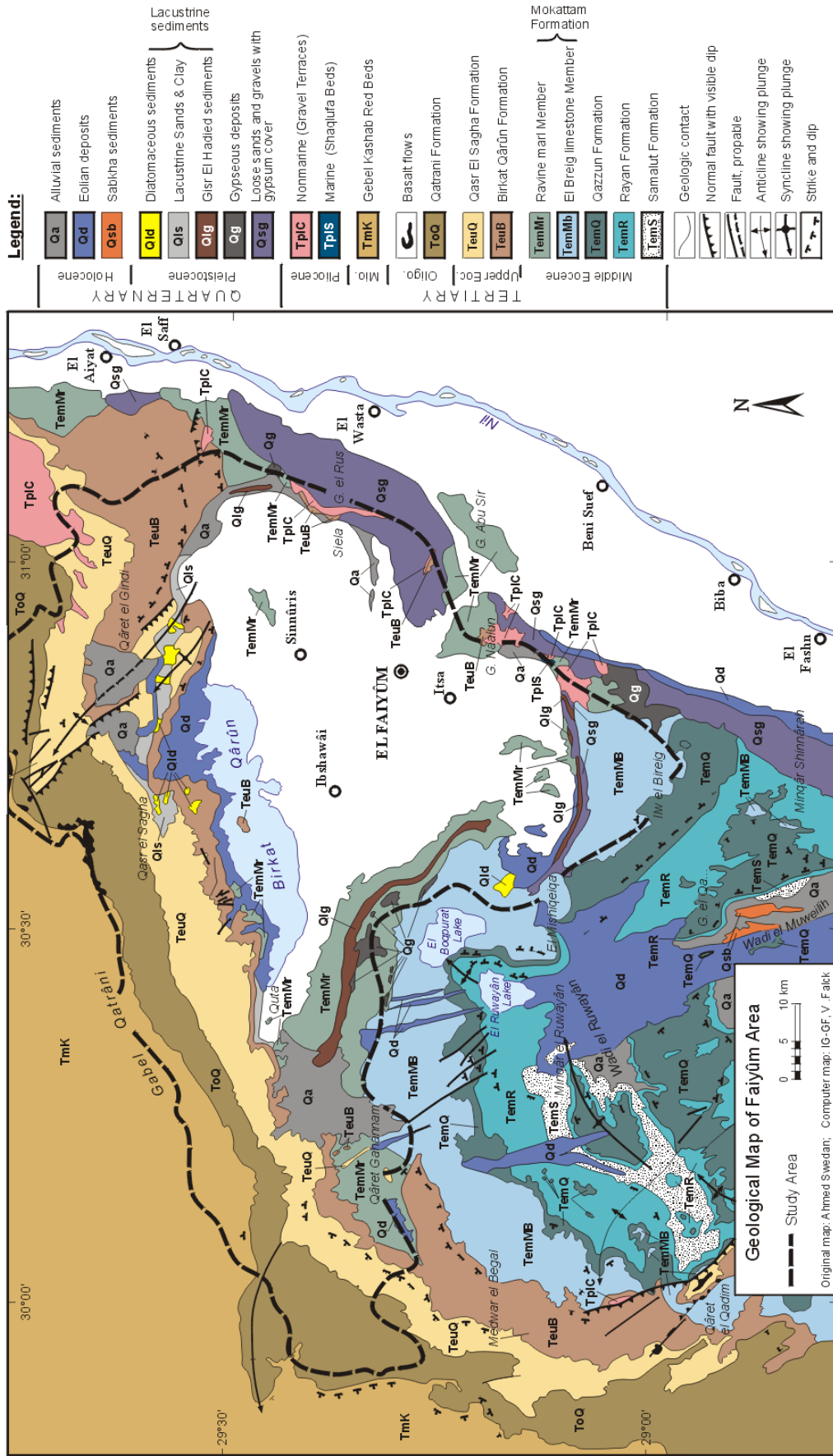


Fig 19: Geologie des Faiyoms.

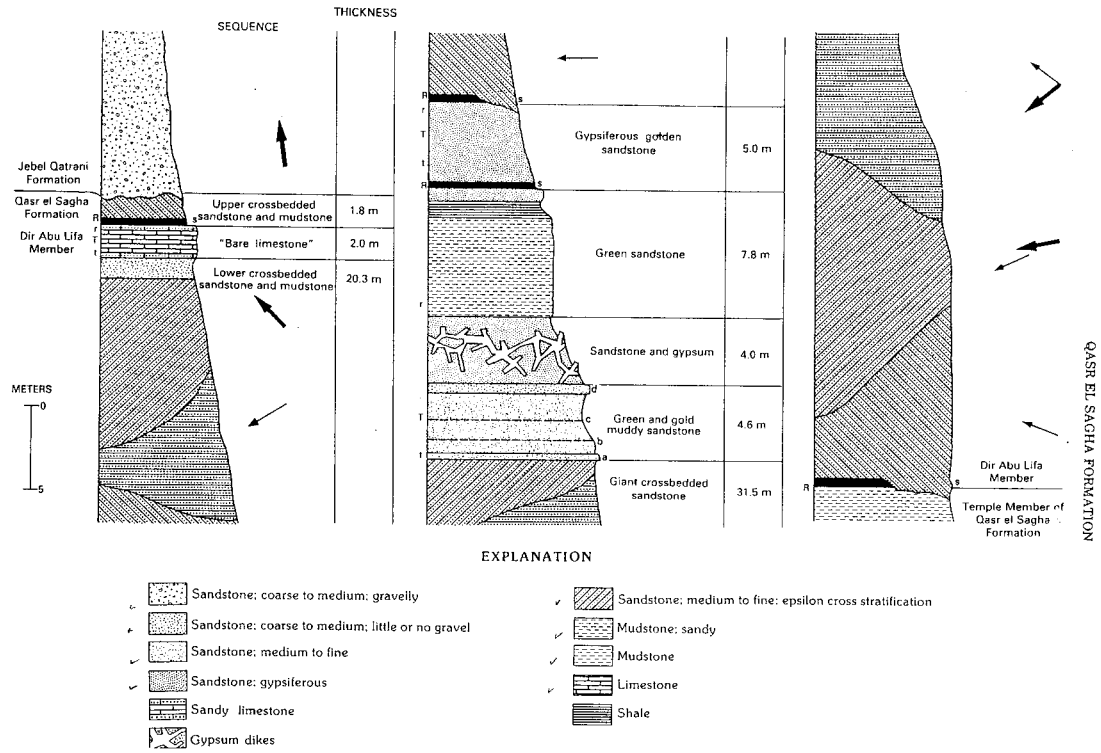


Fig. 20: Stratigraphischer Ausschnitt an der Qasr Elsagha Formation (nach Brown & Kraus, 1988).

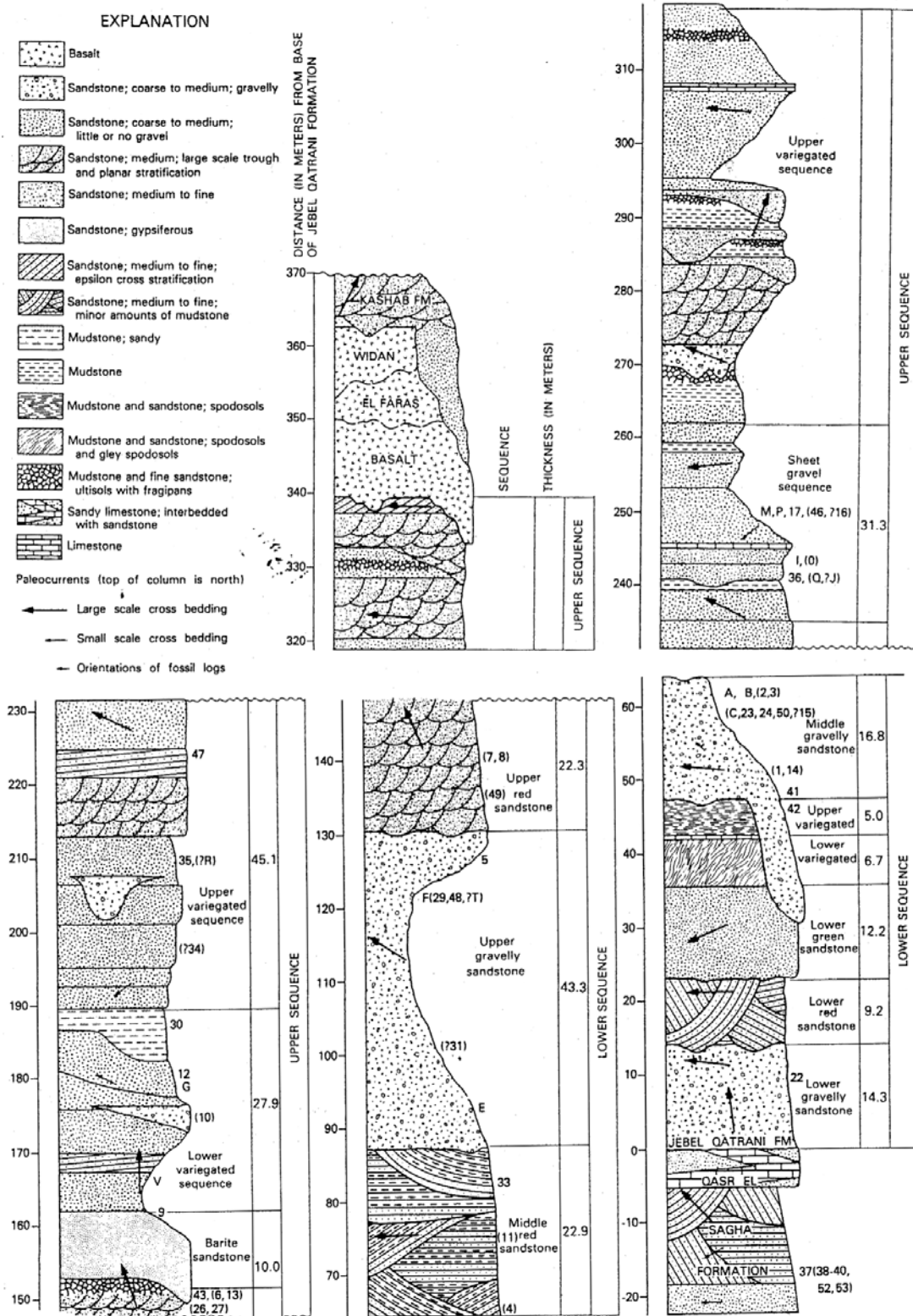


Fig. 21: Stratigraphischer Ausschnitt am Wedan El Faras Hügel (oligozäne und miozäne Formationen) (nach Brown & Kraus, 1988).

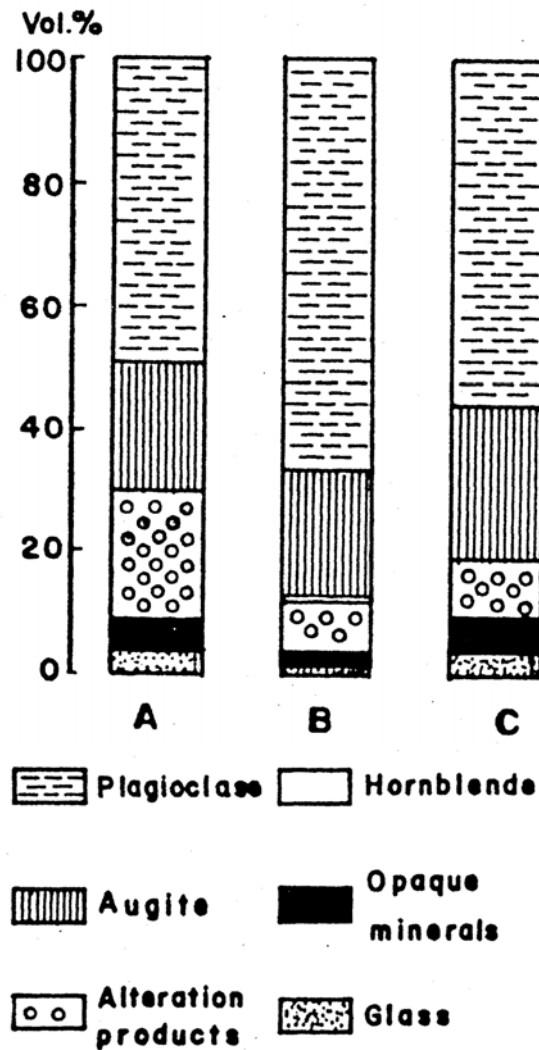


Fig. 22: Die mineralische Zusammensetzung der Wedan El Faras Basalte (nach Heikal et al, 1972).

Miozän	Gabel El Khashab; rote Schichten	14,85 m
Oligozän	Wedan El Faras Basalt	35,40 m
Veränderter Basalt	Mittelkörnig, gelblich bis bräunliches Rosa; reich an sekundären Kalken, welche Hohlräume ausfüllen; stark verändert zu grünem Chlorit; Kalk- und Halitnester	2,20 m
Blasser Basalt	Dunkelblaues Grün; mittleres bis grobes Korn; hart, Spalten und Hohlräume mit Kalk und Schwefel gefüllt	2,20 m
Olivinhaltiger Basalt	Hart bis sehr hart, dunkle Pyroxene und Plagioklase; Schwefel in Spalten und Hohlräumen	31,00 m

Fig 23: Der Wedan El Faras Basalt an der Typlokalität (Swedan, 1986, p.61).

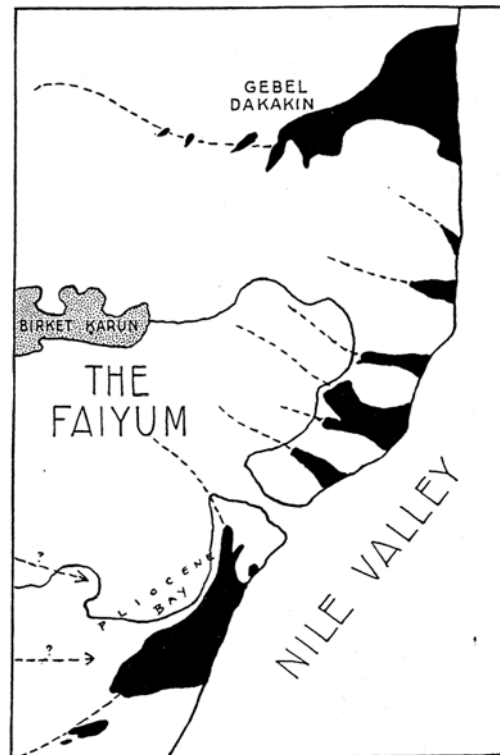


Fig. 24: Das pliozäne Flusssystem (nach Sandfort & Arkel, 1929).

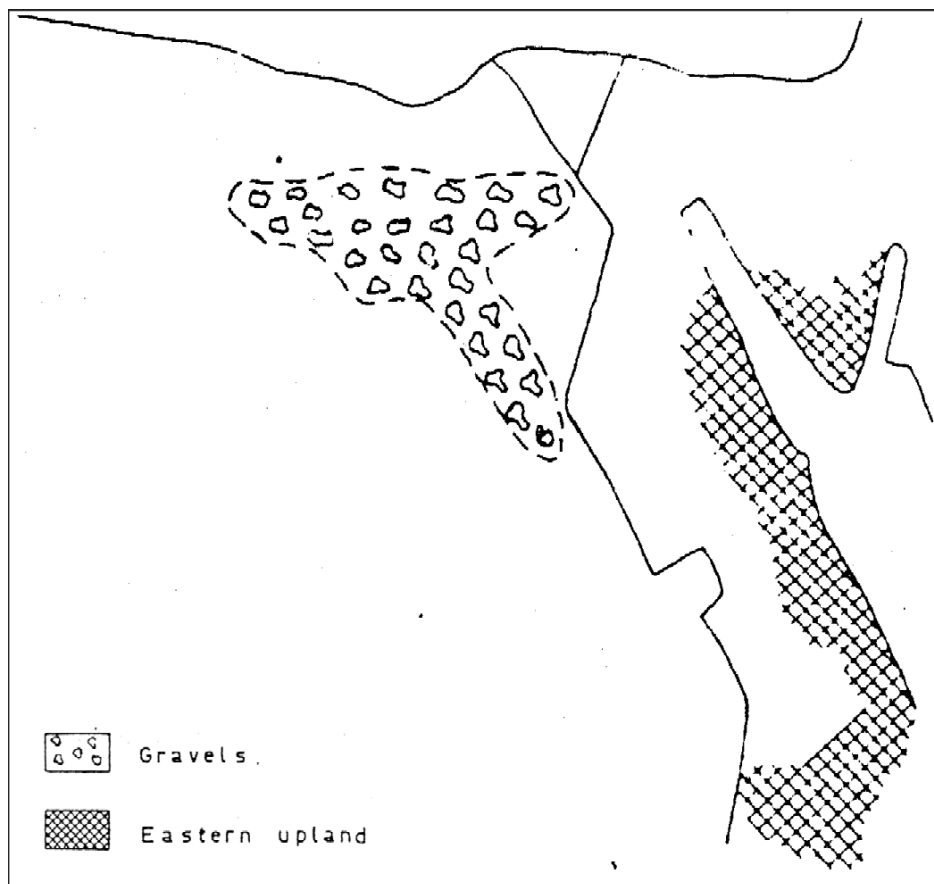


Fig. 25: Das pliozäne Delta im Bereich des Fayoums (nach Shata, 1959).

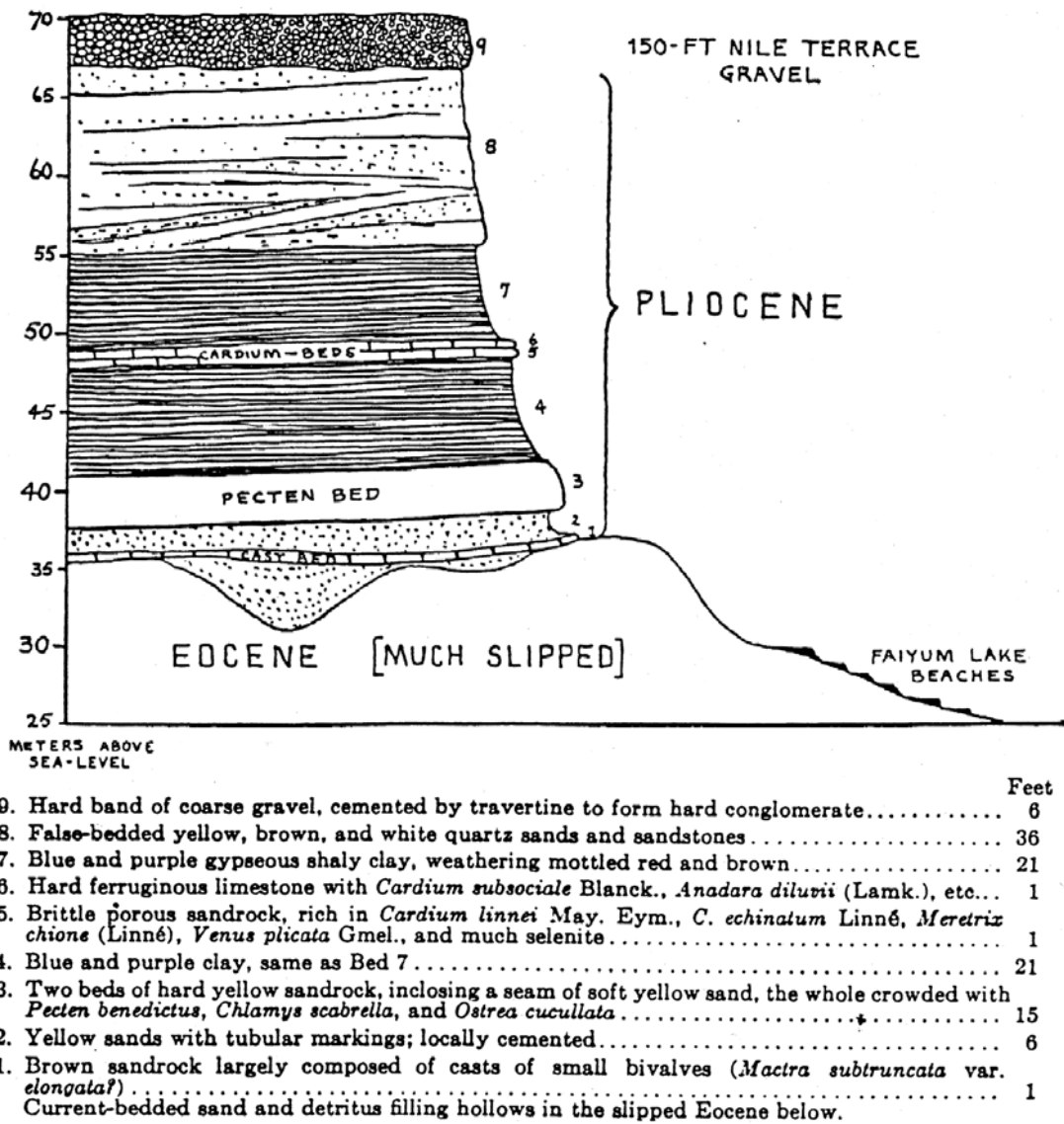
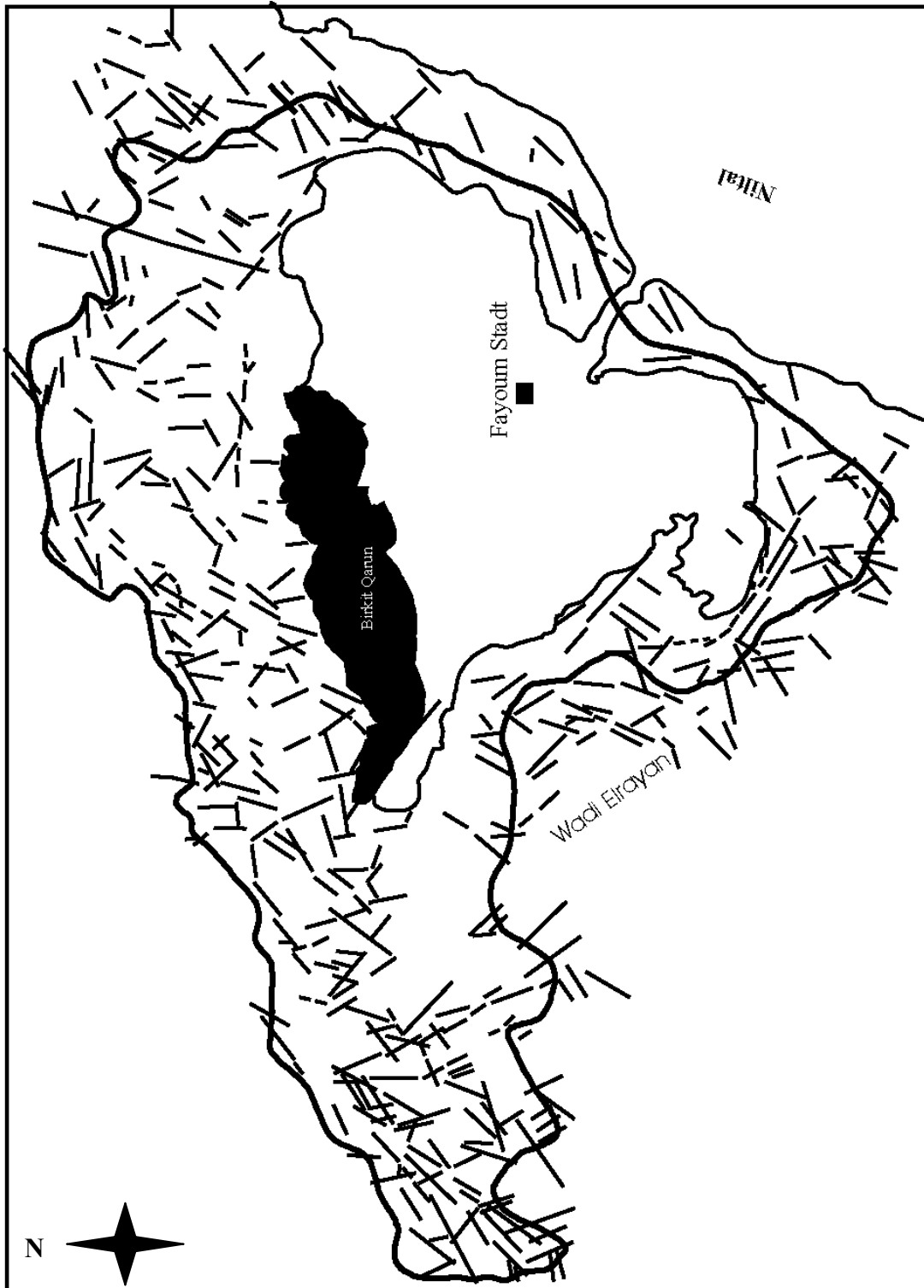


Fig. 26: Der stratigraphische Ausschnitt an der Shakluf Bridge zeigt die pliozänen Schichten in ihre Ausbildung und Mächtigkeit.



Nach Conoco, 1987

Fig. 27: Die Bruchlinien an den Rändern der Fayoum Depression.

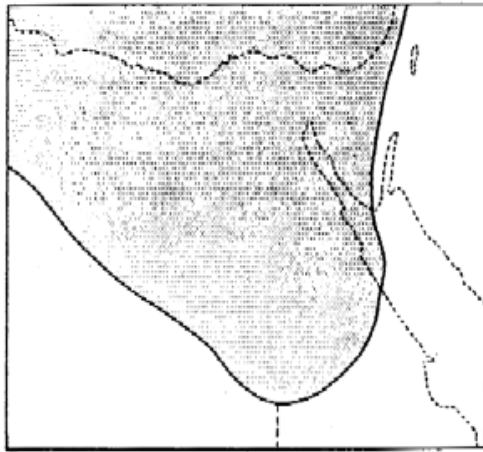


Fig.1 Eocene Period

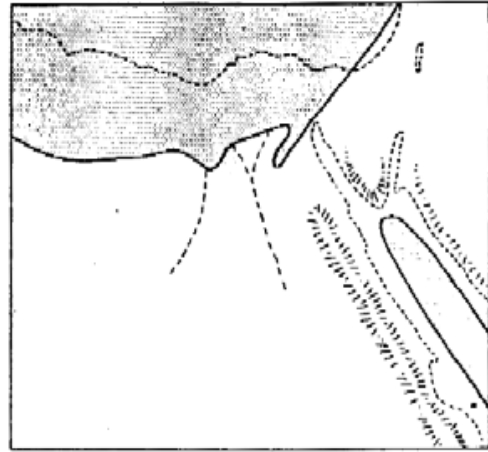


Fig.2 Oligocene Period

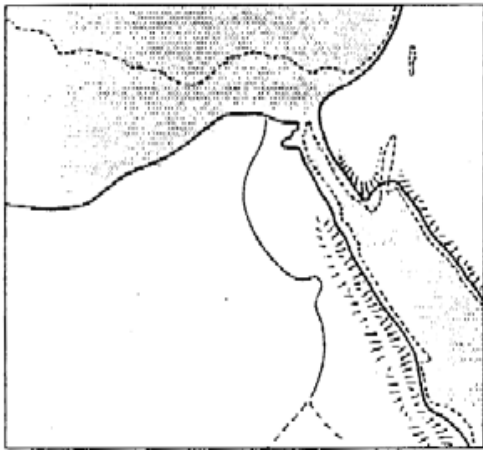


Fig.3 Miocene Period

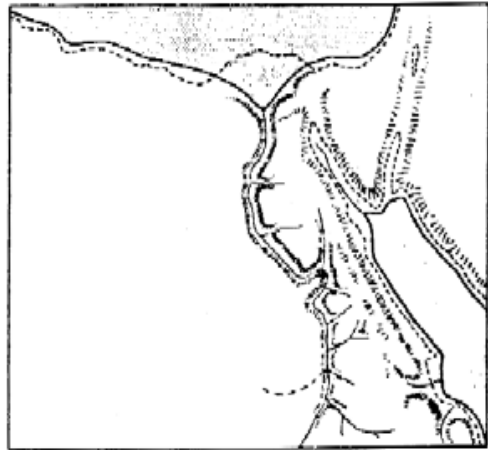


Fig.4 End of Late Miocene Uplift

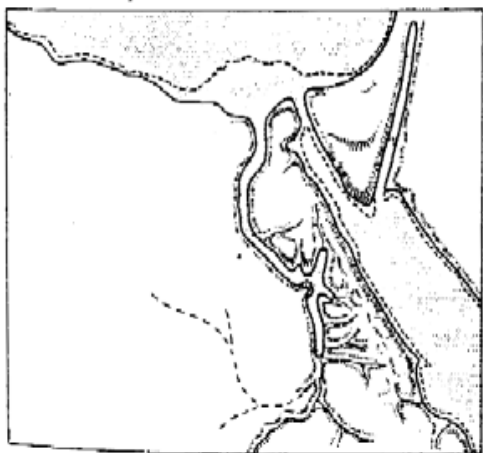


Fig.5 End of Pliocene Subsidence

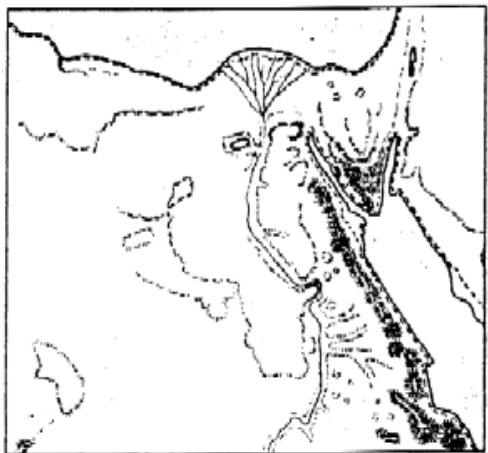


Fig.6 End of Late Palaeolithic Period

Fig 28: Geologische Entwicklung der Fayoum Depression
(nach Ball, 1939).

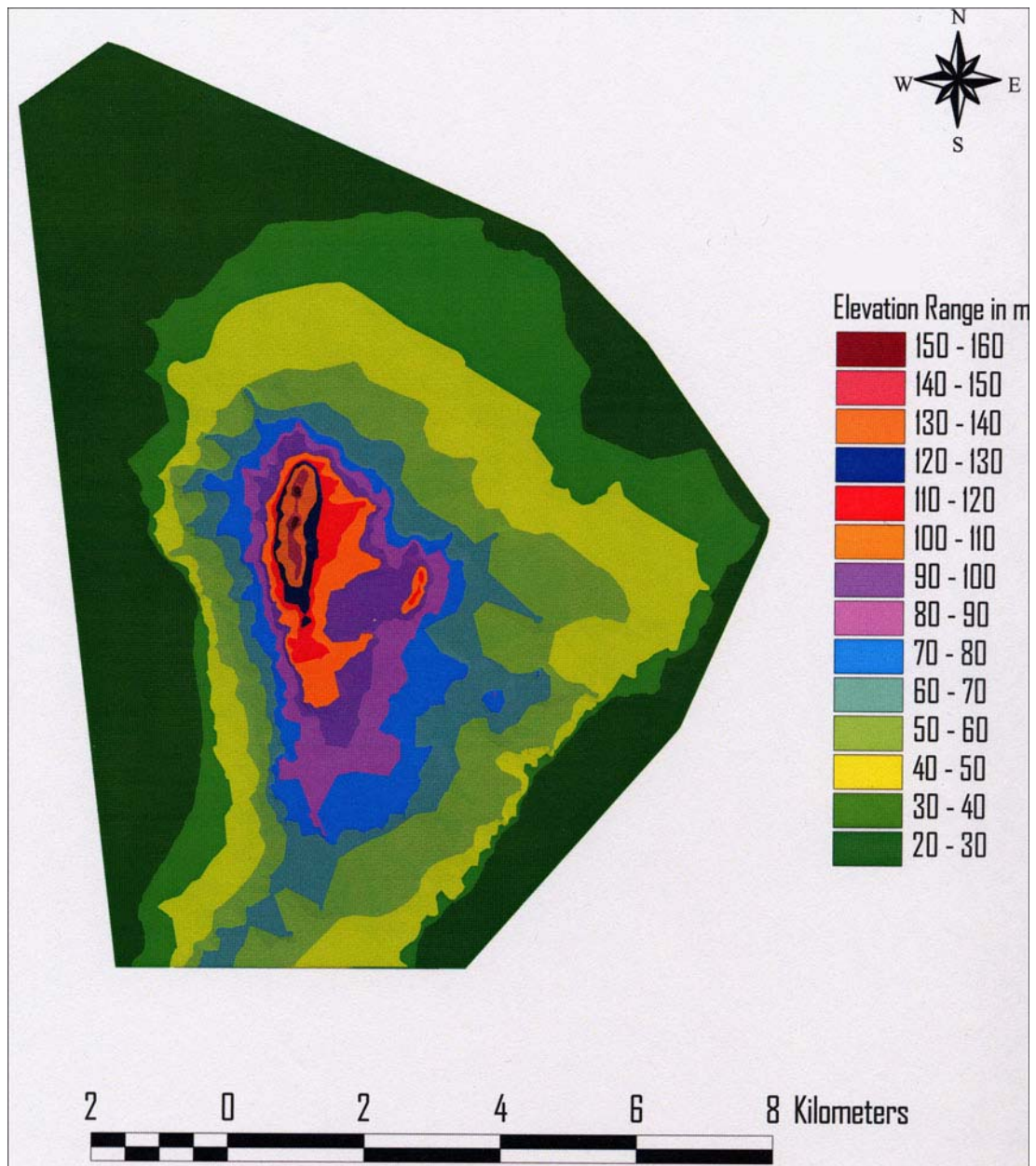


Fig 29: Höhengschichten Karte des Elnaalun Gebiets.

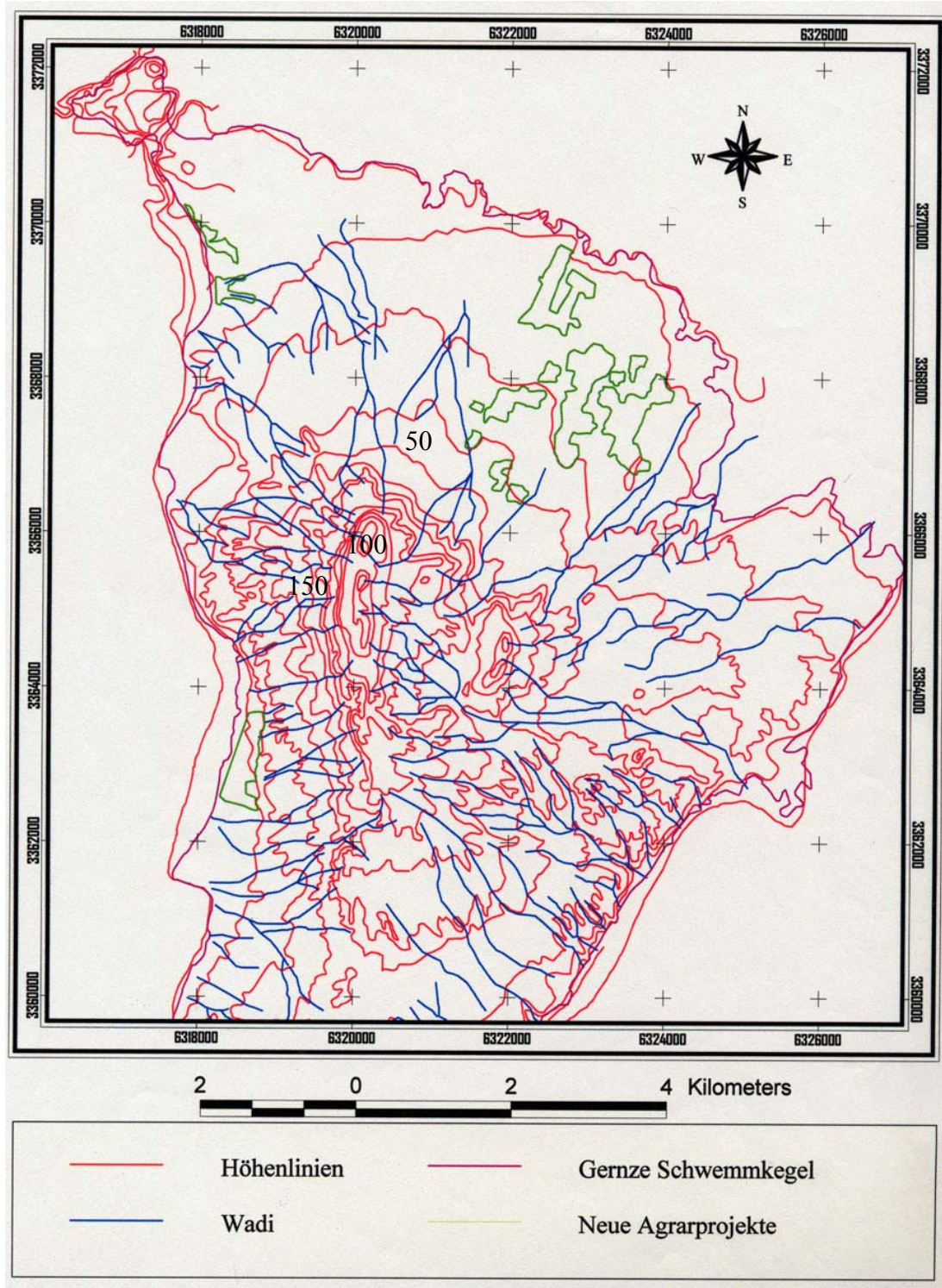


Fig. 30: Untersuchungsgebiet Elnaalun

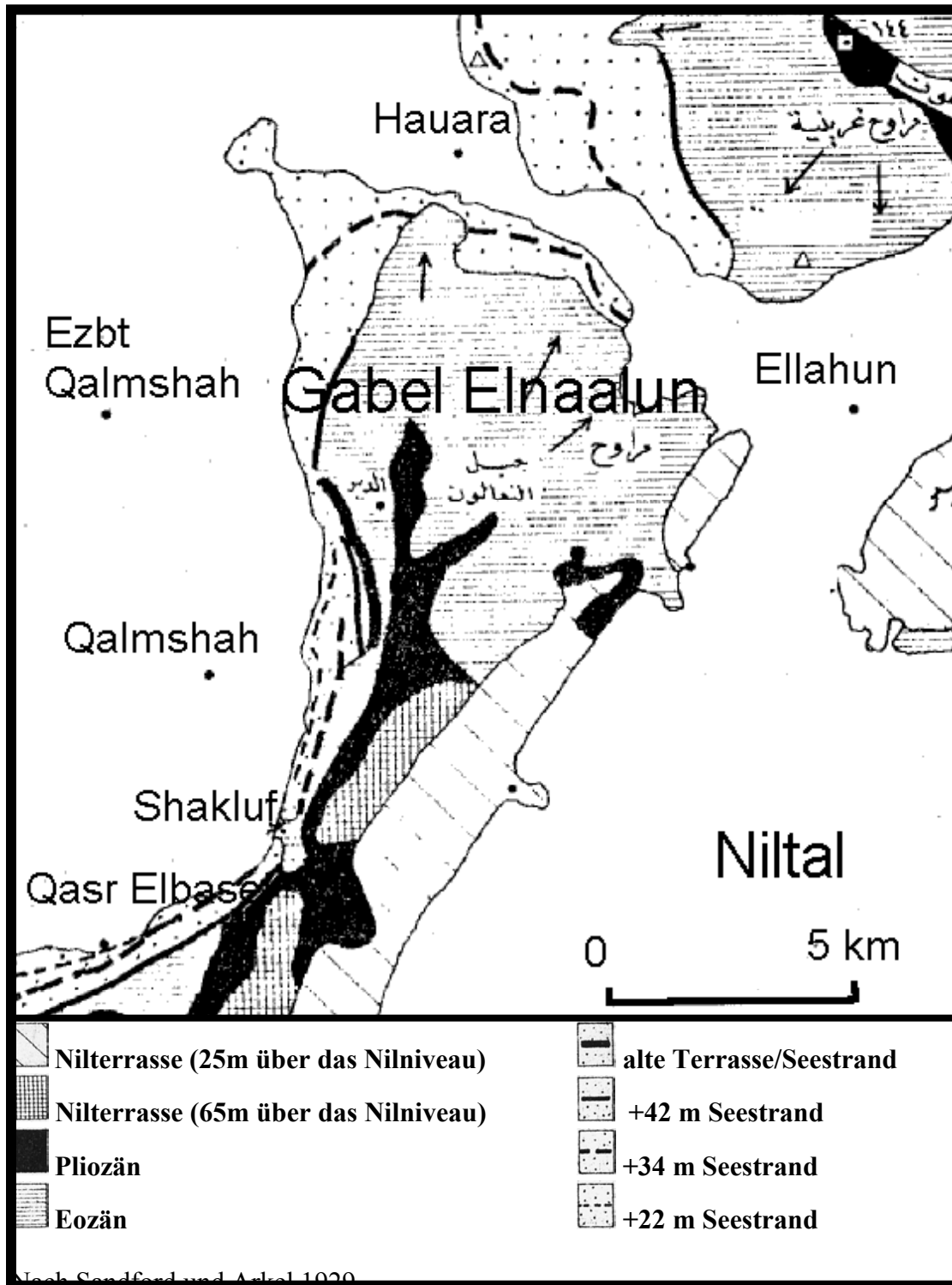


Fig. 31: Die Seestrände in Elnaalun Gebiet.

Pliozäne Ebenen		%									ϕ	
Probe	T	fUII	fUI	mU	gU	fSII	fSI	mSI	gSII	gSI	Mittelwert	Standardabw.
Probe 10-1	0,34	0,17	0,17	10,39	3,34	2,30	2,69	7,15	36,25	37,21	1,00	1,95
Probe 10-2	0,77	0,39	0,39	17,27	1,74	12,35	18,06	18,25	21,38	9,40	2,30	1,94
Probe 10-3	0,43	6,79	6,79	0,43	0,68	12,52	16,54	20,19	23,30	12,33	2,21	2,27
Probe 9-2	5,38	8,65	8,65	29,18	5,09	6,09	4,51	10,23	14,27	7,94	3,56	2,52
Probe 9-3	4,40	22,50	22,50	13,89	2,91	5,12	3,54	7,24	10,56	7,33	4,44	2,73
Probe 9-4	2,41	0,62	0,62	2,13	7,28	7,38	14,76	22,46	28,66	13,69	1,57	1,62
Probe 11-2	0,28	1,57	1,57	1,38	0,56	9,08	29,19	22,87	26,43	7,06	1,81	1,53
Mittelwert	1,79	5,28	5,28	9,51	2,77	7,99	14,81	16,41	23,41	12,75	2,34	2,01
Qarun Ebenen												
Probe 2-1	0,77	0,39	0,39	17,27	1,74	12,35	18,06	18,25	21,38	9,40	2,30	1,94
Probe 2-2	30,53	9,23	9,23	10,12	6,64	29,51	1,22	1,68	1,68	0,15	3,24	1,87
Probe 2-3	1,68	0,36	0,36	44,07	10,68	33,38	2,18	2,71	4,21	0,38	4,24	1,37
Probe 2-4	6,45	8,14	8,14	12,29	5,46	54,16	1,59	0,58	0,43	2,74	3,99	1,62
Probe 2-5	2,01	1,07	1,07	10,86	9,08	73,21	1,87	0,52	0,22	0,07	3,77	0,87
Probe 4-1	9,73	3,05	3,05	3,92	2,79	26,48	34,31	14,24	2,28	0,14	2,78	1,42
Probe 4-2	3,68	0,30	0,30	8,34	37,21	26,28	15,40	6,92	1,13	0,42	3,59	1,16
Mittelwert	7,84	3,22	3,22	15,27	10,51	36,48	10,66	6,41	4,48	1,90	3,42	1,46
Ravin Ebenen												
Probe 5-3	3,59	1,24	1,24	56,10	21,77	12,65	1,71	1,07	0,64	-	4,74	0,99
Probe 8-1	1,73	1,09	1,09	1,14	2,25	17,50	28,84	26,42	18,94	0,98	2,14	1,35
Probe 8-2	0,45	0,30	0,30	5,35	4,56	18,52	24,70	28,94	15,22	1,65	2,31	1,41
Probe 8-3	1,02	0,39	0,39	3,76	10,76	35,63	32,89	12,57	2,44	0,15	3,02	1,11
Probe 8-4	1,51	0,39	0,39	7,90	6,27	33,09	32,06	14,59	3,33	0,46	2,96	1,23
Mittelwert	1,66	0,68	0,68	14,85	9,12	23,48	24,04	16,72	8,12	0,65	3,03	1,22
Wadisedimente												
Probe 12-1	2,66	0,06	0,06	1,42	7,91	14,73	15,09	19,10	26,99	11,99	1,70	1,55
Probe 12-2	2,51	0,21	0,21	0,71	2,96	12,23	13,89	12,08	35,97	19,24	1,24	1,49
Probe 7-1	2,61	0,16	0,16	1,40	4,82	13,76	12,47	21,12	31,47	12,03	1,52	1,49
Probe 7-2	2,37	0,16	0,16	1,05	3,01	12,51	15,45	25,97	32,87	6,46	1,56	1,33
Probe 7-3	2,72	0,09	0,09	1,32	3,70	11,53	14,36	22,68	30,28	13,23	1,44	1,43
Probe 7-4	2,34	0,18	0,18	1,05	4,43	10,91	11,45	21,23	34,41	13,81	1,37	1,46
Probe 7-5	2,32	0,13	0,13	1,26	6,86	11,66	10,59	17,59	30,74	18,73	1,39	1,59
Probe 7-6	2,74	0,06	0,06	0,66	6,26	8,18	6,16	13,01	31,20	31,68	0,96	1,55
Mittelwert	2,53	0,13	0,13	1,11	4,99	11,94	12,43	19,10	31,74	15,90	1,40	1,49
Seestrandsedimente												
13- 1	2,36	0,24	0,24	6,75	1,73	12,49	22,56	31,77	19,87	2,01	2,05	1,43
13- 2	2,05	0,16	0,16	4,09	0,48	10,89	14,56	31,50	32,80	3,32	1,63	1,34
13- 3	1,06	0,07	0,07	0,91	1,37	0,51	1,20	17,83	52,44	24,54	0,58	1,01
13- 4	2,55	0,24	0,24	2,86	4,14	14,99	11,78	20,55	32,43	10,23	1,62	1,55
Mittelwert	2,00	0,18	0,18	3,65	1,93	9,72	12,53	25,41	34,38	10,02	1,47	1,33
Elnaalun alle	3,31	2,19	2,19	8,79	5,92	17,86	14,46	16,03	20,30	8,94	2,33	1,55

Fig. 32: Übersicht der Korngrößen im Elnaalun Gebiet.

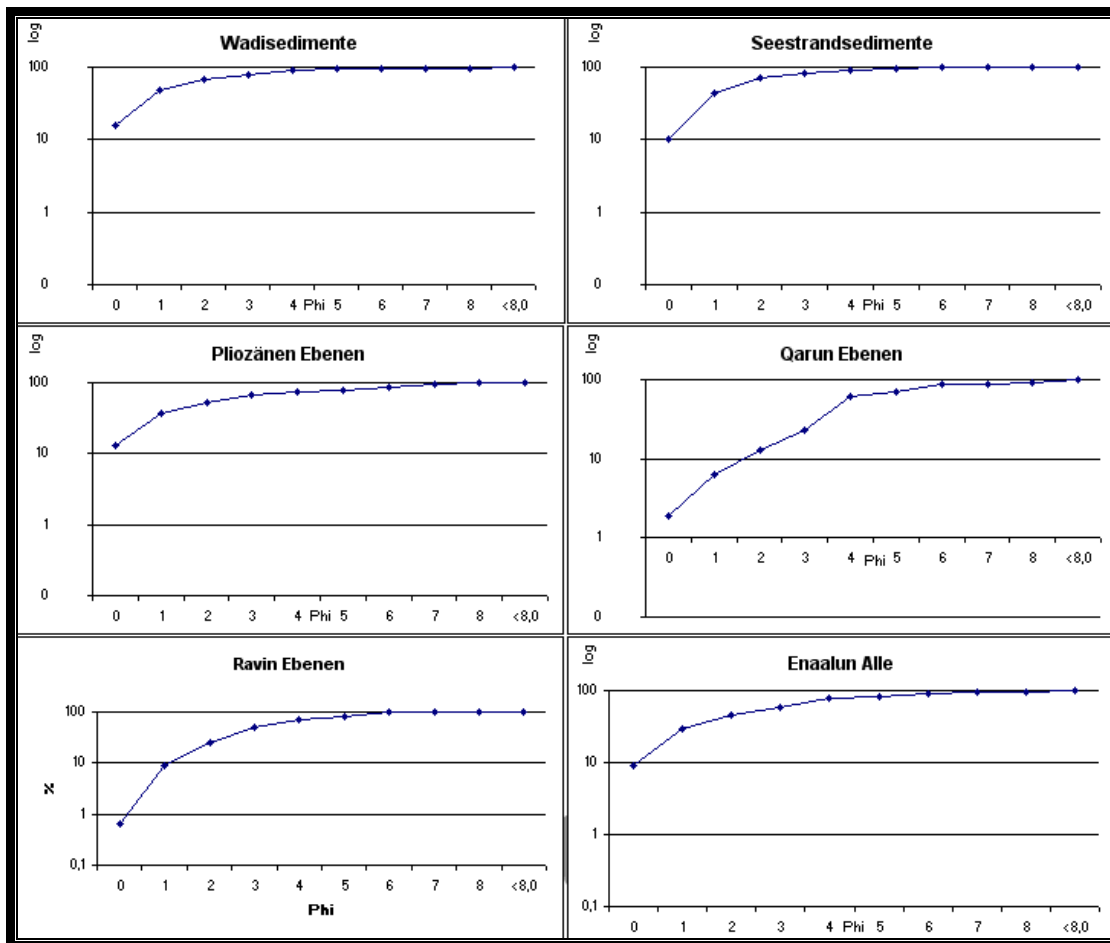


Fig. 33: Die kumulativen Kurven der geomorphologischen Formen des Elnaalun Gebietes.

	Pliozäne Ebenen	Qarun Ebenen	Ravin Ebenen	See-strände	Wadi-sedi-mente	Mittel wert
6.3.1.1.5 sehr-eckig						
	6	7	5	4	6	6
eckig	13	15	12	10	12	12
sub-eckig	19	21	18	17	19	19
sub-gerundet	32	27	30	29	29	29
gerundet	20	19	23	26	23	23
gut-gerundet	10	11	12	14	11	11

Fig. 34: Kornformenverteilung auf den geomorphologischen Formen.

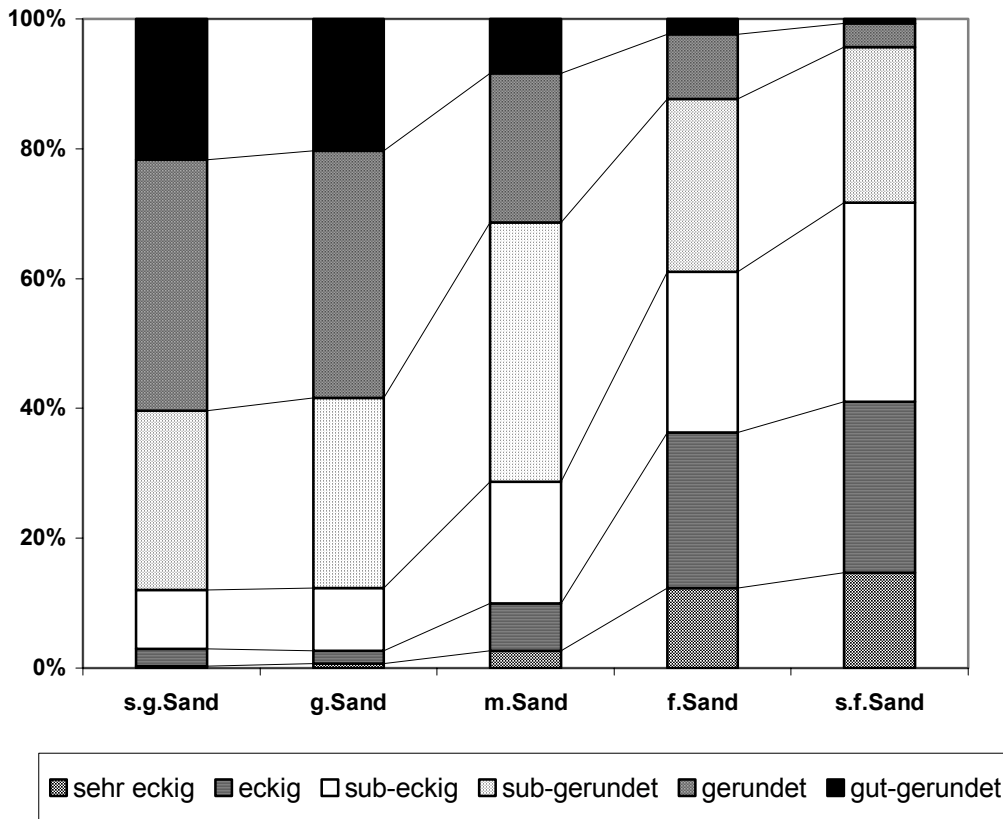


Fig. 35: Beziehung zwischen Korngrößen und Kornformen.

	s. f. Sand	f. Sand	m. Sand	g. Sand	s.g. Sand	Mittelwert
Seestrandsedimente	46	52	58	63	67	57
Wadis sedimente	38	46	49	52	57	48
Pliozäne Ebenen	37	46	48	55	58	49
Qarun Ebenen	34	42	45	49	55	45
Ravin Ebenen	32	43	44	51	54	45
Mittelwert	37	46	49	54	58	49

Fig. 36: Grad des Glanzes in Abhängigkeit von den geomorphologischen Formen.

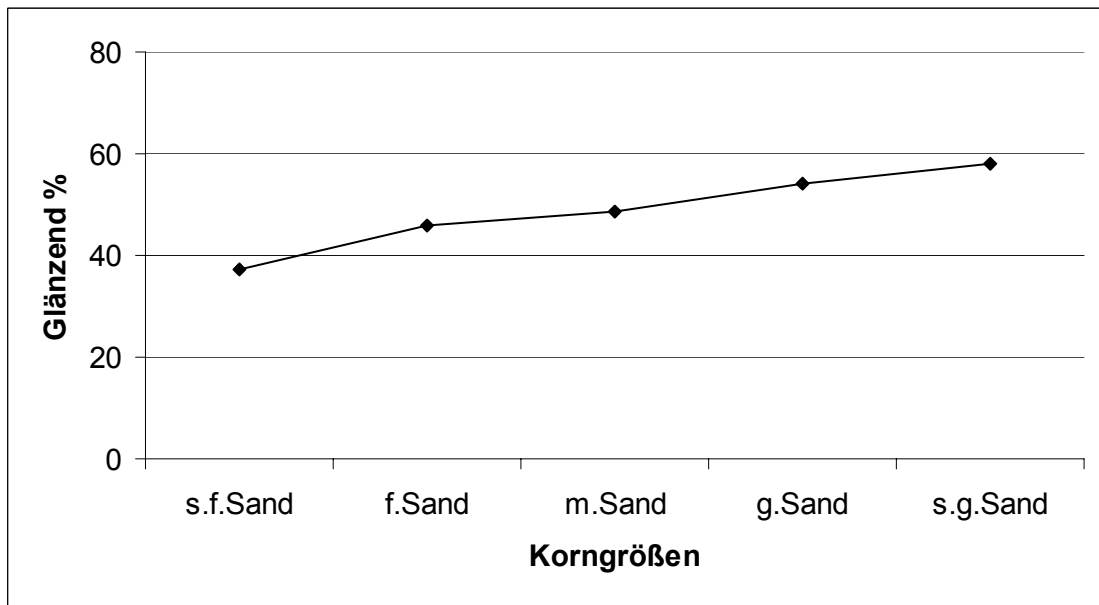


Fig. 37: Grad des Glanzes in Abhängigkeit von der Korngröße.

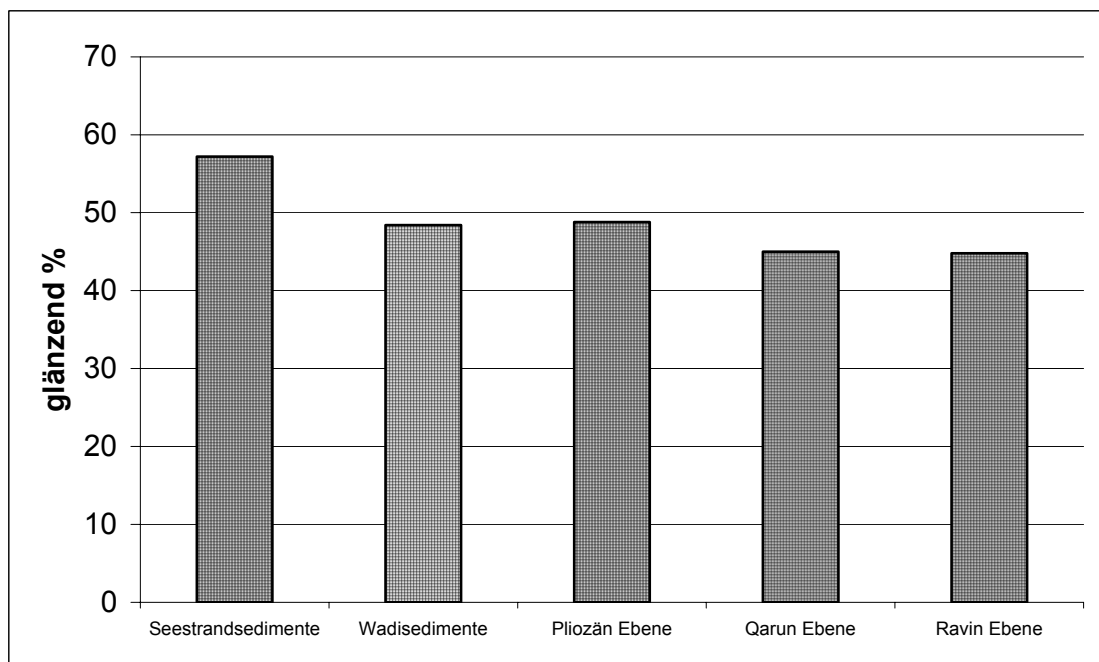


Fig. 38: Die Beziehung zwischen den geomorphologischen Formen und dem Grad des Glanzes.

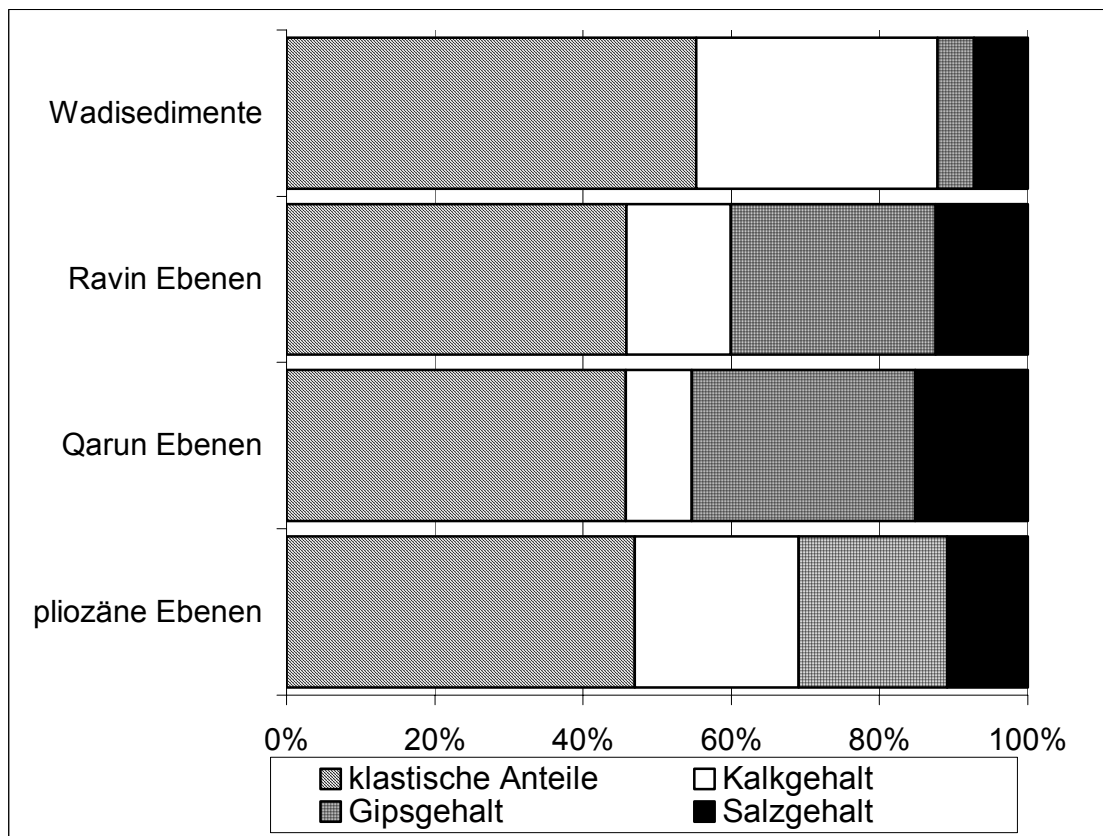


Fig. 39: Kalk-, Gips- und Salzgehalt und die klastische Anteile auf den verschiedenen geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet.

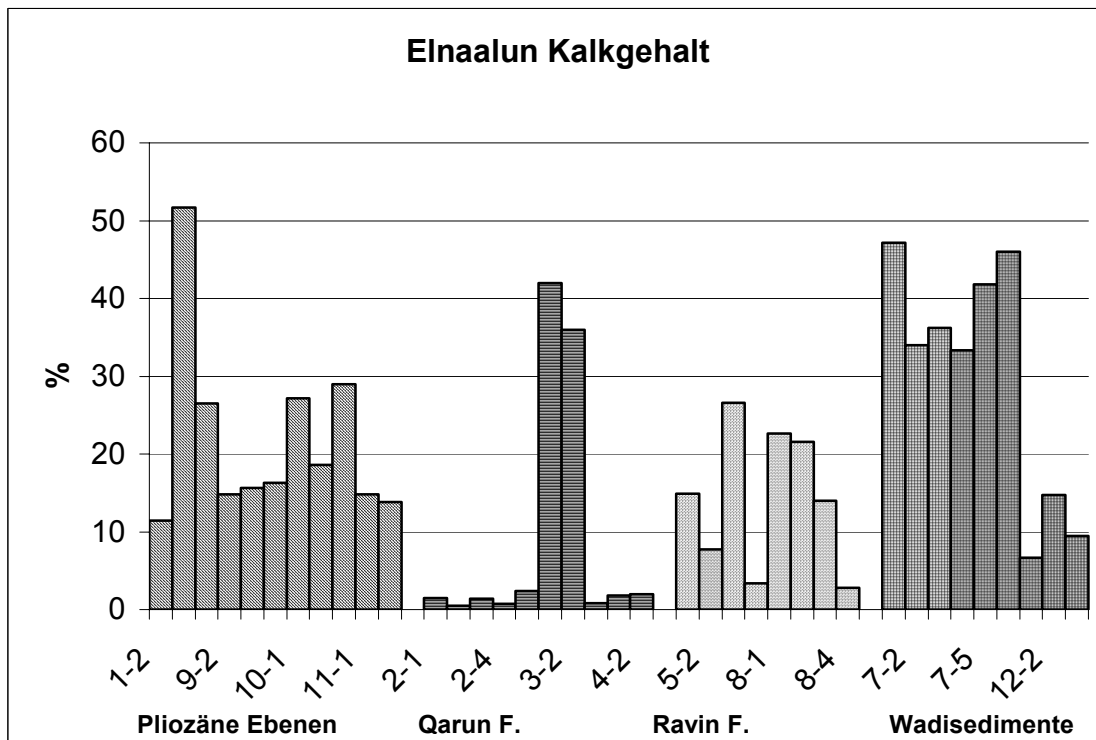


Fig. 40: Kalkgehaltverteilung auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet.

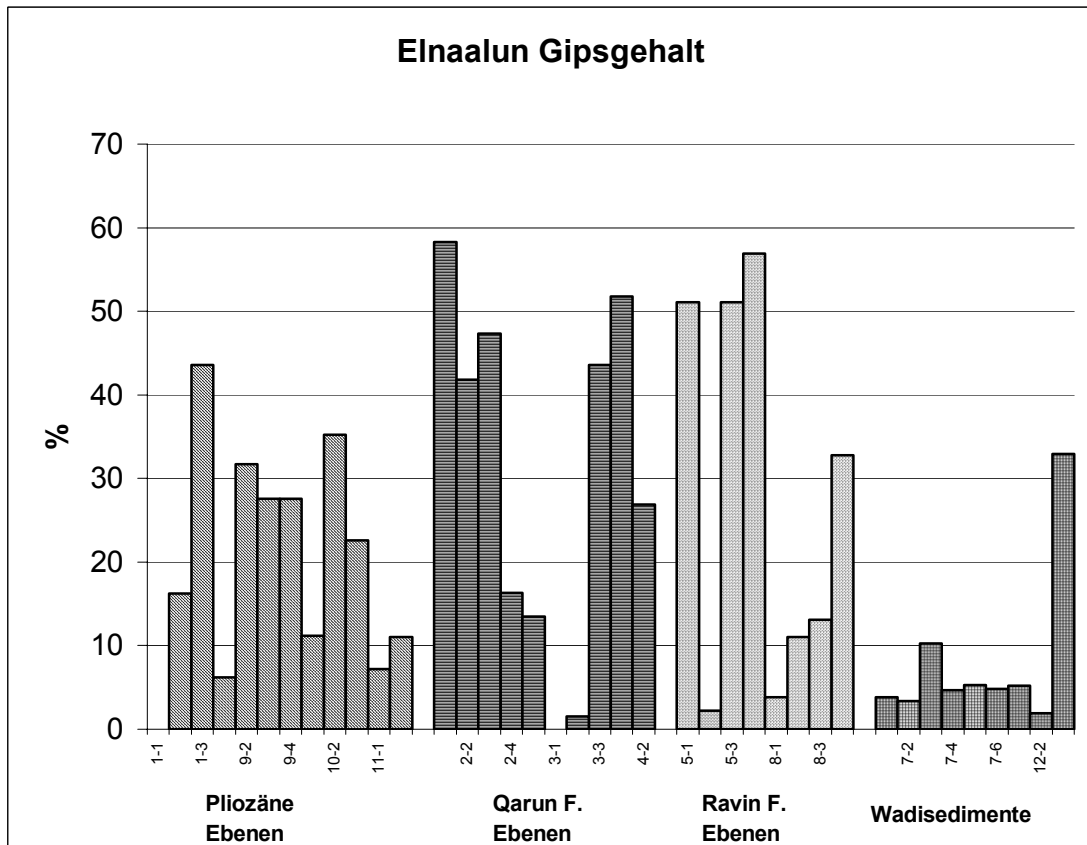


Fig. 41: Verteilung des Gipsgehalts auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet.

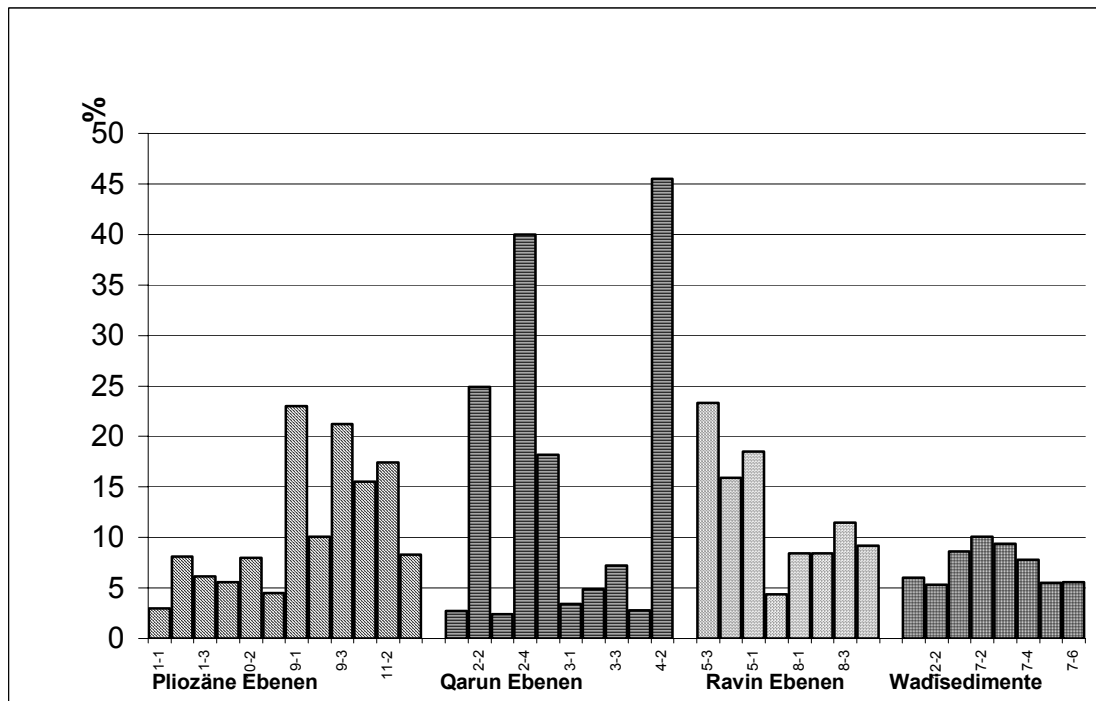


Fig. 42: Verteilung des Salzgehalts auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet.

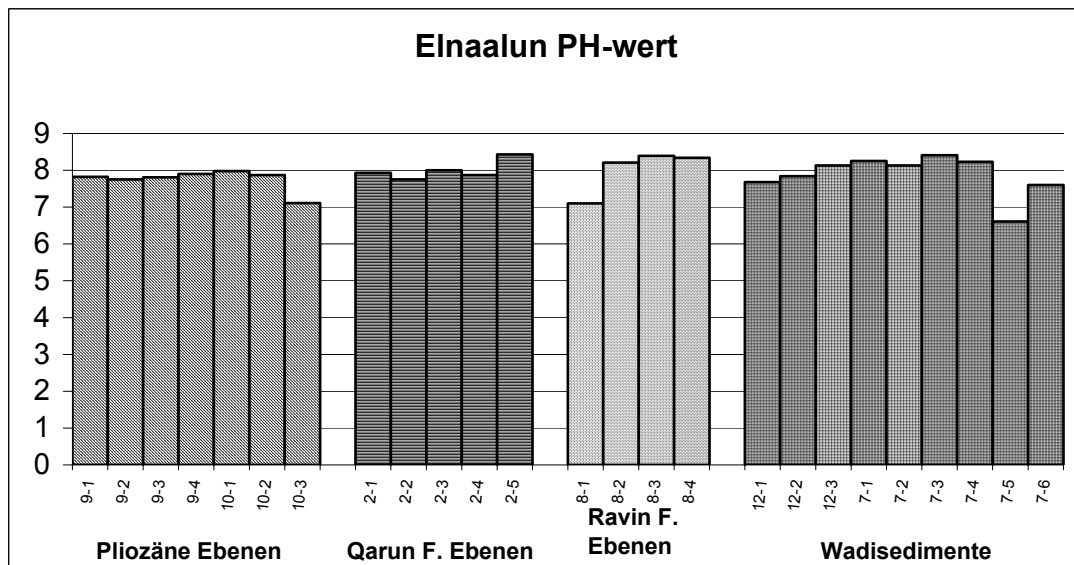


Fig. 43: Verteilung der Alkalität auf den geomorphologischen Formen im Elnaalun Gebiet.

	klastische Anteile	Kalkgehalt	Gipsgehalt	Salzgehalt
Pliozäne Ebenen	%			
Probe 1-1	70,3	26,7	0	3
Probe 1-2	64,28	11,4	16,2	8,12
Probe 1-3	0,14	50,1	43,6	6,16
Probe 10-1	56	27,2	11,2	5,6
Probe 10-2	38,2	18,6	35,2	8
Probe 10-3	43,9	29	22,6	4,5
Probe 9-1	44,3	26,5	6,2	23
Probe 9-2	43,4	14,8	31,7	10,1
Probe 9-3	35,6	15,6	27,6	21,2
Probe 9-4	40,6	16,3	27,6	15,5
Probe 11-2	60,6	14,8	7,2	17,4
Probe 11-2	66,9	13,8	11	8,3
Mittelwert	47,0	22,1	20,0	10,9
Qarun Ebenen				
Probe 2-1	37,5	1,5	58,3	2,7
Probe 2-2	32,8	0,5	41,8	24,9
Probe 2-3	48,9	1,4	47,3	2,4
Probe 2-4	43	0,7	16,3	40
Probe 2-5	65,9	2,4	13,5	18,2
Probe 3-1	54,6	42	0	3,4
Probe 3-2	57,6	36	1,5	4,9
Probe 3-3	48,4	0,8	43,6	7,2
Probe 4-1	43,6	1,8	51,8	2,8
Probe 4-2	25,6	2	26,9	45,5
Mittelwert	45,8	8,9	30,1	15,2
Ravin Ebenen				
Probe 5-3	1	25,6	50,1	23,3
Probe 5-2	74,2	7,7	2,2	15,9
Probe 5-1	15,5	14,9	51,1	18,5
Probe 6-1	35,3	3,4	56,9	4,4
Probe 8-1	65,2	22,6	3,8	8,4
Probe 8-2	59	16,1	16,5	8,4
Probe 8-3	61,4	14	13,1	11,5
Probe 8-4	55,2	2,8	32,8	9,2
Mittelwert	45,9	13,4	28,3	12,5
Wadisedimente				
Probe 12-1	82,1	6,7	5,2	6
Probe 12-2	78,1	14,7	1,9	5,3
Probe 7-1	40,4	47,2	3,8	8,6
Probe 7-2	52,5	34	3,4	10,1
Probe 7-3	44,1	36,2	10,3	9,4
Probe 7-4	54,2	33,3	4,7	7,8
Probe 7-5	47,4	41,8	5,3	5,5

Probe 7-6	43,6	46	4,8	5,6
Mittelwert	55,3	32,5	4,9	7,3

Fig. 44: Chemische Analysewerte.

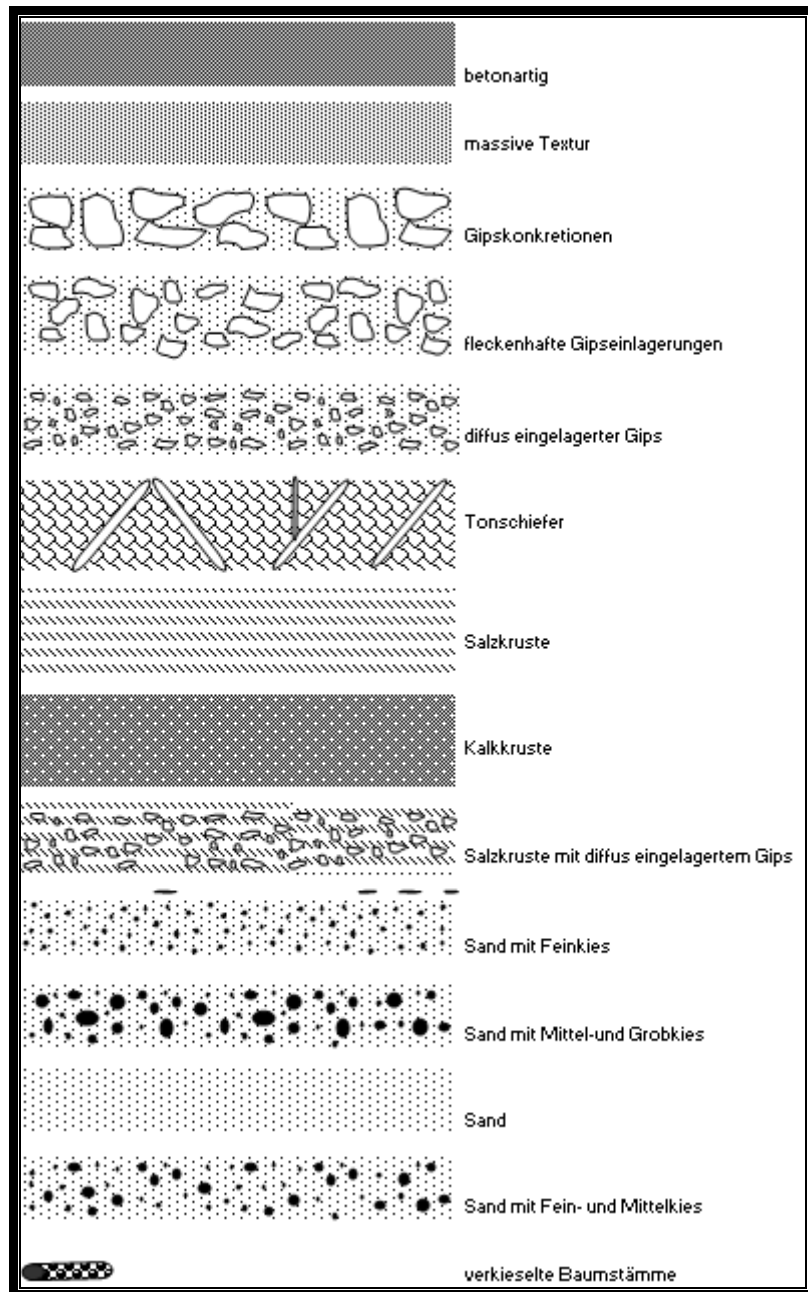


Fig 46: Legende zu den Profilen im Qatrani und Elnaalun Gebiet

Gipskruste über Anstehendem mit Gipsadern (P 9)

Lage:

29° 10,955' N
 30° 53,574' O
 145 m über NN

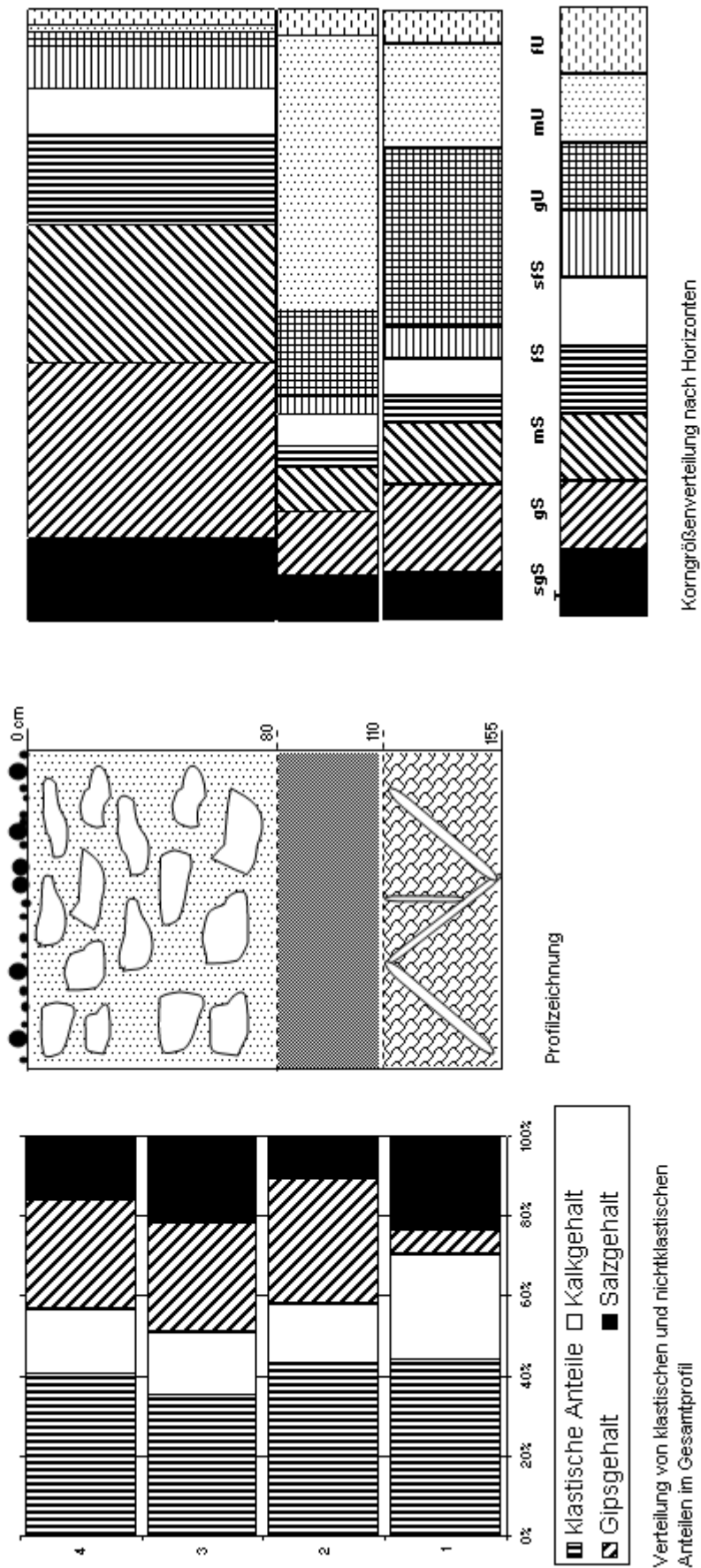
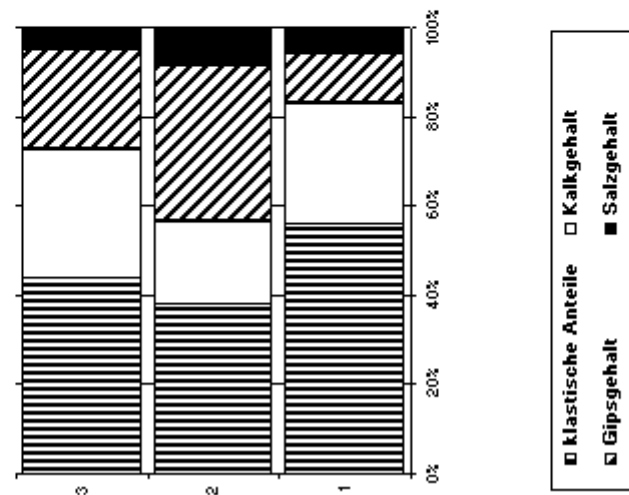


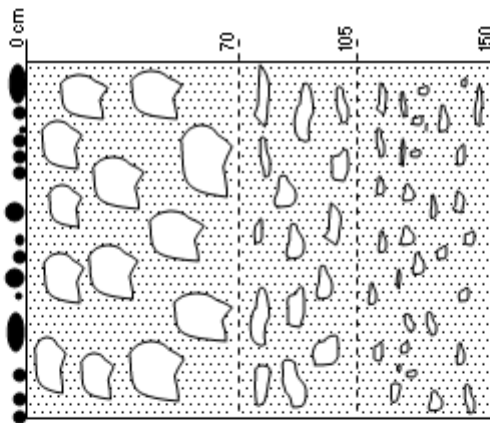
Fig 47: Profil 9.

Gipskonkretionen (P 10)

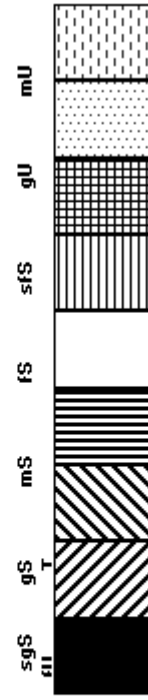
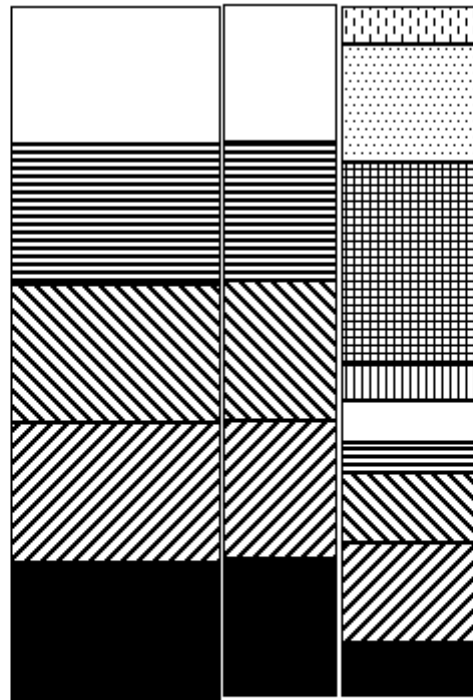
Lage:
 29° 11,264' N
 30° 52,950' O
 125 m über NN



Klastische Anteile Kalkgehalt
 Gipsgehalt Salzgehalt



Profilzeichnung



Korngrößenverteilung nach Horizonten

Fig 48: Profil 10.



Fig 49: Konkretione Gipskruste in pliozänem Schotter (Profil 1).

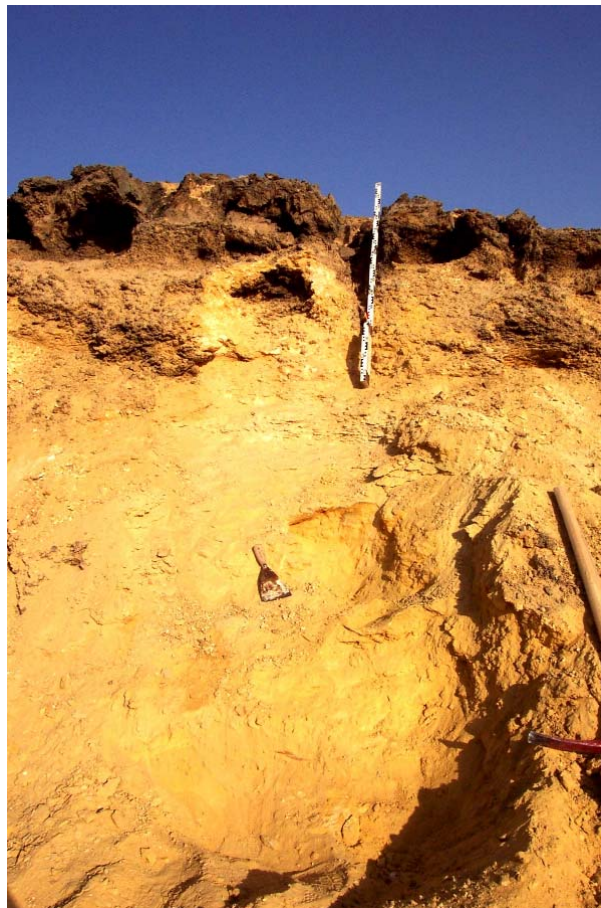


Fig 50: Betonierte Gipskruste auf der Qarun Ebene in Elnaalungebiet (Profil 2).



Fig 51: Betonierte Gipskruste mit Geröll.

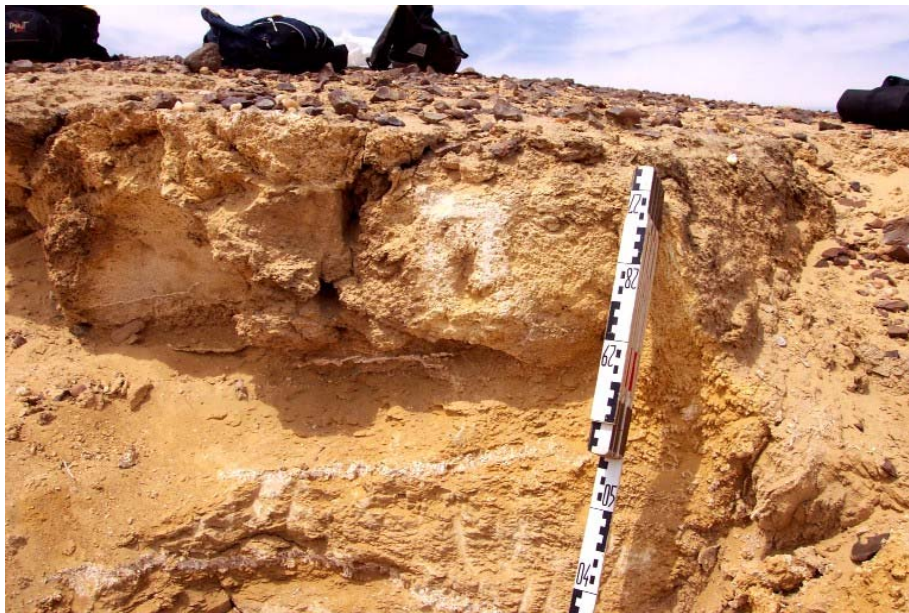


Fig. 52: Massive Gipskruste über Anstehendem mit Gipsadern.



Fig 53: Massive Gipskruste.



Fig 54: Beispiel „Massive Gipskruste“



Fig. 55: Wadisedimente.

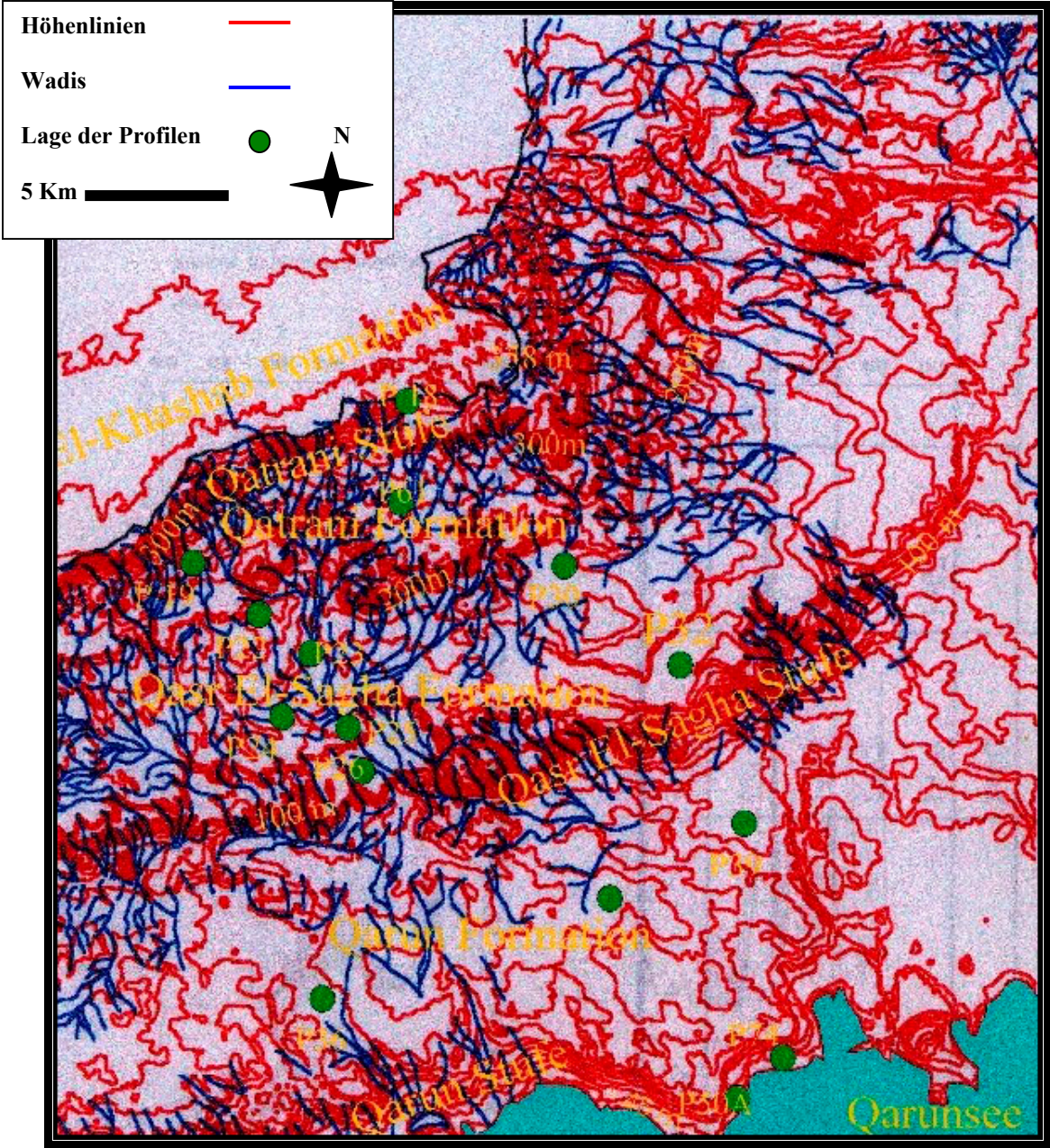


Fig 56: Flächenniveaus und Wadis im Qatrani Gebiet.

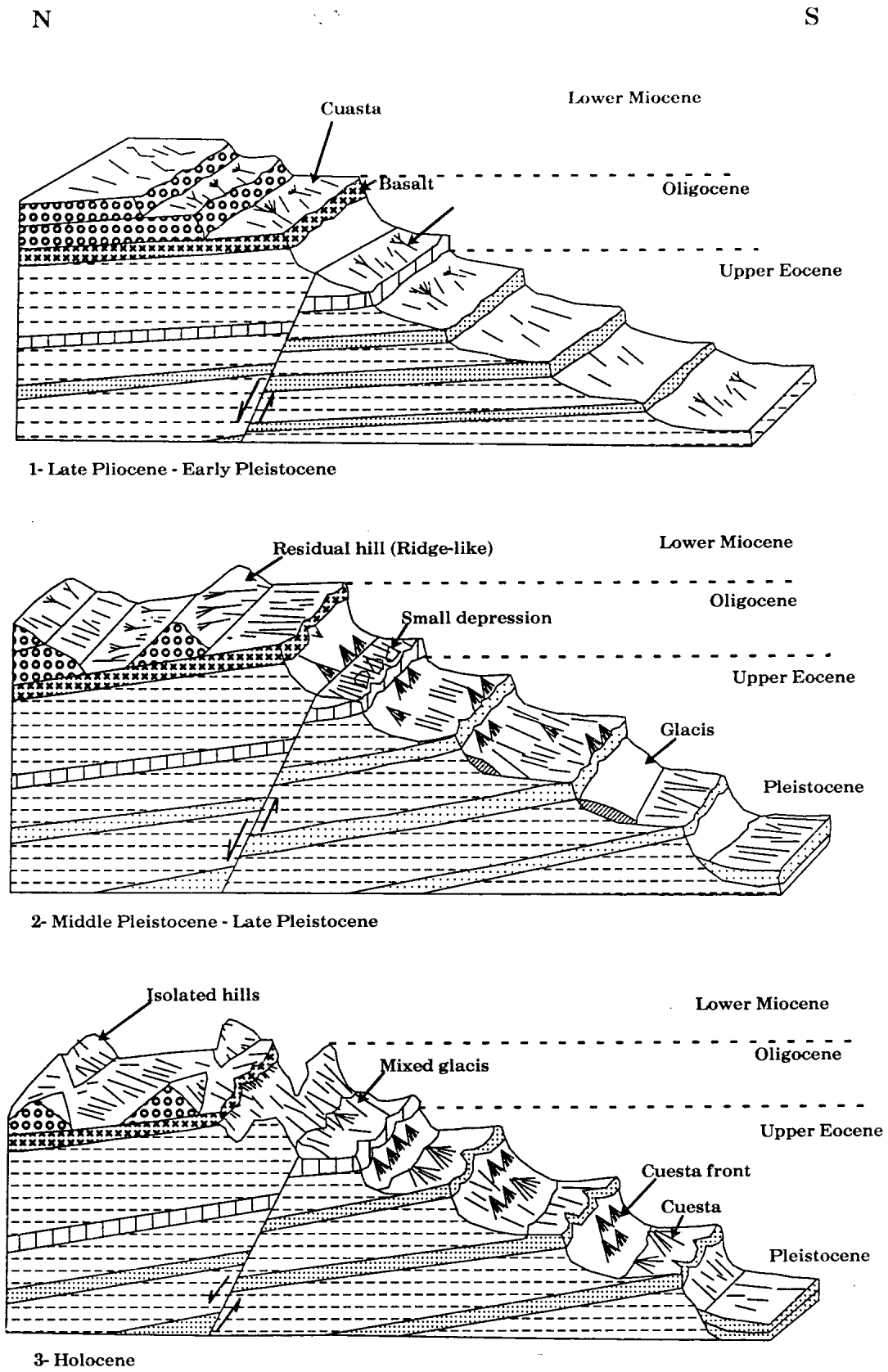
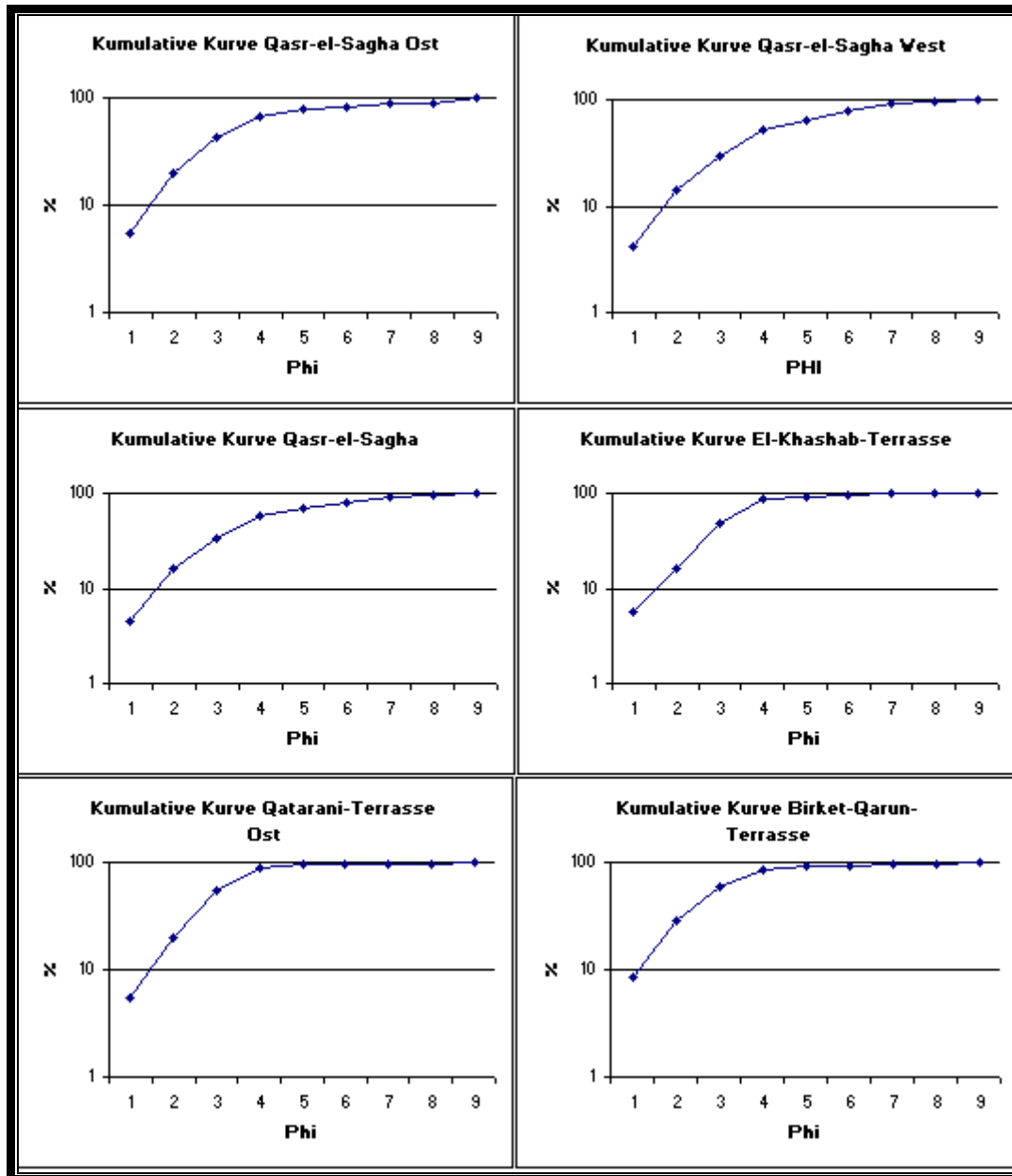


Fig 57: Die geomorphologische Entwicklung des nördlichen Randes der Fayoum Depression (Nach Azab, 2001)

El Khashab Stufendachfläche												
Probe	%										φ	
	T	fUII	fUI	mU	gU	fSII	fSI	mSI	gSII	gSI	Mittelwert	Standardabweichung
Probe 18-1	0,49	0,13	0,13	0,38	0,13	1,67	56,31	39,04	1,41	0,30	2,10	0,66
Probe 18-2	0,89	0,16	0,16	0,86	2,39	4,20	34,24	40,41	11,58	5,11	1,82	1,08
Probe 18-3	0,78	0,11	0,11	1,61	2,84	9,25	50,76	29,52	4,01	1,02	2,28	0,95
Probe 18-4	2,63	0,19	0,19	2,69	10,57	4,71	20,83	17,58	24,70	15,91	1,64	1,66
Mittelwert	1,19	0,15	0,15	1,38	3,99	4,96	40,53	31,64	10,43	5,58	1,96	1,09
Qatarani Stufendachfläche												
Probe 61-1	0,77	0,08	0,08	1,39	0,47	3,35	31,82	44,65	15,05	2,35	1,75	0,97
Probe 61-2	4,63	0,70	0,70	1,08	0,62	8,81	38,13	23,30	13,33	8,73	1,82	1,31
Mittelwert	2,70	0,39	0,39	1,23	0,54	6,08	34,97	33,97	14,19	5,54	1,79	1,14
Qasr Elsagha Stufendachfläche												
a) Ost												
Probe 30-1	4,65	0,04	0,04	2,35	6,58	7,08	32,84	32,26	9,76	4,41	2,01	1,24
Probe 30-2	33,65	0,05	0,05	1,12	7,43	3,95	13,11	26,64	11,82	2,16	1,32	1,23
Probe 30-3	3,86	0,30	0,30	3,27	3,63	10,95	22,79	21,04	25,57	8,30	1,74	1,48
Probe 32-1	4,68	0,05	0,05	5,19	3,77	10,29	22,69	21,59	21,46	10,24	1,77	1,53
Probe 32-2	1,97	0,18	0,18	22,73	0,43	23,64	30,72	12,77	5,38	2,00	3,10	1,57
Mittelwert	9,76	0,12	0,12	6,93	4,37	11,18	24,43	22,86	14,80	5,42	1,99	1,41
b) West												
Probe 22-1	2,31	0,26	0,26	1,04	1,54	6,19	32,71	21,12	31,17	3,41	1,65	1,20
Probe 22-2	2,54	0,02	0,02	1,05	1,92	4,21	20,77	31,35	25,76	12,34	1,35	1,21
Probe 22-3	0,61	1,22	1,22	2,85	0,65	18,26	46,63	21,13	5,80	1,61	2,50	1,25
Probe 22-3	3,82	0,18	0,18	2,05	6,76	16,21	37,76	19,23	8,64	5,19	2,26	1,30
Probe 23-1	10,81	0,77	0,77	43,79	24,75	10,74	3,71	1,42	1,22	2,03	4,12	1,35
Probe 23-2	6,55	0,27	0,27	39,17	0,05	8,93	10,56	6,80	11,47	15,94	2,85	2,33
Probe 23-3	2,20	0,39	0,39	2,40	9,03	13,67	35,82	15,61	9,15	11,35	2,19	1,53
Probe 24-1	8,16	0,35	0,35	61,62	0,09	10,16	10,07	4,97	3,12	1,10	4,13	1,58
Probe 24-2	8,40	0,38	0,38	3,31	54,68	7,16	6,82	10,95	6,54	1,38	3,31	1,47
Probe 24-3	2,51	0,05	0,05	1,32	2,14	1,58	15,73	46,25	27,47	2,89	1,44	1,02
Probe 25-1	11,14	0,05	0,05	2,87	71,98	9,06	2,61	1,42	0,71	0,12	3,81	0,81
Probe 25-2	3,26	0,54	0,54	7,23	10,35	18,25	46,77	10,45	2,30	0,32	2,91	1,20
Probe 26-2	4,49	0,52	0,52	11,89	11,56	16,29	26,64	17,44	8,36	2,30	2,77	1,58
Probe 26-3	4,43	0,12	0,12	15,08	6,57	16,45	32,68	15,11	7,69	1,74	2,79	1,52
Probe 26-G	8,81	0,68	0,68	28,09	15,12	14,38	19,50	8,76	2,21	1,78	3,44	1,58
Mittelwert	5,34	0,39	0,39	14,92	14,48	11,44	23,25	15,47	10,11	4,23	2,77	1,40
Qarun Stufendachfläche												
Probe 36-1	1,08	0,13	0,13	1,89	0,81	4,21	32,24	40,96	15,31	3,24	1,79	1,07
Probe 36-2	3,53	0,27	0,27	1,90	1,63	4,49	23,37	23,93	24,08	16,53	1,35	1,39
Probe 36-3	3,24	0,27	0,27	4,33	5,14	7,67	24,95	27,24	19,77	7,12	1,87	1,48
Probe 36-4	3,88	0,14	0,14	2,22	1,39	6,47	24,40	33,94	19,81	7,61	1,61	1,24
Mittelwert	2,93	0,20	0,20	2,58	2,24	5,71	26,24	31,52	19,74	8,63	1,66	1,29
Alluviale Sedimente												
Probe 39-1	0,64	0,43	0,43	1,07	0,43	1,88	15,58	50,95	24,91	3,69	1,46	1,05
Probe 39-2	1,07	0,21	0,21	0,64	0,21	1,73	9,28	39,08	37,76	9,80	1,09	1,01
Probe 39-3	3,05	0,11	0,11	1,96	5,44	2,62	17,60	34,62	26,68	7,82	1,51	1,31
Probe 39-4	3,10	0,11	0,11	2,66	14,83	17,55	28,33	18,93	9,48	4,91	2,46	1,44
Probe 58-1	2,82	0,12	0,12	2,54	1,55	1,51	10,11	28,78	30,37	22,09	1,00	1,33
Probe 58-2	3,40	0,01	0,01	9,48	0,57	10,25	26,01	27,50	14,78	7,99	2,00	1,55
Mittelwert	2,35	0,16	0,16	3,06	3,84	5,92	17,82	33,31	24,00	9,38	1,59	1,28
Wadisedimente												

Probe 19-1	0,83	0,01	0,01	7,98	0,02	1,44	3,80	16,21	42,47	27,22	0,91	1,60
Probe 19-2	2,03	0,14	0,14	1,71	4,45	2,39	6,56	17,70	41,47	23,41	0,92	1,40
Probe 19-3	0,18	0,43	0,43	3,50	0,18	5,10	27,74	47,02	13,64	1,78	1,90	1,17
Probe 19-4	0,21	1,41	1,41	5,05	0,13	4,39	13,33	24,82	31,00	18,24	1,40	1,74
Probe 19-5	1,64	0,39	0,39	0,45	0,02	3,40	19,34	25,90	22,13	26,34	1,05	1,32
Mittelwert	0,98	0,48	0,48	3,74	0,96	3,34	14,15	26,33	30,14	19,40	1,24	1,44
Seesedimente												
Probe 74-1	2,35	0,32	0,32	0,43	0,43	3,94	21,53	32,61	33,86	4,22	1,40	1,09
Sabkhasedimente												
Probe 50-A1	3,37	0,20	0,20	12,88	0,06	28,54	34,82	16,19	3,44	0,28	2,87	1,29

Fig 58: Die Korngrößen im Qatrani Gebiet.



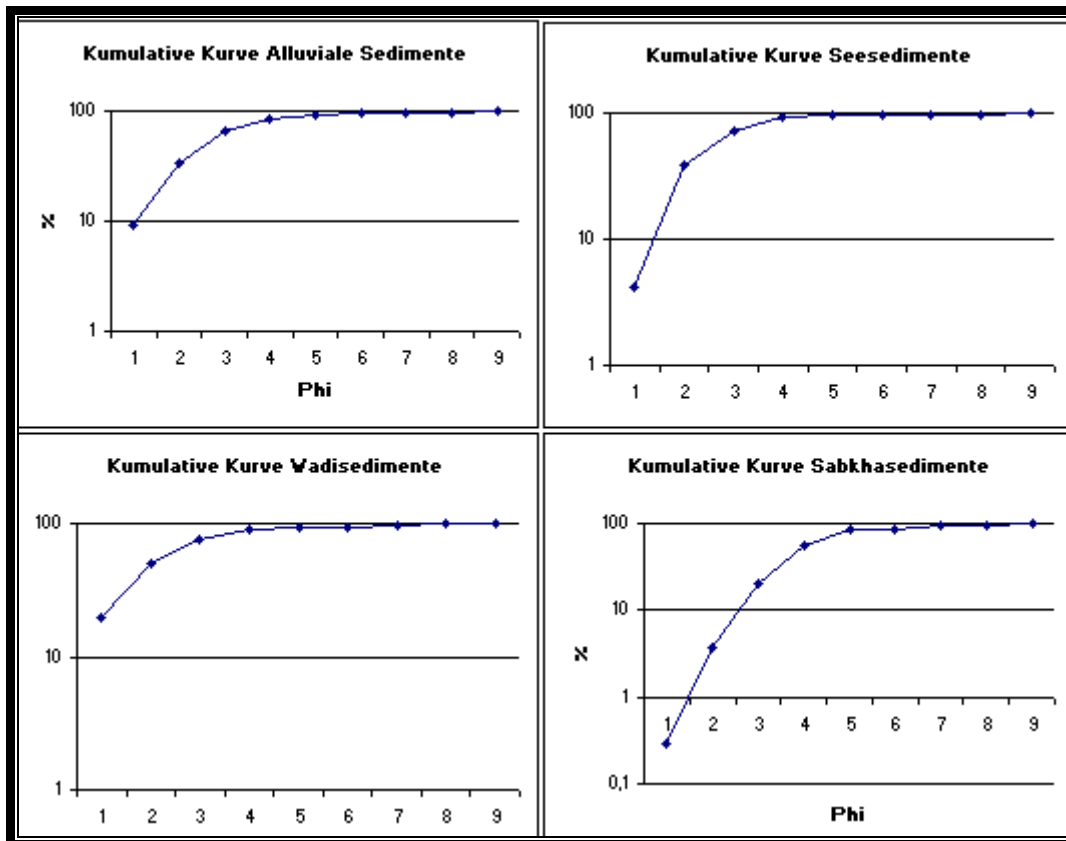


Fig 59: Die kumulativen Kurven in Abhängigkeit von den geomorphologischen Formen des Qatarani Gebietes.

	Qatrani Stufenda- chfläche	Qasr Elsagha Stufenda- chfläche	Quarun Stufenda- chfläche	Wadi- sedi- mente	See- strände	Mittel wert
6.3.1.1.6 seh- r- eckig	6	6	5	6	3	5
eckig	11	13	11	12	10	11
sub-eckig	20	19	19	16	13	18
sub-gerundet	41	37	34	33	36	36
gerundet	18	20	21	23	27	22
gut-gerundet	4	6	9	10	12	8

Fig 60: Kornformverteilung auf geomorphologischen Formen „in %“.

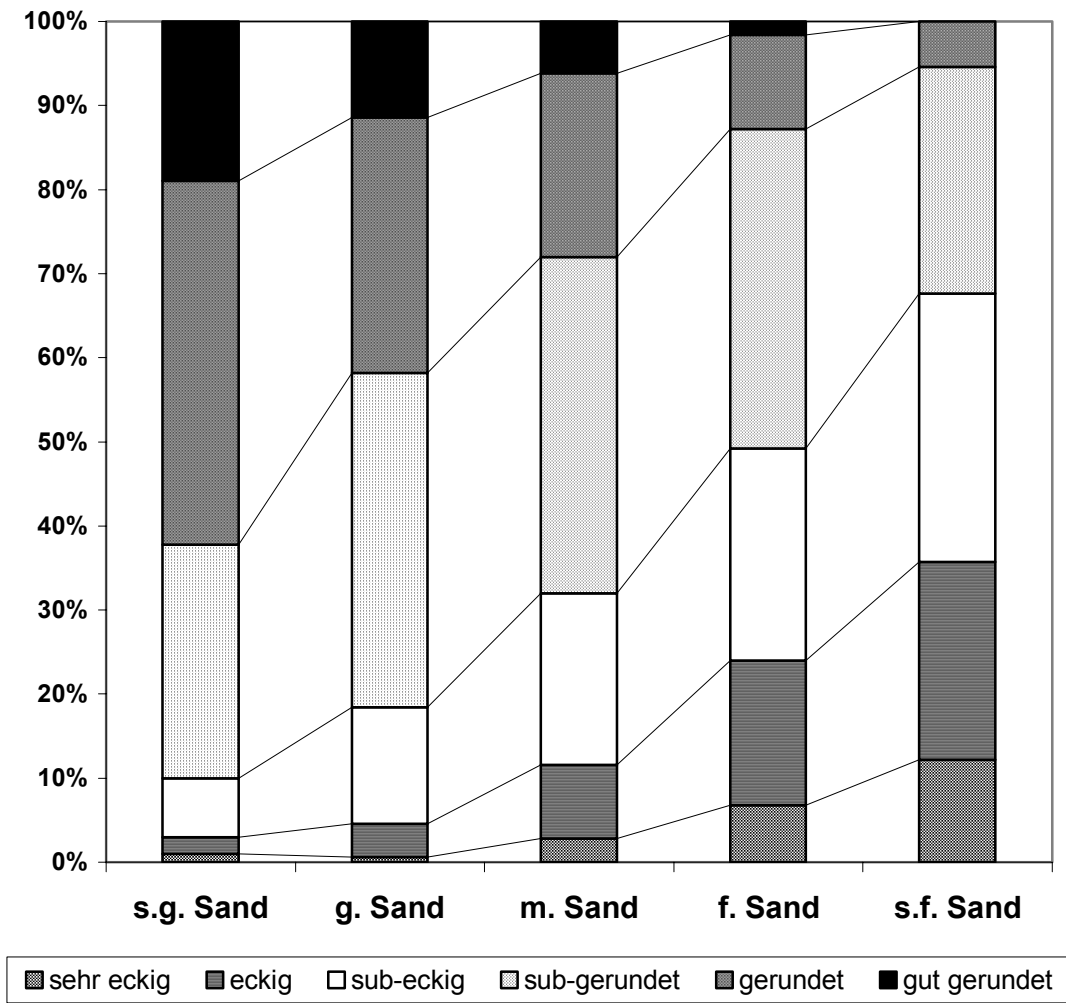


Fig. 61: Beziehung zwischen Korngrößen und Kornformen.

	s.g. Sand	g. Sand	m. Sand	f. Sand	s. f. Sand	Mittelwert
Qatarani Stufendachfläche	52	58	49	41	38	48
Qasr Elsagha Stufendachfläche	0	57	51	41	38	47
Qarun Stufendachfläche	50	49	45	39	27	42
Wadisedimente	59	55	53	52	44	53
Seestrandsedim.	68	66	62	58	53	61
Mittelwert	57	57	52	46	40	50

Fig 62: Grad des Glanzes in Abhängigkeit von den geomorphologischen Formen „in %“.

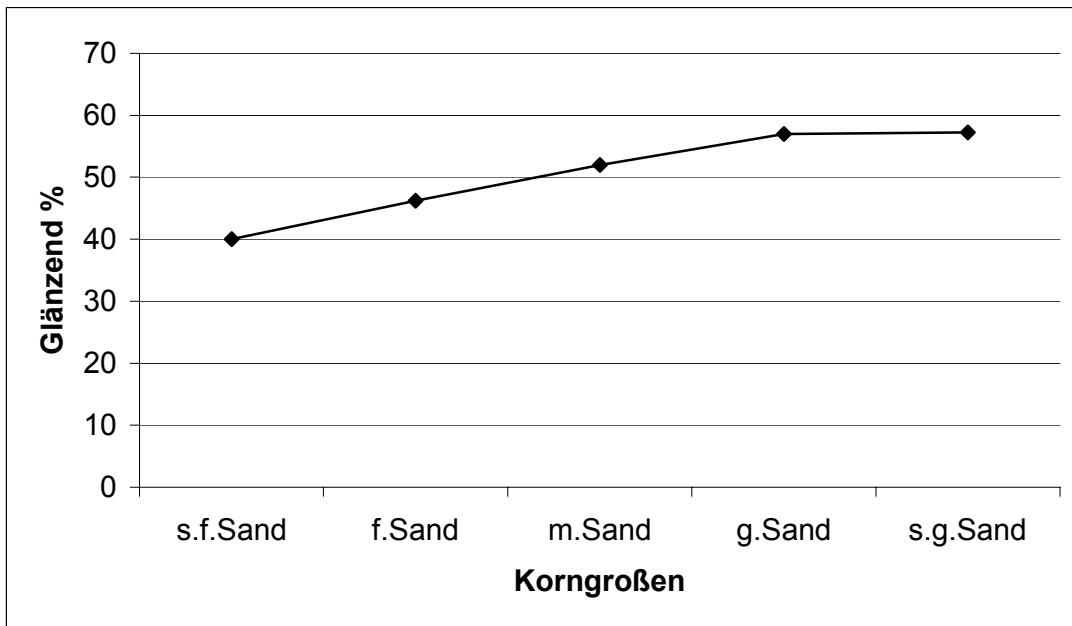


Fig. 63: Grad des Glanzes in Abhängigkeit von der Korngröße.

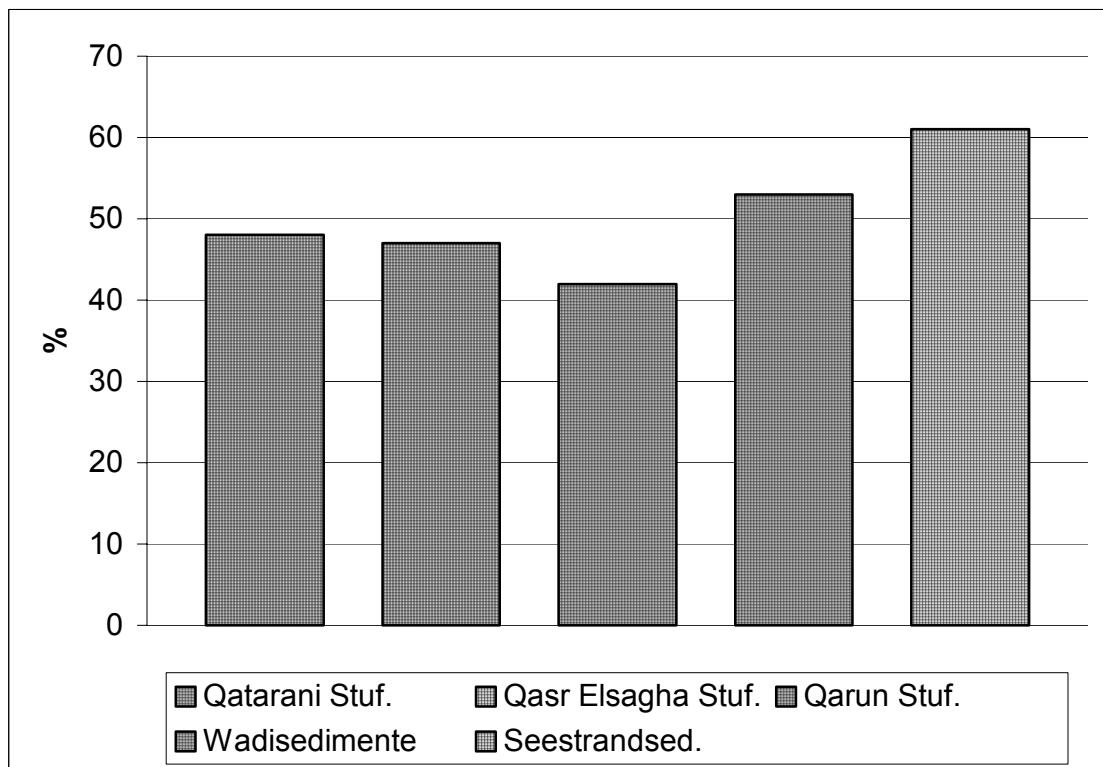


Fig. 64: Die Beziehung zwischen den geomorphologischen Formen und dem Grad des Glanzes.

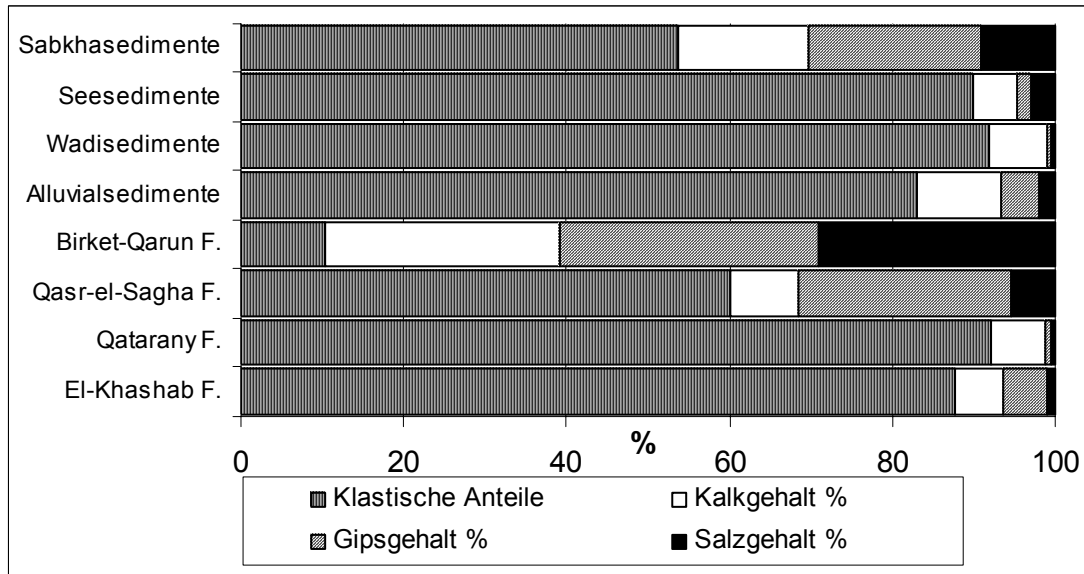


Fig. 65: Die klastischen und nicht klastischen Anteile im Qatrani Testgebiet.

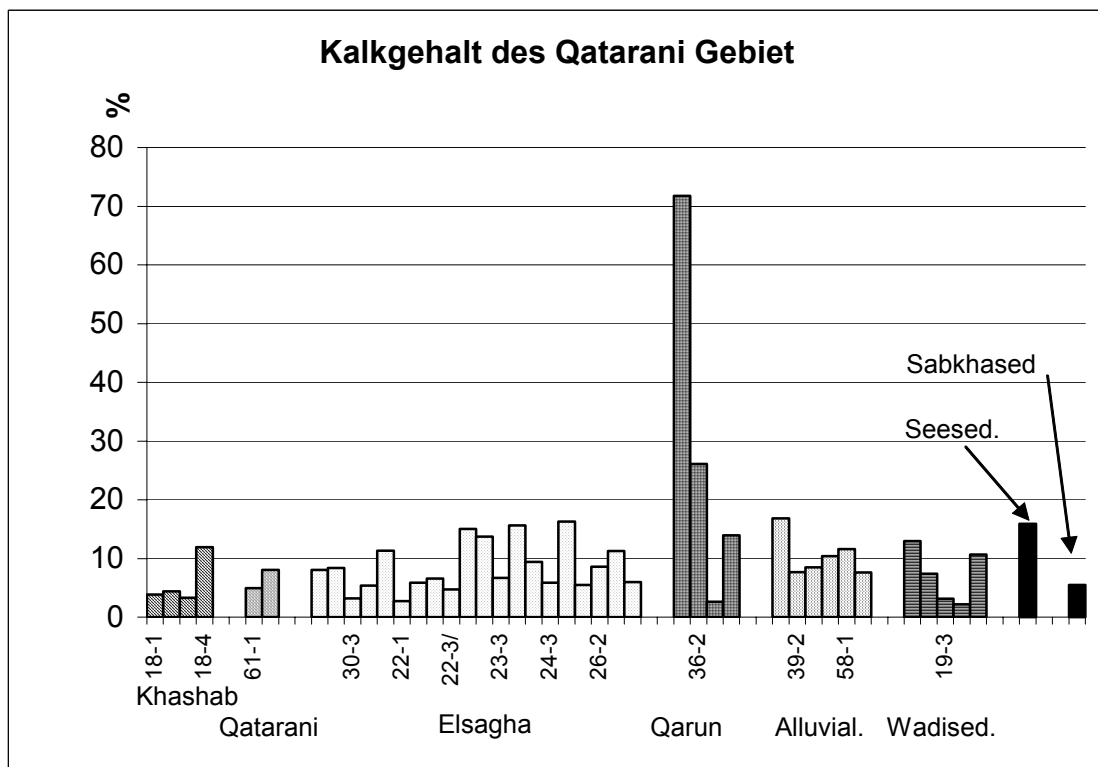


Fig 66: Kalkverteilung auf den geomorphologischen Formen im Qatrani Gebiet.

	Klastische Anteile	Kalkgehalt %	Gipsgehalt %	Salzgehalt %
I Terrassen 1. Elkhatab- Stufendachfläche				
18-1	95,66	3,84	0	0,50
18-2	93,85	4,43	0,92	0,80
18-3	95,90	3,30	0	0,80
18-4	65,77	11,92	20,11	2,20
2. Qatarani Stufendachfläche				
61-1	93,48	4,97	0,73	0,82
61-2	90,97	8,04	0,77	0,21
3. Qasr Elsagha Stufendachfläche				
a) Ost				
30-1	56,32	8,06	33,15	2,46
30-2	50,37	8,41	13,06	28,16
30-3	62,19	3,20	33,15	1,46
32-1	56,00	5,39	36,16	2,44
32-2	45,14	11,32	42,19	1,35
B) West				
22-1	83,51	2,72	5,24	8,53
22-2	74,41	5,86	18,21	1,51
22-3	43,69	6,58	22,42	27,32
22-3/	93,60	4,75	0	1,65
23-1	72,82	15,06	7,03	5,08
23-2	15,16	13,75	69,32	1,77
23-3	86,83	6,70	5,02	1,44
24-1	60,69	15,65	18,58	5,08
24-2	14,37	9,42	72,33	3,88
24-3	88,43	5,86	4,42	1,29
25-1	55,28	16,30	23,11	5,31
25-2	78,09	5,49	15,07	1,35
26-2	73,17	8,64	15,57	2,62
26-3	80,06	11,29	7,03	1,62
26-G	17,24	5,97	75,34	1,45
Gesamt	60,37	8,52	25,82	5,29
4. Qarun Stufendachfläche				
36-1	2,19	71,79	11,49	14,53
36-2	31,45	26,12	23,84	18,59
36-3	2,72	2,61	59,56	35,11
36-4	5,37	13,94	32,82	47,87
5. Alluvialsedimente				
39-1	82,68	16,84	0	0,48
39-2	90,61	7,68	0	1,71
39-3	81,04	8,49	5,31	5,16
39-4	75,19	10,41	13,27	1,14
58-1	83,86	11,59	3,11	1,44
58-2	84,19	7,64	6,93	1,24
II) Wadis sedimente				
19-1	84,75	12,94	0,90	1,40
19-2	91,55	7,43	0,40	0,62
19-3	95,99	3,15	0,50	0,35

19-4	97,39	2,19	0,10	0,33
19-5	89,12	10,69	0	0,19
III) Seestrandsedimente				
74-1	89,84	5,50	1,81	2,85
IV) Sabkhasedimente				
50-A1	53,76	15,89	21,14	9,20
20-1	96,41	1,36	0,73	1,50
20-2	92,38	7,19	0	0,43
Mittelwert				
Gesamt	67,09	10,28	16,75	5,89

Fig 69: Die chemischen Analysewerte des Qatrangebietes.

Ei-Khashab-Formation (P 18)

Lage:

29° 36,734' N

30° 26,365' O

320 m über NN

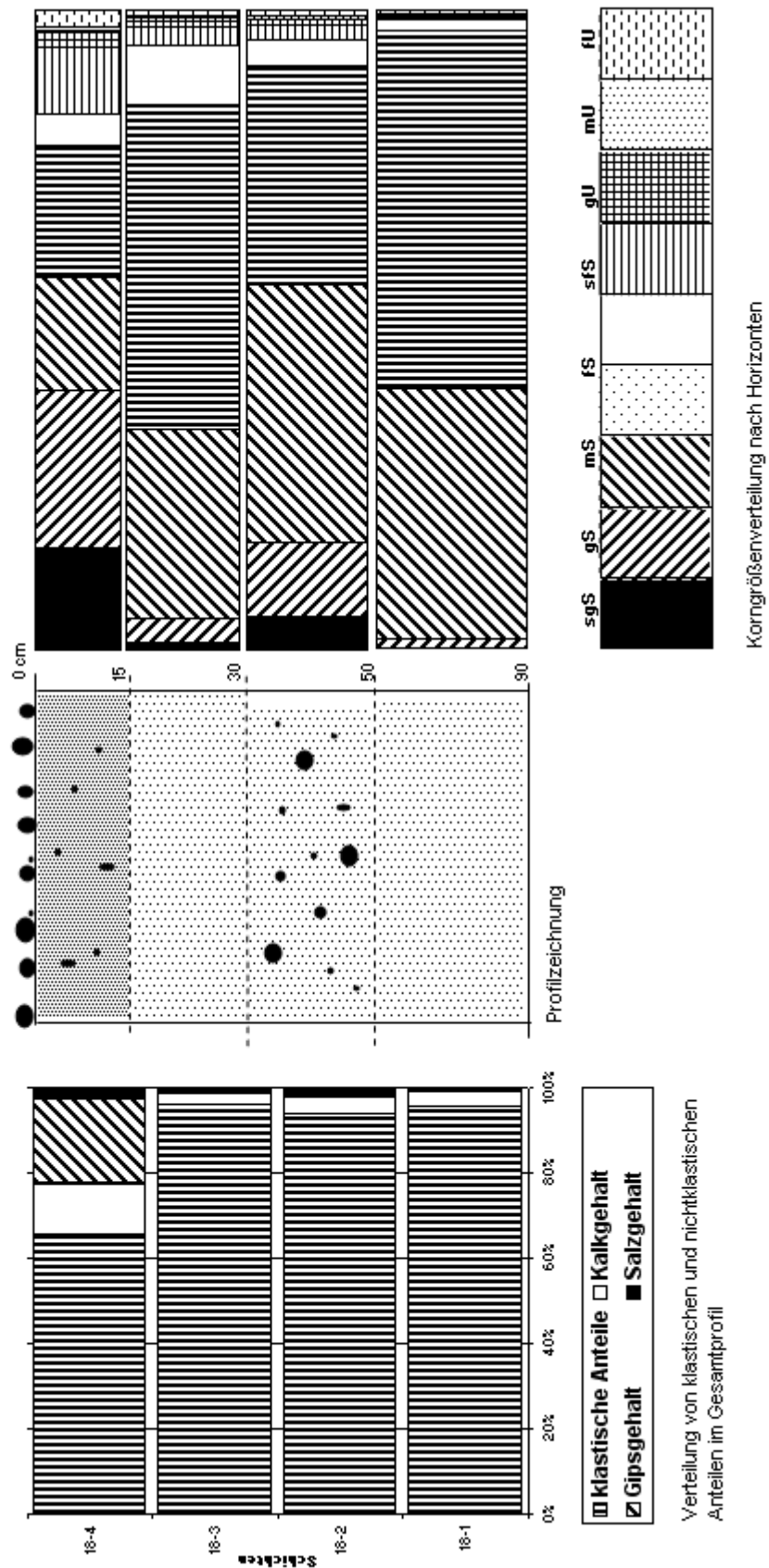


Fig. 70: Profil 18.

Wadisedimente (P 19)

Lage:

29° 34,858' N

30° 23,472' O

104 m über NN

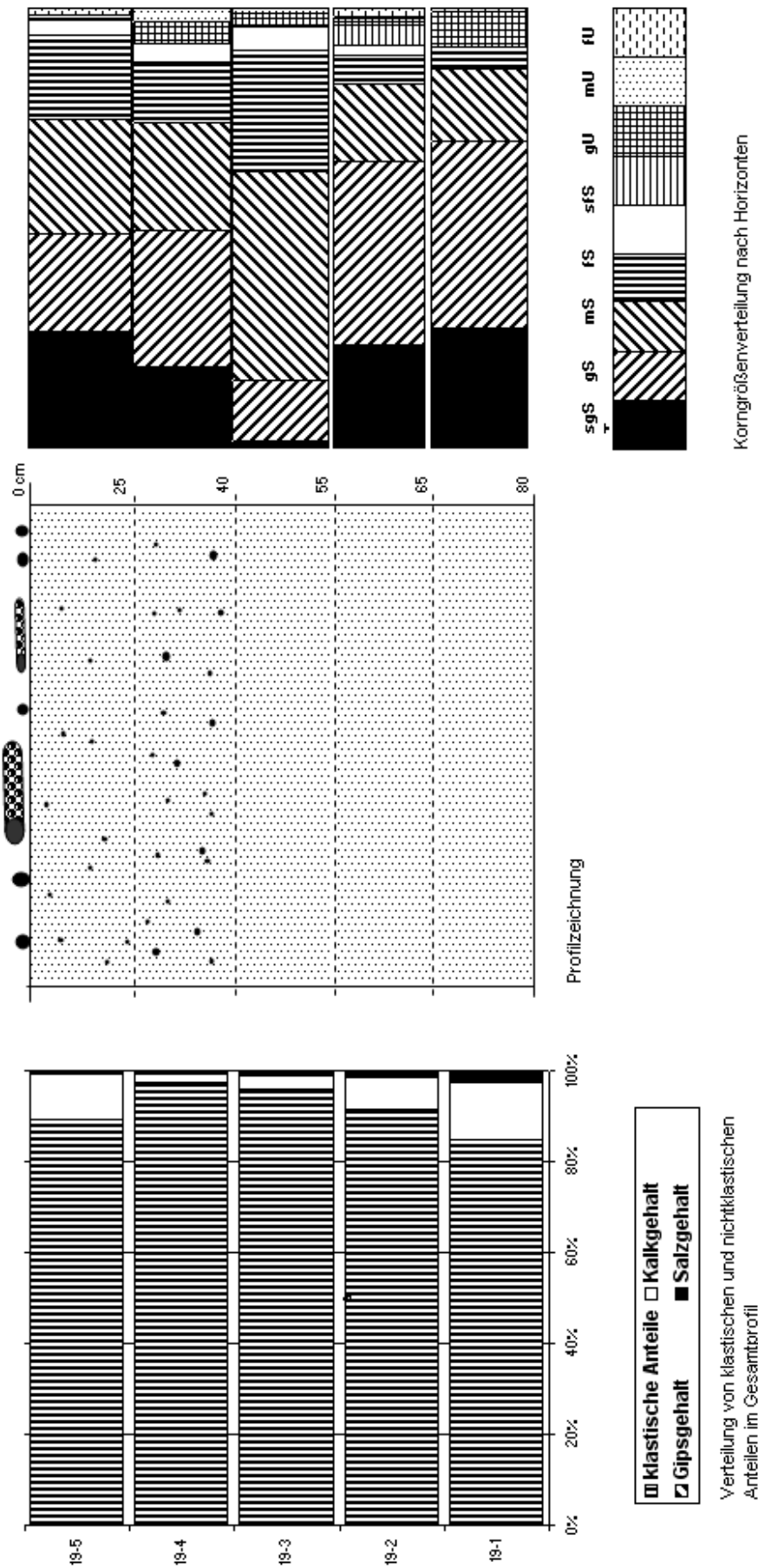


Fig 71: Profil 19.

Qasr-el-Sagha-Formation Ost (P22)

Lage:

29° 31,632' N

30° 24,855' O

100 m über NN

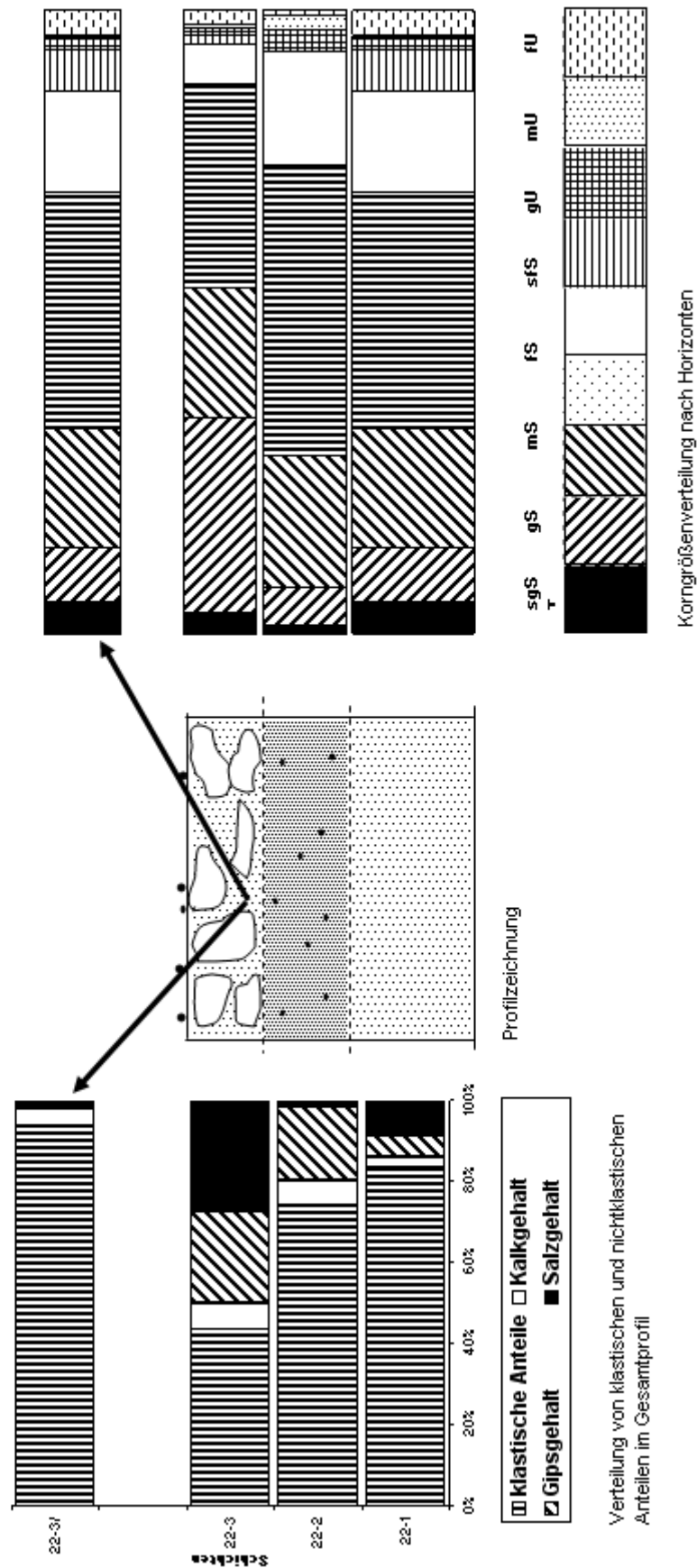


Fig. 72: Profil 22.

Qasr-el-Sagha-Formation West (P 24)

Lage:

29° 11,913' N

30° 28,205' O

106 m über NN

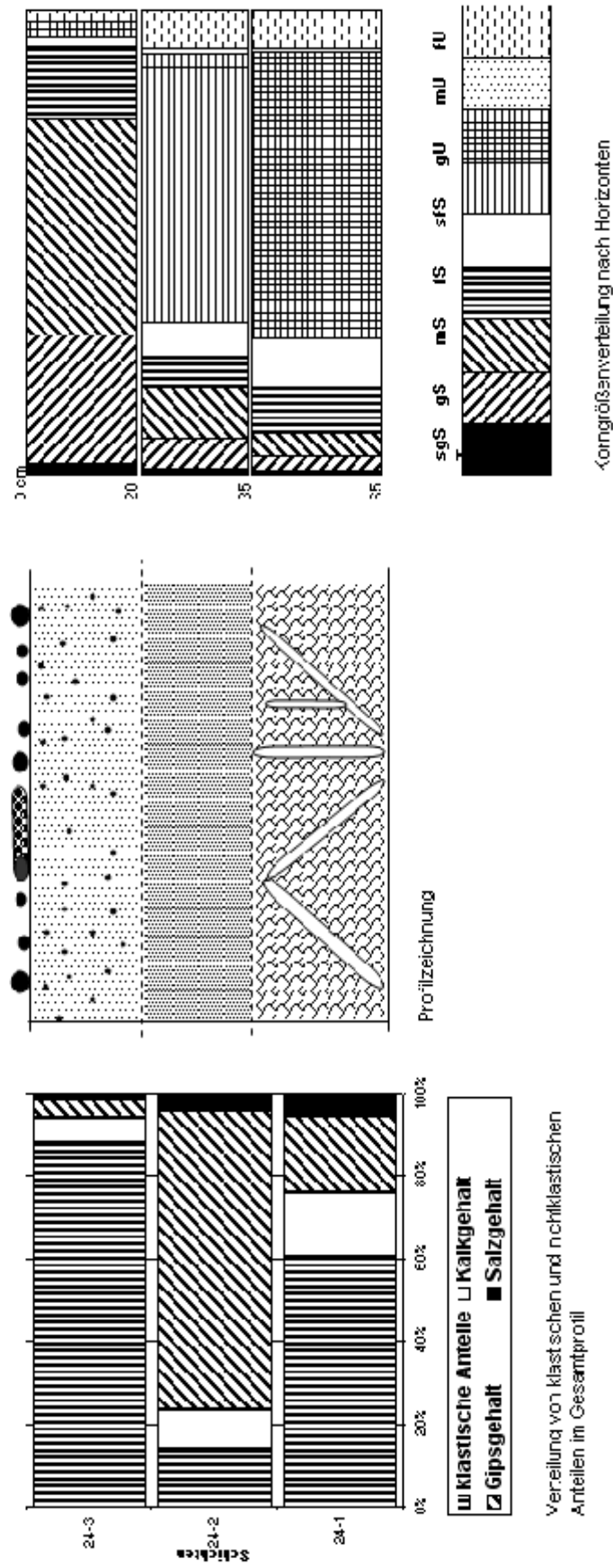
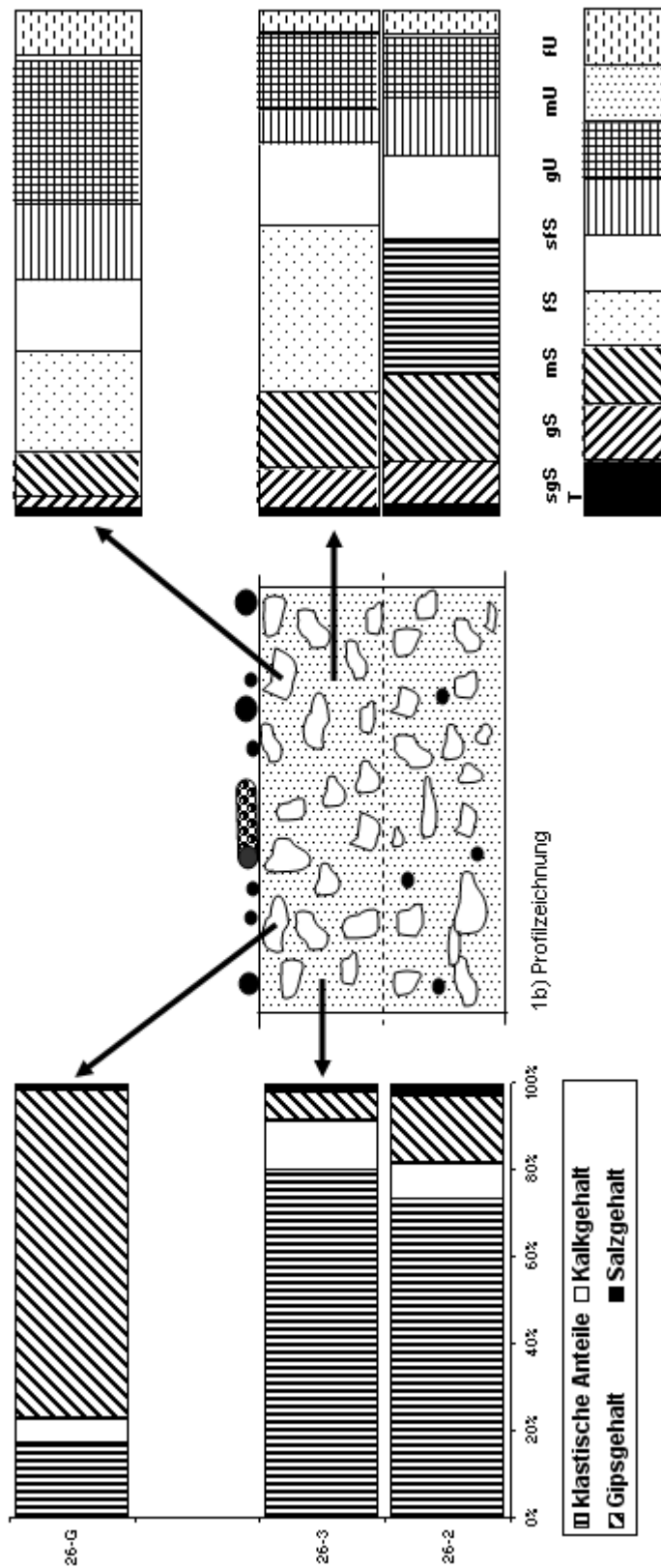


Fig 73: Profil 24.

Qasr-el-Sagha-Formation West (P 26)

Lage:
N. 29 31.885
O. 30 23.189
112 m über NN



1a) Verteilung von klastischen und nichtklastischen Anteilen im Gesamtprofil

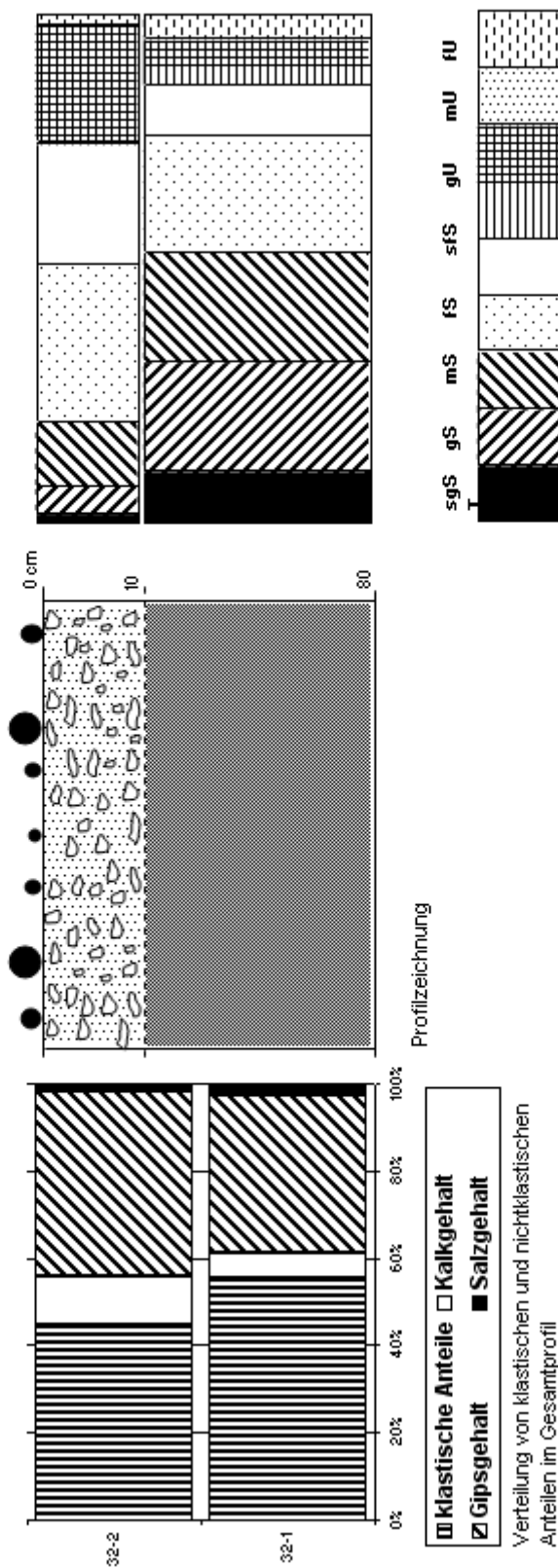
1b) Profilzeichnung

1c) Korngrößenverteilung nach Horizonten

Fig. 74: Profil 26.

Qasr-el-Sagha-Formation Ost (P 32)

Lage:
 29° 31,003' N
 30° 27,152' O
 83 m über NN



Korngrößenverteilung nach Horizonten

Fig. 75: Profil 32.

Birket-Qarun-Formation (P 36)

Lage:

29° 28,976' N

30° 22,892' O

120 m über NN

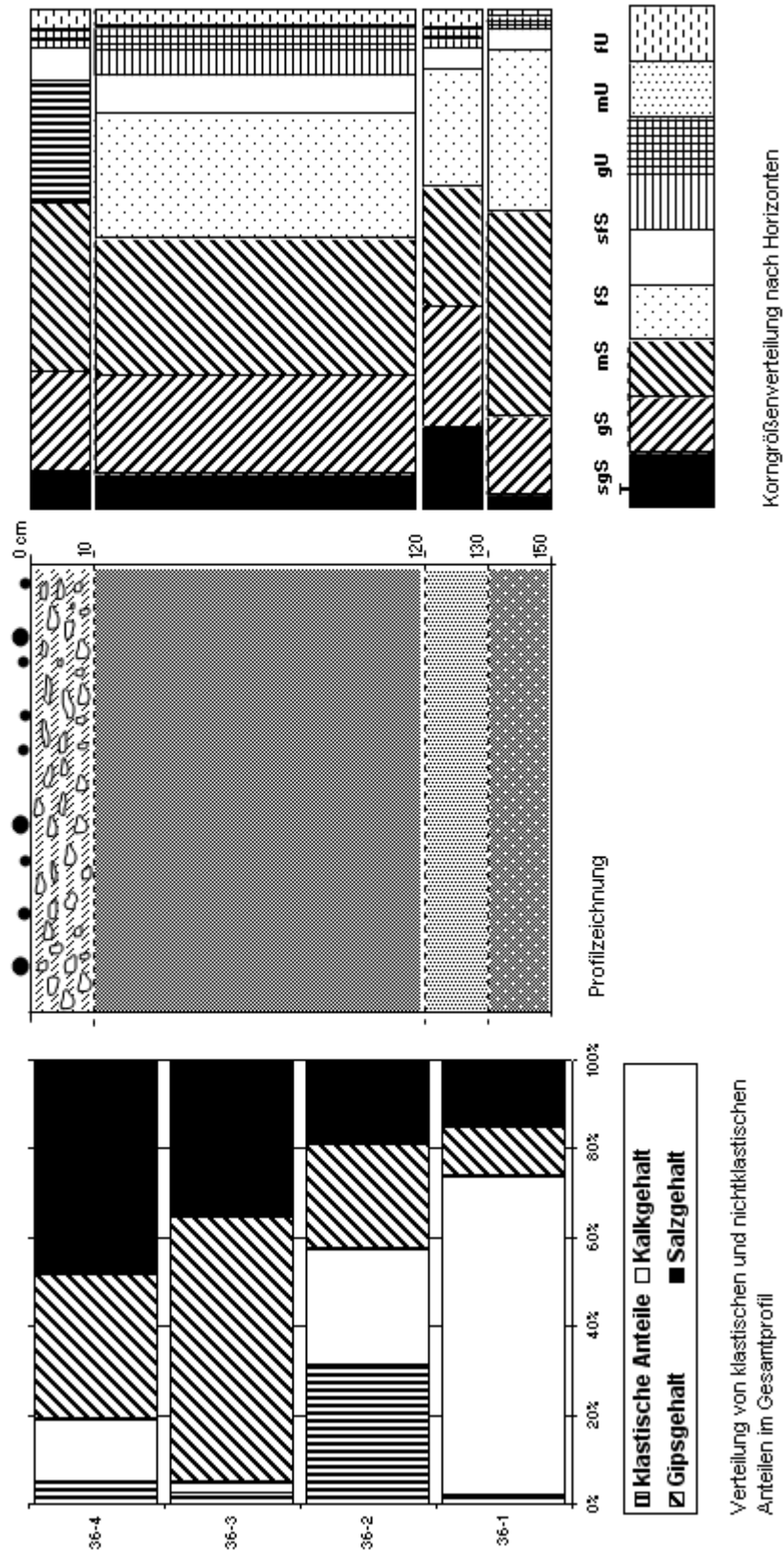


Fig. 76: Profil 36.

Alluvialsedimente (P 39)

Lage:

29° 24,703' N

30° 19,952' O

5 m über NN

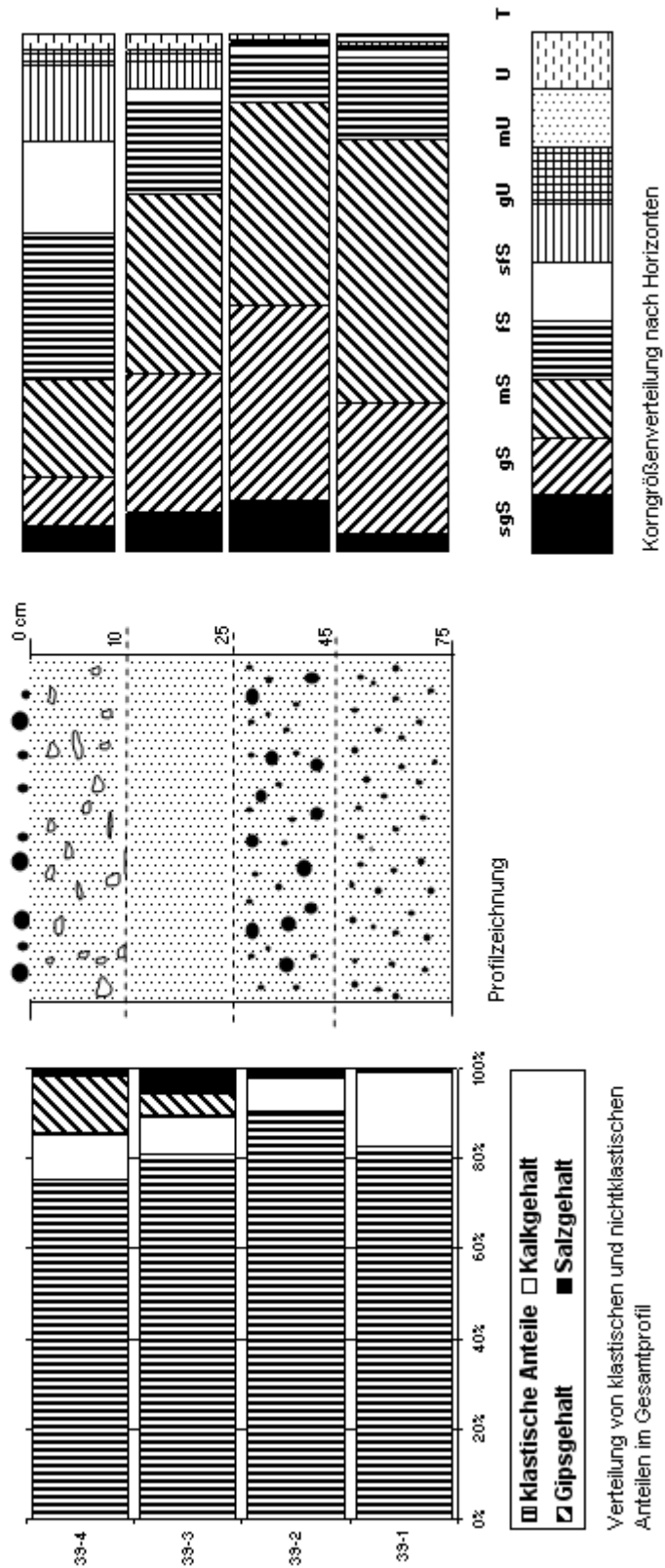


Fig. 77: Profil 39.

Alluvialsedimente (P 58)

Lage:

29° 37,573' N

30° 49,918' O

53 über NN

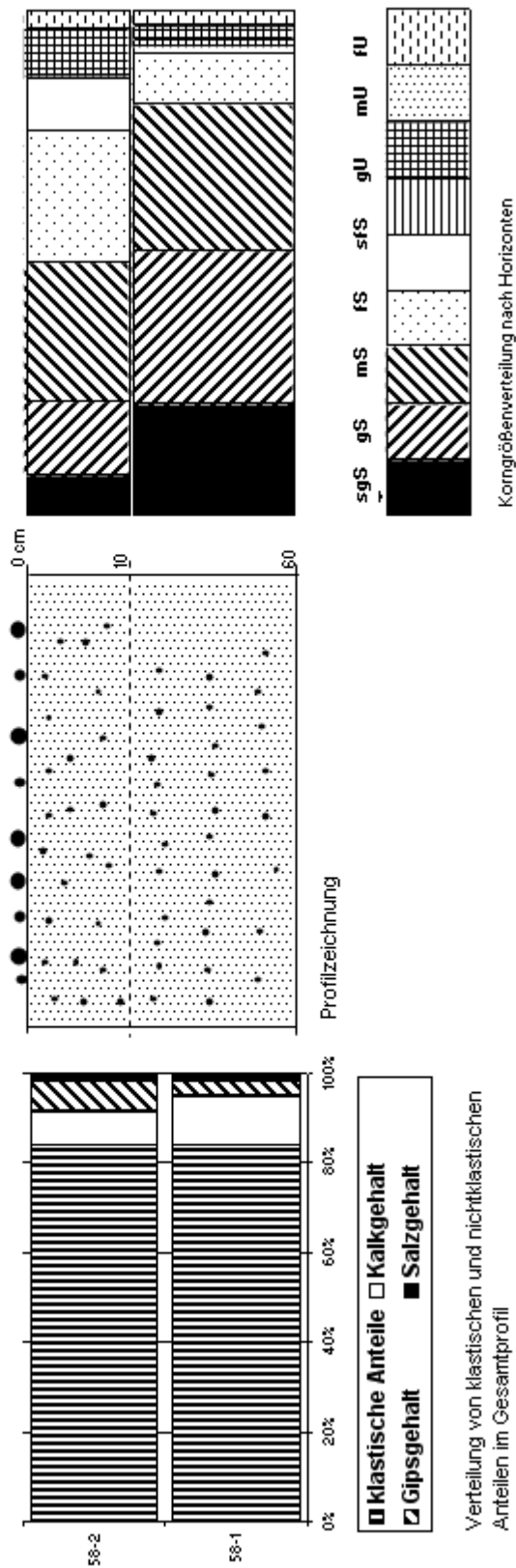


Fig. 78: Profil 58.

Qatarani-Formation (P 61)

Lage:

29° 43,800' N

30° 45,669' O

150 m über NN

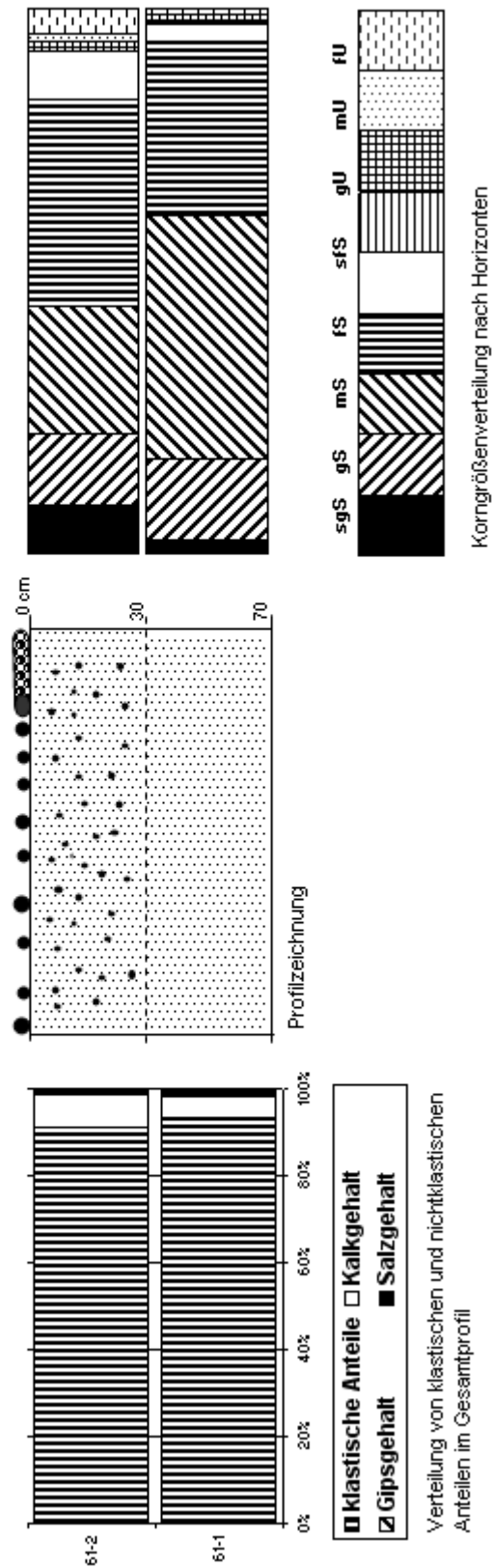


Fig. 79: Profil 61.



Fig 80: Gips und diffus verteilte Gipsstücke im oberen Bereich (Qatrani).



Fig 81: Inhomogene Gipsverteilung mit Gipsablagerungen auf der Oberfläche.



Fig 82: Massive Gipskruste (Qatrani).



Fig 83: Profil in Sedimenten des Qatrani Formation (wenig nicht klastische Anreicherungen).



Fig 84: Qatrani Stufe und der Wedan Elfaras Basalthügel.



Fig 85: Qarun Flächenniveaus in Elnaalun Gebiet.



Fig. 86: Sabkhasedimente beim Qarunsee an der Grenze zum Agrarland.



Fig 87: Serir Ebene auf Qarun Formation (hinten die Stufe).



Fig. 88: Wadioberlauf in Elnaalungebiet in Richtung Fayoum Depression.

Lebenslauf

Name : Ashraf Yassin Abdlhafiz Mohamed
Anschrift : Dienstlich: Institut für Geographie der Universität München,
Luisenstr. 37, 80333 München
Privat: Traunsteinerstr. 3, 81549 München
Tel./Fax : Dienstlich: Tel. 089-21806670 Fax 089-21806664
Privat: Tel. 089-69342742
E-Mail : ashraf96@hotmail.com
Geboren am : 13 . 05 . 1967
In : Taha–Bosh, Nasser, Beny–Suef, Ägypten

Schulbesuch:

Grundschule 1972 – 1978
Mittelschule 1978 – 1981
Gymnasium 1981 – 1984

Hochschulreife:

Abschlussprüfung der Allgemeinen Oberschulbildung
Jahr : 1984 Ort : El – Nil Scondary school, Bany – Suef / Ägypten

Akademische Abschlüsse :

B.A. an der Faculty of Education der Kairo Universität
Im Mai 1988 Note : sehr Gut mit “Honour” Grad

B.A. an der Faculty of Arts der Ain Shams Universität, Kairo
Im Juni 1990 Note : sehr Gut

Pre Master an der Faculty of Arts der Ain Shams Universität, Kairo
Im November 1991 Note: sehr Gut

Promotionsvorprüfung LMU München
Im Oktober 1999

Berufliche Tätigkeit in Ägypten:

Assistent an der Faculty of Education der Kairo Universität 1989-1997

Forschungsassistent an der ägyptischen geographischen Gesellschaft 1992-1997

Leitender Assistent an dem IBM Projekt (Digitalzierung der Nil Tal und
Delta Karten 1:2500) Kairo 1994-1996

Promotionsstudium und wissenschaftliche Tätigkeit in Deutschland:

Deutschkurse am Goethe Institut München August 1997 bis Februar 1998

Programmstudent 1998-1999

Promotionsstudent seit 1999

Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geographie der LMU München

Familienstand: ledig