

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 43

Wilhelm-Günther Vahrson

Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste

Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung

92 Seiten, 12 Abbildungen, 56 Figuren, 7 Tabellen, 1 Karte

1987

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin
ISBN 3-88009-042-4

Wilhelm-Günther Vahrson

**Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der lybischen Wüste
Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung**

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 43

Wilhelm-Günther Vahrson

Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste

Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung

92 Seiten, 12 Abbildungen, 56 Figuren, 7 Tabellen, 1 Karte

1987

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin
ISBN 3-88009-042-4

ANERKENNUNG

Die vorliegende Untersuchung wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 69 - Geowissenschaftliche Probleme arider Gebiete - am Institut für Physische Geographie des Fachbereiches Geowissenschaften der Freien Universität Berlin durchgeführt.

Herrn Prof. Dr. PACHUR möchte ich für die Überlassung des Themas und sein stetiges Interesse am Fortgang der Arbeit, sowie für die hilfreiche und stets konstruktive Kritik und Diskussion danken.

Herr G. BRAUN (Berlin) war speziell bei Fragen aus dem Bereich der EDV und Bodenphysik ein aufgeschlossener Diskussionspartner. Ihm danke ich für seine zahlreichen Hinweise und Anregungen.

Für die kritische Diskussion von Einzelergebnissen danke ich Herrn Prof. Dr. H.-P. BLUME (Kiel) und meinen Kollegen am Institut für Physische Geographie: M. GOSCHIN, P. KEMP, S. KRÖPELIN, Dr. H.-P. RÖPER, J. SCHMIDT und J. M. SCHMIDT.

Bei den Laborarbeiten wurde ich unterstützt von Herrn M. AHRENS, J. KRANZ und Frau B. LADWIG. Die Übersetzungen der Zusammenfassung erledigten Frau A. BECK und Frau Dr. M. BÖSE, die Fotoarbeiten wurden von Herrn

K. WOLFERMANN besorgt. Wertvolle Hilfen bei der geomorphologischen Kartierung gab mir Herr Dr. G. SCHULZ, die Reinzeichnung der geomorphologischen Karten erledigte Herr J. SCHULZ (alle Institut für Physische Geographie).

Freundliche Unterstützung bei der Textverarbeitung erhielt ich von Herrn H. RUMPEL (Zedat, Berlin). Das Korrekturlesen der Arbeit erledigte mein Vater. Redaktionelle Hinweise erhielt ich von Prof. Dr. D. JÄKEL.

Ihnen allen möchte ich hier meinen Dank zum Ausdruck bringen.

Vier Geländeaufenthalte in den Jahren 1982, 1983 und 1984 im Bereich der Libyschen Wüste machten diese Untersuchung erst möglich. Für ihre Hilfe bei den Geländearbeiten danke ich allen Kollegen im SFB 69 und von der GPC Cairo, besonders aber Herrn Dr. F. ALAILY, Prof. Dr. BORNKAMM, P. HÖLZMANN, H. KEHL, Dr. J. POHLMANN, H. SCHOLZ, Frau U. SMETTAN (alle Berlin), D. CHRISTMANN (Heidelberg), H. SCHMIDT (Kempten), sowie den Herren Dr. H. MESHEREF (Alexandria), M. DUNGUL, A. ABD EL ATIF und M. EL HAILIFI (GPC Cairo) und A. KODI BAKHEIT (Khartoum).

Das Gelingen dieser Arbeit wäre kaum möglich gewesen ohne die Unterstützung von Regina.

Inhalt

ANERKENNUNG	4
Verzeichnis der Figuren, Tabellen, Abbildungen und Symbole	7
1. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG	10
2. ANMERKUNGEN ZUR GEOMORPHOLOGIE	12
2.1 Einleitung	12
2.2 Der Gilf Kebir und sein östliches Vorland – eine fluvial geprägte Landschaft	12
2.2.1 Das Plateau	12
2.2.2 Die Wadis	13
2.3 Die Serirflächen, Akkordanzflächen und Zeugenbergfluren	14
2.3.1 Die Serirflächen	14
2.3.2 Die Akkordanzflächen	15
2.3.3 Die Zeugenbergfluren	15
2.4 Die Böden	15
3. PALÄOKLIMA – OBERE RANDBEDINGUNG	16
3.1 Einleitung	16
3.2 Regionale Befunde	16
3.2.1 Südöstlicher Bereich	16
3.2.2 Zentralbereich – Gilf Kebir	16
3.3 Das rekonstruierte Klima	18
4. DIE BODENPHYSIKALISCHEN PARAMETER	19
4.1 Methoden	19
4.1.1 Probennahme	19
4.1.2 Bestimmung der pF-Kurve	19
4.1.3 Bestimmung des Kf-Wertes	20
4.1.4 Fehlerquellen	20
4.2 Statistische Untersuchungen	21
4.2.1 Korrelationen und Regressionen	21
4.2.2 Klassifikation der Daten	24
4.2.3 Geomorphologische Interpretation	24
4.3 Betrachtung des Porenraumes	26
4.3.1 Bestimmung der Porenverteilung	26
4.3.2 Sekundäre Veränderungen des Porenraumes	27
4.4 Parametrisierung der Daten	30
5. RISS-SYSTEME IM BODEN	34
5.1 Zur hydrologischen Bedeutung	34
5.2 Anmerkungen zur Genese	36
6. DAS SIMULATIONSMODELL	39
6.1 Wahl des Modells	39
6.2 Der funktionale Zusammenhang der bodenphysikalischen Parameter	40
6.3 Diskretisierung	41
6.4 Rand- und Anfangsbedingungen	41
6.4.1 Klima – obere Randbedingung	41
6.4.2 Grundwasserneubildung – untere Randbedingung	42
6.4.3 Anfangsbedingungen	42

7.	ERGEBNISSE DER SIMULATIONEN	43
7.1	Grundwasserneubildung der verschiedenen Cluster	43
7.1.1	Einleitung	43
7.1.2	Cluster 1	44
7.1.3	Cluster 2	46
7.1.4	Cluster 3	46
7.1.5	Cluster 4	48
7.1.6	Cluster 5	48
7.1.7	Cluster 6	52
7.1.8	Cluster 7	52
7.1.9	Cluster 8	54
7.1.10	Cluster 9	57
7.1.11	Cluster 10	58
7.2	Diskussion der Fehlermöglichkeiten	61
7.2.1	Bilanzfehler	61
7.2.2	Hysterese	61
7.2.3	Infiltration	61
7.2.4	Abfluß und Zufluß	62
7.2.5	Niederschlagsverteilung	62
7.2.6	Transpiration	62
7.3	Geomorphologische Extrapolation	63
7.4	Zusammenfassung und Diskussion	64
8.	ZUSAMMENFASSUNG	66
	RÉSUMÉ	67
	SUMMARY	68
9.	LITERATUR	69
10.	ABBILDUNGEN	73
11.	ANHANG	77
	Figuren A1 - A11	77
	Tabelle A1	88
	Dokumentation des Simulationsprogrammes	90
	Geomorphologische Karte 1:250 000 (in Umschlagtasche)	

Verzeichnis der Figuren

Fig. 1	Übersichtskarte	9
Fig. 2	Vereinfachte Klima- und Kulturgeschichte	10
Fig. 3	¹⁴ C Alter von Grundwässern	11
Fig. 4	Profil pelitischer Sedimente im Wadi al Akhdar	13
Fig. 5	Geochronologie aus der Nabta - Playa	16
Fig. 6	Verteilung von ¹⁴ C Daten	17
Fig. 7	Fiktiver paläoklimatischer Jahresgang	18
Fig. 8	pF-Kurve von Dünen sanden	21
Fig. 9	Infiltrationsversuche	21
Fig.10	Regressionen der Wassergehalte bei pF 2.4, 3.0, 3.6 und 4.2	22
Fig.11	Multiple Regression der pF-Kurven und Kf-Werte	23
Fig.12	Zusammenhang zwischen pF- 4.2, 4.7, 5.5 und 6.3	24
Fig.13	Dendrogramm der Clusteranalyse	25
Fig.14	Bodenphysik Mudde auf fluvialen Sanden	28
Fig.15	Bodenphysik carbonatinkrustierte Serirfläche	31
Fig.16	Bodenphysik Tonverlagerung auf Rumpffläche	32
Fig.17	Bodenphysik der Cluster 1 - 10	33
Fig.18	Kornsummenkurven von Rißfüllungen	34
Fig.19	Bodenphysik Rißfüllungen	35
Fig.20	Wassergehalte nach Beregnung auf Rißsystem	36
Fig.21	Kornverteilung einer Serirfläche	37
Fig.22	Tonmineralzusammensetzung einer Serirfläche	37
Fig.23	Luft- und Bodentemperaturen einer Serirfläche	37
Fig.24	Wassergehalte nach Beregnung einer Serirfläche	38
Fig.25	Anpassung der Evaporationsfunktion an Meßwerte	42
Fig.26	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 1	44
Fig.27	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 1	45
Fig.28	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 2	46
Fig.29	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 2	47
Fig.30	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 3	48
Fig.31	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 3	49
Fig.32	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 4	48
Fig.33	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 4	50
Fig.34	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 5	48
Fig.35	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 5	51
Fig.36	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 6	52
Fig.37	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 6	53
Fig.38	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 7	52
Fig.39	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 7	55
Fig.40	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 8	54
Fig.41	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 8	56
Fig.42	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 9	57
Fig.43	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 9	59
Fig.44	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 10	58
Fig.45	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 10	60
Fig.A1	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 3	77
Fig.A2	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 3	78
Fig.A3	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 7	79
Fig.A4	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 7	80
Fig.A5	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 8	81
Fig.A6	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 8	82
Fig.A7	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 9	83
Fig.A8	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 9	84
Fig.A9	Infiltration, akt. Evaporation und Grundwasserbildung Cluster 9	85
Fig.A10	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 10	86
Fig.A11	Bodenwassergehalte und -spannungen Cluster 10	87

Verzeichnis der Tabellen

Tab.1	Korrelationskoeffizienten der Meßwerte	22
Tab 2	Clusteranalyse	26
Tab.3	Porenverteilung der Cluster	27
Tab.4	Bestimmung der Lagerungsdichte	29
Tab.5	Ergebnisse der Simulationsläufe	43
Tab.6	Akt.Evapotranspiration unter Strauchbewuchs	63
Tab.A1	Verzeichnis der Einzelbefunde	88

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Schuttbedeckte Sandschlepe im Wadi Bakht	73
Abb. 2	Terrassen Wadi Maftuh	73
Abb. 3	Scherben aus pelitischem Material	73
Abb. 4	Blöcke auf Schwemmfächer	74
Abb. 5	Eisenoxidinkrustierter Sand	74
Abb. 6	Schotter und Kiese in Serirfläche	74
Abb. 7	Reliktische Carbonatkrusten	75
Abb. 8	Korrasiv überformter Felsausbiss	75
Abb. 9	Zeugenbergflur	75
Abb.10	Fesselstein	76
Abb.11	Profil in carbonatinkrustierter Serirfläche	76
Abb.12	Wasserfront nach simuliertem Starkregen	76

Sämtliche Abbildungen stammen vom Verfasser.

Verzeichnis der wichtigsten Symbole und Abkürzungen

α	-	Parameter der pF-Kurve
β	-	Benetzungswinkel
γ	-	Oberflächenspannung
ϑ, ϑ_a	-	aktueller Wassergehalt
ϑ_r	-	residualer Wassergehalt
ϑ_s	-	Wassergehalt bei Sättigung
θ	-	rel. Wassergehalt
ρ	-	Dichte des Wassers
Bt	-	Tonanreicherungshorizont
C	-	Wasserkapazität
D	-	Lagerungsdichtekoeffizient
E _{akt}	-	aktuelle Evaporation
E _{pot}	-	potentielle Evaporation
Fl	-	Fluß von Kompartiment 38 in Kompartiment 39
g	-	Erdbeschleunigung
H	-	Wasserspannung in cm Wassersäule
K, Ku	-	ungesättigte Wasserleitfähigkeit
Kr	-	relative Wasserleitfähigkeit
Kf	-	gesättigte Wasserleitfähigkeit
Kn	-	log(Kf)
m, n	-	Parameter der pF-Kurve
pF-Wert	-	Wasserspannung im Boden, pF=log(H)
Pv	-	Porenvolumen
S	-	Summe der Abstandsquadrate
Wg	-	Wassergehalt
Wgm	-	gemessener Wassergehalt einer pF-Stufe
Wgs	-	anzupassender Funktionswert

Sämtliche Angaben bei Wassergehalten und Porenvolumina erfolgen in Vol%, der relative Wassergehalt ist dimensionslos.

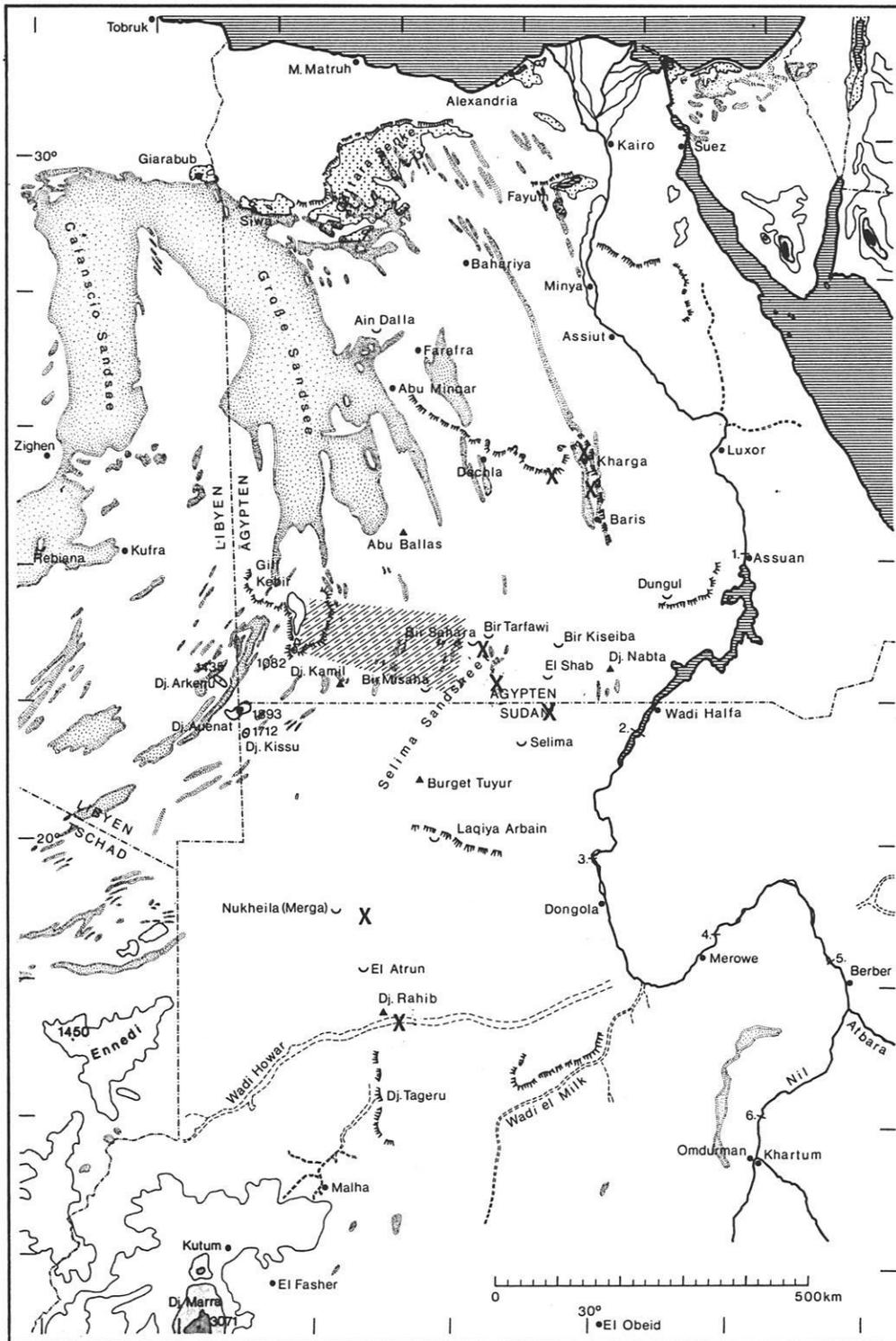


Fig.1: Übersichtskarte. Der Bereich der geomorphologischen Kartierung ist schraffiert. Proben, die aus einzelnen Bereichen außerhalb des Kartierungsgebietes stammen, sind durch ein Kreuz gekennzeichnet. Ihre genaue Lage und morphologische Situation ist der Tabelle im Anhang zu entnehmen. Die Basiskarte ist freundlicherweise von R. KUPER (Köln) zur Verfügung gestellt worden.

1. EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

Im Bereich der Libyschen Wüste wurden (s.Fig.1), wie für die übrige Sahara auch, mehrere spätpleistozäne Feuchtphasen, jeweils mit anschließenden ariden Zeiträumen, nachgewiesen. Einen Überblick über diese klimatische Abfolge liefert FLOHN (1980) (s.Fig.2). Diese Feuchtphasen führten jeweils zu einer mehr oder minder großen Auffüllung der Grundwasserspeicher, heute durch Isotopendatierung (¹⁴C) von saharischen Wässern nachgewiesen (SONNTAG et al.1978. s.Fig.3). Für eine Phase von etwa 40 000 B.P. bis etwa 20 000 B.P. ist die Grundwasserbildung gut belegt, ab 12 000 B.P. gab es mehrere kurze Bildungsphasen, der Bereich zwischen 20 000 B.P. und 12 000 B.P. ist nahezu befundfrei.

Anders ist dagegen die Verteilung der ¹⁴C-Alter ägyptischer Grundwässer: Hier ist eine Grundwasserneubildung nach 12 000 B.P. nicht mehr nachweisbar (THORWEIHE 1982), obwohl auch für diesen Bereich durch zahlreiche geomorphologische und prähistorische

Befunde (vergl. PACHUR & RÖPER 1984, PACHUR & BRAUN 1982, KUPER 1981, GABRIEL 1977, HAYNES 1980, WENDORF & SCHILD 1980) die Existenz holozäner Feuchtphasen gesichert ist.

Allerdings ist es an Wasserproben einiger weniger Brunnen im Bereich Bir Tarfawi gelungen, auch Wasser jüngerer Alters zu datieren, die mit den Feuchtphasen korrelieren (HAYNES & HAAS 1980, THORWEIHE, SCHNEIDER & SONNTAG 1984). SONNTAG (1984) vermutet, daß eventuell im Holozän gebildetes Grundwasser die Depressionen noch nicht erreicht hat. Da aber die meisten Proben aus Depressionen stammen, könnte das der Grund für die Befundlücke sein. Eine rezente Grundwasserbildung ist unter den jetzt herrschenden klimatischen Bedingungen (potentielle Evaporationsrate: ca.1700 mm/a (ZIELINSKI et.al 1982), Niederschläge: ca 2 mm/a in Kharga) auch für den Fall von Starkregen mit 46 mm Niederschlag nahezu auszuschließen (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985).

Sahara: Climatic and Cultural History (tentative)

1000 yrs BP (approx.)	Climate North	Climate South	Cultures	Large Scale Events
0			Metal Age. Camels	
2			Irrigation Farming, Horses	Warmer and colder periods (Neoglacials)
4	Desiccation	Hyperarid	Retreat → Valleys Old-Middle Empire Egypt	{ Hol. Opt. Arctic Disappearance Laur. Ice
6	wet, warm	wet, warm (exc. humid Tropics)	Saharan Neolithic Cattle-raising nomads	{ Hol. Opt. Europe (Atlanticum)
8	?	Dry interval	Early Neolithic	{ Disintegration Hudson B. Ice Disappearance Scand. Ice
10	NW dry, NE wet (?) Highlands wet, cool	Lacustrine Period all-season rains	Epi-Paleolithic	{ Hol. Opt. Subantarctic Holocene ↑
12	Semiarid with Fluctuations	Wetter with Fluctuations	Game hunters	Ice Retreat Rapid Fluctuations
14		Hyperarid (exc. mountains)		
16	Semiarid cold	cool	?	Max. Contin. Ice-Sheets (NHemisphere)
18	Transition → more humid	Transition → hyperarid		{ Max. Extension Drift -Ice (both hemispheres)
20				

Fig.2: Vereinfachte Klima- und Kulturgeschichte der Sahara seit 20 000 B.P.(aus FLOHN 1980). Die spätpleistozänen und holozänen Feuchtphasen stehen in engem Zusammenhang mit den prähistorischen Ereignissen.

Es stellt sich nun die Frage, warum die nachgewiesenen holozänen Feuchtphasen sich nicht oder nur sehr schwach in den Altern der Grundwässer dieses Gebietes widerspiegeln. Wurde hier tatsächlich, anders als in anderen Bereichen der zentralen Sahara, kein oder nur verschwindend wenig Grundwasser im Holozän gebildet oder handelt es sich um eine nur scheinbare Befundlücke, verursacht durch eine ungünstige Probenahme, wie SONNTAG es vermutet, oder weil das oberflächennahe junge Grundwasser verbraucht wurde (HAYNES & HAAS 1980) ?

Aufgrund der verstärkten wirtschaftlichen Nutzung dieser fossilen Grundwässer seit etwa 1950 im Rahmen des "New Valley Project" (EZZAT 1959; MECKELEIN 1977), – sie scheinen weitgehend lokale Bildungen zu sein (THORWEIHE 1982) ohne Ergänzungen etwa aus dem Süden (BALL 1927) oder gar aus dem Nil – lohnt es sich, dieser Fragestellung nachzugehen.

Im Rahmen dieser Untersuchung soll festgestellt werden, wie hoch die Grundwasserbildungsrate bestimmter geomorphologischer Einheiten bei gegebenem (Paläo)klima war.

Bindeglied zwischen Klima und Grundwasser ist der ungesättigte Bodenbereich. In Abhängigkeit von der geomorphologischen Situation werden die bodenphysikalischen Parameter bestimmt und liefern, gemeinsam mit dem rekonstruierten Paläoklima, den Input für ein Finite-Differenzen-Modell zur Simulation der Grundwasserneubildung. Auf der Basis einer geomorphologischen Kartierung im Maßstab 1:250 000 erfolgt dann die räumliche Extrapolation der bodenphysikalischen Parameter und der eventuellen Grundwasserneubildung im Holozän.

Zuerst erfolgt eine geomorphologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes.

Es schließt sich ein Kapitel an, in dem die paläoklimatischen Randbedingungen abgeleitet werden.

Darauf folgt ein Kapitel über die bodenphysikalischen Untersuchungen, worin auf die Methoden und einige statistische Einzelergebnisse eingegangen werden soll. Eine Klassifikation und Aggregation der gewonnenen Daten geschieht mit Hilfe einer Clusteranalyse, deren Ergebnisse morphogenetisch und hinsichtlich späterer Veränderungen im Porenraum, den sekundären Effekten, interpretiert werden. Über die Modellvorstellungen von MUALEM (1976) und VAN GENUCHTEN (1980) er-

folgt eine Parametrisierung der gewonnenen Daten.

In einem Exkurs wird auf das Problem der häufig vorkommenden, oft mit Flugsand verfüllten Trockenrisse, deren hydrologische Wirksamkeit und deren Genese eingegangen.

Die Darstellung des Simulationsmodells, das über eine voll implizite Linearisierung der FOKKER-PLANCK-GLEICHUNG den Wasserfluß im Boden berechnet, erfolgt in Kapitel 6. Hier wird auch die schon im Kapitel 4 benutzte Modellvorstellung des Porenraumes näher erläutert.

Im 7. Kapitel werden die Ergebnisse der Simulationsläufe und ihre geomorphologische Gewichtung dargestellt. Eine Diskussion der Ergebnisse und Fehlermöglichkeiten schließt die Arbeit ab.

Im Anhang befinden sich u.a. die Einzelbefunde mit Lokalisation und Kurzbeschreibung sowie die geomorphologische Karte.

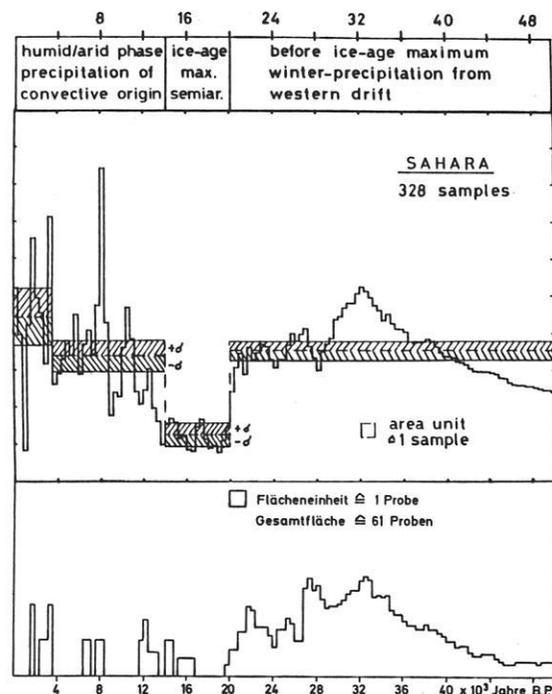


Fig.3: Altersspektrum von ^{14}C -datierten Grundwässern der Sahara. Oben: Die gesamte Sahara mit Angabe des statistischen Fehlers δ , unten nur Ägypten (SONNTAG et.al.1978, THORWEIHE 1982). Deutlich ist hier die Befundlücke bei den ägyptischen Wässern für den Zeitraum nach 20 000 B.P., im Gegensatz dazu stehen die Daten für die Gesamtsahara.

2. ANMERKUNGEN ZUR GEOMORPHOLOGIE

2.1 Einleitung

Ziel der Kartierung war es, die hydrodynamische Bedeutung einzelner geomorphologischer Komplexe zu erfassen, um sie auf ein größeres Areal exemplarisch zu extrapolieren, quasi der Oberflächengestalt eine Trägerfunktion bodenphysikalischer Gegebenheiten zuzuweisen.

Der jeweilige Zusammenhang zwischen geomorphologischer Einheit und ihren bodenphysikalischen Parametern ist im Kapitel 4.2 zu finden, der Hinweis (Cluster a) bedeutet, daß die bodenphysikalischen Parameter der jeweils behandelten Einheit dem des Cluster a entsprechen. In einzelnen Signaturen wurde eine Formenvergesellschaftung dargestellt; so umfaßt die Zeugenbergflur Zeugenberge, Fußflächen, Akkordanzflächen und pelitische Stillwasserakkumulationen (Playas).

Erstellt wurde diese Karte auf der Basis von Landsat-Satellitenbildern (Colorcompositen auf der Basis von 4 Kanälen), als Diapositiv in der Größe 1:250 000 (vergl. LIST 1983), der geologischen Karten dieses Gebietes und zahlreichen Geländebefunden. Die einzelnen Profildaten sind auf der Karte als Kurzfassung aufgeführt.

Zuerst wird auf den Bereich des östlichen Gilf-Kebir und sein Vorland eingegangen, dann auf die sich im Osten anschließenden geomorphologischen Einheiten.

2.2 Der Gilf Kebir und sein östliches Vorland – eine fluvial geprägte Landschaft

2.2.1 Das Plateau

Das Gilf Kebir-Plateau und sein östliches Vorland ist der einzige Bereich im Kartierungsgebiet mit einem ausgeprägten fluvialen Formenschatz. Es wird im wesentlichen aus kretazischen Sandsteinen gebildet (KLITZSCH 1978), an einzelnen Stellen durchstoßen von Basalt-schloten und mit Basaltdecken versehen, die

nach MENEISY und KREUTZER (1974) im Oligozän/Eozän bzw. in der Oberkreide gebildet worden sind.

Bei der Interpretation der Satellitenbilder läßt es sich ferner in Bereiche ohne und in Bereiche mit Zertalung aufgliedern, die in etwa mit den Flächenanteilen der Plant Beds und bei den ausgeräumten Bereichen der Desert Rose Beds (KLITZSCH & LIST 1980) korrelieren. Die Drainagebahnen auf der Hochfläche lassen sich im Satellitenbild nur ansatzweise rekonstruieren, Versuche in dieser Richtung von McCAULEY, BREED und GROLIER (1981) führten auch nur zu diesem Ergebnis.

Die Böden auf dem Plateau sind meist sehr flachgründig (<20 cm) und mit einem dichten, mit Wüstenlack versehenen Steinpflaster bedeckt (BLUME, ALAILY, SMETTAN & ZIELINSKI 1984, POHLMANN & ALAILY 1984) (Cluster 3).

Nur in den Muldenbereichen der zertalten Flächen finden sich Mächtigkeiten von Alluvionen von mehr als 2 m (Cluster 1). Der Rand des Plateaus wird im allgemeinen von einem sehr scharfen, kliffartigen Steilhang gebildet, der oft mehr als 300 m abfällt, was auch auf die meisten Wadis zutrifft. Nur in einigen Bereichen setzt sich das Plateau in einer Zeugenbergflur fort, ansonsten schließen sich mehr oder weniger stark ausgeprägte Fußflächen, häufig mit zentripetalen Gerinnebahnen, an. Dabei lassen sich zweierlei Grundtypen der Fußflächen ausmachen:

- solche mit hohem Flugsandanteil, häufig als schuttbedeckte Sandschleppe deutlich vom oberen Hangbereich abgesetzt (Abb.1), vermehrt an den Nordhängen der Wadis auftretend (Cluster 9).
- solche mit geringem Flugsandanteil, höherem Tongehalt und hohem Schuttgehalt. Dieser Typ findet sich vornehmlich auf den Südhängen (Cluster 2).

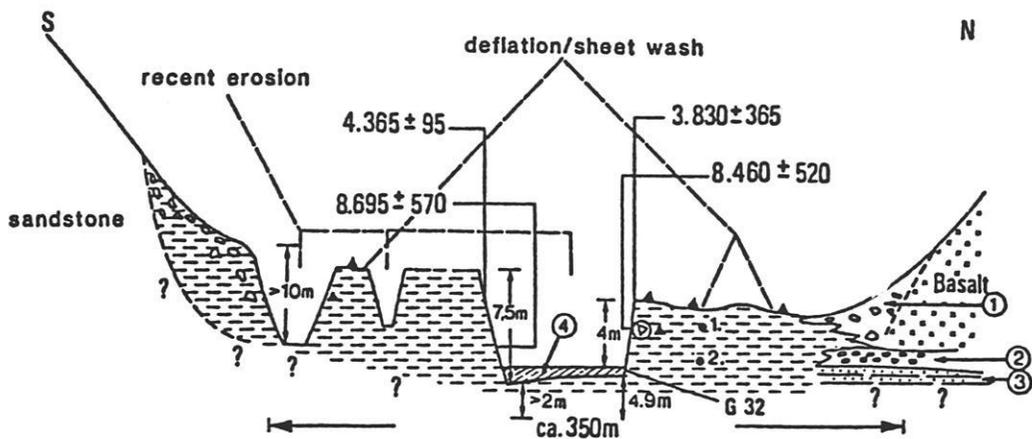
Dieses Phänomen führt häufig zu einer Asymmetrie der Täler, wie sie auch auf der bodenkundlichen Satellitenbildinterpretation von POHLMANN & ALAILY (1984) zu erkennen ist. Die Mächtigkeiten dieser Sandschleppen, auf der Karte als Fußflächen mit Sandauflage dargestellt, betragen mehr als sieben Meter (PACHUR & RÖPER 1984). Aufgrund der hohen potentiellen Infiltrationsrate sind hier kaum Gerinnebahnen ausgeprägt.

2.2.2 Die Wadis

Große Aufmerksamkeit wird in der Literatur den Wadis im Gifl Kebir gezollt. PEEL (1941) und kürzlich McCAULEY, BREED & GROLIER (1981) behandeln ihre Genese; eine noch größere Aufmerksamkeit erfahren die paläoklimatisch bedeutsamen Vorkommen pelitischer Sedimente aus dem Holozän im Wadi al Akhdar ("grünes Wadi") und im Wadi Bakht. Dort sind im Oberlauf, jeweils durch eine Düne abgedämmt, Stillwassersedimente mit Mächtigkeiten über 15 Meter (VAHRSON 1980) gebildet worden, an die sich neolithische Siedelplätze anschließen. Eine große Befunddichte von Säugerknochen (PACHUR 1978: Giraffe; McHUGH 1981, GAUTIER 1981: Hausrind, Ziege, Schaf), Artefakten (MYERS 1939: Fesselstein?, Reibeisen; KUPER 1981: Keramik, PACHUR 1978: Keramik) und datierbaren kohlenstoffhaltigen Materials (PACHUR & RÖPER 1984, KUPER 1981) lassen diese Orte als zumindest ephemere Siedelplätze erscheinen. Der Wasserbedarf der Großsäuger und die sedimentologisch - stratigraphischen Analysen geben wichtige Hinweise auf die paläoökologischen Verhältnisse (s. Fig. 4).

Daraus leitet sich folgender Klimagang ab (PACHUR & RÖPER 1984, S. 256-258):

Nach Genese der Wadis im frühen bis mittleren Tertiär ist für den Zeitraum



- ▲ = artifacts Ⓧ = pottery Ⓛ = talus, at the base red weathering of basalt
 ② = fluvial deposits, about 2 m thick ③ = windblown sand with layers of silt and fine gravel, exposed (> 3 m) ④ = recent fluvial sediments
 1.: 5.720 ± 75 B.C., 2.: 7.420 ± 215 B.C. after KUPER (1981).

Fig. 4: Profil durch die pelitischen Sedimente im Oberlauf des Wadi Akhdar (aus PACHUR & RÖPER 1984). Vermutlich von einer Düne abgeblockt, bildeten sich pelitische Sedimente von Mächtigkeiten über 18 m. Rezent erfolgt rinnenhafte Erosion und Deflation.

vor 11 000 B.P. eine hyperaride Phase mit äolischer Akkumulation allochthoner Sande belegt. Dadurch werden im Wadi einzelne Talwasserscheiden ausgebildet.

Während einer semiariden Phase um 8000 B.P. werden im Wadi die äolischen Akkumulationen von fluvialen bedeckt oder umgelagert. Im Oberlauf reicht die Fazies von den heute freiliegenden Stillwasserakkumulationen bis zu größerem Material nach oben anschließend. Gegen Ende der semiariden Phase überwiegt linienhafte Erosion.

Die sich nun nach 4000 B.P. anschließende aride Phase verursacht bei ihren seltenen Niederschlägen durch rückschreitende Erosion die Freilegung der pelitischen Sedimente. Im unteren und mittleren Talbereich werden Grobsand und detritisches Material abgelagert, ein ausgeprägtes Niedrigwasserbett wird angelegt.

Die zum Teil sehr mächtigen Terrassen der Wadis, besonders muß hier das Wadi Maftuh herausgehoben werden, bestehen zum größten Teil aus umgelagertem Flugsand mit einzelnen Schottern und Schotterlagen (Cluster 9). Ihre Altersstellung ist zur Zeit noch nicht geklärt, datierbares Material konnte nicht geborgen werden. Basaltische Kiese weisen nur nach, daß sie wahrscheinlich jünger sind als Eozän (MENEISY & KREUTZER 1974), neolithische Artefakte an der Oberfläche liefern ein Datum antequem (s. Abb. 2).

Während sich die nördlichen Wadis durch deutlich ausgeprägte Thalwege auszeichnen, ist dieses Phänomen im Bereich des Wadi Wassa nicht so stark ausgeprägt. Hier sind, vermutlich durch Akkumulation aus den Seitenwadis, Talwasserscheiden ausgebildet. Die Seitenwadis hingegen verfügen über Thalwege. Die flachen Senkenbereiche zwischen den Talwasserscheiden sind häufig mit Ton-scherben bedeckt, wie sie nach Durchfeuchtung, Quellung und anschließender Trocknung und Schrumpfung pelitischen Materials beobachtet werden können (s. Abb. 3), und Vegetationsresten (Gattung *Salsola*) bestanden und zeugen so von episodischen Niederschlägen. Den Ausgängen des Wadi Maftuh und des Wadi Daya schließen sich ausgeprägte tiefgründige Schwemmfächer aus sandig-kiesigem Material an, die Schotter, z.T. basaltisch, bis zu einer Größe von 20 cm führen (Cluster 9). Insbesondere beim Wadi Daya sind noch in einer Entfernung von 10 km vom Plateau ausgeprägte Terrassen festzustellen, noch in etwa 15 km Entfernung finden sich, dem fluvialen Material aufgelagert, Blöcke mit Durchmesser > 60 cm, die von außerordentlichen Abflußereignissen zeugen (Abb. 4).

Anders verhält es sich mit dem Abflußsystem des Wadi Bakht, des Wadi Gazayik und des Wadi Wassa im südlicheren Bereich:

Hier liegt im Vorland weniger ein ausgeprägtes System von Schwemmfächern vor als ein eher kleinräumig gekammertes System von fluvialen Akkumulationen, – pelitische Sedimente, niedrige Felsterrassen oder sandige Akkumulationen – und anstehendem Sandstein, wobei Vorkommen von teilweise erodierten Kalk- und Eisenkrusten Hinweise auf einen einst niedrigen Grundwasserflurabstand in diesem Bereich geben. Diese Verzahnung ist auch vertikal ausgeprägt: So sind im Ausgang des Wadi Wassa pelitische Stillwassersedimente auf fluvialen Kiesen abgelagert (s. Abb. 5).

Der gesamte Vorlandbereich ist von einer rezenten äolischen Aktivität geprägt. Als Akkumulationsformen überwiegen nördlich des Wadi Maftuh Strichdünen nord-südlichen Verlaufes, südlich des Wadi Maftuh hingegen finden sich vermehrt Barchane und mächtige Sandschilde (Cluster 8), die die fluvialen Akkumulationen teils verhüllen. Deflationswannen im Lee von Zeugenbergen, korrasive Überprägung des Reliefs und äolische Kleinformen vervollständigen das Bild dieses Bereiches als dem Haupttransportweg von Sandmassen aus der nördlich gelegenen Großen Sandsee in den Süden (BAGNOLD 1941; McCAULEY, BREED & COLIER 1981).

2.3 Die Serirflächen, Akkordanzflächen und Zeugenbergfluren

2.3.1 Die Serirflächen

Einen weiten Raum im Kartierungsgebiet nehmen die an das Selima Sand Sheet anschließenden Serirflächen ein. Als Serir werden hier flächenhafte, sandige bis kiesige fluviale Akkumulationen verstanden. Aufgrund ihrer bodenphysikalischen Merkmale (Cluster 7 – 10) und ihrer großen Ausbreitung stellen sie ein wesentliches Gebiet für die potentielle Grundwassererneuerung dar. Die fluviale Genese dieser Flächen war lange umstritten: BAGNOLD (1941), SANDFORD (1935) und SAID (1975) vertraten die Meinung, sie seien äolischen Ursprungs. Vorkommen von Schottern und Kieslagen im Sediment widerlegen jedoch diese Ansicht (s. Abb. 6). Durch seismische Profile der CONOCO Oil Company sind Schotterlagen von acht m Mächtigkeit nachgewiesen (SAID 1980). SAID (1980) vermutet jetzt die pliozäne fluviale Akkumulation dieser Flächen mit anschließender Deflation im Quartär.

In weiten Bereichen dieser Flächen sind nach ihrer Bildung sekundäre Änderungen des Porenraumes erfolgt (s. Kap. 4.3). Im Osten des Kartierungsgebietes handelt es sich dabei um Einlagerung und Krustenbildung von vermutlich azendentem Kalziumkarbonat (RÖPER 1985, frdl. mdl. Mttlg.). Belegen läßt sich die Aszendenz durch die zumeist scharfe untere Kante der Carbonatkrusten und das Fehlen eines Übergangsbereiches (RÖPER 1980). Westlich 27° östlicher Länge treten zunehmend Eisenoxidkrusten auf. Die Fundstellen dieser Krusten sind auf der Karte vermerkt. Für die Kalkkrusten liegt mit 30 000 (+ 300, – 1100) B.P. (PACHUR & RÖPER 1984 b) bereits eine Datierung vor, sie korrespondiert mit anderen Datierungen außerhalb des Arbeitsgebietes (WENDORF 1980, HAYNES 1980). In der anschließenden hyperariden Phase erfolgte dann in weiten Bereichen das korrasive Ausräumen dieser Krusten bis auf einige reliktsche Vorkommen, eine kalzitische Verbackung bleibt häufig bestehen (s. Abb. 7).

Bei der Ermittlung der Mächtigkeit dieser fluvialen Akkumulation wurden Werte von > 5 m durch eigene Bohrungen ermittelt.

Diese Werte werden durch eine Bohrung der GENERAL PETROLEUM COMPANY bei Bir Sahara mit ca. 22 m erbohrtem Lockermaterial mit

Schotterlagen und durch seismische Profile der CONOCO mit Mächtigkeiten von 30 m für das auf dem konsolidierten Sandstein aufliegende Lockermaterial bestätigt (SAID 1980). Weite Bereiche dieser Serirflächen sind von fossilen, oft schwach kalkhaltigen und von Haarwurzeln durchzogenen Dünenfeldern bedeckt. Die Höhe dieser Dünen beträgt 2-3 m, im Satellitenbild sind sie deutlich zu identifizieren.

2.3.2 Die Akkordanzflächen

Begrenzt werden die Serirflächen von den Akkordanzflächen. Sie sind gekennzeichnet von Ausbissen anstehenden Gesteins und Mulden (s.Abb.8), angefüllt mit Verwitterungsmaterial und Kolluvium mit hohem Ton- und Schluffanteil (Cluster 1,2), die meistens - im Gegensatz zu den Serirflächen - auch etwas Gips enthalten.

In Senkenbereichen, vornehmlich in der Nähe von Schichtstufen oder Zeugenberglandschaften, finden sich pelitische Stillwasserakkumulationen, die stark rezenter Korrasion unterliegen. Datierungen und neolithische Artefakte weisen ihnen ein Alter zwischen 8 000 und 6 000 B.P. zu (PACHUR 1978).

2.3.3 Die Zeugenbergfluren

Die Akkordanzflächen gehen in die schon erwähnten Zeugenbergfluren über (s.Abb.9).

In ihnen finden sich zahlreiche, meist aufgelöste Schichtstufen, deren Stufenstirn nach Süden gerichtet ist. Am Fuß dieser Stufen treten häufig korrasive Übertiefungen auf, ein Prozeß, der durch Zuschußwasser und dadurch bedingte erhöhte Verwitterung noch verstärkt wird, die in Feuchtphasen von pelitischen Sedimenten verfüllt werden.

Besonders ausgeprägt tritt dieses Phänomen an der Schichtstufe von Abu Ballas auf, ca. 100 km nördlich des Kartierungsgebietes (PACHUR 1978).

Dort sind pelitische Akkumulationen von einer Mächtigkeit >20 m festgestellt worden (VAHRSON 1980). Aufgrund von Flugsandlagen und der Abwesenheit von Fossilien und Pflanzenresten - nur gelegentlich weisen grau-

grüne, unregelmäßig verteilte Verfärbungen auf reduzierende Vorgänge hin, die eventuell auf den Abbau organischen Materials zurückzuführen sind - muß aber geschlossen werden, daß dort niemals dauernde Seen ausgebildet worden sind, sondern daß vielmehr diese Bereiche regelmäßig ausgetrocknet sind.

Anders als im Bereich des Gilf Kebir und seines Vorlandes ist in den oben genannten Bereichen eine großräumige fluviale Umverteilung von Niederschlägen im Sinne von Zuschußwasser auszuschließen. Eine lokale Umverteilung ist hingegen durch die Bildung von pelitischen Sedimenten (Cluster 5) in Einzelfällen nachgewiesen. Ob es aber dort zu Grundwasserbildung gekommen ist, kann aufgrund der sehr geringen Wasserleitfähigkeit und des stetigen Austrocknens bezweifelt werden. Auf das Phänomen der Trockenrisse und seine Bedeutung wird noch näher eingegangen werden.

2.4 Die Böden

Wichtigstes Merkmal der Böden im Arbeitsgebiet ist, daß sie aufgrund der extremen Aridität unbewachsen und so nahezu frei von organischer Substanz sind. Nur an vereinzelten Standorten, abgesehen von grundwasser-nahen Bereichen, sind Vegetationsreste zu beobachten, etwas häufiger in den Wadis des Gilf Kebir. In einigen Aufschlüssen, vorwiegend auf sandigen Substraten, konnten als einzige Hinweise auf Bioturbation Haarwurzeln gefunden werden.

Die Böden sind alkalisch, die pH-Werte liegen zwischen 7.2 und 9.5 (BLUME et al.1984), häufig reich an Carbonaten und/oder Eisenoxiden (Serirbereiche), gipshaltig (Akkordanzflächen) oder reich an leicht löslichen Salzen (Playas, Shales).

Ein gemeinsames strukturelles Merkmal ist die Ausbildung von polygonalen Rißsystemen, meist mit Flugsand verfüllt, zumindest aber eines Säulengefüges im oberen Dezimeterbereich.

Hinweise auf eine Verlagerung von Tonmineralien konnten nicht gefunden werden.

3. PALÄOKLIMA – OBERE RANDBEDINGUNG

3.1 Einleitung

In diesem Kapitel sollen die Hinweise zum Paläoklima in der Libyschen Wüste dargestellt werden – seien es geomorphologische, seien es prähistorische, seien es paläontologische – wobei der Schwerpunkt – gemäß der Fragestellung – auf dem Nachweis holozäner Feuchtphasen liegen wird.

Basierend auf regionalen Befunden werden drei Versionen eines fiktiven paläoklimatischen Jahresganges vorgeschlagen. Sie werden als obere Randbedingungen für das Simulationsmodell dienen, mit dem die Grundwasserneubildung ermittelt werden soll.

3.2 Regionale Befunde

3.2.1 Südöstlicher Bereich

Aus dem südöstlichen Randbereich der Libyschen Wüste liegen die Befunde der COMBINED PREHISTORIC EXPEDITION von WENDORF, SCHILD und HAYNES (1980) vor. Sie können wie folgt zusammengefaßt werden (HAYNES 1980, 366–370):

Nach der Feuchtphase des Moustérien und Aterien setzt gegen 20 000 B.P. eine hyperaride Phase ein, die nur noch im Holozän kurzzeitig unterbrochen wird. Belegt wird das durch eine Befundlücke für diesen Zeitraum und durch die Tatsache, daß in diesem Zeitraum nur Dünen sande sedimentiert wurden.

Eine erste Feuchtphase setzte gegen 9 500 B.P. mit spätpaläolithischer Besiedlung und Vegetationsbedeckung ein.

Ephemere Seenbildung ist für den Zeitraum zwischen 8 300 und 8 000 B.P. nachgewiesen, dann wieder für 7 000 – 6 200 B.P.. Für beide Phasen ist eine neolithische Besiedlung nachgewiesen, für die zweite wird sogar der Anbau einer frühen Kulturform der Gerste vermutet. Getrennt waren sie durch eine etwa 1 000 jährige hyperaride Periode. Für den Zeitraum zwischen 6 200 und 5 800 liegt eine letzte Feuchtphase vor, die aber nicht mehr die Intensität der vorhergehenden hat.

Aufgrund der zeitlichen Korrelationen der Playabildung in NABTA (s.Fig.5) mit den

hohen Seespiegelständen des Paläo-Chadsees, – die II₂ Transgression entspricht in etwa der Playa I in NABTA, – die II₃ Transgression der Playa II, die II₄ Transgression der Playa III, – vermuten WENDORF und SCHILD (1980), daß eine temporäre Nordverlagerung der monsunalen Sommerregen wesentliche Ursache für den Anstieg der Niederschläge war.

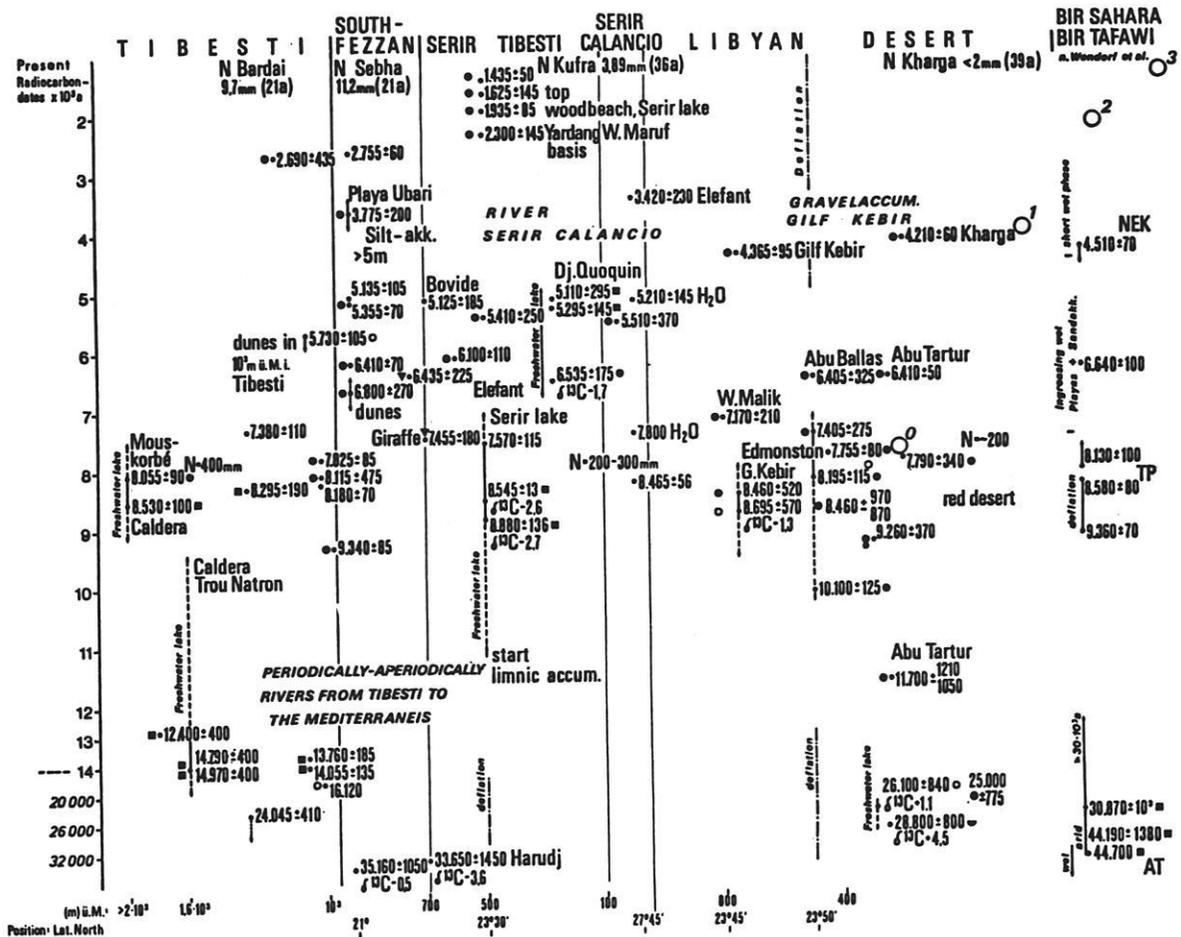
3.2.2 Zentralbereich – Gilf Kebir

PACHUR und RÖPER (1984) geben für den Zentralbereich folgenden Klimaverlauf an: Zwischen 26 000 B.P. und 11 000 B.P. hyperarides Klima mit hoher äolischer Aktivität, in dem die Deflation späterer Seebecken erfolgte. Ab 11 000 B.P. erfolgte zeitweise Sedimentation von Peliten bei Jahresniederschlägen unter 200 mm.

Diese Niederschläge nehmen mit einem Nord – Südgradienten zu. Belegt ist dies durch zahlreiche Funde im Gilf Kebir (Wadi Akhdar, Wadi Bakht) (PACHUR & BRAUN 1980, KUPER 1981, BAGNOLD 1933;1939, s.Kap.2). Für den Zeitraum von 8 000 B.P. und 4 000 B.P. wird ein semiarides Klima angenommen (s.Fig.6).

DEPOSIT	CONDITION	OCCUPATION	¹⁴ C AGE IN YEARS B.P.
Wetted dunes	Perched water table (?)	Neolithic III	5000–5500
Interbedded Clay and sand	Playa edge	Neolithic II	6700–7200 (6 dates)
Dune sand	Deflation	None	
Sheetwash sand Under clay	Dug wells filled first with sand and then with playa clay	Neolithic I	8000–8300 (11 dates)
Interbedded Sheet-wash Sand and clay	Playa edge		
Interbedded Dune sand and clay	Dune stabilization & Rising playa	Terminal Paleolithic	8800–9400 (6 dates)
Dune sand	Deflation	None	
Marl & Silt	Pond or Marsh	Aterian	30,870±1000 (SMU-75) >44,700 (SMU-79)
Dune sand	Deflation	?	
Marl	Pond or Marsh	Mousterian	32,780±900 (SMU-80) 40,710±3270 (SMU-82) >41,500 (SMU-81)
Soil	Stability		28,000±1250 (SMU-108)
Oxidized peat	Marsh		37,740±1980 (SMU-95)
Dune sand	Deflation	None	
Calcrete & Feeder sand	Spring Discharge	Late & Final Acheulian	≈200,000 (estimate)
Dune sand	Deflation	None	

Fig.5: Geochronologie aus der Nabta-Playa (WENDORF & SCHILD 1980). Die holozänen Feuchtphasen lassen sich anhand limnischer Sedimente und prähistorischer Befunde nachweisen.



▽ = dated bones, collagen; • = charcoal; ○ = ostrich eggshell; 0 = Wadi Bakht, Gilf Kebir; 1 = Selli-ma; 2 = Abyad Plateau, latitude not true to scale; 3 = Wadi Howar, recent, latitude not true to scale; □ = lake marl.

Fig.6: ¹⁴C-Befunde eines West-Ost-Profiles in der östlichen Sahara (PACHUR & RÖPER 1984). Deutlich sichtbar ist die Ausprägung von Feuchtphasen im gesamten Bereich der Zentral- und Ostsahara. Ein eventueller West-Ost-Gradient zunehmender Niederschläge spiegelt sich in fehlenden Daten von Seekreiden im östlichen Bereich wider.

Außerhalb des Gilf Kebir finden sich Pelite vornehmlich am Fuß von Schichtstufen. Basierend auf den ¹⁴C Datierungen solcher Sedimente an den Schichtstufen von Abu Ballas und Abu Tartur errechnen RÖPER & PACHUR (1984) einen Sedimentationszeitraum von ca. 5 300 Jahren.

Für die Flächenbereiche weist PACHUR (1982) den weitverbreiteten Fesselsteinen eine Funktion als Klimaindikator zu. Sie sind häufig mehrere Zehner von Kilometern von anstehendem Material entfernt auf den Serirflächen zu finden. Ihre Funktion war vermutlich die, grasende Haustiere in ihrem Aktionsradius einzugrenzen, indem man sie an diese Steine band (s.Abb.10).

Ein weiteres Indiz stellt die weite Verbreitung sogenannter Steinplätze als ephemere Siedelplätze dar (GABRIEL 1977, GOSCHIN 1984).

GABRIEL (1977) setzt die Niederschlagsmenge höher als PACHUR & RÖPER (1984) an. Ab etwa 14 000 B.P. setzt nach ihm eine Feuchtphase ein, deren genaues Anfangsdatum nicht feststellbar ist. Diese Feuchtphase hat für den Raum des Tibesti je nach Höhenlage Niederschläge zwischen 600 und 1 000 mm/a zur Folge. Ab etwa 7 500 B.P. führt diese Feuchtphase zur Ausbreitung einer nomadischen Hirtenkultur in den Ebenen, die ihre weiteste Verbreitung gegen 5 600 B.P. hat. Für diesen Zeitpunkt schließt GABRIEL (1977) aufgrund von Zeugnissen einstiger Großwildfauna und

limnischer Sedimente auf Niederschläge von 300 - 400 mm Höhe.

Die niedrigeren Niederschlagshöhen bei PACHUR & RÖPER (1984) und PACHUR & BRAUN (1980) lassen sich darauf zurückführen, daß sie annehmen, daß die Großsäuger, auf deren Relikten auch ihre Abschätzungen beruhen, sich an Flüssen und in der Gegend von Wasserlöchern bewegten.

3.3 Das rekonstruierte Klima

Nach einer Literaturstudie von McHUGH (1974) an Beispielen aus dem nördlichen Sudan, zitiert nach WENDORF & SCHILD (1980), ist Rinderhaltung bei jährlichen Niederschlägen zwischen 400 und 625 mm möglich. In Ge-

bieten mit Niederschlägen zwischen 200 und 400 mm ist zusätzliche Tränkung an Wasserstellen nötig. Bei Niederschlägen zwischen 100 und 200 mm ist noch die Haltung von Kamelen, Ziegen und Schafen möglich, allerdings ist wieder die zusätzliche Tränkung Voraussetzung dafür.

Die bemerkenswerte Fossilarmut in den pelitischen Sedimenten und die Nichterhaltung organischen Materials darin kann als Hinweis dafür gewertet werden, daß die Playas zeitweise austrockneten, es also auch in den Feuchtphasen ausgesprochene jährliche Trockenzeiten gegeben haben muß.

Aufgrund der oben dargestellten paläoklimatischen Befunde wird nun für die holozänen Feuchtphasen folgender jährlicher Klimagang als obere Randbedingung für das Infiltrationsmodell angenommen :

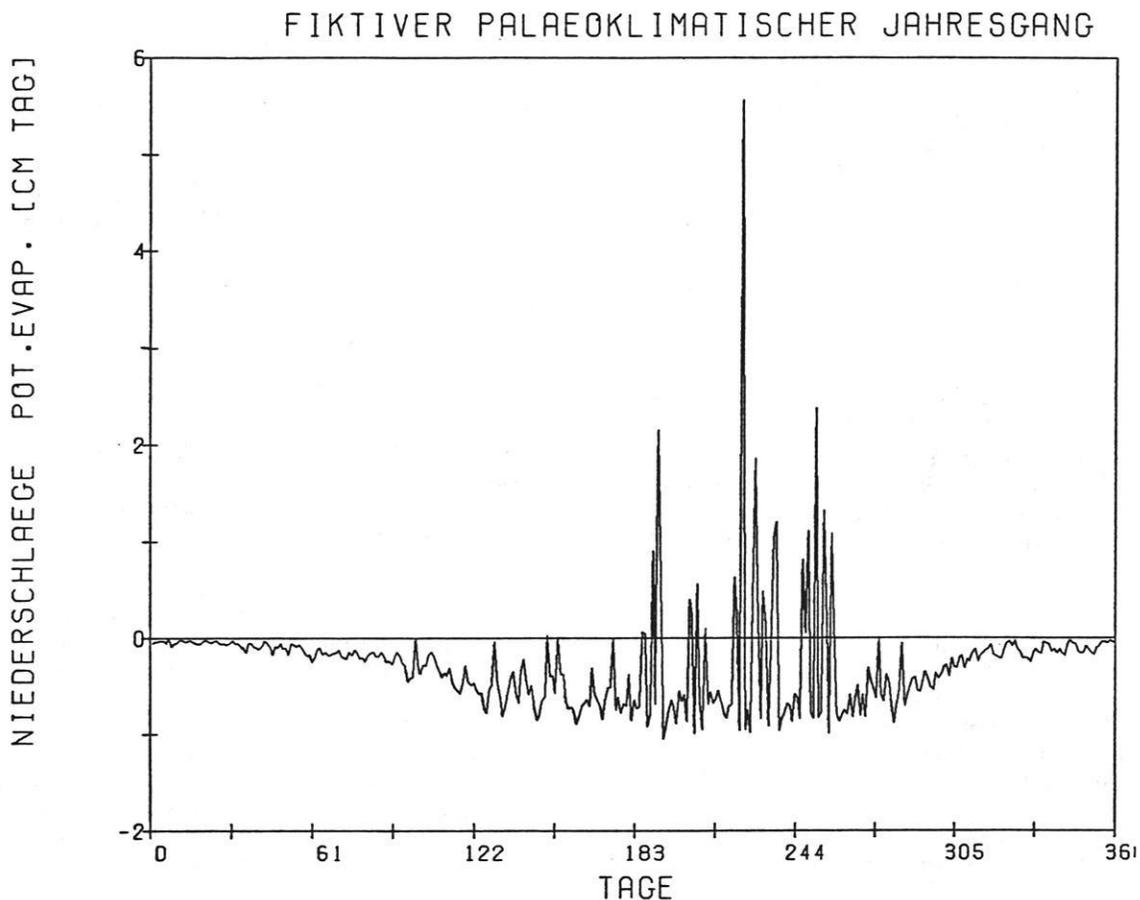


Fig.7: Fiktiver paläoklimatischer Jahresgang für das Untersuchungsgebiet. Auf der Ordinate sind Niederschläge und potentielle Evaporation (neg. Werte), auf der Abszisse Tage angegeben. Die Werte der Niederschläge stammen von der Station Sodiri (14°25'N, 29°06'E, 1978) die Werte für die potentielle Evaporation sind langjährige Mittel aus Dakhla (ZIELINSKI et al.1983).

Eine ausgesprochene Trockenphase von Oktober bis Juni wird für die Monate Juli, August und September von monsonalen Niederschlägen, zum Teil als Starkregen niederfallend, unterbrochen. Die jährlichen Niederschläge betragen 242 mm, gestützt auf den Wasserbedarf der Großsäuger. Der Hauptregenmonat ist der August mit 125 mm, gefolgt vom September mit 75 mm und vom Juli mit 50 mm.

7 Niederschlagsereignisse liegen über 10 mm/Tag, 2 über 20 mm/Tag, die höchste Niederschlagsmenge fällt am 13. August mit 55.6 mm (s.Fig.7). Zumindest für die leichten Böden (Cluster 7-10), aber auch für die Cluster 3 und 4 ist durch Feldversuche sichergestellt, daß diese Wassermengen ohne Überstau oder Abfluserscheinungen infiltriert werden können (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985).

Dieser Witterungsverlauf entspricht dem der Station SODIRI im Jahr 1978 im Nordsudan (freundlicherweise von J.HOFMANN überlassen).

Er steht auch im Einklang mit den von SONNTAG et al. (1978) für den Bereich der gesamten Sahara aufgrund isotopischer Befunde postulierten konvektiven Genese der Niederschläge. Ein eventuell im Arbeitsgebiet vorhandener West - Ostgradient abnehmender Niederschläge, der sich auch aus der angenommenen monsonalen Genese der Niederschläge ableiten ließe, wird vernachlässigt.

Da diese Niederschlagshöhen und die daraus zu erwartende Tonmineralverlagerung im Kontrast stehen zu den tatsächlichen Befunden für Tonmineralverlagerung (BLUME 1985, frdl.-mdl.Mttlg.), werden als weitere klimatische Randbedingungen Niederschläge mit derselben Verteilung, aber nur noch 4/5 (194 mm) bzw. 3/5 (147 mm) der Menge angenommen. Die Rate der potentiellen Evaporation wird beibehalten.

Die Gesamtdauer der holozänen Feuchtphasen wird mit 2 500 a angenommen, einem unteren Wert in den obigen Abschätzungen.

4. DIE BODENPHYSIKALISCHEN PARAMETER

4.1 Methoden

4.1.1 Probennahme

Zur bodenphysikalischen Charakterisierung der geomorphologischen Komplexe wurden 40 Leitprofile bearbeitet. Dazu erfolgte vor Ort eine detaillierte Profilaufnahme (Textur, Körnung, Farbe, Carbonatgehalt, Verfestigungsgrad, Topographie), vertikal nach Horizontierung untergliedert. Lag keine sichtbare Horizontierung vor, erfolgte eine formale Untergliederung in Schichtbereiche von maximal 75 cm Mächtigkeit.

Aus dem vorher angefeuchteten Substrat wurden dann aus jedem Horizont zwischen 3 und 8 Parallelen weitgehend ungestörter Proben in Stechzylindern (100 cm, 4 cm Randhöhe) geborgen. In lockeren Materialien wurden die Stechzylinder vorsichtig von Hand mit Hilfe eines Treibgerätes (Fa.Eijkelkamp) vertikal in das Substrat eingesetzt, bei festeren Substraten, z.B. tonreichen Sedimenten, wurde ein Kunststoffhammer (500 g) zu Hilfe genommen. An Ober- und Unterseite der Zy-

linder wurden nach der Entnahme überstehende Substratteile mit einem Messer vorsichtig entfernt. Anschließend erfolgte der Verschluss der Zylinder mit Deckeln aus hartem Kunststoff, Beschriftung und Einlagerung in vorbereitete, mit Schaumstoff ausgekleidete Boxen.

4.1.2 Bestimmung der pF-Kurve

Im Labor erfolgte die Bestimmung von pF-Kurven (Desorption) und Kf-Wert: Die Stechzylinder wurden geöffnet, eventuelle Abweichungen von der maximalen Füllhöhe bestimmt, auf der Unterseite mit einem Filterpapier gespannt und auf einem Sandbad von unten mit Wasser aufgesättigt. Dann erfolgte die schrittweise Entwässerung der kompletten Zylinder auf die pF-Stufe 1.2 (15.9 cm Wassersäule) im Sandbad, die pF-Stufen 1.8 und 2.4 (63 cm bzw. 250 cm Wassersäule) auf keramischen Platten einer Unterdruckapparatur jeweils bis zur Gewichtskonstanz (Dauer: je nach Substrat und pF-Stufe bis zu 10 Tage). Ferner wurde bei den auf pF 2.4 ein-

gestellten Proben das Feststoffvolumen in einem Luftpyknometer bestimmt (HARTGE 1971, SCHLICHTING & BLUME 1966). Anschließend wurden die Proben bei 105° C getrocknet, das Trockengewicht bestimmt sowie Gewicht, Innendurchmesser und Höhe jedes Stechzylinders. Mit Hilfe dieser Werte wurden dann das Porenvolumen und die Wassergehalte bei pF 1.2, 1.8 und 2.4 ermittelt, wobei die verschiedenen Wassergehalte der Filterpapiere bei den verschiedenen Entwässerungsstufen berücksichtigt wurden. Von den Porenvolumina und Wassergehalten der einzelnen Parallelen wurden anschließend die arithmetrischen Mittel gebildet.

Die Ermittlung der Wassergehalte bei den pF-Stufen 3.0, 3.6 und 4.2 (1, 4, 15 Bar Überdruck bzw. 1000, 4000 und 15000 cm Wassersäule) geschah in einer Überdruckapparatur nach RICHARDS & FIREMAN (1943) auf keramischen Platten (Fa. Soil Moisture). Um zu hohe Einstellzeiten zu vermeiden, wurden dazu Teilproben von etwa 1 cm Mächtigkeit und einem Durchmesser von etwa 3 cm aus den Stechzylindern entnommen, im Überdruck bis zur Gewichtskonstanz entwässert und anschließend gravimetrisch der Wassergehalt der einzelnen Proben bestimmt. Die Ergebnisse der einzelnen Parallelen wurden arithmetrisch gemittelt, über die vorher bestimmten Porenvolumina erfolgte die Umrechnung von Gewichts- auf Volumenprozent Wassergehalt.

Bei einem Teil der Proben erfolgte die Bestimmung der pF-Stufen 4.7, 5.5 und 6.3. Dazu wurden die Wassergehalte kleiner Probenmengen (ca 10 g) im Exsikkator über übersättigten Lösungen von Na₂SO₄, (NH₄)₂SO₄ und CH₃COOK mit der relativen Luftfeuchte ins Gleichgewicht gebracht (SCHLICHTING & BLUME 1966) und anschließend die Wassergehalte gravimetrisch bestimmt.

4.1.3 Bestimmung des Kf-Wertes

Die gesättigte Wasserleitfähigkeit wurde in einem Haubenpermeameter nach HARTGE (1966) bei verschiedenen Überstauhöhen mit jeweils 4 parallelen Messungen bestimmt. Bei der Berechnung der Leitfähigkeit wurde auch der Widerstand des Meßsystems (Schläuche, Filter) berücksichtigt. Es gilt:

$$K_{fpr} = \frac{K_{fges} \cdot K_{fsys}}{K_{fsys} - K_{fges}}$$

mit:

K_{fpr} = Ermittelter Kf-Wert der Probe

K_{fges} = Meßwert

K_{fsys} = Kf-Wert der Meßapparatur ohne Probe

Die Berücksichtigung des Widerstandes der Meßapparatur führte besonders bei den hohen Kf-Werten zu erheblichen Korrekturen der Werte nach oben.

Das Spektrum der so ermittelten Kf-Werte liegt, in Abhängigkeit von der Bodenart, in den Größenordnungen, wie sie auch in der Literatur (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984) zu finden sind.

4.1.4 Fehlerquellen

Die bei der Entnahme der Proben auftretenden Fehlermöglichkeiten beschreiben HARTGE & BECHER (1971). Danach ist die Probe in der Nähe der Zylinderwand stets gestört, in ungünstigen Fällen auch bis in 2 cm Abstand von der Zylinderwand.

Bei dem Transport der Proben ließen sich bei den sehr leichten Böden Verdichtungserscheinungen nicht immer vermeiden, besonders davon betroffen sind naturgemäß die groben Porenbereiche (HARTGE 1964), während die Feststellung des gesamten Porenvolumens davon nicht betroffen ist. Die Fehler hingegen, die bei den Laboranalysen auftreten, sind recht gering: bei Doppelbestimmungen desselben Probenmaterials traten Variationskoeffizienten zwischen 2% und 18% auf, wobei die niedrigeren Werte bei den niedrigeren pF-Stufen auftraten, die höheren bei den hohen pF-Stufen.

Folgendermaßen wurde versucht, den Einfluß von Störungen auszugleichen:

1. Offensichtlich sehr stark gestörte Proben wurden verworfen.
2. Bei geringen Störungen erfolgte eine Korrektur der pF-Kurven nach HARTGE (1964), wobei die Werte für pF 1.8 und 2.4 in Abhängigkeit von der festgestellten Verdichtung geringfügig reduziert wurden.
3. Bei der Mittelbildung der einzelnen Parallelen wurden Ausreißer verworfen.

4. Über die Theorie des Porenraumes von MUALEM (1976) und VAN GENUCHTEN (1980) konnte eine einer Regressionsberechnung für Geraden vergleichbare, optimierte pF-Kurve bestimmt werden (s.Kap.4.4;Fig.8).

5. Bei den Kf-Werten erfolgte eine Korrektur mit Hilfe von Infiltrationsmessungen mit einem Doppelringinfiltrrometer (BOUWER 1961,1962)(s.Fig.9).

6. Bei Quellung der Proben, das geschah besonders bei den Vertretern der Cluster 5 und 6, wurde das Porenvolumen bei einer Wasserspannung von pF 2.4 ermittelt. Wassergehalte, die bei niedrigeren Wasserspannungen über dem ermittelten Porenvolumen lagen, wurden auf das Porenvolumen reduziert.

Zusammenfassend bleibt hier allerdings zu sagen, daß die Entwicklung und Anwendung von in situ Methoden dringend geboten erscheint, da die Hauptfehlerquelle der oben dargestellten Methoden in Beschädigungen des Probenmaterials durch Entnahme und Transport, speziell bei langen Transportwegen durch Verdichtung der Proben liegt.

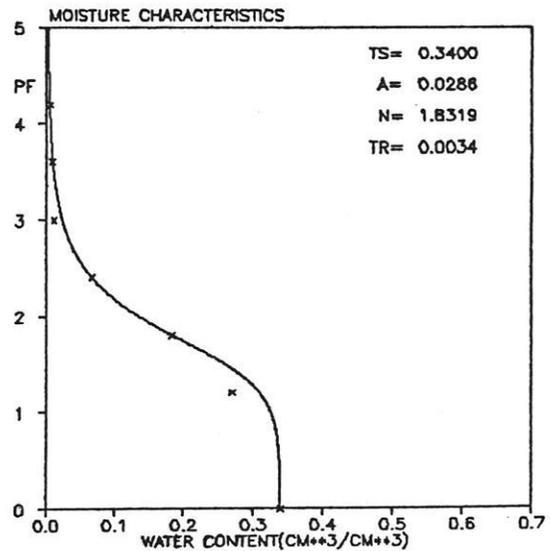


Fig.8: pF-Kurve von Dünenanden. Der Meßwert bei pF 1.2 ist durch Verdichtung der Probe vermindert, eine Korrektur erfolgt über die Optimierung der Parameter nach MUALEM (1976) und VAN GENUCHTEN (1980)(durchgezogene Linie).

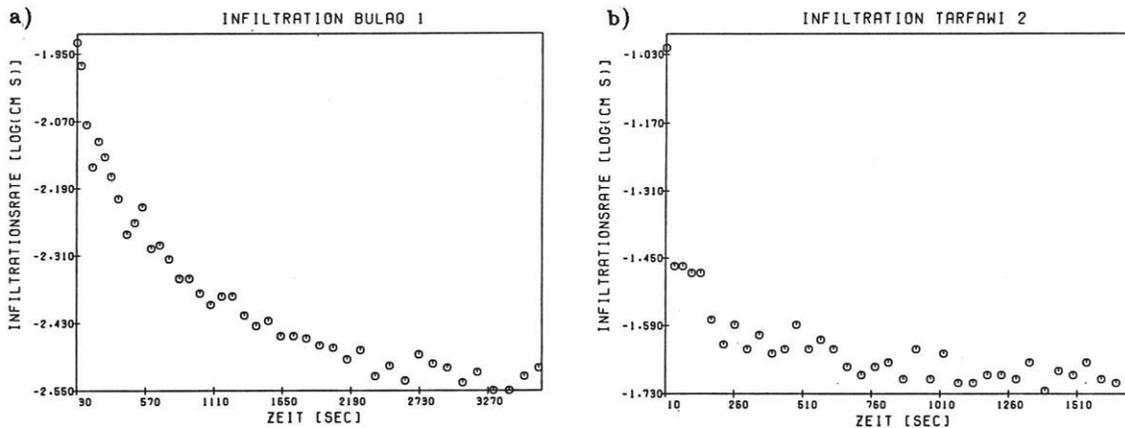


Fig.9: Infiltrationsversuche mit Doppelringinfiltrrometer a) auf einem auf einer Akkordanzfläche bei Bulaq ausgebildeten Solontschak, b) auf einem auf einer Seriffläche ausgebildeten sandy haplic Yermosol bei Tarfawi. Mit zunehmender Infiltrationsdauer nähert sich die Infiltrationsrate dem Wert für die gesättigte Wasserleitfähigkeit. Im Fall a) ergibt sich so eine Wasserleitfähigkeit von etwa $3.1 \cdot 10^{-3}$ cm/s, im Fall b) von etwa $2.2 \cdot 10^{-2}$ cm/s. Die Laborwerte liegen für a) um $1.1 \cdot 10^{-3}$, für b) um $1.2 \cdot 10^{-2}$ als Maximalwerte.

4.2 Statistische Untersuchungen

4.2.1 Korrelationen und Regressionen

Die statistischen Untersuchungen dienen dazu, bestehende Zusammenhänge zwischen den pF-Werten und Kf-Werten festzustellen und zu untersuchen, ob sich für die hier bearbeiteten Wüstenböden mit ihrem vernachlässigbar

geringen Gehalt an organischer Substanz (ALAILY & BLUME 1983) besondere Charakteristika ergeben. Sie wurden mit den Programmpaketen SPSS und CLUSTAN durchgeführt. Die Anzahl der Individuen beträgt bis auf wenige Ausnahmen 110, der Kf-Wert wurde durch den $\log(Kf) =: Kn$ ersetzt, da so eine bessere lineare Darstellung erfolgen konnte.

	pF 1.2	pF 1.8	pF 2.4	pF 3.0	pF 3.6	pF 4.2	Kn
pF 1.8	.898						
pF 2.4	.852	.950					
pF 3.0	.817	.920	.974				
pF 3.6	.812	.911	.966	.989			
pF 4.2	.806	.897	.955	.976	.991		
Kn	-.633	-.834	-.853	-.866	-.857	-.827	
Pv	.830	.680	.692	.680	.681	.693	-.371

Tab.1: Korrelationskoeffizienten der einzelnen Meßwerte. Besonders hoch ist die Korrelation der hohen pF-Werte. Aufgrund der logarithmischen Darstellung des Kf-Wertes sind dessen Korrelationskoeffizienten negativ.

Die hohen Korrelationskoeffizienten zwischen pF 2.4, 3.0, 3.6 und 4.2 (s.Tab.1) lassen es untersuchenswert erscheinen, ob nicht ein Teil der Meßwerte über einfache Regressionsgleichungen und nicht über aufwendige Laboruntersuchungen bestimmt werden könnte. Infolge sekundärer Einflüsse (Bildung von Sekundärporen, verschiedene Formen der Verdichtung) kommen die gröberen Porenbereiche für eine solche Darstellung nicht in Frage.

Deutlich hingegen korreliert der Kn-Wert mit den Wassergehalten der einzelnen Desorptionsstufen.

Bei den unten dargestellten linearen Regressionsgleichungen ist pF 3.6 als unabhängige Variable gewählt, um so möglichst viele andere der Variablen durch diesen einen Wert darstellen zu können.

$$pF\ 2.4 = 1.40 \cdot pF\ 3.6 + 1.86$$

$$pF\ 3.0 = 1.21 \cdot pF\ 3.6 + 0.01$$

$$pF\ 4.2 = 0.86 \cdot pF\ 3.6 - 0.13$$

Der Prozentsatz der durch diese Gleichungen erklärten Varianz ergibt sich durch die Quadrierung der Korrelationskoeffizienten zwischen den Variablen. Er beträgt bei der ersten Gleichung 93%, bei den übrigen beiden Gleichungen 98%. Größere Residuen treten vor allem bei den quellfähigen Proben auf (vergl.Fig.10 a,b,c).

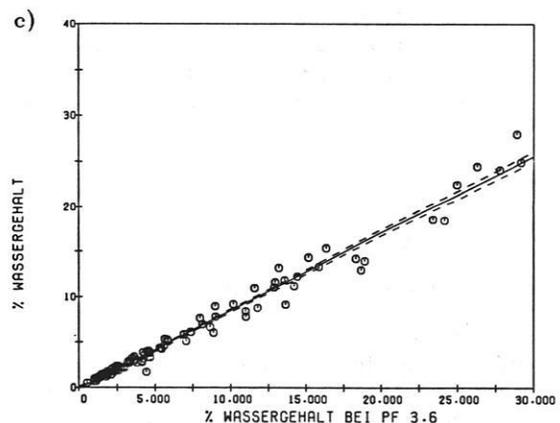
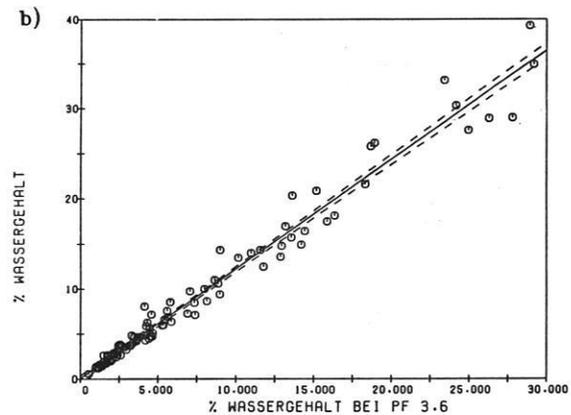
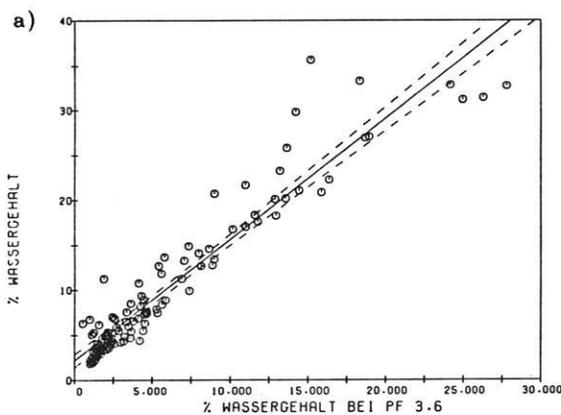


Fig.10 a,b,c: Ein deutlicher linearer Zusammenhang ergibt sich bei den pF-Werten 2.4, 3.0, 3.6 und 4.2. Während es bei pF 2.4 insbesondere bei den hohen Wassergehalten noch große Residuen gibt (a), gehen diese bei pF 3.0 (b) und 4.2 (c) deutlich zurück. Als unabhängige Variable ist jeweils pF 4.2 (Abszisse) gewählt.

WASSERLEITFÄHIGKEIT

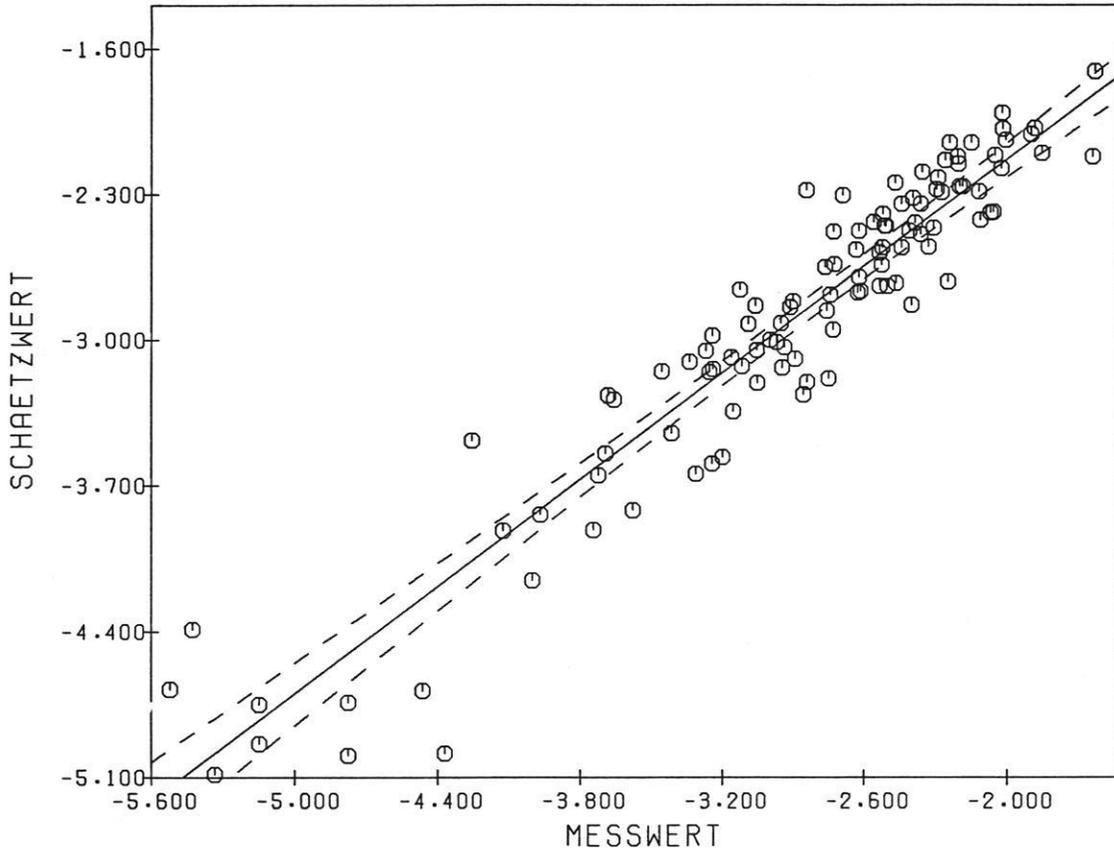


Fig.11: Zusammenhang zwischen Meßwert und über die ermittelte Regressionsgleichung bestimmtem Schätzwert der gesättigten Wasserleitfähigkeit. Die gerissenen Linien geben das Konfidenzintervall auf dem 95%-Niveau an, die ungleiche Skalierung von Ordinate und Abszisse wird durch deren unterschiedliche Länge bewirkt. Die großen Residuen bei den niedrigen Leitfähigkeiten sind auf eventuelle Meßungenauigkeiten bei den quellfähigen Böden zurückzuführen.

Für die Herleitung des K_n -Wertes konnte folgende multiple Regressionsgleichung bestimmt werden:

$$\begin{aligned}
 K_n = & - 0.813 * pF\ 3.6 + 0.052 * PV \\
 & + .0134 * pF\ 1.2 - 0.465 * pF\ 1.8 \\
 & - 3.936
 \end{aligned}$$

Bei der Berechnung wurde aufgrund der hohen Korrelation zu $pF\ 3.6$ auf die Werte $pF\ 2.4$, 3.0 und 4.2 verzichtet, mit obestehenden Regressionsgleichungen ist es jedoch einfach, $pF\ 3.6$ durch einen dieser Werte zu substituieren (Fig.11). Insbesondere bei den geringen Wasserleitfähigkeiten sind hier die Residuen hoch. Die Standardabweichung liegt bei 0.6 für den K_n -Wert, das entspricht einem Faktor von 4 für den K_f -Wert. Da aber schon bei der Messung der K_f -Werte Schwankungen innerhalb einer Größenordnung üblich sind, ist hiermit, zumindest für

Wüstenböden, ein relativ zuverlässiges Prognoseinstrument gegeben. Die hohen Residuen bei den geringen Leitfähigkeiten lassen sich nach HARTGE (1971) eventuell auf Meßungenauigkeiten zurückführen, die insbesondere bei tonreichen Böden durch elektrische Potentiale hervorgerufen werden können.

Um Anhaltspunkte über das Desorptionsverhalten von Wüstenböden im Bereich höherer pF -Werte zu erhalten, wurden etwa 20 Proben verschiedener Bodenarten, wie oben beschrieben, auf den Stufen $pF\ 4.7$, 5.5 und 6.3 entwässert und die Regressionsgleichungen mit $pF\ 4.2$ als unabhängiger Variablen bestimmt. Aufgrund der geringen Probenzahl sind hier die Gleichungen nicht so gut gesichert wie oben, liegen aber auch in dem Spektrum der Literaturwerte (SCHLICHTING & BLUME 1966). Auf der Basis dieser Gleichungen werden die übrigen pF -Kurven extrapoliert, um so die in

ariden Klimaten häufig vorkommenden hohen Wasserspannungen erfassen zu können. Folgende Gleichungen wurden ermittelt (s.Fig.12):

$$pF\ 4.7 = 0.67 \cdot pF\ 4.2$$

$$pF\ 5.5 = 0.40 \cdot pF\ 4.2$$

$$pF\ 6.3 = 0.13 \cdot pF\ 4.2$$

1.2.2 Klassifikation der Daten

Ziel dieses Abschnittes ist es, die große gewonnene Datenmenge (110 Fälle, 7 Variable) zu klassifizieren und zu Gruppen zusammenzufassen, um so einerseits bei den späteren Modellrechnungen den Rechenzeitverbrauch zu senken, andererseits auch die Bedingung der bodenphysikalischen Homogenität für das Simulationsmodell zu gewährleisten. Eine Möglichkeit wäre nun gewesen, die Daten von Bereichen ähnlicher oder gleicher Genese zusammenzufassen. Das hätte aber die Gefahr mit sich gebracht, daß einzelne Fälle verschiedener Genese, wie z.B. Dünen und Schwemmfächer trotz sehr ähnlicher bodenphysikalischer Parameter verschiedene Gruppen gebildet hätten. Deshalb erfolgte die Klassifikation mit Hilfe einer Clusteranalyse nach der Ward'schen Methode (WARD 1963; Programmpaket CLUSTAN). Dieses Verfahren liefert eine Klassifikation von Individuen unter dem Gesichtspunkt der geringstmöglichen Heterogenität der einzelnen Gruppen, dem Varianzkriterium (STEINHAUSEN & LANGE 1977). Die Gruppen werden durch Mittelwert und Standardabweichung der einzelnen Variablen dargestellt. Anhand der Besetzung der einzelnen Gruppen

Fig.12: Zusammenhang zwischen pF 4.2 (Ordinate) und pF 4.7, 5.5 und 6.3. Aufgrund der geringen Anzahl der Probanden ist hier der Zusammenhang nicht so gut gesichert wie in den vorhergehenden Fällen. Die Korrelationskoeffizienten liegen zwischen 0.75 und 0.86. Dieser relativ schlechte Zusammenhang kann seine Ursache auch in dem Wechsel der Meßmethoden vom porösen Medium zur Desorption in einer eingestellten Atmosphäre und damit dem zunehmenden Einfluß von leicht löslichen Salzen haben, der wie an anderer Stelle ausgeführt, bei der Entwässerung auf porösen Medien vernachlässigt werden kann.

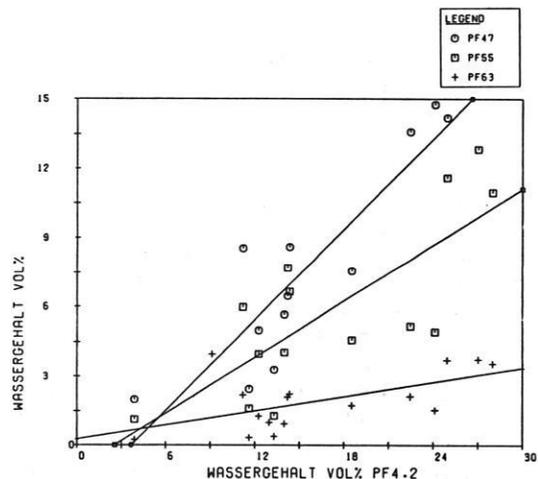
durch Individuen bekannter geomorphologischer Genese können diese Gruppen ihrerseits wieder geomorphologisch interpretiert werden. Im Gegensatz zu anderen Verfahren, in denen eine Reduktion der Variablen auf einige Hauptkomponenten vollzogen wird (z.B. bei der Faktorenanalyse oder beim Centroidverfahren), gehen beim Verfahren nach WARD keine Informationen durch Projektionen verloren.

Zweckmäßigerweise wurde der Kf-Wert wieder durch Kn ($=\log[Kf]$) substituiert.

Fig.13 zeigt die Gruppenbildung als Dendrogramm, auf der Abszisse sind die Bezeichnungen der jeweiligen Individuen, auf der Ordinate die Distanzniveaus der jeweiligen Verschmelzung als Maß für den Zuwachs an Heterogenität (=Informationsverlust) aufgetragen. Bei der hier gewählten Anzahl von 10 Gruppen ergibt sich das geringe Distanzniveau von 1.335 Einheiten. Deutlich erkennbar ist die Diskriminierung in 2 Hauptgruppen: links die schweren, rechts die leichten Böden, wobei innerhalb der Gruppe der schweren Böden die Differenzierung deutlich größer ist als in der Gruppe der leichten Böden. Die Klassifikation erfolgt unabhängig von der Anzahl der Proben: diese ist bei den vier Gruppen der leichten Böden höher als bei den sechs Gruppen der schweren. Die bodenphysikalischen Parameter der einzelnen Gruppen sind in Tab.2 dargestellt.

4.2.3 Geomorphologische Interpretation

Bei dem in Fig.13 dargestellten Dendrogramm, lassen sich einzelne Gruppen relativ klar in einen geomorphologischen Kontext bringen,



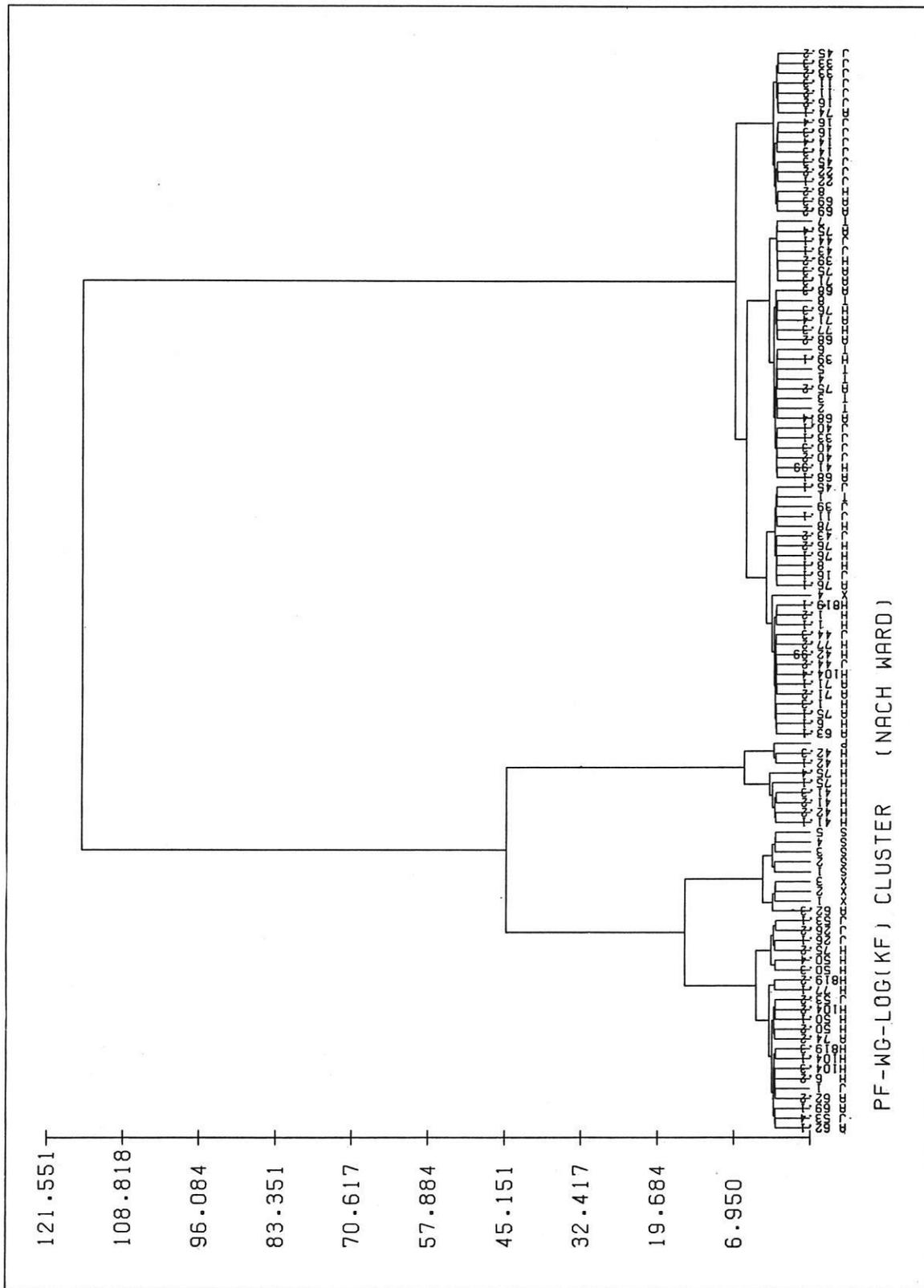


Fig.13: Dendrogramm der Clusteranalyse. Auf der Abszisse sind die Individuen mit ihren Bezeichnungen, auf der Ordinate die Distanzniveaus abgetragen, hinzugefügt ist die Unterteilung in Gruppen und ihre Bezeichnung. Deutlich erfolgt eine Unterscheidung in sehr leichte und schwerere Böden.

bei anderen handelt es sich eher um Mischformen mit einem vielschichtigen Prozeßgefüge. So enthält das Cluster 3 nur flachgründige Böden unter Steinbedeckung (Hamadaflächen), einmal Fälle aus dem Vorland des Abu Tartur (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985), einmal von der Hochfläche des Gilf Kebir.

In Cluster 4 sind nur, aber dafür auch ohne Ausnahme, die Proben eines auf Shales angelegten Solontschak bei Bulaq, 30 km südlich von Kharga vertreten (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985).

Cluster 5 enthält vornehmlich limnische Akkumulationen: Mudden aus dem Bereich des Binnendeltas des Wadi Howar, und einige Proben von Playas, Cluster 6 wiederum Playas und Shales.

Cluster 9 wird gebildet von sehr jungen, unverfestigten, eventuell sogar sekundär aufgelockerten Sedimenten: Vertreten sind dort Flugsande, fluviale Akkumulationen (Seriflächen), Crackfüllungen, Sandschleppen (Gilf Kebir) und Schwemmfächer, zum Teil mit schwacher Gefügebildung. Sie unterscheiden sich morphogenetisch nicht von den Vertretern der Cluster 7 und 10, diese unterlagen

Nr.	Pv	Pf12	Pf18	Pf24	Pf30	Pf36	Pf42	Kf	N.Cas
1	37.0	30.0	21.5	13.4	9.4	7.9	6.5	5.7E-4	16
	3.0	2.3	2.4	2.6	2.4	2.0	1.6	2.5	
2	38.2	33.5	27.8	21.3	15.7	12.6	10.2	1.3E-4	6
	4.3	2.6	4.1	2.5	2.7	2.3	2.1	1.5	
3	47.3	35.8	25.4	21.0	16.3	13.7	12.8	1.2E-3	4
	3.2	3.9	2.3	2.2	1.6	2.0	1.9	2.2	
4	52.1	46.5	33.6	29.4	20.0	16.2	13.2	5.9E-4	5
	2.3	1.8	3.6	5.7	4.5	2.2	1.4	1.7	
5	45.1	41.0	36.8	32.6	29.1	24.2	20.2	8.3E-6	6
	2.7	3.7	3.4	4.4	2.5	3.1	4.4	2.6	
6	55.1	54.2	49.7	45.1	36.6	29.5	26.7	1.4E-5	3
	2.3	2.3	3.1	3.9	2.3	0.8	1.6	3.1	
7	40.5	31.2	16.9	6.8	4.5	3.6	3.0	2.7E-3	15
	3.1	1.6	3.2	1.5	1.5	1.1	1.0	1.7	
8	35.2	27.7	14.8	5.7	2.9	2.5	1.9	3.3E-3	11
	1.8	1.7	1.9	1.1	1.6	1.3	1.0	1.4	
9	37.7	23.8	7.9	3.5	2.2	1.9	1.6	7.4E-3	27
	2.1	4.2	1.9	1.1	1.0	0.8	0.7	1.7	
10	31.0	21.2	11.6	6.2	3.8	3.0	2.5	9.1E-4	17
	2.4	2.9	2.7	2.7	2.0	1.5	1.2	1.4	

Tab.2: Clusteranalyse. Nr entspricht der Clusterbezeichnung im Dendrogramm, N.Cas ist die Anzahl der im Cluster enthaltenen Individuen, Pv das Porenvolumen, pF 1.2 - 4.2 die Wassergehalte bei den pF-Stufen 1.2 - 4.2 (jeweils mit Standardabweichung). Kf ist die gesättigte Wasserleitfähigkeit, die Schreibweise 2.2E-3 steht für $2.2 \cdot 10^{-3} \text{cm/sek}$. Hier handelt es sich, im Gegensatz zu den anderen Werten, um geometrische Mittel mit dazugehöriger Standardabweichung.

aber in vielen Fällen einer sekundären Änderung des Porenraumes.

Cluster 8 versammelt rezente Dünenande und Flugsandauflagen mit Einzelkorngefüge, daraus resultieren die etwas geringeren Porenvolumina.

Schwieriger ist die Zuordnung zu den Clustern 1 und 2: Dort sind stark sekundär überformte fluviale und äolische Sande zu finden, daneben die in Senken von Akkordanzflächen gebildeten flachgründigen Böden, fossile Seeböden und eine sandige Abart der Playa und tonig verbackene Sedimente von Fußflächen neben Vertretern von Wadiböden.

4.3 Betrachtung des Porenraumes

4.3.1 Bestimmung der Porenverteilung

Der nur geringe Anteil organischer Substanz in den Wüstenböden (ALAILY & BLUME 1983) läßt eine Umrechnung der pF-Kurve auf die Porenverteilung der Proben zu. Allerdings können die oft hohen Salzgehalte bei den feineren Poren zu Fehlern in der Umrechnung führen, da hier die Bindungsenergie der Hydrathüllen der Salze ähnlich hoch ist wie die der Poren. Dieses Phänomen tritt bei den hier gewählten Meßmethoden aber erst bei pF-Werten $> \text{pF } 4.2$ auf, wo die Bestimmung über eine eingestellte Luftfeuchte erfolgt. Bei der Bestimmung der pF-Werte $\leq \text{pF } 4.2$ auf Sandbädern bzw. auf keramischen Unter- oder Überdruckapparaturen ist dagegen davon auszugehen, daß die Salzkonzentration im porösen Gefüge der Extraktionsplatten bzw. Sandbäder sich schnell auf die Konzentration der Proben einstellt und so eine osmotische Potentialdifferenz vernachlässigt werden kann. Allerdings kann über die höhere Dichte von Wässern mit erhöhter Salzkonzentration, über die Änderung von Benetzungswinkel und Oberflächenspannung eine Abweichung der berechneten von der tatsächlichen Porenverteilung auftreten, wobei insbesondere die Größe des Benetzungswinkels nicht eindeutig gegeben ist. Des weiteren muß bemerkt werden, daß aufgrund von Hystereseeerscheinungen die, wie hier, aus Desorptionskurven ermittelten Porenverteilungen nicht mit denen übereinstimmen, die aus Adsorptionskurven über den kapillaren Aufstieg ermittelt werden.

Über den Zusammenhang (HILLEL 1980)

$$r = \frac{2 \cdot \gamma \cdot \cos(\beta)}{H \cdot \rho \cdot g}$$

mit:

r = Kapillarradius

β = Benetzungswinkel

γ = Oberflächenspannung des Wassers

ρ = Dichte des Wassers

g = Erdbeschleunigung

H = Wasserspannung

ist, abgesehen von o.g. Fehlermöglichkeiten, die Bestimmung der Porenverteilung möglich.

Die Klassifikation in Porengrößenbereiche hingegen ist willkürlich, sie erfolgt hier analog zu SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1984) in weite Grobporen (> 50 μ m), enge Grobporen (50–10 μ m), Mittelporen (10–0.2 μ m) und Feinporen (< 0.2 μ m).

Durch Tabelle 3 wird die Annahme einer sekundären Veränderung des Porenraumes bestä-

Nr	Pv	>50	50-10	10-.2	<.2
1	37.0	15.2	8.2	9.5	4.7
	100	41.1	22.1	25.7	12.7
2	38.2	10.2	7.6	11.6	8.9
	100	26.7	19.9	30.3	23.2
3	47.3	20.0	7.0	10.5	9.8
	100	42.1	14.8	22.2	20.8
4	52.1	13.8	10.7	16.0	11.6
	100	26.5	20.6	30.7	22.2
5	45.1	5.8	7.6	15.1	16.6
	100	12.9	16.8	33.5	36.9
6	55.2	3.1	7.7	22.0	22.4
	100	5.1	14.0	39.9	40.6
7	40.5	22.6	10.2	5.7	2.1
	100	55.7	25.0	14.1	5.2
8	35.2	20.3	9.3	4.6	1.1
	100	57.6	26.5	13.0	3.0
9	37.7	29.5	5.5	1.2	1.6
	100	78.1	14.5	3.2	4.3
10	31.0	19.0	6.3	4.1	1.6
	100	61.3	20.3	13.1	5.2

Tab.3: Porenverteilung der Cluster. Angegeben sind jeweils der prozentuale Anteil am Gesamtvolumen (oberer Wert) und die Anteile am Porenvolumen (unterer Wert). Nr ist die Clusterbezeichnung, Pv das Porenvolumen, die Porenklassenbezeichnungen erfolgen in [μ].

tigt. Geht man aufgrund morphologischer Befunde davon aus, daß sich in Cluster 8 die Vertreter ohne sekundäre Überprägung befinden, stellt man für Cluster 9 eine deutliche Zunahme der weiten Grobporen zuungunsten der feineren Porenbereiche fest. Bei Cluster 7 hingegen ist die prozentuale Verteilung der Poren nahezu identisch mit der von Cluster 8, die Aufweitung des Porenraumes erfolgte linear, oft durch Einlagerung von Calciumcarbonat (Proben H 1.2 und 1.3 und H 819).

4.3.2 Sekundäre Veränderungen des Porenraumes

Bei der Betrachtung des Dendrogramms stellt man fest, daß sich häufig einzelne Proben desselben Profils in verschiedenen Gruppen befinden.

Dafür lassen sich zwei wesentliche Ursachen benennen:

a) (Primäre) Änderungen des Sedimentationsmilieus.

Als Beispiel dafür soll hier das Profil H 75 aus dem Binnendelta des Wadi Howar dienen. In beiden besteht die Basis aus fluvial geschütteten, gebleichten, gut sortierten Mittelsanden mit einzelnen Kiesen, im Hangenden befinden sich dagegen muddeähnliche, kalkreiche Akkumulationen aus Ton und Schluff mit nur geringem Feinsandanteil.

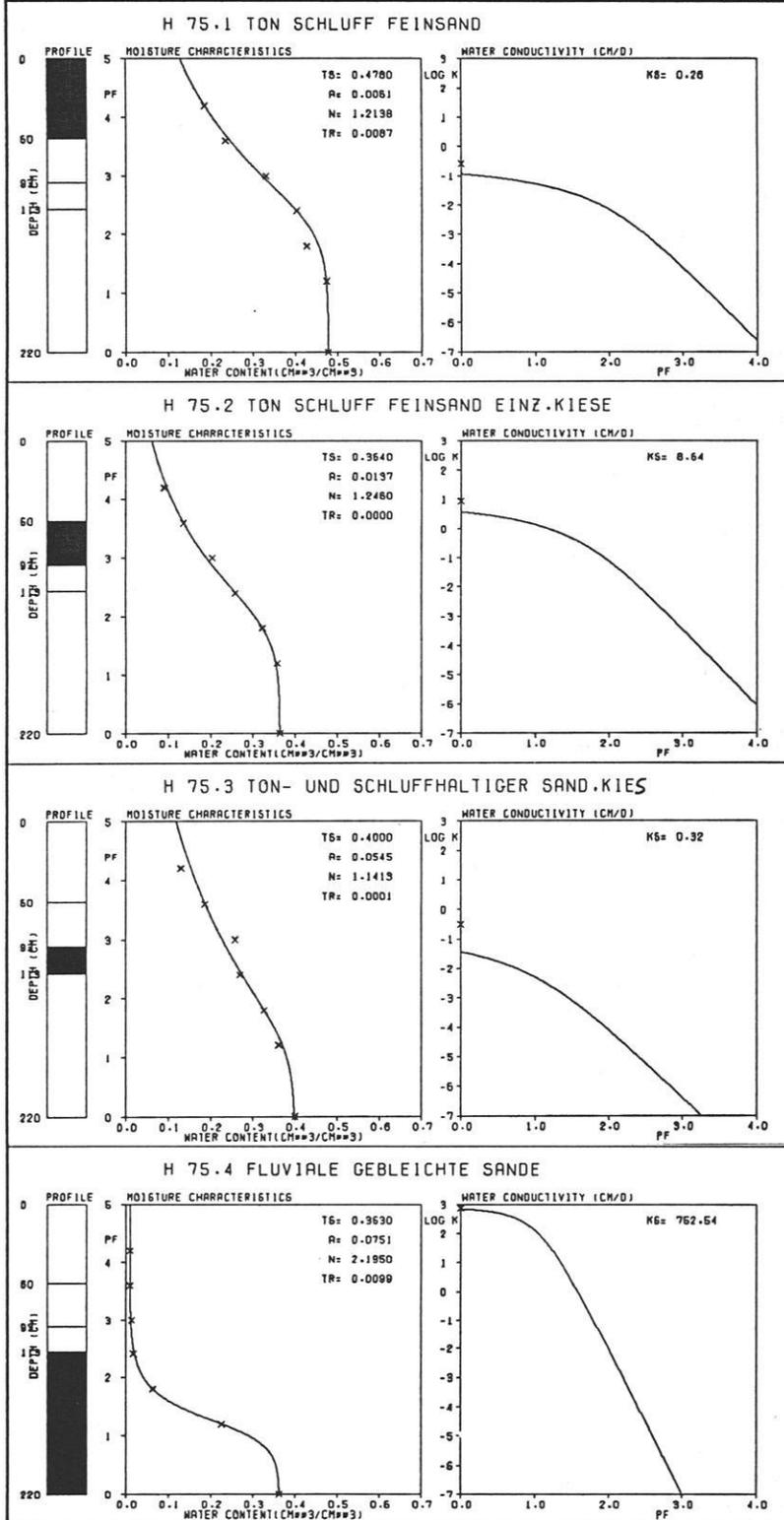
Dieser deutliche Umschlag von einem fluvialen zu einem limnischen Milieu spiegelt sich auch in der starken Differenzierung der pF-Kurven und der (ungesättigten) Wasserleitfähigkeit wider (s.Fig.14). Die Verteilung einzelner Horizonte eines Profils auf verschiedene Gruppen ist hier Ausdruck der vertikalen Änderung der geomorphologischen Genese des Substrates.

b) Sekundäre Änderungen des Porenraumes:

Anders verhält es sich mit der sekundären Änderung des Porenraumes. Mit diesem Begriff sollen Einwirkungen und Veränderungen des Substrates bezeichnet werden, die nach der Sedimentation erfolgten. Dabei sind zu unterscheiden

- Aufweitung durch Bildung von Sekundärporen
- Verdichtung, die wiederum zu unterscheiden ist in Sackungs- und in Einlagerungsverdichtung (HARTGE 1964).

SOIL PHYSICS: H 75 WADI HOWAR MUDDER AUF FLUV-SANDEN



Auf das Problem der Bildung von Schrumpfungsrissen wird in Kapitel 5 eingegangen.

Eine Aufweitung des Porenraumes durch Bioturbation konnte in einigen Fällen beobachtet werden, insbesondere in schwach durch Karbonat verbackenen sandigen Substraten.

An einem Profil wurde der vertikale Verlauf der Lagerungsdichte (BÖLLING 1971) bestimmt. Sie ist definiert als

$$D = \frac{n_0 - n}{n_0 - n_a}$$

mit

n = natürliches Porenvolumen

n_0 = Porenvolumen bei lockerster Lagerung

n_a = Porenvolumen bei dichtester Lagerung

Das natürliche Porenvolumen wurde an Stechzylindern bestimmt, dann wurde das ofengetrocknete Substrat in Meßzylinder überführt, dort die lockerste Lagerung bestimmt und danach durch Klopfen verdichtet.

Tab.4 zeigt, daß auch in einem Substrat, in dem eine Bioturbation oder Ribbildung nicht vorhanden ist, eine sekundäre Erweiterung des Porenraumes möglich ist. Eine Ursache dafür könnte darin liegen, daß beim Austrocknen des Substrates sich zwischen den einzelnen Körnern in den Menisken Salzbrücken bilden und so eine wenn auch sehr schwache Gefügebildung entsteht.

Verglichen mit den Porenvolumina mitteleuropäischer Böden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984) sind die oben dargestellten Werte, die auf sekundäre Erweiterung des Porenraumes hindeuten, zwar nicht sehr

Fig.14: Der Übergang von einer fluvialen zu einer limnischen Akkumulation bewirkt eine starke vertikale Differenzierung der pF-Kurven und der Wasserleitfähigkeit. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit ist bei den fluvialen Sedimenten in zwei Fällen vier Größenordnungen über der der limnischen Sedimente, spätestens bei pF 3.0 jedoch ist die ungesättigte Wasserleitfähigkeit der limnischen Sedimente größer als die der liegenden fluvialen.

Tief	Bez	n_0	n_d	n	D
2	T 1	37.1	29.1	36.7	+0.04
6	T 2	40.1	28.4	39.9	-0.02
12	T 3	39.2	29.1	41.1	-0.18
22	T 4	39.3	27.5	39.3	0.00
32	T 5	39.7	28.0	38.9	+0.07
52	T 6	35.7	25.8	37.0	-0.14
72	T 7	35.4	26.4	35.9	-0.05
102	T 8	37.9	28.3	38.7	-0.08

Tab.4: Bestimmung der Lagerungsdichte. Negative Werte von D drücken aus, daß das natürliche Porenvolumen größer ist als das bei lockerster Schüttung des Materials. Sämtliche Werte liegen in der Klasse der lockersten Substrate. Die Werte für n_a liegen alle bei etwa 27% der dichtesten möglichen Kugelpackung. Das gesamte Profil ist in seinem Verlauf sehr carbonatarm. Tief bezeichnet die Entnahmetiefe der Probe [cm].

hoch, sie müssen jedoch in Beziehung zu den geringeren Volumina rezenter Lockersedimente gesehen werden (vergl.Cluster 8).

Einschränkend muß auch zur Bestimmungsmethode für die Lagerungsdichte bemerkt werden, daß die Bestimmung von n_0 natürlich nur approximativ erfolgen kann und diese Methode nur, wie hier geschehen, an Substraten mit Einzelkorngefüge erfolgen kann.

Bei der Verdichtung soll hier auf verschiedene Formen der Einlagerungsverdichtung eingegangen werden, nämlich

- Einlagerung von Fällungsprodukten (Carbonat,Eisenoxid)
- Einlagerung von verlagertem Ton (Bt-Horizont).

Eine Sackungsverdichtung, beispielsweise durch die Auflast von hangenden Sedimentkörpern, konnte hier nicht nachgewiesen werden. Der am häufigsten auftretende Fall war die Änderung der Porenverteilung durch Einlagerung von Calciumcarbonat. Beispielhaft dafür ist das Profil H 819 (s.Abb.11). Dabei handelt es sich um eine carbonatisch verbackene Serirfläche nahe Bir Tarfawi (s.Fig.15). Aufgrund unterschiedlicher Verfüllung des Porenraumes befindet sich die Probe H 819.1 in Cluster 7, die Horizonte H 819.2 und H 819.3 hingegen in Cluster 1.

Eine Verdichtung durch Tonverlagerung, die sich auch deutlich auf die Porengrößenverteilung auswirkt, kann nur bei der Probe H 50 vermutet werden. Das Ausgangsmaterial besteht dort aus sandigem Granitgrus. Deutlich ist bei H 50.3 die Änderung der Porenverteilung durch höheren Tongehalt; sie bewirkt, daß die Horizonte H 50.1 und H 50.2 in Cluster 1, die Horizonte H 50.3 und H 50.4 hingegen in Cluster 2 liegen (s.Fig.16).

Die Tongehalte steigen von etwa 6% auf etwa 8%, wobei allerdings nicht geklärt ist, ob es sich hier wirklich um Tonverlagerung oder aber um sedimentologische Unterschiede im Ausgangsmaterial handelt.

Abgesehen von der Probe H 50 macht sich eine eventuelle Tonverlagerung bei den übrigen Proben allenfalls durch eine schwache Gefügebildung, kaum aber in einer Änderung der pF-Kurve bemerkbar.

Generell muß noch bemerkt werden, daß mit der Einlagerung von Fällungsprodukten nicht unbedingt das Porenvolumen verringert wird, es sollte hier vielleicht besser nur von einer Veränderung des Porenraumes und nicht von einer Verdichtung gesprochen werden.

4.4 Parametrisierung der Daten

Häufig werden pF - WG Kurven und die ungesättigte Wasserleitfähigkeit in Simulationsmodellen als tabellarische Funktion eingegeben (VAN KEULEN 1975). Da hier aber auf der Basis des Modells des Porenraumes und der ungesättigten Wasserleitfähigkeit von MUALEM (1976) und VAN GENUCHTEN (1980) gearbeitet wird, ist es nötig, dessen Parameter

ϑ_r , ϑ_s , α und n zu ermitteln (Ausführungen zum Modell: Kap. 6). Diese Optimierung erfolgte unter dem Kriterium der Minimierung der Summe S der Abstandsquadrate zwischen errechnetem und gemessenem Wert des Wassergehaltes der pF-WG Beziehung.

$$S = \sum_i (W_{gm_i} - W_{gs_i})^2$$

W_{gm_i} =gemessener Wassergehalt der pF-Stufe i

W_{gs_i} =anzupassender Funktionswert der pF-Stufe i

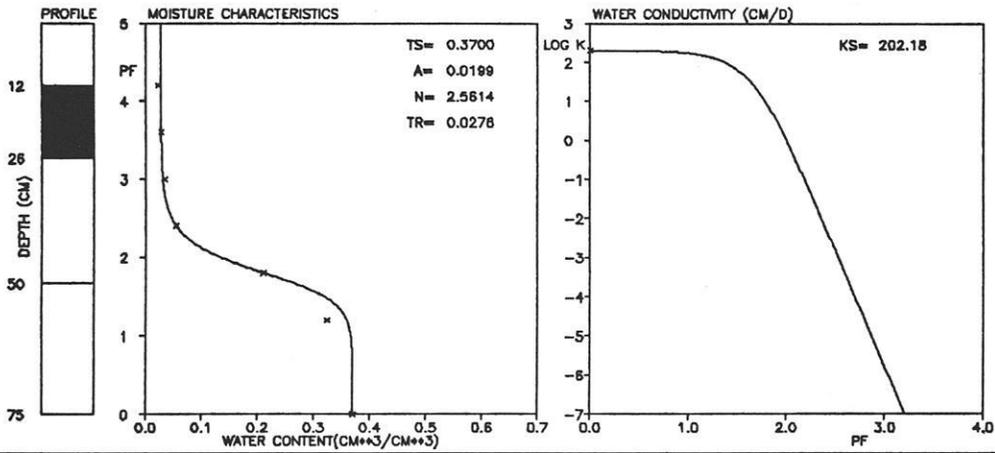
Insbesondere bei leichten Böden ergaben sich sehr niedrige Werte für die Gesamtabweichung (s.Tab. A1). Optimiert wurden die Parameter ϑ_r , α und n , als ϑ_s wurde das Porenvolumen vorgegeben. Als Datensatz für die Optimierung dienten bei den nicht agglomerierten Einzelfällen die Wassergehalte bei pF 0 (Porenvolumen) - pF 4.2, bei den Clusterdaten wurden diese noch durch die Wassergehalte bei pF 4.7, 5.5 und 6.3 ergänzt, basierend auf den oben dargestellten Regressionsgleichungen (mit pF 4.2 als unabhängiger Variablen).

Ein wichtiger Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, daß neben der relativ einfachen Funktionalisierung der Zusammenhänge zwischen ungesättigter Leitfähigkeit, Wassergehalt, Wasserspannung und Kapazität durch diese Theorie einzelne Ausreißer in den Meßwerten über die Optimierung ihre Wirksamkeit verlieren, vergleichbar einer Regressionsgeraden bei linearen Zusammenhängen, die dort auch durch eine Punktwolke bei gegebener zu minimierender Abstandsfunktion gelegt wird (s.Fig.17).

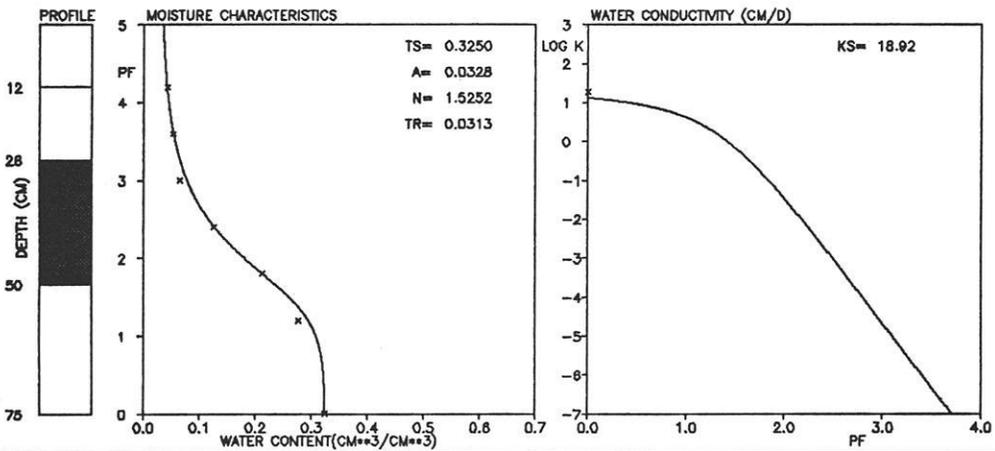
Fig.15: Die pF-Kurve einer kalkverbackenen Serirfläche bei Bir Tarfawi. Porenvolumen und Wasserleitfähigkeit reagieren auf die unterschiedliche Verfüllung des Porenraumes.

SOIL PHYSICS: H 819 KALKKRUSTE BEI BIR TARFAWI

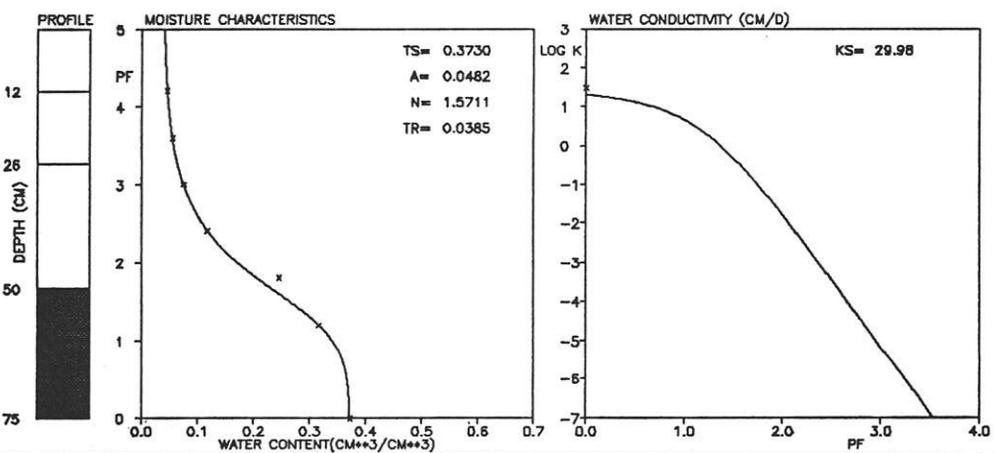
H 819.1 SAND MIT KIES UND SCHLUFF



H 819.2 SAND MIT KIES, KARBONATINKR.



H 819.3 SAND MIT KIES, GERINGER INKRUST.



SOIL PHYSICS: H 50 RUMPFFLAECHE AUF GRANIT

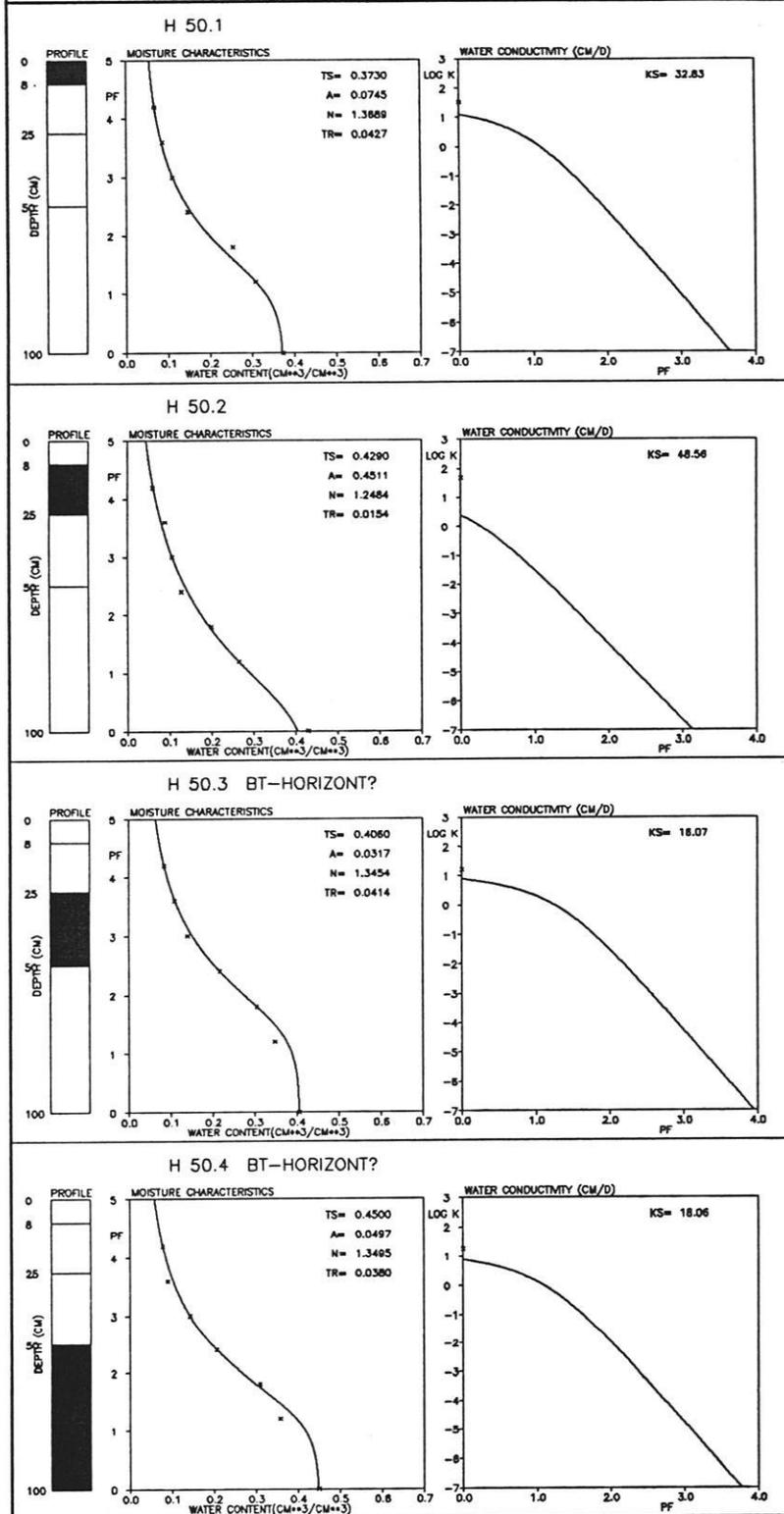


Fig.16: Wahrscheinlich infolge von Tonverlagerung sind bei den unteren Proben einer Rumpffläche höhere Wassergehalte im oberen pF-Bereich gebunden.

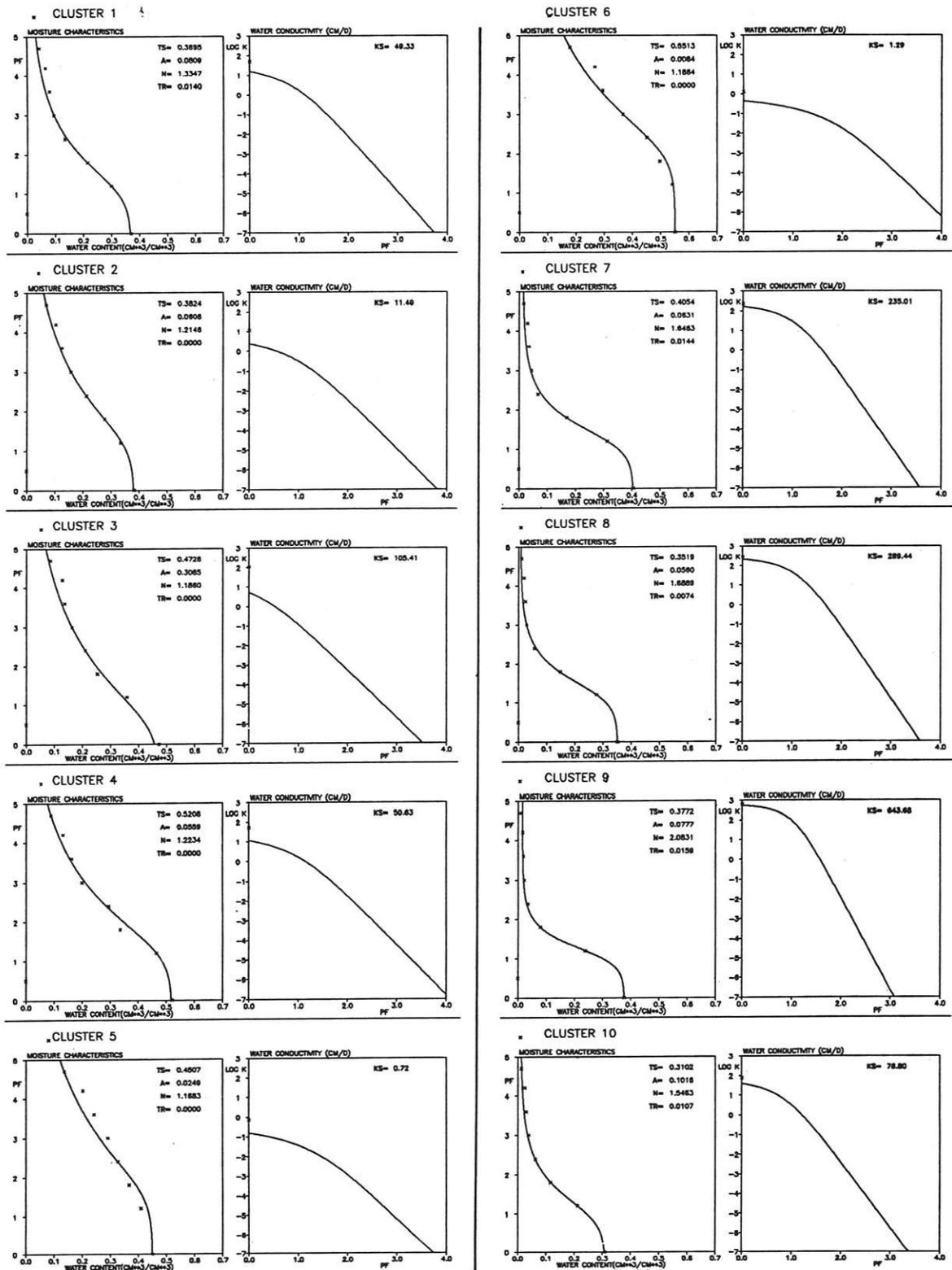


Fig.17: Plot der parametrisierten pF-Kurven und der ermittelten ungesättigten Wasserleitfähigkeit der Cluster. Insbesondere bei den leichten Böden (Cluster 7-10) ist eine gute Approximation der optimierten Kurvenverläufe an die aggregierten Meßwerte zu beobachten. Im linken Diagramm ist die pF-Kurve dargestellt, auf der Abszisse die Wassergehalte, auf der Ordinate die Wasserspannungen. Das rechte Diagramm zeigt den Verlauf der Wasserleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Wasserspannung. Der Wert der gesättigten Wasserleitfähigkeit ist ein Meßwert, die ungesättigte Wasserleitfähigkeit wird nach MUALEM (1976) und VAN GENUCHTEN (1980) aus der pF-Kurve ermittelt.

5. RISS-SYSTEME IM BODEN

5.1 Zur hydrologischen Bedeutung

Ein allgemein in ariden Gebieten auftretendes Phänomen ist das der Bildung polygonal vernetzter Rißsysteme im Boden (PACHUR & BRAUN 1982; BLUME, PETERMANN & VAHRSON 1985), das in verschiedensten Bodenarten, auch mit nur geringem Tongehalt, ausgebildet ist. Diese Rißsysteme sind im Untersuchungsgebiet meist mit Flugsand verfüllt, es treten aber auch Fälle der Verfüllung gröberer Matrixmaterials mit feinerem Material auf, so zum Beispiel bei den Proben H 6.1 C und H 8.1 C. Hier handelt es sich um die Füllungen von Rissen, einmal angelegt in einer stark kieshaltigen Akkordanzfläche bzw. in einer Serirfläche, die Rißbreiten betragen etwa 5 mm. Mittelwert und Standardabweichung betragen $122 \mu\text{m}$ bzw. $92 \mu\text{m}$ und 1.8 bzw. 1.5 (FOLK & WARD 1957, auf μm umgerechnet).

Bei der Rißfüllung H 41.1 C handelt es sich hingegen um Flugsande in dem Rißsystem einer Playa. Der Rißdurchmesser beträgt über 4 cm, der Mittelwert $333 \mu\text{m}$, die Standardabweichung 2.5 (s. Fig. 18).

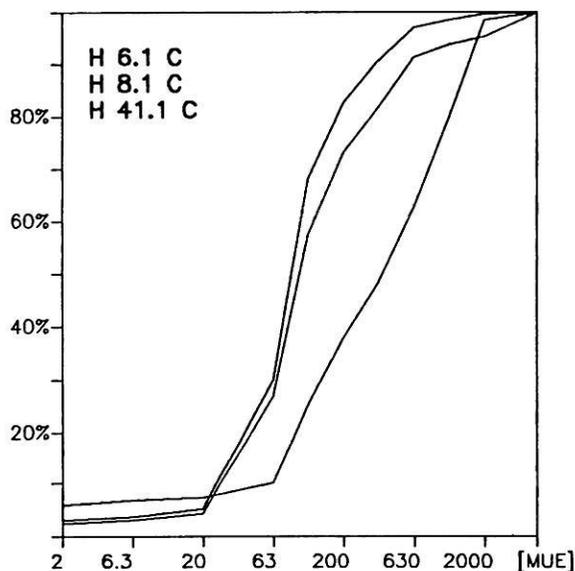


Fig. 18: Kornsummenkurven verschiedener Rißfüllungen.

Diese Rißsysteme sind verschiedentlich mit Stechzylindern beprobt worden, wobei es in einigen Fällen, wo der Rißdurchmesser es zuließ, gelang, Stechzylinder zu bergen, die nur Rißverfüllung enthielten (Bei der Probenliste mit "99" bezeichnet, s. Fig. 19).

Diese Rißfüllungen verhalten sich bodenphysikalisch wie Flugsande (Cluster 8).

Bei den kleineren Rissen wurde sowohl Füllungs- als auch Randmaterial entnommen und daran nur die gesättigte Wasserleitfähigkeit bestimmt. Die läßt sich grob bestimmen als

$$Kf_{ges} = \frac{Kf_{crack} \cdot F_{crack} + Kf_{rand} \cdot F_{rand}}{100}$$

mit F_{crack} , F_{rand} als prozentualer Flächenanteil von Crack- und Matrixmaterial im Stechzylinder. Da meist die Unterschiede in den Kf -Werten sehr groß waren, kann Kf_{ges} auch durch

$$Kf_{ges} = \frac{Kf_m \cdot F_m}{100}$$

mit $Kf_m = \max(Kf_{crack}, Kf_{rand})$

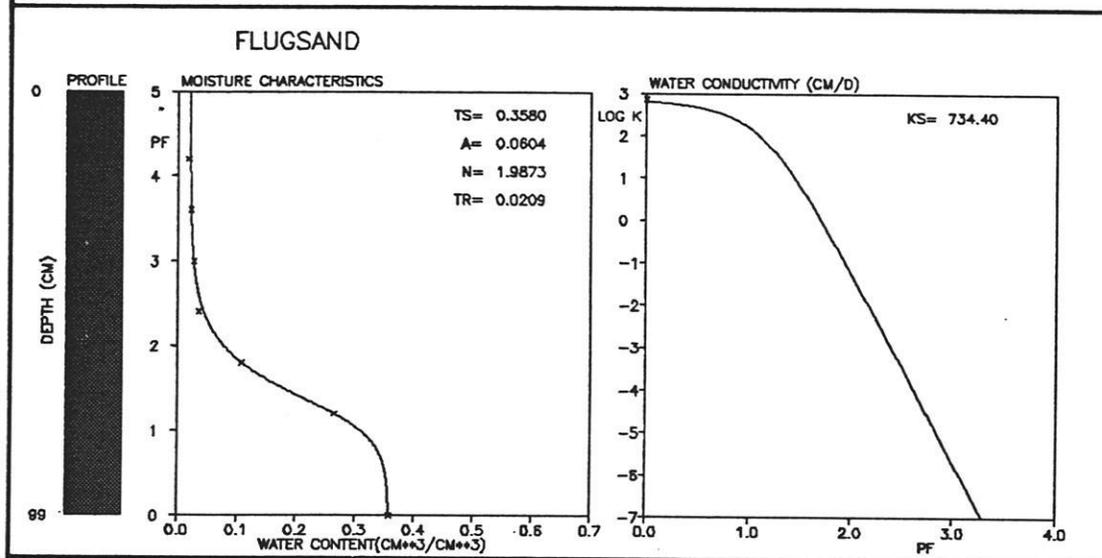
ausgedrückt werden.

Bei Bewässerungsversuchen (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985) konnte festgestellt werden, daß sich nur bei großen Unterschieden in Kf -Wert und Pf -WG Kurve die Risse auszeichneten:

Bei dem einen Untersuchungsfeld, einem auf Tonen angelegten Solontschak bei Bulaq, konnte ein flugsandverfülltes Rißsystem (bis 2 cm breit, bis 40 cm tief) festgestellt werden. Simulation von Starkregen (5, 23, 46 mm) führte dort nicht dazu, daß die Wasserfront in den Rissen weiter vordrang als im Matrixmaterial, wobei angemerkt werden muß, daß es während der gesamten Beregnung nicht zur Pfützenbildung und somit auch nicht zu inhomogener Wasserzufuhr kam (s. Abb. 12).

Bei dem zweiten Beregnungsfeld handelt es sich um einen takyric Solontschak auf einer Playa nördlich von Kharga. Dort traten schon

SOIL PHYSICS: H 41 C CRACKFUELLUNG IN PLAYA



SOIL PHYSICS: H 42 C CRACKFUELLUNG IN SHALES

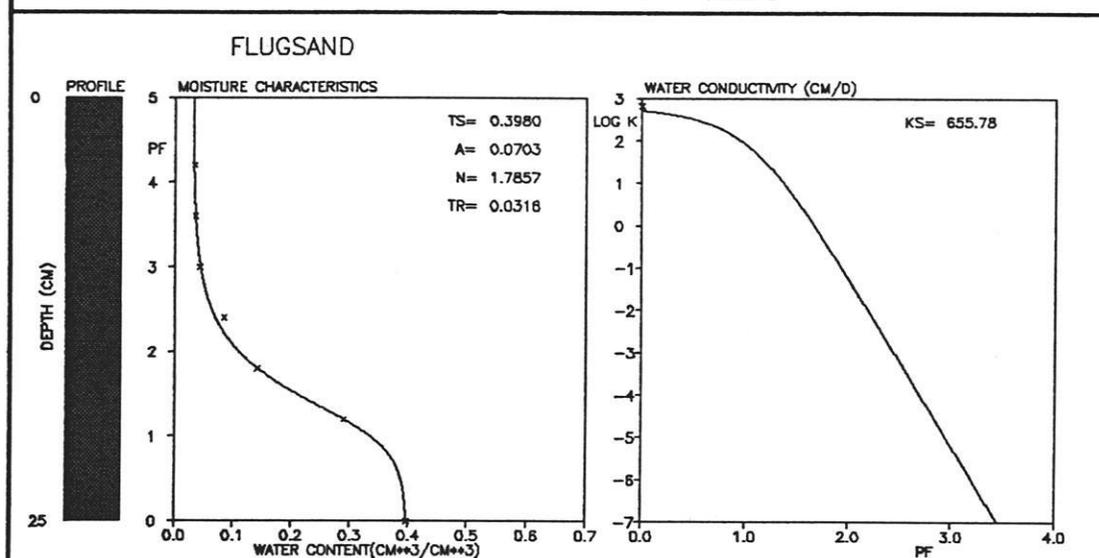


Fig.19: Bodenphysikalische Auswertung von Ribfüllungen. Besonders beachtenswert sind hier die hohen Werte für die gesättigte Wasserleitfähigkeit, die bei Überstau einen schnellen Abtransport von Niederschlägen in tiefere Bereiche bewirken.

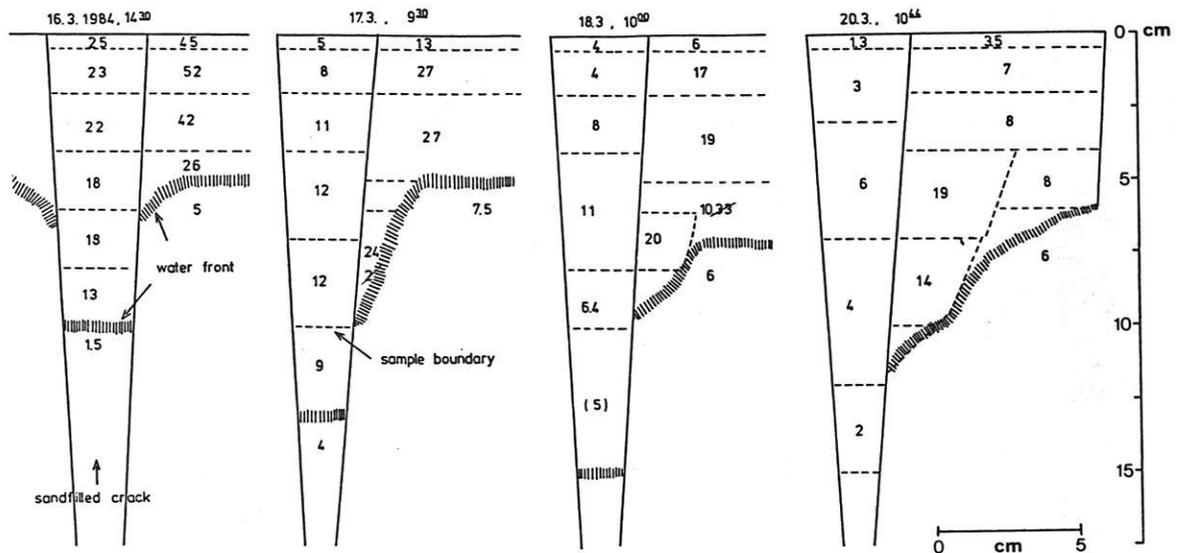


Fig.20: Verteilung der Wassergehalte nach ca.22 mm künstlichen Starkregens auf einer von einem polygonal verlaufenden, flugsandverfüllten Rißsystem durchzogenen Playa. Schon nach 4 mm Beregnung traten Überstau und damit inhomogene Verteilung der Wassermengen auf. An den Rissen bildeten sich Bereiche höheren Wassergehaltes, verursacht durch die zuerst höhere Wasserleitfähigkeit der Sandfüllungen, dann durch deren geringe ungesättigte Wasserleitfähigkeit, die als Verdunstungsschutz wirkt (vergl. BLUME, VAHRSON & MESHREV 1985).

nach 4 mm Beregnung (gesamte Beregnungsmenge: 23 mm) Pfützenbildung und Verschwemmungserscheinungen auf, die Wassergehalte sind in Fig.20 dargestellt.

In einem Riß eines Bereiches mit sehr viel Zuschußwasser konnte dort auch noch bis in 31 cm Tiefe Wasser festgestellt werden, das Matrixmaterial war nur bis zu einer Tiefe von 8 cm durchfeuchtet

Fazit:

Rißfüllungen unterscheiden sich oft bodenphysikalisch erheblich vom Matrixmaterial (s. Fig.17, Cluster 4), das konnte insbesondere durch die Betrachtung der K_f - Werte belegt werden.

Hydrologische Wirksamkeit zeigen sie aber erst dann, wenn bei großen Niederschlagsereignissen die Infiltrationskapazität des Matrixmaterials überschritten wird und es dann zu Abflußerscheinungen von der Oberfläche des Matrixmaterials in die Cracks kommt, die aufgrund ihrer häufig höheren K_f - Werte und somit höheren Infiltrationsrate den Abtransport des Wassers nach unten besorgen. Aus diesen Betrachtungen ist auch abzuleiten, daß der auch auftretende Fall eines flugsandverfüllten Risses in grobem Matrixmaterial auf-

grund der ähnlichen potentiellen Infiltrationsraten sicher ein genetisch interessantes Problem ist, hydrologisch hingegen ist es nur von geringer Bedeutung.

Es ist ferner ohne eine Datierungsmöglichkeit nicht belegbar, daß die Rißsysteme bei der Grundwasserbildung durch Paläoniederschläge von Bedeutung waren.

5.2 Anmerkungen zur Genese

In stark quellfähigem Material kann man davon ausgehen, daß die Rißbildung durch Quellung und Schrumpfung bei verschiedenen Durchfeuchtungsstufen erfolgt und die Risse durch das Einwehen von Flugsanden stabilisiert werden.

Nicht so einfach ist die Erklärung ihrer Genese in sandig - kiesigem Material, z.B. in Serirflächen. Für diese Bereiche wird teilweise vermutet (ALAILY 1985), daß durch Verkittung der einzelnen Körner durch Salze eine gewisse Gefügestabilität vorliegt. Die Änderung der Bodentemperatur und die damit einhergehende thermische Ausdehnung führt dann, folgt man diesen Ausführungen, dem Quellen und Schrumpfen vergleichbar zur Rißbildung.

Dem sei hier widersprochen:

Geht man von einer Kornverteilung einer Serirfläche vergleichbar der bei Bir Tarfawi aus (Fig.21), so stellt man einen Anteil von Tonen (<2 µm) zwischen etwa 0.6 und 1.6% im gesamten Material fest. Dabei handelt es sich überwiegend um Kaolinit mit geringen Anteilen von Illit und Wechsellagerungsmineralen (s.Fig.22). Der Rest besteht mehrheitlich aus Quarzen verschiedenster Korngrößen. In diesem sandy haplic Yermosol ist ein Säulengefüge mit dünnen, sandgefüllten Spalten schwach ausgeprägt (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985).

Im Bereich zwischen 0° C und 100° C liegt der thermische Ausdehnungskoeffizient von Quarz, je nach Orientierung der Kristalle, zwischen $9 \cdot 10^{-6}$ und $14 \cdot 10^{-6}$ pro °K, bei der fehlenden Orientierung der Kristalle in einer lockeren Schüttung erscheint es zulässig, hier einen Wert von $11 \cdot 10^{-6}$ pro °K anzunehmen.

Nimmt man nun eine tägliche Temperaturamplitude von 50° in 1 cm Tiefe, 40° in 5 cm, 8° in 10 und 4° in 20 cm Tiefe an

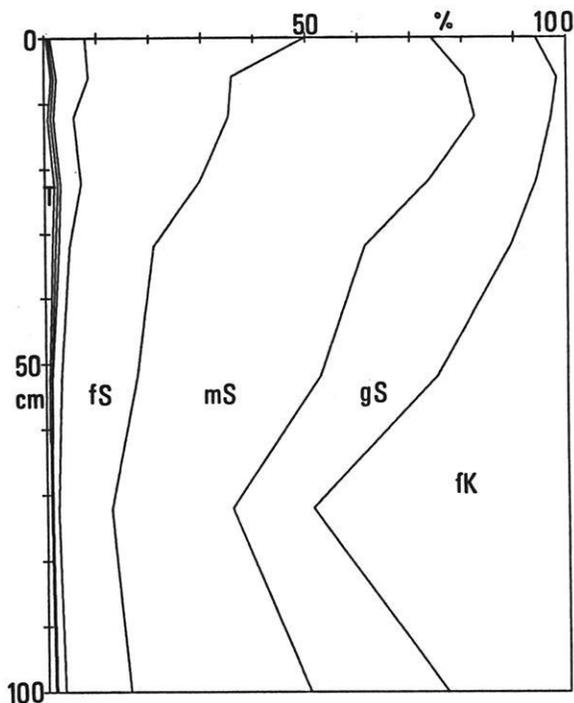


Fig.21: Kornsummenkurven einer Serirfläche bei Bir Tarfawi. Eine gute Sortierung und ein hoher Anteil von Feinkies weisen auf eine fluviale Genese dieser Fläche hin. Der Tongehalt liegt bei etwa 1%.

Kaolinit • • • • •
 Illit (•)
 Wechsellag. •

Fig.22: Aus den Peakhöhen der Röntgenreflexe abgeschätzte Verteilung der Tonminerale einer Serirfläche (Probe T 6). Der Tongehalt liegt immer unter 1.6%.

(s.Fig.23), so beträgt der maximale Volumenunterschied

- bei 1 cm $50 \cdot 11 \cdot 10^{-6} = 5.5 \cdot 10^{-4}$
- bei 2 cm $40 \cdot 11 \cdot 10^{-6} = 4.4 \cdot 10^{-4}$
- bei 10cm $8 \cdot 11 \cdot 10^{-6} = 8.8 \cdot 10^{-5}$
- bei 20cm $4 \cdot 11 \cdot 10^{-6} = 4.4 \cdot 10^{-5}$

Wenn man jetzt unterstellt, daß die thermische Ausdehnung wirklich von Bedeutung ist, dann muß man erklären, wieso der vertikale Unterschied im Schrumpfen und Ausdehnen von mehr als einer Größenordnung innerhalb von 19 cm, der zudem zeitversetzt auftritt (s.Fig.23), nicht zur Zerstörung und Zerrüttung eines jeglichen, die Ribbildung bedingenden Gefüges führt, oder zumindest, warum ein Säulengefüge und kein eher plattiges Gefüge auftritt.

Unterstellen wir einen durchschnittlichen Tongehalt von 1% mit einer Quellfähigkeit von 20%. Die bei sehr seltenen, aber doch mög-

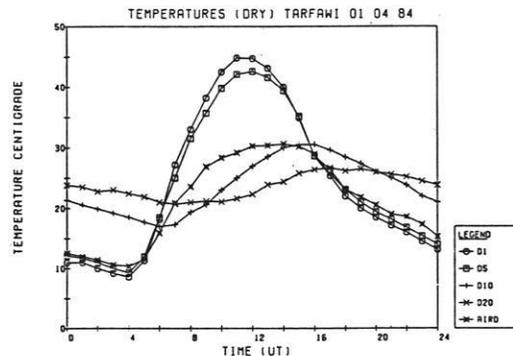


Fig.23: Luft- und Bodentemperaturen am 1.4.1984, Serirfläche bei Bir Tarfawi. Die Temperaturen wurden kontinuierlich in 1,5,10 und 20 cm Tiefe gemessen, die Werte für die Lufttemperatur stammen aus dem GPC-Camp bei Bir Tarfawi, etwa 4 km entfernt. Die thermische Ausdehnung ist eine lineare Funktion der Temperatur. Deutlich ist die zeitliche Verzögerung der Tagesmaxima und Minima in den verschiedenen Tiefen.

lichen Niederschlagsereignissen eintretende Durchfeuchtung des Materials, die aufgrund dessen vertikaler bodenphysikalischer Homogenität einen relativ gleichmäßigen Verlauf hat (s. Fig. 24), veranlaßt eine Ausdehnung der Tone um 20% und damit eine Ausdehnung der gesamten Festmasse um 0.2% oder $2 \cdot 10^{-3}$. Dieser Wert wiederum liegt fast eine Größenordnung über der größten berechneten thermischen Ausdehnung. Ein relativ homogenes Abnehmen der Wassergehalte führt dagegen beim Austrocknen nicht dazu, daß einzelne Horizonte "gegeneinander" arbeiten, sondern

zu einem eher gleichmäßigen vertikalen Schrumpfungsprozeß.

Damit ist gezeigt, daß ein Säulengefüge oder gar eine Ribstruktur im Boden für ihre Entstehung Durchfeuchtung benötigen. Eine paläoklimatische Aussage kann ihnen allerdings nur insoweit zugewiesen werden, als daß über die vertikale Ausdehnung der Gefügebildung auf die Durchfeuchtungstiefe geschlossen werden kann und so über die bodenphysikalischen Kennwerte ein Aufschluß über eventuelle Niederschlagshöhen gewonnen werden kann.

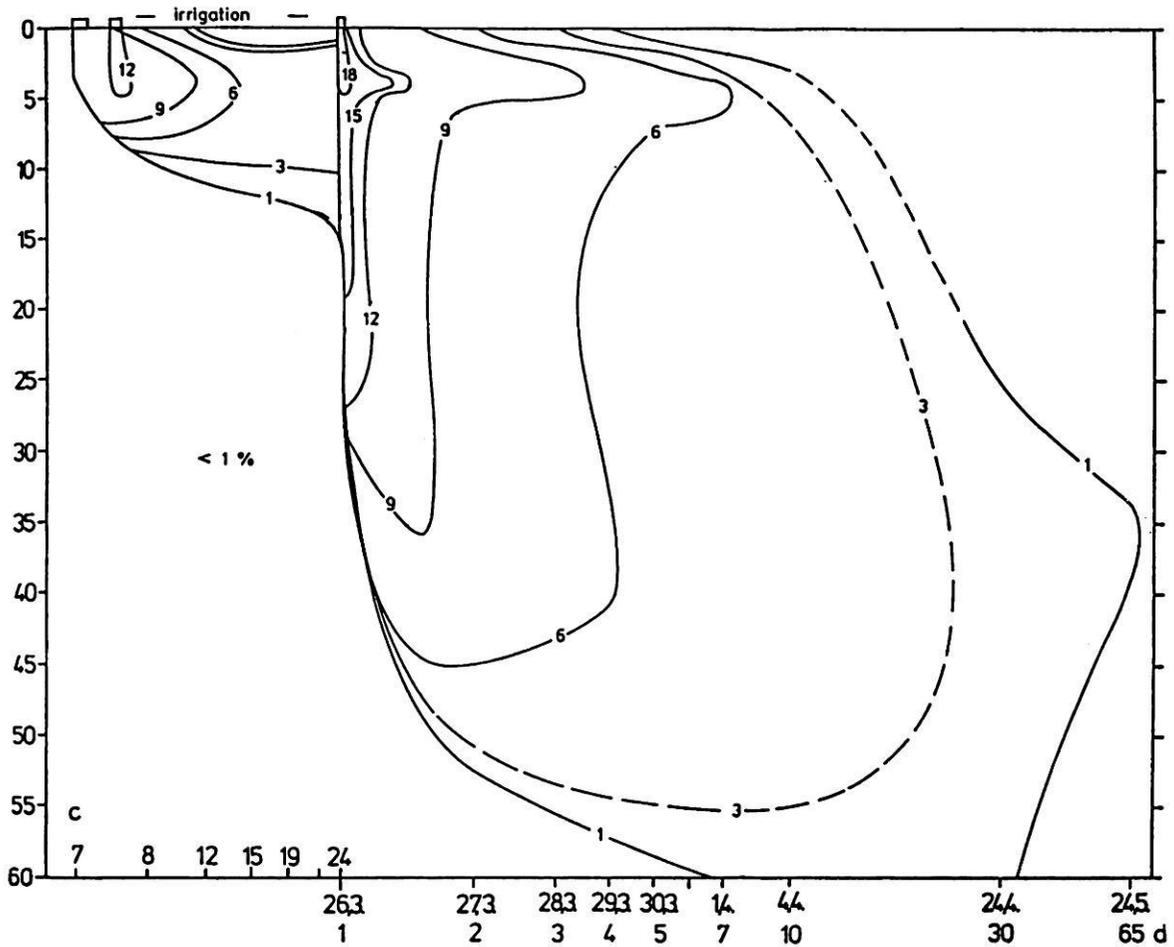


Fig. 24: Wassergehalte nach einer künstlichen Beregnung von ca. 46 mm auf eine Serirfläche bei Bir Tarfawi. In weiten Bereichen nimmt der Wassergehalt nur langsam ab. Auf der Ordinate ist die Tiefe, auf der Abszisse die Zeit in logarithmischem Maßstab aufgetragen.

6. DAS SIMULATIONSMODELL

6.1 Wahl des Modells

Für die Berechnung der den Bodenwasserhaushalt bestimmenden partiellen Differentialgleichung (1) (FOKKER-PLANCK-GLEICHUNG) s.u., wurde das Verfahren der Linearisierung in finite Differenzen angewendet.

Es werden also die Differentialquotienten durch Differenzenquotienten approximiert. Nachdem erste Versuche mit einer expliziten Lösung an ihrer Instabilität bei rascher Änderung der Randbedingungen und bei hohen Wassergehalten gescheitert war, wurde ein impliziter Lösungsweg mit expliziter Linearisierung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit gewählt. Dieser Ansatz bietet neben der Stabilität des Modells auch bei hohen Wassergehalten - bei relativ geringer Rechenzeit - eine gute Massenbilanz (HAVERKAMP et al. 1977, HORNING & MESSING 1982, REMSON, HORNBERGER & MOLZ 1971)

Auf eine implizite Linearisierung (Prädicator - Korrektor- Verfahren) wurde verzichtet, da sie bei fast verdoppeltem Rechenzeitaufwand nur geringfügige Verbesserungen geboten hätte (HAVERKAMP et al. 1977).

Voraussetzung für die Gültigkeit des Modells sind: Homogenität (zeitlich und räumlich) der bodenphysikalischen Parameter, eine zeitliche Änderung, wie sie beispielsweise durch Quellung und Schrumpfung auftritt, muß vernachlässigt werden,

und isothermaler Fluß. Ferner werden Hysteresereerscheinungen vernachlässigt.

Für den eindimensionalen vertikalen Fluß gilt folgende Gleichung:

$$(1) \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial K}{\partial x}$$

(FOKKER-PLANCK-GLEICHUNG)

Durch Einführung der spezifischen Wasserkapazität

$$(2) \quad C := \frac{d\theta}{dH}$$

wird aus (1)

$$(3) \quad C \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial K}{\partial x}$$

mit H als einziger unabhängiger Variablen.

Bei dem hier eingeschlagenen Lösungsweg der finiten Differenzen wird nun aus (3) für den Schritt vom gegebenen (bekannten) Zeitpunkt j zum Zeitpunkt j+1 für das Kompartiment i folgende Gleichung:

$$(4) \quad C \frac{H_{i,j+1} - H_{i,j}}{\Delta t} = \frac{K_o}{2(\Delta x)^2} (H_{i-1,j} + H_{i-1,j+1} - H_{i,j} - H_{i,j+1}) \\ - \frac{K_u}{2(\Delta x)^2} (H_{i,j} + H_{i,j+1} - H_{i+1,j} - H_{i+1,j+1}) \\ + 2\Delta x (K_o - K_u)$$

mit expliziter Linearisierung für K_o, K_u und C

$$C = C_{i,j}$$

$$K_o = 1/2 (K_{i-1,j} + K_{i,j})$$

$$K_u = 1/2 (K_{i,j} + K_{i+1,j})$$

Dabei ist anzumerken, daß die arithmetrischen Mittel bei K_o und K_u auch durch geometrische Mittel ersetzt werden können, wie es z.B. HORNING & MESSING (1984) für den Fall scharfer Fronten empfehlen.

Löst man (4) nun nach den unbekanntenen Werten für H zum Zeitpunkt j+1 auf, ergibt sich folgende lineare Gleichung:

$$(5) \quad - K_o H_{i-1,j+1} + \left(\frac{2(\Delta x)^2 C}{\Delta t} + K_o + K_u \right) H_{i,j+1} - K_u H_{i+1,j+1} \\ = K_o H_{i-1,j} + \left(\frac{2(\Delta x)^2 C}{\Delta t} - K_o - K_u \right) H_{i,j} + K_u H_{i+1,j} \\ + 2\Delta x (K_o - K_u)$$

mit bekannten Koeffizienten für H_{j+1} auf der linken Seite und einem bekannten Ausdruck auf der rechten Seite. Da sich so für jedes Kompartiment eine Gleichung der Form (5) ergibt, erhält man ein lineares Gleichungssystem der Form:

$$A \cdot H = F$$

wobei A die tridiagonale Koeffizientenmatrix ist, H der Vektor der zu bestimmenden Werte $H_{i,j+1}$ mit $i=1,n$ und F der Lösungsvektor (rechte Seite von (5)). Ausdrücke dieser Art können nach dem GAUS'SCHEN Eliminierungsverfahren, schneller aber mit Hilfe des THOMAS ALGORITHMUS, wie auch hier geschehen, gelöst werden (WANG & ANDERSON 1982).

6.2 Der funktionale Zusammenhang der bodenphysikalischen Parameter

Der Zusammenhang zwischen ϑ , Ku, H, und C wurde gemäß dem von VAN GENUCHTEN modifizierten Modell von MUALEM bestimmt (MUALEM 1976, VAN GENUCHTEN 1980).

Dabei gilt:

$$(6) \quad \theta = \left[\frac{1}{1+(\alpha H)^n} \right]^m$$

mit

$$(7) \quad \theta = \frac{\vartheta_a - \vartheta_r}{\vartheta_s - \vartheta_r} \quad \text{relativer Wassergehalt}$$

ϑ_a	aktueller Wassergehalt [Vol%]
ϑ_s	gesättigter Wassergehalt [Vol%]
ϑ_r	residualer Wassergehalt [Vol%]
α	zu bestimmender Parameter
n	zu bestimmender Parameter
m	zu bestimmender Parameter

Durch die von VAN GENUCHTEN vorgeschlagene und empirisch belegte Annahme

$$m = 1 - 1/n$$

wird die Anzahl der Unbekannten auf 2 reduziert.

Ein Problem liegt in der Bestimmung von ϑ_r , dem residualen Wassergehalt. VAN GENUCHTEN schlägt vor:

$$\vartheta_r = pF \quad 4.2$$

was aber weniger theoretisch als vielmehr pragmatisch begründet wird. Insbesondere bei den unter ariden Bedingungen häufig vorkommenden geringeren Wassergehalten und höheren Spannungen ist dieser Vorschlag nicht anwendbar, weshalb hier der Wert von ϑ_r sowie von α und n über eine Optimierung der Gesamtfunktion bestimmt wurde (s.Kap.4). Verknüpft man nun (6) mit (7), erhält man folgenden Wert für ϑ_a :

$$(8) \quad \vartheta_a(H) = \left[\frac{1}{1+(\alpha H)^n} \right]^{1-1/n} (\vartheta_s - \vartheta_r) + \vartheta_r$$

Daraus läßt sich über die Kettenregel der Wert für die spezifische Wasserkapazität C bestimmen:

$$(9) \quad C(H) = \frac{d\vartheta_a}{dH}$$

$$= \alpha^n (1-n) (\vartheta_s - \vartheta_r) H^{n-1} [1 + (\alpha H)^n]^{1/n-2}$$

Die ungesättigte Wasserleitfähigkeit

hat den Wert:

$$Ku(H) = Kr(H) \cdot Kf$$

mit

Ku ungesättigte Wasserleitfähigkeit

Kr relative Leitfähigkeit

Kf gesättigte Leitfähigkeit (Meßwert)

für Kr gilt:

$$(10) \quad Kr(\theta) = \theta^{1/2} [1 - (1 - \theta^{1/m})^m]^2$$

oder als Funktion von H:

$$(10a) \quad Kr(H) = \frac{\{1 - (\alpha H)^{n-1} [1 + (\alpha H)^n]^{-m}\}^2}{[1 + (\alpha H)^n]^{m/2}}$$

Natürlich läßt sich auch H als Funktion von θ_a darstellen, indem man (6) bzw. (8) nach H auflöst :

$$(11) \quad H = \frac{1}{\alpha} \left(\theta^{1/n-1} \right)^{1/n}$$

Durch dieses Gleichungssystem ist der Bodenwasserfluß vollständig erfaßt.

6.3 Diskretisierung

Räumlich erfolgte die Diskretisierung in 40 Kompartimente a 6 cm und 1 Kompartiment a 1000 cm (unterer Rand). Die zeitliche Diskretisierung unterliegt einer automatischen Schrittweitenkontrolle : unmittelbar bei Niederschlagsereignissen, wenn die stärksten Gradienten im Bodenprofil zu erwarten sind, beträgt die Schrittweite 75 Sekunden, um dann im Verlauf von 20 Tagen auf 14 400 Sekunden anzusteigen. Dieses Verfahren wurde gewählt, um für Zeiträume ohne Niederschläge die Rechenzeit zu verringern.

Als Abfluß in das Grundwasser wird der Fluß vom 38. in das 39. Kompartiment in 2.28 m Tiefe bilanziert. Die Länge der betrachteten Bodensäule von 2.28 m gewährleistet auch, daß der Einfluß der Evaporation hinreichend gewährleistet wird (MENENTI 1984, DINCER 1974).

6.4 Rand- und Anfangsbedingungen

6.4.1 Klima - obere Randbedingung

Die Klimadaten werden in das Modell wie folgt als obere Randbedingung explizit eingebracht:

a) Niederschläge: Niederschläge werden direkt den Wassergehalten des obersten Kompartimentes zugeschlagen. Dazu wird über die Niederschlagsintensität die jeweilige Wassermenge eines Zeitschrittes (Δt bei Niederschlägen: 75 s) bestimmt. Im Falle von Wassersättigung im obersten Kompartiment kann die überschüssige Wassermenge wahl-

weise aufsummiert und mit späterer Evaporation verrechnet bzw. später, wenn der Wassergehalt des obersten Kompartimentes zurückgeht, infiltriert werden (Überstau) oder aber sie wird nicht mehr in das System eingebracht (Abfluß).

Bei den hier durchgeführten Modellrechnungen wurde die Überstauvariante gewählt.

b) Evaporation: Die aktuelle Evaporation (E_{act}) wird hier als Funktion der potentiellen Evaporation (E_{pot}) und der Wasserspannung im obersten Kompartiment bestimmt (VAN KEULEN 1975). Es gilt:

$$H \leq P : E_{act} = E_{pot}$$

$$H \geq P : E_{act} = E_{pot} * (P/H)$$

Die Werte für P sind empirisch anhand von Feldversuchen ermittelt (s. Fig.25), sie sind abhängig von der Bodenart und der Kompartimentmächtigkeit. In Testläufen lieferten Werte von

$$P = 250 \quad \text{für die leichten Böden und}$$

$$P = 200 \quad \text{für die schweren Böden}$$

bei einer Kompartimentmächtigkeit von 6 cm zufriedenstellende Werte (s. Fig.25).

Da aber Evaporation nicht nur aus dem obersten Kompartiment erfolgt, andererseits der Wasserdampftransport in dieses Modell nicht einbezogen wird, wird hier, analog zu VAN KEULEN (1975), eine Verteilung der Evaporation vorgenommen, die exponentiell mit der Tiefe abnimmt. Das sieht im einzelnen folgendermaßen aus:

$$E_x = F_x * E_{act}$$

$$F_x = \Delta x * P_x / \text{Sum}$$

$$P_x = \text{Max}(0, W_{Gx} - W_{G_{min}}) * e^{-20 * Z_x}$$

$$\text{Sum} = \sum_x P_x * \Delta x$$

Der Faktor 20 ist empirisch ermittelt,

E_x ist die Evaporationsrate aus Kompartiment x
 W_{Gx} ist der Wassergehalt des Kompartimentes x,
 $W_{G_{min}}$ ist der minimale Wassergehalt (pF 6.3),
 Z_x ist die Tiefe des Mittelpunktes von Kompartiment x.

Nach jeder Ladung mit Klimadaten und vor jedem Durchlauf erfolgt eine Bilanzierung der klimabedingten Änderungen der Wassermengen, die tageweise aufsummiert wird.

schlagseismik festgestellt werden (VAHRSON 1980).

6.4.2 Grundwasserneubildung - untere Randbedingung

Um einen zu großen Einfluß des unteren Randes auf die Bodenfeuchteentwicklung zu vermeiden, wurde die Länge des untersten Kompartimentes (n) auf 1 000 cm festgelegt, und angenommen, daß an dessen Unterseite sich der Grundwasserspiegel befände (H=0). Der Abfluß ins Grundwasser wurde über die zeitliche Integration des Flusses vom Kompartiment (n-2) nach Kompartiment (n-1) ermittelt und tageweise aufsummiert, er beträgt im Zeitschritt von j nach j+1:

$$F1 = (H_{n-2,j} + H_{n-2,j-1} - H_{n-1,j} - H_{n-1,j+1}) \cdot (K_{n-2,j} + K_{n-2,j-1} + K_{n-1,j} + K_{n-1,j+1}) \cdot \Delta t / \delta \Delta x$$

Zumindest für die Dünengebiete, fossilen Dünengebiete, Serirflächen, Schwemmfächer, Sandstreifen und Playas ist die durch die große Tiefenverlagerung des unteren Randes angenommene weitgehende bodenphysikalische Homogenität auch belegt:

In den Lockersedimenten konnten Bohrungen bis 8 m Tiefe niedergebracht werden, die Mächtigkeit der Playas konnte durch Hammer-

6.4.3 Anfangsbedingungen

Eine Schwierigkeit stellte bei der Modellierung die Wahl realistischer Anfangsbedingungen bei den Wassergehalten dar. Ziel war es, ein Gleichgewicht (steady-state) derart zu finden, daß nach einem Jahr der Simulation die Ausgangswassergehalte im Boden wieder erreicht waren.

Um ein solches Gleichgewicht zu erhalten, wurden 2 Jahressgänge mit den fiktiven Paläoklimata simuliert und erst bei dem anschließenden dritten Durchlauf erfolgte die Bilanzierung. Die so ermittelten Anfangs- und Endwassergehalte (WAnf, WEnd) dieses dritten Jahres sind in Tabelle 5 dargestellt.

Als Anfangswassergehalte für das erste Jahr wurden folgende Werte gewählt :

Bei 242 mm Jahresniederschlag pF 2.0 (100 cm Wassersäule) für die obersten 40 Kompartimente und pF 1.7 (50 cm Wassersäule) für das lange Kompartiment;
 bei 194 mm Jahresniederschlag pF 2.15 (140 cm Wassersäule) bzw. pF 1.88 (75 cm Wassersäule);
 bei 147 mm Jahresniederschlag pF 2.26 (180 cm Wassersäule) bzw. pF 1.95 (90 cm Wassersäule).

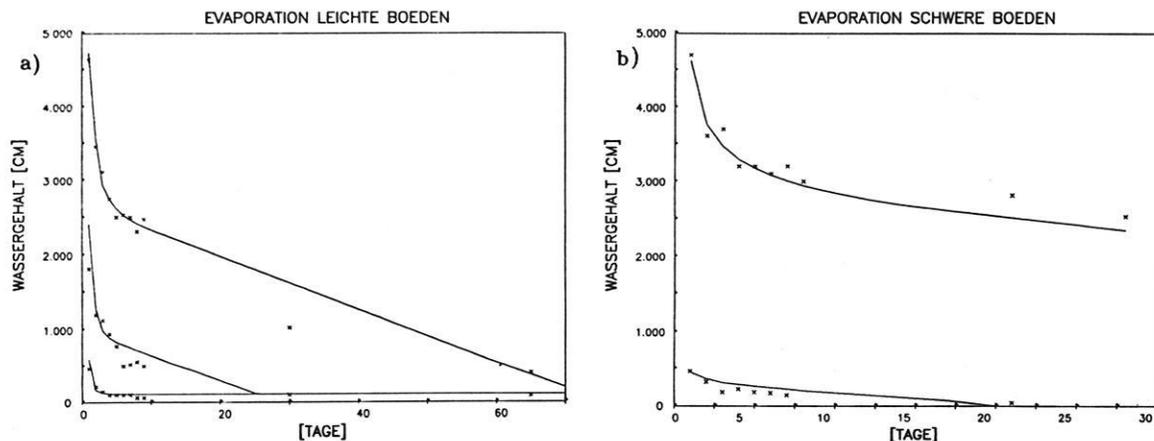


Fig.25 a,b: Anpassung der Evaporationsfunktion an Meßwerte von Beregnungsversuchen. Die durchgezogenen Linien stellen die Ergebnisse der Simulationen dar, die Einzelsignaturen die Meßwerte der kumulierten aktuellen Evaporation (BLUME, VAHRSON & MESHREV 1985) nach Beregnung mit 46, 23 und 4.6 mm Niederschlag.

7. ERGEBNISSE

7.1 Grundwasserneubildung der verschiedenen Cluster

7.1.1 Einleitung

Die Ergebnisse der Modellläufe sind in Tabelle 5 a,b und c dargestellt. In Teil a befinden sich diejenigen Modellläufe, die mit 242 mm Jahresniederschlag gefahren wurden. Dabei handelt es sich um sämtliche Cluster. Bei den Modellläufen mit nur noch 197 mm bzw. 147 mm Jahresniederschlag sind dann nur noch die fünf Gruppierungen behandelt worden, die schon bei 242 mm Niederschlag die größte Grundwasserspende erbrachten (Cluster 3,7,8,9,10).

Während sich bei den Berechnungen mit 242 mm besonders bei den fünf spendenfreudigsten Clustern ein Gleichgewicht zwischen Input und Output einstellte, Anfangs- und der Endwassergehalt nach einem Jahr sind nahezu identisch, konnte dieses Gleichgewicht bei einem Teil der anderen Cluster, besonders den Clustern 5 und 6 und bei den Simulationen mit 194 mm und 147 mm Jahresniederschlag nicht erreicht werden. Hier findet auch noch in dem 3. hier bilanzierten Simulationsjahr eine Veränderung, zumeist Verringerung, der gesamten Wassermenge statt. Dabei handelt es sich in hohem Umfang um Evaporationsverluste, nur bei Cluster 8 und 9 überwiegt der Abfluß ins Grundwasser.

a)

Nr	Klim	Grun	Bkg	WAnf	WEnd	Bw	D	Wmin	Wmax	T
1	14.7	18.1	-3.4	398.8	396.2	-2.6	0.8	373.0	449.3	20.6
2	12.6	13.9	-1.3	577.5	577.3	-0.2	1.1	555.0	630.1	44.1
3	45.0	46.4	-1.4	443.0	443.0	0.0	1.4	403.8	484.7	8.7
4	-3.4	8.1	-11.5	633.1	622.5	-10.6	0.9	599.8	682.4	-
5	-3.5	0.7	-4.2	808.1	804.1	-4.0	0.2	795.2	840.1	-
6	-12.4	0.1	-12.5	1067.0	1055.1	-11.9	0.6	1039.4	1103.8	-
7	23.8	26.0	-2.2	222.4	221.2	-1.2	1.0	188.2	269.4	7.3
8	27.6	29.5	-1.9	195.2	194.6	-0.6	1.3	161.1	246.4	5.5
9	59.3	61.1	-1.8	89.1	88.9	-0.2	1.6	56.3	144.5	0.9
10	30.7	31.7	-1.0	228.6	228.6	0.0	1.0	191.7	271.1	6.1

b)

Nr	Klim	Grun	Bkg	WAnf	WEnd	Bw	D
3	-1.4	0.2	-1.6	493.3	492.1	-1.2	0.4
7	5.9	8.6	-2.7	195.3	193.3	-2.0	0.7
8	10.8	12.8	-2.0	154.2	153.2	-1.0	1.0
9	25.1	26.3	-1.2	86.8	86.7	-0.1	1.1
10	6.9	1.5	5.4	171.6	177.6	6.0	0.6

c)

Nr	Klim	Grun	Bkg	WAnf	WEnd	Bw	D
3	-7.5	0.2	-7.7	471.6	464.2	-7.4	0.3
7	-5.0	4.0	-9.0	159.6	151.0	-8.6	0.4
8	-2.0	4.0	-6.0	133.3	127.8	-5.5	0.5
9	-1.6	1.2	-2.8	54.3	52.2	-2.1	0.7
10	-8.4	0.9	-9.3	138.0	129.0	-9.0	0.3

Tab.5 a,b,c: Ergebnisse der Simulationsläufe. In Tab. 5a sind die Ergebnisse bei 242 mm Jahresniederschlag, in Tab.b bei 194 mm und in Tab.c bei 147 mm dargestellt. Alle Angaben erfolgen in [mm], nur bei T in [Jahr]. Nr ist die Bezeichnung des Clusters, Klim der saldierte klimatische Input (Niederschläge - aktuelle Evaporation), Grun die Grundwasserspende, Bkg die Differenz zwischen (Klim - Grun). Mit WAnf und WEnd sind die in den obersten 228 cm vorhandenen Wassergehalte am Anfang bzw. am Ende des bilanzierten Jahres bezeichnet, Bw ist die Differenz zwischen WAnf und WEnd. Je kleiner Bw ist, desto besser ist bei der Simulation ein Gleichgewicht erreicht, negative Werte von Bw drücken eine Abnahme der Wassermenge aus. D ist der Massenbilanzdefekt, die hier positiven Werte drücken aus, daß infolge des numerischen Lösungsweges zusätzliche Wassermengen auftreten, die nicht durch den Input erklärbar sind. in Tab.5a sind zusätzlich die geringste und höchste Wassermenge in den obersten 228 cm dargestellt (Wmin, Wmax). Bezogen auf Wmin wird die durchschnittliche Verweildauer T [Jahre] des Wassers berechnet, das zur Grundwasserbildung beiträgt.

Bei den Ergebnissen der Simulation mit 242 mm Jahresniederschlag wurde zusätzlich die durchschnittliche Verweildauer des zum Grundwasser abfließenden Wassers in den obersten 228 cm Bodensäule berechnet, um so einen Aufschluß darüber zu erhalten wie groß die Möglichkeit von Pflanzen ist, langfristig Wasser aus dem Boden zu entnehmen. Dieser Gedankengang wird in den Darstellungen der Bodenwassergehalte und Wasserspannungen weiter verfolgt.

Generell ist vorab zu bemerken, daß erwartungsgemäß die größte Grundwasserspense in der Gruppe der leichten Böden erfolgte. Die Ergebnisse der Simulation auf Cluster 3 sind in diesem Zusammenhang allerdings nur eingeschränkt gültig: Hier handelt es sich um flachgründige Böden mit hoher gesättigter Wasserleitfähigkeit, wie sie häufig unter Hammadas anzutreffen sind. Sie entsprechen demzufolge kaum den gewählten Modellbedingungen, die tiefgründige, bodenphysikalisch homogene Böden voraussetzen.

Im folgenden sind die Ergebnisse der Berechnungen für die einzelnen Cluster dargestellt, jeweils mit Bilanzierung, des klimatischen In- und Outputs und des eventuellen Abflusses ins Grundwasser. Die erste Figur zeigt immer den Verlauf der täglichen Bilanzen. Dabei entspricht die während des Niederschlagszeitraumes stark oszillierende Kurve dem täglichen Input an Niederschlägen (pos. Werte) bzw. dem Output durch die aktuelle Evaporation (neg. Werte). Die aktuelle Evaporation hat ihre höchsten Werte unmittelbar im Anschluß an Niederschläge und klingt dann ab, wobei Modulationen durch unterschiedlich hohe Raten potentieller Evaporation hervorgerufen werden. Eine Einheit entspricht hier 10 mm. Die sehr gleichmäßig verlaufende Kurve stellt, mit 50-facher Überhöhung, die tägliche Rate der Grundwasserneubildung dar. In diesem Fall entspricht eine Einheit einer Rate von 0.2 mm/Tag.

Zusätzlich sind die Bodenwassergehalte und Wasserspannungen im obersten Bodenmeter während des Zeitraumes der sommerlichen Niederschläge dargestellt (180.-270. Tag), um so die Verfügbarkeit des Wassers für Pflanzen beurteilen zu können. Als pflanzenverfügbares Wasser wird bei Wüstenpflanzen das Wasser angesprochen, dessen Bindung geringer ist als pF 5.5 (EVANS, SAMMIS & CABLE 1981). Die einzelnen Niederschlagsereignisse sind durch Linien am oberen Bildrand angedeutet, deren

Länge der Niederschlagsmenge entspricht. Die ersten Niederschläge fallen am 6. Tag des abgebildeten Zeitraumes (186. Tag im bilanzierten Jahr), ab dem 74. (254.) Tag fallen keine Niederschläge mehr. Bis zum 6. (186.) Tag ist demzufolge die Verteilung von Wassergehalten und Wasserspannungen im Boden am Ende der Trockenperiode aufgeführt.

7.1.2 Cluster 1

Die berechnete Grundwasserspense beträgt hier 18.1 mm, der Input an Niederschlägen nur 14.7 mm. Die Differenz von 3.4 mm setzt sich zusammen aus einer Abnahme der gesamten Wassermenge im Profil um 2.6 mm und einem Bilanzierungsfehler von 0.8 mm, so daß die tatsächliche Grundwasserneubildung eher dem klimatischen Input entsprechen dürfte. Der Abfluß ins Grundwasser erfolgt in 228 cm Tiefe mit einer nahezu konstanten Rate von etwa 0.05 mm/Tag (s.Fig.26).

Hohe Wassergehalte und relativ niedrige Wasserspannungen – auch noch am Ende der Trockenperiode wird hier nirgends ein pF-Wert von 5.4 unterschritten, es liegt also immer und in allen Bodentiefen pflanzenverfügbares Wasser vor – sowie eine große Verweildauer des grundwasserbildenden Wassers lassen es hier sehr wahrscheinlich erscheinen, daß die berechnete Grundwasserspense durch pflanzliche Transpiration aufgewogen wird, daß es also zu keiner Grundwasserspense auf diesem Standort kommt (s.Fig.27).

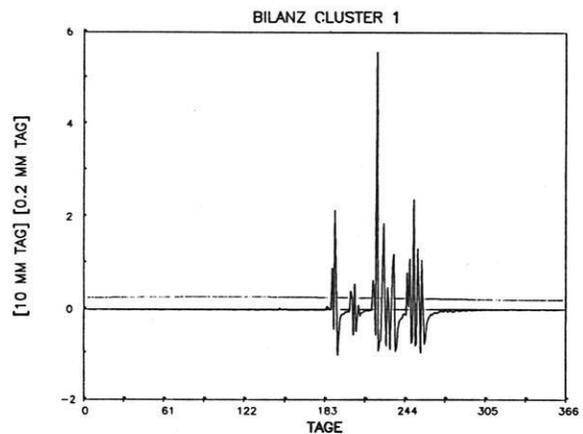
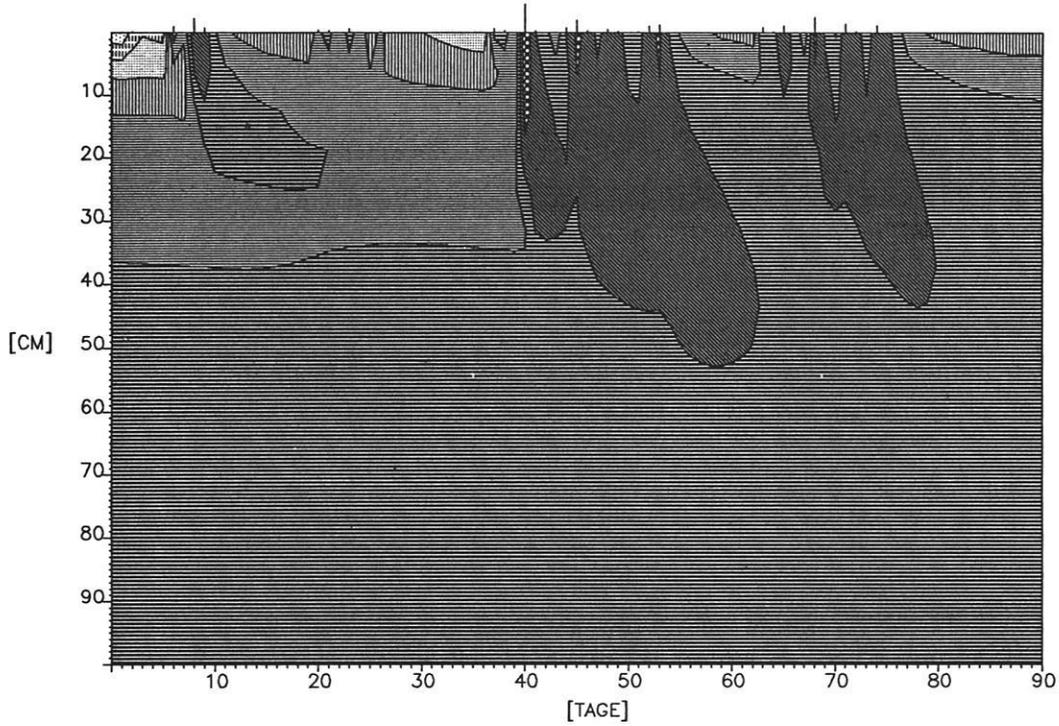


Fig.26: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster1.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 1, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 1, 242 MM

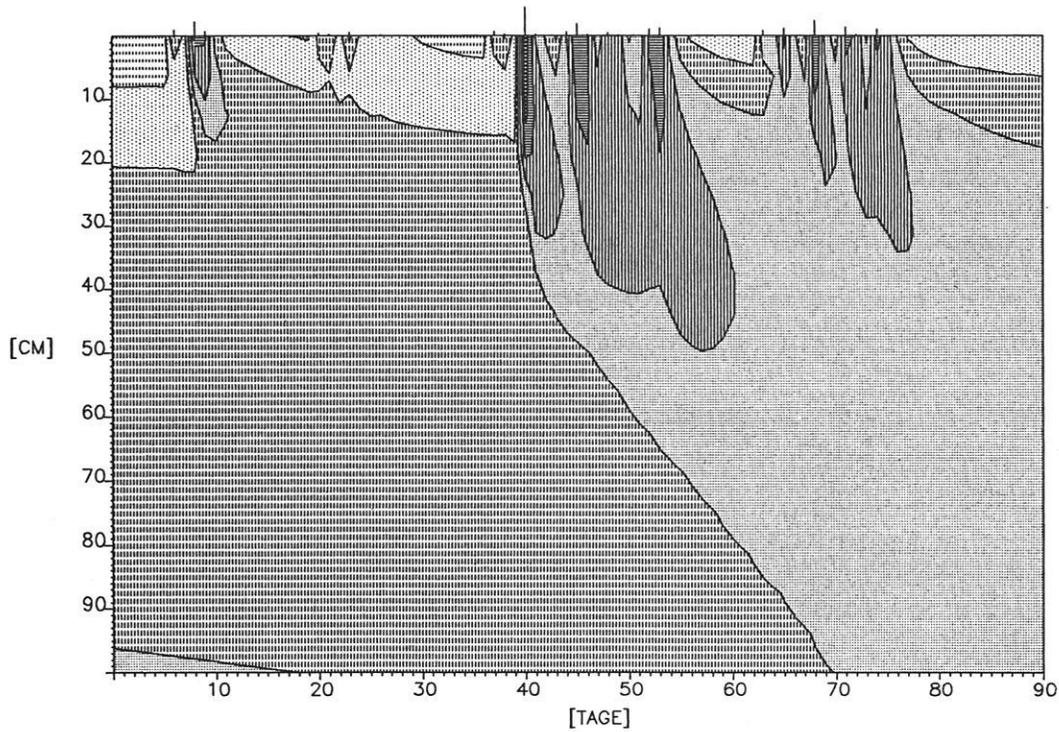


Fig 27: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 1.

7.1.3 Cluster 2

Auch die Böden des Clusters 2 liefern in der Simulation eine Grundwasserspende. Der berechnete Wert beträgt 13.9 mm, der Input an Niederschlägen 12.6 mm. Bei einer Abnahme des gesamten Wassergehaltes um nur 0.2 mm ist ein Gleichgewicht erreicht. Der Bilanzierungsfehler beträgt 1.1 mm.

Der Abfluß ins Grundwasser erfolgt in 228 cm Tiefe nahezu konstant über das gesamte Jahr mit einer Rate von 0.03 mm/Tag (s.Fig.28).

Während der höchsten Niederschläge wird die Wassersättigung des Bodens fast erreicht. Das Vorrücken der Fronten erfolgt nur langsam, in dem in Fig.29 dargestellten Niederschlagszeitraum erfolgt in einer Tiefe von mehr als 65 cm keine Änderung von Wasserspannung und Wassergehalt, obwohl allerdings angenommen werden kann, daß die langsame Tiefenverlagerung des Bereichs von pF 1.8 – 1.2 bzw. der Wassergehalte über 27% noch weiter anhält. Diese nur sehr langsame Tiefenverlagerung findet ihre Entsprechung in der sehr hohen Verweildauer des Wassers von über 44 Jahren in den obersten 228 cm Bodensäule.

Auch hier liegt bei Wasserspannungen unter pF 4.8 nach Beendigung der Trockenperiode auch noch an der Oberfläche pflanzenverfügbares Wasser vor, unterhalb einer Bodentiefe von 29 cm wird ein pF Wert von 2.4 nie unterschritten. Es ist hier deshalb davon auszugehen, daß es aufgrund pflanzlicher Transpiration zu keiner Grundwasserneubildung kommt.

7.1.4 Cluster 3

Während mit rund 45 mm (bezogen auf die klimatische Bilanz) bei 242 mm Jahresniederschlag im Cluster 3 noch eine relativ hohe Wassermenge ins Grundwasser abgeführt wird, sinkt diese Wassermenge bei 147 bzw. 194 mm Jahresniederschlag auf fast 0 mm. Dies drückt sich auch im Verlauf der Bodenwassergehalte und Wasserspannungen aus:

Im 1. Fall führen die Niederschläge noch zu einem deutlichen Vordringen der Wasserfront zum Ende der Regenzeit (s.Fig.31).

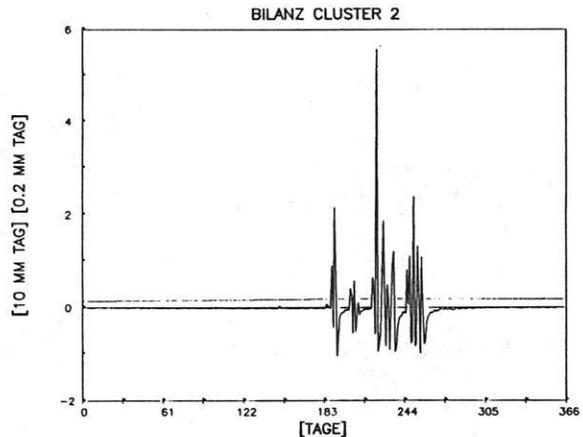
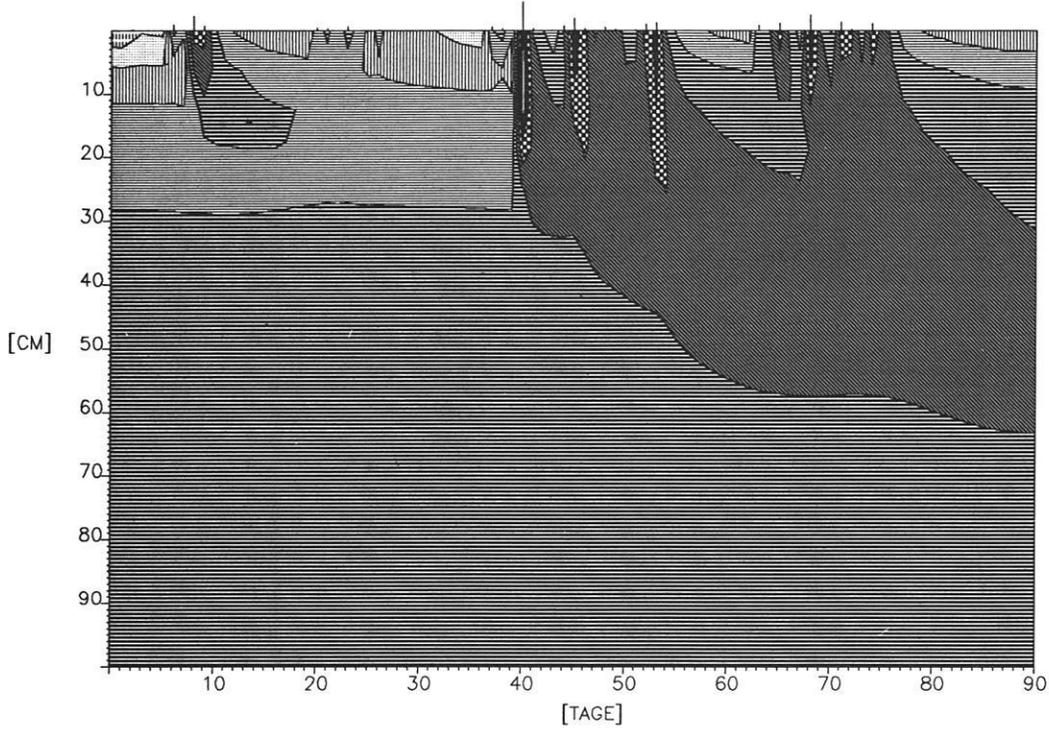


Fig.28: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 2.

Ganz anders sieht das Bild hingegen bei 194 bzw. 147 mm aus: Die Niederschläge bewirken eine Änderung der Wassergehalte und Wasserspannungen nur in den obersten ca. 25 bzw. 55 Bodenzentimetern (s.Fig.A1,A2). Es kann sogar festgestellt werden, daß die Wasser- verluste an die Atmosphäre (steady-state nicht erreicht) auch während der Niederschlagsperiode zu einem stetigen Absinken der Wassergehalte in Tiefen unter 25 cm führt. Bei der 242 mm Simulation muß einschränkend wieder auf die hohe Menge permanent pflanzenverfügbaren Wassers in geringen Tiefen und die schon oben erwähnte geringe Mächtigkeit (bis ca. 20 cm) der Vertreter dieses Clusters hingewiesen werden, die allerdings in Fällen geringeren Niederschlags ohne Bedeutung bleibt, da sich die wesentlichen Änderungen nur in den obersten 30 cm ereignen. Besonders bemerkenswert ist es aber, daß die Grundwasserspende bei Rückgang der Niederschläge von 242 mm auf 194 mm in etwa um die Differenz der Niederschläge zurückgeht, das heißt, daß bei gleicher Niederschlagsverteilung jeder mm Niederschlag über 194 mm einem mm Grundwasserneubildung entsprechen dürfte.

Der zeitliche Verlauf der Grundwasserspende zeigt bei 242 mm einen deutlichen Peak mit ca. 0.25 mm/Tag etwa 100 Tage nach Abschluß der Niederschlagsperiode. Das Minimum liegt bei 0.06 mm/Tag. Dieser scharfe Peak entspricht (unter der Annahme von piston-flow), der relativ geringen Verweildauer in den obersten 2.28 m Bodensäule von nur 8.7 Jahren (s.Fig.30).

WASSERSPANNUNG CLUSTER 2, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 2, 242 MM

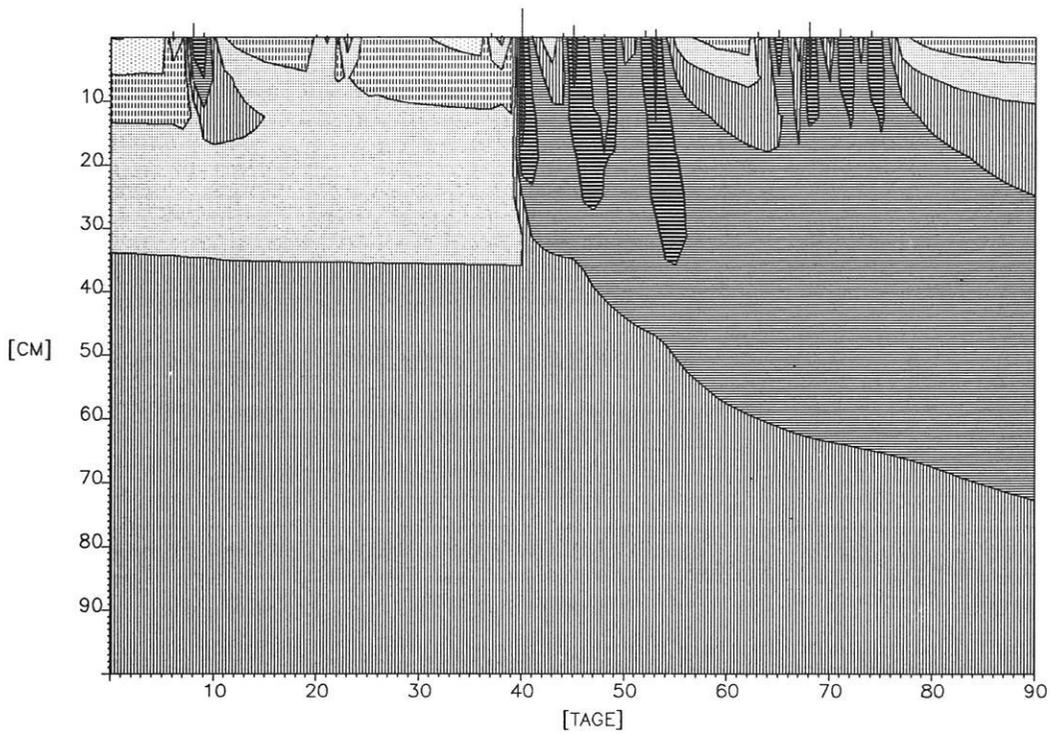


Fig 29: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 2.

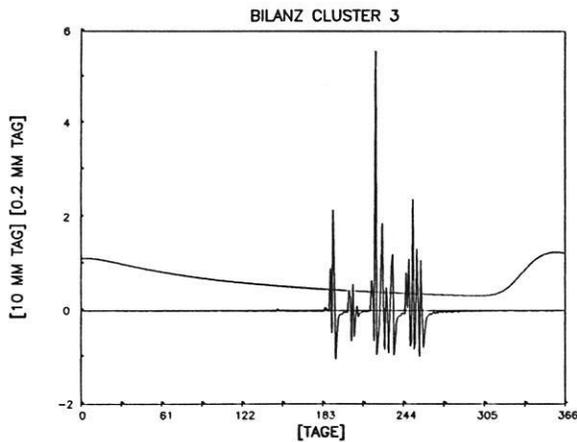


Fig.30: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 3.

7.1.5 Cluster 4

Die berechnete Grundwasserspende in Cluster 4 beträgt 8 mm, die allerdings darauf zurückgeführt werden können, daß ein steady-state noch nicht erreicht ist und in der gesamten betrachteten Bodensäule von 228 cm Mächtigkeit noch Wasser verloren geht. Die Betrachtung der klimatischen Bilanz ist deshalb mit in die Aussage einzubeziehen: ca. 3 mm betragen die Verluste an die Atmosphäre durch Evaporation. Auch ohne den Einfluß von Pflanzen ist deshalb hier eine tatsächliche Grundwasserneubildung auszuschließen. Die Rate der täglichen Grundwasserneubildung schwankt nur unerheblich zwischen 0.03 mm/Tag als

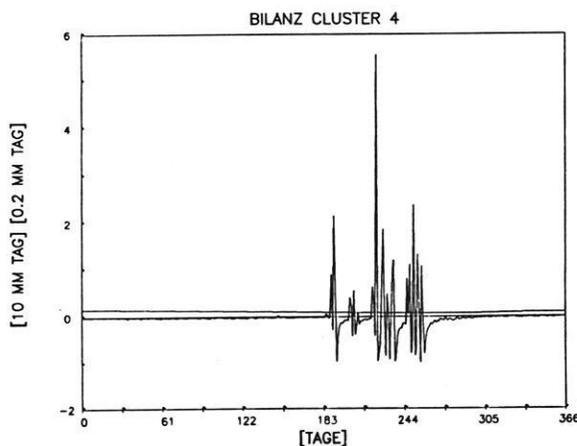


Fig.32: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 4.

Maximum und 0.01 mm/Tag als Minimum, wobei das Minimum unmittelbar nach der Regenzeit vorliegt (s.Fig.32,33).

7.1.6 Cluster 5

Bei diesem Cluster liegt die Grundwasserneubildungsrate schon in der Größenordnung des Fehlers in der Gesamtbilanz (D) (s.Tab.5) und wird von den Verlusten durch Evaporation noch weit überwogen. Es findet, ganz abgesehen von Verlusten durch Wasserentzug durch Pflanzen, keine Grundwasserbildung

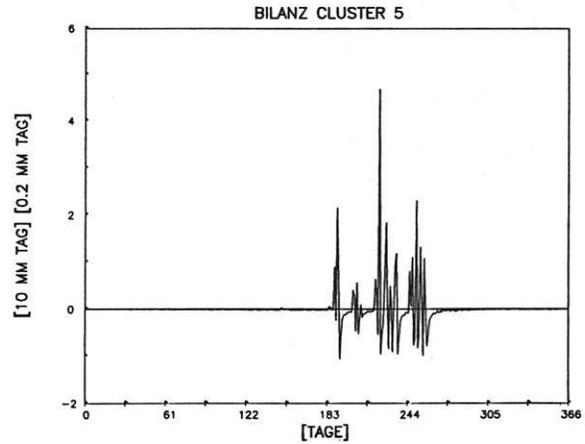
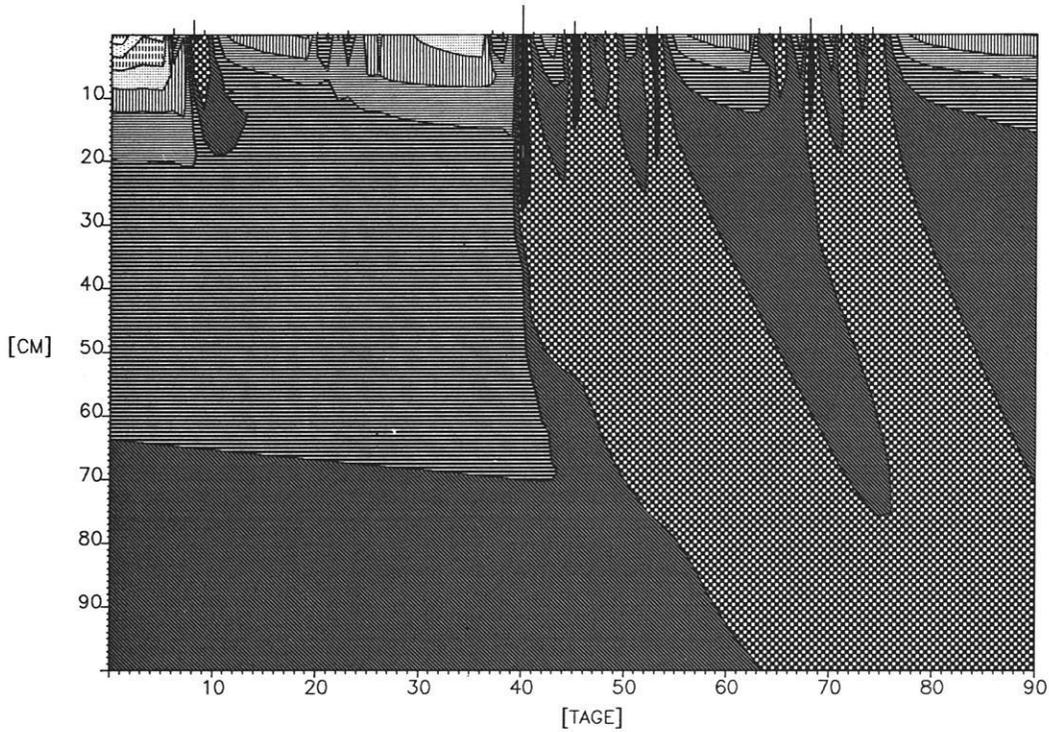


Fig.34: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 5.

statt. Nach einzelnen Niederschlägen sind die obersten cm des Bodens nahezu gesättigt. Aufgrund der extrem geringen gesättigten Wasserleitfähigkeit ist allerdings zu bezweifeln, ob die in den Diagrammen dargestellten Wassergehalte und Wasserspannungen realistisch sind, da dieses System einen sehr langen Zeitraum bis zum Erreichen eines Gleichgewichts benötigt und dieses noch nicht vollständig erreicht hat. Bemerkenswert ist noch, daß beim Starkregenereignis von 56 mm die infiltrierte Wassermenge deutlich geringer ist, was sich in der verringerten Peakhöhe der klimatischen Bilanz ausdrückt, was bei genauem Hinsehen auch aus der Darstellung der Wasserspannungen ersichtlich ist (s.Fig.34,35).

Die Gültigkeit der Simulation ist bei den Böden dieses Clusters stark zu bezweifeln, da sie in der Realität eine starke Veränderung der Wasserhaushaltsgrößen durch Schwellen und Schrumpfen, Infiltration in Risse und Evaporation aus Rissen zeigen, die in diesem Modell vernachlässigt werden (s. Kap. 5).

WASSERSPANNUNG CLUSTER 3, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 3, 242 MM

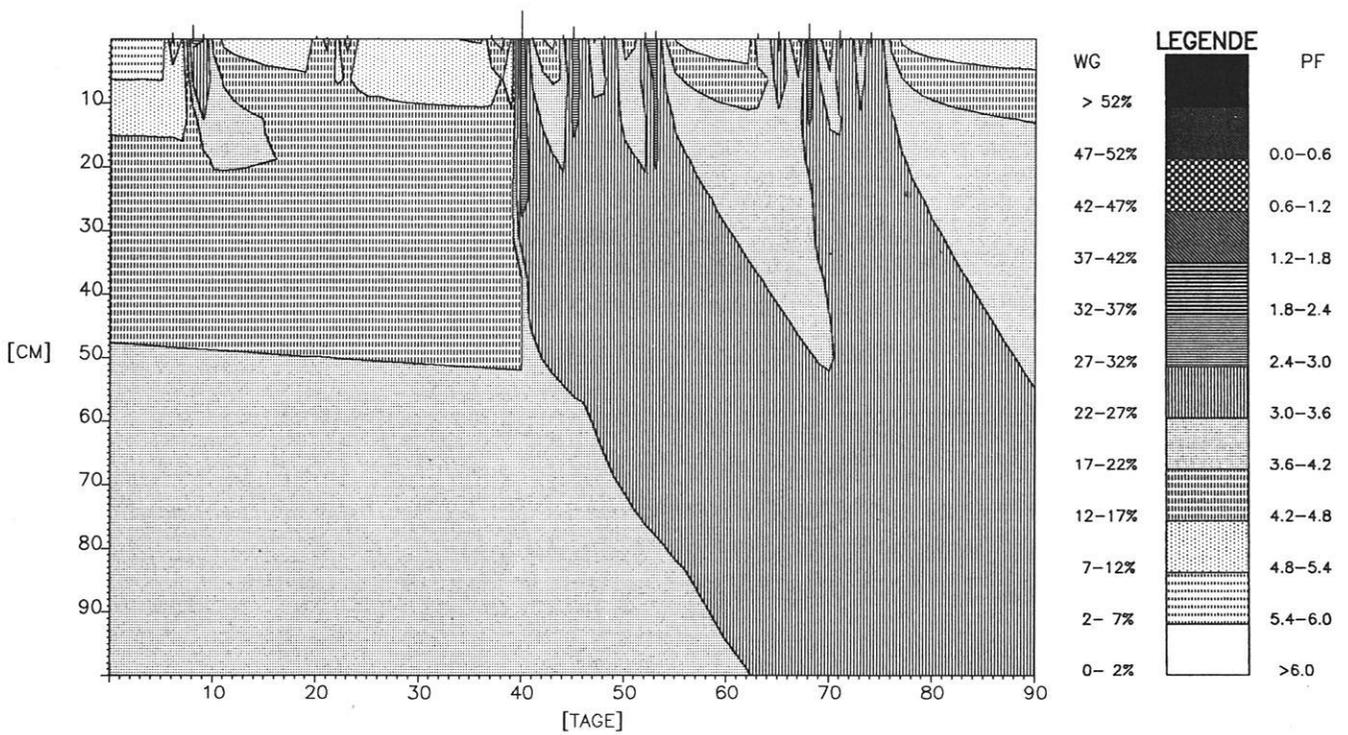
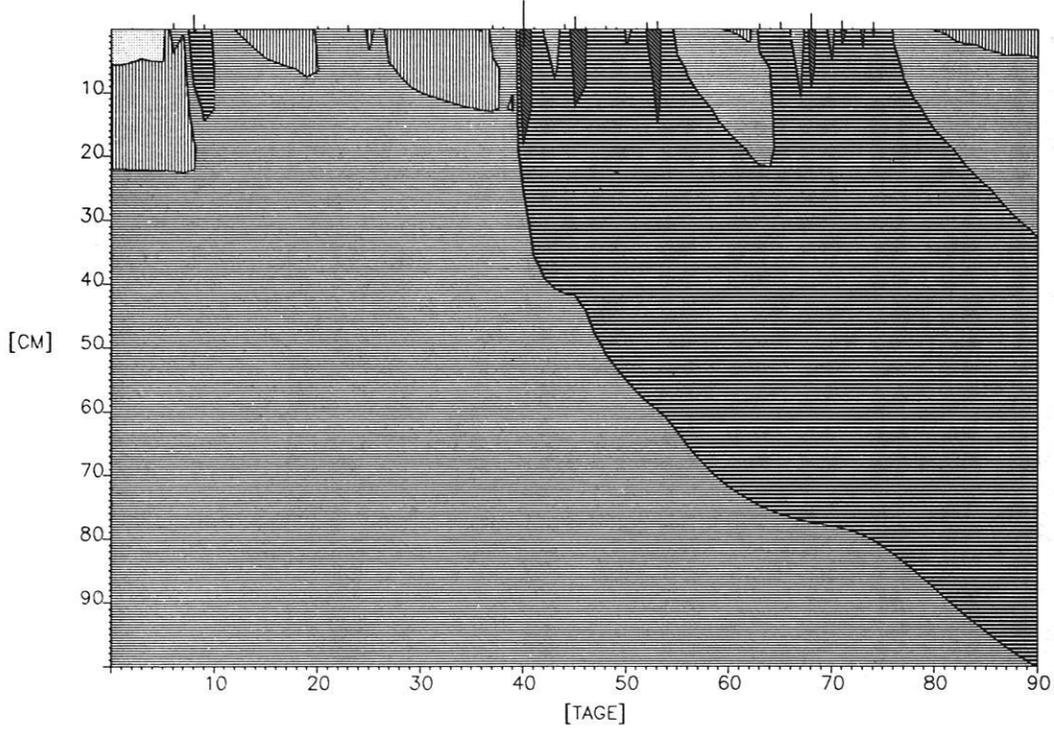


Fig 31: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 3.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 4, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 4, 242 MM

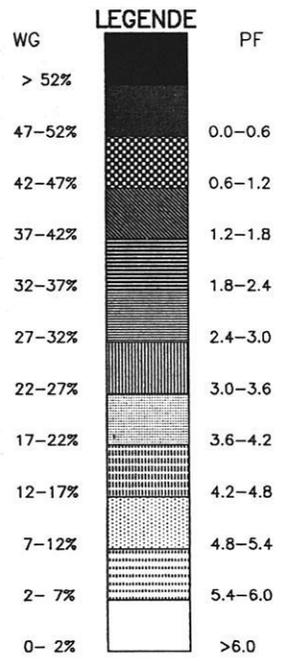
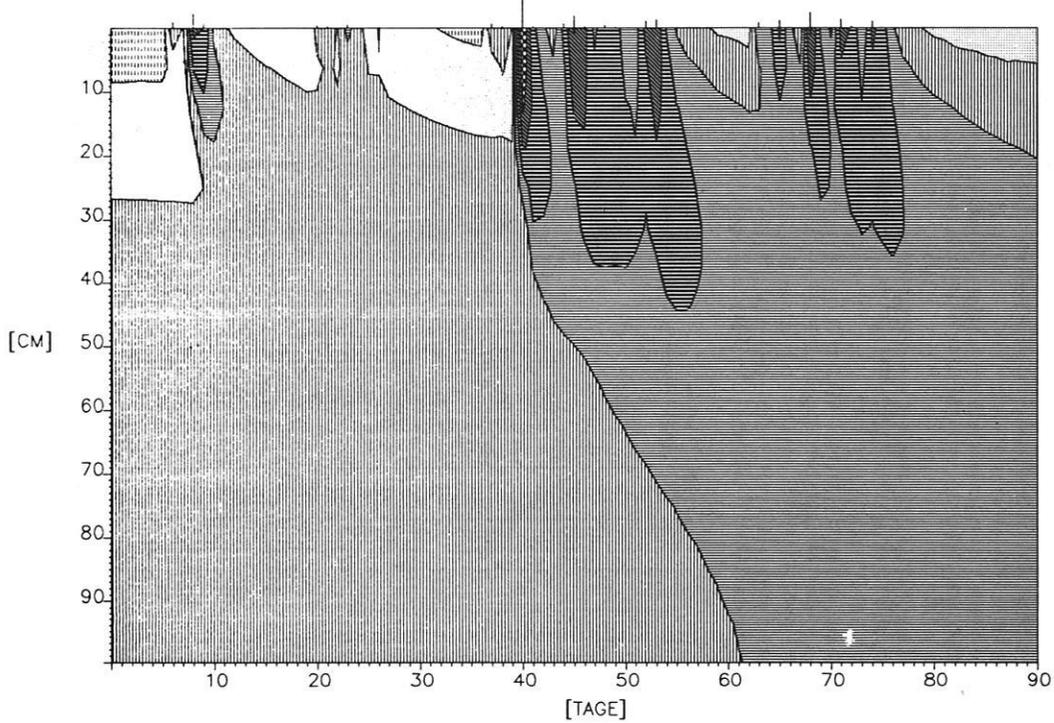
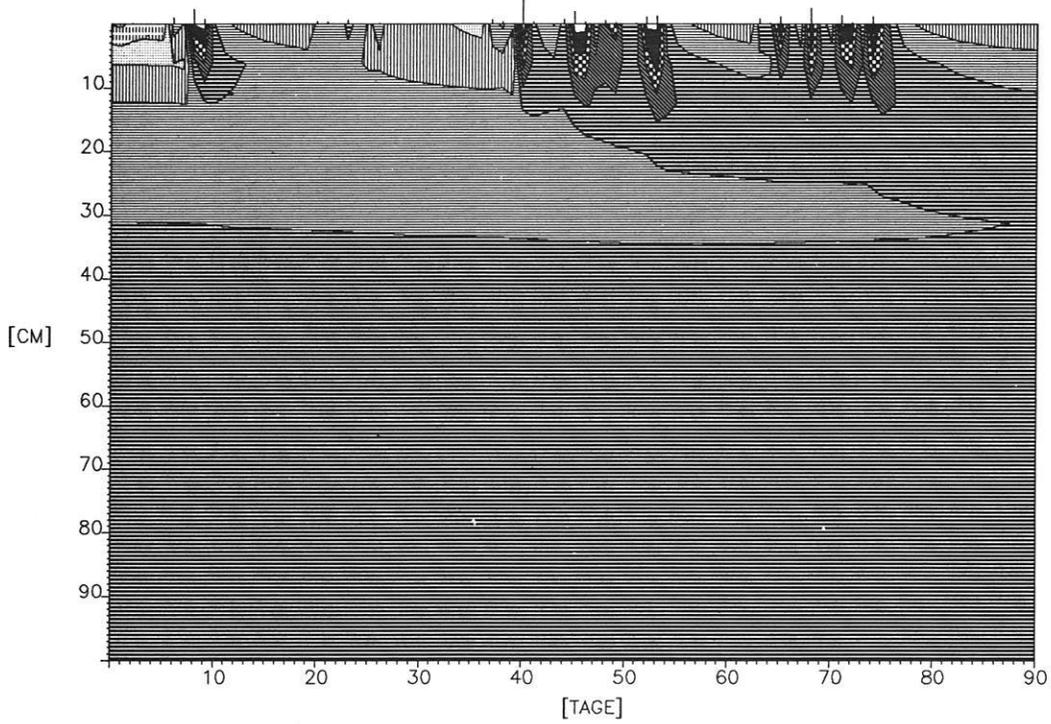


Fig 33: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 4.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 5, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 5, 242 MM

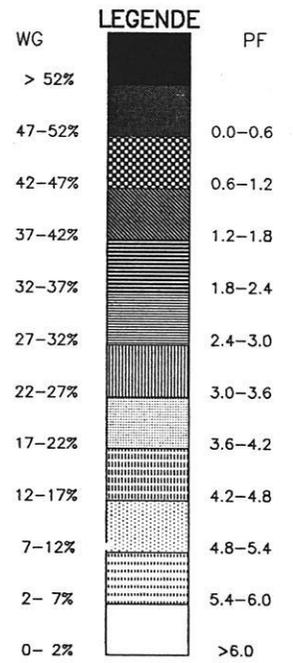
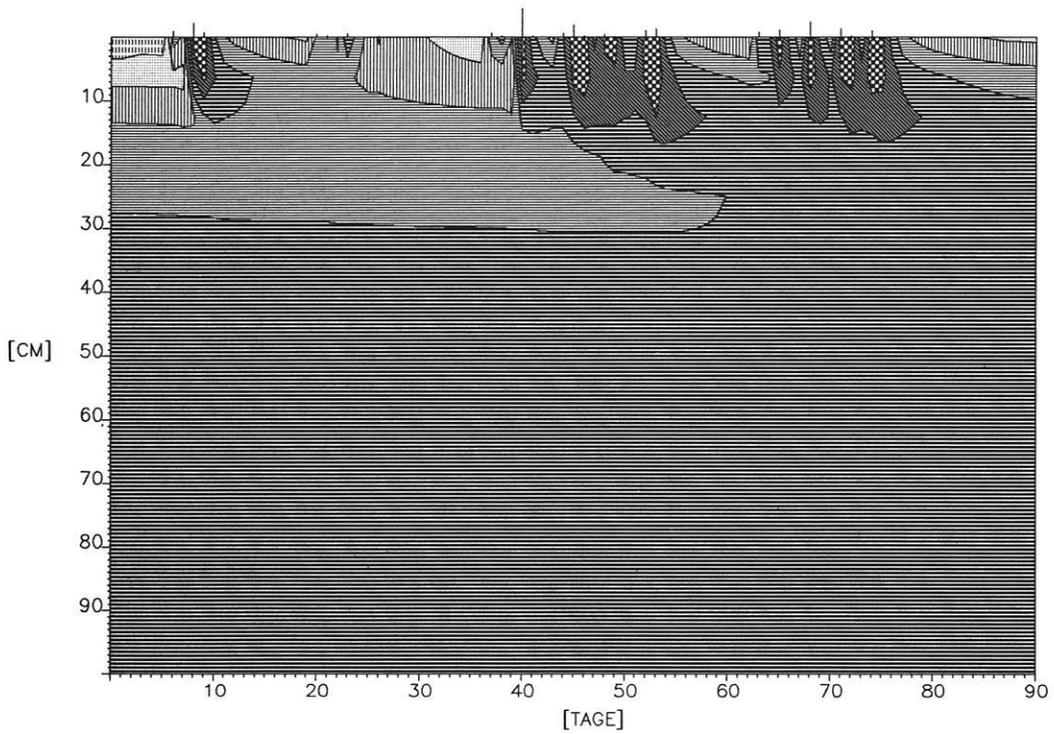


Fig 35: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 5.

7.1.7 Cluster 6

Auch bei den Böden des Cluster 6 erfolgt keine Grundwasserneubildung, und es gelten dieselben Erwägungen wie bei Cluster 5. Beachtenswert ist hier der Verlust durch Evaporation, der in der Bilanz mit 12.4 mm, verglichen mit den anderen Clustern, am höchsten zu Buche schlägt. Ein Gleichgewicht liegt hier nicht vor, die Wassergehalte sind in Fig.37, wie in Cluster 5, eher eine Funktion der Anfangsbedingungen als eine Funktion der Simulation.

Ähnlich Cluster 5 sind hier die Peakhöhen des Niederschlagsinputs deutlich verringert, was wieder auf Überstau hinweist (s.Fig.36).

Ebenso wie bei Cluster 5 muß bei den Böden des Clusters 6 darauf hingewiesen werden, daß bei der Simulation aufgrund der Vernachlässigung der Schrumpfung und Quellung keine Ergebnisse ermittelt werden können, die Gültigkeit für die Realität besitzen.

7.1.8 Cluster 7

Die Böden des Clusters 7 liefern bei 242 mm/a eine Grundwasserspende von ca. 23.8 mm (klimatische Bilanz), wobei sich die

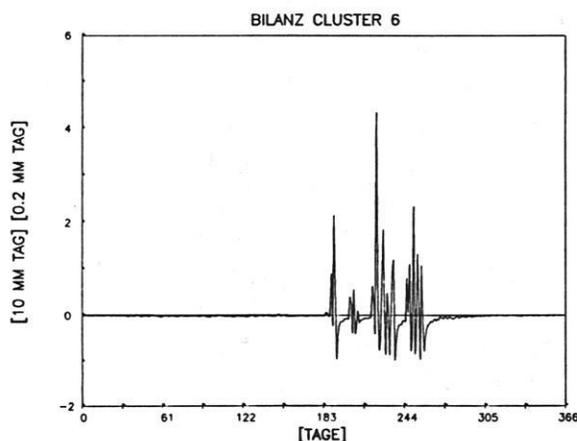


Fig.36: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 6.

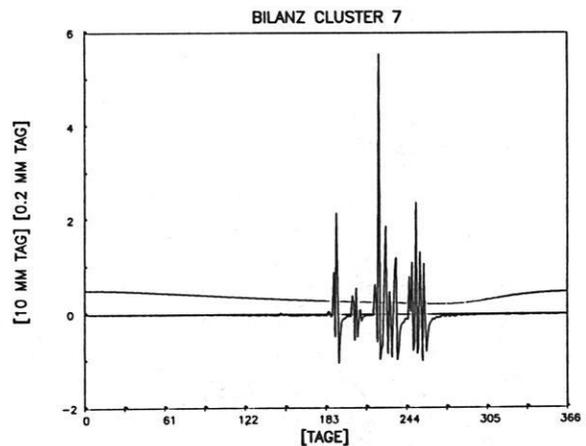


Fig.38: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 7.

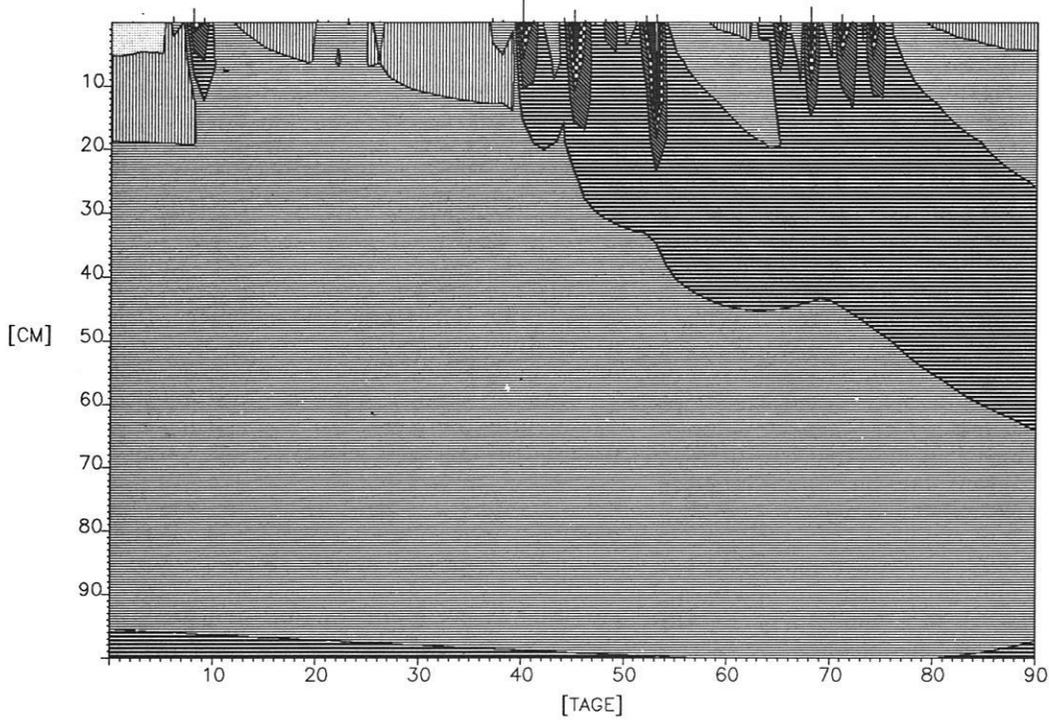
Differenz zwischen klimatischer Bilanz zu dem berechneten Grundwasserabfluß (26 mm) von 2.2 mm zusammensetzt aus dem Bilanzierungsfehler von 1 mm und der Tatsache, daß ein steady-state noch nicht vollständig erreicht ist und sich die gesamte Wassermenge im Profil um 1.2 mm verringert.

Bei 194 mm Niederschlag beträgt die Grundwasserspende (klimatische Bilanz) nur noch 5.9 mm. Die berechneten 8.6 mm sind wieder um die Änderung des Gesamtwassergehaltes (2.0 mm) und die Bilanzfehler von 0.7 mm zu verringern.

Bei 147 mm liegt nur noch eine scheinbare Grundwasserneubildung vor, bedingt durch die Änderung des Gesamtwassergehaltes um 5.5 mm. Eine tatsächliche Grundwasserneubildung, die einem Input an Niederschlägen entspräche, ist nicht vorhanden.

Deutlich werden diese Unterschiede auch bei der Betrachtung der Wassergehalte und Wasserspannungen während der Niederschlagsperiode: Ist bei 242 mm noch ein deutliches und rasches Vordringen der Fronten über den Bereich von 1 m Bodentiefe hinaus festzustellen (Fig.39), so gehen diese Änderungen bei 194 mm schon stark zurück (Fig.A3). Bei 147 mm Niederschlag erfolgen Änderungen des Wassergehaltes und der Wasserspannungen während der Niederschlagsperioden nur in den obersten ca. 45 cm Bodensäule (s.Fig.A4).

WASSERSPANNUNG CLUSTER 6, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 6, 242 MM

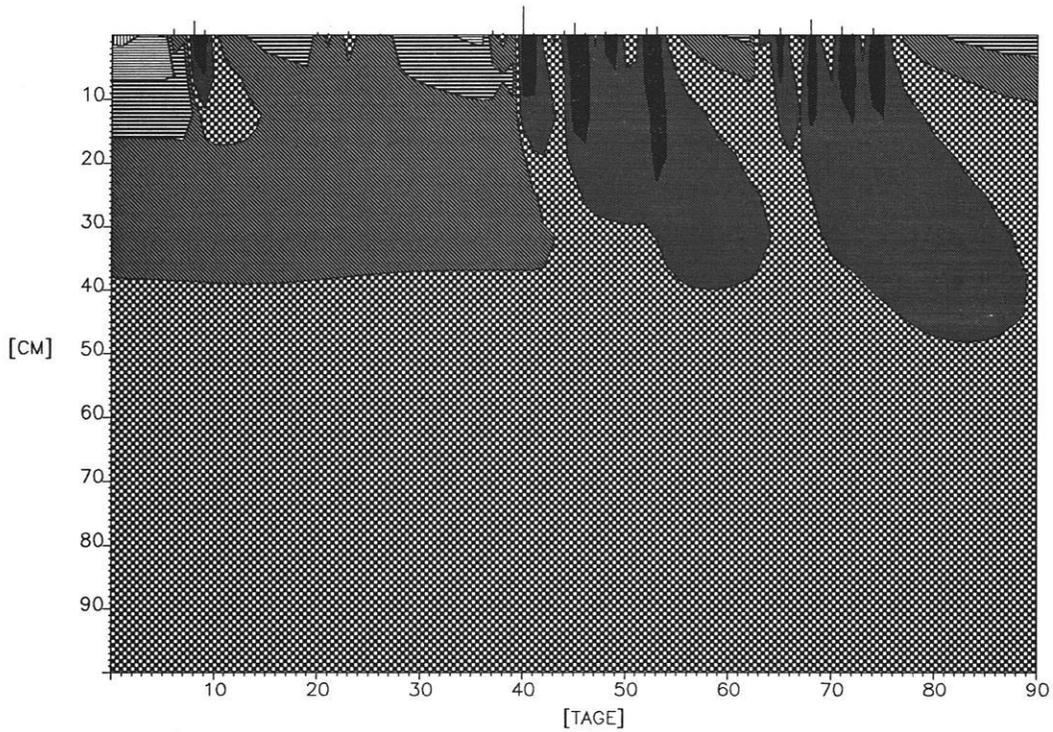


Fig 37: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 6.

Bei 242 mm Niederschlag liegt das Maximum der Grundwasserneubildung bei 0.11 mm/Tag, etwa 120 Tage nach Abschluß der Niederschlagsperiode: Das Minimum beträgt 0.05 mm unmittelbar nach Abschluß der Niederschläge (s.Fig.38).

Da auch am Ende der Trockenperiode bei 242 mm Jahresniederschlag mit Wasserspannungen $< pF$ 5.4 unterhalb 18 cm Bodentiefe und Wassergehalten über 2% ab ca. 20 cm Tiefe und über 7% ab 49 cm Tiefe pflanzenverfügbares Wasser zur Verfügung steht, ist anzunehmen, daß die Wasserverluste an die Atmosphäre durch Vegetation noch vergrößert werden und somit eine Grundwasserspense stark eingeschränkt wird. Allerdings muß einschränkend beachtet werden, daß die Wasserfronten hier relativ schnell vordringen und so eventuell die durchwurzelten Bereiche noch durchfeuchten können.

Bei 194 mm ist aufgrund von Pflanzenaktivitäten mit keiner tatsächlichen Grundwasserneubildung mehr zu rechnen. Hier entfällt auch das Argument der sich schnell verlagernden Wassermenge (s.Fig.A3).

7.1.9 Cluster 8

Die simulierte Grundwasserspense des Clusters 8 beträgt bei 242 mm Jahresniederschlag 29.5 mm bei einem gleichzeitigen saldierten Niederschlagsinput von 27.6 mm. Die Differenz von 1.9 mm setzt sich zusammen aus

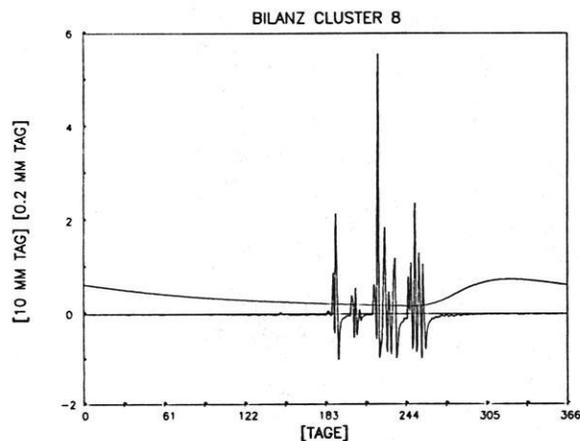


Fig.40: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 8.

einer Abnahme der gesamten Wassermenge im Profil um 0.6 mm, das heißt, ein Gleichgewichtszustand ist nahezu erreicht, und einem Bilanzierungsfehler von 1.3 mm.

Bei 194 mm beträgt die bilanzierte Grundwasserspense 12.8 mm, auch hier dürfte der bilanzierte klimatische Input von nur 10.8 mm der zuverlässigere Wert sein.

Bei 147 mm ist auch noch eine Grundwasserneubildung von 4 mm festzustellen, die aber völlig durch die Abnahme des Wassergehaltes im gesamten Profil erklärt werden kann. Die klimatische Bilanz von -2 mm deutet an, daß kein effektiver Input an Niederschlägen vorhanden war.

Darauf deuten auch Wassergehalt- und Wasserspannungsdiagramme bei 147 mm hin. Der Einfluß der Niederschläge geht kaum über eine Tiefe von 50 cm hinaus (s.Fig.A6).

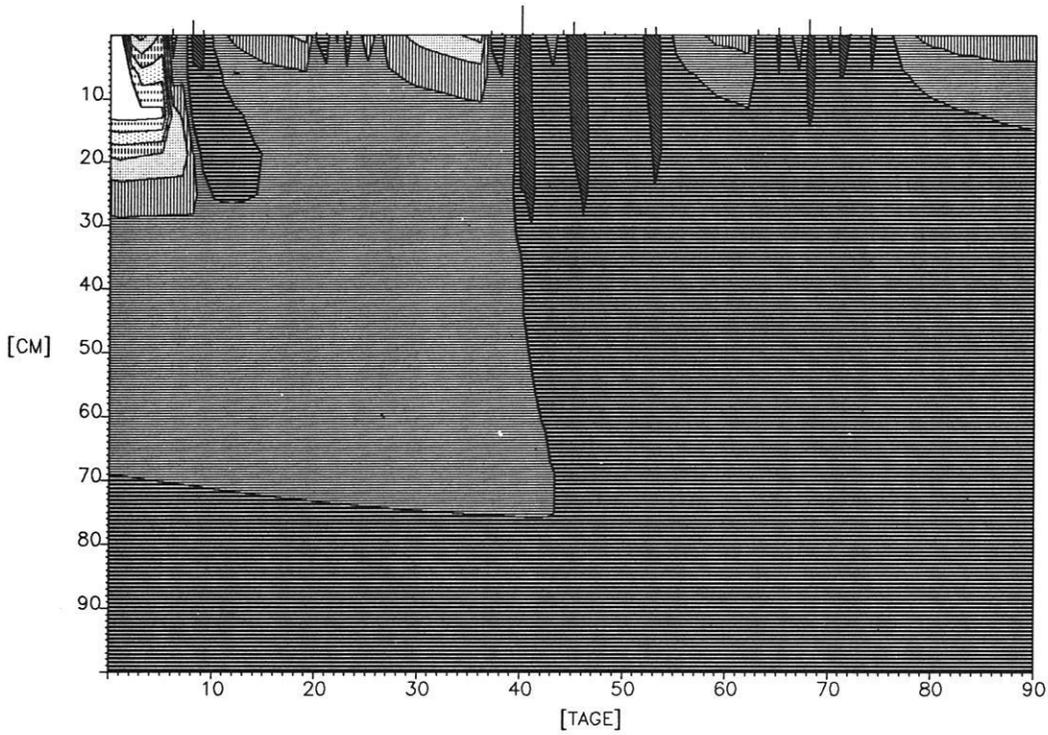
Anders sieht das schon bei 194 mm Niederschlag aus: Hier ist ein deutliches Vordringen der Feuchtigkeitsfront in den Boden festzustellen: Am 61. Tag beträgt auch in 1 m Tiefe der Wassergehalt 7%, danach ist er höher, die Wasserspannung von pF 1.8 ist in einem Meter Tiefe schon 5 Tage vorher erreicht (s.Fig.A5).

Bei 242 mm Niederschlag dringen die Fronten deutlich schneller vor: schon nach 48 Tagen beträgt hier in einem Meter Tiefe die Wasserspannung weniger als pF 1.8, bis in ca. 80 cm Tiefe finden sich zeitweise Wassergehalte von über 12 Vol% (s.Fig.41).

Dieses schnelle Vordringen der Fronten findet seine Entsprechung in dem Jahrgang der Grundwasserneubildungsrate: Das Maximum liegt mit 0.16 mm/Tag nur 65 Tage nach dem letzten Niederschlagsereignis. Das Minimum fällt in den Zeitraum der letzten Niederschläge, es beträgt 0.04 mm/Tag (s.Fig.40).

Für die Abschätzung des Einflusses von Pflanzen auf die Grundwasserneubildung gelten ähnliche Überlegungen wie bei Cluster 7: Pflanzenverfügbares Wasser ist ab etwa 15 cm (242 mm Jahresniederschlag) noch am Ende der Trockenphase vorhanden, ab 20 cm Tiefe

WASSERSPANNUNG CLUSTER 7, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 7, 242 MM

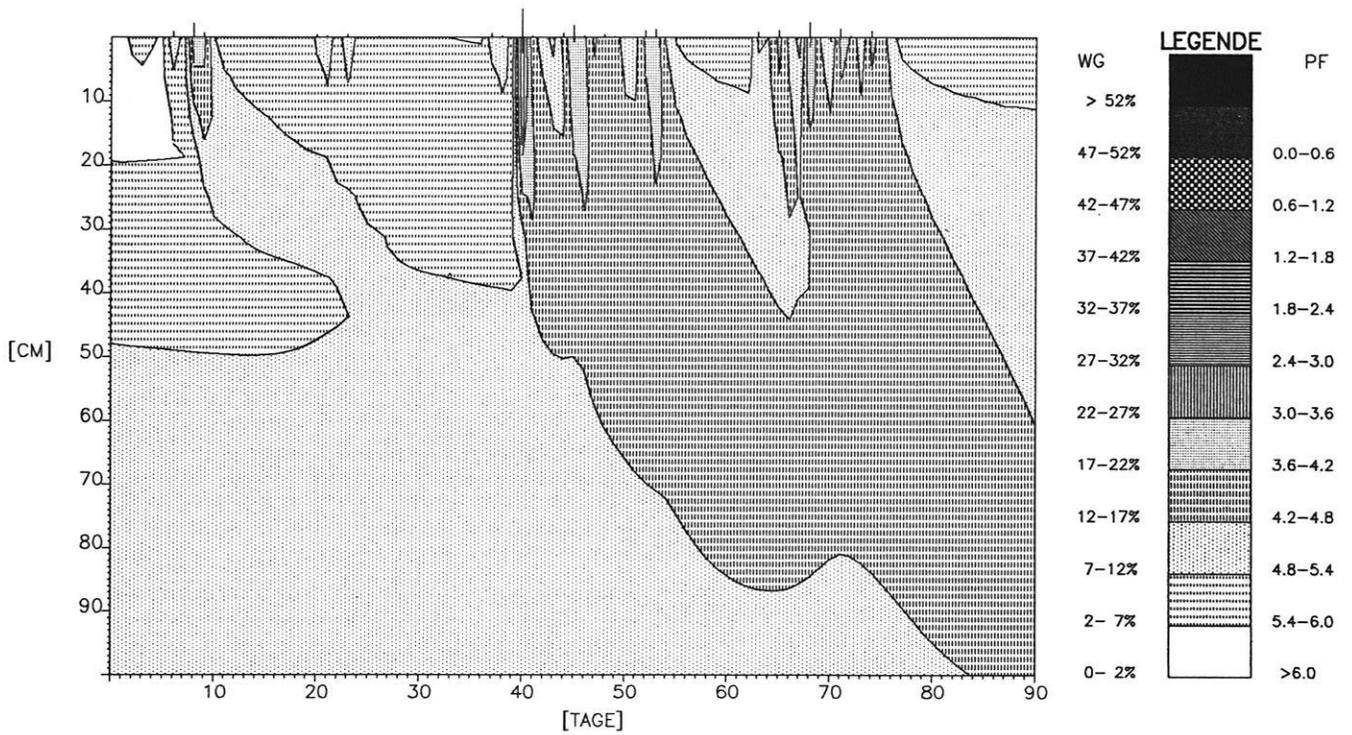
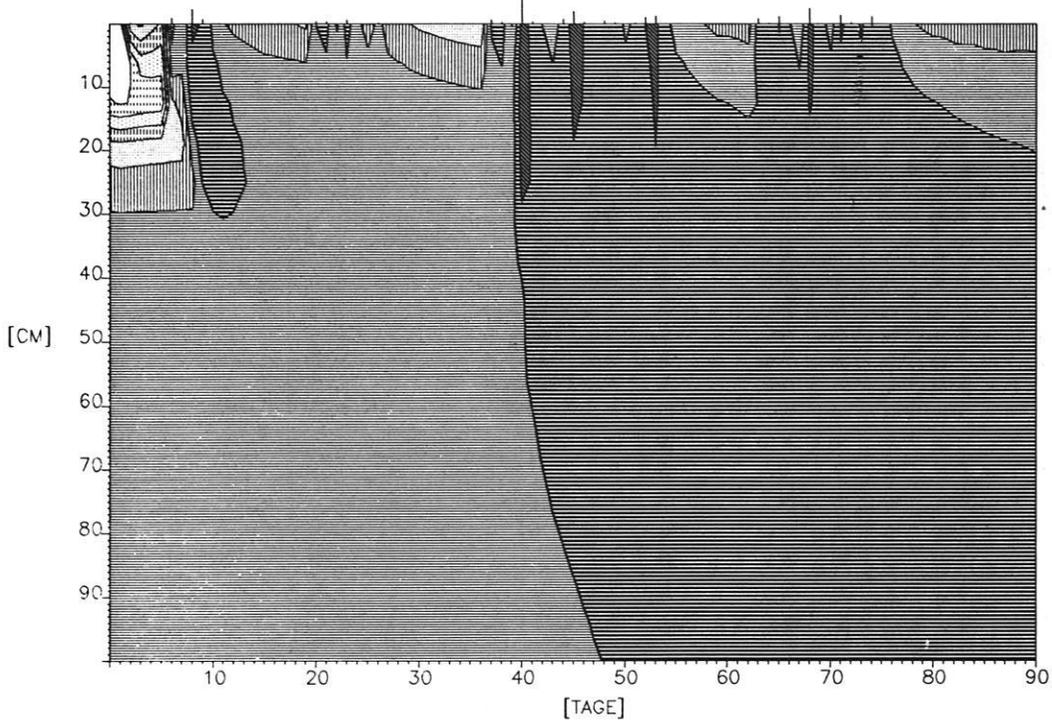
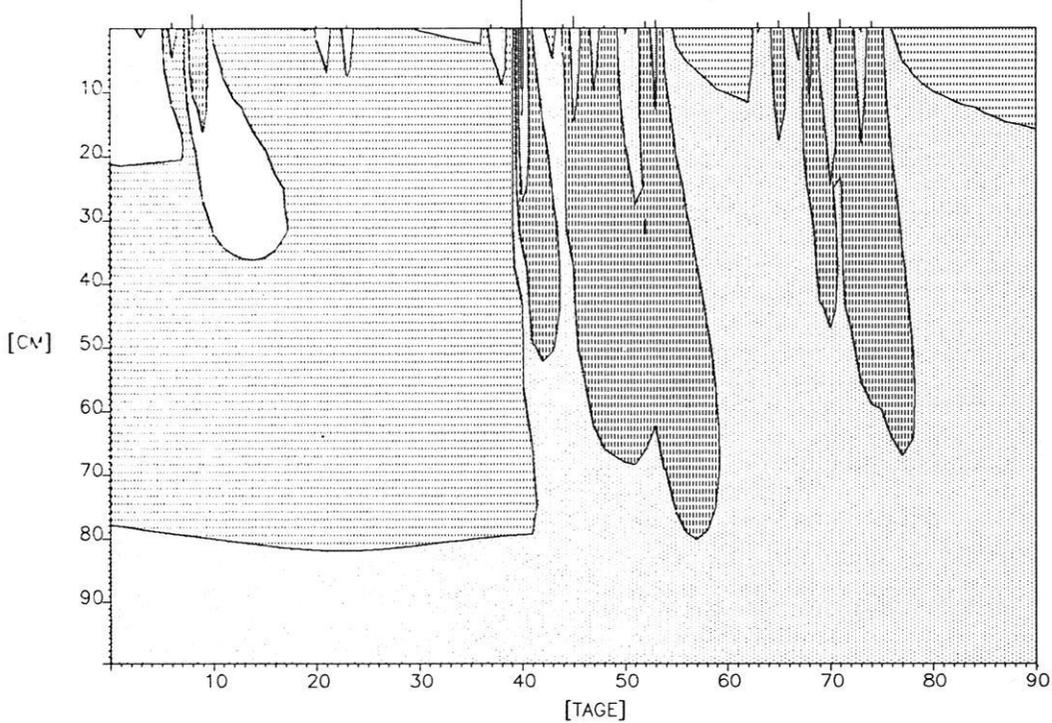


Fig 39: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 7.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 8, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 8, 242 MM



WG	LEGENDE	PF
> 52%	[Solid black pattern]	0.0-0.6
47-52%	[Cross-hatch pattern]	0.6-1.2
42-47%	[Diagonal lines (top-left to bottom-right)]	1.2-1.8
37-42%	[Diagonal lines (top-right to bottom-left)]	1.8-2.4
32-37%	[Horizontal lines]	2.4-3.0
27-32%	[Vertical lines]	3.0-3.6
22-27%	[Dotted pattern]	3.6-4.2
17-22%	[Horizontal dashed lines]	4.2-4.8
12-17%	[Vertical dashed lines]	4.8-5.4
7-12%	[Diagonal dashed lines (top-left to bottom-right)]	5.4-6.0
2-7%	[Diagonal dashed lines (top-right to bottom-left)]	>6.0
0-2%	[White/empty pattern]	

Fig 41: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 8.

sind die Wassergehalte $>2\%$, ab 75 cm $\geq 7\%$. Die höhere Wasserleitfähigkeit und das geringere Wasserhaltevermögen führen allerdings bei Cluster 8 zu einer schnelleren Verlagerung der Fronten in die Tiefe und somit eventuell aus dem durchwurzelten Bereich, was einen geringeren Transpirationsverlust vermuten läßt.

Analoge Überlegungen lassen hingegen bei 194 mm Niederschlag eine Grundwasserbildung ausschließen.

7.1.10 Cluster 9

Den Extremfall der Grundwasserneubildung stellen die Böden des Clusters 9 dar: Der Abfluß ins Grundwasser wird hier bei 242 mm Jahresniederschlag mit 61.1 mm berechnet, das sind ca. 25% der Niederschläge. Der effektive Input an Niederschlägen beträgt 59.3 mm, mit einer Änderung der gesamten Wassermenge um nur 0.2 mm ist ein Gleichgewicht erreicht. Der Bilanzdefekt erreicht mit 1.6 mm den höchsten aller Werte.

Auch bei nur 194 mm Niederschlag tritt noch eine Grundwasserneubildung von 26.3 mm (simulierter Abfluß ins Grundwasser) bzw. 25.1 mm (klimatischer Input) ein, ein Wert, der in etwa dem der Cluster 7 und 8 bei 194 mm entspricht.

Bei 147 mm Niederschlag hingegen wird zwar noch ein Abfluß von 12 mm zum Grundwasser berechnet, er wird allerdings wieder durch eine Abnahme der Wassermenge im gesamten Boden erklärt. Der klimatische Input von -2 mm bedeutet einen saldierten Verdunstungsverlust von 2 mm im Jahr.

Es erfolgt eine Änderung der Wasserspannungen und Wassergehalte bis in 1 m Tiefe, wobei zwar die Wasserspannungen stark absinken, die Wassergehalte aber in 1 m Tiefe 2% nicht übersteigen (s.Fig.A8).

Bei 194 mm (s.Fig.A7) und vermehrt bei 242 mm Jahresniederschlag (s.Fig.43) ist das schnelle Vorrücken der Fronten zu beobachten, bedingt, durch die hohe Wasserleitfähigkeit und das sehr geringe Wasserhaltevermögen dieser Böden. So sinken bei beiden Niederschlagshöhen, ausgehend von fast

gleichen Anfangsbedingungen am Ende der Trockenperiode, die Wasserspannungen schnell von Werten $> pF 6.0$ auf Werte unter $pF 2.4$, bei 242 mm sogar unter $pF 1.8$ ab, wobei die Wassergehalte im unteren Profilbereich von Werten um 2% auf Werte zwischen 2% und 7% ansteigen, bei 242 mm sogar kurzfristig auf über 7%.

Die Grundwasserbildungsrate hat bei 242 mm ihren höchsten Wert unmittelbar nach Abschluß der Niederschlagsperiode mit 0.63 mm/Tag. Das Minimum beträgt 0.03 mm/Tag während der letzten Niederschlagstage (s.Fig.42). Dieser hohe Peak der Grundwasserbildungsrate unmittelbar nach den Niederschlägen findet seine Entsprechung in der geringsten durchschnittlichen Verweildauer des Wassers von nur 0.9 Jahren in der betrachteten Bodensäule.

Der Verlauf der Grundwasserbildungsrate bei 194 mm Niederschlag ist dem Verlauf der Grundwasserbildungsrate bei Cluster 8, 242 mm sehr ähnlich (Fig.A9): Das Maximum liegt mit 0.14 mm/Tag 63 Tage nach den letzten Niederschlägen, das Minimum befindet sich während der letzten Niederschlagsperiode und beträgt 0.03 mm/Tag.

Sowohl bei 194 mm als auch bei 242 mm findet sich am Ende der Trockenzeit pflanzenverfügbares Wasser erst in einer Tiefe über 70 cm, erst bei Tiefen >90 cm werden Wassergehalte von mehr als 2% festgestellt. In längeren Trockenperioden zwischen einzelnen

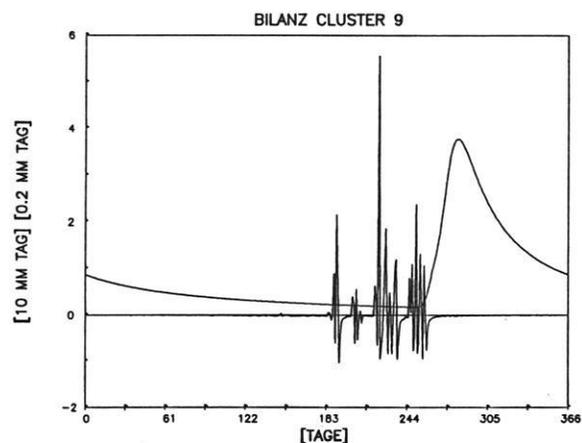


Fig.42: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 9.

Niederschlagsereignissen nehmen die Wassergehalte in den obersten 15 cm schnell ab und die Wasserspannungen stark zu, das gilt natürlich besonders für die Periode nach der Regenzeit.

Deshalb ist anzunehmen, daß auf Standorten mit den Böden des Clusters 9 eine Vegetation nur relativ schwach ausgeprägt sein dürfte, verglichen mit den Standorten auf anderen Clustern. Das schnelle Vordringen der Fronten läßt erwarten, daß hier ein durchwurzelter Bereich am schnellsten durchdrungen wird und so auf diesem Cluster die vergleichbar geringsten Verluste durch Transpiration zu erwarten sind. Das bedeutet, daß auch die Grundwasserspende bei nur 194 mm Niederschlag hier effektiv größer sein wird als die stärker durch Transpiration beeinträchtigte Grundwasserspende der Böden des Clusters 8 bei 242 mm.

7.111 Cluster 10

Die berechnete Grundwasserspende beträgt bei Cluster 10 bei einem Jahresniederschlag von 242 mm 31.7 mm, der bilanzierte Input an Niederschlägen 30.7 mm. Anfangs- und Endwassergehalt sind gleich groß, ein Gleichgewicht ist somit erreicht. Der Bilanzdefekt beträgt 1 mm, die tatsächliche Grundwasserspende 30.7 mm.

Bei 194 mm Jahresniederschlag wird nur eine Grundwasserspende von 1.5 mm berechnet, dagegen liegt hier der Input an Niederschlägen bei 6.9 mm. Bei einem Bilanzierungsdefekt von 0.6 mm resultiert das in einer Zunahme der gesamten Wassermenge um 6.0 mm. Es liegt kein vollständiges Gleichgewicht vor, wobei es sich hier um den einzigen Fall mit Gewichtszunahme im Gesamtprofil handelt. Als Rate der eventuellen Grundwasserneubildung ist daher, wie auch in den Fällen mit Gewichtsabnahme, die Menge an Niederschlagsinput von 6.9 mm zu werten.

Bei 147 mm Jahresniederschlag erfolgt, wie in den anderen Fällen auch, nur eine scheinbare Grundwasserneubildung. Tatsächlich erfolgt eine Netto-Abgabe von Wasser an die Atmosphäre, da sich ein Gleichgewicht noch nicht eingestellt hat. Daß hier keine Neubildung von Grundwasser erfolgt, ist auch daraus ersichtlich, daß der Einfluß der Niederschläge

kaum über 50 cm Bodentiefe hinausgeht. Auch bei 194 mm läßt sich in größeren Tiefen kaum eine Änderung von Wassergehalt und Wasserspannung ausmachen: Die Spannungen liegen dort im Bereich von pF 1.8 - 2.4, die Wassergehalte zwischen 7% und 12% (Fig.A10, A11).

Anders ist das Bild bei 242 mm: Hier ist eine deutliche Zunahme der Wassergehalte und Abnahme der Wasserspannungen auch in 1 m Tiefe festzustellen. Am 74. Tag unterschreitet die Wasserspannung pF 1.8, am 79. Tag überschreitet der Wassergehalt 12%. Die minimale Wasserspannung liegt zwischen pF 0.6 und pF 1.2 nach den Niederschlägen am 39. Tag, dem entsprechen kurzzeitig Wassergehalte von mehr als 27% an der Oberfläche (Fig.45).

Die Rate der Grundwasserneubildung liegt zwischen 0.07 mm/Tag als Minimum etwa 40 Tage nach Beendigung der Niederschlagsperiode und 0.11 mm als Maximum etwa 150 Tage nach Beendigung der Niederschläge nur geringfügig (s.Fig.44).

Wie bei den Clustern 7 und 8 muß hier allerdings wieder mit einem relativ hohen Verlust durch Transpiration gerechnet werden. So ist noch am Ende der Trockenperiode ab etwa 15 cm Bodentiefe pflanzenverfügbares Wasser vorhanden, ab etwa 19 cm liegen die Wassergehalte über 2%, ab 42 cm sogar über 7%, was eventuell sogar mehrjährigen Pflanzen ein Wachstum ermöglicht. Es erscheint deshalb auch hier fraglich, ob eine Grundwasserneubildung tatsächlich stattfindet.

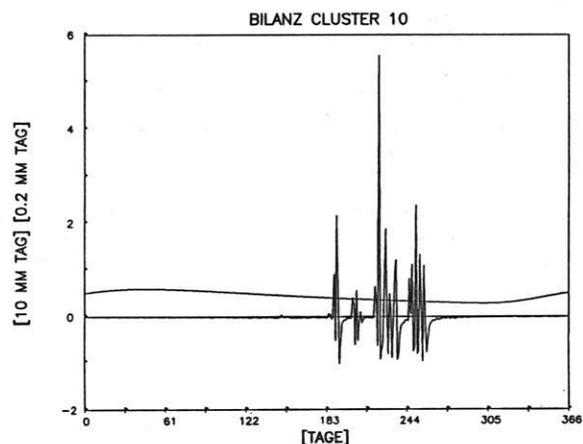
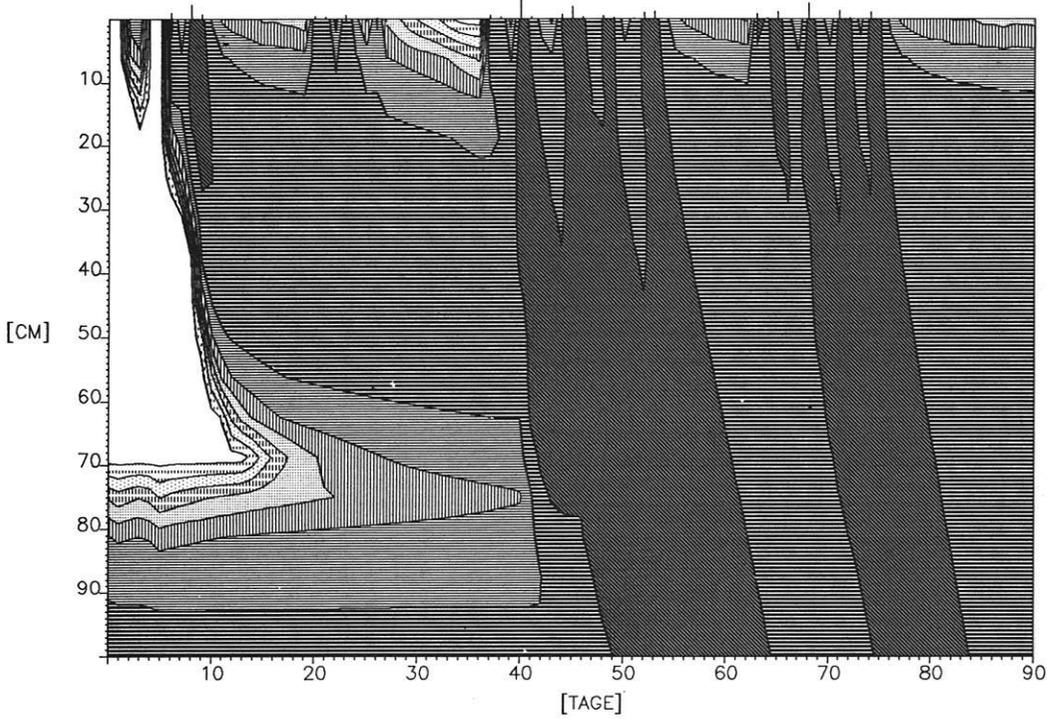


Fig.44: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 10.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 9, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 9, 242 MM

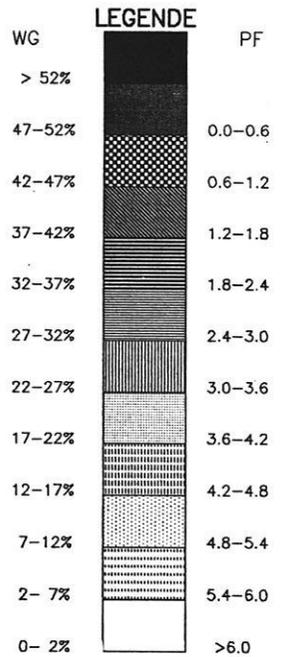
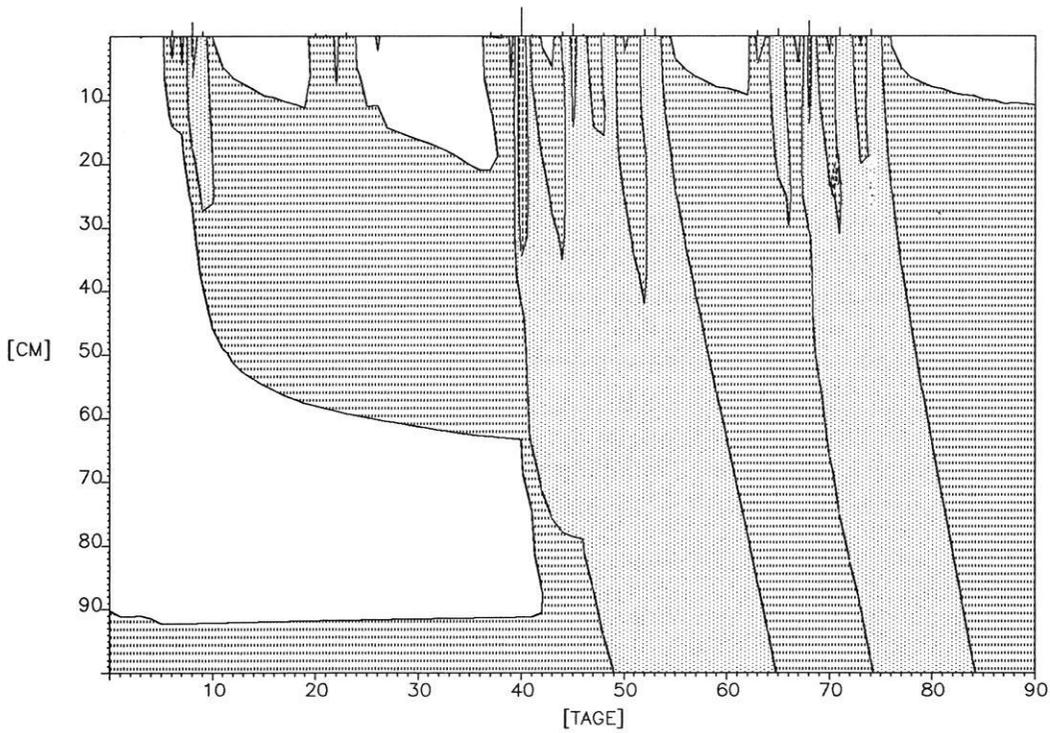
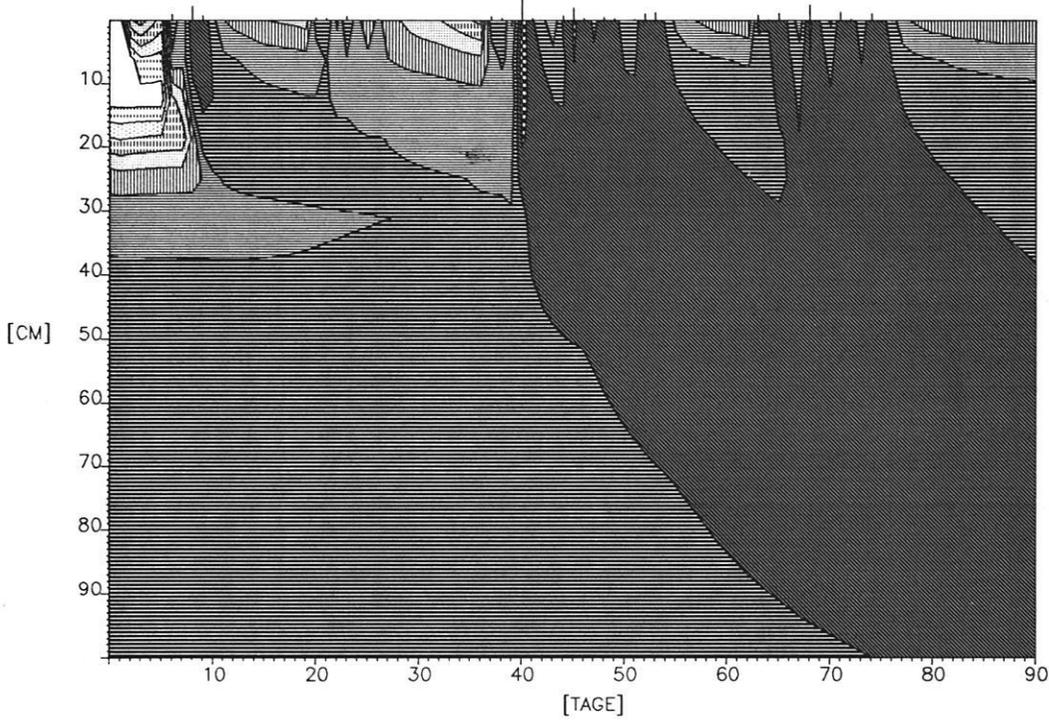


Fig 43: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 9.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 10, 242 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 10, 242 MM

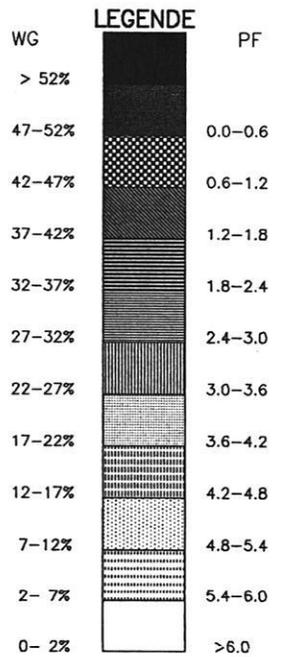
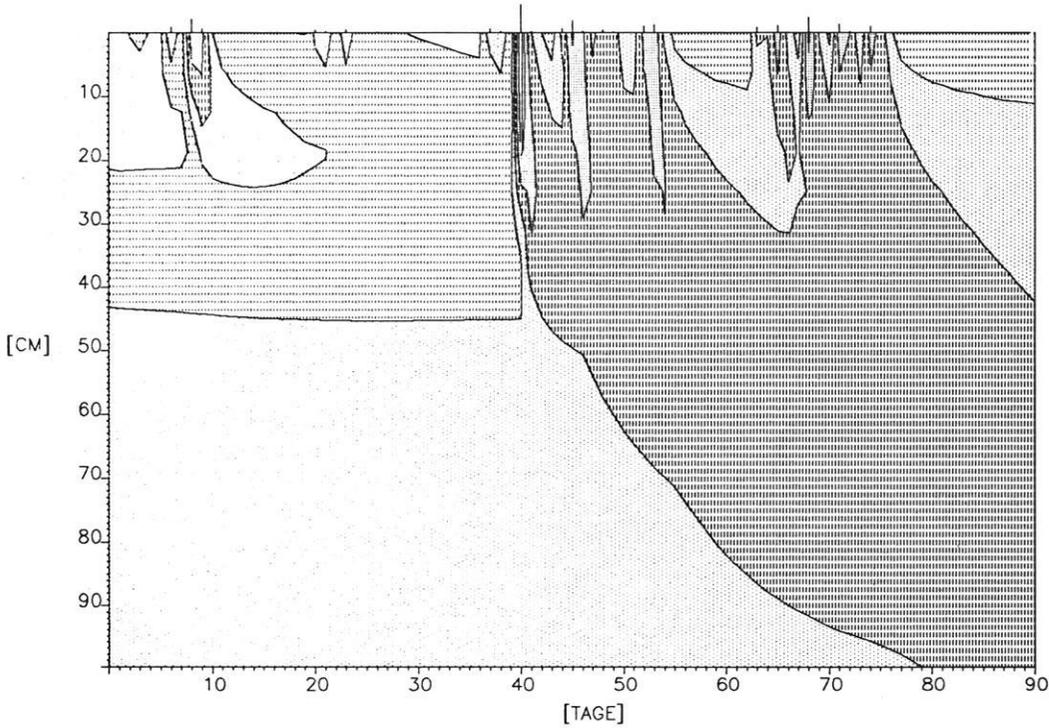


Fig 45: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 10.

7.2 Diskussion der Fehlermöglichkeiten

Hier soll auf einige Fehlermöglichkeiten eingegangen werden, die bei einer Simulation notwendigerweise auftreten, sei es aufgrund von numerischen Lösungsverfahren, sei es durch notwendige Vereinfachungen.

7.2.1 Bilanzfehler

Der Bilanzierungsfehler D ist definiert als:

$$D = \text{Klim} - \text{Grun} + \text{WANf} - \text{WEnd}$$

mit Klim = Differenz zwischen Niederschlägen und tatsächlicher Evaporation

$$\text{Grun} = \text{Output ins Grundwasser}$$

$$\text{WANf} = \text{Anfangswassergehalt}$$

$$\text{WEnd} = \text{Endwassergehalt}$$

Während sämtlicher Rechenläufe traten positive Bilanzierungsfehler auf, das bedeutet, daß auch eine nicht durch den Input gegebene Zunahme der Wassermenge erfolgt. Sie wird hervorgerufen durch den numerischen Lösungsprozeß der FOKKER-PLANCK-GLEICHUNG bei impliziten Linearisierungen (HORNUNG & MESSING 1984). Da während der Infiltration bei scharfen Fronten und großen Zeitschritten dieser Fehler besonders hoch war, wurden über eine automatische Zeitschrittkontrolle die zeitliche Diskretisierung gesteuert und speziell während der Niederschläge die Zeitschritte stark verringert.

Ergebnis ist, daß die Bilanzierungsfehler bei 242 mm Jahresniederschlag maximal 1.6 mm bzw. 0.7% der Niederschläge, im Durchschnitt 1.0 mm bzw. 0.4% ,

bei 194 mm Jahresniederschlag maximal 1.1 mm bzw. 0.5% der Niederschläge, im Durchschnitt 0.7 mm bzw. 0.4% ,

bei 142 mm Jahresniederschlag maximal 0.7 mm bzw. 0.5% der Niederschläge, im Durchschnitt 0.4 mm bzw. 0.3% betragen.

Ihre Bedeutung ist daher vernachlässigbar gering.

7.2.2 Hysterese

Bei den Simulationsläufen wird der Effekt der Hysterese vernachlässigt, indem nur die Desorptionskurve zur Anwendung gelangt und der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Wasserspannung in einer bijektiven Funktion dargestellt wird. Das stellt besonders bei dem bei leichten Böden hohen Anteil an größeren Poren eine gewisse Fehlerquelle dar (HILLEL 1980), da nur selten der Fall vollständiger Wassersättigung mit anschließender Desorption eintritt.

Ein Modell von MUALEM & MILLER (1979) setzt zur Simulation der Hysterese u.a. die Kenntnis der apparativ kaum bestimmbar Adsorptionskurve voraus.

Die Bedeutung der Hysterese für die Infiltration hat STAUFFER (1981) untersucht: Er kommt zu dem Schluß, daß durch die Hysterese der Abfluß aus dem Bodenkörper in der Natur gegenüber einer Rechner-simulation beschleunigt wird.

Das wiederum bedeutet, daß hier speziell im Fall der leichten Böden die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Fronten unterschätzt würden. Da aber höhere Geschwindigkeiten auch zu einer größeren Grundwasserbildung führen würden, liefern die Simulationen bezüglich der Grundwasserneubildung Mindestwerte, sie liegen also auf der "sicheren" Seite.

7.2.3 Infiltration

Bei den schweren Böden, besonders bei Cluster 5 und Cluster 6, wird die Infiltrationsrate dadurch überschätzt, daß die zu infiltrierende Wassermenge direkt in das oberste Kompartiment eingebracht wird, und im Modell ein Überstau erst dann einsetzt, wenn das oberste Kompartiment wassergesättigt ist. Es ist leicht einsichtig, daß bei einer Verringerung der Kompartimentmächtigkeit (jetzt: 6 cm) der Überstau früher einsetzen würde.

Andererseits ist gerade bei den schweren Böden, auch hier wieder speziell bei den Clustern 5 und 6 aufgrund von Quellung und

Schrumpfung ein Rißgefüge zu erwarten, das in der Lage ist, auch Niederschläge, die die Infiltrationskapazität des Matrixmaterials übersteigen, im Boden aufzunehmen (PACHUR & BRAUN 1980).

Da speziell bei Cluster 5 und 6 keine Grundwasserneubildung erfolgt, obwohl wahrscheinlich die Infiltrationsraten überschätzt werden, kann diese Frage an dieser Stelle vernachlässigt werden.

7.2.4 Abfluß und Zufluß

Eine nicht zu unterschätzende Fehlerquelle bei den Simulationen dürfte darin liegen, daß der bei starken Niederschlägen auftretende Abfluß von der Bodenoberfläche bzw. Zufluß vernachlässigt wird (KLITZSCH 1967, ERGENZINGER & SCHMIDT 1981). Infiltrationsraten und Abfluß auf sehr flachgründigen Böden und auf Gesteinsoberflächen untersuchten SALMON & SCHICK (1980). Die von ihnen ermittelten Ergebnisse lassen bei den Gebieten mit höherer Reliefenergie (Zeugenbergfluren, Akkordanzflächen, Fußflächen) bei den im fiktiven Paläoklima enthaltenen Starkregen erhebliche Abflußereignisse erwarten.

Für die Cluster 3.4 und 9 konnte durch Simulation von Starkregen – bei zwar anderen Anfangsbedingungen als im Rechnermodell – nachgewiesen werden, daß auch bei Niederschlägen von 46 mm innerhalb weniger Stunden kein Überstau und Abfluß eintritt (BLUME, VAHRSON & MESHREF 1985), ein Ergebnis, das auch auf die übrigen leichten Böden übertragen werden kann, bei denen auch keine Reliefunterschiede einen Abfluß begünstigen.

Anders sieht es in den Bereichen mit hoher Reliefenergie aus. Hier kann es, belegt durch pelitische Akkumulationen (Playas), je nach Größe des Einzugsgebietes zu mehr oder minder großem Zufluß an Wasser kommen. In den Muldenbereichen von Akkordanzflächen (Cluster 1 und 2) kann es dadurch zu einem höheren Wasserangebot und so eventuell doch zu einer Grundwasserspende in diesen Bereichen kommen. Allerdings ist für diese flachen Muldenbereiche keine fluviale Aktivität belegt.

Für die Bereiche mit Playas ist allerdings aufgrund der Modellrechnungen und der dort wahrscheinlich überschätzten Infiltrationsrate

anzunehmen, daß ein Wasserangebot 242 mm weit übersteigen muß, bevor es zu einer Grundwasserneubildung führt. Des Weiteren ist dann mit geringerer Rißbildung zu rechnen.

7.2.5 Niederschlagsverteilung

Eine weitere Fehlerquelle liegt darin, daß eine räumlich homogene Niederschlagsverteilung angenommen wird, wie sie natürlich speziell für die hier angenommenen konvektiven Niederschläge nicht gegeben ist (FOGEL 1981). Hier muß unterstellt werden, daß es langfristig zu einem Ausgleich der Niederschlagsmengen kommt. Das läßt allerdings einen geforderten Gradienten (PACHUR & BRAUN 1980) in der Niederschlagsverteilung außer Betracht.

Ebenso bleibt die wahrscheinlich hohe zeitliche Variabilität der Niederschläge unbeachtet.

7.2.6 Transpiration

Die Abschätzung des Einflusses von Pflanzen erfolgt hier nur ansatzweise. Zwar gibt es schon Ansätze zu Modellen, die die pflanzliche Aktivität mit berücksichtigen (VAN KEULEN 1975, HANKS 1981), sie sind aber häufig nicht auf die Fragestellung der Grundwasserneubildung ausgerichtet und benötigen eine Vielzahl von Parametern, die die Pflanzen, ihre Produktion, Transpiration, Verteilung und vor allem das Wachstum und die Wasserentnahme der Wurzeln erfassen. Diese standen im vorliegenden Fall nicht zur Verfügung. Auf die Verwendung von Annahmen für diese Parameter wurde verzichtet, da sonst die Simulationsläufe nicht mehr auf physikalisch definierten Meßwerten, sondern auf Vermutungen basierten. Ein Senkenterm für Transpiration ist allerdings im Modell implementiert.

Nach LARCHER (1980) gehen in subtropischen Halbwüsten (200 mm Niederschlag) 95% des Niederschlags durch Evapotranspiration verloren, WALTER (1960) zeigt für unbeweidetes Grasland in Namibia, daß die Steigerung der Produktion pflanzlicher Trockensubstanz

proportional mit der Zunahme der Niederschläge erfolgt, woraus man wiederum ableiten kann, daß zumindest immer der gleiche Prozentsatz an Niederschlägen von den Pflanzen umgesetzt wird.

Bei Untersuchungen in Arizona bestimmten EVANS, SAMMIS & CABLE (1981) mit Lysimetern die durchschnittlichen Evapotranspirationsraten für einen Standort mit unbedecktem Boden, einen mit *Larrea tridentata* und einen Standort mit *Ambrosia deltoidea* (s.Tab.6). Die Unterschiede zwischen bewachsenen und unbewachsenen Standorten sind nur gering, der Wert des unbewachsenen Standortes und der

durchschnittliche Wert entsprechen sich in etwa. Übertragen auf das Modell bedeutet es, daß durch die gewählte Evaporationsfunktion auch die Evapotranspiration von Standorten mit Buschwerk in der Bilanz annähernd erfasst wird, wobei natürlich nichts darüber ausgesagt ist, wie sich lokal in einzelnen Bodenbereichen die Wassergehalte durch den Einfluß der Wasserentnahme der Wurzeln ändert.

Laut DINCER, AL MUGRIN & ZIMMERMANN (1974) ist die Transpiration bei Dünenständen im Vergleich zur Evaporation vernachlässigbar gering.

Periode	unbew.	<i>Larrea t.</i>	<i>Ambrosia d.</i>	Durchschn.
30/03 - 2/05 73	1.29	1.36	1.15	1.26
15/09 - 10/11 73	0.04	0.05	0.04	0.04
20/03 - 26/06 74	0.01	0.01	0.01	0.01
23/01 - 20/02 74	0.13	0.19	0.11	0.14

Tab.6: Aktuelle Evapotranspirationsraten [mm/Tag] einiger Zeiträume ohne Niederschläge bei unterschiedlichem Strauchbewuchs (EVANS, SAMMIS & CABLE 1981).

7.3 Geomorphologische Extrapolation

Faßt man die Ergebnisse der Simulation und die Diskussion eventueller pflanzlicher Einflüsse zusammen, so stellt man fest, daß bei dem gegebenen Klima von 242 mm Jahresniederschlag nur die Cluster 7, 8, 9 und 10 zu einer Grundwasserneubildung in der Lage sind. Diese Cluster bestehen nahezu ausschließlich aus Vertretern jüngerer Lockersedimente (Serirflächen, Schwemmfächer, Dünen- und Flugsande, Sandschleppen). Die restlichen geomorphologischen Einheiten sind für eine Grundwasserneubildung nahezu ohne Bedeutung.

Während die Cluster 7, 8 und 10 mit Werten zwischen 25 mm und 30 mm für die Grundwasserneubildung relativ ähnliche Werte liefern, ragt das Ergebnis von Cluster 9 mit rund 60 mm bzw. 25 mm bei 242 mm bzw. 194 mm Jahresniederschlag deutlich heraus. Auffällig ist dabei, daß in Cluster 9 nicht etwa rezente Flug- und Dünenände vorhanden sind, sondern mehrheitlich fluviale

Ablagerungen, die natürlich ihrerseits, wie z.B. die Schwemmfächer am Gilf Kebir, zu großen Teilen aus verlagerten Flug- und Dünenänden bestehen können.

Die älteren Serirflächen sind in Cluster 9 nur dann vertreten, wenn bei ihnen keine Veränderungen des Porenraumes durch Bildung von Fällungsprodukten (Eisenoxid, Carbonat) oder durch Verlagerung von Tonmineralien erfolgt ist, sondern im Gegenteil der Porenraum noch eine Aufweitung (T2-T8) erfahren hat. Das heißt aber, daß sämtliche Bereiche der Serirflächen, in denen nennenswerte Anreicherungen an Carbonat bzw. Eisenoxid vorliegen, den Clustern 7 und 10 zuzuordnen sind, wenn sie nicht sogar ins Cluster 1 fallen (H 819 2 und 3).

Übertragen auf das Kartierungsgebiet ergibt sich, daß nur für die Sandschleppen der Wadis des Gilf Kebir und für die Schwemmfächer des Wadi Daya und des Wadi Maftuh mit Sicherheit die Werte des Cluster 9 zutreffen. Das Wadi Wassa hingegen hat in seinem

Binnendeltabereich Sedimente mit hohem Pelitgehalt (Cluster 1) akkumuliert.

Ansonsten zeigen fast alle Bereiche der kartierten Serirfläche mehr oder minder hohe Gehalte an Karbonat bzw. Eisenoxid (J 11, J 14, J 16, J 33). Hier muß allerdings einschränkend darauf hingewiesen werden, daß es bei der Satellitenbildinterpretation nicht möglich war, auf den Serirflächen Bereiche mit hohem Carbonat- bzw. Eisenoxidgehalt und solche mit nur geringen Gehalten zu unterscheiden, so daß die obige Zuordnung nur auf den linienhaften Befunden (s.Karte) entlang den Fahrtrouten beruht.

Einfacher ist die Interpretation bei den rezenten äolischen Akkumulationen: Hier sind die Ergebnisse von Cluster 8 anzuwenden. Dabei muß natürlich davon ausgegangen werden, daß die rezenten Dünengebiete schon seit Beginn des Holozäns von Dünen eingenommen wurden.

Die Bereiche fossiler Dünen sind häufig carbonatisch verbacken. Überträgt man das Datum von 30 000 B.P. (+1300,-600) für eine Kalkkruste aus dem Kartierungsgebiet auf das Alter der carbonatischen Verbackung, dann waren diese Bereiche auch während des Zeitraumes der letzten Feuchtphasen wahrscheinlich verbacken. Hier treffen demzufolge die Werte von Cluster 10 zu (J 11.2 und 3).

7.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die höchsten Grundwasserbildungsraten im Kartierungsgebiet liegen im Bereich des Gifl Kebir und seines Vorlandes auf Schwemmfächern und Sandschleppen vor. Für die weiten Serirflächen erscheint eine Grundwasserneubildung bei der Annahme von 242 mm Jahresniederschlag noch möglich, bei 194 mm bzw. 147 mm Jahresniederschlag jedoch nicht mehr. Ursache dafür ist die sekundäre Veränderung der bodenphysikalischen Kennwerte dieser Bereiche durch die Ausfällung von Carbonat bzw. Eisenoxid.

Übertragen auf die räumliche Verteilung spätpleistozäner Grundwasser bedeutet das, daß sich in den östlichen Bereichen des Kartierungsgebietes relativ weniger "junges" Grundwasser finden dürfte als im Bereich des

Gifl Kebir - Vorlandes. Verstärkt wird dieses Gefälle noch, wenn die geforderten (PACHUR & RÖPER 1984), bei den Simulationen aber vernachlässigten, Ost - Westgradienten der spätpleistozänen Niederschläge in die Überlegung mit einbezogen werden. Das läßt aber folgenden Schluß zu: Findet man in der Gegend vom Bir Tarfawi spätpleistozänes Grundwasser (HAYNES & HAAS 1980, THORWEIHE et al. 1984) dann ist mit einer entsprechend größeren Menge gleichaltrigen Wassers im Vorland des Gifl Kebir zu rechnen.

Die Ergebnisse der Simulationen werden teilweise gestützt durch andere Befunde: BRAUN (in PACHUR & BRAUN 1980) ermittelt bei anderen Randbedingungen (264.2 mm Niederschläge im Winter, bodenphysikalische Parameter von Mittelsanden des Lysimeters Senne) eine Grundwasserspense von 32.9 mm. Sommerregen von 268 mm liefern keine Grundwasserneubildung. Die von ihm angenommenen bodenphysikalischen Parameter entsprechen etwa denen des Cluster 8. Die unterschiedlichen Bildungsdaten bei dieser Simulation und den hier vorgestellten sind durch die unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten und Niederschlagsverteilungen zu erklären:

Niederschläge über 20 mm/Tag ereignen sich im Modell von BRAUN nicht, bei den hier angenommenen Randbedingungen liegen jedoch 2 Ereignisse über 20 mm/Tag, eines sogar über 50 mm (bei 242 mm Jahresniederschlag). Die Bedeutung dieser sehr hohen Niederschläge wird auch von BRAUN gestützt:

Simulation von 107.2 mm Sommerregen innerhalb weniger Tage im Sommer liefern eine Grundwasserbildung von 23.44 mm (wieder die bodenphysikalischen Parameter von Mittelsanden des Lysimeters Senne angenommen).

Bei Studien in Dünengebieten in Saudi Arabien berechneten DINCER, AL MUGRIN & ZIMMERMANN (1974) auf der Basis von Tritium-Profilen eine durchschnittliche Grundwasserspense von 20 mm/a bei jährlichen Niederschlägen von etwa 80 mm. Die Höhe dieser Grundwasserspense ist abhängig von der Verteilung der Niederschläge: Jahre mit eher gleichmäßigen Niederschlägen trugen nicht zur Grundwasserneubildung bei.

Des Weiteren ist sie beeinflusst von der Kornverteilung: Dünenbereiche mit relativ größerem Material waren von der Evaporation weniger beeinflusst.

Infolge der unterschiedlichen Niederschlagsverteilung sind diese Ergebnisse nicht direkt vergleichbar mit denen der Simulationen.

Die von ihnen festgestellten Feuchteprofile am Ende der Trockenperiode – nahezu völlige Trockenheit am Ende der Trockenzeit bis in eine Tiefe von 60 cm – werden auch von den Simulationen bei den leichten Böden erreicht, differenziert nach ihren unterschiedlichen Wasserhaushaltsgrößen.

Eine an breite Wadis gebundene holozäne Grundwassererneuerung, wie EDMUNDS und WRIGHT (1979) für den Bereich der Syrte und des Kufra-Beckens nachgewiesen haben (s.a. PACHUR 1975), kann für das Untersuchungsgebiet weitgehend ausgeschlossen werden: In den Wadis des Gilf Kebir ist aufgrund der bodenphysikalischen Situation und pflanzlicher Transpiration eine Grundwasserbildung nahezu ausgeschlossen, wobei allerdings für die an die Wadis gebundenen Sandschleppen (Cluster 9) mit einer hohen Grundwasserbildung zu rechnen ist, außerhalb des Gilf Kebir und seines Vorlandes sind Wadis nicht nachweisbar.

Bei einer angenommenen Dauer von 2 500 a für die holozänen Feuchtphasen bedeutet das, daß bei 242 mm Jahresniederschlag in den Bereichen des Clusters 9 eine Grundwasserneubildung von rund 150 m, in den Bereichen der Cluster 7,8 und 10 bei einer durchschnitt-

lichen Bildungsrate von 27 mm/a die Grundwasserneubildung bei 67 m gelegen hätte. Bei einer angenommenen Porosität von 10% des liegenden Sandsteins entspricht das bei Vernachlässigung von Grundwasserströmung und ohne Discharge einer Anhebung des Grundwasserspiegels um 1.5 km bzw. 0.67 km, die natürlich niemals tatsächlich stattgefunden hat.

Betrachtet man jedoch die Grundwasserspende bei nur 194 mm Jahresniederschlag, gelangt man in sinnvollere Größenordnungen: Der Recharge bei den Bereichen des Cluster 9 geht auf etwa 25 mm/a zurück, damit auf etwa 620 m für den Zeitraum der Feuchtphasen, bei dem der Cluster 7,8 und 10 geht bei angenommener Transpiration gegen 0, wobei hier am ehesten bei den rezenten Dünenbereichen (Cluster 8) noch eine Grundwasserspende erfolgen kann. Durch die nur geringe Verbreitung der Böden des Clusters 9 ist die Grundwasserspende bezogen auf die gesamte Fläche nur gering, da natürlich mit einer Verteilung des Grundwassers gerechnet werden kann. Schließt man nun aus der geringen Anzahl von bisher als holozänes Grundwasser bestimmten Proben auf eine nur geringe Menge von im Holozän gebildeten Grundwassers, so bedeutet das, daß die Niederschläge in den Feuchtphasen 200 mm selten überschritten haben dürften. Dabei muß eine ähnliche Niederschlagsverteilung wie die obige vorausgesetzt werden.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Für den Bereich der Libyschen Wüste sind, ebenso wie für die Zentralsahara, spätpleistozäne Feuchtphasen durch geomorphologische und prähistorische Befunde nachgewiesen. Diese Feuchtphasen lassen sich jedoch nur in geringem Umfang in den ^{14}C Datierungen von Grundwässern aus diesem Bereich wiederfinden.

In dieser Arbeit wird festgestellt, wie hoch die Grundwasserbildung einzelner geomorphologischer Einheiten bei gegebenem Paläoklima war.

Dazu erfolgt in einem ersten Schritt eine geomorphologische Kartierung eines etwa 250 km langen und 80 km breiten Streifens auf der Basis von Landsat-Satellitenbildern und Geländebefunden und die Rekonstruktion dreier Varianten eines fiktiven paläoklimatischen Jahresganges mit 242 mm, 194 mm und 147 mm Jahresniederschlag.

Den geomorphologischen Komplexen werden bodenphysikalische Kenngrößen zugeordnet, dazu werden im Gelände ungestörte Proben in Stechzylindern geborgen und daran im Labor die gesättigte Wasserleitfähigkeit und pF-Kurve bestimmt. Nebenprodukt einer statistischen Bearbeitung der Meßwerte ist eine multiple Regressionsgleichung zur Bestimmung der Kf-Werte aus der pF-Kurve für Wüstenböden.

In einem Exkurs erfolgt die Betrachtung der hydrologischen Bedeutung und möglichen Genese von häufig mit Flugsand verfüllten, polygonalen Rißsystemen im Boden.

Mittels einer Clusteranalyse werden die Meßdaten in 10 Klassen gruppiert; sie finden dann als bodenphysikalische Kenngrößen Eingang in ein Finite-Differenzen-Modell, das

auf der Basis der FOKKER-PLANCK-GLEICHUNG den Bodenwasserhaushalt und damit die regionale Grundwasserneubildung simuliert.

Diese Grundwasserneubildungsraten werden anhand des Verlaufes der Bodenwassergehalte hinsichtlich des Einflusses von Pflanzen und dadurch bedingter Transpirationsverluste diskutiert.

Die höchsten Grundwasserneubildungsraten werden für den Bereich der Schwemmfächer des Gilf-Kebir-Vorlandes und für Sandschleppen in den Wadis des Gilf Kebir ermittelt. (60 mm bzw. 25 mm bei 242 mm bzw. 194 mm Jahresniederschlag).

Die Bedeutung der weiten Serirflächen ist wesentlich geringer: Hier hat die wahrscheinlich präholozäne Anfüllung des Porenraumes mit Eisenoxiden und Carbonaten zu einer sekundären Überprägung der bodenphysikalischen Kennwerte geführt und so die Grundwasserbildungsrate reduziert (24 mm-30 mm bzw. 6 mm-10 mm bei 242 mm bzw. 194 mm Jahresniederschlag).

Ähnliche Werte wie die Serirflächen liefern die Bereiche mit rezenten Flugsanden (27 mm bzw. 11 mm bei 242 mm bzw. 194 mm Jahresniederschlag). Die Simulationsläufe mit 147 mm Jahresniederschlag erbrachten nirgends eine Grundwasserspende, ebenso kann für die übrigen für die geomorphologischen Einheiten eine Grundwasserneubildung bei den gewählten Paläoklimaten ausgeschlossen werden.

Die nur geringe Befunddichte an holozänen Grundwässern im ägyptischen Teil der Libyschen Wüste läßt für die holozänen Feuchtphasen Niederschläge von maximal 200 mm/a als wahrscheinlich erscheinen.

8. RÉSUMÉ

Au désert de Libye ainsi qu'au Sahara central, on a trouvé des traces géomorphologiques et préhistoriques qui indiquent des phases humides au Pleistocène tardif. Mais, seulement un petit nombre de datations au radiocarbon des eaux souterraines reflète ces phases humides.

Ces recherches s'occupent de l'alimentation des eaux souterraines dans des unités géomorphologiques différentes sous des conditions climatiques supposées.

D'abord on a dressé une carte géomorphologique d'une raie de 250 km de long et 80 km de large à la base de photos de satellite (Landsat) et de recherches sur le terrain, et, en plus, on a établi trois variantes fictives paléoclimatiques de 242 mm, 194 mm et 147 mm de précipitations annuelles.

Les unités géomorphologiques sont caractérisées par des qualités différentes de la physique du sol; pour leur détermination, on a pris des échantillons non perturbés et, au laboratoire, on a mesuré la conductivité hydrologique sous des conditions de saturation et la courbe de la tension de l'eau dans le sol.

En plus, par l'emploi d'une évaluation statistique de ces dates, on a obtenu une équation de régression multiple pour la détermination des valeurs de la conductivité hydrologique par la courbe des valeurs de la tension de l'eau dans des sols du désert.

Un passage est dédié à la signification hydrologique et à la genèse possible de systèmes de fentes polygonales souvent remplies de sable éolien.

A l'aide d'une analyse factorielle des proximités les dates sont groupées dans 10 classes; celles-ci servent comme des para-

mètres physiques du sol dans un modèle de simulation qui, à la base de l'équation de FOKKER-PLANCK, simule la régimé hydrologique du sol et, ainsi, la formation des eaux souterraines régionales.

On discute la quantité de l'infiltration de l'eau qui mène à la formation des eaux souterraines, et les changements de la capacité hydrologique du sol sous l'influence de plantes et leur transpiration.

Les meilleures conditions pour la formation de nappes d'eaux souterraines se trouvent aux cônes de déjection à la bordure du Gilf-Kebir et aux accumulations sableuses d'origine fluvio-éolienne dans les oueds du Gilf-Kebir (60 mm respectivement 25 mm pour des précipitations annuelles de 242 respectivement de 194 mm).

Les plaines des sérirs sont de moindre importance pour la formation d'eaux souterraines: un remplissage probablement préholocène des interstices avec des oxydes de fer et des carbonates a changé des paramètres physiques du sol et a diminué les taux d'infiltration (24 mm - 30 mm respectivement 6 mm - 10 mm pour des précipitations annuelles de 242 mm respectivement de 194 mm).

Ces valeurs - là ressemblent à celles des régions de sable éolien récent (27 mm respectivement 11 mm pour des précipitations annuelles de 242 mm respectivement de 194 mm). Les simulations avec 147 mm de précipitations n'ont montré nulle part une infiltration jusqu'aux eaux souterraines sous des conditions climatiques supposées.

Le petit nombre de datations d'eaux souterraines qui indiquent un âge holocène fait probable que les précipitations annuelles des phases humides holocènes n'atteignaient pas plus de 200 mm au maximum à la partie égyptienne du désert de Libye.

8. SUMMARY

In the Western Desert and the central Sahara the occurrence of pluvial phases during the late Pleistocene has been documented by both geomorphic and prehistoric evidence; there are, however, only few radiocarbon-dated groundwater samples in the Western Desert belonging to this period.

The aim of this study was to establish the level of groundwater recharge in individual geomorphological units during a given palaeoclimate.

The first step was to obtain a geomorphological map of a strip 250 x 80 km in size on the basis of Landsat images and field work and to reconstruct 3 variants of a fictive palaeoclimatic year with 242 mm, 194 mm and 147 mm of annual rainfall.

In order to assign soil physical parameters to the geomorphological complexes, undeformed cores were taken in the field and the hydraulic conductivity and the soil water retention curves were determined in the laboratory. A multiple regression equation to determine the Kf-values from the soil water retention curves was a by-product of the statistical evaluation of the measured values.

An excursus deals with the significance and possible genesis of polygonal fissure systems, which are frequently filled by wind-blown sands.

By means of cluster analysis the values were grouped into 10 classes. These represented the soil physical parameters in a finite difference model simulating the soil water balance, and

thus the regional groundwater recharge, on the basis of the FOKKER-PLANCK-EQUATION.

These groundwater recharge rates were discussed in the light of the curve of soil moisture content with regard to the influence of plants and related loss by transpiration.

The highest rates of groundwater recharge were found in the alluvial fans of the Gilf Kebir foreland and on fluvio-acolian accumulations on the slopes of the wadis of the Gilf Kebir (60 mm and 25 mm for an annual rainfall of 242 and 194 mm respectively).

The extensive serir plains are considerably less important in this respect: the (probably) pre-Holocene entry of iron oxides and carbonates into the pore space resulted in a secondary modification of the soil physical parameters and thus reduced the rates of groundwater recharge (24-30 mm and 6-10 mm for an annual rainfall of 242 mm and 194 mm respectively).

Similar values to those of the serirs were obtained in areas of recent wind-blown sand (27 mm and 11 mm for an annual rainfall of 242 mm and 194 mm respectively). Test runs with an annual rainfall of 147 mm produced no groundwater recharge; similarly, the possibility of groundwater recharge was precluded in all other geomorphological units given the selected palaeoclimates.

The paucity of Holocene groundwater in the Egyptian part of the Western Desert suggests a probable maximum rainfall of 200 mm/yr during Holocene pluvial periods.

KARTEN

THE EGYPTIAN GEOLOGICAL SURVEY 1981:
Geological Map of Egypt 1:2 000 000.
Cairo

KLITZSCH, E. & LIST, F.K. (Eds): Egypt/Sudan.
Geological interpretation Map 1:500 000,
Preliminary Edition,

Sheet		
2821	Selima	1980
2823	Baris	1978
2521	Gebel Uweinat	1979
2523	Gilf Kebir	1978

9. LITERATUR

- ALAILY, F. (1985): Genese und ökologische Bedeutung von Bodenspalten arider Zonen. - Geoderma, in press.
- ALAILY, F. & BLUME, H.-P. (1983): Bodengesellschaften der Vollwüste. - Mtlg. d. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 38, 443 - 450, Göttingen.
- ALAILY, F. & POHLMANN, J. (1984): Eine flächenhafte Erfassung von Bodengesellschaften arider Gebiete mit Hilfe von Landsat - Multispektralaufnahmen. - Berliner Geowiss. Abhandl.(A), 47, 49 - 61, Berlin.
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE der Geolog. Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: Bodenkundliche Kartieranleitung. - o.J p.331, Hannover.
- BAGNOLD, R.A. et al. (1939): An expedition to the Gilf Kebir and Uweinat 1938. - Geogr. Journ., 93, 281 - 313, London.
- BAGNOLD, R.A. (1941,1954): The physics of blown sands and desert dunes. - 265 p., London (reprinted).
- BALL, J. (1927): Problems of the Libyan Desert. - Geogr. Journ., 70, 21 - 38, 105 - 128, 209 - 224, London.
- BLUME, H.-P.; ALAILY, F.; SMETTAN, U. & ZIELINSKY, J. (1984): Soil types and associations of Southwest - Egypt. - Berliner Geowiss. Abhandl.(A), 50, 293 - 302, Berlin.
- BLUME, H.-P.; PETERMANN, T. & VAHRSON, W.-G. (1985): Klimabezogene Deutung rezenter und reliktscher Eigenschaften von Wüstenböden. - Geomethodica, Basel (in press.).
- BLUME, H.-P.; VAHRSON, W.-G. & MESHREF, H. (1985): Dynamics of water, temperatures and salts in typical aridic soils. - Catena (in Vorbereitung).
- BÖLLING, W.H. (1971): Bodenkennziffern und die Klassifikation von Böden. - Springer, p. 192, Wien, New York.
- BOUWER, H. (1961): A double tube method for measuring hydraulic conductivity in situ above a water table. - Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 25, 334 - 339, Madison.
- BOUWER, H. (1962): Field determination of hydraulic conductivity above a water table with the double tube method. - Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 26, 330 - 335, Madison.
- BRUTSAERT, W.H. (1982): Evaporation into the atmosphere. - p.299, Dordrecht, London.
- BUTZER, K.W. (1968): Desert and river in Nubia. - Madison, Milwaukee, London.
- DINCER, T., AL-MUGRIN, A. & ZIMMERMANN, U. (1974): Study of the infiltration and recharge through the sanddunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. - Journal of Hydrology, 23, p. 79 - 109, Amsterdam.
- EDMUNDS, W.M. & WRIGHT, E.P. (1979): Groundwater recharge and palaeoclimate in the Sirte and Kufra basins, Libya. - Journal of Hydrology, 40, p. 215 - 241, Amsterdam.
- ERGENZINGER, P. & SCHMIDT, J. (1984): Field experiments on the water budget of the Wadi Ruashid projekt site (nothern Egypt). - Berliner Geowiss. Abhandl.(A), 50, 233 - 241, Berlin.
- EVANS, D.D.; SAMMIS, T.W. & CABLE, D.R. (1981): Actual evapotranspiration under desert conditions. - in: EVANS, D.D. & THAMES: Water in desert ecosystems. - p. 195 - 218, Stroudsburg.
- EZZAT, M.A. (1959): Origin of the underground-water in the Libyan Desert and evaluation of its amount. - Report to General Desert Development Organisation, Cairo.
- FEDDES, R.A.; KOWALIK, P.J. & ZARADNY, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. - p.189, Wageningen.
- FLOHN, H. & NICHOLSON, S. (1980): Climatic fluctuations in the arid belt of the "Old World" since the last glacial maximum; possible causes and future implications. - Palaeoecology of Africa 12, 3 - 22, Rotterdam.

- FOGEL, M. (1981): Precipitation in the desert. - in: EVANS, D.D. & THAMES, J.L.: Water in desert ecosystems. 219 - 234, Stroudsburg.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. - Journ. Sed. Petr., 27, No. 1, 3 - 26, Tulsa, Okl.
- GABRIEL, B. (1977): Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentral-sahara. - Berliner Geogr. Abhandl. 27, Berlin.
- GABRIEL B. & KRÖPELIN, S. (1984): Holocene lake deposits in northwest - Sudan. - in: Palaeoecology of Africa and the surrounding islands. 16, 295 - 299, Rotterdam.
- GAUTIER, A. (1981): Neolithic faunal remains in the Gifl Kebir and the Abu Hussein dunefield. - Ann. of. geol. Surv. of Egypt 11, 335 - 310, Cairo.
- GENUCHTEN, M.T.H.VAN (1980): A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. - Soil. Sci. Soc. Am.J. 44, 892 - 898, Madison.
- GEYH, M.A. (1971): Die Anwendung der ¹⁴C-Methode. - Clausthaler Tektonische Hefte 11, Clausthal-Zellerfeld.
- GOSCHIN, M. (1984): Phosphate analysis of neolithic sites in the Sahara. - Berliner Geowiss. Abhandl. 50, 285 - 291, Berlin.
- GRIM, R.E. (1962): Applied clay mineralogy. New York, Toronto, London.
- HANKS, R.J. (1981): Modeling desert soil water systems. - in: EVANS, D.D. & THAMES, J.L.: Water in desert ecosystems, 235 - 243, Stroudsburg.
- HARTGE, K.H. (1964): Formen der im Boden vorkommenden Verdichtungen. - Z. f. Pflanzenern. u. Boden., 108, Weinheim.
- HARTGE, K.H. (1965): Die Bestimmung von Porenvolumen und Porengrößenverteilung. - Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, 6, 193 - 206, Berlin.
- HARTGE, K.H. (1966a): Problematik und Fehlerquellen bei der Bestimmung der Durchlässigkeit an Stechzylinderproben. - Z. Wasser und Boden, 18, 11 - 22.
- HARTGE, K.H. (1966b): Ein Haubenpermeameter. - Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, 7, 155 - 163, Berlin.
- HARTGE, K.H. (1971): Die physikalische Untersuchung von Böden. - Enke, Stuttgart.
- HARTGE, K.H. & BECHER, H.H. (1971): Stechzylinder und Wandreibung. - Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, 12, 339 - 347, Berlin.
- HAYNES, C.V. (1980): Geological evidence of pluvial climate in the El Nabta area of the Western Desert, Egypt. - in: WENDORF, F & SCHILD, R.: Prehistory of the Eastern Desert, 353 - 371, Dallas.
- HAYNES, C.V. & HAAS, H. (1980): Radiocarbon evidence for holocene recharge of groundwater, Western Desert, Egypt. - Radiocarbon, 22, 705 - 717.
- HAVERKAMP, R. et al. (1977): A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. - Soil Sci. Soc. Am.J., 11, 285 - 294, Madison.
- HECKENDORFF, W.D. (1977): Untersuchungen zum Klima des Tibestigebirges. - Ber. d.Inst. f. Met. u. Klimat. d. Techn. Univ. Hannover, 17, Hannover.
- HILLEL, D. (1971): Soil and water. physical principles and processes. - London, New York.
- HILLEL, D. (1980a): Fundamentals of soil physics. p.413, New York.
- HILLEL, D. (1980b): Applications of soil physics. p. 385, New York, London, Toronto, Sidney, San Francisco.
- HORNUNG, U. & MESSING, W. (1984): Poröse Medien, Methoden und Simulation. - p.160, Kirchzarten.
- JÄKEL, D. (1978): Eine Klimakurve für die Zentralsahara. - in: Museen der Stadt Köln, 10.000 Jahre zwischen Weide und Wüste, p.382 - 396, Köln.
- KEULEN, H.VAN (1975): Simulation of water use and herbage growth in arid regions. - Wageningen.
- KLITZSCH, E. (1966): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara. - Z. f. Geomorph.N.F. 10, 161 - 167, Berlin, Stuttgart.

- KLITZSCH, E. (1978): Geologische Bearbeitung Südwest-Ägyptens. - Geolog. Rds., 67, H.2, 509 - 520, Stuttgart.
- KUPER, R. (1981): Untersuchungen zur Besiedlungsgeschichte der östlichen Sahara. - Beitr. z. allg. vergl. Archäol., 3, 215 - 275, München.
- LARCHER, W. (1980): Ökologie der Pflanzen. Paderborn.
- LIST, F.K. (1983): Fernerkundung der Erde - unverzichtbare Methode der geologischen Forschung. - Berliner Geowiss. Abhandl.(A), 47, 3 - 17, Berlin.
- McCAULEY, B.F.; BREED, C.S. & GROLIER, M. (1981): The interplay of fluvial, mass-wasting and eolian process in the eastern Gilf Kebir. - Ann. of Geol. Survey of Egypt, 11, 207 - 240, Cairo.
- McHUGH, W.P. (1981): Archaeological investigations in the Gilf Kebir and the Abu Hussein dunefield. - Ann. of Geol. Survey of Egypt, 11, 301 - 334, Cairo.
- MECKELEIN, W. (1977): Probleme der Oasenkolonisation in der Libyschen Wüste Ägyptens. - Mannheimer Geogr. Arb., 1, 445 - 458, Mannheim.
- MENEISY, M.J. & KREUZER, H. (1974): Potassium-argon ages of Egyptian basaltic rocks. - Geolog. Jahrb., ser.D, 9, 21 - 31, Hannover.
- MENENTI, M. (1984): Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. - p. 202, Wageningen.
- MITCHELL, A.R. & GRIFFITHS, D.F. (1980): The finite difference method in partial differential equations. - p.272, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- MORTENSEN, H. (1949): Rumpffläche - Stufenlandschaft - alternierende Abtragung. - in: Petermanns Geogr. Abhandl. 93, 1 - 14, Gotha.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. - Water Resour. Res. 12, 513 - 522, Washington, DC.
- MUALEM, Y. (1977): Theory of universal hysteretical properties of unsaturated porous media. - The Third Fort Collins International Hydrology Symposium.
- MUALEM, Y. & MILLER, E.E. (1979): A hysteresis model based on an explicit domain-dependence function. - Soil Sci. Soc. Am. J. 43, 1067 - 1073, Madison.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. - Stuttgart.
- MUNSELL COLOR DIVISION, Kollmorgen Corp. (1971): Revised standard soil color charts Baltimore, Maryland.
- MYERS, (1939): in: BAGNOLD, R.A. et al. 1939: An expedition to the Gilf Kebir and Uweinat 1938. - Geogr. Journ. 93, 281 - 313, London.
- PACHUR, H.J. (1975): Zur spätpleistozänen und holozänen Formung auf der Nordabdachung des Tibestigebirges. - Erde, 106, p. 21 - 46, Berlin.
- PACHUR, H.J. (1978): Late quaternary of southern Libya. - Second symposium geology in Libya, 781 - 784, Tripolis.
- PACHUR, H.J. (1982): Das Abflusssystem des Djebel Dalma, eine Singularität? - in: Würzburger Geogr. Arb., 56, p. 93 - 110, Würzburg.
- PACHUR, H.J. & BRAUN, G. (1980): The paleoclimate of the central Sahara, Libya and the Libyan desert. - in: Paleocology of Africa and the surrounding islands, Vol. 12, p. 351 - 363, Rotterdam.
- PACHUR, H.J. & BRAUN, G. (1982): Aspekte paläoklimatischer Befunde in der östlichen Zentralsahara. - Geomethodica 7, p. 23 - 54, Basel.
- PACHUR, H.J. & RÖPER, P. (1984a): The Libyan Western Desert and Northern Sudan during the late Pleistocene and Holocene. - Berliner Geowiss. Abhandl. 50, 249 - 284, Berlin.
- PACHUR, H.J. & RÖPER, P. (1984b): Die Bedeutung paläoklimatischer Befunde aus den Flachbereichen der östlichen Sahara und des nördlichen Sudan. - 2. Geomorph. Suppl. Bd 50, 59 - 78, Stuttgart, Berlin.
- REMSON, I.; HORNBERGER, G.M. & MOLZ, F.J. (1971): Numerical methods in subsurface hydrology. - p.390, New York, London, Sidney, Toronto.

- RICHARDS, L.A. & FIREMAN, M. (1943): Porous plate apparatus. - *Soil Sci.*, 56, 395 - 404, Madison.
- RÖPER, P. (1980): Zur Petrographie und Genese des Karneoldolomithorizontes (Grenze Rotliegendes / Buntsandstein im Gebiet des mittleren Schwarzwald. - unv. Diss., p.280, Heidelberg.
- SAID, R. (1975): Some observations on the geomorphological evolution of the southwestern Desert of Egypt and its relation to the origin of groundwater. - *Ann. of the Geological Survey of Egypt* 5, 61 - 70, Cairo.
- SAID, R. (1980): The quaternary sediments of the southern Western Desert of Egypt: An overview. - in: WENDORF, F.; SCHILD, R. (1980): 281 - 289, London, New York.
- SALMON, O. & SCHICK, A.P. (1980): Infiltration tests. - in: SCHICK, A.P. (ed): *Arid Zone Geo-systems*. Jerusalem.
- SANDFORD, K.S. (1935): Geological Observations on the north-western frontiers of the Anglo-Egyptian Sudan and adjoining parts of the southern Libyan Desert. - *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 91, 323 - 381, London.
- SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H.-P.; HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1984): *Lehrbuch der Bodenkunde*. - 11.Aufl., p. 442, Enke Stuttgart.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. - Hamburg, Berlin.
- SONNTAG, C. (1984): Autochthonous groundwater in the confined Nubian Sandstone aquifers. - *Berliner Geowiss. Abhandl.(A)* 50, 217 - 220, Berlin.
- SONNTAG, C.; KLITZSCH, E.; EL SHAZLY, E.M.; KALINKE, C. & MÜNNICH, K.O. (1978): Paläoklimatische Information im Isotopengehalt ¹⁴C-datierter Grundwasser: Kontinentaleffekt in D und ¹⁸⁰. - *Geol. Rdsch.*, 67, 413 - 423, Stuttgart.
- STAUFFER, F. (1981): Infiltration into layered soils: Experiments and numerical simulation. - *Proceedings of Euromech* 143, Delft, Balkema, A.A. Rotterdam.
- STEINHAUSEN, D. & LANGER, K. (1977): Clusteranalyse. Einführung in Methoden und Verfahren der automatischen Klassifikation. - p.206, Berlin, New York.
- THORWEIHE, U. (1982): Hydrogeologie des Dakhla Beckens (Ägypten). - *Berliner Geowiss. Abhandl.* 38, 1 - 53, Berlin.
- THORWEIHE, U.; SCHNEIDER, M. & SONNTAG, C. (1984): New aspects of hydrogeology in southern Egypt. - *Berliner Geowiss. Abhandl.(A)*, 50, 209 - 216, Berlin.
- TOPP, G.C. (1971): Soil water hysteresis in silt loam and clay loam soils. - *Water resources research* 7, 914 - 920, Washington DC.
- VACHAUD, G. & THONY, J.L. (1971): Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. - *Water resources research* 7, 111 - 128, Washington DC.
- VAHRSON, W.-G. (1980): Mächtigkeit fossiler Stillwassersedimente in der östlichen Zentralsahara. - *Die Erde* 111, 140 - 146, Berlin.
- VAHRSON, W.-G. (1982): Zur Genese pelitischer Sedimente in der Libyschen Wüste. - unv. Staatsexamensarbeit, Berlin.
- WALTER, H. (1960): *Standortslehre*. - Stuttgart.
- WANG, H.F. & ANDERSON, M. (1982): *Introduction to groundwater modeling*. - p.240, San Francisco.
- WARD, J.H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function. - in: *Journ. Amer. Statist. Assoc.*, 58, 236 - 244.
- WENDORF, F. & SCHILD, R. (1980): *Prehistory of the Eastern Sahara*. - p. 414, New York, London.
- WILLIAMS, M.A. & FAURE, H. (1980): *Sahara and the Nile*. - Rotterdam.
- WIT, C.T.DE & KEULEN, H.VAN (1972): Simulation of transport processes in soils. - p. 100, Wageningen.
- ZIELINSKY, J.; SCHÄPEL, C.; HORBERT, M. & KÜSTER, H. (1983): *Klimauntersuchung in der Sahara I,II. Unveröffentlichte Berichte des Teilprojektes B6 im SFB 69, Aride Gebiete*.

Abb.1
 Schuttbedeckte Sandschleppe am Nord-
 rand des Wadi Bakht im Gilf Kebir. Die
 Vertreter dieser Bereiche (Cluster 9)
 zeigen mit die höchsten potentiellen
 Grundwasserneubildungsraten.
 Lage: 23°17'N, 26°25'E



Abb. 2
 Terrassen Wadi Maftuh. Mit über 12 m
 Mächtigkeit stellen die Terrassen des
 Wadi Maftuh eine Singularität dar, ihr
 Material, umgelagerte Flugsande mit
 Schottern, entspricht jedoch dem ande-
 rer Befunde von Terrassen.
 Lage: 23°10'N, 26°28'E

Abb. 3
 Flachgewölbte Scherben aus pelitischem
 Material zeugen von rezenten – sub-
 rezenten Abflußereignissen, hier etwa 10
 km entfernt vom Gilf Kebir im Vorland
 des Wadi Wassa.
 Lage: 23°10'N, 26°32'E

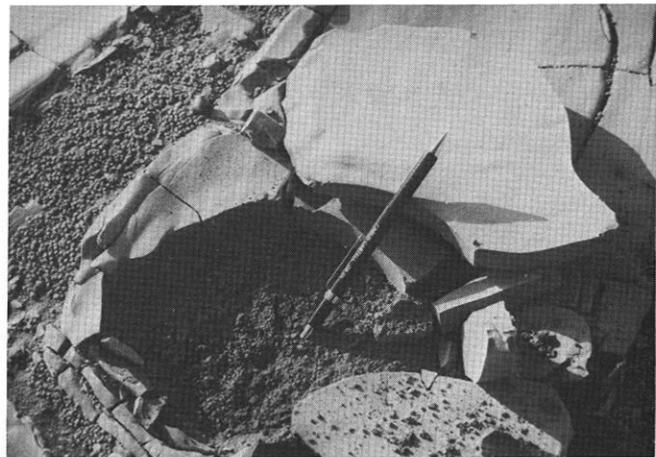


Abb. 4
 Auf dem sandig - kiesigen Material des pleistozänen Schwemmfächers des Wadi Daya im Vorland des Gilf Kebir-Plateaus finden sich noch in 15 km Abstand vom Plateau Blöcke mit Durchmessern >50 cm und zeugen von exzeptionellen Abflußereignissen.
 Lage: 23°01'N, 26°37'E

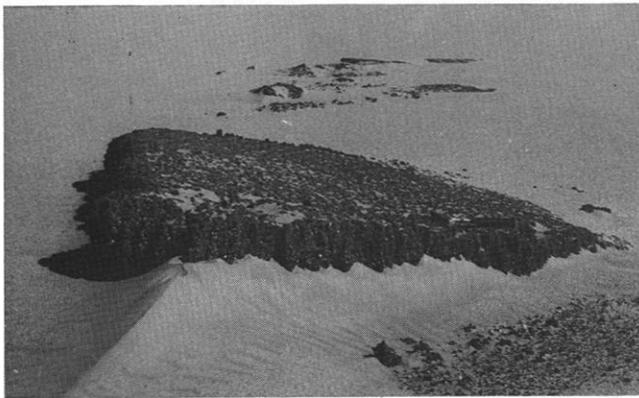
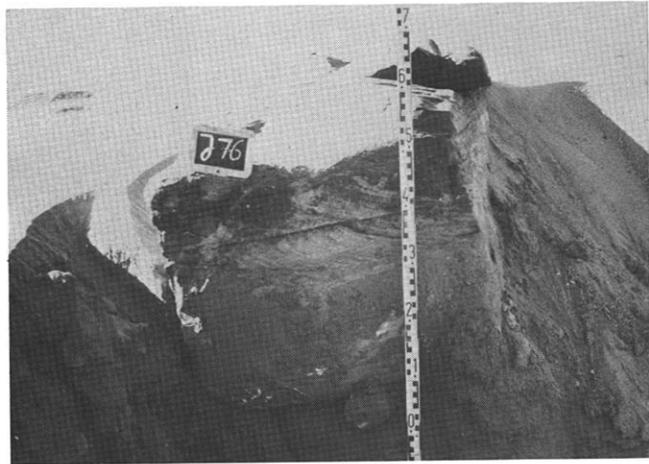


Abb. 5
 Eisenoxidinkrustierter Sand im Binnen-deltabereich des Wadi Wassa. Mächtigkeit über 50 cm, auf fluvialen, sandig - kiesigen Akkumulationen. Bildung vermutlich im grundwassernahen Bereich.
 Lage: 23°12'N, 26°36'E

Abb. 6
 Schotter und Kiese belegen die fluviale Genese der weiten Serirflächen. Das Foto zeigt einen Ausschnitt aus Profil j32 in einer Tiefe von 1.45 - 1.95 m.
 Lage: 22°56'N, 26°57'E

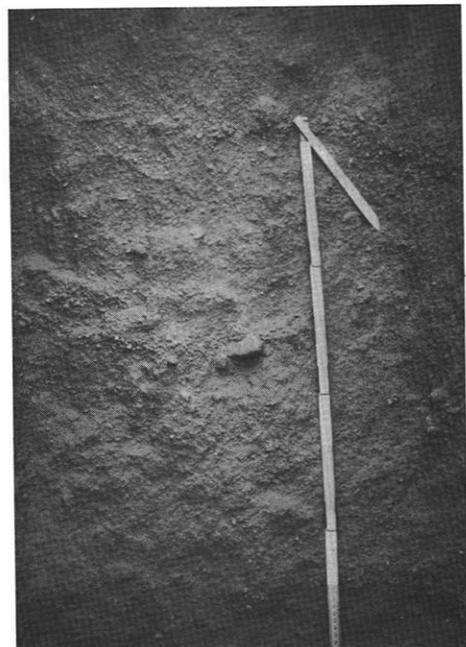


Abb. 7
 Reliktische Carbonatkrusten, ca. 10 km
 südlich der Abu Hussein Dünen. Rezent
 erfolgt das korrasive Ausräumen dieser
 Krusten, die vermutlich durch aszendente
 Wasserbewegung gebildet wurden.
 Lage: 22°30'N, 28°20'E

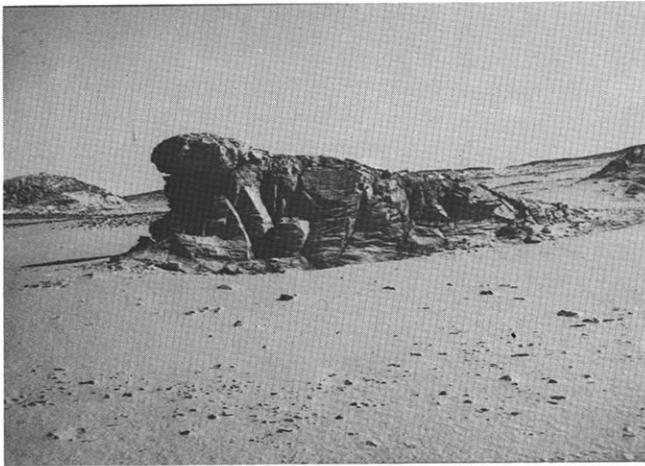


Abb. 8
 Korrasiv überformter Felsausbiß (Yardang)
 in einer Akkodanzfläche, Höhe ca.1 m.
 Lage: 23°17'N, 27°48'E

Abb. 9
 Für das Kartierungsgebiet typische Form
 einer Zeugenbergflur, bestehend aus einer
 Vergesellschaftung von Zeugenbergen,
 Fußflächenbereichen und Akkodanzflächen,
 im rechten Bildhintergrund Übergang zu
 einer übersandeten Akkodanzfläche.
 Lage: 22°45'N , 26°45'E

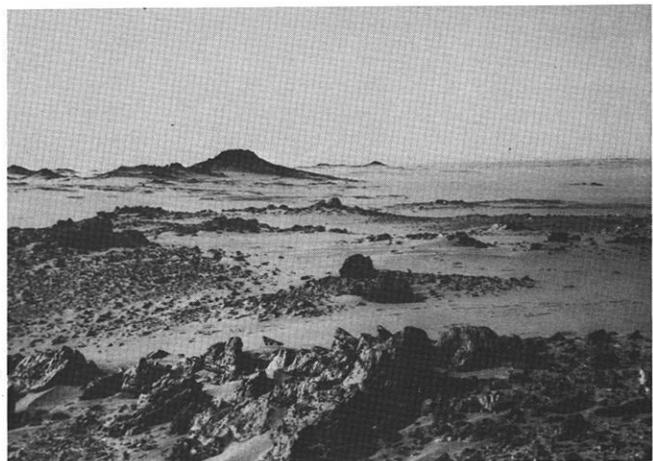


Abb. 10
 Fesselstein, deutlich als Artefakt durch die umlaufende Einkerbung erkennbar. Dieses Exemplar befindet sich auf dem ansonsten an Artefakten armen Serirbereich, etwa 20 km von anstehendem Gestein entfernt. Die Funktion bestand vermutlich darin, den Aktionsradius grasender Haustiere einzuschränken, indem man sie an diese Steine band.

Lage: 22°42'N, 27°55'E

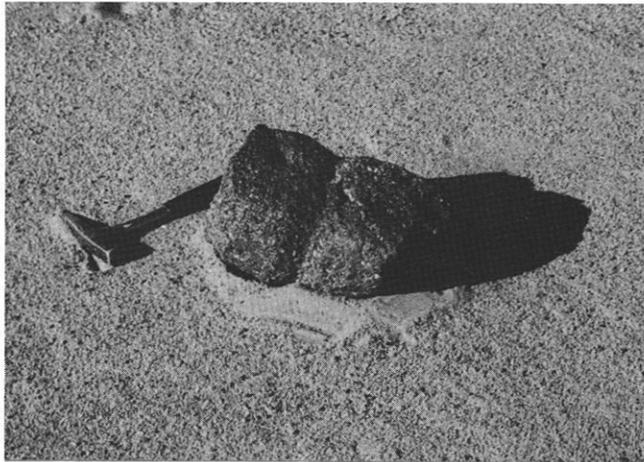
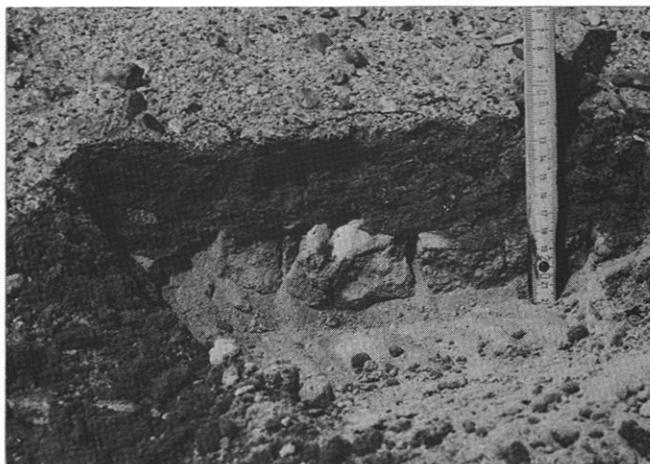


Abb. 11
 Profil in carbonatisch verkrusteter Serirfläche. Unter einem ca. 15 cm mächtigen, stärker verkrusteten Bereich befinden sich Mittel- bis Feinsande mit nach unten stark zunehmendem Carbonatgehalt. Die Probe H 819.1. stammt aus dem sandigen Bereich, H 819.2 aus dem unteren Übergangsbereich und H 819.3 aus der unteren Kruste.

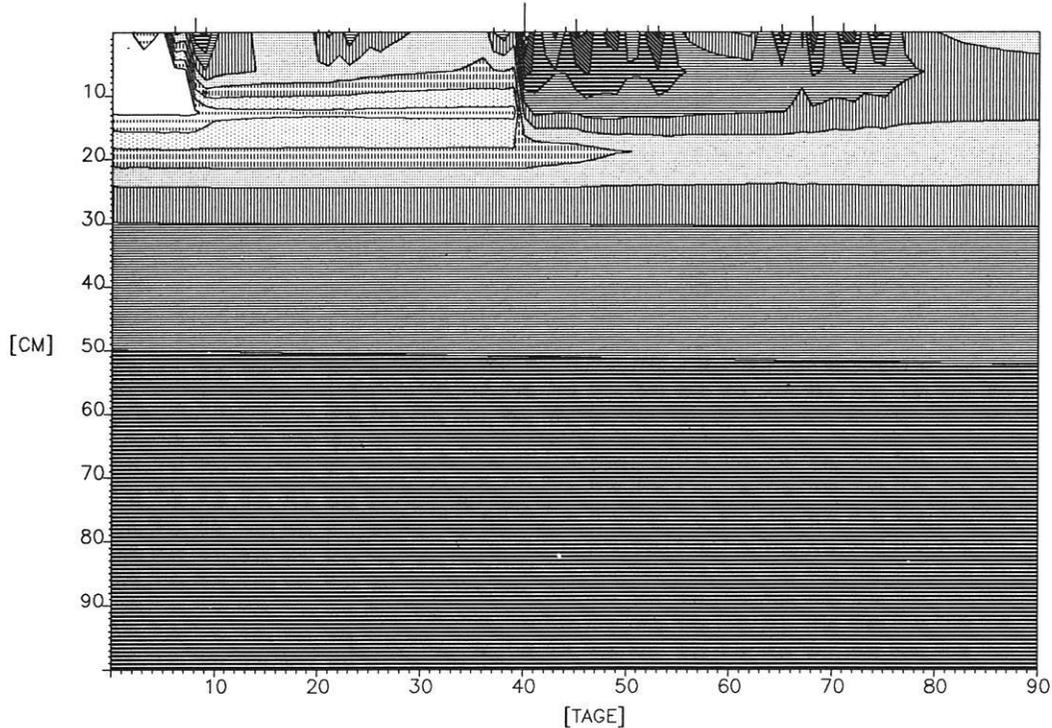
Lage: 22°54'N, 28°37'E

Abb. 12
 Wasserfront nach Simulation von 23 mm Starkregen auf einem Solontschak auf Shales bei Bulaq. Die Tiefe der Wasserfront im Matrixmaterial und in den bis zu 2 cm breiten Rissen unterscheiden sich nicht. Bei der Berechnung trat kein Überstau auf.

Lage: 25°12'N, 30°33'E



WASSERSPANNUNG CLUSTER 3, 147 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 3, 147 MM

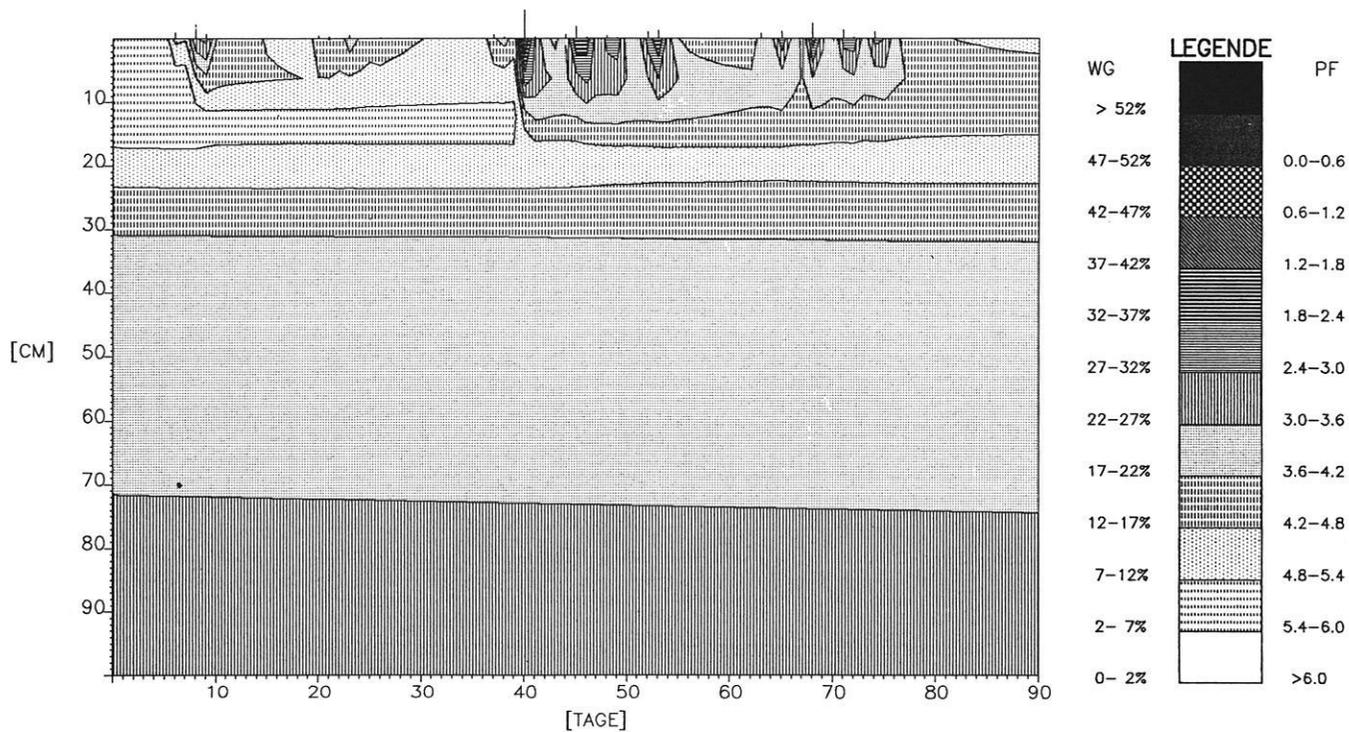
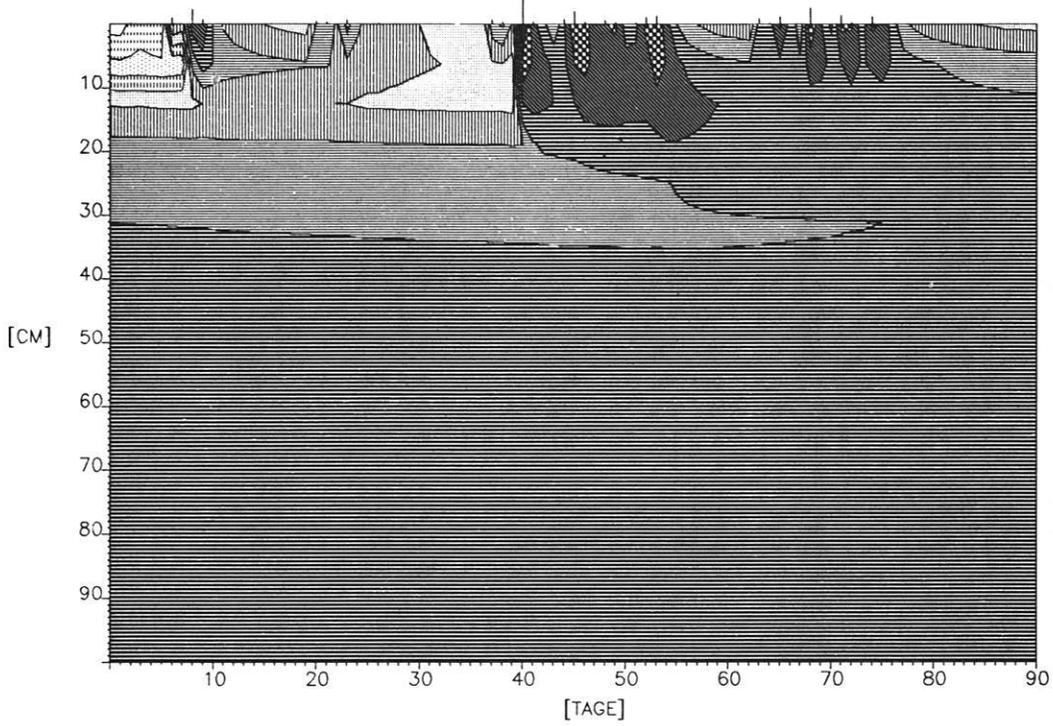
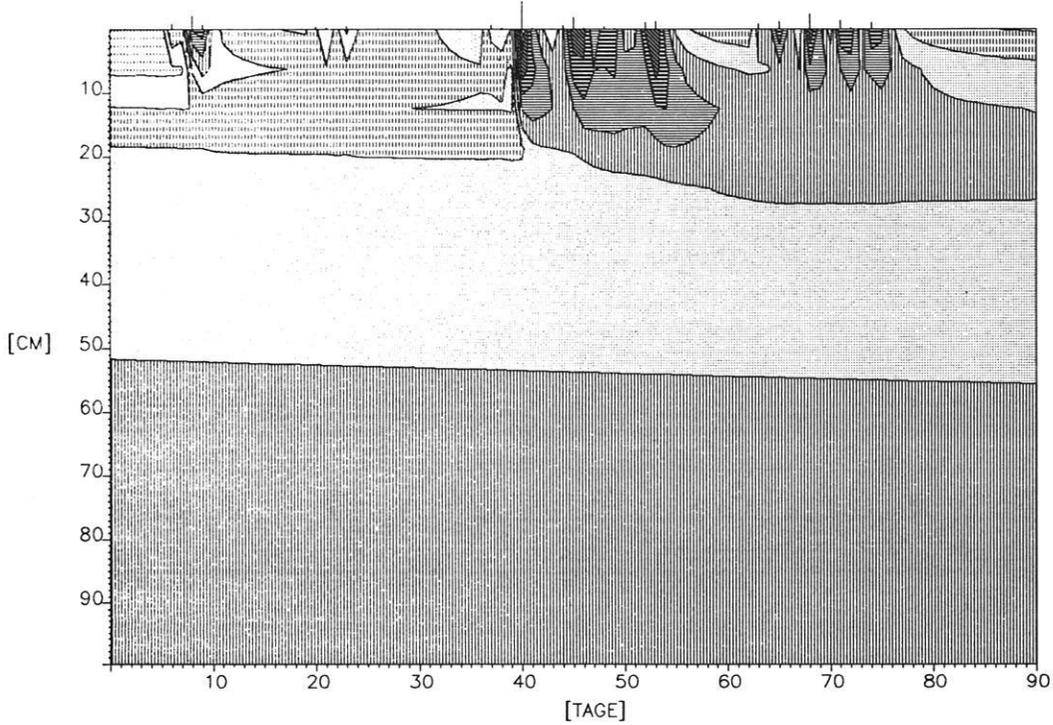


Fig.A1: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 3.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 3, 194 MM



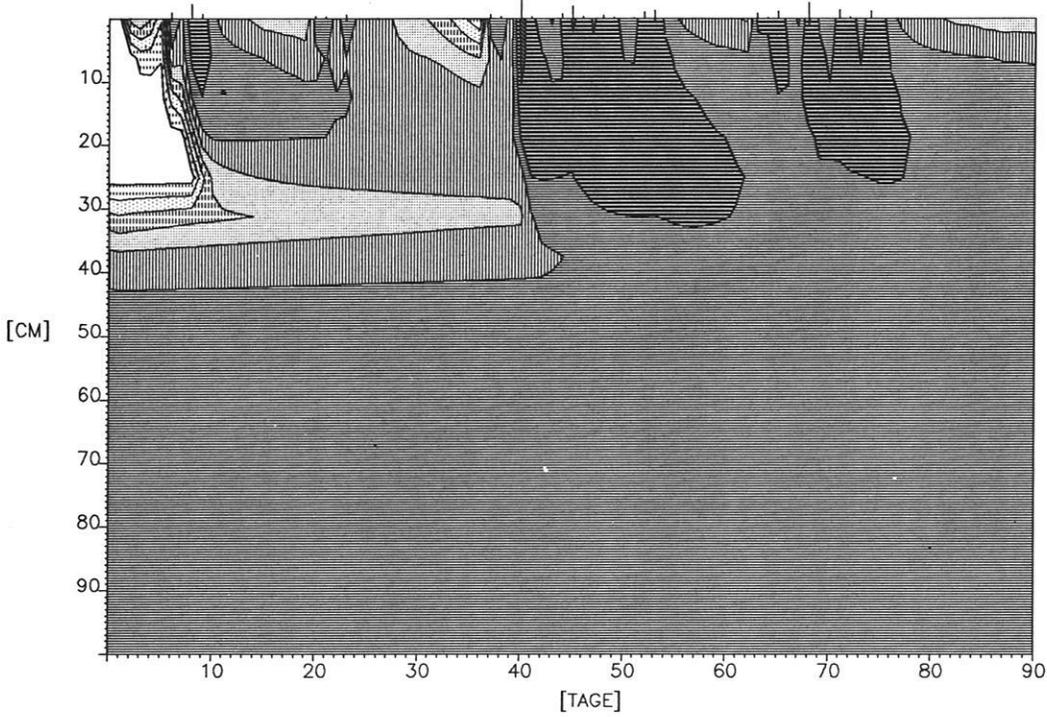
WASSERGEHALT CLUSTER 3, 194 MM



WG	LEGENDE	PF
> 52%	[Solid black]	0.0-0.6
47-52%	[Cross-hatch]	0.6-1.2
42-47%	[Diagonal lines /]	1.2-1.8
37-42%	[Diagonal lines \]	1.8-2.4
32-37%	[Horizontal lines]	2.4-3.0
27-32%	[Vertical lines]	3.0-3.6
22-27%	[Dotted]	3.6-4.2
17-22%	[Horizontal dashed]	4.2-4.8
12-17%	[Vertical dashed]	4.8-5.4
7-12%	[Diagonal dashed /]	5.4-6.0
2-7%	[Diagonal dashed \]	>6.0
0-2%	[White]	

Fig.A2: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 3.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 7, 147 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 7, 147 MM

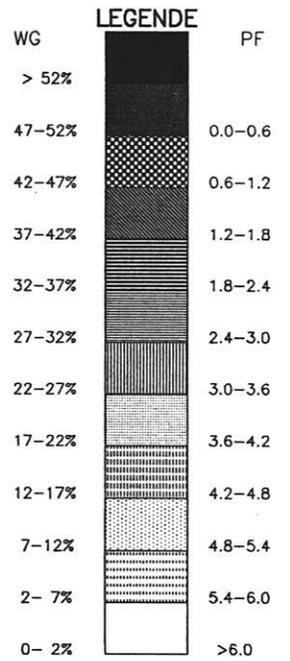
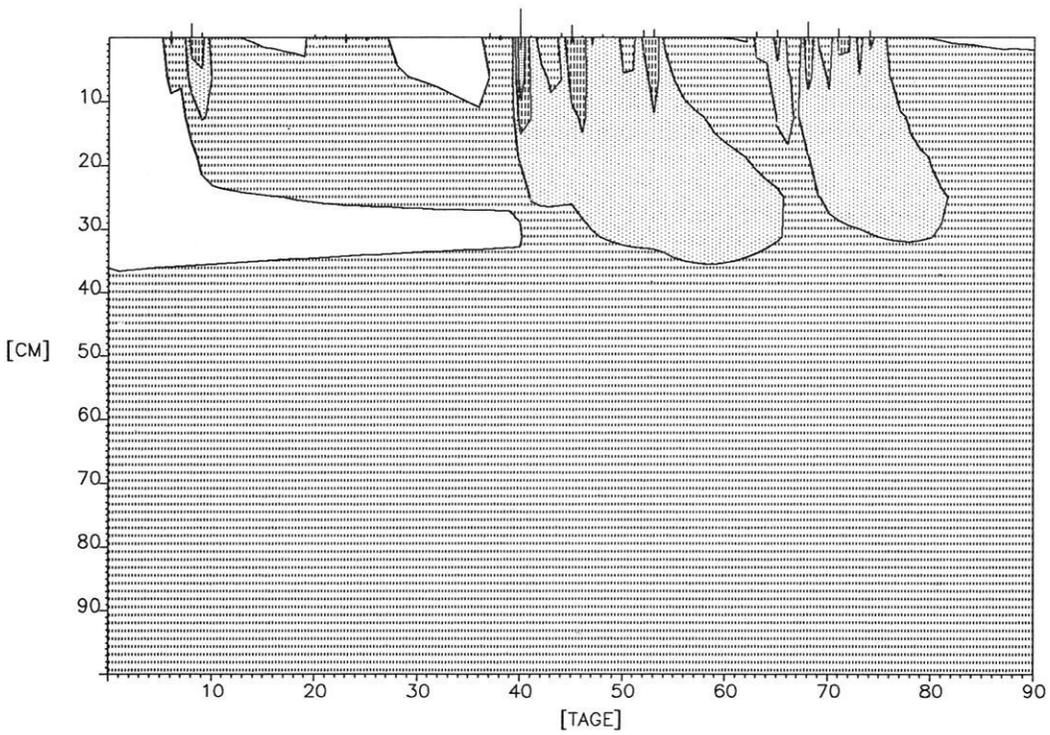
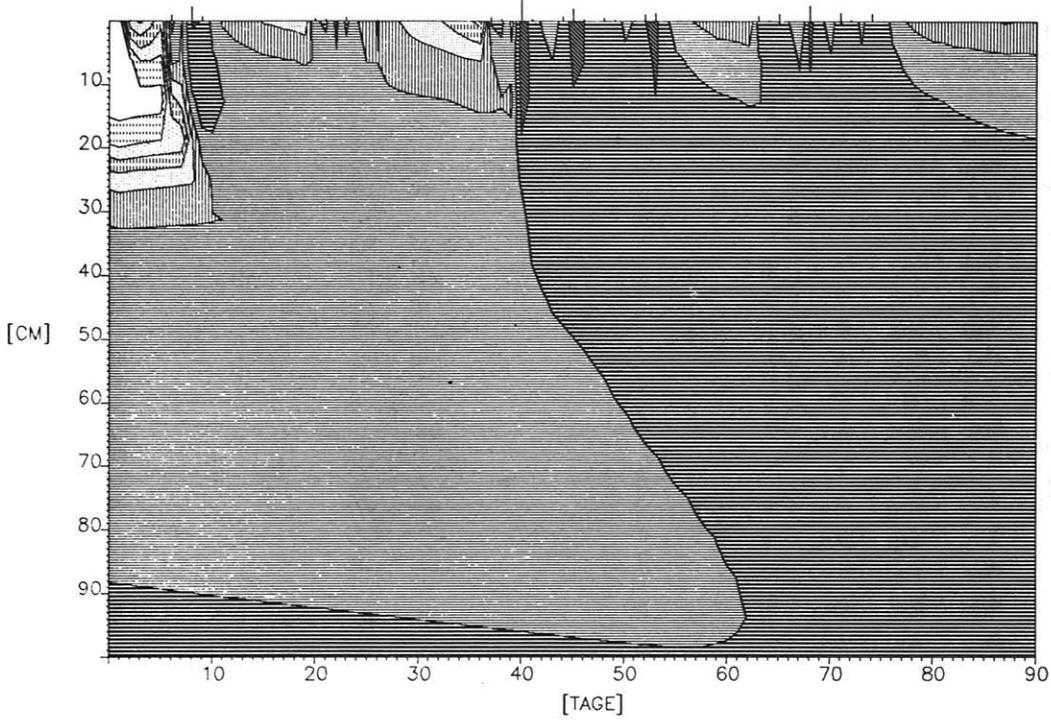


Fig.A3: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 7.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 7, 194 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 7, 194 MM

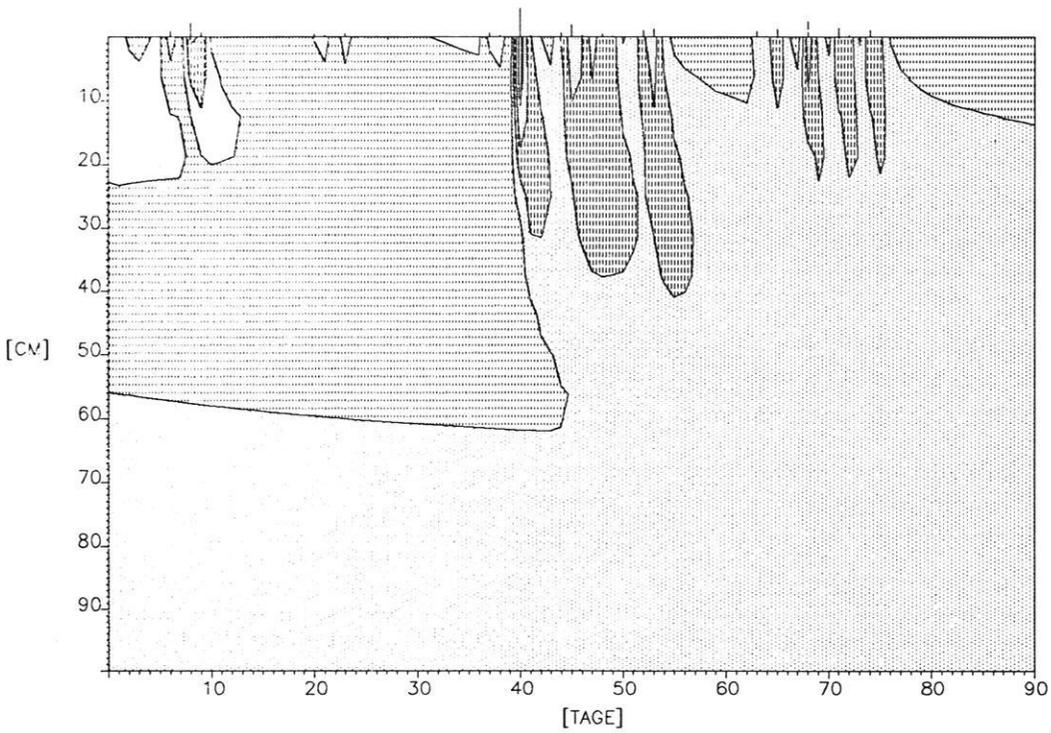
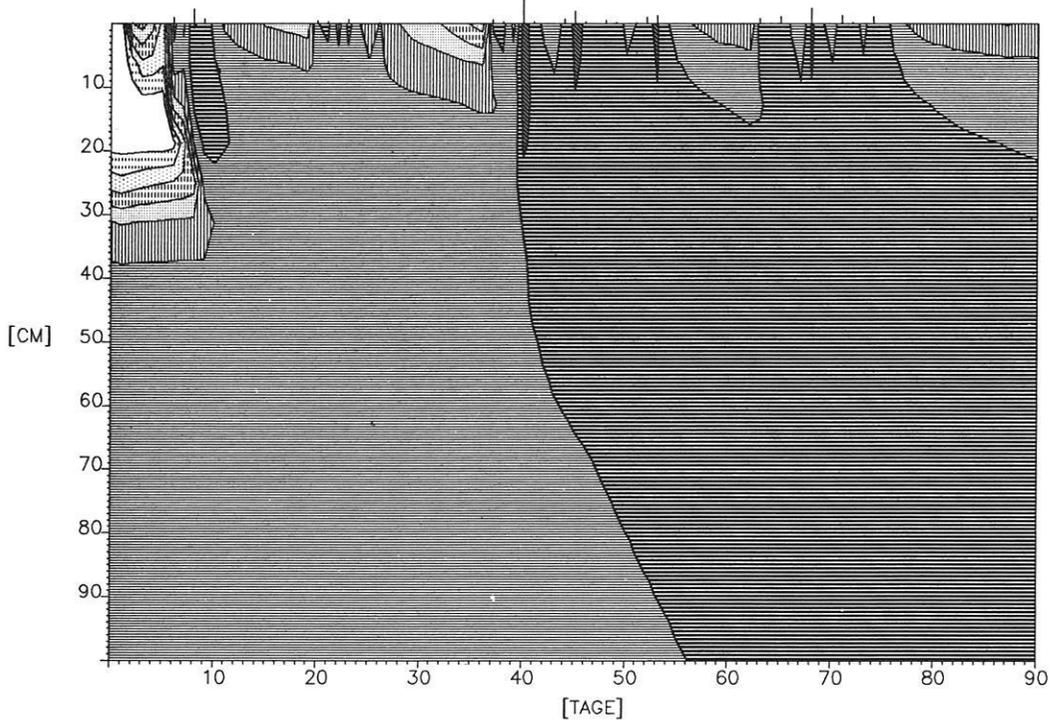


Fig.A4: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 7.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 8, 194 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 8, 194 MM

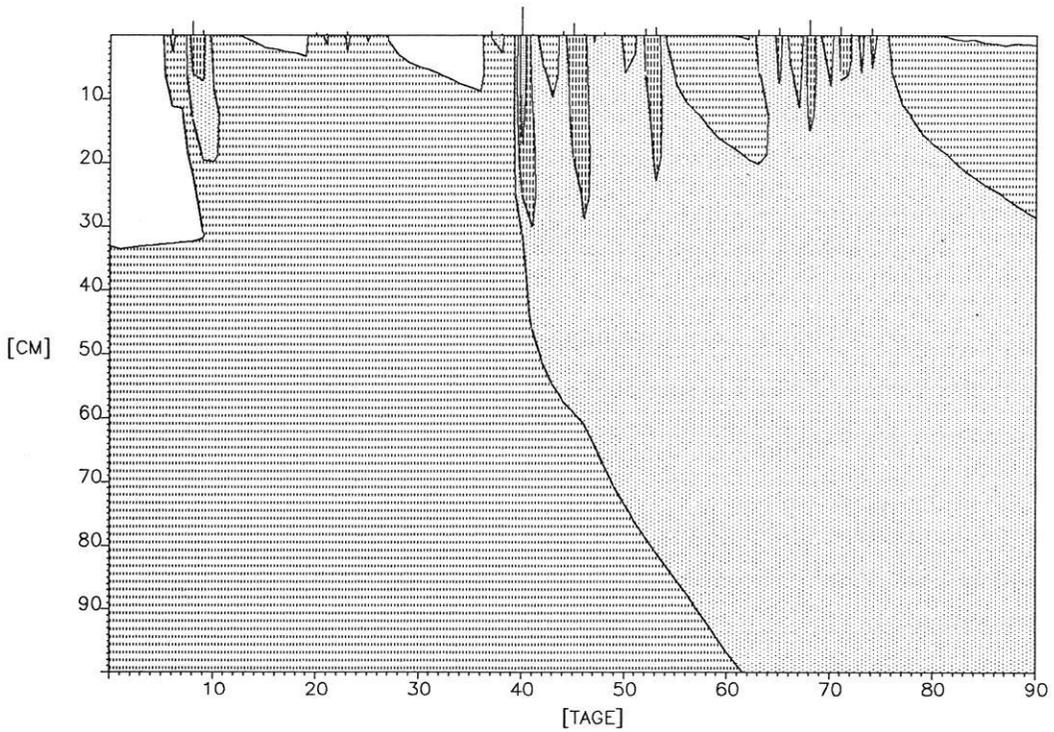
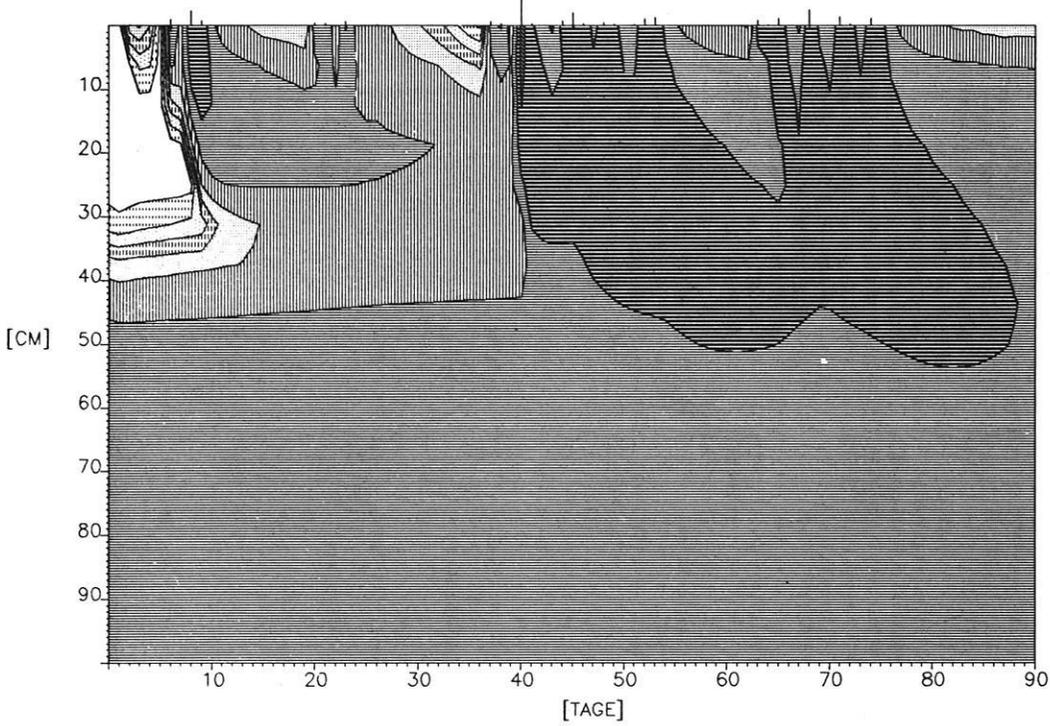


Fig.A5: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 8.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 8, 147 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 8, 147 MM

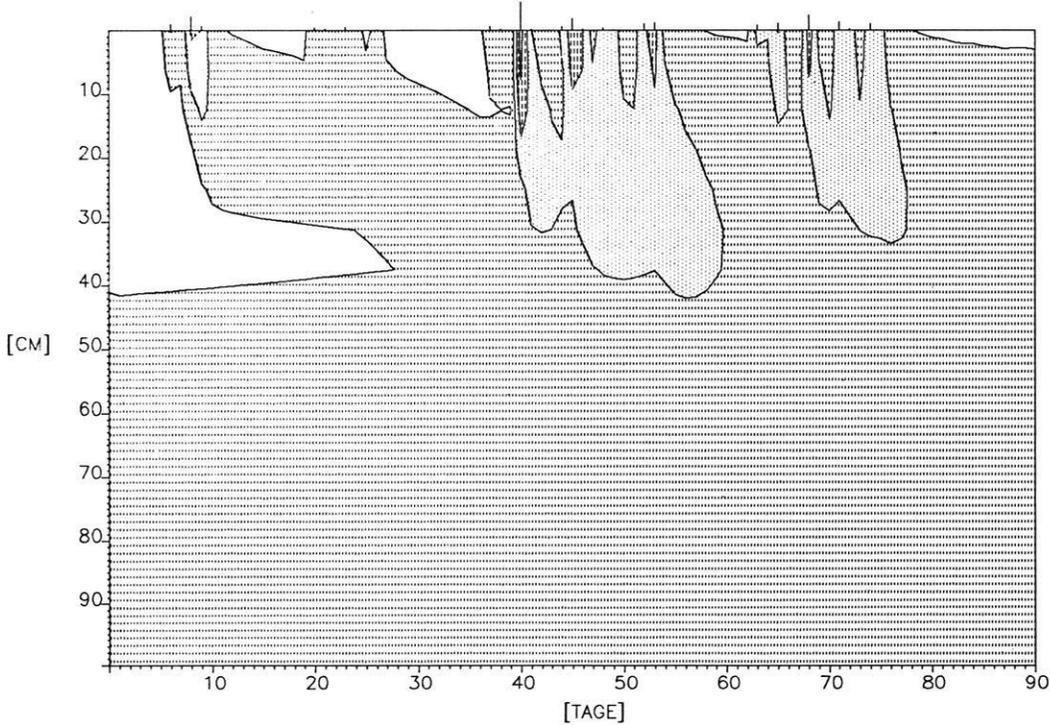
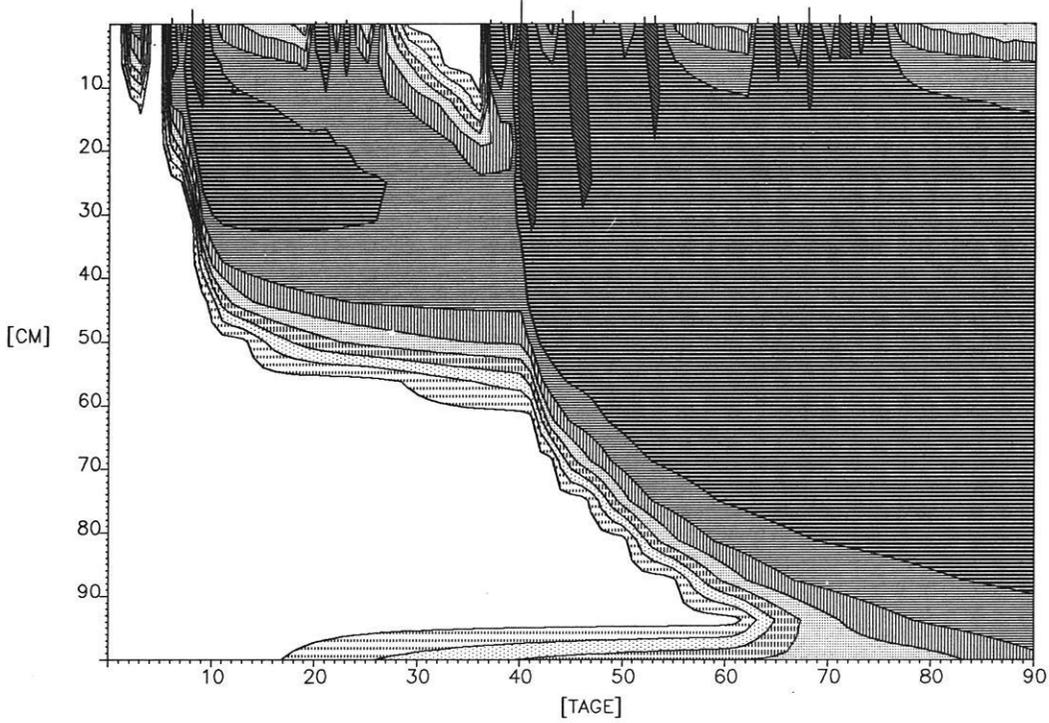


Fig.A6: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 8.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 9, 147 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 9, 147 MM

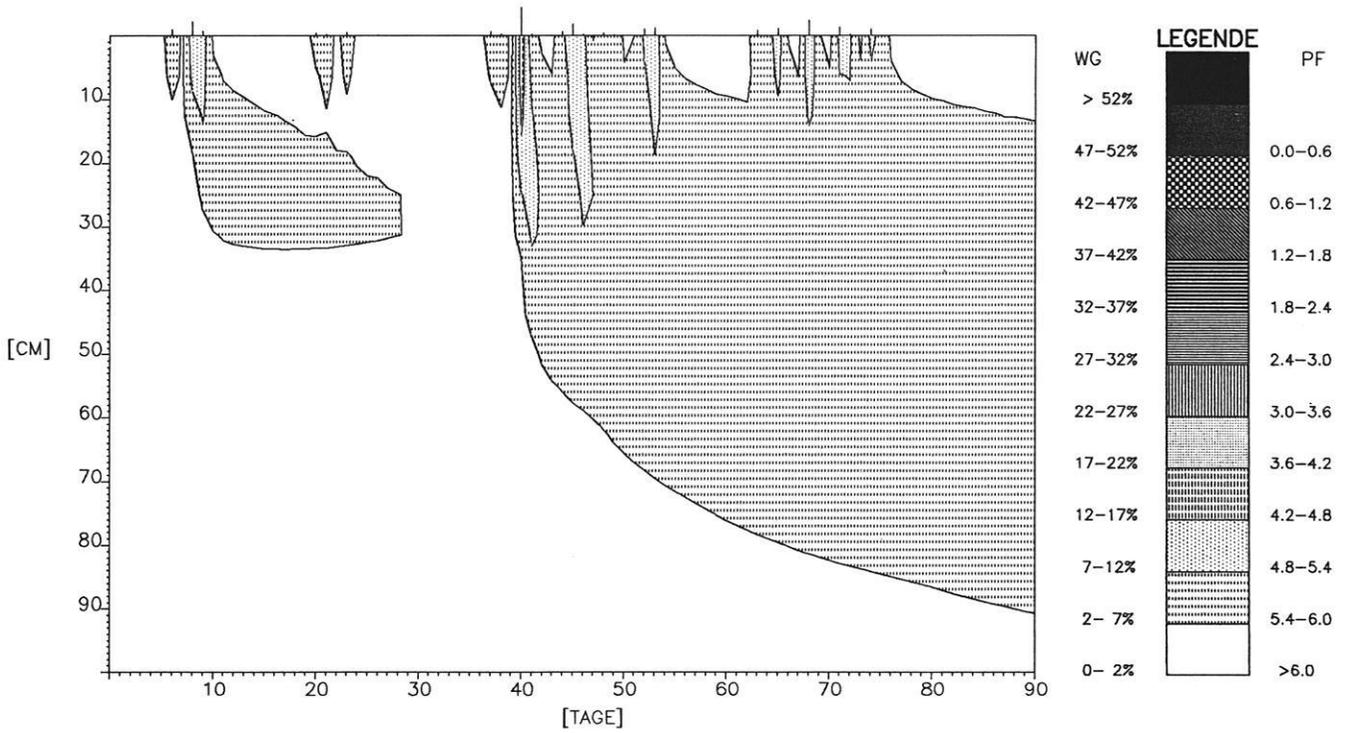
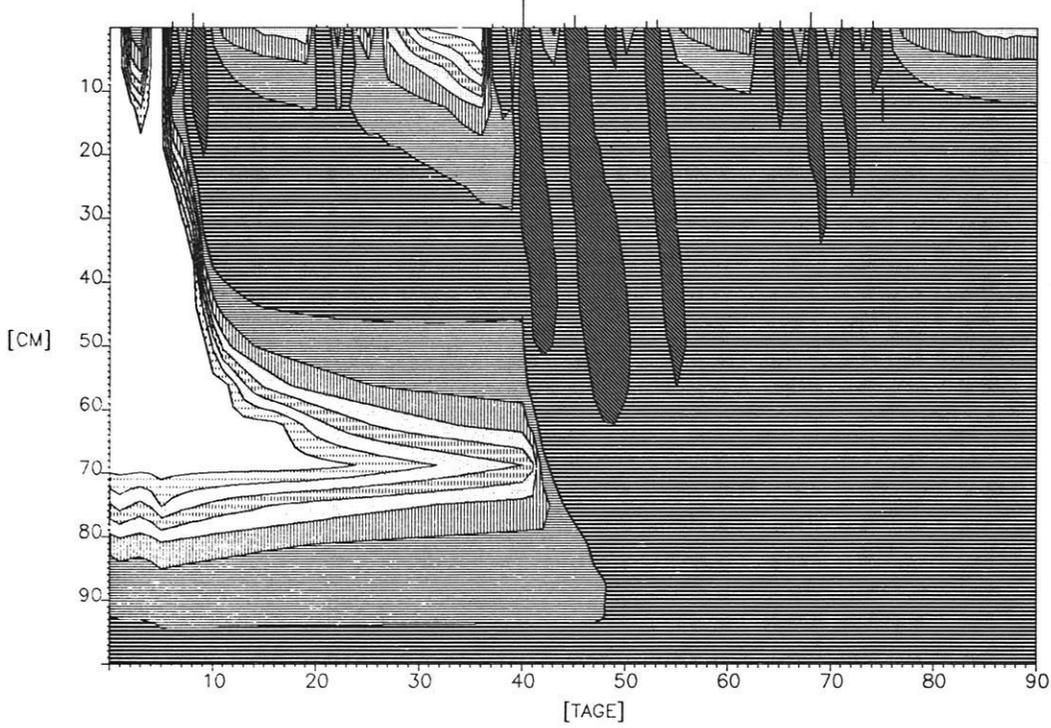


Fig.A7: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 9.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 9, 194 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 9, 194 MM

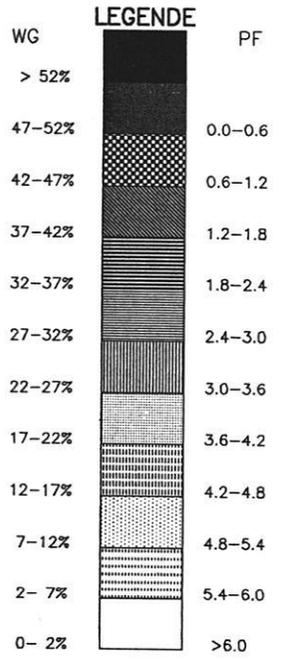
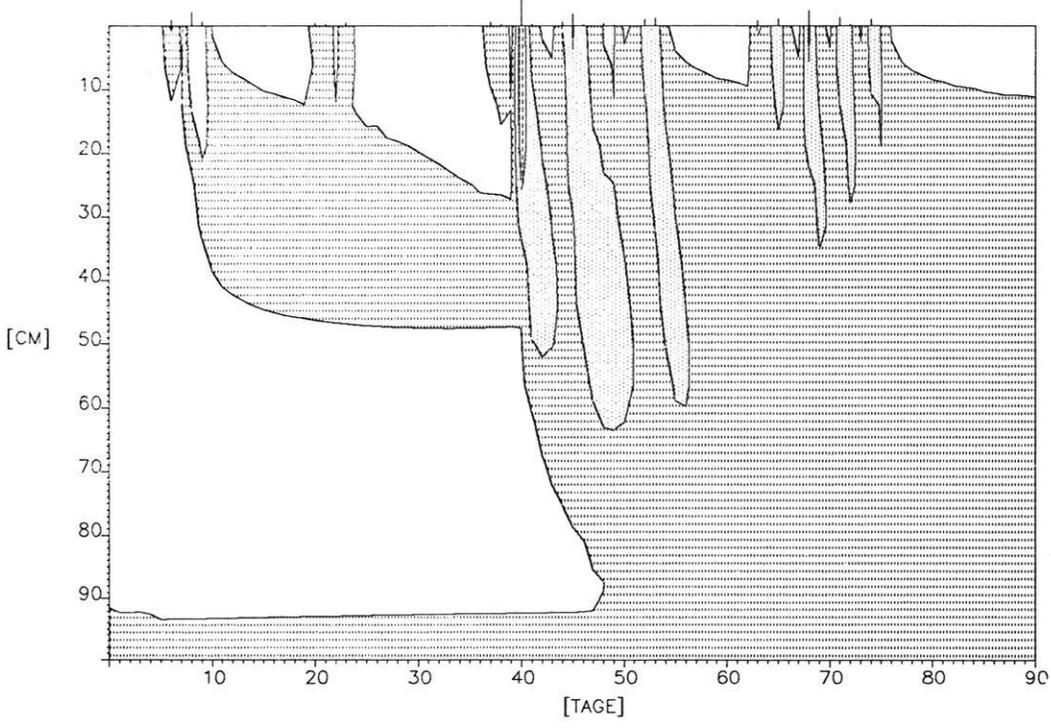


Fig.A8: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannung des Cluster 9.

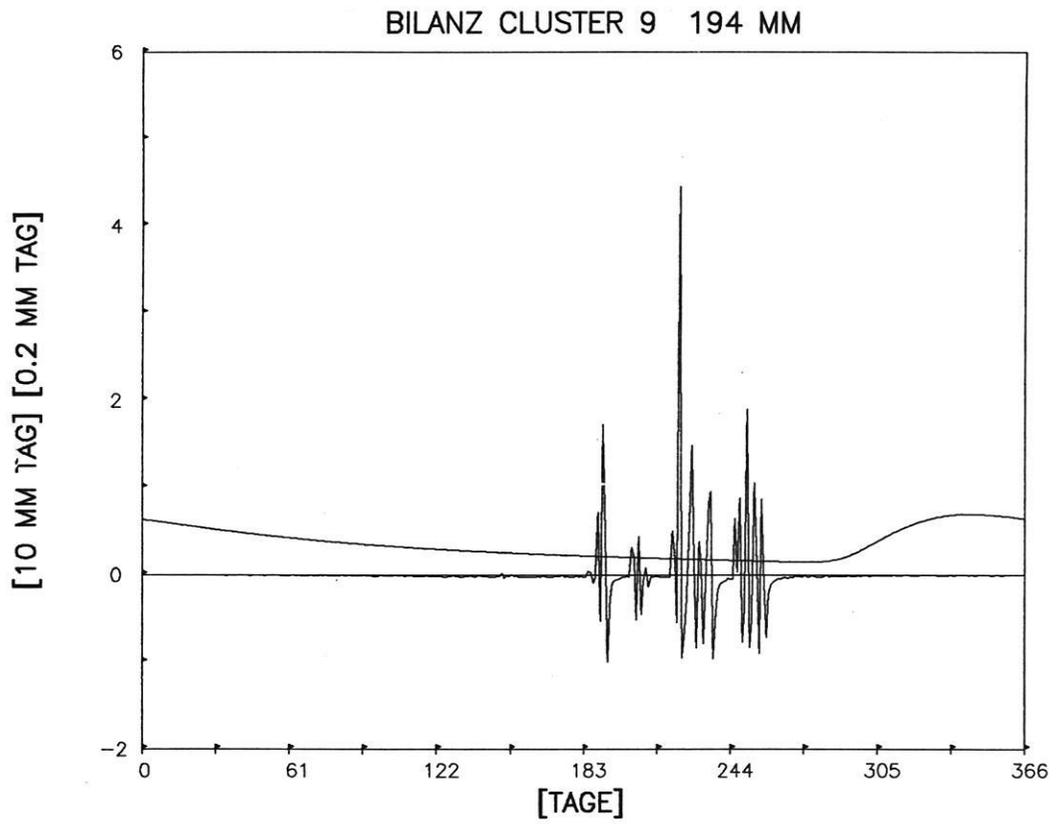
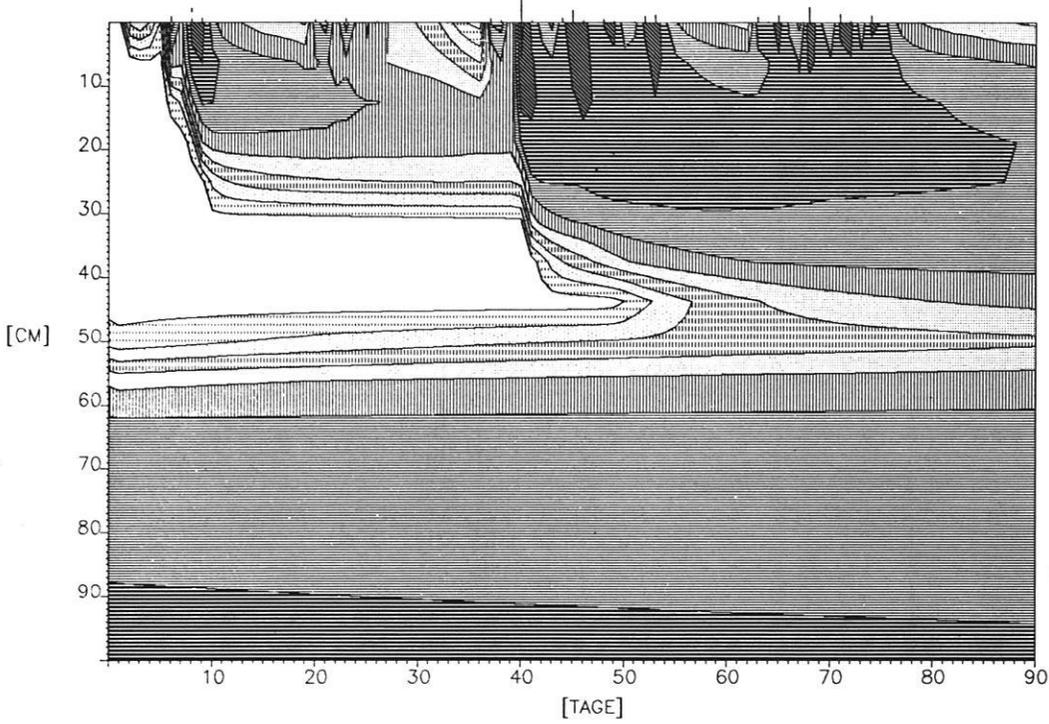


Fig.A9: Infiltration, aktuelle Evaporation und Grundwasserneubildung des Cluster 9.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 10, 147 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 10, 147 MM

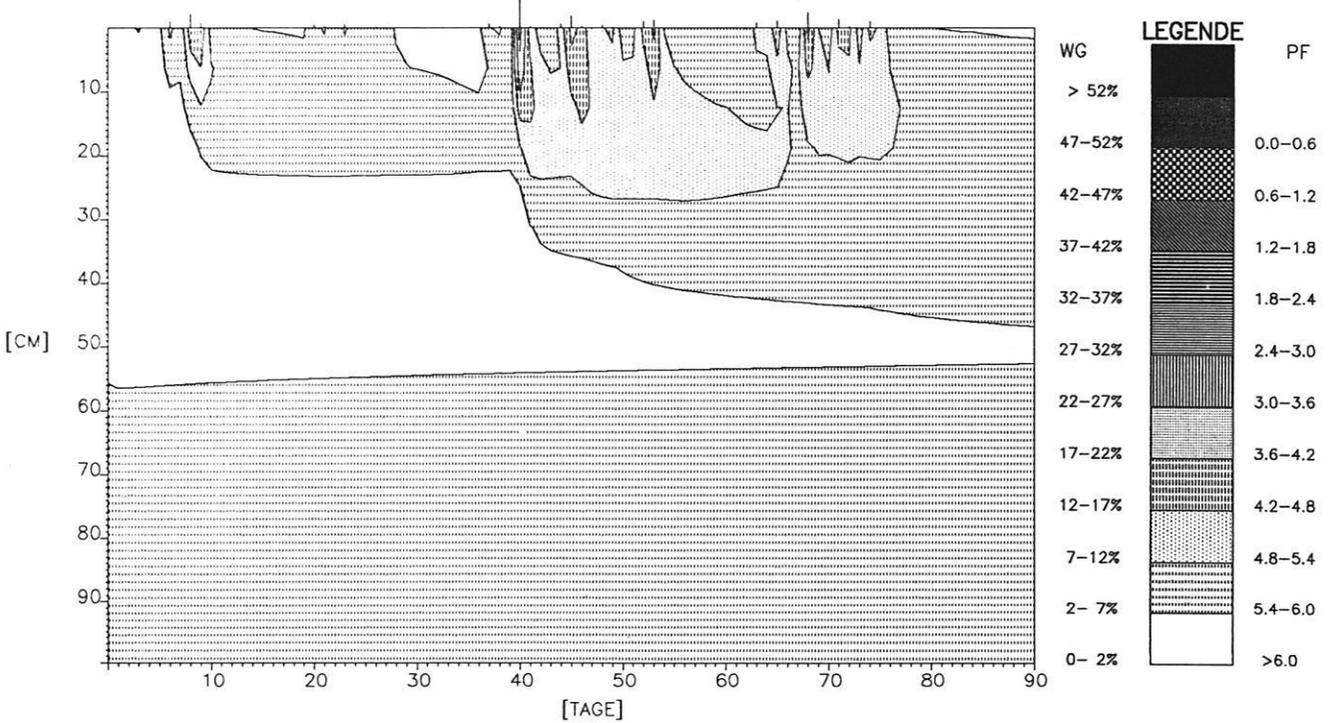
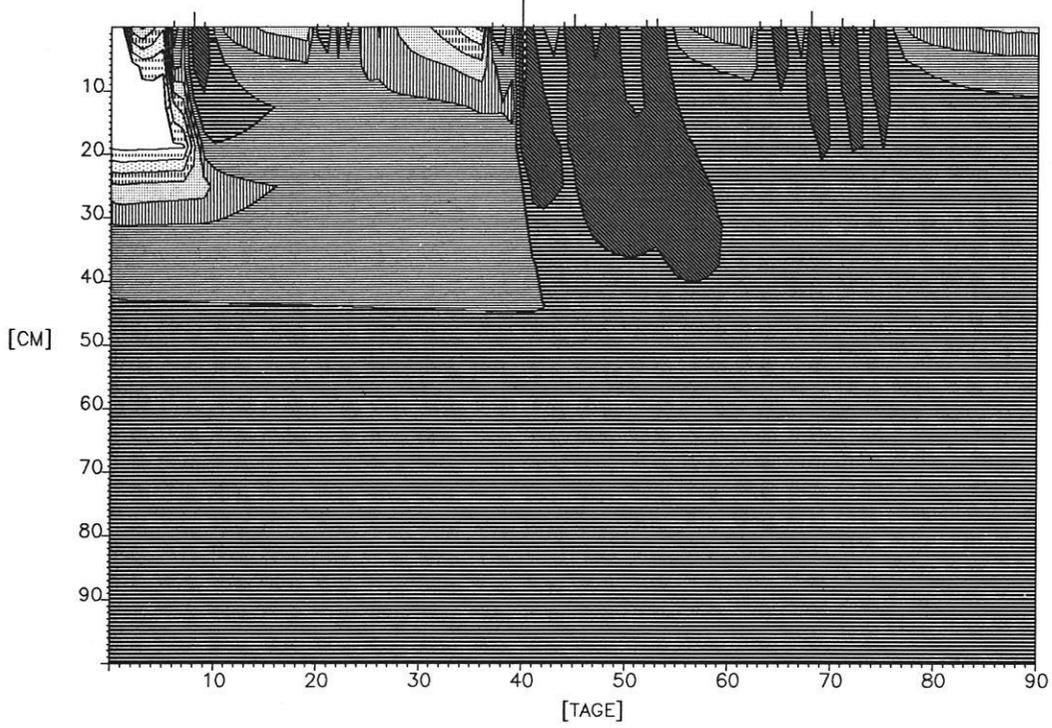


Fig.A10: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 10.

WASSERSPANNUNG CLUSTER 10,194 MM



WASSERGEHALT CLUSTER 10,194 MM

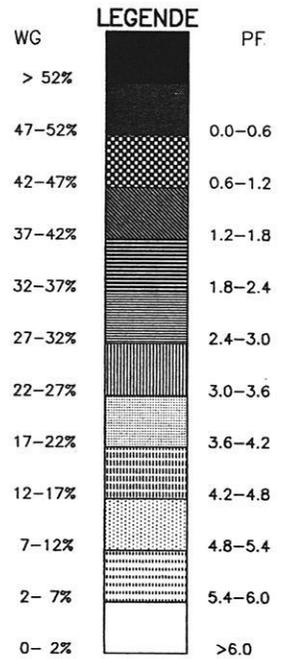
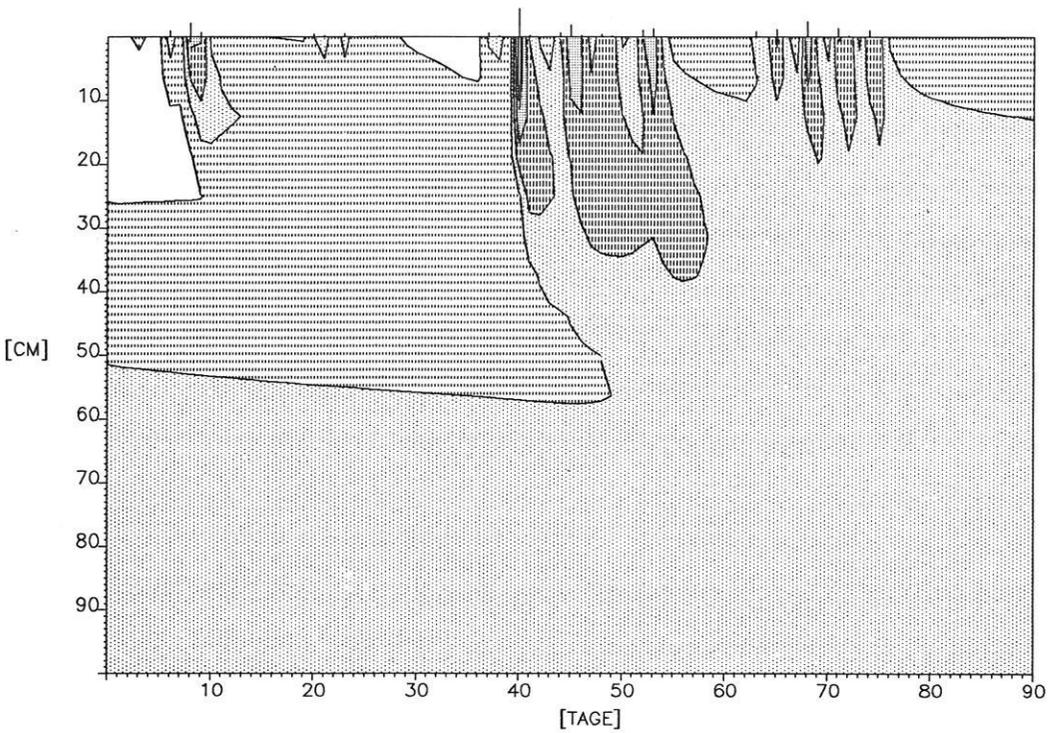


Fig.A11: Bodenwassergehalte und Bodenwasserspannungen des Cluster 10.

Tab.A1: Einzelbefunde. Bez. ist die Probenbezeichnung, Pv das Porenvolumen, pF 1.2 – 6.3 die Wassergehalte bei den pF-Stufen 1.2 – 6.3. Kf ist die Höhe der gesättigten Wasserleitfähigkeit [cm/Tag], a, n und Tr sind die optimierten Parameter α , n, und θ nach MUALEM(1976) und GENUCHTEN (1980), S die Summe der Abstandskvadrat. Niedrige Werte für S zeigen an, daß die Meßwerte gut von der parametrisierten Kurve approximiert werden. Durch ö.L. und n.B. sind die Fundorte mit Grad- und Minutenangaben benannt, Ti gibt die Entnahmetiefe der Probe [cm] an. Unter Geomorph. Kurzbeschreibung erfolgt eine knappe Charakterisierung des Substrates.

Bez.	Pv	pF1.2	pF1.8	pF2.4	pF3.0	pF3.6	pF4.2	pF4.7	pF5.5	pF6.3	Kf	a	n	Tr	S	ö.L.	n.B.	Ti	Geomorph. Kurzbeschreibung	
A 62.1	35.7	29.1	17.6	9.9	7.1	7.4	6.1	-	-	-	111.30	.0379	2.0279	6.69	1.24	26.14	23.31	4	Kolluvium auf Strukturfläche	
A 62.2	39.3	31.5	22.0	13.4	9.4	9.0	9.0	-	-	-	124.89	.0674	1.6155	7.96	1.24	26.14	23.31	12	Kolluvium auf Strukturfläche	
A 62.3	43.2	30.9	26.2	22.3	18.1	16.4	15.3	-	-	-	321.01	.6965	1.1750	8.10	2.05	26.14	23.31	42	verwittertes Anstehendes	
A 63.1	42.5	29.5	17.0	7.6	7.1	4.6	4.1	-	-	-	202.54	.1006	1.5618	3.46	3.22	26.14	23.29	6	verwittertes Anstehendes	
A 68.1	35.4	27.6	7.6	3.5	1.5	1.3	1.1	-	-	-	806.33	.0494	2.4588	1.32	1.67	26.34	23.17	7	Schwammfächer, Sande/Schotter	
A 68.2	40.1	24.5	6.6	1.9	1.3	1.2	1.0	-	-	-	825.11	.0759	2.2501	1.14	.32	26.34	23.17	62	Schwammfächer, Sande/Schotter	
A 68.3	43.1	19.5	4.4	2.1	1.2	1.0	.9	-	-	-	1979.31	.1050	2.3188	.99	.80	26.34	23.17	142	Schwammfächer, Sande/Schotter	
A 68.4	39.9	28.8	10.3	2.2	1.5	1.3	1.2	-	-	-	611.67	.0612	2.0438	1.20	1.45	26.34	23.17	220	Schwammfächer, Sande/Schotter	
A 69.1	36.7	30.4	21.6	7.8	5.9	5.3	4.4	-	-	-	99.20	.0499	1.7491	4.16	6.04	26.33	23.07	4	Playa Binnendelta Wadi Wassa	
A 69.2	33.8	24.2	14.8	8.9	6.3	5.8	5.1	-	-	-	86.40	.0930	1.6204	4.77	1.03	26.33	23.07	22	Playa Binnendelta Wadi Wassa	
A 69.3	34.4	20.2	12.1	7.5	5.9	5.3	4.3	-	-	-	150.15	.1810	1.5437	4.15	1.04	26.33	23.07	62	Playa Binnendelta Wadi Wassa	
A 71.4	36.3	24.4	6.4	3.0	1.4	1.4	1.4	-	-	-	1934.26	.0646	2.3631	1.35	.95	26.20	23.05	202	Sandschleppung Wadi Wassa	
A 71.3	37.0	19.9	7.5	3.5	2.5	1.7	1.6	-	-	-	443.11	.1121	1.9136	1.59	.58	26.20	23.05	152	Sandschleppung Wadi Wassa	
A 71.2	38.9	30.9	16.7	4.7	4.2	3.6	2.9	-	-	-	404.12	.0537	1.8122	2.74	3.98	26.20	23.05	82	Sandschleppung Wadi Wassa	
A 71.1	39.6	31.9	16.9	7.6	3.9	3.4	3.0	-	-	-	377.15	.0516	1.7951	2.77	.94	26.20	23.05	4	Sandschleppung Wadi Wassa	
A 74.1	31.7	24.8	14.0	5.5	4.4	4.4	1.7	-	-	-	157.22	.0620	1.6528	2.47	4.09	26.23	23.02	4	Thalweg Wadi Wassa	
A 74.2	40.8	29.2	22.1	16.8	13.4	10.2	9.2	-	-	-	119.27	.2299	1.2805	5.63	.89	26.23	23.02	42	Thalweg Wadi Wassa	
A 75.1	42.2	32.4	16.5	4.8	3.7	3.2	2.9	-	-	-	343.96	.0585	1.8393	2.77	3.56	26.23	23.02	8	Niederterrasse Wadi Wassa	
A 75.2	39.5	26.0	9.9	5.4	4.4	3.6	3.1	-	-	-	752.51	.0759	2.0918	3.57	1.40	26.23	23.02	52	Niederterrasse Wadi Wassa	
A 75.3	37.6	19.0	7.3	4.0	3.8	2.6	2.4	-	-	-	557.85	.1217	1.9688	2.49	1.37	26.23	23.02	92	Niederterrasse Wadi Wassa	
A 75.4	36.6	14.4	6.4	4.3	3.7	3.2	2.7	-	-	-	752.51	.1810	1.9303	3.08	1.11	26.23	23.02	172	Niederterrasse Wadi Wassa	
A 76.1	36.4	26.7	15.4	4.3	2.8	2.2	2.1	-	-	-	202.54	.0647	1.8577	1.87	4.43	26.30	23.00	90	Serir, stark verlehmt	
H 1.1	39.5	30.9	22.8	6.2	1.9	1.6	1.5	-	-	-	160.88	.0556	1.7559	.91	8.77	28.47	22.15	3	Flugsand, schwach geschichtet	
H 1.2	37.1	29.7	21.1	5.0	2.7	2.1	1.7	-	-	-	275.22	.0503	1.8892	1.63	7.86	28.47	22.15	33	Flugsand fluv. verl.	
H 1.3	44.2	29.8	18.2	5.3	2.9	2.2	1.4	-	-	-	292.76	.0835	1.7359	1.21	5.46	28.47	22.15	93	Flugsand, Kalkkruste	
H 6.1	42.2	29.8	18.6	7.3	5.6	4.5	3.8	-	-	-	260.92	.0851	1.6609	3.51	4.13	29.06	21.59	8	Mulde in Akkordanzfläche	
H 6.2	37.8	28.6	21.2	14.9	8.4	7.3	6.1	-	-	-	718.64	.1493	1.2569	.02	3.20	29.06	21.59	42	Mulde in Akkordanzfläche	
H 8.1	36.2	27.6	15.6	6.9	4.8	4.1	2.9	-	-	-	292.76	.0679	1.6366	2.51	1.96	29.24	21.44	5	Serir, Darb el Arba'in	
H 8.2	33.4	21.9	13.9	7.4	4.7	4.6	3.9	2.0	1.1	-	96.94	.1126	1.6183	3.60	2.45	29.24	21.44	42	Serir, Darb el Arba'in	
H 39.1	37.7	23.3	10.0	3.3	2.1	1.8	1.3	-	-	-	545.15	.0968	1.7720	1.20	1.36	29.06	21.03	6	Serir	
H 39.2	35.7	19.4	7.3	2.9	2.1	1.7	1.5	-	-	-	655.41	.1108	1.9083	1.55	.53	29.06	21.03	32	Serir	
H 41.1	46.2	39.1	35.9	31.2	27.6	24.9	22.5	13.6	5.2	-	3.00	.3684	1.1038	6.19	1.23	29.12	19.56	4	Playa in Zeugenbergflur	
H 41.99	35.8	26.5	10.8	3.6	2.8	2.2	1.8	-	-	-	735.38	.0604	1.9873	2.09	1.17	29.12	19.56	4	Crackfüllung von H 41	
H 41.2	45.7	40.4	36.2	32.7	29.0	27.8	24.1	14.8	4.9	1.5	.61	.1786	1.142	13.89	1.92	29.12	19.56	22	Playa in Zeugenbergflur	
H 41.3	45.7	41.4	35.1	31.4	28.9	26.3	24.5	-	-	-	.61	.0252	1.1091	9.06	6.24	29.12	19.56	63	Playa in Zeugenbergflur	
H 42.1	53.8	53.6	48.1	42.4	34.9	29.2	24.9	14.2	11.6	-	1.47	.0141	1.240	14.15	2.19	29.07	19.18	4	Solonischak auf Shales	
H 42.99	39.6	29.0	14.2	8.5	4.3	3.6	3.4	-	-	-	655.41	.0693	1.7928	3.20	1.76	29.07	19.18	4	Crackfüllung in H 42	
H 42.2	45.1	41.1	37.9	32.8	30.3	24.2	18.4	-	-	-	1.47	.0622	1.1390	.20	5.30	29.07	19.18	32	Übergang zu Shales	
H 42.3	53.8	52.3	47.8	43.5	39.3	28.9	28.0	15.4	11.0	3.6	3.69	.0252	1.1091	.06	6.24	29.07	19.18	82	Anstehende Shales	
H 50.1	37.3	30.8	25.4	14.6	11.0	8.6	6.7	-	-	-	32.85	.0747	1.3693	4.23	4.21	28.47	17.52	4	Rumpffläche auf Granit	
H 50.2	42.9	26.5	19.9	12.8	10.6	8.9	6.1	-	-	-	48.59	.4543	1.2464	1.40	2.85	28.47	17.52	12	Rumpffläche auf Granit	
H 50.3	40.6	34.8	30.5	21.7	14.0	11.0	8.4	-	-	-	16.09	.0310	1.3507	4.26	4.03	28.47	17.52	32	Rumpffläche auf Granit B1?	
H 50.4	45.0	35.9	31.0	20.7	14.3	9.0	7.8	-	-	-	18.05	.0495	1.3490	3.73	5.86	28.47	17.52	58	Rumpffläche auf Granit B1?	
H 75.1	47.8	47.5	42.7	40.3	33.1	23.4	18.5	7.6	4.6	1.7	.26	.0061	1.2085	.24	5.10	27.35	17.26	4	Mulde Binnendelta Wadi Howar	
H 75.2	36.4	35.8	32.3	25.8	20.3	13.6	9.1	-	-	-	4.0	8.64	.0136	1.2460	.01	2.33	27.35	17.26	72	Mulde Binnendelta Wadi Howar
H 75.4	40.0	36.2	32.7	27.0	25.8	18.7	13.0	-	-	-	1.0	.32	.0560	1.1490	0.0	6.88	27.35	17.26	98	Mulde Binnendelta Wadi Howar
H 76.1	34.2	27.0	14.0	6.5	4.8	3.3	2.8	-	-	-	202.54	.0564	1.7832	2.86	1.11	27.34	17.26	5	Flugsande, fluvial verlagert	
H 76.2	31.8	27.3	13.4	6.6	4.7	3.8	2.7	-	-	-	343.96	.0408	2.0467	3.66	1.85	27.34	17.26	52	Flugsande, fluvial verlagert	
H 76.3	36.3	22.6	6.4	1.8	1.4	1.0	1.0	-	-	-	752.51	.0754	2.1937	1.01	.43	27.34	17.26	82	fluviale Sande, gebiecht	
H 77.1	30.3	25.5	19.5	13.3	9.7	7.1	5.2	-	-	-	4.75	.0753	1.2873	1.36	.70	27.34	17.26	6	foss. Seeboden	
H 77.2	39.2	30.0	12.6	5.9	3.6	2.7	2.2	-	-	-	124.89	.0558	1.9994	2.53	1.15	27.34	17.26	72	fluv. Sande, verbacken	
H 77.3	39.6	25.8	8.0	3.2	1.2	1.2	.9	-	-	-	825.11	.0613	2.0822	.89	.54	27.34	17.26	112	fluviale Sande, gebiecht	

H 78	34.0	27.1	18.4	6.8	1.2	1.0	.7	-	-	-	485.86	.0286	1.8299	.30	5.18	27.34	17.26	5	Düne, rezent
H104.1	36.8	31.7	22.8	13.7	8.5	5.8	5.3	-	-	-	39.49	.0181	1.4472	2.51	1.61	26.33	18.59	4	Serir
H104.2	36.7	29.3	22.2	17.1	13.9	11.0	7.8	-	-	-	17.64	.1247	1.2639	3.90	2.59	26.33	18.59	12	Serir
H104.3	37.3	30.6	19.7	14.1	10.0	8.0	7.6	-	-	-	96.94	.0632	1.5555	6.98	1.88	26.33	18.59	34	Serir
H104.4	40.9	32.2	16.0	8.2	5.8	4.3	3.2	-	-	-	267.00	.0563	1.8010	3.76	1.91	26.33	18.59	52	Serir
HB19.1	37.0	32.4	21.1	5.5	3.5	2.8	2.3	-	-	-	202.54	.0222	2.2156	2.70	4.84	28.37	22.54	15	Kruste auf Serir
HB19.2	32.5	27.7	21.3	12.7	6.6	5.4	4.3	-	-	-	18.90	.0360	1.4972	2.91	3.16	28.37	22.54	37	Kruste auf Serir
HB19.3	37.3	31.7	24.6	11.8	7.5	5.6	4.6	-	-	-	29.96	.0482	1.5699	3.88	4.14	28.37	22.54	62	Kruste auf Serir
J 1	38.4	33.8	22.7	12.7	8.7	8.1	7.0	-	-	-	153.64	.0331	1.7844	6.73	1.79	28.46	22.55	42	foss. Seeboden
J 11.1	33.8	28.6	14.0	6.3	.6	.5	.5	-	-	-	336.14	.0405	1.8640	.12	2.83	27.56	22.55	4	rezente Flugsande, feingeschichtet
J 11.2	31.4	24.9	14.3	4.1	1.9	1.5	1.4	-	-	-	249.18	.0508	1.8902	1.21	3.60	27.56	22.55	53	foss.Düne kalkhaltig
J 11.3	32.8	23.2	12.9	4.7	2.6	1.8	1.2	-	-	-	146.73	.0790	1.6664	.90	2.11	27.56	22.55	95	foss.Düne, Kalkkonkretionen
J 14.3	25.2	15.1	9.4	5.2	3.2	2.4	2.0	-	-	-	75.25	.1736	1.4812	1.38	.78	27.50	22.29	18	Serir, kalkhaltig, unter Kruste
J 14.4	31.6	15.1	10.3	7.0	3.7	2.5	2.4	-	-	-	64.05	.8780	1.2787	.01	2.09	27.50	22.29	38	Serir, kalkhaltig
J 16.1	33.8	27.4	16.6	4.7	2.7	2.4	2.3	-	-	-	207.26	.0248	2.3791	2.30	4.84	27.52	22.54	6	Serir, kalkhaltig
J 16.2	30.6	23.4	11.9	4.2	3.2	3.0	2.2	-	-	-	108.77	.0609	1.7751	2.06	1.97	27.52	22.54	12	Serir, kalkhaltig
J 16.3	28.1	19.7	8.4	4.3	3.0	2.4	2.3	-	-	-	153.64	.0707	1.9415	2.25	.70	27.52	22.54	30	Serir, kalkhaltig
J 16.4	30.1	19.1	9.8	6.0	4.7	3.5	3.3	-	-	-	106.30	.1139	1.6657	3.08	.88	27.52	22.54	160	Serir, kalkhaltig
J 22.1	29.8	21.9	13.3	9.3	6.2	4.3	3.7	-	-	-	46.40	.1108	1.4124	2.39	1.46	27.45	22.45	42	Serir, unter Kruste
J 22.2	28.9	21.6	14.5	10.8	8.1	4.1	2.8	-	-	-	49.72	.1264	1.3080	0.00	3.01	27.45	22.45	68	Serir, unter Kruste
J 26.1	39.4	33.7	26.1	20.9	17.5	15.9	13.3	3.3	1.3	.4	6.40	.0772	1.402	12.85	1.83	27.26	22.54	8	Mulde in Akkordanzfläche
J 26.2	33.9	30.2	22.4	18.3	14.8	12.9	11.6	2.5	1.6	.3	9.26	.0538	1.411	10.1	11.17	27.56	22.54	22	Mulde in Akkordanzfläche
J 33.1	34.6	26.0	10.4	3.2	1.7	1.7	1.4	-	-	-	260.92	.0579	1.9753	1.39	1.11	27.00	22.58	6	Serir
J 33.2	32.2	22.3	10.2	3.3	1.8	1.7	1.6	-	-	-	313.70	.0735	1.8528	1.41	1.82	27.00	22.58	25	Serir
J 33.3	32.6	20.6	6.5	2.4	1.1	1.1	1.1	-	-	-	313.70	.0761	2.1137	1.08	.34	27.00	22.58	55	Serir
J 39	37.1	29.9	15.3	3.7	1.9	1.9	1.4	-	-	-	260.92	.0482	1.8790	1.31	3.63	26.30	23.10	15	rezente Flugsande
J 40.1	34.2	28.5	9.5	5.0	1.3	1.1	1.1	-	-	-	453.43	.0424	2.3436	1.09	2.56	26.19	23.05	7	Sandschleppe Wadi Wassa
J 40.2	38.3	29.8	8.5	2.8	1.5	1.4	1.2	-	-	-	844.33	.0498	2.3966	1.34	.53	26.19	23.05	39	Sandschleppe Wadi Wassa
J 40.3	37.4	28.0	7.5	2.7	1.5	1.3	1.1	-	-	-	497.18	.0535	2.4296	1.30	.86	26.19	23.05	68	Sandschleppe Wadi Wassa
J 43.1	35.5	19.8	6.6	4.4	4.3	4.2	3.9	-	-	-	423.17	.0858	2.5213	4.20	.46	26.32	23.06	22	Niederterrasse Wadi Wassa
J 43.2	35.4	24.3	11.1	6.3	4.7	4.5	3.4	-	-	-	254.98	.0075	1.9343	4.14	1.25	26.32	23.06	50	Niederterrasse Wadi Wassa
J 44.1	37.0	18.6	7.4	6.8	2.6	2.6	1.9	-	-	-	176.41	.1297	1.9059	2.18	3.74	26.32	23.06	8	Thalweg Wadi Wassa
J 44.2	38.4	33.3	15.7	7.6	5.1	4.7	3.4	-	-	-	249.18	.0389	2.1578	4.56	1.86	26.32	23.06	52	Thalweg Wadi Wassa
J 44.3	37.8	32.1	12.8	8.9	5.6	4.5	4.0	-	-	-	160.88	.0422	2.3616	4.44	4.54	26.32	23.06	102	Thalweg Wadi Wassa
J 45.1	37.8	30.8	14.0	4.9	2.0	2.0	1.6	-	-	-	377.15	.0416	1.9419	1.56	.90	26.32	23.06	9	Fußfläche Gifl Kebir
J 45.2	31.9	20.3	7.0	3.0	1.5	1.4	1.1	-	-	-	237.97	.0389	2.1578	4.56	1.36	26.32	23.06	70	Fußfläche Gifl Kebir
J 45.3	28.9	21.9	13.9	11.2	2.2	1.9	1.8	-	-	-	70.23	.0862	1.4186	0.00	6.64	26.32	23.06	103	Fußfläche Gifl Kebir
J 53.1	34.2	30.6	24.4	20.1	13.6	12.9	11.1	-	-	-	15.72	.0577	1.2952	7.51	3.22	26.37	23.08	173	Playa Binnendelta Wadi Wassa
J 53.2	37.9	33.8	24.0	17.6	12.5	11.8	8.8	-	-	-	54.51	.0430	1.4797	7.44	3.42	26.37	23.08	103	Playa Binnendelta Wadi Wassa
J 53.3	33.3	29.0	16.6	11.3	7.3	6.9	5.9	-	-	-	65.54	.0415	1.9455	6.47	2.75	26.37	23.08	52	Playa Binnendelta Wadi Wassa
T 1	36.7	28.7	15.3	5.3	1.6	1.2	1.2	-	-	-	351.98	.0548	1.7853	.72	2.51	28.41	22.26	4	Serir, rezente Flugsande
T 2	39.9	28.6	10.9	4.0	2.4	2.3	1.8	-	-	-	532.74	.0639	2.0116	1.84	.54	28.41	22.26	8	Serir, kalkarm
T 3	41.1	28.5	10.5	3.7	2.6	1.5	1.3	-	-	-	1087.71	.0674	1.9980	1.36	.54	28.41	22.26	12	Serir, kalkarm
T 4	39.3	26.9	9.3	3.8	2.7	2.2	2.0	-	-	-	532.74	.0677	2.1142	2.08	1.69	28.41	22.26	22	Serir, kalkarm
T 5	38.9	25.4	8.2	4.3	3.0	2.4	1.9	-	-	-	474.80	.0717	2.1973	2.36	1.69	28.41	22.26	32	Serir, kalkarm
T 6	37.0	23.1	7.2	3.4	2.2	2.1	1.4	-	-	-	377.15	.0786	2.1959	.20	1.05	28.41	22.26	52	Serir, kalkarm
T 7	35.9	16.1	3.6	2.1	1.2	1.1	.7	-	-	-	1192.65	.1024	2.4170	1.11	0.97	28.41	22.26	72	Serir, kalkarm
T 8	38.7	22.8	5.5	2.6	1.6	1.5	1.5	-	-	-	111.30	.0767	2.3940	1.46	.61	28.41	22.26	102	Serir, kalkarm
S 1	53.6	45.1	28.3	21.1	16.4	14.4	12.3	5.0	4.0	1.3	92.58	.0582	1.589	12.67	3.79	30.34	25.13	3	Solentschak auf Shales
S 2	55.3	49.3	36.1	29.8	14.9	14.2	11.2	8.5	6.0	2.2	77.00	.0453	1.3669	6.87	9.25	30.34	25.13	7	Solentschak auf Shales
S 3	51.2	45.8	31.7	27.1	26.2	18.9	14.0	5.7	4.1	.9	42.32	.0829	1.336	13.5	12.06	30.34	25.13	11	Solentschak auf Shales
S 4	50.7	47.4	37.1	35.7	20.9	15.2	14.3	8.6	6.7	2.2	48.59	.0304	1.412	11.2	10.65	30.34	25.13	15	Solentschak auf Shales
S 5	49.7	45.0	34.6	33.3	21.6	18.3	14.2	6.5	7.7	2.1	22.73	.0570	1.184	10.00	8.53	30.34	25.13	19	Solentschak auf Shales
P 1	57.8	56.6	53.3	49.6	35.7	30.4	27.0	17.3	12.8	3.7	.39	.0117	1.335	19.99	6.05	30.34	25.36	6	Playa
X 1	49.6	34.7	22.0	18.4	14.3	11.6	11.0	-	-	-	75.25	.1663	1.4151	9.46	3.49	30.08	25.22	4	Hamada
X 2	50.0	39.4	26.3	23.2	17.0	13.2	13.2	-	-	-	59.77	.1006	1.425	11.50	5.73	30.08	25.22	8	Hamada
X 3	46.4	38.3	26.9	20.2	15.7	13.6	11.9	-	-	-	61.17	.0753	1.437	10.27	1.40	30.08	25.22	12	Hamada
X 4	49.0	34.6	12.5	8.4	6.9	5.6	5.4	-	-	-	-	.0644	2.2946	5.61	2.91	30.08	25.22	22	Hamada

Dokumentation des Simulationsprogrammes

```

PROGRAM WASSER(TAPE1,TAPE2,TAPE3)
REAL N,KF,M,NK,M2,MN,M2D,KLIM,KU(50)
REAL DT(50),WG1(50),WG2(50),PP(50)
REAL CA(50),S(50),HA(50),PF1,KLIMA
INTEGER DT,DX,NX,NT,TK,NX2,DRUCK,ZEIT,TIEF(50)
COMMON /Q/A,B,C,X,F,AL,N,M,TSR,TR,NK,ALN,M2,MN,EXP1,EXP2,T,M2D
COMMON /R/HMIN
DIMENSION A(50),B(50),C(50),X(50),F(50)
REWIND(1)
C
C KONSTANTENEINGABE
C DX:TIEFENABS. AL N TS TR:MUALEM,NX:ANZAHL KOMPARTIMENTE, ZKE VAN KEULEN
C NT:ANZAHL DURCHLAUFE, HMIN:H AIR DRY VALUE, TK:ZEITINTERVALL KLIMA
C SP:SPEICHER FUER UEBERSTAU,DRUCK:ZEITINTERVALL DATENAUSGABE
C DZ= ABSTAND UERSTES KOMPARTIMENT ZUM GRUNDWASSER
DT=450
FAC=1
DX=6
DZ=500
C-----
C BODENPHYSIKALISCHE PARAMETER (LEICHTE BOEDEN,CLUSTER 8)
C-----
AL=.0631
N=1.6463
TS=40.34
TR=1.434
KF=2.72E-03
ZKE=20
C-----
NX=40
DRUCK=86400
TK=86400
HMIN=2E6
SP=0
SKLIM=0
SGRUN=0
ISTEP=1
ITAG=0
KTAG=1101
C
C BERECHNUNG HAEUFIGER KONSTANTEN.....
PF1=(DX+2)/FLOAT(DT)
PFUN=.25*((DX+DZ)**2)/FLOAT(DT)
M=1-1./N
TSR=TS-TR
RM=1/M
ALN=M*(1-M)*TSR*AL**N
MNEG=-M-1
SPU=100*DT/(FLOAT(TK*DX))
NK=N-1
M2=1./N-2
MN=-M
M2D=M/2
DXH=DX/2
NX2=NX-2
NX1=NX-1
N1X=NX+1
EXP2=1./N
EXP1=1/(EXP2-1)
FXZ=DX/(DX+DZ)
FZX=DZ/(DX+DZ)
DXZ=(DX+DZ)/2
CALL TETA(1)
TMAX=T
CALL TETA(HMIN)
WGMIN=T
C
C ANFANGSWERTE UND RANDBEDINGUNGEN, KONSTANTE FELDER.....
DO10 I=1,NX1
TIEF(I)=DX*1+DXH
E(I)=EXP(FLOAT(TIEF(I))*ZKE/100)
HA(I)=100
CONTINUE
HA(NX)=50
HA(N1X)=1
C SENKENTERM. NOCH UNGELADEN
D039 I=1,N1X
S(I)=0
CONTINUE
X(1)=HA(1)
C AUSDRUCK DER ANFANGSBEDINGUNGEN, ZEIT = 0.....
ZEIT=0
D042 I=1,NX
CALL TETA(HA(I))
IF(HA(I).GT.0) PFWERT=ALOG10(HA(I))
WRITE(2,444) ITAG,ITIEF(I),HA(I),T,PFWERT
42 CONTINUE
READ(1,100) KLIMA
KLIMA=(KLIMA*DT/TK)
C ANFANGSWERTE,RANDWERTE UND KONSTANTENBERECHNUNG ABGESCHLOSSEN
C
C GROSSE SCHLEIFE, ZEITSCHRITT.....
C
5555 CONTINUE
C KLIMADATEN SP=UEBERSTAU P=REDUKTION FUER EPOT KLIM= KLIMA AUF KOM
C PARTIMENT UND ZEIT UMGERECHNET (IN %)
IF(MOD(ZEIT,TK).EQ.0)THEN
READ(1,100) KLIMA
KLIMA=KLIMA+SP
SP=0
100 FORMAT(75.2)
C SCHRITTWEITENKONTROLLE. DT IST FUNKTION VOM KLIMA
IF(KLIMA.GT.0) THEN
ISTEP=0
ENDIF
ISTEP=ISTEP+1
IF(ISTEP.EQ.1)THEN
DT=75
ELSE
IF(ISTEP.LE.5) THEN
DT=450
ELSE
IF(ISTEP.LE.10) THEN
DT=1800
ELSE
IF(ISTEP.LE.20) THEN
DT=7200
ELSE
DT=14400
ENDIF
ENDIF

```

```

        ENDIF
        ENDIF
        DT=DT*PAC
C ENDE SCHRITTWEITENKONTROLLE,NEUBERECHNUNG VON:
        PF1=(DX**2)/FLOAT(DT)
        PFUN=.25*((DX+DZ)**2)/FLOAT(DT)
        SPU=100*DT/(FLOAT(TK*DX))
        KLIMA=(KLIMA-DT/TK)
        ZEIT=0
        ENDIF
        ZEIT=ZEIT+DT
        KLIM=(KLIMA)*100/DX
        IF(KLIM.LT.0)THEN
C BESTIMMUNG GEWICHTUNGSPAKTOR P.....
        IF(HA(1).GE.250) THEN
                P=AMAX1(0.03,(250/HA(1)))
        ELSE
                P=1
        ENDIF
C P IST NUN BESTIMMT, DER WASSERGEHALT VOM 1. KOMPARTIMENT WIRD.....
C EXPLIZIT BERECHNET
        EAKT=-KLIM*P
        SUM=0
        SUM1=0
        SUM2=0
        DO47,I=1,NX2
                CALL TETA(HA(I))
                WG1(I)=T
                RPI=WG1(I)-WGMIN
                PP1(I)=AMAX1(0.0,RPI)*B(I)
                SUM=SUM+PP1(I)
                SUM1=SUM1+WG1(I)
47 CONTINUE
        IF(SUM.EQ.0)THEN
                SUM2=SUM1
                GOTO245
        ENDIF
        EP=EAKT/SUM
        DO48,I=1,NX2
                RPI=WG1(I)-PP1(I)*EP
                WG2(I)=AMAX1(WGMIN,RPI)
                SUM2=SUM2+WG2(I)
                CALL TENS(WG2(I))
48 HA(I)=T
        CONTINUE
        SP=0
        ELSE
                CALL TETA(HA(1))
                SUM1=T
                TE=T+KLIM
                IF(TE.GT.TMAX)THEN
                        HA(1)=1.0
                        SUM2=TMAX
                        SP=SP+(TE-TMAX)*DX/100
                ELSE
                        SUM2=TE
                        CALL TENS(TE)
                        HA(1)=T
                        SP=0
                ENDIF
        ENDIF
C KLIMADATEN SIND GELADEN .....
C
245 SKLIM=(SUM2-SUM1)*DX/100+SKLIM
C IN SKLIM WERDEN EVAPORATION UND NIEDPERSCHLAEGE AUFSUMMIERT.....
C
C BERECHNUNG DER LADUNGEN FUER THOMAS-ALGORITHMUS.....
        DO1,I=1,N1X
                CALL UNLEIT(HA(I))
                KU(I)=T*KF
                CALL CAPA(HA(I))
                CA(I)=T
1 CONTINUE
        A(I)=0
        C(N1X)=0
        DO200,I=2,NX1
                A(I)=(KU(I)+KU(I-1))*50
                C(I-1)=A(I)
200 CONTINUE
C BERECHNUNGEN DER KOEFFIZIENTEN FUER DAS LANGE KOMPART. (DZ) .....
        A(NX)=KU(NX1)+(KU(NX)-KU(NX1))*PZ2
        C(NX)=A(NX)
        A(N1X)=KU(NX)+(KU(N1X)-KU(NX))*PZ2
        C(NX)=A(N1X)
        DO300,I=1,N1X
C ABFRAGE, OBERPAK FUERS LANGE KOMPARTIMENT
        IF(1.LT.NX)THEN
                PPAK=PF1
                DL=DX
        ELSE
                PPAK=PFUN
                DL=DZX
        ENDIF
        HILF=CA(I)*PPAK
        B(I)=HILF-A(I)-C(I)
        F(I)=HILF-HA(I)+(A(I)-C(I)+S(I))*DL
300 CALL TOM(N1X)
C THOMAS ALGORITHMUS GELADEN UND DURCHGEFUEHRT, ERGEBNISSE IN FELD X....
C
C BERECHNUNG FLUSS VON NX-2 NACH NX-1 .....
        CALL UNLEIT(X(NX2))
        UKX2=T*KF
        CALL UNLEIT(X(NX1))
        UKX1=T*KF
        FLUX=(HA(NX2)+X(NX2)-HA(NX1)-X(NX1)-2*DX)*(KU(NX2)+KU(NX1)+UKX1
        # +UKX2)/DT/(8*DX)
        SGRUN=SGRUN+FLUX
        ENDE BERECHNUNG FLUSS, AUFSUMMIERUNG IN SGRUN.....
C
C UEBERGABE DER ERGEBNISSE
        DO31,I=1,NX
                HA(I)=X(I)
31 CONTINUE
C AUSGABE DER ERGEBNISSE, BILANZIERUNG,GRUNDWASSERABFLUSS.....
        IF(MOD(ZEIT,DRUCK).EQ.0)THEN
                ITAG=ITAG+1
                WATCO=0
                DO500,I=1,NX2
                        CALL TETA(HA(I))
                        WATCO=WATCO+T
                        IF(HA(I).GT.0) PFWERT=ALOG10(HA(I))
                        IF(ITAG.GT.734)WRITE(2,444) ITAG,TIEP(I),HA(I),T,PFWERT
500 CONTINUE
C BILANZIERUNGS AUSGABE AUF TAPE3, WATCO=WATERCONTENT.....
        WATCO=WATCO*DX/100
        BILANZ=WATCO-SKLIM-SGRUN
        WRITE(3,'(11I9,4F15.6)') ITAG,BILANZ,SKLIM,SGRUN,WATCO
        SKLIM=0
        SGRUN=0
444 FORMAT(11I5,1I5,F15.8,2F10.8)
        IF(ITAG.EQ.KTAG)GOTO777
        ENDIF

```

```

7777 GOTO5555
      CONTINUE
      STOP
      END
C ENDE HAUPTPROGRAMM .....
C C
C FUNKTIONEN UND ROUTINEN.....
C
SUBROUTINE TETA(H)
COMMON/Q/A,B,C,X,F,AL,N,M,TSR,TR,NK,ALN,M2,MN,EXP1,EXP2,T,M2D
COMMON/R/HMIN
REAL N,M,NK,MN,M2,M2D
DIMENSION A(50),B(50),C(50),X(50),F(50)
IF (H.LE.0) THEN
  T=TSR+TR
ELSE
  T=((AL*H)**N+1)**(-M)*TSR+TR
ENDIF
RETURN
END
C .....
SUBROUTINE CAPA(H)
COMMON/Q/A,B,C,X,F,AL,N,M,TSR,TR,NK,ALN,M2,MN,EXP1,EXP2,T,M2D
COMMON/R/HMIN
REAL N,M,NK,MN,M2,M2D
DIMENSION A(50),B(50),C(50),X(50),F(50)
IF (H.LE.0) THEN
  T=0
ELSE
  T=ALN*(H**NK)*((AL*H)**N+1)**M2
ENDIF
RETURN
END
C .....
SUBROUTINE UNLEIT(H)
COMMON/Q/A,B,C,X,F,AL,N,M,TSR,TR,NK,ALN,M2,MN,EXP1,EXP2,T,M2D
COMMON/R/HMIN
REAL N,M,NK,MN,M2D,M2
DIMENSION A(50),B(50),C(50),X(50),F(50)
IF (H.LT.0.5) THEN
  T=1
ELSE
  P=(AL*H)**N
  T=(1-(AL*H)**NK*(1+P)**MN)**2/((1+P)**M2D)
ENDIF
RETURN
END
C .....
SUBROUTINE TENST(E)
COMMON/Q/A,B,C,X,F,AL,N,M,TSR,TR,NK,ALN,M2,MN,EXP1,EXP2,T,M2D
COMMON/R/HMIN
REAL N,M,NK,MN,M2,M2D
DIMENSION A(50),B(50),C(50),X(50),F(50)
IF (E.LE.TR) THEN
  T=HMIN
ELSE
  T=((TE-TR)/TSR)**EXP1-1)**EXP2)/AL
ENDIF
RETURN
END
C .....
SUBROUTINE TOM(NX2)
C THOMAS ALGORITHMUS LOESUNG IM FELD X
COMMON/Q/A,B,C,X,F,AL,N,M,TSR,TR,NK,ALN,M2,MN,EXP1,EXP2,T,M2D
COMMON/R/HMIN
DIMENSION A(50),B(50),C(50),X(50),F(50)
DIMENSION ALP(0:50),BET(0:50),Y(0:50)
REAL N,M,NK,MN,M2,M2D
ALP(0)=0
BET(0)=0
Y(0)=0
DO201,I=1,NX2-1
  ALP(I)=B(I)-A(I)*BET(I-1)
  BET(I)=C(I)/ALP(I)
  Y(I)=(F(I)-A(I)*Y(I-1))/ALP(I)
201 CONTINUE
C NUN WIRD VON UNTEN RUECKWAERTS EINGESSETZT
X(NX2)=0
NU=NX2-1
DO203,I=NU,1,-1
203 X(I)=Y(I)-BET(I)*X(I+1)
RETURN
END

```

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth (1964)
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen. – 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme.
ISBN 3-88009-000-9 (DM 5,—)
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter (1965)
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). – 48 S., 62 Abb.
ISBN 3-88009-001-7 (*vergriffen*)
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel (1966)
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. – 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 (*vergriffen*)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim (1966)
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. – 35 S., 37 Diagramme, 2 Tab., 21 Abb.
ISBN 3-88009-003-3 (*vergriffen*)
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. I. Feldarbeiten 1964/65 (1967)
65 S., 34 Abb., 1 Kte.
ISBN 3-88009-004-1 (*vergriffen*)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter (1969)
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. – 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
ISBN 3-88009-005-X (DM 15,—)
- Heft 7: SCHULZ, Georg (1969)
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung der topographischen Karte 1:25 000 am Beispiel eines Kartenausschnittes. – 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
ISBN 3-88009-006-8 (DM 10,—)
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. II. Feldarbeiten 1965/66 (1969)
82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
ISBN 3-88009-007-6 (DM 15,—)
- Heft 9: JANNSEN, Gert (1970)
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). – 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
ISBN 3-88009-008-4 (DM 15,—)
- Heft 10: JÄKEL, Dieter (1971)
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardague-Araye des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
ISBN 3-88009-009-2 (20,—)
- Heft 11: MÜLLER, Konrad (1971)
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone. – 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Fig., zahlreiche Tabellen.
ISBN 3-88009-010-6 (DM 25,—)
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter (1971)
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
ISBN 3-88009-011-4 (DM 20,—)
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg (1971)
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-012-2 (DM 10,—)
- Heft 14: STOCK, Peter (1972)
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 73 S., 47 Abb., 4 Karten.
ISBN 3-88009-013-0 (DM 15,—)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 15: BIEWALD, Dieter (1973)
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. – 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Figuren und Karten.
ISBN 3-88009-015-7 (DM 10,—)
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67 (1972)
156 S., 133 Abb., 41 Fig., 34 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-014-9 (DM 45,—)
- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim (1973)
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 58 S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tabellen, 1 Karte.
ISBN 3-88009-016-5 (DM 25,—)
- Heft 18: BUSCHE, Detlef (1973)
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, Republique du Tchad. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten.
ISBN 3-88009-017-3 (DM 40,—)
- Heft 19: ROLAND, Norbert W. (1973)
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-018-1 (DM 20,—)
- Heft 20: SCHULZ, Georg (1974)
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen ErdAtlas. – 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
ISBN 3-88009-019-X (DM 35,—)
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram (1975)
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab.
ISBN 3-88009-020-3 (DM 50,—)
- Heft 22: GRUNERT, Jörg (1975)
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rep. du Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 96 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten.
ISBN 3-88009-021-1 (DM 35,—)
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen (1978)
Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, Republique du Tchad – Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1:200 000. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 60 S., 6 Tabellen, 24 Fig., 24 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-022-X (DM 40,—)
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974 (1976)
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-023-8 (DM 30,—)
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg (1979)
Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und in Tunesien. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-024-6 (DM 35,—)
- Heft 26: BRIEM, Elmar (1977)
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagramme, 2 Karten.
ISBN 3-88009-025-4 (DM 25,—)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 27: GABRIEL, Baldur (1977)
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-026-2 (DM 35,-)
- Heft 28: BÖSE, Margot (1979)
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Photos, 1 Karte.
ISBN 3-88009-027-0 (DM 14,-)
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes (1978)
Ranas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. – S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-028-9 (DM 20,-)
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1978)
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. – 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.
ISBN 3-88009-029-7 (DM 18,-)
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1980)
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. – 104 S., 25 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-030-5 (DM 17,-)
- Heft 32: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. V. Abschlußbericht (1982)
182 S., 63 Fig. und Abb., 84 Photos, 4 Tab. 5 Karten.
ISBN 3-88009-031-3 (DM 60,-)
- Heft 33: TRETER, Uwe (1981)
Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete. – 168 s., 102 Abb., 57 Tab.
ISBN 3-88009-032-3 (DM 40,-)
- Heft 34: GEHRENKEMPER, Kirsten (1981)
Rezenter Hangabtrag und geoökologische Faktoren in den Montes de Toledo. Zentralspanien. – 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 24 Photos, 4 Karten.
ISBN 3-88009-033-5 (DM 20,-)
- Heft 35: BARSCH, Dietrich & STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1982)
Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. – 134 S., 23 Abb., 5 Tab., 5 Beilagen.
ISBN 3-88009-034-8 (DM 30,-)
- Heft 36: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1984)
Regionale Beiträge zur Geomorphologie. Vorträge des Ferdinand von Richthofen-Symposiums, Berlin 1983. – 140 S., 67 Abb., 6 Tabellen.
ISBN 3-88009-035-1 (DM 35,-)
- Heft 37: ZILLBACH, Käthe (1984)
Geoökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 95 S., 61 Abb., 2 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-036-X (DM 18,-)
- Heft 38: WAGNER, Peter (1984)
Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 112 Seiten, 63 Abb., 48 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-037-8 (DM 18,-)
- Heft 39: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1985)
The Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany. Contributions to the GMK priority program IV.
ISBN 3-88009-038-6 (*in print*)
- Heft 40: MÄUSBACHER, Roland (1985)
Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm V. – 97 S., 15 Abb., 31 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-039-4 (18,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

Heft 41: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1986)

Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). Beiträge zur Werra-Meißner-Forschung I. – 265 S., 82 Abb., 45 Tab., 3 Karten.

ISBN 3-88009-040-8 (DM 28,—)

Heft 42: BARSCH, Dietrich & LESER, Hartmut (Hrsg.) (1987)

Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 200 000). Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VI. –

ISBN 3-88009-041-6 (*im Druck*)

Heft 43: VAHRSON, Wilhelm-Günther (1987)

Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der lybischen Wüste. Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung. – 92 S., 12 Abb., 56 Fig., 7 Tab., 1 Karte.

ISBN 3-88009-042-4 (DM 18,—)

