

Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen

der östlichen Republik Niger

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades
der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von

Barbara Sponholz

aus
Karlsruhe

Würzburg 1988

Eingereicht am: 03. 11. 1988

1. Gutachter: Prof. Dr. H. Hagedorn

2. Gutachter: Prof. Dr. D. Busche

der Dissertation

1. Prüfer: Prof. Dr. H. Hagedorn

2. Prüfer: Prof. Dr. H. Voßmerbäumer

der mündlichen Prüfung

Tag der mündlichen Prüfung: 23. Dez. 1988

Doktorurkunde ausgehändigt am: 1.2. 1989



Vorwort

Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Untersuchungen basieren auf mehreren Forschungsreisen in die Republik Niger in den Jahren 1986 und 1987. Eine erste Reise im Frühjahr 1986 unter Leitung von Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn und Herrn Prof. Dr. D. Busche, Würzburg, führte in das Massif de Termit, wo erstmals umfassende Aufnahmen des dortigen Karstformenschatzes in Sandsteinen und Eisenkrusten durchgeführt wurden.

Bereits im August 1986 bestand die Möglichkeit zur Teilnahme an einem weiteren Geländeaufenthalt in Niger unter Leitung von Herrn Prof. Dr. J. Grunert, Bonn. Schwerpunkt dieser Reise waren das südliche Air und dessen Vorland mit der Stufe von Tiguïdit sowie das Massif de Koutous im Süden Landes und die Kristallingebiete um Gouré und Zinder.

Unmittelbar anschließend bot sich im Herbst 1986 die Gelegenheit, unter Leitung von Herrn Prof. Dr. D. Busche den Nordteil des Arbeitsgebietes (Ténéré, Stufe von Bilma, Djado) kennenzulernen. Die Arbeiten in diesem Raum konnten im Frühjahr 1987 während der dritten Forschungsreise unter Leitung von Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn und Herrn Prof. Dr. D. Busche wesentlich ergänzt werden.

An den genannten Forschungsaufenthalten nahmen von deutscher Seite aus - bei wechselnder Zusammensetzung der Arbeitsgruppe - Dr. R. Baumhauer, Dipl.-Geogr. G. Nörr, Dipl.-Geogr. B. Schütt, Dipl.-Geogr. I. Stengel und M. Schiener (Geogr. Inst. Univ. Würzburg), Dipl.-Geogr. J. Schuh (Geogr. Inst. TU Berlin), Dipl.-Geogr. K.H. Erdmann (Geogr. Inst. Univ. Bonn) und Dr. J. Völkel (Geogr. Inst. Univ. Regensburg) teil. Von der nigrischen Partneruniversität in Niamey waren der Doyen der Faculté des Lettres, Département de Géographie, A. Adamou sowie seine Mitarbeiter Dr. I. Ousseini, M. Bra, P. Schoeneich, M. Moussa und M. Taierou an den Feldarbeiten beteiligt.

Für die gute Zusammenarbeit in allen Situationen sei den genannten Personen herzlichst gedankt.

Die Durchführung der Untersuchungen wäre nicht möglich gewesen ohne die großzügige finanzielle Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen eines von Prof. Dr. H.

Hagedorn und Prof. Dr. D. Busche geleiteten Forschungsprojektes. Ihr gebührt daher mein aufrichtiger Dank.

Die laboranalytische Bearbeitung des Probenmaterials konnte ich teilweise im Geomorphologischen Labor des Geographischen Institutes der Universität Würzburg durchführen. Für die Analyse einiger Dünnschliffe an der Elektronen-Mikrosonde sowie für Röntgenanalysen standen mir Geräte des Mineralogischen Institutes zur Verfügung. Für die freundliche Unterstützung der Arbeiten möchte ich den Herren Prof. Dr. M. Okrusch, Prof. Dr. K. Schmidt, Prof. Dr. P. Richter, Prof. Dr. M. Olesch und Dr. U. Schübler vom Mineralogischen Institut herzlich danken. In diesen Dank einschließen möchte ich Herrn P. Späthe, gleichfalls vom Mineralogischen Institut, der die Anfertigung der Dünnschliffe für mich übernahm.

Die S/C-Analyse einiger Pulverpräparate führte dankenswerterweise Frau Dipl.-Geogr. B. Schütt am Institut für Seenforschung, Langenargen, durch.

Die raster-elektronenmikroskopische Analyse von Einzelkörnern konnte ich auf Einladung von Prof. J.C. Flageollet, Université de Caen (mittlerweile Université de Strasbourg), an einem Gerät des ISMRa (Institut des Sciences de la Matière et du Rayonnement), Caen, und auf Einladung von Mme. G. Coudé-Gaussen, Université d'Amiens, an der Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, durchführen. Beiden möchte ich meinen Dank für die großzügige Zusammenarbeit aussprechen.

Wertvolle Anregungen erhielt ich von Herrn Dr. D. Burger, Geographisches Institut der Universität Tübingen, dem ich für seine Diskussionsbereitschaft aufrichtig danken möchte.

In meinen Dank einschließen möchte ich ganz besonders Herrn K. Wepler, der mir bei der Anfertigung der Reinzeichnungen wesentlich behilflich war und Herrn D. Wucher, der einen Teil der Photoarbeiten übernahm.

In besonderem Maße gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. D. Busche. Seiner immerwährenden Bereitschaft zu kritischen Diskussionen verdanke ich wesentliche Anregungen. Darüberhinaus stellte er zur Auswertung dankenswerterweise sein umfangreiches Photomaterial

uneingeschränkt zur Verfügung.

Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn sei für die Anregung zur Erstellung dieser Arbeit, für sein stetes Interesse an deren Fortgang und für seine großzügige Unterstützung während der letzten Jahre ganz besonders herzlich gedankt.

Meinen Dank möchte ich auch allen anderen Mitarbeitern des Geographischen Institutes der Universität Würzburg aussprechen, die durch ihre Bereitschaft zur wissenschaftlichen Diskussion und ihre Anteilnahme am Fortgang der Arbeit wesentlich zu deren Fertigstellung beigetragen haben.

Inhalt

Seite

1	Problemstellung und Zielsetzung.....	1
2	Einführung.....	3
2.1	Lage des Arbeitsgebietes.....	3
2.2	Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet.....	5
2.3	Vegetation und anthropogene Nutzung im Arbeitsgebiet.....	9
2.4	Die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet.....	10
2.4.1	Überblick über die tektonische Entwicklung des Raumes.....	11
2.4.2	Geologischer Bau der randlichen Schwellenregionen.....	14
2.4.3	Sedimentfolge in den zentralen Beckenbereichen.....	15
2.5	Die hydrologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet.....	18
2.6	Die geomorphologischen Einheiten des Arbeitsgebietes.....	21
2.6.1	Flächen.....	22
2.6.2	Stufen und Hänge.....	23
2.6.3	Stufenfußdepressionen.....	25
2.6.4	Fluviale Formen.....	25
2.6.5	Äolische Formen.....	26
2.6.6	Formen des "Silikatkarstes".....	27
2.7	Grundzüge der paläoklimatischen Entwicklung.....	27
3	Stand der Forschung zu Karst in silikatischen Gesteinen und Begriffsklärung.....	33
3.1	Überblick über die Geschichte der Karstforschung.....	33
3.2	Definitionen der Begriffe "Karst" und "Pseudokarst"....	35
3.3	"Piping".....	38
3.4	Stand der Silikatkarst-Forschung im Arbeitsgebiet.....	39

4	Methodik.....	42
4.1	Geländeaufnahmen.....	42
4.2	Laboranalytische Bearbeitung der festen Gesteinsproben.....	44
4.2.1	Untersuchungen an Dünnschliffen.....	44
4.2.1.1	Präparation des Materials.....	44
4.2.1.2	Analyse der Dünnschliffe.....	44
4.2.2	Mikromorphologische Untersuchungen an Quarzkörnern.....	46
4.2.2.1	Materialgewinnung.....	46
4.2.2.2	Präparation des Materials.....	47
4.2.2.3	Analyse der Einzelkornpräparate.....	47
4.2.3	Analyse von Pulverpräparaten.....	48
4.3	Laboranalytische Bearbeitung der nicht verfestigten Verfüllungsmaterialien.....	48
4.3.1	Farbbestimmung.....	49
4.3.2	Bestimmung der Korngrößenverteilung.....	49
4.3.3	Bestimmung des pH-Wertes.....	49
4.3.4	Bestimmung des CaCO ₃ -Gehaltes.....	50
4.3.5	Mikromorphologische Untersuchung der Kornoberflächen.....	50
4.3.6	Präparation des Materials zur Tonmineralanalyse.....	50
4.3.6.1	Karbonatzerstörung.....	51
4.3.6.2	Humuszerstörung.....	51
4.3.6.3	Eisenentfernung.....	51
4.3.6.4	Belegen der Tone mit Ca und K.....	51
4.3.7	Analyse der Tonminerale.....	52
5	Geomorphologische Darstellung der untersuchten Teilregionen unter besonderer Berücksichtigung des Karstformenschatzes.....	53
5.1	Das südwestliche Vorland des Djado-Plateaus.....	54
5.1.1	Karstvorkommen im südwestlichen Vorland des Djado-Plateaus.....	59
5.2	Das Gebiet von Col de Sara.....	69
5.2.1	Karstvorkommen im Gebiet von Col de Sara.....	71
5.3	Die Stufe von Bilma ("Falaise de Bilma") und das Kaouar.....	72

5.3.1	Karstvorkommen im nördlichen Abschnitt der Stufe von Bilma (Emi Bao).....	80
5.3.2	Karstvorkommen im südlichen Abschnitt der Stufe von Bilma.....	81
5.4	Das Massif de Termit.....	89
5.4.1	Karstvorkommen im nördlichen Massif de Termit.....	99
5.4.2	Karstvorkommen im zentralen Massif de Termit...	103
5.4.3	Karstvorkommen im südlichen Massif de Termit...	110
5.5	Das Massif de Koutous.....	113
5.5.1	Karstvorkommen im östlichen Massif de Koutous.....	118
5.5.2	Karstvorkommen im zentralen Massif de Koutous.....	119
5.5.3	Karstvorkommen im nördlichen Massif de Koutous.....	120
5.6	Die Stufe von Tiguidit ("Falaise de Tiguidit").....	122
5.6.1	Karstvorkommen an der Stufe von Tiguidit.....	127
5.7	Kristallgebiete.....	128
5.7.1	Adrar Bous/Karstvorkommen im Adrar Bous und im Air.....	128
5.7.2	Damagaram und Mounio/Karstvorkommen im Damagaram.....	130
5.8	Diskussion der geomorphologischen Befunde.....	133

6 Laboranalytische Untersuchungen.....139

6.1	Übersicht über das geochemische Verhalten von Kieselsäure sowie von Eisen- und Aluminiumverbindungen.....	139
6.1.1	Das geochemische Verhalten der Si-Oxide und -Hydroxide.....	141
6.1.1.1	SiO ₂ (Quarz).....	141
6.1.1.2	H ₄ SiO ₄ (amorphe Kieselsäure, Opal)....	142
6.1.2	Das geochemische Verhalten von Eisenverbindungen.....	144
6.1.3	Das geochemische Verhalten von Aluminiumverbindungen.....	145
6.1.4	Der Einfluß sonstiger Stoffe auf das Lösungsverhalten von Kieselsäure.....	147
6.1.5	Der Einfluß organischer Stoffe auf das Lösungsverhalten von Kieselsäure.....	149

6.2	Übersicht über die mikromorphologischen Untersuchungen an Quarzkörnern.....	152
6.3	Zusammenfassende Darstellung der Laborbefunde.....	156
6.4	Einzel Darstellungen der Laborbefunde.....	158
6.4.1	Proben aus dem südwestlichen Vorland des Djado-Plateaus.....	158
6.4.2	Proben aus dem Gebiet von Col de Sara.....	161
6.4.3	Proben von der Stufe von Bilma.....	163
6.4.4	Proben aus dem Massif de Termit.....	168
6.4.5	Proben aus dem Massif de Koutous.....	174
6.4.6	Proben von der Stufe von Tiguidit.....	188
6.4.7	Proben aus dem Kristallin des Air und des Damagaram.....	190
6.5	Diskussion der Laborergebnisse.....	193
6.5.1	Lösungs- und Ausfällungsformen auf den Quarzkornoberflächen.....	193
6.5.2	Möglichkeiten der Unterscheidung verschiedener Bearbeitungsphasen.....	195
6.5.2.1	Mehrphasige Entwicklung in kieselig gebundenem Material.....	197
6.5.2.2	Mehrphasige Entwicklung in nicht kieselig gebundenem Material....	201
6.5.3	Möglichkeiten der regionalen Differenzierung...	205
6.5.4	Krusten.....	208
6.5.5	Laboranalytische Befunde zur Beteiligung von Mikroorganismen an der Gesteinslösung.....	209
6.5.5.1	Phosphoranreicherungen.....	211
6.5.5.2	Verkieselte Mikroorganismen.....	212
6.5.6	Zusammenfassung der Laborergebnisse.....	213
7	Verfüllungen der Karstformen.....	215
7.1	Charakterisierung der Verfüllungen.....	215
7.1.1	Brekzienartige Verfüllung.....	216
7.1.2	Nicht verfestigte Verfüllungen.....	217
7.2	Diskussion der Verfüllungen.....	225
8	Auswertung der morphologischen und laboranalytischen Untersuchungsergebnisse.....	229

8.1	Beweisführung für die Entstehung der untersuchten "Karst"formen durch Lösung.....	229
8.2	Einordnung der Karsterscheinungen in den geomorpho- logisch-landschaftsgeschichtlichen Zusammenhang.....	232
8.2.1	Relative zeitliche Einordnung des Verkarstungsgeschehens.....	232
8.2.2	Die Stellung des Karstes in der Landschaftsentwicklung.....	238
8.2.2.1	Prägung der Dachflächen durch Karst...	239
8.2.2.2	Prägung der Stufen und Täler durch Karst.....	241
8.2.2.3	Prägung der Hänge durch Karst.....	241
8.2.2.4	Prägung der Stufenvorländer durch Karst.....	243
8.2.3	Möglichkeiten der paläoklimatischen Interpretation.....	244
9	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	247
	Literaturverzeichnis.....	250
	Anhang.....	273

Verzeichnis der Figuren im Text

- Fig. 1: Lage des Arbeitsgebietes und der untersuchten Teilregionen, S. 4
- Fig. 2: Klimadiagramme der Stationen Agadez, Bilma, N'Guigmi und Zinder (aus: VÖLKELE, 1988b: 29), S. 7
- Fig. 3: Geologische Übersichtsskizze des Arbeitsgebietes, S. 10
- Fig. 4: Die Strukturelemente der zentralen Sahara (aus: KLITZSCH, 1970: Abb. 9), S. 12
- Fig. 5: Tektonische Strukturen in Ostniger (verändert nach: POUCKET & DURAND, 1983: Fig. 3), S. 13
- Fig. 6: Stratigraphische Korrelation der geologisch-tektonischen, geomorphologischen und paläoklimatischen Entwicklung des Arbeitsgebietes (nach verschiedenen Autoren), S. 32
- Fig. 7: Gang der Untersuchungen, S. 43
- Fig. 8: Lage und Art der untersuchten Karstvorkommen, S. 53
- Fig. 9: Übersichtsskizze des südwestlichen Vorlandes des Djado-Plateaus, S. 55
- Fig. 10: Übersichtsskizze der Inselberggruppe von Orida, S. 60
- Fig. 11: Übersichtsskizze des Ehi Ouarek, S. 62
- Fig. 12: Plan der Höhle an der SW-Flanke des Ehi Ouarek mit Lage der Entnahmestelle von Verfüllungsprobe Nr. Oua 1 (verändert nach: RENAULT, 1953: Fig. 3), S. 64
- Fig. 13: Legende zu den Höhlenplänen (verändert nach: MÜLLER, 1981), S. 65
- Fig. 14a: Plan der Höhle im oberen Schakaltal (Grund- und Aufriß), S. 66
- Fig. 14b: Plan der Höhle im oberen Schakaltal (Querschnitte), S. 67
- Fig. 15: Plan der Höhle im unteren Schakaltal, S. 68
- Fig. 16: Übersichtsskizze des Emi Bao, S. 73
- Fig. 17: Übersichtsskizze der südlichen Stufe von Bilma und des Kaouar, S. 73
- Fig. 18: Kluftrichtungen und Richtungen von Lösungsröhren und -höhlen an der südlichen Stufe von Bilma, S. 79
- Fig. 19: Stark verkarsteter Restberg im nördlichen Kaouar (nördlich Aney), S. 82
- Fig. 20: Plan der oberen Höhle bei Achenouma (Stufe von Bilma), S. 85

- Fig. 21: Plan der unteren Höhle bei Achenouma (Stufe von Bilma), S. 86
- Fig. 22: Plan der Höhle bei Chemidour (Stufe von Bilma) (leicht verändert nach: BUSCHE & ERBE, 1987: Fig. 3), S. 88
- Fig. 23: Übersichtsskizze des Massif de Termit, S. 90
- Fig. 24: Kluftrichtungen und Richtungen von Lösungsröhren und -höhlen im Massif de Termit (zentraler Teil), S. 98
- Fig. 25: Pläne von kleineren Höhlen im nördlichen Massif de Termit (Fargassane), S. 101
- Fig. 26: Plan einer größeren Höhle im nördlichen Massif de Termit (Fargassane), S. 101
- Fig. 27: Die Verteilung kleinster Röhrenaustritte (Durchmesser maximal 10 cm) und Karren an einer kompakten Sandsteinbank (nördliches Massif de Termit, Fargassane), S. 102
- Fig. 28: Das Auftreten von Karstformen entlang des nördlichen Tales bei Termit-West, S. 104
- Fig. 29: Plan einer Höhle im zentralen Massif de Termit (Nordhang des in Fig. 28 dargestellten Tales: 1), S. 105
- Fig. 30: Plan einer Höhle im zentralen Massif de Termit (Nordhang des in Fig. 28 dargestellten Tales: 2), S. 106
- Fig. 31: Die Verbreitung oberflächlich abflußloser Depressionen auf der Dachfläche des Massif de Termit östlich Dougoulé (nach Luftbildern ca. 1:50.000), S. 109
- Fig. 32: Plan einer Höhle im südlichen Massif de Termit, S. 112
- Fig. 33: Übersichtsskizze des Massif de Koutous, S. 114
- Fig. 34: Übersichtsskizze der Stufe von Tiguidit (untersuchter Abschnitt), S. 122
- Fig. 35: Übersichtsskizze des Adrar Bous, S. 128
- Fig. 36: Löslichkeitsdiagramm für SiO_2 , H_4SiO_4 , $\text{Fe}(\text{OH})_2$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ und Al_2O_3 bei 25°C in Abhängigkeit vom pH-Wert (nach: KRAUSKOPF, 1956; WIRTHMANN, 1987), S. 141
- Fig. 37: Probe Nr. Ori: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 160
- Fig. 38: Probe Nr. Sara 4: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 162
- Fig. 39: Probe Nr. GZ 1: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 164
- Fig. 40: Probe Nr. Chem 3: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 167
- Fig. 41: Probe Nr. T 11: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 169

- Fig. 42: Probe Nr. T 27: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 170
- Fig. 43: Probe Nr. T 31: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 173
- Fig. 44: Probe Nr. Kou 1: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 175
- Fig. 45: Probe Nr. Kou 1a: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 176
- Fig. 46: Probe Nr. Kou 2: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 178
- Fig. 47: Probe Nr. Kou 3: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 179
- Fig. 48: Probe Nr. Kou 7: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 181
- Fig. 49: Probe Nr. Kou 8: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 182
- Fig. 50: Probe Nr. Kou 13: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 186
- Fig. 51: Probe Nr. Kou 14: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 188
- Fig. 52: Probe Nr. Ti 3: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 190
- Fig. 53: Probe Nr. Kou 15: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen, S. 217
- Fig. 54: Korngrößen-Summenkurve der Probe Nr. Oua 1, S. 220
- Fig. 55: Korngrößen-Summenkurven von Proben aus dem Massif de Termit, S. 221
- Fig. 56: Korngrößen-Summenkurven von Proben aus dem Massif de Koutous, S. 221
- Fig. 57: Korngrößen-Summenkurven von Proben von der Stufe von Tiguidit, S. 222
- Fig. 58: Korngrößen-Summenkurven von Proben aus dem Damagaram, S. 222
- Fig. 59: Schematische Skizze zur Situation verschiedener Lockermaterialfüllungen in Karstformen, S. 223
- Fig. 60: Strukturelemente und Transgressionen in der zentralen Sahara seit dem Paläozoikum (aus: BUSCHE, 1983: Fig. 3), S. 234
- Fig. 61: Die Verbreitung von Silikatkarst, Silcrete und Stufenvorlanddepressionen im Arbeitsgebiet, S. 243

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tab. 1: Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet, S. 6

Tab. 2: Analyseergebnisse der nicht verfestigten Verfüllungen,
S. 224

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

- Abb. 1: Der Ehi Ouarek im südwestlichen Vorland des Djado-Plateaus (Blick nach NE) (Aufnahme: Herbst 1986, BUSCHE)
- Abb. 2: Säule in der Kammer der Höhle im unteren Schakaltal (Blick in den Höhlenhintergrund) (Aufnahme: Herbst 1986, BUSCHE)
- Abb. 3: Das Gebiet von Col de Sara (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 4: Lösungsröhre im Gebiet von Col de Sara (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 5: Lösungsröhren am Greh Zougra (Stufe von Bilma) (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 6: Die Stufe von Bilma bei Achenouma (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 7: Karren am Austritt einer Lösungsröhre im nördlichen Massif de Termit (Aufnahme: Frühjahr 1986)
- Abb. 8: Flache Lösungswannen im zentralen Massif de Termit (Aufnahme: Frühjahr 1986)
- Abb. 9: Oberflächlich abflußlose Depressionen auf der Dachfläche des Massif de Termit östlich Dougoulé (Aufnahme: Frühjahr 1986)
- Abb. 10: Vertikale Lösungsröhren in Eisenkrusten auf der Dachfläche des Massif de Termit östlich Dougoulé (Aufnahme: Frühjahr 1986)
- Abb. 11: Von vertikalen Röhren in großer Dichte durchsetzte Dachfläche des südlichen Massif de Termit (südöstlich Kaoboul) (Aufnahme: Frühjahr 1986)
- Abb. 12: Eisen-Stalaktiten in vertikaler Lösungsröhre im südlichen Massif de Termit (südöstlich Kaoboul) (Aufnahme: Frühjahr 1986, BUSCHE)
- Abb. 13: Das Massif de Koutous (Aufnahme: Herbst 1986)

- Abb. 14: Gehäuftes Austreten von Lösungsröhren im zentralen Massif de Koutous (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 15: Angeschnittene Lösungsdoline im nördlichen Massif de Koutous (Restberg nördlich Derdi) (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 16: Als Härtling aus der umgebenden Sandsteinfläche herauspräparierte, brekzienartige Röhrenfüllung (Aufnahme: Herbst 1986)
- Abb. 17: Stark korrodierte Quarzkörner im krustennahen Bereich (Probe Nr. Ori)
- Abb. 18: REM-Aufnahme von Quarzlösung und -ausfällung an einem Quarzkorn (Kornkanal) (Probe Nr. Chem 3)
- Abb. 19: REM-Aufnahme von flächenhafter Quarzausfällung auf einem Quarzkorn (Probe Nr. Chem 3)
- Abb. 20: REM-Aufnahme saccharoider Quarzausfällung auf der Oberfläche eines Quarzkorns (Probe Nr. Chem 3)
- Abb. 21: Ausfällung amorpher Kieselsäure als "globules" auf einem Quarzkorn (Probe Nr. Kou 3)
- Abb. 22: Kieselige Pseudomorphose eines Keimes mit Ausfällung kleinster "globules" an der Oberfläche (Probe Nr. Kou 8)
- Abb. 23: Stark korrodierte Quarzkörner (Probe Nr. Kou 14)
- Abb. 24: Extreme Einkieselung des Granitzersatzes von Adrar Bous (Probe Nr. AB 1)
- Abb. 25: Aufarbeitungsprodukte alter Verwitterungskrusten, in schlierig-schichtiger Matrix verbacken (brekzienartige Verfüllung, Probe Nr. Kou 15)

1 Problemstellung und Zielsetzung

Bei Forschungsreisen der Würzburger Afrikagruppe in die Republik Niger wurden seit 1977 zunehmend Beobachtungen zu einem Formenschatz in silikatischen Gesteinen gemacht, der sehr stark an Formen des Karbonatkarstes erinnert (BUSCHE, 1982; BUSCHE & ERBE, 1987; BUSCHE & SPONHOLZ, 1988).

Unter Hinzuziehung der Literatur zu diesem Phänomen entwickelte sich daraus die zentrale Fragestellung der vorliegenden Arbeit:

Gibt es im Untersuchungsgebiet Verkarstung im echten Sinne von Lösungsformung (vgl. Kap. 3.2) auch in silikatischen Gesteinen?

Wenn ja, unter welchen Bedingungen ist eine derartige Formung möglich?

Wie in Kap. 6.1 ausgeführt wird, wird die Gesteinslösung maßgeblich vom Feuchtigkeitsangebot in der Umgebung bestimmt.

In der Klärung der Frage nach den Bedingungen für derartige Lösungsvorgänge lassen sich deshalb bis zu einem gewissen Grade Rückschlüsse zur paläoklimatischen Situation während der betreffenden Zeit ziehen.

In der Erweiterung der Fragestellung ist die Beurteilung der Rolle der Lösungsformung im Gesamtsystem der Landschaftsentwicklung im untersuchten Raum enthalten. Von besonderer Wichtigkeit ist dabei die wechselseitige Beeinflussung von Karstentwicklung/-formenschatz und den übrigen geomorphologischen Prozessen.

Vor dem Hintergrund dieser Fragen und aufbauend auf der verfügbaren Literatur und den Vorarbeiten innerhalb der Arbeitsgruppe entwickelte sich folgende Vorgehensweise:

Ein Schwerpunkt lag auf der möglichst umfassenden und detaillierten Bestandsaufnahme des Karstformenschatzes während der Geländeaufenthalte. Gleichzeitig wurden Proben zur späteren Bearbeitung im Labor genommen.

Die Notwendigkeit grundlegender Geländeaufnahmen ergab sich aus den bis dahin zwar vereinzelt beschriebenen, bislang aber kaum systematisch und unter der Frage echter Lösungsmöglichkeiten aufgenommenen "Karst"vorkommen. Da auch allgemeine Darstellungen

der geomorphologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet bisher auf einzelne Teilräume beschränkt sind, wird im ersten Teil der Arbeit die geologische und geomorphologische Situation im Untersuchungsraum zusammenfassend vorgestellt (Kap. 2.4 bis 2.7). Damit wird die spätere Einordnung der karstmorphologischen Befunde in den großräumigen Zusammenhang erleichtert (Kap. 8.2).

Zur laboranalytischen Bearbeitung gelangten ausgewählte Proben, deren Situation bei der Probenahme ein von späteren Überprägungsprozessen weitgehend freies Bild versprach. Anhand der Laboruntersuchungen sollten die zur Ausbildung des karsttypischen Formenschatzes führenden Prozesse herausgefunden werden.

In Zusammenschau aller Befunde sowohl makro- als auch mikromorphologischer Art bildet den zweiten Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit die Auswertung der eigenen Ergebnisse und ihre Diskussion vor dem Hintergrund der geomorphologischen Entwicklung des Raumes, soweit aus anderen Arbeiten bekannt.

Der Einheitlichkeit halber sind die Lokalnamen weitestgehend den amtlichen topographischen Karten 1:200.000 entnommen und lehnen sich damit an die französisierte Schreibweise an.

Da es sich bei der vorliegenden Arbeit in erster Linie um den Versuch einer qualitativen Analyse handelt, wurde bei allen Arbeitsschritten der Schwerpunkt auf eine umfassende Detailaufnahme unter Diskussion möglicher Fehlerquellen gelegt. Eine weiterführende statistische Auswertung muß zukünftigen Arbeiten vorbehalten bleiben.

2 Einführung

2.1 Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet mit den im einzelnen untersuchten Regionen umfaßt ungefähr die östliche Hälfte der Republik Niger. Es erstreckt sich zwischen 8° (Agadez) und 13° (Stufe von Bilma) östlicher Länge und zwischen $13^{\circ}40'$ und 21° nördlicher Breite. Dabei umfaßt es eine Fläche von insgesamt rund 440.000 km^2 .

Administrativ sind die untersuchten Teilregionen den Départements Agadez und Zinder zugeordnet.

Einen Überblick über den Untersuchungsraum und die Lage der verschiedenen Teil-Arbeitsgebiete gibt Fig. 1.

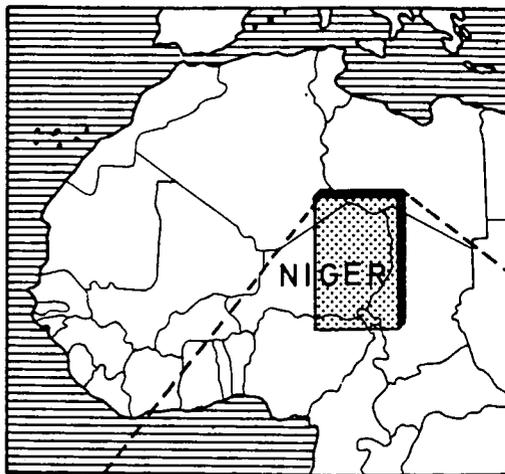
Der Untersuchungsraum wird von wenigen geologisch-tektonischen Groseinheiten aufgebaut, die ihren Niederschlag auch in der morphologischen Ausprägung finden:

Der Hauptteil des Arbeitsgebietes gehört dem geologisch-hydrologischen Tschadbecken an, zu dem auch das nördlich anschließende Becken von Bilma gerechnet werden kann. Das im Nordosten des Untersuchungsraumes gelegene Djado-Becken wird randlich erfaßt.

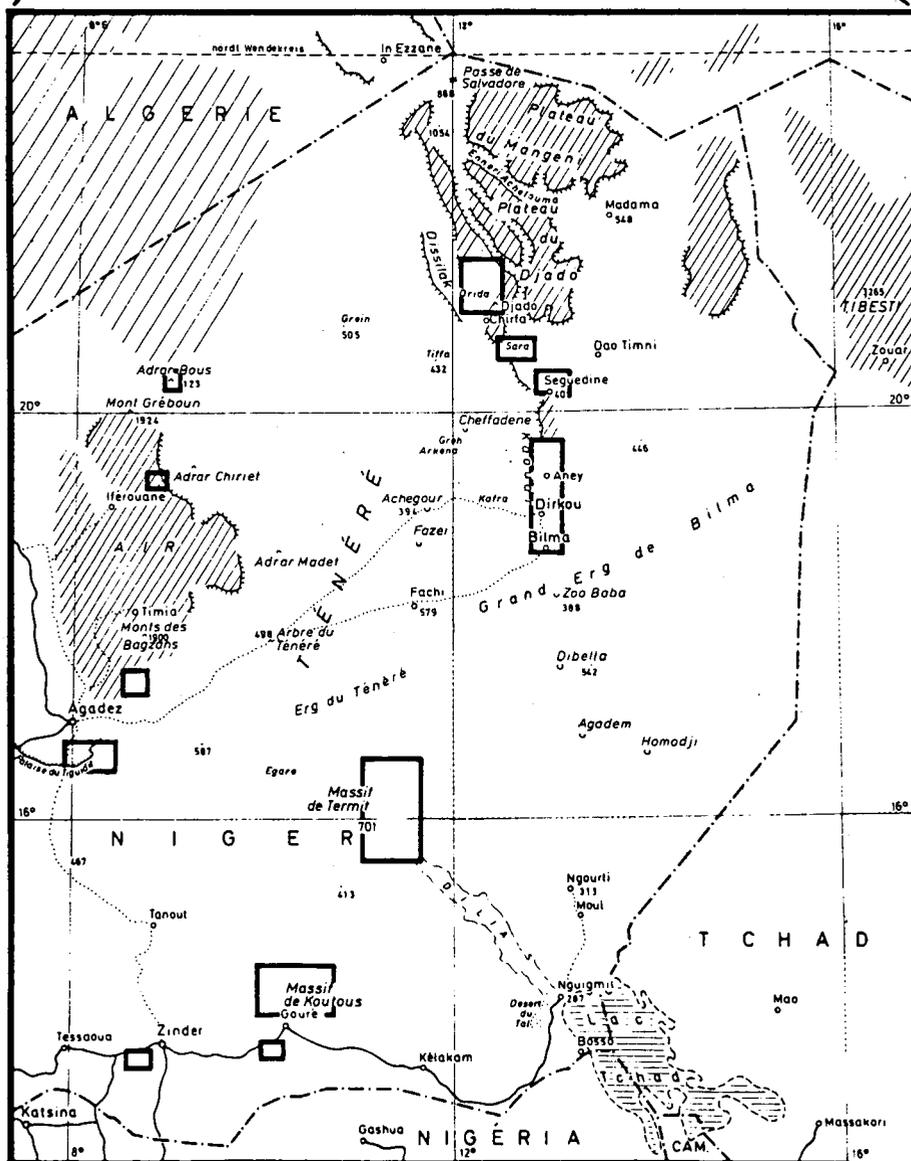
Bis auf wenige Ausnahmen ist dieser Raum von weitgespannten Ebenheiten geprägt, die teilweise als Serirflächen entwickelt sind, teilweise aber auch von den Sandmassen des Erg du Ténéré und des Grand Erg de Bilma überdeckt werden. Die darin inselhaft aufragenden Schichtstufenkomplexe lehnen sich an grob NW-SE-gerichtete Störungszonen an.

Die geologisch-morphologische Umrahmung des Arbeitsgebietes bilden die Hebungsgebiete des Air, des Tibesti (bereits außerhalb des Untersuchungsraumes im Tschad gelegen) und des Damagaram/Mounio.

Die Gebirgsmassive erreichen Höhen bis knapp 3.300 m ü.NN (Tibesti) bzw. um 2.000 m ü.NN (Air), während das dazwischenliegende Ténéré bei etwa 400 m ü.NN (im Süden) bis 500 m ü.NN (im Norden) entwickelt ist.



LAGE DES
ARBEITSGEBIETES
REPUBLIK NIGER



Source: Carte de la République du Niger 1: 2,5 Mill., IGN Paris
Carte Michelin 153, 1: 4 Mill.

Fig. 1: Lage des Arbeitsgebietes und der untersuchten Teilregionen.

Nach naturräumlichen Gesichtspunkten gegliedert hat der Untersuchungsraum sowohl Anteil an der südlichen zentralen und der südlichen Sahara als auch am nördlichen Sahel. Innerhalb dieses Gesamttraumes konzentrieren sich die hier vorgestellten Untersuchungen auf mehrere Teilgebiete.

Von Norden nach Süden sind dies das südwestliche Djado, die Stufe von Bilma mit dem Kaouar, die Massive von Termit und Koutous, sowie weiter westlich gelegen die Stufe von Tiguidit etwa 80 km südlich des Air. Einzelbeobachtungen aus dem Kristallin des Air und des Damagaram/Mounio ergänzen die Untersuchungen.

2.2 Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet

Mit einer N-S-Erstreckung von rund 700 km hat das Arbeitsgebiet sowohl Anteil am vollariden, saharischen Klimaregime ("Sahara tropical"), als auch an den wechselfeuchten Gebieten des nördlichen Sahel ("domaine sahelien") (LEROUX, 1983).

Die wenigen im Gesamttraum vorhandenen, langjährigen Klima-Meßstationen Agadez, Bilma, N'Guigmi und Zinder (Tab. 1) liefern Werte zwischen rund 10 mm/a Niederschlag für den Norden des Arbeitsgebietes (Djado) und knapp 500 mm/a Niederschlag für den Raum Zinder.

Innerhalb des Arbeitsgebietes läßt sich eine Zunahme der Kontinentalität von Westen nach Osten feststellen, die sich nach Südosten hin jeweils noch verstärkt (LEROUX, 1983).

Die Jahresmitteltemperaturen liegen im ganzen Untersuchungsgebiet bei 25 - 30°C. Aufgrund der hohen nächtlichen Ausstrahlung und der nach Norden zunehmenden Jahresschwankung können jedoch in Hochlagen des Air und im nördlichen Ténéré Fröste auftreten. Deutliche Kaltlufteinbrüche von Norden her wurden während der Geländeaufenthalte 1986/87 selbst erlebt.

Tab. 1: Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet.
 RZ (Mon.): Regenzeit in den Monaten ...; N: Niederschlag;
 T: Temperatur; F: relative Luftfeuchte
 (zusammengestellt nach: ANNUAIRE METEOROLOGIQUE DU NIGER,
 1981, 1983, 1984, 1985; BAUMHAUER, 1986; VÖLKEL, 1988b)

	m ü. NN	Lage E/N	RZ (Mon.)	N /a (mm)	N max (mm)	T /a (°C)	T max (°C)	T min (°C)	F /a (%)	F max (%)	F min (%)
Agadez	496	7°49' / 16°59'	7-9	146,6	30	28,1	42,9	10,1	23,1	63,8	6,8
Bilma	354	12°55' / 18°41'	(8)	19,8	63,5	27,1	44,2	6,1	26	56	5,7
N'Guigmi	287	13°07' / 14°15'	7-9	225,6	50	28,6	43,4	12,1	32,8	84,8	8,8
Zinder	451	8°59' / 13°47'	7-9	487,5	70	28	40,9	13,4	33,7	86,1	6

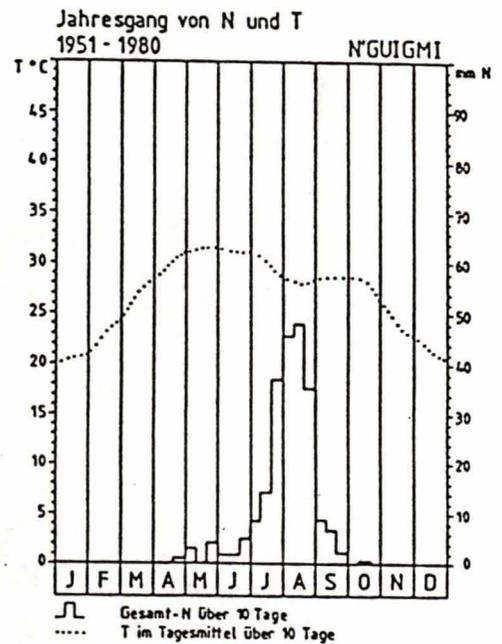
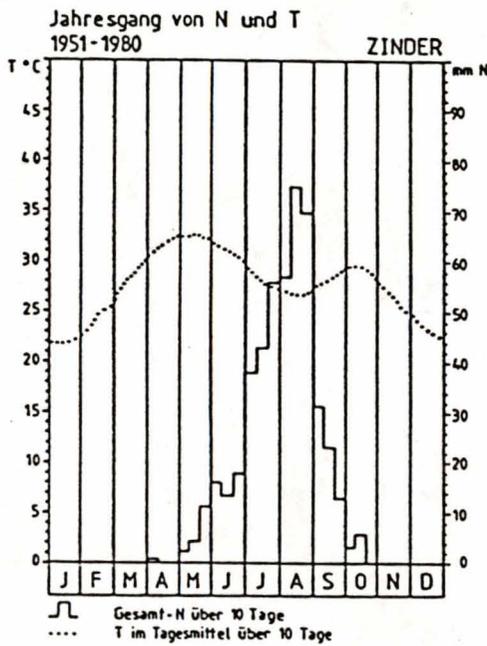
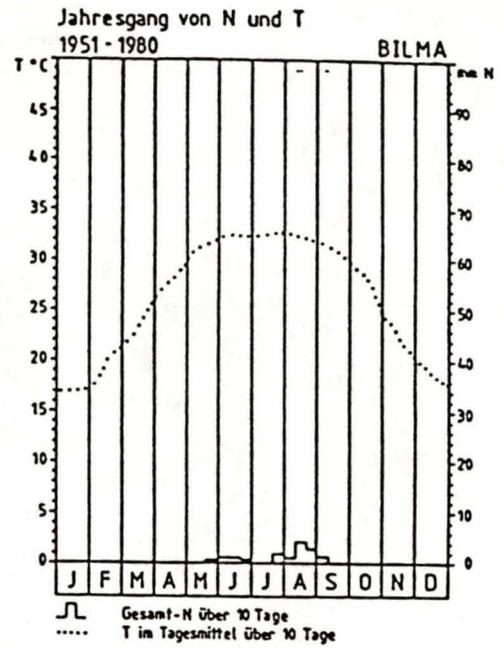
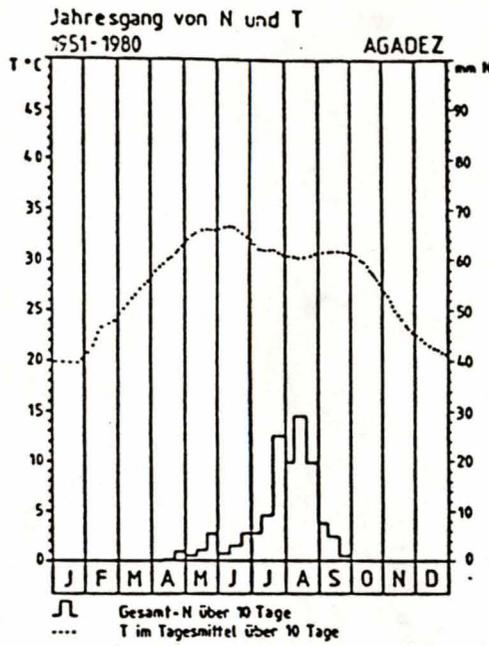


Fig. 2: Klimadiagramme der Stationen Agadez, Bilma, N'Guigmi und Zinder (aus: VÖLKEL, 1988b: 29).

Mehr als sieben Monate des Jahres kommen die vorherrschenden Winde aus nordöstlicher Richtung (Harmattan), um während der sommerlichen Regenzeit in monsunale SW-Strömungen umzubiegen (LE-ROUX, 1983).

Unabhängig von dieser Zugehörigkeit zu großräumigen Windsystemen bilden sich an vielen Stellen tagesperiodische Winde mit großer Regelmäßigkeit aus. Dies ist insbesondere bei isolierten Erhebungen der Fall, zum Beispiel an der Stufe von Bilma, dem Massif de Termit und Adrar Madet. Zu erklären ist dies mit der lokalen starken Aufheizung der häufig mit dunklem Schutt überzogenen Hänge und der Stufenvorlanddepressionen.

Vor allem im Frühjahr, vor Einsetzen der Regenzeit, kommt es bei kräftigem Wind in der südlichen Sahara und im Sahel durch die starke Aufnahme von Feinstmaterial zur Entwicklung von "Trockennebel", dem "brume sèche" (VÖLKEL, 1988b: 33). Der aufgewirbelte Staub schlägt sich in feinsten Überzügen nieder und kann nachfolgend verschwemmt werden (vgl. Kap. 7.1.2).

Die Niederschläge fallen im Süden des Arbeitsgebietes als monsunale Sommerregen konzentriert auf die Zeit zwischen Juni/Juli und September (mit Maximum im August) (Fig. 2). Neben heftigen Gewittern kommen dabei auch länger anhaltende Landregen relativ häufig vor. Im Norden treten Regenfälle nur episodisch und entsprechend mit hoher Variabilität auf (BAUMHAUER, 1986: 23).

Die relative Luftfeuchte ist mit 10 bis 20 % im Norden und bis zu 35 % im Süden (Jahresmittel) überall sehr niedrig (LEROUX, 1983) (Tab. 1).

Für die der erdgeschichtlich jüngere Vergangenheit sind im Untersuchungsraum sowohl feuchtere wie auch trockenere Perioden belegt. Ihr Nachweis beruht neben geologisch-geomorphologischen Befunden (FAURE, 1966; GROVE & WARREN, 1968; BEAUDET et al., 1977) hauptsächlich auf der Untersuchung limnischer Sedimente (BAUMHAUER, 1986, 1987, 1988; BAUMHAUER & SCHULZ, 1984; SERVANT, 1983) und der geomorphologisch-pedologischen Analyse alter Verwitterungs- und Bodenbildungen (PIAS, 1970; SKOWRONEK, 1985b, 1988). In diesem Zusammenhang ist die Untersuchung von verwitterten Altdünenkomplexen interessant, deren Verbreitung bis in die südliche Sahara nachgewiesen ist (MAINGUET, 1972; DURAND, 1980; GRUNERT, 1988b; VÖLKEL, 1987, 1988a, 1988b). Wichtige Hinweise auf holozäne Klimaschwankungen liefern darüber hinaus vegetationsgeographische Untersuchungen (MALEY, 1980; SCHULZ, 1984, 1987; NEUMANN, 1988). Zusammenfassende Darstellungen der jungpleistozänen und holozänen Klimaentwicklung finden sich unter

anderem bei GEYH & JÄKEL (1974), ROGNON (1976), LAUER & FRANKENBERG (1979, 1980), GABRIEL (1982), DURAND & MATHIEU (1980), DURAND & LANG (1986), BRADLEY (1985) sowie LITTMANN (1987a, 1987b).

2.3 Vegetation und anthropogene Nutzung im Arbeitsgebiet

Heute liegt der Übergang von kontrahierter zu diffuser Vegetation innerhalb des Arbeitsgebietes in Abhängigkeit von den lokalen Bedingungen auf unterschiedlicher Breite (SCHULZ, 1988).

Der südliche Teil des Untersuchungsraumes wird von Trockensavanne eingenommen, ist jedoch südlich etwa 15°30' nördl. Breite in weiten Teilen vom Hirseanbau überprägt (vgl. RETAILLE, 1984: Fig. 1). Aufgrund der orographisch bedingten höheren Niederschläge und vereinzelter edaphischer Gunstlagen greift die Vegetation in die Gebirge als vorgeschobene Posten nach Norden ein.

Vorherrschende Pflanzenarten sind im Norden des Arbeitsgebietes *Acacia ehrenbergiana*, vereinzelt *Tamarix* sowie *Phoenix dactylifera* (in Kultur). Weiter nach Süden kommen *Acacia raddiana*, *Maerua crassifolia*, *Balanites aegyptiaca*, *Salvadora persica*, *Panicum turgidum* und *Hyphaene thebaica* hinzu (SCHULZ, 1988; WALTHER, 1964). Am Südsaum des Arbeitsgebietes treten bereits sudanische Florenelemente auf (z.B. *Tamarindus*). Hier ist jedoch der erhebliche anthropogene Einfluß auf das Vegetationsmuster zu berücksichtigen.

Die anthropogene Nutzung des Untersuchungsraumes konzentriert sich auf Kamel- und Ziegenomadismus im Norden und Hirseanbau und Rinderhaltung im Süden (vgl. RETAILLE, 1984). Die traditionelle wirtschaftliche Grundlage der Ténéré-Oasen sind Dattelnkulturen und Salzgewinnung.

Aus den heute vollariden Gebieten des Untersuchungsraumes sind eine Vielzahl steinzeitlicher Siedlungsspuren bekannt (MAUNY, 1949; ALIMEN, 1953; HERVIEU, 1977; GABRIEL, 1979; TILLET, 1980).

2.4 Die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet

Einen Überblick über die geologische Situation im Gesamttraum gibt Fig. 3. Fig. 6 (S. 32) beinhaltet eine stratigraphische Übersicht der geologischen und tektonischen Entwicklung.

Auf die geologisch-tektonischen Verhältnisse in den einzelnen Teilregionen wird in den jeweiligen Kapiteln ausführlicher eingegangen.

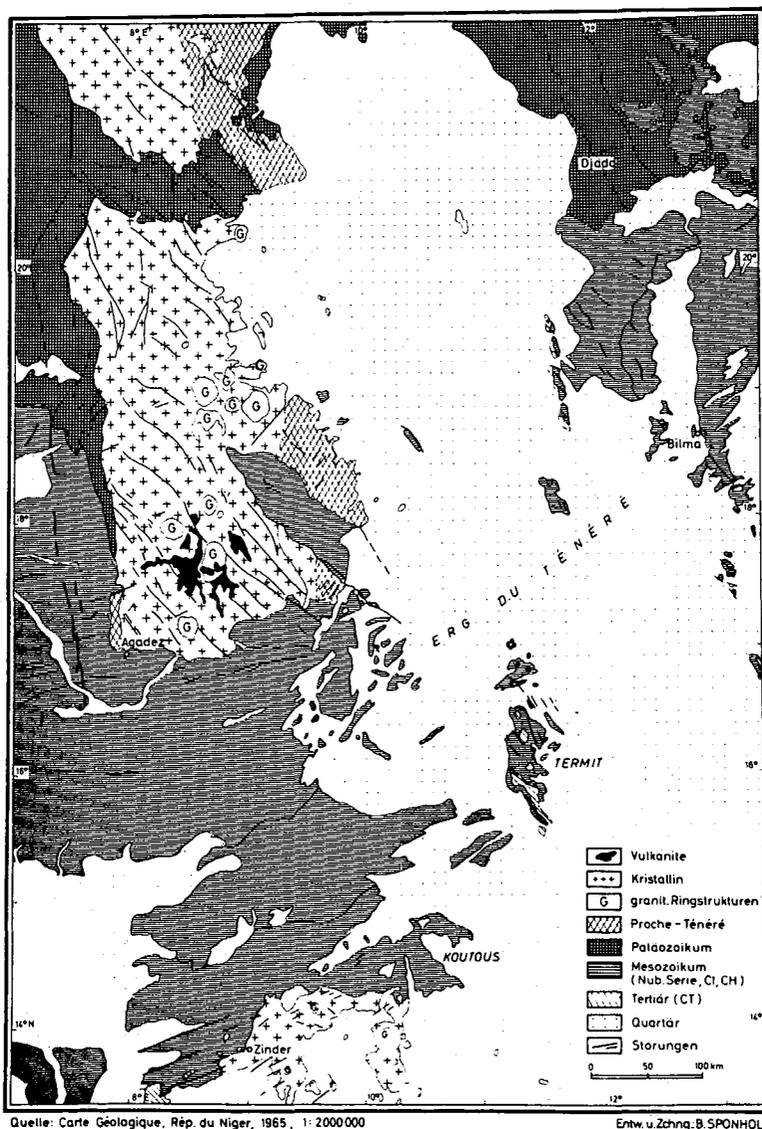


Fig. 3: Geologische Übersichtsskizze des Arbeitsgebietes

Das Untersuchungsgebiet läßt sich grob in zwei Teile gliedern, nämlich in randliche Schwellenregionen, die auch morphologisch als Gebirge in Erscheinung treten, und in einen zentralen Beckenbereich mit verschieden alter Sedimentfüllung. Die Sedimentfolge läßt sich häufig als korrelierte Ablagerung benachbarter Herkunftsgebiete deuten, die im Zuge phasenhafter Hebungs- und Senkungsbewegungen zeitweise verstärkter Abtragung ausgesetzt waren.

Eine erste und bis heute die umfassendste Darstellung der geologischen Verhältnisse im östlichen Niger wurde von FAURE in seiner Arbeit von 1966 gegeben. Seine Ergebnisse werden zusammengefaßt und ergänzt von GREIGERT & POUUNET (1967), sowie in der neueren Arbeit von REYMENT (1983).

Geologische Arbeiten zu größeren Teilräumen existieren in Form von Erläuterungen zu den geologischen Karten des Djado (POUCLET & FAURE, 1960), des Air (BLACK et al., 1967) und des Manga (PIRARD, 1967).

In seiner Arbeit über die Strukturgeschichte der Zentralen Sahara berührt KLITZSCH (1970) den NE-Teil des Untersuchungsgebietes. Auch BLACK & FABRE (1973) beziehen das Arbeitsgebiet randlich in ihre Untersuchungen mit ein.

Eine geophysikalische Aufnahme des Raumes wurde von LOUIS (1970) entlang mehrerer Transekte durchgeführt, die teilweise detaillierte Rückschlüsse auf den Aufbau einzelner Strukturen im Arbeitsgebiet erlauben.

2.4.1 Überblick über die tektonische Entwicklung des Raumes

Das Arbeitsgebiet ist Teil des Westafrikanischen Kratons, genauer des "Pan African Touareg Shield". Die Konsolidierung dieses Bereiches wird überwiegend in das ausgehende Präkambrium gestellt (BLACK & FABRE, 1973: 18). Nachfolgend kam es im Rahmen weitgespannter tektonischer Bewegungen zur Gliederung des Raumes in Becken und Schwellen bei regional und zeitlich variierenden Hebungs- und Senkungsimpulsen:

Nach Konsolidierung und Einrumpfung der Sahara-Tafel noch im Präkambrium erfolgte im Paläozoikum durch Dehnung der Landmasse eine Gliederung in mehrere NW-SE-streichende Tröge und Schwellen

(GREIGERT & POUQUET, 1967; KLITZSCH, 1970). Die während des Mesozoikums von Ost nach West fortschreitende "onde épéirogène" (FAURE, 1966: 90) führte zu einer sukzessiven Verlagerung der Becken- und Schwellen. Von den Bewegungen wurde das Gebiet zwischen der Tibesti-Syrte-Schwelle im Osten und dem Air im Westen erfaßt.

Bereits mit dem ausgehenden Paläozoikum setzt KLITZSCH (1970: 480) die Umkehr der Streichrichtung der Schwellen in SW-NE-Richtung an. Verbunden mit der Hebung dieser Schwellenregionen war die SE-NW-gerichtete, mesozoische Einengung der Beckenbereiche, die sich bis in das Tertiär/Quartär fortsetzte. Einen Überblick über die sich überlagernden, paläozoischen und mesozoischen Großstrukturen gibt Fig. 4.

Die mit dem mittleren Mesozoikum einsetzende Bruchtektonik ist in Zusammenhang mit der E-W-gerichteten Dehnung der Landmasse zu sehen. Sie führte innerhalb der Sedimentationsbecken zu teilweise erheblichen Hebungs- und Senkungsbeträgen. Besondere Bedeutung

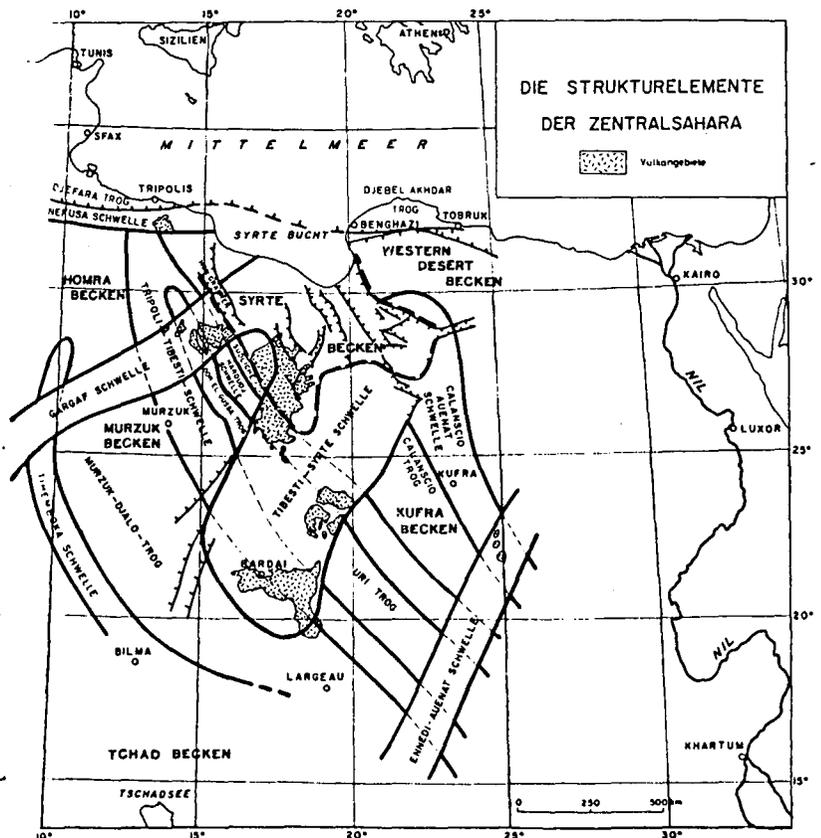
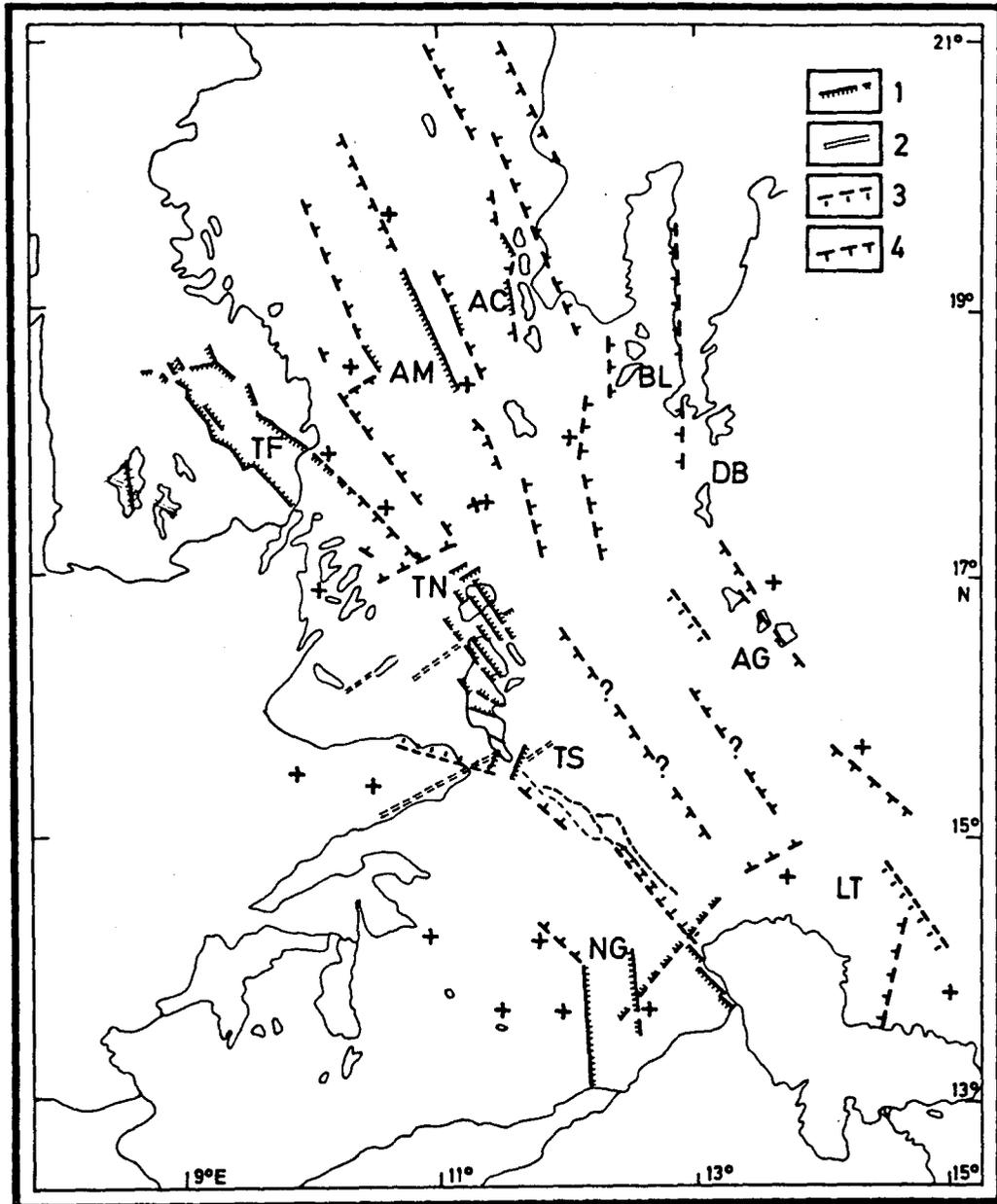


Fig. 4:
Die Strukturelemente
der zentralen Sahara
(aus: KLITZSCH, 1970:
Abb. 9).

erlangten der Graben von Tefidet im südöstlichen Air und die postgenetisch gehobene Grabenstruktur von Termit sowie die Halbgräben von Achegour, Fachi und Adrar Madet. In allen Fällen sind die Hauptverwerfungen NW-SE-streichend (Fig. 5; vgl. GREIGERT & POUGNET, 1967: 25; POUCKET & DURAND, 1983).



1: Störung, - 2: Spalte, - 3: Beckenrand - 4: vermutete Störung.
 AC: Halbgr. v. Achegour, - AG: Graben v. Agadem, - AM: Graben v. Adrar Madet, - BL: Graben v. Bilma, - DB: Sattel v. Dibella, - LT: Tschadsee-Graben, - NG: Graben v. N'Gel Edji, - TF: Tefidet-Graben, - TN: Sattel v. Termit-Nord, - TS: Graben v. Termit-Süd.

Fig. 5: Tektonische Strukturen in Ostniger
 (verändert nach: POUCKET & DURAND, 1983: Fig. 3)

Verbunden mit dem mehrfachen Wiederaufleben der Tektonik waren Phasen vermehrter vulkanischer Aktivität und die sukzessive Hebung der randlichen Schwellengebiete. KLITZSCH (1970: 492) stellt die stärksten Hebungstendenzen der Tibesti-Syrte-Schwelle in den Jura und an die Wende Jura/Kreide. Nachgewiesen und zeitlich eingeordnet wurden tektonische Aktivitätsphasen auch für das späte Eozän und die Wende Tertiär/Quartär als wahrscheinlich jüngstem stärkeren Impuls (BOUDOURESQUE et al., 1982).

Die Hebung des Air begann nach FAURE (1966: 11, 134) während der Kreide. Mit geringer zeitlicher Verzögerung setzte im frühen Tertiär die Absenkung des Tschadbeckens nach Südosten ein. Die Hebungs- und Senkungsbewegungen dauern bis in die Gegenwart an (LOUIS, 1970: 222).

Der tertiäre und quartäre Vulkanismus im Air und nördlich des Massif de Termit (Gossololom Bo) lehnt sich an ältere Störungen an, deren Reaktivierung in Zusammenhang mit den oben erwähnten, mesozoisch-tertiären Dehnungsbewegungen steht (GREIGERT & POUCKET, 1967: 144; KLITZSCH, 1970: 460; POUCKET & DURAND, 1983).

2.4.2 Geologischer Bau der randlichen Schwellenregionen

Im Untersuchungsraum kommt es nur an zwei Stellen zum Aufdringen des kristallinen Sockels in größerem Umfang:

Im Westen ist dies das Air als größerer Gebirgskomplex. Im Süden greifen als Ausläufer des nigerianischen Kristallins das Mounio in der Region von Gouré und wenig weiter westlich das Damagaram bei Zinder in das Arbeitsgebiet ein (LOUIS, 1970: 219).

Das Air-Gebirge im Westen des Untersuchungsraumes stellt die südliche Verlängerung der Hoggar-Aufwölbung dar. Wie auch das Gebiet des Damagaram und des Mounio ist es überwiegend aus magmatischen Intrusivkörpern und randlich umgebenden metamorphen Serien aufgebaut. Dazwischen finden sich regional verbreitet die Förderprodukte eines bis in das jüngere Quartär hinein aktiven Vulkanismus.

Typisch ist das Auftreten granitischer Ringstrukturen, deren größte im Air das Massif de Bagzane, das Massif de Tamgak und das Massif de Taghmert sind. Die Granite zeigen eine unterschiedliche

chemische Zusammensetzung, wobei besonders Alkali- und hyperalkaline Granite hervortreten. Bei den Vulkaniten sind sowohl basische als auch saure Förderprodukte vertreten (BLACK et al., 1967).

Rhyolite und Syenite des Suggarien stellen den Hauptanteil des Mounio-Berglandes. Zu diesem Komplex gehören auch die Glimmerschiefer der "Formation de Gouré" und die Zweiglimmer-Granite der älteren Generation. Das Damagaram ist in die Spätphase dieser Serie einzuordnen.

Die Granite des Damagaram werden überwiegend als zeitgleich mit der Generation der "Younger Granites" in Nigeria eingestuft. Ihr Aufdringen wird für den Jura angenommen. Ältere Formationen werden von diesen Intrusivkörpern geschnitten (PIRARD, 1967: 11; GREIGERT & POUUNET, 1967: 21, 31).

Bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes gelegen, stellt das Tibesti-Gebirge den östlichen Rahmen der zentralen Beckenstrukturen dar. Es setzt sich aus Plutoniten, Metamorphiten und einem hohen Anteil an Vulkaniten zusammen. Für die geologische Situation des Arbeitsgebietes ist es insofern von Bedeutung, als es in engem Zusammenhang mit den Hebungsbewegungen des Djado steht. Auch werden hydrologische Verbindungen zwischen dem Tibesti und den weit westlich davon liegenden Gebieten angenommen (KLITZSCH, 1970; SKOWRONEK, 1984b). Eine umfassende Darstellung des geologischen und morphologischen Baus des Tibesti gibt HAGEDORN (1971).

2.4.3 Sedimentfolge in den zentralen Beckenbereichen

Zwischen den genannten Hebungszonen erstreckt sich das ausgedehnte Tschadbecken, das sich außerhalb des Arbeitsgebietes nach Südosten weiter fortsetzt. Durch eine E-W-streichende Dorsale wird es auf der Breite von Fachi/Dibella in das nördliche Becken von Bilma und das eigentliche Tschadbecken untergliedert. Nach Nordosten schließt das Becken von Djado an.

Bereits seit dem Paläozoikum waren die Becken immer wieder Sedimentationsräume überwiegend kontinentaler Serien. Die ältesten, am Ostrand des Air erhaltenen Sedimente sind die Molasseablagerungen des "Proche Ténéré", die in das Pharusien gestellt werden

(BLACK et al., 1967: 16). Es treten sodann die mächtigen Sandsteine des Kambro-Ordoviziums und des Devon/Karbon auf, die das Djado-Plateau in seinem westlichen Teil und einige Nachbargebiete prägen.

Nachfolgend von großer Bedeutung sind die klastischen Serien des "Continental Intercalaire" (CI), die im wesentlichen dem Nubischen Sandstein der östlichen Sahara gleichgestellt werden. Die Benennung wurde von KILIAN (1931, in REYMENT, 1983: 136) vorgeschlagen und bezeichnet kontinentale Sedimente zwischen dem letztdatierten Paläozoikum und der marinen Kreidetransgression. Gleich dem Nubischen Sandstein, dessen stratigraphische Zuordnung unter faziellen Gesichtspunkten von PICARD (1943, in McKEE, 1962: 555) auf postkretazische Vorkommen ausgedehnt wurde, handelt es sich bei den Sedimenten des Continental Intercalaire allgemein um klastisches, meist kreuzgeschichtetes Material (Sandsteine verschiedener Körnung, Siltsteine; quarzitisches oder stark eisen-schüssig, teilweise kaolinitisch gebunden).

Gefolgt wird das Continental Intercalaire von den Sedimenten des "Continental Hamadien" (CH) in ähnlicher Fazies. Im Süden des Arbeitsgebietes bauen die spätkretazisch-frühtertiären Sandsteine dieser Serie das Massif de Koutous und einige kleinere Komplexe auf.

Abgeschlossen wird die Schichtenfolge durch die Serien des "Continental Terminal" (CT). Typisch für diese jüngste Sedimentfolge sind sehr stark eisenhaltige Sedimente ("facies sidérolithique" nach FAURE, 1966: 34). Der überaus hohe Eisengehalt wird durch die Anreicherung und Verlagerung alter Verwitterungsbildungen über dem Continental Intercalaire erklärt. Nach internationaler Vereinbarung (1978) wird das Continental Terminal als post-eozän und prä-quartär eingeordnet (BOUDOURESQUE et al., 1982: 692). Seine Obergrenze ist stratigraphisch durch sedimentäre Eisenkrusten festgelegt, während die Untergrenze bis heute noch nicht klar definiert ist. Nach FAURE (1966) wird der Beginn des Continental Terminal durch die "Formation de Dolle" mit ihren charakteristischen Eisenkonglomeraten angegeben.

Nach BOUDOURESQUE et al. (1982) und BUSCHE (1982) kennzeichnen die Eisenkrusten des Continental Terminal weite, ausgeglichene Flächen im küstennahen Bereich, die auf jeden Fall noch vor der

kräftigen Taleintiefung an der Wende Tertiär/Quartär ("grand creusement postérieur au Continental Terminal" nach FAURE, 1966: 34) bestanden haben müssen.

Die küstennahe Lage des Untersuchungsraumes während der Kreide und während des Tertiärs dokumentiert sich in der Abfolge der marinen Transgressionen in seinen Randbereichen bzw. der weiteren Umgebung. Das Becken von Iullemeden, das sich westlich des Arbeitsgebietes ausdehnt, wurde seit dem Paläozoikum insgesamt fünf Mal von Transgressionen überflutet. Alle fünf Transgressionen werden in die Kreide (Ober-Cenoman, Unter-Turon, Campano-Maastrichtien und Maastrichtien-Danien) und das Tertiär (Oberes Paläozän bis Unter-Eozän) gestellt (BOUDOURESQUE et al., 1982).

Während es im Nordosten des Untersuchungsraumes bereits seit dem Oberen Cenoman zu Hebungsbewegungen kam, erfolgten die drei erstgenannten Transgressionen noch östlich des Air entlang von Rinnen geringer Tiefe. Dabei verlagerte sich die Küstenlinie zunehmend in südwestlicher Richtung. Diese Verbindung wurde im späten Maastrichtien mit der beginnenden Hebung des Air unterbrochen. Gleichzeitig traten Senkungsbewegungen in der Enge von Gao auf, die den beiden letzten Transgressionen einen neuen Weg öffneten (BOUDOURESQUE et al., 1982). Die räumliche Verlagerung in der Abfolge dieser Transgressionen erklärt den Sedimentationsunterschied zwischen marinen Serien mit Kalken und Phosphatlagerstätten im Südwesten und der gleichzeitig im Osten ablaufenden Verwitterung der kreidezeitlichen Sedimente und der Umlagerung der Verwitterungsprodukte zum tertiären Continental Terminal.

Die Koppelung der relativ wenigen Großstrukturen in ihrer tektonischen Entwicklung und die daraus resultierende Beeinflussung des Abtragungs- und Sedimentationsgeschehens ist ein prägender Faktor für die Landschaftsentwicklung des Untersuchungsraumes.

In Fig. 6 (S. 32) sind die wesentlichen Abschnitte der geologisch-tektonischen, der geomorphologischen und der paläoklimatischen Entwicklung in ihrer zeitlichen Abfolge zusammengestellt.

2.5 Die hydrologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet

Entsprechend seinem geologisch-tektonischen Bau gehört das Arbeitsgebiet zum hydrologischen Tschadbecken.

In Anbetracht der geringen Niederschläge (vgl. Kap. 2.2) kommt es im Untersuchungsraum nur selten zu oberflächlichem Abfluß. Neben zahlreichen lokalen Endbecken bilden theoretisch der Tschadsee im östlichen und der Niger im westlichen Teil des Arbeitsgebietes die Hauptvorfluter und die Basis der fluvialen Erosion. Es treten aber im gesamten Arbeitsgebiet keine ganzjährig wasserführenden Flüsse auf. Verbreitet gibt es jedoch aus feuchteren Perioden vererbte, breite Täler mit ebener Akkumulationssohle, die teilweise in jüngerer Zeit kräftig äolisch überformt werden (BUSCHE & HAGEDORN, 1980; BUSCHE, 1982; SPONHOLZ, 1988).

Im Süden des Arbeitsgebietes, vor allem in den Altdünenbereichen um das Massif de Koutous und im Mounio, existieren kleinere Gerinne, die während der sommerlichen Regenzeit in isolierte Tümpel (frz.: "mares") entwässern, den Rest des Jahres aber gleichfalls trockenliegen (PIRARD, 1964: 16; 1967).

Im Air existieren mehrere "Gueltas", stark übertiefte Becken oder Schluchtabschnitte, in denen sich während der Regenzeit das Niederschlagswasser sammelt und in Resten die Trockenzeit überdauert.

Viele der älteren Untersuchungen gehen davon aus, daß im Nubischen Sandstein bzw. im Continental Intercalaire ein zusammenhängender Aquifer angenommen werden kann. So spricht beispielsweise ARCHAMBAULT (1960) davon, daß sich zwischen Taoudeni (NE-Mali) und dem Tschad ein zusammenhängender Grundwasserkörper befinde, der trotz seiner Lage im überwiegend semiarid-ariden Bereich zusammen mit den Grundwasservorräten des Maastrichtien den größten Grundwasserkörper Westafrikas bzw. einen der größten der Welt bilde. Auch für die tieferen Bereiche des Nigerbeckens geht er von einem zusammenhängenden Grundwasserspeicher aus.

ARCHAMBAULT nimmt bis zu einem gewissen Grad eine rezente Auffüllung der genannten Aquifere trotz der heute geringen Niederschläge durch Speisung aus den Hochgebieten des Hoggar und des Tibesti

an, was in Übereinstimmung mit anderen Autoren steht. In seiner Arbeit über den zentralsaharischen Raum hält auch SKOWRONEK (1984b) einen Zustrom vom regenreicheren Tibesti in den östlichen Niger für wahrscheinlich. Innerhalb des Arbeitsgebietes ist der Grundwasserstrom nach Südosten zum Tschadsee hin gerichtet (AMBROGGI, 1966: Fig. 1).

Für das gesamte Tschadbecken (rund 1.100.000 km² Fläche) nimmt AMBROGGI (1966: 28) eine Wasserspeicherkapazität von 3.500.000 m³ und einen jährlichen Recharge von 1.200.000 m³ an. SONNTAG et al. (1978: 414f) nennen aufgrund neuerer Untersuchungen weitaus höhere Werte bei stärkerer räumlicher Differenzierung. Gleichzeitig betonen sie die Schwierigkeiten bei der Erstellung von Grundwassermodellen für den saharischen Raum, die bislang viele Fragen offen lassen. Das Fließverhalten der Grundwasserströme und ihre Einzugsgebiete sind bisher kaum bekannt.

Allerdings wird nach neueren Erkenntnissen von einer stärkeren Gliederung der Grundwasserkörper entsprechend den geologischen Beckenstrukturen und von einer maßgeblichen Beeinflussung durch die lokalen, geologisch-tektonischen Bedingungen ausgegangen (ROGNON, 1980; FONTES et al., 1985; HAGEDORN, 1985: 218; BAUMHAUER, 1986; LITTMANN, 1987b; GASSE, 1988).

Für den Süden des Arbeitsgebietes nennt ARCHAMBAULT (1960) das Vorhandensein eines im "Grès de Koutous" (Continental Hamadien) ausgebildeten, durchgehenden Aquifers. Der Grundwasserspiegel liegt seinen Angaben zufolge im Raum Gouré/Zinder bei 440 m ü.NN und es wird Wasser aus einer Tiefe von 16 bis 105 m gefördert. Aufgrund des steigenden Wasserverbrauchs vor allem in der Départementshauptstadt Zinder und der wenig ergiebigen Niederschläge der vergangenen Jahre treten heute jedoch zunehmend Schwierigkeiten bei der Wasserversorgung im Raum Zinder auf (frdl. mdl. Mitt. ADAMOU). Ein Absenken des Grundwasserspiegels gegenüber den von ARCHAMBAULT angegebenen Werten ist deshalb wahrscheinlich.

Für das Kaouar liegen Untersuchungen vor, die das Vorhandensein zweier getrennter Grundwasserkörper anzeigen: Ein oberflächennaher, stark salzhaltiger Komplex bildet die Grundlage der Salzgewinnung in den Salinen von Kalala (Bilma) und Dirkou. Darunter befindet sich ein artesisch gespannter Süßwasserkörper, der durch natürliche Grundwasseraustritte vier rezente Seen

speist (von N nach S: Ayama, Elki Guernana, Barara, Dirkou). Erst durch Verdunstungsanreicherung bildet sich auf der Oberfläche der Seen eine Natronkruste (Na_2CO_3), die zur Salzgewinnung abgebaut wird. Bei der Größe der Seen (gesamt ca. 2 Millionen m^2 , davon etwa 25 % ständig wasserbedeckt) und der 4.000 mm/a erreichenden Verdunstung muß ein Grundwasserzustrom von 500.000 bis 1 Million m^3/a angenommen werden (BAUMHAUER, 1986: 26ff).

Um die Oase Bilma existieren eine Reihe bis zu 15 m hoher Quellhügel, die mit dem Süßwasseraquifer in Verbindung stehen (BAUMHAUER, 1986: 26). Eine in Bilma niedergebrachte Bohrung auf den Süßwasserkörper konnte bislang noch nicht vollständig gefaßt werden. Das in übergroßen Mengen austretende Wasser hat in weiten Teilen der Oase bereits zu schweren Versalzungsschäden geführt.

Interessante Angaben zum Chemismus der Wässer im Kaouar und allgemein im Osten des Untersuchungsgebietes liefern die Arbeiten von FAURE (1963), BAUMHAUER (1986) und VÖLKEL (1988b). FAURE (1963: Annexe 2-X) und BAUMHAUER (1986: 27) nennen teilweise extrem hohe Gehalte an gelöstem SiO_2 (über 1 %) im Grund- und Oberflächenwasser des Kaouar. Auch die Werte an gelöstem Aluminium können bis über 1 % erreichen. Dabei liegen die Gesamtsalzgehalte im oberflächennahen Wasserkörper bei 400 g/l (!), im tieferen Wasserkörper bei nur rund 100 mg/l (FAURE, 1963: 89). Die sedimentologischen und pedologischen Untersuchungen von VÖLKEL (1988b: 119) weisen auf ehemals hohe Siliziumgehalte in den Grundwässern im Gebiet des etwa 100 km südlich Bilma gelegenen Massivs von Dibella hin. Als Ursache dieser hohen SiO_2 -Gehalte nimmt VÖLKEL eine erhöhte Lösung der Kieselsäure zur Zeit der Auffüllung des betreffenden Aquifers an.

Die bei den Wasseruntersuchungen von FAURE (1963) im Kaouar gemessenen pH-Werte liegen zwischen 6,8 und 10,1, meist jedoch zwischen 7,5 und 10.

Datierungen ergaben ein überwiegend jungholozänes Alter der Wässer (BAUMHAUER, 1986: Tab. 2). Eine geringe Auffüllung des Aquifers ist trotz der spärlichen aktuellen Niederschläge im Nordosten des Untersuchungsraumes durch H-Bomben-Tritium auch für die letzten Jahrzehnte nachgewiesen (BUSCHE, 1982: 180). BUSCHE führt dies auf die starke Verkarstung der Dachflächen zurück, die eine rasche Infiltration der Niederschläge ermöglicht. Von einer

Infiltrationsrate von bis zu 50 % der Niederschläge in ariden Gebieten über Karstflächen geht auch KRAUTHAUSEN (1985: 30) aus (vgl. Kap. 8.2.2.1).

Für das Air-Gebirge wurden Grundwasser-Untersuchungen von JOSEPH & OUSMANE (1986) durchgeführt. Die Datierung der Wässer ergab eine Mischung von jungem Grundwasser mit einem älteren, wahrscheinlich um 12.000 BP entstandenen Grundwasserkörper. Letzterer ist nur mit geringen Anteilen enthalten. Bedingt durch steigenden Wasserverbrauch ist im Air eine verstärkte Förderung des fossilen Wassers festzustellen, die durch den aktuellen Recharge nicht ausgeglichen wird.

Zur Frage der Paläoseen im zentral- und westsaharischen Raum liegen eine Reihe von Veröffentlichungen vor, beispielsweise von FAURE (1969), SERVANT (1983), SERVANT-VILDARY (1978), DURAND (1982), DURAND et al. (1984), BAUMHAUER & SCHULZ (1984), BAUMHAUER (1986, 1987, 1988) und GASSE (1988). Von französischer Seite wird im Rahmen des PALHYDAF-Projektes an der Erforschung der paläohydrologischen Verhältnisse gearbeitet. Eine Übersicht über die bis dahin durchgeführten Untersuchungen geben der Tätigkeitsbericht von 1986 sowie FONTES & GASSE (1987).

2.6 Die geomorphologischen Einheiten des Arbeitsgebietes

Die vielfältigen, das Landschaftsbild prägenden Faktoren haben im Laufe der paläogeographischen Entwicklung zu einer großen Zahl von Reliefelementen im Untersuchungsraum geführt. In Verbindung mit klimatischen Veränderungen kleineren und größeren Ausmaßes haben sich die verschiedenen Formen in ihrer weiteren Ausgestaltung teilweise stark gegenseitig beeinflusst. In einer Übersicht sollen die wesentlichen Reliefelemente in ihrem morphogenetischen Zusammenhang vorgestellt werden.

Den Beginn der Entwicklung zum heutigen Relief kann man nach BUSCHE (1982: 365) mit dem Ende der Oberkreide-Sedimentation ansetzen.

Ausgehend von dieser "Stunde Null" der jüngeren geomorphologischen und Landschaftsgeschichte stellt er eine Analyse der morphologischen Entwicklung des zentralsaharischen Raumes (regionaler Schwerpunkt: Murzuk-Becken und Djado) vor. Dabei akzeptiert er gleichwertig die Begriffe "morphogenetische Sequenz" (MENSCHING, 1979) und "Reliefgenerationen" (BÜDEL, 1977).

Die sich seit der Oberkreide entwickelnden Reliefeinheiten sind in der heutigen Landschaft teils als beherrschende Elemente, teils nur noch in morphologisch unbedeutenden Resten erhalten.

Zu den Großformen der Landschaft gehören die auf verschiedenen Niveaus erhaltenen Flächen(reste), Stufen von zum Teil mehreren hundert Metern relativer Höhe - häufig mit vorgelagerten Stufenfußdepressionen -, Inselberge, große Talsysteme und ausgedehnte Dünengebiete. Jede dieser Großformen ist in sich weiter gegliedert. Dabei treten regionale Unterschiede auf.

2.6.1 Flächen

Das wohl bedeutendste Reliefelement sind die einen Großteil des Untersuchungsgebietes einnehmenden Flächen bzw. Flächenreste auf verschiedenen Niveaus. Hierzu gehören zum einen die hochgelegenen Plateaus der saharischen und sahelischen Schichtstufen und des Air. Zum anderen zählen die weitgespannten Flächen zwischen den Schichtstufen wie beispielsweise die flachwellige Sandtenne des Ténéré dazu. Die Ausbildung der Flächen wird feucht- bis wechselfeucht-tropischen Bedingungen zugeschrieben, wie sie von den meisten Autoren bis ins ausgehende Tertiär angenommen werden.

Wo verhärtete Krusten (lateritische Eisenkrusten wie in Teilen des Massif de Koutous oder Silcretedecken, wie sie im Djado verbreitet sind) die Dachflächen schützen, sind diese teils wirklich von ausgesprochener Ebenheit. In den meisten Fällen tragen die Plateaus jedoch ein Mesorelief untergeordneter Dimension. Häufig wird das Hauptniveau von älteren Flächenresten oder von einzelnen Inselbergen überragt.

Zum anderen sind in die Fläche eingreifende Hohlformen weit verbreitet:

Dazu gehören Täler wie auch geschlossene Depressionen verschiedener Größe. Letztere können im Zuge starker äolischer Korrasion als Deflationswannen entstanden sein. Das trifft für viele der gleichmäßig begrenzten Becken zu.

Daneben gibt es unregelmäßig begrenzte, mehr oder weniger steilwandige Formen mit flachem Akkumulationsboden, die als intramontane Ebenen/Becken und teilweise als Karstformen angesprochen werden können.

Die Fläche, die die Unterlage des Erg du Ténéré/Grand Erg de Bilma bildet, ist weitestgehend von quartären Sandakkumulationen bedeckt. Wo diese als ausgedehnte Sandschwemmebenen auftreten, werden sie von BUSCHE & HAGEDORN (1980: 135) als Formen der Flächenweiterbildung angesprochen. In ihren südlichen Teilen sind die genannten, großen Ergs allerdings von passatorientierten Längsdünenzügen geprägt.

2.6.2 Stufen und Hänge

Die Stufen sind sehr unterschiedlich entwickelt. Neben fast völlig aufgelösten Stufenabschnitten (z.B. nördliche Stufe von Bilma, nördliches Massif de Termit) gibt es Partien, die über mehrere Zehner von Kilometern Längserstreckung kaum gegliedert sind (z.B. Südabschnitte der genannten Stufen) und relative Höhen von bis zu 400 m erreichen können (Djado).

Im Messak Mellet/Messak Settafet sind die Stufenhänge durch den Abgang großer Rutschungsschollen um bis zu 200 m zurückverlegt (BUSCHE, 1982: 156). GRUNERT (1983: 3) nimmt für den Westrand des Murzuk-Beckens Rückverlegungsbeträge bis zu 1.000 m an. BUSCHE & HAGEDORN (1980: 127) und BUSCHE (1982: 156) gehen davon aus, daß das Abgehen der großen Rutschungen die einzige Phase einer nennenswerten Rückverlegung der Stufen darstellte.

Im Arbeitsgebiet konnten Rutschungen kleineren Ausmaßes beobachtet werden (Massif de Termit, Adrar Madet). Für diese Gebiete liegen jedoch noch keine Detailuntersuchungen vor. Im Adar, unmittelbar westlich des Untersuchungsgebietes gelegen, wurden in jüngster Zeit fossile Rutschungen größeren Umfanges von SCHOENEICH & BOUZOU (1988) bearbeitet. Eine Reaktivierung der

Rutschungen bei erneuter Feuchtigkeitzufuhr bzw. Bewegungen geringerer Intensität unter den heutigen Klimabedingungen werden von diesen Bearbeitern wie auch - für die Schichtstufen der Zentralsahara - von GRUNERT & HAGEDORN (1976: 109) für möglich gehalten.

Die Ausbildung von Pedimenten stellt BUSCHE (1982: 205) an das Ende der Periode flächenhafter Tieferlegung der Stufenvorländer. Eine ausführliche Diskussion zur Problematik der Pedimentgenese und ihrer paläoklimatischen Implikation findet sich bei BUSCHE (1982: 205ff) und bei SKOWRONEK (1984b: 204ff). Die zerschnittenen Pedimentflächen liegen höher als die pleistozänen Schwemmfächer und Terrassen.

Ein weiteres Kennzeichen vieler Hänge im Arbeitsgebiet ist die fast vollständige Überkleidung mit an der Oberfläche schwarz patiniertem Hangschutt. Parallel zu Befunden von VÖLKEL (1988b: 208, Profile 19986 1 u. 2), der die grobe Hangschuttdecke an einem Beispiel aus dem Südniger (Rhyolit-Inselberge bei Gouré) als eindeutig nicht-residual anspricht, muß für viele Gebiete nach eigenen Erkenntnissen mit einer selektiven Entfernung des Feinmaterials im oberen Bereich und damit mit einer residualen Anreicherung des Grobschuttes gerechnet werden. So konnte beispielsweise im zentralen Teil des Massif de Termit die Fortsetzung des (nicht patinierten) Grobschuttes in einer sandig-lehmigen Feinmaterialmatrix im unteren Profiltail festgestellt werden (vgl. Kap. 5.4). Der schwarz patinierte Hangschutt liegt an vielen Stellen als dünne Streu auf den Leedünen einer älteren Generation.

Die Hangschuttdecken waren oder sind ihrerseits in einer jüngeren Phase der Reliefgestaltung in Zerstörung begriffen. So sind im Massif de Termit häufig die Hangschuttdecken durch große Einbrüche zerrissen. Die Einbrüche greifen amphitheaterartig mit z.T. einigen Zehnern von Metern Durchmesser in den Hang ein. Ihre Basis ist über Versturzmateriale gegenüber dem umgebenden Hangniveau um einige Meter nach unten versetzt.

2.6.3 Stufenfußdepressionen

Zu den Großformen der Landschaft gehören des weiteren die regelhaft den Stufen vorgelagerten Senken, die als "Stufenfuß-" (BUSCHE, 1982: 210) oder "Stufenvorlanddepressionen" (BAUMHAUER, 1986: 166) bezeichnet werden. Die Übertiefung der Depressionen kann bis zu 80 Meter gegenüber dem Hauptvorlandniveau betragen (vgl. BAUMHAUER, 1986: 19).

Die dem Djado-Plateau westlich vorgelagerte Depression ist durch die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten, verkarsteten Inselberge gekennzeichnet (Kap. 5.1).

In der Regel enthalten die Stufenvorlandsenken limnische und äolische Sedimente jungpleistozänen und holozänen Alters. Aufgrund der meist günstigen hydrologischen Situation sind sie bevorzugte Standorte für die Oasenwirtschaft (Kaouar, Djado, Fachi) bzw. für die Anlage von Brunnen (Termit). Im Arbeitsgebiet sind nur die Vorländer des Massif de Koutous und der Stufe von Tiguidit nicht übertieft (vgl. Kap. 8.2.2.4).

2.6.4 Fluviale Formen

Mit der verstärkten Hebung weiter Gebiete im Laufe des Tertiärs (Kap. 2.4.1) und einer gleichzeitig für das jüngere Tertiär postulierten Abnahme der Niederschläge (Kap. 2.7) traten großräumig die Prozesse der Flächenbildung zugunsten linearer Zerschneidung der Hochgebiete zurück. Das führte seit dem ausgehenden Tertiär zur Ausbildung größerer und kleinerer Talsysteme.

Die Täler zeigen meist eine ausgeprägte Kastentalform und sind in den Gebirgen manchmal schluchtartig entwickelt. In übertieften, durch steile Hänge gegen allzu starke Sonneneinstrahlung und damit Verdunstung abgeschirmten Gueltas (Kap. 2.5) bleibt auch in periodisch wasserführenden Koris¹⁾ des Air ganzjährig Wasser stehen.

1) "Kori" (haussa): Lokalbezeichnung für episodisch/periodisch durchflossenes Trockental. Der Begriff entspricht weitestgehend dem geläufigeren "Wadi" bzw. "Oued".

Im Vorland der Gebirge weiten sich die Täler rasch aus. Im allgemeinen entwässern sie unter den heutigen Klimabedingungen in endorheische Becken. Es lassen sich jedoch noch alte, mehrere hundert Kilometer lange Entwässerungssysteme rekonstruieren (Azaouagh, Tafassasset, Enneri Blaka). Nach ihrer Anlage im ausgehenden Tertiär wird die weitere Ausgestaltung der Systeme in Phasen verstärkter fluvialer Aktivität während des Pleistozäns gestellt.

In unterschiedlichem Ausmaß sind entlang der Täler Terrassen entwickelt, die sich im wesentlichen in vier Niveaus gliedern lassen. Deren genaue zeitliche Einordnung wie auch die jeweilige Bezeichnung unterliegt regionalen Unterschieden. Zur Terrassenentwicklung im Untersuchungsraum und seinen Nachbargebieten existieren eine Reihe von Arbeiten, z.B. von DRESCH (1959), FAURE (1966), GIESSNER (1969), HAGEDORN (1980, 1988b), MOREL & SCHULZ (1981), BUSCHE (1982), GRUNERT (1983), MOREL (1984) und SPONHOLZ (1988).

2.6.5 Äolische Formen

Der äolische Formenschatz hat sowohl bei Erosions- als auch bei Akkumulationsformen aufgrund der hohen Aridität besondere Bedeutung. Mit der Bildung der großen Sandseen (Edeyen von Murzuk, südlich anschließende große Ergs; vgl. BUSCHE, 1982; BAUMHAUER, 1986) beginnt die Epoche verstärkter Deflation/Korrasion und lokaler Sandakkumulation. Über die Akkumulation der "Dunes I" nach FAURE (1966) im späten Mittelpleistozän und die verschiedenen jüngeren Dünenbildungsphasen (VÖLKEL, 1987, 1988b; GRUNERT, 1988a, 1988b) setzt sich die äolische Formung bis in die Gegenwart fort.

Als zweites wesentliches Element äolischer Formung ist auf den Dachflächen der Stufen immer wieder ein ausgesprochen starker Windschliff zu beobachten (HAGEDORN, 1988a). Teilweise wird er von einer dunklen Patina überkleidet, die ihrerseits bereits wieder in Zerstörung begriffen ist. Wo den alten Windschliff tragende Blöcke verlagert wurden, wird er in Ansätzen von dem jüngeren, rezenten Windschliff überformt. Auf der Dachfläche des Massif de Termit ist dieser Typ extrem starken Windschliffes allerdings in Eisenkrusten erhalten, ohne daß sich eine jüngere

Überprägung feststellen ließe (HAGEDORN, 1988b: 225f). Der starke Windschliff ist eindeutig als fossil anzusehen. Ob die Phase extremer äolischer Korrasion sich mit einer der oben genannten Phasen verstärkter Dünenbildung korrelieren läßt oder ob es sich um ein möglicherweise noch älteres Landschaftselement handelt, ist bislang noch nicht geklärt.

Ein Großteil der in den übertieften Senken der Stufenvorländer abgelagerten, holozänen Seesedimente ist bereits wieder ausgeblasen. Dies belegt die stellenweise starke äolische Formungskraft auch noch im jüngeren Holozän.

2.6.6 Formen des "Silikatkarstes"

Karsttypische Lösungsformen wurden in praktisch allen Teilen des Untersuchungsraumes beobachtet, wo anstehendes Gestein in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Das gilt vor allem für die südsaharischen und sahelischen Schichtstufen, die aus kretazischen und tertiären Sandsteinen und Eisenkrusten aufgebaut sind. Es wurde jedoch auch ein entsprechender Formenschatz im Kristallin des Air und des Damagaram festgestellt.

Die Karstformen treten in unterschiedlicher Verbreitung und in wechselnder Größe auf. Die große Zahl der im Gelände aufgenommenen Einzelformen und ihre Verteilung im Arbeitsgebiet erlauben eine regionale Differenzierung nach der jeweils typischen Ausprägung des Karstformenschatzes in den untersuchten Teilräumen.

Die untersuchten Formen werden in Kap. 5 ausführlich vorgestellt. Auf die Stellung der Lösungsformung innerhalb des geomorphologischen Gesamtsystems wird in Kap. 8.2 eingegangen.

2.7 Grundzüge der paläoklimatischen Entwicklung

Die vorstehend aufgeführten Reliefelemente werden von verschiedenen Autoren in unterschiedliche Interpretationen zur geomorphologischen und paläoklimatischen Entwicklung des Raumes gebracht.

In ihrer Arbeit von 1985 geben MESSERLI & FREI einen Abriß der Klimageschichte von Teilgebieten des nördlichen Afrika, der auch das Arbeitsgebiet berührt. Anhand von Isotopenbestimmungen an Grundwässern konnten SONNTAG et al. (1978) sowie KLITZSCH et al. (1976:271) feuchtere und kühlere Perioden während des Pleistozäns nachweisen.

BUSCHE (1982: 365) setzt, wie in Kap. 2.6 erwähnt, den Beginn der zum aktuellen Landschaftsbild führenden Reliefentwicklung mit dem Ende der Oberkreide-Sedimentation an. Er postuliert für Eozän bis Unter-Miozän feuchttropische Bedingungen, unter denen sich die Ausbildung der Silcreteflächen vollziehen konnte. Anschließend nimmt er für die flächenhafte Tieferlegung der Stufenvorländer bis zum Ende des Tertiärs wechselfeucht-tropische Bedingungen an. BUSCHE (1982: 367) zieht explizit Parallelen zur zeitgleichen Entwicklung des ekotropischen Formenschatzes unter ähnlichen Klimaten.

Dem Pleistozän ordnet er weitgehend semiaride bis aride Züge zu. In dieser Zeit erfuhr das heutige Stufen- und Tälerrelief seine letzte Ausformung und es erfolgte die Anlage des äolischen Formenschatzes. Lediglich für das Holozän und für einige Phasen des Pleistozän akzeptiert er für den Bereich der zentralen Sahara hyperaride Bedingungen. Für diese Zeiten sei eine extreme Wirksamkeit der episodischen Niederschläge anzunehmen (BUSCHE, 1982: 366).

In die gleiche Richtung der paläoklimatischen Entwicklung weisen die Befunde von MOREL (1986: 3):

Er postuliert gleichermaßen einen einschneidenden Klimawechsel an der Wende Tertiär-Quartär. Einer feuchttropischen Klimaphase bis in das Pliozän und einer anschließenden, allmählichen Verschiebung zu wechselfeucht-tropischen Bedingungen sei am Ende des Pliozän eine zunehmende Austrocknung gefolgt. Die pleistozäne Klimaentwicklung habe zu einem mehrfachen Wechsel von Perioden verstärkter Bodenbildung und kräftiger Taleintiefung geführt.

Für das jüngere Pleistozän nehmen BUSCHE & HAGEDORN (1980: 134) und LITTMANN (1987a: 387) erstmals winterliche Frostverwitterung für die Hochlagen der Gebirge an, die sich in der Produktion scherbigen Hangschuttes dokumentiert.

Zu teilweise stark abweichenden Befunden kommt SKOWRONEK (1984a, 1984b, 1985a, 1985b) anhand geomorphologisch-pedologischer Untersuchungen für den gleichen Raum (zentrale Sahara und angrenzende Gebiete, darunter auch der Nordteil des Arbeitsgebietes):

Aus der Untersuchung von Bodenbildungen, die bis in das Miozän zurück datiert werden konnten, fehlen ihm die Hinweise auf feuchttropische bis wechselfeucht-tropische Klimate, die von BUSCHE (1982) und MOREL (1986) in Interpretation der verschiedenen Reliefelemente angenommen werden. Vielmehr stellt er zwar eine Zunahme allitischer Verwitterungseinflüsse nach Süden hin fest, eine feuchttropischen Bedingungen entsprechende Verwitterungsintensität fehlt aber (SKOWRONEK, 1984b: 206, 223f). Vielmehr kommt SKOWRONEK zu Niederschlagshöhen, die zwar über den heutigen lagen, 200 bis 500 mm/a (von N nach S zunehmend) aber kaum überschritten haben sollen.

Im Djado, der Umrahmung des Murzuk-Beckens und im Tahouadji/S-Air finden sich Spuren einer teilweise bis in das Tertiär zurückreichenden Grundwasserverwitterung. SKOWRONEK (1984b: 223) schließt daraus nicht unbedingt auf feuchtere Klimabedingungen, sondern führt dieses Phänomen auf die Summierung von Grundwässern im Aquifer über längere Zeit und auf Zustrom aus entfernteren Gebieten in Zusammenhang mit der Hebung des Tibesti zurück (vgl. Kap. 2.5). Für das Hoggar beschreibt er miozäne "*sols ferrugineux tropicaux*" als Zeugen feuchtester Bedingungen überhaupt und nimmt bereits für das obere Miozän wieder semiaride bis aride Bedingungen an. Schon für das Jungtertiär geht er von einer nur lückenhaften Bodenbedeckung aus.

Zusammenfassend kommt SKOWRONEK (1984b: 218, 225) zu dem Schluß, daß für das Tertiär eine stärkere hygrische Horizontalgliederung des Klimas im zentralsaharischen Raum angenommen werden muß. Dabei läge das aus den Bodenbildungen ableitbare Paläoklima der Zentralsahara mindestens seit dem Mitteltertiär im semiariden Schwankungsbereich. Die Möglichkeit von Feuchteinseln mit stärkerer Bodenbildung schließt er jedoch nicht aus. Das Quartär hingegen ist bodenkundlich nur in Gunsträumen dokumentiert. Für den saharischen Bereich nimmt SKOWRONEK (1984b: 226) in Vergleich mit Nachbargebieten ein schon seit langer Zeit relativ trockenes Klima an.

Die vorstehend angeführten Aussagen zur paläoklimatischen Entwicklung anhand geomorphologischer und pedologischer Befunde haben große Bedeutung für die Interpretation der einzelnen Reliefelemente. Bei den teilweise grundlegend unterschiedlichen Angaben der Autoren insbesondere zum Feuchtehaushalt des Gebietes seit dem Tertiär müssen entweder die Formen zumindest teilweise einer anderen Morphodynamik zugeordnet werden, oder aber unter Beibehaltung der angenommenen Formungsprozesse muß die zeitliche Stellung der einzelnen Reliefelemente bzw. die Interpretation der pedologischen Befunde einer erneuten Prüfung unterzogen werden.

Die unterschiedlichen Sichtweisen zur paläoklimatischen Entwicklung werden in Kap. 8.2 nochmals aufgegriffen und im Zusammenhang mit den eigenen Ergebnissen diskutiert.

Für die Zeit ab 40.000 BP nimmt die Zahl der mittlerweile erarbeiteten Befunde zur Landschafts- und Klimageschichte im Untersuchungsraum und den angrenzenden Gebieten deutlich zu. Für das jüngere Pleistozän und das Holozän haben die Arbeiten von BAUMHAUER (1986), GRUNERT (1988a, 1988b), VÖLKELE (1988a, 1988b) sowie - unter Hinzuziehung vegetationsgeographischer Befunde - NEUMANN (1988) und SCHULZ (1987, 1988) neue Erkenntnisse zur Landschaftsentwicklung geliefert. Auch die Untersuchungen von SCHUH (1988) über aktuelle chemische Verwitterung im Massif de Termit sind in diese Reihe zu stellen.

Von allen Autoren wird für den genannten Zeitraum ein mehrfacher Wechsel von feuchteren und trockeneren Phasen angenommen. Dabei bestehen aber noch keine endgültigen Aussagen zum Umfang dieser Schwankungen.

Immer deutlicher zeichnet sich hingegen eine regionale Gliederung zwischen dem zentral- bis südsaharischen Bereich und dem südlich anschließenden Sahel ab:

Im Norden wurde für das jüngere Pleistozän eine ausgedehnte Feuchtphase mit Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie fluvialer Aktivität und Auffüllung der Grundwasserspeicher nachgewiesen. Ihr Ausklingen ist durch die abschließende Schüttung der Mittelterrasse im Zeitraum zwischen etwa 15.000 BP und 7.000 BP gekennzeichnet (BUSCHE, 1982: 277ff).

Die großen fossilen Dünengebiete im Sahel sollen aus einer für die gleiche Zeit - etwa 40.000 BP bis 20.000 BP - angenommenen Trockenphase stammen (Kanémien bzw. Ogolien) (DURAND, 1980; GRUNERT, 1988a, 1988b; VÖLKELE, 1988a, 1988b). Bei zunehmender Aridität soll das Einstellen auf die heutigen Klima- und damit Formungsprozesse übereinstimmend seit dem jüngeren Holozän stattgefunden haben.

	Tektonische Ereignisse		Sedimentfolge	Relief (allg. Entwicklung)	Karst-entwicklung (Kap. 8.2.1)	Klimaentw. seit Tertiär
Quartär	Bruchtektonik; Hebungs- u. Senkungsbew.; Reaktivierung alter Störungen	Vulkanismus (Air; Gossololom)	überwiegend Lockersedimente	Seen; Hangschuttdecken; fluv. Akkum.; Talssysteme; äol. Formung, Ergs; Pedimente;	Anhaltende Verkarstung im Grundwasserbereich ? Teilw. Überprägung der Karstformen; Lockermaterialverfüllungen	Wechsel arid-semiarid; zeitw. feuchter und kühler
Tertiär			Cont. Terminal Form. de Dolle	Tieferlegung der Stufenvorländer; "grand creusement"	Anschneiden höhergelegener Karstgefäße; Trockenfallen Eisenkrusten-Verkarstung	zunehmende Aridität
Mesozoikum	Senkungsbeginn Tschadbecken	Granitintrusionen der "Jüngeren Serie" (Air; Mounio/Damagaram)	Form. de Koutous	Chem. Verwitt.; Sockelverwitt. (Air)	Sedim. der Cont. Term.-Eisenkrusten; brekzienartige Verfüllung älterer Röhren ?	Trockenphase wechsel- feucht-tropisch
	Hebungsbeginn Air/Tibesti		Form. de Hamadien	Erste Einschneidungsphasen	Silcrete-Verkarstung/ 2. Mobilis. der Kiesels. Silcrete-Ausfällung	
Paläozoikum	Bruchtektonik (NW-SE/NNW-SSE)	Nubische Serie	Form. de Termit	Küstennahe Flachlandschaft	Sandstein-Verkarstung/ 1. Mobilis. der Kiesels.	feuchttropisch
	Dehnung (E-W)		Form. de Bilma	letzte Transgression	Sedim. der jüngsten, verkarsteten Sandst. Kieselhölzer etc.	
Präkambrium	"onde épéirogénique"		Cont. Intercalaire Form. de Séguédine Tegama-Gruppe		ältere Verkarstungsphasen (z.B. in kambr. Sandst. des Djado)?	?
	Becken u. Schwellen (NE-SW)		Klastische Serien		?	
	Becken u. Schwellen (NW-SE)		Proche Ténéré			
	Konsolidierung					

Fig. 6: Stratigraphische Korrelation der geologisch-tektonischen, geomorphologischen und paläoklimatischen Entwicklung des Arbeitsgebietes (nach verschiedenen Autoren; Zeitskala ohne einheitlichen Maßstab)

3 Stand der Forschung zu Karst in silikatischen Gesteinen und Begriffsklärung

3.1 Überblick über die Geschichte der Karstforschung

Der Beginn der modernen Karstforschung ist etwa in der Mitte des vorigen Jahrhunderts anzusetzen. Ausgehend von den "klassischen" Karstgebieten, insbesondere in Jugoslawien, wurde im modernen naturwissenschaftlichen Sinne versucht, neben der Aufnahme des Formenbestandes vor allem auch die zu seiner Entstehung führenden Prozesse zu untersuchen. Eine erste zusammenfassende Monographie lieferte CVIJJIC (1893).

Neben der umfassenden, geomorphologischen Aufnahme typischer Karstformen war der wohl wesentlichste Schritt in der Forschungsgeschichte zu diesem Thema die Feststellung echter Gesteinslösung als Hauptursache für die Ausbildung des spezifischen Formenschatzes. Mit dem Nachweis der Kalklösung vor allem durch CO_2 -haltige Wässer und in der Folgezeit auch der Feststellung der Mischungskorrosion (BÖGLI, 1964) sowie der Einflußnahme z.B. organischer Säuren rundete sich das wissenschaftliche Bild der Karstforschung zusehends ab.

Mit Anerkennung der Gesteinslösung als formungsspezifischem Prozess bereitete es fernerhin keine Schwierigkeiten, den entsprechenden Formenschatz, wo gefunden, in anderen, bekanntermaßen relativ leicht löslichen Gesteinen zu erklären. Dazu zählen neben weiteren Karbonaten (z.B. Dolomit) und Sulfaten (z.B. Gips) insbesondere Chloride (hierbei vor allem Stein- und Kalisalze).

Die Möglichkeit der Erklärung des Karstes durch einen so augenfälligen und noch dazu relativ einfach ablaufenden Mechanismus wie der Lösung durch reines bzw. leicht angesäuertes Wasser bot kaum Anlaß, weiter nach anderen, möglicherweise ebenso wichtigen Kriterien der Formbildung zu suchen. Die enge terminologische Verquickung von Ausgangsgestein, Form und Prozess führte vielmehr dazu, daß dem Karst konvergente Formen in anderen, nicht bekanntermaßen leicht löslichen Gesteinen hinsichtlich einer Lösungskomponente kaum näher untersucht wurden.

Vielmehr wurden derartige, schon frühzeitig beschriebene Erscheinungen nahezu immer mit anderen geomorphologischen Prozessen erklärt (WOOLNOUGH, 1927; CONRAD et al., 1968; GAVRILOVIC, 1968, 1969, 1981; URBANI, 1978; GAUDA et al., 1982). Die frühe Festlegung des Begriffes "Karst" auf im wesentlichen karbonatische Gesteine macht auch ERGENZINGER (1969) für die vor allem in der älteren Literatur meist eng gefaßte Definition des Begriffes verantwortlich und weist darauf hin, daß generell alle Gesteine mehr oder weniger löslich seien.

Für karstkonvergente Formen in "nichtlöslichen" Gesteinen wurde der Begriff "Pseudokarst" geprägt (KUKLA, 1950), der in weiter Auslegung das gesamte Spektrum von karstähnlichen Hohlformen umfaßt. Mehrere Definitionen des Begriffes werden in Kap. 3.2 vorgestellt.

Im einzelnen wurden folgende Gruppen von karstähnlichen Formen unter dem Begriff "Pseudokarst" behandelt:

- Thermokarst (JENNINGS, 1985: 21): Formen, die durch Abtauen von (Tot-)Eis entstanden sind und meist dolinenartiges Aussehen haben.

Außerdem gehören hierzu auch alle anderen, durch abschmelzendes Eis oder Schnee hervorgerufenen, karstähnlichen Formen.

- Vulkanokarst (Jennings, 1985: 3; GAVRILOVIC, 1969): Eine sehr weit verbreitete Erscheinung sind Hohlformen innerhalb von Effusiva, die meist durch Einschluß von Gasblasen in rasch erstarrender Schmelze entstehen. Auch das Erstarren von Lavaströmen von der Oberfläche her kann zum Offenhalten kanalartiger Formen im Inneren führen.

Eine Verbindung zwischen vulkanischer Aktivität und der Entwicklung unterlagernden, "echten" (Karbonat-)Karstes sieht POMEL (1987) durch die Veränderung des Grundwasserchemismus beim Durchfließen des vulkanischen Materials und der daraus möglichen Übersäuerung der Wässer gegeben.

- andere Pseudokarstformen sind nach JENNINGS (1985: 3) Hohlräume zwischen Rutschungsschollen, Kleinformen an Kliffs, Tafoni u.a.m.

Die genannten Vorkommen beziehen sich rein auf die morphologische Ähnlichkeit zum echten Karstformenschatz und setzen keinerlei chemische Aktivität in Richtung einer Materialabfuhr durch Lösung voraus. Sie sollen deshalb in der weiterführenden Diskussion völlig außer acht gelassen werden. Gleiches gilt für anthropogen oder biogen bedingte, karstartige Formen, wie sie beim Einsturz künstlich angelegter, unterirdischer Hohlräume entstehen.

In einer zweiten Gruppe der sogenannten Pseudokarsterscheinungen beziehen die Autoren zumindest für Teilbereiche der Formung eine chemische Komponente mit in Betracht. Mehrfach werden karstähnliche Formen im Löß angeführt, dessen karbonatischer Anteil durch Lösung, das übrige Material hingegen mechanisch entfernt wird (u.a. JENNINGS, 1985: 3). Zu dieser Gruppe von Pseudokarst-Erscheinungen gehören viele Formen des "Piping" (vgl. Kap. 3.3) und Einbrüche über Auslaugungshohlräumen im tieferen Untergrund.

Auslaugungserscheinungen treten bevorzugt an Salzlagern in größerer Tiefe auf - teilweise durch anthropogenen Einfluß begünstigt - und können auch bei großer vertikaler Distanz noch zu Sackungen an der Oberfläche führen. Auch kann bei lösungsbedingter Hohlraumbildung im tieferen Untergrund ein solches Hohlraumssystem gewissermaßen als Erosionsbasis für liniengebundene, mechanische Materialabfuhr im Hangenden fungieren (frdl. mdl. Mitt. VOSSMER-BÄUMER).

3.2 Definitionen der Begriffe "Karst" und "Pseudokarst"

Wie aus der kurz skizzierten Forschungsgeschichte (Kap. 3.1) zum Thema hervorgeht, besteht ein wesentlicher Streitpunkt zur terminologischen Einordnung des in der vorliegenden Arbeit untersuchten Formenschatzes in der Abklärung des Begriffes "Karst". Aus der Literatur seien deshalb an dieser Stelle mehrere Definitionen des Begriffes vorgestellt:

LEHMANN (1962; auch in FUCHS et al., 1987) bezeichnet als "Karst" ein "... Gebiet, in dem aufgrund löslicher Gesteine (Kalk, Dolomit, Gips, gelegentlich Salz) ein charakteristischer Formenschatz und eine unterirdische Hydrographie entwickelt sind."

Das "Karstphänomen" ist für LEHMANN "die Gesamtheit der im Bereich löslicher Gesteine ... auftretenden morphologischen und hydrographischen Erscheinungen Das Hauptmerkmal des echten Karstes ist das Vorhandensein einer unterirdischen "Karsthydrographie" an Stelle des oberflächigen Gewässernetzes, während der physiognomisch so charakteristische Formenschatz des klassischen dinarischen Karstes nicht immer voll entwickelt zu sein braucht oder durch einen abweichenden ... Formenschatz ersetzt werden kann."

ROGLIC (1972: 1) kennzeichnet "Karst" durch "...circulation of water in fractures, fissures, joints and other cavities, and the development of corresponding forms in soluble, mostly carbonate rocks."

Nach MAINGUET & CALLOT (1974: 105) ist "Karst" "le résultat de l'action des eaux sur une roche lorsque cette action a été suffisamment prolongée et énergique pour en soustraire des éléments solubles, les exporter par voie souterraine et produire des évidements". Sie betonen die Möglichkeit von Karstvorkommen auch in silikatischen Gesteinen (Rhyolite, Granite, Quarzite, Sandsteine).

MARTINI (1979: 124) betont "The term karst should be restricted to features which are directly connected to a topography like dolines and caves ...".

JENNINGS (1985: 1) hält die Definition des Begriffes ebenfalls weit gespannt: "Karst is terrain with distinctive landforms and drainage arising from greater rock solubility in natural waters than elsewhere." Dabei sei die Gesteinslösung der wesentliche, aber nicht unbedingt vorherrschende Prozeß. Sie sei in Karstgebieten lediglich stärker als anderswo.

Bei JAMES & CHOQUETTE (1988: 2) beschränkt sich die "Karst"-Definition wieder auf Formen "... that are produced during the chemical dissolution and associated modification of a carbonate sequence."

Bei fast allen Autoren wird der Definition des Begriffes "Karst" die Benennung morphologisch ähnlicher Formen bei abweichender Genese mit "Pseudokarst" (nach KUKLA, 1950) gegenübergestellt.

Unter "Pseudokarst" versteht LEHMANN (1962; auch in FUCHS et al., 1987) "... morphologische Konvergenzerscheinungen zum Karst, wie sie im Bereich nicht löslicher Gesteine unter bestimmten klimatischen Bedingungen auftreten ...".

ANELLI (1963: 11) stellt den "fenomeni carsici" in löslichen Gesteinen wie Kalk und Gips die "fenomeni paracarsici" und die "fenomeni pseudocarsici" gegenüber.

Während die "fenomeni paracarsici ... fenomeni carsici poco sviluppati, attenuati, nei calcari grossolani, nelle arenarie a cemento calcareo o siliceo, in alcuni calcari dolomitici meno solubili dei calcari puri" sind, faßt er unter dem Begriff "fenomeni pseudocarsici: alterazioni prodotte da azione fisiche (...) e da azione chimiche (...) nei graniti, gneiss, scisti e lave, dove è possibile osservare forme analoghe a quelle dei terreni carsici..." zusammen.

MAINGUET (1972: 112) verwendet die Bezeichnung "pseudokarst gréseux", spricht jedoch nachfolgend von "karst", ohne weiter auf die terminologische Diskussion einzugehen (s.o.: MAINGUET & CALLOT, 1975).

MARTINI (1979: 124) möchte den Begriff "Pseudokarst" auf "... the case of features having some morphological similarities with karst phenomena but having a quite different origin" beschränkt sehen.

Aus den genannten Definitionen des Begriffes "Karst" gehen immer wieder als bestimmende Kennzeichen die Ausbildung eines unterirdischen Gewässernetzes und des "karsttypischen" Formenschatzes hervor, die sich beide in löslichen Gesteinen ausbilden müssen.

Gerade letzteres, die Einteilung in lösliche und nicht lösliche Gesteine, relativiert sich jedoch mit der fortschreitenden Erforschung der Verwitterungs- und Lösungsmechanismen. Der Begriff "Silikatkarst" (KAISER, 1972: 61; BUSCHE, 1982: 173) der deutschsprachigen Literatur trägt der zunehmenden Verwischung dieser Einteilung bereits Rechnung.

Bezogen auf (Pseudo-)Karren in Granit (KLAER, 1956: 68ff) bemerkt schon WILHELMY (1958: 133): "So vermag ich keinen grundsätzlichen Unterschied zwischen Karren in Kalken und solchen in kristallinen

Gesteinen zu sehen ...".

Für die vorliegende Arbeit scheint es mir in Anlehnung an die vorgestellten Definitionen legitim, über die Auswertung der geomorphologischen Befunde und den Nachweis echter Gesteinslösung (vgl. Kap. 8.1) beim untersuchten Formenschatz von "Karst" im Sinne spezifisch lösungsbedingter Reliefformung zu sprechen.

3.3 "Piping"

Bei einer allgemeinen Vorstellung der in dieser Arbeit untersuchten Formen, die vorherrschend in Sandsteinen entwickelt sind, wird häufig argumentiert, daß derartige Formen bereits untersucht wurden und vielerorts als Formen des "Piping" erklärt werden können (vgl. LÖFFLER, 1974; MASANNAT, 1980).

Unter "Piping" wird die unterirdische Abfuhr von gering, selten stärker verfestigtem Material auf rein mechanischem Wege verstanden (DREW, 1982: 303). SLAYMAKER (1982: 305, nach MEARS, 1968) definiert Piping als "a subsurface, primarily mechanical, process of erosion by which sediment is dislodged and entrained in water, generating tubular underground conduits". In der weiteren Entwicklung können daraus karstähnliche Formen entstehen. Die Arbeit von BRYAN & YAIR (1982) gibt eine umfassende Literaturübersicht zum Thema.

Eine geringe Beteiligung chemischer Lösung wird lediglich in Einzelfällen und als von untergeordneter Bedeutung angegeben (DREW, 1982: 304; JENNINGS, 1985: 3). Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, das aufgenommene klastische Material nach kurzem Transport abzuladen, sei es kurzfristig in einen geschlossenen Hohlraum oder längerfristig in einen Vorfluter bzw. - an Hängen - in ein tieferliegendes Vorland. Andernfalls werden die Röhren sehr bald verstopft und die Formung kommt zur Ruhe.

Der von VOSSMERBÄUMER (frdl. mdl. Mitt.; vgl.a. STÄBLEIN, 1986) gebrachte Einwand, daß andernorts über im Untergrund ausgelaugten Salzlagern sich Pipingformen i.w.S. entwickeln konnten, ohne daß die Möglichkeit der Materialabfuhr nach außen bestanden hätte,

verliert für die Situation im Arbeitsgebiet an Gewicht. Wie in Kap. 2.4 ausgeführt wurde, lagen zwar die einzelnen Untersuchungsgebiete in ihrer Sedimentationsgeschichte teilweise im küstennahen Bereich und auch die Grundwässer können durch Verdunstungskonzentration erhebliche Salzgehalte gewinnen. Die geologische Aufnahme des Gebietes hat jedoch keine Hinweise auf größere Salzlager im Sedimentationszyklus erbracht.

Gekennzeichnet sind die Formen des Piping im allgemeinen durch ihre primäre Anlage über undurchlässigen Gesteinsschichten und ein mit geringen Schwankungen gleichsinniges Gefälle zum Vorfluter hin (DREW, 1982: 303, Fig. 16.4, 6, 7).

Piping wird überwiegend einer Formung unter semiariden Klimaten zugeordnet. Betont wird immer wieder der genetische Zusammenhang mit der Entwicklung von Badlands (u.a. HARVEY, 1982).

An mehreren Stellen im Arbeitsgebiet tritt Piping auf (z.B. westlicher Teil der Stufe von Tiguidit, Damergou). Es kann auch in der Gestaltung einzelner Stufenabschnitte eine Rolle spielen. Bei Auftreten von Karstformen und Piping in enger Nachbarschaft ist durch die Möglichkeit des unmittelbaren Vergleichs eine Abgrenzung beider Erscheinungsformen besonders deutlich durchzuführen.

Für die Mehrzahl der im Untersuchungsgebiet auftretenden und vor allem für die in dieser Arbeit behandelten Formen sprechen mehrere Argumente gegen die Annahme von Piping als maßgeblichem Formungsprozeß. Auf diesen Punkt wird in Kap. 8.1 ausführlich eingegangen.

3.4 Stand der Silikatkarst-Forschung im Arbeitsgebiet

Die Verbreitung von Karstformen in den Sandsteingebieten des Untersuchungsraumes und seiner Nachbargebiete wurde zum ersten Mal systematisch von RENAULT (1953) untersucht. Er beschreibt in dieser Arbeit bereits einige der nachfolgend genauer aufgenommenen Höhlen im Nordosten des Arbeitsgebietes. Dabei spricht er sich für tatsächliche Lösung auch des kieseligen Materials aus.

Allerdings hält er die Lösungskomponente bei der Gesamtformung für gering.

Dies schließt er aus der geringen Größe von Kieselsäure-Stalaktiten. Wie sich bei den Untersuchungen von BUSCHE & ERBE (1987: 67) herausstellte, handelt es sich bei den wenige Zentimeter langen Ausfällungen jedoch nicht um Kieselsäure, sondern um ausgefällten Fledermausurin. Selbst bei kieseligem Material wäre aber die geringe Tropfsteingröße kein Indiz für ein geringes Maß der Gesteinslösung während der Bildungszeit der Höhle, da es sich in jedem Fall um eine spätere Ausfällung im trocken gefallenem Höhlenraum handelt.

In der Folgezeit wurden Karsterscheinungen in silikatischen Gesteinen im saharischen Raum mehrfach untersucht. Das eigene Arbeitsgebiet wurde dabei jedoch nur randlich berührt oder in die allgemeinen Aussagen zum weiteren Raum mit einbezogen. So hat die Arbeit von CONRAD et al. (1967) die algerische Sahara als räumlichen Schwerpunkt; MAINGUET (1972: 112ff) beschreibt hauptsächlich Formen aus dem Tschad.

Für das Untersuchungsgebiet liegen aus der jüngeren Zeit Arbeiten der Würzburger Afrikagruppe vor:

Zunächst ist hier die umfassende, geomorphologische Abhandlung von BUSCHE (1982) zu erwähnen, die den Nordostteil des Untersuchungsgebietes mit berücksichtigt. Aus dem Djado und der Stufe von Bilma beschreibt BUSCHE eine Vielzahl von Karsterscheinungen und nimmt gleichzeitig eine erste Einordnung der Verkarstungsprozesse in die Gesamtlandschaftsentwicklung vor.

Ergänzt wird die Arbeit von BUSCHE (1982) durch jüngere Untersuchungen zum Silikatkarst in Niger, die sich jeweils mit Teilaspekten der Formung beschäftigen (BUSCHE & ERBE, 1987; BUSCHE & SPONHOLZ, 1988).

In Anbetracht der wenigen Arbeiten zum Silikatkarst im Untersuchungsraum und den angrenzenden Gebieten wurden Arbeiten aus anderen Regionen zur Ergänzung herangezogen. Weltweit liegen mittlerweile eine ganze Reihe von Untersuchungen über Karstformen in silikatischen Gesteinen vor. Räumliche Schwerpunkte der Forschung sind dabei das nördliche Südamerika (LAFFER, 1958; WHITE et al., 1966; COLVEE, 1973; URBANI, 1978, 1981; POUYLLAU,

1985; GREINERT & HERDT, 1987; POUYLLAU & SEURIN, 1988) und das nordwestliche Australien (JENNINGS, 1983, 1985; SPÄTH, 1983, 1986, 1987; YOUNG & NANSON, 1983; YOUNG, 1986). Daneben existieren Untersuchungen aus dem südostasiatischen Raum, dem südlichen Afrika und aus den europäischen Mittelbreiten (DAY, 1928; GEZE, 1947, 1951; RASMUSSEN, 1959; TSCHANG HSI-LIN, 1961; CONRAD et al., 1967, 1968; KLITZSCH, 1974; BATTIAU & QUENEY, 1977; CALLOT et al., 1977; CALLOT, 1981; LÖFFLER, 1978; MARTINI, 1979, 1981; BOWDEN, 1980; SJÖBERG, 1981).

Die meisten der genannten Arbeiten beschäftigen sich vorrangig mit dem rein morphologischen Aspekt der Karstformen.

Die geochemische Komponente der Kieselsäure-Mobilisation und -Ausfällung in Zusammenhang mit Silikatkarstformen im saharischen Raum ist Gegenstand der Arbeiten von MILLOT et al. (1959) und MILLOT (1960). Ihr maßgeblicher Einfluß auf die tropische Reliefentwicklung wird auch von WIRTHMANN (1981, 1983) betont.

4 Methodik

4.1 Geländeaufnahmen

Während der Geländeaufenthalte wurden die festgestellten Karstformen nach folgenden Methoden aufgenommen:

- Feststellung der genauen Lage/topographischen Situation anhand topographischer Karten (1:200.000) oder, soweit verfügbar, Luftbildern (ca. 1:50.000). Die Höhenangabe über NN konnte meist nur anhand der wenigen Angaben in den topographischen Karten abgeschätzt werden. Eigene Messungen mit einem tragbaren Höhenmesser erwiesen sich wegen der raschen Aufheizung der Geländeoberfläche und der damit verbundenen Entwicklung lokaler Hitzetiefs als wenig zuverlässig. Die Höhenangaben beziehen sich deshalb auf die relative Lage der Lösungsformen zum Stufenverband und geben geschätzte oder grob gemessene Werte wieder.
- Vermessung der Karstformen (mit Zollstock/Metermaß, Kompaß, Klinometer). Die Daten bilden die Grundlage der Höhlenpläne, der Volumenberechnungen und der Korrelation mit den Kluftrichtungen des umgebenden Gesteins.
- Anlegen von Skizzen und photographische Aufnahme. Teilweise konnten durch zwei Aufnahmen des selben Objektes von gering versetzten Standorten aus Stereoaufnahmen gemacht werden. Diese ermöglichten eine detailliertere Auswertung der Photos.
- Probengewinnung. Beprobt wurde jeweils das anstehende, möglichst frische Gestein, der unmittelbare Übergangsbereich zum Hohlraum und Verfüllungsmaterial, soweit vorhanden.

Die laboranalytische Bearbeitung des Probenmaterials wird in den Kapiteln 4.2 (feste Gesteinsproben) und 4.3 (nicht verfestigte Verfüllungsmaterialien) näher erläutert.

Eine Übersicht über den methodischen Gang der Probenanalysen gibt Fig. 7.

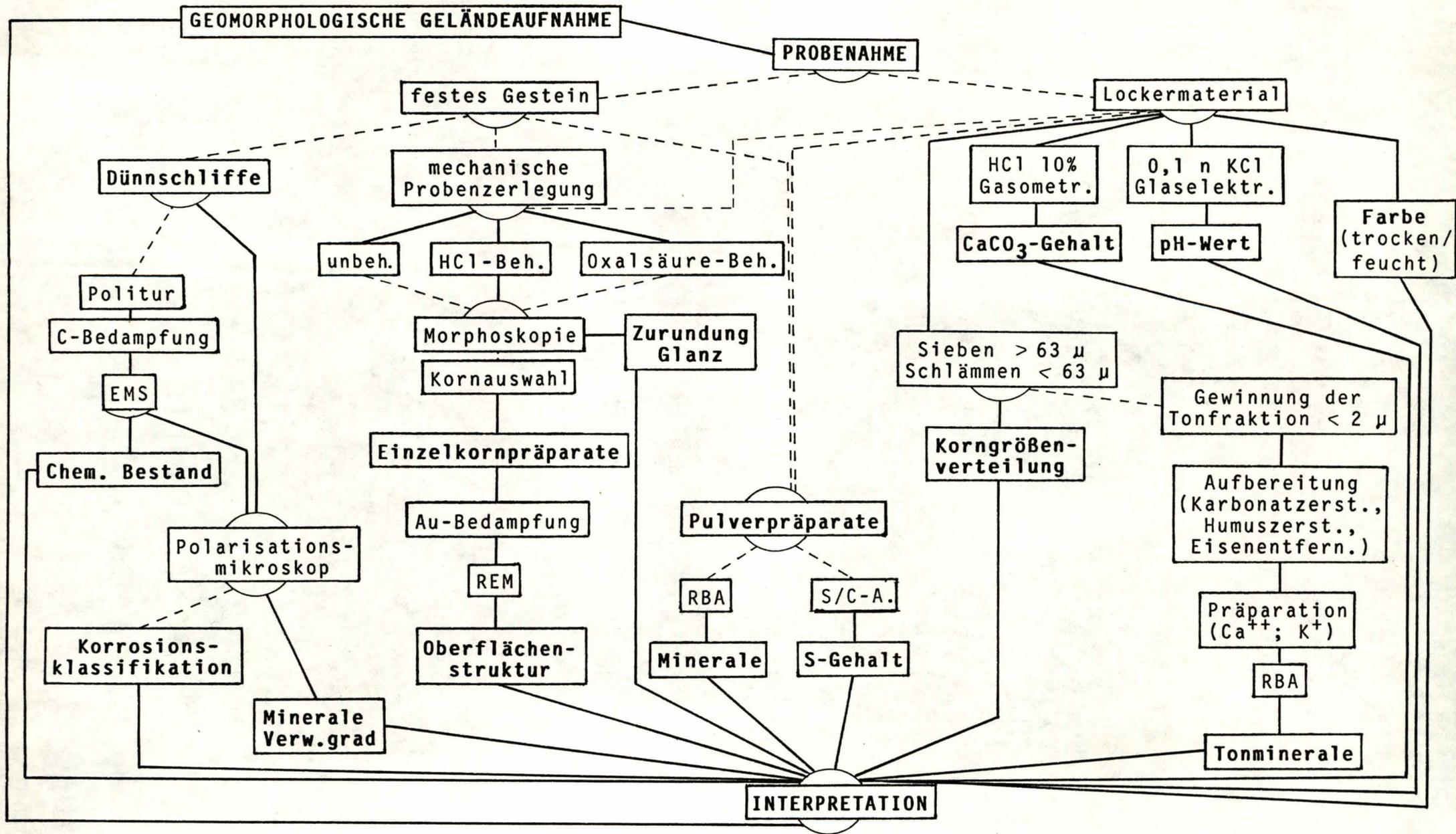


Fig. 7: Gang der Untersuchungen

— alle Proben
 --- ein Teil der Proben

4.2 Laboranalytische Bearbeitung der festen Gesteinsproben

Zur Untersuchung kamen 22 Proben von verschiedenen Lokalitäten, darunter zwei Proben von Verfüllungsmaterial (Proben Nr. Kou 15, T 22).

Dem Gang der Untersuchung lag der Gedanke zugrunde, daß die ursprüngliche Lösungsform und eventuelle Zeugen der Lösungsprozesse nur unter den bereits erwähnten Krustenresten mit einiger Sicherheit im Originalzustand konserviert sind. Bei allen anderen, nicht verkrusteten Bereichen können über die ursprüngliche Lage und Beschaffenheit der Hohlraumwandung keine genauen Angaben gemacht werden, da offensichtlich auch in jüngerer Zeit immer wieder Oberflächenmaterial absandet.

Bei den verkrusteten Proben lag der Schwerpunkt der Untersuchung auf der Analyse von Dünnschliffen und auf mikromorphologischen Untersuchungen der Oberflächen von Quarzkörnern. Durch beide Untersuchungen sollte geklärt werden, ob, und gegebenenfalls wie sich die äußersten, krustennahen Partien vom "frischen", dahinterliegenden Gestein im Hinblick auf Korrosionserscheinungen unterscheiden.

4.2.1 Untersuchungen an Dünnschliffen

4.2.1.1 Präparation des Materials

Alle Proben wurden auf Objektträger der Größe 28 x 48 mm aufgebracht und auf eine Dicke von ca. 30 μ abgeschliffen. Zum Teil war eine vorherige Härtung mit Epoxidharz notwendig. Es wurde darauf geachtet, einen von der äußeren Krustenschicht bis ins Gesteinsinnere möglichst gleichmäßigen Ausschnitt zu erfassen. Sechs der Proben wurden zusätzlich poliert, um eine Analyse an der Elektronen-Mikrosonde (EMS) zu ermöglichen.

4.2.1.2 Analyse der Dünnschliffe

Die Analyse der Dünnschliffe erfolgte ebenso wie die photographische Aufnahme des Materials an einem Polarisationsmikroskop der Firma Leitz (Leitz Ortholux II Pol-BK).

Die allgemeine Ansprache des Materials im Dünnschliff wurde in Anlehnung an ADAMS et al. (1981, 1986), NESSE (1986) und PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF (1987) vorgenommen.

- Klassifikation der Korrosionsstufen nach BURGER & LANDMANN (1988)

Die Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) teilt die Korrosionsspuren auf Quarzkörnern in fünf Intensitätsstufen ein. Um entsprechend der oben dargestellten Überlegung mögliche Unterschiede der Korrosionsintensität an Körnern innerhalb einer Probe in ihrer räumlichen Verteilung festzustellen, wurden jeweils die Körner dreier Zonen einer Probe im Dünnschliff ausgezählt. Berücksichtigt wurde jeweils der äußere, krustennahe, der mittlere und der innere Probesteil. Die Zahl der ausgezählten Körner pro Zone lag im allgemeinen bei 140 bis 200.

- Präparation zur Analyse mit der Mikrosonde

Die sechs polierten Dünnschliffe wurden mit Aceton gereinigt und anschließend im Hochvakuum unter dem Lichtbogen mit Kohlenstoff bedampft. Bis zum Abschluß der Analysen erfolgte die Aufbewahrung der bedampften Schliffe im Exsikkator.

- Arbeitsgang an der Elektronen-Mikrosonde

Alle Analysen wurden an einer Elektronen-Mikrosonde vom Typ CAMECA SX 50 am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg durchgeführt.

Jeweils zwei mit Kohlenstoff bedampfte Dünnschliffe wurden auf dem Probestisch befestigt, wobei die Überbrückung durch Leitsilber erfolgte. Nach Einführen des Probestisches in die Sonde wurde darin ein Vakuum bis zum Wert etwa $1E-5$ Pa erzeugt.

Zur Aufnahme des chemischen Gesamtspektrums in den Proben wurde ein wellenlängendispersiver Scan abgefahren, nach dessen Ergebnis die zu bestimmenden Elemente festgelegt wurden. Anschließend erfolgte die Kalibrierung an den jeweiligen Referenzpunkten (in den Probestisch integriert).

Die Analyse ergibt den chemischen Bestand an Elementen in Gewichtsprozent, wobei die räumliche Auflösung pro Messung bei 2μ liegt.

Die Analyse der Proben erfolgte jeweils entlang mehrerer Profilinien von der äußeren Kruste zum inneren Probenbereich. Dabei wurden zuerst systematisch alle verschiedenen Krusten- bzw. Matrixtypen und einige Körner erfaßt und bei Auftreten von Regelmäßigkeiten diese durch weitere Messungen bestätigt. Die Zahl der Punktanalysen pro Probe lag bei dreißig bis fünfzig.

4.2.2 Mikromorphologische Untersuchungen an Quarzkörnern

4.2.2.1 Materialgewinnung

Um Unterschiede zwischen der äußeren, krustennahen Zone der Probe und dem inneren Bereich herauszufinden, wurde die Probe zunächst auf rein mechanischem Weg zerlegt (vorsichtiges Meißeln, Brechen mit Zange). Dabei wurden Probenteile der äußersten drei bis fünf Millimeter (inclusive der dünnen Krustenaufgabe) und aus etwa drei Zentimeter Probentiefe gewonnen. Anschließend wurde jede Einzelprobe nochmals in drei Teile geteilt. Es wurde streng darauf geachtet, die durch die mechanische Zerkleinerung direkt beanspruchten Körner zu entfernen.

Die weitere Bearbeitung des Materials wurde wie folgt vorgenommen:

- 1. Teil: keine weitere Aufbereitung.
- 2. Teil: Behandlung mit Oxalsäure nach TAMM (in MÜLLER, 1967). Das Ergebnis dieser Behandlung führte jedoch zu keinem befriedigenden Ergebnis, da kaum Körner aus dem Verband herausgelöst wurden.
- 3. Teil: Behandlung mit technischer Salzsäure (31/32%) (nach MÜLLER, 1967). Um die mechanische Beanspruchung der Körner bei der Gewinnung möglichst gering zu halten und so auch eventuelle empfindliche Strukturen der Oberfläche zu bewahren, wurde der 10-minütigen Behandlung mit kochender Salzsäure dem 30-minütigen Rühren der Vorzug gegeben (in Anlehnung an die Oxalsäurebehandlung; vgl. BAUMHAUER, 1986: 67).

Abschließend wurde das Material mehrmals mit H₂O dest. gewaschen und bei 40°C getrocknet.

Bei der Anfertigung der Präparate wurde den mit der HCl-Behandlung gewonnenen Körnern der Vorzug gegeben, da nur hier das Bindemittel (hauptsächlich Fe-Al-Verbindungen) hinreichend entfernt war. Anders aufbereitete Körner wurden zum Vergleich herangezogen.

Stark kieselig gebundene Gesteinspartien mußten aus der mikromorphologischen Untersuchung ausgenommen werden, da hier eine Gewinnung von Einzelkörnern bzw. eine Untersuchung der Kornoberflächen unter der Bindemittelaufgabe nicht möglich war.

4.2.2.2 Präparation des Materials

Für die raster-elektronenmikroskopische Untersuchung (REM) wurden unter einer Stereolupe bei 12- bis 40facher Vergrößerung Körner der Mittel- und Feinsandfraktion (geschätzt, s. Kap. 4.3.5) ausgewählt.

Gleichzeitig erfolgte die Charakterisierung der Körner nach Zurundung und Glanz (CAILLEUX, 1952; RUSSEL, TAYLOR, PETTIJOHN, in MÜLLER, 1967) und die Erstellung von Morphogrammen.

Die Körner wurden auf einen mit doppelseitigem Klebeband geringster Stärke belegten Träger aufgebracht. Die genaue Lage und Orientierung der Körner wurde in einer Skizze festgehalten. Eine Fixierung der Körner in Silberlack kam wegen der geringen Korngröße (randlicher Lackaufstieg) nicht in Frage.

Anschließend wurden die Präparate im Hochvakuum unter Lichtbogen auf eine Stärke von ca. 400 bis 500 Å mit Gold bedampft (Gerät: JEOL Fine Coat JFC-1100).

4.2.2.3 Analyse der Einzelkornpräparate

Die Analyse und die Aufnahme der Photos erfolgte an Raster-Elektronenmikroskopen vom Typ JEOL JSM-840 am ISMRa (Institut des Sciences de la Matière et du Rayonnement), Caen, und an der Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

4.2.3 Analyse von Pulverpräparaten

Die Röntgenbeugungsanalyse von Pulverpräparaten erwies sich als wenig ergiebig, da eine exakte Gewinnung der interessierenden Probenteile nicht möglich war. Darüber hinaus erschwert die starke Quarzdominanz im Röntgenspektrum die Interpretation.

Am Institut für Seenforschung, Langenargen, wurden für einen Teil der Pulverpräparate die Schwefelgehalte am Hochfrequenz-Induktionsofen bestimmt. Die Ergebnisse sind im Hinblick auf die Beurteilung organischer Einflüsse bei der Gesteinslösung von Interesse (vgl. Kap. 6.5.5).

4.3 Laboranalytische Bearbeitung der nicht verfestigten Verfüllungsmaterialien

Mit Ausnahme der Proben Nr. Kou 15 und T 22, die in der für feste Gesteinsproben angeführten Weise untersucht wurden, handelt es sich bei allen untersuchten Verfüllungsproben um Lockermaterialien.

Aufgrund der Situation im Gelände muß angenommen werden, daß zwischen Ausbildung der Lösungsformen und Eintrag des Verfüllungsmaterials eine mehr oder weniger lange Zeitspanne bislang nicht gefaßt werden konnte (vgl. Kap. 7.2). Die untersuchten Proben sollen deshalb vor dem Hintergrund der Literatur (SKOWRONEK, 1984b; PFEIFFER, 1987; VÖLKELE, 1988a, 1988b) nur eine grobe Anbindung der jüngeren Landschaftsentwicklung an die Verkarstungserscheinungen ermöglichen.

Bei allen nachfolgend aufgeführten Behandlungsmethoden wurde das Material in naturtrockenem Zustand bearbeitet und nicht mehr zusätzlich vorgetrocknet.

Teilweise in den Proben enthaltene, gröbere Komponenten (Durchmesser ≥ 1 cm) wurden vor der Bearbeitung entfernt und gegebenenfalls (Probe Nr. T 22) mit den Festmaterialien zusammen analysiert. Im allgemeinen handelt es sich bei den groben Bestandteilen um ungerundetes Material der näheren Umgebung, das zusammen

mit dem Feinmaterial eingetragen wurde.

4.3.1 Farbbestimmung

Die Farbe des Materials wurde jeweils in trockenem und in feuchtem Zustand nach der MUNSELL SOIL COLOUR CHART bestimmt. Die Bestimmung der Trockenfarbe entspricht in allen Fällen dem Zustand bei der Probenahme.

4.3.2 Bestimmung der Korngrößenverteilung

Zur Feststellung der Korngrößenzusammensetzung in der Feinmaterialmatrix wurden jeweils 10 g Einwaage der Trockensubstanz über Nacht mit 25 ml 0,4 n Natrium-Pyrophosphat-Lösung ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \times 10 \text{H}_2\text{O}$) angesetzt. Der Ansatz wurde mit H_2O dest. aufgefüllt und zwei Stunden lang rotierend geschüttelt.

Anschließend wurden die Fraktionen $> 63 \mu$ durch nasse Siebung abgetrennt, die feineren Fraktionen in einem Glaszylinder aufgefangen und auf 1 l mit H_2O dest. aufgefüllt.

Die Fraktionen $> 63 \mu$ wurden bei 105°C in den Sieben getrocknet und nach Auskühlung gewogen.

Von den im Glaszylinder aufgeschlämten Feinfraktionen wurden nach dem Pipettierverfahren nach KÖHN (1929) jeweils 10 ml (für Grob-, Mittel-, Feinschluff und Ton) abgetrennt, in Glasschälchen ebenfalls bei 105°C getrocknet und ausgewogen. Die Bestimmung der Gewichtsanteile erfolgte auf rechnerischem Wege.

4.3.3 Bestimmung des pH-Wertes

Zur Bestimmung des pH-Wertes wurden jeweils 10 g Trockensubstanz mit 25 ml 0,1 n KCl-Lösung angesetzt. Nach 20 Minuten wurde bis zum Einstellen des genauen Wertes (ca. 2 Min.) gemessen. Benutzt wurde ein elektronisches Meßgerät mit Glaselektrode vom Typ WTW pH digi 520.

4.3.4 Bestimmung des CaCO₃-Gehaltes

Je nach Reaktion der Vorprobe mit 10 %iger HCl wurden jeweils 4 bis 10 g Trockensubstanz mit 10 ml 10 %iger HCl zur Reaktion gebracht und die dabei entweichende CO₂-Menge in einem Gasometer nach SCHEIBLER gemessen. Der CaCO₃-Gehalt wurde rechnerisch ermittelt.

4.3.5 Mikromorphologische Untersuchung der Kornoberflächen

Untersucht wurden Körner der Fein- bis Mittelsandfraktion (Schätzwert). Dabei wurden die Körner nur in der für die Raster-Elektronenmikroskopische Untersuchung angeführten Weise gewonnen und aufbereitet (vgl. Kap. 4.2.2.1). So konnte die stärkere mechanische Bearbeitung der Kornoberflächen durch mehrstündiges Schütteln etc. vermieden werden.

Die Untersuchung erfolgte in gleicher Weise wie in Kap. 4.2.2.2 besprochen unter der Stereolupe und am Raster-Elektronenmikroskop.

4.3.6 Präparation des Materials zur Tonmineral-Analyse

Entsprechend den Analysenergebnissen zur Korngrößenzusammensetzung wurde die 10 g Tonanteil entsprechende Menge an Trockensubstanz mit 0,4 n Natrium-Pyrophosphatlösung (10 g TS/25 ml) angesetzt. Die weitere Behandlung bis zur Gewinnung der Fraktionen < 63 µ erfolgte wie für die Korngrößenanalyse, nur wurde statt zwei fünf Stunden lang rotierend geschüttelt.

Anschließend wurde der Grobschluff (20 - 63 µ) nach dem ATTERBERG-Verfahren (1912) abgetrennt. Die Korngrößen < 20 µ wurden mit H₂O dest. unter geringem Zusatz von Natrium-Pyrophosphatlösung aufgeschlämmt. Nach Absetzen des Mittel- und Feinschluffes (2 - 20 µ) wurde die Tontrübe dekantiert und gleichfalls bis zum Absatz stengelassen. Aus dem Absatz und der Resttrübe wurde der Ton durch Zentrifugieren gewonnen und in wässriger Suspension in Polyethylen-Fläschchen gesammelt.

Die so gewonnene Tonfraktion wurde in folgenden Schritten aufbereitet (vgl. hierzu SKOWRONEK, 1978: 49ff):

4.3.6.1 Karbonatzerstörung

Unter ständiger Kontrolle wurde der Tonsuspension 10 %ige HCl zugesetzt, bis der pH-Wert bei 4,5 lag (Messung mit gleichem Gerät wie oben, s. Kap. 4.3.3).

4.3.6.2 Humuszerstörung

Nach Erhitzen der Suspension im Wasserbad auf 65°C wurde durch Naßverbrennung mit 10 %igem H₂O₂, in kleinen Mengen zugesetzt, die organische Substanz zerstört. Nach Ende der Schaumbildung wurde 30 %iges H₂O₂ in minimaler Menge zur abschließenden Reaktion zugegeben. Die Probe wurde mit H₂O dest. aufgefüllt und am nächsten Tag der klare Überstand dekantiert.

4.3.6.3 Eisenentfernung

Die Entfernung des Eisens aus der Probe erfolgte nach der Methode von MEHRA & JACKSON (1960).

Dazu wurde die Probe mit 50 ml 0,3 n Natriumcitrat-2-Hydrat-Lösung (C₆H₅Na₃O₇ x 2 H₂O) und 10 ml 1 n Natrium-Hydrogencarbonat-Lösung (NaHCO₃) als Übersäuerungsschutz versetzt. Die Suspension wurde im Wasserbad auf 80°C erhitzt. Zur Überführung des Fe³⁺ zu löslichem Fe²⁺ wurden 3 g Natrium-Dithionit (Na₂S₂O₄) zugegeben. In einigen Fällen war bis zum Farbumschlag (=Reduktion) eine erhöhte Zugabe nötig, die in kleinsten Mengen vorgenommen wurde.

Nach Abschluß der Reaktion und Auskühlung wurde die Suspension vier Mal mit 2 n NaCl-Lösung und anschließend mehrmals mit H₂O dest. gewaschen, bis keine Ausflockung der Tone mehr auftrat.

4.3.6.4 Belegen der Tone mit Ca und K

Zunächst wurde die Gesamtmenge der Tonsuspension dreimal mit 1 n CaCl₂-Lösung versetzt und anschließend bis zur Chloridfreiheit mit H₂O dest. gewaschen.

Ein Teil des so vorbereiteten Grundpräparates wurde zusätzlich in gleicher Vorgehensweise mit 1 n KCl-Lösung belegt und gewaschen.

Zur Analyse wurden die Ca-/K-belegten Tonsuspensionen auf Objektträger aufgetragen und an der Luft bei Raumtemperatur getrocknet.

4.3.7 Analyse der Tonminerale

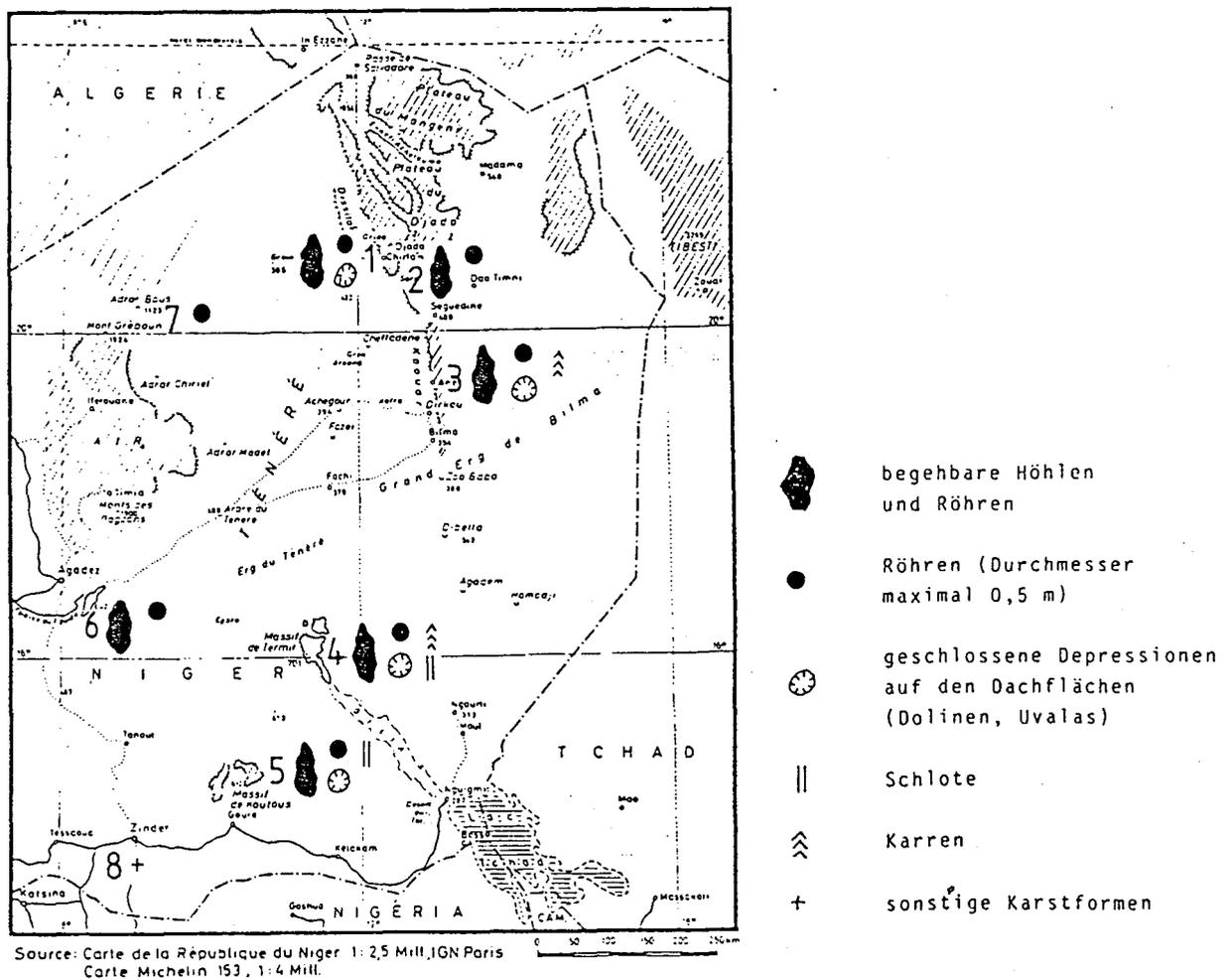
Für die Röntgenbeugungsanalysen stand ein Gerät der Marke Philips vom Typ PW 1729 X-Ray Generator zur Verfügung.

Die vorbereiteten Präparate wurden jeweils von 3° bis 27° unter $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung abgefahren. Dabei bildete die Analyse der Ca-belegten Tone die Bezugsbasis, während die K-belegten Tone insbesondere die Identifikation von Mineralen der Illitgruppe ermöglichten.

5 Geomorphologische Darstellung der untersuchten Teilregionen unter besonderer Berücksichtigung des Karstformenschatzes

Bei der Vorstellung der einzelnen Untersuchungsregionen wird neben einer Übersicht über die jeweiligen geologischen Verhältnisse die geomorphologische Situation ausführlich dargestellt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Beschreibung der untersuchten Lösungsformen in ihrem geomorphologischen Zusammenhang.

Einen Überblick über die Lage der behandelten Karstgebiete im Untersuchungsraum gibt Fig. 8.



1: Südwestliches Vorland des Djado-Plateaus (Kap. 5.1), - 2: Col de Sara (Kap. 5.2), - 3: Stufe von Bilma (Kap. 5.3), - 4: Massif de Termit (Kap. 5.4), - 5: Massif de Koutous (Kap. 5.5), - 6: Stufe von Tiguidit (Kap. 5.6), - 7: Adrar Bous (Kap. 5.7), - 8: Damagaram (Kap. 5.7)

Fig. 8: Lage und Art der untersuchten Karstvorkommen

Während der Geländeaufenthalte wurden in allen in Fig. 8 bezeichneten Gebieten eine große Zahl von Karsterscheinungen festgestellt. Aus technischen und Zeitgründen war eine vollständige Detailaufnahme der beobachteten Formen jedoch nicht möglich. Deshalb, und um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, beschränkt sich die jeweils an die Darstellung der Untersuchungsregionen anschließende Auflistung der Karstformen auf markante Einzelbeispiele. Sie sollen in erster Linie die für die jeweilige Region typischen Merkmale des Karstformenschatzes verdeutlichen.

5.1 Das südwestliche Vorland des Djado-Plateaus

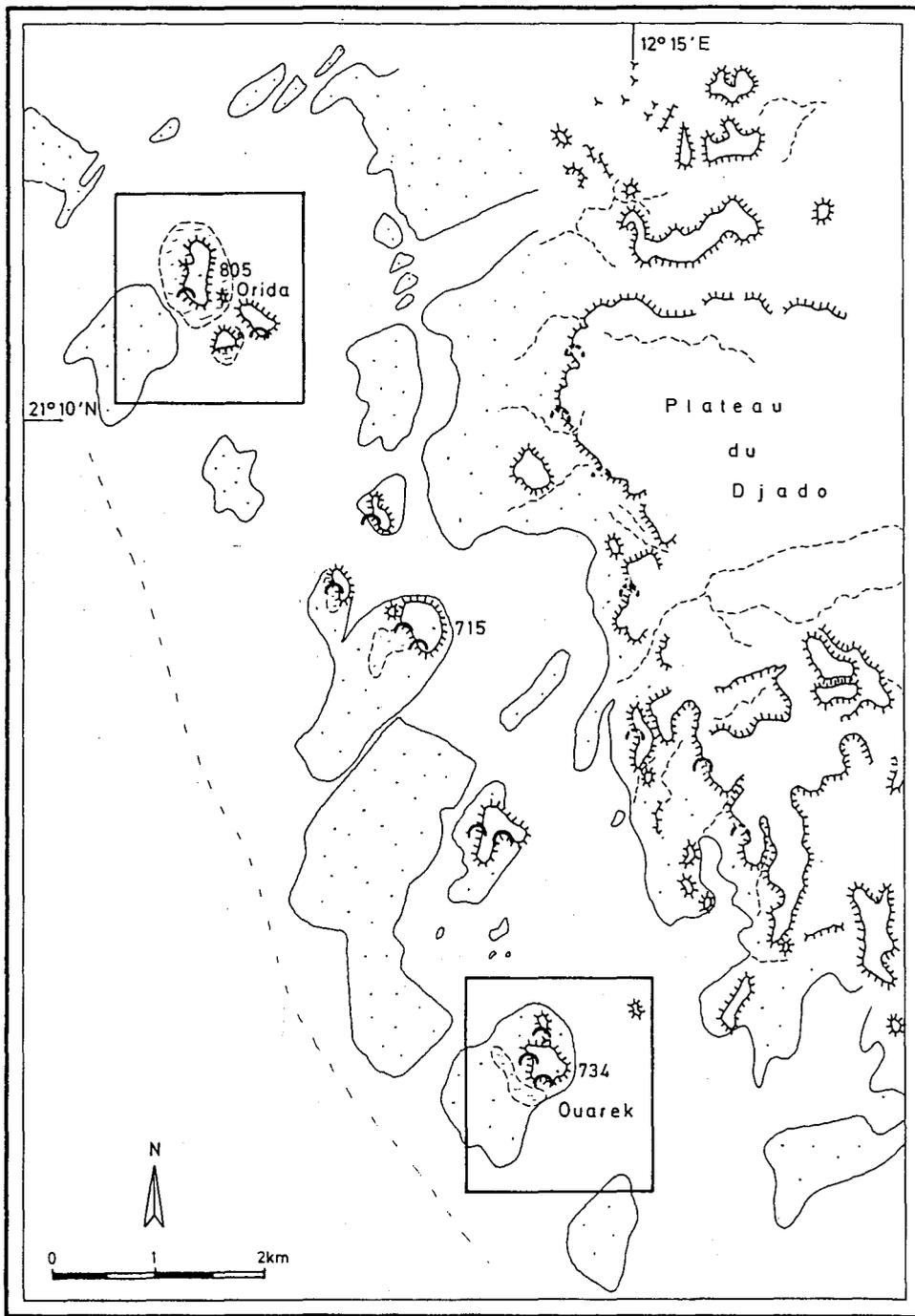
Die südwestlichen Ausläufer des Djado bilden den nördlichsten Teil und gleichzeitig die nordöstliche Begrenzung des Untersuchungsraumes.

Das engere Arbeitsgebiet umfaßt den Teil des Vorlandes des Djado-Plateaus, der in Fig. 9 dargestellt ist. Es erstreckt sich zwischen der aufgelassenen Siedlung Djaba und dem Brunnen Orida bzw. den nicht näher bezeichneten Inselbergen in dessen unmittelbarer Umgebung. Im Osten wird es durch die Djado-Stufe ("Falaise du Djado") begrenzt.

Damit reicht es entlang etwa $12^{\circ}15'$ östl. Länge von $21^{\circ}5'$ bis $21^{\circ}11'$ nördl. Breite.

Das Untersuchungsgebiet wird von der mehr als 300 m über das Vorland aufragenden Stufe des Djado beherrscht. Diese streicht in Anlehnung an den geologischen Bau in NNW-SSE-Richtung (LOUIS, 1970: 220). Die Dachfläche, der Westrand des eigentlichen Djado-Plateaus, erscheint im Luftbild stark aufgelöst und ist in weiten Bereichen unter einer jüngeren Sandauflage verborgen. Der nach Nordosten anschließende Bereich des Plateaus ist nach BUSCHE (1982: 167) weitflächig von einer Silcretedecke überzogen und zeigt darin örtlich intensive Verkarstung.

Vor der Hauptstufe des Djado ist eine mehrere Zehner von Metern übertiefte Stufenvorlandsenke entwickelt, die den Vorkommen vor den untersuchten Schichtstufen weiter im Süden ähnelt (vgl. Kap. 5.3, 5.4). In ihrem am stärksten übertiefsten, südlichen Teil befinden sich die untersuchten Inselberge (Abb. 1).



Quelle: Carte de l'Afrique de l'Ouest, Rép. du Niger, 1: 200 000
Bl. NF-33 - VII, Djado, Luftbilder

Entw.u.Zchnng.: B.SPONHOLZ

- | | | | |
|---|-------------------------------|---|--|
|  | Inselberg |  | Pediment; freie Felsfläche
im Vorlandniveau |
|  | Grenze der Vorlandübertiefung |  | Höhle |
|  | Wadi | .435 | Höhenangabe in m ü.NN |

Fig. 9: Übersichtsskizze des südwestlichen Vorlandes des Djado-Plateaus

Die Inselberge erreichen absolute Höhen von über 700 m ü.NN und ragen damit teilweise mehr als dreihundert Meter über ihre Umgebung auf. Innerhalb des übertieften Stufenvorlandes sind sie jeweils nochmals von einer Depression geringerer Ausdehnung umgeben (Fig. 10 und 11). Das westlich der Stufenfußdepression anschließende Vorland ist bei 470 m ü.NN entwickelt.

Die geologische Struktur des Djado-Beckens ist als die südwärtige Verlängerung des Murzuk-Beckens anzusprechen (LOUIS, 1970: 220; BUSCHE, 1982: 31; TROMPETTE, 1983: 123). In seiner Situation zu den alten Strukturen der Tripoli-Tibesti-Schwelle und der Tihemboka-Schwelle sowie dem Murzuk-Djalo-Trog (KLITZSCH, 1970)(vgl. Fig. 4) ist es eine der am frühesten ausgebildeten und bis heute persistierenden Strukturen des Raumes. Seine Bildung wird in den Rahmen variszischer Bewegungen gestellt. Die Beckenstruktur in ihrer heutigen Form ist damit seit dem ausgehenden Paläozoikum festgelegt. KLITZSCH nimmt an, daß die paläozoischen Sedimente des Djado-Beckens einst über die Gebiete der heutigen Gebirge Hoggar und Tibesti hinweggereicht haben.

Der Westrand des Djado-Beckens wird durch das Ausstreichen des kristallinen Sockels in der Nähe von Grein bestimmt, etwa 150 km westlich der Djado-Stufe gelegen. Der Anstieg zum Tibesti bildet die östliche Begrenzung, während nach Süden die Beckenstruktur unter die Sedimente des Continental Intercalaire abtaucht und nicht genau fixierbar ist.

Nach FAURE (1966) und LOUIS (1970) ist das Djado-Becken bereits seit dem Paläozoikum Sedimentationsraum überwiegend kontinentaler Prägung. So finden sich im Djado-Becken über dem präkambrisch konsolidierten Sockel teilweise bis 2.000 m mächtige Sedimente des Kambro-Ordoviziums, des Devon und Karbon und der kaum gegliederten Serien des Nubischen Sandsteins.

Während der von Südwesten her in das Becken von Bilma eindringenden Transgression des Ober-Turon-Meeres blieben im Djado kontinentale Verhältnisse bestehen. Die Meeresbedeckung endete bereits im Bereich des südlichen Kaouar (GREIGERT & POUUNET, 1967: 195).

Die Sedimentation während des Ober-Senon ist mit der Hebung des südlich anschließenden Gebietes in Verbindung zu bringen. Nach

der Ablagerung dieser Sedimente herrscht im östlichen Niger eine Sedimentationslücke, die den Zeitraum bis zum Post-Eozän umfaßt (FAURE, 1966: 32f).

Sowohl bei den ältesten vorkommenden Schichtgliedern als auch bei den jüngeren Serien handelt es sich ganz überwiegend um kreuzgeschichtete, feinkörnige Sandsteine kontinentaler Fazies. Die Sedimente sind im allgemeinen fossilarm.

Bei sehr geringen Eisengehalten sind die kambrischen Sandsteine, die die der Stufe vorgelagerten Inselberge aufbauen, überwiegend kieselig gebunden. Dabei enthält die Matrix aus amorpher Kieselsäure geringe Anteile von Aluminium. Die Phosphorgehalte liegen mit teilweise über 15 Gew.-% beachtlich hoch (vgl. Kap. 6.5.5.1). Neben den stark verfestigten Sandsteinen kommen auch mürbe Partien vor, aus denen das Bindemittel weitgehend entfernt ist. Die darin auftretende Bleichung und die teilweise extreme Gefügelockerung werden nach SKOWRONEK (1984b: 223) auf Grundwasserverwitterung schon während des Tertiärs zurückgeführt. Die Situation ist damit dem Kaouar vergleichbar. Wie an der Stufe von Bilma ist auch im Djado die dunkle Patinierung der Gesteinsoberfläche auf die wenngleich geringen Eisengehalte zurückzuführen.

Die tektonische Beanspruchung in diesem Teil des Untersuchungsraumes beschränkt sich im wesentlichen auf weitgespannte Verbiegungen, die letztlich die Sedimentverstellung und den Verlauf der heutigen Stufe bestimmen. Bruchstrukturen, wie sie im Ténéré und im Air teilweise das Landschaftsbild prägen, spielen für den Westteil des Djado keine größere Rolle.

Deutliche Schwereanomalien, die im Vorland der Djado-Stufe auftreten, werden von LOUIS (1970: 223) auf Änderungen in Aufbau und Mächtigkeit der Sedimentserien ohne Einfluß größerer Störungen zurückgeführt. Die Westflanke des Djado-Beckens bezeichnen PLAUCHUT & FAURE (1959: 29) vielmehr als regelmäßige, monoklinale Struktur ("monoclinale très régulière").

Im nördlichen Djado - außerhalb des Untersuchungsgebietes - kam es seit dem Ordovizium vereinzelt zum Aufdringen saurer Vulkanite (PLAUCHUT & FAURE, 1959: 28).

Als weitaus entscheidender als die lokale Tektonik muß der Einfluß des sich im Tertiär hebenden Tibesti angesehen werden. So ist nach den gleichen Autoren der Ostrand des Djado-Beckens am Übergang zum Tibesti durch eine komplizierte Tektonik wesentlich stärker gegliedert als sein westlicher Teil. Neben der Hebung der im Djado-Becken abgelagerten Sedimente und damit ihrer Freigabe an oberflächige Abtragungsprozesse muß vor allem davon ausgegangen werden, daß sich die Grundwasserverhältnisse entscheidend veränderten (KLITZSCH et al., 1976; SKOWRONEK, 1984b).

Neben den von BUSCHE (1982) beschriebenen Karstvorkommen auf dem Djado-Plateau selbst - dieses Gebiet konnte ich leider in die eigenen Untersuchungen nicht einbeziehen - weisen die der Stufe vorgelagerten Inselberge einen hohen Grad der Verkarstung auf. An den Inselbergwänden sind zahlreiche Höhlen und Röhren angeschnitten. Die Öffnungen haben meist Durchmesser von mehr als einem Meter, nachträgliche Ausweitung durch Versturz nicht mitgerechnet. Die Höhlenwände sind in Resten von einer geringmächtigen (unter 1 mm) Kieselkruste überzogen, die wie eine Glasur wirkt (Kap. 6.5.4).

Zwar konnten nicht alle der an den Inselbergwänden austretenden Karstöffnungen näher untersucht werden. Nach Aufnahme der erreichbaren Formen kann jedoch sehr wahrscheinlich eine gleiche Situation für die unzugänglichen Teile angenommen werden. Das ergibt bei vorsichtiger Abschätzung des Karstvolumens in diesem Bereich einen Hohlraumanteil von rund 3 %. Mit Ausnahme einiger besonders stark von der Verkarstung betroffenen Teilbereiche der übrigen Untersuchungsgebiete liegt damit im gesamten, in die Geländearbeit einbezogenen Teil des südwestlichen Djado-Vorlandes der höchste festgestellte Verkarstungsgrad vor. Gleichzeitig treten in den Inselbergen des Djado die größten bislang für den saharischen Raum überhaupt aufgenommenen Höhlen in Sandsteinen auf (RENAULT, 1953).

Durch hohe Grundwasserstände in Stufennähe und insbesondere in den übertieften Depressionen wird ein etwas dichter Pflanzenwuchs ermöglicht. Stellenweise sind kleinflächige Sebkhien ausgebildet. Spuren einer frühen Nutzung durch den Menschen sind neben verlassenen Siedlungen im Bereich der Stufe vor allem Felszeichnungen und Gravuren, die bevorzugt an den Portalen größerer Höhlen angebracht sind. Der Grad ihrer Erhaltung weist auf die

geringe Wirksamkeit der Verwitterung und oberflächigen Abtragung in diesen Bereichen im jüngeren Holozän hin.

5.1.1 Karstvorkommen im südwestlichen Vorland des Djado-Plateaus

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Orida; Inselberge unmittelbar westlich und östlich des Brunnens

TK 200: NF-33-VII (Djado)

Datum der Aufnahme: 16.10.1986

Länge: 12°12'50'' E

Breite: 21°10'50'' N

Höhe ü.NN: 500 - 805 m

Stratigraphische Einordnung: Kambrium

Zugehörige Probe: Ori

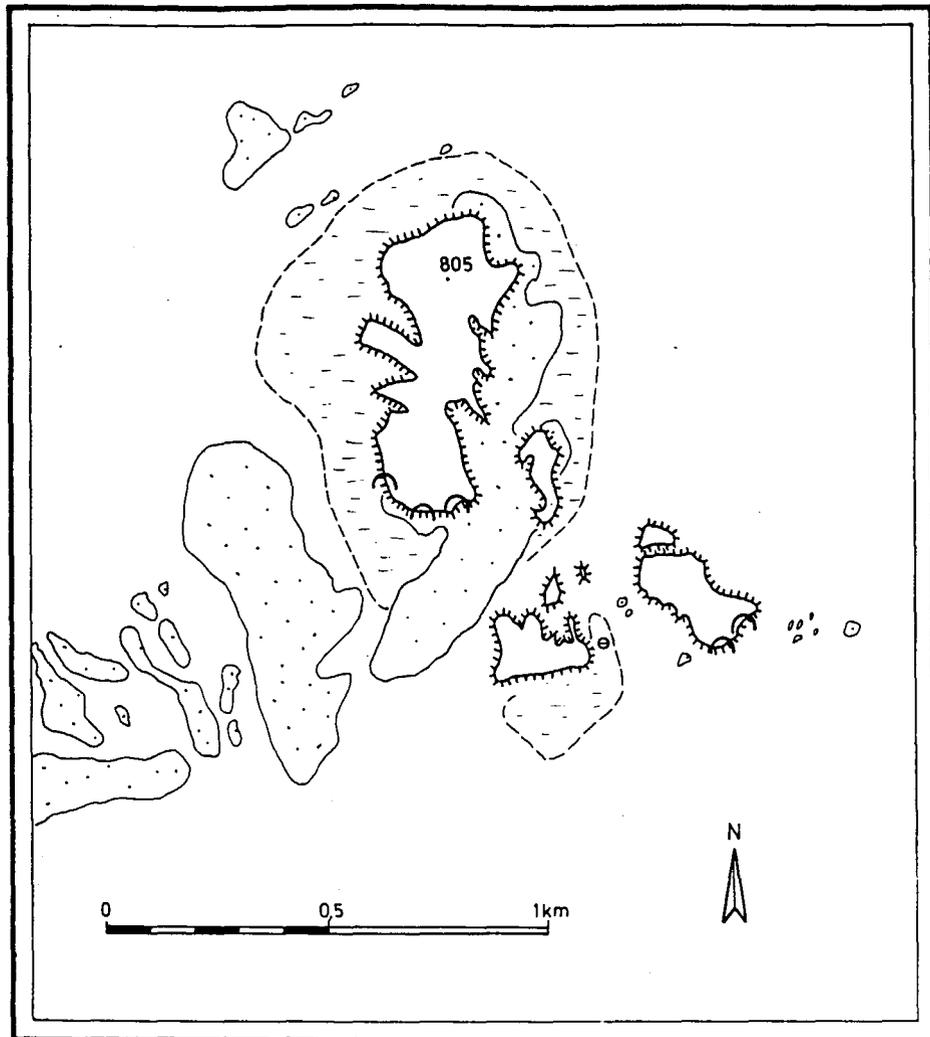
Topographische Position/Exposition:

Die der Hauptstufe um einige Kilometer vorgelagerten Inselberge sind kegelförmig mit teilweise senkrechten Wänden. Ihre relative Höhe erreicht über 300 m. Deutlich gegen die Steilhänge abgesetzt sind die Inselberge von gering geneigten Pedimenten umschlossen, die in den gleichen kambrischen Sandsteinen ausgebildet sind. Die Pedimente zeigen in ihren hangwärtigen Teilen örtlich eine Zerschneidung durch jüngere Rinnen. Nach außen tauchen sie unter die quartäre Lockersedimentfüllung der Depression ab.

Alle aufgenommenen Karstformen befinden sich unmittelbar am Fuß der Inselberge oder direkt über der wenig entwickelten Schutthalde. Zwar treten auch in den höhergelegenen Hangpartien zahlreiche Karstöffnungen gleicher Größe aus; sie waren jedoch im Rahmen der Geländearbeiten aus Sicherheitsgründen nicht zugänglich.

Bei den untersuchten Höhlen handelt es sich um Formen, deren am stärksten ausgeweitete Hohlräume bei unterschiedlicher Kluftabhängigkeit horizontal bis schräg orientiert sind. Diese horizontal liegenden Hohlräume sind auf mehrere Stockwerke konzentriert. In mehreren Fällen wurden zwischen den Höhlenstockwerken senkrechte Verbindungsrohre beobachtet. Soweit feststellbar, zeigen die Röhren Detailformen des phreatischen Karstes, wie rundlich-elliptische Querschnitte von mehreren Dezimetern Durchmesser und Scallops in Dezimetergröße, die für eine relativ langsame

Lösungszirkulation sprechen. Die Oberfläche der Röhren ist in gleicher Weise wie die Höhlenwände kieselig verkrustet.



Quelle: Carte de l'Afrique de l'Ouest, Rép. du Niger 1:200000
Bl. NF-33-VII, Djado,
Luftbilder

Entw. u. Zeichng.: B. SPONHOLZ

- | | | | |
|--|--|------|------------------------|
| | Inselberg | | Höhle |
| | Stufenvorland
-depression | | Brunnen |
| | Pediment; freie Felsfläche
im Vorlandniveau | -435 | Höhenangabe in m ü. NN |

Fig. 10: Übersichtsskizze der Inselberggruppe von Orida

Beispielhaft können die genannten Formen an folgenden Höhlen vorgestellt werden:

1. Große Höhle mit Austritt am westexponierten Hang des westlichen Inselberges (vgl. BUSCHE, 1982: Abb. 40-42). Austritt über der etwa 10 m den Hang hinaufreichenden Schutthalde. Dies ist die größte begehbare Höhle, die im gesamten Untersuchungsgebiet gefunden wurde.

Der Hauptraum der Höhle ist über einen 1 m breiten, angeschnittenen Kamin in 3 m Höhe über dem Eingangsniveau zu erreichen. Der Boden des Hauptraumes ist schräg zur Mitte hingeneigt und von Feinmaterial bedeckt. Die Breite des Hauptraumes erreicht 10 m. Seitlich buchten die Wände in mehreren Lösungstaschen von bis zu 1,5 m Durchmesser aus. Die Decke wölbt sich kuppelförmig bis in eine Gesamthöhe von knapp 20 m über dem Boden. Im hinteren Teil der Höhle schließt nach unten eine weitere Kammer von 5 m Durchmesser an, die durch eine Sandsteinbrücke vom Hauptraum getrennt ist. An mehreren Stellen, bevorzugt an der Decke des Hauptraumes und im unteren Teil der kleinen Kammer, treten senkrechte Röhren von einigen Dezimetern Durchmesser aus.

2. Kluftorientierte, NS-verlaufende Höhle mit Austritt an der Südseite desselben Inselberges.

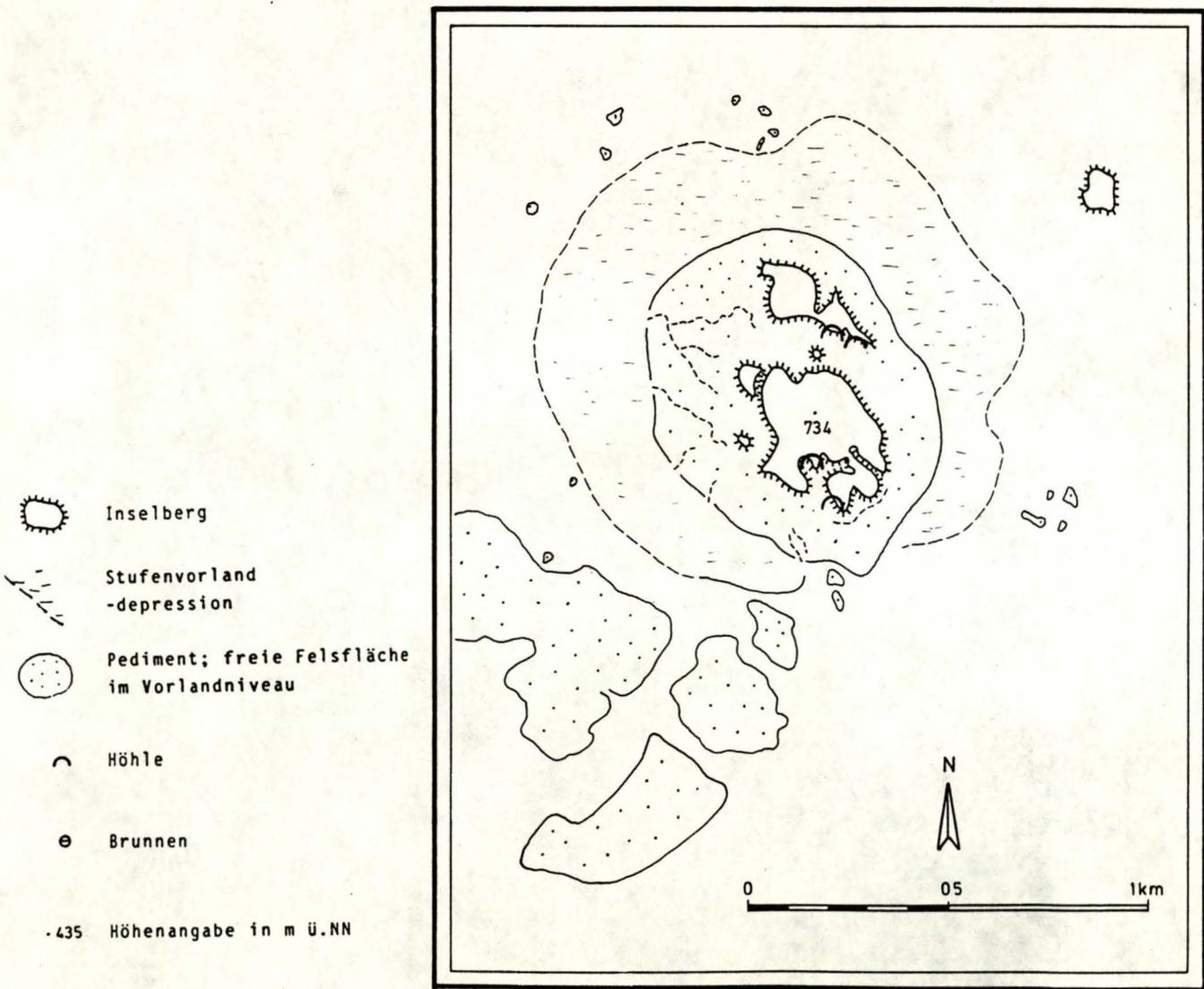
Die gestreckt verlaufende Höhle mit einer gemessenen Länge von knapp 50 m (hinter nicht passierbarer Engstelle Fortsetzung auf unbekannte Länge) erreicht wechselnde Höhen bis maximal 6 m. Die weitere Fortsetzung nach oben und unten erfolgt entlang der Kluft, die auch den Verlauf der Höhle bestimmt. Der Höhlenboden weist mehrere Gefällswechsel auf. Abschnittsweise steigt er mit 5 - 7° an, streckenweise fällt er mit bis zu 15° zum Inneren des Berges ab.

3. Nicht begehbare Höhle unter großem Abri auf der Südseite des östlichen Inselberges. Diese Höhle reicht unter das im Anstehenden entwickelte Niveau der Vorlanddepression.

Vom Fuß des Inselberges aus ist sie auf eine Länge von etwa 15 m einsehbar. In diesem Abschnitt wiederholen sich mehrfach kammerartige Weitungen und Engstellen. Insgesamt führt die Höhle mit etwa 7° Gefälle in den Berg hinein.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Ehi Ouarek
 TK 200: NF-33-VII (Djado)
 Datum der Aufnahme: 15./16.10.1986

Länge: 12°14'50'' E
 Breite: 21°07'20'' N
 Höhe ü.NN: 500 - 734 m
 Stratigraphische Einordnung: Kambrium
 Zugehörige Probe: Oua 1



435 Höhenangabe in m ü.NN

Quelle: Carte de l'Afrique de l'Ouest, Rép. du Niger 1: 200 000
 Bl. NF-33-VII, Djado,
 Luftbilder
 Entw. u. Zeichng.: B.SPONHOLZ

Fig. 11: Übersichtsskizze des Ehi Ouarek

Topographische Position/Exposition:

Bei etwas geringerer relativer Höhe hat der Inselberg Ehi Ouarek große Ähnlichkeit mit den Inselbergen von Orida.

Aufgenommen wurden mehrere Höhlen, die teilweise über die weit hinaufreichende Schutthalde (v.a. im den Berg teilenden, NE-SW-verlaufenden Einschnitt, dem "Schakaltal") zu erreichen sind. In den höhergelegenen Hangpartien vor allem der Westseite des Inselberges sind noch eine Vielzahl weiterer, nicht erreichbarer Höhlen angeschnitten (Abb. 1).

1. Große Höhle an der Südwestseite des Inselberges mit nachgebrochenem Portal (Fig. 12).

Die Höhe des nachgebrochenen Portales, das in Abb. 1 deutlich zu erkennen ist, liegt bei 30 m. Die eigentliche Höhle befindet sich dahinter in 6 m Höhe über dem Eingangsniveau. Mit diesem ist sie durch eine verfüllte Spalte von knapp 1 m Breite verbunden. Aus dieser Spalte stammt die Verfüllungsprobe Nr. Oua 1.

2. Mehrere Höhlen sind an der Westflanke des Ehi Ouarek über die Schutthalde bis in eine Höhe etwa 50 m über dem Vorland erreichbar. Hier wurden wegen starker anthropogener Überformung (Ausbau) keine Detailaufnahmen durchgeführt. Die natürliche Anlage der Höhlen ist aber eindeutig erkennbar.
3. Große Höhle im oberen Teil des Schakaltales, über die Schutthalde in etwa 60 m Höhe über dem Vorland zu erreichen (Fig. 14).

Neben der Gliederung des Höhlenraumes durch seitliche Lösungstaschen und Deckenkuppeln sind im hinteren Teil der Höhle mehrere Verbindungsröhren zu anderen Höhlenstockwerken angeschnitten. Sie entsprechen den für Orida beschriebenen Vorkommen (s. S. 59).

4. Kleinere Höhle im unteren Teil des Schakaltales, ca. 40 m über dem Vorland (Fig. 15, Abb. 2).

Diese Höhle weist als Besonderheit eine im hinteren Teil des Hauptraumes erhaltene Sandsteinsäule auf. Der Säulenfuß ist

allseitig gleichmäßig abgeschrägt, was für eine Lösungsformung spricht (vgl. Kap. 5.8). Nur in den untersten Zentimetern zeigt er eine Versteilung, die mit der späteren, erosiven Überformung der Höhle in Verbindung zu bringen ist.

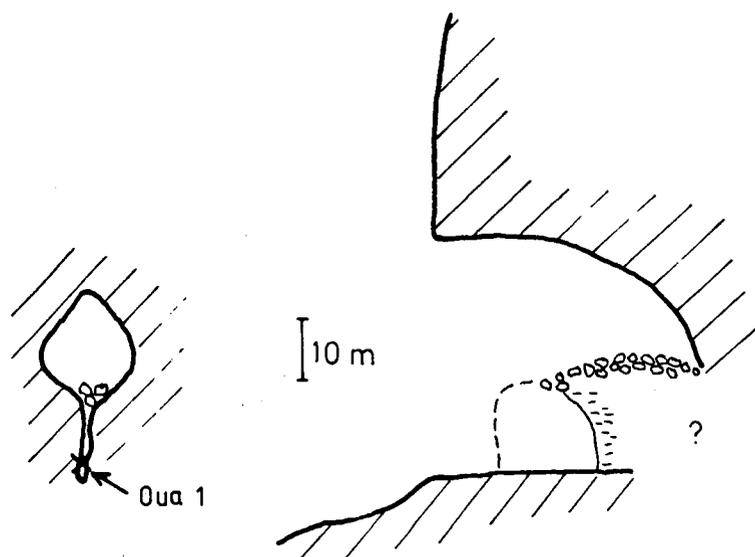


Fig. 12: Plan der Höhle an der SW-Flanke des Ehi Ouarek mit Lage der Entnahmestelle von Verfällungsprobe Nr. Oua 1 (verändert nach: RENAULT, 1953: Fig. 3); Legende s. S. 65

Legende zu den Höhlenplänen

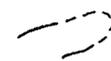
	Gang, Raumbegrenzung		Kluft, Spalte
	Gang, unter anderem verlaufend		Schichtfuge
	Gang, über anderem verlaufend		Schnitt (Pfeil in Blickrichtung)
	Gangfortsetzung, ohne Möglichkeit des Weiterkommens		Höhlengewässer mit Fließrichtung (zeitweise)
	Gangfortsetzung, mit Möglichkeit des Weiterkommens		Kolk (Boden)
	angenommene, geschätzte Raumform		Kolk (Wand)
	Trauflinie (Höhlenbeginn)		Kolk (Decke)
	Stufe (Steilabbruch, Wandstufe; Höhe in m)		Blockwerk
	Abgrund in der Höhle (Innenschacht; Tiefe in m)		Schutt, Bruchmaterial (scharfkantig)
	Kamin (Höhe in m)		Guano
	Gefällepfeil (in der Höhle)		
	Gefällepfeil (vor der Höhle)		
	Ganghöhe, Raumhöhe (Angabe in m)		

Fig. 13: Legende zu den Höhlenplänen (verändert nach: MÜLLER, 1981)

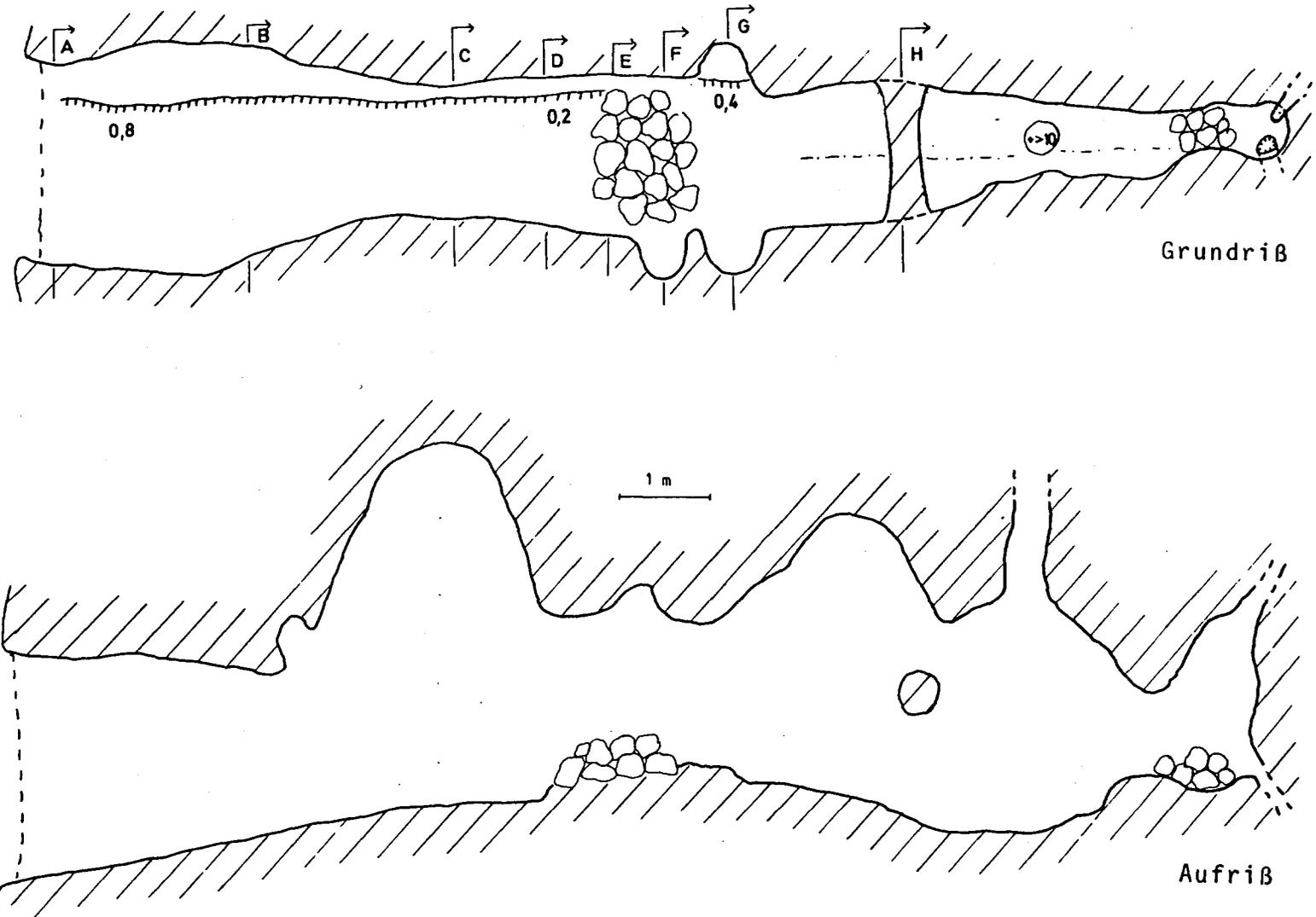


Fig. 14a: Plan der Höhle im oberen Schakaltal (Grund- und Aufriß); Legende s. S. 65

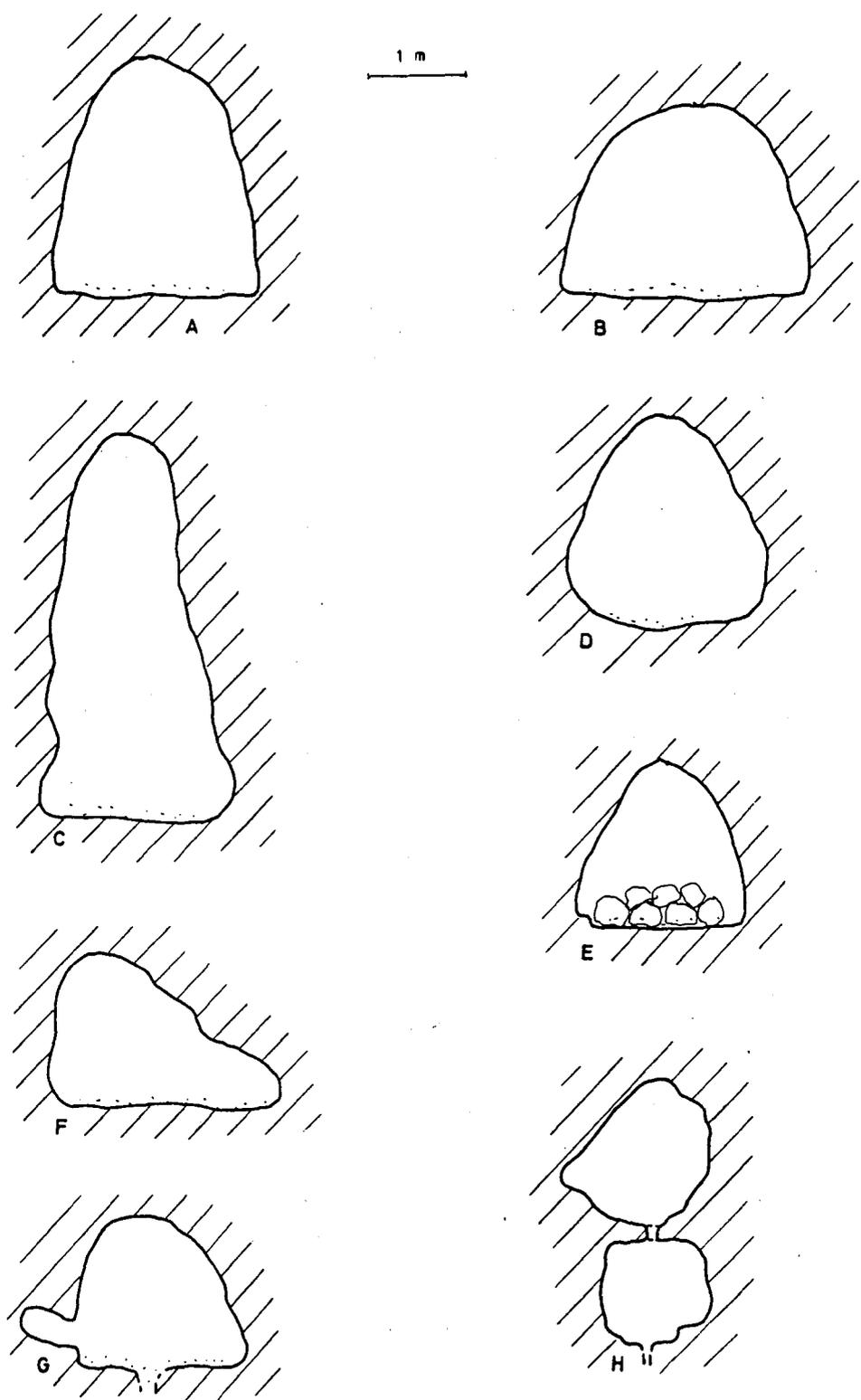
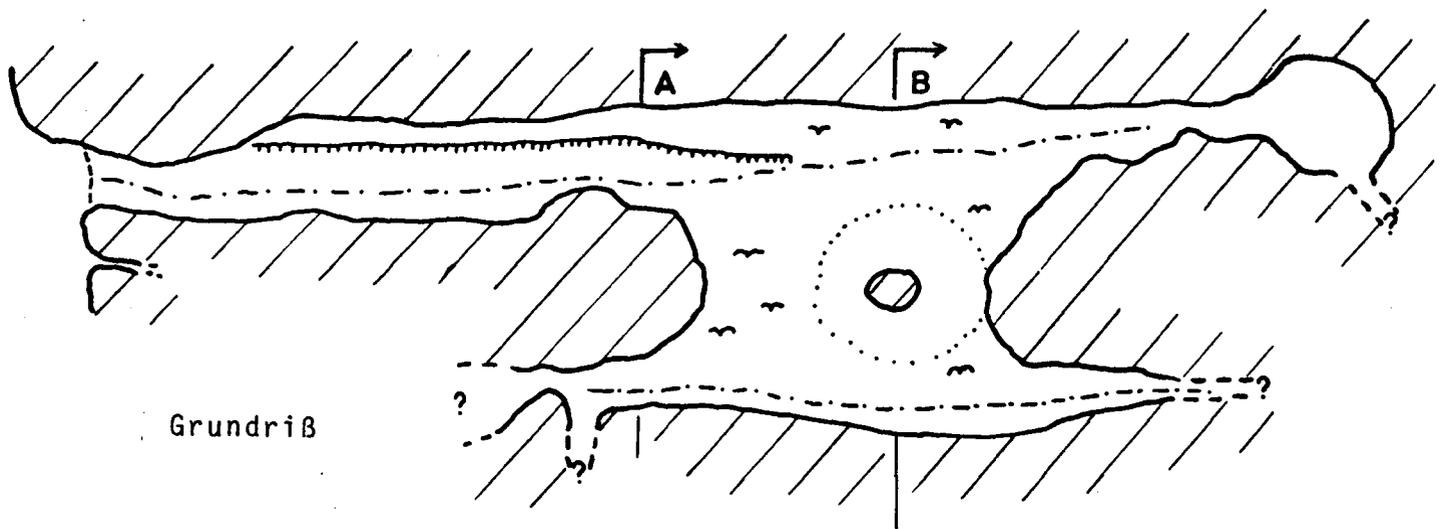
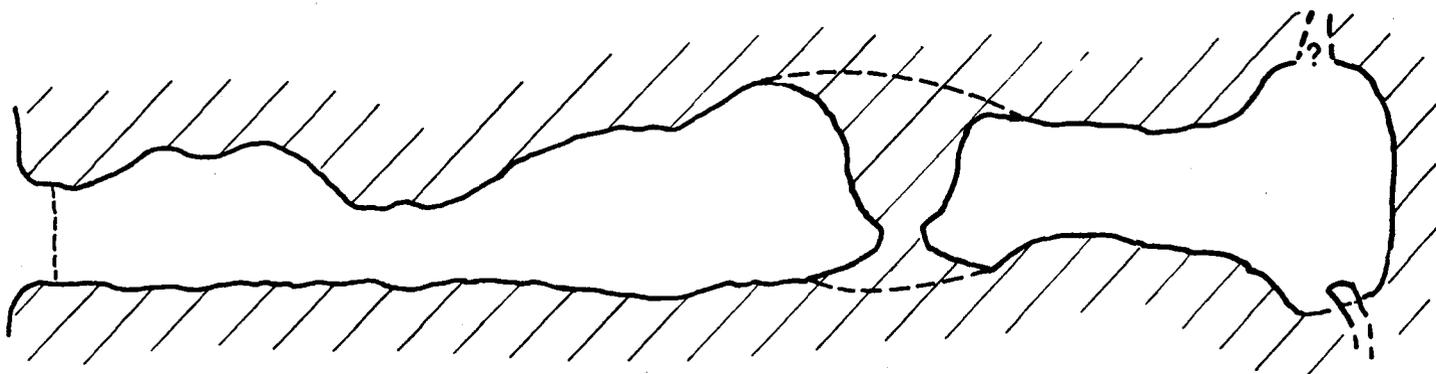


Fig. 14b: Plan der Höhle im oberen Schakaltal (Querschnitte);
 Legende s. S. 65

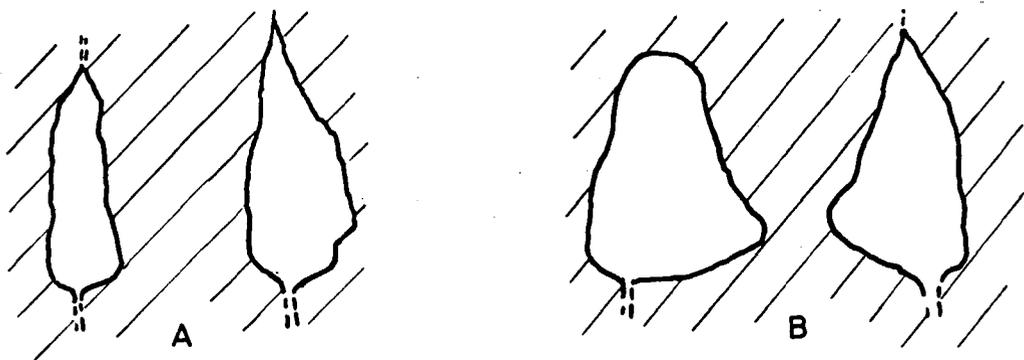


Grundriß

1 m



Aufriß



Querschnitte

Fig. 15: Plan der Höhle im unteren Schakaltal; Legende s. S. 65

5.2 Das Gebiet von Col de Sara

Das Gebiet von Sara und dem Col de Sara schließt südlich an das Djado an. Es liegt bei 12°30' östl. Länge, 20°39' nördl. Breite auf rund 470 m ü.NN.

Das Kerngebiet der Untersuchungen umfaßt ein wenige km² großes Areal. Es liegt einige hundert Meter südöstlich des eigentlichen Col de Sara.

Im Untersuchungsgebiet herrschen feinkörnige, stark gebleichte Sandsteine vor, die stratigraphisch dem Kambrium bis Kambro-Ordovizium zugeordnet werden (FAURE, 1966). Es handelt sich um sehr reine, kreuzgeschichtete Quarzsandsteine. Teilweise sind sie kieselig gebunden, im Kerngebiet ist das Bindemittel jedoch weitgehend entfernt. Randlich nimmt der Eisengehalt in den Sandsteinen deutlich zu und verleiht ihnen eine rötliche, auch gelbliche Färbung. Die obersten Niveaus sind in Resten von Silcreteblöcken bis knapp 1 m Mächtigkeit überdeckt.

Seine morphologische Prägung erhält das Gebiet durch Erosionsreste des paläozoischen Sandsteins innerhalb eines fluvialen Systems, das mit einem ENE-WSW-verlaufenden Zweig des Enneri Blaka/Enneri d'Oleki in Verbindung steht.

Die Sandsteinreste sind in isolierte, steilwandige Kuppen von jeweils maximal 10 Metern Höhe und 20 bis 30 Metern Durchmesser aufgelöst (Abb. 3). Klüfte im Gestein werden durch verstärkte Ausräumung entlang der zerrütteten Partien auch morphologisch stark betont. Teilweise lassen sich die geweiteten Klüfte über größere Entfernungen in verschiedenen Kuppen verfolgen.

Neben den noch weitgehend intakten Kuppen sind auch stark aufgelöste Formen zu beobachten, die nur noch als Bögen erhalten sind.

Die Abschnitte zwischen den einzelnen Sandsteinkuppen sind von ebenen Akkumulationsbereichen äolisch und fluvial verlagerten Sandes eingenommen.

Die Kuppen sind von einer Vielzahl von Röhren durchzogen, die teilweise stärker gegliedert sind und höhlenartige Züge tragen können. Die größten von ihnen sind begehbar. Der Hauptteil dieser Strukturen hat jedoch nur Durchmesser von wenigen Dezimetern

(Abb. 4). Eine Anlehnung an das Kluftsystem ist stärker als in den übrigen Untersuchungsgebieten nachweisbar. Die größte Kluft- und Röhrenhäufigkeit tritt bei 130° auf.

Ein Teil der Formen weist geringmächtige, kieselige Überzüge an den Innenwänden auf und zeigt gleichzeitig über die Dünnschliffanalyse Lösungseinflüsse am Gestein. Die Anlage der Formen durch Verkarstungsvorgänge ist damit nachgewiesen (Kap. 6.4.2). Allerdings tritt die entsprechende Verkrustung nur an einem Teil der Hohlformen im Gebiet auf.

Eine zusätzliche Überprägung der Sandsteinkuppen durch Piping ist nicht auszuschließen. Wo die Verkrustung der Röhrenwände fehlt und nur noch wenig Bindemittel zwischen den Quarzkörnern vorhanden ist, ist eine mechanische Ausräumung des Materials denkbar. Auch sind viele der Röhren, die die Kuppen durchziehen, im Vergleich zu Lösungsröhren auffallend gestreckt angelegt und sehr einfach geformt.

Der unmittelbare, räumliche Zusammenhang der von Röhren durchzogenen Sandsteinkuppen mit dem Enneri Blaka/Enneri d'Oleki bedingt darüber hinaus eine hydrologische Sondersituation im Vergleich zu den übrigen Untersuchungsgebieten. Wenngleich die Röhren in ihrer heutigen Form erst mit der Herausbildung der Kuppen angeschnitten wurden, muß unter der Annahme eines bereits bestehenden Flußsystems auch für die vorherigen Formungsphasen von der Nähe des oberirdischen Vorfluters ausgegangen werden. Damit kann eine erhöhte Fließgeschwindigkeit des Grundwassers in diesem Bereich angenommen werden, die eine höhere Transportkraft bedingt. Auch wäre eine wesentliche Voraussetzung für Piping, nämlich die Möglichkeit zur Materialabgabe nach relativ kurzer Transportstrecke, gegeben gewesen.

Das Nebeneinander von Karst- und Pipingformen im Gebiet des Col de Sara verlangt eine Mehrphasigkeit der Entwicklung, auf die im folgenden Kapitel näher eingegangen wird.

5.2.1 Karstvorkommen im Gebiet von Col de Sara

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Gebiet etwa 2 - 4 km südöstlich des Col de Sara

TK 200: NF-33-I (Séguédine)

Datum der Aufnahme: 14.10.1986

Länge: 12°30' E

Breite: 20°39' N

Höhe ü. NN: um 470 m

Stratigraphische Einordnung: Übergangsbereich kambrischer zu devonischen Sedimenten; genaue stratigraphische Stellung nicht bekannt.

Zugehörige Probe: Sara 4

Topographische Position/Exposition:

Eine Vielzahl von meist kleineren, nur in Ausnahmefällen begehbaren Hohlformen ist in den bis 10 m hohen Kuppen des Gebietes in starker Kluftabhängigkeit entwickelt (Abb. 3).

Im allgemeinen zeigen die Röhren einen rundlich-elliptischen Querschnitt. Bei stärkerer Ausweitung der Klüfte treten auch länglich-elliptische Querschnitte auf, die sich nach oben und unten in den Klüften fortsetzen.

Sowohl die Wände der Röhren und Höhlen als auch die stärker ausgeweiteten Klüfte sind örtlich von der gleichen, geringmächtigen Kieselkruste überzogen, wie sie für die Karstvorkommen von Orida beschrieben wurde (Kap. 5.1.1).

Die Austritte der Röhren liegen heute in unterschiedlichster Höhe über dem Umgebungsniveau. Eine leichte Häufung läßt sich in etwa 2 m Höhe über der zwischen den Kuppen entwickelten Akkumulationssohle feststellen.

Die vorstehend dargestellten Charakteristika gelten generell für alle Röhren im Gebiet des Col de Sara. Dabei läßt sich in Ausgestaltung und Lage der Einzelformen keine Abhängigkeit von der heutigen Größe der Sandsteinkuppen und damit der rezenten Einzugsgebiete feststellen.

In den Boden einiger Röhren sind kastenförmige Rinnen von meist

weniger als 10 cm Breite und 20 cm Tiefe eingeschnitten, die mit gleichsinnigem Gefälle zum Röhrenaustritt hin verlaufen (Abb. 4). Sie sind nicht verkrustet. Stellenweise sind sie von jüngsten Sandeinwehungen verfüllt.

Aus den vorstehenden Ausführungen ergibt sich im Gebiet des Col de Sara eine Mehrphasigkeit in der Ausbildung unterirdischer Hohlformen, die im wesentlichen an die hydrologische Entwicklung des Gebietes geknüpft scheint:

- Karstformung im grundwassergesättigten Bereich bei langsamer Wasserzirkulation.
- Piping bei rascherer Wasserzirkulation, vermutlich durch die unmittelbare Nähe zum oberirdischen Vorfluter bedingt.
- Einschneiden der Erosionsrinnen in den Boden der Röhren nach deren Anschneiden im Rahmen der Herauspräparierung der Sandsteinkuppen bzw. der Tieferlegung des Vorfluters.

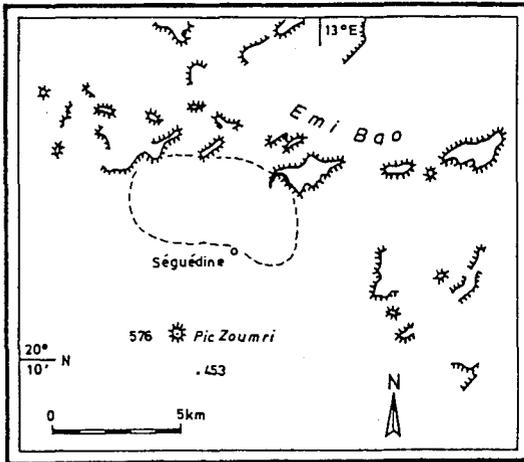
5.3 Die Stufe von Bilma ("Falaise de Bilma") und das Kaouar

Die Stufe von Bilma und ihr westliches Vorland, das Kaouar, bilden zwischen 18°40' und 20°10' nördl. Breite auf etwa 13° östl. Länge die Ostgrenze des Arbeitsgebietes.

Die Stufe erstreckt sich über eine Länge von rund 150 km zwischen den Oasen Bilma im Süden und Séguédine im Norden. Als "Kaouar" wird der südliche Teil des westlichen Stufenvorlandes mit einer Reihe von Oasen bezeichnet (BAUMHAUER, 1986: 19).

Zum Aufbau der Stufe von Bilma und zur geomorphologischen und landschaftsgeschichtlichen Entwicklung des Raumes liegen Arbeiten von FAURE (1966), GREIGERT & POUUNET (1967), SERVANT (1973), BUSCHE (1982), BAUMHAUER & SCHULZ (1984), BAUMHAUER (1986, 1987) und VÖLKEL (1988b) vor.

Eine Übersicht über die bearbeiteten Teilabschnitte der Stufe von Bilma geben die Figuren 16 und 17.



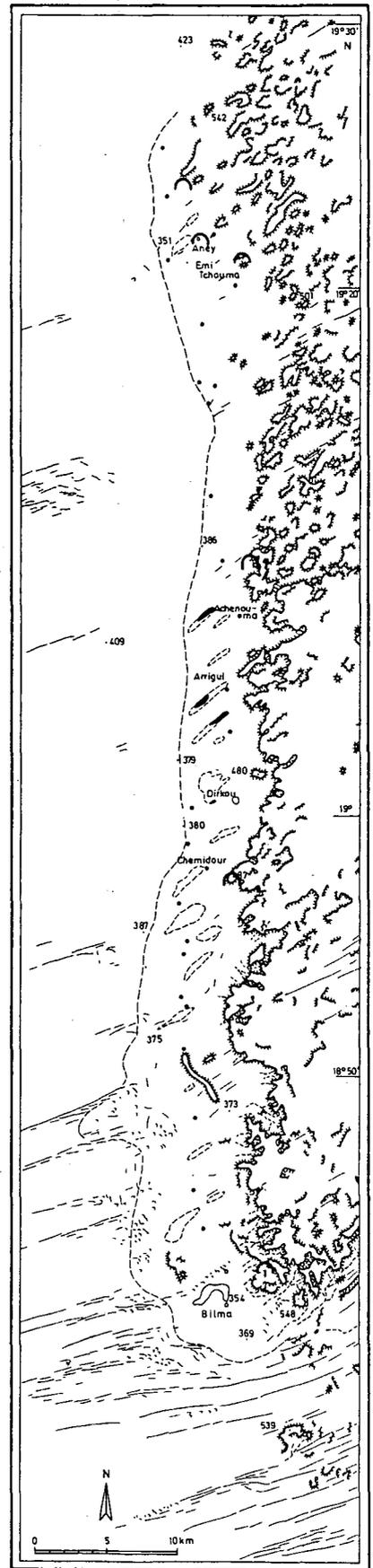
Quelle: R. BAUMHAUER (1986, Fig.17)
Entw. u. Zchnng.: B. SPONHOLZ

Fig. 16:
Übersichtsskizze des Emi Bao

Legende:

- Hauptstufe
- untergeordnete Stufen, Restberge
- Grenze der Vorlandübertiefung
- Höhle
- Wadi
- Düne
- Siedlung
- Brunnen
- See
- Höhenangabe in m ü.NN

Fig. 17:
Übersichtsskizze der südlichen Stufe von Bilma und des Kaouar



Quelle: Carte de l'Afrique de l'Ouest, Rép. du Niger 1:200 000
Bl. NE-33- XIII, Bilma
NE-33- XIX Dirkou, Luftbilder
Entw. u. Zchnng.: B. SPONHOLZ

Die Stufe von Bilma bildet die N-S-Achse des geologisch-hydrologischen Beckens von Bilma als nördlichem Teil des Tschadbeckens. Das Becken von Bilma erstreckt sich zwischen den Aufstiegen des kristallinen Sockels bei der Stufe von Achegour mit ihren nördlichen und südlichen Ausläufern (Ezerza und Fazei) im Westen und dem Anstieg zum Tibesti im Osten über rund 300 km. Seine N-S-Ausdehnung beträgt etwa 400 km. Im Norden wird es durch die paläozoische Sedimentfüllung des Djado-Beckens begrenzt, während es nach Süden bis an den Sockelaufstieg beim Massif de Dibella, ca. 100 km südlich Bilma, reicht. Südlich dieser Schwelle senkt sich das Tschadbecken nach Südosten hin kontinuierlich ab.

Einen Überblick über die paläozoische Sedimentationsgeschichte des Raumes gibt BUSCHE (1982). Das Mesozoikum ist nach FAURE (1966: 79ff) bis in die Unterkreide kontinental geprägt. Kontinentale Ablagerungen beschließen auch nach der kurzfristigen Turon-Transgression die mesozoische Sedimentfolge. Die von Südwesten eingreifenden kreidezeitlichen und tertiären Transgressionen reichten noch bis in den Raum Bilma.

Nach Norden bestimmen kontinentale Serien die Sedimentfolge. Stratigraphisch werden die stufenbildenden Sandsteine dem Continental Intercalaire ("Formation de Séguédine")/Continental Hamadien ("Formation de Bilma") zugeordnet. Der direkte Übergang zwischen Nubischem Sandstein und der oberkretazischen Formation von Bilma ist nach BUSCHE (1982: 67) im Norden der Stufe belegt.

Es handelt sich ganz überwiegend um feinkörnige, kreuzgeschichtete Sandsteine. Darin sind vereinzelt Siltsteine und kaolinitische Lagen, teilweise in Form von Tongeröllen, eingeschaltet. Durch den Einfluß von Verwitterung im Grundwasserbereich wurden die Sandsteine wahrscheinlich im Tertiär vor allem im unteren Teil der Stufe stark gebleicht. Neben den gebleichten Partien treten auch stärker eisenschüssige Zonen im Sedimentverband auf, die eine Rotfärbung des Gesteins bedingen und teilweise an der Gesteinsoberfläche zur Ausbildung einer dunklen Patina führen. Vorkommen von Aluniten sind im südlichen Teil der Stufe aus der Literatur bekannt (FAURE, 1966).

Die Dachfläche ist in weiten Bereichen von einer rund 1 Meter mächtigen Silcretedecke überzogen. Das Material ist stellenweise in große Blöcke zerlegt, die durch korrasive und fluviale

Unterschneidung leicht versetzt sind.

Der südliche Abschnitt der Stufe von Bilma wird von mehreren NNW-SSE-gerichteten Störungen durchzogen (BAUMHAUER, 1986: 17ff). An der Südspitze der Stufe ist eine isolierte Scholle um ca. 80 m antithetisch gegen die Hauptstufe abgeschoben. Dieser "Rocher de Silemi" überragt gleich der Stufe das Vorland um rund 200 m. Seine sehr ebene, von dunklem Schutt überdeckte Dachfläche zeigt eine Vielzahl rundlicher Wannen, die von Feinmaterial verfüllt sind und die von BUSCHE (1982) dem Typ von Karstformen zugeordnet wird, wie sie 1986 auch im Massif de Termit beobachtet wurden (Kap. 5.4).

Stufe

Die Stufe wechselt ihren Charakter von Süden nach Norden sehr stark (vgl. BUSCHE, 1982: 35; BAUMHAUER, 1986: 17ff):

Im südlichen Teil, zwischen dem Stufenbeginn auf Höhe der Oase Bilma und der Region um Achenouma nördlich Dirkou, bietet sie das Bild einer geschlossenen Stufenfront, die das in diesem Abschnitt stark übertiefte Vorland um fast 200 Meter überragt. Dabei erreicht die Stufe absolute Höhen bis 548 m ü.NN (Rocher de Silemi). Nach Norden bleibt die absolute Höhe des Stufenfirstes ungefähr gleich, während das mittlere Vorlandniveau um fast 100 Meter ansteigt.

Bei gleichzeitiger Abnahme der relativen Höhe über dem Vorland löst sich die Stufe nach Norden immer mehr auf, um nördlich von Yeggueba nur noch aus einzelnen, isolierten Hügeln zu bestehen.

Erst mit ihrem nördlichen Abschluß, dem Emi Bao, erreicht die Stufe von Bilma auf kurze Distanz nochmals ihre volle Höhe und erscheint auf einige Kilometer wieder geschlossen. Vergleichbar der Situation, wie sie im südlichen Kaouar gegeben ist, überragt die Stufe von Emi Bao eine um ca. 60 Meter übertiefte Stufenvorlanddepression, hier die der Oase Séguédine (Fig. 16).

Im Gegensatz zum steilen Westabfall der Stufe tritt die Achterstufe kaum in Erscheinung. Vielmehr sinkt das Gelände nach Osten hin allmählich unter den Grand Erg de Bilma und seine nördlichen Ausläufer ab. Abgesehen von den westlich vorgelagerten

Depressionen (s.u.) schließen sowohl im Westen als auch im Osten an die Stufe ausdruckslose, flachgewellte Sandtennen an (Erg du Ténéré bzw. Grand Erg de Bilma), die in ihren südlichen Teilen zunehmend durch große Längsdünenzüge gekennzeichnet sind.

Wo die Stufe eine größere Höhe über dem Vorland erreicht, wird ihr flacher, unterer Abschnitt von Hangschleppen verschiedenen Alters gebildet (vgl. BAUMHAUER, 1986: 18). Die obere Stufenpartie ist hingegen meist als senkrechte Wand ausgebildet und zeigt örtlich aufgrund jüngerer Abbrüche die helle Farbe des frischen Sandsteins.

Dachfläche und äolische Formung

Die Dachfläche der Stufe ist stark eingesandet. Trotzdem ist eine Gliederung in zahlreiche geschlossene Becken zu erkennen, deren Größe zwischen wenigen Metern und mehreren Zehnern von Metern Durchmesser liegt. Die meist sehr unregelmäßige Begrenzung der Depressionen spricht gegen eine äolische Anlage. Ihre Deutung als Karstformen (BUSCHE, 1982: 180) wird in Kap. 5.3.2 diskutiert.

Die Einsandung mit dem vorherrschenden NE-Passat konzentriert sich im Süden auf bevorzugte Windgassen. Von den hier im Lee der nach Westen abfallenden Stufe akkumulierten Sandmassen scheren sich Längsdünenzüge oder Barchanherden ins westliche Stufenvorland ab. Weiter im Norden nimmt die linienhafte Einsandung infolge der starken Auflösung der Stufe immer weiter ab und geht in weitgespannte Flugsanddecken über.

Neben der Ausblasung von Deflationswannen und den Formen äolischer Akkumulation findet sich auf der Dachfläche ein ausgeprägter Windschliff. Am stärksten ist er im nördlichen, bereits stärker aufgelösten Teil der Stufe entwickelt, wo er sowohl in den Silcreteblöcken der Dachfläche als auch im weniger resistenten, unterlagernden Sandstein auftritt. Mehrere Indizien, wie die ungewöhnliche Größe der einzelnen Formen, ihre teilweise aktuelle Überprägung durch andere Prozesse und das Auftreten an verstellten Blöcken legen die Vermutung nahe, daß es sich bei diesem Windschliff gleich dem Vorkommen im Massif de Termit (vgl. Kap. 5.4) um eine ältere Phase der Reliefentwicklung handelt, die von aktuell wirksamen Prozessen überprägt wird.

Stufenfußdepressionen

Die bereits erwähnten Stufenfußdepressionen erstrecken sich entlang des westlichen Stufenabfalls in unterschiedlicher Größe. Neben der Depression von Séguédine im Norden spielen vor allem die Vorlandübertiefungen des Kaouar eine große Rolle für den Raum. Der Grad ihrer Übertiefung gegenüber dem Hauptvorlandniveau nimmt von 20 m bei Aney auf über 80 m bei Bilma zu (BAUMHAUER, 1986: 19). Entsprechend ihrer Übertiefung schwankt auch die Breite der einzelnen Depressionen sehr stark. Sie liegt allgemein bei 5 bis 7 km, erreicht aber im Süden fast 10 km.

Der Grund für die starke Übertiefung der Stufenvorländer wird in der Literatur immer wieder diskutiert (BUSCHE, 1982; BREMER, 1971), ist aber bislang noch nicht genau geklärt. Ein verstärktes Angreifen chemischer Verwitterung durch Grundwasserzuström aus den Stufenbereichen wird als Ursache angenommen.

Die Depressionen enthalten limnische und äolische Akkumulationen pleistozänen und holozänen Alters. In den wenig widerständigen Sedimenten sind mehrfach Deflationswannen mit länglich-ovalem Grundriß ausgeblasen. Vier von ihnen werden aufgrund natürlicher Grundwasseraustritte von Seen eingenommen (Ayama, Elki Guernana, Barara, Dirkou).

Hydrographie

Zur Seengeschichte des Raumes liegen Arbeiten von BAUMHAUER & SCHULZ (1984) und BAUMHAUER (1986, 1987) vor. Sie werden durch Arbeiten anderer Autoren im Untersuchungsraum ergänzt (vgl. Kap. 2.2). Danach lassen sich insbesondere für das jüngere Pleistozän und das Holozän mehrere relativ ausgedehnte Seephasen nachweisen.

Wie bereits in Kap. 2.5 ausgeführt wurde, existieren im Kaouar zwei getrennte Aquifere in verschiedenen Niveaus. Während der obere, dicht unter der Oberfläche liegende Grundwasserkörper stark salzhaltig ist und damit die Grundlage der Salzgewinnung in mehreren Salinen bildet, handelt es sich bei dem unteren Grundwasserkörper um salzarme Wässer. Der tiefergelegene Süßwasserkörper ist artesisch gespannt und dringt vor allem im südlichen Kaouar an die Oberfläche.

Analysen des Wassers ergaben, wenngleich geringe, Gehalte an H-Bomben-Tritium aus der Zeit nach dem zweiten Weltkrieg. Der Grundwasserkörper muß also trotz der heute geringen Niederschläge in den letzten Jahrzehnten ergänzt worden sein. BUSCHE (1982: 180) bringt dies mit der stark verkarsteten Dachfläche der Stufe in Verbindung, die eine schnelle Abfuhr des Niederschlagswassers in den Untergrund gestattet. Eine Herkunft der jungen Wässer aus dem niederschlagsreicheren Tibesti wird von BAUMHAUER (1986: 162f) für wenig wahrscheinlich gehalten, da die Entfernung zwischen beiden Gebieten von den Wässern bei der angenommenen geringen Fließgeschwindigkeit im Poren- und Kluftraum des Nubischen Sandsteins seit ihrer Einspeisung in den Grundwasserkörper nicht hätte überbrückt werden können. Eine Erhöhung der Durchflußgeschwindigkeit infolge offener Karstgefäße wäre nach den bisherigen Befunden denkbar, ist aber noch nicht bewiesen.

An Stellen besonders hohen bzw. schwankenden Grundwasserstandes kommt es örtlich zur Ausbildung natürlicher Sebken.

Im Norden der Stufe von Bilma, bei der Oase Séguédine, wird gleichfalls Salz in Salinen gewonnen. Die Grundlage bildet auch hier ein oberflächennaher Grundwasserkörper mit ähnlichem Chemismus wie für das Kaouar beschrieben (BAUMHAUER, 1986: 28).

Karstformen

Karstformen treten an der Stufe von Bilma gehäuft zwischen dem Gebiet nordöstlich Aney und dem Bereich südlich Dirkou sowie am Emi Bao auf. Sie haben damit ihre höchste Konzentration in der geschlossenen Stufenfront bzw. auf der östlich anschließenden Dachfläche. Da nördlich Aney die Stufe sehr rasch in Einzelerhebungen zerfällt, konnten möglicherweise weitere Karstvorkommen aufgrund der schlechteren Aufschlußsituation im Nordteil der Stufe nicht festgestellt werden. Wie Fig. 18 zeigt, lehnen sich die aufgenommenen Karstformen deutlich an das Kluftmuster an.

Die Dachfläche der Stufe von Bilma ist durch zahlreiche geschlossene Becken unterschiedlichster Größe und unregelmäßiger Begrenzung gekennzeichnet. Oberflächige Entwässerungslinien fehlen. Die Überprägung der Formen durch äolische Prozesse (Korrasion, vor allem aber Sandakkumulation) ist außerordentlich stark. Die Dachfläche des Rocher de Silemi ist sehr eben entwickelt und von

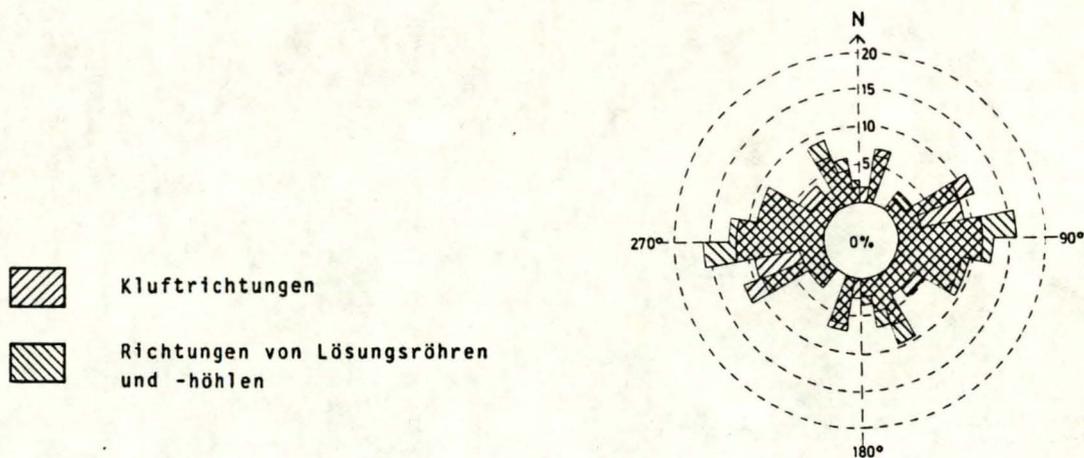


Fig. 18: Kluftrichtungen und Richtungen von Lösungsrohren und -höhlen an der südlichen Stufe von Bilma

dunkel patiniertem Schutt überzogen. Darin treten gehäuft feinmaterialverfüllte Wannen von wenigen Metern Durchmesser auf.

Abgesehen von den geschlossenen Depressionen auf der Dachfläche der Stufe von Bilma ist die Mehrzahl der Karstformen wie auch in den meisten anderen Gebieten des Untersuchungsraumes an den steilen Stufenabschnitten aufgeschlossen. Besonders betroffen sind aus der Stufe in das westliche Vorland ausgreifende Sporne und vorgelagerte Restberge. Mit Ausnahme des Einzelvorkommens im aufgelösten Stufenbereich von Greh Zougtra wurden alle nachfolgend vorgestellten Karstvorkommen in derartigen Positionen aufgenommen. Das gehäufte Auftreten von Lösungsformen in Verbindung mit Stufenbuchten bzw. -spornen läßt einen genetischen Zusammenhang vermuten (vgl. Kap. 8.2.2.2).

Das Spektrum der Formen reicht von Röhren geringen Durchmessers bis hin zu begehbaren Höhlen (vgl. RENAULT, 1953; BUSCHE & ERBE, 1987; BUSCHE & SPONHOLZ, 1988). Die Mehrzahl der größeren Höhlen und Röhren verläuft horizontal bis schwach geneigt. Es wurden aber auch vertikale Lösungsrohren mit Durchmessern von einigen Dezimetern beobachtet, die verschiedene Höhlenstockwerke miteinander verbinden. Wie im Djado sind die Formen auch hier verzweigt und stark in sich gegliedert.

5.3.1 Karstvorkommen im nördlichen Abschnitt der Stufe von Bilma (Emi Bao)

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Emi Bao; ca. 3 km nordöstlich der Oase Séguédine

TK 200: NF-33-I (Séguédine)

Datum der Aufnahme: 28.03.1987

Länge: 12⁰59'30'' E

Breite: 20⁰13'10'' N

Höhe ü.NN: ca. 420 - 639 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Séguédine

Topographische Position/Exposition:

Große Höhle in nach Südwesten ausgreifendem Stufensporn, Eingang NNW-exponiert. Die Höhle ist über eine Sand-/Schuttrampe erreichbar und als Zufluchtsort für die Oase Séguédine ausgebaut.

An einen schwach nach außen geneigten, gestreckten Eingangstunnel von 18 m Länge und je etwa 1 m Breite und Höhe schließt ein größerer Höhlenraum an. Die ursprüngliche Form und Ausdehnung des Systems ist wegen des anthropogenen Ausbaus nicht mehr festzustellen.

5.3.2 Karstvorkommen im südlichen Aschnitt der Stufe von Bilma

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Greh Zougra; Vorkommen an der Hauptstufe etwa 2 km östlich des eigentlichen Greh Zougra

TK 200: NE-33-XIX (Dirkou)

Datum der Aufnahme: 11.10.1986

Länge: 12°54'50'' E

Breite: 19°27'50'' N

Höhe ü. NN: ca. 500 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Bilma

Zugehörige Proben: GZ 1, GZ 2

Topographische Position/Exposition:

Einzelvorkommen im obersten Abschnitt der nach Westen abfallenden Stufe.

Aus einer kompakten, ca. 3 m mächtigen Sandsteinbank mit kieseligem Bindemittel treten mehrere Röhren mit je ca. 10 cm Durchmesser aus. Die Röhrenwände sind deutlich verkrustet (Abb. 5).

Wegen der in diesem Bereich starken Auflösung und Einsandung der Stufe sind möglicherweise weitere Vorkommen nicht aufgeschlossen.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Aney; Vorkommen ca. 1 km nördlich der Oase Aney

TK 200: NE-32-XIX (Dirkou)

Datum der Aufnahme: 10.10.1986

Länge: 12°53'25'' E

Breite: 19°23'25'' N

Höhe ü. NN: ca. 400 - 420 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Bilma

Topographische Position/Exposition:

Der Hauptstufe einige hundert Meter westlich vorgelagerter, kleiner Restberg (ca. 50 x 10 x 20 m). Der isoliert stehende Felsen ist in seiner Gesamtheit von einer Vielzahl von Hohlformen durchzogen (Fig. 19).

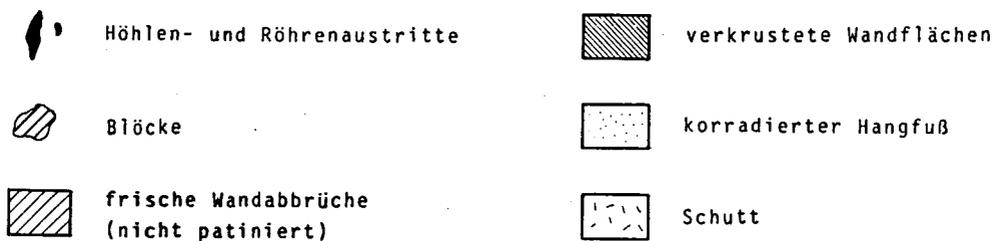
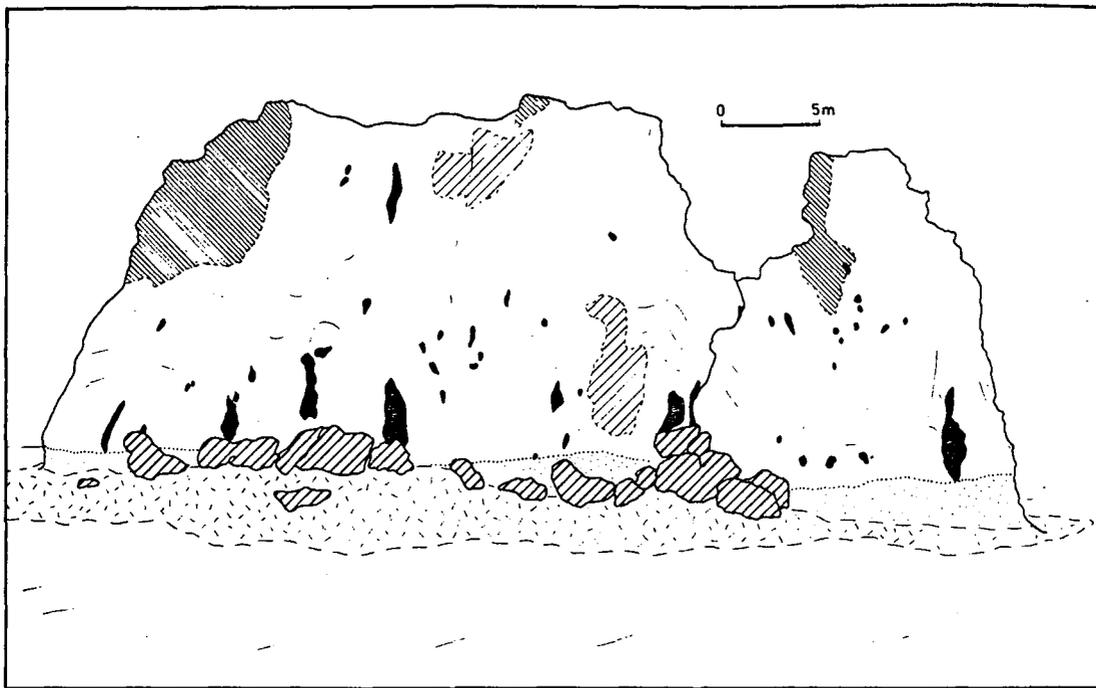


Fig. 19: Stark verkarsteter Restberg im nördlichen Kaouar.
(nördlich Aney)

Die größten (begehbaren) Karstformen sind an der Südseite des Berges aufgeschlossen, aber auch die übrigen Flanken zeigen zahlreiche Röhrenaustritte. An der Nordflanke des Berges treten kleine Röhren (unter 10 cm Durchmesser) aus, vor denen kleinste Karren entwickelt sind, wie sie ausführlich für das Massif de Termit (Kap. 5.4.1) beschrieben werden. Der Anteil der Hohlformen am Gesamtvolumen des Restberges beträgt über 3 %.

Ähnlich stark verkarstete Einzelerhebungen im nördlichen Kaouar sind der Ksarfelsen innerhalb der Oase Aney, Emi Tchouma (s.d.) und einige nicht näher bezeichnete, kleinere Restberge. Damit gehört dieser Bereich zu den am stärksten verkarsteten Teilgebieten des Untersuchungsraumes.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Emi Tchouma; ca. 1 km nördlich der Oase Emi Tchouma

TK 200: NE-33-XIX (Dirkou)

Datum der Aufnahme: 10.10.1986

Länge: 12°55'30'' E

Breite: 19°20'35'' N

Höhe ü.NN: ca. 420 - 500 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Bilma

Topographische Position/Exposition:

Gleich dem Vorkommen von Aney der Stufe um einige hundert Meter vorgelagerter Restberg. Soweit zugänglich, konnten auf allen Flanken Höhlen- und Röhrenaustritte festgestellt werden, die größeren davon begehbar.

Der Berg ist als Ksar ausgebaut. Wegen der starken anthropogenen Überformung wurde auf eine Detailaufnahme verzichtet.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Achenouma; ca. 4 km nordöstlich der Oase Achenouma

TK 200: NE-33-XIX (Dirkou)

Datum der Aufnahme: 09.10.1986

Länge: 12°55'10'' E

Breite: 19°09'55'' N

Höhe ü.NN: ca. 390 - 470 m

Topographische Position/Exposition:

Am südexponierten Steilhang sind in einer breiten, nach Osten in die Stufe eingreifenden Bucht mehrere begehbare Höhlen angeschnitten. Sie sind über die Schutthalde in ca. 30 m Höhe über dem Vorland erreichbar.

Neben kleineren Röhrenaustritten und Kluftweitungen wurden aufgenommen:

1. Höhle parallel zum Hauptabfall der Stufenbucht (Abb. 6, Fig. 20).

Die Höhle ist auf eine Länge von 10 m begehbar und setzt sich anschließend in Röhren geringeren Durchmessers fort. Sowohl die kleineren Röhren als auch die Haupthöhle sind verkrustet und zeigen einen rundlich-elliptischen Querschnitt. Der Boden der Haupthöhle ist durch verstürzten Schutt und Feinmaterial in geringer Mächtigkeit verfüllt. Darin ist eine kastenförmige Rinne mit gleichsinnigem Gefälle zum Ausgang hin eingetieft.

2. Eine ungefähr senkrecht dazu in die Stufe hineinführende, nach hinten abschüssige Höhle ist einige Meter unterhalb angeschnitten (Fig. 21|).

Diese Höhle ist hinter einer engen Passage in einem größeren Höhlenraum begehbar. Die weitere Fortsetzung erfolgt gleichfalls über rundlich-elliptische Röhren geringeren Durchmessers, die mit starker Neigung nach oben und unten aus dem hinteren Teil des Höhlenraumes abgehen.

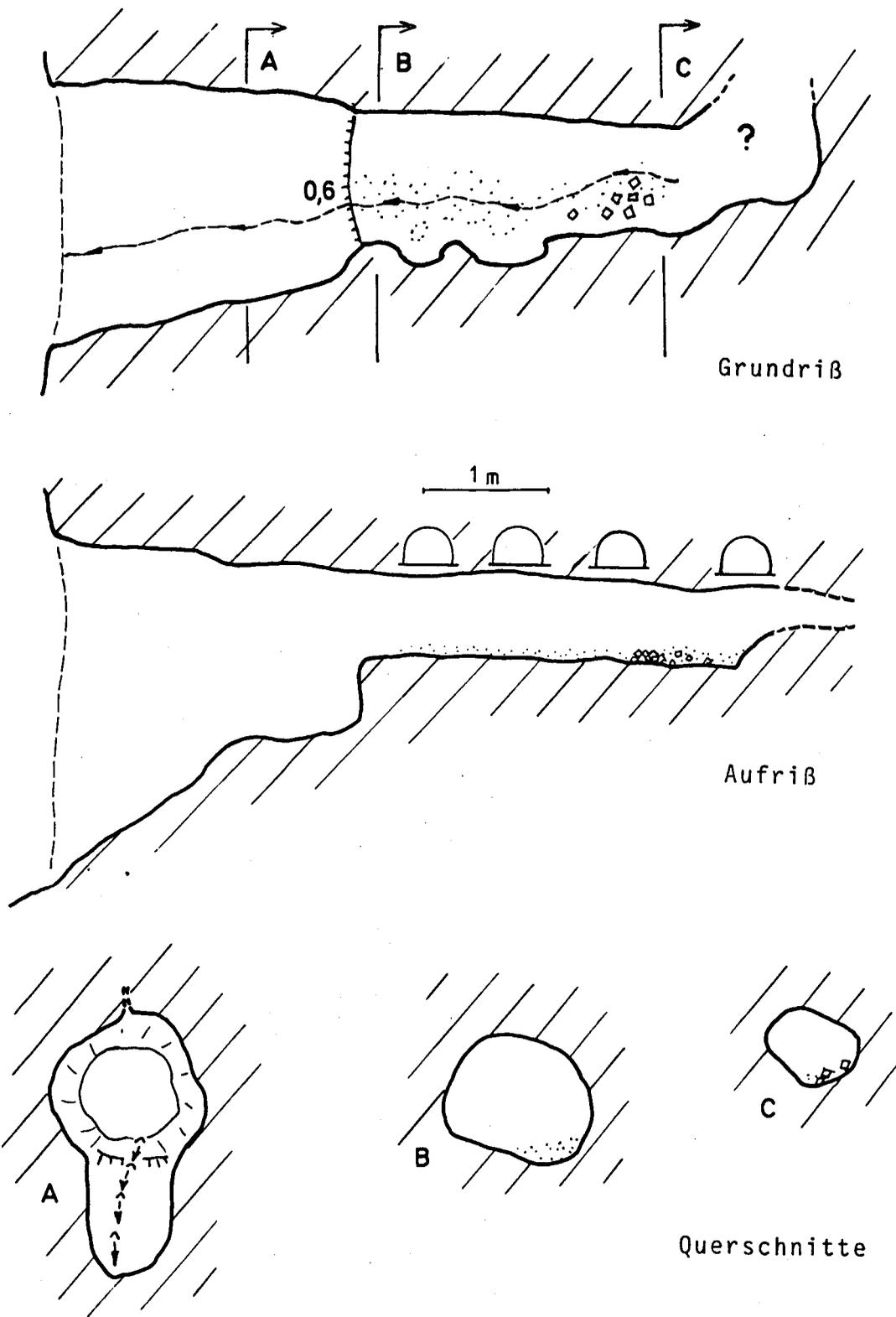


Fig. 20: Plan der oberen Höhle bei Achenouma (Stufe von Bilma);
 Legende s. S. 65

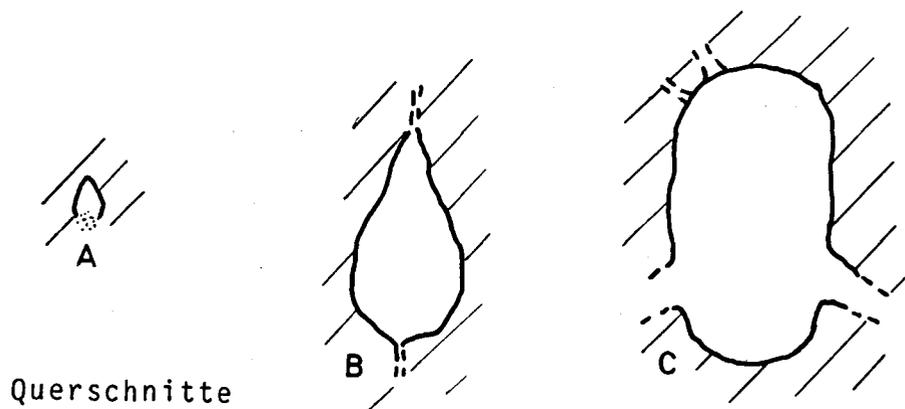
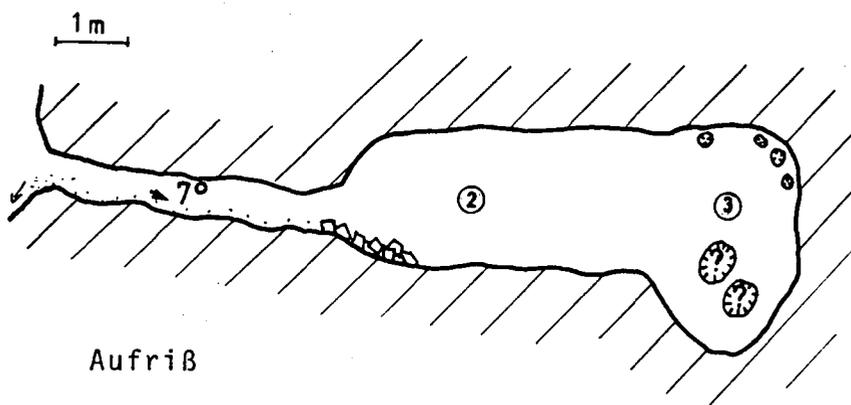
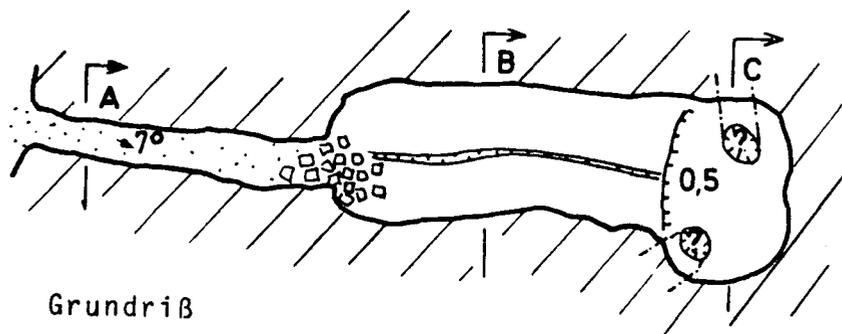


Fig. 21: Plan der unteren Höhle bei Achenouma (Stufe von Bilma);
 Legende s. S. 65

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Chemidour; Stufensporn 1,5 km südöstlich der Oase Chemidour
TK 200: NE-33-XIII (Bilma)
Datum der Aufnahme: 09.10.1986

Länge: 12°55'5'' E
Breite: 18°58'10'' N
Höhe ü.NN: ca. 390 - 487 m
Stratigraphische Einordnung: Formation de Bilma
Zugehörige Probe: Chem 3

Topographische Position/Exposition:

Aufgenommen wurden die Formen entlang eines rund 600 m langen Abschnittes um den südöstlich Chemidour aus der Stufe von Bilma ausgreifenden Sporn.

Die oberhalb der Schutthalde erreichbaren oder zu erkennenden Karstformen konzentrieren sich auf den steilen Hauptabfall des Stufenspornes. Aus der Vielzahl der auf dem untersuchten Abschnitt beobachteten Höhlenanschnitte und kleinerer Austritte von Röhren wurden an begehbaren Höhlen aufgenommen:

1. Am Südennde des Sporns ist eine Höhle mit 1,9 m Deckenhöhe über dem sandverfüllten Boden durch den steilen Stufenabfall beidseitig angeschnitten. Die Länge des Höhlenrestes liegt bei 8m.
2. Höhle an der SW-Ecke des Sporns, Ausgang nach Westen exponiert. Die Höhle führt mit 8° nach hinten absteigend in die Stufe hinein. Nach einem gestreckten Gang von 7 m Länge weitet sie sich im hinteren Teil zu einer Kammer mit 2 m Breite und 3,5 m Höhe aus. Von der Kammer gehen mehrere Röhren ab.
3. Ca. 12 m höher am gleichen Stufenabschnitt aufgeschlossene Höhle. Sie ähnelt der unter Punkt 2 beschriebenen Höhle, verläuft aber horizontal.
4. Die von BUSCHE & ERBE (1987) bereits aufgenommene Höhle wurde beprobt (Fig. 22).

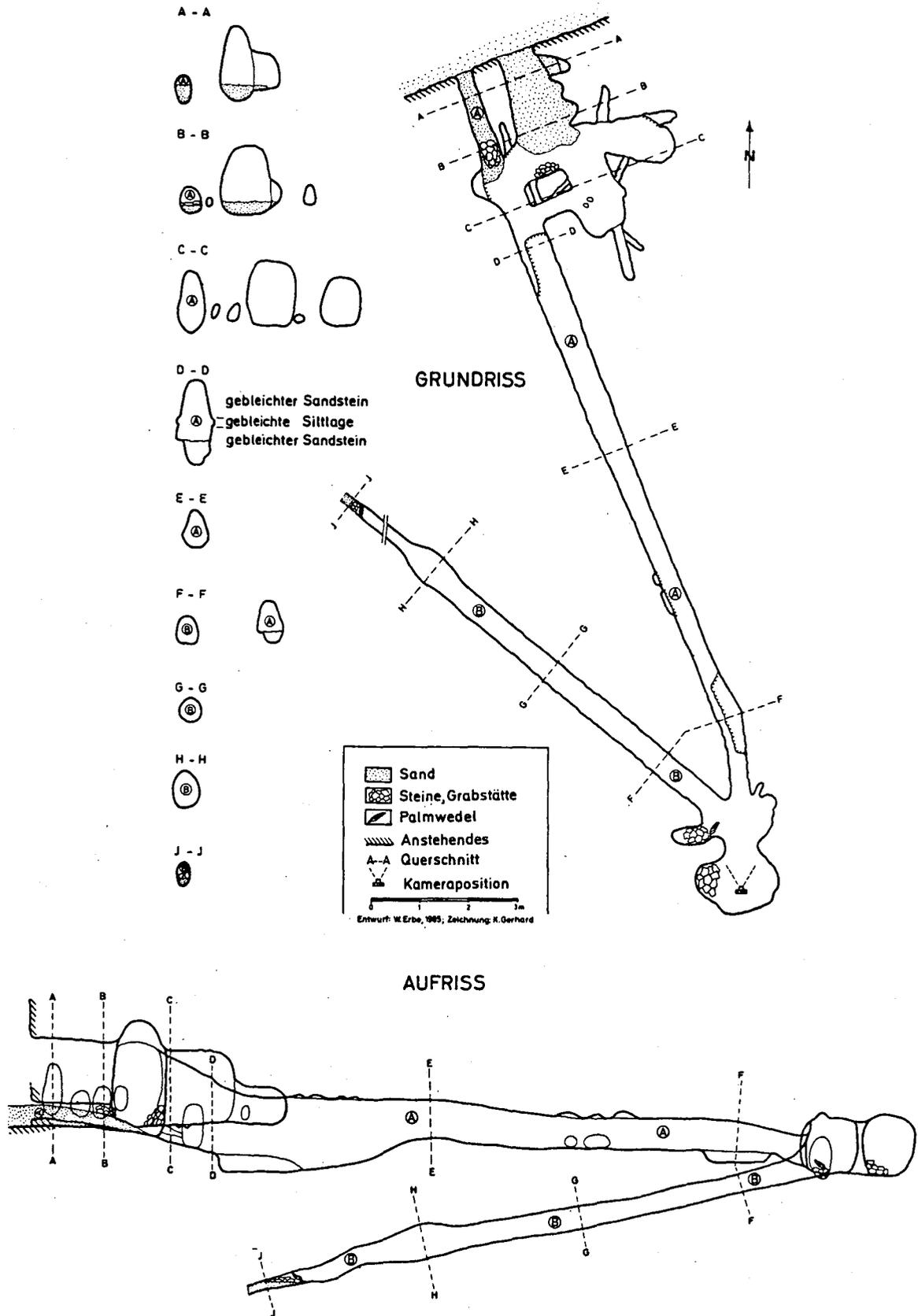


Fig. 22: Plan der Höhle bei Chemidour (Stufe von Bilma)
(leicht verändert nach: BUSCHE & ERBE, 1987: Fig. 3)

Auf der östlich des Sporns anschließenden Dachfläche sind eine große Zahl geschlossener Depressionen entwickelt. Sie sind allerdings so stark äolisch überformt und in weiten Bereichen sandverfüllt, daß eine klare Abgrenzung der Einzelbecken und ihre exakte morphologische Ansprache schwierig sind.

5.4 Das Massif de Termit

Das Massif de Termit gehört zu den das Tschadbecken gliedernden Schichtstufenkomplexen, die aufgrund der kretazisch bis postkretazisch aktiven Störungssysteme in N-S-Richtung verlaufen (vgl. Kap. 2.4).

Es erstreckt sich entlang $11^{\circ}30'$ östl. Länge zwischen $15^{\circ}30'$ und $16^{\circ}30'$ nördl. Breite über rund 110 km. Seine E-W-Erstreckung beträgt maximal 30 km. Nach Norden greift es in den vollariden, südsaharischen Raum ein, während es im Süden bei jährlichen Niederschlagshöhen von rund 100 mm (interpolierter Wert der Klimastationen Bilma und N'Guigmi, vgl. Tab. 1) bereits den Übergang zur Dornstrauchsavanne des semiariden, nördlichen Sahel erreicht. Eine Übersicht über das Gebiet gibt Fig. 23.

Das Massif de Termit ist als Grabenstruktur im Rahmen mesozoischer Tektonik angelegt. Die zugehörigen Störungen verlaufen NW-SE bis NNW-SSE (LOUIS, 1970: 238; POUCKET & DURAND, 1983: 146). Durch Reliefumkehr infolge späterer Hebung gehört es zu der Gruppe der isolierten morphologischen Hochgebiete innerhalb des Ténéré.

Einen Überblick über die geologische und geomorphologische Situation geben die Arbeiten von FAURE (1966: 309-344), HERVIEU (1977), SERVANT (1983) und HAGEDORN (1988b).

Ein markantes Schweredefizit, dessen Achse durch das Massif de Termit nachgezeichnet wird, durchzieht in NNW-SSE-Richtung das südliche Ténéré. Der genaue Betrag der durch diese Schwereanomalie gekennzeichneten Absenkung ist nicht sicher, es wird jedoch von einer Verfüllungsmächtigkeit von mindestens 2.500 Metern ausgegangen (LOUIS, 1970: 239f).

-  Hauptstufe
-  untergeordnete Stufe, Restberg
-  Stufenvorland
-depression
-  Höhle
-  Brunnen
-  Höhenangabe in m ü.NN

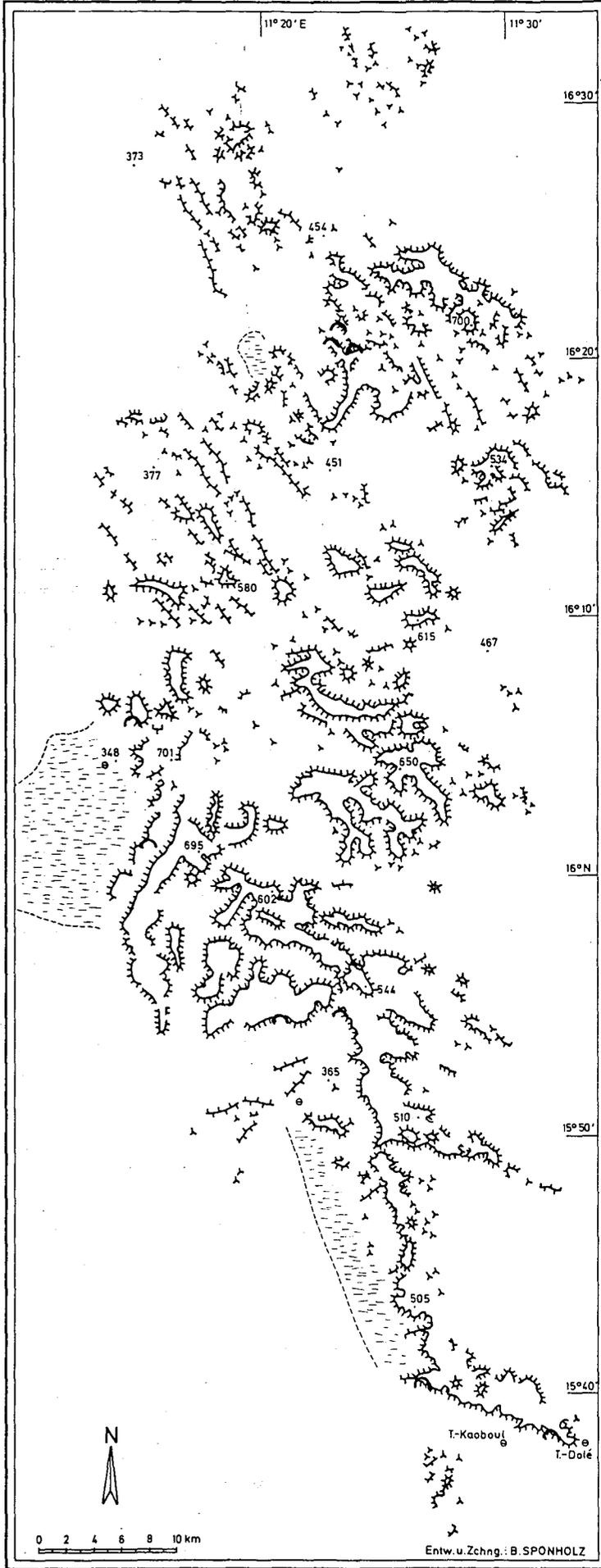


Fig. 22:
Übersichtsskizze des
Massif de Termit

Quelle:
Geomorphologische Übersichtskarte, Massif de Termit, 1: 200000
Carte de l'Afrique de l'Ouest, Rép. du Niger, 1: 200000
Bl. ND-32-XXIV, Termit-Kaoboul, NE-32-VI, Termit, Luftbilder

Die Verfüllung des Grabens erfolgte durch Sedimente des Continental Intercalaire und des Continental Hamadien, das hier als "Formation de Termit" bezeichnet wird (GREIGERT & POUUNET, 1967: 152). Den Abschluß der Sedimentation bildet das Continental Terminal, das erst nach der Hauptphase der Hebung des Gebietes an der Wende Kreide/Tertiär zur Ablagerung kam. Die Obergrenze des Continental Terminal, die mit der Bildung sedimentärer Eisenkrusten angesetzt wird, wird im Süden des Massif de Termit erreicht.

Daß die Tektonik noch bis in jüngere Zeit hinein aktiv war, ist durch die zahlreichen NW-SE-gerichteten Störungen belegt, die das ganze Massiv durchziehen (vgl. Fig. 5). Als lineare Strukturen sind sie deutlich im Luftbild zu erkennen. Junge tektonische Aktivität ist durch den Versatz von Schichtpaketen des Continental Terminal in der Nähe der Ortschaft Termit-Kaoboul am südwestlichen Stufenabfall nachweisbar. Trotz der starken tektonischen Gliederung des Raumes zeigen die Schichten überwiegend ein leichtes Einfallen nach Südosten.

Bei den Sedimenten der Formation de Termit handelt es sich überwiegend um feinklastische Serien kontinentaler Fazies. Verbreitet sind mittel- bis feinkörnige Sandsteine (letztere überwiegend) in für das Continental Intercalaire/Continental Hamadien typischer Kreuzschichtung. Daneben finden sich helle Siltsteine, vereinzelte Tonlagen und Einschaltungen von Kaolinitgeröllen. Im Norden des Massivs tritt ein wenig verfestigtes, mergelähnliches, aber kalkfreies Material in geringer Verbreitung auf. Salzlagen sind aus der Sedimentfolge in diesem Raum nicht belegt.

Die Sandsteine weisen bei einer einzigen Probe einen geringen CaCO_3 -Gehalt von 1,4 % (Probe Nr. T 9) auf und sind ansonsten praktisch kalkfrei. Dominant sind stark eisenschüssige Sedimente. Entsprechend der Sedimentationsgeschichte und durch postsedimentäre Anreicherung nimmt der Eisengehalt zum Hangenden hin zu. In den Eisenkrusten des Continental Terminal werden Eisengehalte von über 80 Gew.-% erreicht, wobei Goethit und Limonit vorherrschen.

Die Basis des Continental Terminal wird nach FAURE (1966) mit der Ablagerung von Eisenkrusten-Konglomeraten der Formation de Dolle angesetzt. Diese treten örtlich bereits als jüngste Schicht im Sedimentpaket auf der Dachfläche im Norden des Massif de Termit

auf und tauchen nach Süden bis unter die Basis der Stufe ab. Die Südspitze des Massivs wird vollständig aus Sedimenten des Continental Terminal aufgebaut.

Rund 70 km nördlich des Massif de Termit liegt das vulkanisch geprägte Gebiet von Gossololom Bo, Gossolorom Djigguida und Gara Sountela, dessen vulkanische Aktivität nach FAURE (1966: 309) in das Tertiär und Quartär gestellt werden kann. Zwischen den isolierten Vulkanvorkommen und dem nördlichen Ende der Stufe erstrecken sich mehrere passatorientierte Längsdünenzüge sowie von Einzelerhebungen ausgehende Barchanketten, die den Südsaum des Grand Erg de Fachi-Bilma kennzeichnen. Auch der Norden des Massif de Termit sowie der gesamte östliche Stufenabfall zeigen erhebliche Einsandungserscheinungen und werden in weiten Bereichen von jüngeren Sandakkumulationen überlagert.

Die Grobgliederung des Reliefs ist vergleichbar mit der der Stufe von Bilma. Im Westen ist der Stufe eine markante Depression vorgelagert, die sich in ihrem Habitus mit den Stufenvorlanddepressionen des Kaouar und denen der Stufen von Kafra, Achegour/Fazei und Fachi vergleichen läßt.

Wie bereits für die Stufe von Bilma festgestellt wurde, ist auch das Termit in seinem nördlichen Teil sehr stark in Einzelerhebungen aufgelöst. Das Massiv erreicht hier selten Höhen über 500 m ü.NN, während das Vorland in einer Höhe um 450 m ü.NN liegt.

Im Gegensatz dazu ist die Stufe weiter im Süden, südlich der Nord-Umrahmung der Depression von Termit-West morphologisch als geschlossene Front ausgebildet. Sie greift zwar noch in einzelnen Buchten und Spornen verschieden weit in das westliche Vorland aus, begrenzt aber nach Osten ein geschlossenes Plateau von mehreren Kilometern Breite.

Sowohl die relative Stufenhöhe als auch die absolute Höhe der Dachfläche und des Vorlandes nehmen innerhalb dieses Abschnittes von Norden nach Süden ab:

Bei Termit-West ist die Dachfläche bei 700 m ü.NN entwickelt und überragt damit die hier vorgelagerte Depression (380 m ü.NN) und das westlich anschließende Vorland (bei rund 410 m ü.NN) um rund dreihundert Meter (Fig. 23). Bis Termit-Süd fällt die Dachfläche auf rund 500 m ü.NN ab, während das Vorland in einer Höhe von

etwa 370 m ü.NN nach Westen anschließt. Die relative Stufenhöhe verringert sich damit auf weniger als die Hälfte.

Soweit unter der örtlich mächtigen Sandauflage festzustellen ist, unterscheidet sich der ostwärts gerichtete Stufenabfall, die "Achterstufe" der klassischen Schichtstufenterminologie, kaum von der nach Westen abfallenden "Frontstufe" (MORTENSEN, 1949).

Die vorstehend aufgeführten morphologischen Einheiten des Massif de Termit lassen sich im einzelnen wie folgt weiter charakterisieren:

Stufenhänge

Die Stufenhänge sind bis in den Bereich nordöstlich der Siedlung Termit-Kaoboul fast vollständig von einer an der Oberfläche schwarz patinierten Hangschuttdecke überzogen. Solange die Hangschuttauflage intakt ist, zeigen die Hänge ein gestrecktes Profil.

Im Gegensatz zu der von VÖLKEL (1988b: 208) für das Mounio gemachten Feststellung, daß es sich bei der patinierten Grobschuttauflage nicht um residualen Schutt handelt, muß für das Massif de Termit festgehalten werden, daß sich der grobe Hangschutt unterhalb der schwarz patinierten Auflage bei sonst gleicher Ausprägung ohne Patinierung in einer sandig-lehmigen Feinmaterialmatrix fortsetzt. Offensichtlich wurde im oberen Bereich selektiv Feinmaterial ausgetragen. Die Gesamtmächtigkeit der Schuttauflage erreicht mehrere Meter.

Diese Beobachtung konnte an natürlichen Aufschlüssen gemacht werden, die durch Hangeinbrüche entstanden sind. Im Massif de Termit mehr als in den übrigen Untersuchungsgebieten sind derartige amphitheaterartige Einbrüche ein wesentliches Element der Hangform. Die Durchmesser der Einbrüche können bis 20 Meter betragen. Die Tiefe liegt über der Oberfläche auf verstürztem Material bei bis zu 10 Metern. Damit reichen die Einbrüche unter das umgebende Hangniveau im Anstehenden hinab.

Ein weiteres, wesentliches Hangformungselement sind Rutschungen größeren Ausmaßes, die vor allem den zentralen Teil des Massivs mit der größten relativen Stufenhöhe betreffen. Die Rutschungen

lassen sich (z.B. nördlich Chéguélenga) über mehrere Rutschungsstufen verfolgen und gehen oft beidseitig von schmalen Rücken aus. Teilweise wird die Rutschungsmorphologie von den erwähnten Hangschuttdecken verwischt.

Den Rutschungsschollen sind rötlich verwitterte Sandkörper angelagert. Es handelt sich um Dünenande, die jedoch teilweise fluvial umgelagert wurden, wie unter anderem zwischengeschaltete Grobmateriallagen zeigen. Die Oberfläche ist von schwarz patiniertem Hangschutt in lockerer Streu überzogen. Die Sandkörper werden durch jüngere Gerinne vom direkten Kontakt zur Stufe getrennt.

Wo die geschlossene Hangschuttdecke fehlt, ist das anstehende Gestein im allgemeinen im gesamten oberen Stufenabschnitt in senkrechten Wänden aufgeschlossen. Dies gilt insbesondere für einige der isolierten Berge im Norden des Massivs und im Stufenbereich südlich des Brunnens Dougoulé. Hier ist nur der Hangfuß bis etwa in halbe Höhe der Stufe von Schutt überzogen.

Das Anstehende ist außerdem entlang der wenigen größeren Täler im zentralen und südlichen Teil des Massivs auf längeren Abschnitten gut aufgeschlossen, da hier durch episodisch-periodische, fluviale Aktivität Lockermaterial abgeführt werden kann. Durch seitliche Unterschneidung bleiben die Hänge in ihrer Steilheit erhalten.

Dachfläche

Die Dachfläche des Massif de Termit zeigt ebenfalls eine regionale Differenzierung:

Im stark aufgelösten Norden sind nur noch wenig ausgedehnte Reste der Dachfläche erhalten. Dominant sind fast oder gänzlich abgeschlossene intramontane Becken zwischen den einzelnen Erhebungen auf einem gegenüber dem Vorland deutlich höheren Niveau. Sie können bis zu mehreren km² Größe erreichen. Die Becken weisen einen ebenen Verfüllungsboden auf. Im Gegensatz zu den sehr stark eingesandeten Bereichen des östlichen und westlichen Vorlandes sind die Akkumulationen in den intramontanen Becken durch einen erhöhten Gehalt an feineren Fraktionen (überwiegend Feinsand und Schluff) und einen stärkeren Verfestigungsgrad gekennzeichnet. In

der Nähe der Rahmenhöhen kann ein oberflächiges Schutt- und Kiespflaster auftreten.

Im zentralen Teil des Massivs etwa zwischen dem Nordrand der Depression von Termit-West und südlich des Brunnens Dougoulé, wo die Dachfläche der Stufe mit einer E-W-Erstreckung von rund 5 km am geschlossensten entwickelt ist, ist sie gleichfalls von einer Vielzahl geschlossener Becken gekennzeichnet. Hier spricht alles für eine Formung durch Lösungsabfuhr, weshalb auf diesen Bereich in Kap. 5.4.2 ausführlicher eingegangen werden soll. Vorab soll aber erwähnt werden, daß in diesem Bereich in einer ausgesprochenen Gunstlage der einzige Rest lateritischen Verwitterungsmaterials auf der gesamten Dachfläche des Massif de Termit gefunden wurde. Das Material zeigt eine pisolithische Struktur und unterscheidet sich deutlich von dem in den Karstformen auftretenden Verfüllungsmaterial (Probe. Nr. T 23, vgl. Kap. 7.2.2).

Im Südteil des Massif de Termit ist die Dachfläche eher flachwellig und in zahlreiche Wannen und kleinere Schwellen gegliedert. Teilweise scheinen die Wannen durch äolische Deflation angelegt zu sein. Teilweise handelt es sich anscheinend um Reste älterer Talböden und flacher Becken, die bereits vor Anlage der Stufe bestanden haben und die vom rezenten Stufenhang geschnitten werden. In diesem Bereich treten die in Kap. 5.4.3 ausführlich beschriebenen Konzentrationen von vertikalen Lösungsröhren innerhalb flacher Senken auf.

Im südlichsten Stufenabschnitt ist jedoch bei relativ geringer Stufenhöhe und abnehmender E-W-Erstreckung der Dachfläche die Einsandung von Osten her so stark, daß eine eindeutige Ansprache der Reliefelemente schwierig ist. Auch der westliche Stufenabfall wird zunehmend von Leedünen kaschiert. Neben älteren, verfestigten Dünen mit aufliegender Schuttstreu kommt es zu rezenter Sandverlagerung.

Fluviale Formen

Das Gewässernetz ist im Massif de Termit nicht sehr stark entwickelt. Die geschlossenen Dachflächenbereiche sind weitgehend frei von oberflächigen Entwässerungssystemen. Lediglich im zentralen und südlichen Teil des Massivs werden die Hänge stellenweise von Runsen gegliedert, die sich zu größeren Wadis vereinigen können

und dann im allgemeinen in die der Stufe vorgelagerten Depressionen entwässern.

In ausgeweiteten Talabschnitten sind örtlich mehrere Terrassen-niveaus auszugliedern, die jedoch noch nicht näher untersucht sind und deren Zuordnung aufgrund der jungen Tektonik im Gebiet Schwierigkeiten bereitet.

Äolische Formen

Die äolische Formung muß für das Massif de Termit während mehrerer Phasen der Reliefentwicklung als bedeutend angesehen werden (HAGEDORN, 1988). Neben der oben erwähnten starken Einsandung im Norden und Osten der Stufe und den westlich vorgelagerten, fossilen Leedünen ist die Dachfläche an vielen Stellen durch einen alten, tief eingreifenden Windschliff gekennzeichnet, wie er auch auf der Dachfläche der Stufe von Bilma vorkommt (vgl. Kap. 5.3). Die Größe der ausgeschliffenen Rillen kann bis zu mehreren Zentimetern Breite und Tiefe erreichen.

Dieser Windschliff, der die Eisenkrusten und auch die Silcretevorkommen auf den Dachflächen überformt hat, trägt örtlich eine dunkle Patina, die ihrerseits unter den heutigen Bedingungen zerstört wird (SCHUH, 1988). Er findet sich auch an gegenüber ihrer ursprünglichen Lage versetzten Blöcken, beispielsweise innerhalb des Hangschuttmaterials. Der kräftige Windschliff ist damit als fossil anzusprechen, wenn auch seine Zuordnung zu den anderen, bekannten Phasen verstärkter äolischer Aktivität während der Reliefentwicklung noch nicht bestimmt werden kann.

Stufenvorland

Das westliche Stufenvorland ist lokal mehr oder weniger stark übertieft. Neben kleineren Depressionen im nördlichen Massif de Termit ist hier vor allem die Depression von Termit-West mit etwa 40 m Übertiefung gegenüber dem westlich anschließenden Vorland und einer flächenhaften Ausdehnung von rund 96 km² zu nennen. Die spätpleistozänen und holozänen, überwiegend lakustrinen Sedimente mit diatomitischen Einschaltungen sind Gegenstand der Untersuchungen von SERVANT (1983) und BAUMHAUER (in Vorbereitung). Reste von jüngeren, limnischen Sedimenten findet man auch in einer schmalen Zone entlang des südlich anschließenden Stufen-

vorlandes. Diese Vorkommen sind bislang noch nicht bearbeitet.

Rezentes Verwitterungsgeschehen

Zum rezenten Verwitterungsgeschehen im Massif de Termit, insbesondere zur Bedeutung der chemischen Verwitterung unter den gegebenen, semiariden Bedingungen, liegt die Arbeit von SCHUH (1988) vor. Durch die rezent angreifende chemische Verwitterung werden im Massif de Termit patinierte und verkrustete Verwitterungsformen zerstört.

Wesentlich begünstigt werden dabei chemische Verwitterungsprozesse durch die Füllung verschiedenster Hohlformen mit allochtonem Feinmaterial (SCHUH, 1988: 113). Staubeintrag findet durch Staubstürme und Niederschlag aus "brume sèche" auch aktuell statt. Die Austrocknung des feinen Substrates nach den periodischen Regenfällen ist gegenüber den freiliegenden Eisenkrusten wesentlich verzögert, was ein längeres Andauern der chemischen Verwitterungsprozesse bewirkt.

Karstformen

Karstformen wurden im Massif de Termit in sehr großer Verbreitung festgestellt.

Auf der Dachfläche treten in unterschiedlicher Ausprägung geschlossene Depressionen auf, die unterirdisch entwässert werden. Sie sind im allgemeinen mit allochtonem Feinmaterial verfüllt und fallen als helle Flecken innerhalb des schwarz patinierten Schuttes auch im Luftbild bzw. aus größerer Entfernung auf. Daß es sich bei den übertieften Bereichen nicht um äolische Deflationswannen handeln kann, zeigt die unregelmäßige Begrenzung der größeren Formen und ihr steiler Rand (Abb. 9).

Die kleineren Senkungsbereiche zeigen hingegen eine rundliche Form und greifen nur wenig unter das umgebende Niveau ein (Abb. 8). Derartige Becken sind auch in anderen Gebieten des Untersuchungsraumes sehr häufig, so auf dem Djado-Plateau und im Süden der Stufe von Bilma.

Zu den senkrecht in die Dachfläche des Massif de Termit eingreifenden Formen gehören auch die Röhren in den Eisenkrusten des

südlichen Termit, die in extremer Dichte auftreten. Das Auftreten dieser Röhren scheint an die schwartigen Eisenkrusten des Continental Terminal und darin an morphologische Senken gebunden zu sein (Kap. 5.4.3). Wo die Röhren senkrecht angeschnitten sind, sind ihre Wände von glaskopfartigen Eisenausfällungen überzogen, die im Dünnschliff einen strahligen Aufbau zeigen (Kap. 6.4.4).

Die steilen Hangabschnitte der Stufen und einiger Täler sind hingegen von horizontal in die meist sehr kompakten Sandsteinbänke eingreifenden Röhren und Höhlen geprägt. Sie können sehr unterschiedliche Dimensionen aufweisen. Neben kleinsten Röhren in großer Häufung treten eine Reihe begehbarer Höhlen auf. Letztere werden im Termit fast ausnahmslos auch in jüngster Zeit noch von der ansässigen Bevölkerung zumindest periodisch genutzt.

Sowohl bei den angeschnittenen, horizontalen Höhlen und Röhren als auch bei den Dachflächendepressionen zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Klüften und den Karstvorkommen (Fig. 24).

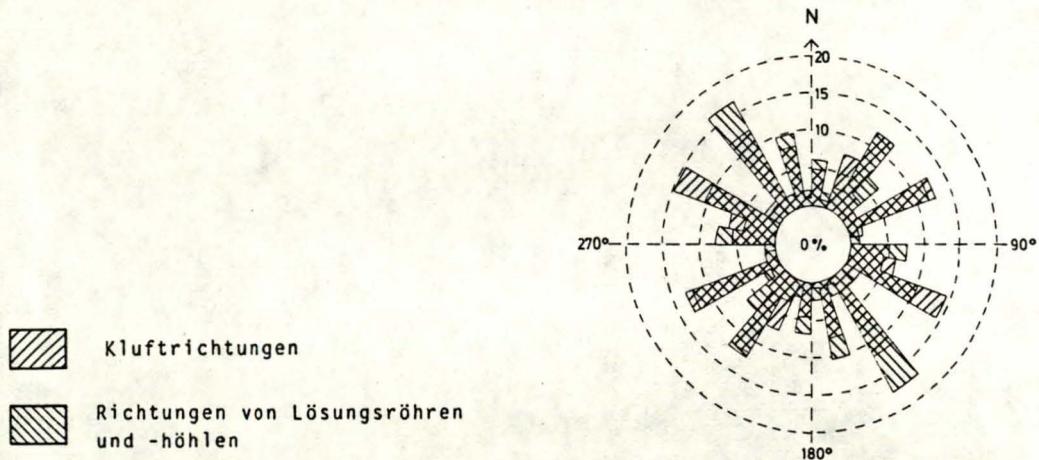


Fig. 24: Kluftrichtungen und Richtungen von Lösungsrohren und -höhlen im Massif de Termit (zentraler Teil)

5.4.1 Karstvorkommen im nördlichen Massif de Termit

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Nord/Fargassane

TK 200: NE-32-VI (Termit)

Datum der Aufnahme: 14.-17.03.1986

Länge: 11°23'25'' E

Breite: 16°21'10'' N

Höhe ü.NN: ca. 450 - 550 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Termit

Zugehörige Proben: T 5 - T 11a

Topographische Position/Exposition:

Lösungsformen sind an den steilen Hangabschnitten eines WNW-ESE-verlaufenden Wadis oberhalb der Schutthalde angeschnitten. In der Schutthalde treten stellenweise große Einbrüche auf, die bis unter das Niveau der rezenten Wadisohle reichen.

1. Es wurden mehrere begehbare Höhlen aufgenommen (Fig. 24). Die größte von ihnen ist als flache Schichthöhle von mehr als 8 m Breite und etwa 1,5 m Höhe entwickelt. Im hinteren Teil der Höhle, der mit 8° zur Stufe hin geneigt ist, weitet sich die Höhle durch einen Seitengang weiter aus. Die Gesamttiefe konnte nicht bestimmt werden, liegt jedoch bei über 20 m (Fig. 26).
2. An Lösungskleinformen wurde im nördlichen Massif de Termit die größte Häufung karrenförmiger Rillen am Austritt kleiner Röhren beobachtet (Fig. 27, Abb. 7). Die Röhren mit Durchmessern von maximal 10 cm treten in diesem Gebiet immer in größerer Häufung an sehr kompakten, stärker verfestigten Sandsteinbänken aus, die stark geneigt bis senkrecht aufgeschlossen sind oder sogar überhängen können.

Soweit wegen des geringen Durchmessers zu ertasten, sind die Röhren ähnlich den größeren Formen durch einen Wechsel von Engstellen und Weitungen geprägt. Ihre Länge überschreitet teilweise 2 m (Zollstocklänge). In den Röhrenweitungen liegt vereinzelt kantiger Eisenkrustenschutt mit 2 - 3 cm Kantenlänge, der eindeutig allochtonen Ursprungs ist.

Der eingetragene Schutt und die auffallende Häufung der klei-

nen Röhren in einzelnen Bänken spricht für eine Deutung dieser Formen als Tierbauten, wie sie beispielsweise von Bienenfressern (*Merops spec.*) in Kolonien angelegt werden (frdl. mdl. Mitt. KRAPP). Dies würde weiter eine Interpretation der karrenartigen Rillen an den Austritten als Kratzspuren begünstigen, zumal diese Kleinstformen auch von oben auf die Öffnungen zulaufen können.

Andererseits spricht gegen eine Anlage der Röhren durch Vogelkolonien ihr Auftreten ausgerechnet in den am stärksten verfestigten, stark eisenschüssigen und teils kieselig gebundenen Sandsteinbänken. Auch die innerhalb der Röhrenhorizonte stark variierenden Röhrendurchmesser (2 - 10 cm) und die bis über 2 m erreichende Länge der Formen sprechen gegen eine Formung durch Tiere. Denkbar wäre m.E. ein biogener Eintrag des Eisenkrustenschutttes zum Nestbau in durch Lösung entstandene Röhren. Die karrenförmigen Rillen an den Röhrenaustritten könnten gleichermaßen durch biogene Überprägung erklärt werden - direkt durch Kratzspuren oder indirekt durch Lösungsangriff aggressiver, organischer Lösungen (Exkremente etc., Spuren davon wurden allerdings nicht festgestellt). Im Untersuchungsraum wurden die gleichen Formen nur noch am Einzelfelsen nördlich Aney (Kap. 5.3.2) festgestellt.

3. Auf den Dachflächenresten des nördlichen Massif de Termit treten die gleichen, geschlossenen Depressionen mit heller Feinmaterialfüllung auf, die ausführlich für den zentralen Teil des Massivs vorgestellt werden (Kap. 5.4.2).

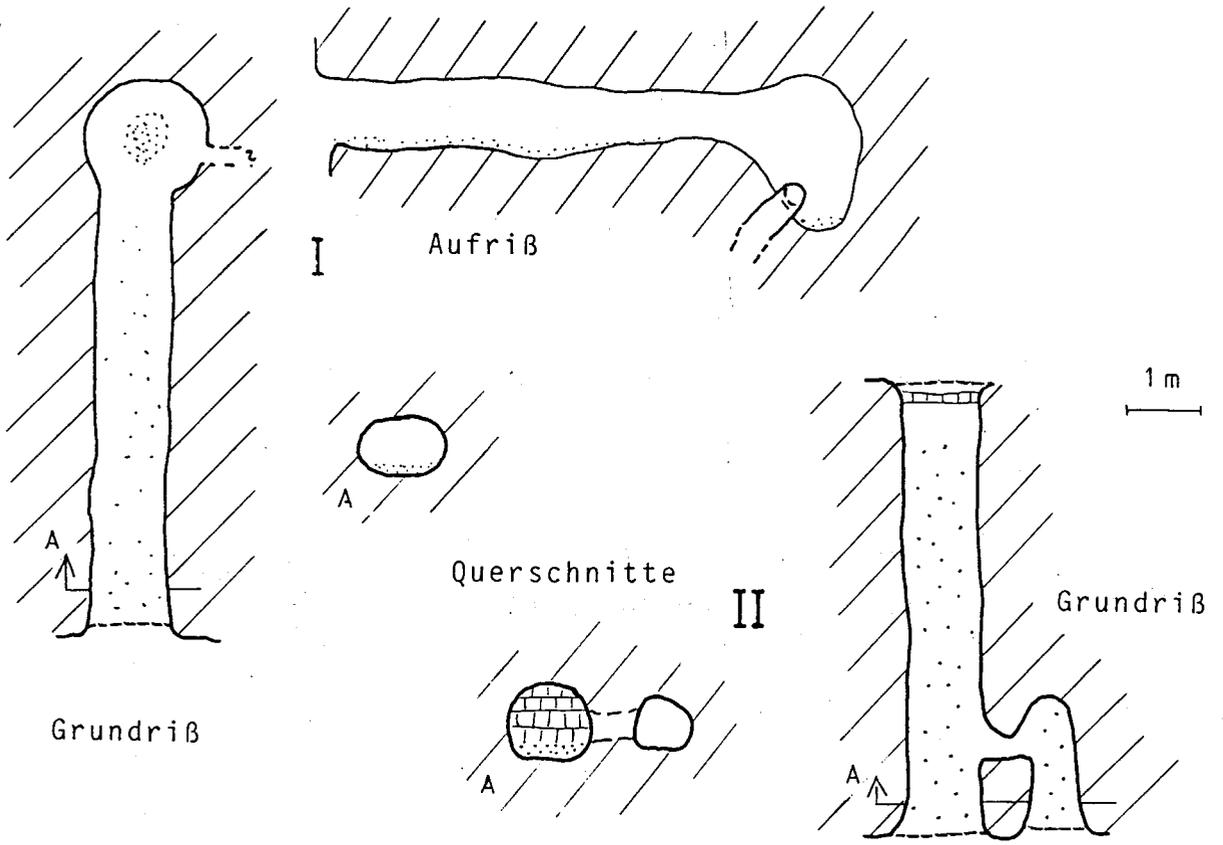


Fig. 25: Pläne von kleineren Höhlen im nördlichen Massif de Termit (Fargassane); Legende s. S. 65

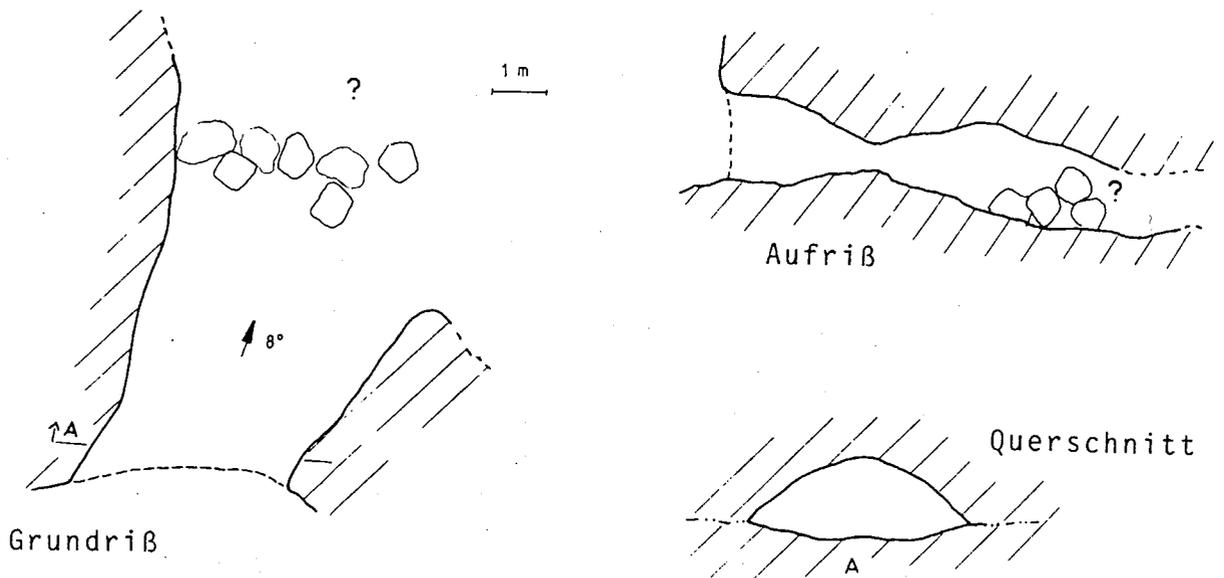
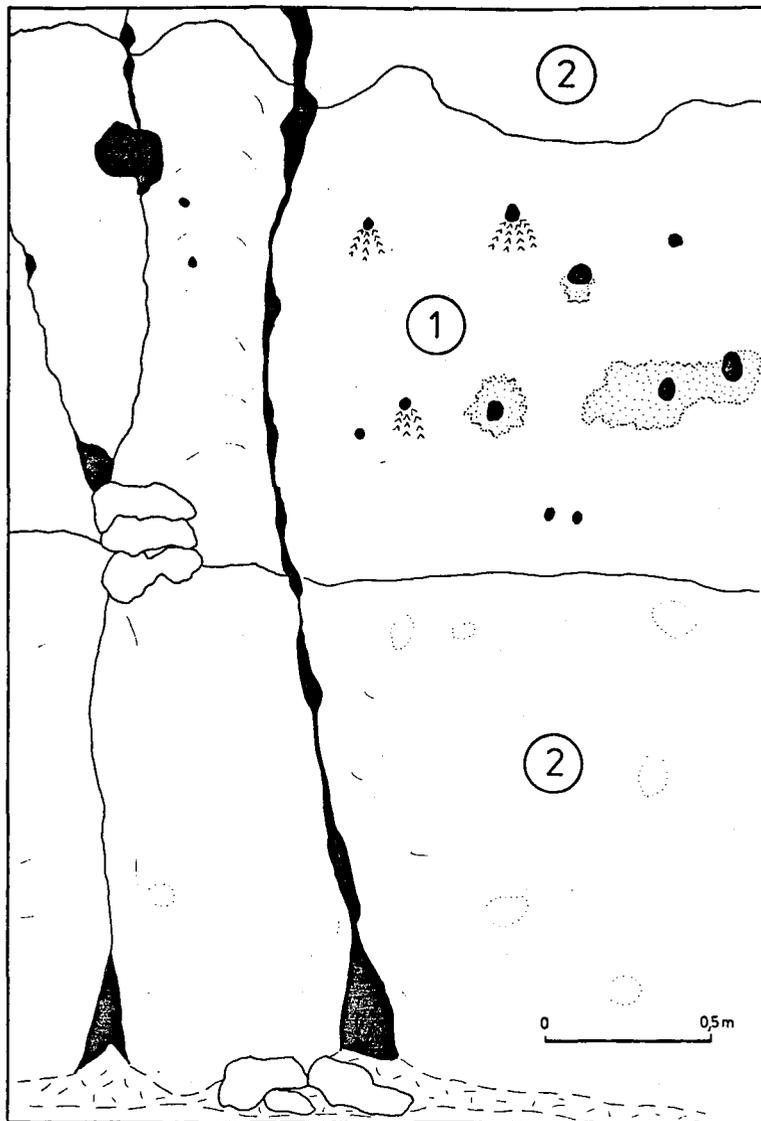


Fig. 26: Plan einer größeren Höhle im nördlichen Massif de Termit (Fargassane); Legende s. S. 65



- | | | | |
|-----|--------------------------------------|---|---|
| ● | Röhrenaustritt,
verkrustete Kluft | ① | kompakte Sandsteinbank
(Si-Fe-Bindemittel) |
| ▲▲▲ | Karren | ② | mürber Sandstein |
| ⊙ | Bröckel- und Absandungsbereiche | | |

Fig. 27: Die Verteilung kleinster Röhrenaustritte (Durchmesser maximal 10 cm) und Karren an einer kompakten Sandsteinbank (nördliches Massif de Termit, Fargassane)

5.4.2 Karstvorkommen im zentralen Massif de Termit

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-West; Stufe östlich der Haupt-Vorlanddepression

TK 200: NE-32-VI (Termit)

Datum der Aufnahme: 18.-21.03.1986

Länge: 11°15'-11°18' E

Breite: 16°3'-16°5' N

Höhe ü.NN: 348 - 701 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Termit

Zugehörige Proben: T 12 - T 21

Topographische Position/Exposition:

Untersucht wurden in diesem Gebiet die steilen Hangabschnitte zweier etwa parallel in E-W-Richtung verlaufender Wadis. Beide haben ihren Ursprung am Trauf der Hauptstufe und münden rund 5 km weiter westlich in den südlichen Teil der Stufenvorlanddepression.

Das nördliche der beiden Wadis ist mit bis zu 30 m Eintiefung des heutigen Tales über der Akkumulationssohle etwa doppelt so stark eingetieft wie das südlichere der beiden Täler. In zurückspringenden Buchten zieht sich Hangschuttmaterial bis etwa in 20 m Höhe die Hänge hinauf. Wo die Erosion rezent angreifen kann, herrschen senkrechte Wände ohne anliegende Schutthalde vor.

1. An den Steilhängen treten in hoher Dichte Karstformen aus (Fig. 28). Neben Höhlen und Röhren sind mehrfach senkrechte Schlote mit 0,5 - 2 m Durchmesser angeschnitten. Im Gegensatz zu ähnlichen Formen im Massif de Koutous (Kap. 5.5.3) zeigen die Schlote im zentralen Termit frisch absandende Wände und keinerlei ältere Verfüllung. Sie sollen deshalb an dieser Stelle nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden, ohne in die Argumentation zur Lösungsformung einzugehen.
2. Röhrenförmige Hohlformen und begehbare, verzweigte Höhlen sind auf verschiedenen Niveaus angeschnitten. N- und S-exponierte Hänge sind gleichermaßen betroffen, auch in Nebentälchen wurden kleinere Lösungsröhren gefunden. Im allgemeinen werden die Formen durch jüngere Prozesse mechanischer Erosion oder durch Verwitterung (vgl. SCHUH, 1988) überprägt. Wegen der

starken, postgenetischen Überformung und Verschlämmung von Feinmaterial an den Höhlenwänden (Probe Nr. T 11a, vgl. Kap. 7.1.2) wurden Verkrustungen nicht festgestellt.

Zwei der im Detail aufgenommenen Höhlen aus dem nördlichen der genannten Täler sind in den Fig. 29 und 30 dargestellt. Die größeren Höhlen des Gebietes zeigen durchweg Spuren anthropogener Nutzung auch in der jüngsten Vergangenheit.

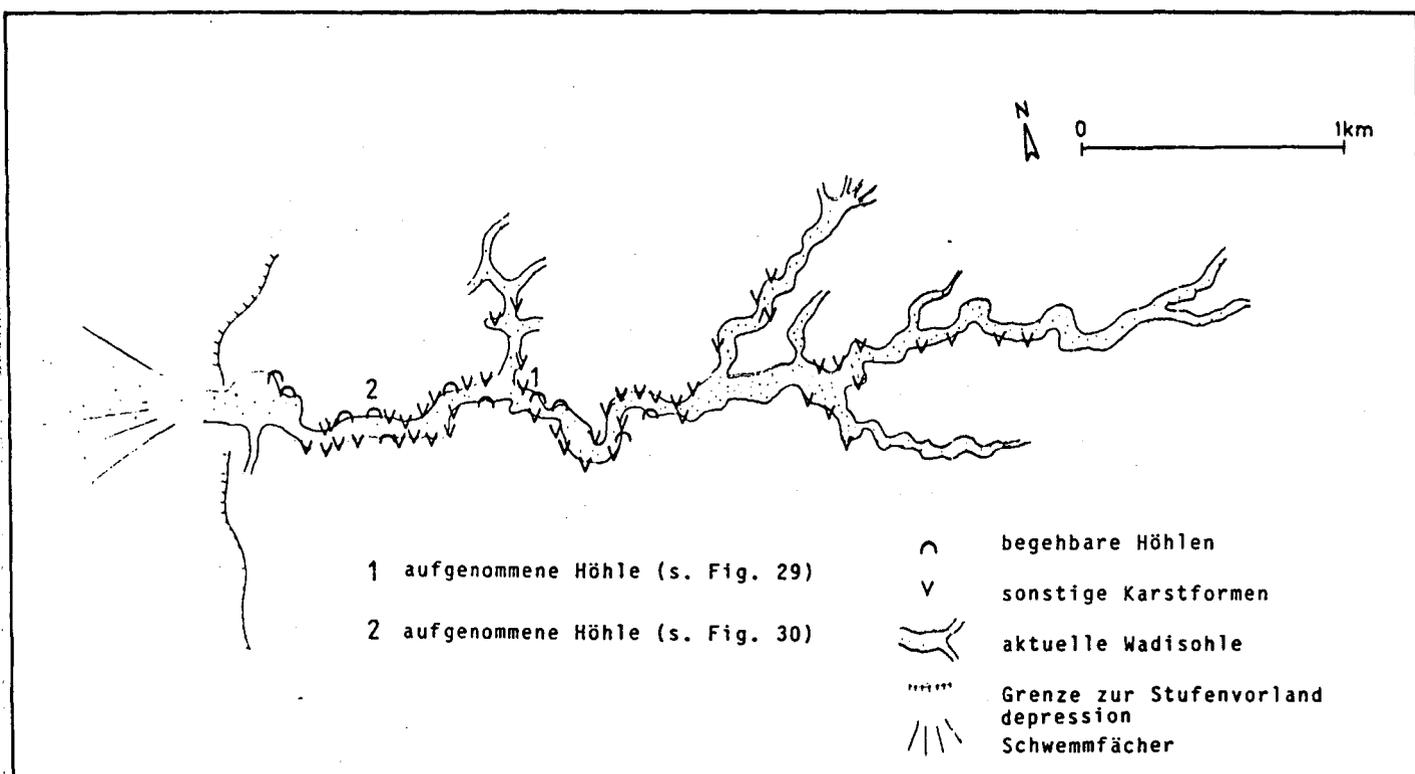


Fig. 28: Das Auftreten von Karstformen entlang des nördlichen Tales bei Termit-West

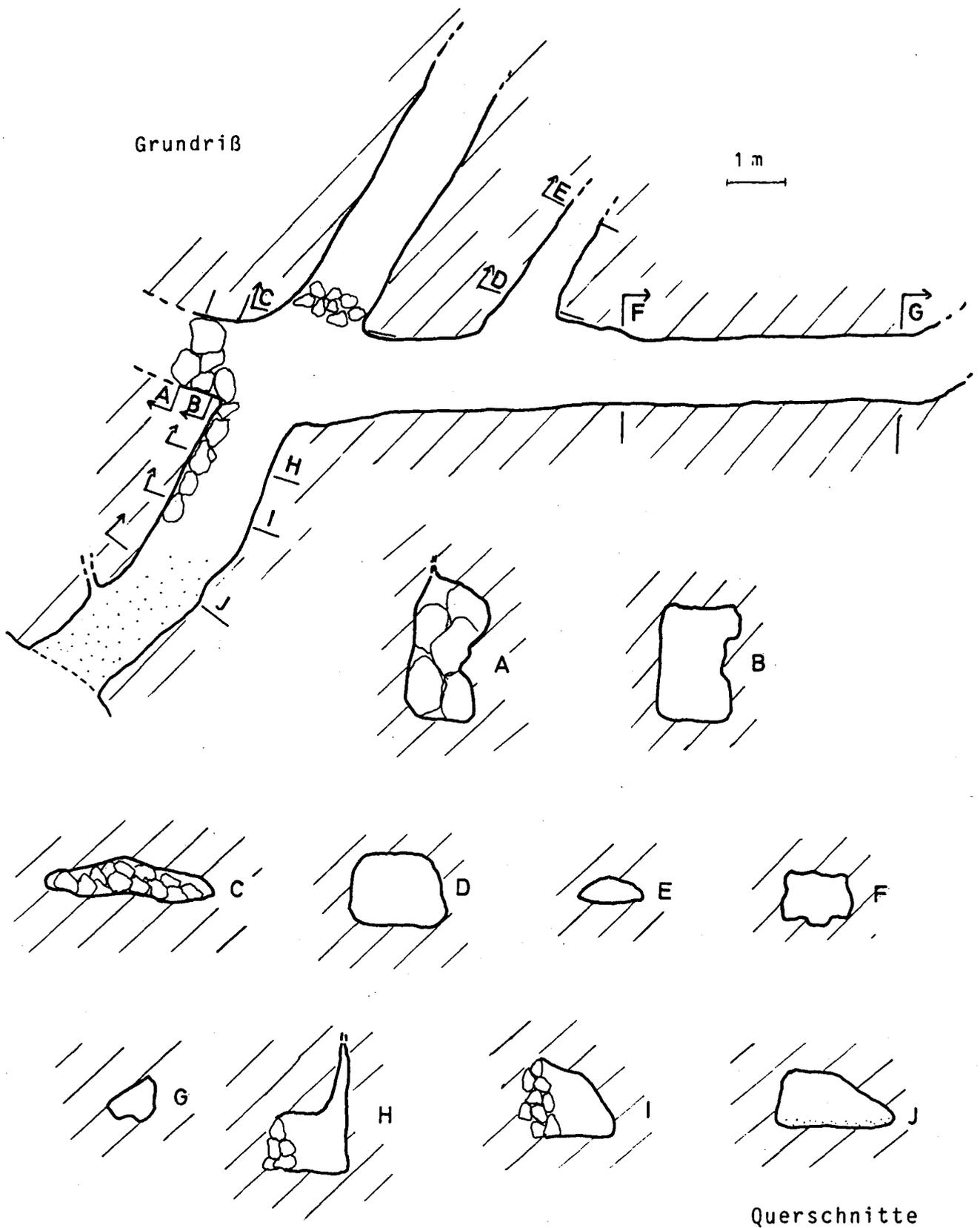
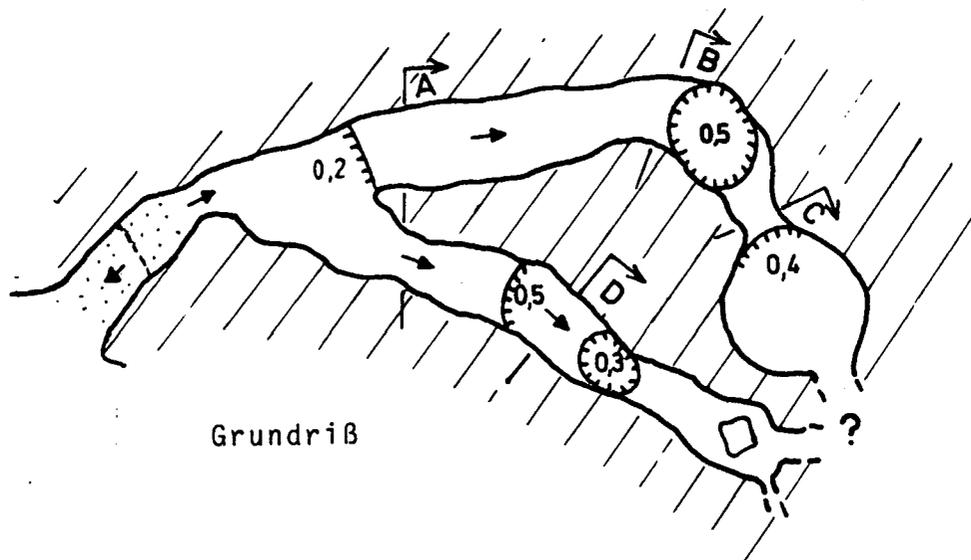
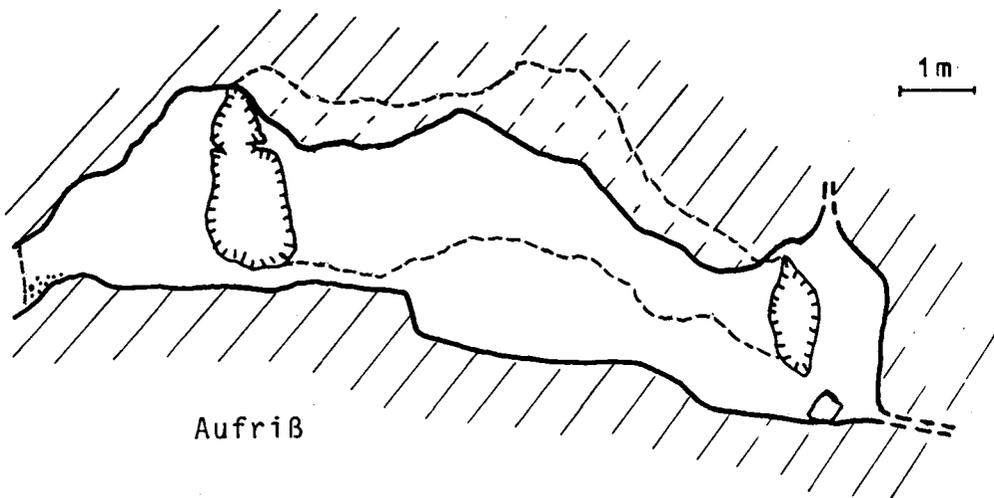


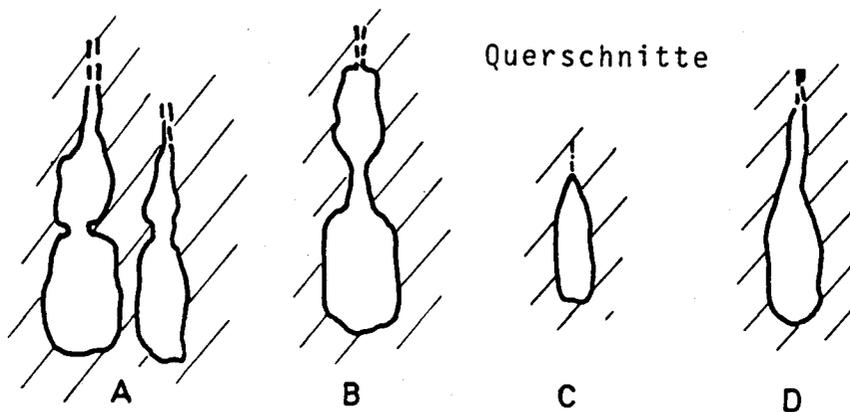
Fig. 29: Plan einer Höhle im zentralen Massif de Termit (Nordhang des in Fig. 28 dargestellten Tales: 1); Legende s. S. 65



Grundriß



Aufriß



Querschnitte

A

B

C

D

Fig. 30: Plan einer Höhle im zentralen Massif de Termit (Nordhang des in Fig. 28 dargestellten Tales: 2); Legende s. S. 65

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Dougoulé/Touidounga (Dachfläche der Stufe zwischen etwa 7 km nordöstlich und 7 km südöstlich des Brunnens von Dougoulé)

TK 200: ND-32-XXIV (Termit-Kaoboul)

Datum der Aufnahme: 22.-26.03.1986

Länge: 11°27' E

Breite: 15°50' - 15°58' N

Höhe ü.NN: 365 - ca. 520 m

Stratigraphische Einordnung: Stufe: Formation de Termit;
Dachfläche: Formation de Dolle

Zugehörige Probe: T 22, T 23, T 25

Topographische Position/Exposition:

Im Unterschied zum größten Teil des übrigen Massif de Termit ist die Dachfläche in diesem Bereich sehr geschlossen ausgebildet. Das Hauptniveau ist in einer Höhe von rund 500 m ü.NN entwickelt und wird von einzelnen Resten eines höheren Niveaus überragt (bis maximal ca. 520 m ü.NN).

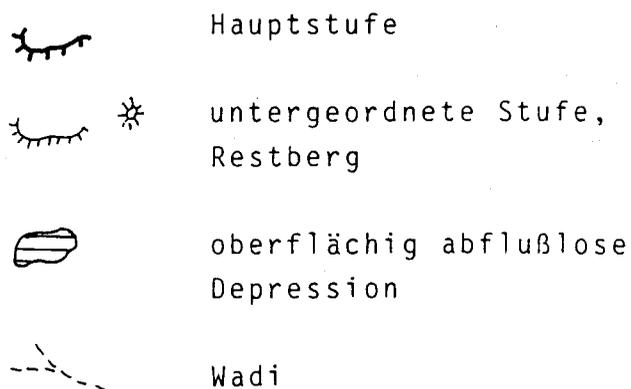
1. Das Hauptdachflächenniveau wird geschlossenen Depressionen mit unregelmäßigem Grundriß gegliedert, die mit Feinmaterial verfüllt sind (Abb. 9, Fig. 31). Die Oberfläche der Verfüllung liegt einige Meter unter dem umgebenden Niveau. Die Gesamttiefe der Becken ist noch unbekannt.

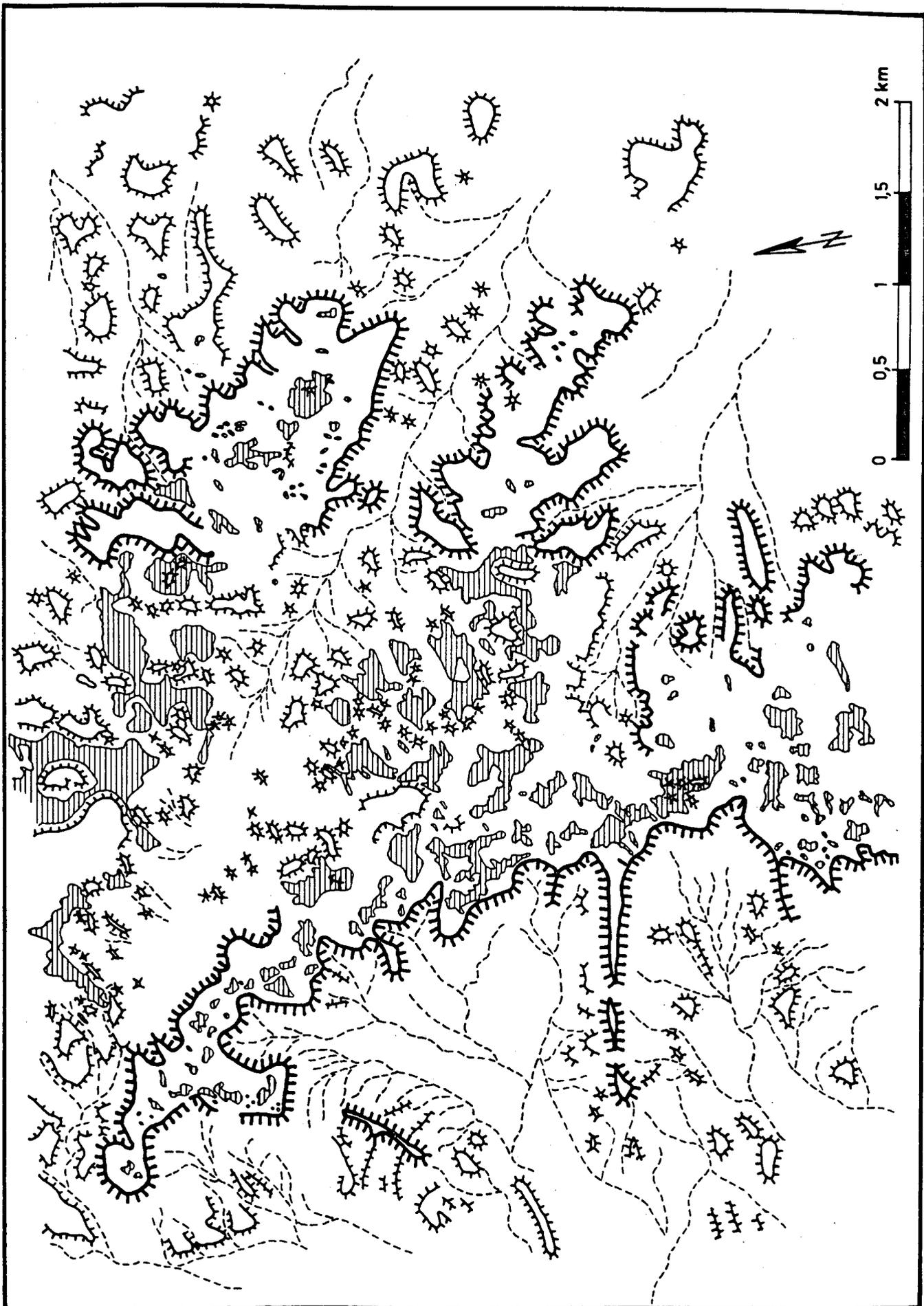
Untereinander können die einzelnen Depressionen durch fluviale Erosionsrinnen in der Feinmaterialverfüllung verbunden sein, wodurch sich der Abfluß zunehmend auf immer tiefergelegene Becken konzentriert. Letztlich erfolgt die Entwässerung unterirdisch. Als Leitlinien der Wasserabfuhr in den Untergrund fungieren an das Kluftnetz angelehnte "Schluckrinnen". Diese sind sowohl im Gelände als auch in den zur Verfügung stehenden Luftbildern 1:50.000 gut zu erkennen, da sie durch kräftigeren Bewuchs nachgezeichnet werden.

Die Eisenkrustenumrahmung der Depressionen trägt an den oberen Rändern den tiefgreifenden, fossilen Windschliff, der für die Dachfläche des Termit beschrieben wurde (Kap. 2.6.5). Die Becken wurden jedoch eindeutig nicht als Deflationswannen angelegt.

3. Auf einem aus der Dachfläche ausgreifenden Sporn wurde das nördlichste Vorkommen der brekzienartigen Verfüllung in senkrecht in den unterlagernden Sandstein eingreifenden Röhren beobachtet (vgl. Kap. 7.1.1). Die Situation ist hier dem nördlichen Massif de Koutous vergleichbar, da gleichfalls die Füllung als Härtling über den umgebenden Sandstein herausragt (vgl. Kap. 5.5.3).

Fig. 31: Die Verbreitung oberflächlich abflußloser Depressionen auf der Dachfläche des Massif de Termit östlich Dougoulé (nach Luftbildern ca. 1:50.000) (Fig. s. folgende Seite)





5.4.3 Karstvorkommen im südlichen Massif de Termit

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Süd; ca. 5 km südöstlich des Ortes Termit-Kaoboul

TK 200:ND-32-XXIV (Termit-Kaoboul)

Datum der Aufnahme: 30./31.03.1986

Länge: 11°32'40'' E

Breite: 15°38'40'' N

Höhe ü.NN: 380 - ca. 500 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Dolle

Zugehörige Proben: T 27, T 29, T 31 - T 39

Topographische Position/Exposition:

Dieses Gebiet umfaßt die südlichste Spitze des Massif de Termit sowie einen der Stufe vorgelagerten Restberg.

Da die Hänge bis in die oberen Partien von einer Schuttdecke überzogen werden und das Massiv hier auch im Lee der Stufe starker Einsandung unterliegt, konnten Karstformen nur auf der Dachfläche und an den obersten Metern des Stufenhanges untersucht werden.

1. Kleinere und begehbare Höhlen in kompakten Sandsteinen zwischen dem Top der Dachfläche und dem Einsetzen der Hangschuttdecke/Einsandung etwa 10 m unterhalb. Diese Formen entsprechen den bereits für die weiter nördlich liegenden Gebiete beschriebenen (Fig. 32).
2. Senkrecht in die sedimentären Eisenkrusten der Dachfläche eingreifende Röhren mit Durchmesser von einigen Dezimetern. Diese treten bevorzugt in stufenrandnahen, angeschnittenen Becken auf. Die maximale Dichte der Röhren wurde mit 46/4m² ausgezählt (Abb. 10 und 11). Das Auftreten der Röhren ist auf morphologische Senken beschränkt, die teilweise vom heutigen Stufenverlauf angeschnitten werden.

Die Röhren sind von unterschiedlichen Materialien verfüllt (Kap. 7.1). Es treten in unmittelbarer Nachbarschaft Lockermaterialien und brekzienartig verbackene Füllungen auf, wie sie bereits im zentralen Massif de Termit vereinzelt beobachtet wurden und auch im Norden des Massif de Koutous vorkommen.

Hier sind die brekzienartigen Verfüllungen jedoch im Gegensatz zu den beiden anderen Vorkommen in Eisenkrustenröhren enthalten, was Probleme bezüglich ihrer zeitlichen Stellung aufwirft (vgl. Kap. 7.2).

3. An den steilen oberen Stufenbereichen sind mehrfach vertikale Röhren angeschnitten. Sie enthalten sinter- bis stalaktitenartige Eisenausfällungen von mehreren Millimetern Länge (Abb. 12). Dies sind die einzigen tropfsteinartigen, mineralischen Ausfällungen, die im Untersuchungsraum festgestellt wurden. Ihre Ausfällung ist eindeutig an absteigende Wasserbewegung im ansonsten bereits trocken gefallen Hohlraum gebunden.

Besonders gut aufgeschlossen sind die senkrechten Röhren mit den darin enthaltenen Eisenausfällungen an stielförmigen Erosionsresten nahe der Südspitze des Massif de Termit. Die Stiele von 5 - 7 m Höhe und 2 - 3 m Durchmesser ragen in den oberen Hangabschnitten aus der umgebenden Schuttdecke auf und sind in extremem Maße von den vertikalen Röhren, aber auch von horizontalen und schrägen Verzweigungen durchzogen. Die maximalen Durchmesser der Röhren liegen bei 20 cm, der Anteil der Hohlräume am Gesamtvolumen der Erosionsreste beträgt aufgrund ihrer großen Dichte über 5 %.

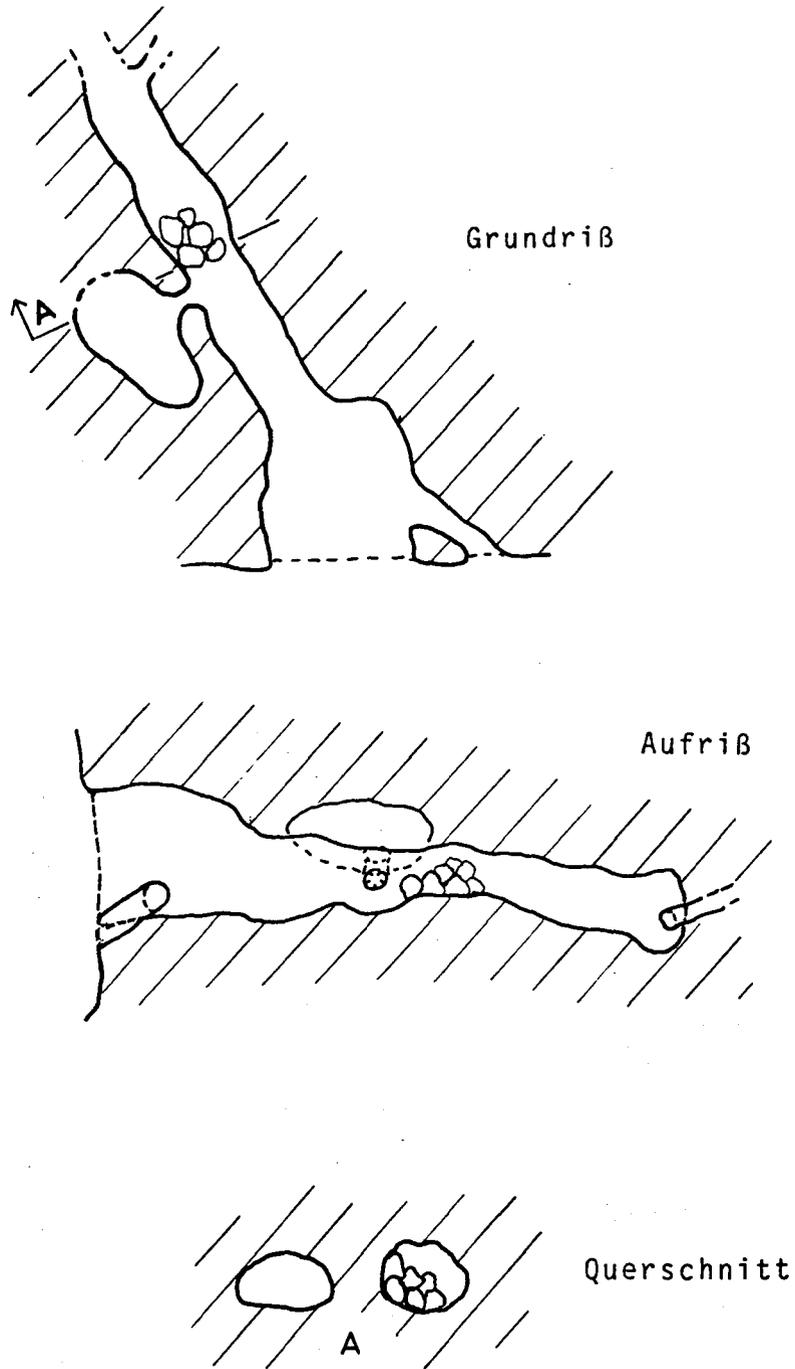


Fig. 32: Plan einer Höhle im südlichen Massif de Termit;
 Legende s. S. 65

5.5 Das Massif de Koutous

Bei dem Massif de Koutous handelt es sich um ein aufgelöstes Tafelbergland, das sich bei 10° östl. Länge und 14°30' nördl. Breite über rund 40 km von Norden nach Süden und etwa 60 km von Westen nach Osten erstreckt. Eine Übersicht über das Gebiet gibt Fig. 33|.

Als südlichstes Untersuchungsgebiet in Sedimentgesteinen liegt das Massif de Koutous bereits vollständig im Sahel. Während der Norden aufgrund seiner geringeren Niederschläge von semi-nomadischer Weidewirtschaft eingenommen wird, wird auf den verwitterten Altdünen des zentralen und südlichen Teiles weitflächig Hirse angebaut (RETAILLE, 1984).

Aufgebaut wird das Massif de Koutous von klastischen Sedimenten des Continental Hamadien ("Formation de Koutous") (GREIGERT & POUGNET, 1967: 151f). Die oberkretazischen Ablagerungen liegen direkt dem kristallinen Sockel des nördlichen Damagaram/Mounio auf. Nach Süden hin dünnen die Sedimente rasch aus.

Das nahe kristalline Liefergebiet bedingt die schwache Rundung des klastischen Materials. Auch ist teilweise der Gehalt an Feldspäten - wenn auch in stark verwittertem Zustand - gegenüber anderen Regionen erhöht. Der Eisengehalt liegt in den Sandsteinen bei 3-5 %. Einschaltungen konzentrierter Eisenbänder fehlen in der Sedimentfolge (GREIGERT & POUGNET, 1967: 152). Bei vorherrschender Kreuzschichtung wechselt die Fazies horizontal sehr häufig.

Das Koutous wird von mehreren WSW-ENE-streichenden Störungen durchzogen, die vor allem im Süden des Massivs bei der Ausbildung der bis 150 m hohen Stufen wirksam sind (VÖLKEL, 1988b: 84). FAURE (in GREIGERT & POUGNET, 1967: 153) ordnet die Störungen unter Vorbehalt jüngeren Phasen tektonischer Aktivität zu.

-  Hauptstufe
-  untergeordnete Stufe,
Restberg
-  Höhle
-  Düne
-  Siedlung
-  Höhenangabe in m ü.NN

114

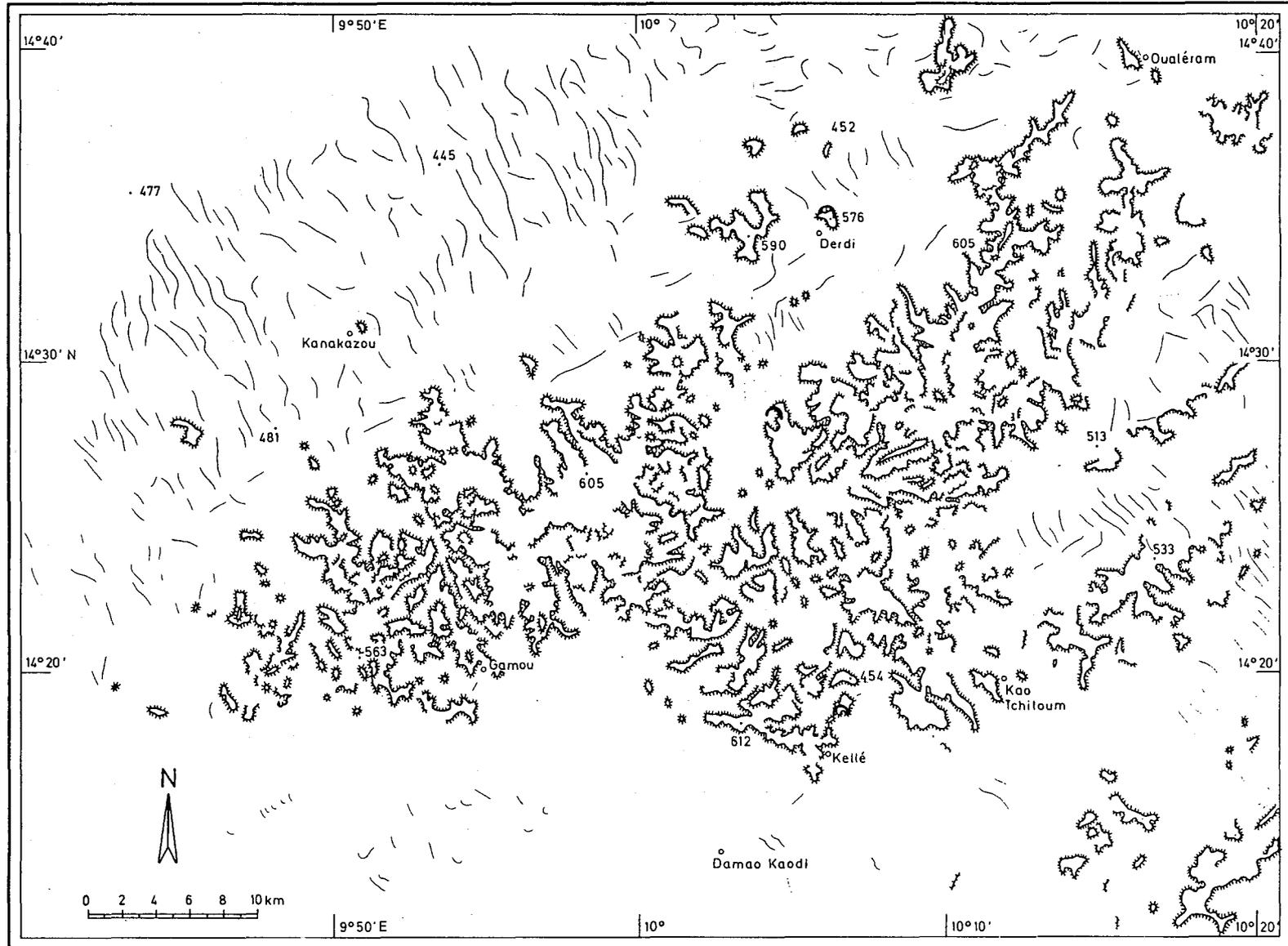


Fig. 33:
Übersichtsskizze des
Massif de Koutous

Quelle: Carte de l'Afrique de l'Ouest, 1: 200000, Rép. du Niger, Bl. ND-32- XVI, Gamou; ND-32- XVII, Kellé

Entw. u. Zchnng.: B. SPONHOLZ

Dachfläche

Die überwiegend sehr ebene Dachfläche des Massif de Koutous ist in drei Niveaus ausgebildet (Abb. 13). Die beiden unteren Hauptniveaus im Süden des Berglandes sind bei 560 bzw. 600 m ü.NN in Sandsteinen der Formation de Koutous entwickelt. Darüber sind in Resten noch bis zu mehr als zehn Meter eines alten Verwitterungsprofils erhalten, das von einer lateritischen Eisenkruste abgedeckt wird. Diese Eisenkruste bildet das zweite, gleichfalls sehr ebene Dachflächenniveau. Örtlich tritt eine oolithische Eisenkruste auf, die ein jüngeres Aufarbeitungsprodukt der alten Verwitterungsdecken darstellt. Sie wird in das Pleistozän gestellt. Im Norden ist die Dachfläche als ein einziges Niveau innerhalb der Koutous-Sandsteine ausgebildet.

Stufenhänge

Die starke Überkleidung mit Hangschutt, die in den Gebieten weiter im Norden immer wieder festgestellt werden kann, fehlt den Hängen im Massif de Koutous im allgemeinen. Wo Hangschutt auftritt, bildet er Schutthalden, die bis höchstens zur halben Hanghöhe hinaufreichen. Dies ist vor allem in den nördlichen Teilen des Massivs zu beobachten.

Oberhalb der Hangschutthalden sind die frischen Sandsteinwände aufgeschlossen. Die Situation ist in diesen Fällen dem südlichen Massif de Termit vergleichbar.

Häufiger ist jedoch im Massif de Koutous der anstehende Sandstein ohne Ausbildung einer mächtigen Hangschuttdecke im Verband oberflächennah stark gelockert und vermittelt deshalb den Eindruck eines wenig stabilen Hanges.

Stufenvorland

Das Massif de Koutous ist allseitig von festliegenden Altdünen umgeben, die das Niveau des Vorlandes bei etwa 450 m ü.NN bestimmen und an manchen Stellen fast die Dachfläche erreichen.

Möglicherweise ist die starke Einsandung des Massivs der Grund dafür, daß keine Stufenfußdepressionen wie in anderen Regionen auftreten. Allerdings konnten Phasen verstärkter äolischer

Aktivität in den anderen Gebieten die Anlage der Depressionen und die Ablagerung limnischer Sedimente nicht verhindern bzw. nachträglich vollständig ausräumen oder überlagern. Es muß daher angenommen werden, daß im Vorland des Koutous eine Ausbildung der Depressionen unterblieb und es infolge dessen auch nicht zum Absatz limnischer Akkumulationen kam (vgl. Kap. 8.2.2.4).

Neben den genannten Altdünen sind im Koutous keine Spuren eines älteren, äolischen Formenschatzes festzustellen. Auch die rezente äolische Formung hat im Koutous nur geringe Bedeutung. Spuren für eine Reaktivierung der fossilen Dünenkämme infolge starker Überweidung während der Dürren der letzten Jahre, wie sie in wirtschaftlich stärker beanspruchten Gegenden auftreten, konnten im Massif de Koutous nirgends beobachtet werden.

Lediglich die sehr starke Aufnahme der Feinstfraktionen durch den Wind, die vor allem im Frühjahr vor Einsetzen der Regenzeit den ganzen Sahel betrifft und sich im nachfolgenden Staubniederschlag aus dem "brume sèche" äußert, kann auch für das Massif de Koutous bestätigt werden. An Stellen verstärkter Feinmaterialakkumulation infolge Verspülung können damit für das Koutous ähnliche Bedingungen für die rezente chemische Verwitterung - verstärkt durch etwas höhere Jahresniederschläge - angenommen werden, wie sie bereits für das Termit beschrieben wurden (Kap. 5.4).

Fluviale Formen

Die aufgelöste Dachfläche und die Stufenhänge des Massif de Koutous sind in weiten Teilen frei von fluvialen Formen. Nur im zentralen Koutous konnten vereinzelt tiefer eingeschnittene Kerbtälchen beobachtet werden.

Die im Luftbild auffallenden, hufeisenförmigen Talschlüsse, deren Vielzahl die starke Auflösung des Massivs bedingt, lassen bei der Geländeuntersuchung kaum Spuren fluvialer Erosion erkennen. Vielmehr sammeln sich in ihnen kleine Gerinne, die sich zu Wadis in den breiten Talgründen zusammenschließen.

Im übrigen beschränkt sich die fluviale Formung auf die Altdünenbereiche. Diese werden von einer Vielzahl kleiner Gerinne entwässert, die meist nach kurzem Lauf in interdünäre Depressionen münden und dort während der Regenzeit fortbestehende "mares"

speisen. Durch den vermehrten Eintrag an Humus und Feinmaterial, laterale Kieselsäurezufuhr und durch in-situ-Verwitterung kommt es in den "mares" häufig zu Vertisol-Bildung (VÖLKELE, 1988b: 194). Dadurch sind diese Bereiche von einer über die Nutzung als periodische Wasserstelle hinausgehenden Inwertsetzung weitgehend ausgenommen.

Karstformen

Vor allem im nördlichen Teil des Massivs finden sich die gleichen Karstformen wie auch im Massif de Termit. Auch das Koutous zeigt eine Reihe von Höhlen- und Röhrenaustritten an Steilwänden. In ihrer Größe entsprechen sie den Vorkommen im Massif de Termit.

In einem der hufeisenförmigen Talschlüsse im nördlichen Massif de Koutous wurden mehrere senkrechte Schlote beobachtet. Sie sind zwar durch die heutige Talform angeschnitten, enthalten aber Reste einer älteren Verfüllung, die sie als Karstformen ausweist (vgl. Kap. 7.1.2). Das Vorhandensein der Verfüllung unterscheidet diese Schlote außerdem wesentlich von ansonsten ähnlichen Formen im Massif de Termit, die dort an Talhängen auftreten (vgl. Kap. 5.4).

Ausgedehnte, geschlossene Depressionen, wie sie den zentralen Teil des Massif de Termit prägen, fehlen auf der Dachfläche des Massif de Koutous. Vielmehr herrschen auf den Sandsteinflächen geschnittene, senkrecht nach unten führende Formen geringeren Durchmessers vor. Die in ihnen enthaltenen Verfüllungsmaterialien werden teilweise von der ansässigen Bevölkerung entnommen. Ob dabei die Freilegung der unterirdischen Hohlräume - etwa als Speicherräume - im Vordergrund steht oder die Gewinnung des tonigen Verfüllungsmaterials, ist mir nicht bekannt. Im Laterit, der im Süden das obere Dachflächenniveau bildet, wurden diese Formen nicht beobachtet.

Im östlichen Massif de Koutous sind ausgehend von den Austritten einiger Karströhren künstliche Gräben gezogen, die in Wassersammelbecken münden. Die Lösungsröhren führen dabei schräg, teilweise auch senkrecht in das Anstehende hinab. Möglicherweise soll die Freilegung der Dachflächendepressionen die Infiltration der Niederschläge erleichtern und diese zu den tiefergelegenen Röhrenaustritten ableiten.

5.5.1 Karstvorkommen im östlichen Massif de Koutous

Vorkommen, Ortsbezeichnung: NE-Koutous

TK 200: ND-32-XVII (Kellé)

Datum der Aufnahme: 03.04.1986

Länge: 10°15'40'' E

Breite: 14°37'50'' N

Höhe ü.NN: ca. 490 - 570 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Zugehörige Proben: Kou 1, Kou 1a

Topographische Position/Exposition:

E-exponierter Hang und Dachfläche eines Zeugenberges im östlichen, stark aufgelösten Teil des Massif de Koutous.

Verbreitet sind in diesem Gebiet kleinere Röhren mit Krustenauf-lagen zu finden. Die Verkrustungen auf den Hohlraumwänden sind minimal, aber deutlich. Darüber hinaus gibt es stellenweise an-thropogen ausgeweitete Hohlformen (vgl. Kap. 5.5.3).

Vorkommen, Ortsbezeichnung: E-Koutous; 2 km südwestlich des Ortes Kao Tchiloum

TK 200: ND-32-XVII (Kellé)

Datum der Aufnahme: 03.04.1986

Länge: 10°11'25'' E

Breite: 14°19'30'' N

Höhe ü.NN: ca. 460 - 580 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Zugehörige Proben: Kou 2, Kou 3

Topographische Position/Exposition:

Auf der Dachfläche des im Sandstein entwickelten unteren Haupt-niveaus und dicht unterhalb konnte eine Reihe von Röhren und größeren, verzweigten Hohlformen aufgenommen werden.

Die unteren Hangbereiche sind entweder von einer geringmächtigen Schuttdecke überzogen oder aber vom stark gegliederten, aber noch im Verband anstehenden Sandstein geprägt.

5.5.2 Karstvorkommen im zentralen Massif de Koutous

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Zentrales Koutous; ca. 3 km nordwestlich des Ortes May Kore

TK 200: ND-32-XVII (Kellé)

Datum der Aufnahme: 16.09.1986

Länge: 10°6'30'' E

Breite: 14°20'40'' N

Höhe ü.NN: ca. 500 - 590 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Zugehörige Probe: Kou 7

Topographische Position, Exposition:

Ein kleineres Kerbtälchen ist in die Sandsteinstufe steil eingeschnitten.

Auf der Dachfläche oberhalb führen mehrere, durch Lösung ausgeweitete Öffnungen in Anlehnung an die Gesteinsklüftung in den Untergrund. An den steilen Hangpartien treten eine Vielzahl auch größerer Höhlen aus, die jedoch nicht zugänglich sind.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Zentrales Koutous; zwischen den Orten Djigaram und Sandi

TK 200: ND-32-XVII (Kellé)

Datum der Aufnahme: 17.09.1986

Länge: 10°4'50'' E

Breite: 14°23'50'' N

Höhe ü.NN: ca. 520 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Zugehörige Probe: Kou 8

Topographische Position/Exposition:

SE-exponierter Hang eines kleineren, wenig eingetieften, aber ca. 150 m breiten Tales, etwa 3 m über der Talsohle.

Konzentriert auf eine kompakte Sandsteinbank treten in einem dichten Geflecht zahlreiche Röhren mit Durchmessern bis ca. 30 cm aus (Abb. 14). Die Oberfläche des Sandsteins ist kieselig verkrustet.

5.5.3 Karstvorkommen im nördlichen Massif de Koutous

Vorkommen, Ortsbezeichnung: N-Koutous; östlich des Ortes Ajiram
TK 200: ND-32-XVII (Kellé)

Datum der Aufnahme: 17.09.1986

Länge: 10°5'15'' E

Breite: 14°29'30'' N

Höhe ü.NN: ca. 490 - 600 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Zugehörige Proben: K 6, Kou 10

Topographische Position/Exposition:

Nach W geöffnete, hufeisenförmige Talbucht. Die Schutthalde, über die die Hohlformen erreichbar sind, reicht etwa bis zur halben Hanghöhe. Darüber bildet der kompakte Sandstein senkrechte Wände.

1. Begehbare Höhle unmittelbar oberhalb der Schutthalde am S-exponierten Talschluß.

Die Höhle erreicht eine Deckenhöhe von über 6 m und ist klufforientiert. Der Höhlenboden fällt von der Mitte der Höhle aus sowohl zum Ausgang als auch zum hinteren Teil der Höhle mit 5 - 7° ab. Vom hinteren Ende des etwa 8 m langen Höhlenraumes gehen mehrere verkrustete Röhren mit rundlichem Querschnitt und 30 - 50 cm Durchmesser ab. Sie weisen ein wesentlich steileres Gefälle auf.

2. Mehrere senkrechte Schlote mit Durchmessern von einigen Metern, die vom heutigen südlichen Talhang angeschnitten werden. Der Rest einer Verfüllung aus dem Bereich direkt über der Schutthalde wurde beprobt (Probe Nr. K 6).
3. Im westlichen Teil des die Talbucht im Norden umschließenden Spornes sind mehrere Röhrenöffnungen von maximal 1 m Durchmesser angeschnitten. Sie konnten nicht näher untersucht werden, scheinen aber streng am Kluffnetz orientiert. Gleiche Formen wurden auch an der Stufe vereinzelt vorgelagerten Restbergen festgestellt.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: N-Koutous; Restberg nördlich Derdi
TK 200: ND-32-XVII (Kellé)
Datum der Aufnahme: 17./18.09.1986

Länge: 10°6'20'' E

Breite: 14°34'35'' N

Höhe ü.NN: ca. 480 - 576 m

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Zugehörige Proben: K 12, K 13, Kou 11, Kou 13, Kou 14, Kou 15

Topographische Position/Exposition:

Untersucht wurden mehrere Lösungsformen auf der Dachfläche eines kleinen Restberges nördlich der Ortschaft Derdi (ca. 2 km²). Das Bergland ist in diesem Bereich bereits sehr stark aufgelöst und besteht nur noch aus kleineren, von Altdünen umgebenen Erhebungen.

Die größeren der Hohlformen sind teilweise durch die ansässige Bevölkerung aufgegraben. Reste des Verfüllungsmaterials sind in seitlichen Lösungstaschen noch erhalten.

1. Flache Sackungswannen, meist ohne nennenswerte Feinmaterialverfüllung, ansonsten aber den Vorkommen in anderen Gebieten vergleichbar.
2. In den Untergrund führende, an der heutigen Oberfläche geschnittene Formen. Unter einer etwa 50 cm weiten, runden Öffnung häufig Ausweitung (anthropogen?) und anschließende Weiterführung in schmalen Röhren. Die Lockermaterialverfüllung ist teilweise ausgegraben (Abb. 15).

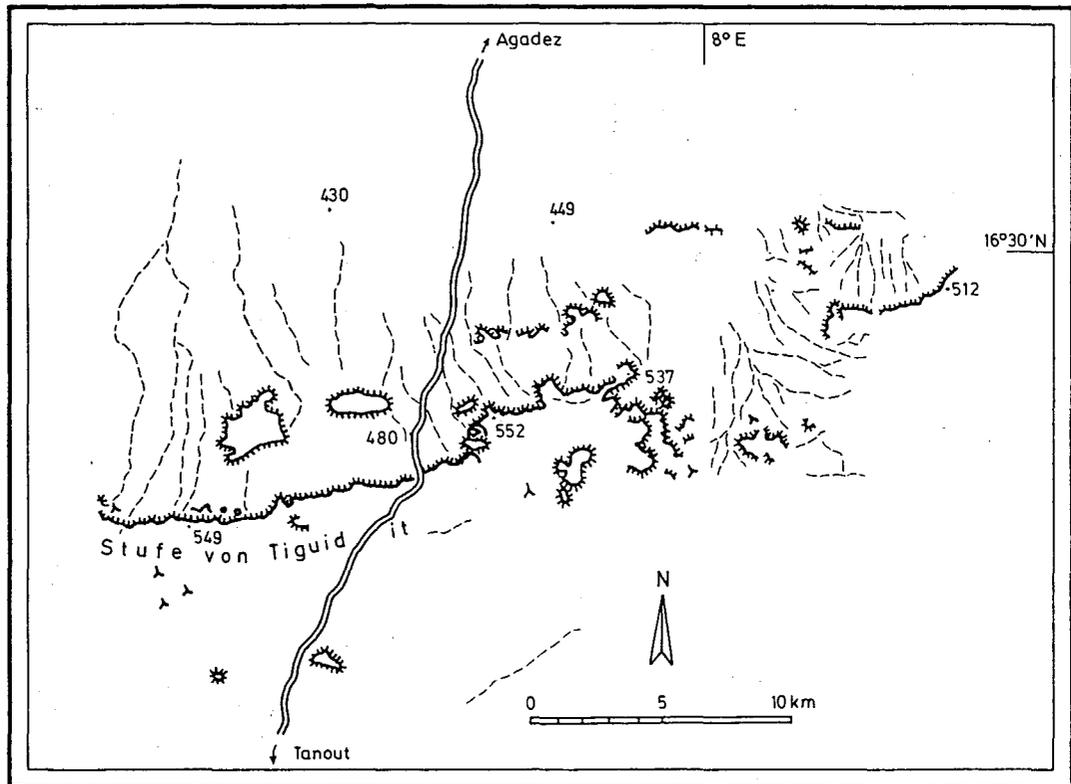
Diese Form der von der Dachfläche ausgehenden Lösungserscheinungen wurde nur im Massif de Koutous festgestellt. Die Dachflächen des aufgelösten Tafelberglandes erhalten dadurch ihre charakteristische Prägung.

3. Runder Stutzen von brekzienartigem Verfüllungsmaterial, der als Härtling ca. 30 cm über die umgebende Sandsteinfläche herauspräpariert ist (Kap. 7.1.1; Abb. 16). Dieses Vorkommen ist das südlichste, das im Arbeitsgebiet beobachtet wurde.

5.6 Die Stufe von Tiguidit ("Falaise de Tiguidit")

Die Stufe von Tiguidit verläuft leicht nach Süden ausbuchtend halbkreisförmig in W-E-Richtung etwa 80 km südlich des Air und erstreckt sich bei stark wechselnder Ausprägung zwischen 7° und 9° östl. Länge.

Eine Übersicht über den bearbeiteten Stufenabschnitt gibt Fig. 34.



Quelle: Carte de l'Afrique de l'Ouest, Rép. du Niger, 1: 200 000

Entw. u. Zeichng.: B. SPONHOLZ

BL NE - 32 - II, Agadez

NE - 32 - III, Taguedoufat, Luftbilder



Stufe



Höhle



Wadi

.435

Höhenangabe in m ü.NN

Fig. 34: Übersichtsskizze der Stufe von Tiguidit (untersuchter Abschnitt)

Die Stufe von Tiguidit ist aus den kretazischen Sandsteinen der Tegama-Gruppe aufgebaut. Als eigentliche Stufenbildner fungieren der Echkar-, der Elrhas- und der Tiguedi-Sandstein (von W nach E), die an der Stufe gleichzeitig ihre nördliche Verbreitungsgrenze haben. Zusammen mit den nördlich anschließenden Irhazer-Tonen und den Grès d'Agadez, die ins Jura gestellt werden, gehören die Sedimente der Tegama-Gruppe dem Continental Intercalaire an (FAURE, 1966: 110). Der kontinentale Charakter der Sedimente wird durch das gehäufte Auftreten von Kieselhölzern und durch verkieselte Saurierknochen unterstrichen (VÖLKELE, 1988b: 47).

Die Herauspräparierung der Stufe ist mit der Schrägstellung der mesozoischen Sedimente infolge der tertiären Hebung des Air-Gebirges verbunden.

Der die Stufe im untersuchten Abschnitt nahe der Straße Agadez-Zinder aufbauende Sandstein ist in den obersten zwanzig Metern durch erhöhten Eisengehalt intensiv rot gefärbt. Darunter schließen sich kompakte, beigebraune, feinkörnige Sandsteine und hellgraue Siltsteine an. Die intensiv grau-violett gefärbten, mergelartigen Irhazer-Tone leiten zum Hangfuß über. In keiner der genannten Schichten wurde CaCO_3 nachgewiesen.

Die Probe Nr. Ti 3 aus den oberen, eisenreichen Sandsteinpartien zeigt das Bild eines intensiv durchgewitterten Materials. Anhand der durchgeführten Untersuchungen kann jedoch nicht entschieden werden, ob es sich dabei um das Ergebnis einer in-situ-Verwitterung handelt, oder ob vorverwittertes Material zur Ablagerung kam. Letzteres würde die mehrere Zehner betragende Mächtigkeit des so beschaffenen Sandsteins erklären. Das Gleiche gilt für die Annahme einer synsedimentären, sukzessiven Verwitterung.

Die trotz der intensiven Verwitterung noch vereinzelt auftretenden Feldspäte und einige nicht näher bestimmte Schwerminerale lassen sich mit der Nähe zum kristallinen Liefergebiet erklären.

Während die westlichen und östlichen Ausläufer der Stufe stark aufgelöst sind und nur wenige Meter über ihr Vorland aufragen, ist der zentrale Stufenbereich, etwa 20 km beiderseits der Straße Agadez-Zinder, in einer relativen Höhe von rund 100 Metern ausgebildet. Die Stufe bildet in diesem Abschnitt eine geschlossene Front, der vereinzelt Restberge vorgelagert sind.

Die nachfolgend dargestellten Untersuchungen konzentrieren sich auf diesen Teil der Stufe.

Dachfläche

Eine Achterstufe ist morphologisch nicht entwickelt. Vielmehr beginnt unmittelbar hinter dem Stufenfirst eine von weiten Becken gegliederte Landschaft ohne nennenswerte Reliefunterschiede. Nach Süden schließen die flachwelligen Altdünenbereiche um Aderbissinat an.

Die Dachfläche wird von einer geringmächtigen Flugsandauflage überzogen, die in zahlreichen Lücken den Blick auf das sandig verwitternde Anstehende freigibt. Auf der Dachfläche ist stellenweise Silcrete in Mächtigkeiten bis 1 m zu finden. Neben den oberflächigen Einkieselungen kommen auch im Schichtenverband immer wieder verkieselte Partien vor. Für Phasen sehr starker Kieselsäuremobilität sprechen die im Stufenbereich verbreitet auftretenden Kieselhölzer (*Dadoxylon*) und verkieselte Saurierknochen (FAURE, 1966: 150). Letztere finden sich bevorzugt auf den mergeligen Hügeln unterhalb der steilen Sandsteinstufe.

Stufenhänge

Unterhalb der obersten, steilen Stufenpartie ist der Hangfuß teilweise von Schutt überkleidet, wie es in gleicher Weise bereits für das Massif de Koutous beschrieben wurde (Kap. 5.5.2). Dunkle Patinierung tritt zwar auf, ist aber nicht in dem Ausmaß wie im Massif de Termit oder in Adrar Madet ausgebildet.

Vorherrschend wird der Stufenfuß von den wenig widerständigen, mergelartig-tonigen Irhazer-Schichten gebildet. Nach VÖLKELE (1988b: 88) sind die erosionsanfälligen Sedimente, die eine extreme Gully-Erosion zeigen, Ursache für die Rückverlegung der Stufe, die VÖLKELE aufgrund frisch wirkender Wandabbrüche auch für die jüngere Vergangenheit annimmt. Danach führe die erosive Ausräumung der liegenden Schichten zu Hangunterschneidung und nachfolgendem Abbruch des hangenden Sandsteins.

Fluviale Formen

Die Stufe von Tiguidit fungiert als lokale Wasserscheide. Das von

der Stufe und im nördlichen Vorland zeitweise abgehende Oberflächenwasser wird über das alte Talsystem des Azaouagh abgeleitet, während die Dachfläche nach Süden hin entwässert (VÖLKELE, 1988b: 87).

Die fluviale Formung läßt die Dachfläche weitgehend unberührt. Nur in Nähe der Stufe sammelt sich in kleineren Einzugsgebieten das Oberflächenwasser und wird über obsequente Tälchen abgeführt. Die meisten der Tälchen sind nach einer bis mehrere Meter hohen Stufe schluchtartig auf oft weniger als einem Meter Breite in das Gestein eingeschnitten und verbreitern sich erst beim Austritt aus dem Stufenbereich und beim Zusammentreffen mehrerer Gerinne in kastenförmigen Koris. In den steilen Oberläufen kommt es stellenweise durch die kräftige Einschneidung und Übertiefung sowie nachfolgenden Versturz großer Blöcke über dem Gerinnebett zur Wasserspeicherung über längere Zeit, ähnlich den Gueltas des Air.

Äolische Formen

Neben der dünnen Sandauflage auf der Dachfläche sind im Lee der Stufe äolische Sandakkumulationen in Form älterer Dünenkörper zu finden, die eine jüngere Decke mobilen Sandes tragen können. Eine stellenweise auf den Altdünen zu findende Streu von Hangschutt belegt den ehemaligen Kontakt der Dünen mit der Stufe. Den Abstand der Dünenkörper zum heutigen Stufenhang nimmt VÖLKELE (1988b: 88) als Hinweis auf den Betrag der post-dünenzeitlichen Stufenrückverlegung. Die Untersuchungen von VÖLKELE haben ergeben, daß es sich bei den Altdünen um ähnliche Bildungen wie bei den sahelischen Altdünen handelt. Deren Verwitterungsgrad wird jedoch bei den Dünen von Tiguidit nicht erreicht.

Während der zentrale und westliche Teil der Stufe von Tiguidit kaum von rezenter äolischer Formung betroffen sind, liegen die ihre östlichen Ausläufer im Einflußbereich des Ténéré. Insbesondere entlang bevorzugter Windgassen ist aktuelle Korrasion wie auch Sandverlagerung größeren Umfangs zu beobachten. Der Sand wird dabei immer wieder durch fluviale Prozesse bereitgestellt bzw. umgelagert und kann so mehrfach vom Wind aufgenommen werden.

Karstformen und Piping

Der obere Abschnitt der Stufe, der in Silt- und Sandsteinen entwickelt ist, zeigt eine ganze Reihe kleinerer, nur in zwei Fällen begehbare Hohlformen.

Im allgemeinen handelt es sich um dicht nebeneinander austretende, am Kluftnetz orientierte Röhren mit 10 bis 50 cm Durchmesser. Nur ein Teil der Röhren ist an den Innenwänden in geringer Mächtigkeit verkrustet.

Die Untersuchung der Röhren ergibt, daß an der Stufe von Tiguidit in unmittelbarer Nachbarschaft sowohl Karstformen als auch Formen des Piping auftreten. Beide unterscheiden sich in ihrer Ausgestaltung und in vorhandener bzw. fehlender Verkrustung der Innenwände.

Während sich in den Karstformen der Lösungseinfluß ausgehend von den Hohlräumen durch stärkere Korrosion der Quarzkörner im Dünnschliff dokumentiert (vgl. Kap. 6.4.6), sind die Wände der Piping-Formen beständig ab und lassen keine chemische Beeinflussung der Oberfläche erkennen.

In ihrer Gestalt sind die Röhren, die auf Pipingprozesse zurückgeführt wurden, einfacher und gestreckter angelegt. Ausbuchtungen im Röhrenverlauf konnten nicht festgestellt werden. Wo durch jüngere Abbrüche Röhren angeschnitten sind, ist stellenweise eine auf starke mechanische Erosion hindeutende Form entwickelt.

Neben den klar zuzuordnenden Formen existieren eine Vielzahl weiterer Vorkommen, die durch jüngeren Verstoß so stark überprägt wurden, daß eine Deutung der ursprünglichen Hohlform ausgeschlossen ist. Zu den stark verstoßten Formen gehören auch die beiden großen, begehbaren Höhlen ca. 1 km östlich der Straße Agadez-Zinder.

5.6.1 Karstvorkommen an der Stufe von Tiguidit

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Stufe von Tiguidit; untersucht ca. 2 km östlich der Straße Agadez-Tahoua und auf etwa 6 km östlich der Piste Agadez-Tanout

TK 200: NE-32-II (Agadez)

Datum der Aufnahme: mehrere Tage im August/September 1986, März 1987

Länge: 7°55'-8° E

Breite: 16°26' N

Höhe ü.NN: ca. 460 - 550 m

Stratigraphische Einordnung: Tegama-Gruppe

Zugehörige Proben: Ti 3, TiF 1, TiF 2, TiF 3

Topographische Position/Exposition:

Die Stufe, die in ihrem oberen Teil aus kompakten Sandsteinen, unten von tonig-mergelartigem Material aufgebaut wird, zeigt neben einer Vielzahl von Formen der oberflächigen und subterranean Erosion auch untergeordnet deutliche Lösungsformen. Diese sind auf die kompakten Sandsteinlagen des oberen Stufenhanges und auf Formen auf der Dachfläche beschränkt.

1. Als Lösungsformen nachgewiesen werden konnten an der Stufe von Tiguidit nur Röhren mit Durchmessern von 10 bis 60 cm, die den Karstvorkommen in anderen Gebieten in allen Punkten entsprechen (Detailgestalt, Verkrustung).
2. Außerdem wurden zwei begehbare Höhlen festgestellt, die neben Gängen geringerer Dimension jeweils Räume von mehreren Metern Höhe und Durchmesser aufweisen. Bei diesen Vorkommen handelt es sich jedoch um stark verstürzte Formen, in denen nirgends Reste der ursprünglichen Höhlenwand mit eindeutigen Lösungsspuren belegt werden konnten. Diese Formen bleiben deshalb aus der Argumentation ausgenommen.

5.7 Kristallgebiete

5.7.1 Adrar Bous/Karstvorkommen im Adrar Bous und im Air

Beim Adrar Bous handelt es sich um einen dem Air-Gebirge im Nordosten vorgelagerten Intrusivkörper. Die Entfernung zum Gebirge beträgt 65 km. Der Adrar Bous ragt mehr als 350 m über das Vorland auf und erreicht Höhen bis über 1.100 m ü.NN.

Der isolierte Komplex bildet die nördlichste granitische Ringstruktur des Air. Er ist wie die übrigen Intrusivkörper der Generation der Jüngeren Granite zuzuordnen (WILLIAMS, 1970: 3f). Randlich sind die hyperalkalinen Granite von Rhyoliten umgeben.

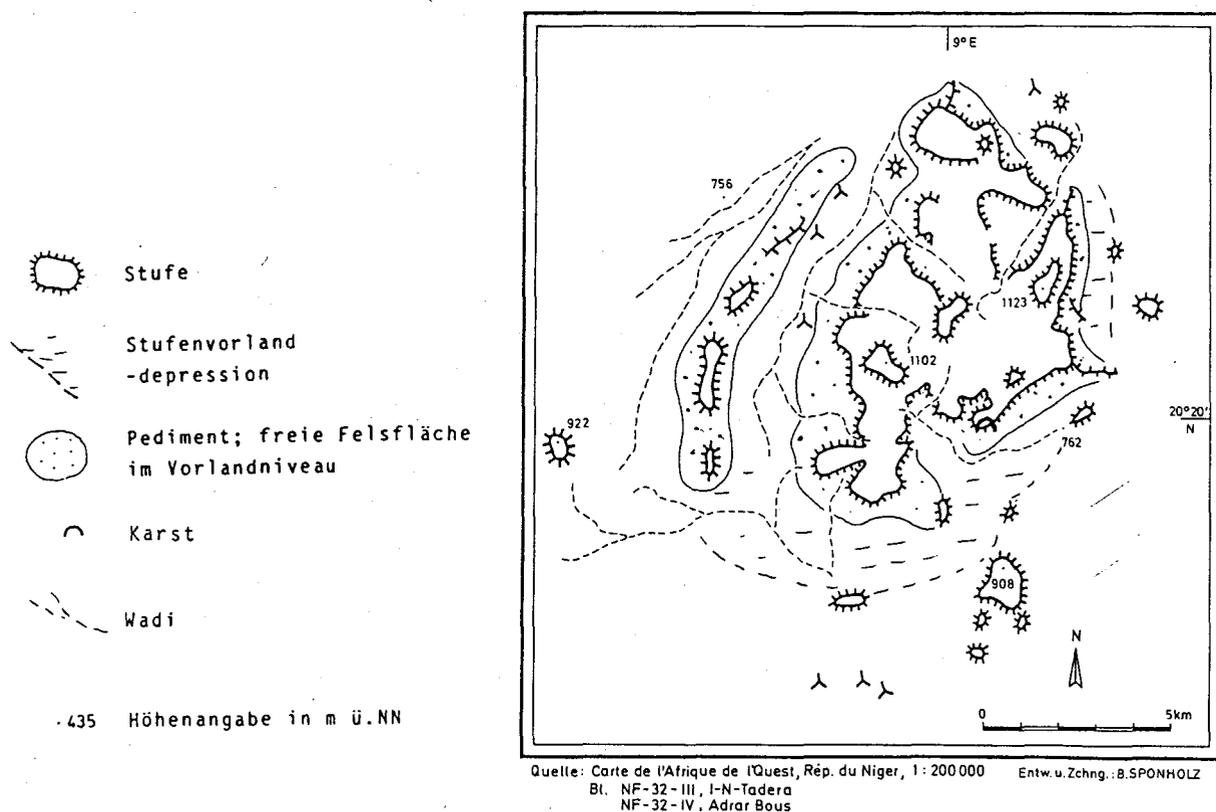


Fig. 35: Übersichtsskizze des Adrar Bous

Mit Ausnahme des nördlichen Vorlandes ist das Massiv allseitig von einer Depression umschlossen (Fig. 35). Sie ist in Resten von quartären, lakustrinen Sedimenten erfüllt, in denen mehrfach steinzeitlichen Artefakte gefunden wurden. Einen Überblick über den neuesten Stand der Forschung zur quartären Entwicklung der Depression geben FONTES & GASSE (1987: 141).

Alle im Kristallin aufgenommenen Karstformen sind in Graniten der Jüngeren Serie entwickelt (Jura).

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Adrar Bous

TK 200: NF-32-III (In Tadéra), NF-32-IV (Adrar Bous)

Datum der Aufnahme: 31.03.1987

Länge: 9°0'30'' E

Breite: 20°20'15'' N

Höhe ü.NN: 740 - 900 m

Zugehörige Probe: AB 1

Topographische Position/Exposition:

Verzweigte Röhren mit Durchmessern im Zentimeter- bis Dezimeterbereich treten am SE-exponierten Hang des äußeren Randabfalls ungefähr 100 m über der vorgelagerten Depression auf. Weitere Vorkommen konnten nicht festgestellt werden, was möglicherweise in der kurzen Aufenthaltsdauer und der schweren Zugänglichkeit des Gebietes begründet liegt.

Weitere Karstvorkommen im Air:

- Bei Röhrenaustritten (je ca. 1 m Durchmesser) am SE-exponierten Steilabfall des Tamgak-Massivs war eine genaue Aufnahme wie auch die Probenahme aus technischen Gründen nicht möglich.
- Dolinenartige Senken an einem Oberhang in Granit südöstlich Dabaga (S-Air) sind wegen möglicher struktureller Ursachen, wie bevorzugter Verwitterung und Auswaschung des Materials entlang am unteren Hangbereich offenliegenden Klüften von der Argumentation ausgenommen.

5.7.2 Damagaram und Mounio/Karstvorkommen im Damagaram

Die Kristallingebiete von Damagaram und Mounio bilden in der Region Gouré/Zinder den südlichsten Teil des Arbeitsgebietes. Das Gebiet, das in Ergänzung zu den schwerpunktmäßig untersuchten Räumen weiter im Norden hier nur kurz behandelt werden soll, erstreckt sich zwischen $8^{\circ}50'$ und $10^{\circ}20'$ östl. Länge und $13^{\circ}30'$ und 14° nördl. Breite.

Die Landschaft ist geprägt von einzelnen Inselbergen und Inselberggruppen, die relativ weit verstreut liegen. Die höchsten von ihnen erreichen Höhen bis über 600 m ü.NN. Die sie umgebende Altdünenlandschaft liegt bei 400 bis 450 m ü.NN.

Zusammen mit der nach Nordwesten anschließenden Damergou-Schwelle und dem Air trennt das Kristallin von Mounio und Damagaram das im Westen gelegene Becken von Iullemeden vom im Osten anschließenden Tschadbecken.

Bei dem die beiden Bergländer aufbauenden Kristallin handelt es sich um die nördlichen Ausläufer des nigerianischen Zentralmassivs. Stellenweise tritt der präkambrische, im Suggarien konsolidierte Sockel zutage. Den Hauptanteil stellen jedoch ältere und jüngere Intrusivkörper und kretazische Sedimente des "Continental Hamadien" (FAURE, 1966: 29; GREIGERT & POUUNET, 1967: 31). Nordöstlich Zinder sind mehrfach Quarzite und Quarzgänge eingeschaltet (FAURE, 1966: 351).

Das östliche Damagaram besteht überwiegend aus kristallinen Schiefen und Graniten des frühen Paläozoikums (FAURE, 1966: 29). Die jüngeren Granite bilden hier die Ausnahme (s.u.). Die nördlich Gouré auftretende "Série de Gouré" setzt sich hauptsächlich aus schwach bis stärker metamorphen Gesteinen zusammen (GREIGERT & POUUNET, 1967: 33).

Vor allem das Mounio und das Damagaram westlich Zinder werden großenteils von Graniten aufgebaut, die als zeitgleich mit der Generation der "Younger Granites" in Nigeria gelten. Ihr Aufstieg wird in die post-devonische bis prä-kretazische Zeit gestellt (GREIGERT & POUUNET, 1967: 31). BLACK (in GREIGERT & POUUNET, 1967: 21) ordnet als gleich alt angenommene Granite des Air nach Vergleich mit datierten, nigerianischen Vorkommen in den

Jura ein.

Vom Air, dem zweiten größeren Kristallinaufstieg im östlichen Niger, unterscheiden sich Mounio und Damagaram vor allem dadurch, daß letztere vor der Kreidesedimentation Hochgebiet waren und damit Abtragungsprodukte in die nördlich anschließenden Gebiete liefern konnten. Während der Hebung des Air und seiner erosiven Freilegung seit der Kreide war der Bereich von Damagaram/Mounio kontinentaler Sedimentationsraum. Die Sedimente dünnen allerdings nach Süden stark aus (FAURE, 1966: 361; LOUIS, 1970: 222).

Nach VÖLKEL (1988b: 82ff) tragen die höheren Inselberge eine bis zu 2 m mächtige, stabile Hangschuttdecke. Auf deren Feinmaterial hat sich ein wenige Dezimeter mächtiger, grauer Oberboden entwickelt. Darunter befindet sich eine rötliche Verwitterungszone des anstehenden Kristallins, die unterhalb von etwa 5 m in weißen Zersatz übergeht. Die Bildung der Zersatzdecke ist nach VÖLKEL möglicherweise in das Altpleistozän zu stellen.

Spuren rezenter Formung sind an den Hängen der höheren Inselberge infolge der Hangschuttüberkleidung und der auf den Hängen dichten Gras- und Strauchvegetation nicht zu erkennen.

Die vor allem südlich und westlich den Inselbergen anliegenden Altdünen des ausgehenden Pleistozäns ziehen über die Hangschuttdecken hinweg. Sie zeigen einen relativ hohen Grad der Verwitterung bei guter Formenerhaltung und werden von VÖLKEL (1988b: 84) deshalb eindeutig dem Kanémien/Ogolien zugeordnet.

Die Altdünen werden durch linienhafte Erosion gullyartig zerschnitten. Ebenso wie die äolische Reaktivierung der Dünenkämme tritt die rezente fluviale Überformung vor allem in den Gebieten auf, die durch die Dürren der siebziger und achtziger Jahre stark überweidet und dadurch vollkommen degradiert wurden. Die Oberflächenentwässerung endet in diesem Gebiet durchweg in "Mares".

Der westlich Zinder untersuchte Teil des Damagaram gehört mit meist weniger als 30 m relativer Höhe der Inselberge über der Umgebung zum Bereich der kleineren Kristallinvorkommen. Die Granite erhalten ihre morphologische Gliederung durch die ausgeprägte Gesteinsklüftung. Teilweise liegen die Granite nur noch als freigewitterte, rundliche Blöcke mit mehreren Metern Durchmesser

vor.

Auf den ebenen Gesteinsoberflächen treten an zahlreichen Stellen wannenartige Vertiefungen verschiedenster Größe auf. Die meisten dieser Formen sind in dünnen Überzügen, am Boden auch in etwas größerer Mächtigkeit, von Feinmaterial verfüllt. Zur Regenzeit im September 1986 waren die meisten der flachen Becken mit Wasser erfüllt. Teilweise war reger Algenwuchs festzustellen, vereinzelt auch im Feinmaterial wurzelnde Keimlinge höherer Pflanzen. Derartige Vorkommen von flachen Wannens auf der ebenen Oberfläche besonders kristalliner Gesteine werden des öfteren auch in der Literatur beschrieben und als "Kamenice" (GAVRILOVIC, 1969) bzw. "Opferkessel" bezeichnet. Damit nehmen diese Formen eine Zwischenstellung zwischen "echten" Karstformen und Sonderformen "einfacher" chemischer Verwitterung ein.

Bei den Vorkommen im Untersuchungsgebiet scheint es sich um eine Gesteinsaufbereitung durch jahreszeitlich schwankende, intensive chemische Verwitterungsprozesse bei hoher organischer Aktivität zu handeln.

Des Weiteren treten als Verwitterungsformen verbreitet das schalige Ablösen dünner Gesteinsplatten und die linienhafte Verwitterung entlang von Schwächezonen im Gestein auf. Es lassen sich deutliche Parallelen zum rezenteren Verwitterungsgeschehen im Massif de Termit (vgl. Kap. 5.5; SCHUH, 1988) ziehen.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Damagaram; ca. 15 km westlich Zinder, südlich der Straße Zinder-Maradi

TK 200: ND-32-IX (Zinder-Magaria)

Datum der Aufnahme: 20.09.1986

Länge: 8°50'20'' E

Breite: 13°45'15'' N

Höhe ü.NN: ca. 450 m

Zugehörige Proben: Z 1, Z 2, Z 3

Topographische Position/Exposition:

Flache Granitbuckel und sphärische Verwitterungsblöcke, auf deren ebener Oberfläche flache Lösungswannen auftreten (s.o.).

5.8 Diskussion der geomorphologischen Befunde

Wie in Kap. 1 dargestellt, kam der Anstoß zur Erstellung dieser Arbeit aus der Beobachtung karsttypischer Formen im Arbeitsgebiet während früherer Forschungsreisen der Würzburger Afrika-Arbeitsgruppe. Es liegt daher nahe, nach der Auflistung und Beschreibung der Formen in den Kapiteln 5.1 bis 5.7 den morphologischen Aspekt dieser Phänomene zu diskutieren. So können die nachfolgend vorgestellten, laboranalytischen Untersuchungen besser in den morphologischen Rahmen eingehängt werden.

Die vorgestellten Formen zeigen insgesamt ein weites Spektrum von Lösungserscheinungen, wie sie für Karstvorkommen in Karbonatgesteinen typisch sind. Den Tropfsteinen vergleichbare Formen der Wiederausfällung wurden hingegen nicht beobachtet. Grund dafür ist das spezifische Lösungs- und Ausfällungsverhalten der Kieselsäure, insbesondere ihre relativ langsame Reaktionsgeschwindigkeit (Kap. 6.1.1). Abgesehen von möglichen sonstigen Einflüssen (z.B. organische Polymerisation) reicht alleine der kurzfristige Vorgang des Abtropfens bzw. Auftreffens von Si-übersättigten Lösungen zur Fällung von Kieselsäure nicht aus.

Bei den Lösungsformen treten sowohl geschlossene Depressionen an der Geländeoberfläche auf als auch unterirdische Röhren- und Höhlensysteme. Diese sind im allgemeinen verzweigt und in sich weiter gegliedert. Sie können vertikale bis horizontale Richtungen aufweisen.

Vom aktuellen Niveau der Dachflächen bzw. von den heutigen Stufen- und Talhängen werden die Karstformen geschnitten. Sie sind nur noch als Reste ehemals ausgedehnterer Systeme anzusprechen.

Die Formen zeigen eine bis ins Detail gehende Konvergenz zu den im Karbonatkarst typischen Formen. Dazu gehören Röhren mit rundlich-elliptischem Grundriß, blind endende Lösungstaschen und Ausbuchtungen auch größerer Dimension, wie sie für phreatischen Karst kennzeichnend sind. Zu dieser Gruppe gehören auch in Höhlenräumen erhaltene Säulen mit ringsum gleichmäßig abgeschrägtem Fuß u.a.m.. Ebenso vertreten sind Formen des vadosen Karstes, deren Entstehung teilweise auf spätere Überformung der

erstgenannten Erscheinungen zurückzuführen ist (FORD, 1988).

Die Größe der Formen variiert stark. Neben dem häufigen Auftreten von Röhren mit nur wenigen Zentimetern bis Dezimetern Durchmesser kommen auch Höhlenräume vor, die mit bis zu 20 m Höhe und mehr als 50 m Länge (Vorkommen bei Orida, vgl. Kap. 5.1.1) in ihrer Dimension durchaus manchen Vorkommen im Karbonatkarst vergleichbar sind.

Die geschlossenen Depressionen auf den Dachflächen der südsaharischen und sahelischen Schichtstufen zeigen gleichfalls unterschiedlichste Ausdehnung. Die kleinsten Formen erreichen nur Durchmesser von wenigen Metern und greifen wenig in die umgebende Fläche ein. Sofern sie von Feinmaterial (überwiegend Schluff und Feinsand) verfüllt sind, treten sie im Gelände und im Luftbild als helle Flecken mit rundlichem Grundriß hervor. Hohlformen dieses Typs sind im Arbeitsgebiet außerordentlich weit verbreitet. Sie treten auf allen untersuchten Dachflächenbereichen auf, kommen aber auch in örtlich noch erhaltenen Verwitterungsdecken über dem Hauptdachflächenniveau (Koutous), auf den Flächen von Rutschungsschollen und auf tiefergelegenen Terrassenflächen (Termit) vor (Abb. 8). Bei einigen der Formen ist deshalb nicht auszuschließen, daß sie auf mechanische Abfuhr nicht verfestigten Materials oder auf Sackungen über Zerrspalten (im Falle der Rutschungen) zurückzuführen sind.

Vor allem auf den Dachflächen der Stufe von Bilma und des Massif de Termit sind davon deutlich verschiedene, wesentlich ausgedehntere Depressionen entwickelt, die in ihrer Ausprägung als Uvalas angesprochen werden können (Abb. 9, Fig. 31). Die Anlage dieser Formen durch Lösung kann aufgrund der in Kap. 5.4.2 angeführten Argumente als sicher angenommen werden.

Betrachtet man die Formen in ihrem geomorphologischen Kontext, sprechen folgende Argumente für ihre Bildung durch Lösungsprozesse:

- Der im Untersuchungsgebiet auf Lösungsprozesse zurückgeführte Formenschatz zeigt eine Vielfalt typischer Karstformen.

Neben der generellen Übereinstimmung sind für die morphologische Deutung der Befunde vor allem auch die Details der

jeweiligen Ausformung von Interesse. Entsprechend den in Kap. 4.2 gemachten Ausführungen können zwar nur die von Krusten überzogenen Wandabschnitte der Hohlräume als direkte Zeugen der ursprünglichen Hohlraumgestalt angesprochen werden. Wie immer wieder auftretende Krustenreste belegen, wurde die Grundform bislang jedoch auch durch überprägende Prozesse nicht wesentlich verändert. Damit kann das Kleinrelief der Hohlräume zur Argumentation mit herangezogen werden.

- Bei den Höhlen und Röhren sprechen eine Vielzahl der beobachteten Details für eine Anlage und weitgehende Ausgestaltung durch Lösungsprozesse.

Innerhalb der Systeme treten häufig wechselnde Gefällsrichtungen auf. Die Taschen und Ausbuchtungen der Höhlenwände, -decken und stellenweise des Bodens können durch mechanische Erosionswirkung bei rascher Wasserzirkulation nicht erklärt werden. Mit der häufigen Verbindung zu feinen Klüften in der Fortsetzung von Hohlraumweiterungen drängt sich eher der Vergleich mit dem Phänomen der Mischungskorrosion in Kalken auf (vgl. BÖGLI, 1964: 89ff).

An den Wänden von Röhren mittlerer Dimension (Durchmesser zwischen 0,1 und 1 m) wurden mehrfach scallopartige Formen beobachtet. Die Größe der Scallops variiert zwischen wenigen Zentimetern Längenerstreckung. Eine Ableitung der Fließgeschwindigkeit des Lösungsmediums, wie sie von CURL (1974) aus der Größe der Scallops im Karbonatkarst vorgenommen wird, ist jedoch bei den im Arbeitsgebiet festgestellten Vorkommen vorerst nicht möglich, da der zusätzliche Einfluß anderer Parameter, wie der tatsächlichen Lösungsrate der Kieselsäure oder der ursprünglichen Wandrauhigkeit für die Einzelvorkommen noch nicht quantifiziert werden kann.

In einer der Höhlen des Ehi Ouarek/Djado wurde in einem Höhlenraum eine Säule aufgenommen, die im hinteren Drittel der Kammer vom Boden zur Decke reicht (Kap. 5.1.1, Abb. 2, Fig. 14). Sie besteht aus dem gleichen, kieselig gebundenen Sandstein wie die Höhlenwände und zeigt die gleiche Oberflächenbeschaffenheit. Der Säulenfuß fällt zu allen Seiten hin mit einem Winkel von etwa 20° ab. Bei mechanischer Ausräumung hätte im Schatten der Säule ein Erosionsschutz bestanden und der Sockel müßte

einseitig ausgezogen sein. Der allseitig im gleichen Winkel abfallende Säulenfuß läßt sich nur mit sehr langsamer Strömung vereinbaren, was wiederum gegen eine mechanische Materialausräumung spricht. Lediglich die Versteilung des untersten Teiles des Säulenfußes kann mit Erosionsangriff während der späteren Höhlenüberformung erklärt werden.

Viele der Röhren, die horizontal oder leicht geneigt verlaufen, zeigen einen rübenförmigen Querschnitt mit allmählicher Verengung nach unten. Der untere Abschnitt ist bei den untersuchten Vorkommen auffallend regelmäßig im gleichen Winkel angelegt und bildet zur Mitte der Röhre hin eine schräge Rampe. Das Gefälle dieser Rampe entspricht dem Bild, das von FORD (1988: 42, Fig. 1.14) für die Ausbildung derartiger Formen in Karbonaten vorgestellt wird. Er erklärt die Schrägflächen damit, daß durch den Absatz von suspendiertem Material bei zu geringer Durchflußgeschwindigkeit der weitere Lösungsangriff verhindert wird. Bei stärkeren Neigungen kann sich nicht genügend Feinmaterial absetzen, um die Gesteinsfläche abzuschirmen. Bei Erreichen der gegebenen Neigung und genügend Materialabsatz ist das Gestein vor der allein angreifenden Lösung geschützt. In diese Entwicklungsreihe wäre die Ausbildung der Rampen auch im Sandstein zu stellen. Wie in Kalken kommt es einzig auf die Ausbildung einer entsprechenden Schutzauflage an.

Für Gipshöhlen wurde das Phänomen der schrägen Rampen in den unteren Profilteilen mit minimaler Zirkulationsgeschwindigkeit des Lösungsmediums erklärt. Dabei stellt sich innerhalb der Lösung eine quasi-stabile Schichtung ein, bei der sich die höher konzentrierte Lösung aufgrund ihrer größeren Dichte unten sammelt. Bei fortdauernder Gesteinslösung im oberen Bereich stellt sich unten schneller das entsprechende Lösungsgleichgewicht ein und der weitere Lösungsprozess kommt zur Ruhe bzw. läuft relativ verlangsamt ab.

Die letztgenannte Deutung läßt sich besser mit der Beobachtung vereinbaren, daß in den häufig auftretenden Hohlraumweitungen mit nach unten und oben gleichmäßig ausbuchtender Wandung beim Zusammentreffen mehrerer Lösungsröhren keine Abschrägung des Bodens auftritt. Durch die beschleunigte Zirkulation infolge der Wasserdurchmischung kommt es an diesen Stellen nicht zur Schichtung nach Dichte bzw. Konzentration der Lösung.

- Es handelt sich um Formen, die vom aktuellen Relief geschnitten werden. Die gleichen Formen treten in gleicher Größe in den Hauptstufen wie auch in vorgelagerten Restbergen auf.

Die gleichartige Ausprägung des Formenschatzes läßt sich mit den heutigen, völlig unterschiedlichen Einzugsgebieten beider genannter Positionen nicht vereinbaren. Die heute angeschnitten vorliegenden Karstformen müssen als Reste ehemals wesentlich ausgedehnter Systeme angesprochen werden. Aus der ursprünglich größeren Ausdehnung der Systeme resultiert eine ehemalige Verbindung der Hohlräume zumindest in der Mehrzahl der untersuchten Fälle. Die Ausbildung der Karstsysteme ist damit noch vor die Hauptanlage des heutigen Stufenreliefs zu stellen.

- Daraus ergibt sich, daß Prozesse der mechanischen Materialabfuhr (Piping i.w.S.) nicht ursächlich für die Entstehung der Formen verantwortlich sein können.

Bei oberflächlicher Betrachtung könnte der Anschnitt der Formen einfach durch das Rückverlegen der Hänge in jüngerer Zeit um geringe Beträge erklärt werden. Damit würde ein Argument gegen Piping aus dem Weg geräumt, da wenig entfernt vom aktuellen Austritt die Möglichkeit der Materialabfuhr bestanden hätte. Es ist jedoch zu betonen, daß die Größe der Formen an den Hauptstufen und in vorgelagerten Restbergen die gleiche ist (s.o.). Bei dem extrem kleinen Einzugsgebiet auf den Restbergen müßten in jüngerer Zeit auf bzw. in ihnen entwickelte Formen deutlich kleiner sein als die der Hauptstufen. Gegen die Möglichkeit der mechanischen Anlage des Formenschatzes sprechen darüber hinaus weitere Indizien (vgl. Kap. 8.1).

- Die oberflächlich abflußlosen, geschlossenen Depressionen, die auf den Dachflächen der untersuchten Schichtstufen entwickelt sind, zeigen das Bild von Lösungsdolinen. Nur die Einbrüche in den Hangschuttdecken müssen auf Nachsturz über Hohlräumen im Untergrund zurückgeführt werden, wie die Verfüllung mit grobem Versturzmateriale zeigt.

An den Rändern der Dachflächendepressionen treten glatte, verkrustete Felsflächen auf, die mit starker Neigung oder senkrechten Wänden die Senken umschließen. Zwar ist aufgrund der Lockermaterialverfüllungen unbekannter Mächtigkeit nicht

ausgeschlossen, daß darunter grober Einbruchschutt verborgen liegt. Die Verkrustung der Wände, die offensichtlichen Unterschiede zu eindeutigen Einbruchsformen im gleichen Gebiet an den Hängen und der Nachweis senkrechter Lösungskamine an anderen Stellen sprechen jedoch für eine Abfuhr des Materials in den Untergrund infolge von Lösungsprozessen.

- Wie oben erwähnt, sind die untersuchten Karstvorkommen im Arbeitsgebiet als fossile bzw. reliktsche Formen zu interpretieren, deren Entstehung unter anderen Reliefverhältnissen angenommen werden muß. Mit Aufhören der Verkarstungsprozesse infolge des Trockenfallens der Gefäße bei Herauspräparierung des Stufen- und Tälerreliefs konnten Prozesse der Überformung einsetzen, die von subaerischer Verwitterung über des Eintiefen kastenförmiger Rinnen in die Höhlen- und Röhrenböden bis hin zur Karstverfüllung durch Lockermaterial reichen. Exemplarisch vorgestellt wurde eine solche, mehrphasige Entwicklung am Karstvorkommen im Gebiet des Col de Sara (Kap. 5.2.1).

Die geomorphologischen Befunde werden in Kap. 8 nochmals aufgegriffen und zusammen mit den Ergebnissen der Laboruntersuchungen ausgewertet.

6 Laboranalytische Untersuchungen

Auf der Basis der vorstehenden Ausführungen soll die laboranalytische Untersuchung des Probenmaterials zur Klärung der Formungsprozesse Antwort auf folgende Fragen geben:

- Welche Elemente/Verbindungen treten in welcher Verteilung auf?
- Unter welchen Bedingungen ist ein solches Verteilungsmuster generell möglich?
- Welche dieser Bedingungen kommen tatsächlich unter den gegebenen Voraussetzungen in Frage?
- Welche Schlußfolgerungen ergeben sich daraus für den Formungsmechanismus?

6.1 Übersicht über das geochemische Verhalten von Kieselsäure sowie von Eisen- und Aluminiumverbindungen

Ein Hauptproblem bei der Erklärung der karstartigen Formen im Untersuchungsraum besteht darin festzustellen, in welchem Maße und unter welchen Bedingungen verschiedene Varietäten der Kieselsäure sowie andere Elemente (v.a. Eisen und Aluminium) und ihre Verbindungen in Lösung gehen können.

Bei den in Kap. 5.1 bis 5.7 beschriebenen Formen handelt es sich offensichtlich um die Ergebnisse exogener Vorgänge. Der Schwerpunkt der Untersuchungen soll darum auf den Möglichkeiten einer Stoffmobilisation unter subkutanen Milieubedingungen liegen.

Die meisten der in der Literatur angegebenen Werte für Lösungen, deren Sättigungsgrad, Reaktionsgeschwindigkeit etc. wurden im Laborversuch ermittelt. Sie können nur annähernd bzw. in Ausnahmefällen die komplexen Einflußgrößen eines natürlichen Systems berücksichtigen (vgl. MACKENZIE & GEES, 1973).

Bei der Betrachtung der Mobilisationsmöglichkeiten der Kieselsäure muß zunächst festgestellt werden, daß die Oxide und Hydroxide des Siliziums in der Natur in mehreren Varianten auftreten können, die jeweils unterschiedliche Reaktion auf physikalische und chemische Einflüsse zeigen (MITCHELL, 1975). Daraus ergeben sich teilweise Probleme bei der Verwendung der in der Literatur genannten Werte.

CARBONNEL (1965), der die Si-Gehalte tropischer Wässer untersucht hat, weist für seine Untersuchungen darauf hin, daß nur monomere Si-Verbindungen gemessen wurden, nicht jedoch der Gehalt an polymerer Kieselsäure. Da hierzu insbesondere alle organischen Si-Verbindungen gehören, müssen wahrscheinlich wesentlich höhere Werte für die tatsächliche Si-Konzentration angenommen werden. Für andere Arbeiten fehlt im allgemeinen der Hinweis auf die Art der erfaßten Kieselsäurevarietäten, so daß auch bei den darin aufgeführten Meßwerten möglicherweise Einschränkungen vorgenommen werden müssen.

In den älteren Arbeiten zur Löslichkeit von Kieselsäure wird meist noch nicht zwischen den verschiedenen Varietäten unterschieden. So nennt CORRENS (1940) in seiner Arbeit noch pauschale Löslichkeitswerte von maximal etwa 100 mg/l bei den lösungsintensiveren pH-Werten < 3 und > 6 . Untersuchungen von MOREY et al. (1962) beschäftigen sich mit der Löslichkeit von Kieselsäure unter Versuchsbedingungen. Dabei wurde das Material verschiedenen Druck- und Temperaturverhältnissen ausgesetzt sowie sein Verhalten unter Zugabe von NaOH und anderen Verbindungen beobachtet. In den Arbeiten der siebziger Jahre (z.B. HELGESON, 1971; PACES, 1972, 1973) liegt der Schwerpunkt meist auf der Erstellung von Formeln zur Berechnung der Lösungskinetik der Kieselsäure und anderer Parameter.

Eine Übersicht über die Löslichkeit von SiO_2 , H_4SiO_4 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$ und Al_2O_3 in Abhängigkeit vom pH-Wert gibt Fig. 36.

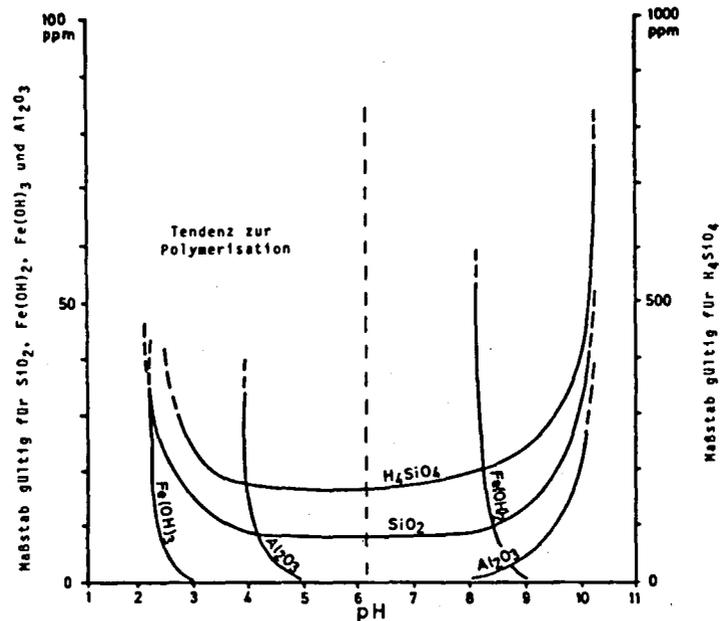


Fig. 36: Löslichkeitsdiagramm für SiO_2 , H_4SiO_4 , $\text{Fe}(\text{OH})_2$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ und Al_2O_3 bei 25°C in Abhängigkeit vom pH-Wert (nach: KRAUSKOPF, 1956; WIRTHMANN, 1987)

6.1.1 Das geochemische Verhalten der Si-Oxide und -Hydroxide

6.1.1.1 SiO_2 (Quarz)

Das SiO_2 als die stabilste Variante der in Frage kommenden Verbindungen ist die auskristallisierte, wasserfreie Form der Kieselsäure. Sie wird auch als "Quarz" bezeichnet. Meist entstammt der Quarz der Auskristallisation saurer Magmenanteile und wird aufgrund seiner allgemein hohen Verwitterungsresistenz im Rahmen der Gesteinsaufbereitung zunehmend angereichert. Bei exogener Aufarbeitung und zunehmender Fraktionierung entstehender Quarzsand wird nach abschließender Sedimentation häufig diagenetisch zu Sandstein verfestigt. Dabei sind die verschiedensten Bindemittel im Gestein möglich.

Unabhängig davon, ob die Quarzkörner lose oder im verfestigten Verband vorliegen, zeigen die Oberflächen der Körner die Spuren der vorangegangenen Beanspruchung. Durch sekundäre Ausfällung von

Kieselsäure an der Kornoberfläche können diese Spuren jedoch bis hin zur Neubildung von Kristallflächen verwischt werden.

Die Sättigungsgrenze einer Lösung an Quarz wird unter normalen Bedingungen von Druck und Temperatur sowie pH-Werten im mittleren Bereich übereinstimmend von verschiedenen Autoren mit Werten von 6-8 ppm angegeben (KRAUSKOPF, 1956; OKAMOTO et al., 1957; DEGENS, 1962; MOREY et al., 1962; SMALE, 1972; BLOT, 1980; ROOSE, 1981). WIRTHMANN (1987: 78) nennt rund 10 ppm als Sättigungsgrenze für Quarz, wobei dieser Wert jedoch erst nach mehrjähriger Reaktionszeit erreicht werde. Nach PESCHEL (1983: 121) liegen die Werte für die Löslichkeit von SiO_2 bei pH-Wert 6,6 aber damit immer noch doppelt so hoch wie die für Al_2O_3 unter gleichen Bedingungen.

Eine wesentliche Erhöhung der Löslichkeit bis zum dreifachen Wert erfolgt bei pH-Werten < 3 oder > 9 (u.a. OKAMOTO et al., 1957; DEGENS, 1962). Das gleiche gilt für starke Druck-/Temperaturerhöhung, wie sie unter natürlichen Bedingungen im Einflußbereich hydrothermalen Wässers oder unter größerer Sedimentauflast auftreten kann.

Bei gleichen Grundwerten gibt auch FOURNIER (1960) eine starke Erhöhung der Löslichkeit bei Druck- und Temperaturzunahme an. Im Laborversuch konnte er jedoch auch unter normalen Druck- und Temperaturbedingungen durch langdauerndes Schütteln (370 Tage bei Raumtemperatur) den Gehalt an gelöstem SiO_2 auf 395 ppm erhöhen.

DEGENS (1962) gibt als wesentliches Kriterium der SiO_2 -Lösung und -Ausscheidung neben der Temperatur den Faktor Zeit an. Autigene Quarzentstehung durch sekundäre Ausfällung ist seiner Meinung nach möglich. Diese Ansicht wird gestützt durch Dünnschliffanalysen von BUSCHE (1982: Abb. 15) an Silcretes und durch die eigenen Untersuchungen (vgl. Kap. 6.5.1).

6.1.1.2 H_4SiO_4 (amorphe Kieselsäure, Opal)

Bei der wasserhaltigen, nicht auskristallisierten Varietät, die häufig in sekundären Anreicherungen oder als Bindemittel zwischen Quarzkörnern auftritt, liegen die Werte für die Löslichkeit unter natürlichen Bedingungen wesentlich höher als bei Quarz. Die Sättigungsgrenze ist erst bei 120 bis 150 ppm erreicht, nimmt aber

bei steigendem Druck/Temperatur/pH-Wert gleichfalls deutlich zu und liegt für 85 - 95°C bei bis 380 ppm, bei pH-Werten > 10,6 sogar bei 800 ppm (SUMMERFIELD, 1983: 75).

Zwischen dem wasserfreien SiO_2 und H_4SiO_4 treten verschiedene Stufen der Hydratation bzw. bei Fällung der Dehydratation auf. Die Löslichkeit der Verbindungen nimmt mit steigendem Wassergehalt zu, die Kristallinität ab.

Wie sich aus der unterschiedlichen Reaktionsweise von SiO_2 und H_4SiO_4 ersehen läßt, muß für ihre chemische Mobilisation ein differenziertes Bild gezeichnet werden:

Bei der Überführung von kristallisiertem SiO_2 in Lösung wird zunächst die Oberfläche des Kristalls von H^+ -Ionen des Wassers besetzt und durch Anlagerung von Wassermolekülen in das leichter lösliche H_4SiO_4 überführt (JENNINGS, 1985: 5). Bedingt durch die Notwendigkeit diesen Zwischenschrittes wird die Reaktionsfreudigkeit des Quarzes gegenüber der von vornherein wasserhaltigen, amorphen Kieselsäure erheblich herabgesetzt. Nach dem Grundmodell kann davon ausgegangen werden, daß unter gleichen Bedingungen bis zu 140 ppm amorpher Kieselsäure, aber nur 8 ppm Quarz bis zur Sättigung einer Lösung aufgenommen werden können. Auch kann aufgrund dieses chemischen Verhaltens aus einer an amorpher Kieselsäure untersättigten Lösung bereits Quarz auskristallisieren. Die erste Auskristallisierungsstufe ist dabei $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ (JENNINGS, 1985: 5). Durch fortschreitende Dehydratation kommt es langfristig zur Kristallneubildung.

Ergänzt wird die genannte Arbeit von JENNINGS durch die Untersuchungen von TARDY (1981). Er beschäftigt sich hinsichtlich der Lösung und Ausfällung der verschiedenen Varietäten von Kieselsäure mit den Stufen der Auskristallisation in Abhängigkeit von der Menge des eingelagerten Wassers. Auch er nennt $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ als erste Stufe der Auskristallisation von Kieselsäure aus wässriger Lösung. Unter Berufung auf ILER (1979) gibt TARDY (1981) folgende Reaktionskette an:

Eine H_4SiO_4 -haltige Lösung erreicht den Zustand der Übersättigung (durch fortschreitende Gesteinslösung oder durch Verdunstungsanreicherung). Es kommt zunächst zur Polymerisation bei gleichzeitiger Dehydratation ($\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, s.o.). Aus den Kieselsäure-Polymeren entstehen kugelige Gebilde, die nur noch an der Oberfläche

eine Hydroxidaufgabe tragen. Trotzdem enthält die Oberfläche der kleinen Sphären in ihrer Gesamtheit noch eine große Menge an Wasser. Bei Wachstum der Sphären wird mit relativer Verkleinerung der Oberfläche auch der Wassergehalt geringer. Damit reduziert sich die Löslichkeit des ausgefällten Materials. Die kugeligen Ausfällungen werden in der französischen Nomenklatur als "globules" bezeichnet (z.B. LE RIBAUT, 1973, 1975).

Eine höhere Lösungskonzentration hemmt den Depolymerisationsgrad, so daß bei näherungsweise Sättigung an amorpher Kieselsäure die Quarzneubildung erschwert wird. Statt dessen tendiert die Lösung zur Bildung von polymeren Kieselgelen, die abgeführt werden können oder als amorphe Überzüge ausgefällt werden.

Im Gegensatz zum Phänomen der leichteren Neukristallisation von Quarz aus untersättigten Lösungen wegen des schwächeren Polymerisationsgrades gehen BALTZER & LE RIBAUT (1971) davon aus, daß aus den in der Natur meist untersättigt vorliegenden Lösungen kein autigener Quarz gebildet werden könne. Wo derartige Ausfällungen vorliegen, müsse zuvor durch Eindampfung von Meerwasser oder Verwitterungslösung eine Si-Übersättigung herbeigeführt werden. Sie stehen damit im Widerspruch zu den Aussagen von DEGENS (1962, s.o.). Die eigenen mikromorphologischen Untersuchungen an Quarzkörnern stützen jedoch die These autigener Quarzbildung (vgl. Kap. 6.5.1).

6.1.2 Das geochemische Verhalten von Eisenverbindungen

Die mit bis zu 80 Gew.-% als Bindemittel im Sandstein und in Krusten auftretenden Verbindungen des Fe^{2+} und des Fe^{3+} zeigen eine besondere Lösungsanfälligkeit im sauren Milieu bei pH-Werten $\lt 3,5$ (BONIFAS, 1959: 21). Ein solches Milieu wird bevorzugt bei primär saurem Ausgangsmaterial oder bei Zufuhr von Säuren, meist organischer Herkunft, erzeugt (TRICART, 1972: 31). Bei Anstieg des pH-Wertes nimmt die Mobilität des Eisens entsprechend ab. Andererseits kann durch die Bildung metallorganischer Komplexe die Mobilität von Eisenverbindungen bis zu einem pH-Wert um 9 wesentlich gesteigert werden (WIRTHMANN, 1987: 79). In einem solchen, leicht alkalischen Milieu haben Verbindungen des Fe^{2+} ihr zweites Löslichkeitsoptimum. Sie werden beispielsweise durch Thiobakterien über Reduktion von Fe^{3+} -Verbindungen gebildet.

Die bevorzugte Löslichkeit der Eisenverbindungen bei niedrigen pH-Werten führt bei der Ausbildung lateritischer Krusten zu starker Eisenanreicherung in den oberen Profiltteilen, da nach unten der Anteil an Huminstoffen durch den raschen Abbau organischer Substanz sprunghaft abnimmt. Allerdings nennen BOISSEZON et al. (1973: 23) einen relativ hohen Gehalt an organischen Säuren auch in den tieferen Teilen der von ihnen untersuchten Profile. Vor allem entlang bevorzugter Infiltrationswege muß deshalb eine Verlagerung von Huminstoffen bis weit unter die Geländeoberfläche angenommen werden.

In den Mechanismus der Kieselsäurefällung können Fe-Verbindungen insoweit eingreifen, als in Verbindung mit Eisenhydroxiden Kieselsäure adsorbiert werden kann und zur Ausscheidung kommt. Dieser Vorgang ist unabhängig von der Herkunft des Eisenhydroxids. Für diesen Weg der Ausfällung sind die konzentrisch-schaligen Ooide das typische Erscheinungsbild (HARDER & FLEHMIG, 1970). Möglicherweise können auch die glaskopffartigen Ausfällungen auf Krusten und in Poren von Eisenkrusten des südlichen Massif de Termit (Kap. 6.4.4) mit diesem Prozess in Verbindung gebracht werden.

Eisenverbindungen sind aufgrund ihrer insgesamt größeren Reaktionsfreudigkeit mehrmals mobilisierbar, sofern ihr Si- oder Al-Gehalt nicht allzu stark erhöht wird (OKAMOTO et al., 1957: 132).

Mit der Mobilisation von Eisen- und Aluminiumverbindungen beschäftigten sich unter anderem bereits MOORE & MAYNARD (1919) und DEMOLON & BASTISSE (1938), sowie sehr ausführlich MITCHELL (1975). Eisen-Siliziumverbindungen sind Gegenstand der Arbeiten von FLASCHEN & OSBORN (1957) und NALOVIC et al. (1973).

6.1.3 Das geochemische Verhalten von Aluminiumverbindungen

Aluminiumverbindungen stellen gleichfalls einen wichtigen Anteil im Bindemittel einiger Sandsteine des Untersuchungsgebietes und in Krustenüberzügen (bis 40 Gew.-% Al_2O_3). Die Löslichkeit von Aluminium ist im allgemeinen gering und liegt bei mittleren pH-Werten noch unter der für Quarz (s.o.). Bei der Verwitterung Al-haltiger Silikate wird daher Aluminium in starkem Maße

angereichert und steht zum Aufbau neuer Verbindungen zur Verfügung (BREWER, 1976: 101f).

Bei weitgehender Abfuhr anderer, leichter mobilisierbarer Elemente kommt es letztlich zur Bildung bauxitischer Lagerstätten mit Aluminiumgehalten von über 50 % (VALETON, 1987: 149).

Auf das veränderte Lösungsverhalten der Kieselsäurevarietäten bei Vorhandensein von Aluminium weisen bereits OKAMOTO et al. (1957: 132) hin. Alumino-silikatische Komplexe werden nach erfolgter Ausfällung stabilisiert und gehen nur schwer erneut in Lösung über:

"Since aluminium reduces the depolymerization rate of colloidal silica, it may be assumed that the silica once precipitated by aluminium is resistant to the attack of water even at higher pH values."

Die Anreicherung von Aluminium erklärt BREWER (1976: 101) aus der Tatsache, daß Alumino-Silikate in einem Milieu mit pH-Wert > 10 am leichtesten löslich sind. Unter natürlichen Bedingungen treten jedoch im allgemeinen maximale pH-Werte von etwa 7 bis 9,5 auf. Unter diesen Bedingungen sind Si-Verbindungen bereits deutlich leichter löslich als Aluminium. Aluminium wird relativ angereichert. Bei pH-Werten $> 9,5$ sind beide Anteile leichter löslich und werden infolgedessen abgeführt. Liegen die pH-Werte unter 7, bleiben beide Komponenten ähnlich stabil. Bei Absenkung des pH-Wertes unter 5 geht Al_2O_3 erneut in Lösung und steht zur Neubildung komplexer Tonminerale zur Verfügung.

HARDER (1965) führt an, daß durch das Vorhandensein röntgenamorpher Hydroxide von Fe, Al, Mn und Mg Kieselsäure bereits aus sehr gering konzentrierten Lösungen (3 mg/l) ausfallen kann. Dabei sei ein SiO_2 -Gehalt (wasserfreier Quarz) bis 80 % des Hydroxid-Kieselsäure-Niederschlages möglich. Die Reaktion findet in Abhängigkeit von der Temperatur (bei niedrigen Temperaturen ist der SiO_2 -Anteil etwas höher), dem Aluminium/Silizium-Verhältnis in der Ausgangslösung und dem Stand der Auskristallisation des $AlOOH$ ab. Frisch gefällt hat das $AlOOH$ eine höhere Absorptionsfähigkeit für SiO_2 . Zur Ausfällung der Hydroxide und der Kieselsäure kommt es in basischem und in saurem Milieu bei Annäherung an den Neutralpunkt (HARDER, 1965: 438).

Unter diesen Voraussetzungen hält HARDER die anorganische Fällung von SiO_2 unter natürlichen Bedingungen für vorherrschend.

6.1.4 Der Einfluß sonstiger Stoffe auf das Lösungsverhalten von Kieselsäure

Als weiterer Faktor in der Reaktionsweise der Si-Verbindungen muß das Angebot an zusätzlich in der Lösung zur Verfügung stehenden Ionen berücksichtigt werden.

Die Löslichkeit von Kieselsäure wird allgemein bei Anwesenheit von freien Alkali- und Erdalkali-Ionen heraufgesetzt und kann Werte bis 400 ppm erreichen (MITCHELL, 1975: 398).

Umgekehrt spricht ein hoher Kristallisationsgrad von Feststoffen für eine hohe Stabilität des Lösungssystems. Hohe Kristallinität der Kieselsäure wird bei Ausfällung aus alkalischen Lösungen erreicht. Darin geht die Fällung sehr langsam vonstatten. Auch für die Rekristallisation von amorpher zu kryptokristalliner Kieselsäure ergibt sich daraus eine häufig sehr lange Zeitspanne (MOREY et al., 1962: 435ff).

Über die Wechselwirkung mit anderen Elementen wirkt sich gleichfalls der Eintrag an detritischem Material auf die Konzentration an gelöster Kieselsäure im Wasser aus (TARDY, 1981). Liegt der detritische Eintrag dauernd oder zeitweise sehr hoch, bleibt die Si-Konzentration gering, da eine rasche Tonmineralneubildung erfolgt. Bei geringem detritischem Eintrag kommt es bei hinreichend langer Reaktionsdauer zur Neuf ormation von amorpher Kieselsäure bzw. unter entsprechenden Milieubedingungen zur Kristallisation von Quarz.

Auf die komplizierten Abhängigkeiten der Reaktionsweise von gelöster Kieselsäure, ihr Verhalten im Beisein von Al- und Fe-Verbindungen sowie den Einfluß organischer Stoffe weisen zahlreiche Autoren hin:

KRAUSKOPF (1956: 2, 8) gibt zu bedenken, daß die Lösungsrate von Si-Verbindungen in saurem Milieu aufgrund der langsamen Polymerisation der Kieselsäure wahrscheinlich mit derjenigen in alkalischer Umgebung vergleichbar ist.

BONIFAS (1959: 18ff) gibt an, daß das Ionenpotential hinsichtlich der Löslichkeit bei Al-Si-Verbindungen, Fe, Ti, Mn und Cr ähnliche Werte hat. Sie weist außerdem auf die Möglichkeit verschiedener Perioden der Kieselsäurelösung hin, die zeitlich möglicherweise weit zurückreichen. Die Ausfällung aus natürlichen Wässern gehe sehr langsam vor sich und könne in saurem Milieu mehrere Jahre in Anspruch nehmen.

Der Schwerpunkt der Untersuchungen von CARBONNEL (1965), der sich mit den Gehalten an gelöster Kieselsäure in tropischen Wässern beschäftigt, liegt auf dem Verhältnis der Si-Gehalte zu verschiedenen Abflußintensitäten. Die höchsten Si-Werte wurden bei Niedrigwasserabfluß gemessen. CARBONNEL erklärt dies mit dem langen Kontakt, der zwischen Lösungsmedium und zu lösendem SiO_2 nötig ist und der bei rascherem Durchströmen des Wassers nicht mehr gegeben ist. Unter natürlichen Bedingungen konnte CARBONNEL Werte für gelöste Kieselsäure im Grundwasser von 190 mg/l (auf einer höhergelegenen Fläche) bzw. 128 mg/l (im tiefergelegenen Bereich) messen. Nach seinen Angaben ist die Temperatur der Wässer dabei relativ unbedeutend. Erst eine Erhöhung auf über 35°C hat auf die Si-Löslichkeit spürbaren Einfluß. Im Rahmen seiner Untersuchungen konnte CARBONNEL den gleichen jahreszeitlichen Rhythmus für Si-Verbindungen wie auch für Aluminium und Na-/Ca-Verbindungen ermitteln.

Nach HARDER & FLEHMIG (1970) erfolgt Quarzneubildung bei Temperaturen unter 100°C bevorzugt direkt aus untersättigten Lösungen oder durch Rekristallisation amorpher Kieselsäure. Bei höherer Lösungskonzentration neigt die Kieselsäure zur Polymerisation (vgl. Kap. 6.1.1). Das geht soweit, daß im Beisein sehr hochkonzentrierter Lösungen ausgefällte Kieselsäure auch nach langer Alterungszeit amorph bleibt und keine Tendenz zur Kristallisation zeigt.

Die Untersuchungen von SMALE (1973) beschäftigen sich in erster Linie mit Erscheinungen der Kieselsäureausfällung. Neben der speziellen Problematik der flächenhaften Si-Anreicherung in Form von Silcretes geht er dabei auch auf die allgemeinen chemischen Grundlagen dieses Phänomens ein. Einen Anstieg der Löslichkeit von SiO_2 bis auf 170 ppm gibt er für hohe Drücke und Temperaturen an, außerdem auch (ohne genauere Angabe des ppm-Wertes) bei pH-Werten > 9 und < 5 . Umgekehrt folgert er daraus die Ausfällung

von SiO_2 bei dazwischenliegenden pH-Werten. Begünstigt wird die Kieselsäure-Ausfällung durch das gleichzeitige Vorhandensein von Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, MgO -, NaCl - und Na_2SO_4 -Ionen (SMALE, 1973: 1085ff). Derartige Bedingungen treten bevorzugt in wenig reliefierten Gebieten mit schwankendem Grundwasserspiegel auf.

Als Quellen der in Lösung befindlichen Kieselsäure nennt SMALE vor allem die Verwitterung von Kalifeldspäten zu Kaolin und Lateritisierungsprozesse. Die Herkunft aus direkter Quarzlösung wird als untergeordnet angenommen. Es gibt jedoch nach SMALE (1973: 1087) Hinweise auf SiO_2 -Lösung in Form korrosiv beanspruchter Quarzkörner.

SMALE (1973: 1078) nennt außerdem für Silcretes typische Gehalte von 1,5 bis 2 % TiO_2 in der Matrix, wie sie bei einem Teil des untersuchten Probenmaterials festgestellt wurden.

6.1.5 Der Einfluß organischer Stoffe auf das Lösungsverhalten von Kieselsäure

Bei den meisten Vorgängen chemischer Verwitterung und bei sonstigen Prozessen, die vom chemischen Milieu der Umgebung mitbestimmt werden, spielen organische Stoffwechsel- oder Abbauprodukte eine wesentliche Rolle. Auch bei der Lösung von Karbonaten ist eine Mitwirkung von Organismen belegt (Anreicherung des Bodenwassers mit CO_2 durch Atmung, kalkabscheidende Moose und Algen etc.)(SMYK & DRZAL, 1964). Es liegt deshalb nahe, auch bei der Verkarstung von Silikatgesteinen die Möglichkeit einer organischen Lösungskomponente zu prüfen.

Über extreme Änderungen des pH-Wertes sowohl zum basischen als auch zum sauren Milieu hin und über die Bildung metallorganischer oder kieselorganischer Komplexe (Chelate) muß bei der Mobilisation silikatischen Materials ein erheblicher organischer Einfluß angenommen werden (BOISSEZON et al., 1973: 54, 76).

Die Auswirkung organischer Stoffe auf das Bodenbildungs- und Verwitterungsmilieu ist Gegenstand der Arbeit von GARRELS & MACKENZIE (1971). Sie betonen die Beteiligung von Humussäuren bei der Gesteinsaufbereitung in der direkten Umgebung von Pflanzenwurzeln und die Rolle von Stoffwechselprodukten pflanzenzersetzer Bakterien für das Bodenmilieu. Um Pflanzenwurzeln wurden

bei ihren Untersuchungen pH-Werte um 2 gemessen. Im Rahmen der gleichen Untersuchungen wurden Gehalte an gelöstem SiO_2 im Bodenwasser bis 23 ppm festgestellt (Verwitterungsdecke über Granit, Maryland; Boden auf Granit, Kalifornien) (GARRELS & MACKENZIE, 1971: 141f).

Die wichtige Rolle von Pflanzen beim Umsatz von Kieselsäure über den Stoffwechsel sowie anderer biochemischer Prozesse betonen auch LOVERING (1959) sowie OPPENHEIMER & MASTER (1963). Sie führen an, daß viele Gräser SiO_2 -Gehalte bis zu 10 Gew.-% der Trockensubstanz aufweisen. Dies gilt vor allem für Savannengräser der wechselfeuchten und feuchten Tropen. Auf die Bedeutung organischer Aktivität bei der Mobilisierung von Kieselsäure weist in allgemeiner Form auch JENNINGS (1985: 7) hin.

HUANG & KELLER (1970, 1971) bestätigen das in Kap. 6.1.3 dargestellte Lösungs- bzw. Ausfällungsverhalten von Al- und Si-Verbindungen, gehen jedoch von einer starken Abhängigkeit des Systems von gleichzeitig in der Lösung vorhandenen, organischen Stoffen aus. Insbesondere stellen sie heraus, daß Si-, Al-, Fe- und Mg-Verbindungen in reinem Wasser zwar sehr schwer löslich sind, daß ihre Löslichkeit bei Hinzukommen organischer Säuren jedoch stark steigt (HUANG & KELLER, 1971: 1083). Es werden Steigerungen bis zum zehnfachen Wert für Si, bis zum 500fachen (!) Wert für Al und Fe genannt. Bei Aluminium und Eisen ist diese hohe Löslichkeit in organischen Säuren durch die Bildung von Chelaten möglich.

Des weiteren bestätigen HUANG & KELLER (1971) die Beobachtung von LOVERING (1959) über die hohe Bedeutung von Organismen beim Umsatz von Aluminium und Kieselsäure.

Die Dynamik der organischen Aktivität im Boden der feuchttropischen Zone ist nach ROOSE (1981: 329) außerordentlich schnell und zumindest teilweise auch in der Reaktion umkehrbar. Diatomeen, die ihre Schalen aus kieseligen Verbindungen aufbauen, schützen diese möglicherweise durch organische Ummantelung vor Anlösung (LEWIN, 1961).

Ähnlich wie LOVERING (1959) nennt auch TRICART (1972) Si-Gehalte von 5-7 Gew.-% der Trockensubstanz in einigen Savannengräsern. Er führt diese Einlagerung auf bislang nicht näher bekannte, biologische Mobilisierungsprozesse in der mineralischen Umgebung der Pflanzen zurück. Nach Absterben des Pflanzenkörpers erfolge die

Rückführung zum Boden in Form kolloidaler Kieselsäure. Die optimale Temperatur zum Aufbau pflanzlicher Substanz und damit zur Einlagerung der Kieselsäure gibt er mit rund 25°C, bei größerem CO₂-Angebot mit etwa 30°C an. Des Weiteren geht TRICART von einer gegenüber den Humussäuren erhöhten Aktivität der Fulvosäuren aus. Fulvosäuren finden sich in ferralitischen Böden stärker angereichert.

Bei der Beurteilung der lösungssteuernden Aktivität verschiedener Mikroorganismen kommt TRICART (1972: 17, in Anlehnung an MOHR & VAN BAREN, 1954) zu folgenden Ergebnissen:

- Maximum der Bakterien-Aktivität bei pH-Werten ; 5,5 und Temperaturen über 35°C.
- Maximum der Pilz-Aktivität bei pH-Werten zwischen 3,5 und 5,5 und Temperaturen von 18-25°C.
- Maximum der Schimmelpilz-Aktivität bei Temperaturen von maximal 30-35°C und erhöhtem O₂-Angebot.

Die Bedingungen in den tropisch-wechselfeuchten Savannen mit zeitweise starker Aufheizung sind damit für Pilze und Schimmelpilze ungünstig, bieten den Bakterien aber teilweise günstige Lebensbedingungen. Die Aktivität der Bakterien sorgt in diesen Gebieten für eine rasche Zersetzung des organischen Materials und damit zur Bereitstellung von Huminstoffen.

Bei der Verlagerung von Eisen spielen besonders Thiobakterien eine bedeutende Rolle, da sie durch mikrobielle Aktivität in der Lage sind, Fe²⁺ in Fe³⁺ umzuwandeln (PESCHEL, 1983: 123).

Damit wird eine Eisnemobilisierung auch in schwach alkalischem Milieu ermöglicht. Darüber hinaus sind einige Bakterienarten in der Lage, bei der Umwandlung von Eisenverbindungen über ihren Stoffwechsel H₂SO₄ freizusetzen und damit den pH-Wert der Lösung deutlich abzusenken (CHURCHER & FENTON, 1968: 7). In den meisten Fällen erfolgt jedoch die Absenkung des pH-Wertes über die Abgabe von CO₂ (BJORLYKKE, 1981: 172).

Bei der Zersetzung von Humus kommt es zur Bildung löslicher Eisenhumate, die eine wichtige Rolle bei der Freisetzung von Eisenoxiden spielen. Im feuchttropischen Verwitterungsregime

können diese als die am stärksten mobilen Produkte angesehen werden. Für eine längerfristige Mobilisierung müssen ein hoher CO₂-Gehalt oder genügend Huminstoffe vorhanden sein (TRICART, 1972: 19).

Die hier im Überblick aufgeführten Möglichkeiten biochemischer Einflußnahme sind für die vorliegende Arbeit insofern von Bedeutung, als Hinweise auf die Einwirkung von Mikroorganismen bei der laboranalytischen Untersuchung gefunden wurden (vgl. Kap. 6.5.4).

6.2 Übersicht über die mikromorphologischen Untersuchungen an Quarzkörnern

Eine erste Ansprache der Körner nach Art und Intensität ihrer Bearbeitung erfolgte parallel zur Auswahl für die raster-elektronenmikroskopische Analyse über die Erstellung von Morphogrammen nach CAILLEUX (1952) sowie nach der Klassifikation von RUSSEL, TAYLOR & PETTIJOHN (in MÜLLER, 1967: 100). Die Raster-Elektronenmikroskopie erlaubt in Ergänzung dazu weiterführende Detailstudien.

In der vorliegenden Arbeit geht es um Erscheinungen der "phénomorphie" der Quarzkörner (LE RIBAUT, 1971; BOQUIER & NALOVIC, 1972), das heißt um die durch exogene Einflüsse bestimmte Ausbildung der Kornoberflächen.

Die Herstellung der Präparate und der Gang der Analysen wurde in Kap. 4.2.2 erläutert. Für die Untersuchung von Lösungserscheinungen auf den Quarzkornoberflächen am Raster-Elektronenmikroskop wurden in Anlehnung an KRINSLEY & DOORNKAMP (1973: 9) Vergrößerungen bis 30.000fach gewählt.

LE RIBAUT (1971, 1972, 1973, 1975) weist darauf hin, daß sich in den unterschiedlichen Bearbeitungsspuren auf Kornoberflächen die Art der Bearbeitung und in der Stellung dieser Spuren zueinander auch die zeitliche Abfolge der einzelnen Bearbeitungsschritte dokumentieren. In den genannten Arbeiten ist darüber hinaus eine umfassende Materialsammlung zu Oberflächenstrukturen von Quarzkörnern zusammengestellt.

In die gleiche Richtung der Arbeitsweise und der Interpretation gehen unter anderem die Arbeiten von PACHUR (1966), VAN DER WAALS (1967), CAILLEUX & SCHNEIDER (1968), BARBAROUX et al. (1972), KRINSLEY & DOORNKAMP (1973), LENEUF (1973), AUBRY & ROUVILLOIS (1974) und AUBERT & LE RIBAUT (1975).

Gerade die Ansprache von Spuren der chemischen Überprägung wurde durch jüngere Arbeiten wesentlich ergänzt (FLAGEOLLET, 1980/81; PELRAS & LE RIBAUT, 1981/82). Für die Interpretation des vorliegenden Materials ist von Wichtigkeit, daß viele der als typische Lösungs- bzw. Korrosionsspuren angegebenen Formen nach neueren Erkenntnissen noch nicht vollständige Formen der Quarz-Neukristallisation repräsentieren (TIETZ, 1987; frdl. mdl. Mitt. BLANC).

Auf der Grundlage dieser neueren Erkenntnisse konnten bei den eigenen Untersuchungen an allen aus dem Gesteinsverband in Nähe der Lösungsformen stammenden Körnern Formen der Kieselsäureausfällung beobachtet werden.

Spuren der Korrosion auf den Oberflächen der Körner wurden hingegen bei der raster-elektronenmikroskopischen Untersuchung in geringerem Umfang festgestellt. In Vergleich mit Dünnschliffanalysen derselben Proben ist dies wahrscheinlich auf die teilweise extreme Korrosion der Körner im äußeren Probenbereich zurückzuführen. Die starke Ziselierung der Körner bis hin zur vollständigen Kornzerlegung in einzelne Fragmente macht eine Extraktion von Körnern zur raster-elektronenmikroskopischen Analyse in diesen Fällen unmöglich. Es kommt zu einer selektiven Anreicherung der korrosiv weniger beanspruchten Körner.

Im Vergleich mit den Korntypisierungen von CROOK (1968), CLAISSE (1972a, 1972b), LENEUF (1972, 1973), KRINSLEY & DOORNKAMP (1973), LE RIBAUT (1975: 82ff) und FLAGEOLLET (1980/81: 117) entsprechen die untersuchten Körner dem Typ "altérite/pédologique". Insbesondere drängt sich ein Vergleich mit Korntypen aus Profilen ferralitischer Verwitterung auf. Teilweise bestehen Ähnlichkeiten zu Körnern aus sumpfigem Milieu mit geringer Wasserdurchströmung in chemisch aggressiver Umgebung (LE RIBAUT, 1975: Fig. 114).

Die genannten Oberflächenstrukturen dokumentieren die letzte Phase der Kornüberprägung. Anzeichen für eine nochmalige

Verlagerung der Körner sind nicht vorhanden.

Trotz des Vorherrschens von Ausfällungserscheinungen auf den Kornoberflächen muß nachdrücklich festgestellt werden, daß es sich bei den Ausfällungen nicht um diagenetisch bedingte Quarzneubildung handelt. Entsprechende Strukturen treten parallel zu den hier besprochenen Körnern in einigen Proben auf und können dort durch die ehemals mehrere hundert Meter mächtige Sedimentauflast erklärt werden (Proben Nr. Ori, Sara 4) (LE RIBAUT, 1975: 80ff; vgl. Kap. 2.4). Formen diagenetischer Quarzneubildung sind im Dünnschliff durch den sehr engen, ineinandergreifenden Kornkontakt an Kristallflächen zu identifizieren.

Die bei der Oberflächenmorphoskopie berücksichtigten Körner zeigen hingegen kleinere, unregelmäßige Strukturen und das Einwachsen neugebildeter Kristalle in Hohlräume. Überdies besteht kein Kontakt zum Nachbarkorn. Häufig tritt der sogenannte "saccharoide" Typ der Ausfällung auf (s.u.). Daß es sich außerdem nicht um diagenetisch beeinflusste Ausfällungen auf anschließend bewegten Körnern handeln kann, wird dadurch belegt, daß auf den Ausfällungsflächen keine nachträglichen Bearbeitungsspuren zu erkennen sind, wie sie bei einer Kornverlagerung entstehen müßten.

CLAISSE (1972a: 2956ff) erwähnt kleine Löcher auf der Quarzkornoberfläche und deutet sie als Korrosionsformen, verzichtet aber leider auf eine eingehendere Beschreibung. In verwitterten Quarzkörnern stellt CLAISSE Kanäle mit unterschiedlicher Füllung fest. Diese Füllung konnte er teils als gebänderte Anreicherungen von Eisenverbindungen mit örtlicher Aluminiumbeimengung identifizieren, teils auch als Ausfällungen amorpher Kieselsäure. Die gleiche Füllung, wie sie in den Kanälen auftritt, kann auch korrosiv entstandene Taschen in den Körnern ausfüllen. Entsprechende Beobachtungen sind bei CROOK (1968) sowie in jüngerer Zeit bei SCHNÜTHGEN & SPÄTH (1983) für Quarzkörner aus dem tropischen Bereich beschrieben. Die Beobachtungen am eigenen Probenmaterial stimmen in wesentlichen Teilen mit ihren Befunden überein.

Das Vorhandensein von Kaolinit in manchen Kornkanälen und -taschen erklärt CLAISSE (1972a) durch gleichzeitiges Einwandern von Tonen mit den Eisen- und Aluminiumkomplexen. Voraussetzung ist lediglich eine gewisse Mindestgröße der Hohlräume. Außerdem ist durch die Verbindung von Al- und Si-Komplexen die Neubildung von

Kaolinit in situ möglich.

Bei rascher Ausfällung der Kieselsäure entstehen unregelmäßige Formen. Bei langsamer Ausfällung aus wenig konzentrierten Lösungen oder im lösungsstabilen, alkalischen Milieu hingegen bilden sich klare Formen bis hin zur Quarzneukristallisation. Bei letztgenanntem Vorgang ist die erste Stufe der Neukristallisation durch die Bildung aufgerichteter Quarzplatten oder Platten entlang ehemaliger Kornspalten gekennzeichnet (vgl. TIETZ, 1987: Tafel 28:1).

Ein dieser Erscheinung vergleichbares Bild von parallel zueinander aufgerichteten Platten mit dachziegelartiger Struktur wird von LENEUF (1973: Clichés V u. VII) als "saccharoid" bezeichnet, allerdings von ihm noch als Form starker Korrosion angesprochen. In diesem Zusammenhang ist zu betonen, daß er den Begriff "corrosion" und nicht "altération" verwendet. Er begründet dies damit, daß der Quarz als Material unverändert erhalten bleibt und nur an seiner Oberfläche angegriffen wird.

Das Auftreten von "globules" als Ausfällungstyp amorpher Kieselsäure wurde bereits in Kap. 6.1.1 erwähnt.

KRINSLEY & DOORNKAMP (1973: 17) geben als mögliche Lösungsformen in chemisch aggressiver Umgebung (heiß-feuchtes Milieu mit hohem Angebot an Aluminium und Huminstoffen) an:

- lochartige Lösungerscheinungen ("solution pits"),
- Lösungsfurchen ("solution crevasses"),
- Ätzung an vorgegebenen Schwächezonen ("etching along structural weaknesses"),
- Lockerung und Zerlegung in Einzelfragmente ("differential swelling and blocky structures"),
- flächenhaftes Anlösen der Kornoberfläche ("widespread surface disintegration").

Nach Untersuchungen von KRINSLEY & DOORNKAMP (1973: 11) nimmt bei kleineren Korngrößen die Anfälligkeit für chemische Anlösung der

Oberfläche stark zu.

Formen sehr starker Korrosion sind beim untersuchten Probenmaterial nur im Dünnschliff erkennbar. Hier ist festzustellen, daß einzelne Körner so stark durch chemische Einwirkung zersetzt sind, daß die ursprüngliche Kornform nur noch an der Lage und teilweise der kristallographischen Orientierung einzelner Splitter zu erkennen ist. Im Extremfall sind die Splitter keiner ursprünglichen Kornform mehr zuzuordnen.

6.3 Zusammenfassende Darstellung der Laborbefunde

Bei aller Verschiedenheit im Detail lassen sich vorweg einige Gemeinsamkeiten der nachfolgend vorgestellten Einzelbefunde aus der laboranalytischen Untersuchung nennen:

- Die hauptsächlichen Bestandteile aller analysierten Proben sind Quarz bzw. amorphe Kieselsäure, Eisen und Aluminium. Andere Elemente und Verbindungen sind in stark wechselnden Anteilen enthalten.
- Das mol-Verhältnis von SiO_2 zu Al_2O_3 unterliegt extremen Schwankungen, die in Kap. 6.4 diskutiert werden.
- Bei der Untersuchung der Einzelproben zeigt sich eine Regelmäßigkeit im chemischen Aufbau der verschiedenen Matrixtypen und Gesteinsüberzüge.
- Die Dünnschliffanalysen zeigen an den Quarzkörnern der äußeren Probenpartie deutlich stärkere Korrosionsspuren als an Körnern des Probeninneren.
- Bei der mikromorphologischen Untersuchung der Kornoberflächen herrscht eine Auflage sekundärer Kieselsäure auf den Kornoberflächen vor, die sowohl amorphe Züge als auch Ansätze zur Kristallneubildung zeigen kann.
- Alle Ausfällungen von Kieselsäure zeigen einen für pedologische Prozesse typischen Charakter. Dabei treten regionale

Unterschiede auf.

- Die Ausfällungen sind nachträglich nicht mehr mechanisch bearbeitet und müssen deshalb als in situ-Bildungen interpretiert werden.

Auf die Aktivität von Mikroorganismen weisen sowohl chemische als auch mikromorphologische Laborbefunde hin.

Deutliche Unterschiede bestehen zwischen dem Probenmaterial aus den Hohlraumwandungen und den untersuchten Verfüllungsproben.

6.4 Einzeldarstellungen der Laborbefunde

Bei der Beschreibung der Einzelproben wird entsprechend der Darstellung der karstmorphologischen Untersuchung vorgegangen. Die Proben sind regional geordnet, wobei dieselbe Abfolge der Untersuchungsgebiete wie in Kap. 5 beibehalten wird.

Die nachfolgend vorgestellten Proben stellen eine Auswahl des insgesamt aufgenommenen Materials dar, die sich einerseits auf die Probenherkunft aus verschiedenen Karstregionen und andererseits auf die Typisierung einzelner Karstvorkommen erstreckt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Herausarbeitung regionaltypischer oder an bestimmte Karsterscheinungen gebundener Eigenarten. Daraus erklärt sich die unterschiedliche Gewichtung der einzelnen Herkunftsregionen in der laboranalytischen Bearbeitung.

Einen besonderen Stellenwert hat dabei das Massif de Koutous inne. Hier konnten aufgrund der günstigen Geländesituation Proben von Anstehendem im Kontakt zu verschiedenen Lösungsformen genommen werden, die in den anderen Karstgebieten des Untersuchungsraumes nicht festgestellt wurden (vgl. Kap. 5.5.1 bis 5.5.3). Daneben wurden im Koutous Verfüllungsmaterialien von Karstformen in der bislang größten Vollständigkeit beprobt (Kap. 7).

Die Resultate der chemischen Untersuchungen und die Ergebnisse der Dünnschliffanalysen am Polarisationsmikroskop sind jeweils den raster-elektronenmikroskopischen Aufnahmen vorangestellt.

6.4.1 Proben aus dem südwestlichen Vorland des Djado-Plateaus

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Orida

Proben-Nr.: Ori

Datum der Probenahme: 16.10.1986

Länge: 12°12'50'' E

Breite: 21°10'50'' N

Höhe ü.NN: ca. 530 m

Situation:

Eingangsbereich der großen Höhle von Orida (Kap. 5.1.1), ca. 3 m im Inneren der Höhle;

Höhe der Probenahmestelle über dem Boden: 1,5 m, an senkrechter Höhlenwand;

Material:

Wechselnd stark kieselig gebundener Sandstein; feinkörnig, schräggeschichtet (10 YR 7/4); auf der Oberfläche (= Höhlenwand) hellgrüner (10 Y 7/4), opaker Überzug, der wie eine Glasur wirkt;

Stratigraphische Einordnung: Kambrium

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: EMS (Elektronen-Mikrosonde), Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) (vgl. Kap. 4.2.1.2)

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM (Raster-Elektronenmikroskop)

Pulverpräparate: Schwefelgehalt, RBA (Röntgenbeugungsanalyse)

Die chemische Punktanalyse an der Elektronen-Mikrosonde und die optische Untersuchung am Polarisationsmikroskop zeigen teilweise Spuren einer diagenetischen Beanspruchung des Materials mit sehr engem Kornkontakt und rein kieseliger Bindung zwischen den Körnern.

Vor allem in den äußeren Probenpartien ist der Kontakt zwischen den Körnern gelockert. Hier werden nur ca. 40 % des Gesamtvolumens von Quarzkörnern eingenommen. Die zwischen den Körnern liegende Matrix zeigt einen mehrschichtigen Aufbau. Den Körnern liegt unmittelbar eine Schicht sekundär ausgefällter Kieselsäure

auf, die bis zur Neubildung von Kristallflächen fortgeschritten sein kann (vgl. REM-Analysen, s.u.). Darauf folgt eine Wechselagerung mit stärker Al- und P-haltigen Matrixtypen. Die Eisengehalte können vereinzelt Werte bis 28 Gew.-% erreichen. Meist liegen sie jedoch mit Gehalten von wenigen Prozent deutlich darunter. Die Si-Gehalte in den verschiedenen Bindemitteltypen schwanken zwischen Werten um 1 Gew.-% und fast 100 Gew.-%.

Entsprechend schwankt auch das mol-Verhältnis von SiO_2 zu Al_2O_3 . An verschiedenen Stellen innerhalb der Matrix der Probe liegt es bei Werten von unter 0,1 bis 1,33 und bis über 42. Diese extreme Schwankungsbreite innerhalb der Probe läßt sich am ehesten mit einem unterschiedlichen Angebot an überhaupt zur Verfügung stehenden Lösungsinhalten während der Bindemittelausfällung erklären. So können die niedrigen Werte als Indikatoren einer intensiven allitischen bzw. ferralitischen Verwitterung nur dann zustande kommen, wenn Aluminium in der Lösung überhaupt in ausreichender Menge vorhanden ist. Für die erste Phase der Materialentwicklung ist aber dieses Stoffangebot fraglich (vgl. Kap. 6.5.2.1). Umgekehrt müssen hohe Gehalte an SiO_2 nicht zwingend eine geringe Verwitterungsintensität belegen, wenn keine anderen Stoffe zum Umsatz zur Verfügung stehen.

Die Kruste auf der Probenoberfläche und jüngste Porenfüllungen innerhalb der Matrix bestehen aus amorpher bis mikrokristalliner Kieselsäure mit geringer Beimengung von Fe_2O_3 und minimal Al_2O_3 . Annähernd 100 Gew.-% werden durch stöchiometrische Umrechnung des an der EMS gemessenen Si-Gewichtsanteils in H_4SiO_4 erreicht.

Die Dünnschliffanalyse der Körner nach der Klassifikation der Korrosionsstufen (BURGER & LANDMANN, 1988) zeigt, daß im äußeren Bereich der Probe rund 55 % der Körner den Klassen 4 und 5 (starke bis sehr starke Korrosion) zuzuordnen sind. In den äußersten drei Kornreihen der Probe liegt ihr Anteil sogar bei über 65 %. Dabei überwiegen Körner der Korrosionsstufe 5. Dagegen haben die stark korrodierten Körner im inneren Probenbereich nur noch einen Anteil von 25 % (Fig. 37, Abb. 17).

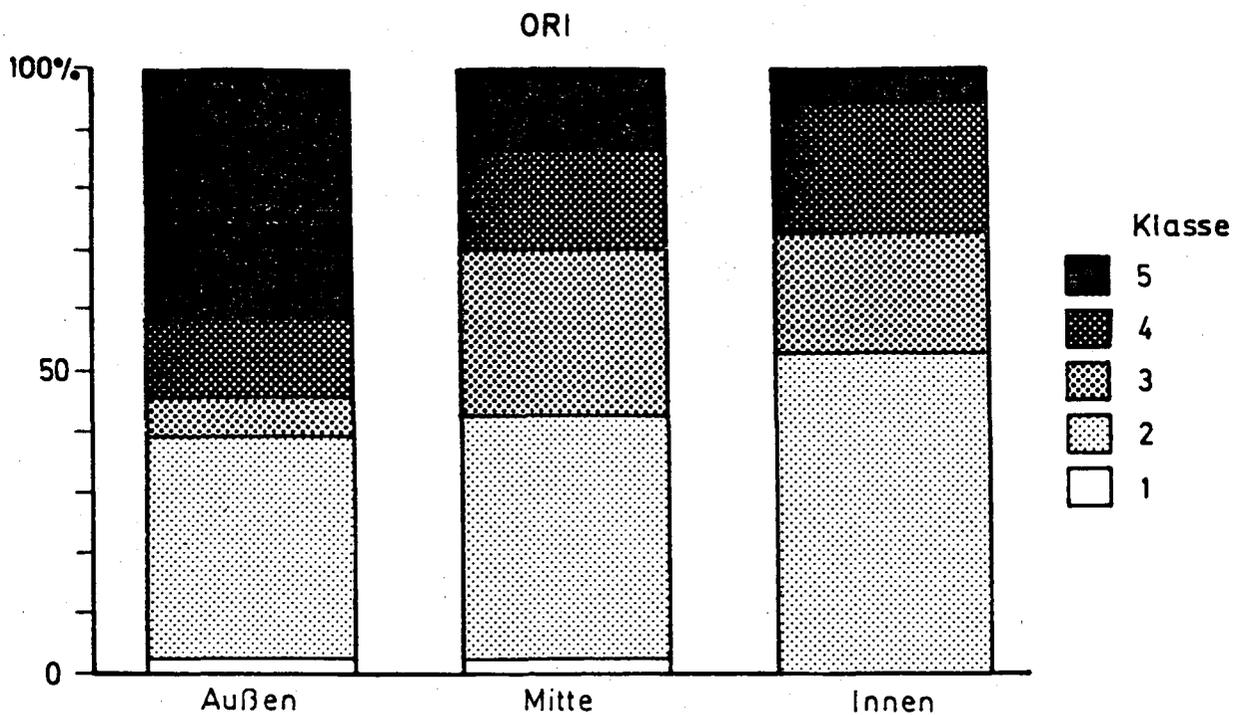


Fig. 37: Probe Nr. Ori: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen (nach BURGER & LANDMANN, 1988)

Die fünf Korrosionsklassen reichen von "nicht korrodiert" (= 1) bis "sehr stark korrodiert" (= 5). Die Bestimmung der Korrosionsklassen erfolgte am Dünnschliff. Es zeigt sich eine deutliche Zunahme stark bis sehr stark korrodierter Körner im äußeren Bereich der Probe (Höhlenwand).

Wie auch bei allen nachfolgend beschriebenen Proben überwiegen bei der morphoskopischen Analyse der Einzelkörner Formen vom Typ "subangular" (nach RUSSEL, TAYLOR & PETTIJOHN, in MÜLLER, 1967) bzw. "émoussé-luisant" (CAILLEUX, 1952).

Die REM-Untersuchung der Kornoberflächen (überwiegend Körner der Feinsandfraktion) zeigt neben deutlichen Ätzspuren eine Vielzahl meist kleiner, aber sehr sauber auskristallisierter Quarzneubildungen. Diese wachsen stellenweise in Hohlräume der Kornober-

fläche ein und können somit keinesfalls diagenetisch angelegt sein. Die saubere Ausbildung der Kristallflächen läßt sich durch eine lange Zeitdauer der Ausfällung aus entweder sehr gering konzentrierten oder alkalisch getönten Lösungen erklären. Eine andere Erklärungsmöglichkeit wäre die langwährende Umbildung aus zunächst amorph ausgefallter Kieselsäure durch fortschreitende Dehydratation (vgl. Kap. 6.1.1).

Die Analyse der Pulverpräparate erlaubt mit unter 0,1 % Schwefelgehalt und einem absolut dominanten Quarzgehalt bei der RBA nur eine eingeschränkte Interpretation (vgl. Kap. 6.5.4). Gleiches gilt für die Analysen an Pulverpräparaten einiger anderer Proben.

6.4.2 Proben aus dem Gebiet von Col de Sara

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Col de Sara

Proben-Nr.: Sara 4

Datum der Probenahme: 14.10.1986

Länge: 12⁰30' E

Breite: 20⁰39' N

Höhe ü.NN: ca. 470 m

Situation:

Probenahme aus der Wand einer auf 10 m bekriechbaren, gestreckten Röhre, ca. 2 m hinter dem Röhreneingang; die Röhre durchzieht eine der größeren Kuppen (vgl. Kap. 5.2) fast auf die gesamte Breite; der Austritt der Röhre erfolgt rund zwei Meter über der heutigen Wadisohle an einer schrägen Rampe;

Material:

Gering verfestigter, gebleichter Sandstein (10 YR 8/2); feinkörnig; geringmächtige Verkrustung an der Oberfläche (5 YR 6/4);

Stratigraphische Einordnung: Paläozoikum (Übergangsbereich kambri-scher zu devonischen Sedimenten);

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Pulverpräparat: Schwefelgehalt

Das Material ähnelt stark dem von Orida (s. S. 158ff). Obwohl die Verkrustung weit weniger stark als bei Probe Nr. Ori ausgeprägt ist, zeigt die Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) eine Zunahme der stark korrodierten Körner von 11 % im Probeninneren auf 30 % am Außenrand (Fig. 38).

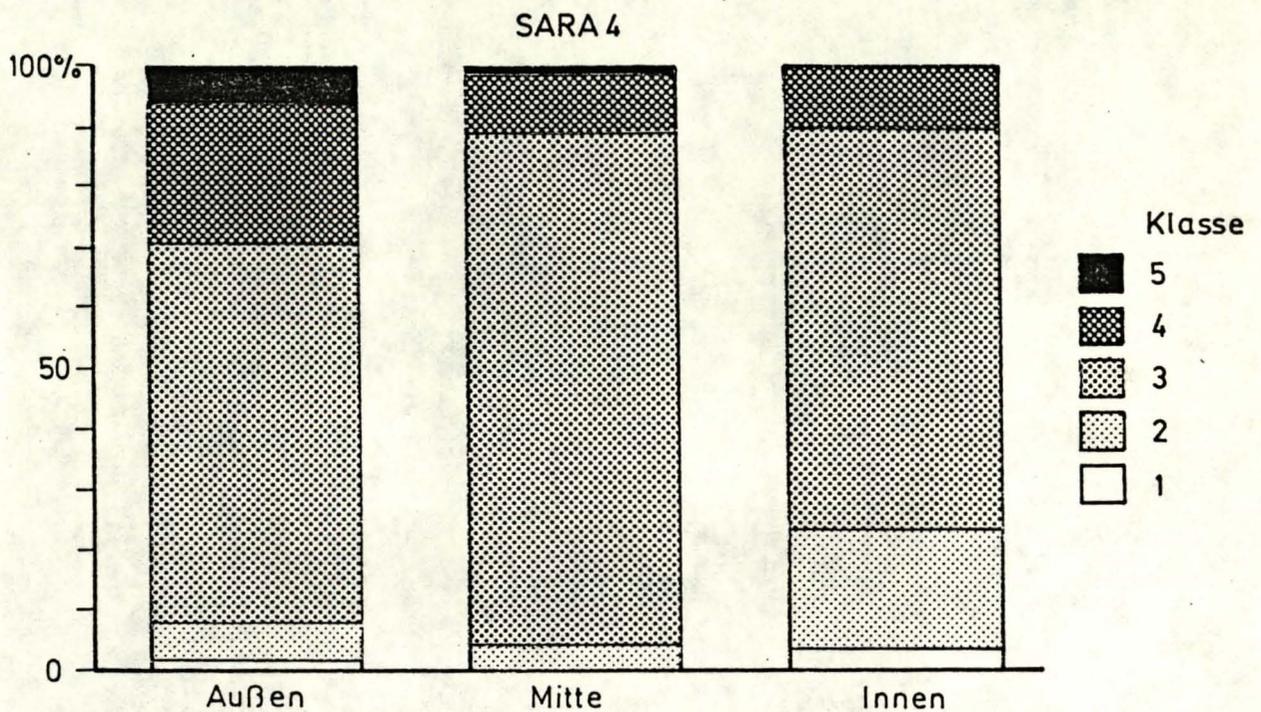


Fig. 38: Probe Nr. Sara 4: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

6.4.3 Proben von der Stufe von Bilma

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Greh Zougra
Proben-Nr.: GZ 1 (vgl. a. Probe Nr. GZ 2)
Datum der Probenahme: 11.10.1986

Länge: 12°54'50'' E
Breite: 19°27'50'' N
Höhe ü.NN: ca. 500 m

Situation:

Oberster Abschnitt des westlichen Stufenabfalls; Probenahme etwa 3 m unter Top an glatter Bruchwand in mehrere Meter mächtiger, kompakter Sandsteinbank; die Probe entstammt dem "frischen", anstehenden Sandstein; sie wurde 1 m vom Röhrenaustritt (Probe Nr. GZ 2) entfernt auf gleicher Höhe genommen und erlaubt damit den direkten Vergleich von verkarstetem und nicht verkarstetem Material;

Material:

Kieselig gebundener, feinkörniger Sandstein (5 RP 8/2); an der Oberfläche leicht rötlich patiniert (5 YR 7/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Bilma

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Pulverpräparat: Schwefelgehalt

Die Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) zeigt eine Zunahme der stark korrodierten Körner im äußeren Bereich auf 14 %. Davon sind jedoch nur zwei Körner (von 440 insgesamt im Dünnschliff erfaßten Körnern) der Stufe 5 zuzuordnen (Fig. 39).

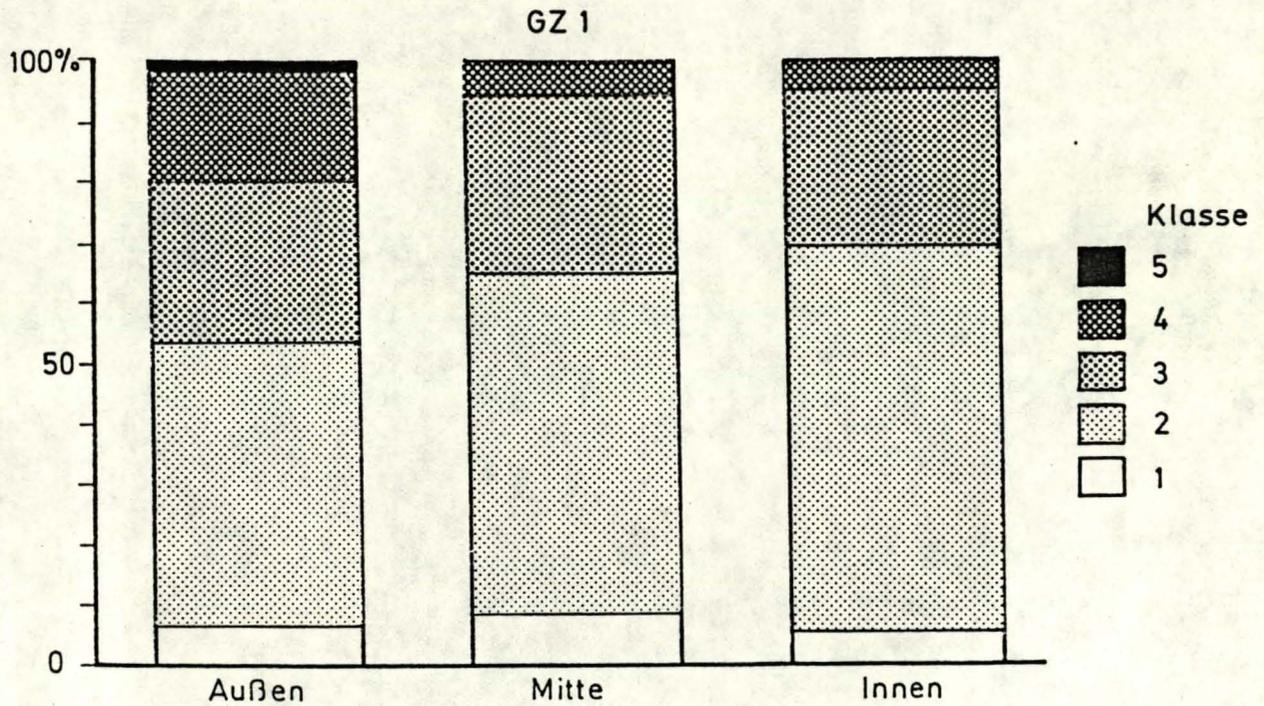


Fig. 39: Probe Nr. GZ 1: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Die Grundwasserzirkulation im Porenraum des Gesteins oder entlang feinsten Klüfte reicht zu entsprechender Materialbeeinflussung offensichtlich wegen des geringeren Wasserdurchflusses nicht aus (vgl. Probe Nr. GZ 2, folgende Seite). Damit wird deutlich, daß die Korrosion von den stärker durchflossenen Karstgefäßen ausgeht.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Greh Zougra
Proben-Nr.: GZ 2 (vgl. a. Probe Nr. GZ 1)
Datum der Probenahme: 11.10.1986

Länge: 12°54'50'' E
Breite: 19°27'50'' N
Höhe ü.NN: ca. 500 m

Situation:

Wie für Probe Nr. GZ 1 beschrieben.

Probenahme an Röhrenaustritt (Durchmesser der Röhre 9 cm), 1 m von Probe Nr. GZ 1 entfernt auf gleicher Höhe;

Material:

Wie Probe Nr. GZ 1, nur etwas grobkörniger; an der Oberfläche deutliche Verkrustung (5 YR 6/4);

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

In augenfälligem Unterschied zu Probe Nr. GZ 1 ist nach der Klassifikation von BURGER & LANDMANN (1988) der Außenbereich dieser Probe fast vollständig der Stufe 5 zuzuordnen. Bis auf wenige gröbere Körner der Stufe 4 sind fast nur noch Quarzsplitter als Ergebnis extremer Korrosion vorhanden. Eine Auszählung nach Körnern ist nicht mehr möglich.

Bereits wenige Millimeter zum Probeninneren hin entspricht der Korrosionsgrad der Probe Nr. GZ 2 dem Bild von Probe Nr. GZ 1 (s. vorhergehende Seite).

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Chemidour

Proben-Nr.: Chem 3

Datum der Probenahme: 09.10.1986

Länge: 12°55'5'' E

Breite: 18°58'10'' N

Höhe ü.NN: ca. 460 m

Situation:

Probenahme am Anfang des rechten Ganges hinter dem vorderen Höhlenraum der großen Höhle (vgl. Kap. 5.3.2, Fig. 20); Höhe der Probenahmestelle über dem Boden: 1 m;

Material:

Schwach kieselig, teilweise kaolinitisch gebundener Sandstein (10 YR 8/2); feinkörnig, schräggeschichtet; keine flächenhafte Verkrustung; in das mürbe Material sind Bauten von Bienenwölfen (*Philantus spec.*; ZHRADNIK, 1976) eingefressen (frdl. mdl. Mitt. KRAPP);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Bilma

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM

Das frische Gestein ähnelt den Proben Nr. Ori und Sara 4. Bei der Grenze zwischen Insektenbauten und Gestein handelt es sich um einen Bereich junger bis sehr junger, nachweislich chemischer Beeinflussung hoher Aggressivität. Damit kann die Probe einen aktualistischen Hinweis darauf geben, inwieweit organische Lösungen korrosiv auf die Quarzkörner einwirken können.

Im Kontaktbereich liegt der Anteil sehr stark korrodierter Körner (Stufe 5) mit 4 % immerhin viermal so hoch wie im dahinterliegenden Gestein. Auch der Anteil an Körnern der Stufe 4 ist gegenüber dem Probeninneren leicht erhöht (Fig. 40).

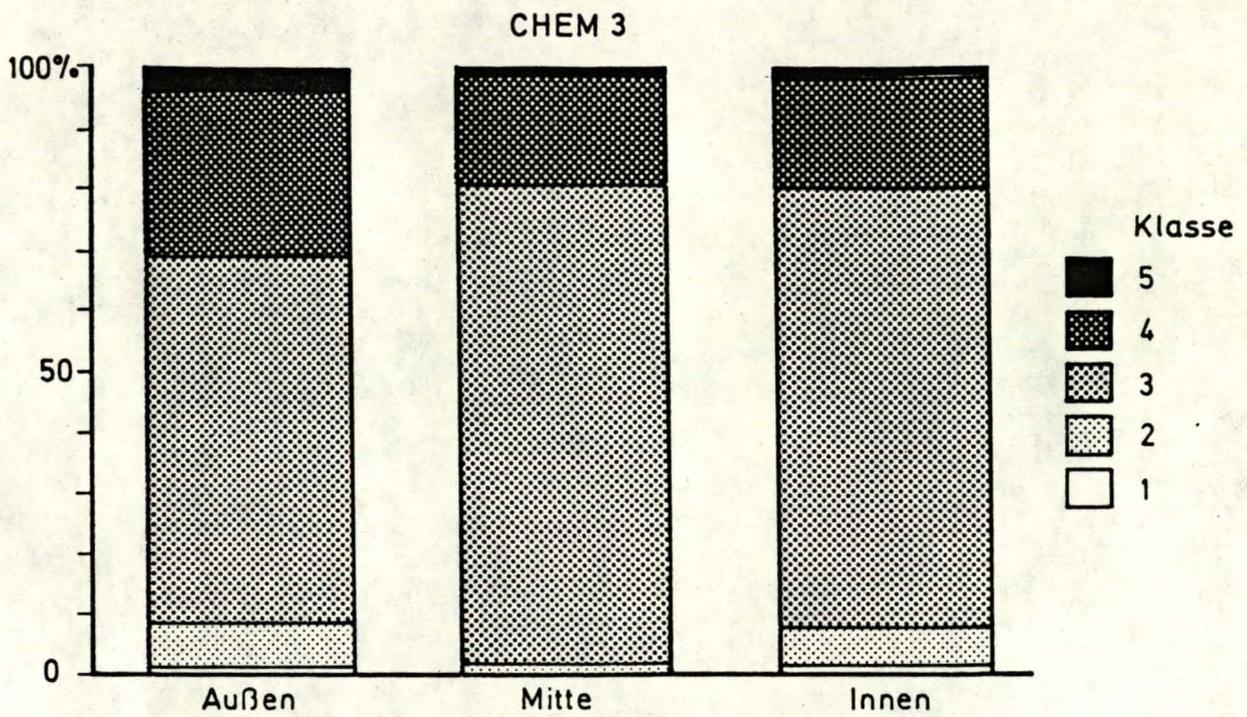


Fig. 40: Probe Nr. Chem 3: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Bei der REM-Untersuchung zeigen die Körner neben Ätzspuren die gleichen Ausfällungserscheinungen auf den Kornoberflächen mit Tendenz zur Neubildung von Kristallflächen wie die Körner der Probe Nr. Ori (Abb. 18, 19 und 20).

6.4.4 Proben aus dem Massif de Termit

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Nord/Fargassane

Proben-Nr.: T 11

Datum der Probenahme: 17.03.1986

Länge: 11°23'25'' E

Breite: 16°21'10'' N

Höhe ü.NN: ca. 480 m

Situation:

Begehbare Höhle am nördlichen Talhang; Höhleneingang ca. 10 m über der rezenten Wadisohle, erreichbar über die Schutthalde am Hangfuß;

die Probenahme erfolgte im Hauptraum der Höhle am oberen Wandabschnitt, ca. 1,70 m über dem Boden;

auf dem Boden und stellenweise auch an den Wänden geringmächtige Feinmaterialauflage; durch Verschlämmung des Feinmaterials örtlich Ausbildung von Fließstrukturen, tropfsteinartigen Gebilden etc. (vgl. Kap. 7.1, Probe Nr. T 11a);

Material:

Feinkörniger Sandstein (10 R 6/2); leichte Verkrustung (5 YR 5/2 bis 5 YR 6/4);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Termit

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Das Ergebnis der Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) ist etwa dem für Probe Nr. Chem 3 vergleichbar. Auch der Anteil der Quarzkörner am Gesamtvolumen ist mit ca. 40 % ähnlich. Im äußeren Bereich der Probe ist der Gehalt an Körnern der Stufe 5 fünf bis sechs Mal so hoch wie im inneren Bereich. Der Anteil an Körnern der Stufe 4 ist geringfügig erhöht. Der Gesamtanteil stark korrodierter Körner (Stufe 4 und 5) erreicht im Außenbereich 23 % (Fig. 41).

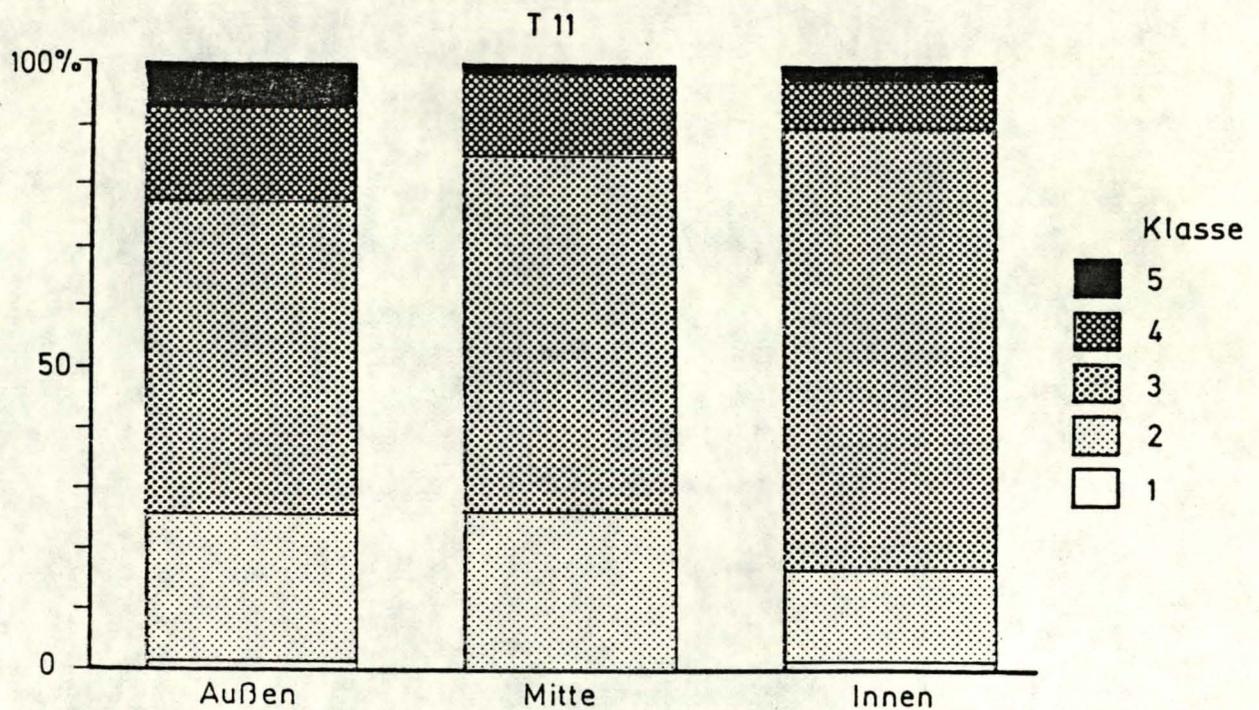


Fig. 41: Probe Nr. T 11: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Süd

Proben-Nr.: T 27

Datum der Probenahme: 28.03.1986

Länge: 11°32'40'' E

Breite: 15°38'40'' N

Höhe ü.NN: ca. 480 m

Situation:

Dachfläche, von einzelnen kleineren Erhebungen und Pilzfelsen überragt; Probenahme an der Wand einer kleineren Höhle 0,5 m über dem Boden;

Material:

Stark eisenschüssiger Sandstein (10 YR 3/4 bis 10 YR 4/2); Oberfläche verkrustet (10 YR 2/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Dolle (Continental Terminal)

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

In der eisenhaltigen Matrix beträgt der Anteil der Quarzkörner am Gesamtvolumen im äußeren Probenbereich nur noch etwa 18 %.

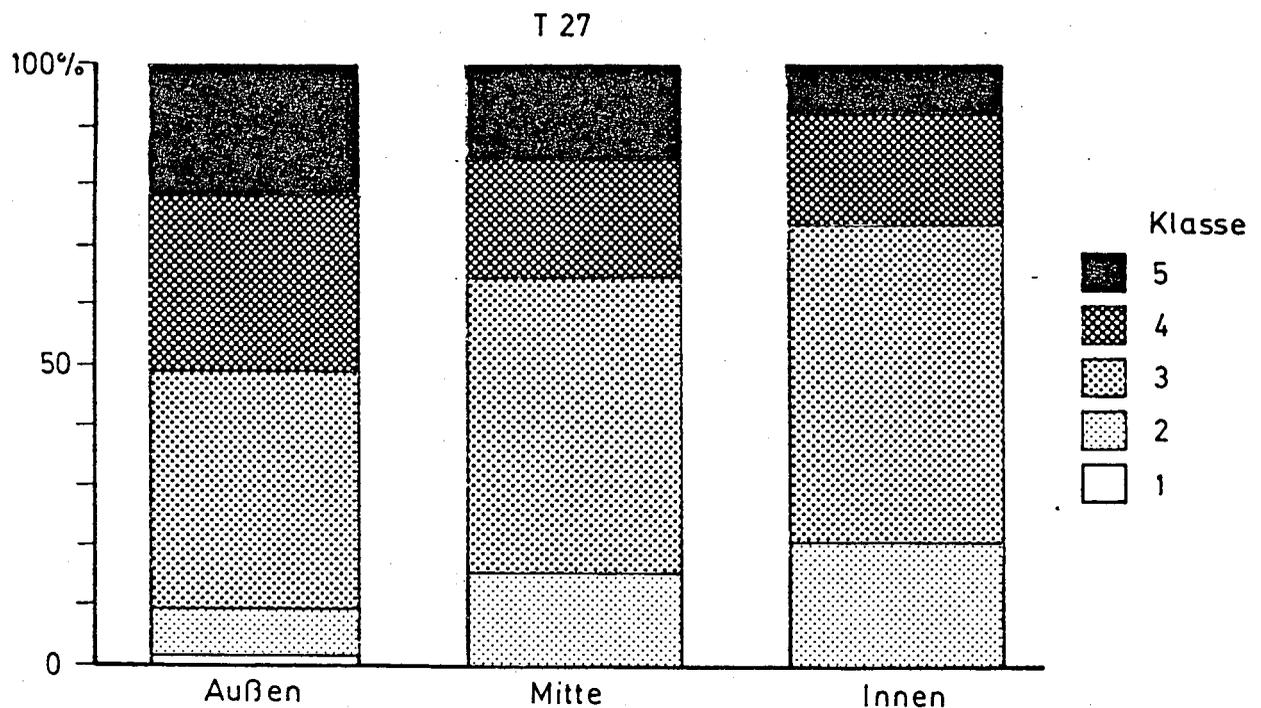


Fig. 42: Probe Nr. T 27: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Die Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) zeigt, daß im äußeren Teil der Probe der Anteil an stark korrodierten Körnern (Stufe 4 und 5) stark erhöht ist (50 %). Während Körner der Stufe 5 auch 1 cm entfernt vom Probenrand mit knapp 15 % noch gehäuft vertreten sind, stellt sich der Anteil an Körnern der Stufe 4

bereits auf die Verhältnisse im Probeninneren ein (ca. 19 %) (Fig. 42).

Zusammen mit den jeweiligen Anteilen an schwächer korrodierten Körnern weist dies darauf hin, daß der chemische Einfluß ausgehend vom Hohlraum bis in den Mittelteil der Probe reicht (Anteil an Körnern der Stufe 5). Der stark erhöhte Gehalt an Körnern der Stufe 4 im Außenteil der Probe ist auf verstärkte Korrosion von Körnern der Stufe 3 in diesem Bereich zurückzuführen, deren Wirksamkeit zur Probenmitte hin nachläßt.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Süd

Proben-Nr.: T 29

Datum der Probenahme: 30.03.1986

Länge: 11°32'40'' E

Breite: 15°38'40'' N

Höhe ü.NN: ca. 490 m

Situation:

Etwa 5 m unterhalb der Dachfläche sind in einer Bank aus stark eisenschüssigem Sandstein mehrere kleinere Höhlen (nur in den äußeren Teilen begehbar) und verzweigte Röhrensysteme angeschnitten;

als Probe wurde ein Stück eines Steges mit Durchmesser ca. 6 cm genommen, der eine in die Höhlenwand eingreifende Tasche (Durchmesser: 0,4 m) überspannt;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein bzw. Eisenkruste mit darin enthaltenen Quarzkörnern (10 YR 4/2); Oberfläche verkrustet (5 YR 5/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Dolle

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop

Die Probe entstammt einem typischen Sediment des oberen Continental Terminal. Sie besteht aus einer ungeordneten Mischung aufgearbeiteten Verwitterungsmaterials mit hohem Eisenanteil in den Einzelpartikeln und in der verbindenden Matrix. Die Oberfläche

ist von einer dünnen Eisenkruste überzogen und wirkt poliert. Die Eisenausfällungen an der Oberfläche und in Poren zeigen einen strahligen Aufbau, der meist in mehreren, sich überlagernden Schichten ausgebildet ist (Abb. 22).

Eine Einstufung des Materials nach Korrosionsklassen (BURGER & LANDMANN, 1988) von außen nach innen ist wegen der starken Heterogenität des Ausgangsmaterials nicht möglich. Die Quarzkörner innerhalb der miteinander verbackenen Partikel zeigen unterschiedlich starke Korrosionsbeanspruchung (Abb. 23).

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Termit-Süd

Proben-Nr.: T 31

Datum der Probenahme: 30.03.1986

Länge: 11°32'40'' E

Breite: 15°38'40'' N

Höhe ü.NN: ca. 490 m

Situation:

Probenahme aus der Wand einer Röhre wenige Meter unterhalb der Dachfläche;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein (10 YR 4/2); Oberfläche verkrustet (5 YR 6/4);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Dolle

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: EMS, Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Pulverpräparate: Schwefelgehalt, RBA

Mit insgesamt 40 % ist im Außenbereich der Probe der Gehalt an stark korrodierten Körnern (Stufe 4 und 5 nach BURGER & LANDMANN, 1988) wesentlich gegenüber dem inneren Probenbereich (gesamt ca. 24 %) erhöht (Fig. 43). Verstärkt wird dieses Verhältnis zugunsten der stark korrodierten Körner durch einen hohen Gehalt

an völlig zerlegten Splintern im Außenteil. Sie wurden bei der Auszählung der Körner nicht mit berücksichtigt.

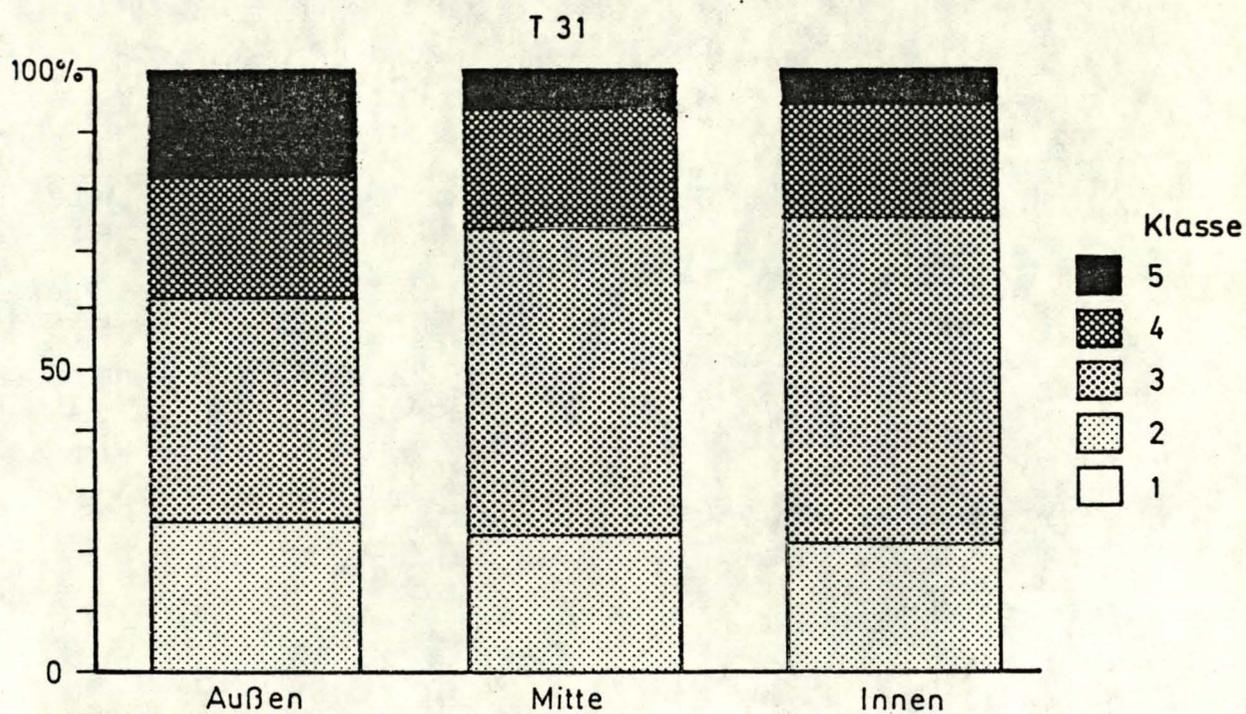


Fig. 43: Probe Nr. T 31: Korrosionseanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

6.4.5 Proben aus dem Massif de Koutous

Vorkommen, Ortsbezeichnung: NE-Koutous

Proben-Nr.: Kou 1

Datum der Probenahme: 03.04.1986

Länge: 10°15'40'' E

Breite: 14°37'50'' N

Höhe ü.NN: ca. 560 m

Situation:

Die Probe wurde der Wand einer Röhre entnommen, die vom Top eines Zeugenbergs in den Untergrund führt;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein mit erhöhtem Tongehalt (Kaolinit) (5 YR 6/4); Oberfläche verkrustet (5 YR 2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Der Grad der Korrosion nimmt von innen (10 % stark korrodierter Körner) nach außen (30 %) deutlich zu. Dabei sind Körner der Stufe 5 (nach BURGER & LANDMANN, 1988) außen fünf mal, Körner der Stufe 4 doppelt so häufig wie im Probeninneren (Fig. 44).

Der Gesamtanteil von Quarzkörnern und -splintern am Probenvolumen liegt bei 23 % im äußeren Bereich der Probe.

Im Vergleich zu den vorstehend behandelten Proben zeigt das Material aus dem Massif de Koutous und von der Stufe von Tiguidit (Kap. 6.4.6) einen erhöhten Gehalt an Feldspäten, Glimmern und Schwermineralen (nicht näher bestimmt), der auf die Nähe der kristallinen Liefergebiete zurückzuführen ist.

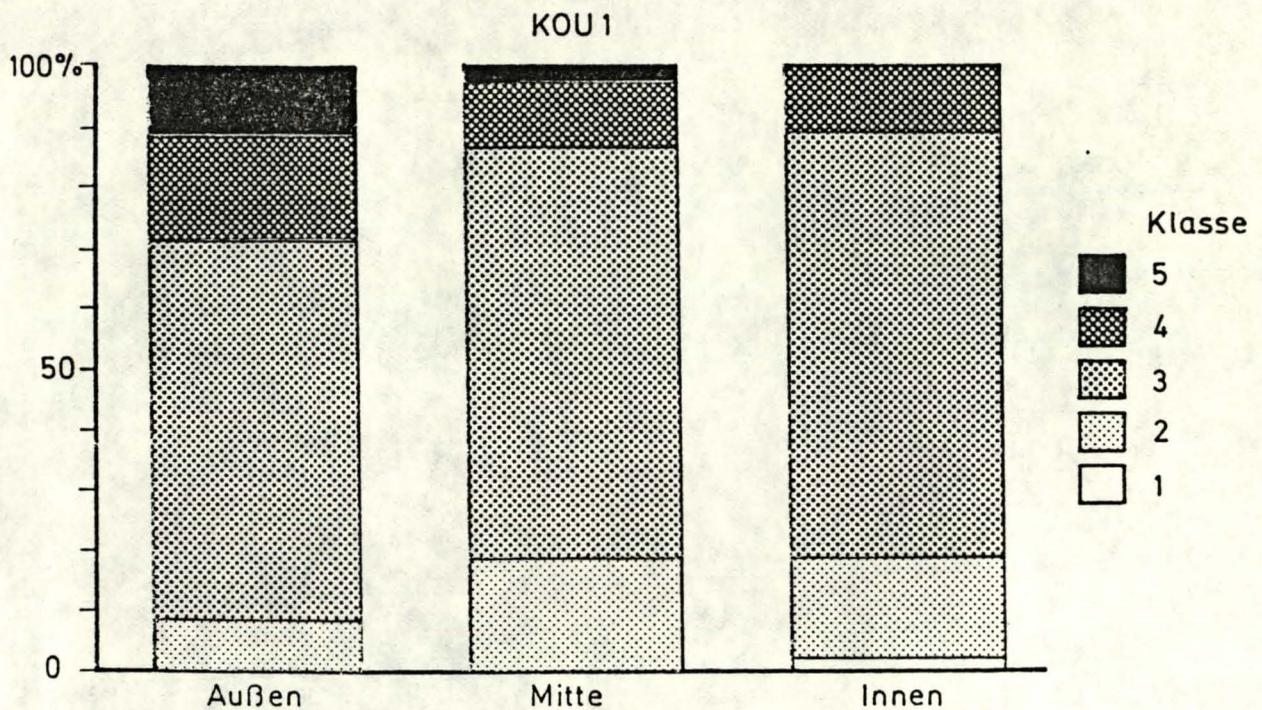


Fig. 44: Probe Nr. Kou 1: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Vorkommen, Ortsbezeichnung: NE-Koutous

Proben-Nr.: Kou 1a

Datum der Probenahme: 03.04.1986

Länge: 10°16'40'' E

Breite: 14°37'50'' N

Höhe ü.NN: ca. 560 m

Situation:

Die Probe wurde der Wand einer Röhre entnommen, die dicht unterhalb der Dachfläche desselben Zeugenberges austritt; die Proben Kou 1 und Kou 1a wurden nur wenige Meter voneinander entfernt genommen;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein mit erhöhtem Tongehalt (10 YR 8/6);

Oberfläche verkrustet (10 YR 5/4);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Im Außenbereich der Probe sind die Quarzkörner fast vollständig zu kleinen Splittern zerlegt und nicht auszählbar. Daneben zeigt die Probe im äußeren Teil einen erhöhten Anteil an Körnern der Stufe 4 (17 % gegenüber 9 % im Probeninneren) (nach BURGER & LANDMANN, 1988) (Fig. 45).

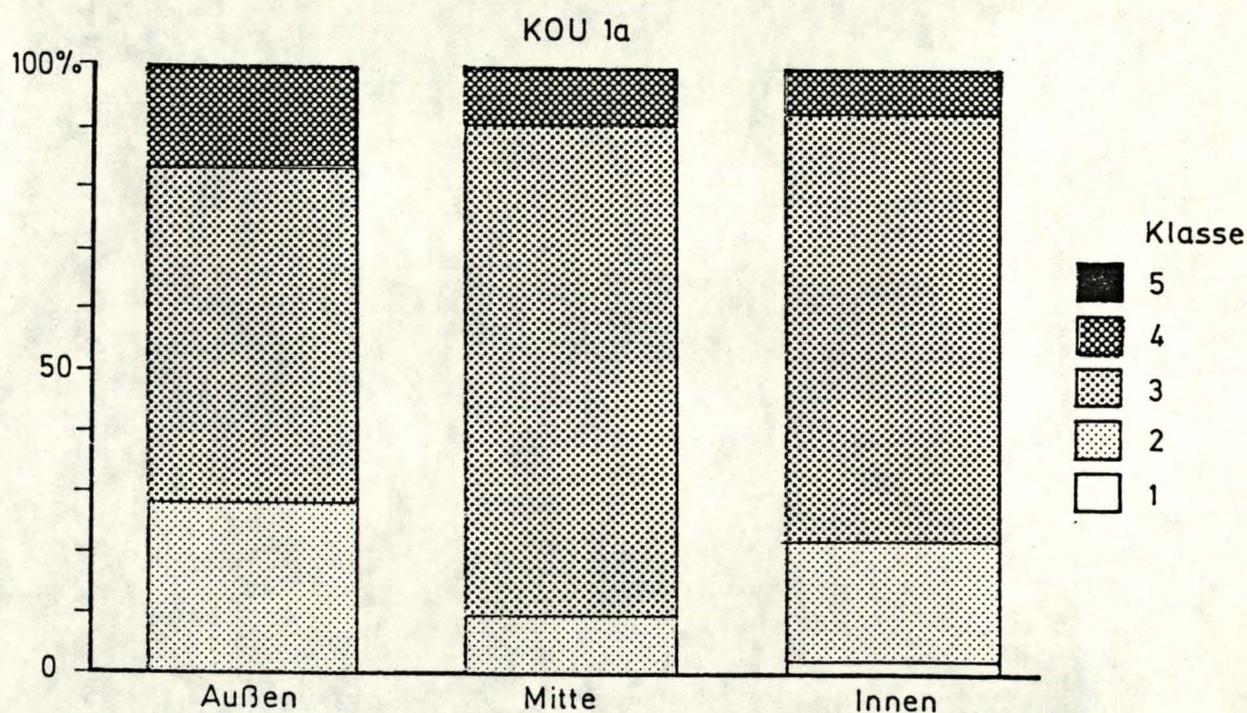


Fig. 45: Probe Nr. Kou 1a: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Vorkommen, Ortsbezeichnung: E-Koutous

Proben-Nr.: Kou 2

Datum der Probenahme: 03.04.1986

Länge: 10⁰11'25'' E

Breite: 14⁰19'30'' N

Höhe ü.NN: ca. 530 m

Situation:

Die Probe wurde der Wand einer Röhre entnommen, die oberhalb der Schutthalde und etwa 10 m unter der Dachfläche austritt;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein mit erhöhtem Tongehalt (5 YR 8/4);
Oberfläche verkrustet (5 YR 5/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Bei dieser Probe beschränkt sich das Auftreten verstärkter Korrosion auf den äußersten Probenrand an der Grenze zum Hohlraum. Hier sind 40 % der Körner stark korrodiert (Stufen 4 und 5 nach BURGER & LANDMANN, 1988). Unmittelbar anschließend nimmt der Gehalt auf unter 20 % ab und ändert sich zum Probeninneren hin nur noch geringfügig (Fig. 46).

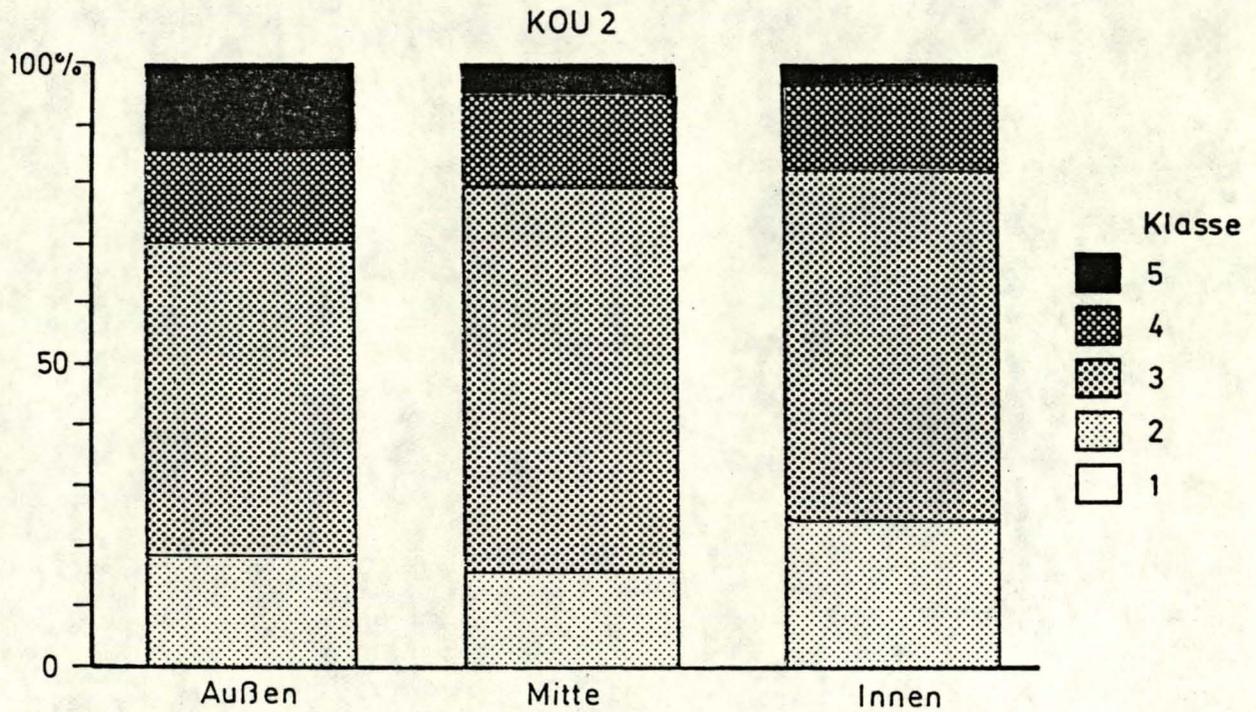


Fig. 46: Probe Nr. Kou 2: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Vorkommen, Ortsbezeichnung: E-Koutous

Proben-Nr.: Kou 3

Datum der Probenahme: 03.04.1986

Länge: 10°11'25'' E

Breite: 14°19'30'' N

Höhe ü.NN: ca. 530 m

Situation:

Die Probe entstammt der Wand einer Röhre nahe der Probenahme-
stelle Kou 2;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein mit erhöhtem Tongehalt (5 YR 6/4 bis 10
YR 7/4); Oberfläche verkrustet (5 YR 5/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM

Bei der Einstufung nach Korrosionsklassen (nach BURGER & LANDMANN, 1988) zeichnet sich das gleiche Bild wie für Probe Nr. Kou 2 ab (s.o.) (Fig. 47). Zusätzlich treten im Außenbereich eine Vielzahl von nicht ausgezählten Quarzsplittern auf.

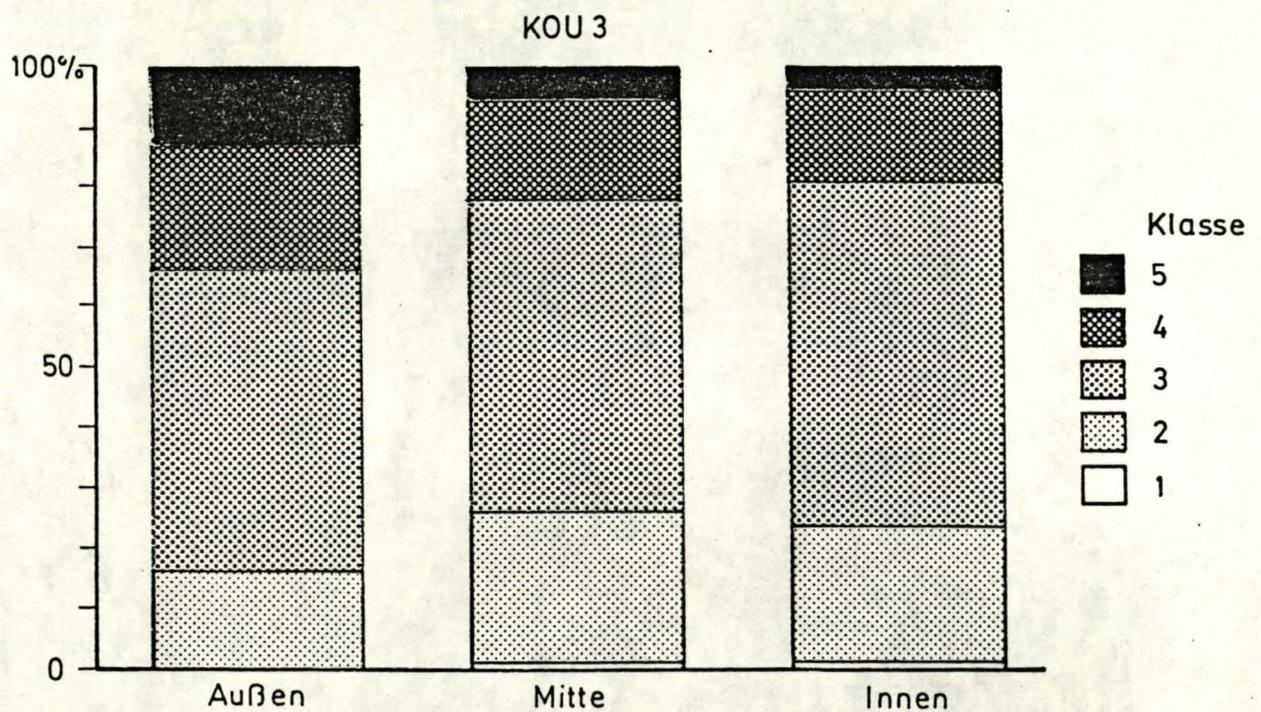


Fig. 47: Probe Nr. Kou 3: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Mehrfach wurden an Einbuchtungen der Kornoberflächen und in die Körner durchziehenden Spalten Anhäufungen kleinster Hämatit-Aggregate beobachtet (vgl. Kap. 6.5.2.2).

Die REM-Untersuchung zeigt auf allen untersuchten Körnern eine starke Auflage amorpher Kieselsäure, die eine Analyse der ursprünglichen Kornoberfläche erschwert. Wo die mächtige Auflage amorpher Kieselsäure fehlt, sind die Körner von "globules" überzogen (Abb. 21).

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Zentrales Koutous

Proben-Nr.: Kou 7

Datum der Probenahme: 16.09.1986

Länge: 10°6'30'' E

Breite: 14°20'40'' N

Höhe ü.NN: ca. 600 m

Situation:

Vom Hauptdachflächenniveau greifen mehrere Röhren senkrecht in den Untergrund ein. Sie lehnen sich an Klüften an, die infolge Druckentlastung entlang eines kleinen Tälchens relativ weit aufklaffen, lassen aber eine Ausformung durch Lösung erkennen.

Die Probe entstammt dem oberen Rand einer solchen Röhre.

Material:

Eisenschüssiger, teils kieselig gebundener Sandstein (5 YR 7/2); Oberfläche verkrustet (5 YR 5/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Die Probe entspricht in Anteil und Verteilung der stark korrodierten Körner gleichfalls der Probe Nr. Kou 2 (s.o.) (Fig. 48).

Im Außenbereich kommen ebenfalls zahlreiche Quarzsplitter vor.

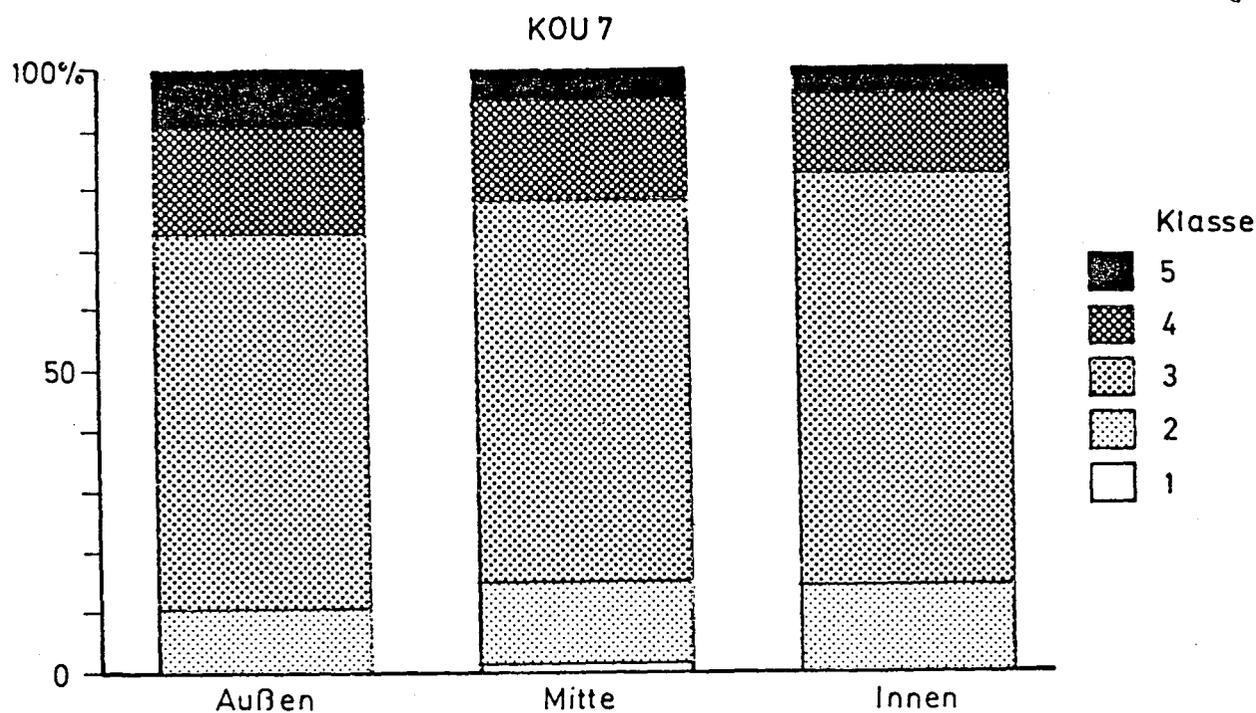


Fig. 48: Probe Nr. Kou 7: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Zentrales Koutous

Proben-Nr.: Kou 8

Datum der Probenahme: 17.09.1986

Länge: 10°4'50'' E

Breite: 14°23'50'' N

Höhe ü.NN: ca. 500 m

Situation:

Konzentriert auf eine kompakte Sandsteinbank ca. 3 m über der Talsohle eines kleineren Wadis treten eine Vielzahl von miteinander verzweigten Röhren aus; die Probe ist der Wand einer solchen Röhre entnommen;

Material:

Kompakter, eisenschüssiger Sandstein (5 YR 6/4); die Oberfläche

ist von einer Kruste minimaler Mächtigkeit überzogen (10 R 5/4); trotzdem besteht der Eindruck einer polierten, feinen Rillenstruktur.

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: EMS, Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM

In der Klassifikation der Korrosionsstufen entspricht die Probe gleichfalls den vorstehend beschriebenen Proben (Proben Nr. Kou 2, 3, 7) (Fig. 49).

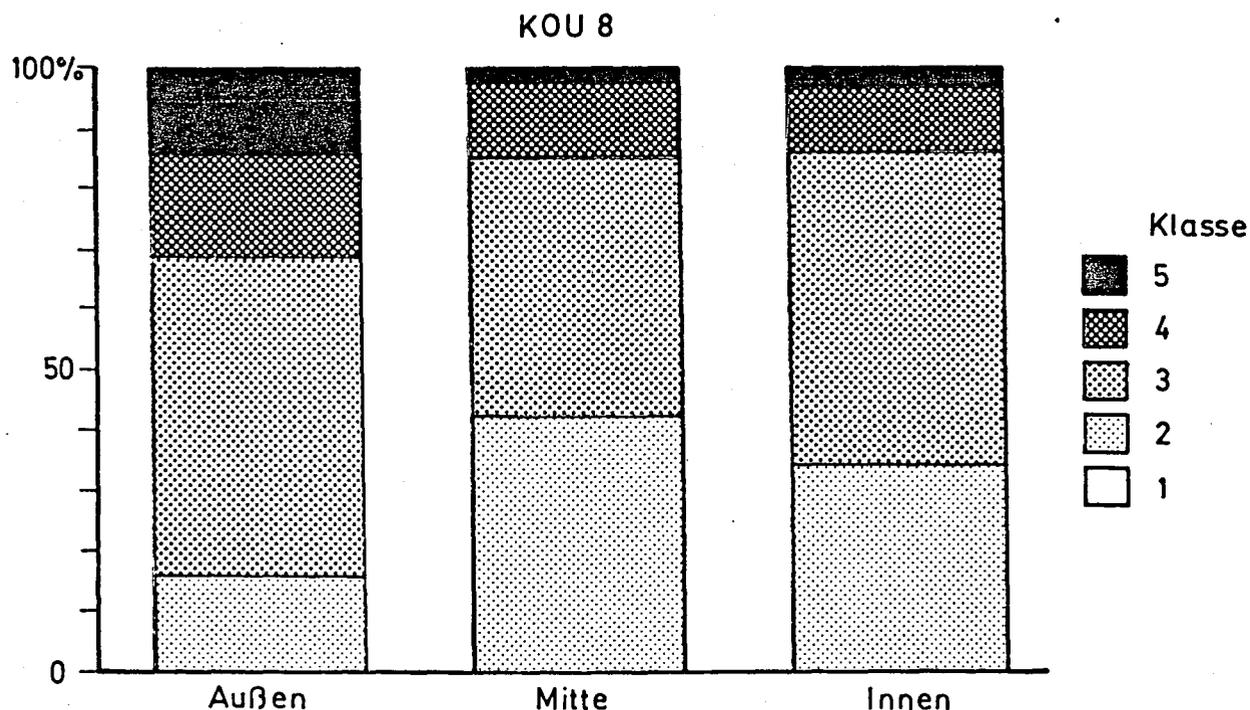


Fig. 49: Probe Nr. Kou 8: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Bei der REM-Untersuchung fallen verkieselte Pseudomorphosen von Keimen und Bakterien an der Kornoberfläche auf. Sie sind ihrerseits von einer dünnen Auflage kleinster "globules" überzogen (Abb. 22). Nachträgliche, mechanische Bearbeitungsspuren sind nicht sicher zu identifizieren.

Die verkrustete Oberfläche ist im ganzen Röhrennetz weitgehend erhalten. Sie zeigt eine millimeterfeine Rillenstruktur. Die extrem dünne Kieselkruste mit geringem Eisengehalt wirkt wie eine Glasur. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß stark korrodierte Körner an der Probenoberfläche geschnitten werden, ohne daß ein mechanisches Herausbrechen der Körner erfolgt wäre. Das ist nur mit Lösungseinwirkung auf die Gesteinsoberfläche zu erklären.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: N-Koutous; östlich des Ortes Ajiram
Proben-Nr.: Kou 10
Datum der Probenahme: 17.09.1986

Länge: 10⁰5'15'' E
Breite: 14⁰29'30'' N

Höhe ü.NN: ca. 550 m

Situation:

Probenahme 2 m im Inneren der großen Höhle am nordöstlichen Talschluß; Höhe der Probenahmestelle über dem Boden: 1,5 m;

Material:

Kompakter, stark eisenschüssiger Sandstein (5 R 5/4); Oberfläche patiniert (5 R 2/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Vorkommen, Ortsbezeichnung: N-Koutous; Restberg nördlich Derdi

Proben-Nr.: Kou 11

Datum der Probenahme: 17.09.1986

Länge: 10°06'20'' E

Breite: 14°34'35'' N

Höhe ü.NN: ca. 570 m

Situation:

Die Probe entstammt der Wand einer durch Lösung ausgeweiteten Kluft auf der Dachfläche des Restberges;

Material:

Kieselig gebundener Sandstein (5 R 6/2); Oberfläche patiniert (5 YR 5/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM

Von den Proben Nr. Kou 10 und Kou 11 wurden morphoskopische und REM-Untersuchungen an Einzelkörnern durchgeführt. Die Resultate decken sich mit den Untersuchungsergebnissen, die bei der Analyse der Proben Nr. Kou 2 bis 8 gewonnen wurden.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: N-Koutous

Proben-Nr.: Kou 13

Datum der Probenahme: 17.09.1986

Länge: 10°6'20'' E

Breite: 14°34'35'' N

Höhe ü.NN: ca. 570 m

Situation:

Randnaher Bereich der Dachfläche eines kleineren Restberges; darin greifen zahlreiche Röhren senkrecht in den Untergrund ein; die Probe entstammt der Wand einer solchen Röhre;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein (10 R 4/2); Oberfläche verkrustet (10 R 2/2);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: EMS, Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM

Pulverpräparat: RBA

Das Gesamtbild der Probe entspricht dem der Proben Nr. Kou 2 bis Kou 8.

Im Außenbereich der Probe steigt der Anteil an Körnern der Korrosionsstufen 4 und 5 (nach BURGER & LANDMANN, 1988) auf ca. 50 % an (Fig. 50). Dazu kommen zahlreiche, nicht ausgezählte Splitter von Quarzkörnern.

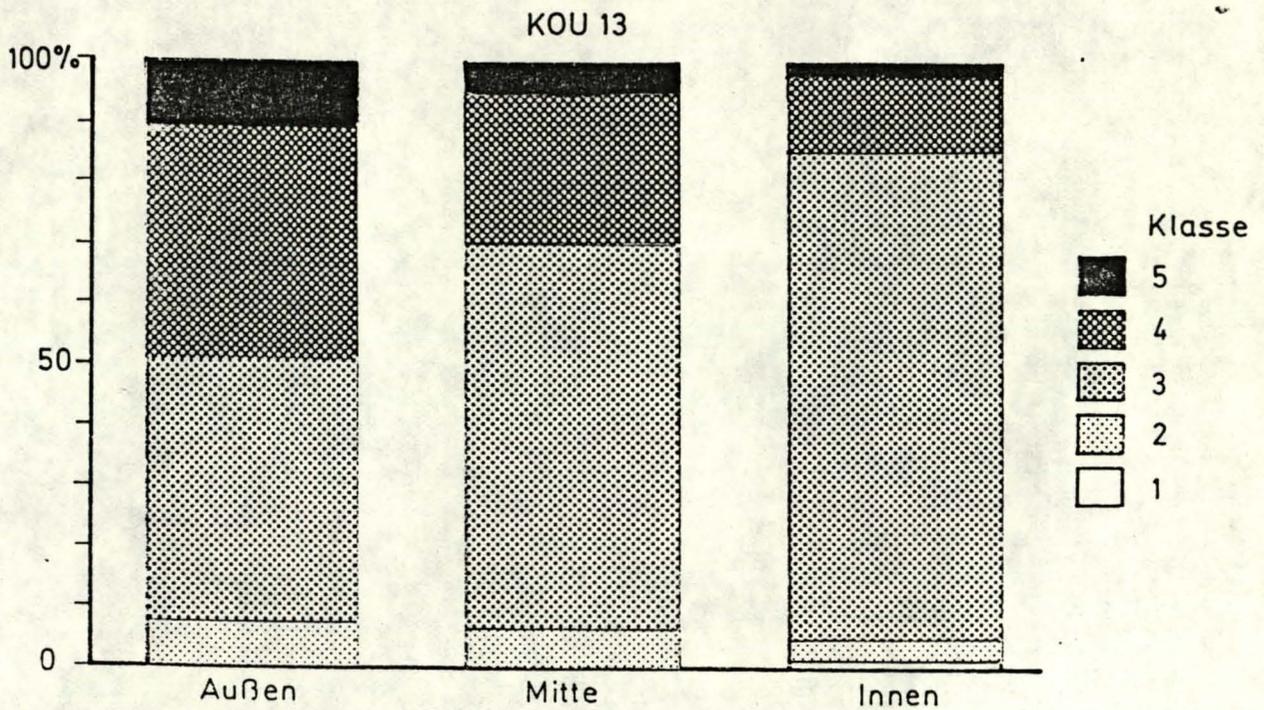


Fig. 50: Probe Nr. Kou 13: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

Bei der REM-Untersuchung der Kornoberflächen ist in dieser Probe nur ein geringer Einfluß der Kieselsäuremobilisation festzustellen. Eindeutige Ätzspuren fehlen ganz, die Auflage sekundär ausgefallter Kieselsäure ist gering entwickelt und nicht in der Lage, die ursprüngliche Kornform zu überprägen.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: N-Koutous

Proben-Nr.: Kou 14

Datum der Probenahme: 18.09.1986

Länge: 10°6'20'' E

Breite: 14°34'35'' N

Höhe ü.NN: ca. 570 m

Situation:

In die Dachfläche desselben Restberges greifen mehrere angeschnittene Hohlformen senkrecht ein, die in Kap. 5.5.3 näher beschrieben wurden; aus der Wand einer solchen Form wurde etwa 1 m unter der umgebenden Geländeoberfläche die Probe genommen;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein mit erhöhtem Tongehalt (5 YR 6/4); Oberfläche verkrustet (5 YR 4/4);

Stratigraphische Einordnung: Formation de Koutous

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Einzelkornpräparate: Morphoskopie, REM

Im Außenbereich der Probe ist der Anteil stark korrodierter Körner (Stufen 4 und 5 nach BURGER & LANDMANN, 1988) zehn Mal so hoch wie im inneren Bereich (Abb. 23). Auch der Anteil an Körnern der Stufe 4 ist gegenüber dem Probeninneren auf das dreifache erhöht. Der Gesamtanteil stark korrodierter Körner übersteigt allerdings auch außen nicht 35 % (Fig. 51). Der äußerste Probenbereich ist von Quarzsplittern (nicht ausgezählt) geprägt.

Die REM-Untersuchung zeigt etwas stärkere, aber im Vergleich zu den Proben anderer Gebiete immer noch schwache Ausfällungsercheinungen von amorpher Kieselsäure an den Kornoberflächen.

Örtlich sind in die Kieselsäureauflage Schleier organischen Materials eingebunden. Sie zeigen wie auch die verkieselten Pseudomorphosen von Organismen in Probe Nr. Kou 8 keine nachträgliche, mechanische Bearbeitung mehr.

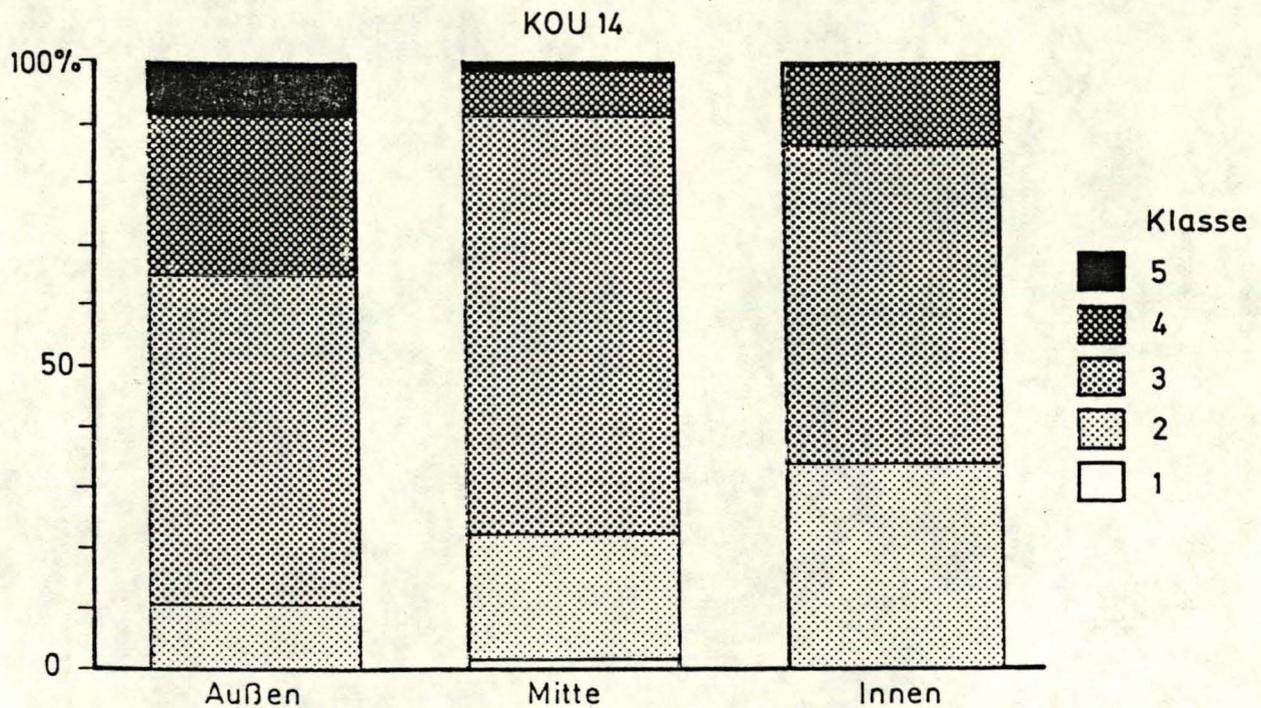


Fig. 51: Probe Nr. Kou 14: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

6.4.6 Proben von der Stufe von Tiguidit

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Tiguidit

Proben-Nr.: Ti 3

Datum der Probenahme: 10.03.1987

Länge: 7°55'40'' E

Breite: 16°25'45'' N

Höhe ü.NN: ca. 540 m

Situation:

Randnaher Bereich des Hauptdachflächenniveaus; mehrere kleinere Röhren mit Durchmessern zwischen 10 und 20 cm greifen dicht beieinander senkrecht in die Dachfläche ein; sie orientieren sich an der Gesteinsklüftung; die Probe entstammt der Rippe zwischen

zwei Röhren und enthält Material der Röhrenwand;

Material:

Eisenschüssiger Sandstein (5 YR 5/6); wahrscheinlich bereits bei Sedimentation vorverwittertes Material; neben Hinweisen auf intensive Verwitterung gleichzeitig der von allen klastischen Proben höchste Anteil an leichter verwitterbaren Mineralen (Feldspäte, Glimmer, nicht näher bestimmte Schwerminerale); Oberfläche patiniert (5 YR 5/2);

Stratigraphische Einordnung: Elrhas-Sandstein/Tiguedi-Sandstein (beide Schichtglieder der Tegama-Gruppe)

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop, Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988)

Die Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) zeigt im äußeren Probenbereich einen mit über 18 % sieben Mal gegenüber dem Probeninneren erhöhten Anteil an Körnern der Stufe 5. Im übrigen weist die Verteilung der Korrosionsstufen innerhalb der Probe keine Sprünge auf, sondern tendiert zu einer kontinuierlichen Abnahme der Korrosionsbeanspruchung zum Probeninneren hin (Fig. 52).

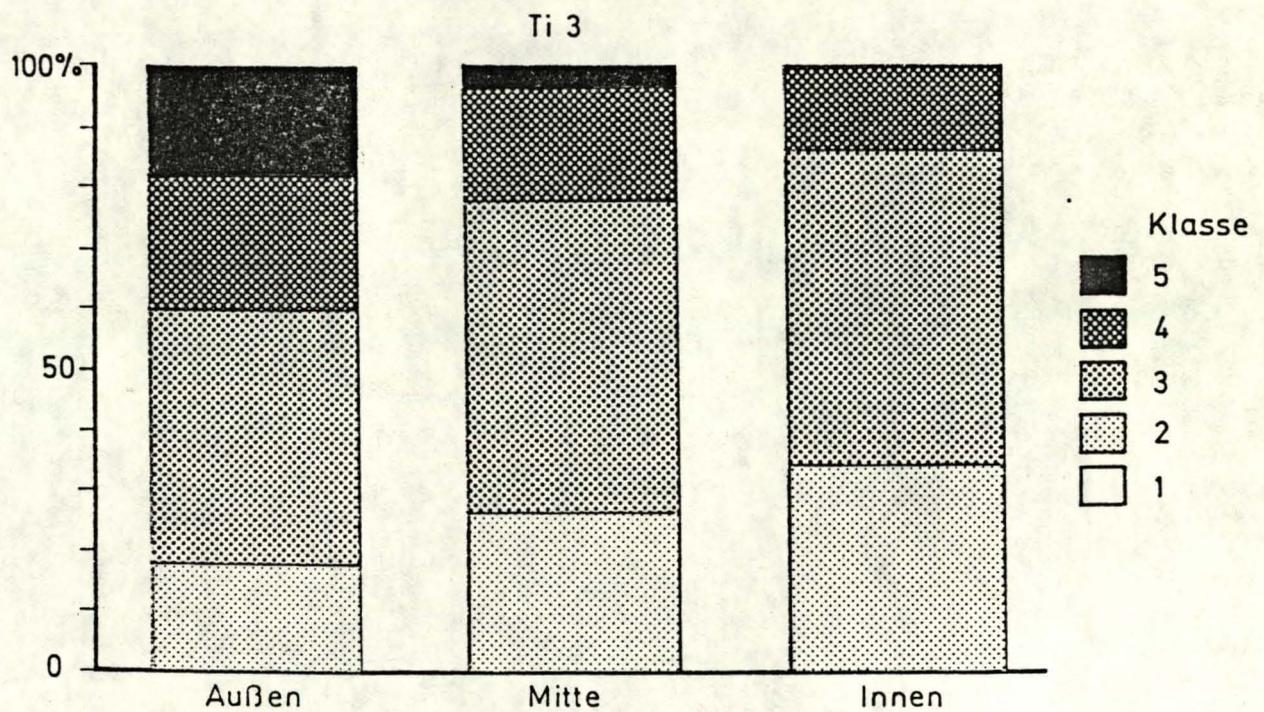


Fig. 52: Probe Nr. Ti 3: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

6.4.7 Proben aus dem Kristallin des Air und des Damagaram

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Adrar Bous

Proben-Nr.: AB 1

Datum der Probenahme: 31.03.1987

Länge: 9°0'30'' E

Breite: 20°20'15'' N

Höhe ü.NN: ca. 900 m

Situation:

Probe aus verzweigtem Röhrengeflecht im oberen Drittel der SE-Flanke des Massivs;

Material:

Ausgangsmaterial ist hyperalkaliner Granit, der jedoch im Probenstück in einer Form vorliegt, die als starke Einkieselung der Dekompositionssphäre in situ interpretiert werden muß (s.u.); Oberfläche der Röhre verkrustet (5 YR 3/2);

Stratigraphische Einordnung: Das Ausgangsmaterial ist in die Generation der jüngeren Intrusionsphasen zu stellen (Jura oder jünger)

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: EMS, Polarisationsmikroskop

Bei weitgehender Erhaltung der Struktur des Ausgangsgesteins liegen die Minerale nur noch als verkieselte Pseudomorphosen vor. Leichte Anreicherung von Eisen tritt bei der Einkieselung primär stark eisenhaltiger Minerale (z.B. Biotit) auf (Abb. 24).

Entlang von Schwächezonen im Material sind zweierlei Matrixtypen festzustellen: Eine ältere, Ca-S-haltige Varietät (stöchiometrische Berechnung macht eine Verbindung als CaSO_4 wahrscheinlich) wird überlagert bzw. geschnitten von einer jüngeren, stärker Al-P-haltigen Matrix. Ob der Phosphorgehalt aus der Verwitterung P-haltiger Minerale stammt oder durch den Abbau organischer Substanz eingetragen wurde, läßt sich nicht feststellen (vgl. Kap. 6.5.5.1). Auf diese Matrixart folgt örtlich eine jüngere Auflage amorpher Kieselsäure.

Auf das relativ hohe Alter der Al-P-Matrix weist ein Einschluß von Material hin, wie es den lateritischen Verwitterungsprodukten entspricht, die im Continental Terminal aufgearbeitet wurden. Derartiges Material ist aus der näheren Umgebung nicht bekannt. Ein äolischer Ferntransport ist aufgrund der Korngröße ebenso unwahrscheinlich wie ein fluvialer Eintrag in jüngerer Zeit (Situation ca. 100 m über dem Vorland, dicht unterhalb der Dachfläche von Adrar Bous). Somit muß das Material eingetragen worden sein, bevor die lateritischen Verwitterungsdecken in der Umgebung vollständig abgetragen waren bzw. als ein fluvialer Antransport aus entfernteren Gebieten noch möglich war. Damit käme für die Gesamtentwicklung des Materials ein Zeitraum bis wahrscheinlich ins ältere Pleistozän in Frage (weitgehende Festlegung der

heutigen Reliefgestalt).

Da es sich bei dem beschriebenen Fremdmaterial in der Matrix um eine Einzelbeobachtung handelt, können Zufälligkeiten nicht ausgeschlossen werden. Die vorstehende Aussage zur zeitlichen Einstufung ist deshalb mit Vorbehalt zu betrachten.

Vorkommen, Ortsbezeichnung: Damagaram

Proben-Nr.: Z 1

Datum der Probenahme: 20.09.1986

Länge: 8°50'20'' E

Breite: 13°45'15'' N

Höhe ü.NN: ca. 450 m

Situation:

Flache Lösungswannen auf der Oberfläche abgerundeter Granit-Verwitterungsblöcke; die Probe entstammt dem Randbereich einer solchen steilwandigen Wanne;

Material:

Kaum angewitterter Granit; an der Oberfläche dunkle Patina (5 YR 2);

Stratigraphische Einordnung: Intrusion des Granits in der jüngeren Aufstiegsphase (jurassisch oder jünger)

Angewandte Untersuchungsmethoden:

Dünnschliff: Polarisationsmikroskop

Im Gegensatz zu Probe Nr. AB 1 (s.o.) zeigt das Gestein abgesehen von einer dünnen Verwitterungspatina auf der Oberfläche keine Anzeichen einer tiefergreifenden, chemischen Beeinflussung.

6.5 Diskussion der Laborergebnisse

Bei allen angewandten Untersuchungsmethoden stand die Frage nach Unterschieden zwischen der äußeren, verkrusteten Probenpartie und dem weiter innen liegenden Probenbereich im Vordergrund. Nur so ist eine Klärung der Frage möglich, inwieweit das Gestein von den Hohlräumen aus beeinflusst wurde.

Die wesentlichen Laborergebnisse beruhen auf der Auswertung der Dünnschliffanalysen, die durch die Möglichkeit der chemischen Punktanalyse mittels der Elektronen-Mikrosonde und durch mikromorphologische Untersuchungen von Quarzkörnern am Raster-Elektronenmikroskop wesentlich gestützt wird.

Bei dem Versuch, eine Abfolge von Mobilitätsphasen der Kieselsäure im Probenmaterial festzustellen, tritt immer wieder die gleiche Schwierigkeit auf:

Wie im makromorphologischen Bereich der Verkarstung ist der wesentliche Formungsprozess auch im mikromorphologischen Bereich die Materialabfuhr in Lösung. Solange zur Einordnung der Gesteinslösung keine eindeutig korrelierten Ausfällungen im Umfeld der Lösungsformen nachgewiesen werden können, ist als Zeuge des Prozesses nur eine Lücke vorhanden - durchaus vergleichbar einer Erosionsdiskordanz in der geologischen Schichtenfolge.

Analytisch abgesicherte Aussagen lassen sich jedoch nur über das vorhandene Material machen. Dies sind die Überzüge auf den Quarzkörnern und die verschiedenen Typen der Bindemittel und Krusten. Die Zuordnung der Lösungsprozesse kann nur relativ zu den Ausfällungen erfolgen. Ihre Charakterisierung kann nur auf der Basis der übrigen Befunde hypothetisch vorgenommen werden.

6.5.1 Lösungs- und Ausfällungsformen auf den Quarzkornoberflächen

Wie aus der Aufnahme der Korrosionsklassen nach BURGER & LANDMANN (1988) hervorgeht, unterscheiden sich die äußeren Probenpartien jeweils von den im Inneren liegenden Bereichen deutlich durch den erhöhten Gehalt an stärker korrodierten Körnern der Klassen 4 und

5. Diese sind im Dünnschliff häufig nur noch als nebeneinanderliegende Splitter oder als stark ziselierte Kornformen zu erkennen.

Das hat zur Folge, daß selbst bei schonender Aufbereitung der Probe zur Herstellung von Einzelkornpräparaten die Partikel mechanisch zerstört werden und zur weiteren Analyse ihrer feinen Fraktionierung wegen nicht mehr zur Verfügung stehen. Es kommt dadurch zu einer selektiven Anreicherung korrosiv wenig beanspruchter Körner der Klassen 1 bis 3.

Dies mag ein Grund dafür sein, daß an den raster-elektronenmikroskopisch untersuchten Körnern Lösungsspuren nur in relativ wenigen Fällen eindeutig zu identifizieren waren. Dominant sind Formen der sekundären Ausfällung von Kieselsäure bis hin zur Neubildung von Kristallflächen.

Bei der Deutung der Oberflächenstrukturen der untersuchten Quarzkörner muß unbedingt berücksichtigt werden, daß die jüngeren Beschreibungen von Lösungs- und Ausfällungsformen, wie sie TIETZ (1987) vornimmt, deutlich von der älteren Klassifizierung (LE RIBAULT, u.a. 1972; LENEUF, 1973; KRINSLEY & DOORNKAMP, 1973) abweichen. So werden viele der Formen, die in den älteren Arbeiten als dreieckige Korrosionsbuchten interpretiert werden, von TIETZ eher als noch nicht vollständige Wiederausfällungen angesprochen (auch frdl. mdl. Mitt. BLANC). Das gilt insbesondere für dreieckige Aussparungen in ebenen Kristallflächen.

Bei der Analyse der Körner überwiegt unter Berücksichtigung dieser Tatsache die sekundäre Ausfällung von Kieselsäure auf den Kornoberflächen. Spuren einer nachträglichen, mechanischen Bearbeitung bzw. Verlagerung fehlen. Das gilt auch für die im Dünnschliff untersuchten, stark korrodierten Körner der Klassen 4 und 5. Ihre Einzelteile liegen oft völlig voneinander getrennt nur noch in der ursprünglichen Lage nebeneinander. Zusammen mit den mechanisch ungestörten Kornoberflächen ist dies ein eindeutiger Beweis für die letzte Oberflächen-/Kornentwicklung in situ. Ein nachfolgender Transport kann ausgeschlossen werden.

Der entstehende Oberflächentyp läßt sich - abgesehen von der abweichenden Deutung der Oberflächenstruktur hinsichtlich Lösung und Ausfällung - den pedologisch-verwitterungsbedingten Prozessen

der Kornformung zuordnen (LE RIBAULT, 1971, 1973). LE RIBAULT steht damit in Übereinstimmung mit TIETZ (1987), der die entsprechenden Beobachtungen an verwitterungsbeanspruchten Quarzkörnern in Nigeria gemacht hat.

Daneben erinnern manche der Körner an Formtypen des intertidalen Bereichs (BALTZER & LE RIBAULT, 1971). Ihnen fehlen aber in allen Fällen die Merkmale einer aquatischen Bewegungskomponente.

Der Vergleich der Ausfällungsformen von Kieselsäure auf den Kornoberflächen zeigt regionale Unterschiede zwischen den einzelnen Proben. Während in den nördlichen Untersuchungsgebieten (Djado und Stufe von Bilma) gut auskristallisierte Formen dominieren, treten weiter im Süden verstärkt amorphe Überzüge auf. Auf der Basis der in Kap. 6.1 gemachten Ausführungen deutet dieser Befund auf langdauernde Ausfällung aus gering konzentrierter Lösung im Norden des Untersuchungsgebietes hin. Dem steht eine rasche Ausfällung oder - wahrscheinlicher - eine Ausfällung aus Lösungen hoher Gesamt-Ionenkonzentration im Süden des Arbeitsgebietes gegenüber (vgl. Kap. 8.2).

6.5.2 Möglichkeiten der Unterscheidung verschiedener Bearbeitungsphasen

Entsprechend ihrer Funktion als Skelett des Probenmaterials müssen die Quarzkörner bzw. die Formung ihrer unmittelbaren Oberfläche als älteste Phase in der Entwicklung des heute vorliegenden Materials angesehen werden. Umschlossen werden die Quarzkörner von verschiedenen Arten von Bindemittel.

Bei einem Teil der Proben läßt sich zwischen den Quarzkörnern als "ältesten" Elementen und den "jüngsten" Außenbereichen der Probe eine Abfolge verschieden alter Matrixtypen mit unterschiedlichem Chemismus feststellen. Wo die Abfolge konsequent auftritt, kann aus ihr eine Generationenfolge der unterschiedlichen Ausfällungen aufgestellt werden. Über den verschiedenartigen Chemismus sind bis zu einem gewissen Grade Aussagen zum chemischen Milieu der Umgebung möglich (vgl. Kap. 6.5.2.1 und 6.5.2.2).

Schwieriger sind die Proben zu interpretieren, deren Matrix keine deutliche Strukturierung zeigt. Dies ist insbesondere bei Proben

mit sehr hohem Eisenanteil der Fall. Hier kann meist nicht entschieden werden, ob die Materialbildung in einem Zuge oder aber in mehreren Phasen unter jeweils sehr ähnlichen Bedingungen ablief.

Zur Frage der zeitlichen Abfolge bei der Materialentwicklung ist vor allem auch die Probe Nr. AB 1 sehr interessant: Im Gegensatz zur anderen Kristallinprobe (Probe Nr. Z 1) liegt hier ein in situ stark chemisch überprägtes Material vor:

Der Dünnschliff läßt die ursprüngliche Gesteinstextur noch gut erkennen. Die Mineralgrenzen sind deutlich erhalten. Auch das Bild am Gesteinsanschnitt ist das eines kristallinen Gesteins. Die meisten Minerale liegen allerdings nur noch als verkieselte Pseudomorphosen vor. Die einzige Ausnahme sind Zonen leichter Eisenanreicherung an stark eisenhaltigen Ausgangsmineralen (v.a. Biotit), die im übrigen aber auch verkieselt sind.

Dieses Phänomen läßt sich nur durch die sukzessive Imprägnation mit Kieselsäure bei Abfuhr anderer Elemente innerhalb der Dekompositionssphäre des Gesteins erklären.

Die Gefügelockerung im Gesteinszersatz ermöglicht das Auftreten Al- und P-haltiger Partien im Bindemittel. Teilweise schließt dieses Material unmittelbar an die verkieselten Minerale an. Es kommt jedoch auch im Anschluß an eine stärker Ca-S-haltige Matrix vor. Ob letztere primär als Gips angelegt oder aus einer Verbindung biogener Schwefel- und Calciumverbindungen aufgebaut wurde, läßt sich nicht klar entscheiden (Kap. 6.5.5.1).

Bei der Gruppe der klastischen Proben sind zwei Arten von Material zu unterscheiden:

- Überwiegend kieselig gebundene Gesteine
- Gesteine mit stark erhöhtem Eisenanteil.

6.5.2.1 Mehrphasige Entwicklung in kieselig gebundenem Material

Die überwiegend kieselig gebundenen Gesteine zeigen zwischen den Körnern eine amorphe bis mikrokristalline Matrix. Die Kristallinität der Matrix nimmt im Inneren der Proben im allgemeinen in Si-verfüllten Poren zu. Im äußeren, verkrusteten Bereich hingegen herrscht die stärker wasserhaltige Variante eines opaken Überzuges vor. Die an der kieselig gebundenen Probe Nr. Ori durchgeführte Analyse an der Elektronen-Mikrosonde ergibt neben reiner Kieselsäure wechselnde Beimengungen von Aluminium und Phosphor im Bindemittel zwischen den Körnern. Eisen ist in geringen Anteilen vertreten.

Die Summe der Merkmale der Probe Nr. Ori spricht für eine erste Phase der Entwicklung in feuchtigkeitsgesättigtem Milieu. Wie die reinen Si-Ausfällungen auf den Kornoberflächen zeigen, müssen andere als Si-Ionen weitgehend abgeführt gewesen sein. Die klare Auskristallisation der Formen spricht aber auch für eine relativ niedrige Si-Konzentration in der Lösung (vgl. Kap. 6.1.1). Da die Ausfällungsformen wie auch bei den anderen Proben nachträglich nicht mehr mechanisch beansprucht wurden, müssen sich in dieser Phase die Einzelkörner bereits in ihrer gegenwärtigen Position befunden haben. Die Diagenese des Sandsteins war gleichfalls abgeschlossen. Nachfolgend wurden um die Körner die genannten Bindemittelvarietäten ausgefällt.

Aufgrund ihrer Lage innerhalb der verschiedenen Bindemittel in der Probe muß für die die Körner direkt umgebende Kieselmatrix ein relativ hohes Alter angenommen werden. Daß der Kieselsäureanteil hier vergleichsweise hoch liegt (bis über 90 Gew.-%) deutet auf das weitgehende Fehlen anderer Ionen in der Lösung hin. Die mangelnde Kristallinität des kieseligen Bindemittels spricht für einen relativ kurzen Zeitraum seit Beginn der Ausfällung (was aufgrund der Lage in der Probe unwahrscheinlich ist) oder aber für eine höhere Si-Konzentration in der Lösung. Letztere begünstigt, wie in Kap. 6.1.1 ausgeführt wurde, die Polymerisation der Kieselsäure und ihren Niederschlag in der wasserhaltigen, amorphen Form (MOREY et al., 1965: 435ff; JENNINGS, 1985: 5).

Kieseliges Bindemittel zwischen den Einzelkörnern kann aus der Lösung von Siltkörnern stammen. FÜCHTBAUER (1983) hält eine Lösung von bis zu 10 % der Körner eines Siltsteines für möglich,

deren Material anschließend als Zement zur Verfügung steht. Auch die Untersuchungen von KRINSLEY & DOORNKAMP (1973: 11) zeigen eine erhöhte Lösungsanfälligkeit der kleinen Korngrößen.

Der nachfolgenden Imprägnation mit Si-, Al-, P- und Fe-haltigen Matrixarten muß ein grundlegender Wechsel in mehrfacher Hinsicht vorausgegangen sein:

Unter Berücksichtigung der in Kap. 6.1 gemachten Ausführungen zum chemischen Verhalten der beteiligten Aluminium-, Eisen- und Kieserverbindungen muß angenommen werden, daß einer ersten Formungsperiode in praktisch rein kieseligem Milieu eine zweite Phase folgte, in der Aluminium und Eisen in ausreichender Menge gelöst werden konnten bzw. überhaupt erst zur Verfügung standen. Auf jeden Fall mußten nun die genannten Elemente in hinreichender Konzentration in der zirkulierenden Lösung mit enthalten sein.

Es macht zunächst keine Schwierigkeiten, den Aluminiumanteil in der Lösung zu erklären: Die schwere Löslichkeit dieses Elementes könnte ein Auftreten in der Lösung erst zu einem späteren Zeitpunkt nach entsprechender Milieuänderung erklären (BREWER, 1976: 101; PESCHEL, 1983: 121).

Neben der Änderung des Lösungsmilieus wäre eine weitere Erklärungsmöglichkeit der Neueintrag entsprechenden Materials in den Einzugsbereich der Lösungswässer. Dazu kann es beispielsweise bei Ablagerung neuer Sedimente, aber auch bei räumlicher Verschiebung des Grundwassereinzugsgebietes kommen.

Ob das in der Matrix der Probe in einzelnen Partien bis zu etwa 15 Gew.-% enthaltene P_4O_{10} aus der Verwitterung P-haltiger Minerale (z.B. Apatit) oder aus dem Abbau organischer Substanz stammt, läßt sich nicht eindeutig entscheiden (vgl. Kap. 6.5.5.1). Allerdings ist das gehäufte Auftreten von Apatit in den betroffenen Sandsteinen angesichts ihrer Sedimentationsgeschichte wenig wahrscheinlich. Ein organischer Eintrag scheint wesentlich plausibler. Eine Imprägnierung durch P-haltige Lösungen im Zuge der tertiären Grundwasserverwitterung, die unter anderem zur Bleichung der Sandsteine des Djado und der Stufe von Bilma geführt hat, wäre denkbar.

Sowohl Phosphor als auch Aluminium sind verstärkt im vorletzten Matrixtyp (entsprechend der schichtigen Lagerung um die Körner) enthalten und werden abschließend von einer fast reinen Kruste amorpher Kieselsäure mit geringem Al-Anteil überzogen, die wie eine Glasur der Oberfläche wirkt.

Die angeführte Mehrphasigkeit in der Entwicklung des Materials hinsichtlich der Milieu- und damit Lösungsbedingungen läßt sich damit weiter fortsetzen:

So muß nach der Ausfällung stärker Al- und Fe-haltiger Lösungen erneut die Konzentration dieser Elemente in der Lösung soweit zurückgegangen sein, daß letztlich einzig die Ausfällung von amorpher Kieselsäure einsetzte. Diese kann allerdings durch die Anwesenheit von Al- und Fe-Resten, die analytisch nachgewiesen wurden, erhöht worden sein (vgl. HARDER, 1965). Zu betonen ist, daß die äußerste Kieselsäureauflage in stark wasserhaltiger Form vorliegt. Wie für die erste Phase reiner Kieselsäureausfällung erläutert, kann dies sowohl an der hohen Konzentration in der Lösung mit Neigung zur Polymerisation als auch am geringen Alter der Ausfällung liegen, die noch keine Zeit zur weiteren Dehydratation und Kristallisation hatte.

Abgesehen von der oberflächigen Kruste aus amorpher Kieselsäure, die die Hohlräume überzieht und damit auf jeden Fall jünger als die Anlage der Karstform sein muß, könnten die angeführten Phasen der Materialentwicklung theoretisch auch das Gestein als Ganzes betroffen haben. Die Zunahme des Matrix-Anteils am Probenvolumen in den äußeren Partien könnte eine zufällig beprobte Unregelmäßigkeit im Gestein repräsentieren, die nichts mit der Ausbildung der Höhle als Lösungsform zu tun hat.

Dagegen spricht das Ergebnis der Korrosions-Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988):

Es zeigt sich eine deutliche Abnahme der stark korrosiv beanspruchten Körner zum Inneren der Probe hin. Bei den Körnern der alleräußersten Partie (maximal drei Körner vom Außenrand der Probe entfernt) ist der Anteil an Körnern der Klassen 4 und 5 sogar noch weiter erhöht (Bsp. Probe Nr. Ori).

Während die äußersten Kornreihen weitgehend von der jüngsten, kieseligen Auflage umschlossen werden, sind die übrigen Körner der äußeren Zone in die "normalen" Matrixtypen eingebettet, die auch weiter im Inneren der Probe vorkommen. Dies ist ein Beleg dafür, daß die Entwicklung des Materials zu seinem heutigen Zustand hin von der Höhle aus bzw. von darin zirkulierenden Lösungen geprägt wurde. Dieser Befund wird durch die geomorphologische Gesamtsituation gestützt (Kap. 5.8).

Für die Proben Nr. Sara 4 und Chem 3 ergeben sich weitgehend die gleichen Befunde.

Die kieselige Verkrustung der Oberfläche wurde bei Probe Nr. Chem 3 nicht beobachtet. Vielmehr liegt hier eine leicht absandende Oberfläche vor. Die ursprüngliche genaue Lage der Höhlenwandung kann damit nicht mehr bestimmt werden. Trotzdem wurde die Probe nach den gleichen Methoden wie das übrige Material untersucht. Grund dafür sind die Bauten von Bienenwölfen (*Philantus spec.*) (frdl. mdl. Mitt. KRAPP). Der Kontakt zwischen den Insektenbauten und dem Anstehenden gibt Gelegenheit, direkt den Einfluß organischer Stoffwechselprodukte auf das Gestein zu überprüfen. Dies ist im Zusammenhang mit den in den Kap. 6.1.5 und 6.5.5 vorgestellten Überlegungen zum Einfluß organischer Stoffe auf die Gesteinslösung von Interesse.

Tatsächlich tritt im Kontakt zu den Insektenbauten ein erhöhter Anteil an stärker korrodierten Körnern auf. Die Art und die Tiefe des Eingreifens in das Gestein ähnelt den übrigen Proben. Allerdings wird nicht die gleiche Korrosionsintensität erreicht.

Der Einfluß der Hohlformen auf die Gestaltung des Materials und insbesondere der Kornformen wird durch die Analyse der Proben Nr. GZ 1 und GZ 2 (Greh Zougrou) belegt. Beide stammen stratigraphisch wie auch die Probe Nr. Chem 3 aus der ober-senonen Formation de Bilma. In der Petrographie ähnelt das Material den kambrischen Sandsteinen des Djado und des Col de Sara (Proben Nr. Ori und Sara 4).

Bei den Proben von Greh Zougrou konnte sowohl Material der Röhrenwand als auch frisches Material aus 1 m Entfernung beprobt werden. Damit ist es möglich, besonders klar den Einfluß der in der Röhre zirkulierenden Lösung auf das Gestein von den Merkmalen zu

trennen, die den gesamten Gesteinskomplex gleichmäßig erfassen.

Es zeigt sich, daß die Zahl der korrosiv gestalteten Körner in der Umgebung der Röhre mit Abstand am höchsten ist. Außerdem ist die Röhre selbst verkrustet, während das frische Anstehende nur eine dünne Patina an der Oberfläche trägt, durch die sich die Körnigkeit des Gesteins in ungemindertem Maße abzeichnet. Eine wesentliche Mobilisierung und Fixierung von Material muß deshalb von der Röhre ausgegangen sein und in Zusammenhang mit darin zirkulierenden Lösungen gesehen werden.

6.5.2.2 Mehrphasige Entwicklung in nicht-kieselig gebundenem Material

Während es sich bei den bisher behandelten Proben des nördlichen Arbeitsgebietes um überwiegend kieselig gebundenes Material handelt, nimmt der Eisenanteil der Sandsteine sowohl im Continental Intercalaire der Stufe von Tiguidit und im Continental Hamadien des Massif de Koutous als auch im Bereich des Continental Terminal (Massif de Termit) kräftig zu.

Die daraus resultierende höhere Variationsbreite in der Ausbildung des jeweiligen Bindemittels und auch die von geologischer Seite belegte, teils mehrfache Aufarbeitung des Materials in umgelagerten Verwitterungskrusten gestalten die Interpretation der Laborergebnisse zunehmend schwieriger.

Trotzdem läßt sich bei allen im folgenden diskutierten Proben eine Mehrphasigkeit in der Materialentwicklung nachweisen, die in groben Zügen der in Kap. 6.5.2.1 skizzierten Abfolge entspricht.

Soweit als Einzelkörner gewinnbar, zeigen die Quarzkörner an ihren Oberflächen gering entwickelte Lösungsspuren. Vor allem wurden orientierte "coulées de silice" als Anfangsstadium der Kieselsäurelösung ohne Kornverlagerung beobachtet. Sie werden durch die Umwandlung von Quarz in amorphe Kieselsäure infolge Wasseraufnahme und sukzessive Lösungsabfuhr erklärt (BALTZER & LE RIBAUT, 1971; LE RIBAUT, 1972).

Eine größere Bedeutung für die Überprägung der Körner haben jedoch sekundäre Kieselsäureausfällungen. Während aber bei den Proben Nr. Ori und Chem 3 über die REM-Untersuchung eine starke

Neigung zur Neubildung von Kristallflächen festzustellen ist, zeigen die übrigen Proben eher Formen der amorphen Kieselsäureausfällung. Besonders häufig treten "globules" (BALTZER & LE RIBAULT, 1971; LE RIBAULT, 1972) auf, die einen sehr hohen Wassergehalt haben. Er läßt sich entweder durch eine junge Ausfällung erklären, oder aber durch Ausfällung aus hochkonzentrierten Lösungen infolge Polymerisation. Die Verhältnisse sind damit den für Probe Nr. Ori in Kap. 6.5.2.1 beschriebenen entgegengesetzt.

Darüber hinaus kann bei den vorliegenden Proben aufgrund der Sedimentationsgeschichte und der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials davon ausgegangen werden, daß seit der Ablagerung immer genügend Al- und Fe-Ionen in der Lösung vorhanden waren, die die Ausfällung von Si-Komplexen auch weit unterhalb der eigentlichen Sättigungsgrenze begünstigten.

Die Mehrphasigkeit im Bindemittelaufbau äußert sich im wesentlichen in einer schlierig-schichtigen Konsistenz der Matrix und in wechselnd hohen Gehalten an Si, Al und Fe. Die Schwankungen der einzelnen Anteile sind jeweils nur graduell und lassen keine weitere Interpretation zu.

Teilweise sind die Porenräume im Gestein von amorpher bis mikrokristalliner Kieselsäure erfüllt. Dabei handelt es sich um jüngere Bildungen als die umgebende Matrix. Gleichartige Vorkommen treten auch in oberflächenparallelen Spalten der äußeren Kruste auf. Diese Ausfällung von Kieselsäure ist deshalb zeitlich nach die Überkleidung der jeweiligen Hohlform mit der Kruste zu stellen.

Somit lassen sich für die Entwicklung des stark eisenschüssigen Probenmaterials folgende Phasen ausgliedern:

In einer ersten Phase kam es zur Ausfällung amorpher Kieselsäure auf den Kornoberflächen, allerdings ohne stärkere Tendenz zur Neukristallisation. Es folgte die Anlagerung der stark eisenhaltigen, schlierigen Matrix um die Körner.

In Poren kam es zur Ausfällung amorpher bis mikrokristalliner Kieselsäure. Ob diese Phase der Ausfällung vor die Überkleidung der Hohlraumwand mit den schichtigen Oberflächenkrusten zu stellen ist oder ob sie als zeitgleich mit der letzten (?) Phase der

Kieselsäureanlagerung in oberflächenparallelen Krustenspalten angesehen werden muß, ist nicht festzustellen.

Bei der Betrachtung der verschiedenen Ausfällungs- bzw. Mobilisierungsphasen stellt sich erneut die Frage, ob die chemische Beeinflussung von den Hohlräumen ausging oder ob sie den ganzen Gesteinskomplex gleichmäßig erfaßt hat.

Die Analyse der Dünnschliffe und insbesondere die Korrosions-Klassifikation nach BURGER & LANDMANN (1988) zeigen wie schon bei den stärker kieselig gebundenen Materialien, daß die korrosive Beeinflussung im wesentlichen von den Hohlräumen aus gesteuert wurde. Belegt wird dies dadurch, daß in den äußeren Probenpartien die Quarzkörner in vielen Fällen so stark korrodiert sind, daß sie nur noch als Splitter in der Matrix vorliegen. Die über die verschiedenen Probenbereiche verfolgbare Abstufung der Korrosionsintensität läßt sich auch bei stark vorverwittertem Anstehenden nachweisen, wie es im Untersuchungsraum immer wieder auftritt.

Der Prozeß der Kornzerlegung durch das Eindringen von Eisenverbindungen in Mikrofissuren ist bei SCHNÜTHGEN & SPÄTH (1983) beschrieben. Die eigenen Untersuchungen bestätigen weitgehend ihre Befunde. Allerdings muß für das bearbeitete Probenmaterial ein stärkerer chemischer Einfluß bei der Kornzerlegung angenommen werden. Darauf deuten die unregelmäßige Form der die Körner durchziehenden Kanäle und Korrosionstaschen in den Körnern hin.

Bei einigen der Proben fallen in toniger, teils auch kieseliger Matrix mit geringem Eisengehalt kleinste Hämatit-Aggregate auf, die im allgemeinen einzeln in der Matrix schwimmen, teilweise aber auch in Zusammenballungen gehäuft auftreten. Höhere Konzentrationen der Hämatit-Aggregate finden sich häufig in unmittelbarer Nähe zu Quarzkörnern. Dabei lagern sie sich bevorzugt in Nischen der Kornoberfläche an. Auch in tunnelartigen Kanälen, die die Quarzkörner durchziehen, treten die Eisenkonkretionen teilweise in extremer Dichte auf.

Die Hämatit-Aggregate sind auch bei größeren Zusammenballungen von auffallend gleicher Größe (wenige μ ; vgl. HAMILTON, 1964b: 278). Teilweise ist eine leichte Hexagonalstruktur zu erkennen. Diese Beobachtung deckt sich den Untersuchungsergebnissen von

BUSCHE (1982: Abb. 21-23).

Die gleiche Größe der Aggregate und ihre Verteilung innerhalb der Probe mit bevorzugter Anlagerung in Nischen und Röhren an den Kornoberflächen gab zuerst Grund zu der Annahme, daß es sich um biogene Ausfällung von Eisen handeln könne. Bereits von HAMILTON (1964a, 1964b) und SCHMIDT-LORENZ (1964) wird diese Art der Ausfällung aber bestritten. Nach Angabe beider Autoren handelt es sich um einfache geochemische Ausfällungsprozesse ohne Beteiligung von Organismen. Auch Thiobakterien, die über die Bildung von Fe-organischen Komplexen die Mobilität von Eisenverbindungen wesentlich bestimmen, sind demnach für diese Form der Eisenfixierung im Gestein nicht verantwortlich.

Aber auch unter der Voraussetzung rein anorganischer Ausfällung spielt das bevorzugte Auftreten erhöhter Eisenkonzentrationen an Ausbuchtungen der Kornoberflächen im Hinblick auf die weitere Kornformung eine wesentliche Rolle. Im Stadium der Eisenanreicherung in den genannten Zonen sowie vor und während der Kristallisation zu den typischen Hexagonalstrukturen ist eine Auswirkung auf die Quarzkörner in der von SCHNÜTHGEN & SPÄTH (1983) beschriebenen Weise wahrscheinlich.

Das bedeutet einen Selbstverstärkungseffekt in dem Sinne, daß einerseits Eisen bevorzugt im Bereich von Ausbuchtungen der Kornoberflächen angereichert wird, andererseits hier aber auch stärker in Richtung auf eine Kornzerlegung im Sinne von SCHNÜTHGEN & SPÄTH (1983) wirksam werden kann. Die an bestimmten Stellen bevorzugt auftretenden Hämatitkonkretionen "schaffen" sich also gewissermaßen selbst zukünftige Angriffsstellen.

Vor allem in den Proben aus dem Massif de Koutous sind schon im Ausgangsmaterial die Tongehalte teilweise kräftig erhöht. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Kaolinit. Der Ton ist mit der intensiven, postsedimentären Verwitterung der Sandsteine in Verbindung zu bringen. Durch den hohen Gehalt an Primärmineralen infolge der nahen Liefergebiete im nordnigerianischen/südnigrischen Kristallin sind im ansonsten stark verwitterten Material weniger resistente Bestandteile (Feldspäte, Glimmer und Schwerminerale, nicht näher bestimmt) vereinzelt erhalten.

Die Nähe des kristallinen Liefergebietes ist darüber hinaus über die äußerst geringe Zurundung der Quarzkörner belegt. Der Rundungsgrad bei allen aus dem Massif de Koutous analysierten Einzelkörnern liegt deutlich unter dem der Körner aus anderen Regionen. In den Präparaten wurden bis über 10 % völlig ungerundeter Quarzkörner festgestellt. Auch die untersuchten Verfüllungsproben aus dem Koutous zeigen eine relativ geringe mechanische Kornbeanspruchung.

Die Zeugen für eine kräftige tertiäre Verwitterung über dem Massif de Koutous sind noch in Form einer stellenweise erhaltenen, mehr als 10 m mächtigen Verwitterungsdecke vorhanden, die heute von einer verhärteten Lateritkruste abgeschlossen wird.

Was hinsichtlich der Nähe zum kristallinen Liefergebiet über das Probenmaterial aus dem Massif de Koutous gesagt wurde, gilt gleichermaßen für den Sandstein der Stufe von Tiguidit:

Auch hier sind im generell stark verwitterten Material noch gering widerständige Minerale aus dem Kristallin des Air vereinzelt erhalten. Der Zurundungsgrad der Quarzkörner ist allerdings gegenüber dem Material aus Proben des Massif de Koutous erhöht.

6.5.3 Möglichkeiten der regionalen Differenzierung

Aus den in Kap. 6.4.1 bis 6.4.7 vorgestellten, laboranalytischen Einzelbefunden und der vorstehenden Diskussion (Kap. 6.5.2) lassen sich über die mikromorphologische Untersuchung des Probenmaterials regionaltypische Unterschiede bei Material aus dem Norden und solchem aus dem Süden des Arbeitsgebietes ableiten.

Die Unterschiede drücken sich zum einen in der Art der Kieselsäureausfällung auf den Quarzkornoberflächen aus, zum anderen in der Zusammensetzung bzw. Ausbildung des jeweiligen Bindemittels.

Bei den aus dem Norden des Untersuchungsraumes (Djado, Col de Sara, Stufe von Bilma) stammenden Proben herrschen auf den Kornoberflächen gut auskristallisierte Formen der Ausfällung von Kieselsäure vor, die die Stufe der Neubildung von Quarz erreichen können. Gleichzeitig ist auch das Bindemittel zwischen den Körnern durch einen hohen Anteil an Kieselsäure gekennzeichnet.

Beimengungen von Aluminium und Phosphor treten erst in relativ jüngeren Phasen der Ausfällung auf.

Wie bereits in Kap. 6.5.1 ausgeführt, deutet der hohe Kristallinitätsgrad der Kieselsäureüberzüge auf den Quarzkörnern auf eine langandauernde Ausfällung aus Lösungen geringer Gesamtkonzentration hin. Bei erhöhter Si-Konzentration wäre ein amorpher Niederschlag durch Ausfällung von Gelen zu erwarten. Einem gleichzeitigen Vorhandensein anderer Ionen in erhöhter Konzentration - und damit möglicherweise erhöhter Lösungsstabilität infolge Alkalinität - widerspricht die unmittelbar anschließende Matrix aus amorpher bis mikrokristalliner, aber reiner Kieselsäure. Diese wiederum ließe sich durch einen Anstieg der Si-Konzentration zu einem späteren Zeitpunkt erklären.

Das Material aus dem Süden des Arbeitsgebietes ist hingegen durch die Ausfällung amorpher Kieselsäure auf den Oberflächen der Quarzkörner und durch daran anschließende Bindemittelschichten komplexerer Zusammensetzung gekennzeichnet. Insbesondere die Eisen- und Aluminiumgehalte sind darin deutlich erhöht und teilweise bestimmend.

Entsprechend den in Kap. 6.1. gemachten Ausführungen weist die amorphe Ausfällung von Kieselsäure auf eine rasche Ausfällung und/oder erhöhte Si-Konzentration in der Ausgangslösung hin, wie sie bei geringerem Wasserangebot bzw. bei längerem Kontakt zwischen Gestein und Lösung/geringerer Durchflußgeschwindigkeit auftritt. Unter diesen Voraussetzungen wird die Neigung der Kieselsäure zur Polymerisation deutlich erhöht. Der gleiche Effekt, nämlich Kieselgelbildung und amorphe Ausfällung, tritt allerdings auch bei gleichzeitigem Vorhandensein von Eisen und Aluminium in der Lösung auf.

Bei einer weiterführenden Interpretation dieser Befunde muß unbedingt die Petrographie des jeweiligen Ausgangsgesteins mit berücksichtigt werden. Dabei stehen zu fast 100 % reine Quarzsandsteine mit häufig kieseligem Bindemittel im Norden des Arbeitsgebietes den stark eisenschüssigen Sedimenten im Süden gegenüber. Aufgrund des zur Verfügung stehenden Ausgangsmaterials ist deshalb selbst bei ansonsten gleichen Bedingungen - vor allem hinsichtlich des Wasserangebotes und des chemischen Milieus - eine von vornherein unterschiedliche Lösungstönung zu erwarten.

Eine regionale Differenzierung der Materialentwicklung in Zusammenhang mit der Mobilisierung und Fixierung von Kieselsäure ist somit innerhalb des Untersuchungsgebietes möglich. Die quantitative Bewertung der verschiedenen Einflußfaktoren bereitet allerdings nach dem aktuellen Kenntnisstand Schwierigkeiten und kann nur mit großen Einschränkungen erfolgen.

Eine hypothetische Interpretation der Laborbefunde hinsichtlich einer räumlichen Differenzierung des Verkarstungsgeschehens innerhalb des Arbeitsgebietes spricht für eine erste Verkarstungsperiode bei hohem Grundwasserangebot/hohem Durchflußgeschwindigkeit im Norden des Arbeitsgebietes, die als jüngste Sedimente die oberkretazischen Sandsteine der Formation de Bilma betrifft. Darauf folgt eine zweite Periode, für die aufgrund der Ausfällung amorpher Kieselsäure von höher Si-konzentrierten Grundwässern, d.h. geringerem Wasserangebot/geringerer Durchflußgeschwindigkeit ausgegangen werden muß.

Ob diese zweite Periode der Entwicklung im Norden des Arbeitsgebietes mit der ersten Phase der Verkarstung oberkretazischer Sandsteine im Süden, gleichfalls gekennzeichnet durch amorphe Kieselsäureausfällungen, zu parallelisieren ist, bleibt offen.

Die zeitliche Parallelisierung beider Vorgänge würde für eine etwa gleichlaufende Karstentwicklung im gesamten Untersuchungsraum seit Beginn der zweiten, "amorphen" Periode sprechen. Die erste, "kristallisierte" Entwicklungsphase wäre dann im Süden des Arbeitsgebietes nicht dokumentiert.

Die zweite Möglichkeit der Interpretation beinhaltet ein gleichzeitiges Einsetzen der Verkarstungsprozesse im gesamten Untersuchungsraum nach Abschluß der Oberkreidesedimentation. Diese Hypothese wird durch geomorphologische Befunde zur Gesamtlandschaftsentwicklung gestützt (vgl. Kap. 2.6). Dabei wäre die Phase kristallisierter Ausfällung im Norden zeitlich der Periode amorpher Kieselsäureniederschlags im Süden gleichzustellen. Es ergibt sich eine in beiden Teilräumen unterschiedliche hydrologische Situation, die wahrscheinlich zumindest teilweise klimatisch bedingt war (vgl. Kap. 8.2.3).

6.5.4 Krusten

Für den saharischen Raum liegen eine Reihe von Untersuchungen zu Krusten an der Gesteinsoberfläche vor (u.a. HAGEDORN, 1971: 24ff; HABERLAND, 1975). Die Krustentypen innerhalb der Karsthohlräume sind meines Wissens bislang noch nicht untersucht.

Die Mächtigkeit der untersuchten Kieselkrusten liegt in allen Fällen unter 1 mm. Der Eindruck größerer Mächtigkeit entsteht durch den muscheligen Bruch des Materials im Anschlag und wird durch die wie eine Glasur wirkende Oberfläche weiter gestützt. Der Anschliff zeigt jedoch, daß die Krustenausfällung die randnahen Körner nur als dünner Film umschließt. Während sich bei einfacher Patinierung das Eigenrelief der Körner aber an der Gesteinsoberfläche durchpaust, sind die Quarzkörner unterhalb der dünnen Kieselkruste durch starke Korrosion vielfach abgeschnitten und werden so in die politurartige Oberfläche integriert.

Die Krustenüberzüge auf den stark eisenschüssigen Proben sind im allgemeinen um ein mehrfaches stärker als die Kieselkrusten. Aufgebaut werden sie im wesentlichen von Eisen, Aluminium und geringeren Anteilen von Silizium sowie anderen Elementen in geringer Konzentration. Das mol-Verhältnis von $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ liegt in den Krusten und in einem Großteil der Matrix deutlich im allitischen Bereich.

Bis auf eine Ausnahme sind die Krusten auf der Außenfläche der Proben schichtig aufgebaut, enthalten darin aber keine Einschlüsse von Quarzsplittern oder sonstigem klastischen Material. Dies ist von Bedeutung, wenn man die Stellung der Krusten im Verkarstungsprozeß deuten will. Nur in die Kruste eingeschlossene, eingeregelter Partikel könnten eine Ausfällung der Krusten im bereits trockengefallenen Hohlraum aus an den Wänden ablaufenden, übersättigten Bodenlösungen belegen.

Einschlüsse von Quarzsplittern mit andeutungsweise gerichteter Längsachse innerhalb der Kruste wurden nur in Probe Nr. T 29 festgestellt. Sie belegen eine Ausfällung der Kruste aus an der Wand herabfließenden Lösungen. Dies ist nur möglich, wenn in den bereits trockengefallenen Hohlraum übersättigte Bodenwässer durch Poren oder Spalten im Gestein einsickern. In die gleiche Richtung weisen die strahlig aufgebauten Eisenausfällungen in Poren der

gleichen Probe, die als jüngste Materialüberformung gleichfalls ein Ausblühen aus übersättigter Bodenlösung anzeigen.

Diese Variante der Krustenausfällung wird von TIETZ (Diskussionsbeitrag Hannover 1988) allgemein als die wahrscheinlichste angenommen. Die zweite Möglichkeit der Ausfällung im lösungserfüllten System durch entsprechende Milieuänderungen hält er zwar für theoretisch denkbar, im gegebenen Zusammenhang allerdings für praktisch unmöglich. Der diesbezügliche Nachweis könnte nur über völlig geschlossene Sinterüberzüge ohne die Möglichkeit eines Austrittes von Bodenlösung erfolgen. Da aber die untersuchten Höhlen und Röhren ohnehin nur noch in Resten von den Krustenauf-lagen ausgekleidet werden, sind Angaben dazu nicht möglich.

Andererseits sprechen die in allen Krusten (außer bei Probe Nr. T 29; s.o.) fehlenden Einschlüsse und die vergleichsweise sehr langsame Ausfällung von Si-Verbindungen für die Möglichkeit einer Ausfällung auch aus den noch gefüllten Hohlräumen heraus. Diese Ansicht wird durch die nachgewiesene Mehrphasigkeit der Entwicklung und die dabei auftretenden, teilweise erheblichen Milieuverschiebungen gestützt (vgl. Kap. 6.5.2.1 und 6.5.2.2).

Die Problematik der zeitlichen Einordnung der Krustenausfällungen im Vergleich zu den Verkarstungsvorgängen ist insofern von Bedeutung, als bei der Untersuchung des Probenmaterials davon ausgegangen wurde, daß die Krusten den letzten Entwicklungsstand der Lösungsformung konservieren (vgl. Kap. 4.2).

6.5.5 Laboranalytische Befunde zur Beteiligung von Mikroorganismen an der Gesteinslösung

Für die Beteiligung von Mikroorganismen an der Lösung des silikatischen Materials sprechen verschiedene Tatsachen:

Zunächst wird mit fortschreitender Klärung der geochemischen Prozesse beim Verwitterungsgeschehen allgemein den biochemischen Einflüssen eine immer stärkere Rolle eingeräumt (GARRELS & MACKENZIE, 1971; BOISSEZON et al., 1973; DEVIGNE, 1977; STRECKER et al., 1987).

Vor allem die Mobilisierung und Fixierung von Stoffen über organische Polymerbildung ist in manchen Bereichen von übergeordneter Bedeutung. Dies gilt insbesondere auch für Eisen und Kieselsäure. Daß dabei häufig nur Teile der vorliegenden Verbindungen meßtechnisch erfaßt werden können, erschwert genaue Aussagen und vor allem auch die Verarbeitung der in der Literatur angegebenen Werte, bei deren Angabe meist die Meßmethodik nicht näher erläutert wird.

Generell kann man bei der Betrachtung der organischen Einflußnahme auf die Gesteinslösung von der Änderung der Milieubedingungen, insbesondere des pH-Wertes, ausgehen. Dafür ist unter anderem die Freisetzung von organischen Säuren verantwortlich, vor allem Humus- und Fulvosäuren. Im allgemeinen tendiert die organische Aktivität zu einer Erniedrigung des pH-Wertes.

Neben den generellen Einflußmöglichkeiten verschiedener Organismen auf die mineralische Umgebung, auf die in Kap. 6.1.5 näher eingegangen wurde, wird allgemein der organische Stoffumsatz - gleich welcher Art - durch das Angebot ausreichender Feuchtigkeit und günstiger Temperaturbedingungen forciert. Je nach Art der Organismen weichen die optimalen ökologischen Bedingungen allerdings stark voneinander ab.

Da zudem im Gestein und in der Boden- oder Verwitterungsdecke die klimatischen Einflüsse durch verschiedene Faktoren (Grundwasserzustrom, Speicherkapazität etc.) stark gepuffert werden können, sind Rückschlüsse auf paläoklimatische Bedingungen anhand der nachfolgend beschriebenen Beobachtungen außerordentlich schwierig und brisant.

Neben den allgemeinen Grundlagen der organischen Aktivität beim Verwitterungs- bzw. Lösungsgeschehen sprechen einige der Laborergebnisse für eine derartige Einflußnahme auf das Material im Untersuchungsgebiet. Insbesondere sind dies die in einigen Proben stark erhöhten Phosphorgehalte und kieselige Pseudomorphosen von Mikroorganismen auf den Oberflächen von Quarzkörnern.

6.5.5.1 Phosphoranreicherungen

Im Bindemittel einiger Proben wurden über die Analyse an der Elektronen-Mikrosonde partienweise hohe Phosphorgehalte gemessen. Während bei der Probe Nr. AB 1 der hohe Gehalt möglicherweise aus der Verwitterung von Apatit oder anderen P-haltigen Mineralen im Kristallin herrühren kann, bereitet diese Möglichkeit der Erklärung bei der Probe Nr. Ori größere Schwierigkeiten. Die kambrischen Sandsteine, denen die Probe entstammt, bestehen zu fast 100 % aus Quarzkörnern und den in Kap. 6.5.2.1 diskutierten Bindemitteln. Eine junge Infiltration organischer Lösungen mit hohem P-Gehalt ist aufgrund der Situation der P-haltigen Matrix innerhalb der Probe gleichfalls nicht wahrscheinlich.

Vielmehr deuten die Beobachtungen darauf hin, daß die Ausfällung dieses Bindemitteltyps in eine mittlere Phase zwischen zwei Perioden fast reiner Kieselsäureausfällung zu stellen ist. Da auch die letzte Phase der Kieselsäureausfällung noch in feuchtigkeitsgesättigten Milieu stattgefunden haben muß, also vor der Einstellung auf die heutigen Bedingungen, muß für die Anlage des P-haltigen Bindemittels ebenfalls eine Situation in feuchtigkeitsgesättigter Umgebung angenommen werden.

Die Ausfällung der P-haltigen Matrix erstreckt sich auch auf Korrosionsbuchten an den Quarzkörnern. Deren Anlage wurde nachweislich von den Karstgefäßen aus gesteuert. Da eine korrosive Kornformung ausgehend von den Karstformen nur möglich ist, während diese von Wasser erfüllt sind, muß die Ausfällung der P-Matrix noch in die Zeit der aktiven Karstsysteme gestellt werden.

Die P-Gehalte wurden jeweils in einem Teil des Bindemittels innerhalb der Proben mit der Elektronen-Mikrosonde gemessen. Da es sich um Analysen des reinen Elementanteils in Gewichtsprozent bzw. dessen stöchiometrische Aufrechnung in P_4O_{10} handelt, ist eine sichere Bestimmung der vorliegenden chemischen Verbindung auf diesem Meßweg nicht möglich.

Darüber hinaus handelt es sich bei den gemessenen Bindemittelarten jeweils um geringste Volumenanteile an der Gesamtprobe, die nur aufgrund der hohen Meßgenauigkeit der Sonde zu erfassen sind. Für eine genauere Bestimmung der vorliegenden P-Verbindungen wäre

eine Extraktion des entsprechenden Bindemittels aus der Probe in entsprechender Menge nötig, was technisch nicht machbar ist. Bei einer Untersuchung des Gesamtmaterials ist das P-haltige Bindemittel in zu geringer Menge in den überwiegend kieseligen Proben enthalten.

Inwiefern sich die Quarzdominanz im Gestein in entsprechender Weise auf die Analyse der S-Gehalte in einigen Proben (Analyse als Pulverpräparate der Gesamtprobe; vgl. Kap. 4.2.3) auswirkt, kann nicht exakt ermittelt werden. Über die Analyse an der Elektronen-Mikrosonde wurden jedoch zonenweise Anreicherungen von Schwefel mit Ausnahme von Probe Nr. AB 1 (Kap. 6.4.7) nicht festgestellt.

6.5.5.2 Verkieselte Mikroorganismen

Auf einigen der raster-elektronenmikroskopisch untersuchten Quarzkörner sind in die Auflage aus amorpher Kieselsäure Pseudomorphosen von Bakterien und Keimen eingeschlossen (Abb. 22).

Bei entsprechenden Beobachtungen auf Körnern des Verfüllungsmaterials wurden die Organismen nach ihrer Einkieselung mit Sicherheit nicht mehr mechanisch beansprucht bzw. bewegt. Bei den seltener beobachteten Vorkommen auf Körnern der Sandsteine ist eine nachträgliche Bewegung nicht auszuschließen. Die Organismen könnten hier aus einer älteren Phase der Sedimentaufbereitung stammen und nichts mit den Verkarstungsprozessen zu tun haben.

Die vollständige Erhaltung der Organismen auf Körnern des Verfüllungsmaterials ist wegen der nicht präzisierten zeitlichen Einordnung dieser Materialien nicht zwingend mit den Verkarstungsprozessen in Verbindung zu bringen. Allerdings kann davon ausgegangen werden, daß die Einkieselung der Organismen im Verfüllungsmaterial rasch erfolgt sein muß, da sie andernfalls zersetzt worden wären. Lösungen mit hoher Si-Konzentration müssen deshalb in den Verfüllungen zumindest zeitweise vorhanden gewesen sein. Eine weitgehende Kieselsäure-Imprägnation bereits zu Lebzeiten setzt gleichfalls eine hohe Kieselsäuremobilität voraus.

Das weitgehende Fehlen von Schwefel in den Proben spricht nicht unbedingt gegen eine Beteiligung organischer Stoffe am Lösungsgeschehen. Zwar wäre eine örtliche S-Anreicherung bei anaerober

Bakterientätigkeit zu erwarten, ihr Fehlen darf jedoch nicht überinterpretiert werden.

Eine Absenkung des pH-Wertes in den stark sauren Bereich durch organische Aktivität würde auch die extreme Verkarstung der tertiären Eisenkrusten im südlichen Massif de Termit erklären helfen, da Fe-Verbindungen in saurem Milieu bei pH-Werten < 3 entscheidend mobilisiert werden (vgl. Kap. 6.1.2). Solange allerdings auch andere Ursachen für eine entsprechende Milieuverschiebung in Frage kommen - wie Einflüsse des zur gleichen Zeit aktiven Vulkanismus - müssen diese gleichrangig untersucht werden.

6.5.6 Zusammenfassung der Laborergebnisse

Die mikromorphologische und chemische Untersuchung des Probenmaterials in Dünnschliffen sowie an Einzelkorn- und Pulverpräparaten belegt zusammen mit den geomorphologischen Befunden (Kap. 5.8) eine maßgebliche Lösungsformung im Arbeitsgebiet. Gleichzeitig kann eine sowohl zeitlich als auch räumlich differenzierte Entwicklung des Materials im Untersuchungsgebiet in Zusammenhang mit der Verkarstung nachgewiesen werden.

Dabei zeigt das Gestein im Kontakt zu den Lösungshohlformen Korrosionsspuren an den Quarzkörnern, die bis zur völligen Kornzerlegung fortgeschritten sein können. Sowohl die Korrosion der Körner als auch die Ausfällung von Kieselsäure auf den Kornoberflächen, die bei der raster-elektronenmikroskopischen Analyse in starkem Maße beobachtet wurde, stellen Phasen der Kornentwicklung in situ dar. Lösungs- und Ausfällungsformen zeigen pedogenetisch/verwitterungsbedingte Merkmale.

Die Zusammenschau mikromorphologischer und chemischer Analysen deutet eine regional-zeitliche Differenzierung im Verkarstungsgeschehen innerhalb des Untersuchungsgebietes an, dessen einzelne Phasen durch unterschiedliche Milieubedingungen gekennzeichnet sind. Dabei muß nochmals betont werden, daß sich bestenfalls die letzte Phase der Lösungsformung direkt an den Proben untersuchen läßt. Normalerweise sind auf analytischem Wege nur die durch Ausfällung gekennzeichneten Perioden der Materialprägung greifbar.

Aus diesem Grund und angesichts der vielfältigen Einflußfaktoren ist eine weiterreichende Interpretation der Einzelbefunde außerordentlich problematisch. Unter Vorbehalt zeichnet sich jedoch eine klimatisch bedingte Differenzierung zwischen dem Norden und dem Süden des Arbeitsgebietes hinsichtlich der Karstentwicklung ab.

Anzeichen für eine Beteiligung von Mikroorganismen am Lösungsgeschehen sind in Form kieseliger Pseudomorphosen von Bakterien und Keimen sowie von Phosphoranreicherungen vorhanden. Eine Beurteilung der organischen Lösungskomponente ist jedoch auf der Basis der vorliegenden Befunde noch nicht möglich.

7 Verfüllungen der Karstformen

7.1 Charakterisierung der Verfüllungsmaterialien

Ein Teil der Karstformen enthält Verfüllungsmaterialien, die sich im einzelnen deutlich voneinander unterscheiden. Sie treten überwiegend in Lösungsformen auf, die an den Dachflächen der Schichtstufen angeschnitten sind und vertikal in den Untergrund eingreifen. Die Anbindung der in dieser Arbeit untersuchten Karstformen an die jüngere Landschaftsentwicklung ist letztlich nur über eine umfassende Bearbeitung der verschiedenen Verfüllungen (Locker- und Festmaterialien) möglich. Umgekehrt läßt eine weiterführende Untersuchung dieser Materialien neue Erkenntnisse zur jüngeren Landschaftsgeschichte erwarten, da es sich bei den genannten Lösungsformen um ausgesprochene Sedimentfallen handelt. Darin sind höchstwahrscheinlich auch Sedimente oder Verwitterungsbildungen erhalten, die von der umgebenden Landoberfläche durch die örtlich extreme Auswehung entfernt wurden.

Bisher wurden die Verfüllungen nur ausschnittsweise von verschiedenen Bearbeitern untersucht. Eine Aufnahme des gesamten Verfüllungsspektrums steht bislang aus. Untersucht wurden die oberen Verfüllungsschichten von PACHUR & BRAUN (1980: 336ff), die sie als "playaartige Sedimente" bezeichneten und in den Arbeiten von PFEIFFER (1987) und VÖLKELE (1988b) unter mineralogisch-pedologischen Gesichtspunkten.

Eine Aufnahme und Beprobung des vollständigen Verfüllungsspektrums war auch während der eigenen Feldarbeiten aus technischen Gründen bis jetzt nicht möglich. Nirgends wurde am Boden der Depressionen bzw. in aufgegrabenen Röhren der Kontakt zwischen Verfüllung und Anstehendem erreicht. Auch liegen noch keine genauen Angaben zur Tiefe der Dachflächendepressionen vor.

Da nur die Untersuchung des vollständigen Verfüllungsspektrums weiterreichende Interpretationen ermöglichen würde, beschränkte sich die Bearbeitung des gewonnenen Probenmaterials auf die Analysen, die für eine grobe Ansprache des Materials nötig sind und nicht aus der Literatur übernommen werden konnten. Damit erlauben

die Untersuchungen eine ungefähre Einbindung der Verfüllungen in die jüngere Landschaftsentwicklung.

Untersucht wurden zwei feste Gesteinsproben im Dünnschliff (Proben Nr. Kou 15, T 22) und 25 Lockermaterialproben nach sedimentologischen Standardmethoden. Bei den festen Verfüllungsmaterialien handelt es sich in beiden Fällen um aufgearbeitetes Verwitterungsmaterial.

Durch die Bestimmung des Gehaltes an silikatischen Tonmineralen und Untersuchungen der Körner am Raster-Elektronenmikroskop werden diese Analysen für einen Teil der Proben ergänzt.

7.1.1 Brekzienartige Verfüllung

Probe Nr. Kou 15 entstammt einer brekzienartigen Röhrenfüllung aus dem nördlichen Massif de Koutous (vgl. Kap. 5.5.3, Abb. 16). Die verschiedenen Materialbruchstücke entsprechen in ihrem Aufbau den Sedimenten der "Facies sidérolithique" (FAURE, 1966), den stark eisenhaltigen Komplexen des Continental Terminal. Es handelt sich um aufgearbeitetes Material einer lateritischen Verwitterungskruste.

Die Bruchstücke unterscheiden sich in ihrem Aufbau teilweise erheblich. Es existieren sowohl Partikel mit gröberen Quarzen und aus grobkörnigen Sandsteinen als auch fast reine Eisenkrusten, die nur feine Quarzsplitter in geringer Konzentration (unter 4 Vol.-%) enthalten. Die Quarze zeigen extreme Korrosionsspuren (Fig. 53). Alle Varietäten kommen auch in den umliegenden Continental-Terminal-Sedimenten vor.

Die Partikel sind in eine sehr widerständige Si-Al-Fe-Matrix eingebunden, die die große Härte dieses Verfüllungstyps bedingt. Die zusammengebackenen Materialbruchstücke sind unterschiedlich stark gerundet. Wie in Kap. 7.2 näher erläutert wird, muß die Verfüllung nicht unbedingt nach dem Ende der Continental-Terminal-Sedimentation erfolgt sein, sondern stellt möglicherweise eine synsedimentäre Bildung dar.

Das Bindemittel zwischen den Einzelpartikeln ist schlierig aufgebaut und weist wechselnde Gehalte an Si, Al und Fe sowie unterge-

ordnet anderen Bestandteilen auf (Abb. 25).

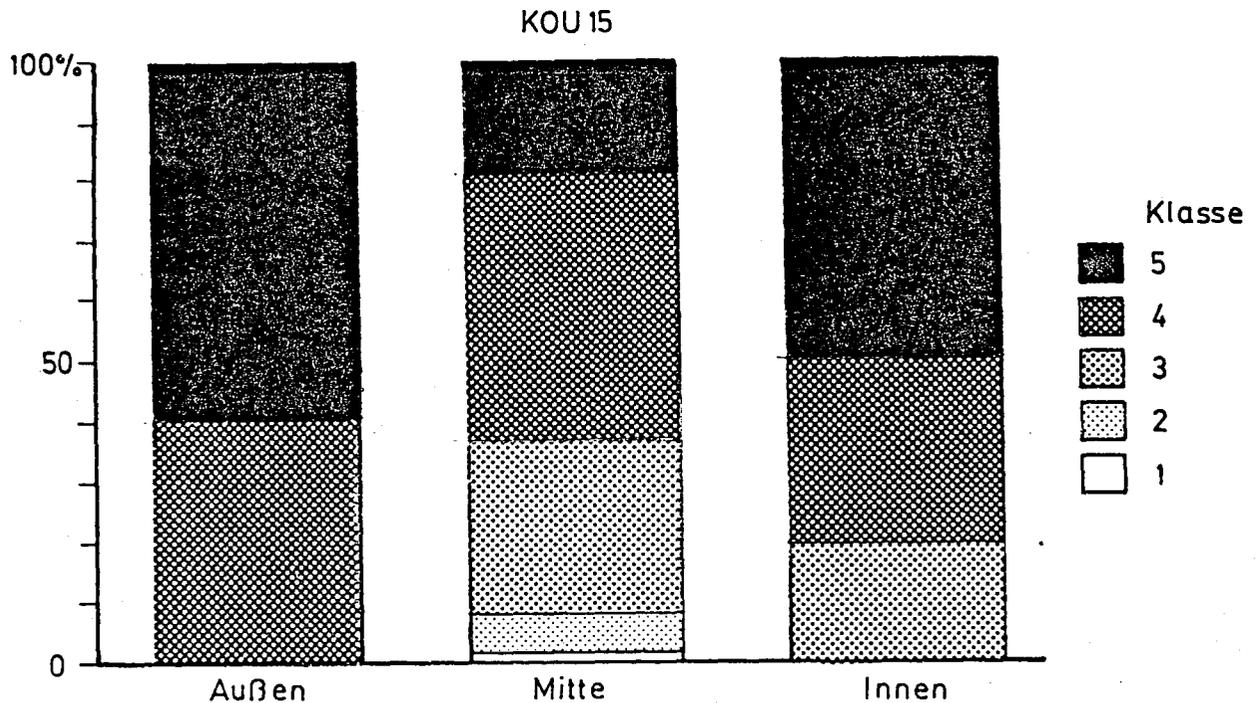


Fig. 53: Probe Nr. Kou 15: Korrosionsbeanspruchung der Quarzkörner in verschiedenen Probenbereichen

7.1.2 Nicht verfestigte Verfüllungen

Bei der Untersuchung der nicht verfestigten Verfüllungen können mehrere Materialtypen ausgegliedert werden.

Innerhalb dieser Gruppen bildet die Probe Nr. T 22 eine Ausnahme. Sie wurde zusammen mit Probe Nr. Kou 15 in gleicher Weise wie die festen Gesteinsproben bearbeitet.

Probe Nr. T 22 ist gleichfalls als Aufarbeitungsprodukt einer älteren Verwitterungsdecke anzusprechen. Allerdings handelt es sich um knolliges Material, das in die jüngere Feinmaterial-

füllung eingebettet ist (Fig. 59). Die Probe Nr. T 22 hat wie einige beprobte Vorkommen gleicher Ausbildung in der Nähe (zentrales Massif de Termit) einen Durchmesser von wenigen Zentimetern und ist an ihrer Oberfläche rötlich patiniert. Darunter ist die Probe Nr. T 22 von einer 0,5 mm mächtigen Eisenkruste vollständig überzogen. Das Probeninnere zeigt allerdings keine konzentrische Struktur, sondern ist in sich völlig ungegliedert. In einer gleichmäßigen Eisenmatrix schwimmen winzige Quarzsplitter ohne jede Einregelung. Daneben treten Poren in gleicher Größe wie die Splitter auf.

Die Knollen wurden in der jüngsten Feinmaterialverfüllung unterhalb des rezent eingewehten Sandes gefunden, die als eingeschwemmt bis eingeweht interpretiert wurde (s.u.). Auf der umgebenden Dachfläche wurden derartige Knollen nicht festgestellt. Möglicherweise liegt hier aber schlicht eine Beobachtungslücke vor.

Die CaCO_3 -Gehalte der Lockermaterialverfüllungen sind in allen Proben äußerst gering und erreichen in der Regel nicht einmal 0,5 %.

Größere Schwankungen weisen die pH-Werte auf. Sie liegen meist im schwach alkalischen Bereich (7 bis 8), sinken aber bei einzelnen Proben auf Werte von unter 5 ab (Proben Nr. Oua 1, K 12). Die niedrigeren pH-Werte treten bei den aufgrund der topographischen Situation oder der Lage im Sedimentverband als relativ älter eingestuften Verfüllungsproben auf.

Die untersuchten Lockermaterialproben unterscheiden sich im wesentlichen durch ihren Tongehalt und die Farbe. Dabei läßt sich im ganzen Untersuchungsgebiet immer wieder die gleiche Abfolge der einzelnen Varietäten feststellen (Fig. 59).

Die als älter angesprochenen Materialien zeichnen sich durch einen höheren Tonanteil (vorherrschend Kaolinit) und eine stärkere Rotfärbung aus. Bedingt durch den höheren Tongehalt ist auch der Grad ihrer Verfestigung erhöht. Immer wieder fallen in den älteren Verfüllungen pisolithische Strukturen auf. Sie wurden als Ansätze zu einer pisolithischen Lateritbildung interpretiert, erreichen allerdings nicht den Entwicklungsgrad, wie er bei einer pisolithischen, intensiv rotgefärbten Spaltenfüllung auf der

Dachfläche des zentralen Massif de Termit (Probe Nr. T 23) festgestellt wurde.

Diese Spaltenfüllung repräsentiert den einzigen Rest der ehemals das Massif überkleidenden Verwitterungsdecke, der während der Feldarbeiten gefunden wurde. Er ist in einer ausgesprochenen Gunstlage wenige Meter vom östlichen Stufenabfall entfernt zwischen zwei Blöcken einer mehrere Meter mächtigen Eisenkrustenbank eingeschlossen. Nach Westen fällt das Gelände zum zentralen Plateaubereich gleichfalls ab, so daß der erhöhte Fundort von keiner Seite aus fluvial angegriffen werden kann. Auch gegen Korrasion ist das Vorkommen geschützt.

Innerhalb der älteren Lockermaterialverfüllungen der Karstformen lassen sich anhand des Tongehaltes zwei Typen ausgliedern:

Material mit Tongehalten bis über 40 Gew.-% ("V 1") und eine zweite Gruppe mit 10 bis 20 Gew.-% Tonanteil ("V 2"). Neben Quarz in geringen Anteilen ist in diesen beiden Verfüllungstypen praktisch nur Kaolinit in der Tonfraktion enthalten. Die röntgenographische Analyse ergibt deutliche Peaks für die Basisreflexe von Kaolinit bei $7,2 \text{ \AA}$ ($d(001)$) und $3,6 \text{ \AA}$ ($d(002)$) bzw. für Quarz bei $3,3$ und $4,3 \text{ \AA}$. Die Verfüllungen V 1 und V 2 sind rötlich gefärbt.

Die aufgrund ihrer Lage als jünger anzusprechenden Lockermaterialien sind eher gräulich gefärbt und haben ihr Korngrößenmaximum in der Mittelschluff- bis Feinsandfraktion ($6 - 200 \mu$). Die Tongehalte sinken auf unter 10 Gew.-% ab ("V 3"). Innerhalb der Tonfraktion dominiert auch hier Kaolinit. Zusätzlich treten Illit mit einem deutlichen Reflex bei $9,9 \text{ \AA}$ und Wechsellagerungsminerale mit einem breiten Reflex zwischen $9,8$ und 16 \AA (in Probe Nr. T 11a) auf.

Die Einteilung der Lockermaterialien in die genannten Gruppen wird im wesentlichen durch die Untersuchungen von PFEIFFER (1987: 91) und VÖLKELE (1988b) bestätigt. Einen zusammenfassenden Überblick über die Analyseergebnisse der Lockermaterialfüllungen geben Tabelle 2 und die Figuren 54 - 58.

Während die Mächtigkeit der Verfüllung V 3 in den ausgedehnten Dachflächendepressionen schwankt, ist sie mit ca. 15 cm in vertikalen Röhren geringeren Durchmessers auffallend gleichmäßig.

Überdeckt wird diese jüngere Verfüllung im allgemeinen von einer geringmächtigen, (sub-)rezenten Flugsandauflage.

Soweit raster-elektronenmikroskopische Untersuchungen an Verfüllungsmaterialien durchgeführt wurden, zeigen die Körner eine ähnliche Grundstruktur wie das in den Gesteinsproben untersuchte Ausgangsmaterial. Sehr deutlich kommt bei den Verfüllungen jedoch die Transportkomponente durch die mechanisch überprägte Kornoberfläche zum Ausdruck. Neben Spuren äolischer Bearbeitung treten auch Merkmale fluvialen Transportes auf.

Mehrfach wurden auf den Kornoberflächen verkieselte Mikroorganismen nachgewiesen. Sie sind in die sekundären Kieselsäureausfällungen auf den Körnern eingeschlossen und zeigen keinerlei Spuren einer späteren mechanischen Beanspruchung.

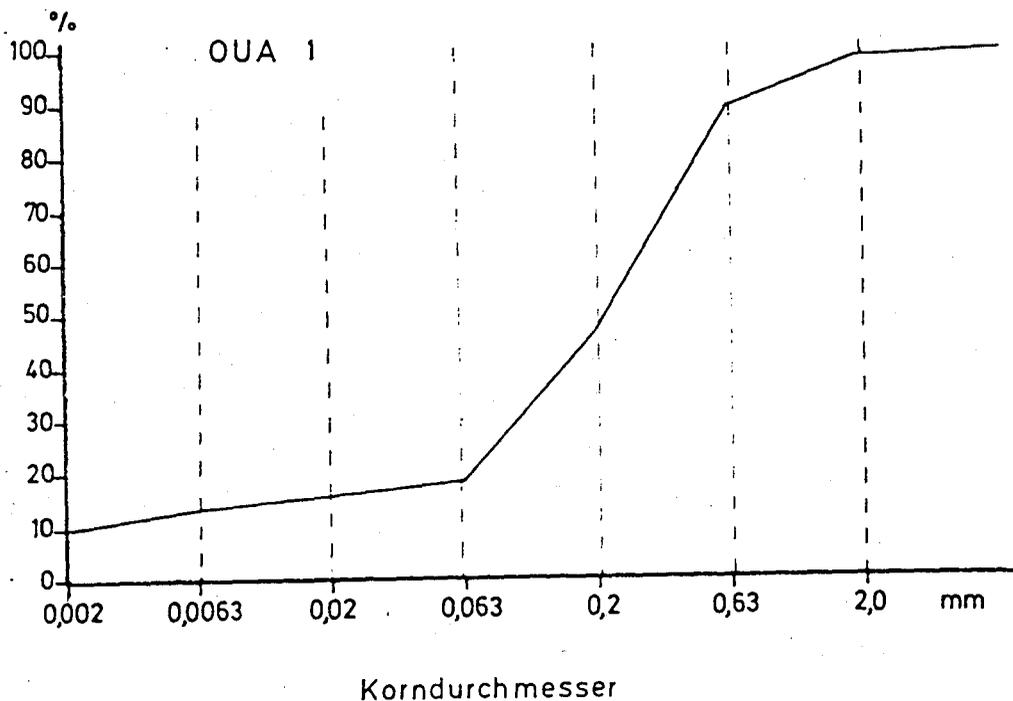


Fig. 54 : Korngrößen-Summenkurve der Probe Nr. Oua 1

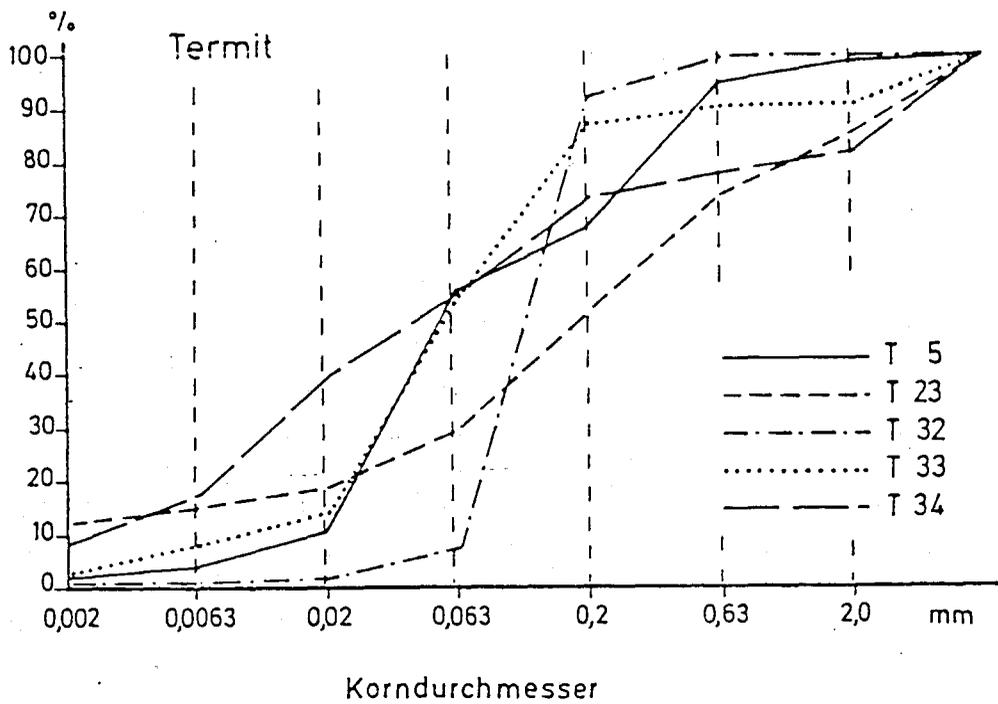


Fig. 55 : Korngrößen-Summenkurven von Verfüllungsproben aus dem Massif de Termit

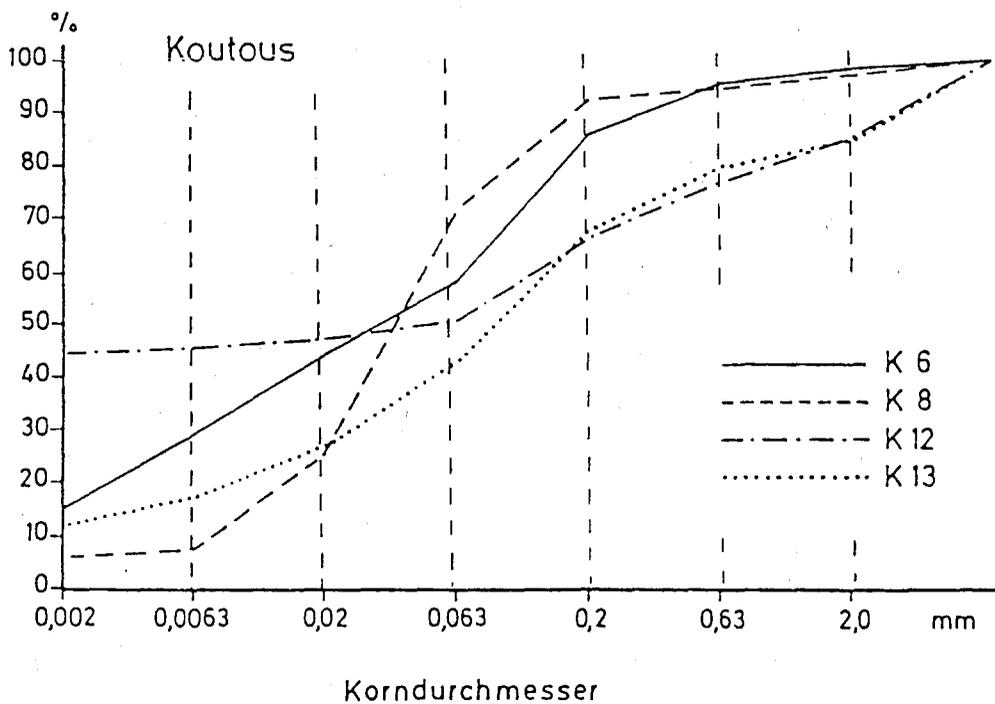


Fig. 56: Korngrößen-Summenkurven von Verfüllungsproben aus dem Massif de Koutous

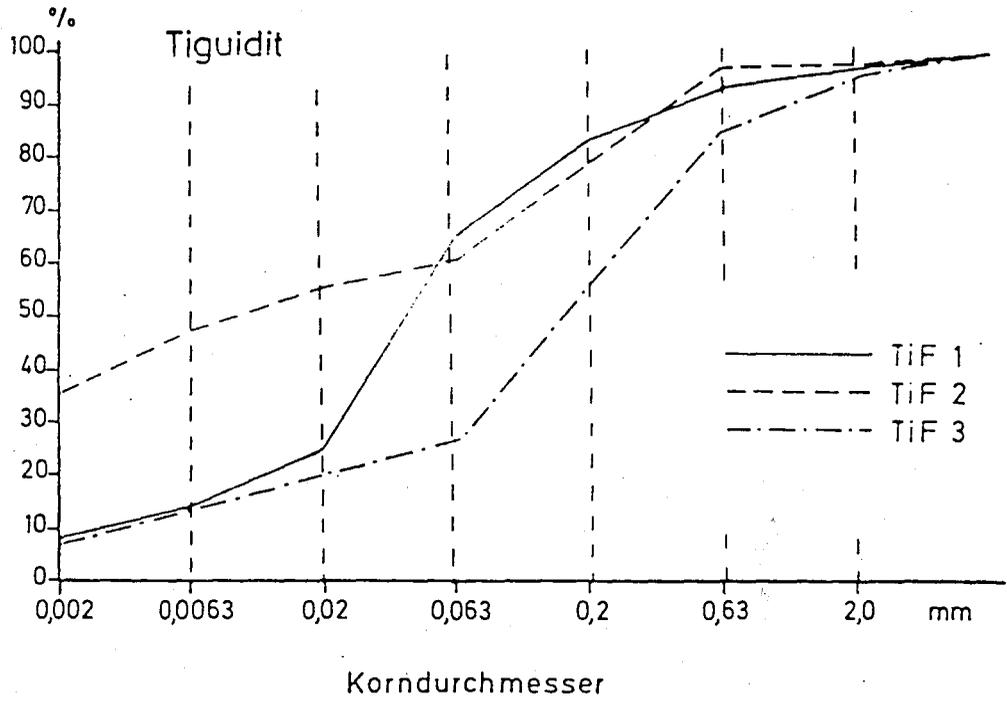


Fig. 57: Korngrößen-Summenkurven von Verfüllungsproben von der Stufe von Tiguidit

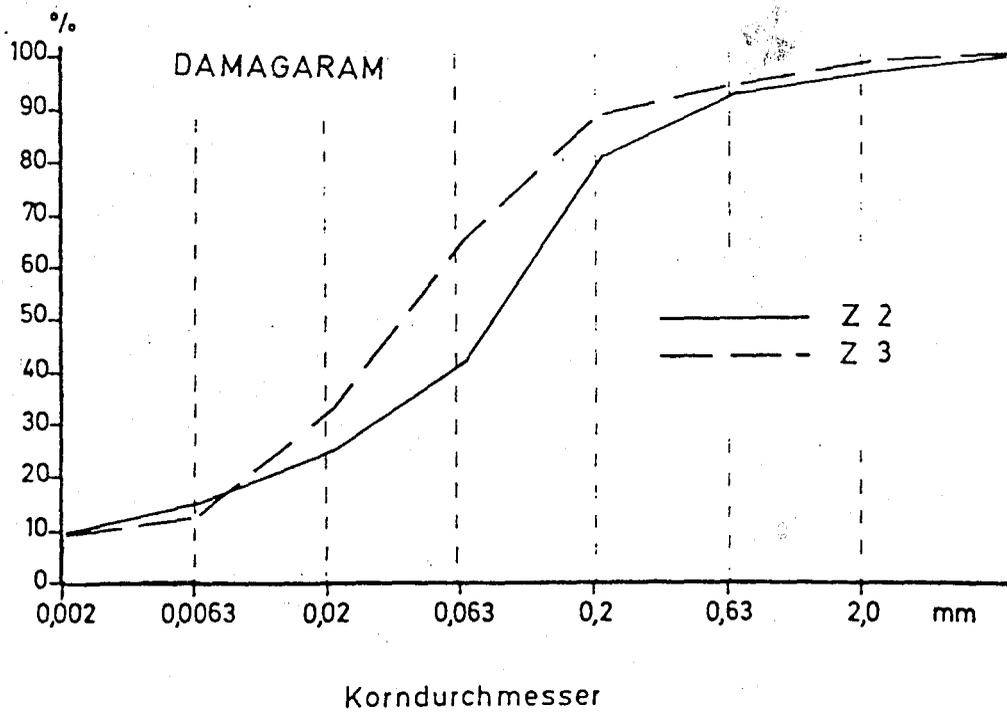


Fig. 58: Korngrößen-Summenkurven von Verfüllungsproben aus dem Damagaram

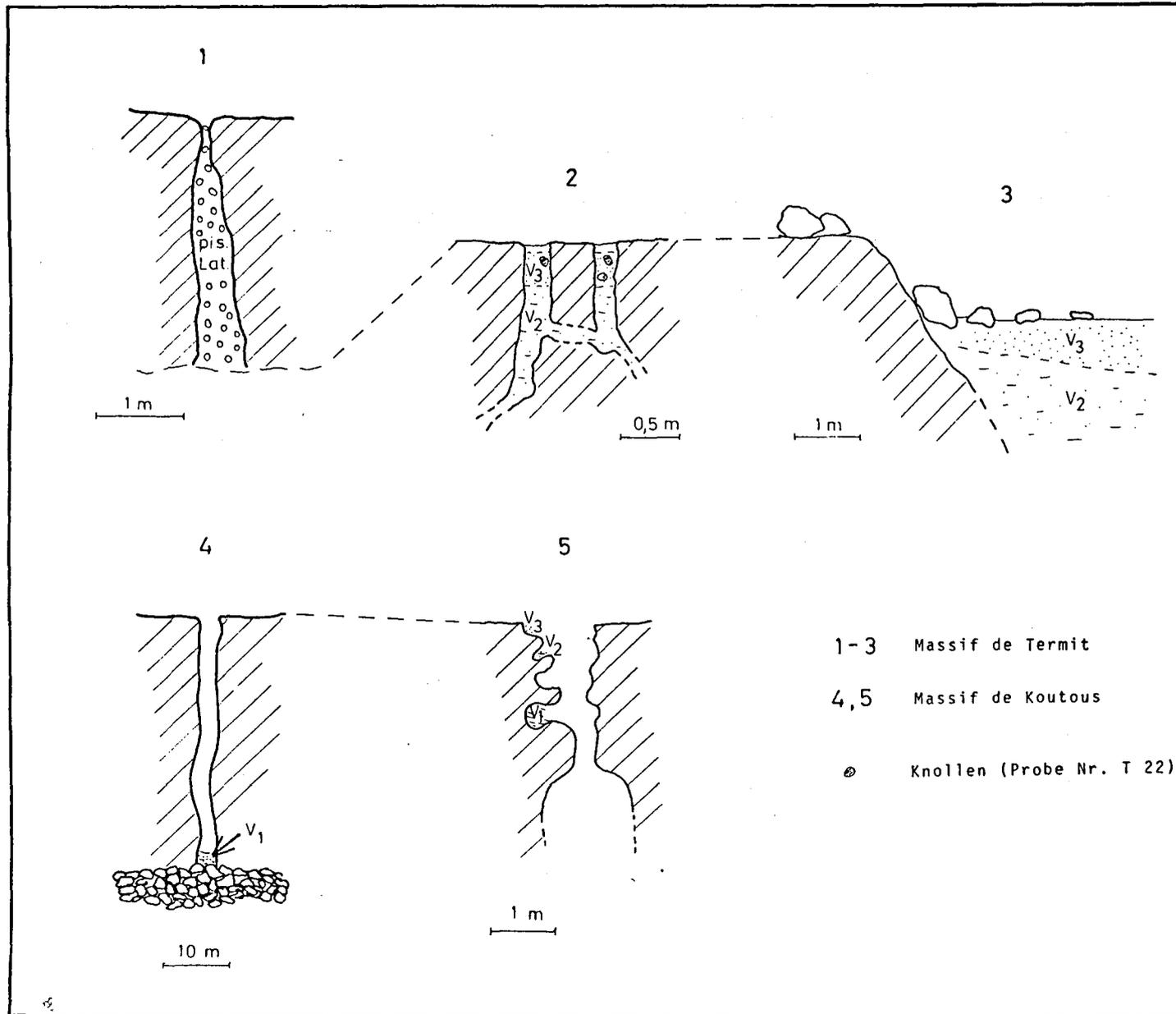


Fig. 59:
Schematische Skizze zur
Situation verschiedener
Lockermaterialfüllungen
in Karstformen

Tab. 2: Analyseergebnisse der nicht verfestigten Verfüllungen
(vgl. a. Fig. 54 - 58)

Pr.Nr.	Korngr.max.		T (%)	S-Geh. (%)	CaCO ₃ (%)	pH	Farbe		Verf. Typ
	(%)						trocken	feucht	
Oua 1	mS	42	11	0,007	0,03	4,3	10 YR 7/6	7,5 YR 6/8	V 2
T 5	gU	46	1,9	0,008	1,32	7,3	10 YR 7/4	10 YR 5/4	V 3
T 6	fS	42	5,5	--	0,31	7,9	5 YR 6/6	5 YR 4/8	V 3
T 8	fS	40	2,3	--	0,17	7,7	7,5 YR 7/4	5 YR 5/6	V 3
T 11a	fS	29	13	--	0,08	5,8	7,5 YR 7/4	5 YR 5/4	V 2
T 12	fS	61	5,2	--	0,25	7,8	10 YR 7/4	10 YR 6/4	V 3
T 19	gS	25	21	0,04	0,14	7,6	7,5 YR 7/6	7,5 YR 6/6	V 2
T 21	fS	32	10	0,008	0,10	6,6	5 YR 5/6	5 YR 4/6	V 3
T 23	mS/fS								
	je	22	12	--	0,08	8,0	2,5 YR 5/6	2,5 YR 3/6	pis.Lat.
T 25	fS	38	9,6	--	0,69	7,7	5 YR 5/8	5 YR 4/8	V 3
T 32	fS	84	0,8	--	0,24	8,0	7,5 YR 7/6	7,5 YR 5/8	---
T 33	fS	32	2,3	--	0,69	7,8	7,5 YR 6/4	7,5 YR 4/4	V 3
T 34	mU	22	8,7	0,008	0,09	7,2	5 YR 6/4	5 YR 4/6	V 2
T 37	fS	42	13	0,008	0,10	6,9	5 YR 5/8	5 YR 4/8	V 2
T 38	fS	47	9,0	0,008	0,50	7,7	7,5 YR 6/4	7,5 YR 4/4	V 3
T 39	fS	45	3,9	0,004	0,13	7,5	7,5 YR 5/6	7,5 YR 4/6	V 3
K 6	fS	26	15	0,03	0,20	6,8	5 YR 6/6	2,5 YR 4/6	V 1
K 8	gU	48	6,0	0,008	0,48	7,4	10 YR 6/4	10 YR 4/4	V 3
K 12	T	44	44	0,006	0,08	4,9	5 YR 6/6	5 YR 5/8	V 1
K 13	fS	25	13	0,013	0,06	6,9	7,5 YR 6/4	7,5 YR 4/6	V 2
TiF 1	gU	40	8,6	--	0,13	7,1	7,5 YR 6/6	7,5 YR 4/6	V 3
TiF 2	T	35	35	--	0,15	7,8	5 YR 6/4	5 YR 5/4	V 1
TiF 3	fS	30	7,6	--	0,15	7,5	5 YR 6/6	5 YR 4/8	V 3
Z 2*)	fS	39	9,6	--	0,08	5,0	7,5 YR 5/4	7,5 YR 4/4	V 3
Z 3*)	gU	33	9,4	--	0,10	6,4	7,5 YR 7/4	7,5 YR 5/6	V 3

*) Sammelprobe

7.2 Diskussion der Verfüllungen

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten nur Verfüllungsmaterialien der oberen Schichten beprobt und analysiert werden. Damit können über die Anbindung der Karstformen an das jüngere Sedimentationsgeschehen und die quartäre Landschaftsentwicklung aufgrund der sedimentologischen Analyse der Verfüllungen noch keine endgültigen Aussagen getroffen werden.

Zwischen Ausbildung der Karstformen und Eintrag der Verfüllungen muß mit einem zeitlichen Zwischenraum bislang unbekannter Dauer gerechnet werden. Da keine absoluten Datierungen vorliegen, sind über die zeitliche Einordnung der beprobten Materialien und über ihre Stellung zum Lösungsgeschehen vorerst nur relative Angaben möglich.

Bereits im Gelände lassen sich aufgrund typischer Merkmale verschiedene Verfüllungstypen ausgliedern, die bei der Probennahme berücksichtigt wurden. Die Typisierung hat sich in der Laboruntersuchung bestätigt.

In Verbindung mit den morphologischen Befunden kann die brekzienartige Verfüllung (Probe Nr. Kou 15) als ältester erhaltener Verfüllungstyp gedeutet werden (Kap. 7.1.1). Die Zementierung der Materialbruchstücke in Fe-Si-Al-Matrix ist nur über eine Imprägnierung aus hochkonzentrierter Lösung in feuchtigkeitsgesättigtem Milieu und nachfolgende Aushärtung vorstellbar. Damit muß zur Bildung dieses Verfüllungstyps noch von der schlecht drainierten Flachlandschaft ausgegangen werden, die von verschiedenen Autoren bis ins ausgehende Tertiär angenommen wird (vgl. Kap. 8.2).

Aufgrund ihrer hohen morphologischen Widerständigkeit ist die brekzienartige Verfüllung jedoch möglicherweise von der Mehrphasigkeit im jüngeren Sedimentations- und Verkarstungsgeschehen mit betroffen. Für diese Möglichkeit spricht das Auftreten eines über die umgebende Sandsteinfläche um rund 30 cm aufragenden Härtlings aus freigelegter Verfüllung im N-Koutous (Abb. 18). Bei angenommener erneuter Sedimentation über das Gebiet hinweg würde ein solcher Stutzen vom jüngeren Sediment umgeben, würde später aber trotzdem den Eindruck einer postsedimentären Röhrenfüllung erwecken.

Diese Möglichkeit scheint zunächst sehr weit hergeholt. Sie würde aber tatsächlich das im südlichen Termit auftretende Phänomen erklären helfen, weshalb einige der senkrecht in den Untergrund eingreifende Röhren mit dem genannten, extrem verfestigten Material bis an die heutige Oberfläche verfüllt sind, während in unmittelbarer Nachbarschaft andere Röhren nur das jüngere Lockermaterial enthalten:

Nach Aushärtung der brekzienartigen, stärker Si-haltigen Füllung und ihrer Herauspräparierung wäre ein erneutes Überführen des Bindemittels in Lösung während der Sedimentation der Eisenkrusten in sumpfigem Milieu aufgrund des in Kap. 6.1.2 erläuterten, chemischen Verhaltens Si-haltiger Eisenverbindungen erschwert. Die Eisenkrusten mit geringerem Si-Gehalt könnten dagegen in einer nachfolgenden Phase leichter von erneuten Lösungsvorgängen betroffen worden sein.

Der heutige ebene Abschluß von brekzienartiger Verfüllung und umgebender Eisenkrustenfläche ließe sich mit der etwa gleich hohen Erosionswiderständigkeit beider Materialien erklären, die zu einer sukzessiven Angleichung der unterschiedlichen Ebenen führte.

Allein die Möglichkeit einer solchen Erklärung spielt für die Interpretation der verschiedenen Lösungsphasen und der jeweils herrschenden Bedingungen eine wesentliche Rolle (Kap. 8.2). Die Entscheidung, ob sie der Realität nahekommt, kann jedoch nach dem gegenwärtigen Stand der Untersuchungen nicht getroffen werden.

Während der vorstehend beschriebene Verfüllungstyp noch in feuchtigkeitsgesättigtem Milieu gebildet wurde, ja möglicherweise sogar älter ist als die jüngste flächenhafte Sedimentation des Continental Terminal, wurde das im folgenden diskutierte Lockermaterial erst in einer späteren Periode eingetragen. Der geraume zeitliche Abstand zwischen Ausbildung der Karstformen und Eintrag der Lockermaterialfüllungen wird durch Vergleich mit dem pisolithischen Laterit auf der Dachfläche des Massif de Termit (Probe Nr. T 23) belegt. Während die Lateritbildung aller Wahrscheinlichkeit nach noch in das ausgehende Tertiär zu stellen ist, müssen die Karstverfüllungen entsprechend deutlich jünger sein und als quartäre Bildungen angesprochen werden.

Die Lockermaterialverfüllungen unterscheiden sich im einzelnen recht stark voneinander. Trotzdem lassen sich in jeweils gleicher Abfolge bei weiter regionaler Verbreitung mehrere Grundtypen ausgliedern.

Der möglicherweise älteste untersuchte Typ von Lockermaterialverfüllung (V 1) sind eine Schlotfüllung (Probe Nr. K 6) und die unterste, beprobte Schicht einer Dolinenfüllung (Probe Nr. K 12) aus dem nördlichen Koutous.

Im Gegensatz zu den nachstehend diskutierten Verfüllungen aus den Dachflächendepressionen muß die Schlotfüllung aufgrund der Fundsituation für älter als die Ausbildung des aktuellen Stufen- und Tälerreliefs gehalten werden. Es handelt sich um den Rest einer Verfüllung in einem der angeschnittenen senkrechten Schlote, der nur durch die dem Hang anliegende Schuttdecke vor Ausräumung geschützt ist. Die Situation im Gelände spricht gegen einen Eintrag der Verfüllung in den bereits angeschnittenen Schlot.

Abgesehen von dieser Einzelprobe einer Verfüllung aus größerer Tiefe in senkrechten Lösungsformen konnten aus technischen Gründen nur bis in geringe Tiefe (maximal 1,5 m) Proben aus den Dachflächendepressionen gewonnen werden.

Probe Nr. K 12, die aus 1,5 m unter Top aus einer Lösungstasche der in Kap. 5.5.3 beschriebenen Doline stammt, weist mit 44 Gew.% den höchsten Tongehalt aller Proben auf. Im allgemeinen liegen die Tongehalte der jüngeren Verfüllungen bei maximal 20, häufig unter 10 Gew.-%.

Die Abfolge der verschiedenen Verfüllungen zeigt nach oben eine Abnahme der Tongehalte (d.h. unter Vorbehalt: sinkende Verwitterungsintensität) und eine dadurch zumindest teilweise bedingte Abnahme des Verfestigungsgrades. Gleichzeitig treten in den oberen Verfüllungsschichten neben Kaolinit auch Illit und Wechsellagerungsminerale in der Tonfraktion auf. Außerdem ist von unten nach oben eine Zunahme des äolischen und fluvialen Eintrages an allochthonem Material zu verzeichnen.

Auffallend sind die abrupten Schichtgrenzen zwischen den Lockermaterialverfüllungen in senkrechten Lösungsröhren geringen

Durchmessers. Der markanteste Schichtwechsel wurde mit äußerst regelhaftem Auftreten im Massif de Termit festgestellt. Bei allen aufgenommenen, lockermaterialverfüllten Röhren findet der Wechsel von Verfüllungstyp V 2 zu Typ V 3 in rund 15 cm Tiefe unterhalb der jungen Sandeinwehung an einer scharfen Grenze statt.

Eine Erklärung für dieses Phänomen wurde bislang noch nicht gefunden. Die Situation im Gelände schließt eine Entfernung von V 3-Material durch die obere Röhrenöffnung aus, wie sie bei Auswehung oder Ausstrudlung auftreten könnte. Eine anthropogene Materialentnahme kommt gleichfalls nicht in Frage. Es bleibt daher nur die Möglichkeit einer Abfuhr in den Untergrund oder eine entsprechende Volumenabnahme durch Sackung oder Austrocknung als Erklärung übrig. Da genauere Untersuchungen zu diesem Problem noch nicht vorliegen und es die Frage der Verkarstung im Arbeitsgebiet nur randlich tangiert, soll jedoch auf diesen Punkt nicht näher eingegangen werden.

Abschließend läßt sich festhalten, daß bereits durch die relativ wenigen Verfüllungsproben, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ergänzend zur eigentlichen Karstproblematik untersucht wurden, eine Reihe weiterführender Aspekte angeschnitten wurden.

Es zeigt sich eine in wesentlichen Zügen gleichartige Ausprägung und Abfolge der Verfüllungsmaterialien im ganzen Untersuchungsraum. Dabei ist eine in den oberen Profilmitteln abnehmende Verwitterungsintensität und ein erhöhter Anteil allochtoner Komponenten festzustellen. Die brekzienartige Verfüllung nimmt eine Sonderstellung ein und ist wahrscheinlich erheblich älter als die Lockermaterialverfüllungen.

Es ist anzunehmen, daß in tieferen Profilmitteln, die bislang nirgends untersucht werden konnten, ältere als V 1-Materialien enthalten sind. Über die vollständige Aufnahme der Lockermaterialverfüllungen und ihre umfassende Untersuchung sind wesentliche Erkenntnisse zur postgenetischen Entwicklung des Karstes und zur allgemeinen Landschaftsentwicklung seit seiner Anlage zu erwarten.

8 Auswertung der morphologischen und laboranalytischen Untersuchungsergebnisse

8.1 Beweisführung für die Entstehung der untersuchten "Karst"formen durch Lösung

Ein Hauptanliegen dieser Arbeit ist es, der Klärung der Frage nach der Entstehung des Karstformenschatzes in silikatischen Gesteinen des Untersuchungsgebietes näher zu kommen. Vor dem Hintergrund der Geländebeobachtungen und der Laboranalysen sollen im Anschluß an die Diskussion der jeweiligen Befunde in den Kap. 5.8 und 6.5 nun zusammenfassend die Argumente vorgestellt werden, die den wesentlichen Anteil echter Gesteinslösung an der Ausbildung der Formen belegen.

Abschließend soll der Nachweis der Lösungsformung die Einordnung der Karstformen in den geomorphologischen Zusammenhang ermöglichen und darüber hinaus die Bedeutung der Verkarstung im Untersuchungsgebiet erläutern (Kap. 8.2).

Die maßgebliche Lösungsformung im Arbeitsgebiet wird durch folgende Argumente belegt:

- Die in silikatischen Gesteinen im Arbeitsgebiet beobachteten Formen zeigen eine Konvergenz zu Formen des Karbonatkarstes, die bis in die Details der Röhren- und Höhlengestaltung reicht. Dabei treten sowohl Formen des phreatischen als auch des vadosen Karstes auf (Kap. 5.1 bis 5.7).
- Viele der Formen sind aufgrund ihrer Detailgestaltung weder direkt durch mechanische Materialabfuhr (Piping i.w.S.) noch durch postgenetische Überprägung eines solchen Formenschatzes zu erklären. Wo Spuren einer jüngeren Überformung auftreten, ist im allgemeinen eine deutliche Trennung von der durch Lösung angelegten Form möglich. In Zweifelsfällen wurden diese Formen von der Argumentation ausgenommen. Parallel zu den Karsterscheinungen im Arbeitsgebiet auftretendes Piping wurde berücksichtigt und erleichtert durch den direkten Vergleich zusätzlich die Ansprache der Lösungsformen als solche.

- Die Formen treten in ihrer größten und am besten ausgestalteten Weise gerade nicht in gering verfestigten Gesteinspartien auf, sondern im Gegenteil häufig in verkieselten Sandsteinbänken, den Silcreteflächen der Plateaus oder in sedimentären Eisenkrusten, was gleichfalls gegen eine mechanische Materialabfuhr spricht.
- Größe und Ausgestaltung der Formen in den Hauptstufen und an vorgelagerten Restbergen sind trotz heute extrem unterschiedlicher, hydrologischer Einzugsgebiete gleich. Darüber hinaus sind die Systeme eindeutig durch die jüngeren Hänge angeschnitten. Die Anlage der Karstformen und ihre hauptsächlichliche Ausgestaltung muß deshalb in jedem Fall noch vor die Trennung der Restberge von der Hauptstufe bzw. vor die Ausbildung des heutigen Stufenreliefs gestellt werden.

BUSCHE (1982: 178) nimmt ein Fortdauern des Verkarstungsprozesses während der Entwicklung der Inselberge auch bei kleinerem Einzugsgebiet an und schließt daraus auf höhere Niederschläge. M.E. kann jedoch selbst bei stark erhöhten Niederschlagsmengen eine gleich starke Formung in Hauptstufen und Inselbergen nur für diejenigen Bereiche angenommen werden, die noch im Bereich eines zusammenhängenden Karstwassersystems liegen. Diese Frage wird in Kap. 8.2 näher diskutiert.

- Mit der zeitlichen Einordnung der Hauptentwicklung des Karstformenschatzes vor Herauspräparierung des heutigen Stufenreliefs kommt eine mechanische, unterirdische Materialausräumung im Sinne von Piping nicht in Frage, da nirgends in erreichbarer Nähe die Möglichkeit zur Abgabe des klastischen Materials bestanden hätte.
- Trotz teilweise kräftiger Verwitterungsspuren in den Gesamtproben sind die von den Hohlräumen ausgehenden Einflüsse chemischer Korrosion deutlich zu erkennen.

Davon sind sowohl das jeweilige Bindemittel als auch die Quarzkörner selbst betroffen. Die Auflösung von Körnern im randnahen Bereich ist deutlich stärker fortgeschritten als im Inneren der Probe.

- Die Laborbefunde zeigen einen mehrfachen Milieuwechsel während der Materialentwicklung an. Wegen der allgemein relativ langsamen Reaktionsgeschwindigkeit der Kieselsäure müssen zumindest alle Prozesse der Lösung und Wiederausfällung in längerfristig feuchtigkeitsgesättigter Umgebung stattgefunden haben. Daß es sich tatsächlich größtenteils um eine vollständige Sättigung des Systems mit Wasser gehandelt haben muß, wird durch die typische Ausgestaltung der Karstformen angezeigt. Sie entspricht in vielen Fällen Formen des phreatischen Karstes.

Innerhalb des Arbeitsgebietes gibt es in der Ausprägung der Korrosions- und Ausfällungsspuren der Kieselsäure regionale Unterschiede.

Bei ihrer Interpretation muß neben der unterschiedlichen Petrographie vor allem die Reaktionsweise der verschiedenen Si-Komplexe berücksichtigt werden. Neben den Indizien für langwährende chemische Beeinflussung relativ geringer Intensität im Norden liegen Anzeichen für rasche Mobilisierung und Fixierung des Materials im Süden vor.

Aus der Zusammenschau aller angeführten Argumente aus der geomorphologischen und der laboranalytischen Bearbeitung ergibt sich, daß es sich bei den untersuchten Formen tatsächlich um Karstformen im Sinne der eingangs formulierten Definition (Kap. 3.2) handelt. Die Lösung des Gesteins - sowohl des Bindemittels als auch der Quarzkörner - ist initiale Ursache der Ausgestaltung und bestimmt den Charakter des Formenschatzes.

Wesentliche Unterschiede zur Ausbildung von Karstformen in Karbonatgesteinen bestehen weder im entstehenden Lösungsformenschatz, noch in der generellen Art und Weise des Lösungsvorganges. Der Hauptunterschied zwischen den beiden Gesteinsgruppen hinsichtlich ihrer Löslichkeit besteht in der geringeren Lösungsgeschwindigkeit der silikatischen Gesteine bzw. in den extremeren Milieubedingungen, die ihrer Überführung in Lösung förderlich sind. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß Untersuchungen zur tertiären Verwitterung im Rheinischen Schiefergebirge Hinweise auf eine bevorzugte chemische Verwitterung von Quarzgängen gegenüber umgebenden Kalken ergeben haben (frdl. mdl. Mitt. FELIX-HENNINGSSEN).

Nach dem generellen Nachweis der Gesteinslösung als wesentlichem Formungsfaktor stellt sich in einem zweiten Schritt der Interpretation die Frage, wie die Verkarstung in das Gesamtbild der geomorphologischen und der Landschaftsentwicklung des Untersuchungsraumes einzufügen ist. Dabei steht die Anbindung der Verkarstungsprozesse an die Entwicklung des übrigen Formenschatzes und die wechselseitige Beeinflussung der verschiedenen Systeme im Vordergrund.

8.2 Einordnung der Karsterscheinungen in den geomorphologisch-landschaftsgeschichtlichen Zusammenhang

8.2.1 Relative zeitliche Einordnung des Verkarstungsgeschehens

Bei allen Versuchen einer stratigraphisch-zeitlichen Zuordnung der Verkarstungsprozesse zum übrigen morphologischen Geschehen muß die bis heute in vielen Punkten unsichere Ansprache der Sedimente hinsichtlich ihrer genauen stratigraphischen Zugehörigkeit und die damit verbundene Unsicherheit geomorphologischer Interpretationen betont werden (vgl. BOUDOURESQUE et al., 1982). Gemessen an der Größe des Raumes liegen ohnehin nur punkthafte Untersuchungen vor, die räumlich weitergespannte Aussagen nur unter großen Vorbehalten ermöglichen.

Eher möglich ist dagegen eine relative Einordnung der Verkarstung in die morphologische Entwicklung des Raumes (vgl. dazu Fig. 6, S. 32).

Der Rahmen, innerhalb dessen sich zumindest der Hauptteil der Verkarstung im Untersuchungsgebiet abgespielt haben muß, ist durch einige erdgeschichtliche Ereignisse abgesteckt:

Der wesentliche Teil der Lösungsformung muß nach Abschluß der Oberkreidesedimentation und -diagenese (Continental Intercalair/Continental Hamadien) erfolgt sein, da diese Sedimente in starkem Maße verkarstet sind. Auch das tertiäre Continental Terminal zeigt umfangreiche Verkarstungserscheinungen. Allerdings handelt es sich ^{bei} diesen Sedimenten hauptsächlich um Eisenkrusten und stark eisenschüssige Sandsteine ("facies sidérolithique",

FAURE, 1966: 34), für deren Lösung andere geochemische Voraussetzungen erfüllt sein müssen als für die der kretazischen Sandsteine, die zu fast 100 % aus Quarzkörnern und teils kieseligem Bindemittel aufgebaut werden.

Aufgrund der bedeutenden Karstvorkommen in den kambrischen Sandsteinen des südwestlichen Djado-Vorlandes ist eine weiter als bis zur Oberkreide zurückreichende Karstformung nicht auszuschließen.

Das Ende der Verkarstung ist für die untersuchten Schichtstufenbereiche spätestens mit der Herauspräparierung der Stufen und der Tieferlegung ihrer Vorländer anzusetzen. Die Entstehung des Stufenreliefs und die erste Phase kräftiger Einschneidung werden für das jüngere Tertiär (BUSCHE, 1982: 373) bzw. für die Wende Plio-Pleistozän (FAURE, 1966: 34) angenommen. Mit dem Anschneiden der Röhren- und Höhlensysteme muß es zu einer schnellen Drainage der höhergelegenen Hohlräume und zu deren Trockenfallen gekommen sein. Damit konnten Prozesse mechanischer Erosion und subaerischer Verwitterung wirksam werden.

Zwischen beiden genannten Zeitmarken, die grob mit der ausgehenden Oberkreide und der Wende Tertiär/Quartär angenommen werden, müssen die verschiedenen Phasen der Karstformung und der Materialumwandlung untergebracht werden. Dabei stehen regional zur genaueren Einhängung stratigraphisch enger begrenzte, verkarstete Bereiche zur Verfügung.

Mit BUSCHE (1982: 364f) soll zunächst von einer flachwelligen, schlecht drainierten, ausdruckslosen Landschaft im küstennahen Bereich nach Abschluß der Oberkreidesedimentation ausgegangen werden. Eine Übersicht über den Verlauf der kretazischen und tertiären Küstenlinien gibt Fig. 60. Läßt man eine möglicherweise weiter zurückreichende Lösung in den kambrischen Sandsteinen des Djado-Vorlandes vorerst außer acht, so ist diese Ausgangssituation durchaus einleuchtend.

Bei Fortbestehen des Flachreliefs hätte sich im Rahmen der Grundwasserzirkulation durch Lösungsvorgänge im Gestein ein Karstsystem bilden können. Begünstigt wäre die Si-Lösung in diesem Fall wahrscheinlich durch eine alkalische Tönung der Wässer gewesen.

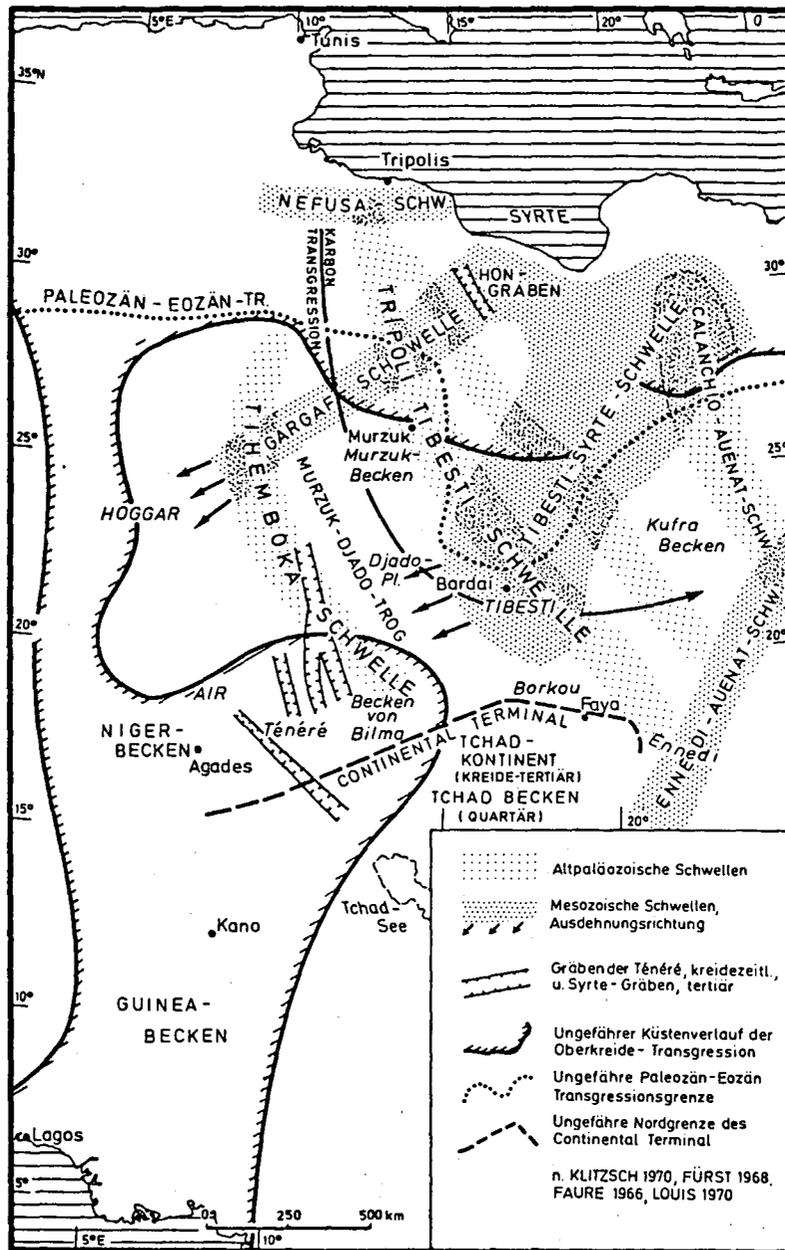


Fig. 60: Strukturelemente und Transgressionen in der zentralen Sahara seit dem Paläozoikum (aus: BUSCHE, 1983: Fig. 3)

Durch die langsame Zirkulation des Grundwassers bei geringem Gefälle hätte überdies genügend Zeit zur vergleichsweise langsam ablaufenden Reaktion zwischen Lösung und Gestein bestanden.

Hinweise auf eine erhöhte Mobilisierung von Kieselsäure an der Wende Kreide/Tertiär sind im übrigen reichlich gegeben, so z.B. durch zahlreiche Kieselhölzer, verkieselte Saurierknochen u.a.m. (Kap. 5.6). Die Imprägnierung der organischen Reste mit Kieselsäure muß allerdings während bzw. unmittelbar nach der Einbettung in das Sediment stattgefunden haben, da andernfalls keine Fossilierung stattgefunden hätte. Andererseits zeigen die hangenden Sedimente noch ausgeprägte Verkarstung. Daraus ergibt sich, daß seit der ausgehenden Kreide entweder mehrere Perioden verstärkter Kieselsäuremobilisierung oder ein Fortbestehen der dafür günstigen Bedingungen über einen langen Zeitraum (bis mindestens in das mittlere Tertiär, s.u.) angenommen werden müssen.

Gleichfalls eine bestenfalls flachwellige Landschaft verlangt die Ausbildung der über weite Flächen verbreiteten Silcretedecken (Kap. 8.2.2). Nach BUSCHE (1982: 371; 1983) entwickeln sich derartige Einkieselungen an der Oberfläche in sumpfigem Milieu in Nähe der Erosionsbasis bei schlechter Drainage. Die Aushärtung des Silcrete wird von BUSCHE einer ausgeprägten Trockenphase im Miozän innerhalb des ansonsten feuchttropischen Tertiärs zugesprochen. Das ältere Tertiär hätte damit der Mobilisierung bzw. nachfolgenden Fixierung von Kieselsäure günstige Bedingungen geboten.

Auf dem Djado-Plateau treten allerdings Karstformen auf, die durch die bis 2 m mächtigen Silcretedecken hindurchgreifen. Das bedeutet, daß nach der Bildung der Silcretedecken im Miozän nochmals die Möglichkeit zur Kieselsäurelösung bestanden haben muß (BUSCHE, 1982: 165f). Da in den Silcretes wenngleich geringe Al-Gehalte auftreten, hätte die post-silcrete-zeitliche Verkarstung sogar ein chemisch aggressiveres Lösungsmilieu verlangt als die Erstanlage der Karstformen in sehr reinen Quarzsandsteinen (vgl. Kap. 6.1.3).

Die post-Continental-Terminal-zeitliche Ausbildung der Karstformen in dessen sedimentären Eisenkrusten muß hingegen in das ausgehende Tertiär gestellt werden. Zwar ist der Faktor der Eisenmobilisierung in diesem Fall als der wesentliche anzusehen.

Trotzdem muß bis zu einem gewissen Grade auch Kieselsäure noch löslich gewesen sein.

Da vor dem Hintergrund der Sedimentationsgeschichte für die Verkarstung des Continental Terminal immer noch ein flachwelliges Relief mit schlechter Drainage angenommen werden muß, haben sich möglicherweise die Reliefverhältnisse während des gesamten Tertiärs in weiten Gebieten nicht wesentlich verändert (vgl. BUSCHE, 1982: 371f). Die Umlagerung und Sedimentation der kontinentalen Verwitterungsprodukte war an großräumige tektonische Impulse gebunden, die seit der Kreide zur Hebung des Tibesti und des Air und seit dem frühen Tertiär zur Absenkung des Tschadbeckens führten (Kap. 2.4).

In Interpretation der Großformen des Reliefs nimmt BUSCHE (1982: 371) bis zum Ende des Tertiärs überwiegend feucht-tropische Bedingungen im Untersuchungsraum an, die Flächenbildungsprozesse wesentlich begünstigten. Die Verkarstung stellt er in den Zeitraum zwischen erfolgter Silcretebildung und abgeschlossener Stufenvorland-Tieferlegung.

BUSCHE (1982: 180f) schreibt:

"Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß große Teile des Arbeitsgebietes im Untergrund ein stark entwickeltes Karstsystem haben, dessen Auslässe sowohl an Inselbergen als auch an Stufen häufig in Erscheinung treten. Die Verkarstung ist nach der Silcrete-Bildung (Miozän; s.o., Anm. d. Verf.) erfolgt und hat sich während der Tieferlegung der Stufenvorländer noch weiter entwickeln können, also etwa bis zum Beginn des Pleistozän."

MAINGUET (1972: 114) postuliert für die Bildung der Karstformen ein feuchteres Paläoklima mit höherem Grundwasserangebot als heute und stellt dieses zeitlich vor die Ausbildung des Inselbergreliefs. Sie teilt damit die Ansicht BUSCHES, nimmt allerdings keine absolute zeitliche Einordnung vor.

Auf der anderen Seite nimmt SKOWRONEK (1984b) für den Nordteil des Untersuchungsraumes und das nördlich anschließende Gebiet aufgrund pedologischer Befunde eher zum Trockenen hin tendierende Klimate an. Seine Untersuchungen erfassen einen Zeitraum zurückreichend bis ins Miozän. Innerhalb seines Untersuchungsgebietes

kommt SKOWRONEK (1984b: 223) allerdings zu einer regionalen Abstufung mit Zunahme der Verwitterungsintensität nach Süden hin.

Nach seinen Befunden müßte die Kieselsäuremobilisierung unter den Bedingungen, wie sie BUSCHE (1982) voraussetzt, deutlich zurückdatiert werden (Abschluß der Verkarstung spätestens mit dem Miozän). Oder aber es waren keine derart feuchten Klimabedingungen zur Kieselsäurelösung nötig. In diesem Falle hätte bei gleichzeitig geringer Bodenbildungsintensität im grundwassergesättigten Untergrund Kieselsäure mobilisiert werden können. Durch höhere Salzkonzentration der Wässer infolge geringerer Niederschläge wäre möglicherweise sogar die Lösung der Kieselsäure bis zu einem gewissen Grade begünstigt gewesen. In diese Richtung weisen auch Befunde von WIRTHMANN (1987: 81).

Die Möglichkeit einer solchen Interpretation wird außerdem durch die hohen SiO_2 -Gehalte in den Wässern des Kaouar gestützt, für deren Bildungszeit klimatische Bedingungen im arid-semiariden Schwankungsbereich angenommen werden. Allerdings ist die Herkunft der Wässer und auch der hohen Lösungsfracht letztlich noch ungeklärt.

Erst recht fehlen über den Chemismus der Grundwässer im Untersuchungsraum zur angenommenen Hauptzeit der Verkarstung jegliche Angaben, so daß eine diesbezügliche Aussage vorerst nur hypothetisch möglich ist. Unabhängig davon muß die Bildung der Karstsysteme aber noch vor der Tieferlegung der Stufenvorländer und damit der raschen Drainage stattgefunden haben.

Inwiefern während des Quartärs und unter heutigen Bedingungen im grundwassergesättigten Bereich noch Gesteinslösung stattfand bzw. stattfindet, ist unbekannt. Aufgrund der hohen SiO_2 -Konzentrationen in den jüngeren Grundwässern (vgl. Kap. 2.5), muß jedoch mit einem Fortdauern der Lösungsprozesse im grundwassergesättigten Bereich über die Ausbildung der heutigen Reliefgestalt hinaus gerechnet werden.

Das Auftreten großer Rutschungen an zentral- und südsaharischen Schichtstufen ist gleich der Verkarstung an ein gewisses Mindestangebot an Feuchtigkeit gebunden, das über dem heutigen liegt. In Verbindung mit ergänzenden morphologischen Befunden werden die Rutschungen von GRUNERT & HAGEDORN (1976: 109ff) und GRUNERT

(1983) pleistozänen Feuchtzeiten zugeordnet. Während dieser Perioden wäre auch eine Fortdauer oder Reaktivierung der Verkarstungsprozesse bis zu einem gewissen Grade denkbar.

Nach Untersuchungen von CASTELLANI & DRAGONI (1987) auf NW-afrikanischen Karbonatkarstplateaus soll eine rezente Verkarstung bei Niederschlägen unter 50 mm/a möglich sein. Dabei erfolge die Karbonatlösung durch Tauniederschlag in "breathing holes". Für die Entstehung von (stets gestreckten) Röhren mit wenigen Dezimetern Durchmesser nehmen diese Autoren jedoch Zeiträume von mehreren 10^5 Jahren an. Für die Silikatkarstformen im Arbeitsgebiet mit ihrer Größe und vielfältigen Ausgestaltung - auch des im phreatischen Karstbereich entstehenden Formenschatzes - muß diese Möglichkeit der Karstentstehung abgelehnt werden.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß die geomorphologischen und laboranalytischen Befunde für eine Hauptphase der Sandsteinverkarstung im älteren Tertiär sprechen. Einsetzend mit der Sedimentation der Eisenkrusten des Continental Terminal finden sich im Formenschatz keine Belege für erhöhte Mobilisierung von Kieselsäure mehr.

Aufgrund sedimentologisch-pedologischer Befunde und extrem hoher Si-Gehalte in den Wässern des Kaouar muß jedoch mit einem zumindest zeitweisen Andauern der Kieselsäurelösung im grundwassergesättigten Bereich bis in das jüngere Quartär hinein gerechnet werden.

Die scheinbare Diskrepanz zwischen beiden Befunden läßt sich mit einer Beendigung der Verkarstungsprozesse im jeweils trockengefallenen Stufenbereich bei Tieferlegung der Stufenvorländer und Fortdauer der Lösungsprozesse in den noch wassererfüllten Bereichen erklären.

8.2.2 Die Stellung des Karstes in der Landschaftsentwicklung

Vor dem Hintergrund der in Kap. 8.2.1 vorgenommenen zeitlichen Einstufung der Verkarstungsprozesse kann davon ausgegangen werden, daß spätestens seit dem jüngeren Tertiär der Karst ein wesentliches Landschaftselement im Untersuchungsraum darstellt. Wechselwirkungen mit anderen geomorphologischen Prozessen lassen

sich nachweisen oder vermuten.

Karsterscheinungen wurden in praktisch allen Teilregionen des Untersuchungsgebietes festgestellt, die nicht von mächtigeren Sedimenten des Quartärs überlagert werden. Das Karstvolumen kann in einigen Regionen 3 % erreichen (Djado, Süden des Massif de Termit, Norden des Massif de Koutous).

Neben der Prägung des Reliefs durch karsttypische Einzelformen (Höhlen, Röhren, Dolinen etc.) ist vor allem die wechselseitige Beeinflussung von Karst und Hydrographie von herausragender Bedeutung. Dies beinhaltet auch Auswirkungen auf die Entwicklung des Großreliefs.

8.2.2.1 Prägung der Dachflächen durch Karst

Die Dachflächen der untersuchten Schichtstufenbereiche sind von einer Vielzahl geschlossener Depressionen unterschiedlichster Ausdehnung durchsetzt, die als Lösungsformen identifiziert wurden. Sie sind im allgemeinen von Lockermaterialien verfüllt (Kap. 7).

Die Depressionen fungieren als Zentren unterirdischer Entwässerung. Im Massif de Termit können selbst im Luftbild (1:50.000) in vielen der Depressionen zentripetal ausgerichtete Entwässerungslinien innerhalb der Lockermaterialverfüllungen ausgemacht werden. Sie laufen in kluftorientierten Schluckrinnen bzw. -löchern zusammen und bedingen die unterirdische Entwässerung der über mehr als 45 km² ausgedehnten, geschlossenen Dachfläche von Termit-Dougoulé/Touidounga. Die oberflächige Entwässerung der verkarsteten Bereiche ist auf ein Minimum reduziert.

Systeme der Oberflächenentwässerung sind in weiten Teilen der Plateaus überhaupt nicht ausgebildet. Daß dies nicht die Folge der ariden Klimabedingungen in der jüngeren Vergangenheit sein kann, belegen gut ausgebildete, fossile Flußsysteme in benachbarten Gebieten und die extreme Wirksamkeit der episodischen fluvialen Aktivität unter heutigen Bedingungen.

Andererseits verzögert - wo vorhanden - die Verfüllung der Depressionen mit stark tonigen Lockermaterialien (V 1) unterhalb der jüngeren Verfüllungen (V 2 und V 3) die rasche Abfuhr des

Niederschlagswassers in den tieferen Untergrund. Auf den verkarsteten Hochflächen besteht damit eine an den verfüllten Karst gebundene, hydrische und edaphische Sondersituation. Gerade bei Klimaschwankungen über eine gewisse Ariditäts-/Humiditätsgrenze hinaus wäre ein merklicher Einfluß dieser Sondersituation auf das Verteilungsmuster der Vegetation denkbar.

Auch eine Verstärkung der chemischen Verwitterung des Anstehenden im Kontakt mit der Lockermaterialfüllung im Sinne der von SCHUH (1988) an Verwitterungskleinformen beobachteten Prozesse ist aufgrund der zeitweilig längeranhaltenden Durchfeuchtung anzunehmen.

Wo die Dachflächendepressionen nicht derart abgedichtet sind, ermöglichen sie eine rasche Infiltration der spärlichen, aktuellen Niederschläge. Die Ergänzung des Grundwasserkörpers im Kaouar in jüngster Zeit und das Fehlen von Versalzungsspuren in den Dachflächendepressionen der Stufe von Bilma führt Busche (1982: 180) auf die schnelle Abfuhr über das gut entwickelte Karstsystem zurück. Auch KNETSCH (1962: 83) bezeichnet Dayas NW-afrikanischer Kalkplateaus als "Haupteinzugstrichter" für große Grundwassergebiete.

Insbesondere bei den Erscheinungen des Dachflächenkarstes im Massif de Koutous und an der Stufe von Tiguidit handelt es sich gleich den horizontalen Röhrenaustritten an Hängen um geschnittene Formen. Diese regionale Besonderheit wird in Kap. 8.2.2.4 in Zusammenhang mit der Beeinflussung der Stufenvorländer durch Karst nochmals aufgegriffen.

Die über weite Bereiche der Dachflächen ausgedehnten Silcretedecken zeigen im Dünnschliff einen ähnlichen Aufbau wie die kieselig verkrusteten Wände einiger Karstformen. Dadurch wird die Vermutung gestützt, daß es sich bei den flächenhaften Kieselsäure-Ausfällungen um korrele Bildungen der unterirdischen Lösungsformung handelt. Über die nachfolgende Verkarstung der Silcretedecken (Kap. 8.2.1) ist eine Mehrphasigkeit der Entwicklung belegt. Die hohe Widerständigkeit der Silcretedecken gegen die aktuellen Abtragungsprozesse prägt in weiten Bereichen die heutige Gestalt der Dachflächen.

8.2.2.2 Prägung der Stufen und Täler durch Karst

An den steilen Partien der Schichtstufen und der Talhänge sind eine Vielzahl von Höhlen und Röhren angeschnitten. Sie zeigen teilweise Spuren jüngerer Erosion in Form kleiner Rinnen mit gleichsinnigem Gefälle zum Ausgang hin. Auch ist örtlich eine junge Verschwemmung von Lockermaterial festzustellen. Bei diesen Prozessen handelt es sich um Überprägungen geringer Intensität, die das Gesamtbild der Stufen bzw. Talhänge wenig beeinflussen.

Häufig fallen aber die Austritte großer Karstformen in dichter Drängung mit einheitlichen Abschnitten der Stufen oder Täler zusammen. In Übereinstimmung mit KAISER (1972: 61) und BUSCHE (frdl. mdl. Mitt.) ist zu vermuten, daß im Untergrund vorhandene Karstgefäße die Anlage der Talsysteme und den Verlauf der Stufen maßgeblich mitbestimmt haben.

Dafür spricht das gehäufte Auftreten von Karstformen an in das Vorland eingreifenden Stufenspornen und in vorgelagerten Restbergen. Auch konnte an mehreren Stellen im Djado und an der Stufe von Bilma ein vermehrtes Austreten vertikaler und horizontaler Röhren bzw. Höhlen im Bereich großer Stufenüberhänge beobachtet werden. Die Orientierung der Einzelformen zueinander macht eine ehemalige Verbindung zwischen ihnen wahrscheinlich. Eine Ausgestaltung des Stufen- und Tälerreliefs in Anlehnung an im Untergrund bereits vorhandene, größere Hohlräume ist denkbar.

8.2.2.3 Prägung der Hänge durch Karst

In mehreren Teilen des Untersuchungsraumes, vor allem im Massif de Termit, treten an den Hängen Einbrüche in den Hangschuttdecken auf, die auf Nachsturz über Hohlräumen im Untergrund zurückgeführt werden müssen. Im südlichen Massif de Termit konnten an einer Stelle durch die Einbruchsnische angeschnittene, verkrustete Lösungsröhren beobachtet werden. Ein Zusammenhang zwischen der Entstehung der unterirdischen Hohlräume und im gleichen Gebiet auftretenden Verkarstungsprozessen ist damit nachgewiesen.

Die Einbrüche wirken sehr frisch. Die Hangschuttdecken sind über mehrere Meter senkrecht aufgeschlossen. Auf den Wänden oder an freigelegten Einzelblöcken zeigen sich keine Spuren einer späteren Verwitterung. Lediglich eine geringfügige Verschlammung der

Feinmaterialmatrix ist festzustellen. Spuren ähnlicher Formen aus der älteren Reliefentwicklung wurden nirgends beobachtet. Sollte sich ein Einbruch über Karsthohlräumen in der erdgeschichtlich jüngsten Vergangenheit bestätigen, stellt sich die Frage, wodurch der Prozess des Einbrechens als anscheinend einmaliger Vorgang initiiert wurde.

Im Sinne einer Arbeitshypothese drängen sich zwei mögliche Erklärungen auf:

- Ein allmähliches Entleeren des Karstwasserkörpers durch mangelnde Grundwasserergänzung im Rahmen der zunehmenden Aridität während des Holozäns. Damit wären die Hangeinbrüche wahrscheinlich grob mit dem Ende der Seephasen im westlichen Stufenvorland zu parallelisieren, wobei eine lokale Beeinflussung des Grundwasserzustroms in das übertiefte Stufenvorland durch tektonische Bewegungen nicht ausgeschlossen werden kann.

Da entsprechende Einbrüche in der älteren Reliefentwicklung nicht nachgewiesen wurden, würde dies außerdem ein erstmaliges Entleeren des Karstwasserkörpers über ein gewisses Maß hinaus seit Ausbildung der Hänge und damit seit dem ausgehenden Tertiär bedeuten. Daraus ergäben sich im Rahmen einer paläoklimatischen Interpretation Hinweise auf eine erstmals stärker ausgeprägte Ariditätsphase mit Beginn etwa im ausgehenden Pleistozän.

Diese Verknüpfung von bislang nicht näher belegbaren Möglichkeiten erscheint m.E. vorerst sehr gewagt.

- Da die extreme Überprägung der Hänge durch anscheinend zeitgleiche Einbrüche nur im Massif de Termit festgestellt wurde, kommt in dem ohnehin in der jüngeren Vergangenheit tektonisch aktiven Gebiet (vgl. Kap. 5.4) auch ein ruckartiger, tektonischer Impuls (Erdbeben) als Auslöser der Hangeinbrüche in Frage. Dabei wären die Einbrüche über "beliebig" alten, offenen Hohlräumen geschehen, ohne daß sich daraus Rückschlüsse auf die hydrologische oder paläoklimatische Entwicklung des Gebietes zur betreffenden Zeit erlauben.

8.2.2.4 Prägung der Stufenvorländer durch Karst

Die Entstehung der Stufenvorlandsenken ist bislang noch ungeklärt. Ein Zusammenhang mit den Karstvorkommen in den Stufenbereichen bzw. im Untergrund und insbesondere mit der speziellen karsthydrographischen Situation ist jedoch wahrscheinlich. Unter morphologischen Gesichtspunkten drängt sich ein Vergleich mit den Karstrandebenen im Sinne von LEHMANN (1953, 1954) und LEHMANN et al. (1954) auf. Auch eine (sub-)rezente, laterale Ausweitung der übertieften Bereiche durch Lösungsabtrag von Versturzmateriale (LEHMANN, 1954: 131) ist mit den Geländebefunden in einigen Gebieten, z.B. im Djado, vereinbar (vgl. Kap. 5.1).

Möglicherweise hängt das Fehlen von Stufenfußdepressionen um das Massif de Koutous und vor der Stufe von Tiguidit mit der Nähe zu den Hebungsgebieten Damagaram/Mounio bzw. Air zusammen. Mit dem

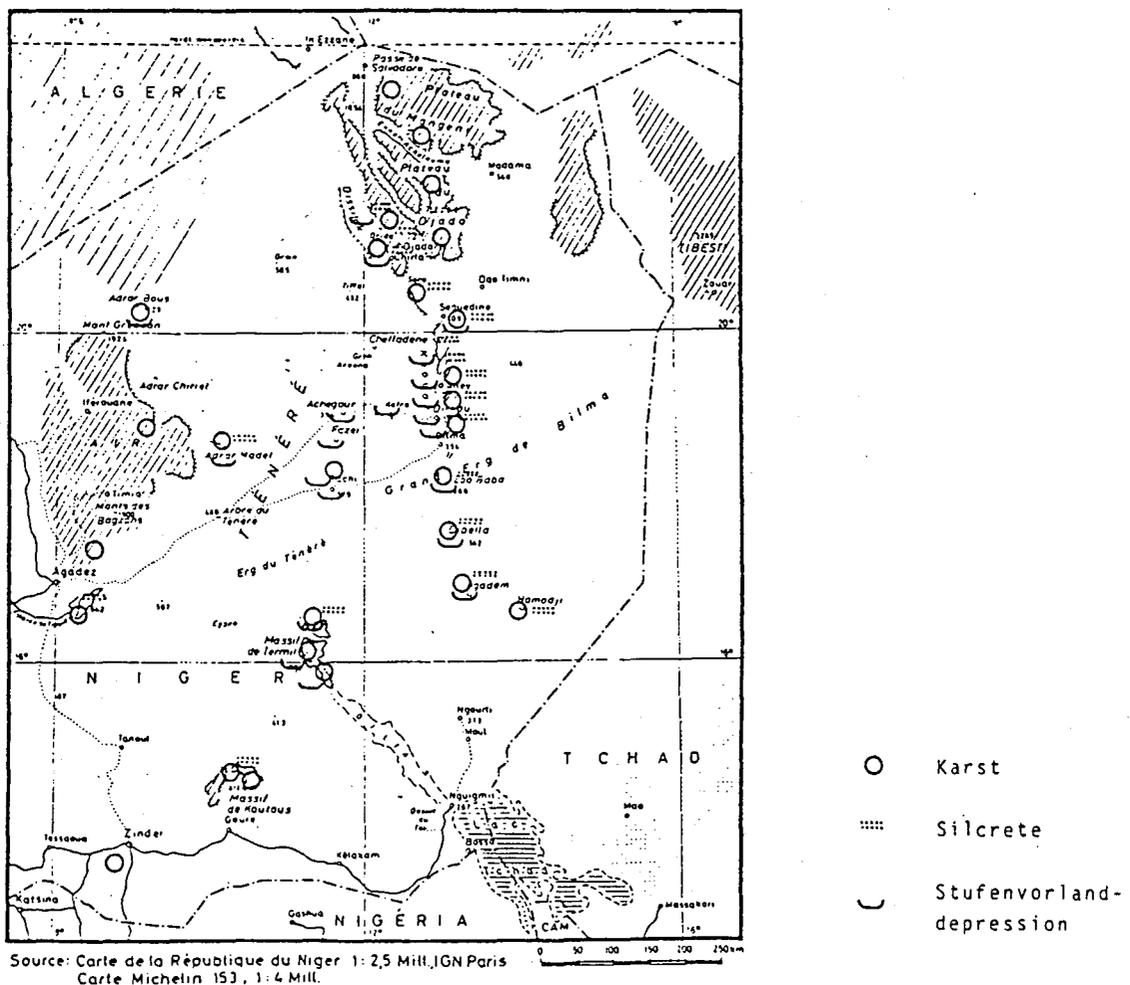


Fig. 61: Die Verbreitung von Silikatkarst, Silcrete und Stufenvorlanddepressionen im Arbeitsgebiet

verstärkten Grundwasserabstrom aus den geologischen Schwellenzonen in tiefergelegene Beckenbereiche ist ein vorzeitiges Absinken des Grundwasserspiegels um die genannten Gebirge gegenüber anderen Regionen verbunden. Bei einer maßgeblichen Beeinflussung der hydrologischen Situation einzelner Teilregionen des Arbeitsgebietes durch die jeweiligen geologischen und tektonischen Verhältnisse (nachgewiesen für das Kaouar durch BAUMHAUER, 1986; vgl. Kap. 5.3) würde dies für die gebirgsnahen Schichtstufen die chemische Verwitterung im Stufenfußbereich herabsetzen und das Entstehen überwiegend grundwassergespeister Seen verhindern.

Wie Fig. 61 zeigt, ist ein häufiges Zusammenfallen von starker Verkarstung, Silcreteausbildung auf der Dachfläche und Übertiefung der Stufenvorländer zu beobachten. Für einen genetischen Zusammenhang zwischen diesen Erscheinungen spricht unter anderem die Auswertung der Silcrete- (BUSCHE, 1982, 1983) und Röhrenkrusten-Dünnschliffe. Beide Materialien weisen sowohl in der chemischen Zusammensetzung als auch in der mikromorphologischen Ausbildung wesentliche Übereinstimmungen auf (z. B. Al- und Ti-Gehalte, Kornbindung).

8.2.3 Möglichkeiten der paläoklimatischen Interpretation

Es läßt sich festhalten, daß das Vorkommen von Karst im Arbeitsgebiet nicht nur eine belanglose Ziselierung der Landschaft darstellt. Vielmehr bestehen engste Wechselbeziehungen mit anderen Formungsprozessen und Formen. Vor allem der Einfluß der Verkarstung auf die hydrologische Situation im Untersuchungsraum und seinen Nachbargebieten seit dem Tertiär darf nicht unterschätzt werden.

Bei der paläogeographischen Interpretation der eigenen Befunde vor dem Hintergrund der Literatur muß unbedingt die regionale Streuung der Beobachtungen berücksichtigt werden. Parallel zur regionalen Abstufung der Verwitterungsintensitäten nach SKOWRONEK (1984b) zeigt die Untersuchung von BUSCHE (1982) eine Zunahme der Karsterscheinungen innerhalb seines Arbeitsgebietes nach Süden hin.

Die Auswertung der eigenen laboranalytischen Ergebnisse hat gleichermaßen eine regionale Differenzierung der Prozessintensität

mit Zunahme nach Süden ergeben (Kap. 6.5). Möglicherweise bildet der Untersuchungsraum eine persistierende Übergangszone im Hinblick auf das morphologische Geschehen.

Die in die gleiche Richtung weisenden Befunde aus einem derart großen Raum sprechen dafür, daß die räumlich-zeitliche Entwicklung des Karstes wesentlich an die paläoklimatische Entwicklung gebunden war.

Andererseits darf die Entwicklung der Grundwasserkörper im Nubischen Aquifer bzw. in den Sandsteinen des Continental Intercalaire/Continental Hamadien keinesfalls außer acht gelassen werden:

In der ausgehenden Kreide und dem frühen Tertiär, also im für die Verkarstung als maßgeblich angenommenen Zeitraum, begann aufgrund der in Kap. 2.4 erläuterten tektonischen Bewegungen die Hebung des Air und des Tibesti. Mit geringer Verzögerung setzte die Absenkung des Tschadbeckens ein.

Damit muß für den gesamten Untersuchungsraum eine zwar allmähliche, aber nachhaltige Umlenkung des Grundwasserstromes zu dieser Zeit angenommen werden. In welchem Umfang sich die Änderung der hydrologischen Situation auf die Landschaftsentwicklung und insbesondere auf die Verkarstung ausgewirkt hat, ist nach den vorliegenden Kenntnissen nicht abschätzbar.

Daß tektonische und hydrologische Sondersituationen im Arbeitsgebiet klimatische Veränderungen zumindest über geraume Zeit kassieren können, ist eindrucksvoll für die jungpleistozäne/ holozäne Seengeschichte im Vorland der Stufe von Bilma (BAUMHAUER, 1986), den südlichen Niger (GASSE et al., 1988) und für den NW-afrikanischen Raum nachgewiesen (FONTES et al., 1985: 608; LITTMANN, 1987a: 386).

Nach dem aktuellen Stand der Forschung ist die Entwicklung der hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsraum erst für die Periode seit dem ausgehenden Pleistozän in Ansätzen bekannt. Die mittel- und altpleistozäne und erst recht die tertiäre Situation entziehen sich bislang jeder umfassenden Kenntnis.

Die Prozesse der Verkarstung sind weitestgehend von der hydrologischen und geochemischen Situation innerhalb der Pedo- und Lithosphäre abhängig. Das Klima kann nur indirekt wirksam werden. Umgekehrt erlaubt die Untersuchung von Karsterscheinungen nur indirekte Rückschlüsse auf die zur Zeit der Verkarstung herrschenden Klimabedingungen. Die in den Kapiteln 6.5 und 8.2.1 vorgestellten Überlegungen erlauben eine vorsichtige Aussage zum Feuchteangebot und zum chemischen Milieu während der Phasen aktiver Karstformung.

Die weiträumig übereinstimmenden Befunde machen eine im wesentlichen klimatische Beeinflussung des Feuchtehaushaltes wahrscheinlich. Auf der Basis der vorliegenden Ergebnisse kann jedoch keine quantitative Bestimmung einzelner Klimaelemente (Niederschlag, Temperatur) erfolgen.

9 Zusammenfassung der Ergebnisse

Abschließend sollen die geomorphologischen und laboranalytischen Befunde der in dieser Arbeit dargestellten Untersuchungen unter Bezug auf die in Kap. 1 formulierten Fragen zusammengefaßt werden.

Die Frage nach echter Lösungsformung, "Verkarstung" im Sinne der in Kap. 3.2 festgehaltenen Definition, kann für silikatische Gesteine im Untersuchungsraum bejaht werden.

Die makromorphologischen Untersuchungen des Karstformenschatzes belegen zusammen mit den mikromorphologischen Analysen an Dünnschliffen und an Einzelkornpräparaten eine starke Lösungsformung, die von den unterirdischen Hohlraumssystemen aus gesteuert wurde. Von der Lösung sind in starkem Maße auch die Quarzkörner der Sandsteine selbst betroffen. Sie zeigen vor allem in Nähe der Hohlraumwände extreme Korrosionsspuren.

Schwieriger zu fassen ist die Frage nach den Bedingungen für eine derartige Lösungsformung.

Die laboranalytischen Untersuchungen haben eine Mehrphasigkeit in der Materialentwicklung ergeben. Sie beginnt mit der Ausfällung von Kieselsäure in amorpher oder auskristallisierter Form auf den Oberflächen von Quarzkörnern. Die Körner wurden nachfolgend von verschiedenen Arten von Bindemitteln eingeschlossen, die einen mehrfachen Wechsel der chemischen Zusammensetzung erkennen lassen.

Eine Charakterisierung der Ausfällungen im Probenmaterial nach Kristallisationsgrad und chemischer Zusammensetzung erlaubt bei regionaler Differenzierung die Unterscheidung mehrerer Entwicklungsphasen in Zusammenhang mit der Verkarstung.

Im Norden des Arbeitsgebietes (Djado, Stufe von Bilma) ist die erste Phase der Lösung und Ausfällung von Kieselsäure durch klar ausgebildete Formen gekennzeichnet, die den Grad der Kristallneubildung erreichen können. Sie sprechen für eine Mobilisierung und Fixierung des kieseligen Materials in gering konzentrierten Lösungen und/oder für eine langdauernde Entwicklung.

Dem steht ein geringer Kristallisationsgrad des Kieselsäureniederschlags auf Quarzkörnern im Süden des Arbeitsgebietes gegenüber. Der Grund für die amorphe Ausbildung könnte neben einer kürzer andauernden Entwicklung auch in einer höheren Si-Konzentration in der Lösung mit Neigung zur Polymerisation zu suchen sein.

Auch ist im Süden des Arbeitsgebietes der Anteil an Eisen- und Aluminiumverbindungen in den Sedimenten primär stark erhöht. Wegen der engen Wechselwirkungen mit diesen Elementen in Lösung ist eine Forcierung des Kieselsäureniederschlags ohne Möglichkeit zur Kristallisation wahrscheinlich.

Sowohl für den Norden als auch für den Süden des Arbeitsgebietes muß unabhängig von der Intensität der Lösung für die Dauer der Verkarstungsprozesse eine Feuchtigkeitssättigung im aktiven Karstbereich angenommen werden.

Bedingt durch die Änderung der Sedimentfazies im Laufe des Tertiärs mit Tendenz zu immer stärkerer Eisenanreicherung kann eine Verkarstung betont kieseliger Materialien (Sandsteine, Silcrete) nur bis etwa in das mittlere Tertiär nachgewiesen werden. Die Verkarstung jüngerer Sedimente beschränkt sich weitgehend auf die Mobilisierung von Eisenverbindungen.

Andererseits deuten hohe Konzentrationen an gelöstem SiO_2 in den Wässern des Kaouar und pedologisch-sedimentologische Untersuchungen von VÖLKE (1988b) auf eine Mobilisierung von Kieselsäure im Grundwasserbereich noch bis in jüngste Zeit hin.

Die hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet zur angenommenen Zeit der Verkarstung sind fast völlig unbekannt. Ihre Abschätzung wird durch tektonische Bewegungen größeren Ausmaßes während des Tertiärs weiter erschwert. Das macht eine paläoklimatische Interpretation der Verkarstungsprozesse, die sich ohnehin weitestgehend auf Angaben zum Feuchtehaushalt beschränken müßte, fast unmöglich.

Andererseits sprechen die für größere Gebiete einheitlichen Befunde für eine maßgebliche Beeinflussung des Verkarstungsgeschehens durch das Klima.

Aus der bereits angeführten regionalen Differenzierung der Untersuchungsergebnisse läßt sich eine - vor allem hygrische - Gliederung des Untersuchungsraumes seit Einsetzen der Verkarstungsprozesse ableiten.

Die Verkarstung der silikatischen Gesteine im Untersuchungsraum (kambrische und kretazische Sandsteine, tertiäre Eisenkrusten, Kristallin und Silcrete) hat in weiten Gebieten die Ausbildung oberirdischer Entwässerungssysteme verhindert.

Über die Beeinflussung der Hydrographie spielt der Silikatkarst für die Ausgestaltung aller Elemente des Großreliefs im Arbeitsgebiet eine maßgebliche Rolle. Umgekehrt wurde die Entwicklung des Karstes durch die Gestaltung der übrigen Reliefelemente, vor allem durch die Tieferlegung der Stufenvorländer, wesentlich bestimmt.

Abgesehen von wenigen Ausnahmen hat diese Tatsache noch keinen Eingang in die geomorphologische oder hydrogeologische Literatur gefunden. Gerade angesichts der drohenden Trinkwasserverknappung und der problematischen Abschätzung der Wasserressourcen in den Trockengebieten der Dritten Welt sind weiterführende Untersuchungen in dieser Richtung dringend erforderlich.

Literaturverzeichnis

- ADAMS, A.E., MAC KENZIE, W.S. & C. GUILFORD (eds.)(1981): Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. - 97 S., Stuttgart.
- (1986): Atlas der Sedimentgesteine in Dünnschliffen. - 103 S., Stuttgart.
- ALEXANDER, G.B., HESTON, W.M. & H.K. ILLER (1954): The solubility of amorphous silica in water. - J. Phys. Chem., **58**: 453-455.
- ALIMEN, H. (1953): Considérations sur la chronologie du Quaternaire saharien. - Bull. Soc. Géol. France, **7(V)**: 627-634.
- ALIMEN, H. & F. BEUCHER (1960): Premiers résultats d'une étude statistique de la forme des grains de quartz dans des sables d'origines diverses. - C.R. Acad. Sci., **250**: 165-167, Paris.
- AMBROGGI, R.P. (1966): Water under the Sahara. - Sci. Amer., **214/5**: 21-29.
- ANELLI, F. (1963): Fenomeni Carsici, Paracarsici e Pseudocarsici. - Giorn. Geol., **231**: 11-25.
- ANNUAIRE METEOROLOGIQUE DU NIGER: 1981, 1983, 1984, 1985; Direction de la Météorologie Nationale du Niger; Niamey.
- ARCHAMBAULT, J. (1960): Les eaux souterraines de l'Afrique Occidentale. - Nancy.
- ATTERBERG, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. - Internat. Mitt. Bodenkde., **2**: 312-342.
- AUBERT, D. & L. LE RIBAUT (1975): Analyse exoscopique de quartz des terrains tertiaires du Jura Vaudois. - Bull. Inst. Géol. Univ. Lausanne.
- AUBRY, M.-P. & A. ROUVILLOIS (1974): Les grains de quartz vus au microscope électronique à balayage. - Trav. Lab. Micropaléont. Univ. Paris VI, **3** ("Applications du M.E.B. à la paléontologie et à la sédimentologie"): 193-222.
- BALTZER, F. & L. LE RIBAUT (1971): Néogénèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical; aspect des grains en microscopie électronique et optique. - C.R. Acad. Sci., **273 D**: 1083-1086, Paris.
- BARBAROUX, L., BOUSQUET, B., BROUSSE, R., DA NOBREGA-COUTINHO, P. & P. JOVIC (1972): Examen au microscope électronique à balayage de grains de sable de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale. - Bull. B.R.G.M., **2^{ème} sér.**, **IV/4**: 3-31.

- BARDOSSY, G. (1970): Comparaison des bauxites de karst. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54/3**: 51-65, Budapest.
- BATTIAU-QUENEY, Y. (1977): Un phénomène karstique dans des grès silicieux (pays de Galles meridional). - Norois, Sonderh. **95 bis** ("Karstologie").
- BAUMHAUER, R. (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). - Würzb. Geogr. Arb., **65**: 235 S.
- (1987): Das Kawar - holozäne Seen in einem Schichtstufenvorland. - Verh.Bd. 46. Dtsch. Geographentag, München, im Druck.
- (1988): Holozäne limnische Akkumulationen im Großen Erg von Bilma, NE-Niger. - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 137-148.
- BAUMHAUER, R. & E. SCHULZ (1984): The holocene lake of Séguédine, Kaouar, Niger. - Palaeoecol. of Africa, **16**: 283-290.
- BEAUDET, G. (1978): Essai sur la zonation et la signification géomorphologique des cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale. - Trav. Doc. Géogr. Trop., CEGET, **33**: 33-52, Bordeaux.
- BEAUDET, G., MICHEL, P., NAHON, D., OLIVA, P., RISER, J. & A. RUELLAN (1976): Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidentale. - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., **18**: 157-174.
- BJORLYKKE, K. (1981): Diagenetic reactions in sandstones. - In: PARKER & SELLWOOD (eds.)(1981), s.d.
- BLACK, R., JAUJOU, M. & C. PELLATON (1967): Notice explicative sur la carte géologique de l'Air. - Ed. B.R.G.M.: 57 S., Paris.
- BLOT, A. (1980): L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. - Trav. Doc. O.R.S.T.O.M., **114**: 434 S.
- BOCQUIER G. & M. GAVAUD (1964): Etude pédologique du Niger oriental. - O.R.S.T.O.M.- Hann.- Dakar, 3 Bde.: 347 S.
- BOCQUIER, G. & Lj. NALOVIC (1972): Utilisation de la microscopie électronique en pédologie. - Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol., **X/4**: 411-434.
- BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. 2: 4-21.
- (1964): Mischungskorrosion - ein Beitrag zum Verkarstungsphänomen. - Erdkde., **18**: 83-92.
- BOISSEZON, P. de, MOUREAUX, C. BOQUEL, G. & G. BACHELIER (1973): Les sols ferralitiques. - Initiations - Documentations Techniques de l'O.R.S.T.O.M., **21/4**: 146 S, Paris.

- BONIFAS, M. (1959): Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. - Thèse Sci., Strasbourg.
- BONTE, A. (1954): Sur la formation et l'évolution des poches de dissolution. - C.R. Acad. Sci., **240**: 1788-1790, Paris.
- BOUDOURESQUE, L., DUBOIS, D. LANG, J. & J. TRICHET (1982): Contribution à la stratigraphie de la bordure occidentale du Bassin de Iullemeden (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest). - Bull. Soc. Géol. Franc., VII, **24/4**: 685-695.
- BOWDEN, D.J. (1980): Sub-laterite cave systems and other pseudo-karst phenomena in the humid tropics. The example of the Kasewe Hills, Sierra Leone. - Z. Geomorph., **24**: 77-90.
- BRADLEY, R.S. (1985): Quarternary Paleoclimatology. - 472 S., Boston, London, Sidney.
- BREMER, H. (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. - Würzb. Geogr. Arb., **35**: 194 S.
- BREWER, R. (1976): Fabric and mineral analysis of soils. - 482 S., New York.
- BRICKER, O.P., GODFREY, A.E. & E.T. CLEAVES (1968): Mineral-water interaction during the chemical weathering of silcretes. - Adv. Chem. Ser., **73**: 128-142.
- BRYAN, R. & A. YAIR (eds.) (1982): Badland geomorphology and piping. - 408 S., Cambridge.
- BÜDEL, J. (1977): Klimageomorphologie. - 304 S., Berlin.
- BURGER, D. & M. LANDMANN (1988): Quantitative Mikromorphologie der Quarzverwitterung mit Beispielen aus dem tropischen Karst. - Tübinger Geogr. Arb., **100**, im Druck.
- BUSCHE, D. (1982): Die geomorphologische Entwicklung des westlichen Murzuk-Beckens, des Djado-Plateaus und des nördlichen Kaouar. - Unveröff. Habil.-Arbeit, Geogr. Inst. Univ. Würzburg, I: 377 S. und II (137 Abb.)
- (1983): Silcrete in der zentralen Sahara (Murzuk-Becken, Djado-Plateau und Kaouar; Süd-Libyen und Nord-Niger). - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. **48**: 35-49.
- BUSCHE, D. & W. ERBE (1987): Silicate karst landforms of the southern Sahara (north-eastern Niger and southern Libya). - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. **64**: 55-72.
- BUSCHE, D. & H. HAGEDORN (1980): Landform development in warm deserts - the central Saharan example. - Z. geomorph. N.F., Suppl.Bd. **36**: 123-139.
- BUSCHE, D. & B. SPONHOLZ (1988): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der Republik Niger. - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 9-43.

- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. - Geol. Rdsch., **40**: 11-19.
- CAILLEUX, A. & T. MONOD (1945): Etude de quelques sables et grès du Sahara Occidental. - Bull. IFAN, **7(1-4)**: 174-190.
- CAILLEUX, A. & H. SCHNEIDER (1968): L'usure des sables vue au M.E.B.. - Sci. Prog. Nat., **3395**: 92-94, Paris.
- CALLOT, Y. (1981): Sur quelques formes souterraines pseudokarstiques en France. - Proc. 8th Intern. Congr. Speleol., **2**: 682-685, Bowling Green, Kentucky.
- CALLOT, Y., CHABAUD, M. & R. DIVOL (1977): Cavités dans les grès du Trias ardéchois. - Spelunca, 4^{ième} série, **4**: 151-158.
- CARBONNEL, J.P. (1965): Sur les cycles en solution du fer et de la silice en milieu tropical. - C.R. Acad. Sci., **260 D**: 4035-4038, Paris.
- CASTELLANI, V. & W. DRAGONI (1987): Some considerations regarding karstic evolution of desert limestone plateaus. - In: GARDINER, V. (ed.)(1987), s.d.: 1199-1206.
- CEKHOMSKIJ, A.M. (1960): Structure et composition de la pellicule des grains de sables quartzeux. - Kora Vyvetr. Akad. Nauka SSSR, **3**: 293-312.
- CHURCHER, C.S. & M.B. FENTON (1968): Vertebrate remains from the Dickson limestone quarry, Halton County, Ontario, Canada. - Nat. Speleol. Soc. Bull., **30/1**: 11-22.
- CLAISSE, G. (1972a): Etude de l'altération du quartz en milieu tropical humide. - C.R. Acad. Sci., **274 D**: 2956-2959, Paris.
- (1972b): Etude de la solubilisation du quartz en voie d'altération. - Cahiers O.R.S.T.O.M., série pédol., **X/2**: 97-122.
- COLVEE, P. (1973): Cueva en cuarcitas del Cerro Autana, Territorio Federal Amazonas. - Bol. Soc. Venezolana de Espeleologia, **4 (1)**: 5-13.
- CONRAD, G. (1959): Observations préliminaires sur la sédimentation dans les daias de la Hamada du Guir. - Bull. Soc. Géol. France, **7/1**: 156-162.
- CONRAD, G., GEZE, B. & H. PALOC (1967): Observations sur des phénomènes karstiques et pseudo-karstiques du Sahara. - Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn., **2, IX/5**: 357-370, Paris.
- CONRAD, G., GEZE, B. & H. PALOC (1968): Phénomènes karstiques du Sahara. - Actes IV Congr. Internat. Speleol., **3**, Ljubljana.
- CORRENS, C.W. (1940): Über die Löslichkeit von Kieselsäure in schwach sauren und alkalischen Lösungen. - Chemie der Erde,

13: 92-96.

- CROOK, K.A.W. (1968): Weathering and roundness of quartz sand grains. - *Sedimentology*, **11**: 171-182.
- CURL, R.L. (1974): Deducing Flow Velocity in Cave Conduits from Scallops. - *Nat. Speleol. Soc. Bull.*, **36/2**: 1-5.
- CVIJIC, J. (1893): Das Karstphänomen. - *Geogr. Abh., B.V.*, **3**: 215-340, Wien.
- DAY, A.E. (1928): Pipes in the Coast Sandstone of Syria. - *Geol. Mag.*, **65**: 412-415.
- DEGENS, E.T. (1962): Geochemische Untersuchungen von Wässern aus der ägyptischen Sahara. - *Geol. Rdsch.*, **52**: 625-639.
- DEJU, P.A. (1971): A model to chemical weathering of silicate minerals. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **82/4**: 1055-1062.
- DEMOLON, A. & E.M. BASTISSE (1938): Sur quelques complexes colloïdaux du fer et de l'aluminium. - *Ann. Agron.*, **1**: 6-33.
- (1944): Le rôle vecteur de la silice dans les phénomènes géochimiques et physiologiques. - *Ann. Agron.*, **XIV/3**: 265-296.
- DEVIGNE, J.P. (1976): Microflore et processus sédimentaires. - *La Recherche*, **67/7**: 433-443.
- (1977): Pourquoi les microvégétaux participent-ils à la genèse des minéraux et des minerais sédimentaires? - *Minéraux et Fossiles*, **29**: 20-31.
- DOORNKAMP, J.C. & D.H. KRINSLEY (1970): Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical environment. - *Sedimentology*, **17**: 89-101.
- DORN, R.I. & T.M. OBERLANDER (1982): Rock varnish. - *Progr. Phys. Geogr.*, **6/3**: 317-367.
- DRESCH, J. (1959): Notes sur la géomorphologie de l'Air. - *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, **280-281**: 2-20, Paris.
- DRESCH, J. & G. ROUGERIE (1960): Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. - *Rev. Géomorph. Dyn.*, **11/4-5**: 49-58.
- DREW, D.P. (1982): Piping in the Big Muddy badlands, Southern Saskatchewan, Canada. - In: BRYAN & YAIR (eds.) (1982), s.d.: 293-304.
- DURAND, A. (1980): Cordons dunaires perilacustres et oscillations du Lac Tchad au Quaternaire récent. - 26. CGI, *Résum. II*: 650, Paris.
- (1982): Oscillations of Lake Tchad over the past 50.000 years: new data and new hypothesis. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **39**: 37-53.
- DURAND, A. & J. LANG (1986): Problèmes d'évaluation de l'aridité

- dans les paléoenvironnements: Exemple du Kanémien (21.000-13.000 ans B.P.) au Tchad et au Niger. - In: INQUA-ASEQUA, Dakar, 1986, s.d.: 123-126.
- DURAND, A., LANG, J., MOREL, A. & J.P. ROSET (1984): Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pleistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air oriental (Sahara méridional, Niger). - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **XXIV(1)**: 47-59.
- DURAND, A. & P. MATHIEU (1980): Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pleistocène supérieur. - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **22(4-5)**: 329-341.
- ELLIOT, T. (1983): Facies, sequences and sand-bodies of the principal clastic depositional environments. - NATO ASI Series C, **115**: 1-56.
- ENGELHARDT, W.v. & W. TUNN (1954): Über das Strömen von Flüssigkeiten durch Sandstein. - Heidelberger Beitr. Min. Petr., **4**: 12-25.
- ENVIRONMENTAL CHANGE IN THE WEST-AFRICAN SAHEL (1984). - Nat. Acad. Press: 96 S., Washington.
- ERHART, H. (1943): Les latérites du Moyen-Niger et leur signification paléoclimatologique. - C.R. Acad. Sci., **217**: 323, Paris.
- (1951): Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. - C.R. Acad. Sci., **233**: 805, 966, Paris.
- (1953): La nature minéralogique et la g n se des sédiments de la cuvette tchadienne. - C.R. Acad. Sci., **237**: 401-403, Paris.
- ERHART, J. (1973): Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium. - Paris: 217 S.
- FABRE, J. (ed.)(1983): Lexique stratigraphique. - IUGS Strat. Comm., Oxford.
- FABRE, G. & J. NICOD (1982): Modalités et role de la corrosion cryptokarstique dans les karsts méditerranéens et tropicaux. - Z. Geomorph. N.F., **26/2**: 209-224.
- FAURE, H. (1963): Inventaire des évaporites du Niger. - Min. Trav. Publ. Min. Hydraul.: 260 S. (unveröff.).
- (1966): Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-pal ozoiques du Niger Oriental. - Mém. B.R.G.M., **47**: 630 S., Paris.
- (1969): Lacs quaternaires du Sahara. - Mitt. Internat. Ver. Limnol., **17**: 117-146.

- FINK, M.H. (1966): Vergleichende Übersicht der für Höhlenpläne vorgeschlagenen und verwendeten Signaturen; Kommission für konventionelle Zeichen und Terminologie. 3. Internat. Kongr. Speläol., Wien, V.
- FLAGEOLLET, J.C. (1980/81): Aspects morphologiques et exoscopiques des quartz dans quelques sols ferrallitiques de la région de Cechi (Cote d'Ivoire). - Cah. O.R.S.T.O.M., sér. pédol., **XVIII/2**: 111-121.
- FLASCHEN, S.S. & E.F. OSBORN (1957): Studies of the system iron oxid-silica-water at low oxygen partial pressure. - Econ. Geol., **52**: 923-943.
- FONTES, J.C., GASSE, F., CALLOT, Y., PLAZIAT, J.C., CARBONEL, P., DUPEUBLE, P.A. & I. KACSMARSKA (1985): Freshwater to marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. - Nature, **6038/317**: 608-610.
- FONTES, J.C. & F. GASSE (1987): Programme Palhydraf. Etat d'avancement, janvier 1987. - Géodynamique, **2/2**: 127-160.
- FORD, D. (1988): Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks. - In: JAMES & CHOQUETTE (eds.)(1988), s.d.: 25-57.
- FOURNIER, R.O. (1960): Solubility of quartz in water in the temperature interval from 25 - 300°C. - Bull. Geol. Soc. Amer., **71**: 1867-1868.
- FRANZ, H. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Klimatologie des Quartärs im Tschadbecken. - Mitt. Geol. Ges., **51**: 19-65, Wien.
- (1967): On the stratigraphy and evolution of climate in the Chad Basin during the Quaternary. - In: BISHOP, D.C. (ed.)(1967), s.d.
- FUCHS, F., GERSTENHAUER, A. & K.H. PFEFFER (eds.)(1987): LEHMANN, H.: Beiträge zur Karstmorphologie. - Erdkundl. Wissen, **86**, Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (1983): Facies controls on sandstone diagenesis. - NATO ASI Series C, **115**: 269-288.
- GABRIEL, B. (1979): Ur- und Frühgeschichte als Hilfswissenschaft der Geomorphologie im ariden Nordafrika. - Geogr. Studien, **93**: 135-148, Stuttgart.
- (1982): Die Sahara im Quartär - Klima-, Landschafts- und Kulturentwicklung. - Geogr. Rdsch., **34/6**: 262-268.
- (1986): Die östliche Libysche Wüste im Jungquartär. - Berliner Geogr. Arb., **19**: 216 S.
- GARDINER, V. (ed.)(1987): International geomorphology 1986, II. -

1292 S., Chichester.

- GARRELS, R.M. & F.T. MACKENZIE (1971): Evolution of sedimentary rocks. - Norton, New York.
- GASSE, F. (1987): Diatoms for reconstructing palaeoenvironments and palaeohydrology in tropical semi-arid zones. - *Hydrobiologia*, **154**: 127-163.
- GAUDA, M., KLOSE, H. KNUST, E., NESS, A., WEBER, D. & H. WEBER (1982): Röhrenstrukturen und röhrenförmige Höhlen im pfälzischen Buntsandstein. - *Abh. Karst- u. Höhlenkunde, A*, **20**: 101 S.
- GAVAUD, M. (1977): Les grand traits de la pédogénèse au Niger Méridional. - *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M.*, **76**: 102 S., Paris.
- GAVRILOVIC, D. (1968): Kamenice in magmatischen Gesteinen Jugoslawiens. - *Z. Geomorph. N.F.*, **12/1**: 43-59.
- (1969): Die Höhlen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). - *V. Internat. Kongr. Speläol.*, Stuttgart, *Abh. 2*: 17/1-17/7.
- (1974): Srpska Kraska Terminologija. - *Kraska Terminologija Jugoslawenskik Naroda, II*, Beograd.
- (1981): Genetic types of caves in Sahara. - *European Regional Conf. Speleol.*, Sofia 1980, *II*: 137-139.
- (1986): Experimental studies of the intensity of surface erosion in the karst regions of Yugoslavia. - *9. Congr. Internac. Espeleol.*, Barcelona 1986: 229-231.
- GEYH, M.A. & D. JÄKEL (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher ¹⁴C-Daten. - *Z. Geomorph. N.F.*, **18**: 82-98.
- GEZE, B. (1947): Sur les dolines des formations gréso-schisteuses de la Montagne Noire (Herault). - *Bull. Soc. Languedoc. Geogr.*, 2^{ème} série, **18**: 90-96, Montpellier.
- (1951): Sur la gènèse des cavités souterraines et dolines dans les roches non karstiques. - *Ann. Spéleol.*, **6(2-3)**: 61-66.
- GIESSNER, K. (1969): Das Air-Gebirge und seine geomorphologische Differenzierung. - *Jb. Geogr. Ges. Hannover* 1969: 67-109.
- GOUDIE, A.S. & K. PYE (eds.)(1983): Chemical sediments and geomorphology - precipitates and residua in the near-surface environment. - 439 S., London.
- GRANTZ, A. (1976): Sandstone caves (Tafoni) in the Central Santa Cruz Mountains, San Mateo Country. - *California Geol.*, **29/3**: 51-54.
- GREIGERT, J. & R. POUGNET (1967): Essai de description des formations géologiques de la République du Niger. - *Mém. B.R.G.M.*,

48: 236 S., Paris.

- GREINERT, U. & H. HERDT (1987): Das Relief als geoökologischer Faktor. - Geowiss., **5/5**: 174-182.
- GROVE, A.T. (1972): The dissolved and solid load carried by some West African rivers: Senegal, Niger, Benue, Shari. - Journ. Hydrol., **16**: 277-300.
- (ed.)(1985): The Niger and its neighbours - environmental history and hydrobiology, human use and health hazards of the major West African rivers. - Rotterdam: 331 S.
- GROVE, A.T. & A. WARREN (1968): Quarternary landforms and climate on the south side of the Sahara. - Geogr. Journ., **145**: 194-208.
- GRUNERT, J. (1983): Geomorphologie der Schichtstufen am Westrand des Murzuk-Beckens (Zentrale Sahara). - Relief, Boden, Paläoklima, **2**: 271 S.
- (1988a): Klima- und Landschaftsentwicklung in Ostniger während des Jungpleistozäns und Holozäns. - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 289-304.
- (1988b): Verwitterung und Bodenbildung in der Süd-Sahara, im Sahel und im Nord-Sudan. Mit Beispielen aus Niger, Burkina Faso und Nord-Togo. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, **3/41**: 22-43.
- GRUNERT, J. & H. HAGEDORN (1976): Beobachtungen an Schichtstufen der Nubischen Serie (Zentralsahara). - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. **24**: 99-110.
- HABERLAND, W. (1975): Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). - Berliner Geogr. Abh., **21**:
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. - Z. Geomorph., Suppl.Bd. **11**:
- (1980): Fluvial processes in the Sahara. - Palaeoecol. of Africa, **12**: 115-123.
- (1984): Zur Reliefentwicklung der südlichen Zentralsahara. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. **50**: 53-58.
- (1985): Formen und Bilder der Wüste am Beispiel der Sahara. - Natur und Museum, **115/7**: 210-230.
- (1988a): Äolische Abtragungsformen im Massiv von Termit (NE-Niger). - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 277-287.
- (1988b): Aktuelle und vorzeitliche Morphodynamik im Massif de Termit (Niger). - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, **3/41**: 213-228.

- HAMILTON, R. (1964a): Microscopic studies of laterite formations.
- In: JONGERIUS, A. (ed.)(1964), s.d.: 269-276.
- (1964b): A short note on droplet-formation in ironcrusts. -
In: JONGERIUS, A. (ed.)(1964), s.d.: 277-278.
- HANAWALT METHOD (1985), Powder Diffraction File Search Manual,
Inorganic Phases, Swarthmoor.
- HARDER, H. (1965): Experimente zur "Ausfällung" der Kieselsäure.
- Geochim. Cosmochim. Acta, **29**: 429-442.
- HARDER, H. & W. FLEHMIG (1970): Quarzsynthese bei tiefen Tempera-
turen. - Geochim. Cosmochim. Acta, **34**: 295-305.
- HARRAR, N.J.C. (o.J): Solvent effects of certain organic acids
upon oxides of iron.
- HARVEY, A. (1982): The role of piping in the development of
badlands and gully systems in south-east Spain. - In: BRYAN &
YAIR (eds.)(1982), s.d.: 317-335.
- HELGESON, H.C. (1971): Kinetics of mass transfer among silicates
and aqueous solutions. - Geochim. Cosmochim. Acta, **35**: 421-
469.
- HENDRIKS, F., LUGER, P., BOWITZ, J. & H. KALLENBACH (1987):
Evolution of depositional environments of SE-Egypt during the
Cretaceous and Lower Tertiary. - Berliner Geowiss. Abh., A,
75/1, SFB 69: 49-82.
- HERAK, M. & V.T. SPRINGFIELD (eds.)(1972): Karst. - 551 S.,
Amsterdam.
- HERVIEU, J. (1977): Témoins paléoclimatiques et environnement
préhistorique dans le Massif de Termit (Niger Oriental). -
Cahiers O.R.S.T.O.M., série géol., **9/1-2**: 3-14.
- HUANG, W.H. & W.D. KELLER (1970): Dissolution of rock-forming
silicate minerals in organic acids: simulated first-stage
weathering of fresh mineral surfaces. - Amer. Miner., **55**:
2076-2094.
- (1971): Dissolution of clay minerals in dilute organic acids
at room temperature. - Amer. Miner., **56**: 1082-1095.
- HUANG, W.H. & W.C. KIANG (1972): Laboratory dissolution of pla-
gioclase feldspars in water and organic acids at room tempe-
rature. - Amer. Miner., **57**: 1849-1859.
- ILER, R.C. (1979): The chemistry of silica. - New York.
- INGERSOLL, R.V. (1974): Surface textures of first cycle quartz
sand grains. - Journ. Sedim. Petr., **44/1**: 151-157.
- INQUA - ASEQUA Internat. Symp. on Global Change in Africa During
Quaternary, Past - Present - Future, Dakar, 1986: 515 S.
- JAHRESHEFTE KARST- U. HÖHLENKUNDE (1964): Fachwörterbuch für

Karst- und Höhlenkunde.

- JÄKEL, D. & M.A. GEYH (1982): ^{14}C -Daten aus dem Gebiet der Sahara, hervorgegangen aus Arbeiten der Forschungsstation Bardai und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover. - Berliner Geogr. Abh., **32**: 143-166.
- JAMES, N.P. & P.W. CHOQUETTE (eds.)(1988): Paleokarst. - New York: 416 S.
- JENNINGS, J.N. (1983): Sandstone pseudokarst or karst. - Australian and New Zealand Geomorph. Group, Special Publ., **1**: 21-30.
- (1985): Karst geomorphology. - 293 S., Oxford.
- JONGERIUS, A. (ed.)(1964): Soil micromorphology. - 540 S., Amsterdam.
- JOSEPH, A. & B. OUSMANE (1986): Recharge and paléorecharge des aquifères discontinus du socle de l'Air et du Liptako (Niger). - INQUA-ASEQUA, Intern. Sympos., Dakar: 213-216.
- JOULIA, F. (1952): Rapport de mission géologique au Niger. - Dir. Fédérale des Mines et de la Géol., unveröff.
- KAISER, K. (1972): Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche. - Berliner Geogr. Abh., **16**: 49-82.
- KATO, K. (1969): Behaviour of dissolved silica in connection with oxidation-reduction cycle in lake water. - Geochem. J., **3**: 87-97.
- KENNEDY, G.C. (1950): A portion of the system silica-water. - Econ. Geol., **45**: 629-653.
- KLAER, W. (1956): Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. - Pet. Geogr. Mitt., Erg.H. **261**: 146 S.
- KLITZSCH, E. (1967): Über den Grundwasserhaushalt der Sahara. - Africa Spektrum, **3/67**: 25-37.
- (1970): Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. - Geol. Rdsch., **59/2**: 459-527.
- (1974): Bau und Genese der Grarets und Alter des Großreliefs im Nordostfezzan (Südlibyen). - Z. Geomorph., **18**: 96-116.
- KLITZSCH, E., SONNTAG, C., WEISTROFFER, K. & E.M. EL SHAZLY (1976): Grundwasser der Zentralsahara: Fossile Vorräte. - Geol. Rdsch., **65**: 264-287.
- KNETSCH, G. (1966): Über Boden- und Grundwasser in der Wüste (am Beispiel westägyptischer Vorkommen). - Nova Acta Leopold. N.F., **176/31**: 67-88.
- KOPEJKIN, V.A. & A.S. MIKHAILOV (1970): Solubilité et formes de la silice en solution dilue dans des conditions norma-

- les. - Doklady an SSSR, ser. Geokhimija, **191/4**: 917-920.
- KRAUSKOPF, K.B. (1956): Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **10**: 1-26.
- KRAUTHAUSEN, B. (1985): Karst- und Pseudokarstgebiete als wichtige Wasserreserven in Trockengebieten der dritten Welt. - *Die Höhle*, **36/2**: 25-35.
- KRINSLEY, D.H. & J. DONAHUE (1968): Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **79**: 743-748.
- KRINSLEY, D.H. & J.C. DOORNKAMP (1973): Atlas of quartz sand surface textures. - Cambridge: 91 S.
- KRINSLEY, D.H. & S. MARGOLIS (1969): A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. - *Trans. N.Y. Acad. Sci.*, **31**: 457-477.
- KUKLA, J. (1950): Grottes pseudokarstiques près de Loket (Sokolov). - *Ceskoslovensky cras*, **9/10**: 274-278, Brno.
- LAFFER, L.T. (1958): La cueva de Conejero. - *Bol. Soc. Venezolana Cien. Nat.*, **20(92)**: 155-160.
- LAFITTE, R. (1961): A propos des ressources hydrauliques du Sahara. - *Trav. Inst. Rech. Sahar.*, **20**: 247-254.
- LAMOTTE, M. & G. ROUGERIE (1962): Les apports allochtones dans la g n se de cuirasses ferrugineuses. - *Rev. Geomorph. Dyn.*, **13**: 145-160.
- LAUER, W. & P. FRANKENBERG (1979): Zur Klima- und Vegetationsgeschichte der westlichen Sahara. - *Akad. Wiss. Lit.*, **1**: 1-61, Mainz.
- LEHMANN, H. (1953): Karst-Entwicklung in den Tropen. - *Umschau in Wissensch. u. Technik*, **18**: 559-562.
- (1954): Der tropische Kegelkarst auf den Großen Antillen. - *Erdkde.*, **8**: 130-139.
- (1962): Karstmorphologie. - In: Westermanns Lexikon der Geographie.
- LEHMANN, H., ROGLIC, J., RATHJENS, C., LASSERRE, G., HARRASSOWITZ, H. CORBEL, J. & P. BIROT (1954): Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. - *Erdkunde*, **8**: 112-122.
- LENEUF, N. (1959): L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Cote d'Ivoire forestière et les sols qui en sont derviv s. - Thèse Paris: 212 S.
- (1972): Aspects microscopiques de la surface des grains de quartz du Continental Terminal de Cote d'Ivoire. - *Cahiers O.R.S.T.O.M., s r. géol.*, **IV/1**: 53-65.
- (1973): Observations stéréoscopiques sur les figures de cor-

- rosion du quartz dans certaines formations superficielles. - Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. pédol., **XI/1**: 43-51.
- LE RIBAUT, L. (1971): Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface de cristaux de quartz des formations sableuses. - C.R. Acad. Sci., **272 D**: 1933-1936, Paris.
- (1972): Exoscopie: caractères distinctifs des quartz à l'évolution fluviale. - C.R. Acad. Sci., **274 D**: 3190-3193, Paris.
- (1973): L'exoscopie, méthode de détermination des évolutions subies par les grains de quartz au cours de leur histoire géologique, par l'étude de leurs aspects superficiels au M.E.B. - Thèse Paris-Sud: 62 S.
- (1975): L'exoscopie: méthode et applications. - Notes et Mémoires Total, **12**: 232 S.
- LEWIN, J.C. (1961): The dissolution of silica from diatom walls. - Geochim. Cosmochim. Acta, **21**: 182-198.
- LITTMANN, T. (1987a): War die Sahara in der Vorzeit grün?. - Natur und Museum, **117/12**: 386-394.
- (1987b): Klimaänderungen in Afrika während der Würm-Eiszeit. - Geoökodynamik, **8**: 245-257.
- LÖFFLER, E. (1974): Piping and pseudokarst features in the tropical lowlands of New Guinea. - Erdkunde, **28**: 13-18.
- (1978): Karst features in igneous rocks in Papua New Guinea. - In: DAVIES & WILLIAMS (1978), s.d.: 238-249.
- LOUIS, P. (1970): Contribution géophysique à la connaissance géologique du Bassin du Lac Tchad. - Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, **42**:
- LOVERING, T.S. (1959): Significance of accumulation plants in rock weathering. - Geol. Soc. Amer. Bull., **70**: 781-800.
- MACKENZIE, F.T. & R. GEES (1973): Quartz synthesis at earth-surface conditions. - Science, **179/3996**: 533-535.
- MAIGNIEN, R. (1960): Influences anciennes sur la morphologie, l'évolution et la repartition des sels en Afrique tropical de l'Ouest. - 7th Internat. Congr. Soils Sci.: 171-176, Madison.
- MAINGUET, M. (1972): Le modelé des grès. - Bd. I: 227 S., ign, Paris.
- MAINGUET, M. & Y. CALLOT (1975): Réflexions à propos d'une comparaison entre karsts gréseux et karsts calcaires. - Mém. et Doc. C.N.R.S., Phénomènes karstiques II: 105-110.
- MALEY, J. (1980): Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle. - Thèse d'Etat: 585 S., Montpellier.

- MARGOLIS, S.V. (1968): Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. - *Sediment. Geol.*, **2/4**: 243-256.
- MARTINI, J. (1979): Karst in Black Reef Quarzite near Kaapsekoop, Eastern Transvaal. - *Ann. geol. Surv. South Afric*, **13**: 115-128.
- (1981): The control of karst development with reference to the formation of caves in poorly soluble rocks in the Eastern transvaal, South Africa. - *Proc. 8th Internat. Congr. Speleol.*, Bowling green, Kentucky, **1**: 4-5.
- MASANNAT, Y.M. (1980): Development of piping erosion conditions in Benzonia area, Arizona, USA. - *Quart. J. Engng. Geol.*, **13**: 53-61.
- MATHIEU, P. (1971): Apports chimiques par les eaux de pluie et action des eaux de ruissellement en milieu forestier tropical (Cote d'Ivoire). - *C.R. Acad. Sci., Paris*, **273 D**: 45-47.
- MAUNY, R. (1949): Etat actuel de nos connaissances sur la préhistoire de la colonie du Niger. - *Bull. IFAN*, **XI**: 141-158.
- McCLELLAN, G.H. & A.J.G. NOTHOLT (1986): Phosphate deposits of tropical subsaharan Africa. - *Dev. Plant Soil Sci.*, 1986: 173-223.
- McCONNEL, D. (1973): Apatite. Its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences. - *Ill S., Wien*.
- McFARLANE M.J. & C.R. TWIDALE (1987): Karstic features associated with tropical weathering features. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* **64**: 73-95.
- McKEE, E.D. (1962): Origin of the Nubian and similar sandstones. - *Geol. Rdsch.*, **52**: 551-587.
- MEARS, B. (1968): Piping. - In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.)(1968): *Encyclopedia of Geomorphology*: 849-850.
- MEHRA, O.P. & M.C. JACKSON (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium carbonate. - *Proc. 7th Int. Clays Claymin.*: 317-327.
- MENSCHING, H. (1979): FuBflächen als morphogenetische Sequenz. - *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, **5**: 111-113.
- MESSERLI, B. & E. FREI (1985): Klimageschichte und Paläoböden in den Gebirgen Afrikas zwischen Äquator und nördlichem Wendekreis. - *Geomethodica, Veröff. 10. BGC*, **10**: 31-70, Basel.
- MICHEL, P. (1978): Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique Occidentale, aperçu chronologique. - *Trav. Doc. Géogr. Trop.*, **CEGET**, **33**: 11-32, Bordeaux.

- MILLOT, G. (1960): Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. - Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, **13(4)**: 129-146.
- MILLOT, G., RADIER, H., MULLER-FEUGA, R., DEFOSSEZ, M. & R. WEY (1959): Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. - Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, **12(2)**: 3-14.
- MILLOT, G. & R. FAUCK (1971): Sur l'origine de la silice des silicifications et des diatomites quaternaires du Sahara. - C.R. Acad. Sci., **272 D**: 4-7, Paris.
- MITCHELL, B.D. (1975): Oxides and hydrous oxides of silicon in soil components. - 2 Bde., 684 S., Berlin.
- MOORE, E.S. & J.E. MAYNARD (1919): Solution, transportation and precipitation of iron and silica. - Econ. Geol., **24**: 272-303.
- MOREHOUSE, D.F. (1968): Cave development via the sulfuric acid reaction. - Nat. Speleol. Soc. Bull., **30**: 1-10.
- MOREL, A. (1984): Les hauts massifs de l'Air (Niger) et leurs piémonts. - 404 S., Paris.
- (1986): L'apport des glacis anciens de l'Air (Niger) à la connaissance des variations climatiques du Pleistocène Inférieur d'Afrique Occidentale. - INQUA-ASEQUA, Dakar 1986, s.d.: 321-325.
- MOREL, A. & E. SCHULZ (1981): Recherches palynologiques et géomorphologiques dans le massif de l'Air (Niger): note préliminaire. - Rev. Géogr. Alpine, **LXIX/4**: 583-592.
- MOREY, G.W., FOURNIER, R.O. & J.J. ROWE (1962): The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25°C to 300°C. - Geochim. Cosmochim. Acta, **26**: 1029-1043.
- MÜLLER, G. (1967): Methods in sedimentary petrology. - **1**: 283 S.
- MÜLLER, R. (1981): Signaturen für Höhlenpläne. - Proc. 8th Internat. Congr. Speleol., **2**: 589-603, Bowling Green, Kentucky.
- MÜLLER, G. & M. RAITH (1973): Methoden der Dünnschliffmikroskopie. - Clausth. Tekt. H., **14**: 131 S.
- NALOVIC, Lj., HENIN, S. & J. TRICHET (1973): Le système fer-silice et son comportement. - C.R. Acad.Sci., **276 D**: 3005-3008, Paris.
- NESSE, W.D. (1986): Introduction to optical mineralogy. - 325 S., New York.
- NEUMANN, K. (1988): Die Bedeutung von Holzkohleuntersuchungen für die Vegetationsgeschichte der Sahara - das Beispiel Fachi/Niger. - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 71-86.
- NICHOLSON, S.E. (1982): Pleistocene and Holocene climates in

- Africa. - *Nature*, **296**: 779.
- OKAMOTO, G., OKURA, T. & K. GOTO (1957): Properties of silica in water. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12(1/2)**: 123-132.
- OPPENHEIMER, C.H. & I.M. MASTER (1963): Transition of silicate and carbonate crystal structures by photosynthesis and metabolism. - *Geol. Soc. Amer. Abstr.*: 125.
- PACES, T. (1972): Chemical characteristics and equilibration in natural water - felsic rock - CO₂ systems. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**: 217-240.
- (1973): Steady state kinetics and equilibrium between groundwater and granitic rock. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**: 2641-2663.
- PACHUR, H.J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. - *Berliner Geogr. Abh.*, **4**: 39 S.
- PACHUR, H.J. & G. BRAUN (1980): The paleoclimate of the Central Sahara, Libya and the Libyan Desert. - *Palaeoecol. Africa*, **12**: 351-363.
- (1986): Drainage Systems, lakes and ergs in the Eastern Sahara as indicators of Quaternary climatic dynamics. - *Berliner Geowiss. Abh.*, A, **72**: 3-16.
- PACHUR, H.J., RÖPER, H.P. KRÖPELIN, S. & M. GOSCHIN (1987): Late Quaternary hydrography of the Eastern Sahara. - *Berliner Geowiss. Abh.*, A, **75/2**: 331-384.
- PALHYDAF (1986): Palhydraf: état d'avancement, novembre 1985. - *INQUA-ASEQUA*, Dakar 1986, s.d.: 149-152.
- PALMER, A.N. (1984): Recent trends in karst geomorphology. - *J. geol. educ.*, **32/4**: 247-253.
- PARKER, A. & B.W. SELLWOOD (eds.) (1981): Sediment diagenesis. - *NATO ASI ser. C*, **115**: 427 S.
- PELLERIN, J. & H. DUROY (o.J.): Bibliographie des silicifications d'origine continentale. - *Centre de Geomorph.*, C.N.R.S.: 61 ref., Caen.
- PELRAS, M. & L. LE RIBAUT (1981/82): Certains microbes jouent-ils un rôle dans les phénomènes de silicification? - *Rev. Geomorph. Dyn. Geogr. Phys.*, **23/2**: 151-160, Paris.
- PESCHEL, A. (1983): *Natursteine*. - 448 S., Leipzig.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & R. SIEVER (1972): Sand and sandstone. - 618 S., Berlin.
- PFEIFFER, L. (1987): Schwermineralogische Untersuchungen an Dünen sanden und Böden im Sahel und Sudan - Niger, Burkina Faso, Togo. - *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, unveröff.: 184 S.
- PIAS, J. (1970): Les formations sédimentaires tertiaires et qua-

- ternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. - Coll. Mém. O.R.S.T.O.M., **43**: 407 S.
- PICHLER, H. & C. SCHMITT-RIEGRAF (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 230 S., Stuttgart.
- PIERRET, B. (1950): Notes sur les grottes du grès des environs de Paris. - Ann. Spéléol., **V/4**: 125-130, Paris.
- PIRARD, F. (1964a): Géomorphologie du Manga nigérien. Schéma d'évolution quaternaire du secteur nord-occidental de la cuvette du Tchad. - Bull. ASEQUA, **4**: 3-7.
- (1964b): Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental. - BRGM, Dak. 64, **A 11**: 109 S.
- (1967): Notice explicative sur la carte géologique de reconnaissance du Manga. - Ed. B.R.G.M., 34 S., Paris.
- PLAUCHUT, B. & H. FAURE (1959): Notice explicative sur les feuilles Djado et Toummo. - B.R.G.M.: 38 S.
- POMEL, S. (1987): Les sols et les systèmes volcano-carbonatés insulaires: problèmes posés à Santorin et à la Réunion. - Unité Assoc. 903, C.N.R.S., **XVI**: 27-42, Aix en Provence.
- POUCLET, A. & A. DURAND (1983): Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au nord-ouest du lac Tchad (Niger oriental). - Soc. Géol. Nord, **III**: 143-154.
- POUYLLAU, M. (1985): Les karsts gréseux dans la Gran Sabana (Guyane vénézuélienne). - Bull. Assoc. Geogr. Franc., **1985/4**: 269-283, Paris.
- POUYLLAU, M. & M. SEURIN (1985): Pseudo-karst dans des roches grésos-quartzitiques de la formation Roraima (Gran Sabana, Venezuela). - Karstologia, **5**: 45-52.
- QUINIF, Y. & C. DUPUIS (1985): Un karst en zone tropicale: Le Gunung Sewu à Java - aspects morphologiques et concepts évolutifs. - Rev. Geomorph. Dyn., **1985/1**: 1-16, Paris.
- RASMUSSEN, G. (1959): Karstformen im Granit des Fichtelgebirges. - Die Höhle, **1**, Wien.
- RENAULT, P. (1953): Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. - 1^{er} Congr. Internat. Spéleol., **2/1**: 275-289, Paris.
- RETAILLE, D. (1984): La mise en place d'une région en Afrique sahélienne autour du Koutous (Niger Oriental). - Mém. O.R.S.T.O.M., **16**: 181-203, Paris.
- REYMENT, R.A. (1983): Afrique de l'Ouest. - In: FABRE, J. (ed.) (1983): Lexique stratigraphique. - IUGS Stratigraph. Comm.: 175-358, Oxford.

- REYMENT, R.A. & R.V. DINGLE (1987): Palaeogeography of africa during the Cretaceous period. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **59**: 93-116, Rotterdam.
- ROCK COLOUR CHART (1970). - *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, Colorado.
- ROGLIC, J. (1972): Historical review of morphologic concepts. - In: HERAK & SPRINGFIELD (eds.)(1972), s.d.: 1-18.
- ROGNON, P. (1967): Climatic influences on the African Hoggar during the Quarternary, based on geomorphologic observations. - *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, **57**: 115-127.
- (1976): Essai d'interprétation des variations climatiques du Sahara depuis 40.000 ans. - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **18/2**: 251-282.
- (1978): Observations sur les cuirasses ferrugineuses du Niger méridional. - *Trav. Doc. Géogr. Trop.*, CEGET, **33**: 53-64, Bordeaux.
- (1980): Pluvial and arid phases in the Sahara: The role of non-climatic factors. - *Palaeoecol. of Africa*, **12**: 45-62.
- (1987): Late Quarternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **58**: 11-34.
- ROHDENBURG, H. (1983): Beiträge zur allgemeinen Geomorphologie der Tropen und der Subtropen. - *Catena*, **10**: 393-438.
- ROOSE, E. (1981): Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. - *Trav. Mém. O.R.S.T.O.M.*, **130**: 569 S., Paris.
- ROUGERIE, G. (1961): Etude comparative de l'évacuation de la silice en milieux cristallins tropical humide et tempéré-humide. - *Ann. Géogr.*, **70**: 45-50.
- SALVAN, H.M. (1985): Particularités de répartition stratigraphique des depots phosphatés de le Mésogée et la bordure atlantique du continent africain. - *Sci. Géol. Mém.*, **77**: 93-98, Strasbourg.
- SCHIFFER, H. (1951): Wasserhaushalt und Probleme der Wassernutzung in der Sahara. - *Erdkde.*, **5**: 51-60.
- SCHIFFER, F., MEYER, B. & E. KALK (1963): Biologische Ursachen der Wüstenlackbildung. - *Z. Geomorph.*, **7**: 1112-1119.
- SCHMIDT-LORENZ, R. (1964): Zur Mikromorphologie der Eisen- und Aluminiumoxidanreicherung beim Tonmineralabbau in Lateriten Keralas und Ceylons. - In: JONGERIUS, A. (ed)(1964), s.d.: 279-290.
- SCHNEIDER, H.E. (1963): Expériences d'usure de grains de quartz. - *C.R. Acad. Sci.*, **256 D**: 2453-2456, Paris.

- (1970): Problems of quartz grain morphoscopy. - *Sedimentology*, **14**: 325-335.
- SCHNÜTHGEN, A. & H. SPÄTH (1983): Mikromorphologische Sprengung von Quarzkörnern durch Eisenverbindungen in tropischen Böden. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* **48**: 17-34.
- SCHOENEICH, P. & I. BOUZOU (1988): Glissements de terrain dans l'Adar (Niger). - *Würzb. Geogr. Arb.*, **69**: 149-166.
- SCHUH, J. (1988): Kleinformen der Verwitterung am Südrand der Sahara (Termit/Rep. Niger). - *Würzb. Geogr. Arb.*, **69**: 103-118.
- SCHULZ, E. (1984): Trends of pleistocene and holocene research on the Sahara. - *Palaeoecol. of Africa*, **16**: 193-201.
- (1987): Die holozäne Vegetation der zentralen Sahara (N-Mali, N-Niger, SW-Libyen). - *Palaeoecol. of Africa*, **18**: 143-161.
- (1988): Der Südrand der Sahara. - *Würzb. Geogr. Arb.*, **69**: 167-210.
- SERVANT, M. (1983): Séquences continentales et variations climatiques: Evolution du Bassin du Tchad au Cénozoïque Supérieur. - *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M.*, **159**; Thèse Univ. Paris, 1973: 348 S.
- SERVANT-VILDARY, S. (1978): Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. - *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M.*, **84**: 346 S.
- SIEVER, R. (1962): Silica solubility, 0-200°C and the diagenesis of siliceous sediments. - *J. Geol.*, **70**: 127-150.
- SJÖBERG, R. (1981): Tunnel caves in Swedish noncalcareous rocks. - *Proc. 8th Internat. Congr. Speleol.*, **2**: 652-656, Bowling Green, Kentucky.
- SKOWRONEK, A. (1978): Untersuchungen zur Terra rossa in E- und S-Spanien - ein regionalpedologischer Vergleich. - *Würzb. Geogr. Arb.*, **47**: 272 S.
- (1984a): Verwitterung und Bodenbildung in der zentralen Sahara. - *Abh. Akad. Wiss., Göttingen*.
- (1984b): Bodengeographisch-paläopedologische Untersuchungen zum Problem der klimagenetisch-geomorphologischen Landschaftsentwicklung in der zentralen Sahara. - *Habil.-Arb. Univ. Würzburg, unveröff.*: 254 S.
- (1985a): Zur Morpho- und Pedostratigraphie der zentralen Sahara. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* **56**: 69-87.
- (1985b): Zur känozoischen Klimaentwicklung der zentralen Sahara nach bodenstratigraphischen Befunden. - *Geomethodica, Veröff. 10. BGC*, **10**: 123-151, Basel.

- (1988): Verwitterung und Bodenbildung in der zentralen Sahara. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, **3/41**: 44-64.
- SLAYMAKER, O. (1982): The occurrence of piping and gullying in the Penticton glacio-lacustrine silts, Okanagan Valley, B.C. - In: BRYAN & YAIR (eds.)(1982), s.d.: 305-316.
- SMALE, D. (1973): Silcretes and associated silica diagenesis in Southern Africa and Australia. - J. Sedim. Petrol., **43/3**: 1077-1089.
- SMITH, B.J. & W.B. WHALLEY (1982): Observations on the composition and mineralogy of an African duricrust complex. - Geoderma, **28**: 285-311.
- SMYK, B. & M. DRZAL (1964): Untersuchungen über den Einfluß der Mikroorganismen auf das Phänomen der Karstbildung. - Erdkunde, **18**: 102-113.
- SOLEILLAVOUP, F. & A. CAILLEUX (1979): Formes de suffosion actuelle près de Tamanrasset (Hoggar, Sahara). - Z.Geomorph., **23**: 13-26.
- SONNTAG, C. (1984): Autochtoneous groundwater in the confined Nubian sandstone aquifers. - Berliner Geowiss. Abh., A, **50**: 217-220.
- (1986): A time-dependent groundwater model for the Eastern Sahara. - Berliner Geowiss. Abh., A, **72**: 124-134.
- SONNTAG, C., KLITZSCH, E., EL SHAZLY, E.M., KALINKE, C. & K.O. MÜNNICH (1978): Paläoklimatische Information im Isotopengehalt ¹⁴C-datierten Grundwässern: Kontinentaleffekt in D und ¹⁸O. - Geol. Rdsch., **67**: 413-423.
- SONNTAG, C., THORWEIHE, U., RUDOLPH, J., LÖHNERT, E.P., JUNGHANS, C., MÜNNICH, K.O., KLITZSCH, E., EL SHAZLY, E.M. & F.M. SWAILEM (1980): Isotopic identification of Saharan groundwaters, groundwater formation in the past. - Palaeoecol. of Africa, **12**: 159-171.
- SPÄTH, H. (1981): Bodenbildung und Reliefentwicklung in Sri Lanka. - Relief, boden, Paläoklima, **1**: 185-238.
- (1983): Flächenbildung in Nordwest-Australien. - Geoökodynamik, **4**: 191-208.
- (1986): Möglichkeiten und Probleme geomorphologischer Forschungen in Westaustralien. - Berliner Geogr. Studien, **18**: 21-40.
- (1987): Landform development and laterites in northwestern Australia. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. **64**: 163-180.
- SPONHOLZ, B. (1988): Beobachtungen zur Morphodynamik an Koris des

- südlichen Air-Vorlandes (Niger). - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 119-136.
- STÄBLEIN, G. (1986): Geomorphologische Übersicht des Werra-Meißner-Landes. - Berliner Geogr. Abh., **41**: 257-265.
- STEPHENS, C.G. (1971): Laterite and silcrete in Australia. - Geoderma, **5**: 5-52.
- STRECKER, M.R., BLOOM, A.L., GILPIN, L.M. & F.W. TAYLOR (1987): Karst morphology of uplifted Quarternary coral limestone terraces: Santo Island, Vanuatu. - Z. Geomorph. N.F., **30/4**: 387-405.
- SUMMERFIELD, M.A. (1982): Distribution, nature and probable genesis of silcrete in arid and semi-arid Southern Africa. - Catena, Suppl.Bd. 1: 37-65.
- (1983): Silcrete. - In: GOUDIE & PYE (eds.)(1983), s.d.: 59-91.
- TARDY, Y. (ed.)(1980): Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les roches. - Tarbes.
- (1981): Silice, silicates magnésiens sodiques et géochimie des paysages arides. - Bull. Soc. Géol. France, **23/4**: 325-334.
- TARDY, Y. (1973): Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. - Geoderma, **10**: 271-284.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. - 582 S., Dison.
- (1976): Practical identification of clay minerals. - 90 S., Dison.
- TIETZ, G.F. (1987): Lösung und Ausheilung tropisch verwitterter Quarze aus einem Oberkreide-Sandstein (SW-Nigeria). - Facies, **17**: 267-276.
- TILLET, T. (1980): Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Bassin Tchadien septentrional. - Thèse 3^{ième} cycle: 363 S., Aix - Marseille.
- TRICART, J. (1972): The landforms of the humid tropics. - London.
- (1986): Quelques difficultés méthodologiques présentées par les reconstructions paléoclimatiques du Quaternaire. - Centre de Géogr. Appl., Doc. **3**: 283-291, Strasbourg.
- TROMPETTE, R. (1983): Le paléozoïque du Niger et du Tchad. - In: FABRE (ed.)(1983), s.d.: 121-126.
- TSCHANG HSI-LIN (1961): The pseudokarren and exfoliation forms on granite on Pulau Ubin, Singapore. - Z. Geomorph. N.F., **5**: 302-312.

- TWIDALE, C.R. & J.A. BOURNE (1975): The subsurface initiation of some minor granite landforms. - J. Geol. Soc. Australia, **22/4**: 477-484.
- URBANI, F. (1978): Les karsts gréseux du Vénézuéla, une spéléologie entre ciel et terre. - Spelunca, : 24-28.
- (1981): Karst development in siliceous rocks, Venezuelan Guiana Shield. - Proc. 8th Internat. Congr. Speleol., 2: 548, Bowling Green, Kentucky.
- VALETON, I. (1987): Bauxit- und Kaolinlagerstätten in Australien. - Geowiss., **5/5**: 149-156.
- VAN DER WAALS, L. (1967): Morphological phenomena on quartz grains, due to migration of quartz near the earths surface. - Meded. Geol. Stichting N.S., **18**: 47-51.
- VAN LIER, J.A., DE BRUYN, P.L. & T.G. OVERBECK (1960): The solubility of quartz. - J. Phys. Chem., **64**: 1675-1682.
- VERHEYE, W. & S. POMEL (1985): Aspects géochimiques, minéralogiques et microscopiques des niveaux indurés de la Basse Cote d'Ivoire. - Z. Geomorph. N.F., **29/3**: 265-283.
- VILES, H.A. (1984): Biokarst. - Progr. Phys. Geogr., **8/4**: 523-543.
- VITA-FINZI, C., SMALLEY, I.J. & D.H. KRINSLEY (1973): Crystalline overgrowths on quartz silt particles. - J. Geol., **81/1**: 106-108.
- VÖLKELE, J. (1987): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen in Dünengebieten der Südsahara und des Sahel der Republik Niger. - Z. Geomorph., **2**: 25 S.
- (1988a): Zum jungquartären Klimawandel im saharischen und sahelischen Ost-Niger aus bodenkundlicher Sicht. - Würzb. Geogr. Arb., **69**: 255-276.
- (1988b): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). - Diss. univ. Bonn, unveröff.:
- WALTHER, H. (1964): Die Vegetation der Erde in ökophysiologischer Betrachtung. - Bd. I: 592 S., Stuttgart.
- WANNESON, J. (1963): Essais sur les propriétés géochimiques de la silice. - C.R. Acad. Sci., **256 D**: 2888-2890, Paris.
- WARSHAW, C.M. & R. ROY (1961): Classification and a scheme for the identification of layer silicates. - Geol. Soc. Amer. Bull., **72**: 1455-1492.
- WATSON, A. & K. PYE (1985): Pseudokarstic micro-relief and other weathering features on the Mswabi Granite (Swasiland). - Z. Geomorph. N.F., **29/3**: 285-300.

- WHITE, W.B., JEFFERSON, G.L. & J.F. HAMAN (1966): Quartzite karst in Southeastern Venezuela. - *Internat. J. Speleol.*, **1966/2**: 309-314.
- WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. - 238 S., Braunschweig.
- WILLIAMS, M.A.J. (1970): Provisional report on the quarternary geology of Adrar Bous, South Central Sahara, Republic of Niger. - 49 S.
- WILLIAMS, M.A.J. & H. FAURE (eds.)(1980): The Sahara and the Nile. - Rotterdam.
- WILLIAMS, P.W. (1972): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**: 761-796.
- (1985): Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. - *Z. Geomorph. N.F.*, **29/4**: 463-482.
- WILSON, M.J. (1975): Chemical weathering of some primary rock-forming minerals. - *Soil Sci.*, **119**: 349-355.
- WIRTHMANN, A. (1981): Täler, Hänge und Flächen in den Tropen. - *Geoökodynamik*, **2**: 165-204.
- (1983): Lösungsabtrag von Silikatgesteinen und Tropengeomorphologie. - *Geoökodynamik*, Bd. 4, **3/4**: 149-172.
- (1987): Geomorphologie der Tropen. - *Erträge der Forschung*, **248**: 222 S., Darmstadt.
- WOLSTEDT, P. (1962): Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **13**: 115-124.
- WOOLNOUGH, W.G. (1927): The duricrust of Australia. - *J. Proc. Royal Geol. Soc. New South Wales*, **6**: 25-53.
- YOUNG, R.W. (1986): Tower karst in sandstone: Bungle Bungle Massif, Northwestern Australia. - *Z. Geomorph. N.F.*, **30/2**: 189-202.
- YOUNG, R.W. & G.C. NANSON (eds.)(1983): Aspects of Australian sandstone landscapes. - *Australian and New Zealand Geomorph. Group*, Wollongong.
- ZAHRADNIK, J. (1976): *Kosmos Insektenführer*. - 319 S., Stuttgart.
- ZIEGERT, H. (1967): Zur Pleistozängliederung in Nordafrika. - *Afrika Spektrum*, **3/67**: 5-24.

Anhang



Abb. 1: Der Ehi Ouarek im südwestlichen Vorland des Djado-Plateaus (Blick nach NE) (Aufnahme: Herbst 1986, BUSCHE)

Durch den Schattenfall deutlich zu erkennen ist das Eingangsportal der von RENAULT (1953) aufgenommenen Höhle mit 30 m Höhe. Die relative Höhe des Inselberges beträgt rund 300 Meter. Zwischen dem Standort des Betrachters und dem Inselberg ist ein leichter Geländeabfall in die den Inselberg umgebende Depression zu erkennen. Links oberhalb des Höhlenportales tritt eine Vielzahl weiterer Höhlen aus. Die Durchmesser der Höhleneingänge betragen meist mehrere Meter. Zwischen den Höhlen auf unterschiedlichen Niveaus bestehen Vertikalverbindungen. Das Karstvolumen des Ehi Ouarek liegt bei etwa 3 % (Kap. 5.1.1).

Im linken Bildhintergrund sind weitere, kegelförmige Inselberge zu erkennen, die gleichfalls in der Stufenfußdepression des Djado-Plateaus stehen.



Abb. 2: Säule in der Kammer der Höhle im unteren Schakaltal (Blick in den Höhlenhintergrund) (Aufnahme: Herbst 1986, BUSCHE)

Bei der Säule, die einen völlig runden Grundriß aufweist, handelt es sich nicht um eine Ausfällungsform. Sie besteht vielmehr aus Sandstein und unterscheidet sich nicht vom die Höhle umgebenden Gestein.

Der Säulenfuß ist nach allen Seiten gleich stark geneigt. Nur die untersten Zentimeter sind links, neben einer in den Boden eingetieften Erosionsrinne, merklich versteilt. Während die Säule als Ganzes nur durch Lösungsformung, nicht aber durch mechanische Erosion schnellfließenden Wassers zu erklären ist, beruht die Versteilung des untersten Abschnittes auf jüngeren Erosionsvorgängen (Kap. 5.1.1).

Die Erosionsrinne links im Bild zeichnet eine Kluft nach, die auch die Richtung der Höhle bestimmt.

Ausgefällter Fledermausurin bildet die Stalaktitengirlanden in der oberen Bildmitte.



Abb. 3: Das Gebiet von Col de Sara (Aufnahme: Herbst 1986)

Der paläozoische Sandstein ist in gleichförmige Kuppen aufgelöst, die eine maximale Höhe von etwa 10 Metern erreichen. Das Gebiet steht mit einem Zweig des Enneri Blaka/Enneri d'Oleki in Verbindung. Die zwischen den Kuppen liegenden Bereiche werden von fluvial und äolisch akkumulierten Sanden eingenommen (Kap. 5.2).

In den Kuppen sind in starker Kluftabhängigkeit Lösungsröhren (vgl. Abb. 4) und einige begehbare Höhlen entwickelt.

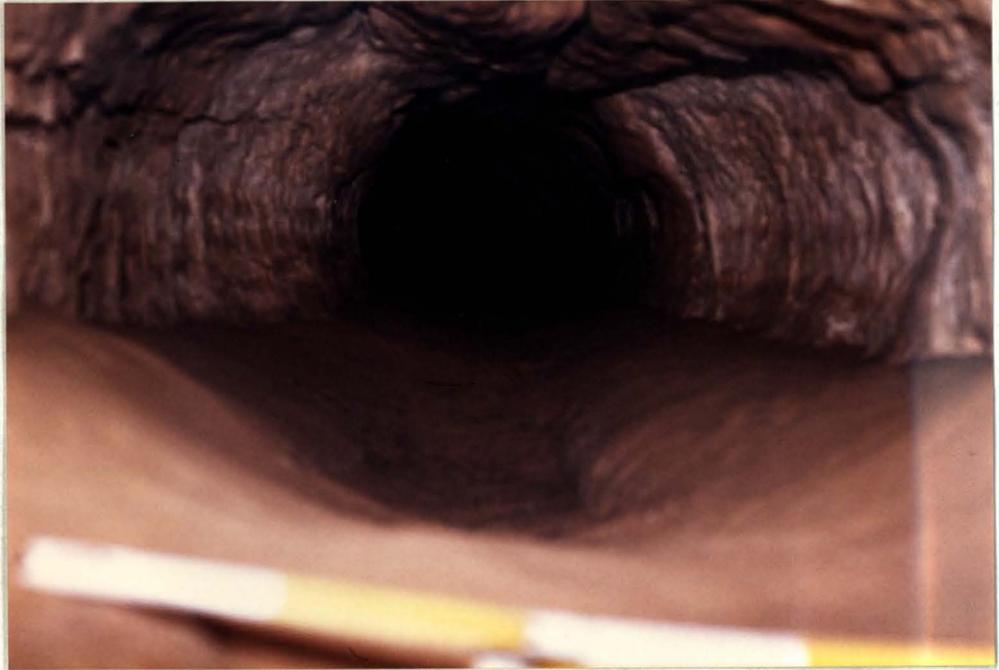


Abb. 4: Lösungsröhre im Gebiet von Col de Sara (Aufnahme: Herbst 1986)

Die Röhre wurde auf eine Länge von 18 Metern aufgenommen. Sie ist streng kluftorientiert, weist aber mehrere Engstellen und Weitungen auf. In Resten ist eine Kieselkruste geringer Mächtigkeit erhalten (vgl. Kap. 6.4.2, Probe Nr. Sara 4).

In den Boden der Röhre ist eine 10 cm breite und 15 - 20 cm tiefe Rinne mit gleichsinnigem Gefälle zum Ausgang eingeschnitten. Sie stellt eine jüngere Phase der Röhrenüberformung nach Anschneiden des Gefäßes im Rahmen der Tieferlegung des umgebenden Geländes dar. Unter heutigen Bedingungen ist die Rinne fast vollständig mit Flugsand verfüllt.

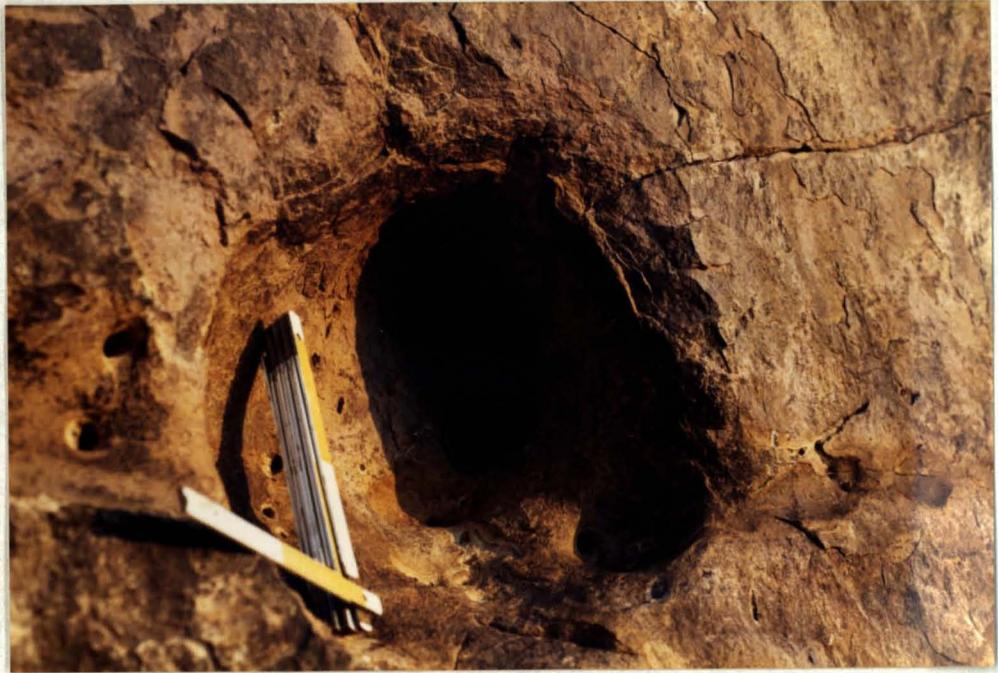


Abb. 5: Lösungsröhren am Greh Zougra (Stufe von Bilma) (Aufnahme: Herbst 1986)

Die Röhrenaustritte liegen in einer verkieselten Sandsteinbank des Greh Zougra. Die über drei Meter Höhe aufgeschlossene Bank liegt dicht unterhalb der Dachfläche im stark aufgelösten, nördlichen Abschnitt der Stufe von Bilma (vgl. Kap. 5.3.2). Die Röhrenwand weist eine deutliche, kieselige Verkrustung auf. Im unmittelbaren Kontaktbereich zwischen Röhre und Gestein sind die Quarzkörner stark korrodiert (vgl. Kap. 6.4.3, Proben Nr. GZ 1, GZ 2).



Abb. 6: Die Stufe von Bilma bei Achenouma (Aufnahme: Herbst 1986)

Das Bild zeigt einen in das westliche Stufenvorland ausgreifenden Stufensporn (Blick nach NE; Stufenhöhe etwa 80 m). Die Hänge sind durch eine Reihe frisch wirkender Abbrüche gekennzeichnet. Mehrere am Kluftnetz orientierte Höhlen sind durch die Abbrüche angeschnitten (vgl. Kap. 5.3.2, Fig. 20 und 21).



10 cm

Abb. 7: Karren am Austritt einer Lösungsröhre im nördlichen Massif de Termit (Aufnahme: Frühjahr 1986)

Neben einem einzigen weiteren Vorkommen bei Aney (Stufe von Bilma) wurden die Karren nur im Massif de Termit festgestellt. Sie wurden ausschließlich an Röhrenaustritten von maximal 10 - 15 cm Durchmesser beobachtet (vgl. Kap. 5.4.1). Die Tiefe der Karren beträgt 1 - 2 cm.



Abb. 8: Flache Lösungswannen im zentralen Massif de Termit (Aufnahme: Frühjahr 1986)

Die Wannen sind wenig unter die umgebende Oberfläche eingetieft und mit Feinmaterial verfüllt, das an der Oberfläche örtlich mit einer residualen Feinkiesstreu überzogen ist. Tiefergelegene Bereiche zeigen an der Oberfläche nur das jüngere, helle Feinmaterial (Typ V 3, vgl. Kap. 7.1.2). Dadurch sind sie auch auf größere Entfernung bzw. auf dem Luftbild leicht auszumachen. Die hellen Flecken bezeichnen aufgrund ihrer verstärkten Eintiefung die bevorzugten Stellen der Wasserabfuhr in den Untergrund.

Wannen dieses Typs sind im Untersuchungsraum weit verbreitet (Djado, Stufe von Bilma, Massif de Termit, Massif de Koutous, Adrar Madet). In einigen Fällen können sie nicht eindeutig Verkarstungsprozessen zugeschrieben werden, da sie auch auf Terrassenkörpern, an Rutschungsschollen (im Bild) etc. auftreten. Hier kann Piping i.w.S. nicht ausgeschlossen werden. Trotzdem ist die Mehrzahl von ihnen nach den vorliegenden Geländebeobachtungen den Karstformen zuzurechnen.



Abb. 9: Oberflächlich abflußlose Depressionen auf der Dachfläche des Massif de Termit östlich Dougoulé (Aufnahme: Frühjahr 1986)

Die Depressionen sind als Lösungsformen angelegt und können aufgrund ihrer Größe und Ausgestaltung als Uvalas angesprochen werden. Die Entwässerung erfolgt unterirdisch in Anlehnung an das Kluftnetz. Dieses wird durch stärkeren Vegetationsbesatz nachgezeichnet. Spuren oberflächiger Entwässerung sind nur in Form kleiner Erosionsrinnen innerhalb der Lockermaterialverfüllungen zu erkennen. (Person als Größenmaßstab) (vgl. Kap. 5.4.2)



Abb. 10: Vertikale Lösungsrohren in Eisenkrusten auf der Dachfläche des Massif de Termit östlich Dougoulé (Aufnahme: Frühjahr 1986)

Die Röhren sind von Lockermaterial verfüllt, das zur Aufnahme teilweise entfernt wurde. In Resten sind die Wände von einer dunkelroten Kruste überzogen (vgl. Kap. 5.4.2).

Die Röhren können bis in mehrere Dezimeter Tiefe aufgedigelt werden und sind häufig miteinander verzweigt.



Abb. 11: Von vertikalen Lösungsrohren in großer Dichte durchsetzte Dachfläche des südlichen Massif de Termit (südöstlich Kaoboul) (Aufnahme: Frühjahr 1986)

Die vertikal in die tertiären Eisenkrusten des südlichen Massif de Termit eingreifenden Lösungsrohren treten in einer Dichte von bis zu $46/4\text{m}^2$ auf (höchster gezählter Wert). Die Durchmesser der Einzelrohren liegen bei maximal 40 cm. In dieser hohen Konzentration scheinen die Röhren an morphologische Senken innerhalb der sedimentären Eisenkrusten gebunden zu sein. Die Senken werden vom heutigen Stufenverlauf teilweise angeschnitten.

Bislang ungeklärt ist das Phänomen, daß in unmittelbarer Nachbarschaft die Röhren von der brekzienartigen Verfüllung (vgl. Kap. 7.1.1) und von Lockermaterialien verfüllt sein können (vgl. Kap. 7.1.2).



Abb. 12: Eisen-Stalaktiten in vertikaler Lösungsröhre im südlichen Massif de Termit (südöstlich Kaoboul) (Aufnahme: Frühjahr 1986, BUSCHE)

Die wenige Millimeter langen Eisen-Stalaktiten sind die einzige Form von Tropfsteinen, die im Arbeitsgebiet außer den Ausfällungen von Fledermausurin gefunden wurden. Zusammen mit den im gleichen Gebiet festgestellten Krustenausfällungen in bereits trockengefallenen Hohlräumen (Einschlüsse eingeregelter Quarzsplitter, Probe Nr. T 29, vgl. Kap. 6.4.4) ist dies der einzige Hinweis auf eine Krustenausfällung in nicht mehr wassererfüllten Karstgefäßen.



Abb. 13: Das Massif de Koutous (Aufnahme: Herbst 1986)

Das Bild zeigt das südliche Massif de Koutous (Blick nach E). Deutlich ist die Ausbildung der Dachfläche in mehreren Niveaus zu erkennen. Die unteren Niveaus sind im Koutous-Sandstein entwickelt. Die höchstgelegenen Flächenreste bestehen aus einer lateritischen Eisenkruste (vgl. Kap. 5.5).

Karstformen sind vor allem an den steilen Stufenabschnitten und auf den im Sandstein ausgebildeten Dachflächenbereichen aufgeschlossen (im Bild nicht zu erkennen).

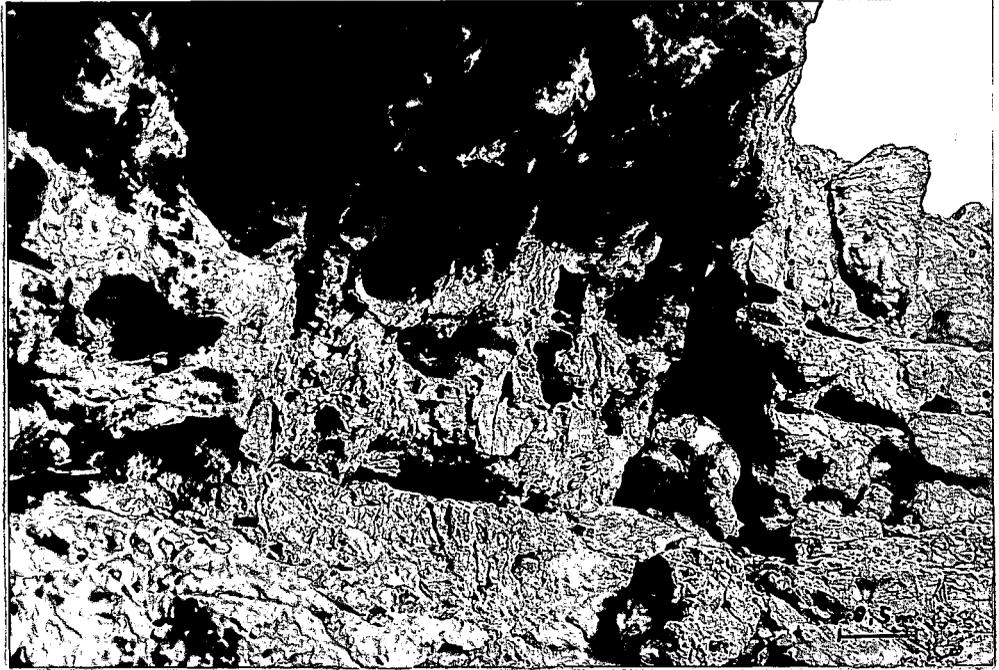


Abb. 14: Gehäuftes Austreten von Lösungsröhren im zentralen Massif de Koutous (Aufnahme: Herbst 1986)

Der Röhrenhorizont ist an eine kompakte Sandsteinbank im zentralen Massif de Koutous gebunden. Er liegt rund drei Meter über der Alluvialsohle eines breiten, aber wenig eingetieften Wadis. Die Röhren erreichen Durchmesser bis 30 cm und sind miteinander verzweigt. Häufig treten blind endende Lösungstaschen auf. Die Röhrenwände sind glasurartig von einer dünnen Kieselkruste überzogen (vgl. Kap. 6.4.5, Probe Nr. Kou 8).



Abb. 15: Angeschnittene Lösungsdoline im nördlichen Massif de Koutous (Restberg nördlich Derdi) (Aufnahme: Herbst 1986)

Die Lösungsdoline im nördlichen Massif de Koutous (Restberg nördlich Derdi) wurde künstlich freigegeben. Das nicht verfestigte Verfüllungsmaterial mit stark erhöhtem Tonanteil (> 40 Gew.-%) wurde von der ansässigen Bevölkerung aus der Doline entfernt, ist aber in Resten noch in seitlichen Lösungstaschen erhalten. Etwa 2 m unter Flur verengt sich die Doline trichterförmig zu einem runden Schacht mit 50 - 60 cm Durchmesser. Darunter weitet sich die Form erneut zu einer Kammer unbekannter Größe aus. Wohl infolge der tonigen Verfüllung kommt es zur Abdichtung und zu zisternenartigem Wasserstau unterhalb der Engstelle während der Regenzeit (vgl. Kap. 5.5.3 und 6.4.5).



Abb. 16: Als Härtling aus der umgebenden Sandsteinfläche herauspräparierte, brekzienartige Röhrenfüllung (Aufnahme: Herbst 1986)

Das Bild zeigt eine brekzienartige, ehemalige Röhrenfüllung, die aufgrund ihrer großen morphologischen Widerständigkeit (Fe-Si-Matrix) als Härtling über die umgebende Sandsteinfläche (Formation de Koutous, Continental Hamadien) herauspräpariert wurde (Restberg nördlich Derdi). In Art und chemischer Zusammensetzung entspricht das Verfüllungsmaterial den eisenreichen Sedimenten des Continental Terminal, die sich aus der Aufarbeitung älterer Verwitterungskrusten gebildet haben (vgl. Kap. 5.5.3 und 7.1.2).

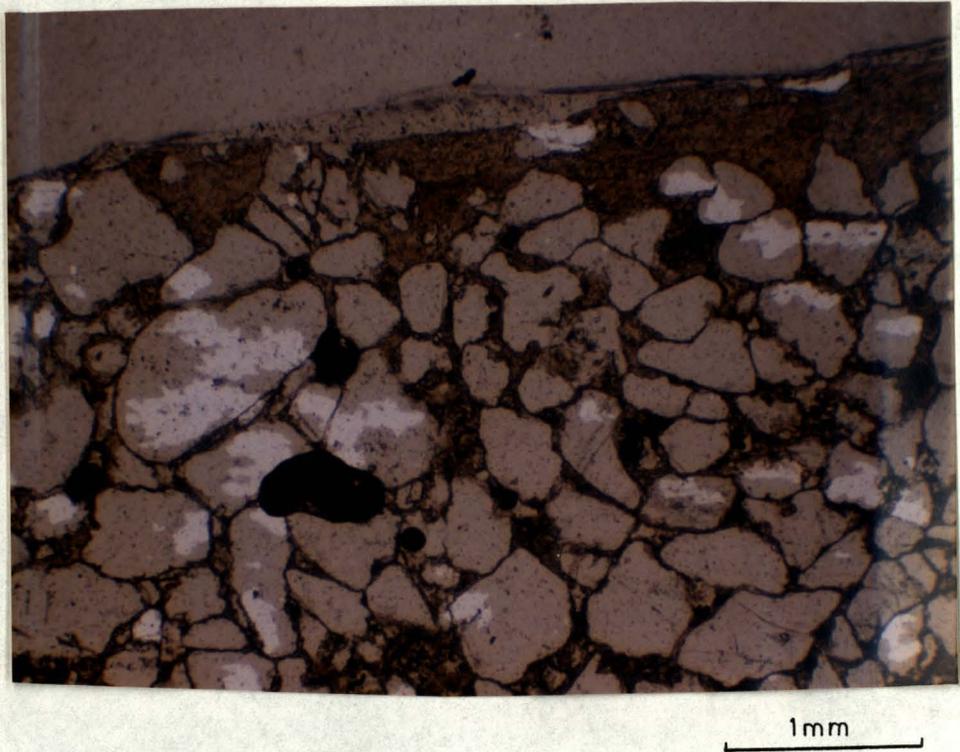


Abb. 17: Stark korrodierte Quarzkörner im krustennahen Bereich (Probe Nr. Ori)

Im Kontaktbereich zwischen "frischem" Sandstein (~~unten~~ im Bild) und Höhle (~~oben~~) sind die Quarzkörner stark korrodiert. Die Höhlenwand ist von einer dünnen Kieselkruste überzogen, die im Handstück grünlich-opak wirkt. Sie besteht aus stark wasserhaltiger, amorpher Kieselsäure. Die gleichfalls überwiegend kieselige Matrix zwischen den Körnern enthält Aluminium und Phosphor in wechselnden Anteilen (vgl. Kap. 6.4.1).



Abb. 18: REM-Aufnahme von Lösungs- und Ausfällungsformen an einem Quarzkorn (Kornkanal) (Probe Nr. Chem 3)

Unmittelbar neben Formen der Neukristallisation von Quarz (teilweise in noch nicht vollständig geschlossenen Kristallflächen) sind Korrosionsspuren zu erkennen.

Die sehr reine Quarzausfällung mit hohem Kristallisationsgrad weist auf eine langandauernde Entwicklung bei geringer Lösungskonzentration hin (vgl. Kap. 6.4.3).

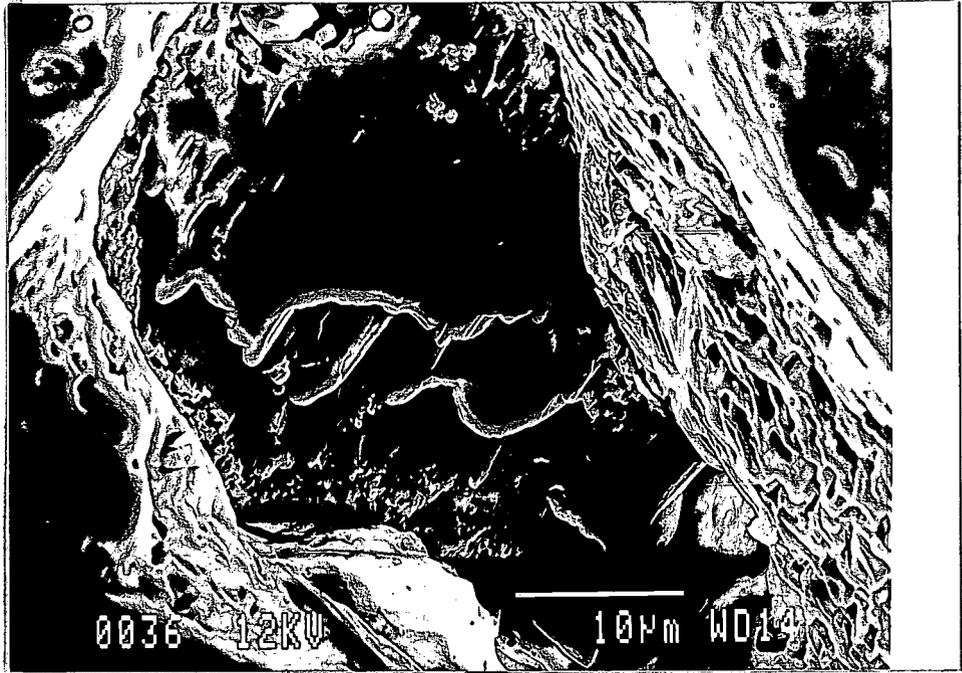


Abb. 19: REM-Aufnahme von flächenhafter Quarzausfällung auf einem Quarzkorn (Probe Nr. Chem. 3)

Im Bild ist die flächenhafte Ausfällung von Kieselsäure in sich überlagernden Schichten zu erkennen. Die neu entstandenen Kristallflächen zeigen Formen, wie sie früher als dreieckige Korrosionsbuchten interpretiert wurden. Nach neueren Erkenntnissen (TIETZ, 1987) sind derartige, v-förmige Aussparungen jedoch auch mit einer noch nicht vollständigen Ausfällung bzw. Kristallisation zu erklären (vgl. Kap. 6.4.3).

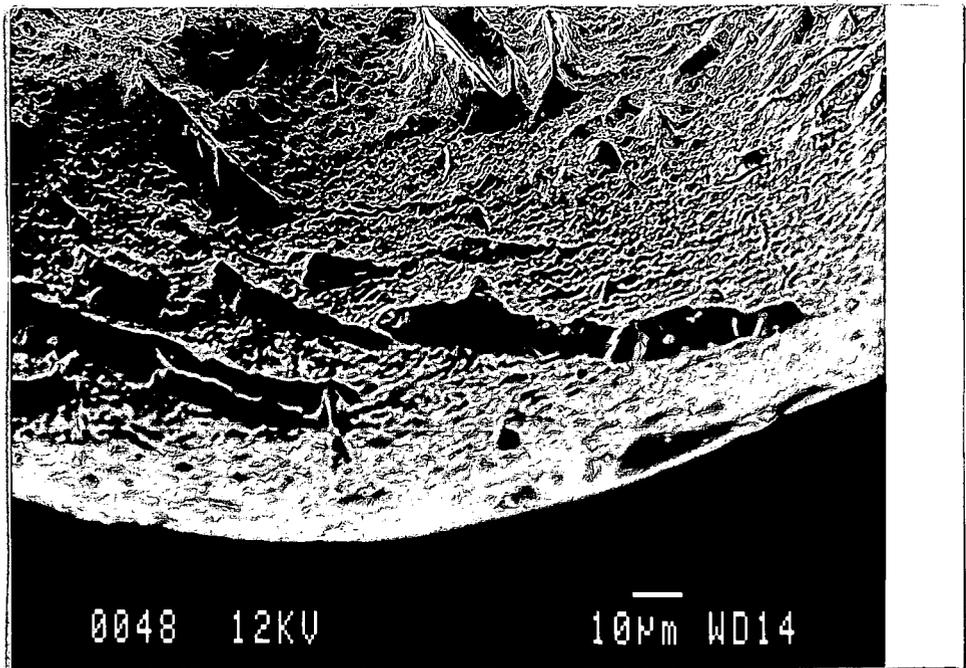


Abb. 20: REM-Aufnahme saccharoider Quarzausfällung auf der Oberfläche eines Quarzkorns (Probe Nr. Chem 3)

Wie die feinen, nicht mechanisch beanspruchten Spitzen zeigen, repräsentiert die saccharoide Ausfällung von Kieselsäure an der Kornoberfläche die letzte Phase der Kornüberprägung. Die größeren Kerben können als Lösungsfurchen oder als noch nicht ausgeheilte Formen früherer Kornbeschädigungen interpretiert werden (vgl. Kap. 6.4.3).

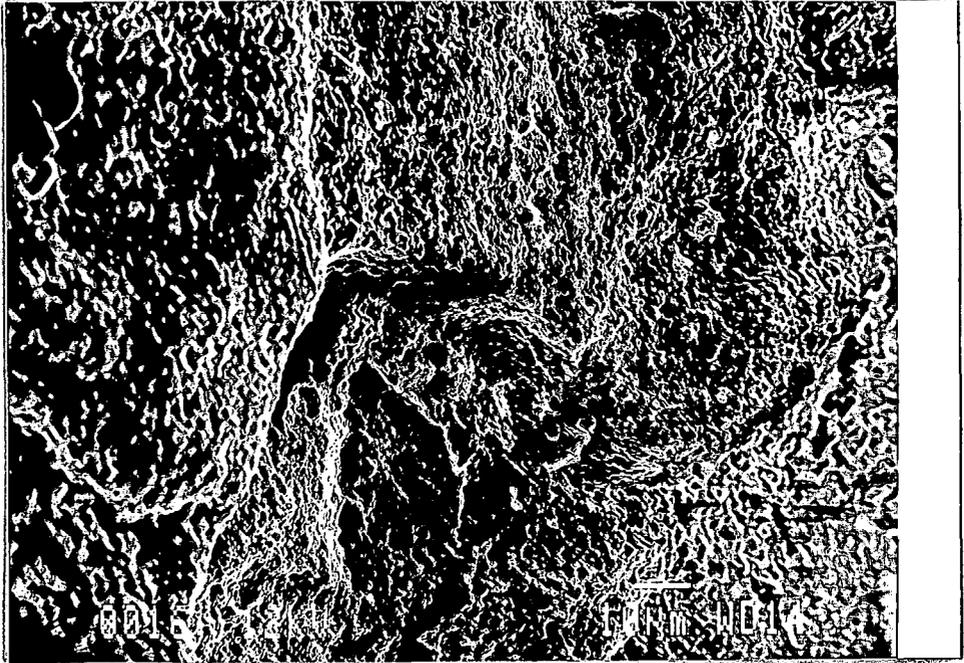
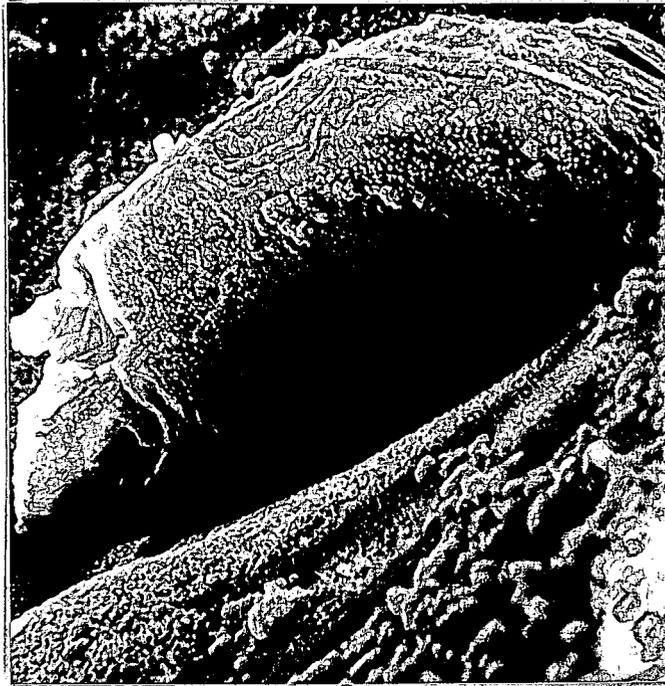


Abb. 21: Ausfällung amorpher Kieselsäure als "globules" auf einem Quarzkorn (Probe Nr. Kou 3)

Die Aufnahme zeigt die völlig von "globules", kugeligen Ausfällungen amorpher Kieselsäure, überzogene Oberfläche eines Quarzkorns aus dem östlichen Massif de Koutous. Bei den "globules" handelt es sich um eine der ersten Ausfällungsstufen der Kieselsäure aus hoch konzentrierten Lösungen.

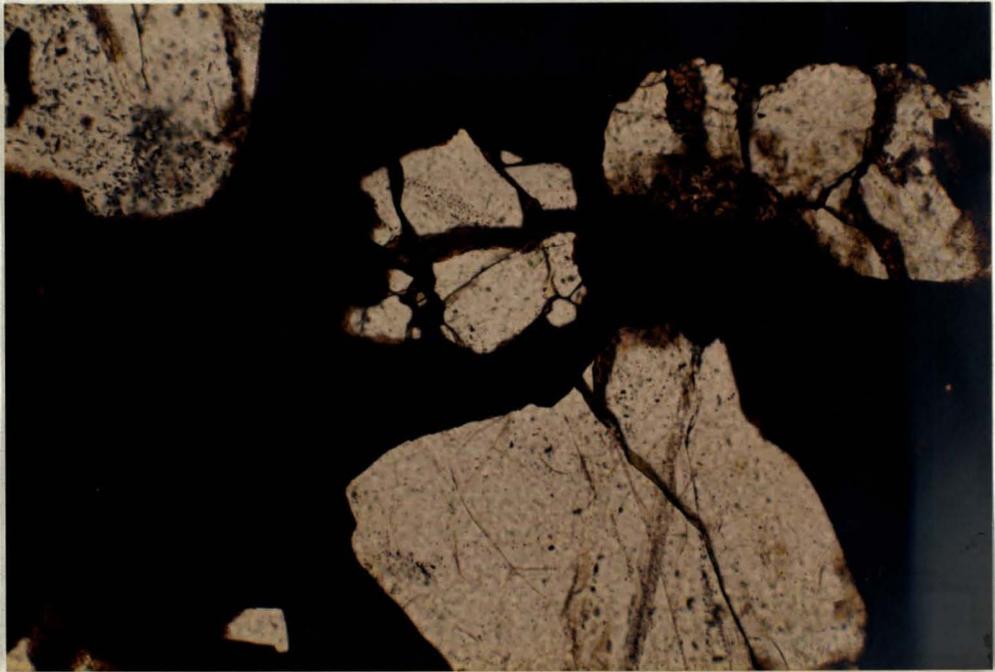
Daß diese Form der Kornummantelung auf den Körnern des Massif de Koutous sehr häufig auftritt, die Neukristallisation von Quarz hingegen nicht festgestellt werden konnte, deutet zunächst auf hohe Lösungskonzentrationen im Süden des Arbeitsgebietes. Die Ursache der ausschließlich amorpher Kieselsäureausfällung kann jedoch auch in der Wechselbeziehung zu Aluminium und Eisen zu suchen sein. Beides ist primär in den Sedimenten enthalten (vgl. Kap. 6.4.5 und 6.5.3).



1 μ

Abb. 22: Kieselige Pseudomorphose eines Keimes mit Ausfällung kleinster "globules" auf einem Quarzkorn (Probe Nr. Kou 8)

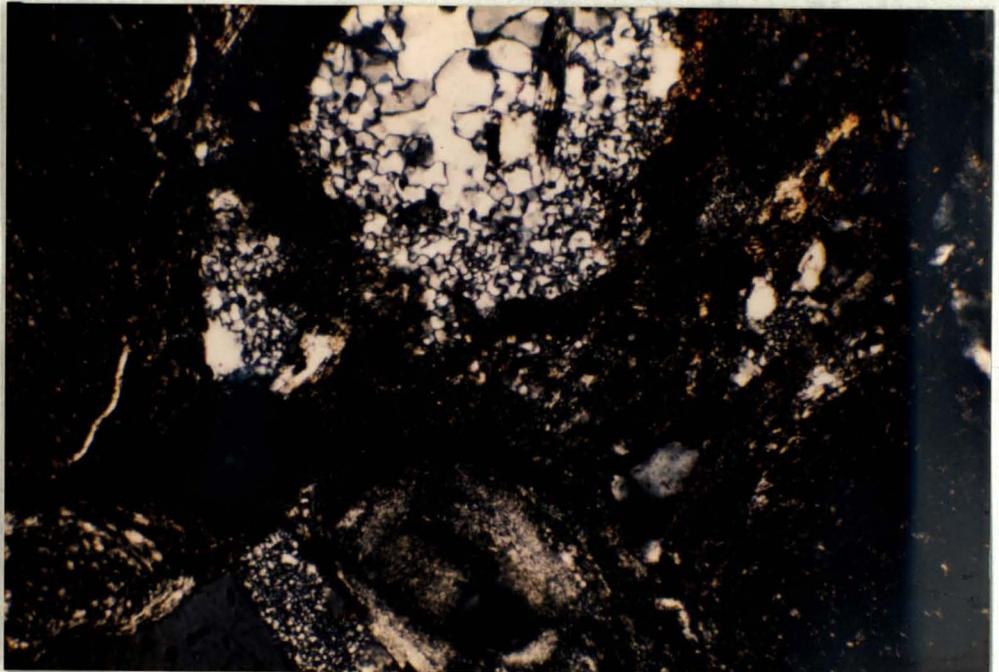
Bei den REM-Analysen wurden mehrfach verkieselte Mikroorganismen festgestellt, die in den Kornüberzug aus amorpher Kieselsäure eingebunden sind. Möglicherweise ist die Abschuppung am oberen Rand auf spätere Verlagerung mit mechanischer Beanspruchung zurückzuführen (vgl. Kap. 6.4.5 und 6.5.5.2).



100 μ

Abb. 23: Stark korrodierte Quarzkörner (Probe Nr. Kou 14)

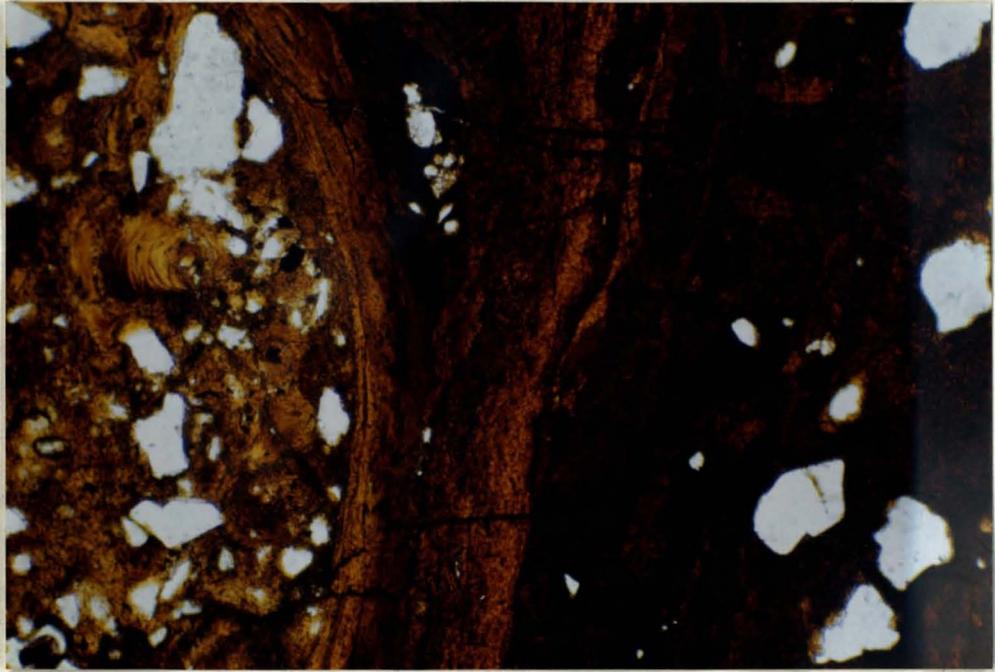
Die Quarzkörner im Bild sind stark korrodiert. Dabei erfolgt die Kornauflösung entlang bevorzugter Kanäle. Die Korrosion greift ausgehend von den Kanälen seitlich in die Körner ein. Verantwortlich für die Kornzerlegung sind sowohl physikalische Prozesse der "Quarzsprengung" (SCHNÜTHGEN & SPÄTH, 1983), als auch chemische Lösungsprozesse der Kieselsäure, wie der unregelmäßige, ausbuchtende Verlauf der Kanäle und die Bereiche flächenhafter Anlösung zeigen (vgl. Kap. 6.4.5).



100 μ

Abb. 24: Extreme Einkieselung des Granitzersatzes von Adrar Bous (Probe Nr. AB 1)

Die Probe zeigt im oberen Bildteil tektonisch beanspruchten Quarz, der praktisch ausschließlich von amorph bis mikrokristalliner Kieselsäure umgeben ist. Dabei sind (im unteren Bildteil) die ursprünglichen Mineralformen teilweise erhalten. Örtliche Eisenanreicherung ist bei der Einkieselung primär eisenreicher Minerale festzustellen (vgl. Kap. 6.4.7).



50 μ

Abb. 25: Aufarbeitungsprodukte lateritischer Verwitterungskrusten, in schlierig-schichtiger Matrix verbacken (breccienartige Verfüllung, Probe Nr. Kou 15)

Links und rechts im Bild eingetragene Grobpartikel älteren Verwitterungsmaterials, in der Bildmitte schlierig-schichtige Matrix. Die Matrix besteht überwiegend aus Goethit mit wechselndem Si- und Al-Anteil (vgl. Kap. 5.5.3 und 7.1.1).





Erklärung

Ich versichere ehrenwörtlich, daß ich die Arbeit ohne fremde Hilfe angefertigt und noch keinem anderen Prüfungsgremium vorgelegt habe und daß wörtlich oder indirekt übernommenes Gedankengut nach bestem Wissen als solches kenntlich gemacht wurde.

Würzburg, Oktober 1988


Barbara Sponholz

