

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Gerhard Stäblein, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 21

Wolfram Haberland

Untersuchungen an Krusten,
Wüstenlacken und Polituren auf
Gesteinsoberflächen der nördlichen und
mittleren Sahara (Libyen und Tschad)

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

(62 Abbildungen, 24 Figuren, 10 Tabellen)

1975

Angefertigt am Geographischen Institut der Christian-Albrecht-Universität Kiel

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-020-3

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

- Heft 1:** HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres,
untersucht an 7 Einzelbeispielen.
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-000-9
- Heft 2:** ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-001-7
- Heft 3:** ABDUL-SALAM, Adel
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 Vergriffen
- Heft 4:** PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-003-3
- Heft 5:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I. Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
ISBN 3-88009-004-1 Vergriffen
- Heft 6:** ROSTANKOWSKI, Peter
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-005-X
- Heft 7:** SCHULZ, Georg
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-006-8
- Heft 8:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
II. Feldarbeiten 1965/66.
(1969). 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-007-6
- Heft 9:** JANNSEN, Gert
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
(1970). 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-008-4
- Heft 10:** JÄKEL, Dieter
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-009-2
- Heft 11:** MÜLLER, Konrad
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften
Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone.
(1971). 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen.
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-010-6

Wolfram Haberland

Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen
der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad)

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Gerhard Stäblein, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 21

Wolfram Haberland

Untersuchungen an Krusten,
Wüstenlacken und Polituren auf
Gesteinsoberflächen der nördlichen und
mittleren Sahara (Libyen und Tschad)

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

(62 Abbildungen, 24 Figuren, 10 Tabellen)

1975

Angefertigt am Geographischen Institut der Christian-Albrecht-Universität Kiel

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-020-3

MEINEN ELTERN

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|---------|---|----|
| | Vorwort | 7 |
| 1. | Einleitung | 7 |
| 1.1 | Zur Forschungsgeschichte | 7 |
| 2. | Untersuchungsgebiet, Schreibung geographischer Eigennamen | 8 |
| 2.1 | Geologischer, petrographischer Überblick | 9 |
| 2.2 | Überblick über die klimatischen Verhältnisse | 9 |
| 2.2.1 | Bemerkungen zum Makroklima | 9 |
| 2.2.2 | Bemerkungen zum Grenzflächenklima | 10 |
| 3. | Feldbefund | 14 |
| 3.1 | Arbeitstechnik | 14 |
| 3.2 | Makromorphologischer Aufbau von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten | 14 |
| 3.2.1 | Krusten | 14 |
| 3.2.2 | Wüstenlacke | 14 |
| 3.2.3 | Verwitterungshäute | 15 |
| 3.3 | Räumliche Anordnung von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten im Arbeitsgebiet | 15 |
| 3.4 | Zusammenfassung des Kapitels 3. | 19 |
| 4. | Angewendete Methoden bei den Untersuchungen an Proben | 19 |
| 4.1 | Mikromorphologische Untersuchungen | 19 |
| 4.1.1 | Arbeitsgang | 19 |
| 4.1.2 | Mikromorphologische Beschreibung der Horizonte | 20 |
| 4.1.3 | Quantitative Erfassung der Volumenanteile der Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum in den einzelnen Horizonten durch „Stereometrische Analyse“ | 20 |
| 4.2 | Einmessungen von optischen Kristallachsen im Universaldrehtisch | 21 |
| 4.3 | Untersuchungen mit der Mikrosonde | 21 |
| 4.3.1 | Qualitative Untersuchungen | 21 |
| 4.3.2 | Semiquantitative Untersuchungen | 21 |
| 4.3.3 | Quantitative Untersuchungen | 21 |
| 4.4 | Tonmineralogische Untersuchungen | 22 |
| 4.5 | Statistische Auswertung | 22 |
| 5. | Ergebnisse der Untersuchungen an Proben | 22 |
| 5.1 | Qualitative Ergebnisse | 22 |
| 5.1.1 | Krustentypen | 22 |
| 5.1.1.1 | Krustentyp KR 1 | 23 |
| 5.1.1.2 | Krustentyp KR 2 | 25 |
| 5.1.2 | Die Krusten in ihrem lateralen Verlauf | 28 |
| 5.1.3 | Wüstenlack | 28 |
| 5.1.3.1 | Wüstenlacktyp WL 1 | 28 |
| 5.1.3.2 | Wüstenlacktyp WL 2 | 28 |
| 5.1.4 | Polituren | 28 |
| 5.1.5 | Krusten, Wüstenlacke und Polituren auf verschiedenen Gesteinsarten | 28 |
| 5.1.6 | Tonmineralgehalt | 30 |
| 5.1.7 | Verteilungsmuster von Elementen | 30 |
| 5.1.8 | Mikrochemische Analyse | 31 |
| 5.2 | Quantitative Ergebnisse | 31 |
| 5.2.1 | Statistische Auswertung | 31 |
| 5.2.1.1 | Ergebnisse der beschreibenden Statistik | 31 |
| 5.2.2 | Ergebnisse der Einregelungsmessungen im Universaldrehtisch | 32 |
| 5.2.2.1 | Achsenverteilungsanalysen einzelner Bereiche eines Quarzkornes | 32 |
| 5.2.2.2 | Achsenverteilungsanalyse von primären und nicht-primären Quarzkörnern in den Horizonten (1—1) und (1—2) | 33 |
| 5.3 | Schlußbemerkungen zum mikromorphologischen Befund; Formulierung von Thesen zur Krustengeneese | 33 |

| | | |
|---------|--|----|
| 6. | Ein Modell der Krustenbildung | 43 |
| 6.1 | „Normalmilieu“ | 43 |
| 6.1.1 | Petrographische Situation | 43 |
| 6.1.1.1 | Quantitative Verteilung der drei Phasen | 43 |
| 6.1.1.2 | Qualitative Verteilung der drei Phasen | 43 |
| 6.1.2 | Grenzflächenklimatisches Modell | 44 |
| 6.2 | Chemisch-physikalisches Reaktionsfeld (Verwitterungsvorgang im engeren Sinne) | 44 |
| 6.2.1 | Wasserstoffionenkonzentration, Kieselsäurefreisetzung | 44 |
| 6.2.1.1 | Kieselsäurefreisetzung aus Quarz | 45 |
| 6.2.1.2 | Kieselsäurefreisetzung aus der Tonmineralsubstanz | 45 |
| 6.2.1.3 | Kieselsäurefreisetzung aus sonstigen Mineralen (besonders Feldspate) | 45 |
| 6.2.2 | Aluminiumfreisetzung durch Verwitterung der Tonsubstanz | 45 |
| 6.2.3 | Eisenfreisetzung | 46 |
| 6.2.4 | Freisetzung von Mangan, Chrom und Titan | 46 |
| 6.2.5 | Freisetzung von Magnesium und Calcium | 46 |
| 6.3 | Umlagerungsvorgang | 46 |
| 6.3.1 | 1. Fall: Befeuchtung des Gefüges von oben | 47 |
| 6.3.2 | 2. Fall: Eintrocknung | 47 |
| 6.3.2.1 | Verhalten des Kieselsäuresols allein | 47 |
| 6.3.2.2 | Tonverlagerung | 48 |
| 6.3.2.3 | Eisenverlagerung | 48 |
| 6.3.2.4 | Verlagerung von Eisen und Ton gemeinsam | 48 |
| 6.3.3 | Alterung der Sole und Gele | 49 |
| 6.3.4 | Zwischenbemerkung zum Modell der Krustenentstehung | 49 |
| 6.3.5 | Frage des organischen Einflusses auf die Krustenbildung | 49 |
| 7. | Verifizierung des anorganischen Modells | 51 |
| 7.1 | Magerhorizonte | 51 |
| 7.2 | Anreicherungs- bzw. Konkretionshorizonte | 51 |
| 7.2.1 | Bildung von Doppelcutanen | 52 |
| 7.2.1.1 | Typ DC 1 | 52 |
| 7.2.1.2 | Typ DC 2 | 52 |
| 7.2.2 | Entmischung der Gele | 52 |
| 7.2.3 | Separierungen von Eisen und Ton | 53 |
| 7.3 | Verwitterungserscheinungen in den Horizonten der beiden Sequenzen | 53 |
| 7.4 | Zwischenbemerkung zur Bildung der Horizonte | 54 |
| 7.5 | Verwitterungserscheinungen im Fleckenhorizont | 55 |
| 7.6 | Rißstrukturen in den Krusten | 55 |
| 7.7 | Krustenverlauf in oberflächenparalleler Anordnung | 55 |
| 7.8 | Überprüfung des Modells durch statistische Prüfverfahren (Varianzanalyse) | 56 |
| 7.8.1 | Varianzanalyse innerhalb der einzelnen Kollektive (Profile) | 56 |
| 7.8.2 | Hierarchische Varianzanalyse für verschiedene Variable | 56 |
| 7.9 | Schlußbemerkungen zum Modell der Krustengenese | 58 |
| 8. | Zusammenfassung | 58 |
| 8.1 | Makromorphologischer Befund | 58 |
| 8.2 | Mikromorphologischer Befund | 58 |
| 8.3 | Mikrochemischer, röntgenographischer, lichtoptischer Befund | 59 |
| 8.4 | Ergebnisse der Varianzanalyse | 59 |
| 9. | Abschließende Hypothese der Entstehung von Krusten, Wüstenlaken und Polituren | 60 |
| | Glossar: Erläuterungen einiger häufiger benutzter Begriffe und Abkürzungen | 61 |
| | Résumé, Summary | 63 |
| | Literaturverzeichnis | 67 |
| | Verzeichnis der Tabellen, Figuren und Abbildungen Tafeln I bis XVII | 70 |

Vorwort

Die Feldarbeiten für diese Untersuchung sind im Rahmen eines eineinhalbjährigen Geländeaufenthaltes an der Forschungsstation Bardai/Tibesti (République du Tchad) der Freien Universität Berlin, die von Prof. Dr. J. HOVERMANN (seinerzeit Berlin) initiiert worden ist und einer dreimonatigen Forschungsreise unter der Leitung von Prof. Dr. H.-J. PACHUR (Berlin) nach Libyen im Winter 1967/68 bzw. 1969 durchgeführt worden. Bei Prof. HOVERMANN und besonders bei Prof. PACHUR möchte ich mich an dieser Stelle für die Ermöglichung der Geländeaufenthalte und für die Diskussionsbereitschaft und Betreuung bei der Kartierung bedanken.

Die analytische Bearbeitung der Feldbefunde erfolgte am Geographischen Institut der Christian-Albrecht-Universität Kiel; Herrn Prof. Dr. O. FRÄNZLE (Kiel) danke ich sehr herzlich für die Ermöglichung dieser Untersuchung durch die Beantragung von Forschungsmitteln bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft, sowie in besonderem Maße für die stete Diskussionsbereitschaft, die großzügige Unterstützung bei der Durchführung der einzelnen Arbeitsschritte und für die Beratung in organisatorischen Fragen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die geleistete finanzielle Unterstützung gedankt; weiterhin möchte ich mich bei folgenden „Kielern“ bedanken: Bei Frl. MAASSEN für die vielen Diskussionen zum Mehrphasensystem Eisen / Wasser / Kieselsäure; bei Frl. FREESE (Geogr. Institut) und Frl. GONSCHIOR (Tonmineralogisches Labor des Geolog. Institutes) für die Hilfe bei den Laborarbeiten; bei Herrn Dr. ACKERMAND (Mineralogisches Institut) für die Durchführung der Arbeiten an der Elmisonde; bei Prof. HIRSCH und Dr. ECKARDT (Institut für Mikrobiologie) für die Diskussionen bezüglich einer durch Mikroorganismen gesteuerten Krustengenese; bei Dr. HABETHA und Prof. WEBER (Lehrfach Variationsstatistik) für die Beratung und Bereitstellung eines Rechenprogramms für die statistische Auswertung.

Herrn Prof. Dr. D. JAKEL sei für die Aufnahme dieser Arbeit in der von ihm betreuten Reihe gedankt.

Besonderer Dank gilt meiner Frau Heidi, die die Krusten und mich zu ertragen hatte.

1. Einleitung

Krusten, Wüstenlacke und Polituren sind die Objekte, die in den anschließenden Ausführungen nach folgenden Gesichtspunkten untersucht wurden:

- Kartierung ihrer räumlichen Anordnung;
- Bildung von Modellen ihrer Entstehung und Verbreitung.

Die Untersuchung ist im Hinblick auf die Entwicklung einer Theorie (bestehend aus hierarchischen Hypothesen) zur Bildung von Krusten entsprechend den wissenschaftstheoretischen Forderungen (vgl. LEINFELLNER, 1967) folgendermaßen — dem dualen Theorieschema entsprechend — gegliedert:

1. Basisteil (in Beobachtungs- und Meßsprache), bestehend aus empirischen (im allg. nicht-logischen) Termen, operativ fußend auf Beobachtungen, Messungen von Eigenschaften (Kapitel 1., 2., 3., besonders 4. und 5.);
2. Zuordnungsteil (in Korrespondenzsprache), bestehend aus Korrespondenzregeln, die rein theoretische Terme mit empirischen Termen verbinden (Kapitel 6. und 7.);
3. Übergeordnete Theorie, die aus 1. und 2. abgeleitet worden ist (Kapitel 9.).

Es ist das Ziel dieser Untersuchung, einen bestimmten Ausschnitt der Geosphäre, nämlich Krusten, Wüstenlacke und Polituren, zu beschreiben und in formalisierten Modellen deren Genese zu erläutern (vgl. FRÄNZLE, 1973). Die relativ einfach (im Vergleich zu wesentlich komplexer aufgebauten Systemen wie Hänge oder Flußläufe) strukturierten Krusten und Wüstenlacke er-

lauben, Beziehungen zwischen makroskopischen und mikroskopischen, bzw. submikroskopischen Prozeßgruppen — also beispielsweise zwischen dem täglichen Gang des Wasserdampfgehaltes der Luft über der Oberfläche und dem des Wassergehaltes der Tonsubstanz des Bindemittels eines Sandsteines — herzustellen. Dabei ermöglichen die Methoden der Mikromorphologie „Momentaufnahmen“ verschiedener Phasen des Metabolismus von z. B. Krusten photographisch zu dokumentieren. Im Rahmen allgemeiner physikalisch-chemischer Betrachtungen des chemisch-physikalischen Reaktionsfeldes und unter Zuhilfenahme weiterer, z. B. mikrochemischer Untersuchungen, ist es schließlich möglich, ein Modell der Genese von Krusten, Wüstenlacken und Polituren zu entwickeln.

1.1 Zur Forschungsgeschichte

Verschiedene Forschungsreisende, besonders des vorigen Jahrhunderts, haben in ihren Berichten auf Verhärtungen von Gesteinsoberflächen durch schwarzbraune Überzüge hingewiesen. So erwähnt z. B. NACHTIGALL (1879) wiederholt Inkrustationen auf verschiedenen Gesteinen längs seiner Route von Tripolis nach Mourzouq. WALTHER (1891) hat den Begriff *Schuttzrinden* in die Literatur eingeführt, der eine Verhärtungszone beschreibt, die das Gestein umzogen hat, mit diesem aber innig verbunden ist (jedenfalls, wenn das Gestein selbst ein feinkörniges Gefüge hat) und es so gegen Verwitterung schützt. Spätere Autoren haben ebenfalls solche Inkrustationen beschrieben, diese aber oft nur mit

einem deskriptiven Attribut wie Wüstenrinden, Hart-rinden, Patina, Dunkelrinden oder dunkle Rinden bezeichnet.

KAISER (1926, S. 302) unterscheidet ausdrücklich zwischen den Begriffen *Rinden* und *Krusten*: *Rinden*-bildung bezeichnet er als eine Verhärtung der Oberfläche irgendeines Gesteines durch „Ausschwitzungen“ aus dem Gestein heraus, die eine Verfestigung der Oberfläche hervorrufen; dagegen *Krusten*-bildungen definiert er als Verbackung mehr oder weniger gelockerter Materialien oder „... verschiedenster Bestandmassen fester Gesteine durch ein Bindemittel unter dem Einfluß der Faktoren arider...“ (nicht nur extremarider) Klimabedingungen an oder in der Nähe der Gesteinsoberfläche durch einen oszillierenden Grundwasserkörper. Die Grenzen zwischen Rindenbildung und Krustenbildung sind fließend, wie er anschließend betont. „Die eigentliche Wüste“, fährt er fort, „ist nicht das Gebiet der großen ausgedehnten Verkrustungen“.

Weiterhin zu unterscheiden sind Krusten und der sog. *Wüstenlack*, wie z. B. WARNKE (1969) verdeutlicht hat: „These remarks apply only to a desert varnish sensu stricto not to the brown-colored, iron oxide-rich weathering crusts which are almost omnipotent“ (p. 387). WARNKE bezeichnet mit *Wüstenlack* eine Oberflächenform von Gesteinen, die dunkelbraun bis schwarz ist und eine eigentümliche mattglänzende Politur aufweist.

LINCK (1930) gibt auf den Seiten 491 bzw. 496 eine genetische Reihe für die *Schutzrindeneinstellung* an, die über die Politur des Gesteins durch Sand-, Staubschliff zum *Wüstenlack* (gelegentlich über eine feine Kieselhaut- oder eine Firnisbildung auf Kalken durch Glättung der Oberflächenstrukturen) und schließlich daraus zur grauen, gelben, braunen oder schwarzen *Schutzrinde*, die nach LINCK (1900) glaskopffartig poliert ist, oder nach anderen Autoren durch Sandstrahlung poliert wird, führt. Er bezeichnet die *Schutzrinden* als Verwitterungserscheinungen. Anders dagegen KAISER (1926), der mit jedem Begriff eine einzelne Genese einer Inkrustationsform verbindet: Er unterscheidet streng zwischen *Politur*, besonders an feinkörnigen Gesteinen, weniger an grobkörnigen ausgebildet, die eine durch Korrasion erzeugte Glättung ist; *Wüstenlack*, der bereits eine dünne *Schutzrinde*, die durch chemische Vorgänge erzeugt worden ist, darstellt und echten *Schutzrinden*, die er als dicke, rauhe Belege besonders auf eisenschüssi-

gen Sandsteinen definiert. Die morphologische Grenze *Wüstenlack* → *Schutzrinde* ist für ihn gleichzeitig auch eine klimatische Grenze; denn Rinden sind nicht mehr durch die korrasive Wirkung des windgetriebenen Sandes poliert. „Deshalb sehen wir auch in den Übergangsgebieten zu normal aridem Klima, wo die Korrasion aufhört, den *Wüstenlack* in rauhe Rinden übergehen“ (KAISER, 1926, Band II, S. 302).

Trotz einiger Versuche, wie z. B. KAISER (1926) oder LINCK (1930), genetisch begründete Definitionen für Krusten und Rinden zu geben, hat sich im nachfolgenden geomorphologischen Schrifttum (bis einschließlich 1972) kein einheitlicher Gebrauch der beiden Begriffe durchgesetzt.

Auch die Frage, ob es sich bei den Krusten um Erscheinungen handelt, die das darunterliegende Gestein vor weiterer Verwitterung schützen (WALTHER, 1891), welche Überlegung zur Namensgebung „*Schutzrinden*“ geführt hat, oder ob es sich um eine Form der Ausfällung chemischer Verwitterungsprodukte (WILHELMY, 1958), ob es sich um eine Bildung durch den Stoffwechsel von auf bzw. dicht unter der Gesteinsoberfläche lebenden Organismen (KRUMMBEIN, 1968), ob es sich nach DU BOIS (1903) um *epachorische* (d. h. durch oberflächliche Mangan- oder Eisenoxidation im Gestein oder durch von außen zugeführtes Eisen oder Mangan entstanden), oder *anachorische* Krusten (d. h. durch tiefgreifende Gesteinszersetzung gebildet) handelt, ist in der von mir durchgesehenen Literatur nicht geklärt worden.

Ferner unterscheiden sich die Lösungsansätze für das Problem je nach Autor, wobei die Gewichte auf alle drei Arten der Verwitterung (sogenannte physikalische, chemische, biologische Verwitterung) von verschiedenen Autoren unterschiedlich gelegt werden. Ebenso gibt es über das geologische Alter der Krusten verschiedene Auffassungen, die über Ansätze wie der von WETZEL (1928), der die Bildung dunkler Krusten in der chilenischen Wüste (Toco-Wüste) ins oberste Pleistozän, spätestens ins unterste Holozän legt, da rezent diese Krusten auf den Hügelkuppen abgetragen worden sind, bis zu jungrezenten Bildungen bei SCHEFFER, MEYER und KALK (1963) reichen. Absolute Datierungen konnten in der durchgesehenen Literatur nicht gefunden werden, nur eine Anzahl relativer Datierungen, die im allgemeinen morphologisch begründet werden.

2. Untersuchungsgebiet, Schreibung geographischer Eigennamen

Das Arbeitsgebiet ist auf Fig. 1 (Anhang) eingetragen worden:

Von der libyschen Mittelmeerküste (etwa 33° nördlicher Breite) bis zum Nordrand des Erg de Bilma (etwa 20,4° nördlicher Breite) verläuft es als Profil im wesentlichen in Nord-Süd-Richtung. Zwischen 25° und 20° nördlicher Breite und 16,5° und 19° östlicher Länge wurden

Teile der Sarīr Tibesti und des Tibestigebirges bereist.

Die Schreibweisen der Ortsnamen sind für den Bereich des libyschen Staatsgebietes der TOPOGRAPHIC MAP OF LIBYA im Maßstab 1 : 2 Millionen (1962)¹,

¹ Herausgegeben vom US Geological Survey, Washington D. C.

für den Bereich der République du Tchad und der République du Niger den Blättern DJADO (NF 33) (1961) und TIBESTI EST (NF 34) (1963) des Kartenwerkes 1 : 1 Million² entnommen worden.

2.1 Geologischer, petrographischer Überblick

Die geologischen Verhältnisse Libyens werden zusammenfassend z. B. von GOUDARZI (1970) oder KLITZSCH (1970) wiedergegeben, jedoch verzeichnen weder die Übersichtskarten beider Arbeiten, noch die Karten in den Aufsätzen von FÜRST (zuletzt 1968) den Jabal Nero, den DESIO (1942) geologisch kartiert hat (Mittleres Eozän). Über die geologischen Verhältnisse im Tibestigebirge haben z. B. STOCK (1972), ROLAND (1973) und im Überblick KLITZSCH (1965) berichtet.

Die Übersichtskarte Fig. 1 (Anh.) gibt die geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes wieder — soweit sie für einen ersten Überblick wichtig erscheinen —; genauere petrographische Angaben zu Feldbefunden bzw. Proben, wie deren morphographische und topographische Situation sind in den Text an den entsprechenden Stellen eingefügt worden.

Aussagekräftiger als die (informative) Darstellung der geologischen (historischen) Sachlage ist für diese Untersuchung die Tatsache, daß petrographisch sehr ähnliche Gesteine geologisch unterschiedlichsten Alters in großklimatisch verschiedenen Räumen anzutreffen sind (Tab. 1).

Tabelle 1

Vorkommen verschiedener Gesteine in unterschiedlichen Klimazonen des Untersuchungsgebietes

| | mediterran | semiarid | arid | hocharid | arid (Höhenlage) |
|-----------|------------|----------|------|----------|------------------|
| Granit | + | | (+) | + | |
| Kalkstein | | (+) | + | + | |
| Basalt | | | + | + | + |
| Sandstein | | | + | + | |
| Quarzit | | | + | + | |
| Schiefer | | | + | | |
| Vulkanit | | | + | | + |

(+) nur wenige Fundstücke, da untergeordneter Gesteinstyp
+ häufig beobachtete Vorkommen

Von Schiefen abgesehen kommen alle untersuchten wichtigen Gesteinstypen in mindestens zwei voneinander abgrenzbaren großklimatischen Arealen vor, die z. T. — wie es z. B. beim Sandstein der Fall ist — nördlich und südlich vom hochariden Raum der Sarir Tibesti

² Herausgegeben vom Institut Géographique National, Paris

gelegenen sind. Sandsteine sind für eine vergleichende klimageomorphologische Fragestellung besonders geeignet, da die petrographische Differenzierung in mindestens zwei Klimazonen in erster Näherung klein ist, ja sogar — wie weiter unten (Kapitel 5.1.5) gezeigt werden kann — praktisch unbedeutend für die Ausbildung von Krusten zu sein scheint, so daß in erster Linie der klimatische (resp. paläoklimatische) Einfluß für die Beschreibung der Krustengenese zu berücksichtigen ist. Da endogene Pyroklastika, wie die Tuffe und Ignimbrite des Toussidé-Massivs im Tibestigebirge (z. B. SC III b [ignimbrite tufacée] nach VINCENT, 1963) große Ähnlichkeiten in der Textur³ zu Sandsteinen aufweisen, lassen sie sich im Rahmen dieser Arbeit durchaus als Repräsentanten der Gruppe Sedimentgesteine auffassen u. z. im Untersuchungsgebiet als deren Höhenvariante oberhalb rund 1500 m.

Somit liegt für den Bereich des Untersuchungsgebietes, der die (aktuellen) Klimazonen arid, arid (Höhenlage) und extremarid umfaßt, ein geschlossenes Gebiet vor, dessen vorherrschender petrographischer Typ Sedimentgesteine sind. Auch Granite sind für eine vergleichende Betrachtungsweise geeignet, da sie im mediterranen und im hochariden (vereinzelt im ariden) gegenwärtigen Klimabereich untersucht worden sind.

2.2 Überblick über die klimatischen Verhältnisse

2.2.1 Bemerkungen zum Makroklima

Einen Überblick über die hauptsächlichsten Kenngrößen des aktuellen Klimas geben GRIFFITHS und SOLIMAN (1972) für das gesamte Arbeitsgebiet, DUBIEF (1959) und FANTOLI (1969) für das Staatsgebiet Libyens.

Die anschließend skizzierte großklimatische Relativierung des Untersuchungsgebietes ist notwendig, um zumindest qualitativ den Gang des Mikro- bzw. besonders des Grenzflächenklimas andeuten zu können, da durch diese beiden Klimate — einerseits gekennzeichnet durch die Parameter Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Niederschlag (für das Grenzflächenklima unmittelbar über der Gesteinsoberfläche), andererseits durch Temperatur und Feuchtigkeitsgehalt im Bereich 0 bis wenigstens 1 dm Tiefe unmittelbar unter der Gesteinsoberfläche — maßgeblich der Metabolismus der Krusten, Wüstenlacke und Verwitterungshäute beeinflusst wird⁴ (siehe Kap. 6.) (vgl. auch dazu die Ausführungen von MENSCHING, 1971, zum „Sahel-Begriff“.

³ Textur: Anordnung der Mineralkomponenten im Zusammenhang (VIETE et al., 1960); der Begriff ist nicht im bodenkundlichen Sinne als Korngrößenzusammensetzung aufzufassen.

⁴ Diese Aussage gilt in erster Linie als Arbeitshypothese zur aktuellen räumlichen („geographischen“) Einordnung der drei kartierten Phänomene; sie wird später (vgl. Kapitel 6) überprüft werden.

Fig. 2 enthält die Klimadiagramme für Lufttemperatur, Niederschlagsmenge und relativer Luftfeuchtigkeit einiger Stationen um das Untersuchungsgebiet herum. Diese leider nur wenigen Klimastationen lassen erkennen, daß eine feinere kimageographische Differenzierung der „Halbwüsten- und Wüstenklimate“ (TROLL und PAFFEN, 1964) oder „Heiße, trockene Gebiete mit sehr hohem täglichen Temperaturgang usw.“ (ALISOV, 1964) möglich ist; auch die Ausführungen HOVERMANNs (1967) lassen eine entsprechende Differenzierung aus der aktuellen Morphodynamik der Hänge im Untersuchungsgebiet erkennen.

Vom Mittelmeerküstengebiet (Winterfeucht-sommerdürre Steppenklimate [PAFFEN und TROLL, 1964]) nach Süden hin stellen wir entlang des Profils eine Zunahme der Aridität⁵ fest, wobei der Hün-Graben das Vordringen feuchterer Luftmassen nach Süden begünstigt, somit ein azonales Klima aufweist und zusätzlich den Nordabfall des Jabal as Sawda' durch Steigungsregen (vgl. die Klimadiagramme Hün und Sabhah) feuchter werden läßt, als das zonale Niederschlagsmittel erwarten ließe. Der gesamte Raum zwischen dem Jabal as Sawda' und dem Nordrand des Höhenbereiches über 1800 m des Tibestigebirges wird hier einheitlich als „arid“ ausgewiesen, obwohl auch hier eine feinere Differenzierung der Aridität (vgl. die Klimadiagramme Sabhah und Al Kufrah) möglich sein dürfte; lediglich das Areal der Sarir Tibesti wird, nicht zuletzt wegen seiner speziellen Verwitterungsmorphodynamik als „extremarid“ klassifiziert. Der Tibestigebirgshöhenbereich ist deutlich feuchter als die tiefer gelegenen Gebirgsteile (vgl. die Klimadiagramme Bardai und Trou au Natron; ferner HECKENDORFF, 1969, KAISER, 1970, GAVRILOVIC, 1969); das südliche Tibestigebirgsvorland muß als feuchter als die Gebirgsteile nördlich der 1800 m Isohypse klassifiziert werden (vgl. Klimadiagramme Bardai und Bilma oder Largeau).

2.2.2 Bemerkungen zum Grenzflächenklima

Über die Parameter des grenzflächenklimatischen Raumes im Kontaktbereich Gestein → Luft liegen m. W. gegenwärtig aus dem Untersuchungsgebiet selbst oder vergleichbaren geographischen Räumen keine Meßdaten (oder -reihen) vor⁶. Nur einige — zufällige — Daten, die jedoch wegen des im Vergleich zu unseren Breiten verhältnismäßig gleichförmigen mittleren Witterungsablaufes im Untersuchungsgebiet durchaus als aussagefähig angesehen werden können (nach dem weiter unten vorgetragenen Modell ist für die Krusten-

⁵ Es ist gleichgültig, wessen Definition für Aridität (z. B. WALTER, GORCZYNSKI, BAILEY, PENCK, WANG u. a.) gewählt wird, da die Anzahl der Klimastationen im Arbeitsgebiet zu gering ist, um Ariditätsgrenzen festzulegen.

⁶ Nach Abschluß der Untersuchung konnte Verf. in das noch unveröffentlichte Manuskript von DRONIA und JÄKEL (1975) Einblick nehmen, in dem Temperaturmessungen an Gesteinsoberflächen und in Gesteinskörpern in Bardai (Tibestigebirge) beschrieben werden. Einige dieser Ergebnisse sind weiter unten angeführt worden.

genese ohnehin ein häufig ablaufender gleichbleibender Witterungsablauf ausschlaggebend), sollen hier angeführt werden.

Fig. 3 (Tabelle und Diagramm) gibt den Gang der Bodentemperaturen in Sonnen- und Schattenlage (grenzflächenklimatische Daten), der relativen Luftfeuchtigkeit (ohne Luftdruckkorrektur!) und des Windvektors, gemessen am Südrand des J. Nero (vgl. Fig. 1) über weißgelbem lockeren Sand, wieder: Bemerkenswert ist der rasche Abfall der relativen Luftfeuchtigkeit von 47,5 % um 8.00 OZ auf 4,8 % um 15.00 OZ (vgl. auch dazu Abb. 40 bei HECKENDORFF, 1969, sowie Fig. 3 in KAISER, 1970). Qualitativ entspricht der Verlauf der Erdbodenoberflächen-Schatten- und -Sonnentemperaturen dem der Lufttemperatur in 2,00 m Höhe; die Bodentemperaturen erreichen jedoch ihre Maxima zum Sonnenkulm, also vor dem Lufttemperaturmaximum, das wiederum dem Maximum der relativen Luftfeuchtigkeit (bzw. dem Maximum des Dampfdruckes) entspricht. Das Temperaturminimum der Bodenoberfläche wird gleichzeitig mit dem Sonnenaufgang (etwa 6.00 OZ) erreicht; die in verschiedenen Tiefen gemessenen Erdbodentemperaturmaxima liegen zwischen 12.00 und 24.00 OZ (vgl. Fig. 2 bei KAISER, 1970, und Fig. 4). Die maximale Temperaturdifferenz (zwischen 6.00 und 12.00 OZ) an der Bodenoberfläche betrug am 30. 10. 1966 in Bardai (Abb. 2—5) etwa 40° C; die mittlere stündliche Temperaturänderung hatte am Vormittag (zwischen 6.00 und 12.00 OZ) einen Wert von rund 6,7° C/h, in den restlichen 18 h des Tages etwa 2,2° C/h. Die tatsächliche Kurve des Temperaturganges in der Bodenoberfläche verläuft nicht — wie der Einfachheit halber angenommen — linear, sondern — besonders in den Vormittagsstunden zwischen 9 und 10 Uhr — deutlich steiler als während der restlichen Zeit des Tages. Eine zweite, weniger steile Änderung der Temperaturkurve liegt während der Abkühlungsphase nachmittags zwischen 16 und 18 Uhr (vgl. dazu auch Fig. 2 bei KAISER, 1970).

Aus dem Thermoisoplethendiagramm der Erdbodentemperaturen in Bardai (Fig. 4) folgt, daß ein im Tagesgang nach Betrag und Richtung (hier: In der Zeichen- = Profilebene, sicherlich jedoch im Boden) variierender Energierektor vorliegt, der an drei Schnitten in der Fig. 5 gezeigt wird.

Wir dürfen annehmen, daß die Temperaturen der dunklen Gesteinsoberflächen die des hellen Sandbodens bei Bardai noch übersteigen werden, und daß sich eine wenigstens mehrere Millimeter, wenn nicht sogar Zentimeter dicke Zone mit täglich noch höheren Temperaturänderungen als in unserem obigen Beispiel unter den Gesteinsoberflächen ausbilden wird, deren qualitativer Verlauf etwa den in den Diagrammen MECKELEINs (1959, Abb. 6, 7, 8) wiedergegebenen Verhältnissen entsprechen dürfte. Problematisch bleibt, ob sich die „Inversionschicht“ (Fig. 5) zwischen Gesteinsoberfläche mit maximalem täglichem Temperaturgang und Gesteinskörper in materialabhängiger Tiefe

mit nahezu konstanter Temperatur (etwa dem täglichen Mittel entsprechend) in den untersuchten Gesteinen ausbilden wird, da wegen der Gefügeverdichtung der Sandsteine deren thermische Leitfähigkeit im allgemeinen größer sein dürfte, als die von Sandböden⁷.

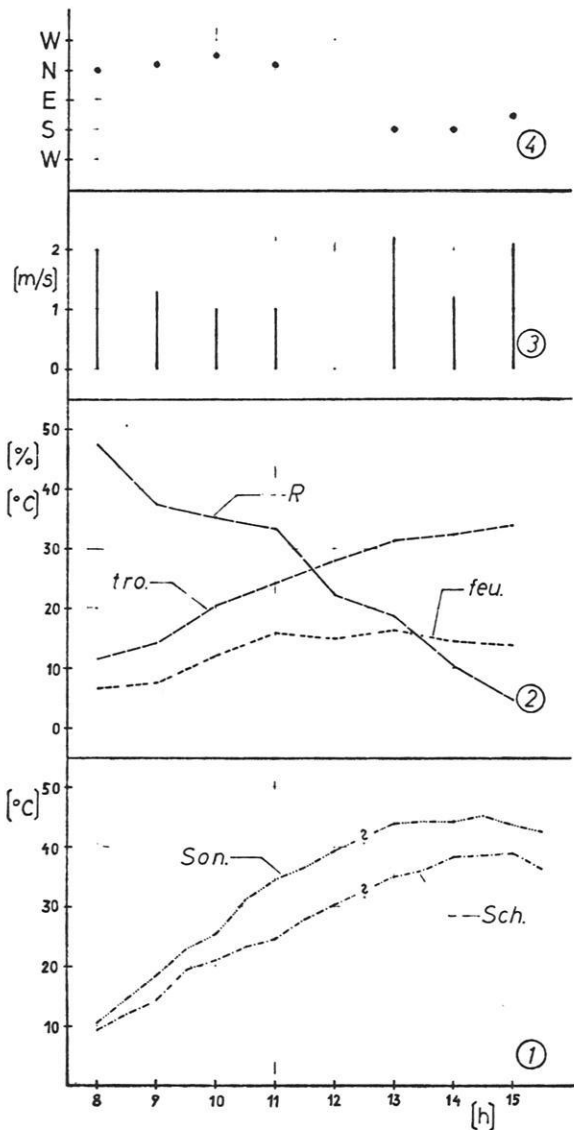


Fig. 3
Meßreihe der relativen Luftfeuchtigkeit (R), der Bodenoberflächentemperaturen (Sch = im Schatten; Son = in der Sonne gemessen) und der Luftbewegung, gemessen am 3. 3. 1969 in der Endpfanne des J. Nero (Libyen) über gelbweißem Sandboden.

KAISER (1970, Fig. 3) gibt die Hygrometerschreibstreifen der Klimastation Bardai für den Zeitraum vom 12. 12. 1966 bis 3. 3. 1967 wieder. In diesem Zeitraum wurde siebenmal eine maximale relative Luftfeuchtigkeit von über 80 % erreicht. Am 17. 2. 1969 wurde am Hauptpistenkreuz auf der Sarir Tibesti (vgl. Tab. 2)

eine relative Luftfeuchtigkeit von 61,4 % bei 10,2° C Lufttemperatur bei einem Windvektor von 1,8 m/s SW um 7.45 Uhr 2,00 m über mittelgelbem Sarirboden gemessen; das vorhergegangene nächtliche Temperaturminimum 0,05 m über dem Erdboden betrug 8,0° C, die

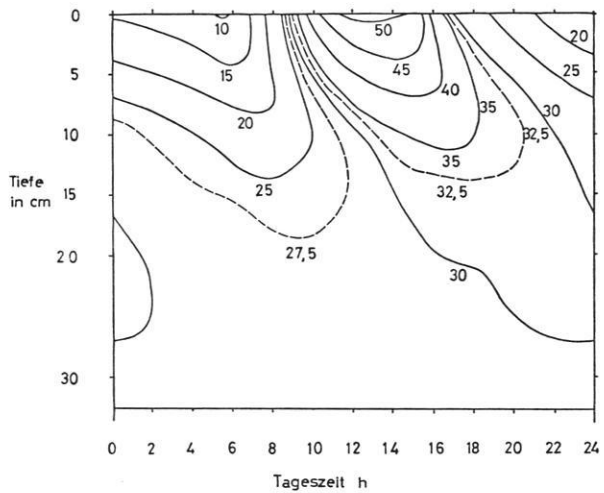


Fig. 4
Thermoisoplethendiagramm der Erdbodentemperaturen in °C in Bardai (Tibestigebirge), gemessen am 30. 10. 1966 in lockerem, hellgelbem Sand.
(Aus HECKENDORFF, W. D., 1969)

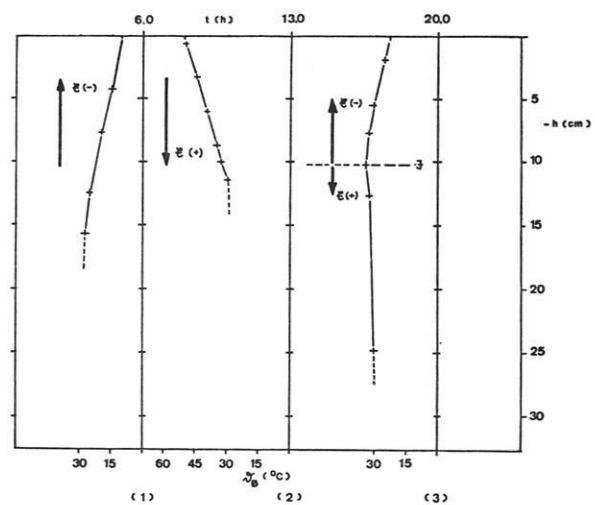


Fig. 5
Drei Temperaturprofile zu verschiedenen Tageszeiten aus Fig. 4 E: Energiefluß

⁷ Wie die Untersuchungen von DRONIA und JÄKEL (1975) ergeben haben, reicht diese Zone täglicher Temperaturänderungen in Sandsteinen über 1 m tief in den Gesteinskörper hinein; eine Inversionsschicht bildet sich kurz vor Sonnenaufgang in etwa 500 bis 950 mm Tiefe aus. Die Temperaturamplitude an der Gesteinsoberfläche schwankt zwischen 17° und 40° C, gemessen am 26. 3. 1974 zwischen 7 h und 21 h bei wolkenlosem Himmel. Das Temperaturmaximum wurde gegen 14 h erreicht, der steilste Gradient (6° C/h) liegt zwischen 9.30 h und 10.30 h.

Tabelle 2

| Datum | Zeit | Wind | | tro. | Assmann feu. | R (‰) | Extrema | | Ort | | |
|--------------|-------|--------|-----|------|-----------------|-------|---------|------|------------------|------------------------|-----------------------|
| | | (m/s) | Ri. | | | | Min. | Max. | | | |
| 15. 2. | 12.00 | 10.5 b | SW | | | | | | 15 km SE Tmassah | | |
| 16. 2. | 8.15 | | | 24.6 | 14.0 | 28.7 | 12.8 | | Waw al Kabir | | |
| | 14.59 | 8.0 | SW | 34.8 | 18.0 | 17.0 | | | 30 km SE Waw | | |
| | 19.34 | 2.4 | SW | 28.8 | 13.8 | 14.6 | | | Basislager | | |
| 17. 2. | 7.45 | 1.8 | NE | 10.2 | 6.8 | 61.4 | 8.0 | | Basislager | | |
| | 13.15 | 6.8 | NE | 25.8 | 14.8 | 28.9 | | | | | |
| | 19.05 | 5.0 | NW | 22.8 | 12.2 | 25.8 | | | Waw al Kabir | | |
| 18. 2. | 8.00 | 6.2 | NW | 12.8 | 6.2 | 34.6 | 11.0 | | Waw al Kabir | | |
| | 12.00 | 2.0 | NW | | | | | | Waw al Kabir | | |
| 20. 2. | 18.00 | 4.0 | NW | 24.2 | 10.1 | 9.4 | | | Basislager | | |
| 21. 2. | 9.10 | C | | 12.2 | 5.4 | 31.1 | 2.9 | | J. Nero | | |
| | 11.56 | 0.9 | NE | 23.2 | 10.0 | 12.3 | | | J. Nero | | |
| | 14.08 | | | 28.0 | 14.0 | 17.4 | | | J. Nero | | |
| | 20.08 | 4.2 | NE | 20.2 | 10.0 | 23.3 | | | J. Nero | | |
| 22. 2. *1 | 7.14 | 1.8 | SW | 7.3 | 1.0 | 23.9 | 3.8 | 38.0 | J. Nero | | |
| | 12.00 | 2.0 | SW | 27.2 | 12.0 | 10.8 | | | | J. Nero | |
| | 13.25 | | | 31.2 | 13.5 | 8.3 | | | | J. Nero | |
| | 19.30 | 1.8 | NE | 25.0 | 11.0 | 11.9 | | | | J. Nero | |
| 23. 2. *2 | 7.01 | 4.9 | SW | 15.8 | 5.5 | 11.9 | 7.6 | 41.1 | J. Nero | | |
| | 12.00 | 3.4 b | SW | 29.5 | 11.8 | 4.9 | | | | J. Nero | |
| | 13.30 | | | 32.0 | 14.0 | 11.0 | | | | J. Nero | |
| | 18.48 | 1.1 | NW | 29.0 | 14.5 | 17.1 | | | | J. Nero | |
| 24. 2. *3 | 6.55 | 0.5 | U | 15.0 | 5.8 | 18.1 | 10.0 | 42.4 | J. Nero | | |
| | 12.00 | | | 31.5 | 14.5 | 11.0 | | | | J. Nero | |
| | 13.30 | | | 35.0 | 15.8 | 9.1 | | | | J. Nero | |
| | 14.30 | 3.0 | SW | 34.2 | 16.5 | 12.8 | | | | J. Nero | |
| | 18.55 | | | 30.8 | 14.6 | 13.0 | | | | J. Nero | |
| 25. 2. | 7.14 | 2.8 | SW | 12.3 | 5.6 | 34.0 | | | J. Nero | | |
| | 11.46 | 6.0 | WNW | 32.0 | 14.8 | 11.4 | | | J. Nero | | |
| | 14.06 | | | 34.2 | 16.2 | 11.7 | | | J. Nero | | |
| | 19.20 | | | 27.0 | 10.8 | 6.0 | | | J. Nero | | |
| 28. 2. | 12.00 | 1.8 | NW | | | | 6.0 | | Waw al Kabir | | |
| | 18.05 | 1.2 | NW | | | | | | Basislager | | |
| 1. 3. | 6.40 | 4.8 | SW | 14.0 | 5.0 | 16.9 | | | Basislager | | |
| | 13.30 | 2.0 | SW | 35.2 | 17.3 | 13.7 | | | J. Nero | | |
| | 19.55 | C | | 28.2 | 11.0 | 3.3 | | | J. Nero | | |
| 2. 3. | 7.41 | C | | 8.2 | 1.0 | 16.0 | | | J. Nero | | |
| | 12.36 | 2.0 | NE | 30.8 | 14.0 | 10.6 | | | J. Nero | | |
| | 14.18 | C | | 34.8 | 15.0 | 6.8 | | | J. Nero | | |
| 3. 3. *4 | 7.20 | 2.3 | SW | 8.0 | 4.2 | 53.8 | 6.7 | | | | |
| | 12.00 | 3.0 | SW | 28.0 | 15.0 | 22.0 | | | | Sarir zwischen J. Nero | |
| | 14.00 | | | 32.5 | 14.8 | 13.2 | | | | und Yébigué-Endpfanne | |
| | 19.50 | | | 24.2 | 9.2 | 5.4 | | | | | |
| 4. 3. | 7.02 | C | | 10.0 | 1.8 | 11.9 | 6.2 | | Nordrand der | | |
| | 14.00 | 2.1 | SW | 35.8 | 13.8 | 1.8 | | | | Yébigué-Endpfanne | |
| | 19.37 | C | | 29.6 | 11.0 | 1.6 | | | | Lager G, Sarir | |
| 5. 3. | 6.50 | 1.3 | SE | 13.0 | 4.0 | 14.3 | 10.6 | 43.1 | Lager G | | |
| | 12.44 | 2.8 | SW | 35.8 | 17.0 | 11.5 | | | | | Lager G |
| | 20.30 | C | | 30.3 | 13.2 | 8.4 | | | | | Lager H, J. Eghei |
| 6. 3. | 6.36 | C | | 18.2 | 5.8 | 4.5 | 13.0 | 47.6 | Lager H | | |
| | 12.21 | C | | 35.8 | 16.5 | 10.1 | | | | | E. Oyouroum |
| | 22.10 | 2.5 | NW | 31.0 | 13.6 | 8.7 | | | | | Lager H |
| 7. 3. | 7.00 | 10.2 | NW | 17.8 | 13.0 | 57.9 | 16.4 | 43.9 | Lager H | | |
| | 12.05 | 1.9 | NW | | | | | | | | J. Eghei: E. Oyouroum |
| | 17.08 | | | 32.0 | 15.8 | 14.9 | | | | | Lager H |
| | 19.20 | 3.2 | NE | 28.0 | 13.9 | 17.5 | | | | | Lager H |

Fortsetzung Tabelle 2

| Datum | Zeit | Wind | | tro. | Assmann feu. | R (‰) | Extrema | | Ort |
|--------------|-------|--------|-----|------|-----------------|-------|-----------|------------|--|
| | | (m/s) | Ri. | | | | Min. | Max. | |
| 8. 3. | 4.2 | SW | | 18.8 | 9.5 | 26.6 | 14.0 | 45.2 | E. Oyouroum |
| | 11.00 | C | | 30.5 | 14.8 | 14.8 | | | Lager H |
| | 19.14 | 3.2 | NW | 33.6 | 15.2 | 9.6 | | | Lager H |
| 9. 3. | 6.54 | 1.3 | NW | 21.4 | 10.8 | 23.2 | 17.2 | | Sarir zwischen H u.: |
| | 13.37 | 5.9 | NW | 33.0 | 17.0 | 17.1 | | Basislager | |
| | 19.55 | 10.1 | NE | 24.8 | 12.5 | 19.8 | | Basislager | |
| 10. 3. *5 | 7.00 | 8.0 | NE | | | | 10.4 | 31.3 | Basislager |
| | 17.33 | 8.2 | ENE | 21.5 | 12.5 | 33.0 | | | Basislager |
| 11. 3. *6 | 7.15 | 6.0 | NE | 9.5 | 6.5 | 64.1 | 7.5 | 31.0 | Basislager |
| | 14.14 | | | 23.0 | 12.0 | 23.9 | | | Basislager |
| | 18.00 | 11.0 | NE | | | | | | Basislager |
| 12. 3. *7 | 7.10 | 6.0 | NE | 9.5 | 5.0 | 48.3 | 8.1 | 32.6 | Basislager |
| | 15.53 | 8.3 | NE | 26.5 | 13.0 | 17.5 | | | Basislager |
| | 17.50 | 7.0 | NE | 24.2 | 12.4 | 21.9 | | | Basislager |
| 13. 3. *8 | 7.25 | 5.1 | NE | 11.9 | 6.0 | 38.4 | | | Basislager |
| | 12.08 | 7.0 | NE | | | | | | |
| | 18.04 | 4.0 | NE | | | | | | Basislager |
| 14. 3. *9 | 8.09 | 1.2 | NE | 11.8 | 6.0 | 39.8 | | | Basislager |
| | 13.00 | 6.1 b | NE | 25.8 | 13.0 | 19.4 | | | Holzlager: 15 km |
| | 18.51 | C | | 24.6 | 11.5 | 15.2 | | | SSE Pistenkreuz |
| 15. 3. | 7.30 | 2.0 | SW | 9.9 | 3.6 | 39.8 | | | Holzlager |
| | 12.06 | 4.3 | SW | 27.9 | 12.9 | 19.4 | | | J. Nero NW-Rand |
| | 18.36 | 0.3 | SW | 29.2 | 13.9 | 15.2 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| 16. 3. | 7.31 | 5.2 | NE | 14.3 | 8.9 | 47.5 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| | 13.00 | 13.0 | SW | 36.2 | 15.5 | 17.2 | | | J. Nero |
| | 14.05 | 11.8 | SW | | | | | | J. Nero (Sandfegen) |
| | 15.30 | 10.6 b | SW | | | | | | J. Nero (Sandf., Sicht = 0) |
| | 19.28 | 8.8 | SW | 31.4 | 13.2 | 6.4 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| 17. 3. | 7.10 | 4.8 | NE | 14.3 | 12.9 | 33.6 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| | 14.54 | 5.9 | SW | 27.8 | 14.6 | 21.6 | | | 28 km W J. Nero |
| | 18.20 | 1.2 | NW | 28.9 | 13.4 | 12.5 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| 18. 3. | 7.00 | 3.4 | NW | 12.9 | 5.5 | 35.6 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| | 12.46 | 5.6 | SW | 32.3 | 18.0 | 22.8 | | | J. Nero |
| | 14.26 | | | 35.4 | 15.3 | 7.5 | | | J. Nero |
| | 15.06 | 8.0 | SW | | | | | | J. Nero (Sandfegen) |
| | 18.44 | | | 32.8 | 14.9 | 9.7 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| 19. 3. | 7.18 | 4.2 | NE | 15.2 | 8.2 | 35.6 | | | Sarir 20 km W J. Nero |
| | 13.25 | 1.9 | SW | 25.8 | 13.0 | 19.4 | | | φ : 23.25, λ : 16.5 |
| | 20.15 | 1.0 | NW | 23.3 | 11.6 | 20.6 | | | Piste φ : 24,7, λ : 16,1 |
| 20. 3. | 6.31 | 8.0 | SW | 17.2 | 7.5 | 20.6 | | | Basislager |
| 23. 3. | 7.00 | 3.0 | NE | | | | | | Basislager |
| | 12.00 | 4.2 | NE | 35.2 | 13.9 | 2.8 | | | Basislager |
| | 18.00 | 2.0 | SW | 28.2 | 12.0 | 8.7 | | | Basislager |
| 24. 3. | 7.00 | 5.3 | SSE | | | | | | Basislager |
| | 12.00 | 7.9 | SSW | 35.9 | 16.0 | 8.3 | | | Sarir φ : 25.2, λ : 16.7 |
| | 21.00 | 4.9 | SW | 28.0 | 11.2 | 8.4 | | | Waw al Kabir |
| 25. 3. | 7.00 | 3.0 | E | | | | | | Waw al Kabir |
| | 12.00 | 7.6 | SSW | 39.2 | 17.8 | 18.0 | | | Waw al Kabir |
| 26. 3. | 7.00 | 8.3 | S | 27.0 | 11.8 | 10.4 | | | N Dor el Gussa |
| | 12.00 | 7.0 | S | | | | | | bei Zawilah |
| 29. 3. | 7.06 | | | 14.6 | 12.5 | 79.1 | (Taufall) | | S Einfahrt J. Sawda' |

Tab. 2 Messungen einiger Klimaparameter im Gebiet der Sarir Tibesti in der Zeit vom 16. 2. bis zum 25. 3. 1969; die Messungen wurden durchgeführt von DAHNKEN, HABERLAND, PACHUR und REINICKE.

Erwärmung der interessierenden Luftschicht hatte um 7.45 Uhr gerade begonnen! Aus Lufttemperatur und (nicht luftdruckkorrigierter) relativer Feuchtigkeit ergibt sich ein Wasserdampfgehalt der Luft von $5,8 \text{ gm}^{-3}$ (zum Vergleich: Das Februarmittel der relativen Luftfeuchtigkeit in Berlin beträgt bei einer mittleren Monats-temperatur von $0,6^\circ \text{ C}$ 91 %; daraus errechnet sich ein mittlerer monatlicher Wasserdampfgehalt von $4,9 \text{ gm}^{-3}$).

Abschließend seien noch einige zufällige Beobachtungen zum Grenzflächenklima bzw. Mikroklima aus dem Arbeitsgebiet angeführt:

Tab. 2 gibt Messungen der Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit, des Windes (Richtung und Stärke) sowie einiger Temperaturextrema aus dem Gebiet der Sarir Tibesti wieder.

Der Fig. 3 kann man den Gang der Bodentemperaturen in Sonnen- und Schattenlage, der relativen Luftfeuchtigkeit und des Windvektors entnehmen: Auffällig ist der rasche Abfall der relativen Luftfeuchtigkeit von 47,5 % um 8.00 OZ auf 8,4 % um 15.00 OZ. Diese Messungen wurden über Sandboden gemacht; erst Messungen der Durchfeuchtung von Gesteinsoberflächen

könnten uns genaueren Aufschluß über das Grenzflächenklima dieses Parameters geben.

Einige qualitative Feststellungen zum Witterungsablauf seien angefügt:

Nebelbildungen wurden von mehreren Arbeitsgruppen des Geomorphologischen Laboratoriums der FU Berlin wiederholt beobachtet: Im Herbst 1965 und im Frühjahr 1970 im Hün-Graben; auch in der dreijährigen Beobachtungszeit in Bardai konnte bereits ein Nebelvorkommen registriert werden (HECKENDORFF, 1969). Auf beiden Reisen (jeweils im Winterhalbjahr) ließ sich auf der (extrem ariden) Sarir Tibesti beobachten, daß häufig am Morgen kurz vor Sonnenaufgang die Gesteinsoberflächen angefeuchtet waren. Die Befeuchtung hatte bereits bald nach Sonnenuntergang — wie man aus dem „Klammwerden“ der Schlafsackoberflächen schließen konnte — begonnen. Im Verlauf der raschen Erwärmung der Luft nach Sonnenaufgang trocknen die Gesteinsoberflächen innerhalb weniger Stunden (1 bis 2 h) wieder aus (wie sich durch Befühlen feststellen ließ); im Tagesverlauf ist die Austrocknungsphase der Gesteinsoberflächen also kurz gegenüber der Befeuchtungsphase.

3. Feldbefund

3.1 Arbeitstechnik

Bei der Kartierung wurden Krusten, Wüstenlacke und Verwitterungshäute nach Farben, Mächtigkeiten, Rauigkeit der Oberflächen und relativen (bezogen auf das Muttergestein) Dichteunterschieden aufgenommen. Als unterste Grenze der Krusten wurde der tiefste Punkt im Muttergestein unterhalb der Kruste, der noch eine augenscheinlich mit der Kruste in einem genetischen Zusammenhang stehende Verfärbung des Gesteins erkennen ließ, betrachtet (siehe Abb. 1, 2, 3, 4).

Die meistens unter 0,5 mm liegenden Krustendicken wurden geschätzt, wobei ein Mittelwert für den jeweiligen Aufschluß gegeben wurde, da die Dicke der Krusten über kurze Entfernungen hin (wenige Zentimeter) stark schwankt. Da die „Soil Color Charts“ nach MUNSELL (1954) keine Skala für den violett-braunen Farbtonbereich enthalten, der im allgemeinen den Krustenfärbungen entspricht, konnten die Farbangaben nur qualitativ gemacht werden.

3.2 Makromorphologischer Aufbau von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten

3.2.1 Krusten

Auf den Sandsteinen des Tibestigebirges und seiner Umgebung sind die Krusten besonders deutlich ausgeprägt (vgl. die Abb. 3 und 4 mit der beigefügten Fig. 6); diese Bildungen sollen deshalb hier exemplarisch für die

Vorkommen auf anderen Gesteinen wie Graniten (Abb. 1) oder Vulkaniten vorgeführt werden.

Solche Horizontabfolgen finden sich in den Sandsteinbereichen auf der Nord- und Südseite des Tibestigebirges. In den die Flugplatzebene von Bardai umrahmenden Sandsteinkörpern sind nur die Horizonte (1), (3) und ein Übergangshorizont von (3) zum bergfrischen Gestein vorhanden (Probe 62, Einmündung des E. Dillennao in die Flugplatzebene).

Der Horizont (2) erscheint auf der Nordseite des Tibestigebirges nur vereinzelt und ist dann meistens weniger als 0,1 mm mächtig⁸. Noch weiter im Norden, im Jabal Eghei (kambro-ordovizischer Sandstein) an der Hauptpiste Wāw al Kābir — Al Kufrah, im Jabal Bin Ghunaymah (Nubische Serie) und im Wadi Ajal westlich Al Abyad (Lager Dr. ZIEGERT im Februar 1969) wurde nur noch Horizont (1) gefunden; die Kruste ist etwa 1 bis 2 mm stark.

3.2.2 Wüstenlacke

Die beiden vorkommenden Fazies der Wüstenlacke (braun und blaugrau) unterscheiden sich nicht in der Mächtigkeit: Beide sind weniger als 0,1 mm dicke Gefügeveränderungen (kenntlich am Bruch) von Gesteinsoberflächen. Die braune Fazies kommt nicht nur — wie

⁸ Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß sich diese Beobachtungen nur auf den makromorphologischen Befund beziehen!

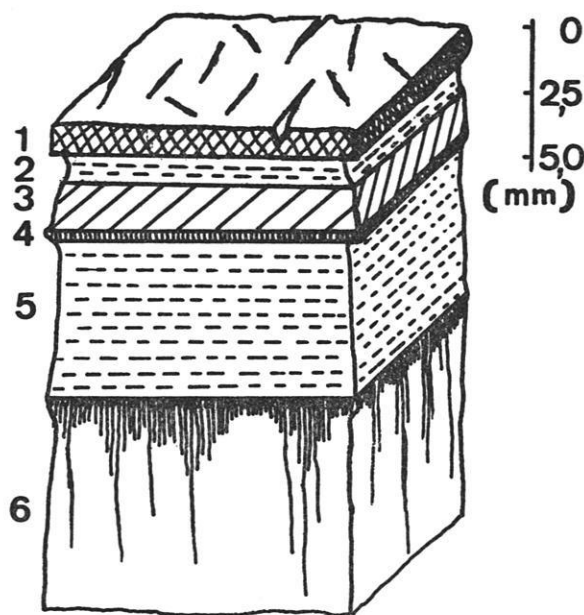


Fig. 6

Typlokalität: Probe 91, 16 km nordöstlich der Balise 8 an der Piste Segedine-Zouar, 690 m über NN. Feinkörniger bis mittelkörniger, lockerer Sandstein, massig, der von einer Kruste mit folgenden Horizonten bedeckt ist:

- (1) 1 mm, dunkelbraun-violett, hart, dicht; narbige, stellenweise feinglänzende, oft aber auch matte Oberfläche, die polygonale Risse zeigt;
- (2) 1 mm, weißgelblich, lockeres Gefüge, zerbröselt beim Berühren;
- (3) 1,8 mm, rötlichbraun, mitteldicht;
- (4) 0,5 mm, dunkelbraun, violett, dicht;
- (5) 6 mm, gelb bis rötlichbraun, mitteldicht;
- (6) 0,5 mm, braun bis mittelbraun, dicht;
- (7) mehrere cm, Farbe von rötlichbraun bis zum Geldbraun des darunterliegenden bergfrischen Gesteins übergehend. Deutlich gegeneinander abgegrenzt sind die Horizonte (3)/(4) und (5)/(6), wobei (5)/(6) weniger scharf als (3)/(4) getrennt sind.

die blauen Wüstenlacke — an der Oberfläche vor, sondern man findet diese Wüstenlacke auch in tief ausgearbeiteten, teilweise sogar mit Flugsand verfüllten Klüften. In den Schieferbereichen des Tibestigebirges sind besonders die Kanten des anstehenden Gesteins von solchen braunen Wüstenlacken überzogen, die im allgemeinen auf den der unmittelbaren Sonneneinstrahlung ausgesetzten Flächen in Verwitterungshäute übergehen. Sitzen Schiefergesteinsoberflächen Krustenreste auf, grenzen die Wüstenlackbildungen resp. Verwitterungshäute immer mit einer deutlich tiefer liegenden Oberfläche an die Krustenreste, gehen aber nie in den mit den Wüstenlackbildungen in gleicher Höhe liegenden Magerhorizont über.

3.2.3 Verwitterungshäute

Außer Krusten und Wüstenlacken, denen eine Verhärtung der Oberflächzone des Muttergesteins gemeinsam ist, finden wir — auch auf aktuell freigelegten Ge-

steinsoberflächen (Bergsturz bei Bardai [östlich der Station] oder in Anrissen durch den Straßenbau [Straße Aozou/Bardai]) — eine gegen das bergfrische Gestein wenig dunklere, stumpfe Haut, die weniger als 0,1 mm mächtig ist und makroskopisch keine Horizontabfolge ins bergfrische Gestein hinein erkennen läßt. Diese Haut wird — entsprechend der im Anhang angeführten Begriffsbestimmung — als Verwitterungshaut bezeichnet (vgl. Abb. 12).

3.3 Räumliche Anordnung von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten im Arbeitsgebiet⁹

In den Gebirgs- und Schichtstufenbereichen des in der Fig. 1 dargestellten Untersuchungsgebietes findet man die Hänge — so scheint es jedenfalls auf den ersten Blick — von braunem bis schwarzem Schutt bedeckt. Doch zeigt es sich, daß Anstehendes und Gehängeschutt von Krusten in nur lückenhafter Anordnung bedeckt sind; diese Krusten sind Teile eines ehemaligen „glatteren“ Reliefs (Abb. 8). Die nicht verkrusteten Bereiche sind im allgemeinen von Verwitterungshäuten überzogen. Die räumliche Anordnung der Krusten usw. im Untersuchungsgebiet ist in der Fig. 1, Anh. wiedergegeben worden. Folgende Bereiche, in denen jeweils bestimmte Verwitterungsformen von Oberflächen dominieren, konnten gemäß den eingangs angeführten Kriterien unterschieden werden.

Von der Küste bis zum Süden des Hun-Grabens finden wir — neben Verwitterungshäuten — vornehmlich auf tertiären Kalksteinen recht frisch aussehende Krusten in Gesellschaft mit Flechten und sonstiger niederer Vegetation. Möglicherweise handelt es sich hier um rezent gebildete Krusten; Wüstenlacke fehlen.

Auf Senon-Kalken am Nordabfall des Jabal as Sawdā' in etwa 300 m Meereshöhe (ungefähr 15 km südwestlich von Sawknah) sitzen kleinflächig verteilt — in Vertiefungen, aber auch auf kleinen Graten — Flecken einer dunkelbraunen, randlich flach — d. h. ohne sichtbare Kante — in das Muttergestein bzw. die das Muttergestein überziehende mittelbraune Verwitterungshaut übergehende, an den Oberflächen narbige, stumpfe Krusten, die weniger als 0,1 mm mächtig sind (Abb. 5). Unter den Krusten lassen sich — außer einem kaum mehr als 1 mm mächtigen Überleitungshorizont — keine weiteren Horizontierungen feststellen. Auffällig ist die Nachbarschaft von Krustenvorkommen und Flechten; aber es ließen sich unter abgelösten Flechten keine Krustenbildungen erkennen (Abb. 6).

In den massigen Kalken, die stark kavernös verwittert sind, haben sich etwa 1,8 × 1,0 × 0,5 m große Tafoni gebildet, denen — meistens nach Südwesten exponiert — keine Krusten, wohl aber Verwitterungshäute aufsitzen. Der Kalkstein der Wandungen ist ziemlich mürbe.

⁹ Die Beobachtungen dieses und der folgenden Kapitel beziehen sich auf Gesteinsoberflächen von Anstehendem, sofern nicht auf andere Oberflächen hingewiesen worden ist.

Außerhalb der Tafoni sitzen stellenweise auf den Blöcken Krusten-(reste) auf; das Gestein löste sich häufig — einschließlich eventuell daraufsitzen der Krustenflecken — in dünnen Platten ab (ähnlich verwittern beispielsweise Alkali-Granite bei Orda im Tibestigebirge). Die Ablösungsfläche liegt deutlich tiefer als die tiefste Verfärbung des Muttergesteins unterhalb der Kruste; der Bereich der Materialbeeinflussung durch Verwitterung reicht demnach tiefer als durch die Verfärbung angezeigt wird. Wir finden also hier am Nordabhang des Jabal as Sawdā' Krusten Neubildungen, die eine Oberfläche konservieren, in direkter Nachbarschaft zu Krustenabblätterungen (vgl. Abb. 5 und 6).

Die Basalthammada vor dem Südabfall des Jabal as Sawdā' hat blaugraue Farbe; der Schutt ist mit Wüstenlack überzogen. Die Wüstenlackvorkommen sind nicht ausschließlich an Basalte gebunden; denn die südlich anschließenden Kalkstein- und Siltsteinvorkommen zeigen ebenfalls Wüstenlackbildungen und Kieselinkrustierungen. Lediglich an der Unterseite von Kalksteinblöcken befinden sich Verwitterungshäute (Piste nach El Fogha).

Am Süden des Jabal as Sawdā' hat der Hangschutt beiderseits der Straße im unteren Drittel blaue Farbe, die ziemlich genau der Farbe bergfrischen Gesteins entspricht. Hangaufwärts dieses Bereiches nimmt der Basalt violett-braun glänzende Farben an (Wüstenlack). Erst südlich 28° nördlicher Breite findet man wieder Vorkommen von Krusten.

Südlich des Jabal as Sawdā' findet man vereinzelt Krusten, die deutliche Anzeichen gegenwärtiger Zerstörung zeigen: Nur in den Gebirgen oder an den Rändern von Schichtstufen (ausgenommen an den hauptsächlich windüberformten Stufen der Sarīr Tibesti [z. B. J. Nero, J. Ma'ruf]) sind Krusten in bis zu cm²-großen Flächen verbreitet. Die Auflösung der Krusten geht in vielen untersuchten Fällen von den Mittelpunkten der Flächen (Flächenschwerpunkten) aus.

Die Oberflächen der Kiesel auf den Sarīr-Flächen sind im allgemeinen von Wüstenlacken überzogen, während die Oberflächenbereiche der Kiesel, die im Detritus stecken, regelmäßig ein narbiges, stumpfes Aussehen haben.

Geradezu kennzeichnend für die Überformung von Kalksteinoberflächen im Gebiet der Sarīr Tibesti sind Kieselinkrustationen, wie sie besonders KAISER (1926) beschrieben hat. Auf der Topfläche des aus flachlagernen Mitteleozänen Kalken (FÜRST, 1968) aufgebauten J. Ma'ruf am Südwestrand der Rebiāna Sand Sea (siehe Fig. 1, Anh.) befinden sich — besonders in flachen Hohlformen — Reste einer schwarzbraunen, glasharten Inkrustation mit einer ausgesprochenen porösen, fast blasigen, rauhen Oberfläche. Die Mächtigkeit dieser Inkrustation schwankt zwischen 1 ... 1,5 cm und wenigen mm. An vielen Stellen ist die Kruste abgetragen worden; das darunter freigelegte Gestein hat zwar die Farbe reinen Kalkes, ist jedoch ausgesprochen hart (ritz den Stahl des Hammers) und zeigt die gleiche blasige Struktur wie die dunkle Inkrustation (siehe Abb. 9). Auffäl-

lig ist die scharfe Grenze zwischen der dunklen Inkrustation und dem weißen — ebenfalls verkieselten — Kalkstein darunter. Im Sinne der im Glossar angegebenen Definition (siehe Anhang) wäre auch noch der verkieselte (weiße, harte, blasige) Kalkstein als Inkrustation anzusprechen. Erst das Auffinden eines Magerhorizontes könnte darüber Aufschluß geben, ob es sich um autochthone oder allochthone Inkrustationen handelt; der fragliche Horizont konnte hier im Aufschluß nicht gefunden werden^{10 11}.

Die häufigste Veränderung der Oberflächen der im Sanddurchtransportgebiet Sarīr Tibesti (PACHUR, frdl. mündl. Mitt. von 1973) und dessen randlichen Bereichen anstehenden Gesteine ist die Ausbildung von Wüstenlacken und Polituren. Eine exakte Abgrenzung zwischen diesen beiden Oberflächenüberformungen konnte makroskopisch nicht getroffen werden, da im Untersuchungsgebiet nirgends eine Glättung der Oberfläche ohne eine dünne Zone mit Veränderung des Mineralbestandes (kenntlich an der Verfärbung und am Bruch des oberflächennächsten Teiles des untersuchten Gesteins) festgestellt werden konnte. Auffällig ist, daß wüstenlacküberzogene Gesteine in den meisten Fällen in unmittelbarer Nachbarschaft windschliffüberformter Gesteine oder Flächen, die nachweislich selbst (Abb. 7) durch Sandstrahlgebläsewirkungen facettiert worden sind, vorkommen.

Wüstenlacke wurden im Untersuchungsgebiet Sarīr Tibesti auf tertiären Kalksteinen, auf tertiären Sandsteinen und auf tertiären und quartären Basalten (Abb. 7) gefunden (Altersangaben der Gesteine nach FÜRST, 1968). Zu erwähnen sind in diesem Zusammenhang auch die „firnisartigen“ Gesteinsoberflächen der hier anstehenden Kalke in unmittelbarer Nachbarschaft von Krusten (Abb. 13), die nach den von LINCK (1930) gegebenen Kriterien entweder Kalkverdichtungen oder Kieselsäureanreicherungen an der Gesteinsoberfläche darstellen.

KAISER (1926, Band II, S. 302) sieht in der Grenze zwischen den Verbreitungsarealen von Wüstenlacken und Krusten gleichzeitig die Grenze des korrosiv wirkenden Sandstrahlgebläses. Die unmittelbare Nachbarschaft von Wüstenlacken im Raum der Sarīr Tibesti

¹⁰ Wegen der Dicke der Kieselinkrustation auf dem Kalkstein liegt der Schluß nahe, daß die Kieselsäure von oben her aus einer sandigen Lage heraus zugeführt worden ist. Die beschriebenen Kalksteinlagen liegen auf der Topfläche des Jabal. Unter den Kalksteinen stehen ebenfalls verkieselte Sandsteinlagen an. Reste einer höhergelegenen, die Kalksteinlage ehemals bedeckt habenden Sandsteinlage konnte nicht festgestellt werden.

¹¹ Der gesamte Höhenzug zeigt deutliche Anzeichen starker äolischer Überformung, wie Windgassen, Windkanter, stromlinienförmig zugeformte Blöcke u. ä. GANSEN (1968) weist auf einen genetischen Zusammenhang zwischen einer starken Überprägung durch Sandstrahlgebläsewirkungen und der völligen Verkieselung von Gesteinen (auch des Kalksteins) hin.

(mit starkem Sandstrahlgebläse) und Krusten in den umgrenzenden Gebirgen (mit wesentlich schwächerer Windwirkung) scheint die Gültigkeit dieser Aussage für das Untersuchungsgebiet zu bestätigen; jedoch ist die Frage, ob es sich dabei um benachbarte rezente oder fossile Verwitterungsformen handelt, nicht geklärt. So finden wir im die Sarīr Tibesti im Osten begrenzenden Jabal Eghei oberhalb etwa 700 m (das sind an der Hauptpistendurchfahrt etwa 200 m relative Höhe zur Sarir-oberfläche) an Stelle der Wüstenlacke braune, stumpfe Verwitterungshäute auf Basaltflächen. Auch im E. Oyouroum beträgt der Höhenunterschied zwischen der Sarīr-Fläche und der Grenze Wüstenlack-/Verwitterungshautareale 200 m. In den weiter gebirgeinwärts gelegenen Granit- und Sandsteinbereichen treten auch wieder Krusten(reste) auf. — Eine entsprechende Grenze konnte auch bei den Durchquerungen des Jabal Bin Ghuyamah und der Dor En Naga (Dor El Gussa) gefunden werden.

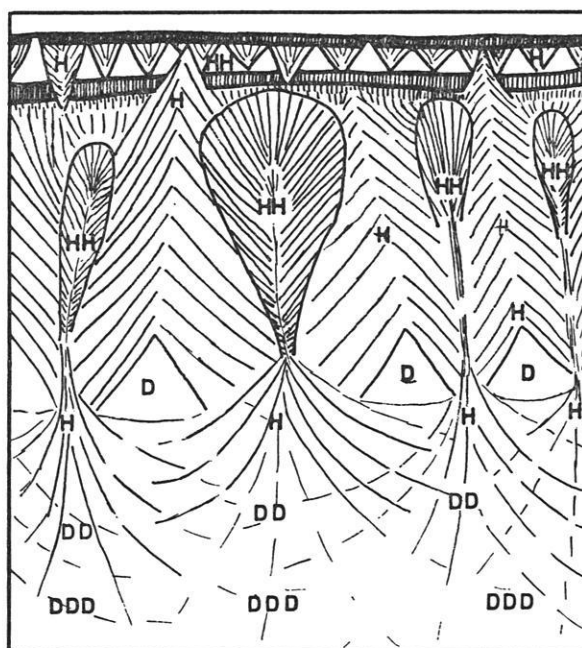
Südlich des Tibestigebirgsnordrandes nehmen Krustenvorkommen gegenüber Wüstenlackvorkommen zu. Im Gebiet zwischen Gebirgsnordrand und Tibesti-Hauptkamm bedecken die Krusten Felsflächen von (meistens) cm² bis (selten) m² Größe. Im untersuchten Bereich bis 2600 m Meereshöhe konnte keine Obergrenze von Krustenvorkommen festgestellt werden. Geradezu typisch für die Sandstein- und Ignimbritbereiche unterhalb 1800 m ist eine meistens zweimalige Abfolge Kruste/Magerhorizont (siehe Kap. 5.1.1.3); die krustenfren Flächen sind im allgemeinen von Verwitterungshäuten bedeckt. Die Felswände in den Abrißnischen des „aktuellen“ Bergsturzes bei Bardai (1200 m Meereshöhe) sind krusten- und nahezu verwitterungshautfrei; ebenso die bei Sprengungen für den Straßenbau (von der französischen Kolonialregierung zwischen 1945 und 1965 veranlaßt) geschaffenen Felswände an der Piste Bardai/Aozou in etwa 1400 m Meereshöhe. Die „fossilen“ Wandbereiche sind von Krustenflecken und — überwiegend — Verwitterungshäuten bedeckt.

Auch die Krustenvorkommen auf dem Hangschutt der Talflanken zeigen eine gewisse Regelmäßigkeit: In den Sandsteinbereichen erscheinen die Hangrunsen in den (Halden)hängen mit zunehmender Länge heller als die Hangschuttoberflächen. Die Oberflächen der Schuttpartikel auf den Hängen sind von Krusten(resten¹²) überzogen, die die Hänge von oben bis 1 . . . 2 m oberhalb des Hangfußes gleichmäßig dunkel gefärbt erscheinen lassen. In den Runsen bestimmen die mit zunehmender Transportlänge mehr und mehr zerkleinerten Schuttpartikel durch die helle (Sandstein)Farbe der frischen Bruchflächen den Farbton. Auffälligerweise erreichen

¹² Um rezente Bildungen handelt es sich, wenn die Kruste flach (konkav) in die Gesteinsoberfläche einläuft. Eine deutliche Stufe zwischen Gesteinsoberfläche und der erhabenen Kruste dokumentiert einen aktuellen Verwitterungsvorgang, der im allgemeinen noch dadurch unterstrichen wird, daß das nackte, an die Kruste angrenzende Gestein ein lockereres Gefüge als das unverwitterte Gestein aufweist und nicht unbedingt von einer Verwitterungshaut überzogen ist.

die Runsen selten den Hangfußknick, sondern enden mehrere Meter darüber in einem Bereich, der aus hellen gefärbten Schuttpartikeln (Verwitterungshäuten) aufgebaut wird. In den Hangrunsen des Sandsteinhanges auf Abb. 10 (besonders rechte Bildhälfte) ist vergrüster Sandstein freigelegt worden, der äußerst lückenhaft von einer Verwitterungshaut überzogen ist, die hauptsächlich auf den Unterflächen hervorstehender härterer Sandsteinschichten zu finden ist.

Ein entsprechendes Bild zeigen die Schiefer- und Basalt-hänge, die besonders unterhalb 1800 m Meereshöhe stärker zerrunzt sind: Nur erscheinen hier die Hangrunsen dunkler, da das verwitterungshautfreie Gestein eine dunklere (blaugraue) Farbe gegenüber den von einer oft mächtigen Verwitterungshaut überzogenen Schuttpartikeln der Hangoberflächen angenommen hat (Abb. 11).



▤ Gesteinsausbiss
 HH hellgelb
 bis
 DDD dunkelbraun } Farbe der Hänge

Fig. 7
 Schematische Darstellung der Hangfärbung im Ignimbritbereich an der Piste Bardai—Trou au Natron in etwa 1600 m über NN (vgl. Abb. 19).

Häufig erscheinen die unteren Bereiche der Pedimente dunkler gefärbt zu sein als die oberen, da diese — wie Abb. 14 zeigt — von oben her mit frischem, d. h. nicht mit Krusten(-resten) bedecktem Schutt überschüttet werden.

Auf Fig. 7, die — schematisiert — einen Ausschnitt aus Abb. 14 wiedergibt, sollen die unterschiedlich dichten Raster die Färbung des Schuttes bzw. Anstehenden durch die Dichte der Verwitterungshaut- resp. Krustenbedeckung wiedergeben: Je heller (dunkler) bestimmte Hangbereiche erscheinen, desto mehr (weniger) werden sie aktuell bearbeitet.

In den 10 m eingetieften und an der Basis 2 m breiten Schluchten des E. Wouri — in der Westabdachung des Ignimbritbereiches — konnte BRIEM (frdl. mündl. Mitt. von 1970) beobachten, daß in den unteren Bereichen die z. T. senkrechten Wände von einem violettbraunen Wüstenlack überzogen sind. Der Wüstenlack reicht unter die Oberfläche des rezenten Akkumulationskörpers des Flußbettes, der — nach BRIEM — bei jedem Abkommen umgelagert wird (Durchtransportbereich), hinunter. In den fast dauernd im Schatten liegenden unteren Wandbereichen ist der Wüstenlack besonders gut entwickelt: Hier überzieht er fast geschlossen die Wände; erst mit zunehmender Annäherung an den Hang oberhalb der Schlucht tritt er fleckhaft (die Flecken werden mit zunehmender Höhe über der Sohle kleiner) auf, um im Übergangsbereich Hang/Schluchtwand fast völlig zu fehlen; die wüstenlackfreien Gesteinsoberflächen sind von Verwitterungshäuten bedeckt.

Oberhalb 1800 m liegt im Tibestigebirge ein Bereich, in dem Brauntöne die dunklen Farben der Krusten überdecken: Die Krusten überkleiden hier nur noch cm^2 -, selten dm^2 -große Gesteinsoberflächen (meistens Basalte). Die krustenfreien Areale, die sicherlich um zwei Zehnerpotenzen größer sind als die verkrusteten, sind nahezu ausschließlich von Verwitterungshäuten oder Wüstenlacken überzogen worden (z. B. Adrécharad, Chebedo). Diese Wüstenlacke haben im Höhenbereich nicht die blaugraue Farbe der Sarirgebiete (auch nicht die auf blauen Basalten), sondern sind — wie die benachbarten Verwitterungshäute — graubraun getönt, haben aber im Gegensatz zu jenen eine glänzende, harte Oberfläche. Verwitterungshäute finden sich in diesen Bereichen vornehmlich an den Auflageflächen, auf frischen Bruchflächen bzw. in Gesteinsklüften, während die Wüstenlacke besonders auf Tagflächen (dem Licht ausgesetzten Flächen, die nicht immer zur Windwirkung besonders exponiert liegen) anzutreffen sind¹³.

Das südlich an den Höhenbereich anschließende Gebiet wird hauptsächlich von Sandsteinen eingenommen. Analog zum Bereich nördlich der Tibesti-Höhenzone finden wir hier wieder Krusten als vorherrschende Oberflächenveränderung. Auch hier sind die Krusten nicht in Neubildung begriffen.

¹³ Dieser Bereich wird, wie die Meßreihen der Station Trou au Natron zeigen, regelmäßiger und auch im Jahresmittel stärker regnet, als die tiefergelegenen Stationen nördlich und südlich davon; auch die Mitteltemperaturen bleiben deutlich unter den Werten benachbarter Stationen (vgl. Fig. 2, Anh.).

Krustenfreie Gesteinsoberflächen werden meistens von Verwitterungshäuten bedeckt, die, wie Schätzungen in einigen Aufschlüssen ergeben haben, etwa 60 . . . 80 % der Gesteinstagflächen einnehmen. In den Randbereichen des Erg de Bilma treten ebenfalls Wüstenlackbildungen auf¹⁴.

Entlang des Nord-Süd-Profiles vom Westufer der Großen Syrte bis nach Kanaya am Nordostrand des Erg de Bilma konnten drei *Grenzsäume* ausgeschieden werden:

1. Nördlich des Hauptkammes des Jabal as Sawdā' in etwa 600 . . . 800 m Meereshöhe: Er trennt Gebiete im Norden, in denen rezent gebildete Krusten (in unmittelbarer Nachbarschaft von niedriger Vegetation) vorherrschen, von Gebieten im Süden, die durch Krustenvorkommen, die aktuell der Zerstörung unterliegen, gekennzeichnet werden. Diese Südgrenze der rezenten Krustenneubildungen ist gleichzeitig die Nordgrenze der Verbreitung von Wüstenlacken.

2. Das Gebiet der Sarir Tibesti wird besonders durch die Dominanz von Wüstenlacken und in den die Sarir durchstoßenden Kalksteinausbissen durch Kieselinkrustationen bestimmt. In den umrahmenden Gebirgen liegt etwa 150 . . . 200 m über der Sarir-Decke die Grenze zwischen den darüber wieder häufiger auftretenden Krusten(resten) und den darunter vorherrschenden graublauen Wüstenlacken. Diese Grenze entspricht auch der der Verwitterungshautareale, die auf nicht durch korrasive Windwirkung bestimmte Gebiete beschränkt sind.

3. Die 1800 m Isohypse umgrenzt etwa das Areal im Tibestigebirge, in dem Verwitterungshäute oder braune Wüstenlacke gegenüber den in tieferen Bereichen vorkommenden Krusten(resten) vorherrschen. Diese Höhengrenze entspricht etwa der Untergrenze des periglazial-fluviatil geformten Bereiches (HOVERMANN, 1967).

Als *Formengesellschaften* tauchen im Untersuchungsgebiet folgende Gruppen auf:

1. Außerhalb der Sarir-Flächen und unterhalb 1800 m Meereshöhe sind es besonders Krustenneubildungen (nördlich des Hauptkammes des Jabal as Sawdā') bzw. alte, in Zerstörung begriffene Krusten und Verwitterungshäute, die unmittelbar benachbart auftreten.

2. Auf den Sarir-Flächen treffen wir in Gemeinschaft Wüstenlacke und Kieselinkrustationen an; Verwitterungshäute fehlen auf den Tagflächen von Gesteinen.

3. Im Höhenbereich oberhalb 1800 m Meereshöhe finden wir als Formengemeinschaft Verwitterungshäute und *braune* Wüstenlacke.

Die Vorkommen von Wüstenlacken auf Basalten zeigen zwei Fazies:

a) Im Bereich der Sarir-Gebiete herrschen blaue Wü-

¹⁴ Das Klima in diesem Bereich zeichnet sich — wie die Diagramme der Fig. 2, Anh., zeigen — durch höhere Monatsmittel der Lufttemperatur und eine größere mittlere Niederschlagsmenge als das der Tibestigebirgsnordseite aus.

stenlackbildungen vor, die häufig auf windüberformten Bildungen anzutreffen sind (vgl. Abb. 7).

b) In den Gebirgen, die sich über die Sarīr-Bereiche erheben (Jabal Eghei, Jabal Bin Ghuaymah, Jabal Nero), findet man vornehmlich die braune Fazies des Wüstenlackes (Abb. 14), die auch in den Schluchten des E. Wouri anzutreffen ist.

3.4 Zusammenfassung des Kapitels
Zusammenfassend läßt sich sagen, daß auf fast allen Gesteinsarten im Höhenbereich bis 2600 m Meereshöhe im Untersuchungsgebiet Krusten(-reste) gefunden wurden, deren Habitus regional unterschiedlich ist. Die Krusten treten mit einer Horizontalabfolge (fest→locker) auf; gelegentlich ist die Abfolge mehrfach vorhanden. Die Flächenbedeckung von Krustenvorkommen

schwankt zwischen den Größenordnungen 1 cm² bis gelegentlich einige dm², ja sogar > 1 m²; die Dicke der Krusten variiert zwischen Bruchteilen von mm und wenigen cm.

Krusten wurden auf Sandsteinen, Graniten, Ignimbriten, sog. „Jungen Akkumulationen“ und Schieferen gefunden (die Reihenfolge in der Aufzählung entspricht der Deutlichkeit der Ausbildung der Krusten), sie fehlen völlig auf Basalten.

Wüstenlacke wurden in zwei Fazies vornehmlich auf Basalten angetroffen: In den Sarīr-Gebieten haben sie blaue und in den Gebirgsbereichen braune Farben.

Verwitterungshäute findet man in den Gebirgen auf allen Gesteinsoberflächen; sie fehlen in den Sarīr-Bereichen auf windexponierten Flächen.

4. Angewendete Methoden bei den Untersuchungen an Proben

4.1 Mikromorphologische Untersuchungen

Im Mittelpunkt der Laborarbeiten, die am Geographischen Institut der Universität Kiel ausgeführt wurden, stand die Untersuchung der Mikrogefüge der während der Geländeaufenthalte gesammelten Proben sowie von Vergleichsproben von Böden aus Swaziland und Proben aus den „grès de Fontainebleau“ (Ile de France)¹⁵.

Für die mikromorphologischen Untersuchungen wurden von Gesteinsplatten, die überwiegend von krustentragenden Sandsteinproben, aber auch von Proben von Kalksteinen, Schieferen, Graniten, Basalten, Ignimbriten und Tonsedimenten genommen wurden, Dünnschliffe hergestellt, die als Profil stets senkrecht zur Verwitterungsoberfläche (Kruste, Wüstenlack oder Verwitterungsschale), dadurch zufällig zur Textur des Gesteins (z. B. Schichtung von Sandsteinen oder Klüftung von Graniten usw.) gelegt sind. In jedem Falle wurde das Profil so lang gewählt, daß das Verhältnis zwischen verwittertem und unverwittertem Gestein zwischen 1 : 15 und 1 : 20 liegt. Die sich auf diese Weise ergebende Profiltiefe von 20 . . . 30 (mm) enthält, wie Vergleichsuntersuchungen an Dünnschliffen, die 100 . . . 200 (mm) unter der Verwitterungsoberfläche genommen worden sind, ergeben haben, bereits das Gefügebild des unverwitterten Gesteins.

Die Auswertung der Dünnschliffe erfolgte an einem Polarisationsmikroskop „Standard RA“ der Fa. Zeiss, die Fotografien wurden mit einem „Photomikroskop II Pol“ derselben Firma hergestellt (bez. der verwendeten Zusatzgeräte und -einrichtungen s. u.). Die eigentliche Beschreibung des mikromorphologischen Befundes erfolgte nach den von W. L. KUBIENA begründeten Methoden (vgl. KUBIENA, 1938; JONGERIUS, Hrsg., 1964; diverse Aufsätze in: Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 99, 2/3, 1962; JONGERIUS, 1967; BREWER, 1964; KUBIENA, Hrsg., 1967).

¹⁵ Diese Proben wurden mir dankenswerterweise von Prof. FRANZLE zur Verfügung gestellt.

4.1.1 Arbeitsgang

Zuerst wurden am im Dünnschliff aufgeschlossenen Profil mikroskopisches und makroskopisches Bild von Krusten, Magerhorizonten usw. soweit als möglich korreliert; genaue Deckungsgleichheit von Dünnschliff und Handstück kann nicht existieren, da durch den Schneide- und Schleifvorgang Material beiderseits des Dünnschliffes verlorengeht, generell ließen sich aber immer die gleiche Anzahl von unterschiedlich gefärbten, d. h. verschieden texturierten Horizonten ausscheiden (s. Kap. 3).

Das unverwitterte Gestein (Ausgangsgestein NG) wurde nach: Mineralbestand (z. B. bei Sandsteinen Feldspat- und Quarzanteil), Größe und Abrundung der Komponenten und Farbe von Skelett und Plasma, sowie nach Größe und Form der Hohlräume untersucht¹⁶.

Der Mineralbestand wurde nach den bekannten lichtoptischen Methoden ermittelt (z. B. KLEBER, 1969), Angaben über die Eigenschaften der Minerale wurden dem Werk von TROGER et al. (1967 und 1971) entnommen.

Die Größe der Mineralkörner, Hohlräume und soweit möglich Plasmakomponenten wurde mit einem Okularmikrometer im Mikroskop ausgemessen und als bezüglich des Anteils am Gesamt(korn)gefüge geschätzter oberer und unterer mittlerer Grenzwert und geschätzter Modalwert zur Klassifizierung der Fraktion nach der Abb. 16 („In Deutschland häufig verwendete Einteilung“) in MÜLLER (1964) herangezogen.

Die Abrundung der Komponenten (bes. des Skeletts) wurde nach der Abb. 36 in MÜLLER (1964) als mittlerer unterer und oberer Grenzwert geschätzt.

Die Farbbestimmung (bes. des Plasmas) erfolgte versuchsweise ebenfalls im Lichtmikroskop: Die Einbauleuchte wurde dazu stets mit einer Wirkleistung von 15 W betrieben, die Beobachtung erfolgte gleichbleibend mit dem Objektiv Pol 10 und dem Okular Pol 12,5× (also bei einer 125fachen Vergrößerung). Verglichen wurden die Farben mit MUNSELL Soil Color Charts,

¹⁶ Wegen der benutzten Definitionen siehe Anhang.

wobei die gleichen Schwierigkeiten auftraten, die bereits in Kap. 3.1 erwähnt wurden, so daß auch bei diesen Untersuchungen die Farben nur qualitativ beschrieben werden konnten.

Senkrecht zur Oberfläche wurde ein typisches Profil durch den Aufschluß (Dünnschliff) gelegt, dessen oberster Punkt (im allgemeinen die Grenze zwischen Kruste und „Luft“ = Einbettungsmittel [Kanadabalsam] der Gesteinsplatte) mit seinen Koordinaten auf dem Kreuztisch notiert wurde. Von diesem Punkt ausgehend wurden durch Vergleich mit dem Plasma-, Skelett- und Hohlraumanteil des Ausgangsgesteins nach subjektivem Eindruck Horizonte mit ähnlicher bis annähernd gleicher Verteilung der Gefügekomponenten Skelett, Plasma und Hohlraum ausgeschieden. Dabei erwies es sich als vorteilhaft, daß die Horizontdicken groß sind gegen die Übergangsbereiche zwischen den Horizonten. Die Grenze zwischen zwei aufeinanderfolgenden Horizonten wurde in die Mitte des Übergangshorizontes gelegt. Die Zulässigkeit dieses Verfahrens bei der Horizontausscheidung wurde durch die anschließende quantitative Bearbeitung erwiesen.

Die bei der qualitativen mikromorphologischen Betrachtung der Dünnschliffe festgestellten Horizonte wurden — um Verwechslungen mit den (besonders im deutschen Schrifttum) im allgemeinen genetisch begründeten Bezeichnungen zu vermeiden — einheitlich mit der Ziffernkombination (m—n) verschlüsselt; mit m: Horizontsequenz; n: Spezifischer Horizont in einer Horizontsequenz; m, n: Ganze rationale Zahlen. (Weitere Informationen sind im Anhang unter dem Stichwort „Nomenklatur“ zusammengefaßt.)

4.1.2 Mikromorphologische Beschreibung der Horizonte

In jedem Horizont wurden Skelett (SK), Plasma (PL) und Hohlräume (HR) getrennt betrachtet. Die Begriffe Skelett, Plasma und Hohlraum wurden aus der stricto sensu für bodenkundliche Gefüge entwickelten Terminologie der Mikromorphologie übernommen; wie in Kap. 5 gezeigt werden wird, lassen sich diese Begriffe durchaus im Rahmen dieser Untersuchung für Festgesteine verwenden.

Die Begriffe Skelett und Plasma wurden nach BREWER und SLEEMANN (1960) bzw. BREWER (1964) definiert (vgl. Anhang), der Begriff Hohlraum braucht, da anschaulich klar, nicht näher erläutert zu werden¹⁷.

BREWERS Definition für Skelett geht über die KUBIENAS (1953) hinaus, indem die Abgrenzung zum Plasma: „... not readily translocated ...“ schärfer gefaßt wird. Damit ist auch die für die folgenden Untersuchungen wichtige Abgrenzung der SiO₂-Phasen Quarz/Chalcedon/Opal festgelegt: Opal (SiO₂ · nH₂O) ist in jedem Falle zum Plasma zu zählen, da es mobilisiert werden kann, während Chalcedon (SiO₂) zwar derselben Kristallklasse wie Quarz (32) angehört, häufig jedoch in Gemengelage mit Opal auftritt und aus

¹⁷ KUBIENA (1953) verwendet dafür in Anlehnung an SANDER die Bezeichnung Intergranularraum.

diesem auskristallisieren kann. Lichtoptisch ist Chalcedon im Dünnschliff kaum von Quarzaggregaten zu unterscheiden, wenn, bei Betrachtung mit gekreuzten Nicols, einerseits die Chalcedonaggregate keine Gitterung durch Überlagerung radialer Fasern, andererseits Quarzaggregate durch Überlagerungsinterferenzen von Quarzmineralen, deren Dicke $D \ll d$ (Schliffdicke) ist, eine „pseudoverzahnte Kornstruktur“ zeigen (STORZ, 1928). Da Quarz die thermodynamisch stabilere Modifikation von SiO₂ darstellt, in die Chalcedon notwendigerweise umstehen wird, werden Chalcedonaggregate zum Plasma gezählt.

BREWERS Definition des Begriffes Plasma wird der in der Literatur oft üblichen Bezeichnung Matrix im Sinne von einbettender Masse (SCHEFFERSCHACHTSCHABEL, 1970) durchaus gerecht. Indem sie deutlicher beschreibt und somit bessere Abgrenzungen (besonders zum Skelett) zuläßt, präzisiert sie schärfer.

Anschließend an diese Untersuchungen in den einzelnen Horizonten wurde das Mikrogefüge klassifiziert; hierzu wurde (sofern möglich) auf die wegen ihres Detailreichtums nur schwer anwendbaren Klassifikationen BREWERS (1964, p. 159 ff.) zurückgegriffen, oder es wurde die vergleichsweise einfache Systematik in SCHLICHTING-BLUME (1966, S. 64 f., Tab. 22 und 23) angewendet.

4.1.3 Quantitative Erfassung der Volumenanteile der Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum in den einzelnen Horizonten durch „Stereometrische Analyse“

Ein ökonomisches Verfahren zur quantitativen Erfassung der drei Gefügekomponenten liefert die Anwendung des „Integrationsokulars mit Platte I (Punktteilung) für die Volumenbestimmung“ der Fa. ZEISS.

Dabei handelt es sich um eine in das Okular einzulegende Platte mit 25 Testpunkten, die innerhalb eines Kreises asymmetrisch angeordnet sind. Durch Überlagerung dieser Punktmenge über einen Horizontausschnitt kann man durch Auszählen der Teilpunktmenge, die auf die Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum entfallen, quantitativ arbeiten.

Nach der Theorie der „Stereometrischen Analyse“ (vgl. GAHM, 1971) kann eine Volumenbestimmung bequem und sicher durch Flächen-, Linear- und Punktanalyse (wie in diesem Falle) durchgeführt werden; dabei gilt: „Das Verhältnis Teilsumme der Treffer zur Gesamtzahl der Treffer entspricht dem prozentualen Volumenanteil der Komponente, auf den sich die Teilsumme bezieht“ (ZEISS-Druckschrift 40—195—d, S. 4).

In jedem Horizont wurden an insgesamt 400 Testpunkten die auf die drei Phasen entfallenden Anteile getrennt für jede der dazu notwendigen 16 Okulareinstellungen à 25 Testpunkte summiert. Dabei wurde in allen Proben mit jeweils derselben Vergrößerung V_m , überwiegend mit $V_m = 320$ gearbeitet. Anschließend wurden die Trefferzahlen identischer Phasen aller 16 Okulareinstellungen summiert, dann der Flächenanteil

k jeder Phase an der gesamten Testfläche des Horizontes als $k_{(SK, PL, HR)}$ % bestimmt. An Hand der der Druckschrift 40—195—d der Fa. ZEISS beigefügten Nomogramme wurde der mittlere absolute Fehler r_{abs} und der mittlere relative Fehler r_{rel} in Abhängigkeit vom Flächenanteil k und der Testpunktzahl n bestimmt und in maßstabsgerechten Profilen dargestellt (siehe Kap. 5).

Aus arbeitsökonomischen Gründen, aber auch aus Überlegungen bezüglich der Petrovarianz, wird ein mittlerer absoluter Fehler von 1...2 % akzeptiert, der — unter Berücksichtigung des Nomogramms 1 der ZEISS-Druckschrift 40—195—d — mit 400 Testpunkten nicht überschritten wird (bei $k_{(SK, PL, HR)} = 50$ % ist bei $n = 400$ r_{abs} am größten und stets $r_{abs} < \pm 1,7$ %). Durch Notierung der Anteile der drei Gefügekomponenten an jeder der 16 Okulareinstellungen eines Horizontes in tabellarischer Form lassen sich die so gewonnenen Werte weiterhin statistisch ausdeuten (siehe Kap. 5.2).

4.2 Einmessungen von optischen Kristallachsen im Universal-drehtisch

Da in den untersuchten Dünnschliffen häufig Randbereiche von Quarzkörnern unter von den Quarzkornhauptbereichen verschiedenen Winkeln auslöschen, liegt der Verdacht nahe, daß hier Um- (Re- oder Neu-)kristallisationen vorliegen. Deshalb wurden in mehreren Dünnschliffen in solchen Randzonen (die im allgemeinen durch eine Verunreinigungszone vom Hauptquarzkorn getrennt sind (vgl. Abb. 22) und Bereichen, die starke Korrosionswirkungen zeigen, mit den bekannten Methoden der Universal-Drehtisch-Analyse die optischen Achsen der optisch einachsigen Quarzkristalle eingemessen und im flächentreuen Schmidtschen oder winkeltreuen Wulffschen Netz als Pole eingetragen. Eine Achsenverteilungsanalyse (SANDER, 1934) wurde durchgeführt, obwohl wegen der Kleinheit der vermutlich umkristallisierten Kornbereiche mit Durchmessern zwischen 20 und 100 μm eine exakte Einmessung der optischen Achsen bei Kippwinkeln um die Achse $A 2^{18^*}$ von mehr als 30° zunehmend ungenauer wird; denn das Untersuchungsobjekt wird durch benachbarte Quarzaggregate randlich oder insgesamt verdeckt, so daß eine eindeutige Auslöschungstellung nicht eingestellt werden kann.

Eine exakte Orientierung nach den natürlichen Koordinaten des Handstückes am Fundort konnte nicht durchgeführt werden, da von den Handstücken lediglich die (klimatische) Exposition, nicht aber deren Formelemente im Aufschlußgefüge (z. B. Streichen und Fallen von Schichtflächen in Sandsteinen) notiert worden ist; eine grobe Orientierung der Dünnschliffe (Angabe der Lage der Gesteinsoberfläche) — und somit der im UD-Tisch gewonnenen Gefügedaten — ließ sich aber im allgemeinen durchführen.

^{18*} Nach F. BERÉK.

4.3 Untersuchungen mit der Mikrosonde

An dem Elektronenstrahlmikroanalysator „Elmisonde I“ der Fa. Siemens des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Kiel wurden folgende Analyseverfahren an speziell präparierten (hochpolierten, kohlenstoffbedampften, nichtabgedeckten) Dünnschliffen¹⁸ durchgeführt (vgl. SEILER, 1968).

4.3.1 Qualitative Untersuchungen

In den Rückstreuелектроненbildern wird einmal der Topographiekontrast, der einen räumlichen Eindruck der Oberfläche vermittelt, dargestellt; dazu kommt noch die Abbildung von Flächenhelligkeitsunterschieden, die Ordnungszahlkontraste wiedergeben (vgl. Abb. 31), Reflektierende Elektronen).

Probenstrombilder erhalten ihren Kontrast im wesentlichen aus den Ordnungszahlunterschieden der Elemente der untersuchten Probenflächen (vgl. Abb. 31, Absorbierte Elektronen).

4.3.2 Semiquantitative Untersuchungen

Verteilungsmuster verschiedener Elemente (Fe, Mn, Si, Al usw. [vgl. Abb. 31]) wurden in K- α -Röntgenbildern nur dann dargestellt, wenn tatsächlich ein nicht zufälliges Verteilungsmuster des fraglichen Elementes auf dem Fluoreszenzschirm zu erkennen war; nachweisbar sind Substanzmengen bis etwa 10^{-9} p, die kleinsten nachweisbaren Konzentrationen liegen bei 10^{-2} %.

4.3.3 Quantitative Untersuchungen

Eine Aufzeichnung des relativen Intensitätssignals der erzeugten K- α -Röntgenstrahlen im Bereich der Probenoberfläche wurde entlang mehrerer „linescans“ in Normalrichtung zur Probenoberfläche für verschiedene Elemente, z. B. Fe, Si, Al, im Kompensationslinienschreiber durchgeführt. Das Gerät erlaubt dabei die gleichzeitige Untersuchung von zwei Elementen entlang einer Profillinie. Wegen der bei der Bestrahlung mit dem Elektronenstrahl entstehenden Polymerisationschicht aus einem Niederschlag organischer Dämpfe entlang des line-scans sind die Profillinien jeweils um kleine Beträge (wenige μm) gegeneinander parallel versetzt angeordnet (vgl. Abb. 30 [jede Kontaminationsbahn entspricht einer Profillinie entlang der zwei Elementintensitätssignale aufgezeichnet wurden]).

In drei Bereichen einer Probe (33—1) wurden Elektronenstrahlmikroanalysen durchgeführt (vgl. dazu ACKERMAN et al., 1972), deren Ergebnisse in Fig. 14 dargestellt sind. Darin geben die prozentualen Angaben Umrechnungen der primären Ergebnisse (Einheiten der untersuchten Elemente pro Bereich) wieder. Schon hier sei betont, daß durch den mit Kunstharz verfüllten Hohlraumanteil des untersuchten Sandsteingefüges Ungenauigkeiten in der mikrochemi-

¹⁸ Orientierung der Schliffe wie in Kapitel 4.1 beschrieben.

schen Analyse entstanden sind; um diese jedoch klein zu halten, wurden verhältnismäßig große Gebiete untersucht¹⁹.

4.4 Tonmineralogische Untersuchungen

Zur qualitativen röntgenographischen Bestimmung der in dem Bindemittel und dem Plasma der untersuchten Sandsteinproben enthaltenen Tonminerale wurden an einigen Proben in unterschiedlichen Abständen zur Gesteinsoberfläche (Kruste) in der Umgebung einer Profilinie Feinmaterial herausgelöst. Diese Bereiche wurden so angeordnet, daß aus allen wesentlichen, bei der vorhergegangenen mikromorphologischen Analyse ermittelten Horizonten ausreichend Feinmaterial zur Verfügung stand. Die Aufbereitung der Proben und die röntgenographische Analyse erfolgte im Geologischen Institut der Universität Kiel.

Auf diese das Gefüge leider zerstörende Untersuchungsmethode mußte zurückgegriffen werden, da die röntgenographische Untersuchung der Tonmineralfraktion die sicherste Methode zur Tonmineralbestimmung ist. Lichtoptische Untersuchungsmethoden an Dünnschliffen — speziell die der Phasenkontrastmikroskopie — wurden probeweise ebenfalls angewendet. Zwar war es möglich, Form und Anordnung der Tonaggregate (gemeint im Sinne einer Fraktion) besser als mit „normalen“ lichtoptischen Untersuchungsmethoden zu studieren (vgl. Abb. 52), jedoch konnten eindeutig Tonminerale in größerem Umfang (von einigen „Zufallstrefen“ abgesehen) aus den bereits von ALTEMÜLLER (1964) angeführten Gründen — zu denen noch ein geringerer Erfahrungsschatz auf diesem Arbeitsgebiet da-

¹⁹ Bei einem Anteil von etwa 40 % eines Minerals an der gesamten untersuchten Substanz einer Analyse beträgt die Fehlerspanne etwa $\pm 2,5$ %; bei einem Anteil von 10 % etwa ± 1 % (frdl. mündl. Mitt. von Herrn Dr. ACKERMAND, 1972).

zuzurechnen ist — nicht bestimmt werden. Da die zu sichereren Ergebnissen führende Methode der Einbettung von Untersuchungsmaterial in geeigneter Fraktionierung in Flüssigkeiten unterschiedlicher Lichtbrechung und Bestimmung der Farberscheinungen bei Beobachtung des Phasenkontrastes mit „weißem“ Licht nach den bei PILLER (1952) beschriebenen Methoden jedoch nur über eine Gefügezerstörung der Proben zum Ziel führt, und dieses Verfahren ebenfalls zeitlich recht aufwendig ist, wurde die sicherere röntgenographische Analyse bevorzugt.

4.5 Statistische Auswertung

Die analytische Statistik setzt, um den Induktions-schluß von einer Menge von Beobachtungen aus einer Grundgesamtheit auf diese Grundgesamtheit führen zu können, eine zufällige Stichprobenentnahme voraus. Die Auswahl der Proben ist in der Tat als hinreichend zufällig anzusehen, da während der Forschungsreisen aus den Mengen der Krusten, Wüstenlacke und Polituren an Haltepunkten, die zur Bearbeitung mehrerer (andersartiger) geomorphologischer Fragestellungen geeignet sein mußten, Aufsammlungen von Handstücken erfolgten. Eine überzeugende Bestätigung für die Zufälligkeit der Stichproben liefert die Varianzanalyse (vgl. Kap. 7.7), die nachweist, daß — sowohl für das 5-%- als auch für das 1-%-Niveau — die Nullhypothese: Es besteht kein Unterschied zwischen den Proben, abgelehnt wird.

Statistische Verfahrensweisen sind zweimal im Gang der Untersuchung zur Anwendung gekommen:

1. Bei der Zusammenfassung der Beobachtungen der lichtoptischen quantitativen Auswertung der Auszählungen der drei Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum (beschreibende Statistik), (siehe Kap. 5.2.1).
2. Bei der Überprüfung der Bildungshypothese (Prüfverfahren), (siehe Kap. 7.7).

5. Ergebnisse der Untersuchungen an Proben

5.1 Vorwiegend qualitative Ergebnisse

5.1.1 Krustentypen

Bei der Untersuchung von 79 Dünnschliffen (siehe Tabelle 4, S. 29), darunter 27 Sandsteinproben, konnten zwei Profiltypen unterschieden werden; sie sind folgendermaßen gegliedert:

— Typ KR 1

- (1—1) Konkretionshorizont
- (1—2) Anreicherungshorizont
- (1—3) Magerhorizont
- (NG) Ausgangsgestein

— Typ KR 2

- | | |
|---------------------|-----------------|
| (1—1) | 1. Sequenz |
| (1—2) | 1. Sequenz |
| (1—3) | 1. Sequenz |
| (2—2) | 2. Sequenz |
| (2—3) | 2. Sequenz |
| . | |
| . | |
| . | |
| (n _i —2) | letzte Sequenz |
| (n _i —3) | letzte Sequenz |
| (0—4) | Fleckenhorizont |
| (NG) | |

Drei Beispiele sollen diese Typisierung verdeutlichen, die — wie üblich bei solchen Verallgemeinerungen — praktisch nie rein vorliegen.

5.1.1.1 Krustentyp KR 1

Probe 98²⁰

Fundort: Yei Lulu Loga an der Balise 8 der Piste Zouar-Segedine (Fig. 1, Südwestende des Untersuchungsgebietes).

Sandsteine des Paläozoikums, die Reste einer Kruste (Abb. 15) auf Flächen senkrecht zur Schichtung an einer nach Südosten exponierten etwa senkrechten Wand tragen.

Mikromorphologischer Befund (Profil Fig. 11)

Ausgangsgestein (NG):

Skelett: Mineralbestand 84 % Quarz, 14 % Feldspat, 2 % Schwerminerale: Überwiegend Hornblende; das bedeutet nach FÜCHTBAUER und MÜLLER (1970), Abb. 3—1 „Feldspatführender Sandstein“.

Kornform: vorwiegend subangular (75 %), sonst subrounded;

Korngröße: 60 ... 300 µm größter Durchmesser, d. h. Mittelsandfraktion; Modalwert: 200 µm.

Plasma: Es besteht überwiegend aus einem PL_{SiO_2} ²¹ mit nur geringem Tonmineralgehalt (Kaolinit).

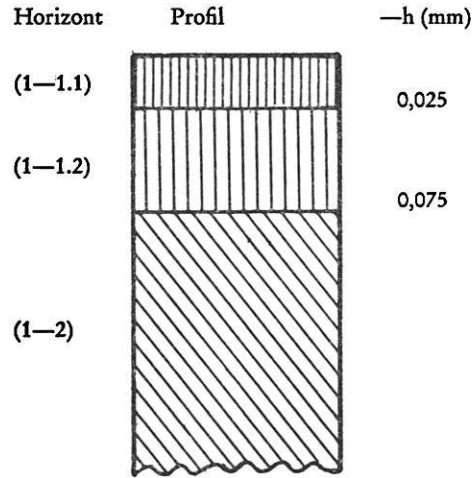
Hohlraum: Zwischenkornhöhlräume (BECKMANN und GEYGER, 1967) mit einem Durchmesser von 10 ... 200 µm (Modalwert: 80 µm).

Stereometrische Analyse von Probe 98 (NG)

| | SK | PL | HR |
|---------------|------|------|------|
| K % | 69,0 | 21,0 | 10,0 |
| r_{abs} % ± | 1,5 | 1,4 | 1,0 |
| r_{rel} % ± | 2,2 | 6,6 | 10,0 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Kruste: Der Horizont (1—1) ist folgendermaßen aufgebaut (Fig. 8).



Maßstab etwa 300 : 1

Fig. 8 Mikroprofil aus Probe 98 (1—1), (1—2).

(1—1) besteht aus zwei konkretionären Horizonten von insgesamt 75 µm Dicke²²; der Horizont enthält praktisch nur Plasmaanteile, deren Zusammensetzung ihn in zwei Bereiche gliedert:

(1—1.1) besteht aus einem leicht doppelbrechenden Plasma: PL_{SiO_2} und $PL_{T+(Fe)}$ („Sepic plasma“ nach BREWER, 1964) und ist etwa 25 µm dick.

(1—1.2) wird überwiegend von einem stärker braun gefärbten, stellenweise opaken Plasma: PL_{Fe+T} („undulic plasma“ nach BREWER, 1964) gebildet und hat eine Dicke von ungefähr 50 µm.

Der Übergang von (1—1.1) zu (1—1.2) vollzieht sich über viele Zwischenstufen, die an anderer Stelle desselben Schliffes folgendermaßen angeordnet (siehe Tab. 3).

Tab. 3 Aufbau des Horizontes (1—1) der Probe 98

| Nr. | Horizont | Mikromorph. Beschreibung | Skelett | Hohlraum | Plasma | |
|-----|----------|--------------------------|---------|----------|--------------------|--|
| 1 | (1—1.1) | omnisepic plasma | 0 | 0 | $SiO_2 + (Fe + T)$ | |
| 2 | (1—1.1) | mosipic plasma | 0 | 0 | $T + (Fe) + SiO_2$ | |
| 3 | (1—1.1) | isotic plasma | 0 | 0 | $Fe + T$ | |
| 4 | (1—1.2) | mosepic plasma | 0 | 0 | $T + Fe + SiO_2$ | |
| 5 | (1—1.2) | undulic plasma | 0 | 0 | $T + Fe + SiO_2$ | |
| 6 | (1—1.2) | isotic plasma | 0 | 0 | $Fe + T$ | |
| 7 | (1—2) | Skelett* | 1 | 0 | 0 | |

Mikromorphologische Beschreibung nach BREWER (1964); * Hornblende (Mg-reicher Paragasit)

²⁰ Alle Werte, ausgenommen die ausgezählten Volumenanteile der drei Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum, sind geschätzt durch Bestimmung an 100 Phasen.

²¹ Wegen der verwendeten Kürzel vgl. das Glossar (S. 63 ff.).

²² Lage des Profils: In einer „Mulde“ zwischen zwei Quarzkörnern.

Besonders im „mosepic plasma“ kommt es zu einer deutlichen Entmischung der Plasmen PL_{SiO_2} und PL_{Fe+T} und damit zur Bildung von kleinen Chalcedon- und Quarzaggregaten, die häufig in einer Opal-Matrix schwimmen.

Die Stereometrische Analyse ergibt folgende prozentualen Volumenanteile der drei Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum im Horizont (1—1):

Stereometrische Analyse Probe 98 (1—1)²³

| | SK | PL | HR |
|-------------------|----|----|----|
| K % | 10 | 90 | 10 |
| r_{rel} % \pm | — | — | — |
| r_{abs} % \pm | — | — | — |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Im Anreicherungs-horizont (1—2) geht das „isotic plasma“ im Liegenden von (1—1) ohne diagnostizierbare Grenze in das die Hohlräume von (1—2) verfüllende Plasma über, das überwiegend aus einem „mosepic“- / „isotic-plasma“-Gemisch besteht, in dem Aggregate von „isotic-plasma“ ($PL_{Fe+(T)}$) in Felder von mosepic-plasma“ PL_{Fe+T} und PL_{SiO_2} eingebettet sind.

Im „mosepic“ Plasma ist eine scharfe Separierung der beiden Plasmaarten erkennbar, indem das PL_{SiO_2} etwa skelettkornoberflächenparallel als Zwischenlage (Linse) in das PL_{Fe+T} eingebettet ist. Die Quarzkörner des Skeletts sind im allgemeinen von einer Cutane von PL_{SiO_2} (etwa 5 μm dick) umgeben, die diffus in das Korn übergeht, ziemlich scharf jedoch gegen das Plasma abgegrenzt ist.

Der Hohlraum-Anteil in (1—2) nimmt nach unten hin zu, ebenso überwiegend nach unten das PL_{SiO_2} , das ein „crystic“ Plasma bildet. Der Horizont (1—2) ist etwa 700 μm dick.

Skelett wie (NG).

Stereometrische Analyse von Probe 98 (1—2):

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 63,7 | 27,7 | 8,6 |
| r_{abs} % \pm | 1,6 | 1,4 | 1,0 |
| r_{rel} % \pm | 2,5 | 5,5 | 11,0 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler in %; r_{rel} : Relativer Fehler)

Der Magerhorizont (1—3) hat eine Dicke von 200 ... 250 μm .

Die Hohlräume sind praktisch frei von Plasma PL_{Fe+T} und PL_{SiO_2} lediglich sehr enge Intergranularräume (etwa 2,5 ... 5 μm breit) sind von einem PL_{SiO_2} verfüllt.

Die Quarzkörner des Skeletts (sonst wie NG)) sind häufig stark korrodiert (diffuse Korngrenzen).

Die Hohlräume haben deutlich größere Weiten: Modalwert 130 μm .

²³ Die Angaben konnten nur geschätzt werden (siehe Kapitel 4.1.3), eine Berechnung der absoluten und relativen Fehler erübrigt sich damit.

Stereometrische Analyse von Probe 98 (1—3):

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 70,0 | 10,0 | 20,0 |
| r_{abs} % \pm | 1,5 | 1,0 | 1,7 |
| r_{rel} % \pm | 2,2 | 10,0 | 6,7 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Probe 122²⁴

Fundort: Moya bei Aozou

Sandsteine des Paläozoikums, die Reste einer Kruste auf horizontalen und vertikalen Flächen, d. h. parallel und orthogonal zur Schichtung tragen.

Makromorphologischer Aufbau: Abb. 16.

Mikromorphologischer Befund: Fig. 12 und Abb. 19.

Ausgangsgestein (NG)

Skelett: Mineralbestand über 90 % Quarz, d. h. nach FÜCHTBAUER und MÜLLER (1970), Abb. 1) „Quarzsandstein“.

Kornform: Vorwiegend „subangular“ (75 %), sonst „subrounded“;

Korngröße: 40 ... 500 μm , Modalwert: 250 μm , d. h. Mittelsandfraktion;

Plasma: „Argillasepic“ Plasma PL_T 40 %, „Isotic“ Plasma $PL_{Fe+(T)}$ 40 %, „Mosepic“ Plasma PL_{SiO_2} 20 %.

Das „isotic Plasma umschließt meistens das „argillasepic“ Plasma; während das „mosepic“ Plasma überwiegend in engen Intergranularräumen von etwa 10 μm Breite anzutreffen ist. „Argillasepic“ und „isotic“ Plasma bilden Mischplasmen vom Typ „isotic“ Plasma, das räumlich streng vom „mosepic“ Plasma getrennt ist.

Hohlraum: Zwischenkornhohlräume (BECKMANN und GEYGER, 1967), die größtenteils durch Plasma verfüllt sind.

Größe: 5 ... 400 μm , Modalwert: 200 μm .

Stereometrische Analyse von Probe 122 (NG)

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 64,0 | 25,2 | 10,8 |
| r_{abs} % \pm | 1,6 | 1,4 | 1,0 |
| r_{rel} % \pm | 7,7 | 5,8 | 10,0 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Kruste

(1—1) ist skelett- und hohlraumfrei, etwa 50 μm dick und besteht aus einer praktisch nur aus gelbbraunem Plasma $PL_{T+(Fe)}$ zusammengesetzten Cutane, worin lichtoptisch Hydrargillit und Nontronit bestimmt werden konnten. Die Cutane ist radiallyfaserig orthogonal zur Gesteinsoberfläche durch Rißstrukturen gegliedert; der Aufbau der Cutane ist etwa oberflächenparallel durch Einlagerungen von isotischen Plasmalagen ($d < 1 \mu m$) in

²⁴ Alle Werte, ausgenommen die ausgezählten Volumenanteile der Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum, sind geschätzt durch Bestimmung an 100 Phasen.

3...4 µm dicke Plasmastreifen gegliedert (Abb. 22). Im Plasma befinden sich gelegentlich Quarzkornbruchstücke, die häufig leicht als von größeren Skelettkörnern des Horizontes (1—2) abgelöste Partikel diagnostiziert werden können (Abb. 23).

Stereometrische Analyse von Probe 122 (1—1)²⁵

| | SK | PL | HR |
|----------------------|-----|------|-----|
| K % | 5,0 | 90,0 | 5,0 |
| r _{abs} % ± | — | — | — |
| r _{rel} % ± | — | — | — |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs}: Absoluter Fehler; r_{rel}: Relativer Fehler)

(1—2) Das Skelett entspricht dem in (NG), die Körner zeigen aber starke Korrosionserscheinungen an den Oberflächen und sind häufig durch keilförmige — durch Plasma aufgeweitete Risse — erkennbar im Stadium weiterer Kornverkleinerung (siehe Abb. 19). Die Körner sind im Liegenden weniger stark korrodiert als im Hangenden.

Der Skelettanteil am Gesamtvolumen des Horizontes ist in (1—2) deutlich kleiner als in (NG): 44,5 % in (1—2) gegen 64,0 % in (NG), während der Plasmaanteil in (1—2) nahezu doppelt so hoch ist wie in (1—3). Das Plasma in (1—2) gliedert sich zu gleichen Teilen in zwei Arten: PL_{Fe+T} und PL_{SiO₂}.

Das liegende rotbraune „isotic“ Plasma von (1—1) geht in ein „sepic“ (teils „insepic“) Plasma über, das aus PL_{Fe+(T)}, PL_{T+(Fe)} und einem davon streng getrennten PL_{SiO₂} aufgebaut ist, in dem Chalcedon-Rosetten erkennbar sind. Der Gehalt von PL_{SiO₂} ist im Hangenden am größten; Hohlräume um 10 µm Dicke werden überwiegend durch ein PL_{SiO₂} verfüllt. Die verschiedenen Plasmaarten bilden Felder mit einem Modalwert von etwa 200 µm.

Der PL_{Fe+T}-Gehalt steigt mit zunehmender Tiefe und ist am stärksten unmittelbar über dem Liegenden von (1—2).

Der Hohlraumgehalt ist im Liegenden deutlich kleiner als im Hangenden, der Modalwert der Hohlraumdurchmesser liegt bei etwa 25 µm.

Die Horizontmächtigkeit beträgt 1,5 mm.

Stereometrische Analyse von Probe 122 (1—2)

| | SK | PL | HR |
|----------------------|------|------|------|
| K % | 44,5 | 48,8 | 6,7 |
| r _{abs} % ± | 1,7 | 1,7 | 0,9 |
| r _{rel} % ± | 3,8 | 3,4 | 11,8 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs}: Absoluter Fehler; r_{rel}: Relativer Fehler)

(1—3) Der 3,5 mm mächtige Magerhorizont ist durch ziemliche Armut an PL_{Fe+T} gekennzeichnet.

²⁵ Die Angaben konnten nur geschätzt werden (siehe Kapitel 4.1.3); eine Berechnung der absoluten und relativen Fehler erübrigt sich damit.

Die Quarzkörner zeigen Korrosionserscheinungen wie in (1—2). Vereinzelt findet man in den Intergranularräumen PL_{SiO₂}, das lokal zu Chalcedon- oder Quarzaggregaten umgestanden ist, die von einer meistens nur 2 µm dicken Cutane unvollständig überzogen sind. Solche Plasmaaggregate sitzen randlich in Hohlräumen Skelettkörnern auf. An den Unterseiten der Skelettkörner ist dabei auffällig weniger PL_{SiO₂} angelagert worden als an den oberen (also zur Gesteinsoberfläche hin orientierten) Partien der Skelettkörner (Abb. 19)^{25*} Der Skelettanteil am Horizontvolumen ist praktisch derselbe wie in (NG), während der Hohlraumanteil auf Kosten des Plasmaanteils um 9 % gestiegen ist.

Die Größe der Hohlräume liegt deutlich unter der des Ausgangsgesteins: in (1—3) bis 600 µm max. Größe, mit einem Modalwert bei 400 µm.

Stereometrische Analyse von Probe 122 (1—3)

| | SK | PL | HR |
|----------------------|------|------|------|
| K % | 64,5 | 15,8 | 19,7 |
| r _{abs} % ± | 1,6 | 1,2 | 1,3 |
| r _{rel} % ± | 2,5 | 7,8 | 6,9 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs}: Absoluter Fehler; r_{rel}: relativer Fehler)

5.1.1.2 Krustentyp KR 2

Probe 33—1

Fundort: Fiake am Unterlauf des E. Yébigué im Tibestigebirge.

Paläozoische Sandsteine, die auf Flächen²⁶, die mit den Schichtflächen beliebige Winkel zwischen 0...90° bilden (das Handstück ist Teil einer wulstartigen Ausbuchtung über einem „abris“), Krusten tragen.

Der makroskopische Aufbau der Krusten ist in Abb. 2 wiedergegeben: Deutlich ist 1,5 mm unter der schwarzbraunen Oberflächenverfärbung ein zweiter dunkelbraun gefärbter Horizont erkennbar. Besonders das Gefüge zwischen den beiden braungefärbten Horizonten scheint relativ gelockert zu sein im Vergleich mit dem Gefüge des unverwitterten Gesteins. Dieser makroskopische Befund wird durch den mikromorphologischen gestützt²⁷:

Die Horizontabfolge ist in Fig. 13 wiedergegeben worden.

Ausgangsgestein (NG)

Skelett: Mineralbestand 84 % Quarz, 15 % Feldspat²⁸ und 1 % Schwerminerale (z. B. Titanit), also

^{25*} Besonders oberer Bereich von (1—2).

²⁶ Es handelt sich um eine etwa horizontale Partie einer nach Nordosten exponierten Wand; dabei ist zu beachten, daß der Fundort südlich des nördlichen Wendekreises liegt.

²⁷ Alle Werte, ausgenommen die ausgezählten Volumenanteile der drei Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum, sind geschätzt durch Bestimmung an 100 Phasen.

²⁸ Überwiegend intermediäre bis basische Plagioklase (z. B. Andesin).

nach FÜCHTBAUER und MÜLLER (1970, Abb. 3—1) „Quarzsandstein“.

Kornform: Überwiegend angular, vereinzelt sub-angular;

Korngröße: 50 . . . 200 µm, Modalwert: 150 µm;
Volumenanteil: 50,4 %.

Die Skelettkörner zeigen Korrosionserscheinungen (diffuse Übergänge zu Plasma und Hohlraum).

Plasma: „isotisch“ Plasma $PL_{Fe+(T)}$ 50 % (a)
„argillasepic“ Plasma PL_T (b)
„crystic“ Plasma PL_{SiO_2} 50 % (c)
„mosepic“ Plasma PL_{SiO_2} (d)

Die Plasmen (a) und (b) treten im allgemeinen als Gemeinschaft auf, indem (a) mit zum Teil diffuser Grenze (b) überlagert.

Ebenso bilden (c) und (d) einen streng von (a) und (b), nicht aber untereinander getrennten Gefügekomplex. Das Plasma (c) besteht aus einer tonhaltigen (doppelbrechenden) Matrix mit lokal sehr variierendem Eisengehalt (überwiegend isotrop), wobei unterschiedliche Gradierungen der Braunfärbung zu beobachten sind (rotorangebraun bis schwarzbraun).

Das Plasma (b) wird vorwiegend aus den Tonmineralen Kaolinit und Illit (Kap. 4.4) aufgebaut, während die Plasmen (c) und (d) aus Quarzaggregaten mit etwa 2,5 µm ϕ verschiedenen Kristallinitätsgrades (Chalcedon . . . Quarz) bestehen (vgl. STORZ, 1928, Tafel V, Abb. 39).

Die Skelettkörner sind im allgemeinen von einer 2 . . . 3 µm dicken Cutane überzogen, die aus einer Abfolge (von innen nach außen) voneinander getrennter Plasmen PL_{Fe+T} / PL_{SiO_2} bestehen.

Volumenanteil: 43,1 %.

Durchmesser der Plasmenbereiche: 50 . . . 250 µm, Modalwert: 150 µm.

Hohlraum: Im allgemeinen Zwischenkornhölräume (BECKMANN und GEYGER, 1967), die randlich fast vollständig durch Plasma verfüllt sind, mit einer Größe von 25 . . . 100 µm (Modalwert 50 µm).

Volumenanteil: 6,5 %.

Stereometrische Analyse von Probe 33—1 (NG)

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 50,4 | 43,1 | 6,5 |
| r_{abs} % \pm | 1,7 | 1,7 | 0,8 |
| r_{rel} % \pm | 3,2 | 3,8 | 12,5 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Die Gliederung der Kruste ist in Fig. 13 wiedergegeben:

(1—1) Der Konkretionshorizont ist etwa 100 µm dick und besteht praktisch nur aus der Phase Plasma, die die „Mulden“ zwischen Skelettkörnern („Sättel“) verfüllt, so daß eine Mikroreliefglättung entsteht.

Das Plasma besteht aus denselben vier weiter oben angeführten Phasen, die

— als Doppelcutane DC 1 und DC 2 (vgl. auch Kap. 7.2.1),

— als isotisches Plasma $PL_{Fe+(T)}$ und

— als Plasmalagen vorliegen.

Die Doppelcutane DC 1 besteht aus einer dünnen Schicht von 10 . . . 15 µm Dicke und wird aus einem Plasma PL_{SiO_2} , das oben durch ein 2,5 µm dickes $PL_{Fe+(T)}$ begrenzt wird, aufgebaut.

Das untere Plasma PL_{SiO_2} gehört oft zu einem größeren Plasmakomplex in (1—1) oder auch (1—2), nur selten zu einer Cutane auf einem Quarzkorn (s. Abb. 24).

Die Doppelcutane DC 2 ist so aufgebaut, daß die zentrale 10 . . . 15 µm dicke PL_{SiO_2} -Schicht durch eine stark doppelbrechende PL_{SiO_2} -Lage (< 2,5 µm dick), die Chalcedon- und Quarzaggregate enthält (mit nur unbedeutend wenigen PL_{Fe+T} -Einlagerungen), nach oben begrenzt wird. Wie bei DC 1 lagert auch DC 2 auf PL_{Fe+T} -Aggregaten von (1—1) oder (1—2) oder auf einer aus PL_{Fe+T} bestehenden Cutane eines Skelettkorns auf (siehe Abb. 17, 18).

Das isotische Plasma ist nahezu opak und im allgemeinen stark rotbraun bis schwarzbraun fleckig gefärbt; es zeigt häufig Anlagerungsgefüge parallel zur Gesteinsoberfläche. Die Durchmesser der Plasmaaggregate haben einen Modalwert von etwa 20 µm und sind etwa 100 µm lang (die Länge variiert stark in Abhängigkeit von der Größe des Intergranularraumes).

Plasmalagen sind in der Regel folgendermaßen gegliedert (vgl. Fig. 9):

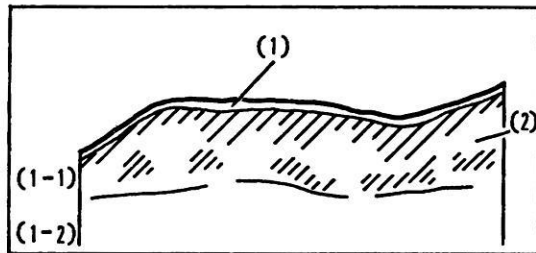


Fig. 9, siehe Text Gliederung von Plasmalagen in Probe 33—1 (1—1).

Oben befindet sich ein hellbraunes PL_{Fe+T} mit deutlicher oberflächenparalleler Anlagerungsstreifung, worin sich nur vereinzelt opake, dunkelbraune Konkretionen — und darin wenige µm dicke PL_{SiO_2} -Lagen — im sonst leicht doppelbrechenden „omnisepic“ Plasma (1) befinden. Über einen konkordanten Übergangsbereich geht dieses PL in ein fleckiges, aus zu gleichen Teilen — einerseits opake, dunkelbraune Konkretionen, andererseits ein Gemisch aus „argillasepic“ Plasma (PL_T) und „mosepic“ Plasma (PL_{SiO_2}) — zusammengesetztes Plasmagemenge (2) über. Das Liegende dieser Plasmagemengelage ist häufig ein 2,5 . . . 5 µm dicker Streifen aus „argillasepic“ Plasma; das Hangende des „omnisepic“ Plasma (1) bildet oft eine 2,5 µm dicke Cutane von PL_{SiO_2} .

(1) und (2) kommen auch in 2 . . . 4maliger Wechselagerung vor; stets jedoch bildet (2) das Liegende dieses Komplexes.

Nur vereinzelt bildet ein „crystic“ Plasma PL_{SiO_2} das Plasma des Gefüges mit dem höchsten Anteil, das jedoch stets im Liegenden bzw. Hangenden durch einen Plasmakomplex PL_{Fe+T} eingeschlossen wird.

(1—2) Der 400 μm dicke Anreicherungs-horizont ist folgendermaßen gegliedert:

Stereometrische Analyse von Probe 33—1 (1—2):

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 48,0 | 47,8 | 4,2 |
| r_{abs} % \pm | 1,7 | 1,7 | 0,7 |
| r_{rel} % \pm | 3,4 | 3,4 | 16,2 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Es sind demnach Hohlräume gegenüber Plasmaanteilen verloren gegangen (bezogen auf das Ausgangsgestein).

Die Skelettkörner entsprechen in Größe und Form denen im (NG), zeigen wie diese Korrosionserscheinungen oder sind von einer Cutane umgeben.

Das Plasma besteht — wie im Horizont 33—1 (NG) — aus einem Plasmagemenge (a) und (b) einerseits und (b) und (c) andererseits, deren Mengenverhältnis etwa 1 : 1 . . . 4 : 1 ist. Das PL_{SiO_2} besteht zu etwa 70 % aus „crystic“, zu 30 % aus „mosepic“-Plasma; während das Plasma PL_{Fe+T} zu 80 % aus „isotic“- und zu 20 % aus „argillasepic“-Plasma zusammengesetzt ist.

Das PL_{SiO_2} ist gelegentlich zu Chalcedonrosetten umgestanden. Die größten Durchmesser der Plasmaaggregate betragen etwa 100 . . . 300 μm , sind demnach deutlich größer als die der Skelettkomponenten. Der Modalwert der Hohlraumdurchmesser liegt bei 50 μm . Auffälligerweise werden die Hohlräume von oben her durch Plasma begrenzt, während sie meistens unten (also zum (NG) hin) durch die Cutanen von Skelettkörnern abgeschlossen werden.

(1—3) Der Magerhorizont ist wie der Anreicherungs-horizont dieser ersten Sequenz rund 400 μm mächtig.

Das Horizontvolumen ist folgendermaßen aufgeteilt:

Stereometrische Analyse von Probe 33—1 (1—3):

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 32,5 | 40,5 | 27,0 |
| r_{abs} % \pm | 1,6 | 1,6 | 1,5 |
| r_{rel} % \pm | 4,9 | 4,1 | 5,6 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler);

d. h. Skelett und Plasmaanteil sind stark gegenüber dem Hohlraumanteil reduziert worden.

Die Skelettkörner unterscheiden sich nicht von denen in (NG) und (1—2); aber die Einbettung der Skelettkörner in das Plasma sieht folgendermaßen aus:

Bilden Skelettkörner die Begrenzungen von Oberseiten von Hohlräumen, ist die Unterseite der Quarzkörner von einer 2,5 μm dicken Cutane ($PL_{Fe+(T)}$) über-

zogen; gelegentlich konnten Tripelcutanen festgestellt werden: Ein Quarzkorn ist teilweise von einer Cutane aus $PL_{Fe+(T)}$ überzogen, darüber lagert ein 5 . . . 7 μm mächtiger Horizont von PL_{SiO_2} , der wiederum von einer zweiten Cutane aus $PL_{Fe+(T)}$ bedeckt wird.

Das Plasma wird im wesentlichen aus PL_{SiO_2} gebildet, wobei „crystic“ Plasma mit etwa 75 % Volumenanteil dominiert. Die Plasmaaggregate haben einen Modal-durchmesser von rund 200 μm . Stellenweise ist das „crystic“ Plasma zu Chalcedonrosetten oder -bändern gealtert, die etwa skelettkornoberflächenparallel angeordnet sind.

Die Hohlräume haben Durchmesser von 30 . . . 300 μm ; kleine Hohlräume sind in das PL_{SiO_2} eingelagert und zum Teil schlauchartig (30 μm ϕ) miteinander verbunden; große Hohlräume sind Zwischenkornhohlräume (BECKMANN und GEYGER, 1967), wie in tiefen Lagen des Ausgangsgesteins.

(2—2) Die zweite Krustensequenz beginnt mit einem 200 μm dicken Anreicherungs-horizont, mit folgenden Volumenanteilen:

Stereometrische Analyse von Probe 33—1 (2—2):

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 32,2 | 60,0 | 7,8 |
| r_{abs} % \pm | 1,6 | 1,6 | 0,9 |
| r_{rel} % \pm | 5,0 | 2,7 | 11,5 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler);

d. h. Das Plasma hat einen großen Teil des Hohlraumanteiles des Ausgangsgesteins verfüllt, während der Skelettanteil in (2—2) ziemlich genau dem des Ausgangsgesteins entspricht.

Die Form und Größe der Skelettkörner entsprechen mikromorphologisch denen von (1—2).

Das Plasma ist in den oberen 100 μm des Profils aus „argillasepic“ Plasma (etwa 30 %) mit eingelagertem „isotic“ Plasmabereichen (10 %) und überwiegend (40 %) „crystic“ und „mosepic“ Plasma aufgebaut; die Größe der Plasmaaggregate entspricht der in (1—2).

Die Hohlräume in (2—2) sind größer als die in (1—2), worauf deren größerer prozentualer Anteil am Gesamthorizont zurückzuführen ist; im übrigen entsprechen sie mikromorphologisch denen in (1—2).

(2—3) Der Magerhorizont der zweiten Sequenz zeigt gleiche PL_T - und PL_{Fe+T} -Armut wie (1—3). Ebenso ist er genau so mächtig wie der darüberliegende Anreicherungs-horizont. Der Volumenanteil der drei ausgezählten Phasen wird unten wiedergegeben:

Stereometrische Analyse von Probe 33—1 (2—3):

| | SK | PL | HR |
|-------------------|------|------|------|
| K % | 37,3 | 40,0 | 22,7 |
| r_{abs} % \pm | 1,6 | 1,6 | 1,4 |
| r_{rel} % \pm | 4,4 | 4,1 | 6,3 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

(0—4) Die Kruste ist mit der 2. Sequenz noch nicht vollständig dargestellt; denn unter dem Magerhorizont (2—3) folgt ein Fleckenhorizont, in dem alle

die für (1—2) und (1—3) typischen Merkmale der drei Phasen in ungeordneter Verteilung kleinräumig (in Arealen von etwa 500 μm ϕ) vorkommen, so daß es insgesamt zu einem höheren Plasma- und Hohlraumanteil zu Ungunsten des Skelettanteils gekommen ist.

Stereometrische Analyse von Probe 33—1 (0—4):

| | SK | PL | HR |
|--------------------------|------|------|------|
| K % | 42,5 | 47,0 | 10,5 |
| r_{abs} % \pm | 1,7 | 1,7 | 1,0 |
| r_{rel} % \pm | 4,0 | 3,5 | 10,0 |

(K: Volumenanteil der Phase; r_{abs} : Absoluter Fehler; r_{rel} : Relativer Fehler)

Die Fleckenbildung ist im Hangenden des Horizontes deutlich stärker als im Liegenden; die Untergrenze des Horizontes ist durch ein sedimentäres, 9,4 mm tief gelegenes Tonanreicherungsband (0—5) von 200 μm Dicke vorgegeben (Abb. 20).

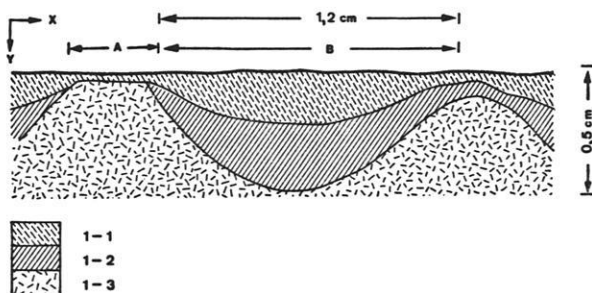


Fig. 10 (siehe Kap. 5.1.2) Laterale Gliederung der Krusten

5.1.2 Die Krusten in ihrem lateralen Verlauf

Abb. 21 und Fig. 10 geben die Anordnung der Horizonte (1—1), (1—2), (1—3) und teilweise (2—2) wieder. Deutlich ist eine Kammerung (B) der Horizonte (1—1) und (1—2) erkennbar, deren Länge in x-Richtung etwa 1,2 mm, deren größte Dicke etwa 0,5 mm beträgt. (In (1—1) und (1—2) gemessen in y-Richtung). Zwischen den Kammern befinden sich etwa 300 μm breite Bereiche (A), in denen die Kruste deutlich dünner ist als in den Kammern; (1—1) ist nur als lokale $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ -Anreicherung erkennbar. Der Hohlraumanteil des Horizontes (1—3) ist unter Plasmaanreicherungsgebieten, in denen (1—1) extrem mächtig ausgebildet ist, besonders hoch.

5.1.3 Wüstenlacke

Wüstenlacke konnten wegen ihrer geringen Dicke (maximal 160 μm , Modalwert 50 μm) mit den in Kap. 4 beschriebenen qualitativen, aber besonders quantitativen lichtoptischen Methoden nicht hinreichend genau analysiert werden, um die Ergebnisse dieser Untersuchungen mit denen der Krustenanalyse vergleichen zu können.

Auf Grund der qualitativen Untersuchungsergebnisse können zwei Wüstenlacktypen unterschieden werden:

5.1.3.1 Wüstenlacktyp WL 1

Bei diesem Typ lassen sich noch folgende Horizonte ausscheiden:

(1—1)

(1—2)

(NG);

ein Teil des Intergranularraumes ist von einem $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ verfüllt, das über einen eng begrenzten Übergangsbereich in das nahezu plasmafreie ($\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ -)Gefüge des Ausgangsgesteins übergeht. Im (NG) vorhandene Flecken von $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ zeigen — so beispielsweise in Probe 132 (Ignimbrit aus dem Tibestigebirgshöhenbereich) — deutliche Separierungen von PL_{SiO_2} in etwa 3 mm Tiefe unter der Gesteinsoberfläche (Abb. 25). Vereinzelt wird die Gesteinsoberfläche durch eine Cutane wie beim Lacktyp WL 2 gebildet.

5.1.3.2 Wüstenlacktyp WL 2

In den obersten 100 μm unter der Gesteinsoberfläche — etwa oberflächenparallele Hohlräume bevorzugend — sind rotbraune Plasmaanreicherungen $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ im Gefüge beobachtbar²⁹, wobei Plasmaaggregate folgenden mikromorphologischen Aufbau haben (siehe Abb. 26 und 27):

Die Oberfläche wird durch eine Doppelcutane vom Typ DC 2 (vgl. Kap. 5.1.1.3 und 7.2.1.2) gebildet, die überwiegend aus Plasma PL_{SiO_2} besteht und deren Dicke von 5 μm genau einer Zone stärkerer Korrosionserscheinungen in den Quarzkornoberflächen entspricht. Diese Doppelcutane wird von einem 2,5 μm dicken Plasmagemisch folgender lateraler Zusammensetzung unterlagert: $\text{PL}_{\text{T}+(\text{Fe})}$ („arillasepic“ Plasma) und streng davon separiert PL_{SiO_2} („crystic“ Plasma). Das „arillasepic“ Plasma geht kontinuierlich in ein 25 μm dickes „isotic“ Plasma mit hohem Eisengehalt (Braunfärbung, lichtoptisch teilweise opak) über.

Ein Magerhorizont läßt sich unter keinem der beiden Wüstenlacktypen feststellen. Lediglich eine starke Verwitterung der Oberfläche von Quarzkörnern mit einer etwa oberflächenparallelen unteren Begrenzungsfläche (Abb. 26, 27) ist evident. — Eine mikromorphologische Unterscheidung der beiden im Kap. 3 vorgestellten Wüstenlacktypen (brauner und blauer Wüstenlack des Feldbefundes) konnte nicht getroffen werden.

5.1.4 Polituren

Mikromorphologisch handelt es sich hierbei um Glättungen der Gesteinsoberfläche, so daß ein Mikrorelief von nur noch wenigen μm hohen relativen Niveauunterschieden ausgebildet wird (Abb. 28, 29). Gelegentlich scheint es auch auf solchen Gesteinsoberflächen zur Bildung von Wüstenlacken (WL 2) zu kommen.

5.1.5 Krusten, Wüstenlacke und Polituren auf verschiedenen Gesteinsarten

Bei der mikromorphologischen Untersuchung der 79 zur Verfügung stehenden Dünnschliffe zeigte sich (siehe Tab. 4), daß Krusten

²⁹ Dicke Plasmaanreicherungen wurden nur in „Muldenlagen“ festgestellt.

- mit mehr als einer Sequenz bevorzugt auf:
Sandsteinen,
Kalksandsteinen,
Vulkaniten und
Kalksteinen;
- mit einer Sequenz auf:
Sandsteinen,
Vulkaniten (Ignimbriten),
Graniten,
Schiefern und
Tonsteinen (TS);
- nicht auf Basalten, Kalkschutt, Geliten, Quarzdrusen, Quarzkieseln oder Basaltartefakten festgestellt werden konnten.

Wüstenlacker wurden — ausgenommen auf Vulkaniten, Kalksandsteinen und Quarzkieseln — auf allen untersuchten Gesteinsarten, besonders auf Sandsteinen (denen ja das besondere Augenmerk bei der mikromorphologischen Untersuchung galt) gefunden. Polituren wurden lediglich auf Kalksteinen, Schiefen und Quarzkieseln angetroffen.

Auf Grund der Geländebeobachtungen (Feldbuchaufzeichnungen), Durchsicht der rund 240 Proben und durch Vergleich mit der einschlägigen Literatur (z. B. LINCK, 1930; WILHELMY, 1958) läßt sich folgendes Schema aufstellen:

Gesteinsarten

| Verwitterungsform | SD | SK | V | K | Ks | TS | SF | G | B | Ba | Bs | QK | QD | GL | TA | Anzahl |
|-------------------|----|----|---|----|----|----|----|---|---|----|----|----|----|----|----|--------|
| KR 1 | 7 | — | 1 | — | — | 1 | 1 | 1 | — | — | — | — | — | — | — | 11 |
| KR 2 | 8 | 1 | 1 | 1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 11 |
| WL 1 | 5 | — | — | 4 | 2 | — | 3 | — | 1 | — | 1 | — | 1 | 1 | — | 18 |
| WL 2 | 3 | — | — | 2 | 1 | — | 2 | 2 | — | 1 | — | — | 1 | 1 | — | 13 |
| P | — | — | — | 1 | — | — | 1 | — | — | — | — | 1 | — | — | — | 3 |
| Korrosion | 1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1 |
| Verkrustung | 3 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1 | 4 |
| Cutanenrest | — | — | — | — | — | — | — | 1 | — | — | — | — | — | — | — | 1 |
| taub | 7 | — | 1 | 3 | — | — | — | 2 | — | — | — | 1 | 1 | 1 | — | 16 |
| <i>Anzahl</i> | 34 | 1 | 3 | 11 | 3 | 1 | 7 | 6 | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 3 | 1 | 78 |

Tab. 4 Übersicht über die Aufschlüsselung der verschiedenen Verwitterungsformen auf die diversen Gesteinsarten, von denen Dünnschliffe vorlagen*.

Erläuterungen zur Tabelle: KR 1: Krustentyp 1, KR 2: Krustentyp 2 (vgl. Kap. 5.1.1); WL 1: Wüstenlacktyp 1, WL 2: Wüstenlacktyp 2 (vgl. Kap. 5.1.3); P: Politur (vgl. Kap. 5.1.4); Korrosion: Korrosionserscheinungen an der Gesteinsoberfläche, keine Politur; Verkrustung: Andere als oben angeführte Verwitterungsform (vgl. Anhang); Cutanenrest: Reste einer nicht genau diagnostizierbaren Cutane; taub**: Es konnten keine Verwitterungserscheinungen festgestellt werden.

SD: Sandstein; V: Vulkanit; Ks: Kalksteinschutt; SF: Schiefer; B: Basalt; Bs: Basaltschutt; QD: Quarzdruse in Kalkstein; TA: Tonakkumulation; SK Kalksandstein; K: Kalkstein; TS: Tonstein; G: Granit; Ba: Basaltartefakt; QK: Quarzkiesel; GL: Gelit.

Anmerkungen:

* bevorzugte Verwitterungsformen bei der Untersuchung waren Krusten auf Sandsteinen;

** Das Handstück ließ wohl Verwitterungsformen erkennen, wie z. B. Verwitterungshäute; aber diese sind (1) dermaßen dünn, daß sie lichtoptisch nicht untersuchbar sind ($d < 2 \mu\text{m}$) und (2) — möglicherweise — bereits bei der Präparation der Dünnschliffe zerstört wurden.

| SD | V | SK | G | K | SF | B | QK | |
|----|---|----|---|---|----|---|----|-------------------------------------|
| + | + | + | + | + | + | | | Krusten Wüstenlacke Polituren |
| + | | | + | + | + | + | | |
| | | | | + | + | | + | |

Tab. 10 Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf verschiedenen Gesteinen.

Die Gesteinsarten sind von links nach rechts nach abnehmendem primären Hohlraumanteil angeordnet; Kürzel wie Tab. 4.

Demnach scheint neben der Klimageschichte für die Ausbildung von Krusten ein hohlraumreicheres Ausgangsgestein notwendig zu sein als für die Bildung von Wüstenlacken.

5.1.6 Tonmineralgehalt

Aus den Röntgendiagrammen³⁰ ist ersichtlich, daß eine Änderung im Tonmineralgehalt in den verschiedenen Bereichen der untersuchten Proben nicht vorliegt: In Probe 102 (Sandstein von demselben Fundort wie Probe 98) wurden beispielsweise im Krustenbereich der ersten Sequenz (0...2 mm Tiefe) und im Ausgangsgestein (3...3,5 mm Tiefe) Kaolinit und Quarz ermittelt.

5.1.7 Verteilungsmuster von Elementen

Von einem Teil einer „Mulde“ (vgl. Abb. 30) der Kruste der Probe 33—1 (vgl. Kap. 5.1.1.3) wurden mit dem Elektronenstrahl - Mikroanalysator Probenstrombilder³¹ (A), Rückstreuerelektronenbilder (R) und K- α -Röntgenbilder verschiedener Elemente aufgenommen und in Abb. 31 bzw. — von Probe 98 — 32 wiedergegeben. Entlang der in der Aufnahme A (2) der Abb. 31 eingetragenen Pofillinie PQ wurden folgende Horizontmächtigkeiten ermittelt:

- (1—1): 60 μm ;
- (1—1): 110 μm ;
- (1—3): 110 μm ;
- (2—2): 180 μm ;
- (2—3): 100 μm ;
- (0—4): 900 μm .

Die Abb. 31 A (1) zeigt den etwa oberflächenparallelen Verlauf von (1—3) auch in Bereichen ohne mächtigen

³⁰ Aus drucktechnischen Gründen wurde auf eine Wiedergabe der Diagramme verzichtet.

³¹ Der Grauwertkontrast der Probenstrombilder entsteht durch Ordnungszahlunterschiede der in den Proben enthaltenen Elemente: Je höher die abgebildete Helligkeit, desto geringer die Ordnungszahl des Elementes im Periodensystem der Elemente. Bei der Abbildung der Probenstrombilder ist zu beachten, daß die einheitlich grau gefärbten Flächen Quarzkörner darstellen, daß die gesprenkelten weißgrauen bis hellgrauen Flächen sowohl Plasma, als auch Hohlraumfüllmittel Vestopal (E) bedeuten können. Bei den Rückstreuerelektronenbildern sind Hohlraumfüllungen vom Plasma unterscheidbar: Hohlraumfüllungen erscheinen einheitlicher dunkelgrau als die Plasmabereiche, deren Ränder zu den Hohlräumen hin häufig weißgrau gefärbt sind (Topographiekontrast).

Horizont (1—1). Die Röntgenbilder³² der Abb. 31 für Fe (2) zeigen eine deutliche Fe-Anreicherung in (1—1) und kleinere Fe-Anreicherungen in (1—2), (2—2) und (0—4). An anderer Stelle der selben Probe wurden die K- α -Röntgenbilder der Elemente Fe (beachte den Vergrößerungswechsel!) und Mn (Abb. 31 (3)) aufgenommen, die sehr deutlich unter einer Doppelcutane vom Typ DC 2 eine starke Eisenanreicherung in (1—1) erkennen lassen. Hier sind auch die Magerhorizonte nicht völlig eisenfrei, generell ist aber erkennbar, daß das Eisen lokal angereichert ist. Das Vorkommen von Mn beschränkt sich praktisch auf den Horizont (1—1)!

Ca ist praktisch in der Probe 33—1 nicht vorhanden; Ti — außer in Titaniten — nur in geringen Mengen in statistischer Verteilung erkennbar. Die Röntgenbilder der Elemente Si, besonders aber die von Al zeigen, daß die Hohlräume nur zum geringen Teil echt „leer“, d. h. nicht von Elementen, die gesteinsbildende Minerale konstituieren (ausgenommen O₂ und H), verfüllt sind.

Die Röntgenbilder Fe und Si der Probe 98—1 (Abb. 32) zeigen einen Ausschnitt aus den Horizonten (1—1), (1—2) und im Bild Fe zusätzlich von (1—3) und (NG). Die völlig weiß erscheinenden Minerale des Fe-Röntgenbildes sind Hornblendminerale. Beim Vergleich der Si- und Fe-Bilder fällt die relative Si-Armut des Plasmas von Horizont (1—1) auf; deutlich ist aber zu erkennen, daß die Quarzkornoberflächen in (1—1) z. T. diffus in ein Si-haltiges Plasma einlaufen, und daß in dieses Si-haltige Plasma ein Fe-haltiges Plasma eingelagert ist, das wiederum dort Fe-ärmer ist, wo eine relative Häufung von Si-Röntgenreflexen vorliegt. In den Röntgenbildern der Elemente Fe und Al der Probe 122 (Abb. 33) wird die Al- (d. h. praktisch Ton-) Armut von (1—1) im Gegensatz zu (1—2) dokumentiert, während die K- α -Röntgenaufnahme von Fe ergibt, daß im gesamten hier dargestellten Ausschnitt (die Horizonte (1—1) und (1—2) umfassend) Eisen in größere Intergranularräume eingelagert worden ist.

Das Verteilungsbild für Al zeigt, ähnlich wie die entsprechenden Bilder der Probe 33—1, daß lokal Plasma PL_{Fe+T} in Risse von Quarzkörnern eindringt und angereichert wird.

Die Prägnanz der Ausbildung von (1—1) ist nicht abhängig vom Vorhandensein einer doppelten Krustensequenz unter (1—1), wie der Vergleich der Abb. 31 und Abb. 32 zeigt; generell läßt sich aber aus dem Befund ableiten, daß die Dicke der Horizonte abhängig ist von der Menge des vorhandenen mobilisierbaren Plasmas und der Größe der Intergranularräume in (NG) (vgl. Kap. 5.1.5).

³² Die punktförmigen Röntgenreflexe zeigen nur an, ob das Element in einer Konzentration $\geq 10^{-2}$ (‰) vorhanden ist; Größe und Helligkeit der Flecken sind nicht aussagekräftig, sondern einzig die Anzahl der Reflexe.

5.1.8 Mikrochemische Analyse

Mit dem Elektronenstrahl-Mikroanalysator wurden in der Probe 33—1 entlang eines Profils drei Linienanalysen gefahren (Abb. 30)³³. Die Analysenfelder wurden so angeordnet, daß je ein Feld im

- Konkretionshorizont („Sattelage“) (1—1), etwa 20 µm dick und im Anreicherungshorizont (1—2), etwa 200 µm dick³⁴;
- Magerhorizont (2—3) in 500 µm Tiefe mit 45 µm Länge in Profilrichtung;
- Fleckenhorizont (0—4) in 1500 µm Tiefe mit ebenfalls 45 µm Länge in Profilrichtung gelegen waren.

In dem Magerhorizont (1—3) konnte keine Analyse sinnvoll durchgeführt werden, da das Einbettungsmittel in den großen Hohlräumen durch den hochenergetischen Elektronenstrahl verdampft wird und — abgesehen von unerwünschten Verunreinigungen der Apparatur — zu sehr ungenauen Meßergebnissen führt.

Wie aus Abb. 31 ersichtlich ist, weist (2—3) eine günstigere Verteilung der Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum für solche Untersuchungen auf (kleinräumiger gekammert) als (1—3).

Die Analysenergebnisse sind in Fig. 14 als Säulendiagramme aufgetragen³⁵.

Der Vergleich von Analyse 3 (Horizont (0—4)) mit Analyse (1) (Horizonte (1—1) und (1—2)) ergibt in (1) eine: *

- Zunahme von Al-Verbindungen (2,3)
- Zunahme von Fe-Verbindungen (7,7)
- Zunahme von Mn-Verbindungen (32,7)
- Zunahme von Cr-Verbindungen (1,4)
- Zunahme von K-Verbindungen (2)
- Abnahme von Si-Verbindungen (0,52)
- Abnahme von Ca-Verbindungen (0,1)
- Abnahme von Mg-Verbindungen (0,07)

Der Vergleich von (3) (Horizont (0—4)) mit (2) (Horizont (2—3)) ergibt in (2) eine:

- Zunahme von Al-Verbindungen (1,9)
- Abnahme von Si-Verbindungen (0,8)
- Abnahme von Fe-Verbindungen (0,4)
- Abnahme von Ca-Verbindungen (0,04)
- Abnahme von Mg-Verbindungen (0,07)
- Abnahme von Cr-Verbindungen (0,8)
- Abnahme von K-Verbindungen (0,02)
- Abnahme von Mn-Verbindungen (0)

³³ Die Kontaminationslinie markiert die Lage des Profils.

³⁴ Wegen der räumlichen Ausdehnung des Analysenfeldes von 30 µm in Richtung der Profillinie wurden somit Teile von (1—1) und (1—2) erfaßt.

³⁵ In erster Annäherung kann (3) (Analyse in [0—4]) als etwa ähnlich zusammengesetzt wie das Ausgangsgestein angenommen werden (vgl. Kapitel 5.1.1.3 und die „lines-scans“ [s. u.]).

* Die Ziffern in Klammern bedeuten den Faktor f ; $m \cdot f = n$ mit m : erster, n : zweiter Analysenpunkt.

Der Vergleich von (2) (Horizont (2—3)) mit (1) (Horizonte (1—1) und (1—2)) ergibt in (1) eine:

- Zunahme von Al-Verbindungen (1,2)
- Zunahme von Fe-Verbindungen (21,4)
- Zunahme von Cr-Verbindungen (1,9)
- Zunahme von K-Verbindungen (10,01)
- Abnahme von Si-Verbindungen (0,6)
- Abnahme von Mg-Verbindungen (0,9)
- Zunahme von Mn-Verbindungen (∞)

Das Element Ti wurde nicht berücksichtigt, da es in (0—4) und (2—3) nicht vorkommt; es sind wenige Titanite vorhanden; in (1—1), (1—2) wurde wahrscheinlich ein Verwitterungshof eines Titanits tangiert (siehe Abb. 31, Ti (2)).

Bei aller Zurückhaltung bei der Interpretation dieser Daten läßt sich doch feststellen, daß in (2—3) eine Verarmung aller Verbindungen außer denen von Al stattgefunden hat, während aus (1—1) und (1—2) Si-, Mg- und Ca-Verbindungen abgeführt wurden, alle anderen jedoch im Analysenbereich (1) angereichert worden sind. Das hier vorliegende System scheint also für die Verbindungen der Elemente Si, Ca und Mg thermodynamisch *o f f e n* zu sein.

Mehrere Verteilungsmuster bestimmter Elemente entlang von Profillinien („line-scans“) sind in den Fig. 15 und 16 dargestellt. Auch hier ist eine gewisse Zunahme von Al und Fe in prägnant erscheinenden plasmaverfüllten Intergranularräumen (kein Si-Signal) erkennbar. Das Plasma wird im wesentlichen durch das Al- und Fe-Signal repräsentiert. Besonders in den „line-scans“ der Probe 122 (Fig. 16) ist deutlich zu erkennen, daß im obersten Bereich von (1—1) hauptsächlich ein Fe-haltigeres Plasma als in den tieferen Bereichen eingelagert worden ist.

5.2 Quantitative Ergebnisse

5.2.1 Statistische Auswertung

5.2.1.1 Ergebnisse der beschreibenden Statistik

In der Tab. 5 sind von den stereometrisch analysierten Proben die Parameter

- Umfänge;
- Mittelwerte;
- relative und absolute Fehler;
- Schiefen;
- Exzesse;
- Varianzen;
- Standardabweichungen;
- Summen der Abweichungsquadrate

der Partialkollektive (Horizonte [m—n]), tabellarisch nach den drei Phasen (stochastische Variable) geordnet, aufgeführt.

In der Tab. 6 sind die Mittelwerte der Volumenanteile über alle Horizonte nach den drei Phasen getrennt tabelliert; sie gibt das „Normalmilieu“ wieder.

Die Parameter der Tabelle 5 sind in der Rechenanlage X1/X8 der Universität Kiel unter Benutzung des Programmes Nr. 12 von WEBER und HABETHA (1972): „Varianzanalyse, Ordnung 2, für fehlende Be-

obachtungen, zeilenweise Angabe, mit Auswahl der Variablen für ungruppierte Daten von Lochkarten oder von Platte“ berechnet worden; insgesamt wurden rund 14 800 Daten verarbeitet.

Die untersuchten Phasen (Merkmalsträger) Skelett, Plasma und Hohlraum sind stochastische Zufallsvariable mit qualitativen Merkmalen, die durch die Meßzahlen SK, PL und HR realisiert werden. Der Grundgesamtheit (Kollektiv), d. h. der Menge aller möglichen Realisierungen der stochastischen Variablen einer Phase eines Dünnstreffes aus einer Probe, sind Stichproben (Partialkollektive) entnommen worden. Jede Stichprobe entspricht einem qualitativ ausgeschiedenen Horizont (m—n).

Im Zählvorgang wurden die drei stochastischen Variablen einer Stichprobe gleichzeitig³⁶ (siehe Kap. 4.1.3) als *d i s k r e t e* Häufigkeitsverteilungen erfaßt; denn die Zufallsvariablen können nur ganzzahlige Werte zwischen 0... 400 (Stichprobenumfang bei 16 Stichproben mit je 25 möglichen Treffern der stochastischen Variablen der drei Zufallsvariablen) annehmen. Da beim Zählvorgang jedes Zählfeld n—1 zum Feld n verschieden gelegen ist, liegen unabhängige Beobachtungen (Zählungen) vor. Da das Zählfeld 25 Zählpunkte enthält, folgt daraus, daß die relativen Häufigkeiten der Zufallsvariablen SK, PL und HR sich zu 100 % in jeder Stichprobe ergänzen müssen.

Die in Tab. 5 aufgeführten Werte sind folgendermaßen geordnet:

I: Proben mit einer Horizontsequenz
(Krustentyp KR 1)

II: Proben mit mehr als einer Horizontsequenz
(Krustentyp KR 2).

Die Parameter eines Merkmalsträgers in den verschiedenen Partialkollektiven sind untereinander notiert, so daß sich drei Gruppen mit den Horizontanzahlen entsprechenden Zeilen ergeben.

In Tab. 6 sind die Mittelwerte der Parameter aller Stichproben der drei stochastischen Variablen aufgeführt worden. Die arithmetischen Mittel der Merkmalsträger unterscheiden sich von denen in Tab. 5, da in Tab. 5 der Stichprobenumfang geringer ist.

In Tab. 5 bedeuten im einzelnen:

- (1) Probe: Nummer der Probe, Kollektiv;
- (2) Horizont: Partialkollektiv;
- (3) Phase (SK, PL, HR): Stochastische Variable (Zufallsvariable);
- (4) Umfang (n): Anzahl der Stichproben (Maßzahlen) einer stochastischen Variablen in einem Partialkollektiv bei der Auszählung mit dem Integrationsokular;
- (5) Mittelwert (\bar{x}): Arithmetisches Mittel;
- (6) Volumenanteil K (%): Trefferzahl einer stochastischen Variablen T_{SK, PL, HR} relativ zur Trefferzahl T aller Zufallsvariablen eines Partialkollektives;

³⁶ Es wurde also ein neues Teilkollektiv, bestehend aus den Zufallsvariablen SK, PL, HR gebildet.

$$K = \frac{T_{SK, PL, HR} \cdot 100}{T} (\%);$$

(7) r_{abs} (%): Mittlere Streuung

$$r_{abs} = \pm 0,674 \sqrt{\frac{K(100-K)}{T}} (\%);$$

(8) r_{rel} (%): Mittlere Streuung, bei der die Fehler als Bruchteile der vermessenen Teilfläche gedeutet werden:

$$r_{rel} = 67,54 \sqrt{\frac{K(100-K)}{T \cdot K}} (\%).$$

Die Werte von r_{abs} und r_{rel} wurden dem „Nomogramm zur Fehlerbestimmung für Integrationsokular mit Platte I (Testpunktteilung)“ aus der Druckschrift „Integrationsokular I“ der Fa. ZEISS (Nr. 40-195-d) entnommen.

(9) Schiefe: Sie gibt die qualitative Abweichung einer Verteilungskurve von der Kurve der Normalverteilung wieder:

Linker Kurvenast verlängert = +,
rechter Kurvenast verlängert = —,
Zwei Vorzeichen = Extrem schief,
0 = nicht signifikant schief, d. h. etwa normal verteilt;

(10) Exzeß: Der Scheitelpunkt der Verteilungskurve liegt über oder unter dem der Normalverteilungskurve; qualitativ bedeutet das:

Positiver Exzeß = +, wenn die Verteilungskurve spitzer als die Normalverteilungskurve ist,
negativer Exzeß = —, wenn die Verteilungskurve flacher als die Normalverteilungskurve ist,
nicht-signifikanter Exzeß = 0, wenn eine etwa normal verteilte Verteilungskurve vorliegt;

(11) Varianz s^2 : Quadrat der Standardabweichungen s;

(12) Standardabweichung s:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n-1}} ;$$

(13) Summe der Abweichungsquadrate SAQ:

$$SAQ = \sum (x - \bar{x})^2.$$

5.2.2 Ergebnisse der Einregelungsmessungen im Universaldrehtisch

5.2.2.1 Achsenverteilungsanalysen einzelner Bereiche eines Quarzkornes

Bei gekreuzten Polarisatoren lassen sich in den Quarzkörnern der Sandsteinproben Bereiche unterschiedlicher optischer Orientierung erkennen³⁷. In Fig. 17 (Ausschnitt aus den Horizonten (1—1) und (1—2) der Probe 122 [Beschreibung siehe Kap. 5.1.1.2]) sind solche Bereiche soweit als möglich abgegrenzt und fortlaufend numeriert worden; das dazugehörige Achsenverteilungsbild ist in Fig. 18 wiedergegeben worden.

Wegen der Ungenauigkeit bei der Einmessung der optischen Achsen kleiner (dünner) Partikel (vgl. Kap. 4.2)

³⁷ Insgesamt wurden 1652 Einregelungsmessungen im Universaldrehtisch vorgenommen.

können die konstruierten Achsenverteilungsbilder nur als Anhaltspunkte für möglicherweise erfolgte „Umorientierungen“ von Quarzkornpartikeln dienen. Mit aller Delikatesse bei der Interpretation ist aber feststellbar, daß in dem oben erwähnten Bereich die optischen Achsen in den peripheren Bereichen des großen Quarzkornes zum Teil erheblich anders orientiert sind als die in dem zentralen Bereich 28. Der Winkel zwischen den Bereichen 11 und 28 ergibt sich beispielsweise zu $\alpha > 50^\circ$. Auffälligerweise liegen alle Achsen der kleinen Bereiche des großen Kornes 28 in einer Ebene, nur ihre Kippwinkel zeigen im SCHMIDT'schen Netz die Tendenz einer Drehung der optischen Achsen nach links ($W, 270^\circ$), d. h. im Gefüge (Fig. 17) nach rechts in Richtung auf die Hohlräume³⁸.

Das separate Quarzbruchstück mit den Bereichen 5 . . . 8 scheint eine Translokation in Form einer Drehbewegung erfahren zu haben.

Ein ähnliches Bild ergibt die Achsenverteilungsanalyse der unterschiedlich orientierten zentralen und peripheren Bereiche eines Quarzkornes aus der Probe 33—1 (1—2), von der in Fig. 19 die Ebenen der optischen Achsen perspektivisch dargestellt worden sind:

Hier liegen die optischen Achsen in zwei Ebenen, die einen Winkel von 136° einschließen, so daß die Richtungen der optischen Achsen kleiner Quarzkornbereiche in verhältnismäßig kleinen Sektoren um die Schnittpur der Ebene $\varepsilon 1$ und $\varepsilon 2$ variieren; sie unterscheiden sich z. T. deutlich von der Achsenrichtung des Hauptbereiches des untersuchten Kornes; anscheinend sind in dieser Probe ein Teil der optischen Achsen in den peripheren Bereichen oberflächenparallel eingeregelt worden.

In Fig. 20 (primäre Quarzkörner) und Fig. 21 (nicht-primäre Quarzkörner) sind die Lagepole der optischen Achsen der zentralen Bereiche und der peripheren Bereiche von 55 größeren Quarzkörnern aufgetragen worden. Trotz der — notwendigerweise — Ungleichwertigkeit der Anzahl der Messungen in den beiden Diagrammen läßt sich ableiten, daß die Achsen der peripheren Bereiche der Quarzkörner bevorzugt oberflächenparallel bzw. wenig zur Oberfläche hin orientiert sind (hohe Besetzungsdichte des Zentrums des Diagramms), während die Pole der Achsen primärer Quarzkörner augenscheinlich diese starke Konzentration um das Zentrum des Diagrammes herum vermissen lassen („quasi statistischer verteilt sind“).

³⁸ Fig. 17 ist an der yz-Ebene zu spiegeln, um die natürliche Orientierung des Gefüges zu erhalten.

5.2.2.2 Achsenverteilungsanalyse von primären und nicht-primären Quarzkörnern in den Horizonten (1—1) und (1—2)

In dem Sammeldiagramm Fig. 22 sind die eingemessenen optischen Achsen der zentralen Bereiche von 75 primären Quarzkörnern aus der Probe 122 in ein Schmidtsches Netz eingetragen worden. Es ergibt sich eine Verteilung mit einer bevorzugten Besetzung innerhalb einer etwa NW-SE verlaufenden Zone mit einem Besetzungsdichtemaximum im Zentrum des Diagrammes.

Das Sammeldiagramm Fig. 23 zeigt dagegen eine Konzentration der Pole der 75 optischen Achsen von nicht-primären Quarzkörnern um das Zentrum des Diagramms herum in einem Kegel mit $2 \times 30^\circ$ Öffnungswinkel; im Diagramm Fig. 24 ist zusätzlich die Ebene in WE-Richtung parallel zur Gesteinsoberfläche — besonders in der östlichen Hälfte — stärker besetzt.

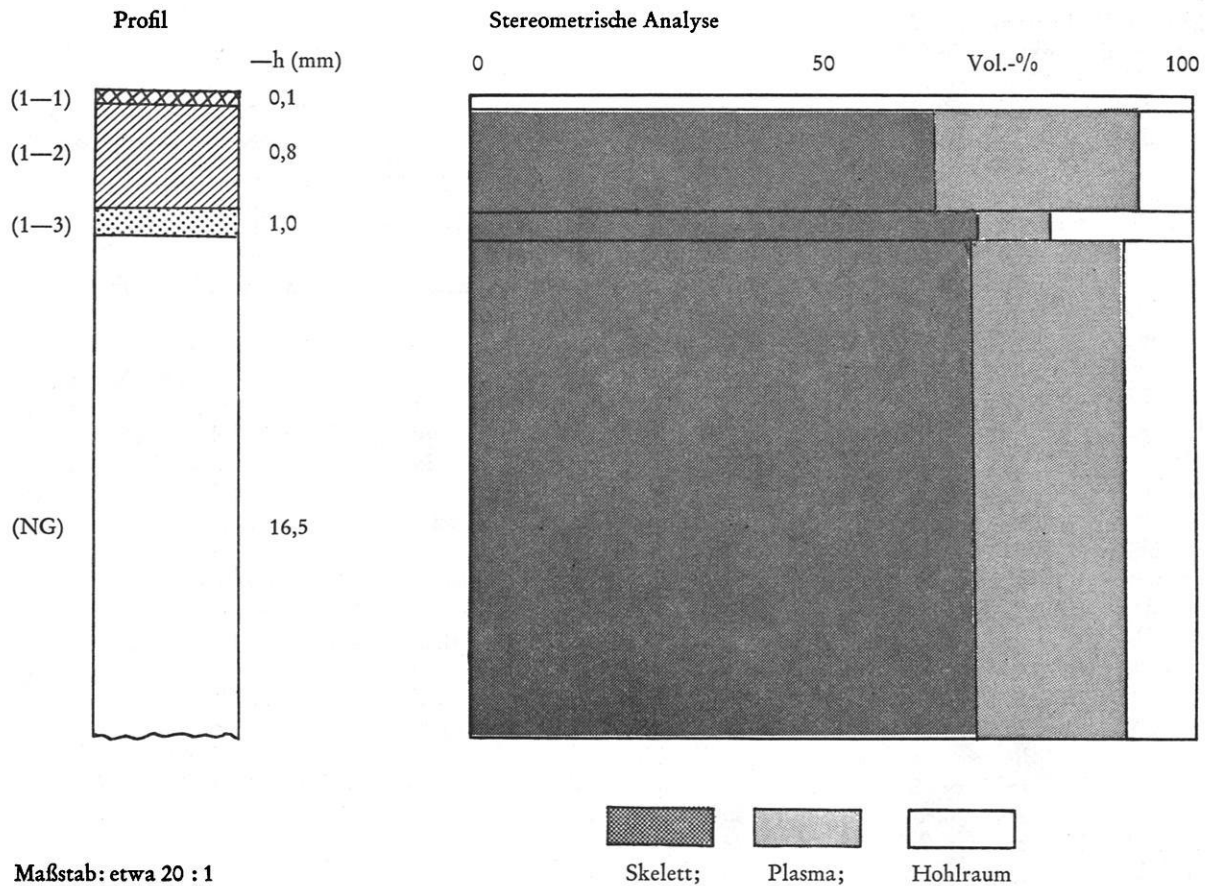
Durch Vergleich der Achsenverteilungen von primären und nicht-primären Quarzkörnern läßt sich demnach feststellen, daß eine Umorientierung der optischen Achsen in den peripheren Bereich von Quarzkörnern und den kleinen Partikeln mit $20 \dots 100 \mu\text{m } \phi$ stattgefunden hat, und zwar bevorzugt unter Drehung der optischen Achsen in eine etwa oberflächenparallele Ebene oder in Ebenen, die wenig zur Oberfläche hin geneigt sind.

5.3 Schlußbemerkungen zum mikromorphologischen Befund; Formulierung von Thesen zur Krustengenese

Es lassen sich aus dem oben dargestellten Beobachtungsmaterial — zumindest für die qualitativ und quantitativ mikromorphologisch genauer untersuchten Krusten — folgende Thesen für deren Entstehung aufstellen:

- (1) Die Horizonte der Krusten stehen untereinander in einem genetischen Zusammenhang;
- (2) Die Krusten und die darunterliegenden Ausgangsgesteine bilden eine genetische Einheit;
- (3) Die Krusten haben sich in den Oberflächen der Ausgangsgesteine durch Verwitterungsvorgänge gebildet.

Diese Thesen werden in den folgenden Kapiteln 6. und 7. so weit als möglich durch weitere Beobachtungen, theoretische Überlegungen und statistische Prüfverfahren untermauert werden.



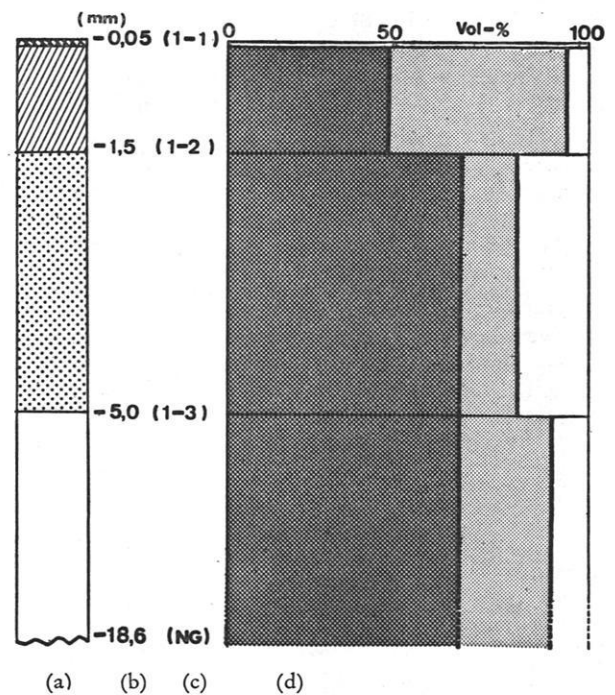
Maßstab: etwa 20 : 1

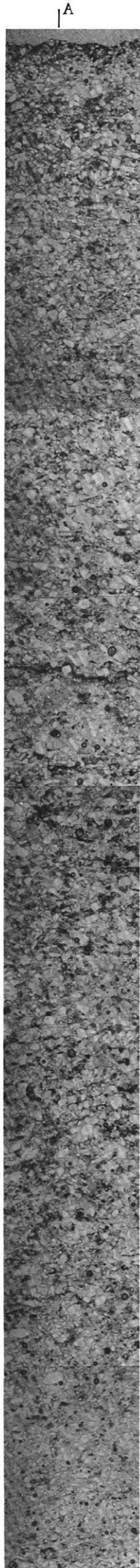
Fig. 11 Schematisches Profil und Ergebnisse der Stereometrischen Analyse der Probe 98. Krustentyp KR 1.

Fig. 12 Krustentyp KR 1; Profil aus Probe 122 aus Moya bei Aozou im Tibestigebirge (Sandstein des Paläozoikums)
 (a) Schematisches Profil, Vergrößerung etwa 10×;
 (b) Untergrenze der Horizonte unter der Gesteinsoberfläche;
 (c) Horizontbezeichnung;
 (d) Ergebnisse der stereometrischen Analyse;
 (e) Fotoprofil in etwa 47facher Vergrößerung siehe Abb. 19

Skelett,
 Plasma,
 Hohlraum;

Maßstab etwa 10 : 1.





(1-1)
 (1-2)
 (1-3)
 (2-2)
 (2-3)

(0-4)

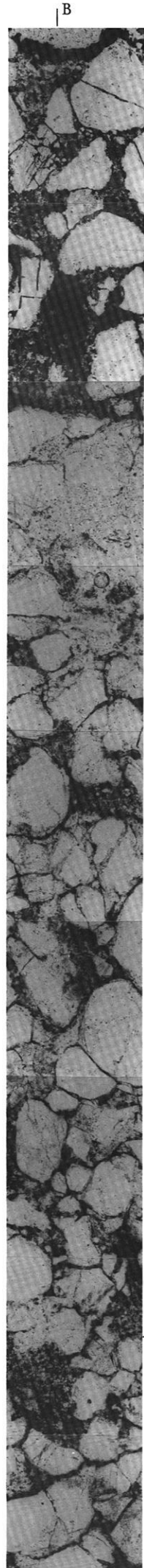
1000 μ m

(0-5)

(NG)

Abb. 20

A'



(1-1)

(1-2)

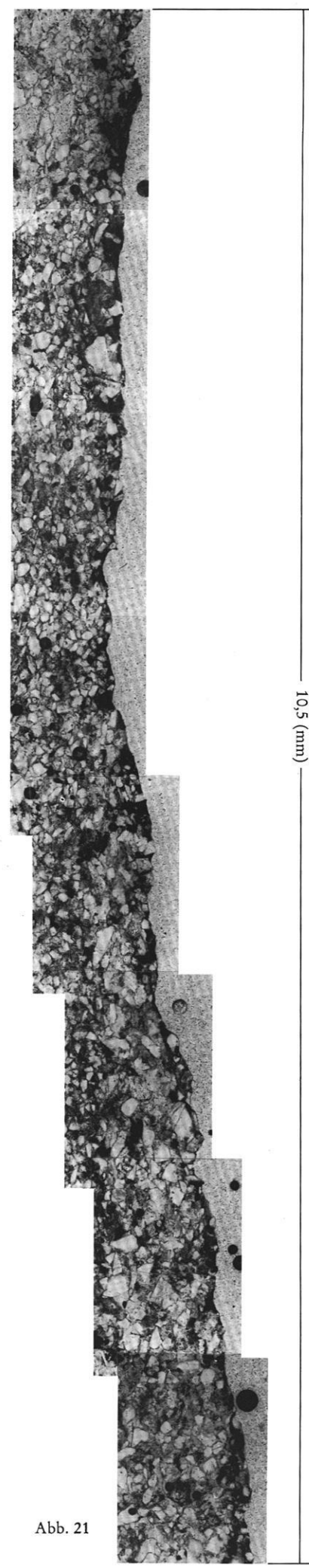
200 μ m

(1-3)

(NG)

Abb. 19

B'



10,5 (mm)

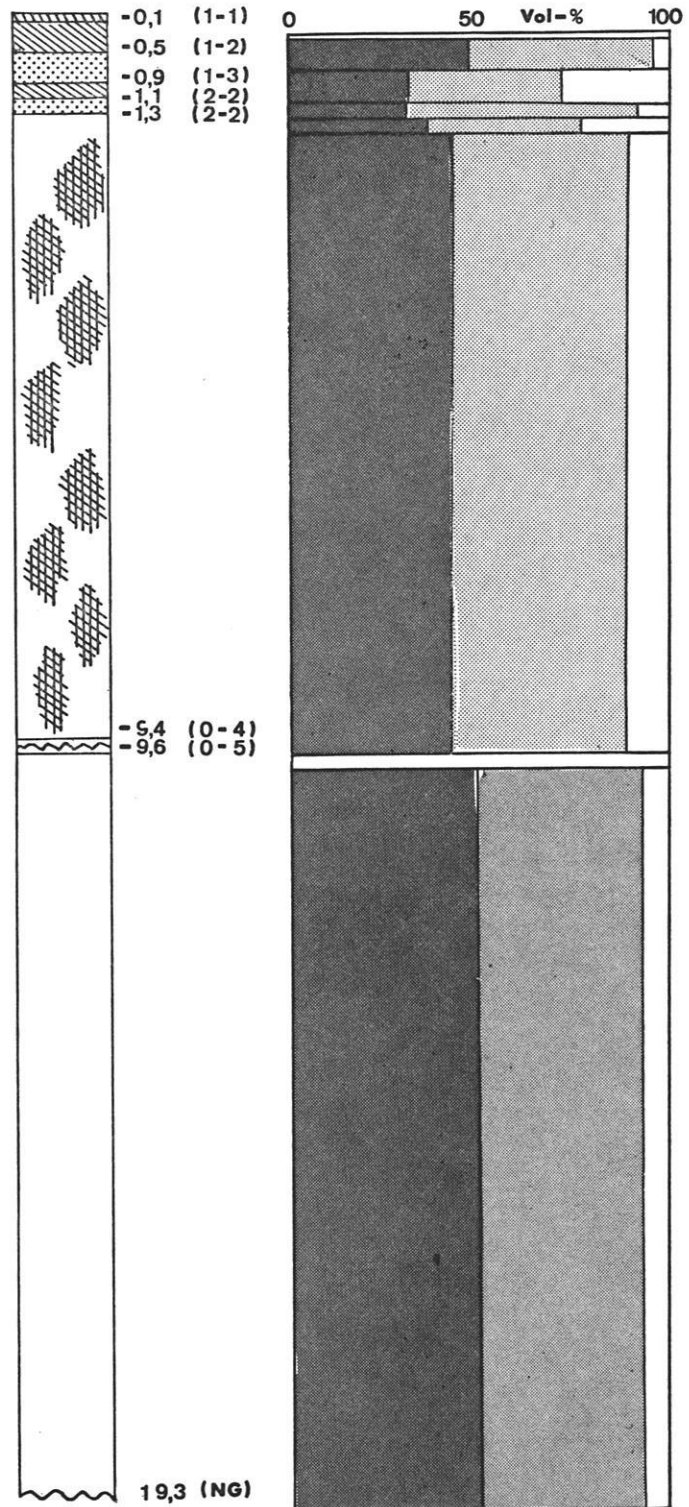
Abb. 21

Abbildung 19
Fotoprofil in etwa 47facher Vergrößerung zu Fig. 12.

(1-1)
(1-2)
(1-3)
(2-2)
(2-3)
(0-4)
(0-5)
(NG)

Abbildung 20
Mikro-Fotoprofil aus Probe 33-1 vom Sandsteinmassiv Taar am Unterlauf des E. Yébigué (Tibesti-Gebirge).
Vergrößerung etwa 15×.

Abbildung 21
Lateraler Verlauf der Horizontale (1-1) und (1-2) eines Teiles der Kruste aus Probe 33-1 vom Sandsteinmassiv Taar am Unterlauf des E. Yébigué (Tibesti-Gebirge).
Vergrößerung etwa 28×.



(a) (b) (c) (d)

Fig. 13 Krustentyp KR 2. Profil aus Probe 33-1. (a) Schematisiertes Profil; (b) Untergrenze des Horizontes unter der Gesteinsoberfläche; (c) Horizontbezeichnung; (d) Ergebnisse der stereometrischen Analyse mit:

| | |
|--|-----------|
| | Skelett, |
| | Plasma, |
| | Hohlraum. |

Vergrößerung etwa 10×.

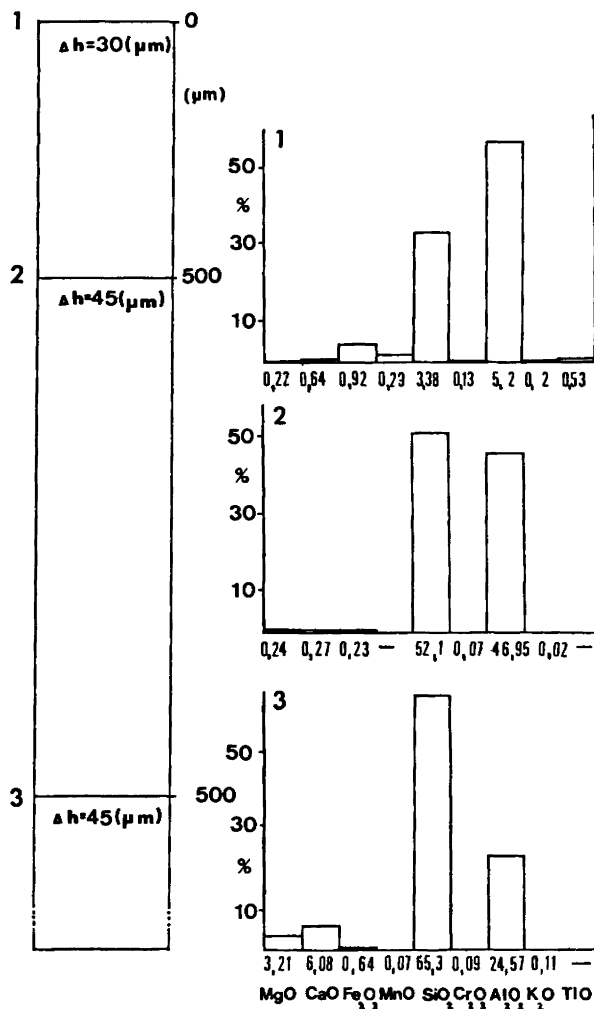


Fig. 14 Ergebnisse der mikrochemischen Analyse mit dem Elektronenstrahl-Mikroanalysator aus Probe 33-1 (vgl. Kapitel 5.1.1.3)

Δh : Höhenspanne der Analysenlinie;

— H: Tiefenlage der Analysenlinie unter der Gesteinsoberfläche

Zahlen unter den drei Diagrammen:

Prozentualer Anteil der Verbindung.

| Horizont | n | SK | K (%) | | |
|----------|----|------|-------|------|-------|
| | | | PL | HR | (K) |
| (1—1) | — | — | 90 | — | — |
| (1—2) | 11 | 63,2 | 31,2 | 5,6 | 100,0 |
| (1—3) | 11 | 54,4 | 16,9 | 28,7 | 100,0 |
| (2—2) | 6 | 57,7 | 38,7 | 3,6 | 100,0 |
| (2—3) | 6 | 61,2 | 22,1 | 16,7 | 100,0 |
| (0—4) | 2 | 50,9 | 42,5 | 6,6 | 100,0 |
| (NG) | 11 | 66,2 | 22,7 | 11,1 | 100,0 |

Tabelle 6

Zusammenfassung der Tab. 5. Mittelwerte der Volumenanteile der drei Phasen über alle stereometrisch untersuchten Horizonte.

K (%): Volumenanteil der Phasen SK (Skelett), PL (Plasma), HR (Hohlraum). n: Anzahl der untersuchten Horizonte.

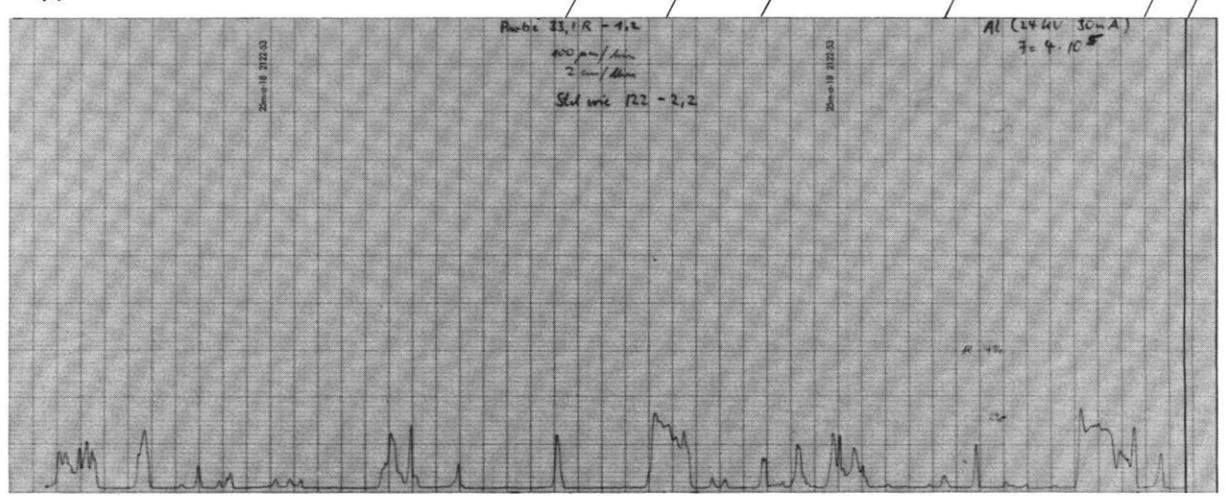
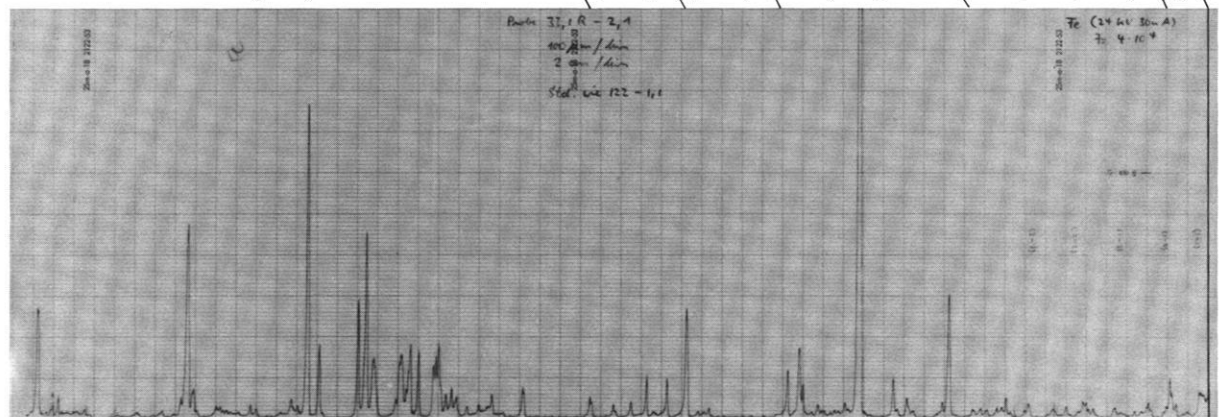
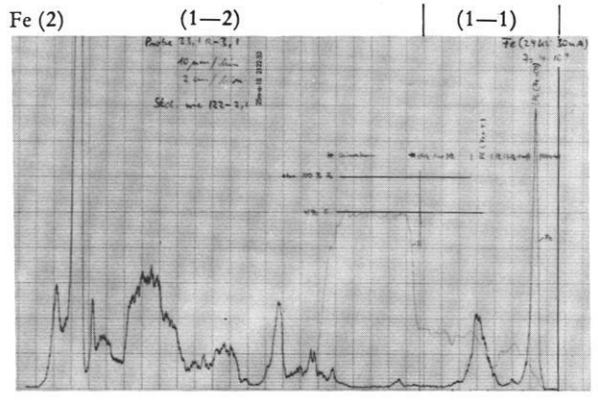
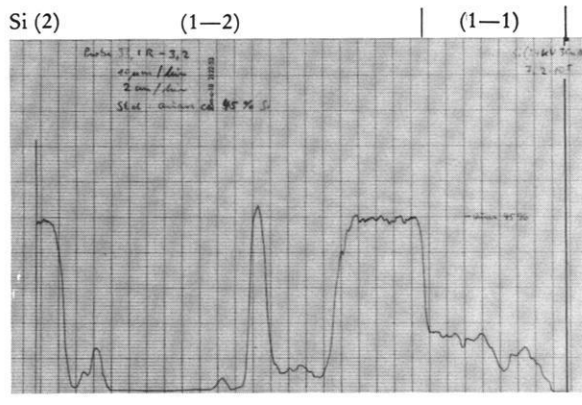


Fig. 15 „Line scans“ der K- α -Röntgenstrahlung der Elemente Al, Fe und Si aus Probe 33-1. Die Standards (Std) geben nur einen ungefähren Anhalt für den Gehalt des entsprechenden Elementes wieder.
Vergrößerung in Profilrichtung in Fig. 15 Al (1), Fe (1), Si (1) etwa 200 \times ; in Fig. 15 Fe (2) und Si (2) etwa 2000 \times .

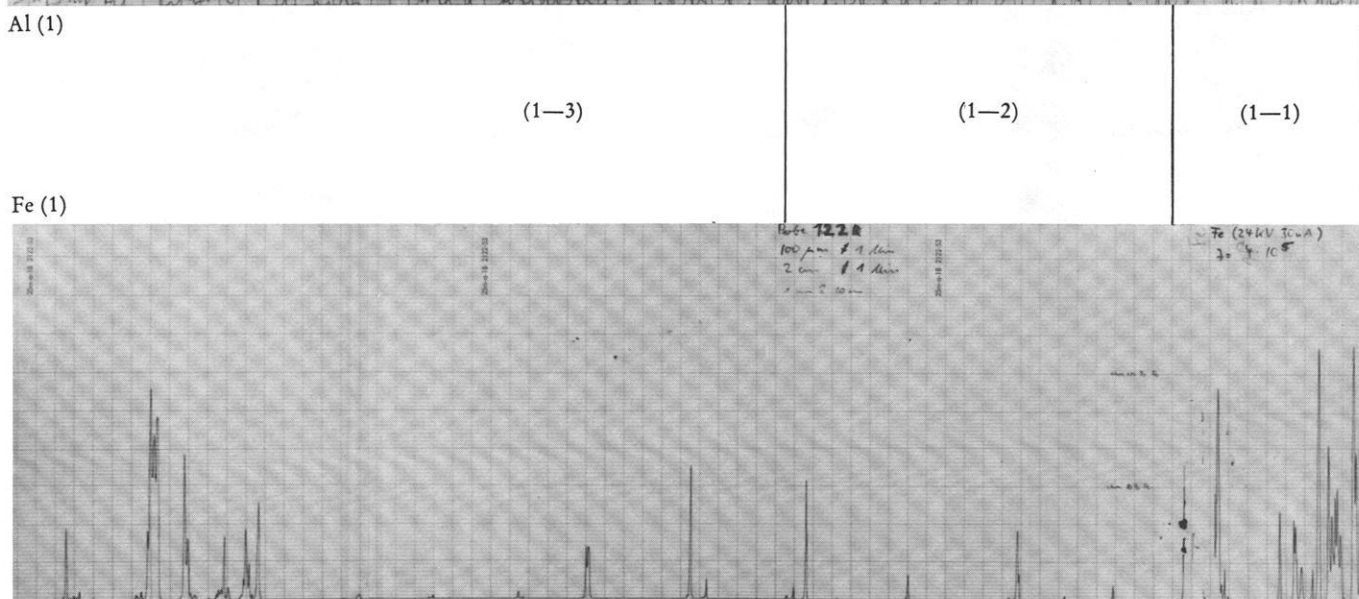
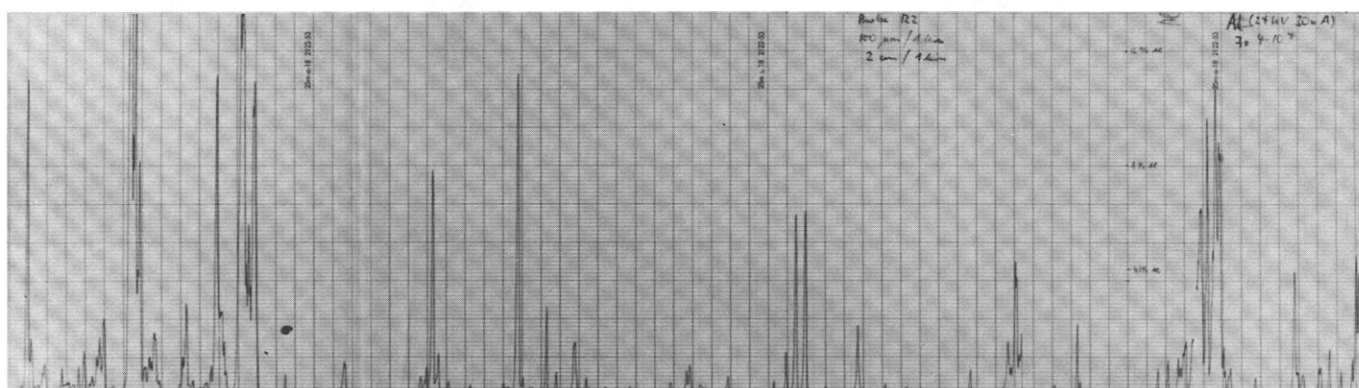
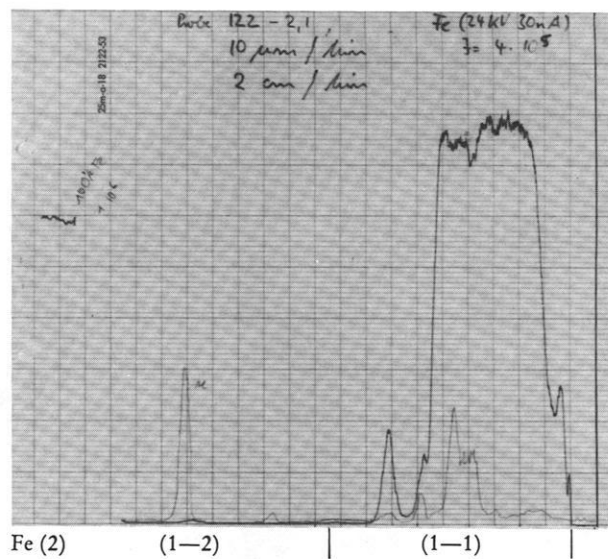
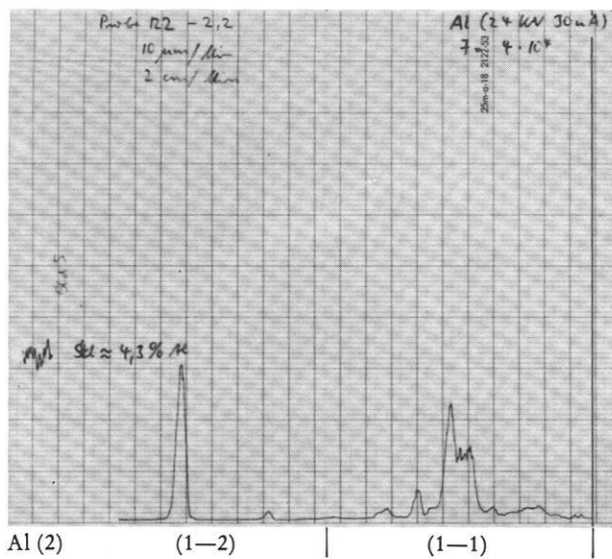


Fig. 16 „Line scans“ der K- α -Röntgenstrahlung der Elemente Al und Fe aus Probe 122. Die Standards (Std) geben nur einen ungefähren Anhalt für den Gehalt des entsprechenden Elementes wieder.

Vergrößerungen in Profiltrichtung in Fig. 16 Al (1), Fe (1) etwa 80 \times , in Fig. 16 Al (2), Fe (2) etwa 1000 \times .

Tabelle 5

| Probe | Hori- zont | Phase | Umfang | Mittel- wert | Volumen- anteil % | absol. Fehler % | relat. Fehler % | Schie- fe | Exzeß | Varianz | Stan- dard- abw. | Summe der Abw.- quadrate |
|-------|---------------|-------|--------|-----------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|--------------|-------|---------|------------------------|--------------------------------|
| 187—1 | 1—2 | SK | 16 | 16,50 | 66,0 | 1,6 | 2,4 | 0 | 0 | 3,47 | 1,86 | 52,00 |
| | 1—3 | SK | 16 | 10,31 | 41,3 | 1,7 | 4,1 | 0 | 0 | 14,63 | 3,82 | 219,44 |
| | NG | SK | 16 | 15,62 | 62,5 | 1,7 | 2,6 | 0 | 0 | 8,78 | 2,96 | 131,75 |
| | 1—2 | PL | 16 | 7,56 | 30,2 | 1,5 | 5,2 | 0 | 0 | 3,86 | 1,96 | 57,94 |
| | 1—3 | PL | 16 | 2,94 | 11,8 | 1,1 | 9,3 | 0 | 0 | 2,46 | 1,57 | 36,94 |
| | NG | PL | 16 | 5,31 | 21,2 | 1,4 | 6,5 | 0 | 0 | 5,83 | 2,41 | 87,44 |
| | 1—2 | HR | 16 | 0,94 | 3,8 | 0,6 | 17,2 | 0 | 0 | 0,99 | 0,99 | 14,94 |
| | 1—3 | HR | 16 | 11,75 | 46,9 | 1,7 | 3,6 | 0 | 0 | 16,60 | 4,07 | 249,00 |
| | NG | HR | 16 | 4,06 | 16,3 | 1,2 | 7,7 | 0 | 0 | 4,99 | 2,23 | 74,94 |
| 215 | 1—2 | SK | 16 | 16,62 | 74,5 | 1,5 | 2,0 | — | 0 | 1,98 | 1,41 | 29,75 |
| | 1—3 | SK | 16 | 18,38 | 73,5 | 1,5 | 2,0 | 0 | 0 | 10,12 | 3,18 | 151,75 |
| | NG | SK | 16 | 19,50 | 78,0 | 1,4 | 1,9 | 0 | — | 15,07 | 3,88 | 226,00 |
| | 1—2 | PL | 16 | 5,50 | 22,0 | 1,4 | 6,5 | 0 | 0 | 1,73 | 1,32 | 26,00 |
| | 1—3 | PL | 16 | 2,00 | 8,0 | 0,9 | 11,2 | 0 | 0 | 2,27 | 1,51 | 34,00 |
| | NG | PL | 16 | 2,06 | 8,3 | 0,9 | 11,1 | + | 0 | 3,93 | 1,98 | 58,94 |
| | 1—2 | HR | 16 | 0,88 | 3,5 | 0,6 | 18,3 | 0 | 0 | 0,52 | 0,72 | 7,75 |
| | 1—3 | HR | 16 | 4,62 | 18,5 | 1,3 | 7,0 | 0 | 0 | 10,12 | 3,18 | 151,75 |
| | NG | HR | 16 | 3,44 | 13,7 | 1,1 | 8,5 | 0 | — | 6,40 | 2,53 | 95,94 |
| 122 | 1—2 | SK | 16 | 11,12 | 44,5 | 1,7 | 3,8 | 0 | 0 | 14,12 | 3,76 | 211,75 |
| | 1—3 | SK | 16 | 16,12 | 64,5 | 1,6 | 2,5 | 0 | 0 | 22,25 | 4,72 | 333,75 |
| | NG | SK | 16 | 16,00 | 64,0 | 1,6 | 2,5 | 0 | 0 | 18,67 | 4,32 | 280,00 |
| | 1—2 | PL | 16 | 12,10 | 48,8 | 1,7 | 3,4 | 0 | 0 | 15,36 | 3,92 | 230,44 |
| | 1—3 | PL | 16 | 4,12 | 15,3 | 1,2 | 7,8 | 0 | 0 | 5,05 | 2,25 | 75,75 |
| | NG | PL | 16 | 6,62 | 25,2 | 1,4 | 5,8 | 0 | 0 | 10,92 | 3,30 | 163,75 |
| | 1—2 | HR | 16 | 1,68 | 6,7 | 0,9 | 11,8 | 0 | 0 | 1,43 | 1,20 | 21,48 |
| | 1—3 | HR | 16 | 4,75 | 19,7 | 1,3 | 6,9 | 0 | 0 | 11,93 | 3,45 | 179,00 |
| | NG | HR | 16 | 2,62 | 10,8 | 1,0 | 10,0 | + | 0 | 11,85 | 3,44 | 177,75 |
| 98 | 1—2 | SK | 16 | 15,94 | 63,7 | 1,6 | 2,5 | 0 | 0 | 3,53 | 1,88 | 52,94 |
| | 1—3 | SK | 16 | 17,50 | 70,0 | 1,5 | 2,2 | 0 | 0 | 3,20 | 1,79 | 48,00 |
| | NG | SK | 16 | 17,00 | 69,0 | 1,5 | 2,2 | 0 | 0 | 9,07 | 3,01 | 136,00 |
| | 1—2 | PL | 16 | 6,94 | 27,7 | 1,4 | 5,5 | 0 | 0 | 3,13 | 1,77 | 46,94 |
| | 1—3 | PL | 16 | 2,50 | 10,0 | 1,0 | 10,0 | 0 | 0 | 1,47 | 1,21 | 22,00 |
| | NG | PL | 16 | 4,31 | 21,0 | 1,4 | 6,6 | 0 | 0 | 3,30 | 1,82 | 49,44 |
| | 1—2 | HR | 16 | 2,06 | 8,6 | 1,0 | 11,0 | 0 | 0 | 1,13 | 1,06 | 16,93 |
| | 1—3 | HR | 16 | 5,00 | 20,0 | 1,7 | 6,7 | 0 | 0 | 2,00 | 1,41 | 30,00 |
| | NG | HR | 16 | 3,44 | 10,0 | 1,0 | 10,0 | 0 | 0 | 5,06 | 2,25 | 75,94 |
| 158 | 1—2 | SK | 16 | 16,88 | 70,0 | 1,5 | 2,2 | — | 0 | 6,92 | 2,63 | 103,75 |
| | 1—3 | SK | 16 | 7,19 | 28,8 | 1,5 | 5,3 | 0 | 0 | 7,23 | 2,69 | 108,44 |
| | 2—2 | SK | 16 | 20,94 | 83,8 | 1,2 | 1,5 | 0 | 0 | 3,40 | 1,84 | 50,94 |
| | 2—3 | SK | 16 | 14,81 | 59,3 | 1,7 | 2,8 | 0 | 0 | 16,02 | 4,00 | 240,44 |
| | NG | SK | 16 | 17,00 | 67,8 | 1,6 | 2,3 | 0 | 0 | 12,80 | 3,58 | 192,00 |
| | 1—2 | PL | 16 | 5,25 | 21,0 | 1,4 | 6,7 | 0 | 0 | 3,93 | 1,98 | 59,00 |
| | 1—3 | PL | 16 | 2,38 | 9,5 | 1,0 | 10,3 | 0 | 0 | 0,78 | 0,88 | 11,75 |
| | 2—2 | PL | 16 | 2,75 | 11,0 | 1,1 | 9,5 | 0 | 0 | 2,60 | 1,61 | 39,00 |
| | 2—3 | PL | 16 | 4,19 | 16,8 | 1,3 | 7,5 | 0 | 0 | 2,96 | 1,72 | 44,44 |
| | NG | PL | 16 | 3,00 | 12,8 | 1,7 | 3,4 | 0 | 0 | 2,13 | 1,06 | 32,00 |
| | 1—2 | HR | 16 | 2,25 | 9,0 | 1,0 | 10,6 | 0 | 0 | 1,00 | 1,00 | 15,00 |
| | 1—3 | HR | 16 | 14,44 | 61,7 | 1,6 | 2,6 | 0 | 0 | 7,86 | 2,80 | 117,94 |
| | 2—2 | HR | 16 | 1,31 | 5,2 | 0,8 | 6,6 | 0 | 0 | 0,99 | 0,95 | 13,44 |
| | 2—3 | HR | 16 | 6,06 | 23,9 | 1,4 | 6,0 | 0 | 0 | 11,13 | 3,34 | 166,94 |
| | NG | HR | 16 | 5,06 | 20,2 | 1,3 | 6,7 | 0 | 0 | 11,00 | 3,32 | 164,94 |
| 33—1 | 1—2 | SK | 16 | 12,06 | 48,0 | 1,7 | 3,4 | 0 | 0 | 3,31 | 1,82 | 52,94 |
| | 1—3 | SK | 16 | 8,12 | 32,5 | 1,6 | 4,9 | 0 | 0 | 6,12 | 2,47 | 91,75 |
| | 2—2 | SK | 16 | 8,06 | 32,2 | 1,6 | 5,0 | 0 | 0 | 3,80 | 1,95 | 56,94 |
| | 2—3 | SK | 16 | 9,31 | 37,3 | 1,6 | 4,4 | 0 | 0 | 9,56 | 3,09 | 143,44 |
| | 0—4 | SK | 16 | 10,62 | 42,5 | 1,7 | 4,0 | 0 | 0 | 3,18 | 1,78 | 47,75 |
| | NG | SK | 16 | 12,50 | 50,4 | 1,7 | 3,2 | — | + | 14,27 | 3,78 | 214,00 |
| | 1—2 | PL | 16 | 11,94 | 47,8 | 1,7 | 3,4 | 0 | 0 | 2,31 | 1,52 | 36,94 |
| | 1—3 | PL | 16 | 10,12 | 40,5 | 1,6 | 4,1 | 0 | 0 | 5,45 | 2,33 | 81,75 |
| | 2—2 | PL | 16 | 15,00 | 60,0 | 1,6 | 2,7 | 0 | 0 | 2,40 | 1,55 | 36,00 |

Fortsetzung Tabelle 5

| Probe | Hori- zont | Phase | Umfang | Mittel- wert | Volumen- anteil % | absol. Fehler % | relat. Fehler % | Schie- fe | Exzeß | Varianz | Stan- dard- abw. | Summe der Abw.- quadrate |
|-------|---------------|-------|--------|-----------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|--------------|-------|---------|------------------------|--------------------------------|
| | 2—3 | PL | 16 | 10,00 | 40,0 | 1,6 | 4,1 | 0 | 0 | 8,00 | 2,83 | 120,00 |
| | 0—4 | PL | 16 | 11,69 | 47,0 | 1,7 | 3,5 | 0 | 0 | 6,76 | 2,60 | 101,44 |
| | NG | PL | 16 | 10,88 | 43,1 | 1,7 | 3,8 | 0 | 0 | 11,72 | 3,42 | 175,75 |
| | 1—2 | HR | 16 | 1,00 | 4,2 | 0,7 | 16,2 | 0 | 0 | 0,88 | 0,94 | 14,00 |
| | 1—3 | HR | 16 | 6,75 | 27,0 | 1,5 | 5,6 | 0 | 0 | 3,93 | 1,98 | 59,00 |
| | 2—2 | HR | 16 | 1,94 | 7,8 | 0,9 | 11,5 | 0 | 0 | 3,66 | 1,91 | 54,94 |
| | 2—3 | HR | 16 | 5,69 | 22,7 | 1,4 | 6,3 | 0 | 0 | 1,56 | 1,25 | 23,44 |
| | 0—4 | HR | 16 | 2,69 | 10,5 | 1,0 | 10,0 | 0 | 0 | 3,43 | 1,85 | 51,44 |
| | NG | HR | 16 | 1,62 | 6,5 | 0,8 | 12,5 | 0 | 0 | 1,18 | 1,09 | 17,75 |
| 123 | 1—2 | SK | 16 | 16,94 | 67,6 | 1,5 | 2,3 | 0 | 0 | 7,66 | 2,77 | 149,94 |
| | 1—3 | SK | 16 | 17,69 | 70,6 | 1,5 | 2,2 | 0 | 0 | 2,50 | 1,58 | 37,44 |
| | 2—2 | SK | 16 | 14,12 | 56,5 | 1,7 | 2,8 | 0 | 0 | 2,78 | 1,67 | 41,75 |
| | NG | SK | 16 | 18,38 | 73,5 | 1,5 | 2,4 | 0 | 0 | 5,32 | 2,31 | 79,75 |
| | 1—2 | PL | 16 | 7,31 | 29,2 | 1,5 | 5,3 | 0 | 0 | 6,76 | 2,60 | 101,44 |
| | 1—3 | PL | 16 | 5,88 | 24,0 | 1,5 | 6,0 | 0 | 0 | 3,05 | 1,75 | 45,75 |
| | 2—2 | PL | 16 | 10,81 | 43,3 | 1,7 | 3,8 | 0 | 0 | 2,83 | 1,68 | 42,44 |
| | NG | PL | 16 | 4,44 | 17,8 | 1,3 | 7,2 | + | + | 2,66 | 1,63 | 39,94 |
| | 1—2 | HR | 16 | 0,94 | 3,2 | 0,6 | 19,0 | 0 | 0 | 1,13 | 1,06 | 16,94 |
| | 1—3 | HR | 16 | 1,34 | 5,4 | 0,8 | 14,0 | + | 0 | 1,85 | 1,36 | 27,75 |
| | 2—2 | HR | 16 | 0,62 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | ++ | ++ | 0,06 | 0,25 | 0,94 |
| | NG | HR | 16 | 2,19 | 8,7 | 1,0 | 3,6 | 0 | 0 | 1,90 | 1,38 | 28,44 |
| 125 | 1—2 | SK | 16 | 14,19 | 56,7 | 1,7 | 2,9 | 0 | 0 | 2,56 | 1,60 | 38,44 |
| | 1—3 | SK | 16 | 4,62 | 18,5 | 1,3 | 7,0 | 0 | 0 | 2,12 | 1,45 | 31,75 |
| | 2—2 | SK | 16 | 11,44 | 45,7 | 1,7 | 3,7 | 0 | 0 | 6,80 | 2,61 | 101,94 |
| | 2—3 | SK | 16 | 17,62 | 70,5 | 1,5 | 2,2 | 0 | 0 | 2,65 | 1,63 | 39,75 |
| | NG | SK | 16 | 14,88 | 59,5 | 1,7 | 2,8 | — | 0 | 13,05 | 3,61 | 195,75 |
| | 1—2 | PL | 16 | 9,38 | 37,5 | 1,6 | 4,3 | 0 | 0 | 5,18 | 2,28 | 77,75 |
| | 1—3 | PL | 16 | 4,00 | 16,0 | 1,2 | 7,6 | 0 | 0 | 1,20 | 1,10 | 18,00 |
| | 2—2 | PL | 16 | 13,50 | 54,0 | 1,7 | 3,1 | 0 | 0 | 6,93 | 2,63 | 104,00 |
| | 2—3 | PL | 16 | 2,81 | 11,2 | 1,5 | 9,5 | + | + | 4,30 | 2,07 | 64,44 |
| | NG | PL | 16 | 5,31 | 21,3 | 1,4 | 6,6 | 0 | 0 | 2,50 | 1,58 | 37,44 |
| | 1—2 | HR | 16 | 1,44 | 5,8 | 0,8 | 15,0 | 0 | 0 | 2,26 | 1,50 | 33,94 |
| | 1—3 | HR | 16 | 16,34 | 65,5 | 1,6 | 2,4 | 0 | 0 | 2,52 | 1,59 | 37,75 |
| | 2—2 | HR | 16 | 0,62 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | ++ | ++ | 0,06 | 0,25 | 0,94 |
| | 2—3 | HR | 16 | 4,56 | 18,3 | 1,3 | 7,0 | 0 | 0 | 3,06 | 1,75 | 45,94 |
| | NG | HR | 16 | 4,81 | 19,2 | 1,3 | 6,9 | 0 | 0 | 19,23 | 4,38 | 288,44 |
| 102 | 1—2 | SK | 16 | 15,69 | 62,8 | 1,6 | 2,6 | 0 | 0 | 13,30 | 3,65 | 199,44 |
| | 1—3 | SK | 16 | 14,31 | 57,2 | 1,6 | 2,8 | 0 | 0 | 7,16 | 2,68 | 107,44 |
| | 2—2 | SK | 16 | 19,00 | 76,2 | 1,4 | 1,9 | 0 | 0 | 7,07 | 2,66 | 106,00 |
| | 2—3 | SK | 16 | 16,62 | 66,5 | 1,6 | 2,4 | 0 | 0 | 5,53 | 2,36 | 83,75 |
| | NG | SK | 16 | 18,12 | 72,5 | 1,5 | 2,1 | — | 0 | 12,78 | 3,58 | 191,75 |
| | 1—2 | PL | 16 | 7,88 | 31,5 | 1,6 | 5,0 | 0 | 0 | 7,05 | 2,66 | 105,75 |
| | 1—3 | PL | 16 | 5,81 | 23,2 | 1,4 | 6,0 | 0 | 0 | 5,23 | 2,29 | 78,44 |
| | 2—2 | PL | 16 | 4,81 | 19,3 | 1,3 | 6,9 | 0 | 0 | 6,43 | 2,54 | 96,44 |
| | 2—3 | PL | 16 | 6,31 | 25,2 | 1,4 | 5,8 | 0 | 0 | 4,36 | 2,09 | 65,44 |
| | NG | PL | 16 | 4,50 | 18,0 | 1,3 | 7,0 | 0 | 0 | 3,47 | 1,86 | 52,00 |
| | 1—2 | HR | 16 | 1,44 | 5,7 | 1,0 | 10,3 | + | 0 | 4,40 | 2,10 | 65,94 |
| | 1—3 | HR | 16 | 4,88 | 19,6 | 1,3 | 6,8 | 0 | 0 | 2,38 | 1,54 | 35,75 |
| | 2—2 | HR | 16 | 1,19 | 4,5 | 0,7 | 15,4 | 0 | 0 | 1,50 | 1,22 | 22,44 |
| | 2—3 | HR | 16 | 2,06 | 8,3 | 0,9 | 11,2 | 0 | 0 | 4,06 | 2,02 | 60,94 |
| | NG | HR | 16 | 2,38 | 9,5 | 1,0 | 10,5 | + | + | 10,25 | 3,20 | 153,75 |

Tabelle 5 Tabellarische Zusammenfassung der Ergebnisse der stereometrischen Analyse und der „beschreibenden“ Statistik. Erläuterungen zur Tabelle siehe Text, Kapitel 5.2.1.1.

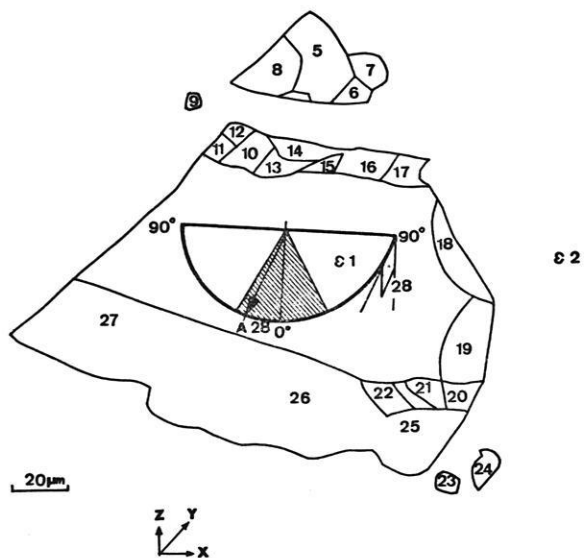


Fig. 17 Meßfeld für eine Achsenverteilungsanalyse in Probe 122 (1—1) und (1—2). Ebene $\epsilon 1 \perp$ Ebene $\epsilon 2$; Ebene $\epsilon 2$ ist die Ebene des Dünnschliffes; demnach ist die Ebene $\epsilon 1$ oberflächenparallel; $\epsilon 1 \parallel xy$ -Ebene; A28 Achse des Quarzkornbereiches 28; schraffiert: Gebiet mit den restlichen Bereichen des Kornes 28 (vgl. Abb. 23).

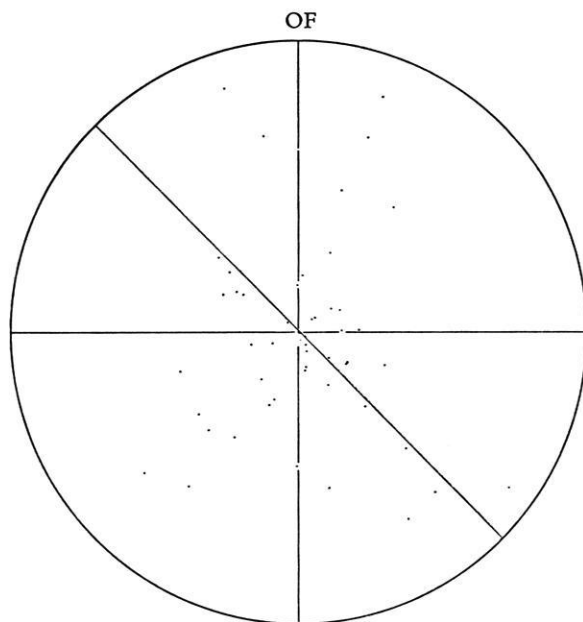


Fig. 20 Achsenverteilung primärer Quarzkörner in Probe 33—1 (1—2). OF: Oberfläche der Probe. 55 Messungen. Schmidtsches Netz (untere Lagenkugel).

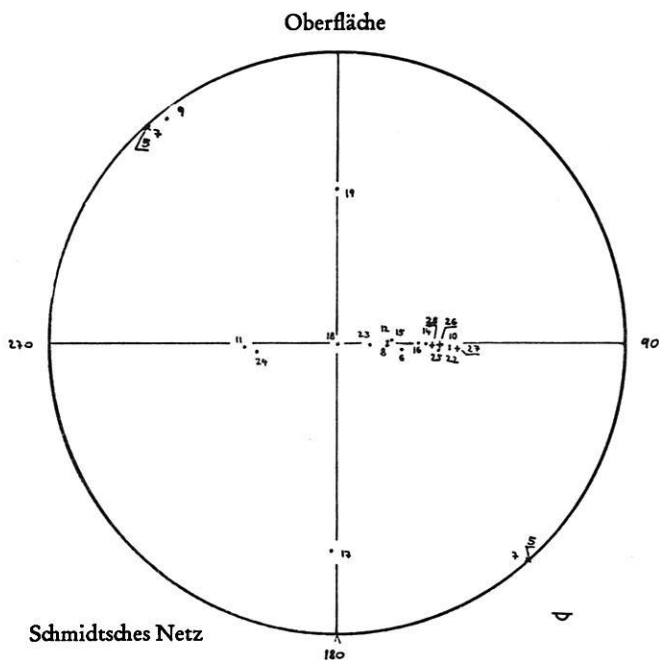


Fig. 18 Achsenverteilung im in Fig. 17 wiedergegebenen Meßfeld (Probe 122 (1—1), (1—2)). Durchstoßpunkte der optischen Achsen der nummerierten Quarzkornbereiche durch die untere Lagenkugel des Schmidtschen Netzes: + = großer Bereich, · = kleiner Bereich angenähert gleicher optischer Orientierung.

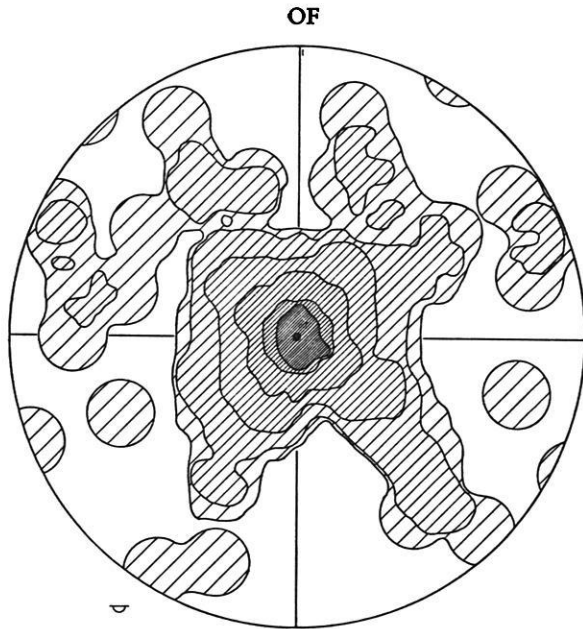
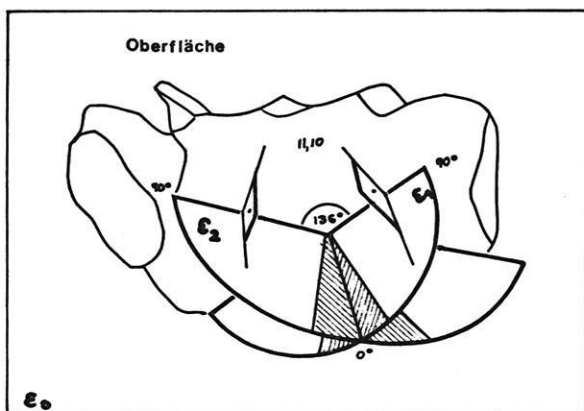
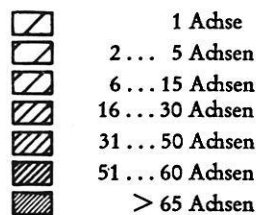


Fig. 21 Achsenverteilungsdichte nicht-primärer Quarzkörner in Probe 33—1 (1—2); derselbe Meßbereich wie Fig. 20. OF: Oberfläche der Probe.



207 Messungen. Schmidtsches Netz.

Fig. 19 Achsenverteilung des zentralen und der peripheren Bereiche eines Quarzkornes der Probe 33—1 (1—2). $\epsilon 2, \epsilon 1 \perp \epsilon 0$. $\epsilon 1$: Ebene der optischen Achsen des zentralen Bereiches des Quarzkornes 11,10 (7 Messungen). $\epsilon 2$: Ebene der optischen Achsen von 9 peripheren Teilbereichen von 11,10; $\epsilon 0$: Ebene des Dünnschliffes, senkrecht zur Oberfläche. Vergrößerung etwa 500 \times .

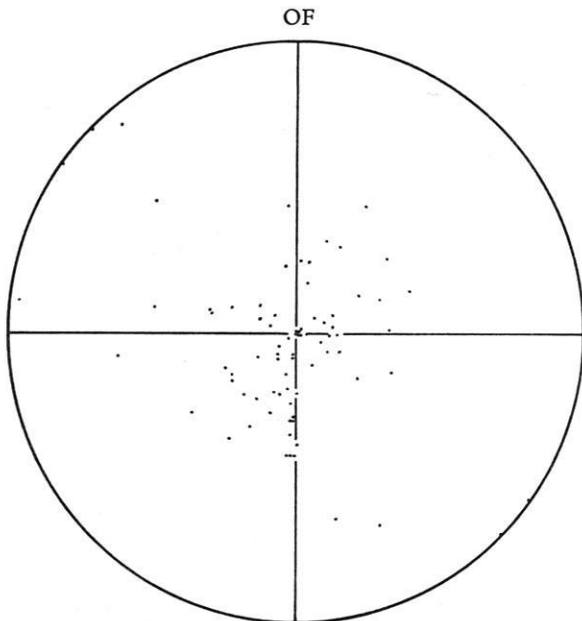


Fig. 22 75 Messungen.

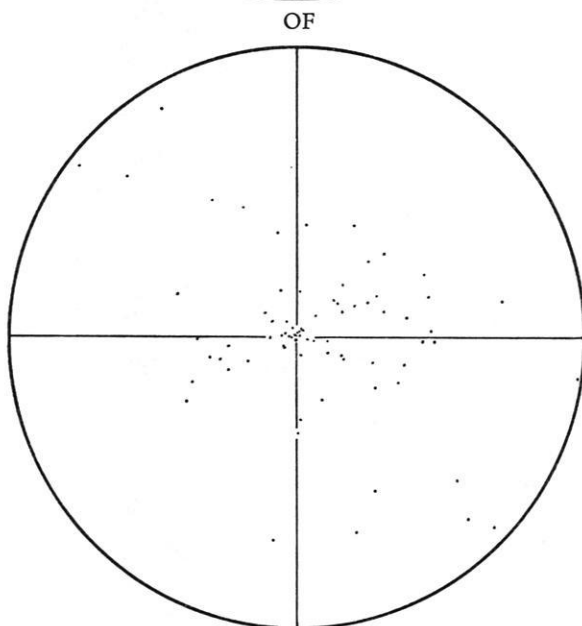


Fig. 23 75 Messungen.

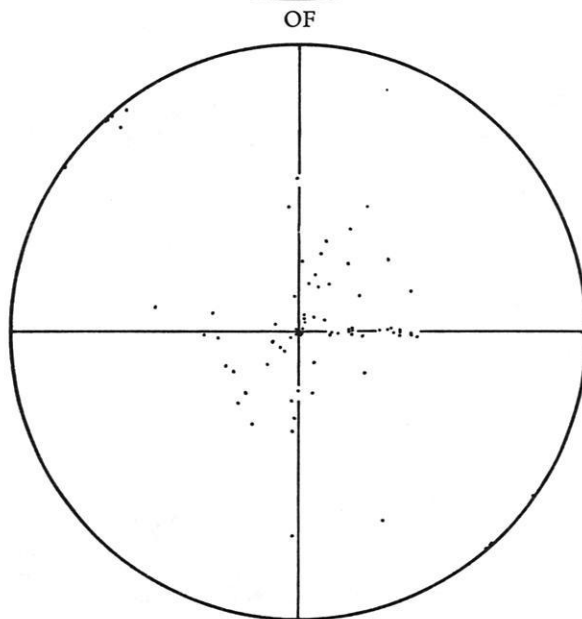


Fig. 24 75 Messungen.

Fig. 22 bis 24 Verteilung der optischen Achsen primärer (Abb. 22) und nicht-primärer (Abb. 23 und 24) Quarzkörner in Probe 122 (1—1) und (1—2). Alle drei Abb.: Schmidtsches Netz, untere Lagenkugel. OF: Gesteinsoberfläche.

6. Ein Modell der Krustenbildung

Der Metabolismus der Krusten läuft in einem thermodynamisch offenen System ab, das aus folgenden Teilsystemen aufgebaut ist:

1. „Stabile Komponenten“, bestehend aus dem Skelett und Teilen des Plasmas, praktisch invariabel und statistisch im Aufschluß verteilt;
2. „Instabile Komponenten“, bestehend aus dem überwiegenden Teil des Plasmas und solchen Teilen des Skeletts, die durch Verwitterungsvorgänge mobilisiert und lokal angereichert bzw. abgeführt werden können.

Auf Grund des in Kap. 2.2.2 dargelegten mutmaßlichen Energieflusses in dem in diesem Zusammenhang interessierenden Ausschnitt aus der Geosphäre können diesen beiden Teilsystemen des Systems Kruste im Grenzbereich Gestein/Luft von „außen“ her, d. h. aus der Lufthülle und aus dem (unverwitterten) Gestein heraus:

- Energie,
- Wasser,
- anorganische und organische Verbindungen zu- bzw. daraus abgeführt werden, je nach Betrag und Richtung des Energievektors und nach Art und Menge der zur Mobilisation verfügbaren Substanzen (vgl. FRANZLE, 1973). Deshalb ist es evident, daß bei der Untersuchung des Systems Kruste neben dem petrographischen Aufbau gleichzeitig der Ablauf des Grenzflächenklimas — einschließlich der davon beeinflussten Gesteinszone — und das unverwitterte Gestein als Wärme- oder Wasserreservoir berücksichtigt werden muß.

Im folgenden Kapitel wird der Versuch unternommen, ein formalisiertes Modell der Krustengenese zu entwickeln; dazu ist es notwendig, den eigentlichen Verwitterungsvorgang (z. B. Freisetzung verschiedener Ionen wie Al, Fe, Si usw.) in einem durch die Ergebnisse der stereometrischen Analyse gesicherten petrographischen und einem aus wenigen Meßdaten abgeleiteten Grenzflächenklimatischen „Normalmilieu“ zu betrachten.

6.1 „Normalmilieu“

6.1.1 Petrographische Situation

6.1.1.1 Quantitative Verteilung der drei Phasen

Die mittlere prozentuale Volumenverteilung der drei Phasen in den Horizonten ist in der Tab. 6 wiedergegeben worden. Die Daten wurden durch Bildung der arithmetischen Mittel der bei der stereometrischen Analyse ermittelten Parameter gewonnen (siehe Kap. 4.1.3 und Kap. 5.2.1).

6.1.1.2 Qualitative Verteilung der drei Phasen

Skelett

Korndurchmesser d_{SK} : $63 \leq d_{SK} \leq 630 \mu\text{m}$,
d. h. Mittelsandfraktion;

Kornform: Subangular/subrounded im Verhältnis 40/60 % (best. nach MÜLLER, 1964, S. 108);

Farbe: Überwiegend farblos, selten leicht rötlich;

Mineralogische Zusammensetzung: Quarz, Feldspäte und Schwerminerale in folgender prozentualer Ver-

teilung 90, 7, 3, d. h. meistens Quarzsandstein mit wenigen Feldspäten und praktisch keinen Gesteinsbruchstücken; bei den Schwermineralen handelt es sich überwiegend um Zirkone und Rutile.

Plasma

Der Durchmesser d_{PL} der „plasma concentrations“ (BREWER, 1974) schwankt zwischen $10 \leq d_{PL} \leq 500 \mu\text{m}$, wobei ein Modaldurchmesser von $40 \mu\text{m}$ festzustellen ist.

Alle Formvarianten zwischen unscharf begrenzten regellos gestalteten und scharf umrissenen geometrischen Körpern (resp. deren Schnittfiguren im Dünnschliff³⁹) kommen vor, letztere sind ziemlich selten gegenüber den nichtgeometrisch geformten Plasmaaggregaten.

Farbe: Sie ist unabhängig von der Plasmaart (s. u.)⁴⁰.

Zusammensetzung (Plasmaart): Es sind folgende Plasmamatypen (PL) zu unterscheiden: PL_{Fe} , mit einem sehr hohen Eisenanteil (optisch opak, 5 YR 2/2); PL_{Fe+T} , bestehend aus einem Eisen-Tongemisch (optisch schwach doppelbrechend, 2,5 Y 6/8); PL_{T+Fe} , überwiegend aus Tonsubstanz bestehend (optisch doppelbrechend, 5 Y 8/8); PL_{SiO_2} , bestehend — abgesehen von Verunreinigungen — aus Kieselsäurephasen verschiedenen Kristallinitätsgrades (optisch z. T. doppelbrechend, farblos).

Subsummiert man der Einfachheit halber die Plasmamatypen PL_{Fe} und $PL_{T+(Fe)}$ unter PL_{Fe+T} , lassen sich folgende prozentuale Anteile der beiden Plasmamatypen PL_{Fe+T} / PL_{SiO_2} in den vier wichtigsten Horizonten abschätzen:

(1—1) 70 / 30 %

(1—2) 60 / 40 %

(1—3) 50 / 50 %

(NG) 50 / 50 %.

Diese Angaben stellen — das sei hier nochmals wiederholt — Modalwerte dar!

Die röntgenographischen Analysen haben ergeben, daß es sich bei der untersuchten Fraktion mit $d \leq 2 \mu\text{m}$ überwiegend um Kaolinit und Quarz handelt. Aus den Untersuchungen mit der Elmisonde folgt, daß im Plasma der Horizonte (1—1) und (1—2) überwiegend Al-, Si- und Fe-Verbindungen vorkommen, ferner — praktisch auf (1—1) beschränkt — Mn-haltige Verbindungen (vgl. Abb. 31 Mn (3)). In (1—3) liegen praktisch nur Al- und Si-Verbindungen vor (Abb. 31), während wir im Ausgangsgestein (NG) neben vorwiegend Si- und Al-Verbindungen auch solche von Erdalkalimetallen (Ca,

³⁹ Die Untersuchung orthogonal zueinander orientierter Dünnschliffe bestätigt diesen Befund.

⁴⁰ Die Farben konnten nur grob angenähert mit Hilfe der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS bestimmt werden (siehe Kap. 4.1.1.2).

Mg) und untergeordnete Fe-Verbindungen feststellen (Abb. s. o.) (vgl. Kap. 5.1.7).

H o h l r a u m

Durchmesser $d_{HR}: 0 \leq d_{HR} \leq 200 \dots (500) \mu\text{m}$,
500 μm nur im Horizont (1—3)

Form: Überwiegend Zwischenkornhohlräume (BECKMANN und GEYGER, 1967).

6.1.2 Grenzflächenklimatisches Modell

Die grenzflächenklimatische Situation⁴¹ dürfte folgendermaßen aussehen (vgl. Kap. 2.2.2):

1. Fall: Langsame Abkühlung der Gesteinsoberflächen bei sinkender Sonne bzw. nachts bedeutet (Fig. 5 [1]):
 1. Ein Temperaturgefälle im Gefüge von innen nach außen, dessen Gradient sich mit zunehmender Abkühlung der Gesteinsoberfläche abflacht, aber nie gegen 0 konvergiert, da der Gesteinskörper als hinreichend großes Wärmereservoir betrachtet werden kann (Energiefluß: Gestein → Luft);
 2. sofern kein großklimatischer Luftmassenaustausch stattfindet — eine Zunahme der relativen Feuchtigkeit der Luft, so daß wie BAKKER et al. (1970) gezeigt haben, die im Gesteinsgefüge vorhandenen Tonminerale in die Lage versetzt werden, Wasserdampf aus der Atmosphäre aufzunehmen⁴².
2. Fall: Die rasche Erwärmung der Gesteinsoberfläche⁴³ bedingt (Fig. 5 [2]):
 3. die Ausbildung eines Temperaturgefälles von außen nach innen (Energiefluß Luft → Gestein).
 4. Eine rasche Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit über der Gesteinsoberfläche, während die oberflächennahen Gesteinsbereiche durchaus Dezenzenzwasser (BAKKER et al., 1970) aufgenommen haben können.

Das hier vorgetragene Modell ist — abgesehen von den nur bedingt vergleichbaren Messungen von HECKENDORFF (1970) (siehe Kap. 2.2.2, Fig. 4) hypothetisch. Eine quantitative Beschreibung der Wasserbewegung im Gefüge, wie sie z. B. HILLEL (1971) angibt, muß unterbleiben, da keine Meßdaten (mangels geeigneter Apparaturen während der Geländeaufenthalte) zur Verfügung standen.

6.2 Chemisch-physikalisches Reaktionsfeld (Verwitterungsvorgang im engeren Sinne)

6.2.1 Wasserstoffionenkonzentration, Kieselsäurefreisetzung

Die Lösungsmöglichkeit der Kieselsäure ist neben der Zufuhr von Wasser und Wärme besonders abhängig

⁴¹ Zur Charakterisierung werden zwei Extremfälle vorgestellt.

⁴² Zeitweilig liegt ein Bereich niedrigerer Temperaturen zwischen der Gesteinsoberfläche und dem Wärmeverratsgefäß Gesteinskörper (Inversion) (siehe Fig. 5 [3]).

⁴³ Das kurzzeitige Vorausschlagen der Erwärmung der dunklen Gesteinsoberflächen vor der des Luftkörpers bedeutet möglicherweise für die Tonminerale eine zweite kurzzeitige Möglichkeit, Wasserdampf aus der Atmosphäre aufzunehmen.

vom pH-Wert und vom Zustand der Oberflächen der in Frage kommenden Quarzkörper.

Die Wasserstoffionenkonzentration einiger Proben beträgt beispielsweise:

| Probe | —mm ⁴⁴ | pH |
|-------|-------------------|-----|
| 33—1 | 0 ... 1 | 6,7 |
| | 8 ... 16 | 7,1 |
| | 13 ... 20 | 7,0 |
| | 32 ... 40 | 7,5 |
| 98 | 0 ... 2 | 5,6 |
| | 1,7 ... 2,4 | 5,8 |
| 102 | 0 ... 2 | 7,0 |
| | 3 ... 3,5 | 5,8 |

Der pH-Wert des aqua dest. betrug 5,1 (die Bestimmung der Wasserstoffionenkonzentration erfolgte nach MILLOT, 1964, p. 386).

So wie in den Proben 33—1 und 98 ist im allgemeinen eine Abnahme der Azidität mit Entfernung von der Gesteinsoberfläche bemerkbar (diese entspricht auch der Ca-Ionen-Zunahme nach unten hin (vgl. Kap. 5.1.8), ebenso eine Zunahme der Basizität der Proben gegenüber dem aqua dest., worin die Proben geschüttelt worden sind. KALLENBACH (1972) hat in den ebenfalls fast nur Kaolinit (in der Tonfraktion) führenden Messak sandsteinen des westlichen Mourzuk-Beckenrahmens pH-Werte im schwach basischen Bereich festgestellt⁴⁵. Alle diese pauschalen pH-Messungen können nur qualitativ im Sinne einer pH-Wertänderung mit der Entfernung von der Gesteinsoberfläche gewertet werden; denn wegen der speziellen grenzflächenklimatischen Verhältnisse in den untersuchten gesteinsoberflächennahen Bereichen müssen lokale Grenzflächen-pHs angenommen werden, deren Größe und Einfluß auf die in den untersuchten Systemen vorliegenden gesättigten bis übersättigten Lösungen (Folge der ungünstigen grenzflächenklimatischen Prozeßabläufe) meines Wissens nicht geklärt sind.

In wie weit pauschale Wasserstoffionenkonzentrationen und Redoxpotentiale eine so große Rolle spielen, wie sie z. B. für Kieselsäure von KRAUSKOPF (1959) dargestellt worden ist, wird seit einiger Zeit zunehmend bezweifelt: So weist z. B. MILLOT (1964, p. 390) darauf hin, daß die pH-Bedingungen nur ein Aspekt — neben dem Gehalt an Alkali- und Erdalkalitionen, dem Gehalt an Kieselsäure und Aluminium usw. — bei der Betrachtung der Dynamik von Lösungen in natürlichen Systemen sein können.

Nach VALETON (1967) kommt Kieselsäure im wäßrigen Milieu vor in:

1. polymerer Form als kolloidale Kieselsäure;
2. molekular-disperser Form als $\text{Si}(\text{OH})_4$;
3. ionarer Form

⁴⁴ Entnahmetiefe der Substanz unter der Gesteinsoberfläche.

⁴⁵ Die Messung erfolgte nach der Methode NORDMEYER (1959).

Die Kieselsäurelöslichkeit ist in untersättigter wäßriger Lösung abhängig von:

- pH;
- Temperatur;
- Begleitonen;
- Konzentration der Lösung;
- Bindungsart.

WEY und SIEFERT (1961) weisen darauf hin, daß die Löslichkeit von amorpher Kieselsäure nach 30 Tagen um den Faktor ≈ 100 größer ist als die im Kristallgitter von H-Kaolinit gebundene; ferner ist die Löslichkeit der Kieselsäure stark von ihrem internen Kristallinitätszustand abhängig.

6.2.1.1 Kieselsäurefreisetzung aus Quarz

Quarz (SiO_2 -krist.) kann bei der Verwitterung eines nur quarzhaltigen Gefüges einen Teil seiner Si-Ionen als monomere Orthokieselsäure H_4SiO_4 oder $(\text{Si}[\text{OH}]_4)$ bzw. Orthodikeselsäure $\text{H}_6\text{Si}_2\text{O}_7$ mit der niedrigen Dissoziationskonstante $K_1 = 10^{-10} \dots 10^{-12}$, die daher unter pH 7 kaum dissoziiert ist, nach folgender Reaktionsgleichung:

$(\text{SiO}_2)_n + 2n\text{H}_2\text{O} = n\text{H}_4\text{SiO}_4$ mit der Löslichkeit 1,4 . . . 3,3 mgSi/l (25°C) (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1970) freisetzen. Niedermolare Kieselsäure ist nur in starker Verdünnung (10 . . . 100 mg/l) in Lösung beständig (VAN LIER, OVERBECK und DE BRUIN, 1960)⁴⁶; die Löslichkeit von Si ist im Bereich $2 \leq \text{pH} \leq 8$ nur temperatur- und druckabhängig (KRAUSKOPF, 1959). Die Mono- (= Ortho-) Kieselsäure geht unter Wasserabspaltung und Sauerstoffbrückenbildung in die Orthodikeselsäure und weiter in höhere Polysäuren durch weitere Kondensation (HOFMANN-RÜDORFF, 1963) besonders im Bereich $5 \leq \text{pH} \leq 7$, z. B. durch Anlagerung an Quarzkristalle, die im allgemeinen bereits von polymerer Kieselsäure überzogen sind, über.

Lokal, z. B. zwischen zwei benachbarten Quarzkörnern kann dieser reine Kieselsäurebildungsvorgang durchaus ablaufen. Mit zunehmender Fremdionenkonzentration (z. B. Al^{3+}) sinkt die Kieselsäurelöslichkeit; HARDER (1965) weist auf folgende Abhängigkeiten der Kieselsäure-Adsorption an Aluminiumhydroxide hin:

- Lösungskonzentration (je höher, desto stärker);
- Alterungs- und Kristallisationszustand der Aluminiumhydroxide (mit zunehmendem Ordnungszustand der Aluminiumhydroxide nimmt deren Kieselsäureadsorptionsgrad zu);
- Temperatur (je höher, desto geringer!);
- Salze wie z. B. NaCl verstärken die Kieselsäureadsorption an Aluminiumhydroxide (OKAMOTO et al., 1957, KNAUST, 1930).

Die in der bodenkundlichen Literatur so stark betonten Zusammenhänge zwischen SiO_2 -Löslichkeit einerseits und pH- und Eh-Wert andererseits scheint nur für reine Systeme in dieser Schärfe der Aussage zu gelten; denn nach HEM (1960) wirken bei gleichen pH- und Eh-Bedingungen bei der SiO_2 -Lösung anwesende

— Ca-Ionen fällend und

— Na-Ionen lösungsfördernd.

Grenzflächen-pH-Wertschwankungen treten durch Oxidationsvorgänge ein: Z. B. pH-Erniedrigung bei der Oxidation von $\text{Fe}(\text{OH})_2$ zu Eisenoxid (MAASSEN, frdl. mündl. Mitt. von 1973).

MILLOT (1964) weist darauf hin, daß die Annahme falsch sei, daß das Löslichkeitsmaximum der Kieselsäure im alkalischen Bereich liege; denn im Bereich der in der Natur vorkommenden Wasserstoffionenkonzentrationen ist die Löslichkeit der Kieselsäure konstant. Es handelt sich vielmehr um die Konzentration der SiO_2 -Lösung, die das geochemische Verhalten des Lösungsvorganges steuert (siehe Kap. 6.3).

6.2.1.2 Kieselsäurefreisetzung

aus der Tonmineralsubstanz

Auf die Löslichkeit von Kieselsäure aus der Tonmineralsubstanz — die in unserem Fall vorwiegend aus Kaolinit besteht — ist in Kapitel 6.2.1.1 bereits hingewiesen worden..

6.2.1.3 Kieselsäurefreisetzung

aus sonstigen Mineralen (besonders Feldspate)

VALETON (1967) weist auf die Untersuchungen von CORRENS und v. ENGELHARDT (1938) und WOLLAST (1961) hin, wonach bei der Feldspatverwitterung das Element mit dem kleinsten Löslichkeitsprodukt (amorphes Aluminiumhydroxid) eine Hüllschicht um die Feldspatteilchen bildet, während gleichzeitig Kieselsäure abgeführt wird. Solche Umhüllungen von Feldspaten konnten bei der Untersuchung vereinzelt festgestellt werden, die diese Umhüllungen konstituierenden Verbindungen waren lichtoptisch nicht analysierbar.

6.2.2 Aluminium-Freisetzung

durch Verwitterung der Tonsubstanz

Die Tonminerale der untersuchten Proben sind überwiegend trikliner Kaolinite: $\text{Al}_4(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}$, aber auch Montmorillonite und Illite, die überwiegend durch das Plasma (respektive dem primären Bindemittel des Ausgangsgesteins) in das System (Kruste auf Gestein) eingebracht werden. Ein nur geringer Teil kann durch Verwitterung von Feldspaten (siehe Kap. 6.2.1.3) oder durch echte Kaolinit-, Montmorillonit- oder Illit-Neubildungen (HARDER, 1967, 1969) entstehen. Bei intensiver Verwitterung (hohe Temperatur und hohe Feuchtigkeit — was in dem vorliegenden System durchaus als Folge grenzflächenklimatischer Abläufe vorkommen kann — [siehe Kap. 6.1.2]) kommt es nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1970) bei rascher Desilifizierung zur Umwandlung von Aluminiumoxiden (höchstwahrscheinlich ein reversibler Prozeß). Dieser Prozeß läßt sich mit den oben beschriebenen überwiegend lichtoptischen Methoden nicht nachweisen, dürfte aber durchaus — ebenso wie die reine Kieselsäurebildung — lokal in den Horizonten (1—2), besonders aber (1—3), da hier der Fe-Gehalt am geringsten ist, der Al-Gehalt aber am höchsten, als „Schleife“⁴⁷

⁴⁷ Ein Kreislauf („Schleife“) besteht aus Tonmineral-Neubildung, -Auflösung, Lösungsbewegung und Tonmineralneubildung.

⁴⁶ Zitiert nach HOFMANN-RÜDORFF (1963, S. 373).

ablaufen.

Nach VALETON (1967) bestehen folgende Oxide und Oxihydrate des Aluminiums:

- amorphe Phase
- Tri-Hydrate (Gibbsit: $\alpha\text{-Al(OH)}_3$; Nordstrandit: $\beta\text{-Al(OH)}_3$; Bayerit: $\beta\text{-Al(OH)}_3$)
- Monohydrate (Boehmit: $\gamma\text{-Al O OH}$; Diaspor: $\alpha\text{-Al O OH}$)
- Oxide (Korund: $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ und zahlreiche andere Polymorphietypen).

VALETON (1967) diskutiert auch eingehend die unterschiedlichen Auffassungen zur Genese der Aluminiumminerale in der Natur.

Kaolinit-Neubildungen durch Silikatverwitterung erfolgen nach HARDER (1967, 1969) bei niedrigen pH-Werten und rascher Kieselsäure-, Alkali- und Erdalkalitionenabfuhr. Wird jedoch die Kieselsäure zu schnell abgeführt, reichern sich lediglich Al- und Fe-Oxide an.

Die Wasseranlagerungsfähigkeit der Kaolinite ist gering (BAKKER et al., 1970): Eine Probe mit vortrocknetem Kaolinit (100 %) enthält nach zwölfstündigem Aussetzen einer Temperatur von 20° C und einer relativen Luftfeuchtigkeit von 90 % in 3 mm Tiefe vier Volumen-% Wasser!; Montmorillonit unter denselben Bedingungen in derselben Tiefe aber 22 Volumen-% Wasser.

6.2.3 Eisenfreisetzung

Bei der Verwitterung der Tonsubstanz des Plasmas und der Silikate des Skeletts wird außer dem primär darin enthaltenen Eisen auch sekundäres Eisen freigesetzt.

Geringe Mengen von Eisen, aber auch andere Elemente, können bei der Korrosion von Quarzkörnern durch Freisetzung von Einschlüssen in das mobilisierbare Teilsystem gelangen.

Das System Eisen-Wasser ist — nicht zuletzt wegen der verschiedenen Wertigkeiten des Eisens — sehr viel komplexer als das System Aluminium-Wasser (vgl. SEGALLEN, 1964).

In den untersuchten Proben liegen wahrscheinlich folgende Verbindungen von Fe^{3+} vor:

1. amorphes Eisenhydroxid: Fe(OOH)_{3x}
2. Oxidhydrate: $\alpha\text{-Fe OOH}$ Goethit
 $\gamma\text{-Fe OOH}$ Lepidokrit
3. Oxide: $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ Hämatit
 $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ Maghemit,

die zum Teil lichtoptisch bestimmt werden konnten. Da mit hoher Wahrscheinlichkeit ein reduzierendes hydromorphes Milieu nicht vorliegt, sondern ein oxidierendes, ist die Bildung von Fe^{2+} -Verbindungen nicht zu erwarten, sondern Fe^{2+} wird unter Elektronenabgabe zu Fe^{3+} oxidiert (HEM und CROPPER, 1959)⁴⁸, das dann als beispielsweise Eisenhydroxid leicht in kolloidalen Zustand überführt werden kann.

6.2.4 Freisetzung von Mangan, Chrom und Titan

Wie die mikrochemische Analyse (siehe Kap. 5.1.8) von Probe 33—1 ergibt, ist das unverwitterte Gestein (Meßpunkt [3] in Fig. 14) praktisch manganfrei; d. h. wir

müssen spezielle Umstände berücksichtigen, um die Mangananreicherung im Horizont (1—1) (siehe Abb. 31 Mn (3)) zu erklären. Analoges gilt für die Titan- und Chromionen⁴⁹.

6.2.5 Freisetzung von Magnesium und Calcium

Der geringe Magnesiumgehalt stammt wahrscheinlich aus dem Montmorillonit-Anteil der Tonfraktion (siehe Fig. 14); die sich im System befindlichen Kalziumionen dürften aus den Feldspaten des Skeletts stammen.

6.3 Umlagerungsvorgang

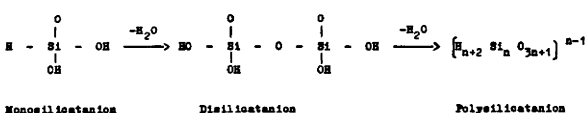
In das tonhaltige Gefüge dringt von außen her nach den Experimenten von BAKKER et al. (1970) Wasserdampf ein (Erklärung durch eine „Deszendenztheorie“ [BAKKER et al., 1970, S. 77 f., besonders 78 bezüglich Kaolinit!]), so daß er nach erfolgter Kondensation an den Oberflächen der Gefügekomponenten (Skelett und Plasma) zu Lösungsverwitterungen im Gefüge beitragen kann. Die dabei in der Lösung enthaltenen Komponenten (Kieselsäure, Fe-, Al-Oxide, -Hydroxide usw.) bilden folgende Solarten nach Überschreitung der Löslichkeit:

1. hydrophile = lyophile Sole: Besonders die Kieselsäuresole bestehen aus gequollenen, hydratisierten Teilchen⁵⁰;
2. hydrophobe = lyophobe Sole: Besonders die der Systeme Aluminium-Wasser und Eisen-Wasser, bestehend aus Solen und röntgenographisch nachweisbaren kristallinen Teilchen.

⁴⁸ Die Reaktion $\text{Fe}^{3+} + 3 \text{OH}^- \rightarrow \text{Fe(OH)}_3$ beginnt bei $\text{pH} = 2,3$ und ist vollständig ab $\text{pH} = 3,4$; während die Reaktion $\text{Fe}^{2+} + \text{OH}^- \rightarrow \text{Fe(OH)}_2$ erst bei $\text{pH} = 6,0$ beginnt und ab $\text{pH} = 7,8$ vollständig abgelaufen ist (SEGALLEN, 1964). Bei hohen pH-Werten zerfällt Fe(OH)_3 zu FeO_2 . Kieselsäure scheint nach den Untersuchungen von TRANVINHAN und HERBILLON (1966) nur geringen Einfluß auf die Mobilisation von Fe(OH)_3 zu haben.

⁴⁹ Innerhalb der Gruppe der Schwerminerale des Skeletts konnten verschiedentlich Titanite ($\text{Ca Ti [O(SiO}_4)]$) festgestellt werden, aus denen — ebenso wie aus Rutilen (TiO_2) — Titan freigesetzt werden kann. Die Chromionen dürften aus dem Schwermineral Chromit (FeCr_2O_4) stammen.

⁵⁰ Es lassen sich nach HOFMANN-RÜDORFF (1963) folgende Kondensationsreaktionen der Kieselsäure formulieren, wenn der pH-Wert sinkt und die Lösungskonzentration steigt:



Die OH-Gruppen werden durch überschüssige H_2O -Moleküle ähnlich wie Ionen umhüllt und geschützt. Die Teilchengröße der neu gebildeten Verbindungen wächst, so daß die echten Lösungen in kolloidale Lösungen (Sole) übergehen und schließlich wasserhaltiges SiO_2 -Gel abgeschieden wird.

Beide Solarten können Mischsole bilden, die sich zusammen mit mobilisierter Tonsubstanz gemeinsam im Gefüge als Subsystem bewegen. Dabei kommt es zu Umlagerungen im Plasma; dieser Vorgang läuft in folgenden zwei Phasen — entsprechend dem angenommenen grenzflächenklimatischen Verlauf — ab (vgl. die Kapitel 6.3.1 und 6.3.2).

6.3.1 1. Fall: Befeuchtung des Gefüges von oben

Mit zunehmender nächtlicher Abkühlung läuft von der Gesteinsoberfläche her eine Feuchtigkeitsfront durch das Gefüge nach innen etwa oberflächenparallel entlang dem thermischen Gefälle. Dabei werden (mit sinkender Temperatur des Gefüges in abnehmendem Maße) Lösungen der hauptsächlich im Gefüge vorliegenden Verbindungen (vgl. Kap. 6.2) gebildet. Diese Lösungen und das durch Wasseranlagerung mobilisierte Tonmaterial bewegen sich zu Orten höheren Wasserdampfgehaltes, d. h. nach oben, da hier Lösungsverdünnung⁵¹ erreicht wird. Wegen der Länge des Befeuchtungsvorganges (vgl. Kap. 6.1) wird sich — sofern eine mittlere maximale Eindringtiefe der Feuchtigkeitsfront in dem Gefüge ausgebildet wird — ein Horizont verstärkter Lösungsbildung und Lösungsabfuhr (Magerhorizont) bilden!

6.3.2 2. Fall: Eintrocknung

Durch den raschen vormittäglichen Temperaturanstieg an den Gesteinsoberflächen (siehe Kap. 6.1.2) sinkt dort der Wasserdampfgehalt rasch, und das im Gestein befindliche — zum Teil während der Nacht aufgenommene Wasser — wird sich entlang dem thermischen Gefälle nur zur Gesteinsoberfläche hin bewegen:

- Zuerst das an Mineraloberflächen adsorbierte Hydratationswasser mit der geringsten Bindungsenergie⁵² (Kapillarwasser wird bei den geringen Wassermengen, die zur Verfügung stehen, nicht erwartet);
- dann mit sinkendem Wasserdampfgehalt und einsetzender, von außen nach innen fortschreitender starker Erwärmung des Gefüges (d. h. bei großem Energiezufluß) auch das in den Tonmineralzwischen-schichten in zum Teil echten Lösungen gebundene Wasser. Dabei zeigen Sole und Tonsubstanz, ob sie in Gemengelage oder allein vorliegen, unterschiedliches Verhalten: Da die obersten Gesteinsbereiche zuerst austrocknen, erhalten sie von unten her noch eine gewisse Zeit Aszendenzwasser, bis bei weiter ansteigender Verdunstung die hydraulischen Potentialgrä-

dienten immer steiler werden und schließlich die Evaporation an der Gesteinsoberfläche abreißt (vgl. SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1970). Die Wasserdampfascendenz kommt also praktisch zum Erliegen. Gleichzeitig dürfte die Wasserstoffionen-konzentration sinken.

6.3.2.1 Verhalten des Kieselsäuresols allein

Die völlige Ausflockung des SiO_2 -Sols⁵³ zum Gel ist abhängig von der Diffusionsgeschwindigkeitsdifferenz D der Diffusionsgeschwindigkeiten $D(\text{OH})$ der OH^- -Ionen und der Diffusionsgeschwindigkeit $D(\text{SiO}_2)$ der SiO_2 -Ionen durch das Gefüge:

$D = D(\text{OH}) - D(\text{SiO}_2)$; drei Lösungen:

- a) $D = 0$: es passiert nichts;
- b) $D > 0$: es tritt völlige Fällung der Polysilikat-Anionen ein;
- c) $D < 0$: es verbleiben freie Polysilikat-Anionen im Gefüge.

Das negativ geladene Gel lagert sich in den Hohlräumen um oder an positive Ionen an; z. B. an ein Metallhydroxid-Ion oder als freies Kation an den Seitenflächen von Tonmineralen, deren Anzahl mit sinkendem pH ansteigt, wobei es bei sehr verdünnten Lösungen auch zur Tonmineralneubildung kommen kann (HARDER und MENSCHEL, 1967). Nach MILLOT (1964) ist für die Kaolinit-Neubildung ein Milieu „lessivé plus modérément“ notwendig, in dem das Lösungsverhältnis von Kieselsäure und Aluminium: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2$ besteht; beim Lösungsverhältnis $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$ (Milieu „encore moins lessivé“) entsteht Serizit und möglicherweise Montmorillonit.

Nach der Regel von SCHULZE-HARDY ist die Wahrscheinlichkeit für die flockende Wirkung auf Sole proportional zur Wertigkeit der Kationen:

Wir erwarten demnach folgende Häufigkeitsreihe bei der Anlagerung von Polysilikatanionen an folgende im Gefüge enthaltenen Kationen:

(1) Fe^{3+} , Al^{3+} ; (2) Mn^{2+}

Bei weiterem Wasserentzug kann das Siliziumdioxid-Gel zum stabilen Endglied Quarz über das zum Teil kristalline Zwischenglied Opal (bestehend aus α -Christobalit und Resten amorpher Kieselsäure) altern. Da bei diesem Alterungsvorgang eine im Mittel zur Oberfläche hin gerichtete Wasserdampfbewegung stattfindet, werden die neu gebildeten Quarzkristalle eine Orientierung der optischen Achsen zeigen (vgl. Kap. 5.2.).

⁵¹ Das im Fließgleichgewicht befindliche System Kruste ist bestrebt, die durch die Änderungen in seiner Umgebung auftretenden Energieumsetzungsraten durch eine Erhöhung der Geschwindigkeit seiner Entropiebildung — in diesem Falle durch Lösungsverdünnung — auszugleichen, um ein neues Fließgleichgewicht — mit minimaler Entropieproduktion — einzunehmen (vgl. dazu die Ausführungen FRÄNZLES, 1973).

⁵² Es handelt sich dabei nicht um die unmittelbar den Mineraloberflächen aufsitzende monomolekulare Schicht mit extrem hohen Bindungskraften.

⁵³ Das reine Siliziumdioxidsol und das Aluminiumhydroxid sind an der Oberfläche negativ aufgeladen, während die reinen Sole der Metallhydroxide (Fe^{3+} -Hydroxid, Mangan-Hydroxid) positiv geladen sind (KNAUST, 1930). HAZEL und AYRES, 1959, zitiert nach SCHELLMANN, 1959), weisen darauf hin, daß hämatitbildende Gele bei $\text{pH} < 8,6$ positiv geladen, goethitbildende Gele bei $\text{pH} > 8,6$ negativ geladen sind.

6.3.2.2 Tonverlagerung

Die Tonverlagerung besteht nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1970) aus drei Teilprozessen:

1. Dispergierung
2. Transport
3. Ablagerung.

Die Dispergierung wird durch einen Al- und Fe-Belag der Tonminerale erschwert; deren Verlagerung geht wahrscheinlich der Tonminerald dispergierung voraus. Wegen der nur geringen Fe-Beläge des Plasmas in (1—3) und (NG) (siehe Abb. 31 Fe (2)) dürften gerade in diesen Horizonten Tonverlagerungen begünstigt werden.

Die Tonverlagerung benötigt als Vehikel Wasser, das temporär, wie in Kap. 6.1.2 gezeigt worden ist, zur Verfügung steht; der Transport erfolgt nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1970) nur in Grob- und Mittelporen mit $d: 0,2 \leq d \leq 50 \mu\text{m}$, da in Feinporen mit $d < 0,2 \mu\text{m}$ die Tonpartikel den Oberflächenkräften zu stark ausgesetzt sind.

Die Ablagerung erfolgt durch Verlust des Wassers; die Tonminerale werden parallel zur Basisfläche der die Poren begrenzenden Mineralkörner oder Plasmaaggregate so angelagert, daß mikroskopisch Feinschichtungen mit Dicken im μm -Bereich erkennbar sind, deren Lagen bei gekreuzten Polarisatoren undulöse Auslöschungen (vgl. Kap. 7.) zeigen. Dieses Phänomen, das auf einer kartenhausähnlichen Anordnung der Minerale beruht, ist von FREI (1964)⁵⁴ mit dem Begriff „Thixotropie“ bezeichnet worden.

6.3.2.3 Eisenverlagerung

SCHELLMANN (1959) hat den Einfluß von Fremdionen bei der Koagulation von Gelen von $\text{Fe}(\text{OH})_3$ untersucht:

Demnach koagulierte das $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -Gel bei 20°C bei $\text{pH} = 4 \dots 5$ ohne Fremdionenanzwesenheit und bei Anwesenheit von Mg^{2+} zu Hämatit, während ebenfalls bei 20°C im basischen Milieu ($\text{pH} = 11$) $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -Gel zu Goethit ausgefällt wird, der nach MAASSEN (frdl. mündl. Mitt. von 1973) als epitaktische Aufwachsung auf Kaoliniten vorliegen dürfte; LACROIX konnte 1915 beim Tonmineral Faratsihite nachweisen, daß in dem Gitter vom Kaolinit-Typ ein geringer Teil des Aluminiums durch Fe^{3+} ersetzt worden ist (zitiert nach CAILLERE und HENIN, 1963). — Somit dürfen wir eine Entmischung der Eisenionen von anderen Ionen erwarten, wobei Eisenkomplexe durchaus auf Tonkörpern aufwachsen, bzw. mit diesen verwachsen können.

Die elektronenoptischen Untersuchungen MAASSENs (s. o.) unter genau definierten Bedingungen haben weiterhin ergeben, daß — unter natürlichen Bedingungen — mit einem Umstehen der $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -Gele zu kristallinen Phasen nur über sehr große Zeiträume hin zu rechnen ist.

⁵⁴ FREI dürfte sich dabei auf einen Artikel von HOFMANN (1952) in der Kolloidzeitschrift 125, 86, beziehen.

KHAN (1960) hat nachgewiesen, daß durch Ca^{+} -Ionen-Anwesenheit Fe_2O_3 gefällt wird und CAILLERE, HENIN und ESQUEVIN (1955) haben gezeigt, daß aus stark verdünnten Lösungen in schwach alkalischem Milieu Mg^{2+} -Ionen Eisensilikatkomplexe ausfällen lassen.

FISCHER (1973) weist darauf hin, daß die Anwesenheit von Fe^{2+} -Ionen in geringer Konzentration in einer Lösung zur ausschließlichen Kristallisation von $\text{Fe}(\text{OH})_3$ zu Goethit (optimal bei $\text{pH} = 6,5$) führt, während ohne Fe^{2+} -Ionen-Anwesenheit Goethit und Hämatit gemischt kristallisieren.

LUTZ (1938) hat bereits gezeigt, daß Fe stärker ausflockend für Fe-Sole wirkt, als H-, Ca- oder Mg-Ionen.

6.3.2.4 Verlagerung von Eisen und Ton gemeinsam

Schon 1938 hat BARBIER (zitiert nach SEGALIN, 1964) darauf hingewiesen, daß Eisenwanderung erst dann stattfinden kann, wenn der Komplex Eisen-Ton negativ geladen ist, d. h.: Der Komplex Fe-Ton darf nicht mit Eisen übersättigt sein, sondern es müssen freie Valenzen an den Tonoberflächen bestehen; auch hat er bereits gezeigt, daß z. B. Ca^{2+} -Ionen stärker die Wanderung von Eisenkomplexen hemmen als Änderungen der Wasserstoffionenkonzentration.

SEGALIN (1964) faßt eine Reihe von fremden Untersuchungen bezüglich des Teilsystems Eisen-Ton dahingehend zusammen, daß:

- Eisenhydroxide sich an Tonoberflächen (001 der Kaolinite) so anlagern können, daß die Tonminerale entlang den c-Achsen aneinandergelagert werden („structure ordonnée“, GASTUCHE, 1953);
- Die Hexagone über die Kanten miteinander durch Fe-Brücken verbunden sind: „structure désordonnée“ (GASTUCHE, 1953), wodurch ungeordnete Gebilde mit sich rasch vergrößernden Oberflächen entstehen;
- sofern überhaupt echte chemische Reaktionen zwischen Eisenhydroxiden und Tonsubstanz ablaufen, diese über Wasserstoffbrücken miteinander verbunden werden;
- in Fortsetzung des obersten Prozesses, nach Vergrößerung der spezifischen Oberfläche um 12 % durch Fe-Anlagerungen, Mikrokonkretionen aus reinen Fe-Oxiden gebildet werden.

Im sauren Milieu werden auf den Oberflächen von Kaoliniten Hydroxo- Fe^{3+} -Ionen adsorbiert (SUMNER, zitiert nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1970, S. 115).

Zur Kompensation negativer Oberflächenladungen von Tonmineralen werden, wie FLAIG, BEUTELSPACHER und SÖCHTIG (1962) für solche Gele gezeigt haben, Kationen, also z. B. Eisen- oder Aluminium-Gele adsorbiert (vgl. dazu HENDRICKS et al., 1940): (zitiert nach FLAIG, BEUTELSPACHER und SÖCHTIG, 1962), die wiederum — sofern gemischte Gele von Fe^{3+} und SiO_2 vorliegen — die Anionenadsorption bei sinkendem pH-Wert, also die Adsorption von Polysilikatanionen begünstigen (vgl. HERBILLON und TRAN-VHIN-AN, 1969).

Nach den Untersuchungen von KNAUST (1930) bewirkt gerade das negativ geladene Aluminiumhydroxid-sol, das unter anderem auch an hydratisierten Tonoberflächen vorliegt, eine Fällung des positiv geladenen Eisensols. Die ohne Fremdionen (z. B. NaCl) gefällten Gele werden — so in KNAUSTs Versuchen — nur noch zum Teil peptisiert, solche durch Fremdionen gefällten jedoch vollständig. Auch die unterschiedlich schnelle H₂O-Abgabe der Sole von Fe und SiO₂ bewirkt eine Stoffdifferenzierung: Das hydrophobe Fe-Sol koaguliert weitaus rascher als das hydrophile SiO₂-Sol, so daß zuerst das Fe-Hydroxydsol an den Tonmineraloberflächen angelagert wird, ehe darauf das SiO₂-Sol ausfällt.

In dem vermutlich schwach sauren Milieu des Systems Kruste, dessen Azidität mit der Tiefe abnimmt (Kap. 6.2.1), dürfte eine Eisenverlagerung dann stattfinden, wenn der Komplex Fe-Ton untersättigt ist: Also zur Zeit des Befeuchtungsvorganges von oben her. Während der Austrocknungsphase des Gefüges werden hydrophobe Fe-Sole geregelt und ungeregt auf Tonoberflächen angelagert; diese Beläge wiederum können die Adsorption von hydrophilen SiO₂-Solen begünstigen.

6.3.3 Alterung der Sole und Gele

Die sich fortlaufend ändernden Wassergehaltswerte bedingen Änderungen der Möglichkeiten der Lösung und Fällung von Kieselsäure, Aluminium, Eisen usw.; so steigt z. B. — wie wir aus den Untersuchungen mitteleuropäischer Podsole wissen — wegen der Änderung des Redoxpotentials die Verlagerungsfähigkeit von Mn und Fe bei sinkendem pH-Wert, während dieselbe pH-Änderung die Löslichkeit der Kieselsäure herabsetzt (siehe Kap. 6.2.1).

Tonminerale — auch neugebildete — erzeugen ein spezifisches „arideres“ Grenzflächenklima in ihrer unmittelbaren Umgebung, da sie H₂O-Komplexe binden können. Auch damit wird eine räumliche Differenzierung der hydrophoben von den hydrophilen Solen bewirkt. Ähnliches spielt sich wegen der Hydratationseigenschaft des Wassers am Skelett und am Plasma (einschließlich des neugebildeten Plasmas) ab.

Da das hydrophile SiO₂-Sol stets nach den hydrophoben Solen absinkt, wird bei der schon begonnenen Alterung des hydrophoben Sols zum Gel freiwerdendes Wasser das SiO₂-Sol zusätzlich dispergieren und somit mobilisierbarer machen, so daß dieses — entgegen dem vorherrschenden Wasserdampfgefälle — dem thermischen Gradienten folgen kann. Bei der Entwässerung des Gefüges werden die zum Teil stark hydratisierten Kristalle der Tonminerale im Spannungsfeld des Adsorptionswassers thixotropisch nach ihren Kristallachsen (die ziemlich genau den optischen Achsen entsprechen) ausgerichtet, wodurch starke Formdoppelbrechungen in Hohlräumen mit hohen Wasserspannungen entstehen (vgl. dazu FREI, 1964).

Bei der Alterung der Gele setzt schließlich Neukristallisation ein; für Kieselsäure gilt folgende Phasenfolge mit zunehmendem Kristallinitätsgrad:

amorphes Kieselgel
Opal
Chalcedon
Quarzin
Tief-Cristobalit
Quarz.

Über den kristallinen Aufbau, der zum Teil in der einschlägigen Literatur sehr unterschiedlich dargestellt wird, hat z. B. FLÖRKE (1967) berichtet.

Das Lösungsgemisch Silizium/Eisen zeigt nach den Experimenten von TRAN-VINH-AN und HERBILLON (1966) nach 60tägiger Alterung keine kristallinen Phasen, obwohl in deren Experimenten nur ein Molekularverhältnis: SiO₂/Fe₂O₃ = 1/100 vorlag; eine Entmischung von Eisen und Kieselsäure wurde nicht festgestellt! Eine Lösung aus reinem Fe₂O₃ altert nach nur 20 Tagen zu einem Gemisch von Goethit und Hämatit. Dieselben Autoren weisen auch darauf hin, daß im System Al₂O₃ + SiO₂ (selbst bei einem Molekularverhältnis ≈ 0) das neugebildete Silico-Aluminium instabil ist: Ein Teil des Al₂O₃ bildet spontan eine kristallisierte Aluminiumphase, die weiteres amorphes Aluminiumoxid anreichert; somit findet eine Entmischung zwischen Kieselsäure und Aluminium statt.

Wie auch die Untersuchungen MASSENs (vgl. Kap. 6.3.2.3) gezeigt haben, müssen wir einerseits mit langen Zeiträumen, ehe Fe(OH)₃-Gel oder SiO₂/Fe₂O₃-Mischsole (s. o.), andererseits mit kurzen Zeiträumen, ehe Fe₂O₃-Sole oder Al₂O₃/SiO₂-Mischsole zu ggf. entmischten kristallinen Phasen umstehen, rechnen.

6.3.4 Zwischenbemerkung zum Modell der Krustenentstehung

Das bisher vorgetragene Modell beschränkt sich auf:
(1) autochthones Material bei der Krustenbildung,
(2) ein anorganisches Milieu.

Demnach liegt allein eine Materialsortierung als Folge grenzflächenklimatischer Einflüsse vor; aber schon das Verteilungsmuster des Elementes Mn in den mit der Mikrosonde analysierten Proben zeigt eine praktisch auf den Horizont (1—1) beschränkte Anreicherung bestimmter Elemente (vgl. Abb. 31).

Nach den Literaturangaben (z. B. KNAUST, 1930) sollen sich zwar Mangansole ähnlich wie Eisensole verhalten, trotzdem müßte man speziell den Mangansolen eine besonders hohe Wanderungsfähigkeit zuerkennen, um eine derartig deutliche Anreicherung zu bewirken. Dasselbe gilt, wenn auch in weniger prägnanter Form, für die anderen an der Krustengese beteiligten Minerale wie Cr, Ti usw. (siehe Kap. 5.1.7, 5.1.8). Nicht von der Hand zu weisen ist eine zufällige Materialzufuhr durch Staubpartikel von außen her in das System. So hat z. B. BIEDERMANN (1962) darauf hingewiesen, daß durch gegenseitige Reibung von Quarzkörnern in Dünen Quarzmehl freigesetzt und nach äolischer Verfrachtung akkumuliert werden kann und somit möglicherweise von außen her unser System beeinflusst. Ähnliches wäre für die Elemente Al, Fe und Mn, aber auch für die anderen Elemente, durchaus denkbar.

6.3.5 Frage des organischen Einflusses auf die Krustenbildung

Verschiedentlich ist auf den Einfluß von Mikroorganismen auf die Genese von Verkrustungen hingewiesen worden (KRUMBEIN, 1968, SCHEFFER, MEYER und KALK, 1963; HÖLLERMANN, 1963; FRÄNZLE, 1971; um nur einige zu nennen). So weisen z. B. MULDER und VAN VEEN (1969) darauf hin, daß sich die Oxidation von Fe^{2+} und Mn-Salzen zu unlöslichen Salzen und Oxiden sowohl unter mikrobiologischem als auch nichtmikrobiologischem Einfluß abspielen kann. Gerade die nicht-mikrobiologische Oxidation des Mangans beginnt erst bei pH-Werten von $pH = 8 \dots 9$; da MULDER und VAN VEEN (1969) zeigen konnten, daß ausgewachsene Fungizellen (z. B. Metallogenium) bei $5 \leq pH \leq 8,5$ mit einem Optimum bei $pH = 7$ die Manganoxidation durchführen können, scheint es nicht falsch zu sein, das Vorhandensein oder -gewesensein von Mikroorganismen im Horizont (1—2) und besonders (1—1) in Betracht zu ziehen, zumal die ökologischen Verhältnisse das zulassen würden: Regelmäßige Befeuchtung⁵⁵, hoher Energiezufluß (Licht, Wärme), Nährstoffreichtum, relative Unempfindlichkeit gegen pH-Wertschwankungen⁵⁶. Denkbar wäre z. B. eine äolische Zufuhr von zuerst Eisen bevorzugenden Mikroorganismen, z. B. Leptothrix-Arten (MULDER, 1964), auf organisch angereichertem Eisen, die als „Nährboden“ für Mangan bevorzugende Fungi dienen könnten, die wiederum äolisch antransportiertes Mangan in (1—1) anreichern. Da Fe- und Mn-bevorzugende Mikroorganismen unterschiedliche ökologische Milieus bevorzugen (Redoxpotentialunterschiede!), ist eine räumliche Differenzierung in der mikrobiellen Eisen- und Manganausscheidung zu erwarten: Unmittelbar an der Gesteinsoberfläche (mit dem höchsten Redoxpotential) Mn-Anreicherungen, darunter Fe^{2+} -Anreicherungen (frdl. mündl. Mitt. von Dr. F. ECKARDT, Institut für Mikrobiologie der Uni Kiel von 1973). Somit würde ein gemischtes anorganisch/organisches Modell für die Krustengeneese vorliegen.

Die durch Mikroorganismen bedingte Bildung von Komplexen und Chelaten würde stark die Gleichgewichte im Eh/pH-Phasendiagramm des Eisens (vgl. SEGALIN, 1960, p. 15) verschieben, wie z. B. FRÄNZLE (1971) gezeigt hat. So konnte beispielsweise BERTHELIN (1971) nachweisen, daß unter mikrobiellem Einfluß aus einem verwitterten Granit („arène granitique“) aus dem C-Horizont einer sauren Braunerde aus den Vogesen folgende Mengen gelöst werden konnten (Daten aus abiologischen Verwitterungsversuchen in Klammern):

| Gesamt- | % | % |
|---------|------|---------|
| Mg | 1,5 | (0,13) |
| Ca | 5 | (0,64) |
| Mn | 20,6 | (0,89) |
| Fe | 5,3 | (0,033) |
| Al | 1,5 | (0,008) |

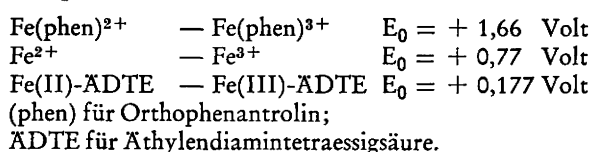
Das Ausgangsgestein enthält 23,3 % Quarz; 29,5 % Kalifeldspat; 30,7 % Plagioklase; 14,9 % sonstige Fe-Mg-Mineralien; Glühverlust (1050° C): 0,85 %.

Die Gesamtanalyse des Muttergesteins in %:

SiO_2 : 67,9; MgO : 2,38; CaO : 1,49; MnO : 0,06; Fe_2O_3 : 2,95; Al_2O_3 : 14,1; Na_2O : 2,92; K_2O : 6,2; TiO_2 : 0,59.

Gerade Eisen und Aluminium lassen — nicht zuletzt wegen ihrer hohen Löslichkeit im stark sauren und schwach alkalischen Bereich — vermuten, daß diese Elemente als Komplexe vorliegen.

SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1970, S. 170) geben die veränderten Normalpotentiale folgender Komplexe an:



Die Autoren weisen darauf hin, daß es theoretisch möglich sei, „... daß auch bei hohem Redoxpotential Mn^{2+} und Fe^{2+} bzw. bei niedrigen Potentialwerten Fe^{3+} , Mn^{3+} und auch Co^{3+} in größerer Menge vorliegen, wenn komplexbildende Stoffe zugegeben sind, die mit diesen Ionen entsprechend stabile Komplexe bilden...“. Eine ähnliche Wirkung sollen die Mikroorganismen der Böden ausüben, indem sie elektronenübertragende Enzyme ausscheiden, in deren Gegenwart Redoxreaktionen bei Potentialen ablaufen, die normalerweise eine Reaktion verhindern würden.

Ein — wenigstens zeitweilig — durch den Stoffwechsel von Organismen gesteuerter Verwitterungsvorgang würde die Anreicherung speziell der Elemente Fe und Mn in (1—1) besonders gut erklären; eindeutige Hinweise auf Reste von Mikroorganismen in den Proben konnten jedoch nicht festgestellt werden (frdl. mündl. Mitt. von Dr. F. ECKARDT vom Institut für Mikrobiologie der Universität Kiel von 1972). Außerdem wird die Mn-Anreicherung nach oben hin von einer die Kruste abschließenden Doppelcutane vom Typ DC 2, gelegentlich auch DC 1, überlagert, was auf eine noch jüngere Ausscheidung — mit gleichzeitig veränderten ökologischen Bedingungen — hinweist (vgl. Abb. 31 A, Fe (2)). Weitere Ausführungen dazu sind dem Kapitel 7. zu entnehmen.

⁵⁵ Aktuell während des Winterhalbjahres (siehe Kap. 2.2).

⁵⁶ Vgl. dazu die Bemerkungen bezüglich der gemessenen Wasserstoffionenkonzentrationen in Kap. 6.2.1.

7. Verifizierung des anorganischen Modells

7.1 Magerhorizonte

Bei ausreichender Feuchtigkeitsmenge und gut ausgeprägter mittlerer (maximaler) Eindringtiefe einer Feuchtigkeitsfront in das Gefüge hinein, bildet sich, wie im vorigen Kapitel an Hand eines Modells gezeigt wurde, der Horizont (1—3) als Magerhorizont aus (Abb. 34); hierin laufen verstärkt Lösungsvorgänge am Skelett und Plasma ab, wodurch die Hohlräume wachsen und der Porenraum weiter vergrößert wird. Somit verstärkt sich der Prozeß selbst, so lange keine Änderung (z. B. Makroklimaschwankungen) im steuernden System eintreten.

Mit jeder Periode (Befeuchtung/Austrocknung des Gefüges) wird Material aus Skelett und Plasma gelöst, (zur Oberfläche bzw. in die Hohlräume hinein bewegt, denn nur hier kann Lösungsverdünnung erfolgen) und ausgeschieden. Abb. 35 gibt ein solches Zwischenstadium in (1—3) wieder:

Man erkennt rechts den Hohlraum (verfüllt durch isotropes Kunstharz) in dem braune Flecken von PL_{Fe+T} und graue Chalcedonaggregate „schwimmen“, ebenso wie Teile des kaolinitischen Bindemittels. Dabei werden die Quarzkörner nicht nur randlich, sondern auch entlang von Haarrissen (aus der geologischen Vorgeschichte „ererbte“) korrodiert (Abb. 33 A). Aus dem Vergleich der Abb. 33 A und 33 Al läßt sich unschwer ableiten, daß anfänglich Aluminiumverbindungen in die Quarzkörner entlang von Haarrissen eindringen, daß erst nach Erreichen einer Mindestgröße der Haarrisse Eisenverbindungen (Abb. 33 Fe) nachfolgen, also erst nach verstärkter Kieselsäurelösung, die durch die Wasseranlagerungsfähigkeit von Tonmineralen verstärkt wird. Ferner ist auf denselben Abbildungen zu erkennen, daß es einen Mindestdurchmesser (d) der Haarrisse gibt, unter dem kein Tonmaterial eindringen kann. So kommt es zu der in Abb. 33 wiedergegebenen Anordnung mobilisierter Verbindungen:

Am unteren Rand der Abb. 33 A (absorbierte Elektronen)⁵⁷ erkennt man um die Skelettkomponenten herum, die einen 150 µm langen Hohlraum des Horizontes (1—2) umschließen, einen Saum unterschiedlicher Dicke, der aus Elementen höherer Ordnungszahl als Quarz besteht. Die Abb. 33 Fe und 33 Al weisen diesen Saum als Anlagerungen von überwiegend Eisen- und Aluminiumverbindungen aus (Plasma). Das dritte wesentliche, das Plasma aufbauende Material: Siliziumverbindungen ist hier nicht wiedergegeben worden, ist aber in Abb. 33 A im Plasma an Stellen anzutreffen, die grau getönt sind. Diese Stellen liegen im allgemeinen am tiefsten in den Hohlräumen, d. h. die Siliziumverbindungen (Polykieselsäuren) sind am weitesten gewandert.

Derselbe Prozeß läuft an jedem geeigneten Punkt des Gefüges ab, der zwischen Oberfläche und unterer Ein-

dringebene der Feuchtigkeitsfront liegt; nur kommt es in den Bereichen der unteren Eindringebene wegen des Entropieverhaltens von Lösungen ständig zu Materialzufuhr von unten her (bei Befeuchtung) und von oben her (bei Eintrocknung), so daß sich ein einheitlicher Magerhorizont nur ausbilden wird, wenn insgesamt der Materialtransport zur Gesteinsoberfläche hin größer ist, als die Materialzufuhr aus dem „Einzugsgebiet“ des Magerhorizontes. Streng genommen wäre nur die Bildung einer zweidimensionalen Magerebene zu erwarten, ein Magerhorizont (dreidimensional) kann sich nur ausbilden, wenn die maximale Eindringfront stetig nach oben verlagert wird; denn nur so kann durch Materialabfuhr und -einlagerung in das darüberliegende Gefüge (d. h. im Magerhorizont liegt eine negative Materialbilanz vor) dieser Horizont ausgebildet werden. Die Untergrenze des Horizontes (1—3) läßt sich demnach als eine maximale längerdauernde⁵⁸ Eindringtiefe der Feuchtigkeitsfront bezeichnen.

7.2 Anreicherungs- bzw. Konkretionshorizonte

Die in (1—3) gelösten Komponenten (Lösungen, Sole) bilden ein Plasma (im Sinne KUBIENAs), das durch äußere klimatische Einflüsse mobilisiert wird und durch gefügeeinterne Gegebenheiten (siehe Kap. 6.) — z. B. chemisch-physikalisches Verhalten des Skeletts, Plasmas und der Hohlräume — ausgeflockt, aber auch peptisiert werden kann.

Das mobilisierte Plasma bewegt sich von (1—3) nach (1—2) und (1—1) (vgl. Kap. 5.1 und Kap. 6.1.2), bzw. hat sich von (2—3) nach (2—2) bewegt. Damit konnte es zu einer relativen Anreicherung von Plasma im Intergranularraum, in den Haarrissen der Skelettkomponenten und an geeigneten Plätzen der Gesteinsoberfläche („Mulden“) durch autochthone Akkumulation kommen (Abb. 36, 37).

Abb. 30 Fe (3) und Al (2) geben die relativen Anreicherungen der Verbindungen der dargestellten Elemente wieder, wobei besonders deutlich die starken Eisenanreicherungen in (1—1) und die Aluminiumdominanz bei gleichzeitiger Siliziumarmut in (1—3) und (2—3) auffallen. In (1—2) und (2—2) sind deutlich Eisenanreicherungen in den Hohlräumen erkennbar.

Durch Vergleich der Abb. 30 Si (2) und Al (2) wird das Weiterwachsen von Quarzkörnern verdeutlicht: Alte Kornoberflächen tragen einen Überzug von Aluminiumverbindungen, der nach neuer Siliziumanlagerung im Quarzkorn konserviert wird. Abb. 38, 39, 40 zeigen eine solche Anwachsung im lichtoptischen Bild:

Etwa oberflächenparallel dokumentiert eine „Bläsenspur“ den Rand des ursprünglichen Quarzkornes, der durch sekundäre Quarzneubildung konserviert worden ist (siehe auch Abb. 39); diese Anwachsungszone wiederum wird durch ein Plasma PL_{Fe+T} überlagert, das wenige kleine Quarzaggregate einschließt. Nach außen

⁵⁷ Die Aufnahme stammt aus dem Horizont (1—2); die Hohlräume in (1—3) sind aber völlig identisch strukturiert.

⁵⁸ Die Dauer ist nicht abschätzbar!

(in den Hohlraum hinein) wird das PL_{Fe+T} durch ein PL_{SiO_2} , in dem sich vereinzelte Quarz- und Chalcedonaggregate befinden, überlagert (in Abb. 38 an der „sauberen“ Struktur erkennbar). Das hydrophile PL_{SiO_2} ist demnach an das hydrophobe PL_{Fe+T} angelagert worden.

7.2.1 Bildung von Doppelcutanen

7.2.1.1 Typ DC 1

Diese Plasmadifferenzierung (Kap. 6.2) wird auch in den lines-scans der Fig. 16, die den Verlauf der Intensitätssignale für Si und Fe sowie Al wiedergeben, entlang eines Profils vom Typ KR 2 gezeigt:

In (1—1) ist gut die Doppelcutane Typ DC 1 (vgl. Kap. 5.1) (Fig. 16 (1) und (2) am antagonistischen Verlauf der Intensitätssignale Fe und Si erkennbar⁵⁹). Die dünne Schicht aus Kieselsäureverbindungen wird oben (und unten) durch eine Fe-Cutane begrenzt (siehe Kap. 5.1.1.3). Der Eisengehalt in der Fe-Cutane ist hoch (etwa 100 bzw. 30 %); ein Siliziumgehalt von etwa 30 % (statt 47 % in Quarz) lassen stark wasserhaltige Verbindungen vermuten. Auf der Eisen-Cutane lagert ein Horizont mit hohem Mangangehalt (Abb. 31, Fe, Mn (3)), so daß auf dem tonhaltigen Plasma (1—2) eine praktisch tonfreie Cutane aufsitzt.

Diese Anordnung ist mit dem oben vorgetragenen grenzflächenklimatischen und chemischen Modell befriedigend erklärbar: Die Sole (Fe) und (Si) entmischen sich spätestens beim Übergang zur Gel-Phase (siehe Kap. 6.): Die hydrophoben Fe-Gele kristallisieren zuerst aus, setzen dabei Lösungswasser frei, das das hydrophile SiO_2 -Sol verdünnt, es somit mobiler macht. Wegen des Entropieverhaltens der Si-Sole werden die bereits kristallisierte Phasen enthaltenden Fe-Sole und -Gele zentrifugal nach außen — bevorzugt aber zur Grenzfläche zur Atmosphäre hin — bewegt, wobei zunehmend mehr Fe-Sole zu -Gelen umstehen, die somit immobil werden und einen (bzw. mehrere) Horizonte bilden, deren äußerster der älteste ist (Parallelanlagerung). An der Oberfläche lebende Mikroorganismen können diese Entmischung verstärken (siehe Kap. 6.4.4.1).

7.2.1.2 Typ DC 2

Bei der Entstehung der Doppelcutane DC 2 (siehe Kap. 5.1, Abb. 17, 18 und 26, 27) hat sich der gleiche Prozeßablauf abgespielt, nur war das System ärmer an Fe-Solen; denn Fe-Verbindungen befinden sich nur in unbedeutender Anzahl in oder an den Oberflächen der oberen Cutane, die stark doppelbrechend durch Quarzkristallbildungen ist. Auch die Oberfläche des Horizontes (1—2) trägt eine noch dünnere Quarzcutane (Abb. 18), die als Ausscheidung aus (1—2), d. h. von unten nach oben, oder als Ausscheidung aus der unteren Doppelcutane, d. h. von oben nach unten gedeutet werden kann.

⁵⁹ In Fig. 16 Al (2) und Fe (2) wird die Doppelcutane von einem Plasmahorizont mit etwa 12 % Si-Gehalt unterlagert (vermutlich Opal, wegen des lichtoptischen Verhaltens).

7.2.2 Entmischung der Gele

Die Entmischung der Gele (Fe), (Si) und der Tonsubstanz bedingt auch folgende Anordnung:

Abb. 41, 42 zeigen Teile eines Wüstenlackes (Typ WL 1) auf einem quarzitischem Sandstein, dessen Quarzkörner intensiv verwittert sind. Im Zentrum des Bildes ist eine Vertiefung zwischen Quarzkörnern durch folgende Plasmaarten verfüllt (von unten [SK] nach oben [Atmosphäre]):

- (1) Isotisches Plasma mit verheilten Rißstrukturen, bestehend aus PL_{Fe} und $PL_{T+(Fe)}$;
- (2) Omnisopic-Plasma, unten bestehend aus Tonsubstanz mit nach oben abnehmendem Tongehalt, oben bestehend aus Chalcedonaggregaten, deren Ränder zum Teil mit Fe-Verbindungen belegt sind;
- (3) Doppelcutane Typ DC 1 in schlechter Entmischung.

Auch hier liegt eine Entmischungsreihe der Plasmakomponenten vor: Am weitesten gewandert ist das PL_{SiO_2} , das das PL_{Fe+T} überlagert. Zwischen beiden ist eine Zone relativer Tonarmut (entsprechend der Ausbildung der Doppelcutane) geschaltet; ebenso wie in der Doppelcutane der Probe 33—1 tragen in diesem Areal Chalcedon-Aggregate außen (wahrscheinlich $Fe(OH)^3$ -Beläge.

Diese Entmischungen der Plasmaarten (Fe) und (Si) ist auch an der linken Seite der plasmaverfüllten Vertiefung unter den nahezu isolierten Quarzkornpartikeln zu erkennen, sowie rechts von der Plasmakonkretion in dem dreieckigen Spalt im Quarzkorn.

Verschiedentlich konnten in (1—2) größere Areale mit Skelettvergrößerungen durch Anlagerung und Alterung von PL_{SiO_2} an Quarzkörnern im Dünnschliff festgestellt werden. Als Beispiel sollen hier einige (wegen der geringen Größe der Quarzaggregate zugegebenermaßen ungenaue) Achsenverteilungsanalysen (AVA) von optischen Achsen von Quarzkörnern angeführt werden (vgl. Kap. 5.2.2 mit den dazugehörigen Fig. 17 und 22 bis 24). Daraus ergibt sich, daß die Wahrscheinlichkeit, daß

- die optischen Achsen in (1—2) etwa parallel zur Gesteinsoberfläche eingeregelt werden, am größten ist;
- die Einregelung in Richtung zur Gesteinsoberfläche bzw. (1—1) größer ist als zum (NG) hin.

Dieses Verhalten bei der Einregelung ist zu erwarten; denn wegen des Entropieverhaltens der Lösungen, Sole und Gele wird stets während des raschen Austrocknungsvorganges wegen der Feuchtigkeitsgehaltsänderung (Abnahme nach oben, Zunahme nach unten) im Plasma eine Bewegungskomponente entgegengesetzt zur Hauptplasmabewegung (von unten nach oben) nach unten zurück entstehen. Parallel zur Resultierenden dieser beiden Vektoren regeln sich die kristallographischen Achsen der Quarzaggregate so ein, daß sich in der AVA eine wenig höhere Besetzungsdichte in der oberen Hälfte des Schmidtschen Netzes ergibt (d. h.: die Aufwärtsbewegungskomponente des Plasmas ist größer als die Abwärtsbewegungskomponente; vgl. Fig. 21).

7.2.3 Separierungen von Eisen und Ton

Das Profil der Abb. 19 durch Probe 122 entspricht etwa den „line-scans“ der Fig. 16 (Fe) und (Al), zu dem noch ein stark vergrößerter Ausschnitt daraus mit (1—1) und dem obersten Bereich von (1—2) gehört.

In dieser Probe wird der Horizont (1—1) durch eine starke Tonanreicherung gebildet, in der lichtoptisch phaseriger Nontronit⁶⁰ und Hydrargillit⁶¹ bestimmt werden konnten.

Die anisotropen Aggregate der Cutane zeigen eine

- parallele Anordnung zueinander (gestreifte Auslöschung bei gekreuzten Nicols);
- parallele Anordnung bezüglich der Gesteinsoberfläche, wobei die Grenzbereiche opak erscheinen (durch hohe Eisenkonzentrationen).

Somit wird eine kleingekammerte Cutane gebildet (Abb. 43).

Der Verlauf des Intensitätssignals für Fe zeigt einen sehr hohen Eisengehalt (die Eichung darf nur als ungefährender Anhaltspunkt gelten): die Eisenpartikel überlagern eine Aluminiumanreicherung mit einem Gehalt von weniger als 5 %. Hier konnte aus dem — im übrigen sehr prägnant ausgebildeten — Magerhorizont (Abb. 19 und Fig. 16) eine große Menge von Eisenverbindungen nach (1—1) bzw. (1—2) verlagert werden. Wie aus Fig. 16 (Al) ersichtlich ist, hat auch eine bedeutende Aluminiumverlagerung stattgefunden, deren optimaler Ausscheidungshorizont aber (1—2) ist! Die in (1—3) gemeinsam (deckungsgleich) auftretenden „peaks“ von Fe und Al weisen auf Intergranularräume hin, die temporäre Haltpunkte des mobilisierten Plasmas darstellen⁶².

Das Plasma PL_{SiO_2} hat diese Cutane nicht durchbrochen, obwohl es nach unserem Modell das mobilere Plasma ist. Als Erklärung dient hierzu dasselbe grenzflächenklimatisch-mikrochemische Modell, wie für die Erklärung der Doppelcutane Typ DC 1 (vgl. Kap. 7.2.1.1). Diese Anordnung von verschiedenen Plasmen ist auch eine Bestätigung der These von MILLOT (1964), daß nämlich die Verlagerung und Umkristallisation von SiO_2 -Verbindungen in erster Linie von der Menge der zur Verfügung stehenden Kieselsäure gesteuert wird.

7.3 Verwitterungserscheinungen in den Horizonten der beiden Sequenzen

Das in die Risse von Skelettkörnern (im allgemeinen Quarz) eindringende Plasma (besonders PL_{Fe+T}) ist in der Lage, durch Wasseranlagerung Quellsdruck

⁶⁰ $Fe_2^{3+} [(OH)_2Al_{0,33}Si_{3,67}O_{10}]^{0,33}Na_{0,33}(H_2O)_4$

⁶¹ $\gamma-Al(OH)_3$

⁶² In Moya (Fundort der Probe 122) befinden sich Quellen, die ein spezielles, feuchteres Mikroklima mit häufigeren Taufällen erzeugen. Der Ton- und Eisengehalt der hier anstehenden Sandsteine liegt über dem Mittel der anderen Proben (qualitativ an der Rotfärbung abgeschätzt).

auf die Spalten auszuüben und korrosiv Kieselsäure und Verunreinigungen aus dem Skelett freizusetzen, so daß die Risse geweitet werden und von außen her (aus dem Intergranularraum) neues PL_{Fe+T} nachfolgen kann (Abb. 44). Dabei kann es durchaus zur Ausbildung keilförmiger Spalten kommen, während die Plasmafüllung der Spalten im allgemeinen aus doppelbrechenden und opaken Plasmen ($Fe+T$) in Wechsellagerung (durch Entmischung oder zeitlich aufeinander folgende Sedimentation) besteht (Abb. 41, 42 und 45). Abb. 46 zeigt in etwa 1400facher Vergrößerung den Beginn einer Aufweitung von (z. B. tektonisch vorgegebenen) Rißstrukturen eines Quarzkornes in (1—3): Die Zentren der Risse sind durch ein PL_{SiO_2} verfüllt, die Ränder sind bereits mit einer braunen SiO_2 -Haut von PL_{Fe} ($Fe(OH)_3$) bekleidet.

Durch die Dynamik der mobilisierten Plasmen besonders in (1—1) können Bruchstücke von Quarzkörnern über beachtliche Strecken verlagert werden:

Abb. 47 zeigt in (a) den oberen Rand eines Quarzkornes, zu dem die Partikel (c) und (d) gehören; (c) und (d) sind voneinander durch Plasmen getrennt: Das Plasma (b) ist ein weitaus kieselsäurehaltigeres Plasma als das zwischen (c) und (d); (b) enthält viele Chalcedon-Aggregate. Das Gefüge der Plasmenlamellen ist etwa parallel zu den Oberflächen der Quarzkörner (a), (e) und (c) geregelt und stellenweise (besonders das PL_{Fe+T}) thixotropisch⁶³.

Die Oberflächen der Körner (a) und (c) sind in ein PL_{SiO_2} eingebettet. Das Skelettpartikel (d) liegt in einem thixotropischen $PL_{T+(Fe)}$, dessen Lagerungslamellen streng oberflächenparallel orientiert sind. Eben diese streng skelettoberflächenparallel verlaufenden Lamellen beweisen, daß zwischen die Quarzpartikel eingedrungenes tonhaltiges Plasma durch Anlagerung weiterer Plasmateilchen die Skeletteile auseinander bewegt hat.

Abb. 48 zeigt eine Abschuppung von Quarzpartikeln an der Oberfläche eines Quarzkornes in (1—1) durch Eindringen von PL_{Fe+T} in das Gefüge.

Der lokale⁶⁴ Eisengehalt der mobilisierten Sole und Gele des Plasmas steuert die Art der Ausbildung der Plasmakonkretionen in (1—1) und (1—2):

- Ist der Eisengehalt im (NG) niedrig, ergibt sich ein weniger prägnanter Übergang zwischen (1—3) und (1—2), da die Braunfärbung des Gefüges weniger intensiv ist; Kieselsäuregele können im Intergranularraum Felder aus Feinquarzaggregaten (vgl. STORZ, 1928, S. 26), die durch Pflasterstrukturen ausgezeichnet sind (lichtoptisch durch „Randundulationen“ [STORZ, 1925] diagnostizierbar), bilden, die im allgemeinen nahezu völlig frei von $PL_{Fe+(T)}$ sind („silasepic“ Plasma, BREWER, 1964) (siehe

⁶³ Im Sinne von FREI (1964), vgl. Kap. 6.3.2.2.

⁶⁴ Dieser ist natürlich auch eine Funktion des mittleren („normalen“) Eisengehaltes der für die Krustenbildung in Frage kommenden Zone unter der Gesteinsoberfläche.

Abb. 49, Probe 123 (1—2)) und die einen Partikel-durchmesser d_p von $2 \leq d_p \leq 20 \mu\text{m}$ aufweisen.

- Außerdem kommt es zur Bildung von Anreicherungen von $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$, deren prozentualer Anteil am Gesamtplasmagehalt geringer bleibt, als in Gefügen mit hohen mobilisierten Fe-Mengen. Der Extremfall, d. h. nahezu völliges Fehlen von $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$, liegt in den quarzitischen Sandsteinen der „Grès de Fontainebleau“ vor.
- Ist der lokale Eisengehalt des Plasmas des Ausgangsgesteins hoch, bildet sich die Grenze zwischen (1—3) und (1—2) prägnant aus, indem die Hohlräume von (1—2) durch opake Eisenkonkretionen verfüllt werden (Abb. 19).

In (1—2) kommt es zur Ausbildung von Feinquarzaggregaten und $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ -Konkretionen einerseits in Gemengelage und andererseits mit scharfer Separierung untereinander („mosepic“ Plasma nach BREWER, 1964) (siehe Abb. 50, 51). Die Quarzaggregate haben hier einen Durchmesser von etwa $5 \dots 15 \mu\text{m}$ und sind meistens (allein oder in kleinen Gruppen) in eine Matrix von $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ eingebettet, die gelegentlich Hämatitkristalle enthält (in Abb. 51 an der braunroten bzw. gelbroten Doppelbrechungsfarbe erkennbar!); besonders die Abb. 52 (Phasenkontrast) gibt diese Separierung deutlich wieder.

In Abb. 53 beginnt (1—1) im Liegenden als opake Konkretionen (1) von $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$, die nach oben hin von einem doppelbrechenden Bereich mit thixotropischer⁶⁵ Tonanlagerung, deren Tonlamellen durch Fe-Ränder braun gefärbt sind (2), überlagert wird. Dieser Bereich geht mit recht scharfer Helligkeitsgrenze in ein gänzlich anders strukturiertes Plasma (3) über: Hier finden wir engräumig voneinander getrennte Aggregate von PL_{SiO_2} (weiß im Dünnschliff) und $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ (braun), in denen sich gelegentlich etwa gesteinsoberflächenparallele, bandartig angeordnete PL_{SiO_2} -Anreicherungen befinden (lichtoptisch nachweisbar). Das darüberliegende $\text{PL}(4)$ ist generell reicher als (3) an Plasma $\text{Fe}+\text{T}$, zeigt aber ebenfalls wie (2) thixotropische Anordnungen; auch das Plasma (4) hat oberflächenparallele Anreicherungen aus PL_{SiO_2} von denen zwei besonders gut ausgeprägt sind, und deren oberste das Plasma (4) nach oben hin begrenzt. Das darüber liegende Plasma (5) zeigt sehr deutliche Lamellen aus PL_{SiO_2} im Gefüge, die zur Oberfläche hin nach Anzahl und Breite zunehmen und unmittelbar an der Gesteinsoberfläche praktisch eine Quarzanreicherung bilden.

Bei der Bildung dieser Kruste konnte es wegen der lokalen hohen Eisenkonzentrationen in den Solen und Gelen des mobilisierten Plasma nicht zu „großräumigen“ Entmischungen der Plasmen PL_{SiO_2} und $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ kommen. Interessant ist hier, daß es zu einer „Riesendoppelcutanen“-Bildung gekommen ist; denn über einer relativen Eisenanreicherung im Plasma (1) ist ein PL_{SiO_2} -haltiges Plasmagemisch festgelegt worden, das wiederum

von einem $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ -reichen Plasma (3) überdeckt wird; darüber lagert kieselsäurehaltiges Material.

In Abb. 31 (3) sind die Verteilungsmuster der Elemente Fe und Mn wiedergegeben worden: Fe- und Mn-Anreicherungen entsprechen etwa der Lage von Horizont (1—1), sie sind hier unter einer Doppelcutane Typ DC 1 angereichert, also zusätzlich durch einen hauptsächlich aus PL_{SiO_2} bestehenden Belag überzogen. Der sehr hohe Fe-Gehalt in (1—1) ist auch in Abb. 31 (2) qualitativ im Vergleich zu den nur geringen Al- und Si-Gehalten erkennbar.

Bei der Ausscheidung von kieselsäurehaltigen Solen in einen Hohlraum eines Kristalltuffes aus dem Tibesti-gebirge (Probe 125 [1—2]) ist es im Laufe der Alterung des Soles zur Bildung echter Quarzkristalle gekommen (Abb. 54, 55). Entlang des primären Hohlraumes (entstanden durch Entgasung) ist eine oberflächenparallel lamellierte Cutane aus PL_{SiO_2} und $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ gebildet worden, deren Lamellierung nicht der Texturierung des Kristalltuffes entspricht (Cutane Typ DC 1).

Die Mobilität des PL_{SiO_2} läßt sich an der Bildsequenz Abb. 56 bis 59 zeigen:

Abb. 56 gibt einen Überblick über den Horizont (1—1) der Probe 33—1, dessen Plasmastruktur ziemlich dem nach rechts anschließenden weiter oben beschriebenen Ausschnitt aus (1—1) entspricht*.

Abb. 59 (Phasenkontrast) verdeutlicht zusätzlich die thixotropische⁶⁶ Struktur des Plasmabereiches (5). Das $\text{PL}(3)$ ist in diesem Fall besonders reich an PL_{SiO_2} , das hier (siehe Abb. 57) während des Entmischungsvorganges einen „schlotartigen“ Durchbruch zur Gesteinsoberfläche gebildet hat; dabei ist entsprechend dem in Kap. 7.2.2 vorgetragenen Eintrocknungsprinzip von Solen aus den Randbereichen des „Schlotes“ durch PL_{SiO_2} -Abwanderung in den „Schlot“ hinein eine Änderung des Gradientens der maximalen Feuchtigkeitsänderung im Gefüge eingetreten, so daß die sonst oberflächenparallele Anlagerung des $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ hier gestört worden ist.

In Abb. 58 von der Mündung des „Schlotes“ erkennt man, daß erst unmittelbar unter der Gesteinsoberfläche wieder eine oberflächenparallele Anlagerung der auch hier streng entmischten Plasmen $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ und PL_{SiO_2} eingetreten ist. Die trichterförmige Aufweitung des „Schlotes“ mag auf einen echten „Quarzerguß“ hinweisen.

7.4 Zwischenbemerkung zur Bildung der Horizonte

Die Dynamik der Lösungen und Sole von unten nach oben (im statistischen Mittel) wird wie folgt erklärt:

- Im gesteinsoberflächennahen Bereich liegt von innen nach außen eine Feuchtigkeitszunahme vor; deswegen erfolgt wegen des Entropiezunahmeprinzips Lösungswanderung nach außen.

⁶⁵ Im Sinne von FREI (1964), vgl. Kap. 6.3.2.2.

* Die eingeklammerten Ziffern beziehen sich auf Abb. 53.

Es läßt sich die Regel ableiten:

Je plasmareicher (dicker) der Anreicherungs-horizont, desto skelett- und plasmaärmer, mächtiger und tiefer unter der Gesteinsoberfläche gelegen ist der Magerhorizont.

- Lage der entgegengesetzte Lösungsweg vor — bei generell höherem (mittleren) Feuchtigkeitsgehalt im System — hätten wir einen Magerhorizont über (1—1) finden müssen, der natürlich korrasiv entfernt worden sein könnte. Für die Horizontfolge (1—1), (1—2) ließe sich aber durchaus eine plausible Erklärung finden; schwierig wäre im Profiltyp KR 1 (1—3) über (NG) genetisch zu deuten, ohne den Horizont für so fossil zu halten, daß er präsedimentär zu den Horizonten (1—1) und (1—2) wäre, wogegen schon der oberflächenparallele Verlauf in allen im Gelände und im Labor untersuchten Proben spricht. Das Vorhandensein von (1—3) würde zwangsläufig auch einen Horizont (2—2) erfordern, da aber in den Profilen des Typs KR 2 fast ausschließlich (2—2) von einem Horizont (2—3) — also einem weiteren Magerhorizont — unterlagert wird, der wiederum (NG) überlagert, würde eines der vorhandenen Verwitterungsprofile aus einer unvollständigen — nicht wahrscheinlichen, da regelmäßig beobachtbaren — Sequenz bestehen; denn (2—3) sollte Beginn eines neuen Profils mit darunterliegendem Anreicherungs-horizont sein.

Die dafür notwendige Erklärung wäre in jedem Falle aufwendiger als die Deutung mit aufsteigenden Lösungen von (1—3) nach (1—2) und (1—1). Die Entwicklung von (1—3) auf Kosten von (NG) wäre mit im Mittel abwärts gerichteter Lösungswanderung unwahrscheinlicher, zumal auch eine so gleichmäßige sedimentäre Bedeckung vertikaler Wände (siehe Abb. 8) von oben her nicht wahrscheinlich ist; denn wie jederzeit an übergelaufenen Regenrinnen in Mitteleuropa beobachtet werden kann, ist der dadurch entstehende Schmutzbelag an Hauswänden oben (also unter der Regenrinne) dicker als weiter unten.

Die Wanderungsfähigkeit der Lösungen, Sole oder auch Gele hängt offensichtlich zu allererst von der Menge des gelösten Materials ab: Die Verbindungen von Si, Fe und die Eisen-Ton-Komplexe, die am häufigsten vorkommen, sind auch am bewegungsfähigsten, so lange eine ausreichende Befeuchtung der Verwitterungszone erfolgt. Erst wenn nur deutlich geringere Feuchtigkeitsmengen zur Verfügung stehen, ist nur noch das PL_{SiO_2} allein mobil (Quarzvulkan, Krustenrißverheilungen).

Alle diese Bedingungen für die Krustengenese sprechen nicht für eine aktuelle Bildung, da die zur Verfügung stehenden Feuchtigkeitsmengen zur Mobilisation und Dynamik von recht beachtlichen Plasmamengen nicht ausreichen dürften, zumal die Wasseraufnahmefähigkeit aus der Wasserdampfphase des vorherrschenden Tonminerals Kaolinit recht beschränkt ist (siehe Kap. 6.3.2). Selbst an den Proben aus der Guelta Moya bei Aozou konnten keine Krusten Neubildungen fest-

gestellt werden, obwohl am Fundort mit einer lokal höheren relativen Luftfeuchtigkeit als an anderen, in gleicher Höhe gelegenen Plätzen des Tibestigebirges gerechnet werden kann.

7.5 Verwitterungserscheinungen im Fleckenhorizont

Der in einigen Proben (siehe Abb. 20) gefundene Fleckenhorizont (0—4) wird als ein Horizont lokaler, kleinräumig abgelaufener Verwitterungsvorgänge interpretiert, der sich — siehe Kap. 6.1.2 — im Laufe des täglichen Erwärmungsvorganges unterhalb des bereits erwähnten Magerhorizontes durch einen Feuchtigkeitsgradienten vom Magerhorizont in das darunter liegende Gestein hinein entwickelt hat; es erfolgt hier kein Materialaustausch mit der Gesteinsoberfläche. Demnach liegt hier bezüglich des Skelettes und des Plasmas ein thermodynamisch abgeschlossenes System vor. Der Horizont wird — ausgehend von dem grenzflächenklimatischen Modell, das in Kap. 6.1.2 vorgetragen worden ist — als gleichaltrig wie (2—2) angenommen, (0—4) stellt also einen ebenso fossilen Horizont wie (2—2) dar.

7.6 Rißstrukturen in den Krusten

Bei weitergehender Austrocknung der Krusten, d. h. bei einem generellen Trocknerwerden des Grenzflächen- bzw. Makroklimas, kommt es zur Ausbildung von Trockenrissen im Plasma von (1—1), die oberflächenparallel oder senkrecht zur Oberfläche von (1—1) (vgl. die Abb. 60, 61 und 62) verlaufen. Dabei werden auch Quarzkörner zerrissen, sofern bereits Lösungsverwitterung vorgearbeitet hat (Abb. 56). Die Risse verheilen mit einem PL_{SiO_2} , wie in Abb. 61 an den Quarzverfüllungen erkennbar ist.

7.7 Krustenverlauf in oberflächenparalleler Anordnung

Die Schwankungen der Krustendicke im oberflächenparallelen Verlauf (Abb. 21) sind Folgen der bevorzugten Ausscheidung von Plasma in „Mulden“; denn hier ist wegen der grenzflächenklimatischen Gegebenheiten (raschere Austrocknung auf konvexen als auf konkaven Flächen) eine längere Aufwärtsbewegung von Lösungen und Solen während der grenzflächenklimatischen Phase (1) (siehe Kap. 6.1.2) möglich, so daß es zu einer stärkeren Anreicherung von Plasmen kommen kann. Zusätzlich ist die Menge der mobilisierbaren Plasmen von den sedimentär vorgegebenen Mengen im Einzugsgebiet einer solchen „Zelle“ abhängig (siehe Kap. 6.2). Auffällig ist auch der deutlich höhere Hohlraumanteil in (1—3) oder (2—3) unter besonders mächtigen Anreicherungs-horizonten.

Somit wird eine Glättung des Mikroreliefs erzeugt, indem die „Mulden“ zwischen herausragenden Skelettkörnern durch Plasmaanreicherungen ausgeglichen werden. Diese Glättung unterscheidet sich genetisch streng von der durch Politurenbildung. Größere solcher Plasmaanreicherungsflächen an den Gesteinsoberflächen werden — wie im Feldbefund (Kap. 3) dargelegt wor-

den ist — durch polygonale Rißbildungen, deren Durchmesser im Dezimeterbereich liegen, untergliedert (vgl. dazu BERTOUILLE, o. J.).

7.8 Überprüfung des Modells durch statistische Prüfverfahren (Varianzanalyse)

Die Varianzanalyse leistet den Nachweis, ob bei einer vorgegebenen Signifikanzschwelle zwischen zwei Zufallsstichproben kein Unterschied besteht (Nullhypothese). Die Nullhypothese wird dann abgelehnt, wenn der Prüfwert F (Erläuterungen dazu siehe Kap. 7.8.1) den zugehörigen Tabellenwert überschreitet (vgl. SACHS, 1972), was in den Tab. 8 und 9 durch „Ja“ in der Spalte „signifikant für n%“ ausgedrückt wird.

Die vorgegebenen Signifikanzschwellen betragen 5 % und 1 %; d. h. in 95 % bzw. 99 % der Fälle wird — sofern überhaupt Signifikanz besteht — die Nullhypothese abgelehnt, in nur 5 % bzw. 1 % der Fälle wird sie bejaht!

Die Varianzanalyse wurde nach dem Rechenprogramm Nr. 12 von WEBER und HABETHA (1972) (vgl. Kap. 5.2.1) berechnet. Dazu wurden die Daten folgendermaßen gruppiert:

Tabelle 7 *Aufbau der hierarchischen Varianzanalyse*

| | | | | |
|---------|---|-------|---|-------|
| Total | I | ===== | I | Total |
| Stufe 2 | I | ×××× | I | I |
| Stufe 1 | I | --I | I | I |
| | : | : | : | : |
| | I | --I | I | I |

Es gilt: Stufe 2: Kollektive (= Profile), Stufe 1: Partialkollektive (= Horizonte)

I--I: Stochastische Variable (= Phase)

(Aus dem Rechenprogramm Nr. 12 von WEBER und HABETHA, 1972).

7.8.1 Varianzanalyse innerhalb der einzelnen Kollektive (Profile)

Die Ergebnisse der statistischen Überprüfung durch eine Varianzanalyse sind in der Tab. 8 in tabellarischer Form zusammengefaßt worden:

Ablehnung der Nullhypothese bedeutet, daß ein Unterschied in der Variabilität bezogen auf das Gesamtmittel der drei Phasen und auf die mittlere zufällige Variabilität von Skelett, Plasma und Hohlraum innerhalb eines Profils besteht, daß also — genetisch gedeutet — Prozesse abgelaufen sind, die quantitative Umverteilungen der einzelnen Phasen in den Horizont bewirkt haben. In allen Fällen wird für die Phase Plasma die Nullhypothese sowohl bei Anwendung der 5 % als auch der 1 % Signifikanzschwelle abgelehnt; aber auch für die Phasen Skelett und Hohlraum wird bis auf wenige Ausnahmen auf beiden Signifikanzniveaus die Nullhypothese verneint. Dieser Befund weist einerseits die Mobilität des Plasmas nach, läßt aber andererseits auch erkennen, wie stark die beiden anderen Phasen durch Verwitterungsvorgänge beeinflußt worden sind.

7.8.2 Hierarchische Varianzanalyse für verschiedene Variable

Tab. 9 gibt die Ergebnisse der die statistischen Untersuchungen abschließenden „Hierarchischen Varianzanalyse für die Variablen Nr. 1 (Skelett), Nr. 2 (Plasma) und Nr. 3 (Hohlraum) für die Stufen 1 (Horizonte) und Stufe 2 (Profile) (vgl. Tab. 7) wieder.

Tabelle 9 *Hierarchische Varianzanalyse für die Stufen 1 (Horizonte) und 2 (Profile) für folgende Variable:*

| | |
|------------------|-------------------|
| Nr. 1 (Skelett) | |
| F 1 ₁ | = 3.1319 (+) |
| F 2 ₁ | = 62.296 (+), (×) |
| F 3 ₁ | = 19.891 (+), (×) |
| Nr. 2 (Plasma) | |
| F 1 ₂ | = 4.6887 (+), (×) |
| F 2 ₂ | = 111.81 (+), (×) |
| F 3 ₂ | = 23.846 (+), (×) |
| Nr. 3 (Hohlraum) | |
| F 1 ₃ | = .78551 (+), (×) |
| F 2 ₃ | = 38.986 (+), (×) |
| F 3 ₃ | = 49.632 (+), (×) |

Es gilt:

$$F 1 = \frac{\text{Varianz zwischen Stufe 2}}{\text{Varianz zwischen Stufe 1}} \quad ^{69};$$

$$F 2 = \frac{\text{Varianz zwischen Stufe 2}}{\text{Varianz innerhalb Stufe 1}} \quad ^{69};$$

$$F 3 = \frac{\text{Varianz zwischen Stufe 1}}{\text{Varianz innerhalb Stufe 1}} \quad ^{69};$$

(vgl. dazu die Erläuterungen zur Tabelle 8).

(+) = Signifikant für Signifikanzschwelle 5 %;

(×) = Signifikant für Signifikanzschwelle 1 %.

Unter Berücksichtigung der vorgegebenen Signifikanzschwelle von 5 % gilt demnach für die drei ausgewählten Phasen:

- (1) Die Variabilität bezogen auf das Gesamtmittel der Profile läßt sich nicht mit der Variabilität bezogen auf das Gesamtmittel der Horizonte vergleichen; diese Aussage ist gültig für die Phasen Skelett und Plasma, nicht für die Phase Hohlraum!
- (2) Die Variabilität bezogen auf das Gesamtmittel der Profile läßt sich nicht mit der mittleren zufälligen Variabilität der Horizonte vergleichen; diese Aussage gilt für alle drei Phasen!
- (3) Die Variabilität bezogen auf das Gesamtmittel der Horizonte läßt sich nicht mit der mittleren zufälligen Variabilität der Horizonte vergleichen; diese Aussage ist für alle drei Phasen gültig!

⁶⁹ Zwischen Stufe n: Variabilität bezogen auf das Gesamtmittel der Stufe; innerhalb Stufe n: Mittlere zufällige Variabilität (vgl. dazu auch die Erläuterungen im Kapitel 7.8.1).

Tabelle 8 Varianzanalyse der Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum der einzelnen Profile (Stufe 2)

| Probe | Phase | $s_{P_z}^2$ | FG _z | $s_{P_1}^2$ | FG ₁ | \hat{F} | signifikant für | |
|-------|-------|-------------|-----------------|-------------|-----------------|-----------|-----------------|------|
| | | | | | | | 5 % | 1 % |
| 178—1 | SK | 179.396 | 2 | 8.960 | 45 | 20.02 | Ja | Ja |
| | PL | 85.583 | 2 | 4.051 | 45 | 21.12 | Ja | Ja |
| | HR | 495.396 | 2 | 7.530 | 45 | 65.78 | Ja | Ja |
| 215 | SK | 5.583 | 2 | 9.056 | 45 | 0.62 | Nein | Nein |
| | PL | 64.188 | 2 | 2.643 | 45 | 24.29 | Ja | Ja |
| | HR | 58.771 | 2 | 5.676 | 45 | 10.35 | Ja | Ja |
| 122 | SK | 130.083 | 2 | 18.344 | 45 | 7.09 | Ja | Ja |
| | PL | 272.521 | 2 | 10.443 | 45 | 26.10 | Ja | Ja |
| | HR | 39.396 | 2 | 8.404 | 45 | 4.69 | Ja | Nein |
| 98 | SK | 10.188 | 2 | 5.265 | 45 | 1.94 | Nein | Nein |
| | PL | 79.646 | 2 | 2.631 | 45 | 30.28 | Ja | Ja |
| | HR | 34.562 | 2 | 2.731 | 45 | 12.66 | Ja | Ja |
| 158 | SK | 412.731 | 4 | 9.274 | 75 | 44.50 | Ja | Ja |
| | PL | 22.450 | 4 | 2.482 | 75 | 9.04 | Ja | Ja |
| | HR | 503.925 | 4 | 6.377 | 75 | 79.03 | Ja | Ja |
| 33—1 | SK | 60.175 | 5 | 6.729 | 90 | 8.94 | Ja | Ja |
| | PL | 54.094 | 5 | 6.119 | 90 | 8.84 | Ja | Ja |
| | HR | 89.369 | 5 | 2.451 | 90 | 36,47 | Ja | Ja |
| 123 | SK | 55.688 | 3 | 4.564 | 60 | 12.20 | Ja | Ja |
| | PL | 119.557 | 3 | 3.826 | 60 | 31.25 | Ja | Ja |
| | HR | 12.557 | 3 | 1.234 | 60 | 10.17 | Ja | Ja |
| 125 | SK | 391.544 | 4 | 5.435 | 75 | 72.04 | Ja | Ja |
| | PL | 309.094 | 4 | 4.022 | 75 | 76.86 | Ja | Ja |
| | HR | 407.000 | 4 | 5.427 | 75 | 122.10 | Ja | Ja |
| 102 | SK | 56.156 | 4 | 9.178 | 75 | 6.12 | Ja | Ja |
| | PL | 28.856 | 4 | 5.308 | 75 | 5.44 | Ja | Ja |
| | HR | 34.544 | 4 | 4.518 | 75 | 7.65 | Ja | Ja |

In der Tabelle 8 bedeuten im Einzelnen:

Probe: Nummer der Probe, der das Kollektiv entnommen worden ist;

Phase: SK: Skelett,
PL: Plasma,
HR: Hohlraum (Erläuterungen vgl. Glossar);

$s_{P_z}^2$ Varianz ⁶⁷ | bezogen auf das Gesamt-
FG_z Freiheitsgrade | mittel der Horizonte eines
Profils;

$s_{P_1}^2$ Varianz ⁶⁸ | bezogen auf die mittlere zu-
FG₁ Freiheitsgrade | fällige Variabilität der Ho-
rizonte eines Profils;

\hat{F} Quotient $\hat{F} = \frac{s_{P_z}^2}{s_{P_1}^2}$ Prüfgröße für die F-Vertei-
lung;

signifikant für 5 % oder 1 %:

Der Vergleich mit der F-Verteilung liefert:
„JA“: Ablehnung der Nullhypothese,
„NEIN“: Anerkennung der Nullhypothese.

$$s_{P_z}^2 = \frac{1}{k-1} \sum_i n_i (\bar{x}_i - \bar{x})^2$$

$$s_{P_1}^2 = \frac{1}{n-k} \sum_{i,j} (x_{ij} - \bar{x}_i)^2$$

In beiden Gleichungen bedeuten: n = Gesamtstichprobenumfang; k = Anzahl der Gruppen; s² = Varianz; z = zwischen den Gruppen; i = innerhalb der Gruppen; ij = der i-te Wert in der j-ten Stichprobe (1 ≤ i ≤ k; 1 = j = n_i).

Daraus folgt, daß (ausgenommen die Aussage [1] zur Phase Hohlraum) in allen drei Phasen in 95 % der Fälle **w a h r s c h e i n l i c h** genetisch eine Änderung innerhalb der Menge der Horizonte und innerhalb der Menge der Profile eingetreten ist. Diese Aussage ist für die Phase Plasma sogar für die Signifikanzschwelle 1 % gültig!

7.9 Schlußbemerkungen zum Modell der Krustengeneese

Mit den Ergebnissen der Varianzanalyse liegen Bestätigungen der aus den qualitativen und quantitativen mikromorphologischen Untersuchungen abgeleiteten Thesen vor (vgl. Kap. 5.3), daß nämlich

- zwischen den Verwitterungshorizonten selbst und
- zwischen den Verwitterungshorizonten und den Ausgangsgesteinen

genetische Vorgänge abgelaufen sind.

Die dritte These: Es haben sich die Krusten im Ausgangsgestein hauptsächlich durch Umlagerungsvorgänge (besonders im Plasma) gebildet (autochthone Krustenbildung), hat aus formallogischen Überlegungen heraus den höheren Wahrscheinlichkeitsgehalt als die Annahme einer überwiegend allochthonen Krustengeneese.

Eine zeitliche Einordnung der Krustenbildung konnte nicht durchgeführt werden; es läßt sich lediglich formulieren, daß aktuell keine Krustenbildung im Untersuchungsgebiet südlich des J. as Sawdā' stattfindet, jedenfalls nicht in einem Umfang, der die Verluste der krustenbedeckten Flächen durch andere Verwitterungsvorgänge — z. B. Windkorrasion — ausgleichen könnte. Mit Sicherheit hat es eine oder mehrere Klimaphasen gegeben, in der (denen) Krustenbildungen in dem Umfang stattgefunden haben, der es ermöglichte, quadratmetergroße Aerale mit Krusten zu bedecken (vgl. Abb. 8 vom Sandsteinmassiv Kanaya).

8. Zusammenfassung

8.1 Makromorphologischer Befund

8.1.1

Es wurde die Verbreitung von vier Formen der Verwitterung von Gesteinsoberflächen (Krusten, Wüstenlacke, Polituren und Verwitterungshäute) bei lateraler und hypsometrischer Ariditätsänderung kartiert; zwei klimatische Grenzen konnten festgestellt werden:

- Eine Grenze — zwischen frisch erscheinenden Krustenvorkommenden in Gesellschaft von Algen und Flechten auf der Nordseite und ziemlich verwittert erscheinenden Krusten ohne benachbarte Algen-gesellschaften auf der Südseite — auf dem Kamm des Jabal as Sawdā';
- Die zweite Grenze umreißt etwa das Gebiet der Sarīr Tibesti, in dem Wüstenlackbildungen eindeutig gegenüber den Vorkommen von Krusten und Verwitterungshäuten dominieren. Wüstenlacke treten überall auf.

8.1.2

Aus dem makromorphologischen Befund läßt sich ableiten, daß unter dem gegenwärtig ablaufenden Klima:

- Krusten nicht neu gebildet, sondern zerstört werden;
- Wüstenlacke, besonders im Bereich der Sarīr Tibesti, aktuell entstehen;
- Verwitterungshäute im gesamten Arbeitsgebiet mit Sicherheit neu gebildet werden.

Die genetische Abfolge Verwitterungshaut → Wüstenlack kann weder bestätigt noch verneint werden; eine genetische Abfolge Wüstenlack → Kruste besteht wahrscheinlich nicht, wie der mikromorphologische Befund ⁷⁰ gezeigt hat ⁷¹.

⁷⁰ Der für Krusten typische Magerhorizont konnte bei Wüstenlacken nicht festgestellt werden.

⁷¹ Zu beiden Punkten sind ergänzende Untersuchungen notwendig.

8.2 Mikromorphologischer Befund

8.2.1

2 Wüstenlacktypen mit einem Modalwert der Dicke von 100 µm konnten qualitativ unterschieden werden:

- WL 1: Ein Anreicherungshorizont liegt unter dem Ausgangsgestein; gelegentlich ist ein Fleckenhorizont dazwischengeschaltet.
- WL 2: Eine Doppelcutane von etwa 30 µm Dicke überlagert das Ausgangsgestein.

Wüstenlacke wurden außer auf Vulkaniten, Kalksandsteinen und Quarzkieseln auf allen untersuchten Gesteinsarten festgestellt.

8.2.2

Polituren stellen Glättungen der Gesteinsoberfläche dar, ohne daß mikromorphologische Veränderungen im Gefüge des Gesteins feststellbar sind.

8.2.3

Verwitterungshäute konnten mikromorphologisch nicht untersucht werden.

8.2.4

Die stereometrischen Analysen von Krusten haben ergeben, daß eine Horizontierung im Sinne eines bodenkundlichen B-A-C-Profiles stattgefunden hat.

Folgende Horizonte wurden ausgeschieden:

- Ein Konkretionshorizont (1—1) an der Oberfläche mit sehr hohem Plasmagehalt ($K_{PL} > 90\%$);
- Darunter ein zweiter Anreicherungshorizont (1—2) mit geringerem Skelettanteil, höherem Plasmagehalt und geringerem Hohlraumgehalt als das Ausgangsgestein (NG).
- Darunter ein Magerhorizont (1—3) mit etwa gleichem Skelett-, geringerem Plasma- und höherem Hohlraumanteil als das Ausgangsgestein.

- Die Horizonte (1—1), (1—2), (1—3) bilden eine erste Horizontsequenz.
- Folgende Krustentypen konnten unterschieden werden: Typ KR 1, bestehend aus einer Horizontsequenz; Typ KR 2, bestehend aus zwei oder mehreren Sequenzen, wobei in der zweiten Sequenz im allgemeinen der Konkretionshorizont fehlt; zwischen die letzte Sequenz und das Ausgangsgestein ist vereinzelt ein
- Fleckenhorizont (0—4) geschaltet, in dem kleinräumig Plasmaanreicherungen und Hohlraumvergrößerungen vorkommen.
- Die Dicke der Krusten wird metrisch bestimmt als vertikale Entfernung zwischen Gesteinsoberfläche und Grenze zwischen unterstem Mager- oder Fleckenhorizont und dem Ausgangsgestein. Sie schwankt um den Modalwert von 3 mm.
- In ihrem horizontalen Verlauf sind die Krusten zellig angeordnet, so daß Bereiche mit etwa $1,2 \mu\text{m } \phi$ entstehen, von deren Schwerpunkten die Krustendicken zu den Rändern hin abnehmen. Die Zonen zwischen den Zellen sind dadurch gekennzeichnet, daß die Skelettkomponenten nur durch eine Cutane bedeckt sind.
- Krusten konnten in folgender hierarchischer Abfolge bezüglich ihrer Deutlichkeit in der Ausbildung auf verschiedenen Gesteinen klassifiziert werden:
 - Sandstein;
 - Kalksandstein,
 - Vulkanit,
 - Granit,
 - Kalkstein,
 - Tonstein,
 - Schiefer;
 Sie wurden nicht auf Basalten, Kalkschutt, Gelliten, Quarzdrusen, Quarzkieseln oder Basaltartefakten gefunden.
- Die Ausbildung von Krusten scheint eine Funktion der Porosität des Ausgangsgesteins und des Gehaltes an mobilisierbaren Eisen-, Aluminium- und anderen Ionen zu sein.

8.3 Mikrochemischer, röntgenographischer, lichtoptischer Befund

8.3.1

Es läßt sich mikrochemisch mit der Elmisonde nachweisen, daß die Anreicherungs- bzw. Konkretionshorizonte eine starke Eisen-, Mangan- und Aluminiumanreicherung, die eindeutig in den mit der Elmisonde erzeugten Probenstrom- und Rückstreuelektronenbildern mit dem Plasma korrelierbar sind, darstellen, während in den Magerhorizonten eine relative Verarmung

dieser Elemente stattgefunden hat. Gleichzeitig hat in den Anreicherungs- bzw. Konkretionshorizonten eine relative Verminderung des Silizium-, Magnesium- und Kalziumgehaltes stattgefunden.

— Dieser Befund wurde mit Hilfe von „line scans“ (ebenfalls mit der Elmisonde aufgenommen) entlang von Profilen durch die verschiedenen Horizonte hindurch bestätigt.

— Die pH-Werte von Suspensionen von Probenmaterial aus verschiedenen Tiefen lassen im allgemeinen eine Abnahme der Azidität mit Entfernung von der Gesteinsoberfläche erkennen.

8.3.2

Die Tonminerale gehören der Kaolinit- und Illit-(Montmorillonit-)gruppe an, wie Röntgenanalysen von Texturpräparaten erwiesen haben.

8.3.3

In den peripheren Bereichen der Quarzkörner in den Horizonten (1—1) und (1—2) hat eine Einregelung der optischen Kristallachsen in eine etwa oberflächenparallele Ebene stattgefunden, wie durch Einregelungsmessungen im Universaldrehtisch gezeigt werden konnte.

8.3.4

In den in den Konkretionshorizonten abgelagerten Plasmen sind Entmischungsformen erkennbar: Kieselsäurehaltige Plasmen sind stets in den peripheren Bereichen der Plasmaaggregate abgelagert, während deren zentrale Bereiche durch eisenüberzogene tonhaltige Plasmen gebildet werden.

8.3.5

Zwei Typen von Doppelcutanen, deren Dicken nur wenige μm betragen, konnten ausgeschieden werden:

— DC 1: Hier wird eine zentrale Zone aus PL_{SiO_2} durch eine Haut aus $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ überlagert;

— DC 2: Hier wird die zentrale Zone aus PL_{SiO_2} von einer dünnen Haut aus ebenfalls PL_{SiO_2} , das aber einen höheren Kristallisationsgrad hat, überlagert.

8.4 Ergebnisse der Varianzanalyse

Die Durchführung einer Varianzanalyse der gewonnenen statistischen Parameter (prozentuale Volumenanteile der drei in der stereometrischen Analyse ausgedählten Phasen) zeigt, daß die Nullhypothese: Es hat (beim Vergleich der drei Phasen) keine Veränderung stattgefunden,

— zwischen den einzelnen Horizonten innerhalb der Proben;

— innerhalb der Menge der Horizonte;

— innerhalb der Menge der Dünnschliffe abgelehnt wird.

9. Abschließende Hypothese der Entstehung von Krusten, Wüstenlacken und Polituren

Die in den vorherigen Kapiteln dargestellten Hypothesen lassen sich durch operative Kriterien (Messungen, Beobachtungen, Berechnungen) überprüfen, während die nun folgende abschließende Hypothese deduktiv aus den obigen Hypothesen abgeleitet wird:

Die Bildung der *Krusten* erfolgte während einer Klimaperiode, die durch folgende Parameter des täglichen Witterungsablaufes in erster Näherung umrissen wird:

- Hohe mittägliche Temperaturmaxima mit gleichzeitigen niedrigen Minima der relativen Luftfeuchtigkeit;
- Niedrige nächtliche Temperaturminima mit hohen, langdauernden relativen Feuchtmaxima (Taubildung);
- Rascher vormittäglicher Temperaturanstieg vom Minimum zum Maximum;
- Langsame laterale Verlagerung von Solen (Gelen) durch oberflächlich abfließendes Wasser (Regen);
- Äolischer Antransport von mikrobiell verwertbaren Stoffen (Fe, Mn, Ti, Cr usw.).

Die nachts (besonders gegen Morgen [Lufttemperaturminimum]) entsprechend der Dezendenztheorie BAKKERS et al. (1970) in das Gestein von außen eindringende Feuchtigkeitsfront bewirkt Lösungsvorgänge an den Oberflächen des Skeletts und des Plasmas, so daß es zur Bildung von Solen kommen kann.

Entsprechend dem Entropieprinzip bewegen sich die so neugebildeten oder durch Peptisation von Gelen wiedermobilisierten Sole stetig zu Orten höherer Feuchtigkeit, d. h. im Mittel zur Gesteinsoberfläche hin, so daß es zur Bildung eines Magerhorizontes unter einem Anreicherungs- und einem Konkretionshorizont kommt. Die Untergrenze des Magerhorizontes stellt auch die Untergrenze des Raumes dar, in dem sich das für die Krustenbildung maßgebliche Kräftegefüge abspielt. Liegen in einem Profil mehr als eine Horizontsequenz vor, stellen die jeweils tieferen Sequenzen Dokumentationen noch tieferen Eindringens der Feuchtigkeitsfronten in das Gefüge dar: Also von Witterungsverhältnissen mit noch ausgeprägteren Feuchtigkeits- und Temperaturgängen.

Ein eventuell gebildeter Fleckenhorizont wird mit der Ausbildung einer Inversionsschicht beim Austrocknungsvorgang erklärt, wenn nämlich die Gesteinsoberfläche bereits erwärmt wird und austrocknet, der tiefere Gesteinskörper dagegen noch relativ feucht ist; dann bewegen sich aus dem untersten aktiven Magerhorizont Lösungen oder Sole nach dem Entropieprinzip zu benachbarten Orten höherer Feuchtigkeit: Also zu Hohlräumen oder tonhaltigen Plasmaaggregaten hin.

Die vormittägliche Austrocknungsphase bewirkt einen Phasenwechsel vom Sol- zum Gelzustand; spätestens dabei tritt eine Entmischung ein, wobei das hydrophile Kieselsäuresol wegen seines geringeren primären Kristallinitätsgrades nach (räumlich und zeitlich!) dem

hydrophoben eisenhaltigen Sol, das zusätzlich wegen seiner elektrischen Eigenschaften leichter an der Tonsubstanz ausgeschieden wird, ausfällt.

Das leichter als das hydrophobe Eisensol peptisierbare Kieselsäuresol wird gesteinsoberflächennäher ausgeschieden und kann bei eventuellem oberflächlichen Wasserabfluß abgeführt werden, so daß ein relativer Siliziumdioxidverlust im System eintritt.

Beim Austrocknungsvorgang entstehende Gelrisse werden teilweise durch PL_{SiO_2} verfüllt. Somit wird eine Glättung des Reliefs im Mikrobereich durch Ausfüllung der Zwischenkornvertiefungen der Mineralkornoberflächen der Gesteine erreicht.

Die eisenreichen Oberflächen der Konkretionshorizonte können durchaus als „Nährböden“ für eisenbevorzugende Mikroorganismen dienen, die wiederum die ökologischen Notwendigkeiten für die Ansiedelung von z. B. mangan-, titan- oder chrombevorzugenden Mikroorganismen durch (beispielsweise) Änderungen des Redoxpotentials schaffen können. Die Nährstoffe dieser Mikroorganismen können durch Verarbeitung von z. B. äolisch zugeführten Mineralen gewonnen werden.

Ob die Anwesenheit von Mikroorganismen eine *conditio sine qua non* für die Krustenbildung oder ob sie nur ein „parasitäres Zwischenstadium“ im Metabolismus der Krusten darstellen, kann im Rahmen dieser Untersuchung nicht geklärt werden.

Gleichzeitig verändert ein solcher Überzug mit Mikroorganismen das Kräftegefüge der anorganischen Krustenbildung durch Änderung des Wärme- und Wasserhaushaltes, so daß es zu einer Fossilierung der so geschaffenen Krusten kommt.

Durch eine Zunahme der Aridität des Makroklimas wurde der Vorgang der Krustenbildung und der Besiedelung durch Mikroorganismen abgebrochen und es beginnt im Mittel Zerstörung der Krusten durch Abschuppung, wobei die Magerhorizonte bevorzugte Unstetigkeits- = Ablösungsflächen darstellen (aktueller Zustand)⁷².

Wüstenlacke werden im Prinzip ebenso wie Krusten gebildet, jedoch ist das Kräftegefüge, das für die Wüstenlackbildung verantwortlich ist, weniger prägnant in seinen Extremparametern (Wärme, Feuchtigkeit) ausgebildet, so daß es nur zu geringmächtigen (wenige μm dicken) Bildungen kommt.

Die Ausbildung eines eisen- oder kieselsäurehaltigen Wüstenlackes hängt in erster Linie vom Stoffangebot im darunterliegenden „Einzugsbereich“ ab (dasselbe gilt auch analog für die Bildung von Cutanen).

⁷² KAISER (1972) weist auf wiederverkrustete Ritzzeichnungen aus dem Tibestigebirge hin, jedoch standen mir davon keine Proben zur Verfügung. Mir sind während der Geländearbeit Krustenneubildungen in Ritzzeichnungen nicht aufgefallen.

Die Bildung von Cutanen und Wüstenlacken vom Typ WL 2 (eventuell auch Typ WL 1) scheint aktuell abzulaufen, wie der niedrige Kristallinitätsgrad in den PL_{SiO_2} -Lagen (Opal) vermuten läßt; diese Bildungen gehen nahtlos in die Gesteinsoberflächen über und zeigen randlich keine Arbeitskanten wie die Krusten.

Polituren werden durch die Sandstrahlgebläsewirkungen windtransportierten Sandes erzeugt. Ihre Vorkommen sind also an spezielle klimamorphologische Zonen (Sanddurchtransportgebiete, Sandfelder) gebunden⁷³.

Genetische Abfolgen wie: Politur → Wüstenlack oder Wüstenlack → Krusten werden nicht postuliert.

Glossar

Erläuterungen einiger häufiger benutzter Begriffe und Abkürzungen

Der Begriff **Hohlraum** braucht, da anschaulich klar, nicht näher erläutert zu werden; KUBIENA (1953) verwendet dafür in Anlehnung an B. SANDER die Bezeichnung Intergranularraum.

Inkrustationen: vgl. Krusten

Krusten sind (makroskopisch) braune bis braunschwarze, manchmal auch gelbbraune bis rötlichbraune, harte, dichter als das Muttergestein gefügte Überzüge unterschiedlicher Mächtigkeiten (sie schwanken zwischen 0,1 . . . 5,0 mm)⁷⁴, die oft bei nur flüchtiger Betrachtung lithologisch deutliche Unterschiede, wie die zwischen Basalten und Sandsteinen, wegen der allgemein dunklen Färbung verwischen lassen.

Im Profil haben Krusten stets folgenden Aufbau: Die Oberfläche wird durch den oben beschriebenen Konkretionshorizont gebildet, darunter folgt ein ebenfalls braun bis schwarzbraun gefärbter Anreicherungs-horizont, der von einem heller als das Ausgangsgestein gefärbten, lockerer gefügten Magerhorizont (s. u.) unterlagert wird.

Krusten wurden nicht nur auf horizontalen Flächen, wie z. B. STOCK (1972) beschreibt, sondern auch auf vertikalen Gesteinsflächen (Wänden) gefunden.

Krusten sind wahrscheinlich überwiegend autochthone Bildungen⁷⁵.

⁷³ RABINOWICZ (1968) hat nachgewiesen, daß Polituren sowohl durch rein mechanische, als auch chemische Prozesse gebildet werden.

⁷⁴ Solche vergleichsweise mächtigen Bildungen, wie sie KALLENBACH (1972) beschreibt, wurden gelegentlich festgestellt, aber wegen ihres anderen strukturellen Aufbaus als syndesimentäre Inkrustationen bezeichnet (z. B. in Probe 132) (keine Horizontierung).

⁷⁵ Der Begriff Rinde wird nicht aus dem in Kapitel 1.1 zitierten Schrifttum übernommen, da damit stets der braune oberflächliche Konkretionshorizont allein bezeichnet worden ist, nicht aber — wie in den obigen Ausführungen — eine Horizontabfolge.

Krusten und Verkrustungen werden unter dem Oberbegriff **Inkrustationen** zusammengefaßt:

| | | |
|----------------------|--------------|----------------------|
| | Inkrustation | |
| Kruste | | Verkrustung |
| (autochthone Genese) | | (allochthone Genese) |

Der **Magerhorizont** ist ein Verarmungshorizont, aus dem ein Teil des Bindemittels abgeführt und dessen Farbe gegenüber dem bergfrischen Gestein aufgehellt (gebleicht) ist. Er wird nur selten in der Literatur erwähnt, wie z. B. von SEEGER (1968) oder TRICART und CAILLEUX (1969).

Folgende **Nomenklatur** wurde gleichbleibend für alle untersuchten Profile bei der stereometrischen Analyse angewendet:

In der Ziffernkombination (m—n) bedeuten

m (als ganze rationale Zahl) die Horizontsequenz;

n (als natürliche Zahl) einen spezifischen Horizont in einer Sequenz.

m = 0: Der Horizont n ist von einer Sequenz unabhängig wie z. B. ein sedimentäres hohlraumreiches Band oder ein mächtiger Fleckenhorizont zwischen zwei Sequenzen;

m > 0: **Sequenzen**; sie enthalten mindestens einen Anreicherungs- und einen Magerhorizont;

n = 1: Konkretionär verdichteter Anreicherungs-horizont mit sehr hohem Plasmaanteil;

n = 2: Anreicherungs-horizont mit hohem Plasmagehalt;

n = 3: Magerhorizont mit niedrigem Skelett- und (oder) Plasmaanteil;

n = 4: Fleckenhorizont mit kleinflächigen (bezogen auf die im Dünnschliff aufgeschlossene Horizontfläche) Plasmaanreicherungen

n ≥ 5: Sonderhorizonte, wie sedimentäre Tonbänder o. ä.

Diese „abstrakte“ Nomenklatur wurde gewählt, um Verwechslungen mit den in der Bodenkunde gebräuchlichen Horizontbeschreibungen, die im allgemeinen zusätzlich eine bestimmte Genese implizieren, zu vermeiden.

Plasma wird nach BREWER und SLEEMAN (1960) wie folgt definiert: „Plasma of a soil material is that part which is capable of being or has been moved, reorganized, and/or concentrated by the processes of soil formation. It includes all the material, mineral or organic, of colloidal size and relatively soluble material which is not bound up in the skeleton grains.“ „ . . . Colloid-size clay minerals that occur as aggregates stabilized by iron oxides are still part of the soil plasma, as are the iron oxides, since their characteristics are such that under certain conditions they are capable of translocation, reorientation, and concentration“ (BREWER, 1964, p. 12).

Folgende **Kürzel** sind bei der mikromorphologischen Ansprache des Plasmas verwendet worden:

PL_{Fe+T} : Das Plasma besteht aus überwiegend Eisenverbindungen und Tonmineralen oder Aggregaten

daraus, ohne damit ein stöchiometrisches Verhältnis ausdrücken zu wollen⁷⁶.

PL_{SiO₂}: Das Plasma ist überwiegend aus siliziumdioxidhaltigen Verbindungen unterschiedlichsten Kristallinitätsgrades, wie z. B. Opal, Chalcedon, Quarz zusammengesetzt⁷⁶.

Folgende Plasmaarten wurden nach den Definitionen von BREWER (1964), p. 302 ff., unterschieden: „Argillasepic Fabric: The plasma of this fabric consists dominantly of anisotropic clay minerals and exhibits a flecked orientation pattern with recognizable domains“ („Argill-“ von „argilla“ = Ton).

„Crystic Plasmic Fabrics: The plasma is usually anisotropic and consists of recognizable crystals, usually of the more soluble plasma fractions...“ („Crystic“ ist abgeleitet von „crystallized“).

„Isotic Plasmic Fabrics: These fabrics have apparently isotropic plasma; that is, it is indeterminate at even the highest possible magnifications with high light intensity...“ („Isotic“ entspricht „isotrop“).

„Mosepic Fabric: ... the patches with striated orientation may adjoin each other or be separated by small areas of plasma with flecked orientation but are unoriented with regard to each other“ („Mo-“ ist abgeleitet von „mosaic“).

„Omnisepic Fabric: All the plasma exhibits a complex striated orientation pattern; in thin section the striae have an intricate pattern as regards direction of preferred orientation“ („Omni-“ ist abgeleitet von „omnis“ = alle).

„Silasepic Fabric: Soil materials with this fabric have a wide range of particle sizes with relatively high proportions of silt grains so that domains are difficult to recognize; the matrix has a flecked extinction pattern“ („Sil-“ von „Silt“).

„Undulic Plasmic Fabrics: The plasma is indeterminate; that is, it is practically isotropic at low magnifications and weakly anisotropic with faint undulose extinction at high magnifications and high light intensities; domains are not recognizable, or are in-

distinct, even at high magnifications“ („Undulic“ ist abgeleitet von „unda“ = Welle).

„Plasma Concentrations: Concentrations of any of the fractions of the plasma in various parts of the soil material due to soil formation. Examples of these are carbonate nodules, iron oxide nodules, and clay mineral coatings.“

Polituren sind Glättungen der Gesteinsoberflächen, ohne daß bei makroskopischer und mikroskopischer Betrachtung Gefügeveränderungen des Gesteins erkennbar wären.

Primäre Quarzkörner sind die Quarzkörner des ursprünglichen, nicht-verwitterten Gefüges;

während sekundäre = nicht-primäre Quarzkörner durch Verwitterungsvorgänge in ihrer Struktur veränderte Skelettkomponenten sind.

Skelett = skeleton grains „... of a soil material are individual grains which are relatively stable and not readily translocated, concentrated or reorganized by soil-forming processes; they include mineral grains, and resistant siliceous and organic bodies larger than colloidal size.“ (BREWER und SLEEMAN, 1960); skeleton grains „... are capable of weathering to form plasma“ (BREWER, 1964).

Verkrustungen sind Verdichtungen des Gefüges von Lockermassen (Sande, Kiese) durch Gips-, Kalk-, Ton-, Salzplasma o. ä.

Der Begriff Verwitterung wird im Rahmen dieser Untersuchung nicht weiter spezifiziert (z. B. „physikalische Verwitterung“ usw.), sondern als Beschreibung eines Vorganges verwendet, bei dem die Entropie des betrachteten Systems (Mineral, Mineral-korn, ..., Sandsteingefüge) verändert, im allgemeinen vergrößert wird. Die Steuerung dieses Vorganges geschieht durch einerseits energetische, andererseits chemische (d. h. letztlich — im atomaren Bereich — physikalische) Prozesse.

Verwitterungshäute stellen makroskopisch stumpfe, gelbbraune bis braune, rauhe, abreibbare Gesteinsüberzüge dar, deren Dicken meistens < 0,5 mm betragen. Sie sind im Rahmen dieser Untersuchung nicht näher bearbeitet worden.

Wüstenlücke sind glatte, glänzende, hauchdünne (Mächtigkeit < 0,1 mm) Gefügeverdichtungen der Oberflächenzonen von Gesteinen, die dunkler gefärbt sind, als das bergfrische Gestein.

⁷⁶ Die zusätzliche Einklammerung einer Komponente soll ggf. auf einen deutlich geringeren Gehalt dieser Komponente im Gefüge hinweisen.

Résumé

8.1 Le résultat macromorphologique

8.1.1 On a dressé une carte qui montre la répartition de quatre formes d'altération à la surface de roches (des croûtes, des vernis de désert, des polissages, et des peaux d'altération) en considération d'un changement d'aridité latéral et hypsométrique; on a constaté deux frontières climatiques:

— une frontière sur la crête du Jabal as Sawdā' — elle se trouve entre une région de croûtes d'apparence fraîche coexistant avec des algues et des lichens, sur le côté nord, et une région avec des croûtes d'apparence décomposée ne coexistant pas avec des algues sur le côté sud;

— la deuxième frontière contourne à peu près la région de la Sarīr Tibesti, où dominant nettement des formations de vernis de désert sur des croûtes et des peaux d'altération. On trouve des vernis de désert partout.

8.1.2 On peut déduire du résultat macromorphologique que, sous le climat actuel:

— des croûtes ne se forment pas, mais sont détruites;
— des vernis de désert se forment actuellement surtout dans la Sarīr Tibesti;
— des peaux d'altération se forment à nouveau avec certitude sur tout le terrain de recherche.

La succession génétique de peaux d'altération → vernis de désert ne peut être ni confirmée ni niée. Une succession génétique de vernis de désert → croûtes n'existe vraisemblablement pas, comme une constatation micromorphologique⁷⁰ l'a démontré⁷¹:

8.2 Le résultat micromorphologique

8.2.1 Deux types de *vernis de désert* d'une valeur modale d'épaisseur de 100 μm ont pu être distingués qualitativement:

— WL 1: Un horizon d'enrichissement se trouve sous la roche première; parfois, un horizon de taches est situé entre les deux.

— WL 2: Une double peau d'une épaisseur de 30 μm à peu près est située sur la roche mère.

On a constaté des vernis de désert sur tout les roches analysées sauf sur les vulcanites, les grès calcaires, et les graviers de quartz.

8.2.2 A cause des *polissages*, la surface de la roche est lisse sans qu'on puisse constater une transformation micromorphologique dans sa texture.

8.2.3 On n'a pas pu examiner des *peaux d'altération* du point de vue micromorphologique.

8.2.4 Les analyses stéréométriques des *croûtes* ont démontré qu'une formation d'horizons a lieu dans le sens d'un profil pédologique B-A-C.

⁷⁰ La présence d'un horizon maigre typique pour les croûtes n'a pas pu être constaté.

⁷¹ Des recherches complémentaires sont nécessaires pour éclairer ces deux aspects.

On a discerné les horizons suivants:

— à la surface, un horizon de concrétion (1—1) d'un contenu très élevé de plume ($K_{PL} > 90\%$);

— au-dessous, un deuxième horizon de concentration (1—2) dont la portion en squelette est moins grande, la teneur en plume plus élevée et le contenu d'interstices moins grand que dans la roche mère (NG).

— au-dessous, un horizon maigre (1—3) dont le contenu en squelette est presque pareil, le contenu de plume inférieur et la portion d'interstices plus élevé par rapport à la roche mère.

Les horizons (1—1), (1—2), (1—3) forment une première série d'horizons.

— On distingue plusieurs *types de croûtes*:

— type KR 1 qui consiste en une série d'horizons;

— type KR 2 qui consiste en deux ou plusieurs séries dans lesquelles en général l'horizon de concrétion manque à la deuxième série;

entre la dernière série et la roche se trouve sporadiquement intercalé;

— un horizon de tâches dans lequel on trouve des enrichissements de plume en petites quantités et des agrandissements d'interstices.

— L'épaisseur des croûtes est métriquement définie comme la distance verticale entre la surface de la roche et la limite entre l'horizon maigre, ou l'horizon de tâches le plus inférieur et la roche mère. Elle varie d'une valeur modale de 3 mm.

— Horizontalement, les croûtes sont d'une structure celluleuse telle que des parties, de 1,2 μm ϕ environ, s'y forment, et du centre desquelles l'épaisseur des croûtes diminue centrifugalement. Les zones entre les cellules sont caractérisées par le fait que les composantes de squelette ne sont couvertes que par une peau.

Relative à la netteté de leur formation, on peut établir la hiérarchie suivante des croûtes sur roches diverses:

grès,
grès calcaires,
vulcanites,
granits,
calcaires,
argillites,
schistes;

on ne les a pas trouvées sur basaltes, débris calcaires, gelites, druses de quartz, graviers de quartz, ou artefacts de basaltes.

— La formation des croûtes semble être une fonction de la porosité de la roche et de sa teneur en fer, aluminium, et en autres ions qui peuvent être mobilisés.

8.3 Les résultats microchimiques, roentgenographiques et optiques

8.3.1 Grâce au microscope électronique à balayage (Elmisonde®) on peut prouver que dans les horizons d'enrichissement ou de concrétion un fort enrichissement en fer, manganèse et aluminium a eu lieu tandis que dans les horizons maigres un appauvrissement relatif de

ces éléments s'est fait. En même temps, une diminution relative de silicium, de magnésium, et de calcium a eu lieu:

— Ce résultat fut confirmé à l'aide de «line scans» (également pris par le microscope électronique à balayage le long de profils travers des horizons différents.

— Les pH des suspensions des échantillons de profondeurs différentes montrent en général une diminution de l'acidité plus on s'éloigne de la surface de la roche.

8.3.2 Les minéraux argileux appartiennent au groupe des kaolinites, des illites (des montmorillonites), comme les analyses texturales au rayon -X l'ont montré.

8.3.3 Dans les parties périphériques des grains de quartz dans les horizons (1—1) et (1—2) une orientation des axes cristallins optiques à peu près parallèle à la surface est à constater.

8.3.4 Dans les plasmés dans des horizons de concrétion, on a reconnu des formes de ségrégation: des plasmés contenant de la silice se trouvent toujours dans les parties périphériques des agrégats de plasmé, tandis que les parties centrales sont formées par des plasmés argilifères couverts de fer.

8.3.5 On a pu distinguer deux types de *peaux doubles* dont les épaisseurs ne sont que de quelques μm :

DC 1: La zone centrale de PL_{SiO_2} est couverte par une peau de $\text{PL}_{\text{Fe} + \text{T}}$;

DC 2: La zone centrale de PL_{SiO_2} est couverte par une peau mince consistant aussi en PL_{SiO_2} , mais dont le degré de cristallisation est plus grand.

8.4 Les résultats de l'analyse de variance:

L'analyse de variance des paramètres statistiques obtenus (la portion en pourcentage du volume des trois phases dénombrées par l'analyse stéréométrique) montre que l'hypothèse nulle suivante est à refuser:

Aucun changement (en comparant les trois phases) a eu lieu

— entre les horizons différents à l'intérieur des échantillons,

— entre la totalité des horizons étudiés,

— entre toutes les plaques minces évaluées.

Conclusion:

La formation des croûtes s'est produite pendant une période climatique de température et d'humidité semblables à celles d'aujourd'hui;

en plus, on suppose des précipitations périodiques ou épisodiques pendant une période restreinte annuelle.

Selon le rythme diurne d'humidation des sols se sont formés à la surface des minéraux à cause de la condensation de la vapeur qui pénètre jusqu'à une profondeur maximale; pendant la phase de dessiccation suivante, ces sols de sont transformés en gels et, ensuite, au cours des rythmes de mouillage et de dessiccation suivant ils se meuvent vers les lieux de plus grande humidité (selon le principe d'entropie), c'est-à-dire, vers la surface de la roche.

Ainsi se forme un horizon maigre sous un horizon d'enrichissement et de concrétions; un déplacement latéral des sols (gels) est expliqué par des eaux s'écoulant à la surface.

Par les changements de dessiccation et de mouillage, une ségrégation en sols hydrophiles et hydrophobes a lieu et les deux sortes sont concentrées dans des zones séparées.

Les surfaces des croûtes ferrifères pourraient servir comme bouillons de culture pour des microorganismes préférant du fer, de façon que, éventuellement, des microorganismes représentent une étape intermédiaire parasitaire dans le métabolisme des croûtes. Une augmentation de l'aridité a provoqué l'état de destruction actuelle des croûtes.

Les vernis de désert succombent en principe aux mêmes conditions de formation, mais les paramètres extrêmes de ses forces sont moins explicites.

Les polissages résultent du sable transporté par le vent qui fonctionne comme une sableuse.

On n'exige aucune succession génétique de polissage → vernis de désert → croûtes.

Traduction par M. Böse

Summary

8.1 Macromorphological Findings

8.1.1 The distribution of four forms of weathering of rock surfaces (crusts, desert varnishes, polishes and weathering skins) during lateral and hypsometric aridity changes was mapped; two climatic boundaries were determined:

— one boundary — between fresh crusts occurring together with algae and lichen on the north side and fairly weathered-looking crusts without accompanying gatherings of algae on the south side — on the ridge of the Jabal as Sawdā';

— the second boundary surrounds roughly the area of the Sarīr Tibesti, where varnish formations rather than — crusts are not being formed but destroyed;

Desert varnishes are found everywhere.

8.1.2 From the macromorphological findings it may be deduced that, under the present climatic conditions

— crusts are not being formed but destroyed

— desert varnishes are at the present time in the process of formation, particularly in the area of the Sarīr Tibesti;

— weathering skins are with certainty being newly formed in the whole study area.

The genetic sequence weathering skin → desert varnish can be neither confirmed nor denied, a genetic sequence desert varnish → crust probably does not exist, as the macromorphological findings⁷⁰ have shown⁷¹.

8.2 Micromorphological findings

8.2.1 2 types of desert varnish with a thickness mode of 100 μm could be qualitatively distinguished:

— WL 1: an enrichment horizon lying beneath the parent-rock; occasionally a spotted horizon lies between.

— WL 2: a double cutane about 30 μm thick overlies the parent rock.

Desert varnishes were found on all types of rock investigated, except on volcanic rocks, calcareous limestone and quartzous gravel.

8.2.2 Polishes represent a smoothing of the rock surface without apparent micromorphological change in the rock's structure.

8.2.3 Weathering skins could not be micromorphologically investigated.

8.2.4 The stereometric analyses of crusts have shown that a stratification, comparable to pedological B-A-C-profile, occurred.

The following horizons were distinguished:

— a concretion horizon (1—1) on the surface with a high plasma content ($K_{PL} > 90\%$);

⁷⁰ The meagre horizon typical of crusts could not be established for desert varnishes.

⁷¹ Supplementary research is necessary on both points.

— beneath it a second enrichment horizon (1—2) with a lower skeleton content, higher plasma content and proportionally less cavities than the parent-rock (NG);

— beneath that a meagre horizon (1—3) with approx. the same skeleton content, lower plasma- and higher cavity content than the parent-rock.

— the horizons (1—1) (1—2) (1—3) form a first horizon sequence.

— the following types of crust were distinguished:

— Type KR 1, consisting of one horizon sequence

— Type KR 2, consisting of two or more sequences, whereby in the second sequence the concretion horizon is generally missing wholly between the last sequence and the parent rock an isolated

— spotted horizon (0—4) is inserted, containing plasma enrichments and cavity enlargements over small areas.

— the thickness of the crusts is determined metrically as the vertical distance between rock surface and the boundary between the lowest meagre- or spotted horizon and the parent-rock. It fluctuates around the mode of 3 mm.

— Horizontally the crusts form a vesicular pattern so that areas of approx. 1.2 μm ϕ arise whose crust thickness diminishes from the centre towards the edges. The zones between the cells are characterised by the fact that the skeletal components are covered only by a cutane.

— The crusts could be classified in the following hierarchical sequence, according to how clearly they are developed on different rocks:

sandstone
calcareous limestone
volcanic rock
granite
limestone
mudstone
slate.

They were not found on basalts, limestone debris, gelites, quartz pockets, quartzeous gravel or basalt artefacts.

— The development of crusts appears to be a function of the porosity of the parent rock and the content of mobilizable iron-, aluminium- and other ions.

8.3 Microchemical, radiographic, light optical findings

8.3.1 Using the *electron probe microanalyser* (Elmisonde[®]) it can be microchemically proved that in the enrichment- and concretion-horizons respectively a strong iron-, manganese- and aluminium-enrichment took place which can clearly be correlated with the plasma in the specimen-current- and backscattered electron pictures, whilst in the meagre horizons a relative impoverishment of these elements has taken place. At the same time a relative decrease in silicon, magnesium and calcium has occurred.

— This finding was confirmed with the help of line scans (also using the Elmisonde) along the profiles through the different horizons.

— The pH-value of suspensions of sample material from different depths show in general a decrease in acidity with increasing distance from the rock surface.

8.3.2 The clay minerals belong to the kaolinite and illite (montmorillonite) group, as X-ray analyses have proved.

8.3.3 In the peripheral areas of quartz grains in horizons (1—1) and (1—2), an alignment of the optical crystal axes in one plane roughly parallel to the surface has occurred, as could be demonstrated by orientation measurements in the universal stage.

8.3.4 Exsolution forms are recognizable in the plasmas deposited in the concretion horizons. Plasmas containing silicic acid are always deposited in the peripheral areas of the plasma aggregates, while their central areas are composed of ironcovered clayey plasmas.

8.3.5 Two types of *double cutanes* with a thickness of only a few μm could be distinguished:

— DC 1: a skin of $\text{PL}_{\text{Fe}+\text{T}}$ overlies here a central zone of PL_{SiO_2}

— DC 2: here, the central zone of PL_{SiO_2} is overlaid by a thin skin, also of PL_{SiO_2} but with a higher crystallinity.

8.4 Results of the variance analysis

The variance analysis, carried out on the obtained statistical parameters (proportional volume in per cent of the three phases established by the "stereometric analysis"), shows that (comparing the three phases) the null hypothesis: no change has taken place

— between the individual horizons within the samples;

— within the number of the horizons;

— within the number of the microsections
has to be rejected.

In a final hypothesis the following models are derived from the findings described above:

Crust formation took place during a climatic period with similar conditions of temperature- and relative humidity as today; in addition, however, periodically or episodically occurring precipitation during a short time span of the year is supposed. In the diurnal wet phase water vapour penetrates behind a humidity front up to a maximum depth and condenses on the mineral surface, forming sols which age into gels in the course of the following dry phase and, during the following wet/dry rhythms move step by step (according to the entropy principle) to spots of higher humidity, i. e. on the average towards the rock surface. This leads to the formation of a meagre horizon below the enrichment- and concretion horizons; lateral displacement of sols (gels) is explained by water draining off the surface.

The dry-wet cycle causes a segregation into hydrophilic and hydrophobic sols (gels), which are both enriched in spatially different zones.

Crust surfaces rich on iron could certainly serve as feeding-ground for iron-preferring microorganisms, so that microorganisms have possibly occupied a parasitic intermediate stage in the metabolism of the crusts.

An increase in aridity has led to the present state of decay of the crusts.

Desert varnishes are in principle subject to the same conditions of formation, the respective boundary conditions are less extreme, however.

Polishes arose through the sand-blasting effect of wind-transported sands.

No genetic sequence Polish \rightarrow desert varnish \rightarrow crust is postulated.

Translation by A. Braithwaite

Literatur

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1964): Die Anwendung des Phasenkontrastverfahrens bei der Untersuchung von Bodendünnschliffen. — In JONGERIUS, ed., 371...390 (Amsterdam)
- BAKKER, J. P., KWAAD, F. P. und MÜLLER, H. J. (1970): Experimente über rhythmische kutane Wasserdampfaufnahme in lockerem tonhaltigen Material bei abwechselnd hoher und niedriger relativer Feuchtigkeit der bodennahen Luftschicht besonders unter ariden und semiariden Bedingungen. Eine Deszendenz- und Inversionstheorie. — Berliner Geogr. Abh. N. F. 13, 69...109 (Schriften des 1. Geogr. Institutes der FU Berlin)
- BECKMANN, W. und GEYGER, E. (1967): Entwurf einer Ordnung der natürlichen Hohlraum-, Aggregat- und Strukturformen im Boden. — In KUBIENA, Hg., 163...188 (Stuttgart)
- BERTHELIN, J. (1971): Altération microbienne d'une arène granitique. — *Sience du Sol*, 11...29. (Supplément au Bulletin de l'Académie Française pour l'Etude du Sol)
- BERTOUILLE, H. (o. J.): Etude de la Fissuration par Desiccation. — Unveröffentlichtes Manuskript
- BIEDERMANN, E. W. (1962): Distinction of Shoreline Environments in New Jersey. — *J. Sediment. Petrol.* 32, 181...200
- BLANCK, E. und PASSARGE, S. (1925): Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. Mit Beiträgen von A. RIESER und F. HEIDE. — Abh. aus dem Gebiet der Auslandskunde der Hamburger Universität, Bd. 17, Reihe C: Naturwissenschaften 6 (Hamburg)
- BLÜTHGEN, J. (1964): Allgemeine Klimageographie. — 599 S. (Berlin)
- DU BOIS, G. C. (1903): Beitrag zur Kenntnis der surinamesischen Laterit- und Schutzrindenbildung. — *Tschermaks min. petrogr. Mitt.*, N. F. 22
- BREWER, R. (1964): *Fabric and Mineral Analysis of Soils.* — John Wiley & Sons, Inc., 470 p. (New York, London, Sidney)
- BREWER, R. and SLEEMAN, J. R. (1960): *Soil Structure and Fabric: Their Definition and Description.* — *J. Soil Sci.*, 11, 172...185
- CAILLERE, S. et HENIN, S. (1963): *Minéralogie des Argiles.* — Masson et Cie., 355 p. (Paris)
- CAILLERE, S.; HENIN, S. et ESQUEVIN, J. (1955): Synthèse à basse Température de quelques Minéraux ferri-fères (Silicates et Oxydes). — *Bull. Soc. Franc. Minér. Cristal.* 70, 227...241
- CORRENS, C. W. und v. ENGELHARDT, W. (1938): Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. — *Chemie der Erde* 12, 1...22
- DESIO, A. (1942): Il Tibesti nord-orientale. — *Reale Societa Geografica Italiana, Società Italiana d'Arti Grafiche*, 232 p. (Roma)
- DUBIEF, J. (1959 und 1963): *Le Climat du Sahara*, 2 Bde. — 312 bzw. 275 p. (Alger)
- FANTOLI, A. (1969): Contributio alla climatologia delle Regioni interna della Libia ... — *O. P. I.*, 313 p. (Roma)
- FISCHER, W. R. (1973): Die Wirkung von zweiwertigem Eisen auf Lösung und Umwandlung von Eisen-(III)-hydroxiden. — In: Pseudogley und Gley, Hg. SCHLICHTING & SCHWERTMANN, Verlag Chemie
- FLAIG, W.; BEUTELSPACHER, H. und SÖCHTIG, H. (1962): Ein Beitrag aus der molekularen Dimension zur Morphologie des Bodens. — *Z. Pflanz. Düng. Bodenkde.* 98, 225...231
- FLÖRKE, O. W. (1967): Die Modifikation von SiO₂. — *Fortschr. Min. Petrogr.* 44, 182...230
- FRÄNZLE, O. (1971): Die Opferkessel im quarzitischen Sandstein von Fontainebleau. — *Z. Geomorph. N. F.* 15, 212...235
- FRÄNZLE, O. (1973): *Physische Geographie als quantitative Landschaftsforschung.* — Maschinenschriftliches Manuskript, 15 S. (Kiel)
- FREI, E. (1964): Eisenoxydkonkretionen und Schlierenbildung in einigen Tropenböden Ecuadors. — In JONGERIUS, ed., 291...294 (Amsterdam)
- FÜCHTBAUER, H. und MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine.* — E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 726 S. (Stuttgart)
- FÜRST, M. (1968): Die Paleozän-Eozän-Transgression in Südlbyen. — *Geol. Rdsch.* 58, 296...313
- GAHM, J. (1971): Geräte und Aufgabenstellungen der „Stereometrischen Analyse“. — *Zeiss-Mitteilungen* 5, 294 bis 289
- GANSSEN, R. (1968): *Trockengebiete.* — B. I. Hochschulraschenbuch, 186 S. (Mannheim)
- GASTUCHE, M. C. (1953): Les Combinaisons de la Kaolinite avec les Oxydes de Fer trivalent. — *Pédologie* 3, 20...29
- GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge (Niederschlagsmenge und Lufttemperatur). — In: *Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti II, Feldarbeiten 1965/66; Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, 47...48 (Selbstverlag des II. Geogr. Institutes der FU Berlin)
- GOUDARZI, G. H. (1970): *Geology and Mineral Resources of Libya.* — Geological Survey Professional Paper 660, 104 p. (Washington D. C.)
- GRIFFITHS, J. F. and SOLIMAN, K. H. (1972): *The Northern Desert.* — In: GRIFFITHS, ed.: *Climates of Africa; Elsevier Publishing Company*, 604 p. (Amsterdam, London, New York)
- HARDER, H. (1965): Experimente zur „Ausfällung“ der Kieselsäure. — *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 429 bis 442
- HARDER, H. (1967): Über das Kalium-Natrium-Verhältnis in Gewässern und die Tonmineralbildung. — *Naturwissenschaften* 54, 613
- HARDER, H. (1969): Illit- und Montmorillonit-Synthese bei niedrigen Temperaturen. — *Naturwissenschaften* 56, 279
- HARDER, H. und MENSCHEL, G. (1967): Quarzbildungen am Meeresboden. — *Naturwissenschaften* 54, 561

- HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. — Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am II. Geogr. Institut der FU Berlin, 188 S. (Berlin)
- HEM, J. D. (1960): Restraints on dissolved ferrous iron imposed by bicarbonate and pH. — US Geological Survey Water Supply Paper 1459 A, 35 . . . 55
- HEM, J. D. and CROPPER, W. H. (1960): Survey of ferrous-ferric chemical equilibria and redox potentials. — US Geological Survey Water Supply Paper 1459 A, 1 . . . 31
- HERBILLON, A. J. and TRAN VINH AN, J. (1969): Heterogeneity in silicon-iron mixed hydroxides. — J. Soil Sci. 20, 223 . . . 235
- HILLEL, D. (1971): Soil and water. — Academic Press, 288 p. (New York und London)
- HÜLLERMANN, P. (1963): „Verwitterungsrinden“ in den Alpen. — Z. Geomorph. N. F. 7, 172 . . . 177
- HÜVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrtre und Tschad. — In: Evolution des Versants. IGU Symposium international de géomorphologie, Liège-Louvain, 8. bis 16. Juni 1966; 384 p. (Liège)
- HOFMANN/RÜDORFF (1963): Anorganische Chemie. — Vieweg & Sohn, 862 S. (Braunschweig)
- JONGERIUS, A. (ed.) (1964): Soil micromorphology — Elsevier Publishing Company (Amsterdam, London, New York)
- JONGERIUS, A. (ed.) (1967): Micromorphology of the soils, dedicated to the 70th birthday of W. L. Kubiena. — Geoderma 1, Nr. 3 and 4, 161 . . . 390
- KAISER, E. (1926): Die Diamantwüsten Südwestafrikas (2 Bde.). — Berlin
- KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer“ Oberflächenformung. — Berliner Geogr. Abhandlungen, N. F. 13, 147 . . . 188 (Schriften des I. Geogr. Institutes der FU Berlin)
- KALLENBACH, H. (1972): Beiträge zur Sedimentologie des kontinentalen Mesozoikums am Westrand des Murzukbeckens (Libyen). — Geol. Rdsch. 61, 302 . . . 322
- KALLENBACH, H. (1972): Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara. — In: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai III, Feldarbeiten 1966/67; Berliner Geogr. Abhandlungen 16, 83 . . . 94 (Schriften des II. Geogr. Institutes der FU Berlin)
- KHAN, D. H. (1960): A study on the effect of colloidal silica in peptising iron oxides. — J. Sci. Food Agric. 11, 133 . . . 136
- KLEBER, W. (1969): Einführung in die Kristallographie. — VEB Verlag Technik, 407 S. (Berlin)
- KLITZSCH, E. (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. — In: Max-Richter-Festschrift, 111 . . . 125 (Clausthal-Zellerfeld)
- KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentral-sahara. — Geol. Rdsch. 59, 459 . . . 527
- KNAUST, W. (1930): Über Sole von Eisenhydroxid und Manganhydroxid in ihrer Beziehung zur Bildung der sogenannten Schutzrinden und des Laterits. — Chemie der Erde 4, 529 ff.
- KRAUSKOPF, K. B. (1959): The geochemistry of silica in sedimentary environment. — Soc. Econ. Pal. Min., Spec. public. 7, 4 . . . 19
- KRUMBEIN, W. E. (1968): Über den Einfluß der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). — Geol. Rdsch. 58, 333 . . . 363
- KUBIENA, W. L. (1938): Micropedology. — Collegiate Press, Inc., (Ames, Iowa)
- KUBIENA, W. L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — 392 S. (Stuttgart)
- KUBIENA, W. L. (Hg.) (1967): Die mikromorphologische Bodenanalyse. — Enke (Stuttgart)
- LEINFELLNER, W. (1967): Einführung in die Erkenntnis- und Wissenschaftstheorie. — B. I.-Hochschultaschenbuch, 226 S. (Mannheim, Wien, Zürich)
- LINCK, G. (1930): Die Schutzrinden. — In: BLANCK, (Hg.), Hdb. der Bodenkunde, Bd. 3, 490 . . . 505 (Berlin)
- LUTZ, J. F. (1936): Relation of free iron in the soil to aggregation. — Proc. Soil Sci. Soc. Amer. 1, 43 . . . 45
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara; I. Klimageomorphologie. — 181 S. (Braunschweig)
- MENSCHING, H. (1971): Der Sahel in Westafrika. — Hamburger Geogr. Studien 24, 61 . . . 73
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. — Masson et Cie., 499 p. (Paris)
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. — E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 303 S. (Stuttgart)
- MULDER, E. G. (1964): Iron bacteria, particularly those of the Sphaerotilus-Leptothrix-group, and industrial problems. — J. of Applied Bacteriology 27, 151 . . . 173
- MULDER, E. G. and VAN VEEN, W. L. (1969): Effect of microorganisms on the transformation of mineral fractions in soils. — Transactions 9th International Congress of Soil Science, Vol. IV, Paper 68, 651 . . . 661
- MUNSELL soil color charts. — (Baltimore, Maryland, 1954)
- NACHTIGALL, G. (1879): Sahara und Sudan; Bd. I, Ergebnisse sechsjähriger Reisen in Afrika. — Nachdruck, 748 S. (Graz)
- NORDMEYER, H. (1959): Mineralogische Untersuchungen an drei Bodenprofilen auf Zechsteinletten, Unterem Buntsandstein und Zechsteindolomit. — Beitr. Mineral. Petrogr. 7, 1 . . . 44
- OKOMATO, G.; OKURA, T. und GOTO, K. (1957): Properties of silica in water. — Geochim. Cosmochim. Acta 12, 123 . . . 132
- PILLER, H. (1952): Die Phasenkontrastmikroskopie als Hilfsmittel zur Bestimmung feinkörniger, speziell dünner, transparenter Minerale. — Heidelberger Beitr. Min. Petr. 3, 307 . . . 334
- RABINOWICZ, E. (1968): Polishing. — Scientific American, 91 . . . 99
- SACHS, L. (1972): Statistische Auswertungsmethoden. — Springer-Verlag, 545 S. (Berlin, Heidelberg, New York)
- SANDER, B. (1934): Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine; Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. — Fortschritte Min. Krist. Petr. 18
- SCHEFFER, F.; MEYER, B. und KALK, E. (1963): Biologische Ursachen der Wüstenlackbildung; zur Frage der chemischen Verwitterung in ariden Gebieten. — Z. Geomorph. N. F. 7, 112 . . . 119
- SCHEFFER, F. und SCHACHTSCHABEL, P. (1970): Lehrbuch der Bodenkunde. — Enke-Verlag, 448 S. (Stuttgart)

- SCHELLMANN, W. (1959): Experimentelle Untersuchungen über sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. — *Chemie der Erde* 20, 104 . . . 135
- SEILER, H. (1968): Abbildungen von Oberflächen mit Elektronen, Ionen und Röntgenstrahlen. — B. I. Hochschultaschenbuch, 131 S. (Mannheim, Zürich)
- SCHLICHTING, E. und BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. — Verlag Paul Parey, 209 S. (Hamburg, Berlin)
- SEEGER, P. (1968): Gesteinsverwitterung an Bauwerken. — *Beih. Ber. Naturh. Ges.* 5, 35 . . . 57
- SEGALIN, P. (1964): Le fer dans les sols. — O. R. S. T. O. M., 150 p. (Paris)
- STOCK, P. (1972): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad. — *Berliner Geogr. Abhandlungen* 14, 73 S. (Berlin) (Abhandlungen des II. Geogr. Instituts der FU)
- STORZ, M. (1928): Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrographisch-geologischen Bedeutung; I. Teil: Verwitterung und authigene Kieselsäure führende Gesteine. — *Monographien Geol. Paläont.* 4, Heft 2 (Berlin)
- TRAN-VINH-AN, J. et HERBILLON, A. J. (1966): Etude expérimentale du système $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ applications à la pédogénèse. — *Trans. Conf. Mediterranean Soils*, 225 . . . 263 (Madrid)
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1969): Le modelé des régions sèches. — S.E.D.E.S., 472 p (Paris)
- TROLL, C. und PAFFEN, K. (1969): Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. — *Erdkunde* XVIII, 5 . . . 28
- TROGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale; Teil 2: Textband, Hg. von O. BRAITSCH. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 822 S. (Stuttgart)
- VALETON, I. (1967): Laterite und ihre Lagerstätten. — *Fortschr. Min. Petrogr.* 44, 67 . . . 130
- VIETE, G.; WAGENBRETH, O.; HUNGER, R. und REICHERT, H. (1960): Geologie; Band 1. — Bergakademie Freiberg, 692 S. (Freiberg)
- VINCENT, P. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). — *Mémoires du Bureau des Recherches géologiques et minérales* 23, 307 p. (Paris)
- WALTHER, J. (1891): Die Denudation in der Wüste. — *Abh. math.-phys. Klasse kgl. sächs. Ges. Wiss.* 16
- WALTHER, J. (1912): Das Gesetz der Wüstenbildung. — 324 S. (Berlin)
- WARNKE, D. A. (1969): Pediment Evolution in the Halloran Hills, Central Mojave-Desert, California. — *Z. Geomorph. N. F.* 13, 357 . . . 389
- WEBER, E. und HABETHA, H. (1972): Programmsystem für die Analyse biologischer Daten. — Umdruck des „Lehrfaches Variationsstatistik“ der Universität Kiel, 91 S. (Kiel)
- WETZEL, W. (1928): Die Salzbildungen der Chilenischen Wüste. — *Chemie der Erde* 3, 375 . . . 436
- WEY, R. et SIEFERT, B. (1961): Réaction de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} ; genèse et synthèse des argiles. — *Coll. Intern. Centre. Rech. Nation. Sci.* 105, 11 . . . 23
- WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. — Westermann (Braunschweig)
- WOLLAST, R. (1961): Aspect chimique du monde de formation des bauxites dans le Bas-Congo. — *Acad. Roy. Sci. Outre Mer n. Sér.* 7, No. 3, 468 . . . 489
- ZITTEL, K. A. (1883): Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste. — *Palaeontographica*, Band XXX

Verzeichnis der Tabellen

| | | |
|----|--|--------|
| 1 | Vorkommen verschiedener Gesteine in unterschiedlichen Klimazonen des Untersuchungsgebietes | 9 |
| 2 | Messungen einiger Klimaparameter im Gebiet der Sarīr Tibesti in der Zeit vom 16. 2. bis zum 25. 3. 1969 | 13 |
| 3 | Aufbau des Horizontes (1—1) der Probe 98 | 23 |
| 4 | Übersicht über die Aufschlüsselung der verschiedenen Verwitterungsformen auf die diversen Gesteinsarten, von denen Dünnschliffe vorlagen | 29 |
| 5 | Tabellarische Zusammenfassung der Ergebnisse der stereometrischen Analyse und der „beschreibenden“ Statistik | 39, 40 |
| 6 | Zusammenfassung der Tabelle 5 | 36 |
| 7 | Aufbau der hierarchischen Varianzanalyse | 56 |
| 8 | Varianzanalyse der Phasen Skelett, Plasma und Hohlraum der einzelnen Profile (Stufe 2) | 57 |
| 9 | Hierarchische Varianzanalyse für die Stufen 1 (Horizonte) und 2 (Profile) für die Variablen Skelett, Plasma und Hohlraum | 56 |
| 10 | Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf verschiedenen Gesteinen | 30 |

Verzeichnis der Figuren

| | | |
|----|--|----------|
| 1 | (1) Verbreitungsareale von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten im Untersuchungsgebiet, sowie einige (2) Mikroprofile durch Krusten in etwa zweifacher Vergrößerung | Tafel I |
| 2 | Darstellung der monatlichen Mittelwerte von Temperatur, Niederschlag und relativer Luftfeuchtigkeit | Tafel II |
| 3 | Meßreihe der relativen Luftfeuchtigkeit, der Bodenoberflächentemperaturen und der Luftbewegung, gemessen am 3. 3. 1969 in der Endpfanne des J. Nero (Libyen) über gelbweißem Sandboden | 11 |
| 4 | Thermoisoplethendiagramm der Erdbodentemperaturen in ° C in Bardai (Tibestigebirge) nach HECKENDORFF, 1969 | 11 |
| 5 | Drei Temperaturprofile aus Fig. 4 | 11 |
| 6 | Typlokalität: Probe 91 (Schematische Darstellung) | 15 |
| 7 | Schematische Darstellung der Hangfärbung im Ignimbritbereich an der Piste Bardai—Trou au Natron in etwa 1600 m über NN (vgl. Abb. 19) | 17 |
| 8 | Mikroprofil aus Probe 98 (1—1), (1—2) | 23 |
| 9 | Gliederung von Plasmalagen in Probe 33—1 (1—1) | 26 |
| 10 | Laterale Gliederung der Krusten | 28 |
| 11 | Schematisches Profil und Ergebnisse der stereometrischen Analyse der Probe 98. Krustentyp KR 1 | 34 |
| 12 | Krustentyp KR 1, Probe 122 | 34 |
| 13 | Krustentyp KR 2, Profil aus Probe 33—1 | 35 |

| | | |
|------------|--|----|
| 14 | Ergebnisse der mikrochemischen Analyse mit dem Elektronenstrahl-Mikroanalysator aus Probe 33—1 | 36 |
| 15 | „Line-scans“ der K- α -Röntgenstrahlung der Elemente Al, Fe und Si aus Probe 33—1 | 37 |
| 16 | „Line-scans“ der K- α -Röntgenstrahlung der Elemente Al und Fe aus Probe 122 | 41 |
| 17 | Meßfeld für eine Achsenverteilungsanalyse in Probe 122 (1—1) und (1—2) | 41 |
| 18 | Achsenverteilung im in Fig. 17 wiedergegebenen Meßfeld | 41 |
| 19 | Achsenverteilung des zentralen und der peripheren Bereiche eines Quarzkornes der Probe 33—1 (1—2) | 41 |
| 20 | Achsenverteilung primärer Quarzkörner in Probe 33—1 (1—2) | 41 |
| 21 | Achsenverteilungsdichte nicht-primärer Quarzkörner in Probe 33—1 (1—2) | 41 |
| 22, 23, 24 | Verteilung der optischen Achsen primärer und nicht-primärer Quarzkörner in Probe 122 (1—1) und (1—2) | 42 |

Verzeichnis der Abbildungen auf Tafeln

| | | |
|----|--|------|
| 1 | Reste einer Kruste (Tibesti-Gebirge) auf Granit | III |
| 2 | Kruste auf Sandstein (Probe 33—1) (Tibesti-Gebirge) | III |
| 3 | Kruste auf Sandstein (Probe 91) (Tibesti-Gebirge) | III |
| 4 | Kruste auf Sandstein (Probe 91) (Tibesti-Gebirge) | III |
| 5 | Krustenflecken, Verwitterungshäute auf Kalkstein (J. as Sawdā) | IV |
| 6 | Flechten auf Kalksteinen (wie Abb. 5) | IV |
| 7 | Basalte, durch Sandstrahlgebläsewirkungen facettiert (Sarīr Tibesti) | IV |
| 8 | Krusten auf Sandstein (Kanaya, Tibesti-Gebirge) | V |
| 9 | Verkrustung auf verkieseltem Kalkstein (J. Ma'ruf) | V |
| 10 | Verwitterungshäute auf Hangmaterial (Tibesti-Gebirge) | V |
| 11 | Verwitterungshäute auf Hangmaterial (Tibesti-Gebirge) | V |
| 12 | Verwitterungshäute auf Basalt (J. Eghei) | VI |
| 13 | Firnartige Gesteinsoberflächen auf Kalkstein (wie Abb. 9) | VI |
| 14 | Hangfärbung im Ignimbritbereich (Tibesti-Gebirge) | VI |
| 15 | Krustenreste auf Sandstein (Kanaya, Tibesti-Gebirge) | VII |
| 16 | Kruste auf Sandstein (Moya, Tibesti-Gebirge) | VII |
| 17 | Doppelcutane DC 2 (Probe 33—1) | VII |
| 18 | Doppelcutane DC 2 (Probe 33—1) | VII |
| 19 | Mikrofotoprofil Probe 122 (vgl. S. 34) | VIII |
| 20 | Mikrofotoprofil Probe 33—1 | VIII |
| 21 | Lateraler Verlauf der Horizonte (1—1) und (1—2) in Probe 33—1 | VIII |

| | | | | | |
|----|---|------|----|--|------|
| 22 | Cutane an Krustenoberfläche, Probe 122 | IX | 46 | Aufweitung von Strukturlinien, Probe 187—1 | XV |
| 23 | Abtrennung und Translokation von Quarkornpartikeln, Probe 122 | IX | 47 | Verlagerung von Quarkornpartikeln, Probe 122 | XV |
| 24 | Doppelcutane DC 1, Probe 33—1 | IX | 48 | Abschuppung von Quarkornpartikeln, Probe 39—5 | XV |
| 25 | Wüstenlack WL 1, Probe 132 | IX | 49 | Ausbildung von Feinquarzaggregaten, Probe 123 | XV |
| 26 | Wüstenlack WL 2, Probe 218 | X | 50 | Eisen-Tonkonkretion und Feinquarzaggregate, Probe 98 | XVI |
| 27 | Wüstenlack WL 2, Probe 218 | X | 51 | Eisen-Tonkonkretion und Feinquarzaggregate, Probe 98 | XVI |
| 28 | Politur auf Basaltschotter (Tibesti-Gebirge) | X | 52 | Separierung von verschiedenen Plasmen, Probe 98 | XVI |
| 29 | Politur auf Basaltartefakt (J. Nero, Libyen) | X | 53 | Abfolge verschiedener Plasmen, Probe 33—1 | XVI |
| 30 | Aufnahmebereiche mit dem Elektronenstrahl- Mikroanalysator in Probe 33—1 | X | 54 | Ausscheidung von Kieselsäuresolen, Probe 125 | XVI |
| 31 | Aufnahmen mit dem Elektronenstrahl- Mikroanalysator in Probe 33—1 | XI | 55 | Ausscheidung von Kieselsäuresolen, Probe 125 | XVI |
| 32 | Aufnahmen mit dem Elektronenstrahl- Mikroanalysator in Probe 98 | XII | 56 | Durchbruch von kieselsäurehaltigem Plasma durch ältere Plasmakörper, Probe 33—1 | XVII |
| 33 | Aufnahmen mit dem Elektronenstrahl- Mikroanalysator in Probe 122 | XII | 57 | Durchbruch von kieselsäurehaltigem Plasma durch ältere Plasmakörper, Probe 33—1 | XVII |
| 34 | Magerhorizont der Probe 187 | XIII | 58 | Durchbruch von kieselsäurehaltigem Plasma durch ältere Plasmakörper, Probe 33—1 | XVII |
| 35 | Ausscheidungen von Plasmen in einem Hohlraum der Probe 33—1 | XIII | 59 | Durchbruch von kieselsäurehaltigem Plasma durch ältere Plasmakörper, Probe 33—1 | XVII |
| 36 | Anreicherung von Plasma in einer „Mulde“ in Probe 122 | XIII | 60 | Ausbildung von Rißstrukturen, Probe 39—5 | XVII |
| 37 | Anreicherung von Plasma in einer „Mulde“ in Probe 122 | XIII | 61 | Ausbildung von Rißstrukturen, Probe 39—5 | XVII |
| 38 | Anwachsung von Quarzplasma, Probe 125 | XIV | 62 | Ausbildung von Rißstrukturen, Probe 125 | XVII |
| 39 | Anwachsung von Quarzplasma, Probe 125 | XIV | | | |
| 40 | Anwachsung von Quarzplasma, Probe 125 | XIV | | | |
| 41 | Wüstenlack WL 1, Probe 178 | XIV | | | |
| 42 | Wüstenlack WL 1, Probe 178 | XIV | | | |
| 43 | Plasmaanreicherung an Krustenoberfläche, Probe 178 | XIV | | | |
| 44 | Eindringen von Plasma in Risse, Probe 123 | XIV | | | |
| 45 | Eindringen von Plasma in Risse und Abtrennung einzelner Quarkornpartikel, Probe 187—1 | XV | | | |

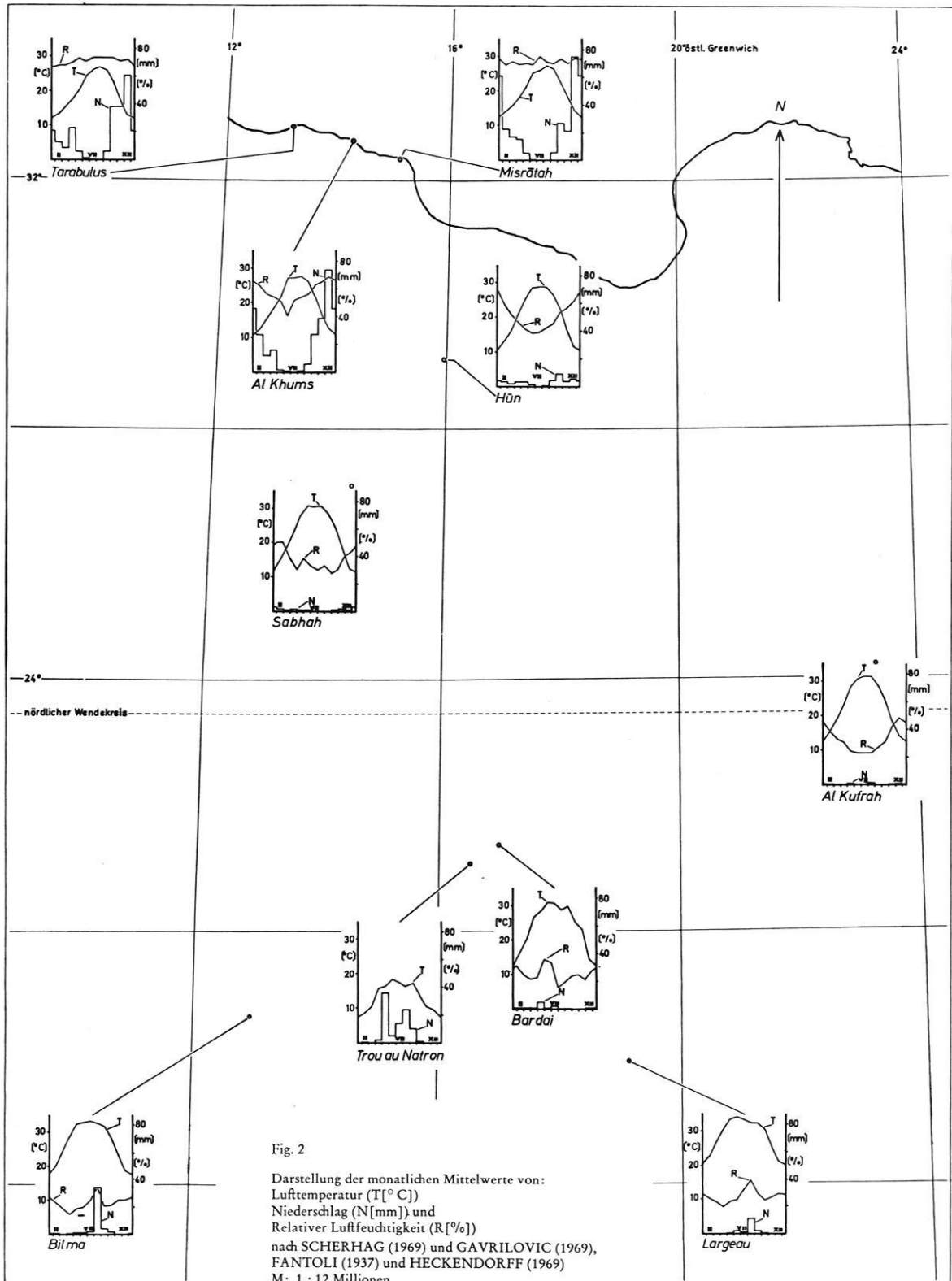


Fig. 2

Darstellung der monatlichen Mittelwerte von:
 Lufttemperatur (T[°C])
 Niederschlag (N[mm]) und
 Relativer Luftfeuchtigkeit (R[%])
 nach SCHERHAG (1969) und GAVRILOVIC (1969),
 FANTOLI (1937) und HECKENDORFF (1969)
 M: 1 : 12 Millionen



Abbildung 1
 Reste einer dunkelbraunen bis braunschwarzen Kruste von 0,5 ... 1 mm Dicke auf Blöcken einer Alkali-Granitintrusion am Ostufer des E. Yébigué unterhalb Orda (Tibesti-Gebirge) in etwa 700 m Meereshöhe.
 (Aufgenommen am 21. 10. 1967)

Abbildung 2
 Maßstab etwa 1 : 1
 Kruste auf einem mittel- bis feinkörnigen Sandstein, ockergelb mit weißgelben Lagen und Flecken, vom Sandsteinmassiv „Fiake“ am Unterlauf des E. Yébigué (Tibesti-Gebirge) in etwa 600 m Meereshöhe.
 Probe 33—1

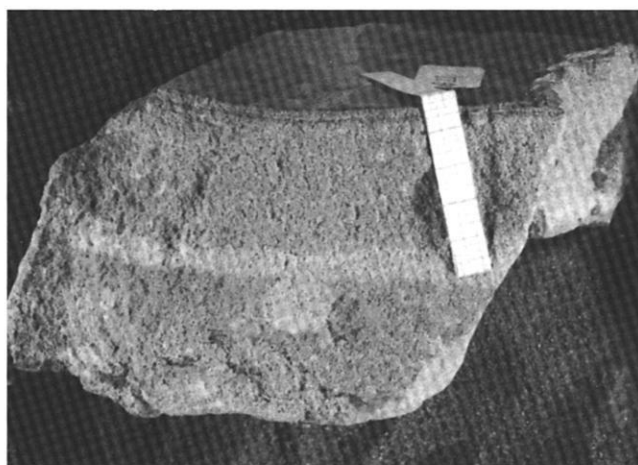


Abbildung 3
 Maßstab etwa 1 : 1

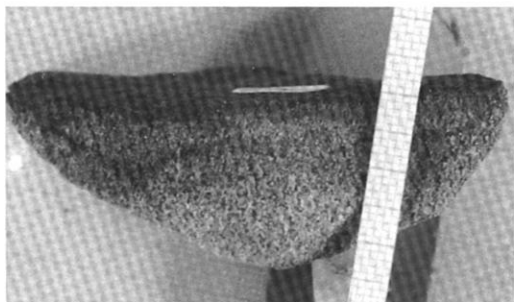
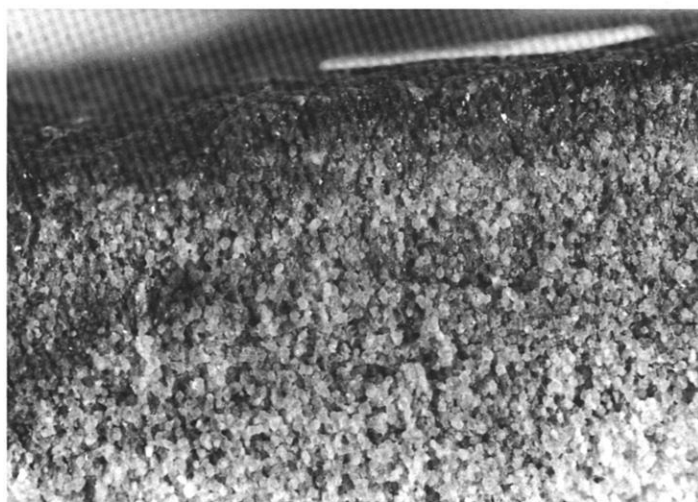


Abbildung 4
 Maßstab etwa 3 : 1
 Ausschnitt aus Abb. 3

Abbildungen 3 und 4
 Kruste auf einem fein- bis mittelkörnigen, lockeren Sandstein vom Massiv „Yei Lulu Loga“ im südwestlichen Vorland des Tibesti-Gebirges in etwa 700 m Meereshöhe. Die Farbe des bergfrischen Gesteins ist gelbbraun.
 Der Ausschnitt Abb. 4 zeigt Zonen unterschiedlicher Verfärbung und verschiedener Gefügeverdichtungen in oberflächenparalleler Anordnung.
 Probe 91



TAFEL IV

Abbildung 5
Dunkle Krustenflecken, die ohne seitliche Begrenzung in (hellgraue) Verwitterungshäute übergehen; die weißen Bereiche sind bergfrisches Gestein.
Senonische Kalke am Nordabfall des J. as Sawdā in etwa 300 m Meereshöhe.
(Aufgenommen am 29. 3. 1969)



Abbildung 6
Flechten, die in Kavernen siedeln; unter abgelösten Flechten hat das Gestein bergfrische Farbe (weißer Fleck oberhalb des Hammers).
Lokalität wie Abb. 5
(Aufgenommen am 29. 3. 1969)

Abbildung 7
Durch Sandstrahlgebläsewirkungen facetierte Basaltblöcke am Nordwestrand des J. Eghei in etwa 500 m Meereshöhe; oberhalb der Sarirdecke hat die Gesteinsoberfläche einen glänzenden, blaugrauen Farbton (Wüstenlack).
(Aufgenommen am 20. 11. 1967)

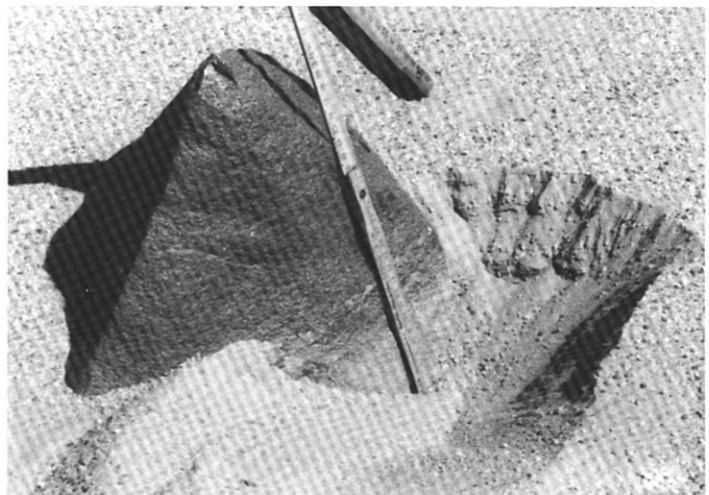




Abbildung 8

Etwa 5 mm dicke Krustenreste an der Oberfläche eines aus gelbbraunem fein- bis mittelkörnigen Sandstein (unteres Devon) bestehenden Inselberges in „Kanaya“ (Südwestrand des Tibesti-Gebirges) in 700 m über NN.

(Aufgenommen am 9. 1. 1968)



Abbildung 9

Schwärzbraune, glasharte, schaumige Verkrustung eines verkieselten, blasig strukturierten, weißen Kalksteins eines Ausliegers des J. Ma'ruf in 500 m Meereshöhe (Sarir Tibesti).

(Aufgenommen am 11. 3. 1969)



Abbildung 10

Verwitterungshäute auf Sandsteinoberflächen besonders unterhalb überkragender Schichtpakete; in den Runsen verwitterungshautfreies Feinmaterial.

(Aufgenommen am 18. 10. 1967)

Bardai (Tibesti-Gebirge) in 800 m Meereshöhe.



Abbildung 11

Verwitterungshautfreie Hangrunsen in durch Verwitterungshäute gelbbraun gefärbten Basaltschutthängen; Farbe des bergfrischen Gesteins: Blaugrau.

Westlich „Chebedo“ (Tibesti-Gebirge) in 1900 m Meereshöhe.

(Aufgenommen am 3. 12. 1967)

Abbildung 12

Verwitterungshäute auf Basaltblöcken (rechts unten und links oben) sowie auf einer Aufschlußwand eines Terrassenkörpers, der auf einem Granitkörper lagert. Der abrusende Granit erscheint heller, da verwitterungshautfreie Bereiche weißgelb gefärbt sind. E. Oyouroum (J. Eghei) 800 m über NN. (Aufgenommen am 6. 3. 1969)

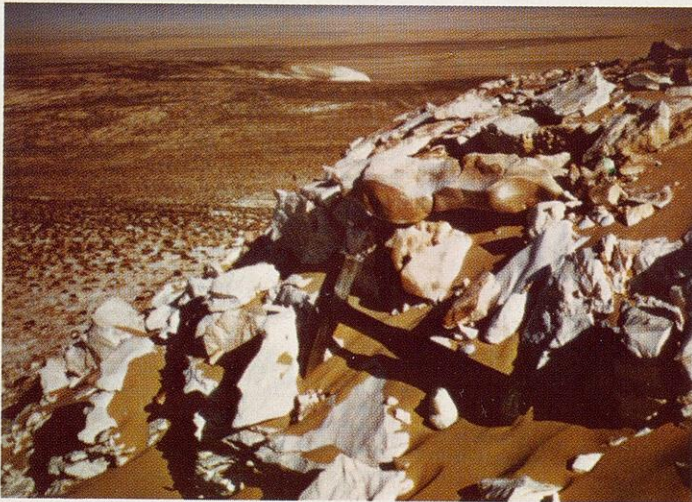


Abbildung 13

Firnartige Gesteinsoberflächen auf tertiären Kalksteinen in unmittelbarer Nachbarschaft zu Verkrustungen (vgl. Abb. 9). (Aufgenommen am 11. 3. 1969)

Abbildung 14

Durch von oben nach unten zunehmende Dicke der krustenbedeckten Schuttstreu auf den Pedimenten entsteht eine zum Pedimentende hin zunehmende Dunklerfärbung; Hellbraun: Verwitterungshäute. Ignimbritbereich Piste Bardai—Zouar (Tibesti) 1600 m Meereshöhe. (Aufgenommen am 18. 2. 1968)

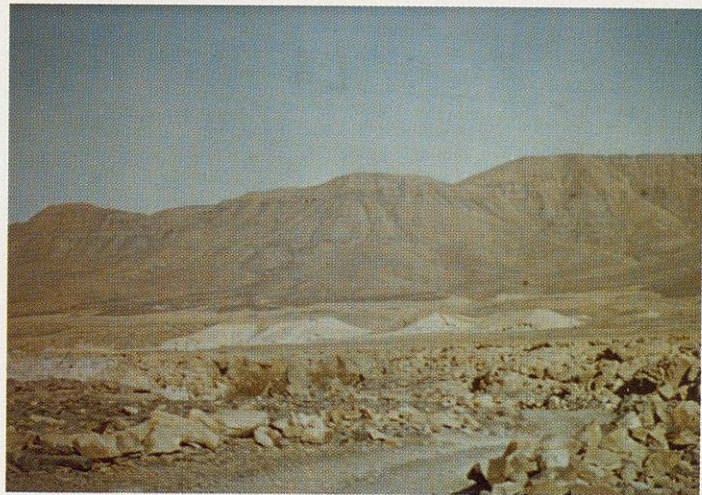




Abbildung 15
Krustenreste auf der Oberfläche eines Schild-
inselberges am Südostrand des Sandsteinmas-
sivs „Yei Lulu Loga“ im südwestlichen Vor-
land des Tibesti-Gebirges in etwa 700 m Meer-
eshöhe (vgl. Abb. 3 und 4).
(Aufgenommen am 8. 1. 1968)

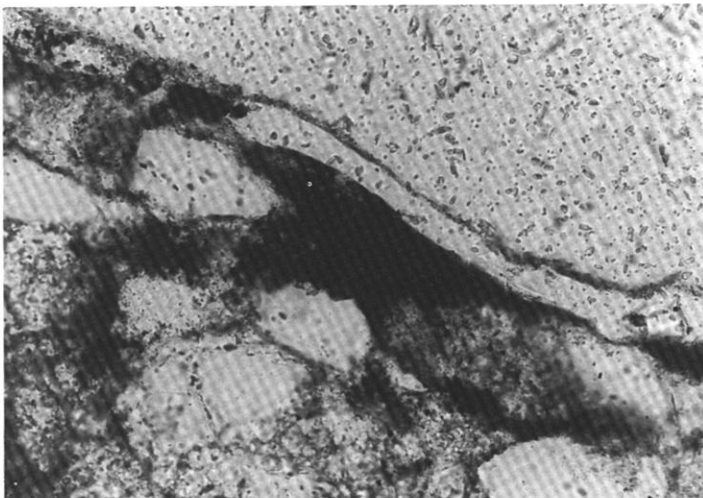


Abbildung 17

100 µm

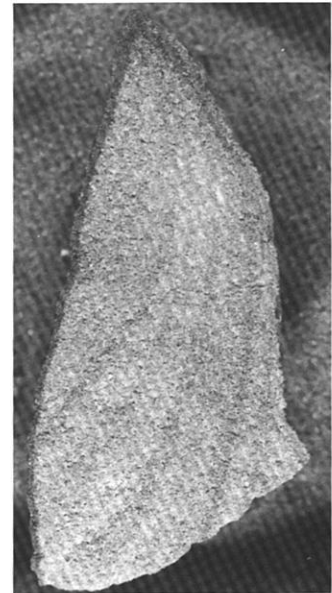


Abbildung 16
Kruste auf einem mittelkörnigen, massigen,
gelbbraunen Sandstein des Paläozoikums aus
„Moya“ bei Aozou (Tibesti-Gebirge) in etwa
880 m Meereshöhe.
Maßstab etwa 1 : 1

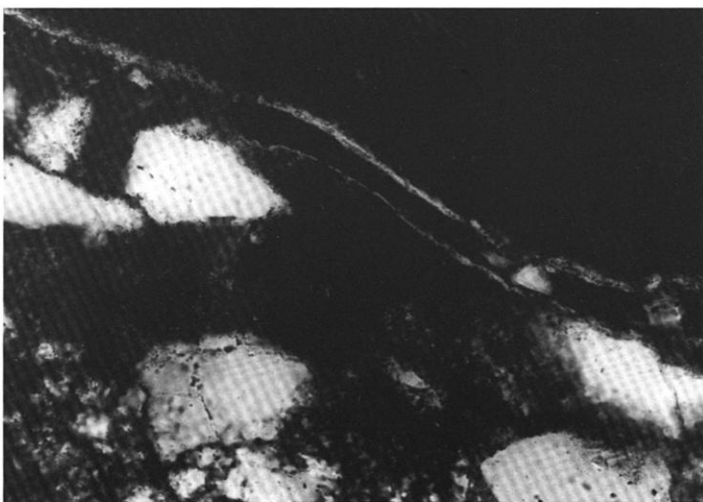


Abbildung 18

Tafel VIII siehe Seite 34

Abbildungen 17 und 18
Probe 33—1 (1—1);
Doppelcutane DC 2: Die zentrale 10 . . . 15 µm
dicke PL_{SiO_2} -Schicht wird durch eine stark
doppelbrechende Lage aus demselben Plasma
von etwa 2,5 µm Dicke überlagert.
Vergrößerung etwa 260×.

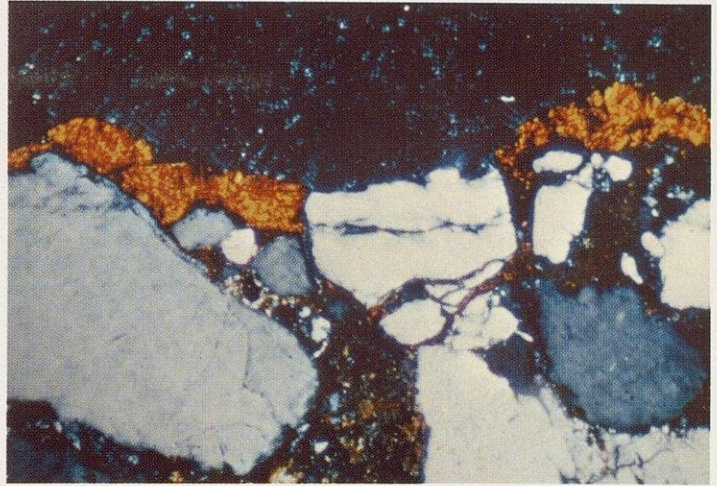
TAFEL IX

Abbildung 22

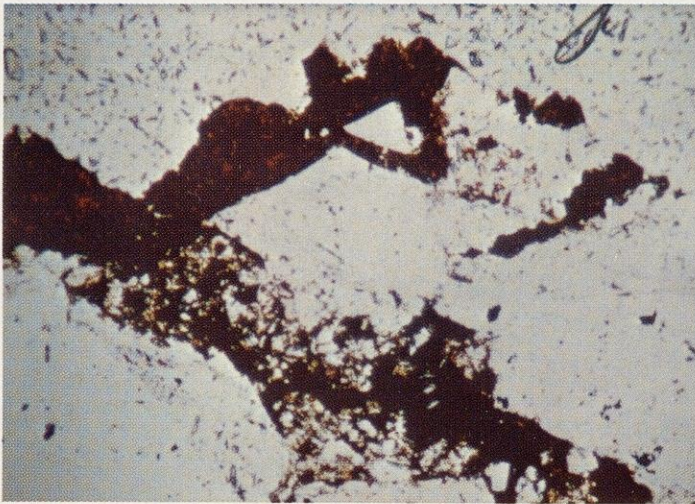
Probe 122 (1—1)

Cutane an der Krustenoberfläche, aufgebaut aus einem Gemisch aus Hydrargillit und Nontronit. Das Plasma ist durch radiaifaserige Rißstrukturen und oberflächenparallele Einlagerungen von „isotisch“ Plasmalagen (BREWER, 1964) gegliedert.

Vergrößerung ca. 85×.
gekreuzte Nicols



100 µm



100 µm

Abbildung 23

Probe 122 (1—1)

Abtrennung und Translokation von Partikeln eines Quarzkornes durch Einlagerung von Plasma (vgl. auch Abb. 22 und 47).

Vergrößerung etwa 170×.
Hellfeld

Abbildung 25

Wüstenlack WL 1:

Die oberflächennahen Bereiche der primären Hohlräume sind durch ein Plasma PL_{Fe+T} verfüllt worden.

Horizontabfolge: (1—1) / (1—2) / (NG)

Vergrößerung etwa 43×

Hellfeld

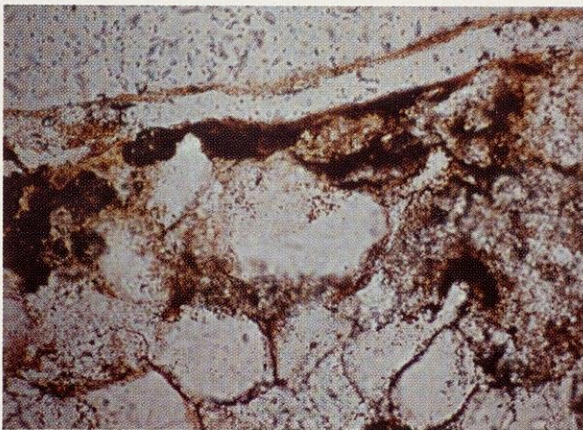
Abbildung 24

Probe 33—1 (1—1)

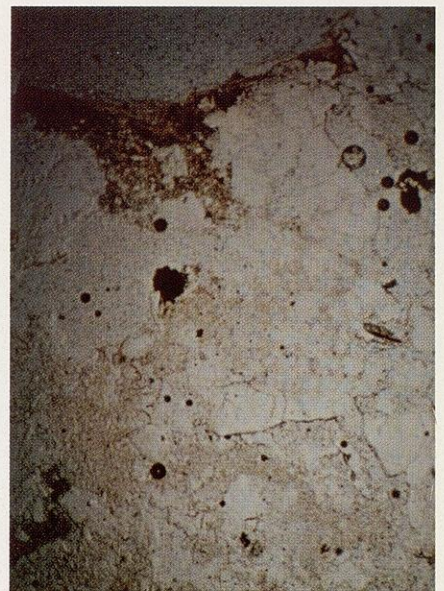
Doppelcutane DC 1: Über einer 10...15 µm dicken Lage PL_{SiO_2} wird die Cutane nach oben hin durch eine etwa 2,5 µm dicke Plasmalage $PL_{Fe+(T)}$ begrenzt.

Vergrößerung etwa 200×

Hellfeld



100 µm

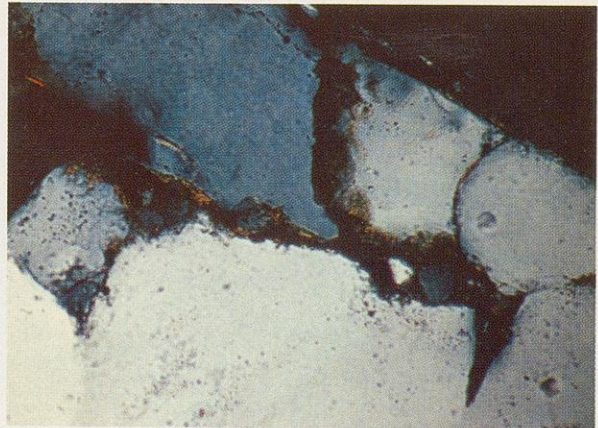


100 µm



26

Hellfeld



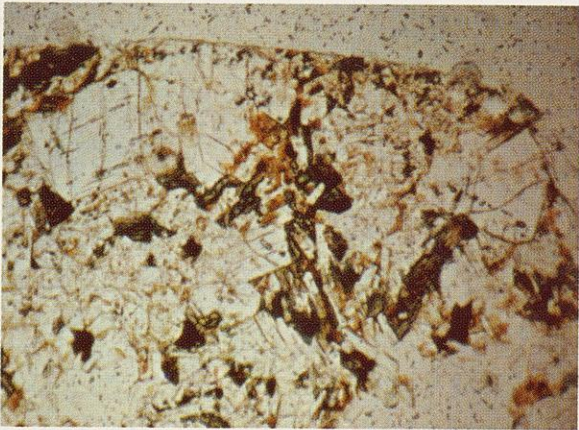
27

gekreuzte Polarisatoren

100 µm

Abbildungen 26 und 27

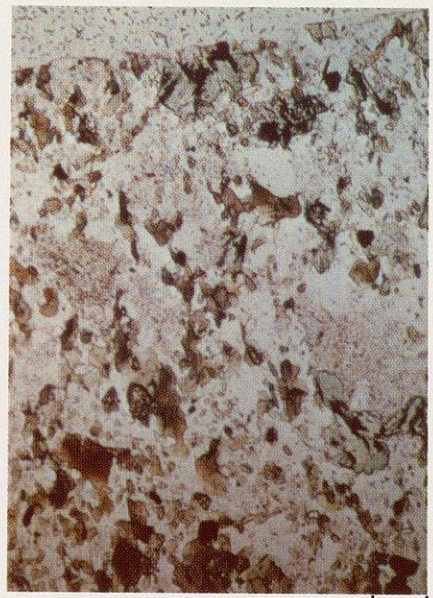
Wüstenlack WL 2: Die Oberfläche wird durch eine 5 µm dicke Doppelcutane DC 2 gebildet; darunter liegt ein 2,5 µm dickes Plasmagemeinschaft mit folgenden streng separierten Komponenten: $PL_{T+(Fe)}$ und PL_{SiO_2} .
Vergrößerung etwa 210×



100 µm

Abbildung 28

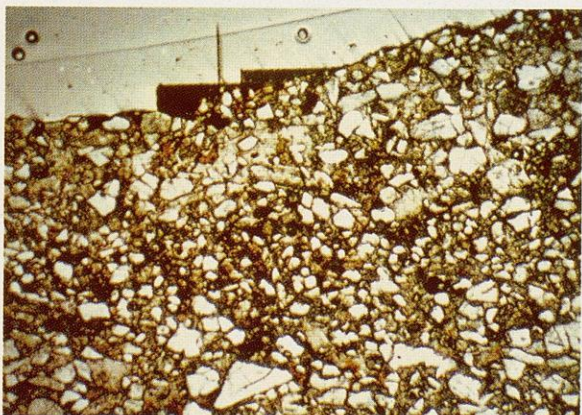
Politur an der Oberfläche eines Basaltschotters aus dem E. Bardagué (Tibesti-Gebirge) oberhalb Bardai.
Vergrößerung etwa 85×
Hellfeld



100 µm

Abbildung 29

Politur an der Oberfläche eines Artefaktes (Basalt) aus dem J. Nero (Libyen).
Vergrößerung etwa 85×
Hellfeld



100 µm

Abbildung 30

Aufnahmebereiche mit dem Elektronenstrahl-Mikro-analysator in der Kruste der Probe 33—1.
Rechtes Kontaminationsfeld: Abb. 31 (1);
linkes Kontaminationsfeld: Abb. 31 (2).
Das Aufnahmegebiet der Abb. 31 (1) hat eine vertikale Ausdehnung von etwa 13 mm, das der Aufnahme 31 (2) von etwa 22,5 mm.
Vergrößerung etwa 22×
Hellfeld

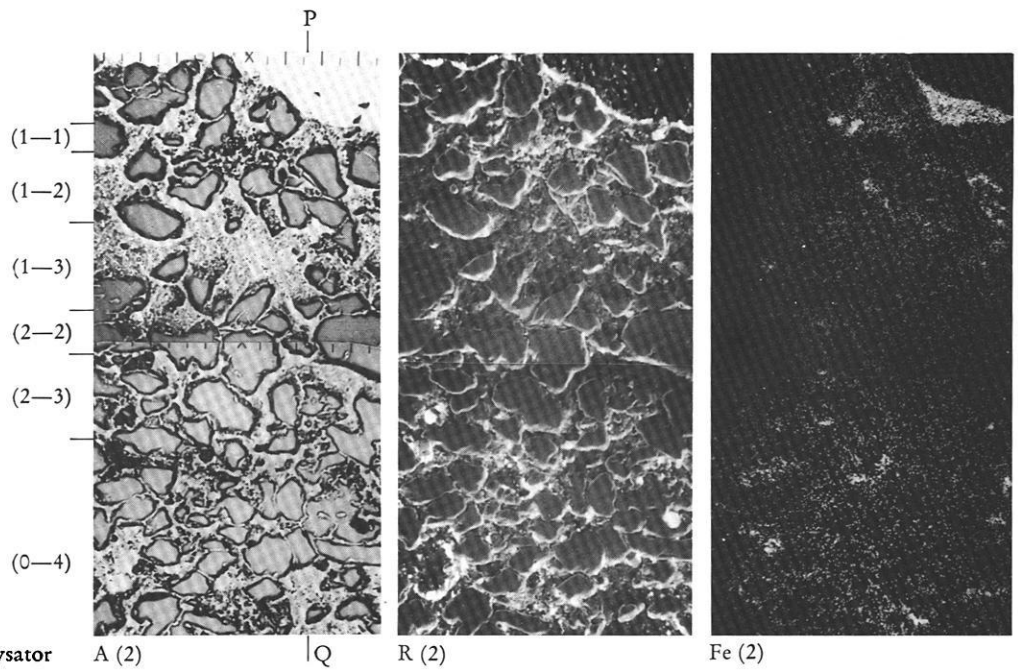


Abbildung 31
 Aufnahmen mit dem Elektronenstrahl-Mikroanalysator
 aus Probe 33—1 (Lokalität s. Kap. 5.1.1.2)

A: Probenstrombilder;

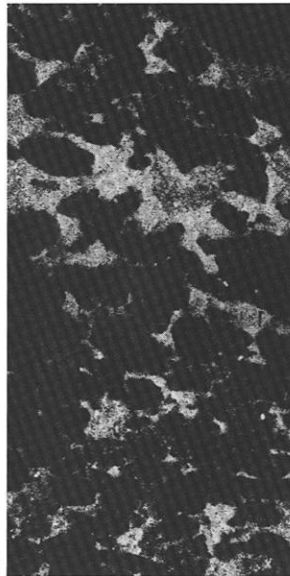
R: Rückstreuelektronenbilder;

Fe, Al, Si, Ti: K- α -Röntgenbilder;

(n): Aufnahmebereiche, die Aufnahmen aus Bereich (1) geben den unmittelbar links von der Profillinie PQ im Bereich (2) anschließenden Bereich mit den Horizonten (1—1), (1—2) und (1—3) wieder; der Bereich (3) ist etwa 1 mm rechts von der Profillinie gelegen.

PQ: Profillinie, auf die sich die Horizontangaben am linken Rand der Aufnahme A (2) beziehen.

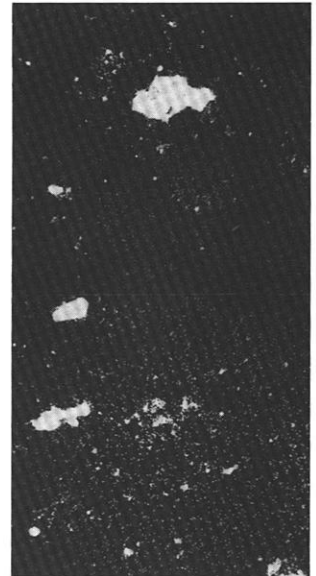
Vergrößerung in den Bereichen (1) und (2) etwa 100 \times ;
 Vergrößerung im Bereich (3) etwa 65 \times



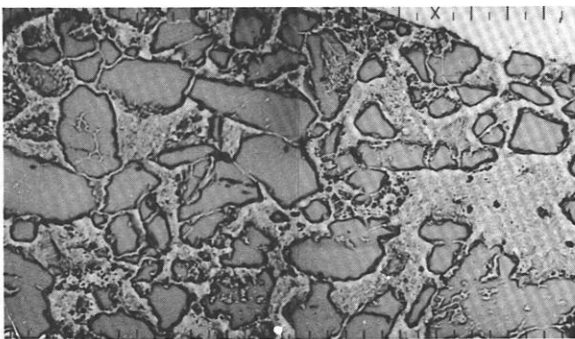
A (2)



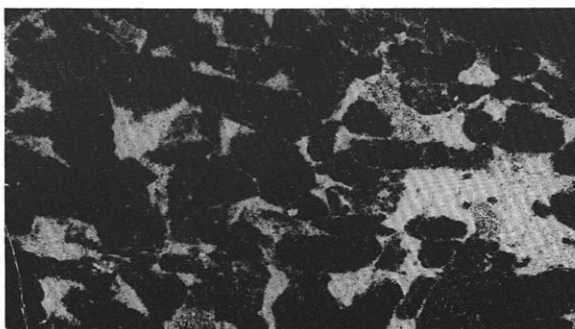
Si (2)



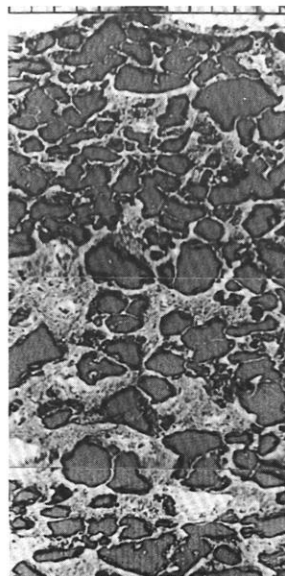
Ti (2)



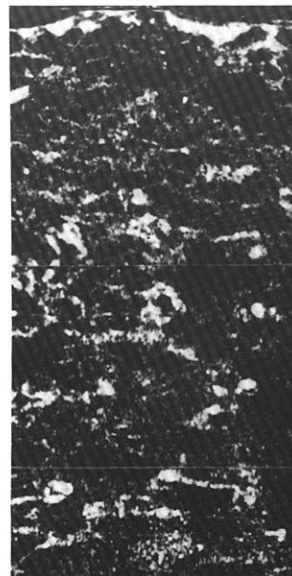
A (1)



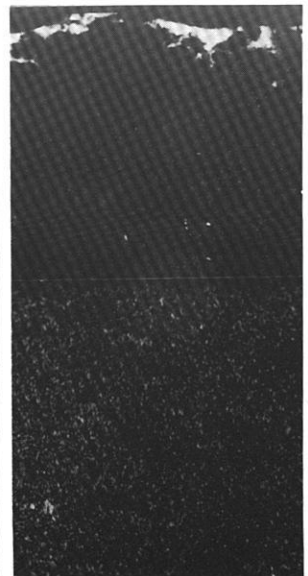
Al (1)



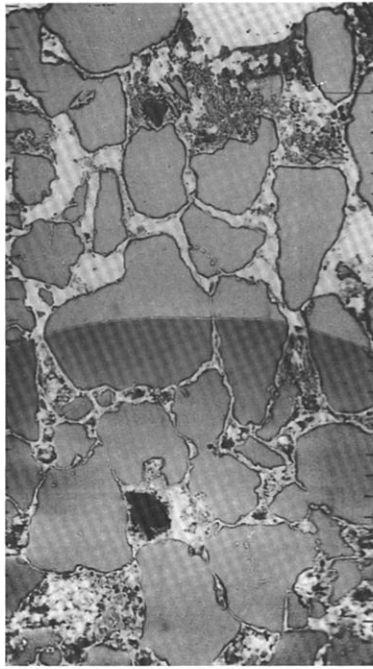
A (3)



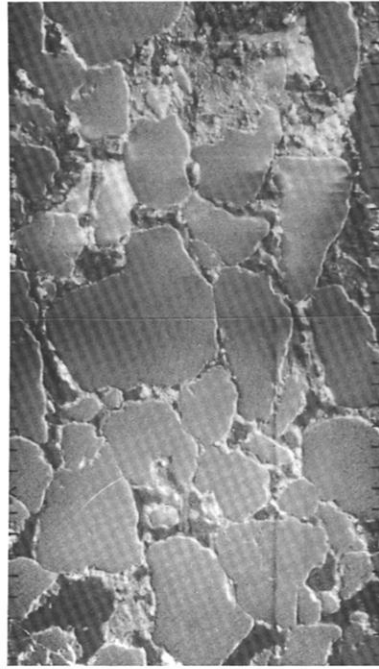
Fe (3)



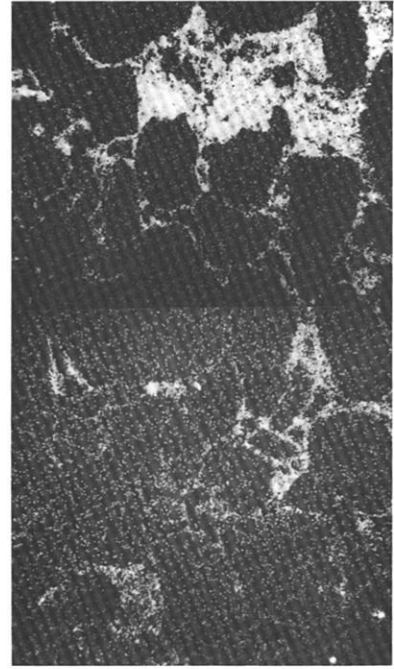
Mn (3)



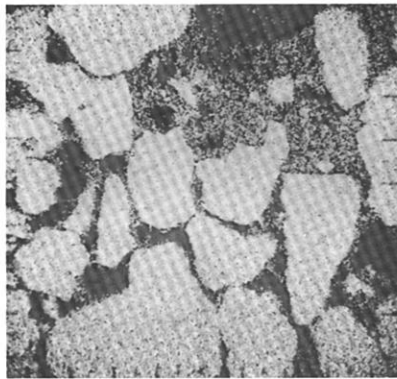
A



R

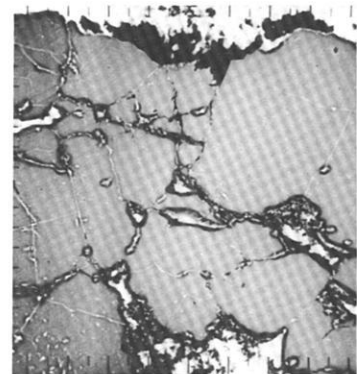


Fe

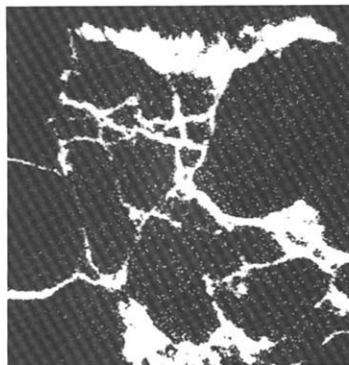


Si

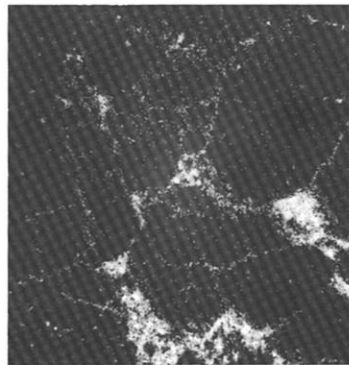
Abbildung 32
Aufnahmen mit dem Elektronenstrahl-
Mikroanalysator aus Probe 98 (Lokali-
tät s. Kap. 5.1.1.1)
A: Probenstrombilder;
R: Rückstreuelektronenbilder;
Si, Fe: K- α -Röntgenbilder;
Es sind die Horizonte (1-1), (1-2),
(1-3) und (NG) dargestellt worden.
Vergrößerung etwa 65 \times



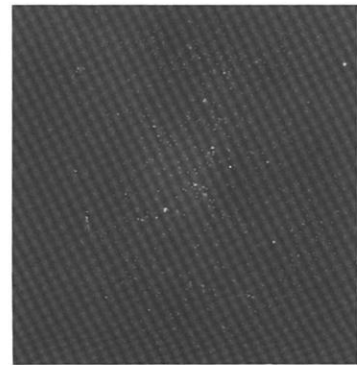
A



Fe

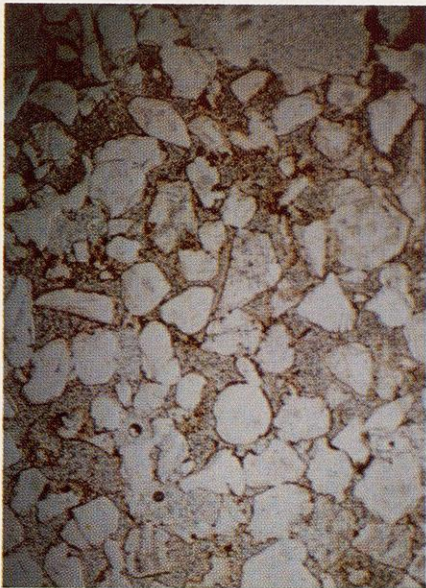
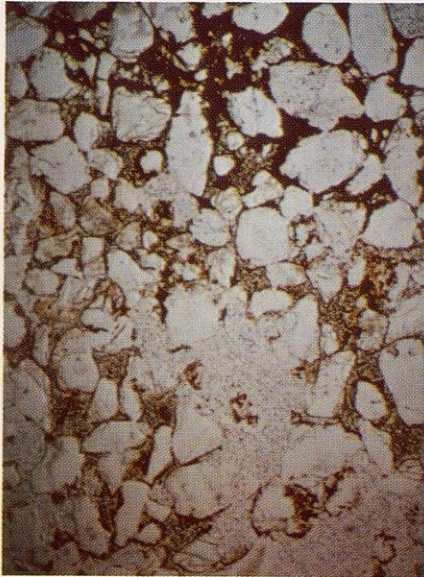


Al



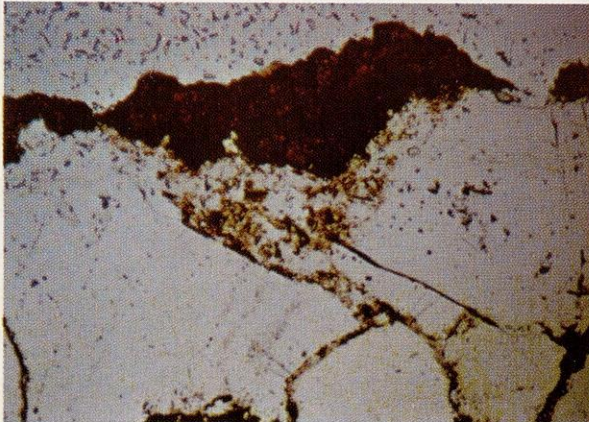
Ca

Abbildung 33
Aufnahmen mit dem Elektronenstrahl-Mikroanalysator aus Probe 122 (Lokalität s. Kap. 5.1.1.1)
A: Probenstrombilder; Fe, Al, Ca: K- α -Röntgenbilder;
Dargestellte Horizonte: (1-1), (1-2), Teile von (1-3).
Vergrößerung etwa 130 \times

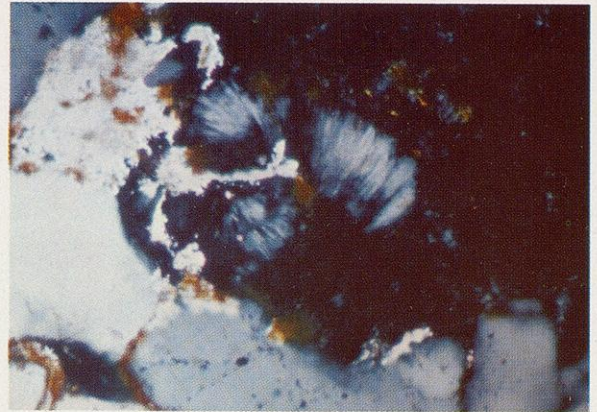


100 µm

Abbildung 36 und 37
Anreicherung von Plasma PL_{Fe+T} in einer „Mulde“ in Probe 122 (1—1) (Beschreibung der Probe vgl. Kap. 5.1.1.1).
Vergrößerung etwa 135×



Hellfeld

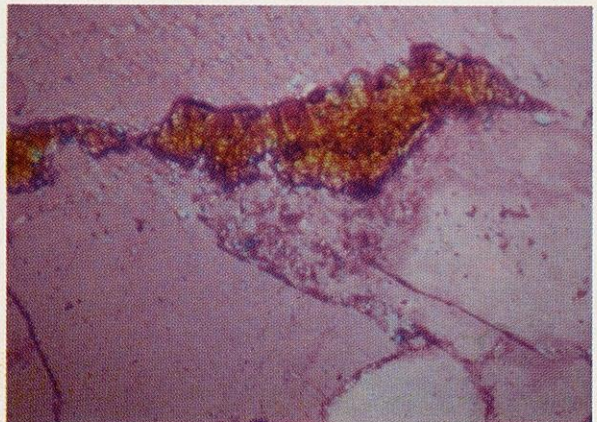


100 µm

Abbildung 35
Ausscheidungen von PL_{SiO_2} und PL_{T+Fe} in einem Hohlraum des Horizontes (1—3) in Probe 33—1 aus dem Sandsteinmassiv Taar im Tibesti-Gebirge.
Gekreuzte Polarisatoren
Vergrößerung etwa 210×

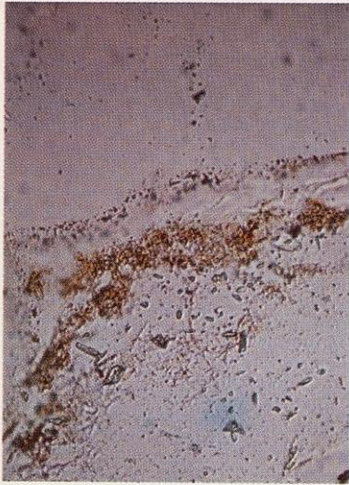
Abbildung 34
Magerhorizont der Probe 187 (Sandstein aus dem J. Eghei, E. Oyouroum)

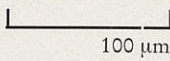
Hellfeld
Vergrößerung etwa 35×

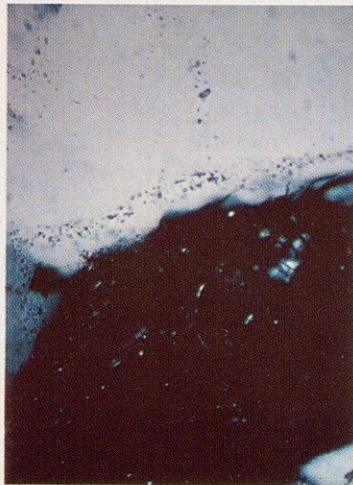


Gekreuzte Polarisatoren + Rot I

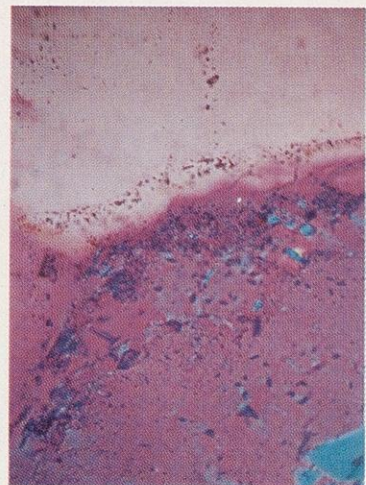
100 µm



38 Hellfeld 

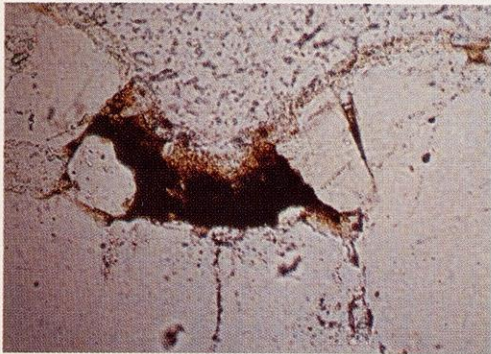


39 Gekreuzte Polarisatoren

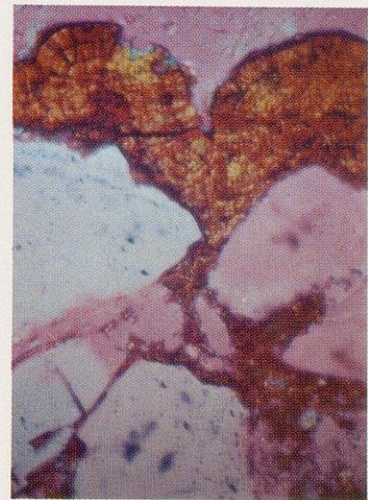


40 Gekr. Polarisatoren + Rot I

Abbildungen 38, 39 und 40
Anwachsung von Quarzplasma an ein Quarzkorn mit gleichzeitiger Konservierung der „verschmutzten“ Oberfläche des Kornes.
Probe 125 (1—1), Tuff aus Gonnoa (Tibesti-Gebirge)
Vergrößerung etwa 220×



41







42

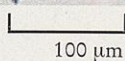


Abbildung 43
Plasmaanreicherungen an der Oberfläche einer Kruste auf einem quarzitischem Sandstein (Probe 178, J. Bin Ghunaymah, Libyen)
Anlagerung von Eisen auf Tonkörpern
Gekreuzte Polarisatoren + Rot I
Vergrößerung etwa 70×

Abbildungen 41 und 42
Wüstenlack WL 1 auf einem quarzitischem Sandstein (Probe 178 (1—1)) aus dem J. Bin Ghunaymah (Libyen).
Abb. 41 Hellfeld; Abb. 42 gekreuzte Polarisatoren, um ca. 45° rotiert gegen Abb. 41 aufgenommen.
Vergrößerung etwa 160×

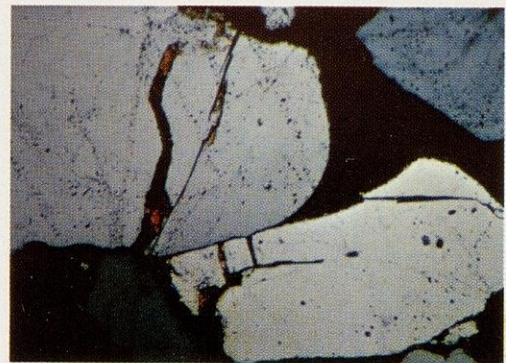
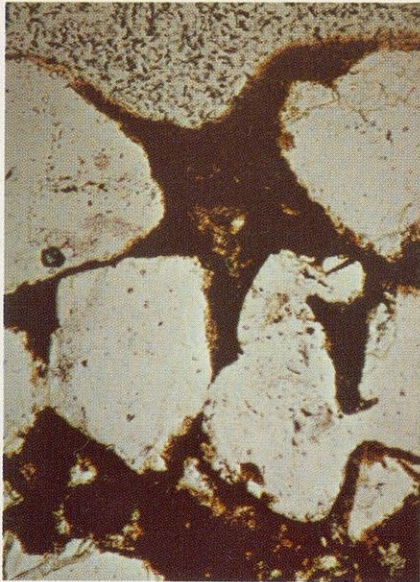




Abbildung 44
Eindringen von Plasma, besonders PL_{Fe+T} in Risse von Quarzkörnern. Probe 123 (1—1), Sandstein aus Moya bei Aozou im Tibesti-Gebirge
Gekreuzte Polarisatoren
Vergrößerung etwa 70×



100 µm

Abbildung 45
Eindringen von Plasma in Risse und Abtrennung einzelner Partikel von Quarzkörnern. Probe 187—1 (1—1), J. Eghei, Sandstein aus dem E. Oyouroum. Hellfeld
Vergrößerung etwa 105×

10 µm

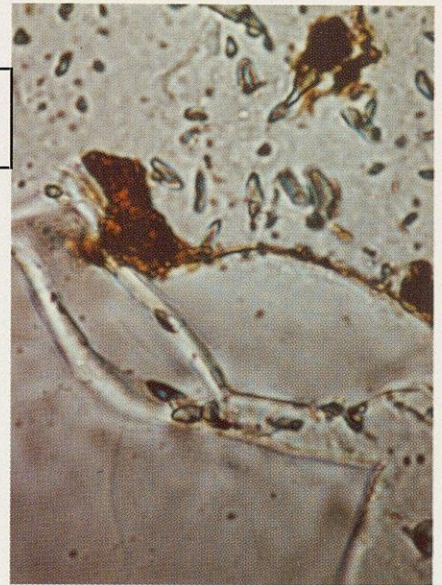
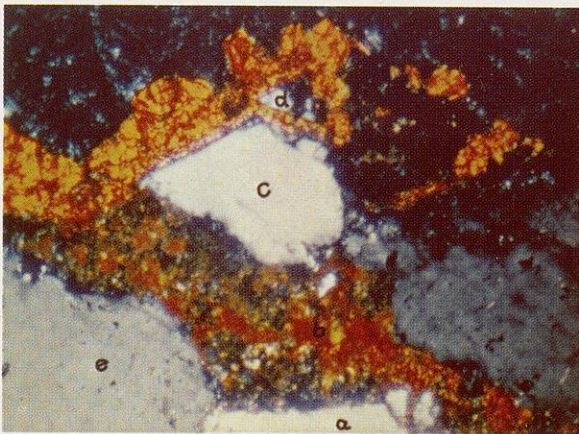


Abbildung 46
Beginn einer Aufweitung von wahrscheinlich tektonisch vorgegebenen Strukturlinien durch Kieselsäureabfuhr. Probe 187—1 (1—3) Hellfeld
Vergrößerung etwa 1400×



10 µm

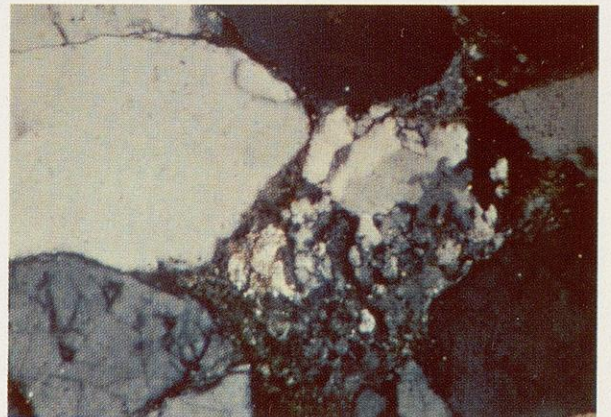
Abbildung 48
Abschuppung von Quarzpartikeln an der Oberfläche eines Kornes im Grenzbereich Gestein/Atmosphäre in Probe 39—5, Sandstein vom Ehi Dohomia, nördliches Vorland des Tibesti-Gebirges. Hellfeld
Vergrößerung etwa 710×



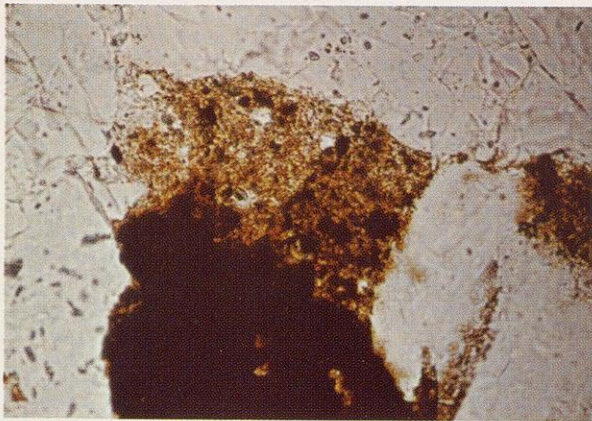
100 µm

Abbildung 47
Verlagerung von abgetrennten Partikeln eines Quarzkornes in Probe 122 (1—1); vgl. Abbildung 23
Erläuterung der eingetragenen Buchstaben s. Text: Kap. 7.3, Seite 53
Gekreuzte Nicols
Vergrößerung etwa 135×

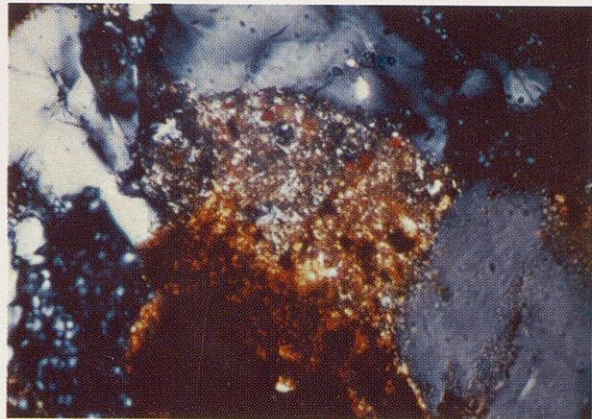
Abbildung 49
Ausbildung von Feinquarzaggregaten im Intergranularraum der Probe 123 (1—2)
Gekreuzte Polarisatoren
Vergrößerung etwa 80×



100 µm



50 Hellfeld



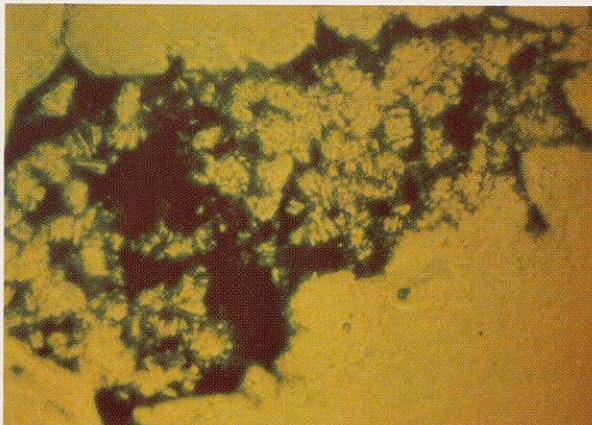
51 Gekreuzte Polarisatoren

100 µm

Abbildungen 50 und 51

Eisen-Tonkonkretionen und Feinquarzaggregate einerseits in Gemengelage (rechts), andererseits streng voneinander separiert (links) in einem Intergranularraum in Probe 98 (1—2), Sandstein aus dem Massiv Yei Lulu Loga vom Südwestrand des Tibesti-Gebirges

Vergrößerung etwa 285×



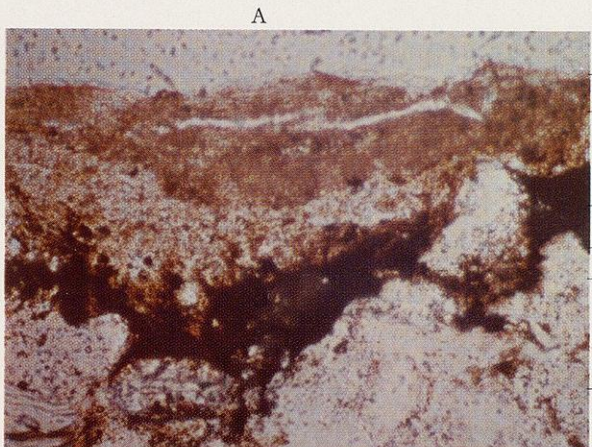
100 µm

Abbildung 52

Separierungen von Feinquarzaggregaten (hellgrün) und Plasmakörpern aus PL_{Fe+T} (flaschengrün bis schwarz) in Probe 98 (1—2) (vgl. Abb. 51)

Phasenkontrast mit Grünfilter

Vergrößerung etwa 320×



A

- (5)
- (4)
- (3)
- (2)
- (1)

A'

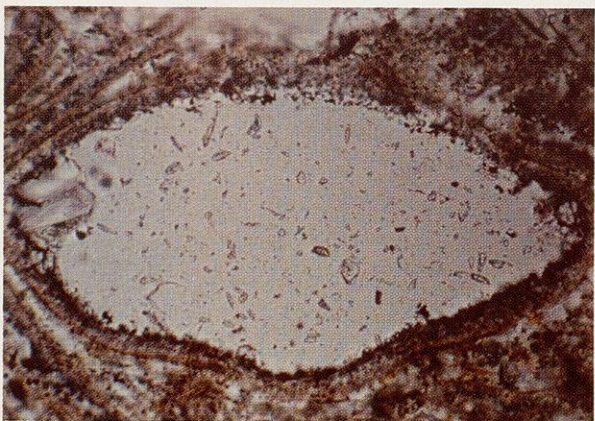
100 µm

Abbildung 53

Abfolge verschiedener Plasmen in Probe 33—1 (1—1) vom Massiv Fiake (Sandstein) am Unterlauf des E. Yébigué (Tibesti-Gebirge); Erläuterungen zu den Ziffern (entlang der Linie A A') s. Text Kap. 7.3

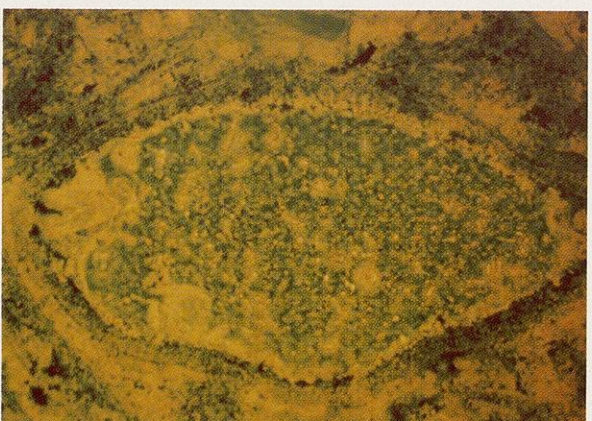
Hellfeld

Vergrößerung etwa 220×



54 Hellfeld

100 µm

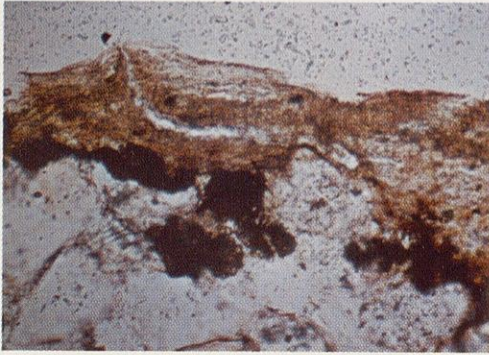


55 Phasenkontrast mit Grünfilter

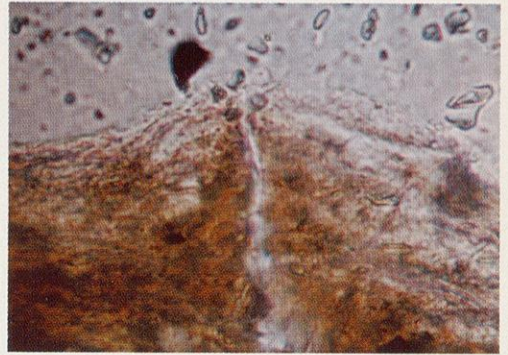
Abbildungen 54 und 55

Ausscheidung von Kieselsäuresolen in einem Hohlraum der Probe 125 (1—2), Kristalltuff aus Gonnoa (Tibesti-Gebirge) (vgl. auch Abb. 62)

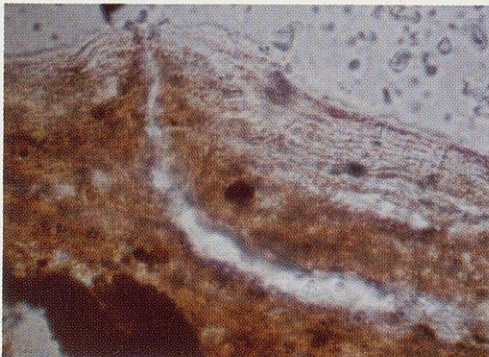
Vergrößerung etwa 220×



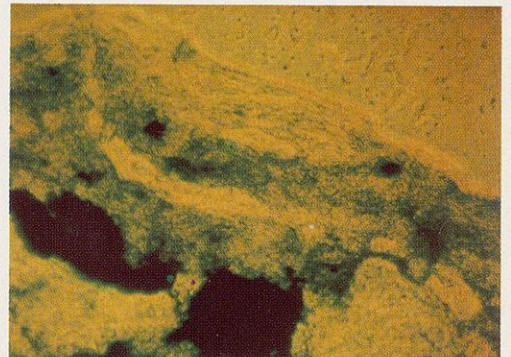
56 *Hellfeld*
Vergrößerung etwa 180× └┘
10 µm



58 *Hellfeld*
Vergrößerung etwa 675× └┘
10 µm



57 *Hellfeld*
Vergrößerung etwa 460× └┘
10 µm



59 *Phasenkontrast mit Grünfilter*
Vergrößerung etwa 260× └┘
10 µm

Abbildungen 56, 57, 58 und 59
Durchbruch von kieselensäurehaltigem Plasma durch ältere Plasmakörper
zur Gesteinsoberfläche. Probe 33—1 (1—1), Sandsteinmassiv Fiake am
Unterlauf des Tibesti-Gebirgsfluß Yébigué

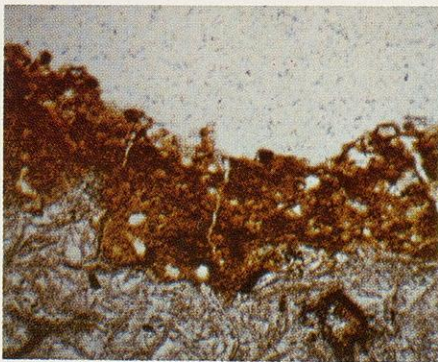
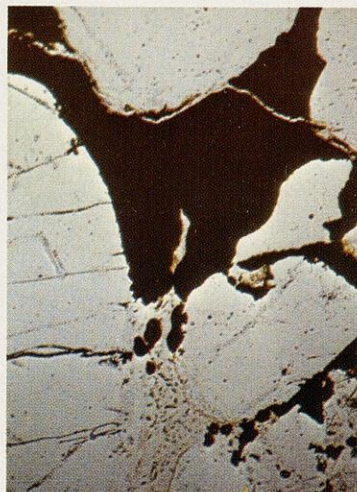


Abbildung 62 └┘
100 µm
Ausbildung von senkrecht zur Oberfläche
verlaufenden Rißstrukturen im Konkreti-
onshorizont der Probe 125, Kristalltuff aus
Gonnoa, Tibesti-Gebirge
Hellfeld
Vergrößerung etwa 45×



60 *Hellfeld* └┘
100 µm

61 *Gekreuzte Polarisatoren*



Abbildungen 60 und 61
Abb. 61 ist um etwa 45° gegen Abb.
60 rotiert worden, um die Auslö-
schungsstellung des PL_{SiO_2} zu ver-
meiden. Probe 39—5, Sandstein vom
Ehi Dohomia, nördliches Vorland des
Tibesti-Gebirges
Vergrößerung etwa 55×
Ausbildung von Rißstrukturen im
Plasma des Horizontes (1—1), die
durch ein kieselensäurehaltiges Plasma
verfüllt worden sind.

Verzeichnis

der bisher erschienenen Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo)
aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

- BÜTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 7-21, 5 Abb., 9 Fig., 1 Karte. Berlin. (A)
- BÜTTCHER, U.; ERGENZINGER, P.-J.; JAECKEL, S. H. (†) und KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Bd. 16, Heft 2, S. 182-234. 4 Fig., 4 Tab., 3 Mollusken-Tafeln, 15 Photos. Stuttgart. (A)
- BRUSCHEK, G. J. (1972): Soborom — Souradom — Tarso Voon — Vulkanische Bauformen im zentralen Tibesti-Gebirge — und die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom. — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 35-47, 9 Fig., 14 Abb. Berlin. (A)
- BRUSCHEK, G. J. (1974): Zur Geologie des Tibesti-Gebirges (Zentrale Sahara). — *FU Presse-dienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 15-36. Berlin. (A)
- BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibestigebirges (République du Tchad). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 113-123. Berlin. (A)
- BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen zur Pedimententwicklung im Tibesti-Gebirge (République du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 21-38. Stuttgart. (A)
- BUSCHE, D. (1974): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 18, 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten. Berlin. (Mo)
- ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In: *South-Central Libya and Northern Chad*, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 89-94. Tripoli. (A)
- ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen aus Kultur und Wirtschaft. *Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW) 8/67*. Bonn. (A)
- ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Bd. 12, S. 98-104. Berlin. (A)
- ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. *Die Erde, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, Jg. 99, S. 176-183. (A)
- ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. *Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967*, S. 412-427. Wiesbaden. (A)
- ERGENZINGER, P. (1969): Die Siedlungen des mittleren Fezzan (Libyen). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 59-82, Tab., Fig., Karten. Berlin. (A)
- ERGENZINGER, P. (1972): Reliefentwicklung an der Schichtstufe des Massiv d'Abo (Nordwesttibesti). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 93-112. Stuttgart. (A)
- ERGENZINGER, P. (1972): Siedlungen im westlichen Teil des südlichen Libyen (Fezzan). — In: *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. II, ed. H. Schiffers, S. 171-182, 11 Abb. *Weltforum Vlg. München*. (A)
- GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). *Acta Praehistorica et Archaeologica*, Bd. 1, S. 1-28, 31 Fig. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Neuere Ergebnisse der Vorgeschichtsforschung in der östlichen Zentralsahara. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 181-186. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Dirennao (Tibesti, östliche Zentralsahara). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 113-128. 4 Fig., 4 Photos. Stuttgart. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Beobachtungen zum Wandel in den libyschen Oasen (1972). — In: *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. II, ed. H. Schiffers, S. 182-188. *Weltforum Vlg. München*. (A)

- GABRIEL, B. (1972): Zur Vorzeitfauna des Tibestigebirges. — In: Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica, Vol. VI, ed. E. M. van Zinderen Bakker, S. 161-162. A. A. Balkema. Kapstadt. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Zur Situation der Vorgeschichtsforschung im Tibesti-Gebirge. — In: Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica, Vol. VI, ed. E. M. van Zinderen Bakker, S. 219-220. A. A. Balkema, Kapstadt. (A)
- GABRIEL, B. (1973): Steinplätze: Feuerstellen neolithischer Nomaden in der Sahara. — *Libya* A. P. E., Bd. 21, Algier (im Druck). 27 S. Mskr., 9 Fig. (A)
- GABRIEL, B. (1973): Von der Routenaufnahme zum Weltraumphoto. Die Erforschung des Tibesti-Gebirges in der Zentralen Sahara. — Kartographische Miniaturen Nr. 4, 96 S., 9 Karten, 12 Abb., ausführl. Bibliographie. Vlg. Kiepert KG, Berlin. (Mo)
- GABRIEL, B. (1974): Probleme und Ergebnisse der Vorgeschichte im Rahmen der Forschungsstation Bardai (Tibesti). — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 92-105, 10 Abb. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1974): Die Publikationen aus der Forschungsstation Bardai (Tibesti). — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 118-126. Berlin. (A)
- GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'ouadi de Bardagé en 1968. *Bulletin de la Société Serbe de Géographie*, T. XLIX, No. 2, p. 21-37. Belgrad (In Serbisch). (A)
- GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 47-48. Berlin. (M)
- GAVRILOVIC, D. (1969): Les cavernes de la montagne de Tibesti. *Bulletin de la Société Serbe de Géographie*, T. XLIX, No. 1, p. 21-31. 10 Fig. Belgrad. (In Serbisch mit ausführlichem franz. Résumé.) (A)
- GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Bd. 14, Heft 2, S. 202-218, 1 Fig., 8 Abb., 5 Tabellen. Stuttgart. (A)
- GAVRILOVIC, D. (1971): Das Klima des Tibesti-Gebirges. — *Bull. de la Société Serbe de Géographie*, T. LI, No. 2, S. 17-40, 19 Tab., 9 Abb. Belgrad. (In Serbisch mit ausführlicher deutscher Zusammenfassung.) (A)
- GEYH, M. A. und D. JÄKEL (1974): ¹⁴C-Altersbestimmungen im Rahmen der Forschungsarbeiten der Außenstelle Bardai/Tibesti der Freien Universität Berlin. — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 106-117. Berlin. (A)
- GRUNERT, J. (1972): Die jungpleistozänen und holozänen Flußterrassen des oberen Enneri Yebbigué im zentralen Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad) und ihre klimatische Deutung. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 124-137. Berlin. (A)
- GRUNERT, J. (1972): Zum Problem der Schluchtbildung im Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 144-155. Stuttgart. (A)
- GRUNERT, J. (1975): Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad). — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 22, 95 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten. Berlin. (Mo)
- HABERLAND, W. (1974): Untersuchungen an Krusten, Wüstenlaken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der mittleren Sahara (Libyen und Tchad). — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 21. Berlin. (Mo)
- HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. *Die Erde*, Jg. 96, Heft 1, S. 47-48. Berlin. (M)
- HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: *South-Central Libya and Northern Chad*, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53-58. Tripoli. (A)
- HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Mountains. In: *South-Central Libya and Northern Chad*, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59-64. Tripoli. (A)
- HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. *Die Erde*, Jg. 97, Heft 4, S. 268-288. Berlin. (A)

- HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 5, S. 17-22, 1 Fig., 5 Abb. Berlin. (A)
- HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. *Afrika-Spectrum*, H. 3, S. 48 bis 59. Hamburg. (A)
- HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. *Erdkunde*, Bd. 22, H. 4, S. 257-269. Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abb. Bonn. (A)
- HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. *Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967*, S. 401-411, 3 Karten, 2 Abb. Wiesbaden. (A)
- HAGEDORN, H. (1970): Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). *Eiszeitalter und Gegenwart*, Jg. 21.
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. *Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 11*, 251 S. (Mo)
- HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tschad). *Bull. Ass. sénég. Quatern. Ouest afr.*, no. 23, novembre 1969, p. 25-41. Dakar. (A)
- HAGEDORN, H.; PACHUR, H.-J. (1971): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South Central Libya. In: *Symposium on the Geology of Libya*, Faculty of Science, University of Libya, p. 387-400. 14. Fig. Tripoli. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1972): Zum Klima des Tibestigebirges. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 145-164. Berlin. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1973): Die Hochgebirgswelt des Tibesti. Klima. — In: *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. III ed. H. Schiffers, S. 330-339, 6 Abb., 4 Tab. *Weltforum Vlg.* München. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1974): Wettererscheinungen im Tibesti-Gebirge. — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 51—58, 3 Abb. Berlin. (A)
- HERRMANN, B.; GABRIEL, B. (1972): Untersuchungen an vorgeschichtlichem Skelettmaterial aus dem Tibestigebirge (Sahara). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 165-180. Berlin. (A)
- HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. *Die Erde*, Jg. 94, Heft 2, S. 126-135. Berlin. (M)
- HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. *Zeitschr. f. Geomorph. NF*, Bd. 9, S. 131. Berlin. (M)
- HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. *Les congrés et colloques de l'Université de Liège*, Vol. 40. *L'évolution des versants*, S. 139-156. Liège. (A)
- HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 5, S. 7-10. Berlin. (A)
- HÖVERMANN, J. (1972): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. *Göttinger Geogr. Abh.*, Heft 60 (Hans-Poser-Festschr.), S. 261-283. 4 Abb. Göttingen. (A)
- INDERMÜHLE, D. (1972): Mikroklimatische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge (Sahara). *Hochgebirgsforschung — High Mountain Research*, Heft 2, S. 121-142. *Univ. Vlg. Wagner*. Innsbruck—München. (A)
- JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 5, S. 39-49, 7 Profile, 4 Abb. Berlin. (A)
- JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 10, 52 S. Berlin. (Mo)

- JÄKEL, D. (1974): Organisation, Verlauf und Ergebnisse der wissenschaftlichen Arbeiten im Rahmen der Außenstelle Bardai/Tibesti, Republik Tschad. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 6-14. Berlin. (A)
- JÄKEL, D.; SCHULZ, E. (1972): Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi, Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 129-143. Stuttgart. (A)
- JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. Kartographische Nachrichten, Jg. 19, H. 4, S. 145-151. Gütersloh (A)
- JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 41-46, 3 Fig., 3 Abb. Berlin. (A)
- JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 9, 36 S. Berlin. (Mo)
- JANNSEN, G. (1972): Periglazialerscheinungen in Trockengebieten — ein vielschichtiges Problem. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 167-176. Stuttgart. (A)
- KAISER, K. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft), Heft 13, S. 143-156, 1 Fig., 7 Abb. Köln. (A)
- KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer“ Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Neue Folge, Bd. 13, S. 147-188, 15 Photos, 4 Fig., Dietrich Reimer, Berlin. (A)
- KAISER, K. (1971): Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. Kölner Geogr. Arb. (Festschrift für K. KAYSER), 2 Photos, S. 65-71. Köln. (A)
- KAISER, K. (1972): Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 7-36. Berlin. (A)
- KAISER, K. (1972): Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche in der zentralen Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 59-92. Berlin. (A)
- KAISER, K. (1973): Materialien zu Geologie, Naturlandschaft und Geomorphologie des Tibesti-Gebirges. — In: Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. III, ed. H. Schiffers, S. 339-369, 12 Abb. Weltforum Vlg., München. (A)
- LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, S. 228-256, 10 Abb., 2 Tabellen. Stuttgart. (A)
- LIST, F. K.; HELMCKE, D. (1970): Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). Bildmessung und Luftbildwesen, Heft 5, 1970, S. 273-278. Karlsruhe.
- MESSERLI, B. (1970): Tibesti — zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation. Jahresbericht d. Geogr. Ges. von Bern, Bd. 49, Jg. 1967-69. Bern. (A)
- MESSERLI, B. (1972): Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 23-86. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- MESSERLI, B. (1972): Grundlagen [der Hochgebirgsforschung im Tibesti]. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 7-22. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968): Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968, S. 139-142. Zürich. (M)
- MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D.; ZURBUCHEN, M. (1970): Emi Koussi — Tibesti. Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 138 bis 144. Berlin. (A)
- MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 23-31, 5 Fig. Berlin. (A)
- MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 13. Berlin. (Mo)

- OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 27-37, 5 Abb., 1 Karte. Berlin. (A)
- OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayeko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S. Berlin. (Mo)
- OBENAUF, K. P. (1974): Zur Frage der Neubildung von Grundwasser unter ariden Bedingungen. Ein Beitrag zur Hydrologie des Tibesti-Gebirges. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 70-91. Berlin. (A)
- OKRUSCH, M.; G. STRUNK-LICHTENBERG und B. GABRIEL (1973): Vorgeschichtliche Keramik aus dem Tibesti (Sahara). I. Das Rohmaterial. — Berichte der Deutschen Keramischen Gesellschaft, Bd. 50, Heft 8, S. 261-267, 7 Abb., 2 Tab. Bad Honnef. (A)
- PACHUR, H. J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 23-25. Berlin. (A)
- PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41-54, 5 Fig., 6 Bilder, de Gruyter, Berlin. (A)
- PACHUR, H. J. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti. — Berliner Geogr. Abh., Heft 17, 62 S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab. Berlin. (Mo)
- PACHUR, H. J. (1975): Zur spätpleistozänen und holozänen Formung auf der Nordabdachung des Tibesti-Gebirges. — Die Erde, 4. Jg. 106, H. 1/2, S. 21-46, 3 Fig., 4 Photos, 1 Tab. Berlin. (A)
- PÖHLMANN, G. (1969): Eine Karte der Oase Bardai im Maßstab 1 : 4000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 33-36, 1 Karte. Berlin. (A)
- PÖHLMANN, G. (1969): Kartenprobe Bardai 1 : 25 000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 36-39, 2 Abb., 1 Karte. Berlin. (A)
- ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteines bei Bardai (Tibesti, Rép. du Tchad). 4 Abb. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 496-506. (A)
- ROLAND, N. W. (1973): Die Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). — Bildmessung und Luftbildwesen, Bd. 41, Heft 6, S. 247-248. Karlsruhe. (A)
- ROLAND, N. W. (1973): Die Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). — Berliner Geogr. Abh., Heft 19, 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten. Berlin. (Mo)
- ROLAND, N. W. (1974): Methoden und Ergebnisse photogeologischer Untersuchungen im Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 37-50, 5 Abb. Berlin. (A)
- ROLAND, N. W. (1974): Zur Entstehung der Trou-au-Natron-Caldera (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara) aus photogeologischer Sicht. — Geol. Rundschau, Bd. 63, Heft 2, S. 689-707, 7 Abb., 1 Tab., 1 Karte. Stuttgart. (A)
- SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183 bis 202. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203 bis 204. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassiceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205-207. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1971): Einige botanische Ergebnisse einer Forschungsreise in die libysche Sahara (April 1970). Willdenowia, 6/2, S. 341-369. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. und B. GABRIEL (1973): Neue Florenliste aus der libyschen Sahara. — Willdenowia, VII/1, S. 169-181, 2 Abb. Berlin (A)
- SCHULZ, E. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen pleistozäner und holozäner Sedimente des Tibesti-Gebirges (S-Sahara). — In: Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica, Vol. VII, ed. E. M. van Zinderen Bakker, S. 14-16, A. A. Balkema, Kapstadt. (A)

- SCHULZ, E. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 59-69, 8 Abb. Berlin. (A)
- STOCK, P. (1972): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad. Berliner Geogr. Abh., Heft 14. Berlin. (Mo)
- STOCK, P.; PÖHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.
- STRUNK-LICHTENBERG, G.; B. GABRIEL und M. OKRUSCH (1973): Vorgeschichtliche Keramik aus dem Tibesti (Sahara). II. Der technologische Entwicklungsstand. — Berichte der Deutschen Keramischen Gesellschaft, Bd. 50, Heft 9, S. 294-299, 6 Abb. Bad Honnef. (A)
- VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 51-65, 6 Tabellen, 3 Abb. Berlin. (A)
- ZURBUCHEN, M.; MESSERLI, B. und INDERMÜHLE, D. (1972): Emi Koussi — eine Topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 161-179. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

Unveröffentlichte Arbeiten:

- BÜTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.
- BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript.
- BRUSCHEK, G. (1969): Die rezenten vulkanischen Erscheinungen in Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad, 27 S. und Abb. (Les Phénomènes volcaniques récentes à Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad.) Ohne Abb. Manuskript. Berlin/Fort Lamy.
- BRUSCHEK, G. (1970): Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). Diplom-Arbeit an der FU Berlin. 189 S., zahlr. Abb. Berlin.
- BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.
- ERGENZINGER, P. (1971): Das südliche Vorland des Tibesti. Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara. Habilitationsschrift an der FU Berlin vom 28. 2. 1971. Manuskript 173 S., zahlr. Abb., Diagramme, 1 Karte (4 Blätter). Berlin.
- GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Dirennao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplom-Arbeit am II. Geogr. Inst. d. FU Berlin. 93 S. Berlin.
- GRUNERT, J. (1970): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen. — Eine Auswertung eigener Feldarbeiten im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit im Rahmen der 1. (wiss.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats. Manuskript am II. Geogr. Institut der FU Berlin (127 S., Anlage: eine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000).
- HABERLAND, W. (1970): Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten sowie einige Kleinformen der Verwitterung entlang eines Profils von Misratah (an der libyschen Küste) nach Kanaya (am Nordrand des Erg de Bilma). Diplom-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript, 60 S.
- HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Labor der Freien Universität Berlin, 217 S. Berlin.
- INDERMÜHLE, D. (1969): Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arb. am Geogr. Institut d. Universität Bern.
- JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche auf der Grundlage von Luftbildern und Geländestudien im Schieferbereich des Tibesti-Gebirges. Dipl.-Arbeit am Lehrstuhl f. Kartographie d. FU Berlin. Manuskript, 38 S.
- SCHULZ, E. (1973): Zur quartären Vegetationsgeschichte der zentralen Sahara unter Berücksichtigung eigener pollenanalytischer Untersuchungen aus dem Tibesti-Gebirge. — Hausarbeit für die 1. (wiss.) Staatsprüfung, FB 23 der FU Berlin, 141 S. Berlin.

- TETZLAFF, M. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit am Institut f. Meteorologie d. FU Berlin.
- VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geom. Labor der Freien Universität Berlin.
- Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:*
- GEYH, M. A. und D. JÄKEL (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher 14-C-Daten. — Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 18, S. 82-98, 6 Fig., 3 Photos, 2 Tab. Stuttgart—Berlin. (A)
- HELMCKE, D.; F. K. LIST und N. W. ROLAND (1974): Geologische Auswertung von Luftaufnahmen und Satellitenbildern des Tibesti (Zentral-Sahara, Tschad). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 125 (im Druck). Hannover. (A)
- JUNGMANN, H. und J. WITTE (1968): Magensäureuntersuchungen bei Tropenreisenden. — Medizinische Klinik, 63. Jg., Nr. 5, S. 173-175, 1 Abb. München u. a. (A)
- KALLENBACH, H. (1972): Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 93-112. Berlin. (A)
- KLAER, W. (1970): Formen der Granitverwitterung im ganzjährig ariden Gebiet der östlichen Sahara (Tibesti). Tübinger Geogr. Stud., Bd. 34 (Wilhelmy-Festschr.), S. 71-78. Tübingen. (A)
- LIST, F. K.; D. HELMCKE und N. W. ROLAND (1973): Identification of different lithological and structural units, comparison with aerial photography and ground investigations, Tibesti Mountains, Chad. — S R No. 349, NASA Report I-01, July 1973. (A)
- LIST, F. K.; D. HELMCKE und N. W. ROLAND (1974): Vergleich der geologischen Information aus Satelliten- und Luftbildern sowie Geländeuntersuchungen im Tibesti-Gebirge (Tschad). — Bildmessung und Luftbildwesen, Bd. 142, Heft 4, S. 116-122. Karlsruhe. (A)
- PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4, 35 S. Berlin.
- REESE, D. (1972): Zur Petrographie vulkanischer Gesteine des Tibesti-Massivs (Sahara). Dipl.-Arbeit am Geol.-Mineral. Inst. d. Univ. Köln, 143 S.
- SCHINDLER, P.; MESSERLI, B. (1972): Das Wasser der Tibesti-Region. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 143-152. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- SIEGENTHALER, U.; SCHOTTERER, U.; OESCHGER, H. und MESSERLI, B. (1972): Tritiummessungen an Wasserproben aus der Tibesti-Region. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 153-159. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- TETZLAFF, G. (1974): Der Wärmehaushalt in der zentralen Sahara. — Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der TH Hannover, Nr. 13, 113 S., 23 Abb., 15 Tab. Hannover. (Mo)
- VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33-47, 8 Fig. (A)
- WINIGER, M. (1972): Die Bewölkungsverhältnisse der zentral-saharischen Gebirge aus Wetter-satellitenbildern. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 87-120. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- WITTE, J. (1970): Untersuchungen zur Tropenakklimatisation (Orthostatische Kreislaufregulation, Wasserhaushalt und Magensäureproduktion in den trocken-heißen Tropen). Med. Diss., Hamburg 1970. Bönecke-Druck, Clausthal-Zellerfeld, 52 S. (Mo)
- ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturreihefolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S. Steiner, Wiesbaden.

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

- Heft 12:** OBENAUF, K. Peter
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayeko
im nordwestlichen Tibesti.
Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-011-4
- Heft 13:** MOLLE, Hans-Georg
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen
im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-012-2
- Heft 14:** STOCK, Peter
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges,
Zentral-Sahara, Tchad.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1972). 73 S., 47 Abb., 4 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-013-0
- Heft 15:** BIEWALD, Dieter
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen
mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe.
(1973). 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Figuren und Karten.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-015-7
- Heft 16:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
III. Feldarbeiten 1966/67.
Preis: DM 45,— zuzüglich Versandkosten
ISBN 3-88009-014-9
- Heft 17:** PACHUR, Hans-Joachim
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1973). 58 S., 39 Photos, 16 Figuren und Profile, 9 Tabellen, 1 Karte.
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-016-5
- Heft 18:** BUSCHE, Detlef
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung,
untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1973). 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten.
Preis: DM 40,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-017-3
- Heft 19:** ROLAND, Norbert W.
Die Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer
Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1973). 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-018-1
- Heft 20:** SCHULZ, Georg
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart
und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen Erdatlas.
(1974). 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
Preis: DM 35,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-019-X

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

- Heft 21: HABERLAND, Wolfram**
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
Preis: DM 50,— zuzüglich Versandkosten
ISBN 3-88009-020-3
- Heft 22: GRUNERT, Jörg**
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1975), 96 S., 3 Tabellen, 6 Figuren, 58 Profile, 41 Abbildungen, 2 Karten.
Preis: DM 35,— zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-021-1
- Heft 23:**
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.**
IV. Feldarbeiten 1967/68, 1970, 1973/74.
Kaiser, K. H., & Okrusch, M., & Reese, D.; Briem, E.;
Dronia, H., & Jäkel, D.
Preis: DM 30,— zuzüglich Versandkosten
ISBN 3-88009-023-8 (im Druck)
- Heft 25: JÄKEL, Dieter**
Niederschlag und Niederschlagsverteilung in der Republik Tschad.
Diagramme und Tabellen aller meteorologischen ASECNA Stationen bis einschließlich 1973.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-024-6 (in Vorbereitung)
- Heft 26: BRIEM, Elmar**
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-025-4 (im Druck)
- Heft 27: GABRIEL, Baldur**
Ökologischer und kultureller Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-026-2 (in Vorbereitung)
- Heft 28: HECKENDORFF, Wolf-Dietrich**
Untersuchungen zum Klima des Tibesti-Gebirges.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-027-0 (in Vorbereitung)
- Heft 29: MOLLE- Hans-Georg**
Untersuchungen zum Ablauf und zur Abfolge der Formungsstadien im Tibesti-Gebirge am Beispiel der Depression von Bardai und Gégéré.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-028-9 (in Vorbereitung)