

Naturum expellas furca, tamen usque recurret.  
Verjage die Natur mit der Peitsche, sie kehrt doch wieder.  
*Horaz, Episteln I. 10. 24. (Latein)*

## Südafrika – Mitteleuropa: Analoge Zeugenschaft zweier großer Eiszeitalter unserer Erde

Mit 36 Abbildungen

FRANK WOLFGANG JUNGE und LOTHAR EISSMANN

Unserem gemeinsamen Freund und meinem Vater,  
Dr. rer. nat. Christof Junge (\* 24. 6. 1929 † 12. 3. 2003) in dankbarer Erinnerung gewidmet.

**Zusammenfassung:** In der vorliegenden Arbeit werden nach einem Überblick über die glaziale Entwicklung unseres Planeten und über den Kenntnisstand der permokarbonischen und känozoischen Eiszeit analoge anorganische Zeugnisse von zwei großen Eiszeitaltern unserer Erde in Bildern präsentiert: der permokarbonischen Vereisung Gondwanas und der quartären Vereisung des europäischen Kontinentes. Das Spektrum identischer zweifelsfreier Glazialindikatoren an Sedimenten (Tillite – Moränenablagerungen, Warvenschiefer – Bänderton; Großgeschiebe und Eisschollendriftmaterial) und an glazialmorphologischen Phänomenen (Gletscherschrammen, Gletscherschliffe, Rundhöcker, Windschliffe) wird mit adäquaten Bilddokumenten aus der glazialen, permokarbonischen Dwyka-Formation Südafrikas sowie Namibias und aus dem quartären Glazialstockwerk Nord- und Mitteldeutschlands belegt. Damit werden die für alle Eiszeiten der Erdgeschichte typischen geologischen Befunde präsentiert und Konvergenzen im Ablauf und in den Phänomenen zwischen den alten Vereisungsperioden und der heutigen jüngsten, der quartären Glazialperiode aufgezeigt.

**Summary: South Africa – Central Europe: Analogous qualities to give evidence of two Great Ice Ages of our planet.** – This paper presents analogous inorganic evidence of two Great Ice Ages which happened on our planet, after providing a synopsis of our planet's glacial development and of the current state of knowledge as to the permo-carboniferous and cenozoic glaciation: the permo-carboniferous glaciation of Gondwana and the quaternary glaciation of the European continent. The whole range of identical, undoubted glacial indicators for sediments (tillites – morainal deposits, varved slate – varved clay; large rubble areas and ice cake drift material) and for glacial morphology related phenomena (glacier stria, glacier-borne corrasion, round kames, corrasion by wind-borne sand) is documented by adequate pictures of the South-African and Namibian glacial, permo-carboniferous Dwyka formation as well as of the quaternary glacial stratum in Northern and Central Germany. This allows to present the geological findings typical of all Ice Ages that occurred in the history of our planet, as well as to show convergencies between the early glaciation periods and the present, most recent period, the quaternary glacial period, as to processes and phenomena inherent to them.

**Schlüsselwörter:** Bänderton, Dwyka-Formation, Eiszeit, Gletscherschliff, Gondwana, Inlandeis, Moräne, Permokarbon, Quartär, Tillit, Warvenschiefer, Windschliff

**Keywords:** Dwyka formation, glacial period, glacier-polished rock, Gondwana, inland ice sheet, moraine, Permocarbon, Quaternary, tillite, varved clay, varved slate, wind-polished rock

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	342
2. Eiszeitplanet Erde – Historie, Eiszeiten der Erdgeschichte, Ursachen . . . . .	344
3. Permokarbonische Vereisung . . . . .	347

4.	Känozoische Vereisung	351
4.1.	Vorbemerkung – Eis, keine Dauererscheinung auf der Erde	351
4.2.	Kurzer Abriss des quartären Eiszeitalters	352
5.	Identische Zeugenschaft: Vergleich permokarbonischer und quartärer Eiszeit-Phänomene in Bildern	358
5.1.	Tillite und Moränen	360
5.2.	Großgeschiebe und Eisschollendriftmaterial	364
5.3.	Warvenschiefer und Bänder-ton	369
5.4.	Gletscherschliffe und Gletscherschrammen	369
5.5.	Rundhöcker	376
5.6.	Windschliffe	380
6.	Danksagung	383
7.	Literatur	383

## I. Einleitung

Die Idee zu diesem Artikel entstand im Ergebnis der Teilnahme der Autoren am 15. Kongress der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA), der im August 1999 in Durban (Südafrika) stattfand. Auf den im Anschluß daran besuchten zwei Exkursionen, die in die glaziale Dwyka-Formation von Südafrika (KwaZulu-Natal; Erstautor) bis nach Süd- und Zentral-Namibia (Seniorautor) führten, reifte beim Anblick der zahlreichen mit den quartären Glazialbefunden identischen, aber aus einer älteren Vereisungsperiode stammenden Eiszeitphänomene bei beiden Autoren unabhängig das Bedürfnis, diese Befunde zweier großer Eiszeitalter einmal in Bildern vergleichend gegenüberzustellen. Die auf den Exkursionen besuchten Aufschlüsse, die in einer klimatisch bedingten offenen Landschaft die geologischen Verhältnisse weitflächig offenbarten, gaben in einzigartiger Weise Einblick in das gesamte Spektrum glazialer, glazilimnischer und glazifluviatiler Sedimente, einschließlich der bekannten und immer wieder faszinierenden Phänomene der Gletscherwirkungen (Gletscherschrammen, Gletscherschliffe, Rundhöcker u. a.).

Auf Grund der guten Aufschlußverhältnisse in den Braunkohle-Großtagebauen waren diese Phänomene den Autoren bisher aus dem quartären Stockwerk Mitteldeutschlands bekannt; und zwar regional weitflächig, tiefgründig im Detail und in einem festen und gut untersuchten stratigraphischen Verband. Sie in diagenetisch verfestigter, versteinerner und vor allem identischer Form und Vielfalt aus einer alten Eiszeit zu sehen, ließen den Pulsschlag des ausschließlich aus dem mitteleuropäischen Geoarchiv schöpfenden Quartärgeologen höher schlagen. Es waren Augenblicke, vertraute Freunde in einem fremden Land zu treffen. Denn die geologischen Phänomene sind dieselben. Im Ergebnis der Reise nach Südafrika und Namibia war man bestärkt in der Gewißheit, das für alle Eiszeitalter unserer Erde mögliche Spektrum an zweifelsfreien Glazialindikatoren und -merkmalen zu kennen, d. h. das „Gesicht der Eiszeit“ gesehen zu haben.

Diese Gewißheit erwarb sich der Seniorautor schon durch eigene Geländebeobachtungen in den Großtagebauen seit den 1960er Jahren; und dies trotz der Begrenzung der geologischen Forschung in der DDR in Folge von Geheimhaltungsvorschriften und anderen einschränkenden Maßnahmen. Sie mündete in zahlreichen, vor einem breiten, interessierten Publikum gehaltenen Vorträgen und in den 70er Jahren in der Absicht, eine zusammenfassende Darstellung über die „Eiszeiten der Erde“ zu schreiben. Ein trotz Verbotes auf dem Wege über das Naturkundemuseum Altenburg geführter Briefwechsel und Gedankenaustausch mit dem international anerkannten Klima- und Eiszeitforscher Professor Dr. MARTIN SCHWARZBACH (Köln) und die daraus resultierende Übersendung von wertvollem Bildmaterial mit Eiszeitphänomenen (Abb. 1) aus allen Kontinenten der Erde bestärkten ihn in diesem Bemühen. Erste Manuskriptseiten entstanden, aber auf Grund verschiedener Sachzwänge gelangte das Vorhaben bis auf wenige Einzelbeiträge (z. B. EISSMANN 1974, 1984, EISSMANN & HÄNSEL 1991) nie zum Abschluß.

Dem Kern des vorliegenden Artikels, der bildhaften Gegenüberstellung der analogen Zeugenschaft zweier Eiszeitalter (Kapitel 5), sind deshalb drei kurze Kapitel vorangestellt, die dem Leser eine verständliche Einführung in das Glazialgeschehen der Erde geben. Sie enthalten einerseits einen Überblick über die glaziale Entwicklung unseres Erdkörpers in der geologischen Vergan-



Abb. 1. Bohrkern von der bei der Suche nach Diamant durchteuften Dwyka-Serie mit dem Feldbuch von Martin Schwarzbach. Foto SCHWARZBACH 1968.

Fig. 1. Drill cores from the Dwyka series crossed through in search for diamonds together with the field book of Martin Schwarzbach. Photo SCHWARZBACH 1968.

genheit und sind andererseits dem Stand der Kenntnis von den permokarbonischen und känozoischen Eiszeiten gewidmet. Ein Teil an Gedanken dieser vormals geplanten zusammenfassenden Darstellung sind in diese Kapitel eingegangen.

## 2. Eiszeitplanet Erde – Historie, Eiszeiten der Erdgeschichte, Ursachen

Das Wort „Eiszeit“ führt heute jeder im Munde, wenngleich die Vorstellungen davon meist sehr verschwommen sind. Das Wort ist ein Kind des 19. Jahrhunderts und beispielsweise noch nicht im Wortschatz GOETHES vertreten, obwohl ihm der Gedanke, daß es einst kühlere Zeiten auf Erden gegeben hat, sehr vertraut war. Es trat 1837 als Titel eines Gedichtes des deutschen Botanikers und Geologen FRIEDRICH KARL SCHIMPER in die Welt.

Noch bevor sich die auf das **quartäre Vereisungsgeschehen** bezogene Eiszeittheorie beispielsweise in Norddeutschland durchgesetzt hatte – es ist allgemein bekannt, daß dies unter schweren Geburtswehen vor sich ging, wobei Mittelsachsen eine bedeutende Rolle (C. F. NAUMANN, A. VON MORLOT) spielte – konnten der Brite J. W. T. BLANFORD 1856 in Vorderindien und sein Landsmann A. R. C. SELWYN 1859 in Südastralien bereits viel ältere, nämlich „**permokarbonische Vereisungsspuren**“ nachweisen. In Südafrika erkannte dann P. S. SUTHERLAND 1868 teilweise über geschrammtem präkambrischem Untergrund Moränenabsätze in den jungpaläozoischen „Dwyka-Serien“. Nachdem schließlich W. DAWSON 1872 in Nordamerika Beweise für eine permokarbonische Vereisung erbracht hatte, setzte vor allem auf den Südkontinenten die Erforschung dieser alten Eiszeit mit großer Intensität ein.

In Nordeuropa hatte bereits J. ESMARK um 1825 tillitführende Schichten von, wie wir heute wissen, jungpräkambrischer Zeit unter dem Begriff der Sparagmit-Formation zusammengefaßt. T. KJERULF (1871) und H. REUSCH (1891) erkannten in ihnen die Spuren einer sehr alten Eiszeit, für die W. C. BRÖGGER (1900) den Terminus „Eokambrium“ einführte. Vergletscherungsmerkmale dieser ins jüngere Proterozoikum fallenden „**eokambrischen Vereisungsperiode**“ fanden sich später in Südastralien, Südafrika, Nordamerika und Ostchina.

Später ist eine noch weit ältere bedeutende Eiszeitperiode bewiesen worden: die frühproterozoische „**Huronische Eiszeit**“ (Gowganda-Serie in der *Cobalt group* des *Huron*). Ihre Hinterlassenschaften treten zwischen dem Huron-See und dem See Chibougama auf über 800 km Länge in Form von mehreren Grundmoränehorizonten (Tillite) in Erscheinung. Die Grundmoräne wechselt mit Bändertonen („Wavenschiefer“); nachgewiesen sind gekritzte Geschiebe ebenso wie glatt geschliffener und geschrammter Untergrund. Ihr Alter wird auf ca. 2 000 bis 2 500 Millionen Jahre geschätzt.

Die „jüngste“ Eiszeitperiode in der Entdeckungsgeschichte ist die des Ordoviziums. Französische Geologen entdeckten seit 1960 in der Sahara Spuren ausgedehnter paläozoischer Vergletscherung. Diese „**Sahara-Vereisung**“, deren Eisschild in Afrika eine Ausdehnung von 6 bis 8 Millionen km<sup>2</sup> erreichte (zum Vergleich beträgt der heutige antarktische Eisschild ca. 12,5 Millionen km<sup>2</sup>; FRAKES u. a. 1992), ist weniger durch typische Moränen bezeugt, als durch geschrammten Untergrund und glaziale und periglaziale Reliefformen (U-Täler, Rundhöcker, „Drumlins“ und sogar „Pingos“). Das Alter ist oberordovizisch bis silurisch, wobei das glaziale Maximum im Ashgill anzusetzen ist. Es ist gelegentlich gesagt worden, daß man in der nordwestlichen Sahara Glazial- und Periglazialstrukturen besser studieren könne als im känozoischen Vereisungs- und Frostgebiet der Erde. Hier sollte nicht unerwähnt bleiben, daß manche Forscher (z. B. KATZUNG 1961) viele der Gerölle im thüringisch-vogtländischen Lederschiefer durch Eisbergdrift dieser Glazialperiode erklären.

Neben den Hinweisen auf die Existenz einer weiteren, ins Archaikum zu stellenden Vergletscherungsperiode (vor 3 100 bis 2 700 Millionen Jahren; HAMBREY & HARLAND 1981), können wir zur Zeit also sicher fünf große Vereisungsperioden auf der Erde unterscheiden (Abb. 2):

- die Huronische Eiszeit (vor ca. 2 500 bis 2 000 Millionen Jahren)
- die Eokambrische Eiszeit (vor ca. 800 Millionen Jahren mit Maximum bei 650 bis 580 Millionen Jahren)
- die Ordovizisch-silurische Eiszeit (vor ca. 460 bis 425 Millionen Jahren)

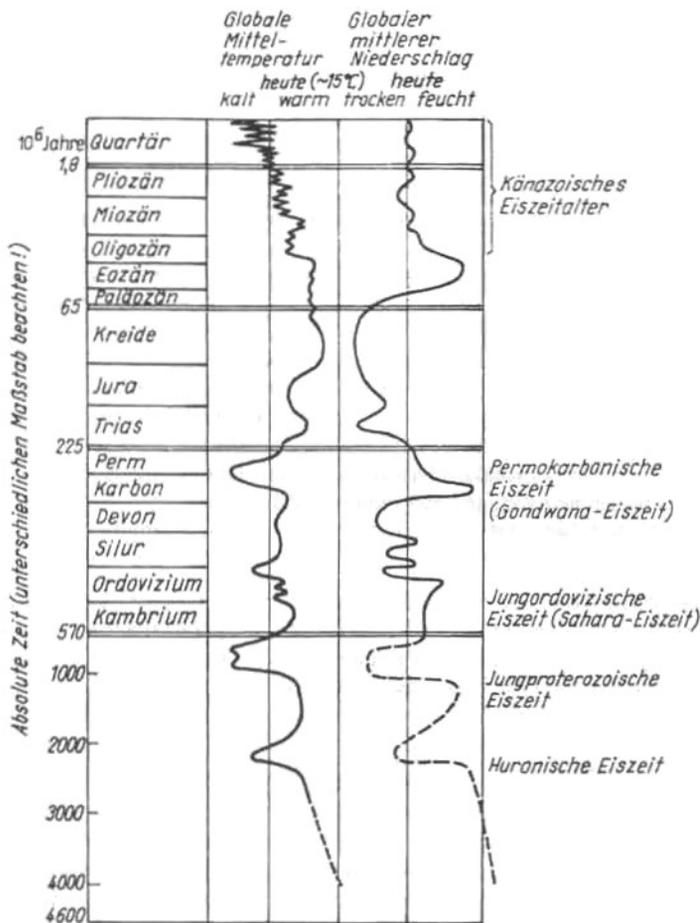


Abb. 2. Generalisierte Erdklimakurve (Temperatur, Niederschlag) nach L. A. FRAKES mit Kennzeichnung der Eiszeitalter der Erdgeschichte. Die Kurven bringen die Abweichungen von den gegenwärtigen Erdmittelwerten.

Fig. 2. Generalised earth climate curve (temperature, precipitation) according to L. A. FRAKES with marking of the Ice Age Periods in the history of our earth. The curves represent the deviations from the present earth mean values.

- die Permkarbanische Eiszeit (vor ca. 325 bis 260 Millionen Jahren)
- die Känozoische Eiszeit mit ihrer kontinentweiten Gletscherbedeckung im Quartär (Beginn mit der ersten Eisbedeckung der Antarktis im tiefen Oligozän vor rund 34 Millionen Jahren, Maximum vor 0,5 bis 0,01 Millionen Jahren).

Jede dieser Eiszeiten hinterließ in Abhängigkeit von ihrer zeitlichen Stellung und räumlichen Ausdehnung verschiedene Zeugnisse und Indikatoren, die das zweifelfreie Vorhandensein kühler Perioden bzw. von Vergletscherungen beweisen. Ohne Vollständigkeit zu erlangen, seien genannt:

- Biologische Hinweise: z. B. durch Haarkleid und Verdauungsapparat kühlen Klimaten angepaßte Tiere (Mammut), hervorragend geeignet landbewohnende Schnecken, Käfer.
- Anorganische Hinweise: Sedimente und Marken:
  - Moränen (nicht sortierte polymikte Korngemische)
  - Jahreszeitlich geschichtete Beckensedimente (Bändertone)

- Geschiebe, vor allem gekritzte Geschiebe (und möglichst polymikt zusammengesetzt)
- Eisbergdriftsedimente (Dropsteine)
- Geglätteter und geschrammter Untergrund
- Vom Gletscher gestauchter und zerscherter Untergrund
- Dauerfrostbodenmerkmale wie Eiskeile und Pingos, eingeschränkt in der Beweiskraft: Kryoturbationserscheinungen (Tropfen-, Würgeböden, Polygon- bzw. Steinnetzböden)
- Geomorphologische Hinweise und Reliefformen: z. B. U-Täler, Rundhöcker
- Geochemische Befunde zur Paläotemperaturbestimmung: Sauerstoffisotope.

Für alle älteren Eiszeiten sind die anorganischen Hinweise mit Abstand die wichtigsten. Man muß aber immer wieder betonen, daß es zu allen diesen „glazialen“ Erscheinungen auch außerordentlich ähnliche „pseudoglaziale“ Phänomene gibt (z. B. Striemen und Glättungen des Felsens durch Rutschungen; schlecht sortierte Sedimente mit „Geschieben“ durch Rutsch- und Fließprozesse usw.). **Deshalb erlaubt nur der Nachweis des ganzen Ensembles von glazialen Merkmalen den Schluß, daß es sich um wirkliche Gletschermale, d. h. Vereisungsspuren handelt.**

Noch immer nahezu unbeantwortet ist die Frage nach den letzten Ursachen der eben kurz charakterisierten großen irdischen Vergletscherungen. Eine abschließende befriedigende Antwort auf diese Frage kann bis heute nicht gegeben werden. Zur allgemeinen Bildung sollte es jedoch gehören, wenigstens sich über die Voraussetzungen und Randbedingungen der Eisbildung auf unserem Planeten etwas Aufklärung zu verschaffen. Vergewenwärtigen wir uns Folgendes:

Die mittlere Jahrestemperatur der gesamten Erde betrug nach FLOHN in den großen Warmzeiten (z. B. Alttertiär) etwa 23 bis 24 °C, in den pleistozänen Interglazialen (Zwischenwarmzeiten) 15,5 °C und in den Glazialen (Kalt- bzw. Eiszeiten) 11 °C. Die Gesamtschwankung von etwa 12 bis 13 °C ist überraschend gering, wenn man bedenkt, daß sie seit der Zeit des Präkambriums offenbar nicht überschritten wurde und die Entwicklung der irdischen Organismen, die an einen engen Temperaturbereich geknüpft sind, nie im ganzen gestört hat. Das Charakteristikum der Erdgeschichte sind also weniger die Schwankungen, sondern ist die relative Konstanz des Klimas.

Zur Erklärung solcher bezogen auf den Gesamterdkörper kleinen Klimaschwankungen, nämlich 12 bis 13 °C, bedarf es keiner außergewöhnlichen Faktoren. Natürliche paläogeographische Ereignisse wie Gebirgsbildungen, Meerestransgressionen und ähnliche Vorgänge, die wir überall auf der Erde und in allen Zeiten nachweisen können, genügen dafür. Und andere kleine Faktoren wie die Veränderung der Atmosphäre, Schwankungen der Erdbahnelemente, möglicherweise auch geringe Schwankungen der primären Sonnenstrahlung können in ähnlicher Weise wirken. Es wird daher von einer **multilateralen Entstehung der Eiszeiten** gesprochen, wobei einmal mehr die eine, dann die andere Ursache betont ist. Besonders wirkungsvoll scheint dabei die Kontinentaldrift zu sein, also relative Polwanderungen (Meer- und Festlandsverteilung). Diese ist vor allem in Hinblick auf den Nutzungsgrad der der Erde zugeführten Strahlungsenergie von Bedeutung.

Diese kleinen Temperaturschwankungen fallen nun mit der Tatsache zusammen, daß sich vor rund 3 Jahrmilliarden auf der Erde jener einzigartige Stoff gebildet hat, den wir Wasser nennen, mit anderen Worten, die Existenz einer **Hydrosphäre**. Vom Wasser weiß jeder, daß es bei 0 °C bzw. im Meer bei etwa -2 °C zu Eis erstarrt. Bei unserer Erdmitteltemperatur ergibt es sich nun, daß an den Polen die Temperatur in der Nähe des Gefrierpunktes des Wassers liegt. Eine kleine klimatische Änderung schon löst eine Umwandlung von Wasser in das klimatologisch ganz anders gartete Eis aus. Der „Eiszeitbegründer“ FRIEDRICH KARL SCHIMPER hat dies in fast genialer Weise geahnt, wenn er sagte, daß ein „säkulares Schweben der Wärme um den Nullpunkt“ für die Erklärung der Klimageschichte von fundamentaler Bedeutung sei. Darin sah er die Ursache für den mehrfachen Wechsel von „Verödungszeiten der Erde oder Weltwintern“ und den sie ablösenden „Belebungszeiten der Erde oder Welt Sommern“.

Eiszeiten mit ihren vielfältigen Wirkungen auf der Erde kann es somit erst seit maximal 3 Milliarden Jahren geben, als der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre sich dem heutigen genähert und sich der Wasserdampf in seine flüssige Phase, das Wasser, verwandelt hat. Wenn man nun sieht, daß es auf der Erde nur fünf große Eiszeiten gegeben hat, muß man ganz im Gegensatz zur landläufigen Meinung eigentlich die **Konstanz des Klimas in der Erdgeschichte** und damit auch der Sonnen-

strahlung betonen, statt, wie wir es tun, auf das „Sensationelle und Katastrophale“ das Augenmerk zu richten, auf die Schwankungen mit ihren Extremen: nämlich die Herausbildung großer Eiskalotten auf der einen Seite bzw. die Bildung ausgedehnter Trockengebiete oder Wüsten auf der anderen Seite.

Die Klimageschichte der Erde beruht zusammenfassend also auf zwei Ursachenkomplexen:

**Erstens:** Die eigentliche, primäre Voraussetzung ist das **Vorhandensein einer Hydrosphäre** und ihrer besonderen, in der Entfernung von der Sonne (planetare Voraussetzung) begründeten, seit dem Präkambrium relativ wenig wechselnden Temperatur bei im ganzen niedriger Mitteltemperatur, die bei geringer globaler Temperaturabsenkung die Bildung von Meer- und Festlandeis zuläßt.

**Zweitens:** Auf dieser Grundlage vermögen kleine, sekundäre Faktoren verschiedener Art den Wechsel von Eiszeiten („kryogene Zeiten“) und eisfreien Zeiten („akryogene Zeiten“ nach KERNER-MAURILAUN 1930) zustande zu bringen. Bei diesen sekundären Einwirkungen dürften paläogeographische Änderungen, einschließlich kontinentaler Drift, die Hauptrolle spielen. Über die Ursachen für die Auslösung dieser Klimawechsel hat man, wie es K. H. KAISER (1975) ausdrückte, „zwar viele Vorstellungen entwickelt, aber zu einer verbindlichen Erklärung dafür (gemeint sind die Eisvorstöße bis nach Zentraleuropa während des Pleistozäns), wie auch für die Eiszeiten und den Klimawandel in der Erdgeschichte ist man bis heute überhaupt noch nicht in der Lage“.

Nach unseren heutigen Kenntnissen existiert kein anderer Sonnenplanet mit derartigen Grenzbedingungen, so daß es nur auf unserer Erde einen Wechsel von Glazialzeiten mit hoher Gletscherentfaltung und Warmzeiten mit minimaler bis nahezu fehlender Eisbildung geben kann. M. SCHWARZBACH spricht daher mit Recht von der **Erde als dem „Eiszeitplaneten“**. Der „Normalzustand“ der Erde ist freilich ein im ganzen eisfreier.

### 3. Permokarbonische Vereisung

Die Vorkommen **permokarbonischer Glazialablagerungen** sind im wesentlichen konzentriert auf die polaren und subpolaren Breiten des ehemaligen **Großkontinentes Gondwanas**, des alten Südkontinents, und damit heute auf fast allen Kontinenten von Afrika (einschließlich Arabische Halbinsel), Australien, Antarktika, Südamerika bis hin nach Indien nachgewiesen. Auch auf ehemaligen Teilen Laurasiens (Sibirien) werden spätpermische glazimarine Ablagerungen vermutet. Zusammenfassungen über die Verbreitung und die Vorkommen von Glazialablagerungen des „Permokarbonischen Eiszeitalters“ liegen zahlreich vor, unter anderem von DU TOIT (1921), WANLESS & CANNON (1966), HAMBREY & HARLAND (1981), MARTIN (1981 a), CAPUTO & CROWELL (1985), FRAKES u. a. (1992), SCHWARZBACH (1993).

Die Entdeckung der Gondwanavereisungen begann 1856 durch W. T. BLANCHFORD in **Vorderindien**. Hauptvorkommen der Moränen (*Talchir-Tillite*, Talchirs) liegen in einem 1 000 km langen Gebiet im östlichen und mittleren Indien zwischen 17 und 24° nördlicher Breite. Die tillitführende Folge ist über 100 m mächtig und enthält ein oder zwei bis 30 m mächtige Tillithorizonte. Geschrammte Geschiebe und von an zwei Stellen beschriebener geschrammter Untergrund (am Penganga-Fluss, 19°N, entdeckt 1872, und 1 000 km entfernt am Ajay-Fluss, Bihar; SMITH 1963) belegen das glaziale Geschehen.

In **Südamerika** wurden erste gekritzte Geschiebe 1908 auf der Expedition der Harvard-Universität entdeckt. Die meisten Glazialspuren auf dem südamerikanischen Kontinent finden sich im ca. 1 Millionen km<sup>2</sup> ausgedehnten Paraná-Becken, das sich von Santo Paulo und Mato Grosso in Brasilien über Paraná, Santa Catarina und Rio Grande do Sul bis nach Paraguay, Uruguay und Argentinien erstreckt. An seinem Rand treten die jungpaläozoischen Glazialsedimente, z. T. über Devon, z. T. über Präsilur zutage. Die glaziale Tubarão-Gruppe mit den *Iтарaré-Tilliten* erreicht bis 1 000 m Mächtigkeit. Die in ihr enthaltenen Moränen sind oft fluviatil umgelagert und daher nicht immer typisch. Im Osten sind 7, im Westen 3, in Bohrungen sogar bis 17 Tillithorizonte, meist durch Sandsteine getrennt, unterscheidbar. An ca. 30 Stellen ist geschrammter Untergrund nachweisbar. Im Beckenzentrum verzahnen sich kontinentale und marine Ablagerungen, wobei die stel-

lenweise darin nachgewiesenen Fossilien für eine genaue zeitliche Einstufung (Oberkarbon?) nicht besonders geeignet sind. Allerdings sind die in marinen Ablagerungen Uruguays gemachten Goniatitenfunde ebenfalls aus vergleichbaren Sedimenten Südwestafrikas bekannt.

In den über der Tubarão-Gruppe vorkommenden „Irati shales“, die das kleine aquatische Reptil *Mesosaurus* führen, treten sowohl innerhalb als auch darüber die südbrasilianischen Steinkohlen auf, mit *Glossopteris*, einem Farnsamer mit bis dezimeterlangen zungenförmigen Blättern: Die Steinkohlen liegen also hier innerhalb der tillitführenden Gruppe, d. h. zwischen den Moränen! Kühle Bedingungen sind im übrigen für die Bildung von Kohlemooren und die Konservierung der abgestorbenen Pflanzenmassen durchaus günstig.

Insgesamt sprechen die große Mächtigkeit der glazialen Serien, ihre Untergliederung in mehrere Tillithorizonte, ihre Umlagerung, dafür, daß die glaziale Tubarão-Gruppe eine ansehnliche Zeitspanne umfaßt. Nach Messungen der Geschiebeeinregelung und von glazigenen Falten besteht überwiegend die Auffassung, daß das Eis des östlichen Paraná-Beckens im wesentlichen von Ost nach Südost vorrückte, d. h., kontinentale Drift vorausgesetzt, aus Südwest-Afrika, wobei eindeutige afrikanische Geschiebe entgegen der Auffassung von Maack bisher nicht nachgewiesen sind.

Auf den **Falkland-Inseln** sind Diamiktite (*Lafonian-Tillit*) zusammen mit *Glossopteris* und *Dadoxylon*-Stämmen mit deutlichen Jahrringen nachgewiesen. Nach FRAKES & CROWELL (1967) handelt es sich dabei um glazimarine Bildungen, wobei der geschrammte Untergrund auf Rutschungsprozesse zurückgeführt wird.

Die sonstigen, in den **südamerikanischen Anden und pampinen Sierren** vorkommenden Tillite sind stärker tektonisch gestört, so zum Beispiel in der pampinen Sierra de la Ventana südwestlich Buenos Aires. Dort besteht die gefaltete, 1 000 m mächtige Sauce Grande Formation meist aus Diamiktiten, die glazialen Ursprungs sein können. **Im andinen und subandinen Bereich** liegen „Tillite“ in fünf einzelnen Nord-Süd gestreckten Becken in Bolivien (14° Süd) bis nach Patagonien (45° Süd). Die Ablagerungen reichen möglicherweise bis in das Unterkarbon. Sie sind mit Schlammstromablagerungen (Turbiditen) verbunden, so daß sie als resedimentierte Moräne aufgefaßt werden. Geschrammte Geschiebe sind nachgewiesen. Schrammerkmale des Untergrundes erwiesen sich z. T. als tektonisch entstanden. Die „Tillite“ Nord-Chile's (Rio Chopa) sind fragwürdig, die anderen sind nach MAACK und HARRINGTON in einen einheitlichen südamerikanischen Eisschild einbezogen (in SCHWARZBACH 1993). Nach FRAKES und CROWELL dagegen existierten selbständige kleinere, wenn auch langlebige Eiszentren, deren Entstehung wohl mehr vom Gebirgsrelief abhing als von polnaher Lage. Die bolivianischen Tillite, die von unterpermischen Kalken und spätpermischen Evaporiten (Salz, Gips) überlagert sind, zeigen, daß auf das Glazial relativ rasch wärmeres Klima folgte (HELWIG 1972). Eine moderne Zusammenfassung der permokarbonischen Vereisungsspuren des südamerikanischen Kontinentes findet sich bei CAPUTO & CROWELL (1985).

Spuren der jungpaläozoischen Vereisung in **Australien** sind seit 1859 durch A. R. C. SELWYN aus dem Inman Valley/Südaustralien bekannt. Sie sind eher entdeckt als die pleistozäne Vergletscherung am Mt. Kocziusko. Die Stratigraphie der räumlich und zeitlich ausgedehnten Vereisungen ist zum Teil sicherer als auf anderen Südkontinenten. Eine erste deutliche Vereisung liegt in New South Wales in der oberen Kuttung-Serie (*Kuttung-Tillit*), die wohl dem oberen Karbon entspricht (jünger als Visé, mit *Rhacopteris-Lepidodendron*-Flora). Ein innerhalb dieser Serie vorkommender Trachyt (Typ Toskanit) erbrachte ein K/Ar-Alter von 298 Millionen Jahren (hohes Oberkarbon, Stephan). Die Haupt-Glazialserie enthält mehrere typische, zum Teil bis 20 m mächtige Tillithorizonte und Geröllschiefer mit Rutschungsmerkmalen und Arthropodenfährten.

Die Kuttung-Vereisung besitzt nach CROWELL & FRAKES (1971) nur lokale Bedeutung. Sie wird als alpine Vergletscherung in den Gebirgen Ost-Australiens betrachtet. Die Hauptvereisung wird durch die Lochinvar-Tillit-Serie vertreten, die mit ganz anderer, kühl-gemäßigter Flora (*Glossopteris*, *Gangamopteris*) verbunden und am Irvin-Fluß in Westaustralien von einer marinen Schicht mit zahlreichen Cephalopoden (*Metalogeceras jacksoni*) überlagert ist. Dies spricht für ein unterpermisches Alter des *Lochinvar-Tillits*. Auch andere Tillite gehören hierher (z. B. Wyngard in Tasmanien, Bachhus Marsh in Viktorien). Die Tillitserie erreicht Mächtigkeiten von einigen 100 m. Gelegentlich ist ein mehrfacher, nach BOWEN bis 51facher Wechsel von Tilliten und anderen Sedimenten zu beobachten. WANLESS vermutet einen ähnlichen Wechsel von Glazialen und Inter-

glazialen wie im Quartär (in SCHWARZBACH 1993). Außer gekritzten Geschieben ist an mehreren Stellen geschrammter Untergrund nachweisbar, so nahe Adelaide bei Hallet's Cove und besonders im Inman Valley. Auch U-Täler sind erkennbar. Die Spuren dieser Inlandvereisung gibt es verstreut über den gesamten Kontinent, d. h. über mehr als 3 500 km! Das Eiszentrum befand sich wohl in der südlichen Hälfte Australiens, d. h. vielleicht im damals nahe gelegenen Antarktika mit einem Südpol „150 km südwestlich von Adelaide“ (CROWELL & FRAKES 1971). Noch im jüngeren Unterperm schwand das Eis. Glazimarine Sedimente in New South Wales und Tasmanien, wo eisverdriftete Dropstones bis in die oberpermische Ferntree Group reichen, zeigen, daß die Gletscher noch sehr nahe lagen. Schon vorher begann die Kohlebildung (Greta coals). Sie setzt sich im Oberperm fort. So wird im Perm erst antarktisches Klima, dann kühles, mit Zeiten reger Kohlebildung geherrscht haben.

Erst 1960 fanden sich durch W. E. LONG Tillite der permokarbonischen Eiszeit auf **Antarktika** (Buckeye-Tillit), und zwar in den Horlick Mountains. Die kühle *Glossopteris*-Flora war schon seit Anfang des 20. Jahrhunderts von Süd-Viktoria-Land bekannt. In 85° Süd, 114° W gab es bereits einen Mount Glossopteris, wobei der polnächste, *glossopteris*-führende Fundpunkt fossiler Pflanzen auf der Erde am Mt. Weaver bei 87° Süd, 153° West existiert. Eine so polnahe Lage von Pflanzenvorkommen belegt im übrigen eine weite Verschiebung der geologischen Platte, auf der die Pflanzen gediehen. Heute finden sich die glazialen Schichten in mehreren Becken des transantarktischen Gebirges (zwischen Ross-Eis und Wedell-Meer):

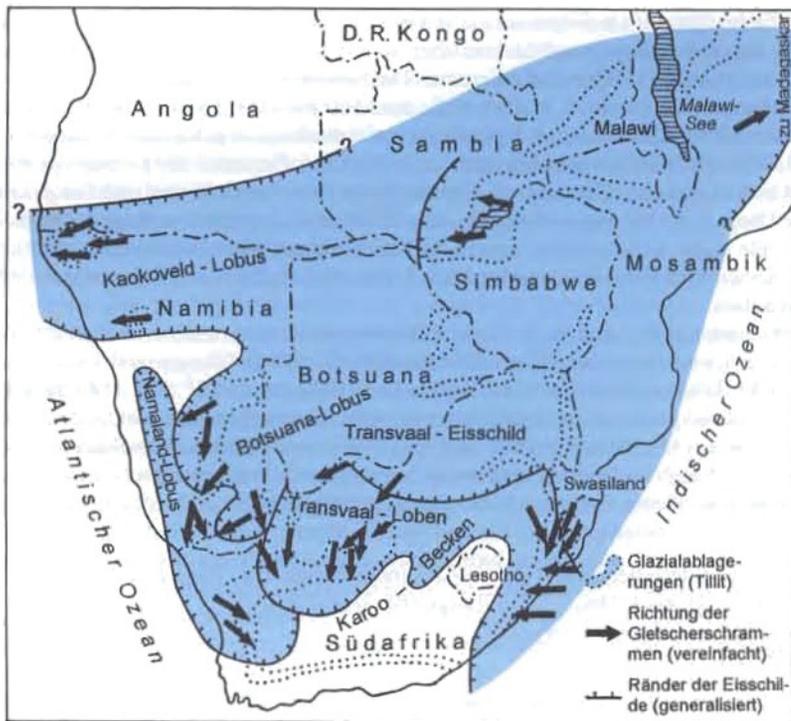
- im Beardmore-Gletschergebiet (Queen Alexandra Range u. a.; *Pagoda-Tillit*)
- Queen Maud – Horlick Mts. – Ohio Range (*Buckeye-Tillit*)
- Pensacola Mts. (*Gale mudstone-Tillit*)
- Ellsworth Mts.

Die Tillite liegen z. T. in sehr mächtigen, geosynklinalen Schichtenfolgen und sind dann selbst einige 100 m mächtig. Am stabilen östlichen Kontinentalrand sind sie in der flachlagernden paläozoisch-mesozoischen Beacon Group geringmächtig (Buckeye-, Pagoda-, Darwin-Tillit) entwickelt und enthalten dann einen erheblichen fluviatilen Anteil. Geschrammte Geschiebe, wie auch geschrammte Geschiebepflaster und geschrammter Untergrund werden häufig beobachtet. Die Aufschlüsse sind wegen Eisbedeckung lückenhaft und schwer zugänglich. Da Fossilienfunde selten sind, ist auch die Gesamtkennntnis sehr lückenhaft. Die Vorstellungen schwanken zwischen der Existenz eines Eisschildes kontinentalen Ausmaßes (LINDSAY) und in die „Becken“ abströmender Gletscher (FRAKES).

**Afrika** als zentraler Teil des ehemaligen Großkontinentes Gondwanas ist der Kontinent mit den am weitesten verbreiteten permokarbonischen Glazialablagerungen (ANDERSON 1961, FRAKES & CROWELL 1970, PETTERS 1991). Sie reichen über den gesamten afrikanischen Kontinent: von Südafrika bis zur Arabischen Halbinsel und vom Osten (Madagaskar) bis nach Westen (Namibia) und dokumentieren offenbar verschiedene Vereisungszentren.

Von der Arabischen Halbinsel (HELAL 1963, ROLAND 1978, McCLURE 1980) sind permokarbonische Glazialsedimente und Glazialerscheinungen beschrieben aus **Saudi Arabien** (18–19° Nord, 44–46° Ost; HELAL 1963; McCLURE u. a. 1988), der **Jemenitischen Arabischen Republik** (KRUCK & THIELE 1983) und dem **Oman** (BRAAKMAN u. a. 1982; 21° Nord, 58° Ost; in SCHWARZBACH 1993). Bei Letzterem liegen sie zwischen sandigen Kalken mit *Metalegoceras*. Aus dem östlichen Afrika liegen Untersuchungen paläozoischer Vereisungsspuren aus **Äthiopien** (DOW u. a. 1971, HAMBREY 1981 a) vor, wobei deren Alterseinstufung unsicher ist (spätordovizisch oder Permokarbon).

Die südlichsten Vorkommen Afrikas werden durch den *Dwyka-Tillit* Südafrikas vertreten, der im Karoo-Becken entlang des Cape Fold-Gebirgsrückens und ostwärts bis in die Küstenregion von Natal aufgeschlossen ist (CROWELL & FRAKES 1972) und die Existenz eines zentralen Eisschildes im südlichen Afrika widerspiegelt. Dieser Eisschild war entwickelt im Nordteil von Südafrika und den angrenzenden nördlichen Regionen (Zimbabwe, Botswana, Zambia, Tansania), und Eisloben reichten sowohl nach Südost mit der Ausbildung eines offenen Schelfbereiches (KwaZulu-Natal), als auch nach Südwest (Kaokoveld-Eislobus mit Schüttung von Material in das Paraná-Becken von Brasilien; CAPUTO & CROWELL 1985; Abb. 3).



nach Crowell und Frakes, umgezeichnet

Abb. 3. Glaziale Paläogeographie des südlichen Afrikas während der Permokarbonischen Vereisung (nach CROWELL & FRAKES).

Fig. 3. Glacial palaeogeography of South Africa during Permocarbonic glaciation (according to CROWELL & FRAKES).

Sedimentologische Untersuchungen zur glazigenen Dwyka-Formation liegen dementsprechend entlang des Karoo-Beckens zahlreich vor: aus **Südafrika**: SAVAGE (1971), VON BRUNN & STRATTEN (1981), VISSER & HALL (1985), VON BRUNN (1996), VISSER (1996); aus **Swasiland**: HUNTER (1969); aus **Mosambique**: ROCHA-CAMPOS (1981); aus **Tansania**: WOPFNER & KREUSER (1986), DIEKMANN & WOPFNER 1996; aus **Zimbabwe** (Rhodesien) und **Zambia**: BOND (1952, 1970, 1981a, b), BOND & STOCKLMAYER (1967), LEPPER (1992); aus **Botswana**: MARTIN (1981 b) und aus **Namibia**: MARTIN (1981 c), GRÜNERT (2000).

Mit der Dwyka-Formation vergleichbare glazigene Ablagerungen finden sich auf dem afrikanischen Kontinent des weiteren in **Angola** (ROCHA-CAMPOS & DOS SANTOS 1981), im westlichen und mittleren Zentralafrika in **Gabun** (HAMBREY 1981 b) und in **Zaire** (Walikale-Schichten mit 5 Tilliten, Konglomeraten und Warvenschiefer: REH 1961; CAHEN & LEPERSONNE 1981) sowie im Süden **Madagaskars** (FRAKES 1981). Mögliche, ins Frühkarbon zu stellende Glazialablagerungen sind aus der **Republik Niger** beschrieben (HAMBREY & KLUYVER 1981). Aus dem im Permokarbon in niedrigen Breiten gelegenen Nordwestteil Afrikas sind bisher keine sicheren Glazialablagerungen permokarbonischen Alters bekannt.

Als sichere Hinweise glazialer Bildungen und Erscheinungen sind von den genannten Punkten sowohl Glazialsedimente (u. a. Moränen-Ablagerungen – Tillite –, glazilimnische Rhythmite – also jahreszeitlich gebänderte Sedimente –, glazifluviale Auswaschungssedimente) als auch morphologische Glazialindikatoren (Gletscherschiffe, Gletscherschrammen, gekritzte Geschiebe, Rundhöcker, z. T. U-Täler) beschrieben. Ihr besonders in Südafrika gemeinsames Vorkommen begründete schon im 19. Jahrhundert (SUTHERLAND 1868) die Annahme der Existenz älterer Vereisun-

gen auf dem afrikanischen Kontinent. Das glaziale Dwyka-„Konglomerat“ (nach dem Fluß Dwyka bei Prince Albert), für das 1906 ALBRECHT PENCK den noch heute gültigen Begriff „Tillit“ für verfestigtes Moränenmaterial einführte, wurde zum Inbegriff permokarbonischer Moränenablagerungen. Die mit den pleistozänen Warvitsequenzen Skandinaviens vergleichbaren Bänderschiefer aus dem nordwestlichen Südwest-Afrika (Kaokoveld) und nordöstlichen Südafrika (Natal), als auch die zahlreich auftretenden rundhöckerartigen Oberflächenformen und nicht zuletzt die berühmt gewordenen Gletscherstriemen auf dem präkambrischen Untergrund (z. B. Noitgedacht bei Kimberley; SCHWARZBACH 1970) zeigen die Möglichkeit des Studiums des gesamten Spektrums alten Vereisungsgeschehens in der südafrikanisch-namibischen Region.

Über den Dwyka-Tilliten liegen wie in Südamerika stellenweise Schichten (white band) mit dem kleinen aquatischen Reptil *Mesosaurus*, außerdem bauwürdige Steinkohlen mit der *Glossopteris*-Flora. In Natal treten Warvenschiefer, sowohl mit Arthropodenfährten (TAVENER-SMITH & MASON 1983) als auch mit Fischabdrücken (wie in den schlesischen bzw. ostalpinen quartären Bänder-tonen) auf. Die Sedimentation der Dwyka-Schichten umfaßt einige Millionen Jahre. Mikro-Flora und Funde der dickschaligen Muschel *Eurydesma* deuten auf ein karbonisches bis unterpermisches Alter. Da es bis zu fünf Tillithorizonte gibt, kann man auf mehrere Eiszeiten schließen.

Zusammenfassend kann man sagen: Die Inlandeisschilde der permokarbonischen Vereisungsperiode entwickelten sich im Zentrum Gondwanas in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position. So zeigt sich während der Glazialperiode eine deutliche Wanderung der Vereisungszentren über Gondwana, die mit einer Verschiebung der relativen Südpollage im Zuge der Kontinentaldrift einhergeht (CAPUTO & CROWELL 1985). Die permokarbonische Vereisung begann spätestens während des Früh-Namurs (unteres Oberkarbon, vor rund 320 Millionen Jahren) mit der Vergletscherung der Hochflächen in Südamerika und Ostaustralien und erreichte ihren Höhepunkt im Westfal mit der Ausdehnung der Gletscher bis in paläogeographische Breiten von 35°. Während des Stephans (höchstes Oberkarbon) kam es zu einer Schrumpfung der Eisschilde, vor allem der bis in die niederen paläogeographischen Breiten reichenden Zentren (Arabische Halbinsel, Südamerika). Mit Beginn des Perms (Asselian-Sakmarian) erfolgte eine erneute globale Zunahme der Vergletscherung, die, mit Ausnahme von Südamerika, in vielen Gebieten Gondwanas Ausdehnungen erreichte, die mit der ersten Hauptvereisungsperiode während des Westfals vergleichbar sind. Das insgesamt einen Zeitraum von ca. 65 Millionen Jahren umfassende permokarbonische Eiszeitalter endet zu Beginn des Spät-Perms (Kazanian) mit dem Auftreten von marinem Eisschollendriftmaterial in hohen Breiten Gondwanas (Südost-Australien, Antarktika) und Laurasiens (Nordost-Rußland; FRAKES u. a. 1992). Für diese zeitliche Abfolge spricht, daß in zahlreichen Glazialgebieten Gondwanas über den Tilliten kohleführende Schichten mit der ins Unterperm zu stellenden *Glossopteris*-Flora folgen, die Anzeiger von Moorbildungsprozessen in einem kühlfeuchten Postglazialklima sind.

#### 4. Känozoische Vereisung

##### 4.1. Vorbemerkung – Eis, keine Dauererscheinung auf der Erde

Zum besseren Verständnis für den mit der Thematik weniger vertrauten Leser seien spätestens hier einige allgemeine Bemerkungen zu Zeitaltern mit großen Vereisungen auf der Erde vorangestellt.

Die Konfiguration unseres Planeten im Sonnensystem, insbesondere die Tatsache, daß seine Rotationsachse relativ steil auf seiner Umlaufbahnebene um die Sonne steht, was zwangsläufig zu einer Temperaturabnahme vom Äquator zu den Polen führt, und die Existenz mächtiger Inlandeise (rund 14 Millionen km<sup>2</sup> eisbedeckte Festlandsfläche auf der Erde) sowie ständig gefrorenen Bodens (auf der Nordhalbkugel rund 21 Millionen km<sup>2</sup>) in den Polarregionen bis südlich bzw. nördlich der Polarkreise zur Folge hat, führten im Bewußtsein der meisten Menschen zu der Annahme, daß Inlandeis und großflächig verbreiteter Permafrostboden zu den selbstverständlichen permanenten Erscheinungen auf der Erde gehören seit eine Hydrosphäre existiert, d. h. seit mehr als 3 Milliarden Jahren. So wird von kritischen Geistern auf Vorträgen und in Vorlesungen oft die

Frage gestellt, ob man denn aufgrund von Funden alter Gletscherablagerungen oder Permafrosterscheinungen, von denen bekannt ist, daß sie mehr oder weniger polnah entstanden sind, von Kalt- oder Eiszeiten überhaupt sprechen dürfe, wo diese Phänomene in unserer heutigen Warmzeit zum selbstverständlichen Erscheinungsbild auf der Erde zählen. Hier liegt ein Irrtum vor, der wohl noch lange Zeit nicht zu überwinden ist. Das heutige viele oberirdische und unterirdische Eis auf unserem Planeten existiert nur, weil wir uns gegenwärtig noch in einer Kaltzeitepoche befinden, die sich schon im Alttertiär zu entwickeln begann. Unsere gegenwärtige Warmzeit, das Holozän, mit weit zurückgezogenen Hochgebirgsgletschern und Inlandeisfeldern sowie stark geschrumpften Dauerfrostgebieten – sie reichten in Europa während der Glazialzeiten bis fast nach Rom und Athen – bildet sehr wahrscheinlich nur ein Interglazial, also einen relativ langen Wärmeabschnitt innerhalb des Känozoischen Kalt- oder Eiszeitalters. Befände sich die Erde in einem Klimazustand wie im Erdmesozoikum (Trias, Jura, Kreide) und im älteren Tertiär (Paläozän und zumindestens älteres und mittleres Eozän) mit irdischen „Normaltemperaturen“ (Mitteltemperatur von um 25 °C in der unteren Atmosphäre), würden wohl überhaupt keine größeren Eismassen, auch in Polnähe und in Hochgebirgen, existieren. Der besseren Verständlichkeit wegen, sollte man daher von „Eiszeiten“ nur dann sprechen, wenn die Gebirgsgletscher und Inlandeise eskalieren, jene aus den Gebirgen heraustreten und zu großen Vorlandeisfeldern verschmelzen oder sich sogar zu Inlandeisen entwickeln und weit in die heute gemäßigte Zone der Erde vorstoßen, auf der Nordhalbkugel beispielsweise bis 35 bis 50° nördlicher Breite. Ansonsten sollte von Kaltzeiten bzw. Kaltzeitaltern bzw. -epochen gesprochen werden, in die Zwischenwarmzeiten oder Interglaziale eingebunden sind; bei Klimazuständen wie in den letzten 300 000 bis 400 000 Jahren beispielsweise von Eiszeiten (Glaziale) bzw. Zwischenwarmzeiten (Interglaziale) im Känozoischen Kaltzeitalter. Im übrigen ist zu vermuten, daß dieses Kaltzeitalter mit seinen Vereisungsexzessen in einigen, vielleicht fünf bis zehn Millionen Jahren zu Ende geht und sich allmählich wieder ein eisfreier Planet entwickelt. Diese jüngere, känozoische Kälteperiode hätte damit annähernd die gleiche Länge von 50 bis 70 Millionen Jahren wie diejenigen des Erdaltertums (ordovizisch-silurische Eiszeit ca. 35 Millionen Jahre, permokarbonische Eiszeit ca. 65 Millionen Jahre) und des Jungproterozoikums (eokambrische Eiszeit mit jüngerer Hauptvereisungsphase von ca. 70 Millionen Jahren Dauer).

#### *4.2. Kurzer Abriss des quartären Eiszeitalters*

Die känozoische Abkühlung, die ihr Maximum im Quartär mit der Ausdehnung des Skandinavischen Inlandeisschildes in Europa (Ausdehnung ca. 6,66 Millionen km<sup>2</sup>) und der Laurentischen Eiskalotte (Ausdehnung ca. 13,4 Millionen km<sup>2</sup>) sowie des Kordilleren-Inlandeisschildes (Ausdehnung ca. 2,37 Millionen km<sup>2</sup>) auf dem nordamerikanischen Kontinent erreichte, begann im frühen Eozän vor ca. 55 Millionen Jahren (ältestes glaziales Sediment als Ausdruck der Existenz alpiner Gebirgsgletscher vor ca. 49,4 Millionen Jahren, King Georg Island, Antarktika). Sie äußerte sich zuerst in deutlich abnehmenden Meerestemperaturen (Sauerstoffisotopendaten). Der erste Nachweis von Eisschollendriftmaterial als Ausdruck der Bildung von Meereis um die Antarktis dokumentiert den Beginn des Eisaufbaus am Südpol (Antarktika). Er begann an der **Grenze Eozän/Oligozän**, d. h. vor rund 34 Millionen Jahren (FRAKES u. a. 1992). Ab diesem Zeitpunkt ist ein allgemeiner Trend der Temperaturabnahme bis ins Pleistozän (quartäre Eiszeit) zu verzeichnen, der durch verschiedene kürzere und lange Erwärmungs- und Abkühlungsphasen modifiziert wird. Deutlichen Abkühlungsphasen, so an der Grenze Eozän/Oligozän und im späten Mittelmiozän (Beginn des Aufbaus eines permanenten antarktischen Eisschildes) stehen warme Phasen (z. B. tieferes Miozän) gegenüber, innerhalb der es zur Ausdehnung temperater Vegetation bis in hohe Breiten kommt. Auf dem europäischen Kontinent werden diese tertiären Klimafluktuations u. a. durch das wechselnde Vorkommen subtropischer und arktotertiärer Floren innerhalb der kontinentalen, fluviatilen Sedimente wiederspiegelt (MAI & WALTHER 1983, WALTHER 1990, KRUTZSCH u. a. 1992). Die pleistozänen Klimaschwankungen zeichnen sich in Mitteleuropa durch die wechselnde Aufeinanderfolge von warmzeitlichen Ablagerungen (Süßwasserkalk, Seekreide, Torf, Bodenbildungen) mit zunächst kaltklimatisch-periglazialen (frühpleistozäne Lössen, Fluß-

schotter), später dann zusätzlich auch mit glazialen Sedimenten (Moränen, Bändertone) aus.

Die Vereisung des Nordpols (Arktis) beginnt im **Miozän**, also gegenüber der Vereisung der Südpolregion zeitlich wesentlich später. Sie wird durch den Nachweis der Tillit-Sequenzen von Wrangel (Alaska; Alter ca. 10 Millionen Jahre) und durch das Auftreten von Eisschollendriftmaterial im zentralen Arktischen Ozean um ca. 5 Millionen Jahre v. h. (Spät-Miozän) festgelegt. Ab dem Miozän ist ein deutlicher Rückgang des globalen Meeresspiegelniveaus und ein mehr oder minder kontinuierlicher Eiskappenaufbau auf Antarktika zu verzeichnen. Die Grundfesten für den Beginn des eigentlichen Eiszeitalters, des **Pleistozäns**, mit der Entfaltung mächtiger Inlandeiskalotten bis in die heute gemäßigten Gebiete Eurasiens und Nordamerikas sind gelegt.

Die Inlandeisbedeckung in den mittleren Breiten Mitteleuropas (Abb. 4) kündigt sich mit verbreiteten intensiven Erscheinungen von Permafrost, insbesondere seines Hauptindikators, der Bildung von Eiskeilen, vor allem auf Schotterflächen in den ehemaligen Tälern an. Wenngleich Abdrücke dieser Eiskeile schon aus dem älteren Frühpleistozän, ca. 500 000 Jahre oder länger vor der ersten Eisinvasion existieren (Mitteldeutschland, Niederlande), treten sie verstärkt erstmalig in der sogenannten Unteren frühpleistozänen Schotterterrasse des mitteldeutschen Raums auf. Es ist eine große Kaltzeitstufe vor der elstereiszeitlichen. Noch dichter stehen die Abgüsse der ehemaligen Eiskeile, die sich nunmehr auch zu ausgedehnten Polygonen zusammenschließen und Tiefen bis 8 m erreichen, in den Schottern, die zur frühelstereiszeitlichen Flußterrasse zusammengefaßt werden. Die Schotter entstanden unmittelbar vor und während der ersten großen skandinavischen Inlandeisentfaltung, der Elstereiszeit. Das Eis stieß also auf weithin steinhart, nur in den Sommern oberflächlich aufgetautem Boden vor. Das elsterglaziale Inlandeis, das mit höchster Wahrscheinlichkeit dem Mindeleis der Alpen und anderer Hochgebirge entspricht, rückte nach heutigen Erkenntnissen relativ kontinuierlich vor und erreichte Krakau, Hirschberg am nördlichen Riesengebirgsrand, Zwickau, Erfurt, Bielefeld und fast Amsterdam und London (Zwickauer Phase; Abb. 4). Kurze Halte belegen örtlich mächtige Vorschüttungssedimente im mittleren und nördlichen Norddeutschen Tiefland. Charakteristisch für den südlichen Eisrand vor den Mittelgebirgen ist die Bildung größerer Eisstauseen, in denen wechselnd mächtige Bändertone zum Absatz kamen. Das Eiszerfallsstadium ist durch einen größeren zweiten Inlandeisvorstoß im mittleren und nördlichen Tiefland (Markranstädter Phase) gekennzeichnet. Mächtige Rückzugssedimente aus Schmelzwassersanden und -kiesen und Beckensedimenten, darunter Bänderton, sind aus dieser Phase bekannt. Zu betonen ist die Verfüllung eines tiefen (bis vermutlich 500 m), überwiegend wohl in der Markranstädter Phase entstandenen Becken- und Rinnensystems (Exaration, subglaziäre hydro-mechanische Erosion).

Das **Grundschemata eines Warmzeit-Eiszeit-Warmzeit-Zyklus in Europa** läßt sich anhand der Schichtsuksessionen im Hangenden und Liegenden der elstereiszeitlichen Glaziärfolge in beispielhafter Weise erkennen und gilt für alle drei europäischen Vereisungszyklen (Tabelle in zeitlicher Abfolge von unten nach oben zu lesen):

Warmzeit (Dauer: 10 000–15 000 Jahre)	Limnische, fluviatile und evaporitische (Travertin) und marine Sedimente mit warmzeitlicher Flora und Fauna
Periglazial: Spätglazialabschnitt (Kataglazial) (Dauer: 2 000–5 000 Jahre)	Vorwiegend Flußschotter, Fließ- und Schwemmsedimente mit ehemaligen Eiskeilen
Vereisungs- und Eiszerfalls-Phase (Hochglazial) (Dauer: 10 000–20 000 Jahre)	<i>Rückzugssedimente:</i> fluviatile, glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen <i>Glazigene Sedimente:</i> Mindestens zwei bis drei Moränenbänke (Diamiktite) mit glazifluviatilen und glazilimnischen Zwischenschichten <i>Vorschüttungssedimente:</i> glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen
Periglazial: Frühglazialabschnitt (Anaglazial) (Dauer: 50 000–100 000 Jahre)	Vorwiegend Flußschotter, Fließ- und Schwemmsedimente mit ehemaligen Eiskeilen
Warmzeit (Dauer: 10 000–15 000 Jahre)	Limnische, fluviatile und evaporitische (Travertin) und marine Sedimente mit warmzeitlicher Flora und Fauna

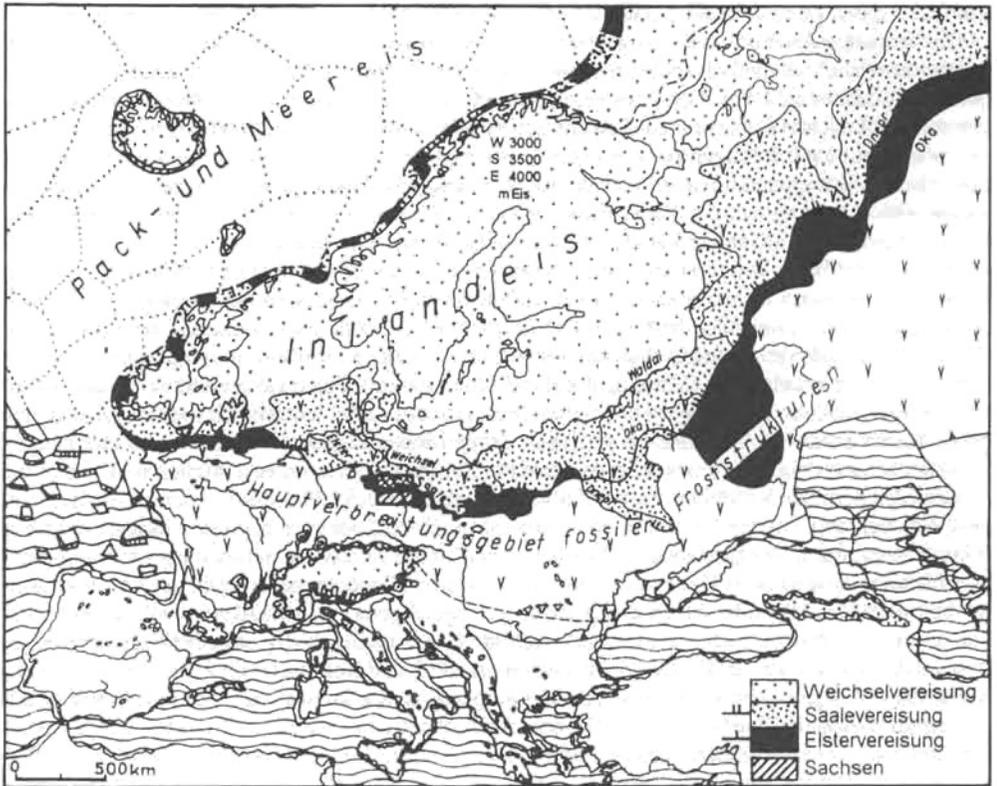


Abb. 4. Ausdehnung des skandinavischen Inlandeisschildes auf dem europäischen Kontinent im Pleistozän (aus EISSMANN 1997).

Fig. 4. Extension of the Scandinavian inland ice shield on the European continent during Pleistocene (from EISSMANN 1997).

Die drei großen Eisinvasionen – **Elstereiszeit** mit maximaler, **Saaleeiszeit** mit mittlerer, **Weichselzeit** mit kleinster Eisausdehnung – und der Eisabbau liefen in einem Algorithmus ab (Abb. 5). Ohne große Unterbrechungen erreichte das Eis im jeweils ersten Anlauf seine maximale Ausdehnung. Nach nur kurzer Stagnationsphase setzte ein rascher Eisabbau ein, der in allen drei Vereisungen von kurzen Stillstandsphasen und Wiedervorstößen des Eises bis maximal 200 km (Elstereiszeit) unterbrochen wurde. Insgesamt dürfte der Eisrückzug bis in den südlichen Ostseeraum jeweils nicht länger als 2 000 bis 3 000 Jahre gedauert haben. Die vor allem im skandinavisch-finnischen Raum ernährten Inlandeise stießen im mittleren Europa nach heutigen Erkenntnissen in der Entfaltungsphase generell von Norden nach Süden vor, um dann mit offener Verschiebung des Vereisungszentrums weiter nach Osten in Richtung Nordost–Südwest bis West zu drehen. Abgeschätzte Vorstoßgeschwindigkeiten der Gletscher im Randbereich der Inlandeise belaufen sich dabei auf Werte zwischen 600 bis 900 Meter pro Jahr (Elstereiszeit; JUNGE 1998). In der Hauptoszillationszone des skandinavischen Inlandeises in Mitteleuropa, zwischen der Ostsee und der jeweiligen Maximalausdehnung mit einer mittleren Quartärmächtigkeit von ca. 50 bis 100 m und einer maximalen von ca. 500 bis (?) 700 m (Rinnen), bei einer Hauptbeteiligung von glaziären Ablagerungen, sind lithostratigraphisch insgesamt mindestens 8 bis 10 Moränenbänke (Diamiktithorizonte) nachgewiesen. In der ca. 100 km breiten Außenzone der Elster- und Saalevereisung existieren regional bis drei elstereiszeitliche Moränen (Diamiktite) und ebenso viele z. T. weitaushaltende Bänderthonhorizonte. Das Eis der Saaleeiszeit hinterließ hier insgesamt vier Moränenbänke, davon regional drei in vertikaler Folge. Es sind lithostratigraphisch bis sieben Bänderthonhorizonte zu unterscheiden. Der jüngste leitet lokal in die Warmzeitfolge des Eeminterglazials

# The Quaternary of North and Central Germany

## Overview

Lothar Eissmann

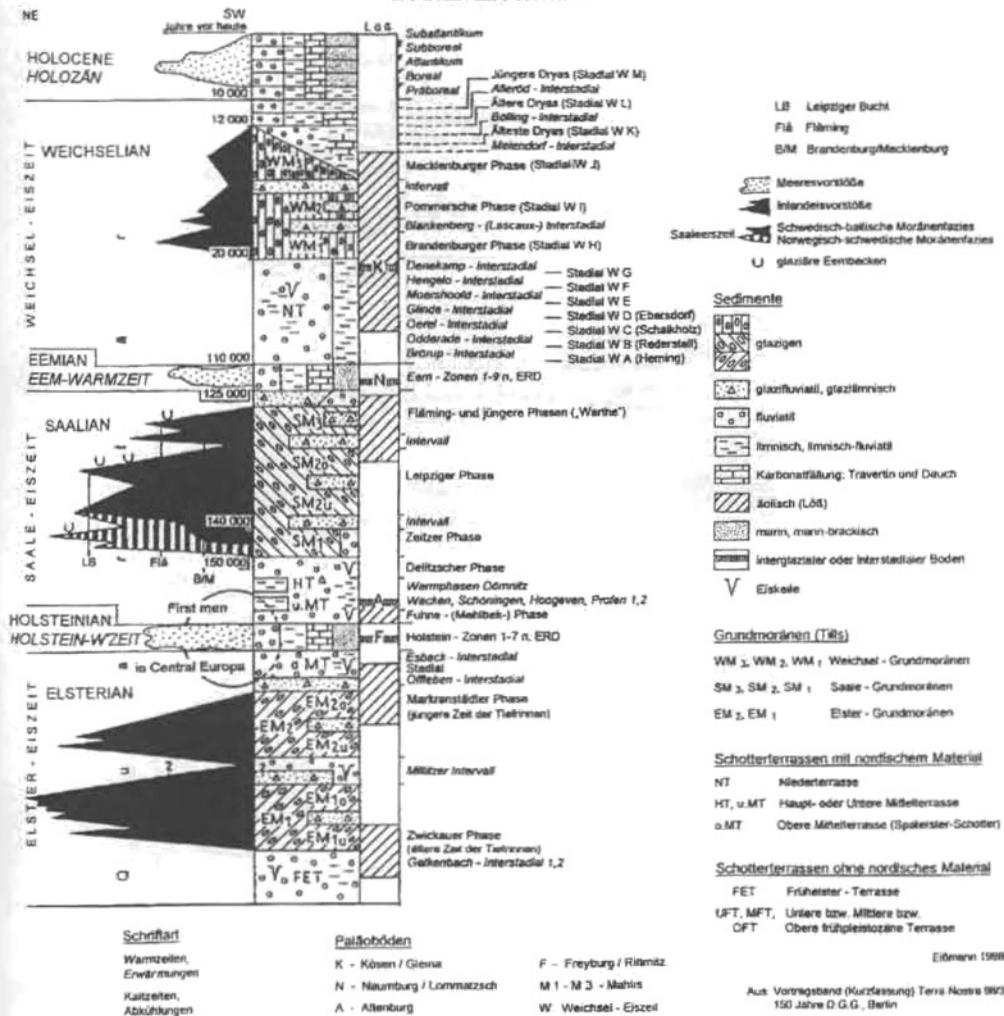


Abb. 5. Die jüngere (postcromerzeitliche) quartäre Schichtenfolge im skandinavischen Vereisungsgebiet Nord- und Mitteldeutschlands. EISSMANN (1998, 2002a, b).

Fig. 5. The later postcromerian quaternary sequence of strata in the Scandinavian glaciation areas of North and Central Germany. EISSMANN (1998, 2002a, b).

Main stratigraphy along the KwaCeba stream  
 (~60m thick)

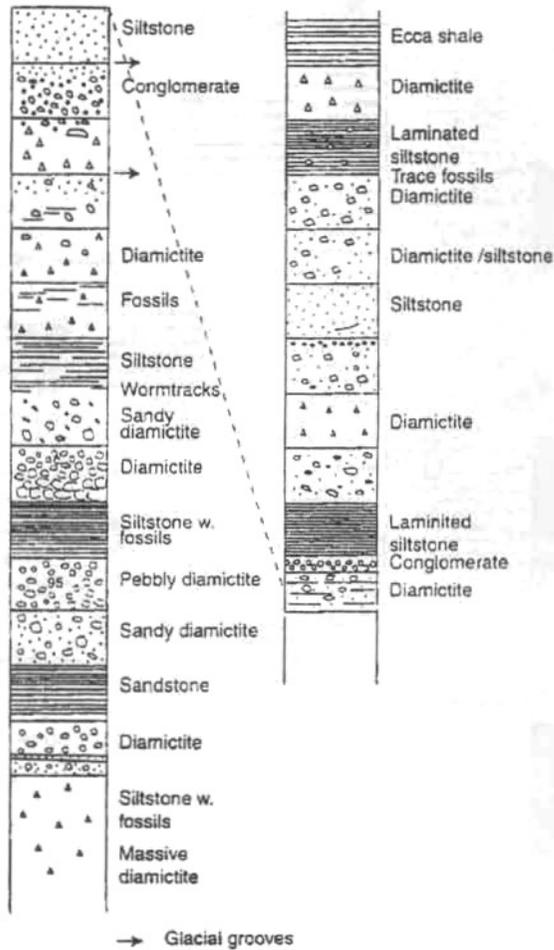


Abb. 6. Die Mannigfaltigkeit der glazialen Sedimente der Dwyka group im Randbereich des permokarbonischen Inlandeises. Isibindi-Isandlwana Region. KwaZulu-Natal. Südafrika (aus HALDORSEN u. a. 1999, S. 9).

Fig. 6. The multifariousness of the glacial sediments of the Dwyka group in the marginal area of the Permo-carbonic inland ice. Isibindi-Isandlwana region. KwaZulu Natal. South Africa (from HALDORSEN et al. 1999, page 9).

200 m östlich F 95 bei Auenhain, Tagebau Espenhain

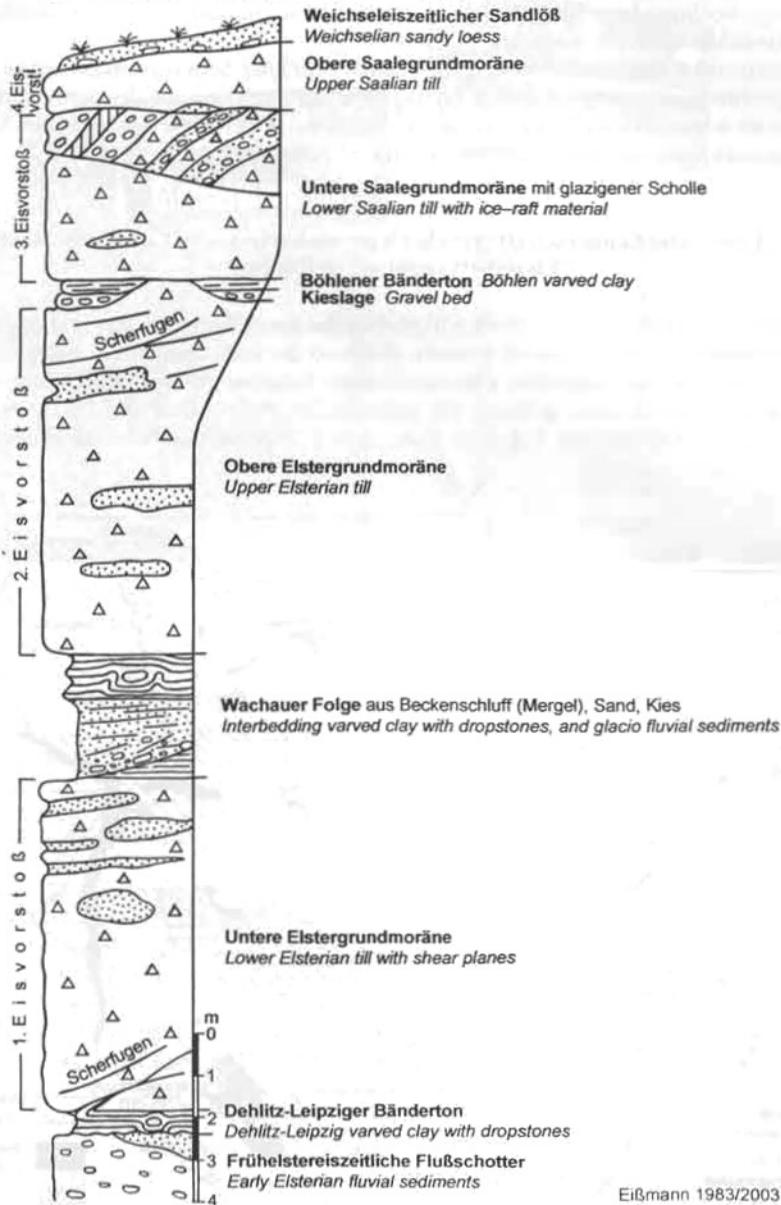


Abb. 7. Die Mannigfaltigkeit der glazialen Sedimente im Randbereich des quartären skandinavischen Inlandeises in Mitteldeutschland: Tagebau Espenhain. Elster- und Saalevereisung mit jeweils zwei Grundmoränen (= zwei Inlandeisoszillationen). Charakteristisch die zwei (Vorstoß-) Bändertone unter der jeweils älteren Moränenbank. An der Basis der Folge periglaziäre Flußkiese und Schwemmsande. Zeichnung nach Naturbefund. EISSMANN 2003, unveröff.

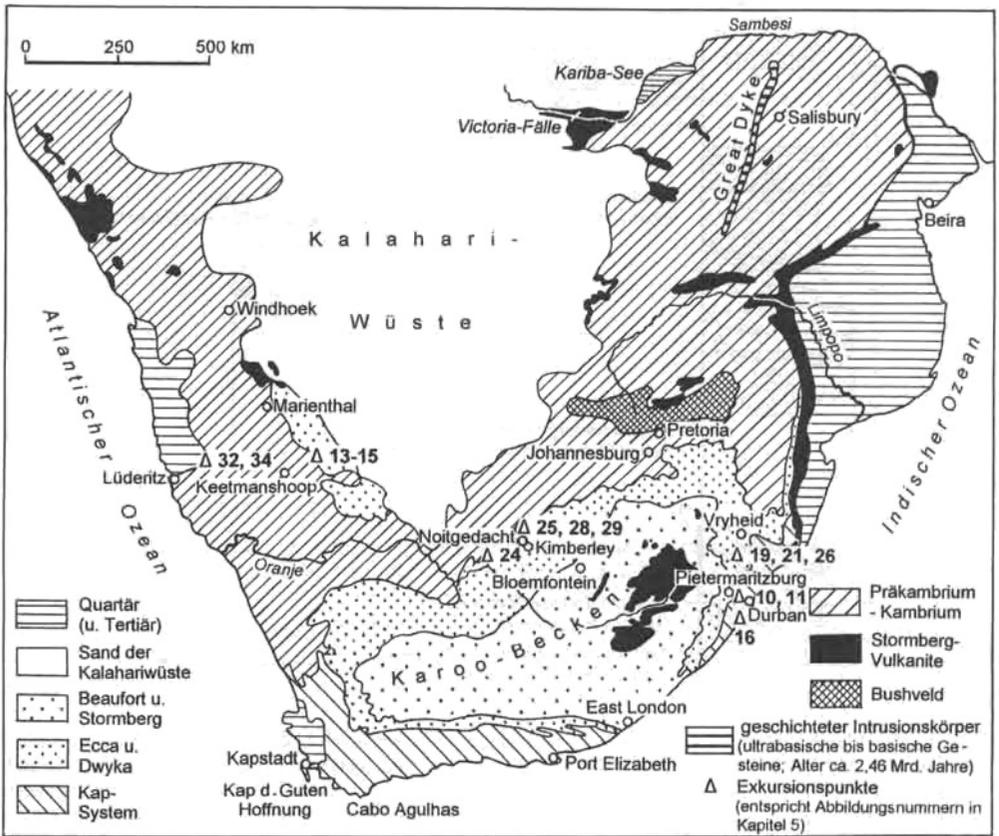
Fig. 7. The multifariousness of glacial sediments located in the marginal area of the Scandinavian quaternary inland ice in Central Germany: Espenhain open-cast mine. Elsterian and Saalian glaciation with two ground moraines each (= two inland ice oscillations). The two (advance) varved clays beneath the respectively earlier moraine bank are characteristic. At the base of a sequence of Periglacial river gravels and alluvial sands. Drawing based on nature finding. EISSMANN 2003, unpublished.

über. Anzumerken bleibt, daß die drei Vereisungsphasen der Saaleeiszeit wohl eine sehr komplexe und vielfältige Sedimentfolge hinterließen, aber jeweils nur eine autonome, von keinen Interglazialen unterbrochene Kaltzeit vertreten.

In der enormen Vielfalt vom Vereisungsgeschehen geprägter Sedimentsukzessionen und ihrer Lagerung in Mitteleuropa ist ein weiteres Analogon zu den Verhältnissen des permokarbonischen Eiszeitalters zu sehen, jedenfalls dort, wo die Abfolgen einen den mitteleuropäischen Verhältnissen halbwegs adäquaten Einblick erlauben (Abbildungen 6 und 7).

## 5. Identische Zeugenschaft: Vergleich permokarbonischer und quartärer Eiszeit-Phänomene in Bildern

Im folgenden Kapitel sollen die Hauptindikationen des permokarbonischen und quartären Eiszeitalters in Bildern gegenübergestellt werden. Während die Indikationen des quartären Eiszeitalters den Autoren aus ihrer täglichen, jahrzehntelangen Forschungstätigkeit im mittel- und norddeutschen Raum bekannt sind, konnten die geologischen Phänomene und Erscheinungen des permokarbonischen Eiszeitalters auf zwei Exkursionen in Südafrika/Namibia studiert werden (Abb. 8).



aus Schwarzbach 1993, ungezeichnet

Abb. 8. Geologische Übersichtskarte des südlichen Afrikas mit Kennzeichnung der Exkursionspunkte (aus SCHWARZBACH 1993, ergänzt).

Fig. 8. Overall geological map of Southern Africa with marking of the excursion places (from SCHWARZBACH 1993, completed).



Abb. 9. Zwei weltbekannte geologische Symbole auf einem Wegweiser inmitten der von roten Termitenhügeln gekrönten südafrikanischen Dornbuschsteppe: Noitgedacht am Vaal-Fluß, die weltweit bekannteste Stelle alter, vorquartärer Vereisungen, die am häufigsten in Lehrbüchern abgebildet wurde, und Kimberley, das Symbol südafrikanischer Diamantvorkommen und -gewinnung in parapräprimären (Kimberlit) und sekundären (Seifen) Lagerstätten. „Namibia-Exkursion 1999“. 15. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 9. Two geological symbols that are known world-wide on a sign post amidst the South African thornbush steppe crowned by red termite mounds: Noitgedacht by the Vaal river, the universally best known place of early, pre-Quaternary glaciations, which have most frequently been represented in textbooks, and Kimberley, the symbol of South African diamond deposits as well as its extraction in paraprimary (Kimberlite) and secondary (Seifen) deposits. „Namibia excursion 1999“. 15-8-1999. Photo EISSMANN.

So konnte der Erstautor, unter der ausgezeichneten, fachmännischen Leitung der Geologen SYLVI HALDORSEN (Aas/Norwegen), VIKTOR VON BRUNN (Pietermaritzburg/Südafrika) und RODNEY MAUD (Durban/Südafrika) sich mit den permokarbonischen Glazialablagerungen der Dwyka Group von KwaZulu-Natal (Südafrika) vertraut machen. Die vom 12. 8. bis 16. 8. 1999 durchgeführte geologische Exkursion führte von Durban – Pietermaritzburg (siehe Abbildung 16) – Isibindi (siehe Abbildungen 19, 21, 26) – Vryheid nach Itala und über Babanango wieder zurück nach Durban. Sie erschloss den Nordostteil des Karoo-Beckens mit den in der Randfazies des permokarbonischen Inlandeisschildes auftretenden wechselnden Glazialsedimenten (Tillite, Warvenschiefer; HALDORSEN u. a. 1999). Zahlreiche Analoga zu den mannigfaltigen Prozessen und Erscheinungen der vielgliedrigen Quartärabfolge im mitteldeutschen Randgebiet der Elster- und Saalevereisung (glazial-periglaziales Übergangsgebiet) waren auffällig (Abbildungen 6 und 7).

Die vom Seniorautor begleitete Namibia-Exkursion führte von Durban (Dwyka-Tillit, siehe Abbildungen 10, 11) über Harrismith, Phuthadidjhaba, Drakensberge (Golden Gate Highlands Park), Ficksburg, Ladybrand, Bloemfontein, Kimberley (Abb. 9, Kimberley Big Hole, Diamantseifen; Gletscherschliff, Tillit von Noitgedacht, siehe Abbildungen 25, 28, 29), Douglas, Vaal/Orange-Konfluenz (Gletscherschliff, siehe Abbildung 24; Karoodolerite, Basement), Upington, Keimos, Augrabies, Springbok, Noordoewer, Ai-Ais (Fish River Canyon Park: Basement, Karoo), Keetmanshoop, Berseba (Dwyka-Tillit über sedimentärer Nama-Folge, siehe Abbildungen 13, 14, 15), Brukkaros-Zeugenberg (Karbonatite), Lüderitz (Metamorphite und Basite des Basement, Dünen), Diaz Point, Aus (Windschliff, siehe Abbildungen 32, 34), Helmeringhausen, Tirasberge, Sossusvlei (Namibwüste), Solitaire, Naukluft- und Remhoogte-Berge (Deckenüberschiebung, Damara-Orogen) nach Windhoek.

### 5.1. Tillite und Moränen (Abbildungen 10 bis 15)

Die von Gebirgsgletschern und Inlandeisen weltweit am häufigsten unmittelbar hinterlassenen Lockergesteine sind im Basisbereich der Eiskörper als **Grundmoräne** oder innerhalb des Eises mitgeführte und beim Schmelzen als **Ablationsmoräne** ausgetaute Diamiktite (dia – durch, hindurch; meiktós – gemischt). Das sind weitgehend ungeschichtete und unklassierte massive Gesteine. In Mittel- und Nordeuropa handelt es sich um meist graue bis graubraune, auf Tausenden von Quadratkilometern großen Flächen hinterlassene Geschiebemergel, d. h. kalkhaltige, meist bis zu 80 und 90% aus einem Gemisch von Ton, Schluff und Sand bestehende Sedimente mit unregelmäßig verteilten größeren und kleineren Gesteinsbrocken, den Geschieben, der Kies- und Steinfraktion (größer 2 mm). Die Steine oder Blöcke können Durchmesser von einem Meter bis über 10 m erreichen (über 500 m<sup>3</sup>). Sind die Sedimente entkalkt oder kalkfrei, spricht man von Geschiebelehm, der meist von brauner Farbe ist. Hauptmerkmal ist das Vorhandensein eines breiten Kornspektrums von Ton bis Block und das weitgehende Fehlen von Entmischungs- oder Sortierungserscheinungen durch Wasser, also von Schichtung. Die polymikten Geschiebe sind ganz überwiegend matrixgestützt, d. h. schwimmen in dem Ton-Schluff-Sand-Gemisch. Sie sind mäßig bis gut gerundet, weisen bei schätzungsweise 5–10% Kritzungen auf und sind bei oblongen For-



Abb. 10. Bis 60 m mächtiges Kliff mit Dwyka-Tillit glazimariner Genese an der Schnellstraße nordwestlich von Durban. Ein dichtes bis feinkörniges graues Gestein mit ganz unregelmäßig verteilten, meist sehr gut gerundeten Geröllen von Haselnußgröße bis über 50 Zentimeter Durchmesser. Sie bestehen aus: mittelkörnigen Graniten, gneisartigen Gesteinen, Quarziten und Sandsteinen. Im Gestein sind Blocklagen sowie Störungen von der Art glazigener Deformationen zu beobachten. „Namibia-Exkursion 1999“. 12. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 10. Cliff with a thickness of up to 60 m presenting Dwyka tillite of glacial marine genesis near the expressway to the northwest of Durban. A dense to fine-grained grey rock with mostly well-rounded pebbles completely irregularly dispersed from hazel nut size to a diameter of more than 50 centimetres. They consist of: medium-sized granulometric granites, gneiss-type rocks, quartzites and sandstones. Block layers and faults of the glacialigenic deformation type can be found in the rocks. „Namibia excursion 1999“. 12-8-1999. Photo EISSMANN.



Abb. 11. Detailausschnitt Dwyka-Tillit, Schnellstraße Durban-Nordwest, wie Abb. 10. 12. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 11. Close-up photo of Dwyka tillite. Expressway Durban-Northwest. like figure 10. 12-8-1999. Photo EISSMANN.



Abb. 12. Detailausschnitt einer für Mitteleuropa typischen matrixreichen Grundmoräne (basal till) mit relativ gut gerundeten und geglätteten Geschieben aus dem Baltikum bis Schweden. Saalegrundmoräne auf Insel Rügen. 1988. Foto EISSMANN.

Fig. 12. Close-up photo of a matrix-rich ground moraine typical of Central Europe (basal till) containing relatively well rounded and smoothed boulder-stones from the baltic region to Sweden. Saalian ground moraine from the Rügen island. 1988. Photo EISSMANN.



Abb. 13. Völlig unsortierter matrixreicher Dwyka-Tillit mit herausgewitterten im Mittel 10 bis 30 cm, maximal 60 cm großen, selten gekritzten Geschieben aus Quarzit (dominierend), Sandstein, Porphyry, Gneis, Granit (selten), rotem Quarz. Wasserriß in einem zum Fish River-Tal führenden Tälchen nahe der C39 von Tses nach Berseba, 20 km östlich Berseba, Fish River-Brücke. 20. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 13. Completely unsorted matrix-rich Dwyka tillite containing rarely striated boulders laid bare by weather-induced disintegration with a mean size of 10 to 30 cm, maximally 60 cm, of quartzite (dominating), sandstone, porphyry, gneiss, granite (seldom), red quartz. Water-induced fissure in a small valley leading to the Fish River Valley near the C39 from Tses to Berseba, 20 km to the northeast of Berseba, Fish River bridge. 20-8-1999. Photo EISSMANN.



Abb. 14. Dwyka-Tillit mit gekritzten Geschieben. Ausschnitt wie Abb. 13. 20. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 14. Dwyka tillite with striated rock-pavements. Section as figure 13. 20-8-1999. Photo EISSMANN.

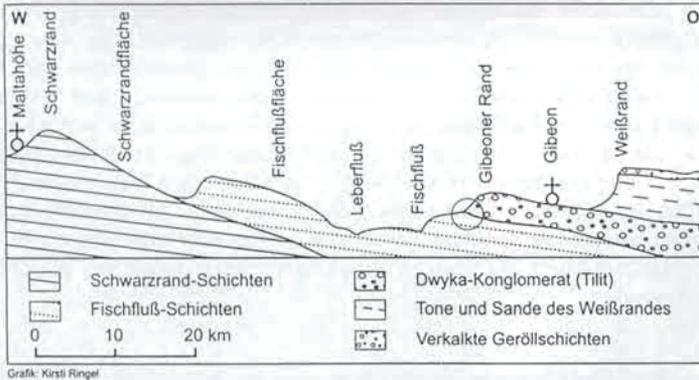
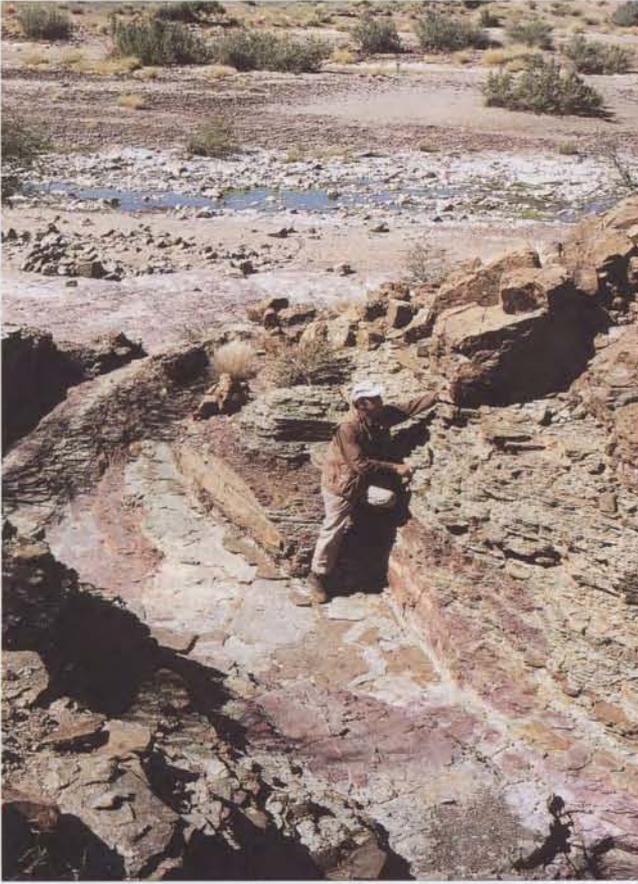


Abb. 15. Am linken, östlichen Hang des Fish river-Tales ausstreichender Dwyka-Tillit (siehe Schnitt mit gekennzeichnete Bildposition) in schwach diskordanter Lage über grauweißen und roten Sand- und Schluffsteinen der kambrischen Namafolge (Fish river-Schichten). Wasserriß wie in Abbildungen 13 und 14. Einfallen der erschlossenen Gesamtfolge flach nach Osten. 20. 8. 1999. Foto WANSA.

Fig. 15. Dwyka tillite reaching out on the left, east slope of the Fish river valley (refer to the cross-section with marked picture position) in a slightly discordant situation above grey-white and red sandstone and silt stones of the Cambrian Nama sequence (Fish river layers). Water-induced fissure like in figures 13 and 14. Fall-in of the overall sequence laid bare towards the east. 20-8-1999. Photo WANSA.

men vielfach in Richtung der Gletscherbewegung eingeregelt. Häufig sind Ton-, Schluff- und Sandlinsen aus nicht vollständig assimilierten, vom Inlandeis aufgenommenen Gesteinen. Nicht selten sind kleinere und größere, bis über 100 m lange Lockergesteinsschollen mit vielfach in-härenter primärer Schichtung, selten dagegen Großgeschiebe von über 2 m Durchmesser.

Wichtige Merkmale der Grundmoränen (basal, subglacial oder lodgement till) sind Zerschereungsgefüge und oft hohe Kompaktion, die dem Gestein eine hohe Zähigkeit verleiht. Den Ablationsmoränen (ablation oder supraglacial till) eigen sind eine gewisse Schichtigkeit, Vorkommen vieler Sandlinsen und -fahnen, eine geringere Kompaktion als bei der Grundmoräne. Regional weit verbreitet sind Fließmoränen (flow till). Sie treten als von Sandlinsen und -lagen teils horizontal, teils in denkbar höchster Unregelmäßigkeit „durchschossene“ Geschiebemergelplatten auf, wobei die einzelnen Geschiebemergelkörper („Phakoide“) oft intensiv fahnen-, wolken- und girlandenartig deformiert sind („gequälte“ Lagerung). Die Verformungen sind das Ergebnis eines quasiplastischen Fließens und Rutschens und der unregelmäßigen Belastung durch Sand- und Kieskörper im Zustand hohen Wassergehaltes, also hoher Mobilität des Geschiebemergels (gravitative oder Belastungsdeformation). Die Grund-, weniger die Ablationsmoränen bilden vielfach über viele Quadratkilometer großen Flächen zusammenhängende plattenförmige Schichten von 5 bis 15 m, gelegentlich bis 50 und mehr Meter Mächtigkeit.

Die **Tillite** entsprechen im verfestigten Zustand weitgehend der glaziären Sedimentfazies der Grund- und Ablationsmoränen, wie beschrieben. Ihr Verfestigungsgrad entspricht meist dem der Ton- und Schluffsteine, doch kann er auch den eines sehr harten und zähen Felsgesteins erreichen. Auch Fließmoränencharakter ist bekannt. Die von den Autoren im südafrikanischen Raum beobachteten Tillite führen sämtlich einen polymikten Geschiebeinhalt, was im Gegensatz zu Fließerden und Rutschmassen, aber auch zu vielen marinen und fluviatilen Konglomeraten für sehr große Herkunftsgebiete und damit für wirkliche Inlandeisablagerungen spricht.

## 5.2. Großgeschiebe und Eisschollendriftmaterial (Abbildungen 16 bis 20)

**Großgeschiebe** (in der Regel Gesteinsblöcke von mehr als einem halben Meter Durchmesser, seltener über 5 m) entstammen meist im Einzugsgebiet der Gletscher und Inlandeise aufgenommenem Verwitterungs-Grobschutt oder nach subglaziärem Anfrieren von geklüftetem Fels abgehobenen und dem Eis einverleibten Gesteinskörpern, die beim Transport eine durch Rotation, Geschiebekollision oder andere Ereignisse mäßige bis gute Rundung erfahren.

Auf **Eisschollendrift** zurückzuführende millimeter- bis metermächtige moränale Sedimente, glaziärer Diamiktit, eisverfrachtete millimetergroße einzelne Gesteinskörner und bis Kubikmeter große Geschiebe finden sich sowohl in Binnenseesedimenten als in marinen Ablagerungen. Sie entstammen meist kleinen und größeren verdrifteten Eisschollen, deren mitgeführtes Moränenmaterial dispers oder in noch zusammenhängenden Massen nach dem Ausschmelzen auf den Gewässergrund sank und von Sediment abgedeckt wurde. Einzelne Blöcke erzeugen häufig eine kräftige Eindellung des liegenden Sedimentes („Aufschlagmarke“) und randliche Verdrängungsdeformationen. Die hangenden Sedimentbänder sind aufgewölbt und zeigen oft eine reduzierte Mächtigkeit zur Nachbarschaft. Weiches Driftmoränenmaterial weist häufig Zerfließungsmerkmale auf (Fladenbildung).

Abb. 16. Großgeschiebe (Quarzit) von ca. 0,5 m Durchmesser im Dwyka-Tillit (oberer Teil, Dwyka group, Ashburton member) am Übergang in hangende Bändertonabfolge mit Dropstones (Basis der Pietermaritzburg shales der Ecca group). Aufschluß am nördlichen Talhang des Mkomazi River bei Umkomaas (30° 10' Süd, 30° 46' Ost; Aufschluss Nr. 4 in HALDORSEN u. a. 1999). 12. 8. 1999. Foto JUNGE.

Fig. 16. Large-scale boulder (quartzite) with a diameter of about 0,5 m within the Dwyka tillite (upper section, Dwyka group, Ashburton member) at the transition in overlying varved clay sequence with drop stones (basis of the Pietermaritzburg shales of the Ecca group). Exposure on the northern valley slope of Mkomazi river near Umkomaas (30° 10' South, 30° 46' East, exposure no. 4 in HALDORSEN et al. 1999). 12-8-1999. Photo JUNGE.



Abb. 16.



Abb. 17. Großgeschiebe (Granit) von ca. 1 m Durchmesser innerhalb der zweiten Elstergrundmoräne (E2), Tagebau Greifenhain. 1997. Foto EISSMANN.

Fig. 17. Large-scale boulder (granite) with a diameter of about 1 m within the second Elsterian ground moraine (E2). Greifenhain open-cast mine. 1997. Photo EISSMANN.



Abb. 18. Findlinge überwiegend skandinavischer Herkunft am Rande des Tagebaues Greifenhain/Niederlausitz (Lausitzer Grenzwall). S – Saalegrundmoränen über Hauptterrasse, E2 – Obere Elstergrundmoräne, E1 – Untere Elstergrundmoräne, M – Miozän. 1995. Foto EISSMANN.

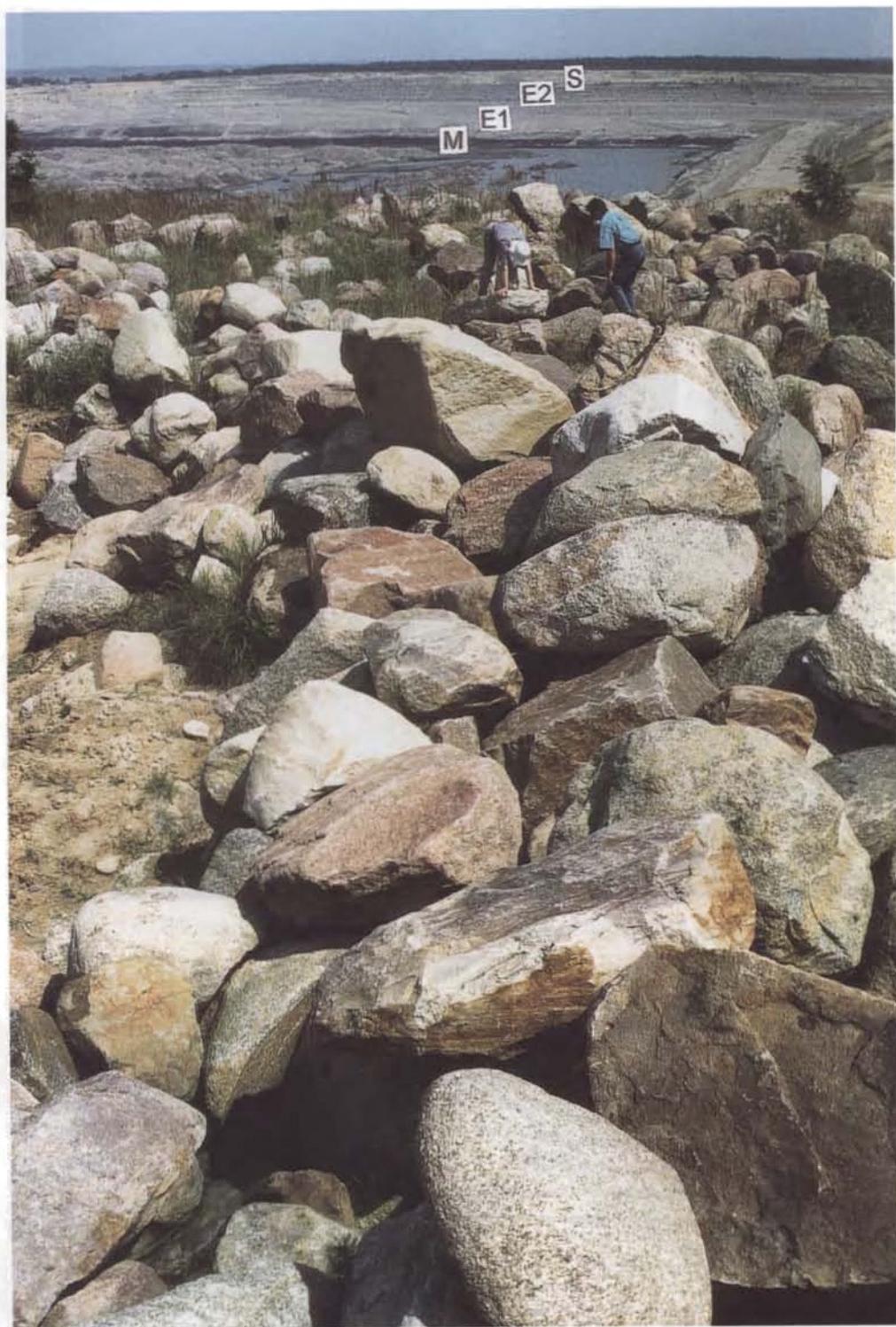
Fig. 18. Erratics of mainly Scandinavian origin at the rim of the Greifenhain open-cast mine/Niederlausitz (Lausitzer Grenzwall). S – Saalian ground moraines above main terrace, E2 – Upper Elsterian ground moraine, E1 – Lower Elsterian ground moraine, M – Miocene. 1995. Photo EISSMANN.

Abb. 19. Dropstone (dichter Quarzit) als Eisschollendriftingmaterial im Warvensediment (Bänderschiefer). Aufschluß nahe Bauernhaus im Zimpisi River valley ca. 1,5 km westlich Straße Helpmekaar – Rorkes' Drift (28° 24' Süd, 30° 32' Ost; Aufschluß Nr. 7 in HALDORSEN u. a. 1999). 13. 08. 1999. Foto JUNGE.

Fig. 19. Dropstone (dense quartzite) as ice drift material in the varve sediment (varved slate). Exposure near the Farmer's House in Zimpisi river valley about 1.5 km to the west of the road Helpmekaar – Rorkes' Drift (28° 24' south, 30° 32' east; exposure no. 7 in HALDORSEN et al. 1999). 13-8-1999. Photo JUNGE.

Abb. 20. Bänderton mit Driftmaterial. Auf dem Dehltitz-Leipziger Eisstausee von Eisschollen transportiertes moränales Gesteinsmaterial schmolz aus und sank als Dropmoräne oder einzelner Dropstein auf den von Bänderton bedeckten Seegrund. Zeichnung nach Naturbefund. Tagebau Miltitz-Kulkwitz (aus EISSMANN u. a. 1985).

Fig. 20. Varved clay with drift material. Morainial rock material transported by ice cakes over the Dehltitz-Leipzig ice-dammed lake melted out and sunk down to the lake bottom covered by varved clay in the form of a drop moraine or separate drop stone. Drawing based on nature finding. Miltitz-Kulkwitz open-cast mine (from EISSMANN et al. 1985).



1977. 8. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100. 101. 102. 103. 104. 105. 106. 107. 108. 109. 110. 111. 112. 113. 114. 115. 116. 117. 118. 119. 120. 121. 122. 123. 124. 125. 126. 127. 128. 129. 130. 131. 132. 133. 134. 135. 136. 137. 138. 139. 140. 141. 142. 143. 144. 145. 146. 147. 148. 149. 150. 151. 152. 153. 154. 155. 156. 157. 158. 159. 160. 161. 162. 163. 164. 165. 166. 167. 168. 169. 170. 171. 172. 173. 174. 175. 176. 177. 178. 179. 180. 181. 182. 183. 184. 185. 186. 187. 188. 189. 190. 191. 192. 193. 194. 195. 196. 197. 198. 199. 200. 201. 202. 203. 204. 205. 206. 207. 208. 209. 210. 211. 212. 213. 214. 215. 216. 217. 218. 219. 220. 221. 222. 223. 224. 225. 226. 227. 228. 229. 230. 231. 232. 233. 234. 235. 236. 237. 238. 239. 240. 241. 242. 243. 244. 245. 246. 247. 248. 249. 250. 251. 252. 253. 254. 255. 256. 257. 258. 259. 260. 261. 262. 263. 264. 265. 266. 267. 268. 269. 270. 271. 272. 273. 274. 275. 276. 277. 278. 279. 280. 281. 282. 283. 284. 285. 286. 287. 288. 289. 290. 291. 292. 293. 294. 295. 296. 297. 298. 299. 300. 301. 302. 303. 304. 305. 306. 307. 308. 309. 310. 311. 312. 313. 314. 315. 316. 317. 318. 319. 320. 321. 322. 323. 324. 325. 326. 327. 328. 329. 330. 331. 332. 333. 334. 335. 336. 337. 338. 339. 340. 341. 342. 343. 344. 345. 346. 347. 348. 349. 350. 351. 352. 353. 354. 355. 356. 357. 358. 359. 360. 361. 362. 363. 364. 365. 366. 367. 368. 369. 370. 371. 372. 373. 374. 375. 376. 377. 378. 379. 380. 381. 382. 383. 384. 385. 386. 387. 388. 389. 390. 391. 392. 393. 394. 395. 396. 397. 398. 399. 400. 401. 402. 403. 404. 405. 406. 407. 408. 409. 410. 411. 412. 413. 414. 415. 416. 417. 418. 419. 420. 421. 422. 423. 424. 425. 426. 427. 428. 429. 430. 431. 432. 433. 434. 435. 436. 437. 438. 439. 440. 441. 442. 443. 444. 445. 446. 447. 448. 449. 450. 451. 452. 453. 454. 455. 456. 457. 458. 459. 460. 461. 462. 463. 464. 465. 466. 467. 468. 469. 470. 471. 472. 473. 474. 475. 476. 477. 478. 479. 480. 481. 482. 483. 484. 485. 486. 487. 488. 489. 490. 491. 492. 493. 494. 495. 496. 497. 498. 499. 500. 501. 502. 503. 504. 505. 506. 507. 508. 509. 510. 511. 512. 513. 514. 515. 516. 517. 518. 519. 520. 521. 522. 523. 524. 525. 526. 527. 528. 529. 530. 531. 532. 533. 534. 535. 536. 537. 538. 539. 540. 541. 542. 543. 544. 545. 546. 547. 548. 549. 550. 551. 552. 553. 554. 555. 556. 557. 558. 559. 560. 561. 562. 563. 564. 565. 566. 567. 568. 569. 570. 571. 572. 573. 574. 575. 576. 577. 578. 579. 580. 581. 582. 583. 584. 585. 586. 587. 588. 589. 590. 591. 592. 593. 594. 595. 596. 597. 598. 599. 600. 601. 602. 603. 604. 605. 606. 607. 608. 609. 610. 611. 612. 613. 614. 615. 616. 617. 618. 619. 620. 621. 622. 623. 624. 625. 626. 627. 628. 629. 630. 631. 632. 633. 634. 635. 636. 637. 638. 639. 640. 641. 642. 643. 644. 645. 646. 647. 648. 649. 650. 651. 652. 653. 654. 655. 656. 657. 658. 659. 660. 661. 662. 663. 664. 665. 666. 667. 668. 669. 670. 671. 672. 673. 674. 675. 676. 677. 678. 679. 680. 681. 682. 683. 684. 685. 686. 687. 688. 689. 690. 691. 692. 693. 694. 695. 696. 697. 698. 699. 700. 701. 702. 703. 704. 705. 706. 707. 708. 709. 710. 711. 712. 713. 714. 715. 716. 717. 718. 719. 720. 721. 722. 723. 724. 725. 726. 727. 728. 729. 730. 731. 732. 733. 734. 735. 736. 737. 738. 739. 740. 741. 742. 743. 744. 745. 746. 747. 748. 749. 750. 751. 752. 753. 754. 755. 756. 757. 758. 759. 760. 761. 762. 763. 764. 765. 766. 767. 768. 769. 770. 771. 772. 773. 774. 775. 776. 777. 778. 779. 780. 781. 782. 783. 784. 785. 786. 787. 788. 789. 790. 791. 792. 793. 794. 795. 796. 797. 798. 799. 800. 801. 802. 803. 804. 805. 806. 807. 808. 809. 810. 811. 812. 813. 814. 815. 816. 817. 818. 819. 820. 821. 822. 823. 824. 825. 826. 827. 828. 829. 830. 831. 832. 833. 834. 835. 836. 837. 838. 839. 840. 841. 842. 843. 844. 845. 846. 847. 848. 849. 850. 851. 852. 853. 854. 855. 856. 857. 858. 859. 860. 861. 862. 863. 864. 865. 866. 867. 868. 869. 870. 871. 872. 873. 874. 875. 876. 877. 878. 879. 880. 881. 882. 883. 884. 885. 886. 887. 888. 889. 890. 891. 892. 893. 894. 895. 896. 897. 898. 899. 900. 901. 902. 903. 904. 905. 906. 907. 908. 909. 910. 911. 912. 913. 914. 915. 916. 917. 918. 919. 920. 921. 922. 923. 924. 925. 926. 927. 928. 929. 930. 931. 932. 933. 934. 935. 936. 937. 938. 939. 940. 941. 942. 943. 944. 945. 946. 947. 948. 949. 950. 951. 952. 953. 954. 955. 956. 957. 958. 959. 960. 961. 962. 963. 964. 965. 966. 967. 968. 969. 970. 971. 972. 973. 974. 975. 976. 977. 978. 979. 980. 981. 982. 983. 984. 985. 986. 987. 988. 989. 990. 991. 992. 993. 994. 995. 996. 997. 998. 999. 1000.

Abb. 18.

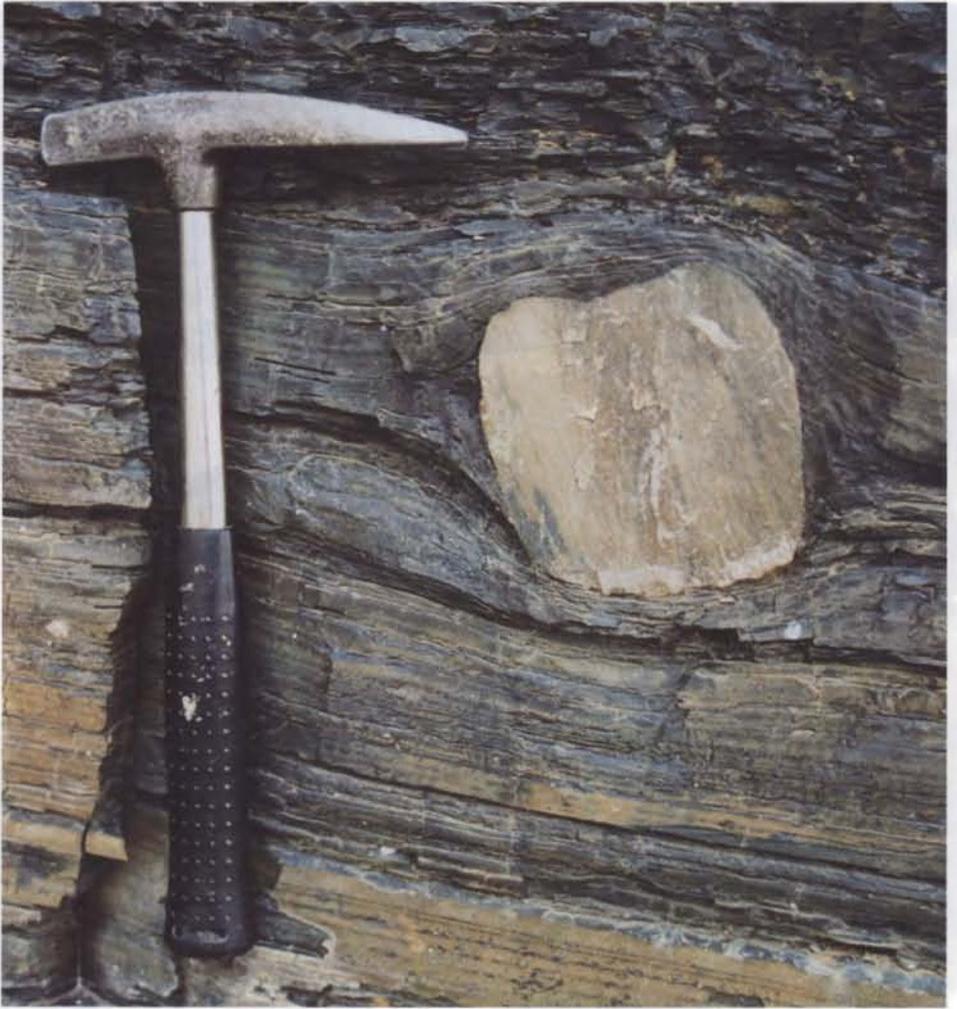


Abb. 19.

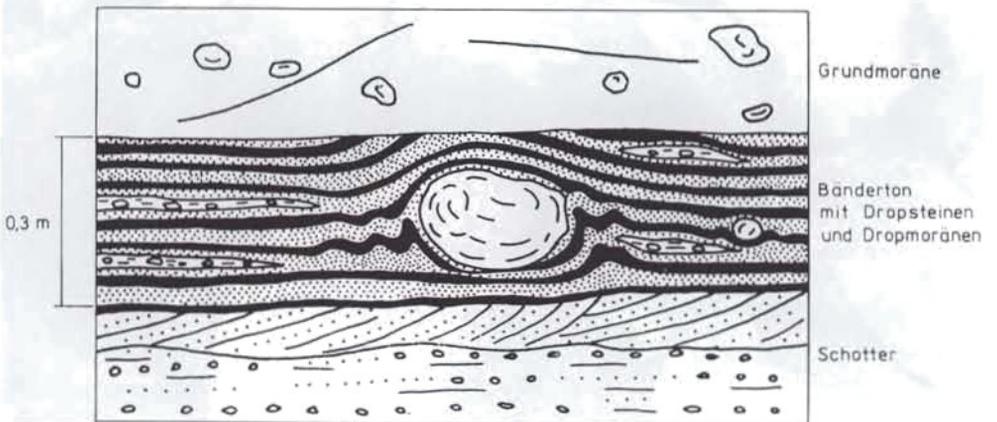


Abb. 20. Erläuterungen siehe S. 366

### 5.3. Warvenschiefer und Bänderton (Abbildungen 21 bis 23)

Im Gegensatz zu der im südlichen Tiefland von KwaZulu-Natal lithologisch sterilen Dwyka-Tillit/Diamiktitformation glaziomarer Genese ist die im nordwestlichen Hochland von KwaZulu-Natal aufgeschlossene Eisrandzone durch eine Vielzahl verschiedener glazialer und periglazialer Sedimente gekennzeichnet: Diamiktite, Rhythmite, Sandsteine, Konglomerate (VON BRUNN 1987). Besonders die innerhalb der Dwyka-Group an der Basis bzw. im Hangenden mächtiger Tillite auftretenden Rhythmitabfolgen weisen erstaunliche Ähnlichkeiten mit den Merkmalen der in Mitteldeutschland vorkommenden quartären Bändertone auf. Vor allem ihre sedimentologischen Kennzeichen und besonders die in den Aufschlüssen beobachteten Hangend- und Liegendübergänge lassen vergleichbare und verallgemeinerungsfähige Prozessabläufe ihrer Entstehung zu. Dies betrifft:

- identische Bilder in der sedimentologischen Abfolge der Rhythmitsequenzen, wobei vier Abschnitte zu unterscheiden sind: (a) an der Basis eine auf sandigem Sediment entwickelte Rippelzone, (b) der darüber folgende ungestörte Rhythmit mit zahlreichem Eisschollendriftmaterial, (c) ein Abschnitt mit glazifluidal gestörtem Rhythmit und (d) der überlagernde Tillit, der eine Vielzahl von mit glazilimnischem Sediment gefüllten Scherzonen enthält.
- Die Rhythmite zeigen eine deutlich Wechsellagerung von Ton- und Schlufflagen, wobei die Groblagen häufig eine interne Korngrößengradierung zeigen.

Die in den Abbildungen 21 bis 23 dokumentierten Feldbefunde deuten auf Prozeßabläufe hin, die mit dem quartären Vereisungsgeschehen vergleichbar sind. Es zeigen sich vergleichbare Bilder in Bezug auf (a) den Aufstauprozeß, der sich in der identischen sedimentologischen Abfolge widerspiegelt, (b) in der Überföhrung des Eisstauseesedimentes durch den Gletscher mit der Folge der Entstehung identischer Deformationsstrukturen, die auf ein basales Gleiten des Gletschers über seine Unterlage hinweisen (PIOTRÓWSKI u. a. 2001) und (c) in der möglicherweise saisonalen Schichtung der Rhythmite (Warvennatur). Diese aus der vergleichenden Studie von Geländebeobachtungen permokarbonischer und quartärer Eisstauseesedimente (Warvenschiefer, Bänderton) gezogenen Schlußfolgerungen können auf Grund, daß die permokarbonischen Belege einzig den Beobachtungen einer Geländebegehung entstammen, nur Schlaglichter sein, die eine Untermauerung durch Detailuntersuchungen notwendig machen. Demgegenüber sind die an den mitteldeutschen Bändertonen getroffenen Aussagen durch zahlreiche eigene Untersuchungen belegt (JUNGE 1998, JUNGE & EISSMANN 2000).

### 5.4. Gletscherschliffe und Gletscherschrammen (Abbildungen 24 bis 27)

Gletscherschliffe stellen in Verbindung mit Tillit bzw. Moräne (Diamiktit) die wichtigste Indikation der Vergletscherung dar: Auf feilend-schleifende Tätigkeit von moränenhaltigem Eis zurückzuföhrnde Glättung von Fels-, seltener von Lockergebirgsoberflächen, der in der Regel als Gleit- oder Bewegungsspuren Lineare in Form von Rillen, oft auch Striemen genannt, aufgeprägt sind. Die Rillen bestehen aus zentimeter- bis dezimeter tiefen und gelegentlich auch so breiten Schrammen und Millimeter bis Bruchteile von Millimeter („Linien“) tiefen Ritzen oder Kritzen. Die häufig bis zur Hochglanzpolitur („Gesteinslack“) entwickelte Glättung wird von der vom Gletschereis mitgeföhrten feinkörnigen, d. h. tonig-sandigen Gesteinsfracht erzeugt, die Rillung von den darin eingebetteten groben und harten Bestandteilen, meist Geschieben. Nicht selten treten sichelförmige Druckmarken auf. Diese und die Lineare erlauben die Ermittlung der lokalen Bewegungsrichtung der Gletscher und Inlandeise (z. B. EISSMANN 1984, LANGE u. a. 1997).

Abbildungen S. 371 bis 372  
(zu 5.3. Warvenschiefer und Bänderton)

Abb. 21. Typische glaziale Abfolge im Randbereich des permokarbonischen Inlandeises beim Gletschervorstoß: Gletscherablagerungen über Eisstauseesedimenten.

Lithologie (links) und am Aufschlußpunkt im Zimpisi River valley ca. 1,5 km westlich Straße Helpmekaar – Rorkes' Drift (28° 24' Süd, 30° 32' Ost; Aufschluß Nr. 7 in HALDORSEN u. a. 1999) angetroffene Gesteinseinheiten der Bändertonsequenz (rechts). 13. 08. 1999. Fotos JUNGE.

A – Massiver und zahlreiche Großgeschiebe führender basaler Tillit, B – feingeschichteter Sandstein mit Strömungsrippeln an Top, C – feinlaminiertes Bänderton (Warvenschiefer), z. T. mit Eisschollendriftmaterial, D – deformierter Bänderton (Warvenschiefer), E – massiver Tillit im Hangenden der Abfolge mit bändertongefüllten Scherfugen

Fig. 21. Typical glacial sequence in the margin area of Permocarbonic inland ice during glacier advance: glacier deposits above the ice dammed lake sediments. Lithology (on the left) and on the exposure site (on the right) in Zimpisi river valley situated about 1.5 km to the West of the road Helpmekaar – Rorkes' Drift (28° 24' South, 30° 32' East; exposure no. 7 in HALDORSEN et al. 1999). 13-8-1999. Photos JUNGE.

A – Massive basal tillite bearing various large-scale boulder-stones, B – fine-layered sandstone with current ripples on top, C – fine-layered varved clay (varved slate), partially with ice cake drift material, D – deformed varved clay (varved schist), E – massive tillite in the overlying layer of the sequence with shear joint filled with varved schist.

Abb. 22. Typische glaziale Abfolge im Randbereich des elsterglazialen Inlandeises beim Gletschervorstoß: Gletscherablagerungen über Eisstauseesedimenten. Grundmoräne der Elstereiszeit über Dehltitz-Leipziger Bänderton, der sich über einer dünnen rippeligen Sandschicht entwickelt, die nach unten kontinuierlich in Schotter des Flusses Saale übergeht, die unter periglazialen Klimabedingungen (Eiskeile, Tropfenböden) zum Absatz kamen. Tagebau Delitzsch-Südwest. Foto EISSMANN.

Fig. 22. Typical glacial sequence in the margin area of the Elsterian glacial inland ice during glacier advance: glacier deposits above the ice dammed lake sediments. Ground moraine from the Elsterian Ice Age above Dehltitz-Leipzig varved clay developing above a thin, rippled sand layer, continuously passing over downwards in coarse gravel of the Saale river, which deposited under periglacial climatic conditions (ice wedges, drop bottom layers). Delitzsch Southwest open-cast mine. Photo EISSMANN.

Abb. 23. Mit den südafrikanischen Befunden (siehe Abb. 21) vergleichbare glaziale Abfolge beim Inlandeisevorstoß: Über fluviatilen Sanden mit einer Rippelzone folgen in seinem unteren Bereich feinlaminiertes, in seinem oberen Bereich glazifluvial gestörter Bänderton; darüber die Grundmoräne mit bändertongefüllten Scherzonen. Bildhöhe ca. 1 m. Tagebau Witznitz. 1990. Foto JUNGE.

Fig. 23. Glacial sequence formed during inland advance comparable with the South African findings (refer to figure 21): The fluviatile sands with a ripple zone are followed upwards by fine-layered varved clay in its lower zone, and by varved clay with glaciofluvial faults in its upper zone; on top of this, there is the ground moraine with shear zones filled with varved clay. Witznitz open-cast mine. 1990. Photo JUNGE.

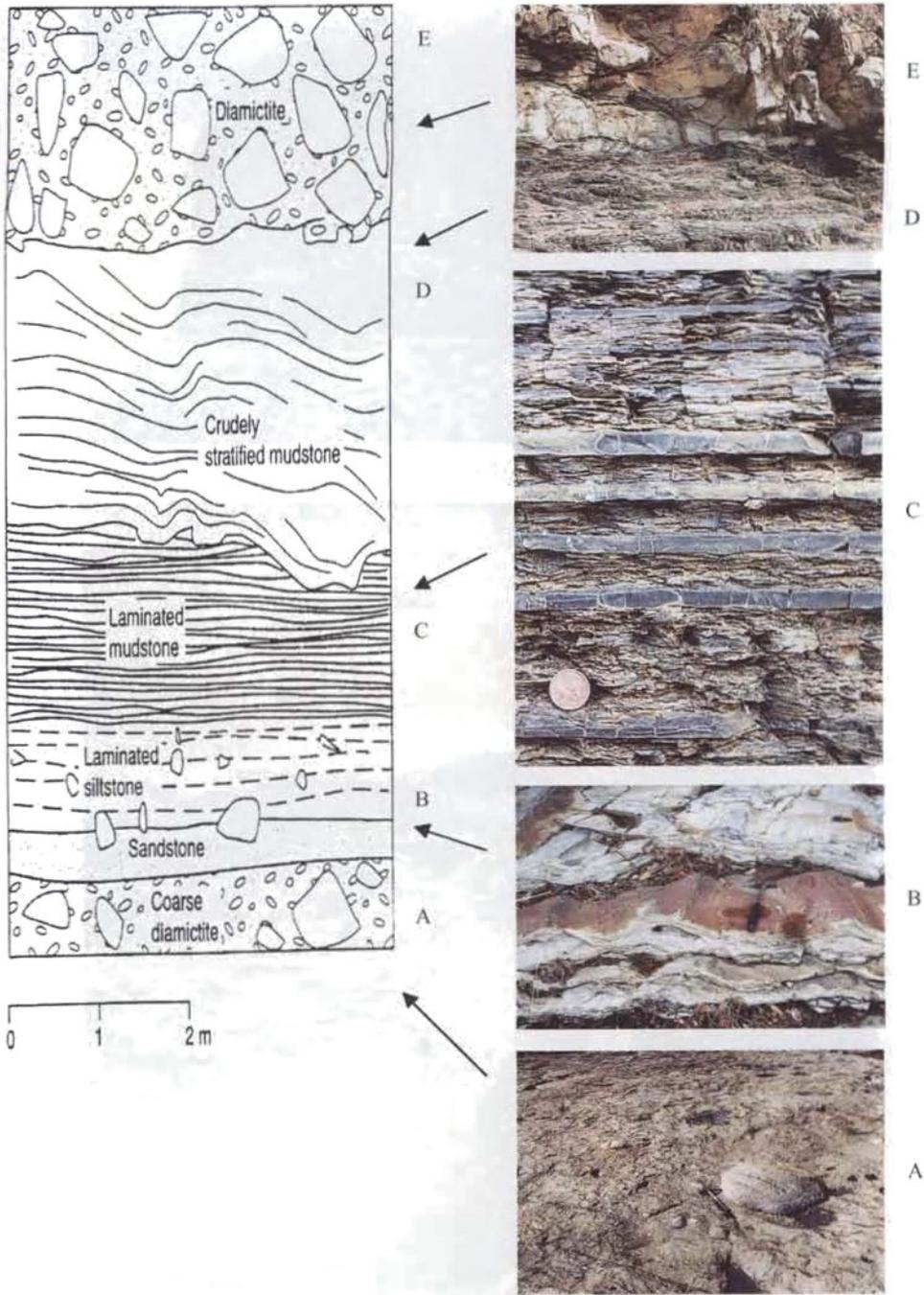


Abb. 21.



Abb. 22.

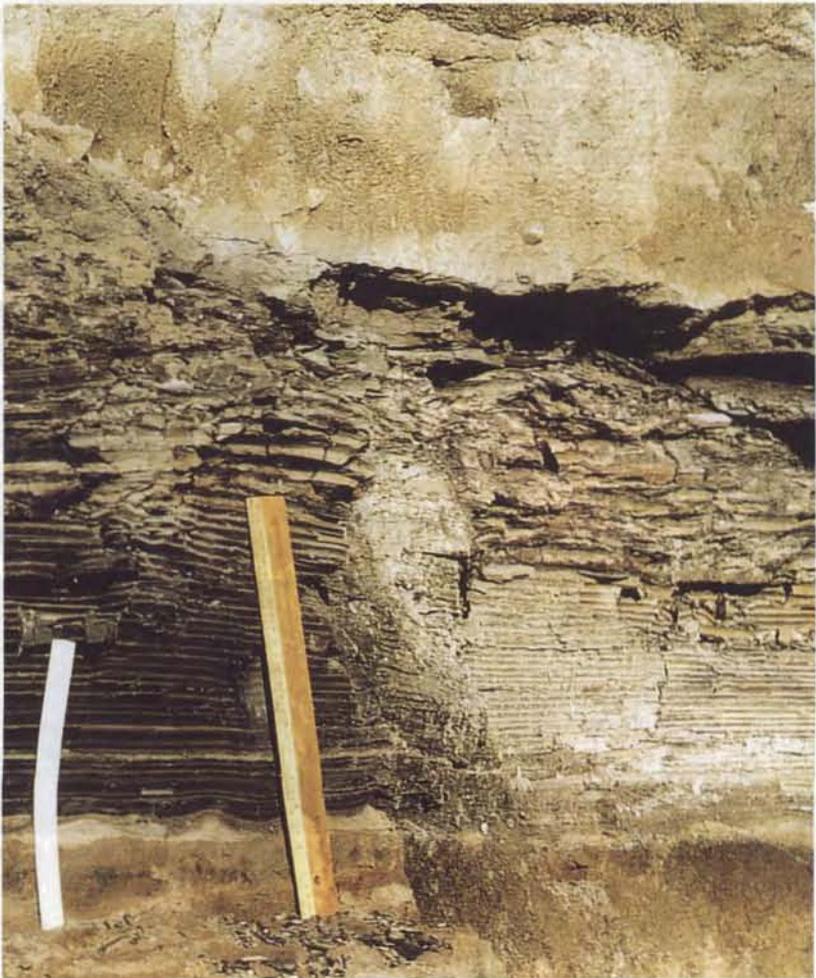


Abb. 23. Erläuterungen siehe S. 370

Abbildungen S. 374 bis 375  
(zu 5.4. Gletscherschliffe und Gletscherschrammen)

Abb. 24. „Parkplatz Gletscherschliff“. Dwyka-Glazialschliff mit deutlichen, doch flachen, maximal nur 1 bis 2 mm tiefen Striemen in Nordost-Südwest-Richtung (40°) auf sehr hartem und standfestem grauem, präkambrischem Lavagestein, einem Dolerit der archaischen, rund 3 Milliarden Jahre alten Venterdorp-Formation. Die Dichte und Gleichmäßigkeit des Gesteins eignet sich vorzüglich für die Erhaltung der wie mit einem Diamanten ausgeführten feinen Ritzengravur. Ihr strenger Parallelverlauf weist auf eine einmalige Gletscherüberführung hin. Am Rande des Großschliffs streicht stellenweise eine geröllreiche Moräne aus. Unter den bis wenigstens 30 cm großen, meist gerundeten Blöcken, die höchst selten eine Kratzung erkennen lassen, fallen Quarzit, Dolerit und Quarzporphyr auf. Nicht unerwähnt sein sollen die auf der Doleritplatte massenhaft sich abhebenden Achatmandeln und die oft schlangenförmig gewundenen, mit Achat und Chalcedon gefüllten Gänge, die sich mit scharfer Grenze vom Wirtsgestein absetzen. 5 km südlich Douglas, östlich der Vaal/Orange-Konfluenz. 16. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 24. „Glacier striae Car park“. Dwyka glacial striae showing clearly formed, through flat striations with a maximum depth of only 1 to 2 mm in the direction northeast to southwest (40°) based on very hard and steady, grey Precambrian lava rocks, a dolerite of the archaic Venterdorp formation about 3 billion years old. The compactness and homogeneity of the rocks is perfectly suited for conservation of the thin scratch engravings carried out as if used a diamond. Their strictly parallel routing indicates a one-off glacier passage. A moraine rich in pebbles runs out at the margin of the large-scale striation here and there. Amongst the mostly rounded blocks with a size of at least 30 cm and which very rarely show a scratching, quartzite, dolerite and quartz porphyry are striking. Moreover, the agate pebbles standing out against the dolerite shelf in a high number, as well as the veins filled with agate and chalcedony, which stand out against the host rocks sharply delimited. 5 km to the South of Douglas, to the East of the Vaal-Orange confluence. 16-8-1999. Photo EISSMANN.

Abb. 25. Dwyka-Gletscherstriemen, sich überschneidend (Richtungsänderung des Eises). Farm Noitgedacht. 30 km nordwestlich Kimberley Richtung Vaal River. 15. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 25. Dwyka glacier striations, overlapping (change in direction of ice movement). Noitgedacht farm, 30 km to the northwest of Kimberley to the direction of the Vaal river. 15-8-1999. Photo EISSMANN.

Abb. 26. Reste von Dwyka-Tillit auf glazial gestriemtem präkambrischem Untergrund. Buffalo River valley. Isibindi Eco Reserve. KwaZulu-Natal, Südafrika. 13. 8. 1999. Foto JUNGE.

Fig. 26. Remains of Dwyka tillite on a glacially striated Precambrian ground. Buffalo river valley. Isibindi Eco Reserve. KwaZulu-Natal, South Africa. 13-8-1999. Photo JUNGE.

Abb. 27. Gletscherschliff mit flacher Striemung (Nordwest-Südost) auf Quarzporphyr unter saale- oder elsterzeitlicher kalkhaltiger Grundmoräne auftauchend. Großer Kewitschenberg. Hohburger Berge bei Wurzen. Sachsen. 1974. Foto EISSMANN.

Fig. 27. Glacier stria with a flat striation (northwest-southeast) on quartz porphyry turning up from below a Saalian or Elsterian chalky ground moraine. Großer Kewitschenberg. Hohburger Berge near Wurzen. Saxony. 1974. Photo EISSMANN.



Abb. 24.



Abb. 25.  
Erläuterungen siehe S. 373



Abb. 26.

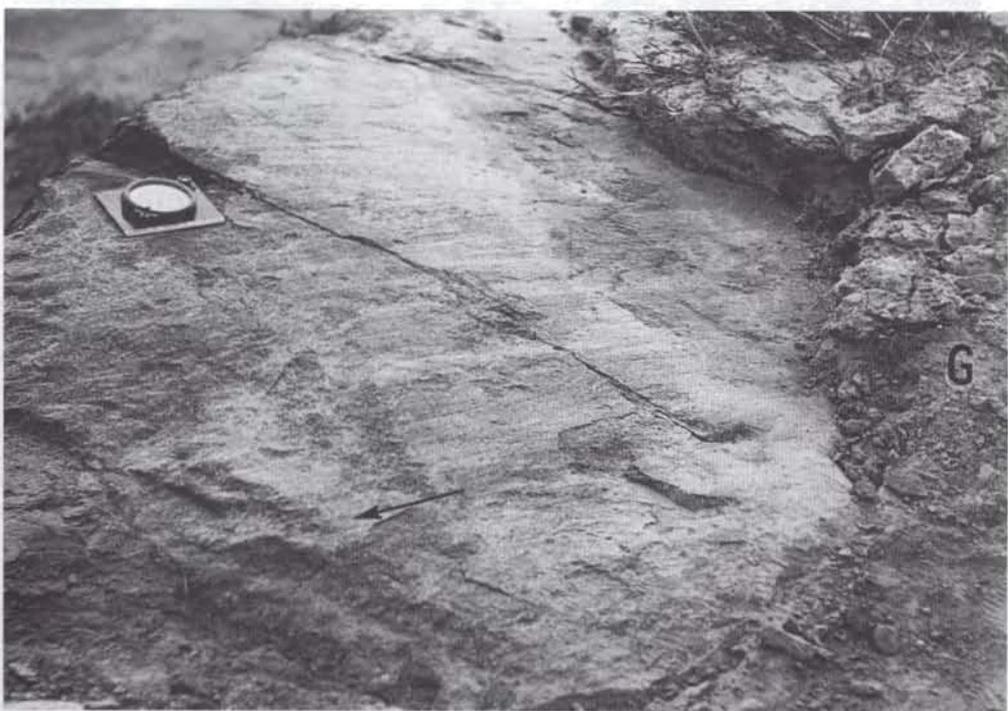


Abb. 27.  
Erläuterungen siehe S. 373

### 5.5. Rundhöcker (Abbildungen 28 bis 31)

Rundhöcker sind von Gletscher- und Inlandeis abgerundete und geglättete (Schliff) Felserrhebungen mit Schrammen und Ritzen, gelegentlich auch sichelförmigen Druck- bzw. Ausstemungsstrukturen. Häufig sind die Rundhöcker auf der Luv- oder Stoßseite flach-, auf der Leeseite steil abfallend.

Abb. 28. Vom Dwyka-Eis glattgeschliffener und gestriemter Rundhöcker aus Dolerit. Farm Noitgedacht, 30 km nordwestlich Kimberley, Richtung Vaal River. 15. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Auf dem flachwelligen, mehrere Hektar großen Areal mit wiederholt auftauchenden geschliffenen Flächen, die oft unter eckigen, flachgründigen Doleritschutt untertauchen, fällt zumindest ein auch mehr gestreckter, wallartiger Rundhöcker mit steiler Längswand und einem steilen Ende auf. Diese steileren Formen verdanken wahrscheinlich prä-dwykazeitlicher Abtragung ihre Entstehung und dürften vom Eis nur verschliffen worden sein, wie das vielfach auch im skandinavischen Vereisungsgebiet der Fall ist.

Fig. 28. Circular hummock of dolerite smoothed and striated by the Dwyka ice. Noitgedacht farm, 30 km to the northwest of Kimberley to the direction of the Vaal river. 15-8-1999. Photo EISSMANN.

A rather extended, dam-like circular hummock with a steep longitudinal wall and a steep end stands out against the flatly undulated area sized several hectares showing striated surfaces that repeatedly show up and often submerge in cornered, flat-bottomed dolerite rubble. These rather steep shapes were probably formed by Predwyka denudation, and supposed to only be striated by the ice, as is often the case in the Scandinavian glaciation area as well.

Abb. 29. Mit Moränenmaterial stellenweise bedeckter und vom Dwyka-Gletscher gestriemter Rundhöcker aus Dolerit. Farm Noitgedacht, 30 km nordwestlich Kimberley, Richtung Vaal River. 15. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 29. Circular hummock of dolerite partially covered by morainal material and striated by the Dwyka glacier. Noitgedacht farm, 30 km to the northwest of Kimberley to the direction of the Vaal river. 15-8-1999. Photo EISSMANN.

Abb. 30. Wohl von elstereiszeitlichem Inlandeis auf einem Ignimbritporphyr geformter Rundhöcker in der Sandgrube von Altoschatz. Unter bis 6 m mächtigen Schmelzwassersanden freigelegt. Nur undeutliche Striemung. In der Nähe des Rundhöckers jedoch deutliche, teils linienförmig feine Ritzungen, teils ziemlich grobe, bis 2 cm breite und 0,5 cm tiefe Schrammen mit Nordost-Südwest-Richtung. 1974. Foto EISSMANN.

Fig. 30. Circular hummock located in the Altoschatz sand pit probably shaped by the Elsterian inland ice on an Ignimbrite porphyry, which has been laid bare from below melt-water sand layers with a thickness of up to 6 m. Striation can only be recognised vaguely. Near the circular hummock, there are, however, clear, partially linear, fine scratchings, partially quite coarse and deep stria up to 2 cm wide and 0.5 cm deep oriented in the northeast-southwest direction. 1974. Photo EISSMANN.

Abb. 31. Rest des zu einem gewaltigen Rundhöcker von über 2 ha Größe umgeformten Großen Kewitschenbergs, eines altertären Inselbergs aus Quarzporphyr. Hohburger Berge bei Wurzen. Sachsen. 1989. Foto EISSMANN.

Fig. 31. Remains of the Großer Kewitschenberg converted to a huge circular hummock of more than 2 ha of an early tertiary inselberg formed of quartz porphyry. Hohburger Berge near Wurzen. Saxony. 1989. Photo EISSMANN.

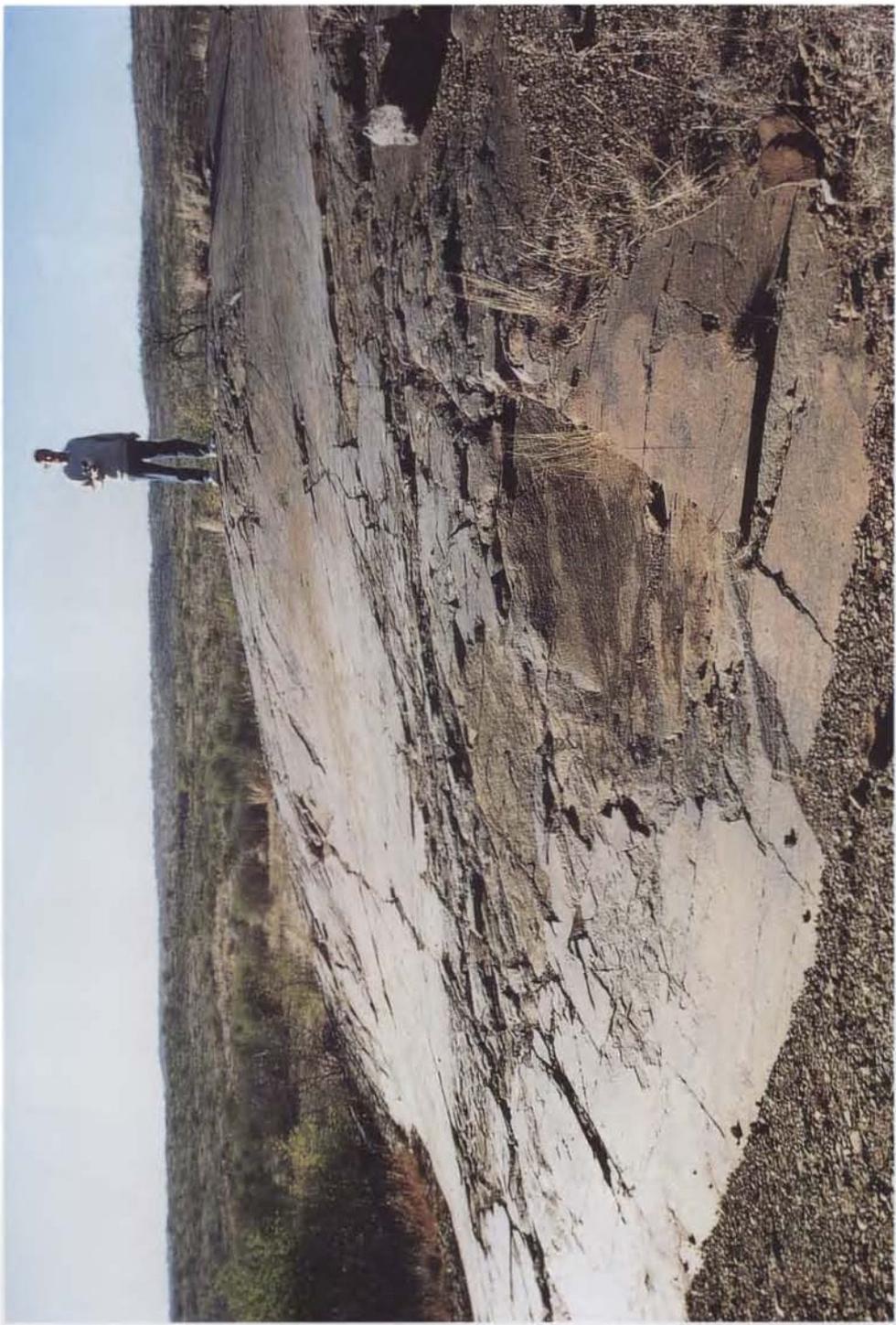


Abb. 28.



Abb. 29.



Abb. 30.  
Erläuterungen siehe S. 376

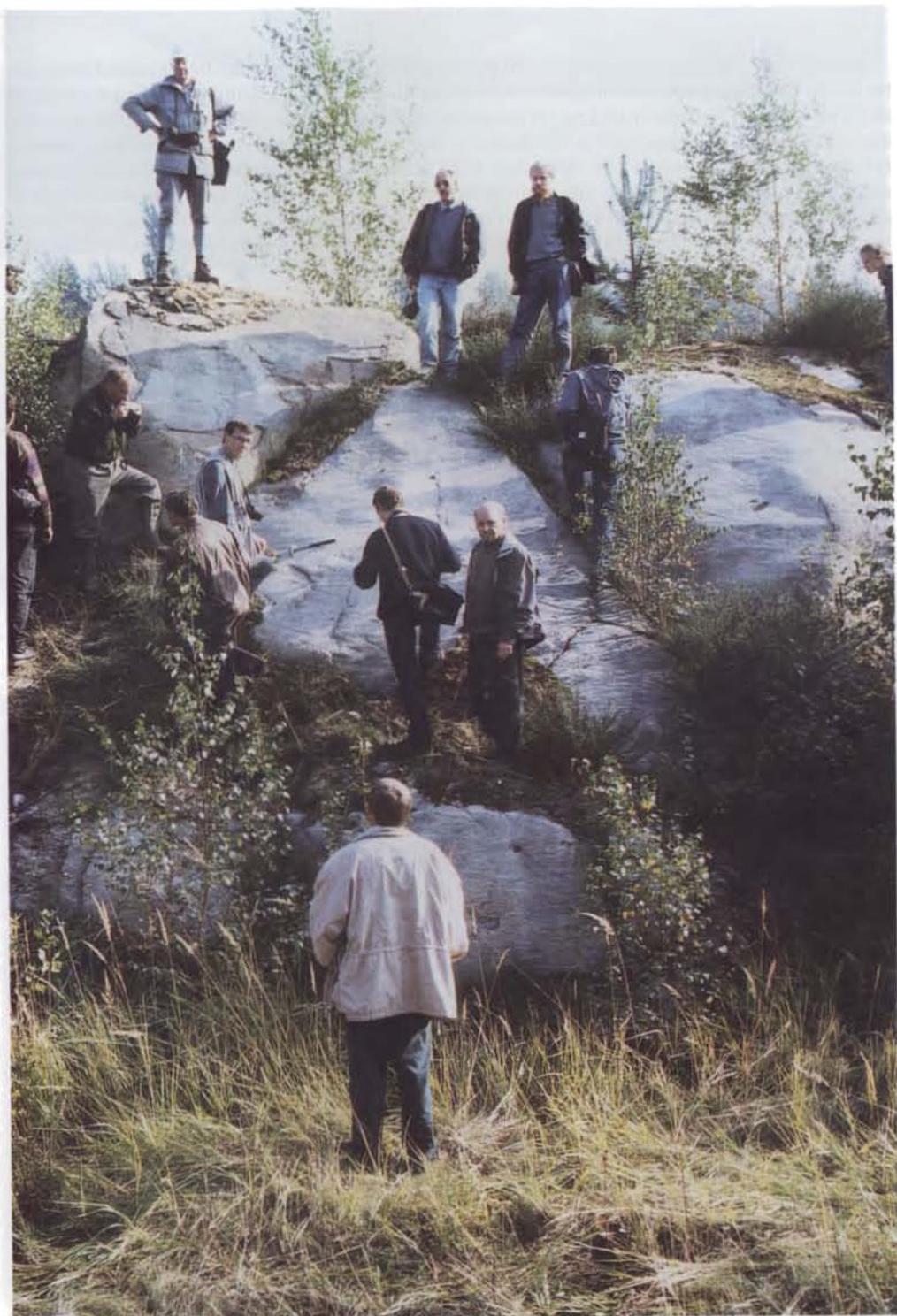


Abb. 31. Erläuterung siehe S. 376

## 5.6. Windschliffe (Abbildungen 32 bis 36)

Windschliffe sind durch Korrasion vom Wind bewegter Schluffpartikel bis Feinkieskörner, unter kalten Bedingungen auch von Eiskörnern, entstandene Schliffe (Glättungen), die am anstehenden Fels oder an Felsbruchstücken (Windkanter) mit Kannelierungsmalen in vielfältiger Form ausgestattet sind: Riefelung; oft dezimeterlange, millimeterbreite und -tiefe Rillen; kurze lanzettförmige Furchen, Grübchen bzw. Näpfchen und Löcher oft in subparalleler (Hauptwindrichtung) Anordnung, ohne daß sie die strenge, weit aushaltende Linienhaftigkeit und Anordnung der glazigenen Korrasionsmale (Rillen) erreichen. Gelegentlich treten auch gewundene, mäanderförmige Korrasionsrinnen auf. Die Entstehung der Windschliffmale ist vorwiegend in ariden bis halbariden kalten und warm-heißen Offenlandschaften zu beobachten.

Abb. 32. Windschliff auf Granit am Südostrand der Namibwüste, B4, 35 km östlich Lüderitz. Höhe ca. 30 cm. 23. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 32. Corrasion by wind-borne sand on granite on the southeast rim of Namib desert, B4, 35 km to the east of Lüderitz. Height appr. 30 cm. 23-8-1999. Photo EISSMANN.

Abb. 33. Windschliffmale auf Quarzporphyr. Übersicht. Großer Kewitschenberg. Hohburger Berge bei Wurzen. Sachsen. 1978. Foto EISSMANN.

Die Oberfläche zeigt flache Grübchen und Löcher, vor allem aber eng gescharte, sehr flache rinnenförmige Vertiefungen von Zehntel bis wenige Millimeter. Diese sind lanzettförmig, d. h. an beiden Enden verschmälert und verflacht, sie laufen aus. Im Gegensatz zu den linienförmigen Ritzungen durch Gletscher, finden sie in der horizontalen Verlängerung keine adäquate Fortsetzung (siehe auch Abbildungen 34 und 35). Die Übereinstimmung des Schliffornaments mit dem auf Granit am Rande der Namibwüste (siehe Abb. 32) läßt keinen Zweifel an der Entstehung durch Wind in einer vorweichseleiszeitlichen kalt-ariden Phase. Die Windschliffflächen sind bedeckt durch Grundmoräne und Schmelzwassersand, die den Schliff konservierten.

Fig. 33. Corrasion marks on quartz porphyry. Overview. Großer Kewitschenberg. Hohburger Berge near Wurzen. Saxony. 1978. Photo EISSMANN.

The surface shows flat dimples and holes, but in particular closely scratched, very flat, trough-shaped recesses with a depth of some tenths of a millimetre to a few millimetres. They are shaped like lancelets, i.e. flattened and tapered on both ends, they run out. In contrast with the linear scratching brought about by the glacier, they have no adequate continuation in the horizontal extension (refer to the figures 34 and 35). The correspondence of the corrasion ornament with the ornament of those formed on granite at the rim of Namib desert (refer to figure 32) leaves no doubt that they have been formed during a pre-Weichselian Ice age cold-arid period. The wind-borne striation surfaces are covered by ground moraine and melt-water sand, preserving the corrasions.

Abb. 34. Windschliffmale auf Granit. Detailaufnahme mit Oberflächentextur. Südostrand der Namibwüste, B4, 35 km östlich Lüderitz. 23. 8. 1999. Foto EISSMANN.

Fig. 34. Wind-borne corrasion marks on granite. Close-up picture of the surface texture. Southeast rim of Namib desert, B4, 35 km to the east of Lüderitz. 23-8-1999. Photo EISSMANN.

Abb. 35. Windschliffmale auf Quarzporphyr. Detailaufnahme mit Oberflächentextur. Großer Kewitschenberg. Hohburger Berge bei Wurzen. Sachsen. 1978. Foto EISSMANN.

Fig. 35. Wind-borne corrasion marks on quartz porphyry. Close-up picture of the surface texture. Großer Kewitschenberg. Hohburger Berge near Wurzen. Saxony. 1978. Photo EISSMANN.

Abb. 36. Historisch berühmte Windschlifffläche am Kleinen Berg bei Hohburg. Hohburger Berge bei Wurzen. Sachsen. 1994. Foto EISSMANN.

Fig. 36. Historically renowned wind-borne corrasion surface by the small hill near Hohburg. Hohburger Berge near Wurzen. Saxony. 1994. Photo EISSMANN.



Abb. 32.



Abb. 33.



Abb. 34.

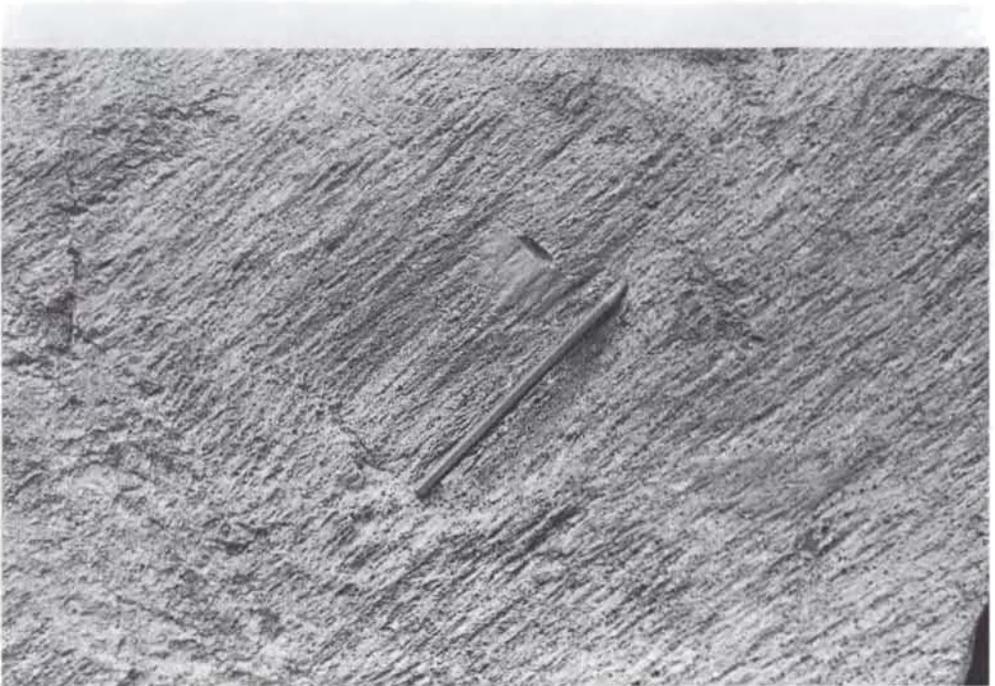


Abb. 35.  
Erläuterungen siehe S. 380



Abb. 36. Erläuterung siehe S. 380

## 6. Danksagung

Frau Dr. I. STENGEL und Herrn Professor D. BUSCHE (Universität Würzburg) danken wir für die informative Einführung in die Geomorphologie und Geologie Südafrikas und Namibias im Gelände („Namibia-Exkursion 1999“; Seniorautor). Gleicher Dank gilt den Exkursionsführern Frau Professor S. HALDORSEN (Aas, Norwegen) und den Herren Professoren V. VON BRUNN (Pietermaritzburg, Südafrika) und R. MAUD (Durban, Südafrika) für die interessanten Eindrücke und Erläuterungen während der INQUA-„KwaZulu-Natal-Exkursion“ (Juniorautor). Frau H. EICHHORN (Leipzig) sei herzlich gedankt für die professionelle zeichnerische Umsetzung der im Artikel verwendeten quartären Feldbefunde. Dr. St. WANSA (Halle) danken wir für die Bereitstellung von Bildmaterial und für interessante Anregungen und Diskussionen. Die Übertragung von Teilen des Manuskriptes ins Englische übernahm dankenswerterweise Herr H. PROSCHWITZ (Leipzig). Für die kritische Durchsicht, redaktionelle Bearbeitung des Manuskriptes und die Möglichkeit umfangreiches Bildmaterial dem Leser in qualitativ hochwertiger Form präsentieren zu können, möchten wir unserem Freund und Editor Dr. N. HÖSER (Mauritianum Altenburg) sehr herzlich danken.

## 7. Literatur

- ANDERSON, M. M. (1961): The late Paleozoic glaciation of Gondwanaland in relation to West Africa and to north South America during carboniferous time. – *Geological Magazine* **98**: 449–457
- BOND, G. (1952): Evidence of glaciation in the Lower part of the Karoo System in Southern Rhodesia. – *Trans. Geol. Soc. South Africa* **55**, Johannesburg: 1–12
- BOND, G. (1970): The Dwyka Series in Rhodesia. – *Proceed. Geol. Assoc.* **81**, 3, Clchester: 463–472
- BOND, G. (1981 a): A6. Late palaeozoic (Dwyka) glaciation in the Middle Zambesi region. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 55–56
- BOND, G. (1981 b): A7. Late palaeozoic (Dwyka) glaciation in the Sabi – Limpopo region, Zimbabwe. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 58–60
- BOND G., STOCKLMAYER, V. R. C. (1967): Possible ice-margin fluctuations in the Dwyka series in Rhodesia. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **3**: 433–446

- BRAAKMAN, J. H., LEVELL, B. K., MARTIN, J. H., POTTER, T. L., VAN VLIET, A. (1982): Late Palaeozoic Gondwana glaciation in Oman. – *Nature* **299**: 48–50
- CAHEN, L., LEPERSONNE, J. (1981): A3. Late Palaeozoic tillites of the Congo basin in Zaire. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 43–47
- CAPUTO, M. V., CROWELL, J. C. (1985): Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **96**: 1020–1036
- CROWELL, J. C., FRAKES, L. A. (1971): Late Paleozoic glaciation – Part IV, Australia. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **83**: 2887–2912
- CROWELL, J. C., FRAKES, L. A. (1972): Late Paleozoic glaciation – Part V, Karoo basin, South Africa. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **82**: 2515–2540
- DIEKMANN, B., WOPFNER, H. (1996): Petrographic and diagenetic signatures of climatic change in peri- and postglacial Karoo sediments of SW Tanzania. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **125**: 5–25
- DOW, D. B., BEYTH, M., HAILU, T. (1971): Palaeozoic glacial rocks recently discovered in Northern Ethiopia. – *Geological Magazine* **108**, 1: 53–60
- DU TOIT, A. L. (1921): The Carboniferous glaciation of South Africa. – *Geol. Soc. South Africa Trans and Proc.* **24**: 188–277
- EISSMANN, L. (1974): Die Begründung der Inlandeistheorie für Norddeutschland durch den Schweizer Adolph von Morlot im Jahre 1844. – *Abh. Ber. Naturkundl. Mus. Mauritium* **8**, Altenburg: 289–318
- EISSMANN, L. (1984): Über Gletscherschliffe, Gletscherbewegung und Inselberge in Sachsen – Mit einer Skizze über Albrecht Pencks frühes Wirken in Sachsen zu seinem 125. Geburtstag. – *Abh. Ber. Naturkd. Mus. Mauritium* **11**, Altenburg: 114–151
- EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – *Altenburger nat. wiss. Forsch.* **8**, Altenburg: 98 S. (mit Kartenteil)
- EISSMANN, L. (1998): Das Quartär Nord- und Mitteldeutschlands. – Kurzfassung zum Vortrag auf der Geo-Berlin '98, *Terra Nostra* **3/1998**: V 67
- EISSMANN, L., CHR. HÄNSEL (1991): 7. Klimate der geologischen Vorzeit. – In: P. Hupfer (Hrsg.), *Das Klimasystem der Erde*, Akademie-Verlag Berlin: 297–342
- EISSMANN, L., O. PRIESE, E. RICHTER (1985): Die Geologie des Naherholungsgebietes Kulkwitz-Miltitz bei Markranstädt. Ein Leitprofil des Glaziärs und Periglaziärs in Sachsen. – *Abh. Ber. Naturkd. Mus. Mauritium* **11**, Altenburg: 217–248
- FRAKES, L. A. (1981): A11. Late Palaeozoic diamictites of Madagascar. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 80–81
- FRAKES, L. A., CROWELL, J. C. (1967): Facies and paleogeography of late Paleozoic diamictite, Falkland Islands. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **78**: 37–58
- FRAKES, L. A., CROWELL, J. C. (1970): Late Paleozoic glaciation – Part II, Africa exclusive of the Karoo basin. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **81**: 2261–2286
- FRAKES, L. A., FRANCIS, J. E., SYKTUS, J. I. (1992): Climate Modes of the Phanerozoic. The History of the Earth's climate over the past 600 million years. – Cambridge University Press: 274 S.
- GRÜNERT, N. (2000): Namibia – Fascination of Geology. A Travel Handbook. – Klaus Hess Publishers, Windhoek-Göttingen: 176 S.
- HAMBREY, M. J. (1981 a): A1. Palaeozoic tillites in northern Ethiopia. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 38–40
- HAMBREY, M. J. (1981 b): A2. Late Palaeozoic Karoo tillites in Gabon. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 41–42
- HAMBREY, M. J., HARLAND, W. B. (eds.) (1981): *Earth's Pre-Pleistocene Glacial record*. – Cambridge University Press: 1003 S.
- HAMBREY, M. J., KLUYVER, H. M. (1981): A33. Evidence of Devonian or Early Carboniferous glaciation in the Agades region of Niger. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 188–190
- HALDORSEN, S., BRUNN VON, V., MAUD, R. (1999): Gondwana glaciogenic rocks (Dwyka group) in the North-eastern part of the Karoo. – INQUA congress, Durban 1999, XV. International conference field guide, 12.–16. 8. 1999: 17 S.
- HELAL, A. H. (1963): Jungpaläozoische Glazialspuren auf dem Arabischen Schild. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **14**: 121–123
- HELWIG, J. (1972): Stratigraphy, sedimentation and paleoclimates of the Carboniferous and Permian of Bolivia. – *Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, Tulsa **56**
- HUNTER, D. R. (1969): An occurrence of the Dwyka Series near Goedgedun, southern Swaziland. – *Trans. Geol. Soc. South Africa* **72**: 31–35

- JUNGE, F. W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete – Ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises. – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **9**, Altenburg: 210 S. (mit 58 Abbildungen, 40 Bildern, 31 Tabellen; mit 1 Beiheft)
- JUNGE, F. W., EISSMANN, L. (2000): Postsedimentäre Deformationsbilder in mitteleuropäischen Vorstoßbänder-tonen: Hinweise auf den Bewegungsmechanismus des quartären Inlandeises. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*: 7, 1/2, Kleinmachnow, 21–28
- KAISER, K. H. (1975): Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* **26**: 1–30
- KATZUNG, G. (1961): Die Geröllführung des Lederschiefers (Ordovizium) an der SE-Flanke des Schwarzb-urger Sattels (Thüringen). – *Geologie* **10**, 7, Berlin: 778–802
- KERNER-MAURILAUN, F. (1930): Paläoklimatologie. – Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin: 512 S.
- KRUCK, W., THIELE, J. (1983): Late Palaeozoic glacial deposits in the Yemen Arab Republik. – *Geol. Jahrbuch*, Reihe B, Heft **46**
- KRUTZSCH, W., BLUMENSTENGEL, H., KIESEL, Y., RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozeän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphie – paläobotanisch-ökologische Klima-stratigraphie – Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **186**, Stuttgart, **1–2**: 137–253
- LANGE, J.-M., WANSA, ST., WIMMER, R. (1997): Gletscherschiffe und -schrammen am Scherzberg nordöst-lich von Halle. – *Mauritiana* **16**, 2, Altenburg: 227–239
- LEPPER, J. (1992): The Lower Karoo in the Mid-Zambezi Basin (Zimbabwe). – *Geol. Jahrbuch*, Hannover, Reihe B, Heft **82**: 38 S. (mit Anlagen)
- MAI, D., WALTHER, H. (1983): Die fossilen Floren des Weißelster-Beckens und seiner Randgebiete. – *Halle-sches Jb. Geowiss.* **8**, Gotha: 59–74
- MARTIN, H. (1981a): The late Palaeozoic Gondwana glaciation. – *Geol. Rundschau* **70**, 2: 480–496
- MARTIN, H. (1981b): A8. The late Palaeozoic Dwyka group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 61–66
- MARTIN, H. (1981c): A9. The Late Palaeozoic Dwyka group of the Karasburg basin, Namibia. – In: M. J. Ham-brey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 67–70
- MCCLURE, H. R. (1980): Permian-Carboniferous glaciation in the Arabian peninsula. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **91**: 707–712
- MCCLURE, H. R., HUSSEY, E. M., KAILL, I. J. (1988): Permo-Carboniferous glacial deposits in Southern Saudi Arabia. – *Geol. Jahrbuch* **68**: 3–31
- PETTERS, S. W. (1991): Regional Geology of Africa. – Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/New York
- PIOTROWSKI, J. A., MICKELSON, D. M., TULACZYK, S., KRZYSZKOWSKI, D., JUNGE, F. W. (2001): Were deform-ing subglacial beds beneath past ice sheets really widespread? – *Quaternary International* **86**, 1: 139–150
- REH, H. (1961): Zum geologischen Bau der Republik Kongo. – *Geologie* **10**, 3: 257–265
- ROCHA-CAMPOS, A. C. (1981): A5. Late Palaeozoic „Série Tiltica“ of Mozambique. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 52–54
- ROCHA-CAMPOS, A. C., DOS SANTOS, P. R. (1981): Late palaeozoic tillites of the Lutôe Series, Angola. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 48–51
- ROLAND, N. W. (1978): Jungpaläozoische Glazialspuren auf dem Arabischen Schild. – *Eiszeitalter u. Gegen-wart* **28**: 133–138
- SAVAGE, N. M. (1971): A varvite ichnoconcretion from the Dwyka Series of Natal. – *Lethaia* **4**: 217–233
- SCHWARZBACH, M. (1970): Berühmte Stätten geologischer Erforschung. – Enke-Verlag Stuttgart: 322 S.
- SCHWARZBACH, M. (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. – Enke Verlag Stuttgart, 5. Aufl.: 380 S.
- SMITH, A. J. (1963): Evidence for a Talchir glaciation. – *Journal Sed. Petrol.* **33**
- TAVENER-SMITH, R., MASON, T. R. (1983): A Late Dwyka (Earlian Permian) varvite sequence near Isandlwana, Zululand, South Africa. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **41**: 233–249
- VISSER, J. N. J. (1996): Controls on Early Permian shelf deglaciation in the Karoo Basin of South Africa. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **125**: 129–139
- VISSER, J. N. J., HALL, H. J. (1985): Boulder beds in the glaciogenic Permo-Carboniferous Dwyka formation in South Africa. – *Sedimentology* **32**: 281–294
- VON BRUNN, V. (1987): A facies analysis of permo-carboniferous glaciogenic deposits along a paleoscarp in northern Natal, South Africa. – In: Garry D. McKenzie (ed.), *Gondwana Six: Stratigraphy, sedimentology and paleontology*. – *Geophysical Monograph* **41**, Amer. Geophys. Union, Washington: 113–122

- VON BRUNN, V. (1996): The Dwyka group in the northern part of Kwazulu/Natal, South Africa: sedimentation during the late Palaeozoic deglaciation. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **125**: 141–163
- VON BRUNN, V., STRATTEN, T. (1981): A 10. Late Palaeozoic tillites of the Karoo basin of South Africa. – In: M. J. Hambrey & W. B. Harland (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press: 71–79
- WALTHER, H. (1990): The Weissensteiner Basin (GDR) – an example of the development and history of Paleogene forest vegetation in Central Europe. – *Proc. Symp. Paleofloristic and Paleoclimatic Changes in the Cretaceous and Tertiary*, Prague 1989, Prag: 149–158
- WANNLESS, H. R., CANNON, J. R. (1966): Late Palaeozoic glaciation. – *Earth Sci. Rev.* **1**, **4**: 247–286
- WOPFNER, H., KREUSER, TH. (1986): Evidence for Late Palaeozoic glaciation in southern Tanzania. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **56**: 259–275

Eingegangen am 22. 5. 2003

PD Dr. habil. FRANK W. JUNGE, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Arbeitsgruppe „Schadstoffdynamik in Einzugsgebieten“, Karl-Tauchnitz-Straße 1, D-04107 Leipzig (email: junge@saw-leipzig.de)  
Prof. Dr. habil. LOTHAR EISSMANN, Fockestraße 1, D-04275 Leipzig