

ALTENBURGER NATURWISSENSCHAFTLICHE FORSCHUNGEN

Heft 1

L. EISSMANN

Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs

Ein Beitrag zur Periglazialgeologie
aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes



Altenburg 1981



Aufgabe dieser Schriftenreihe ist es, ausgewählte Forschungsarbeiten aus dem naturwissenschaftlichen Wirkungsbereich des Museums Mauritianum zu veröffentlichen. Bevorzugt werden bio- und geowissenschaftliche Arbeiten aufgenommen. Die Bände erscheinen zwanglos.

Norbert Höser

Horst Grosse

(Sonderheft der Abhandlungen und Berichte.
des Naturkundlichen Museums Mauritianum Altenburg)

Herausgeber: Mauritianum, Naturkundliches Museum,
DDR - 7400 Altenburg, Postfach 128
Fernruf: Altenburg 2589
Schriftleitung: Horst Grosse, Norbert Höser
Gesamtherstellung: VEB Druckhaus „Maxim Gorki“, Altenburg
Druckgen.-Nr. L 33/81 · Kartengen.-Nr. D 254/80
Copyright 1981 by Mauritianum Altenburg
Printed in the German Democratic Republic
Vertrieb: Mauritianum
EVP 12,50 M

ALTENBURGER NATURWISSENSCHAFTLICHE FORSCHUNGEN

Heft 1

LOTHAR EISSMANN

Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs

**Ein Beitrag zur Periglazialgeologie
aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes**

Mit 67 Abbildungen, 42 Tafeln und 4 Tabellen



Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs

Ein Beitrag zur Periglazialgeologie
aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes

Von LOTHAR EISSMANN, Leipzig

Mit 67 Abbildungen, 42 Tafeln und 4 Tabellen

INHALT

1.	Einleitung und Überblick	5
	Historisches	5
	Glaziäre und periglaziäre Umwelt	5
	Tier, Pflanze, Mensch	6
	Frostmarken	10
	Bisherige Periglaziärstudien im Arbeitsgebiet	10
	Dank	11
2.	Allgemeiner Teil	11
2.1.	Die gegenwärtigen Frostgebiete der Erde und ihr wichtigster Formenschatz	11
	Entstehungsbedingungen des Dauerfrostbodens	11
	Geschlossene und unterbrochene Dauerfrostzone	13
	Bodeneisgehalt	14
	Bodeneistypen	15
	Frostbodenzerfall, Auftauboden (Mollisol).	15
	Thermoerosion, Thermoplanation, Thermokarst	18
2.2.	Kryogenetische Prozesse und Erscheinungen	18
	Gelifraktion	20
	Kryoturbation (als wesentliche Erscheinung des Frostbodenzerfalls)	20
2.3.	Auffrierflächenformen	23
	Erdhügel	24
	Gefrorene Torfhügel	24
	Palsen	24
	Pingos (Bulgunnjachi)	25
2.4.	Frostrisse, insbesondere Eiskeile und ihre Pseudomorphosen	26
2.4.1.	Allgemeine Bildungsbedingungen rezenter Frostrisse	26
2.4.2.	Fossile Frostrisse (Spalten und Keile)	30
2.4.2.1.	Vorkommen der fossilen Frostrisse	34
2.4.2.2.	Frostrisse in den Schotterterrassen und anderen nichtbindigen Sedimenten (Typen, Formen, Genese, Verfüllungsprozeß, Datierung)	35
2.4.2.3.	„Riesen-Frostaschen“ (Lehmstränge und -taschen)	42
3.	Spezieller Teil	44
3.1.	Grundzüge der Quartärentwicklung im Saale-Elbe-Gebiet	44
3.1.1.	Frühpleistozän und Elstereiszeit	44
3.1.2.	Holsteinwarmzeit	45
3.1.3.	Saaleeiszeit	46
3.1.4.	Eemwarmzeit	48
3.1.5.	Weichseiszeit	48

3.2.	Kaltklimazeugen im Saale-Elbe-Gebiet (ohne solikinetische Strukturen)	49
3.2.1.	Frühpleistozän bis Pliozän	49
	A-Schotter der Elbe	49
	Obere frühpleistozäne Terrasse	51
	Mittlere frühpleistozäne Terrasse	51
	Untere frühpleistozäne Terrasse	51
3.2.2.	Elstereiszeit	55
	Zwickauer Phase	55
	Frühelsterterrasse	55
	Lausener Kliff	56
	Hohendorfer Becken	58
	Schmelzwassersande	58
	Miltitzer Zwischensediment	59
	Markranstädter Phase	60
	Gemischte Rückzugssedimente	60
3.2.3.	Saaleeiszeit (Zeitzer und Leipziger Phase)	60
	Ältere und Jüngere Hauptterrasse	60
	Aufschlüsse Lochau, Leipzig-West, Delitzsch	60
	Schmelzwassersedimente	64
	Fließerdenkomplex	65
3.2.4.	Weichseleiszeit	65
	Niederterrasse	65
	Sedimentfolge Ascherslebener See	68
	Löbe	69
3.3.	Fluviatile, solifluidale-deluviale und äolische Prozesse und Sedimente	70
3.3.1.	Der Kanon der Flußarbeit im Periglazial	70
3.3.2.	Soliflukts- und Abschwemmungsperioden, Periglazialseen	76
	Frühpleistozän	77
	Elstereiszeit	77
	Saaleeiszeit	78
	Weichseleiszeit	81
3.4.	Talasymmetrie	86
3.5.	Trockentäler	88
3.6.	Solikinese (Bodenverdrängung, Bodenauftrieb)	89
3.6.1.	Allgemeines	89
3.6.2.	Dichtesaigerung	90
3.6.3.	Ausgleichsbewegungen durch Belastungsunterschiede	91
3.6.4.	Freie und erzwungene Solikinese	91
3.6.5.	Solikinese minerogener Sedimente	91
3.6.6.	Solikinese der Braunkohle	94
3.6.6.1.	Solikinetische Erscheinungen außerhalb der Vereisungsgebiete	94
3.6.6.2.	Solikinetische Erscheinungen im Saale-Elbe-Gebiet	95
3.6.6.2.1.	Alter des Kohleaufstiegs	99
3.6.6.2.2.	Ursachen des Kohleaufstiegs	100
3.6.6.2.3.	Braunkohle, das Pendant des Salzes	103
3.6.6.2.4.	Kohleaufstieg und Frosttiefe	107
	Zusammenfassung	109
	Summary	111
	Literaturauswahl	113
	Ortsverzeichnis	123
	Sachverzeichnis	125
	Bilderteil	129

Also dieselben Gegenden unseres Vaterlandes, in welchen jetzt alljährlich der Frühling seinen Einzug hält und der Sommer und Herbst ihr Füllhorn ausschütten, dieselben Gegenden starrten ehemals vom Froste eines ewigen Winters und waren unter Gletschern begraben, die sie Jahrhunderte lang in starrer eisiger Umarmung so fest umschlossen hielten, dass man heute noch die Zeichen und Male erkennt . . .

Carl Friedrich Naumann: Über die Felsenschliffe der Hohburger Porphyrberge unweit Wurzen, 1848

1. EINLEITUNG UND ÜBERBLICK

Der morphologisch wirkungsvollste Sprengstoff auf der Erde ist der Frost, das seine Tätigkeit in Gang haltende Medium das Wasser. Wenige hunderttausend Jahre strengen Frostes und drei nur relativ kurze Vergletscherungsperioden (Abb. 1) haben das Antlitz weiter Flächen Mittel- und Nordeuropas stärker geprägt als die Arbeit von Flüssen und Meeren während des vorausgegangenen fünfzigmal längeren Tertiärsystems. Der Gedanke, daß das heute gemäßigte Mitteleuropa während der jüngsten Erdgeschichte von langen Kälteperioden heimgesucht worden ist, ist eine Frucht der in den letzten Jahrzehnten des 18. und der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts betriebenen Gletscher- und Moränenforschung in den Alpen und ihrem Vorlande. Sie ist für immer mit Namen verknüpft wie B. F. KUHN, B. DE SAUSSURE, J. PLAYFAIR und vor allem I. VENETZ, K. F. SCHIMPER, dem Schöpfer des Begriffes „Eiszeit“, J. v. CHARPENTIER und L. AGASSIZ. Für den sächsisch-thüringischen und norddeutschen Raum nennen wir A. BERNHARDT, C. F. NAUMANN, B. V. COTTA, O. TORELL und A. V. MORLOT, der die Vergletscherung des Norddeutschen Tieflandes bis zum Fuß des Erzgebirges empirisch begründet hat. Es kann nicht verwundern, daß nach der allgemeinen Anerkennung der Inlandeistheorie in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts das Hauptaugenmerk zunächst der Erforschung der Vergletscherung selbst galt, handelt es sich doch neben der jüngeren alpidischen Gebirgsbildung um das bedeutendste geologische Ereignis der Erdneuzeit und um eines der faszinierendsten und populärsten erdgeschichtlichen Phänomene überhaupt. Erst nach der Jahrhundertwende wandte man sich stärker den Erscheinungen jener Gebiete zu, die von der Vergletscherung frei oder zeitweilig frei geblieben und im „Froste eines ewigen Winters“ erstarrt gewesen sind.

Eine nicht unwesentliche Rolle hat dabei das Saale-Elbe-Gebiet gespielt, namentlich der Raum um Leipzig und Halle, „eine der klassischen Gegenden deutscher Eiszeitforschung“, wo „zum ersten Male ganz klar die zeitlichen Beziehungen zwischen den nordischen Vereisungen zu den mitteldeutschen Terrassen herausgearbeitet wurden“ (P. WOLDSTEDT 1955, S. 128). Anders ausgedrückt heißt das, daß hier erstmals die stratigraphischen Beziehungen der im gletscherbedeckten bzw. unmittelbar gletscherbeeinflussten Raum entstandenen glaziären Sedimentfazies, bestehend aus Grundmoränen, Schmelzwasser- und Beckensedimenten, und der vorwiegend im eisfreien Gebiet gebildeten Ablagerungen, der periglaziären¹⁾ Fazies, erkannt worden sind.

Die periglaziale Landschaft ist eine Welt konträrer Prozesse und Wirkungen, die jedoch kausal eng miteinander verknüpft sind. Neben der Landschaftsdestruktion in Form exzessiver Abtragung, karstartiger Auflösung der Oberfläche durch aus-

¹⁾ peri — um, herum, glacies — Eis; im folgenden auch periglazial

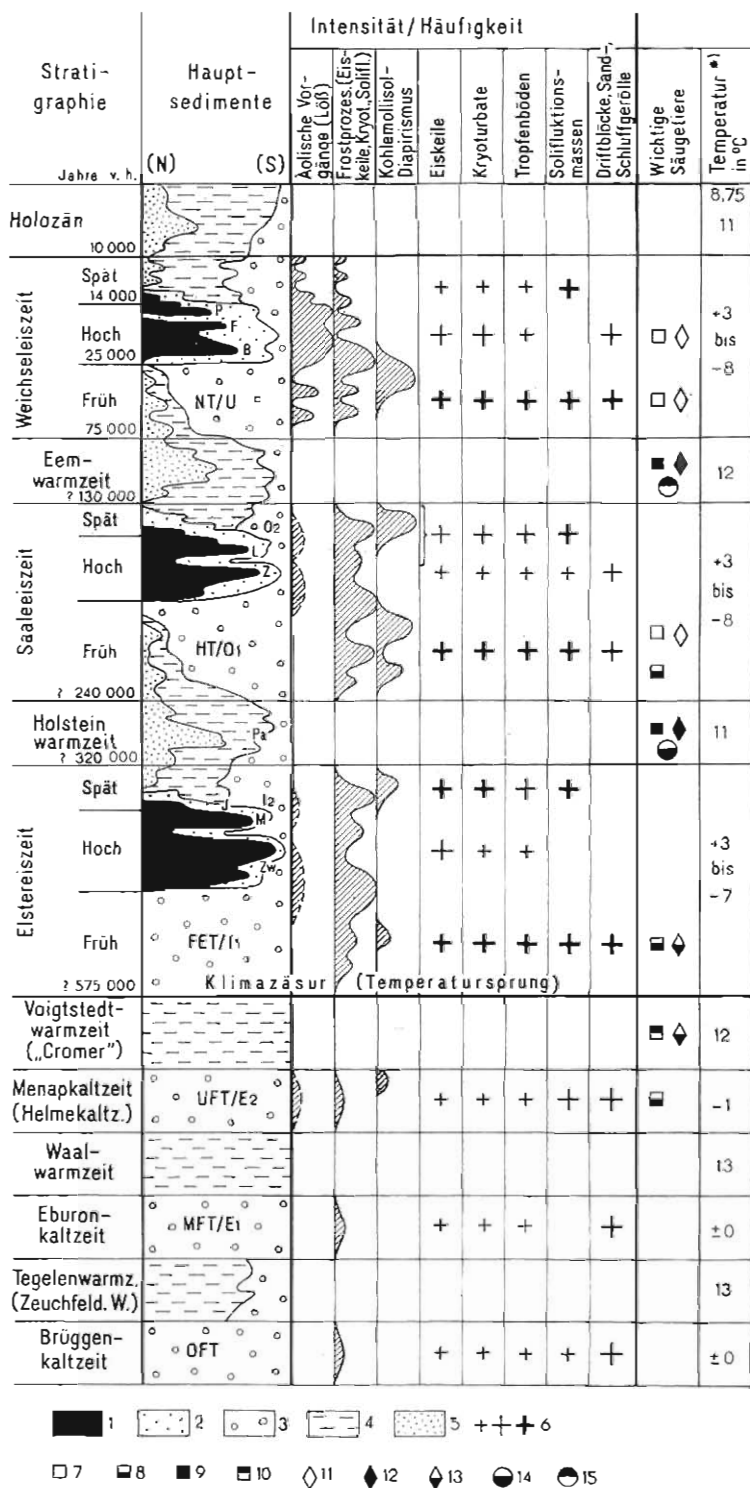


Abb. 1.

Abb. 1. Gliederung des Quartärs im Norddeutschen Tiefland mit dem Versuch einer Intensitäts- und Häufigkeitseinschätzung periglaziärer Prozesse und Erscheinungen im wesentlichen nach Befunden im Altmoränengürtel

1 — Inlandeis und Grundmoränen, 2 — glazifluviatile und glazilimnische, untergeordnet limnisch-fluviatile Sedimente, 3 — fluviatile Sedimente, 4 — limnische und limnisch-fluviatile Sedimente; 5 — marine und brackische Sedimente; 6 — selten bzw. häufig bzw. sehr häufig; 7 — *Mammontus primitivus*; 8 — *Mammontus trogontherii*; 9 — *Palaeoloxodon antiquus*; 10 — *Archidiskodon meridionalis*; 11 — *Coelodonta antiquitatis*; 12 — *Dicerorhinus kirchbergensis*; 13 — *Dicerorhinus etruscus*; 14 — *Homo erectus*; 15 — *Homo neandertalensis ehringsdorfensis* (Ehringsdorfer Mensch)

Abkürzungen in zeitlicher Ordnung:

P — Pommersches, F — Frankfurter, B — Brandenburger, L — Leipziger, Z — Zeitzer, M — Markranstädter, Zw — Zwickauer Stadium bzw. Phase; NT/U — Niederterrasse des Saalesystems/U-Elbe; O₁-Elbe (Rückzugsschotter unterschiedlicher Höhenlage, inklusive „Warthe“-Terrassen); HT/O₁ — Haupt- oder Mittelterrasse/O₁-Elbe; Pa — Paludinschichten; I₁-Elbe (Rückzugsschotter unterschiedlicher Höhenlage); J — Jessener Schichten (glazilimnisch-glazifluviatiles bis limnisch-fluviatiles Äquivalent des Lauenburger Tons); FET/I₁ — Frühelsterterrasse/I₁-Elbe; UFT/E₁ — Untere frühpleistozäne Terrasse/E₁-Elbe; MFT/E₁ — Mittlere frühpleistozäne Terrasse/E₁-Elbe; OFT — Obere frühpleistozäne Terrasse (Sternhügel-Terrasse)

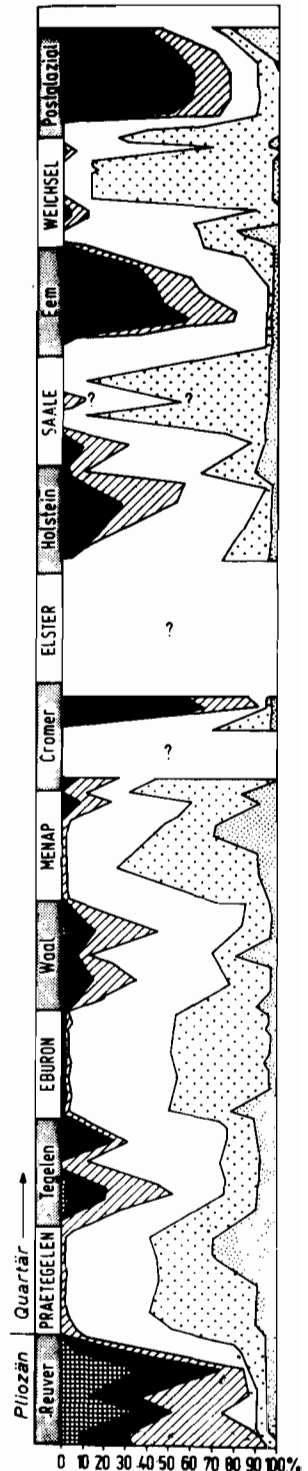
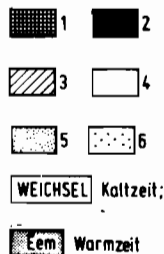
*) Vermutete mittlere Jahresmitteltemperatur. In den Eiszeiten bezogen auf Hochglazialphasen bis Warmphasen, in den Warmzeiten auf das Klimaoptimum

←

Abb. 2. Vegetationsentwicklung am Unterlauf des Rheins seit dem Ende des Quartärs. Zusammengesetztes, vereinfachtes Pollendia-gramm, in dem die Gesamtmenge des Blütenstaubes innerhalb der einzelnen Horizonte gleich 100% gesetzt ist (nach B. FRENZEL 1967, aus M. SCHWARZBACH 1974)

1 — Bäume des Tertiärs: *Sequoia*, *Taxodium*, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Liquidambar*; 2 — wärmeliebende Laubbölder: *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Eucommia*, *Ulmus*, *Fragaria*; 3 — Holzgewächse feuchter Standorte: *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Vitis*; 4 — Nadelhölzer, 5 — Heidekrautgewächse, *Ericales*; 6 — Gräser und Kräuter

Man beachte die gute Übereinstimmung zwischen der Vegetationsgeschichte im Niederrheingebiet und dem nach ganz anderen Kriterien rekonstruierten, auf Abb. 1 dargestellten erdgeschichtlichen und klimatischen Entwicklungsgang im Quartär des Norddeutschen Tieflandes.



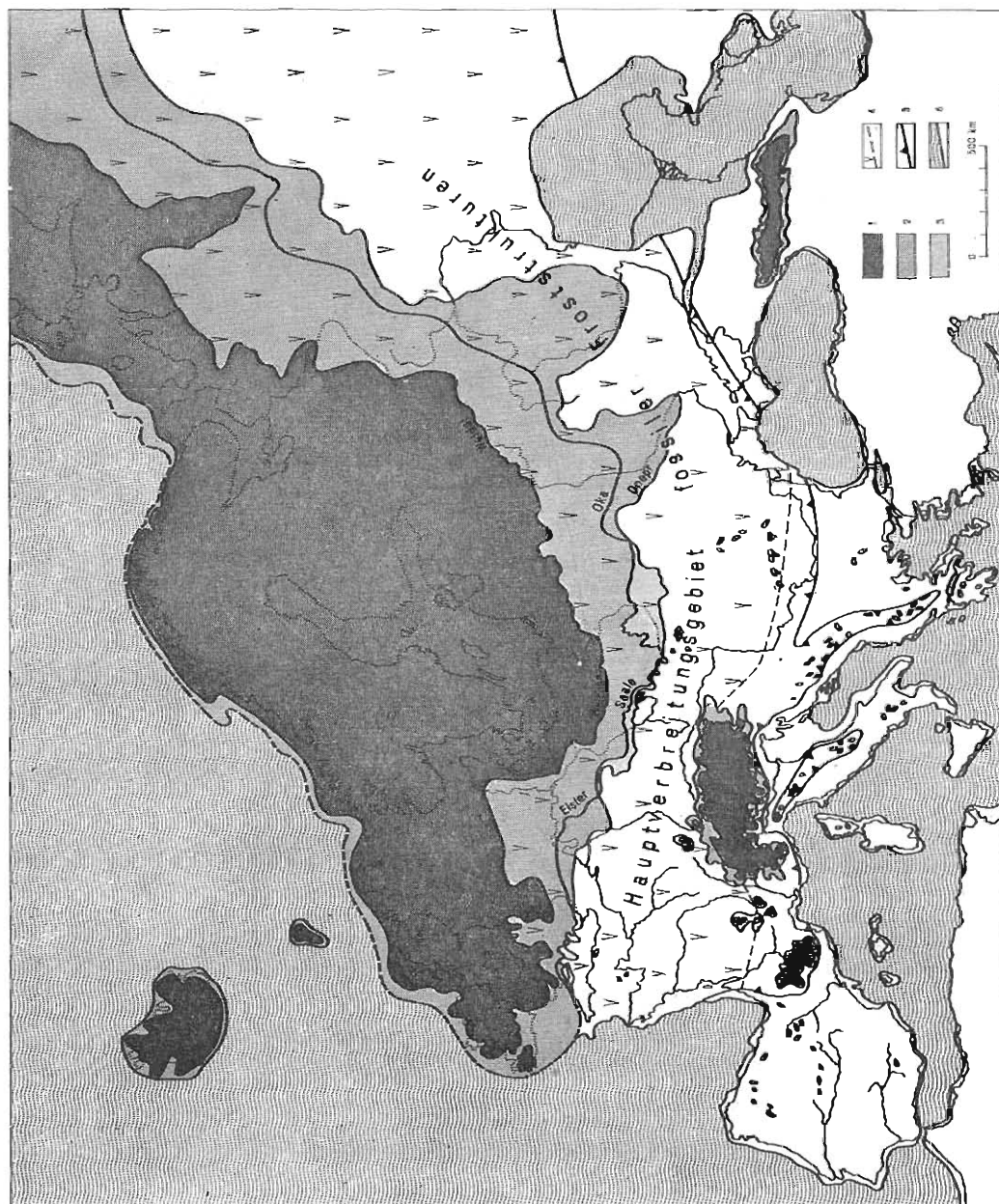


Abb. 3. Gletscher, Meere und Dauerfrostboden in den jüngeren Kaltzeiten des Quartärs in Europa (zusammengestellt nach vielen Quellen)

1 — Weichsel-Vereisung, 2 — Saale-Vereisung, am Nordwestrand der skandinavischen Vergletscherung und in den Mittel- und Hochgebirgen Saale- und Elster-Vereisung, 3 — Elster-Vereisung, 4 — Hauptverbreitungsgebiet fossiler Froststrukturen, 5 — vermutete Südgrenze zeitweilig geschlossener Dauerfrostverbreitung, 6 — eiszzeitliche Küstenlinie (Atlantik und Mittelmeer etwa 100 m-Isobathe)

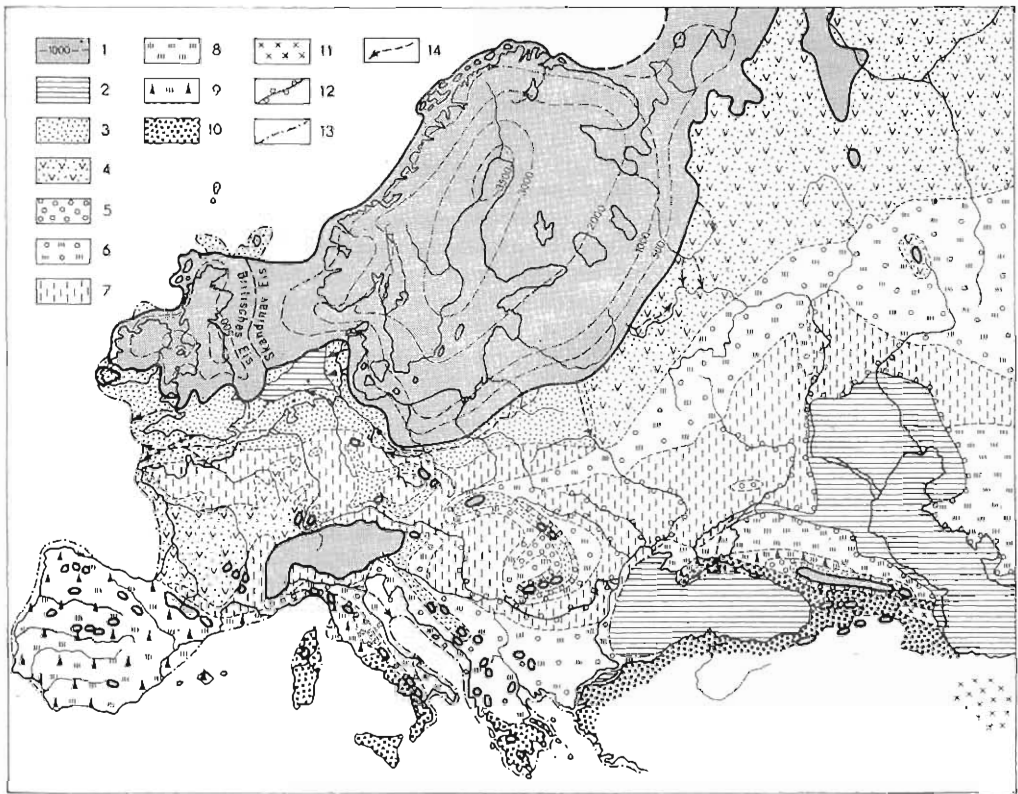


Abb. 4. Vegetationstypen Europas zur Zeit der maximalen Vergletscherung in der Weichsel-eiszeit nach dem Stillfried-B-Interstadial. Zeitabschnitt von rund 25000 bis 15000 Jahren v. u. (nach B. FRENZEL 1967, etwas verändert)

1 — Gletscher mit vermuteter Mächtigkeit; 2 — Seen und Bannmeere; 3 — überwiegend Zwergstrauchtundra mit Steppenelementen; 4 — subarktische Kältesteppe mit Tundrengesellschaften, aber weitgehend ohne Lössbildung; 5 — Wald- und Strauchtundra, von Steppeninseln durchsetzt; 6 — Löss-tundra; 7 — Waldsteppe bis Waldtundra; 8 — Steppe meist mit Lössbildung; 9 — Waldsteppe; 10 — Mischwald, maritim; 11 — Wüste; 12 — Galerie- und Saumwälder; 13 — letztezeitliche Küstenlinie (meist 100 m-Isobathe); 14 — Entwässerungslinien am Rand des skandinavisch-britischen Inlandeises

schmelzendes Eis (Thermokarst) und Bodendeformation durch wachsendes Massiveis, gravitativer subterranner Massenausgleichsbewegungen (Solikinese) und schließlich intensiver kryogener²⁾ Gesteinszerstörung vollzieht sich flächenhaft Landschaftsaufbau durch Akkumulation. Einer nur von der Gletschertätigkeit noch übertroffenen Gesteinsvermischung durch kryogene und solifluidale Vorgänge steht eine extreme Materialsortierung durch fluviatile, äolische und kryogene Prozesse gegenüber. Die Arbeit der schuttüberladenen Flüsse spiegelt sich wider in den für ihre Länge oft paradox breit entwickelten Schotterterrassen, die machtvolle geomorphologische und sedimentologische Wirkung des Windes in den kontinentweiten vielgliedrigen Lössdecken und die rastlose Tätigkeit des Frostes in den weitverbreiteten Strukturböden. Winters steinhart gefroren und von staubbeladenen, Sandstrahlgebläsen gleichenden Stürmen durchtoht, sommers in grundlosen Morast verwandelt und übersät mit Tausenden von Tümpeln, über denen sich Myriaden von Insekten erhoben, bildete die Periglazi-

²⁾ kryos — Frost, -genés — -bürtig, stammend

ziallandschaft eine lebensungünstige Umwelt, in der nur die widerständigsten Arten der Tier- und Pflanzenwelt überlebten. Unter den großen Säugern waren das Mammut, Ren, Moschusochse, Wisent, Höhlenbär und Wolf. Während der kurzen Sommer entfaltete sich die spärliche Vegetation mit Silberwurz, Sonnenröschen, Beifuß, Gletscher- und Strauchweide, Zwergbirke und kleinwüchsigen Kiefern gleichsam im Zeitraffer-tempo, um Blüte und Frucht zu bringen. Der Mensch hat das Saale-Elbe-Gebiet als *Homo erectus* spätestens in der Holsteinwarmzeit betreten und vermutlich während der Kaltzeit wieder aufgegeben. Die in den saaleeiszeitlichen Pleiße- und Göselschottern um Markkleeberg gefundenen Tausende Feuersteingeräte müssen jedoch zumindest teilweise dahingehend interpretiert werden, daß er unsere Landschaft nicht schon mit der „letzten Schwalbe“ wieder verließ, sondern bis weit in die Frühglaziale hinein in der unwirtlich gewordenen Umwelt aushielt.

Nicht nur die überlieferte Tier- und Pflanzenwelt liefert den Beweis für das kaltzeitliche Milieu dieser Formation. Es ist ihr durch eine große Anzahl unübersehbarer Marken quasi auch eingestempelt. Einige von ihnen bezeugen nicht nur Frost schlechthin, sondern mehrjährigen oder Dauerfrost (Permafrost), wie Eiskeilpseudomorphosen und gewisse Sedimentauftriebsformen („Mollisoldiapire“). Da sich mit jedem Inlandgletscher ein Periglazialgürtel aufbaut (tatsächlich existiert dieser jeweils schon vor jeder größeren Gletscherentfaltung; er kündigt sie gewissermaßen an), unter dem Gletscher der Frostboden jedoch weitgehend wieder zerfällt und am Ende die Periglazialzone dem niedertauenden Eise wieder nachfolgt, gehören zu jeder Gletscherbedeckung eines Gebietes mindestens zwei durch Grundmoräne getrennte und außerhalb der Eisbedeckung unmittelbar übereinanderliegende Periglazialfolgen: Sedimente der eisfreien Landschaft oder zumindest Frostmarken. Für das Norddeutsche Tiefland mit insgesamt drei Vergletscherungsperioden sind theoretisch somit mindestens sechs, für den Leipziger Raum, der von den skandinavischen Gletschern nur in zwei Eiszeiten erreicht worden ist, wenigstens vier derartige Frostböden zu postulieren. Wir werden sehen, daß es sich um eine wesentlich größere Anzahl handelt, da sich erstens der Periglazialgürtel der jüngsten nordischen Eiszeit, der Weichseleiszeit, weit über den Leipziger Raum hinaus nach Süden erstreckte, es zweitens zwischen den drei großen Vergletscherungsperioden kurzfristige Temperaturabsenkungen mit tiefer Frostbodenbildung gab, drittens selbst bei kleineren Gletscherrandschwankungen ein und derselben Eiszeit der Frost rasch wieder in den Untergrund eindrang, quasi einschloß, und viertens Dauerfrostbedingungen offenbar schon in Zeiten geherrscht haben, lange bevor das skandinavische Eis die Ostsee zum ersten Male überschritten hatte.

Mit den Abb. 1—4 wird das engere Untersuchungsgebiet in seinen größeren regionalen wie erdgeschichtlichen Zusammenhang gestellt. Die Abbildungen zeigen in vereinfachter Form wesentliche Erscheinungen und Abläufe im quartären Eiszeitalter Europas. Abb. 1 bringt ein Fazies-Zeit-Diagramm des Quartärs im Norddeutschen Tiefland mit einer Einschätzung der Häufigkeit und Intensität periglaziärer Prozesse. Die sich im eiszeitlichen Klimarhythmus durch Aus- und Zuwanderung ändernde Vegetation wird in Abb. 2 vorgestellt. Abb. 4 vermittelt ein Bild von der Vegetationsdifferenzierung während des Hochglazials der Weichseleiszeit, die in ähnlicher Form auch während der Saale- und Elstereiszeit existiert haben dürfte. Abb. 3 zeigt die Grenzen der Vergletscherungen in Europa während der Elster-, Saale- und Weichseleiszeit und die wahrscheinliche Ausdehnung des aktiven Frostbodengürtels, also die ungefähre Relation von glaziärem zu periglaziärem Raum während des mittleren und jüngeren Quartärs.

Für das Studium der Frosterscheinungen ist das Saale-Elbe-Gebiet nicht nur durch seine vorzüglichen Großaufschlüsse, die Braunkohlentagebaue, begünstigt, mehr noch wegen der Tatsache, daß die im Norden verdeckten älteren Periglazialböden bzw. periglazial geprägten alten Landoberflächen zwischen Grundmoränen auf natürliche Weise an die Oberfläche treten und so auch in unscheinbaren Aufschlüssen der Beobachtung zugänglich werden (vergleiche die Schnitt-

zeichnungen bei SIEGERT & WEISSERMEL 1911, GRAHMANN 1925, EISSMANN 1970 und 1975). Sieht man von den Bearbeitern solcher Periglazialphänomene wie der Flußschotterterrassen und der Löße ab, sind es nur wenige Forscher, die sich eingehender mit den Frosterscheinungen im Saale-Elbe-Raum beschäftigt haben. Von ihnen seien genannt: W. SOERGEL mit seinen Eiskeilstudien in Thüringen, H. GALLWITZ (1949) mit seinen wertvollen Beiträgen zur Genese der Frostrisse auf der Basis von Untersuchungen im Gebiet um Halle (Saale) und L. WEINBERGER (1944), der sich den Frostformen in den saaleglazialen Schottern westlich von Leipzig gewidmet hat. Zu erwähnen sind ferner die sorgfältigen Forschungen BRÜNNINGS (1956, 1959 u. später) im Magdeburger Raum. Wir selbst haben eine knappe Übersicht über die wichtigsten Frosterscheinungen des Raums und eine Darstellung der Frostwirkung auf Braunkohle gegeben (1975, 1978).

Schon früher hatten wir den Versuch unternommen, aus den quartärgeologischen Verhältnissen der Leipziger Bucht und den angrenzenden Räumen das „Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung“ zu erarbeiten. Der Akzent lag dabei auf der glaziären und fluviatilen Entwicklung. Hier soll an Hand des gleichen Gebietes das Quartär in Mitteleuropa modellhaft als „Frostzeitalter“ vorgestellt werden. Für das Studium der fossilen Frostgebiete ist die heutige Dauerfrostzone der Erde eine unersetzliche Lehr- und Übungsstätte. Wir haben daher dem speziellen, regionalen Teil eine kurze Zusammenfassung wichtiger rezenter Frosterscheinungen mit jeweils einer knappen Darlegung der geologischen und klimatischen Bildungsbedingungen vorangestellt. Sie soll dazu beitragen, die Analogien in der Formenwelt zwischen den rezenten und fossilen Frostgebieten der Erde sichtbarer und die Schlußfolgerungen für die vergangenen Klimabedingungen verständlicher zu machen.

Für wichtige Literaturhinweise und die Überlassung schwer zugänglicher Literatur bin ich vor allem Frau Dr. E. PIETRZENIUK, Berlin, und den Herren Prof. Dr. G. HAASE und Prof. Dr. H. RICHTER, Leipzig, zu Dank verpflichtet. Anregend wie klärend wirkten wiederum die in zahlreichen freundschaftlichen und immer fruchtbaren Diskussionen von meinem langjährigen Kollegen, Herrn Dipl.-Geol. ANSGAR MÜLLER, Leipzig, beigegebenen Hinweise und Gedanken. Dafür sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Großer Dank gilt dem Direktor des Naturkundlichen Museums „Mauritianum“ Altenburg, Herrn H. GROSSE, für die Beschaffung von Abbildungsvorlagen und das Entgegenkommen bei der Ausstattung der Arbeit. Für die kartographische Gestaltung und Ausführung der Zeichnungen danke ich besonders den Herren Dipl.-Ing. H. ETLERS, Freiberg, und H. BULNHEIM, Leipzig. Herr Dipl.-Biol. N. HÖSER, Altenburg, leistete in dankenswerter Weise wertvolle redaktionelle Hilfe und trug durch die Erarbeitung der Register wesentlich zur Erschließung der Abhandlung für den Leser bei.

2. ALLGEMEINER TEIL

2.1. Die gegenwärtigen Frostgebiete der Erde und ihr wichtigster Formenschatz

Unter Dauer- oder Permafrostboden versteht man ein aus einer festen (minerogenes und/oder organogenes Bodenskelett und Bodeneis), flüssigen und gasförmigen Phase bestehendes System, das mindestens zwei Jahre dauernd eine Temperatur unter 0°C aufweist. Es bildet sich durch Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Lithosphäre in Gebieten mit negativer Wärmebilanz. Seine Entstehung und Entwicklung ist abhängig vom Klima, von geologischen Bedingungen (Struktur, Gesteinsarten, Abfolge, geothermische Verhältnisse), vom Relief, von den hydrologischen Verhältnissen (ober- und unterirdisches Wasserregime, Wasserchemismus) und von anthropogenen Einflüssen.

Der gegenwärtige Dauerfrostboden begann sich bereits im älteren Pleistozän zu bilden und erneuert sich auch in der Gegenwart noch. Negative Jahresdurchschnittstemperaturen, trockene (schneearme), kalte und lange Winter und kurze Sommer gelten als die wichtigsten klimatischen Voraussetzungen. Die Mächtigkeit des Dauerfrostbodens wird — wenn die Grundbedingungen erfüllt sind — mitunter stärker von den geologisch-morphologischen Verhältnissen bestimmt als von klimatischen. Die maximalen Mächtigkeiten scheinen in jungen Senkungsgebieten entwickelt zu sein, also dort, wo es zu einer

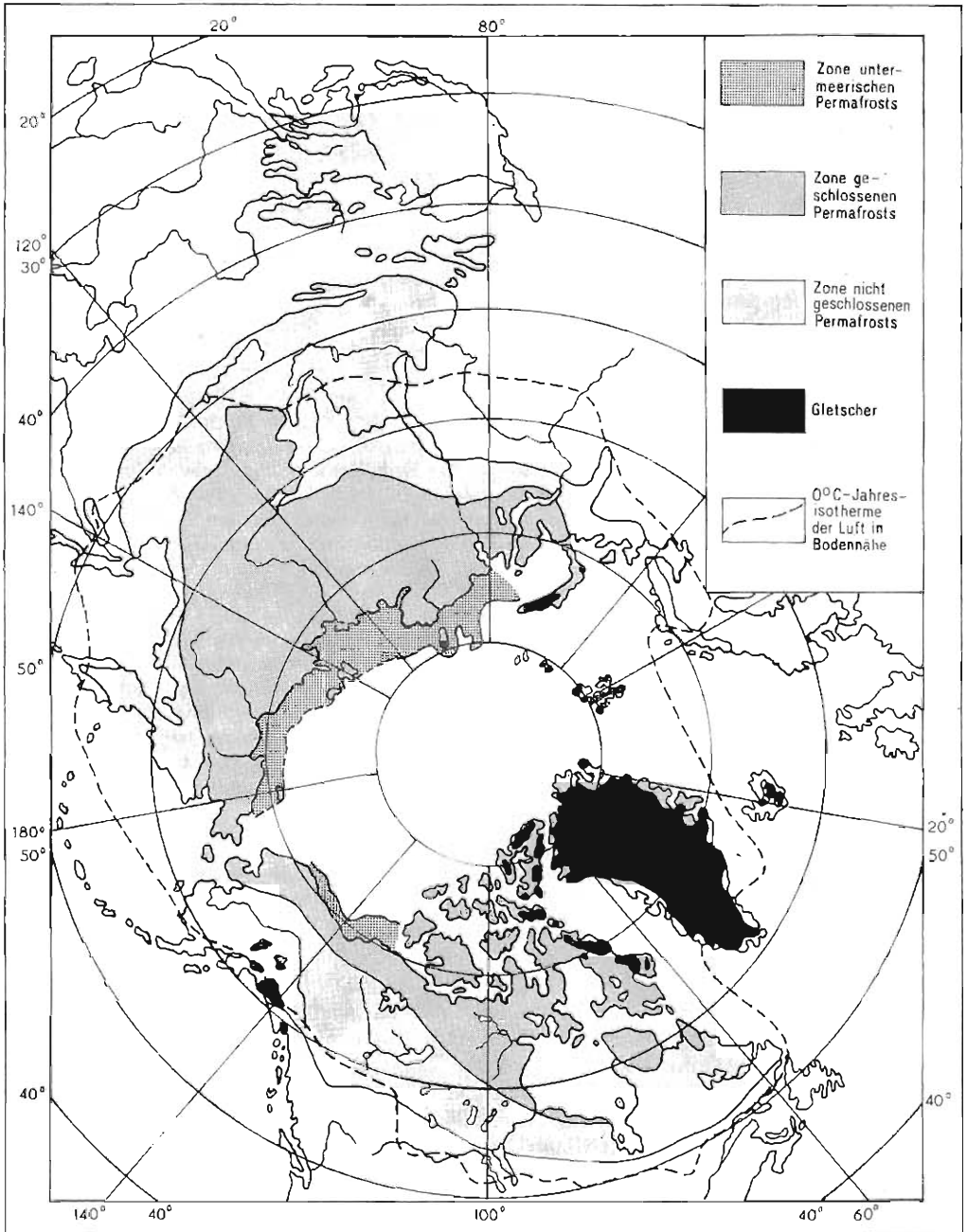


Abb. 5. Heutige Ausdehnung des Dauerfrostbodens auf der Nordhalbkugel der Erde (nach T. L. Péwé 1978 und anderen Quellen)

syngenetischen Durchfrierung der Sedimente kommt. Unterhalb der Zone mit jahreszeitlich bedingten Temperaturschwankungen entspricht die Temperatur des Permafrostbodens der Jahresmitteltemperatur der Luft oder sie liegt leicht darüber. So nähert sich die Außengrenze des Permafrostgürtels grob dem Verlauf der 0°-Luftisotherme.

Auf der Nordhemisphäre der Erde wird grundsätzlich zwischen einer (nördlichen) geschlossenen oder kontinuierlichen Dauerfrostzone und einer (südlichen) nicht geschlossenen oder diskontinuierlichen Dauerfrostzone unterschieden (Abb. 5 u. 6). Sie nehmen zusammen eine Fläche von rd. 21 Mill. km² ein (zum Vergleich: Größe der UdSSR — 22,4 Mill. km²). Auf der Südhalbkugel beträgt die von Gletscher- und Inlandeis sowie Dauerfrostboden eingenommene Fläche etwa 13,5 Mill. km² (nach I. J. BARANOV 1959, aus FRENCH 1976).

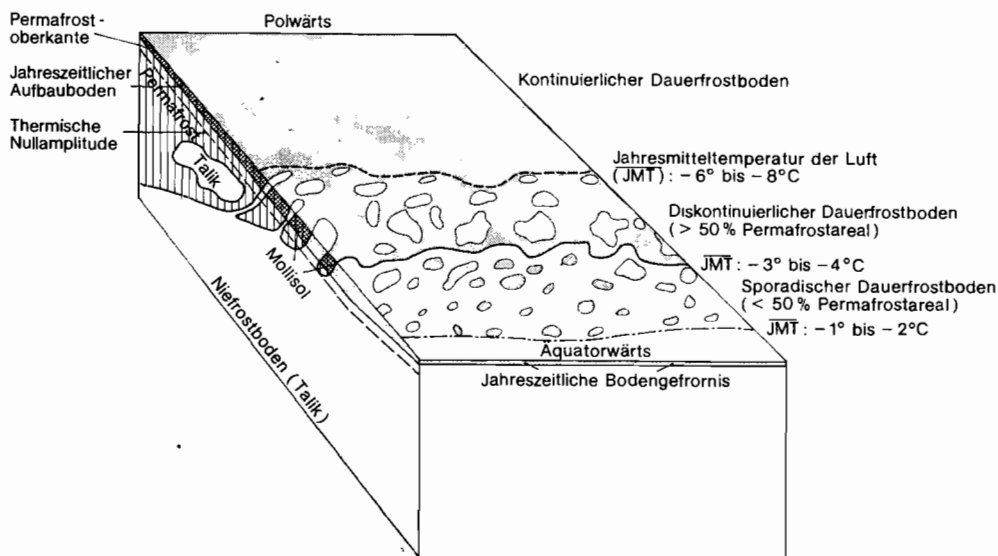


Abb. 6. Schematisches Blockbild zur Gliederung der Dauerfrostbodenverbreitung (nach J. KARTE 1979)

In der geschlossenen Zone ist Dauerfrost außer unter tiefen Seen und großen Fließgewässern nahezu überall entwickelt (Abb. 7), im Schelfbereich sogar am Grunde des Meeres (Abb. 5). In Nordamerika (BROWN & PÉWÉ 1973, WASHBURN 1973, FRENCH 1976) beträgt seine Mächtigkeit an der Südgrenze des geschlossenen Frostgebietes 60–90 m. Sie steigt nach Norden zu oft auf über 250 m an. Der bisher ermittelte Maximalwert beträgt 650 m, doch wird mit Mächtigkeiten bis 1000 m gerechnet. Die Frostbodentemperatur liegt zwischen –5°C im Süden und –15°C im hohen Norden. In der Sowjetunion beträgt die Frostbodentemperatur (MELNIKOV 1970, 1973) in mehreren Gebieten über 500 m, und die Temperaturen erreichen Werte, die unter –10°C liegen. In Ostsibirien (Jakutien) wurden auf großen Flächen Mächtigkeiten von über 400 m, gelegentlich über 1000 m ermittelt. Die bekannte Höchstmächtigkeit wird mit 1450 m angegeben. Derartige Mächtigkeiten sind echte Anomalien, die mit absteigenden kalten Laugen in Zusammenhang gebracht werden.

In der Zone des unterbrochenen Permafrosts treten allenthalben Inseln nicht gefrorenen Bodens auf, die sich nach Süden zu vergrößern, so daß sich schließlich nur noch inselartig verteilter Dauerfrostboden findet. In Nordamerika beträgt die Mächtigkeit

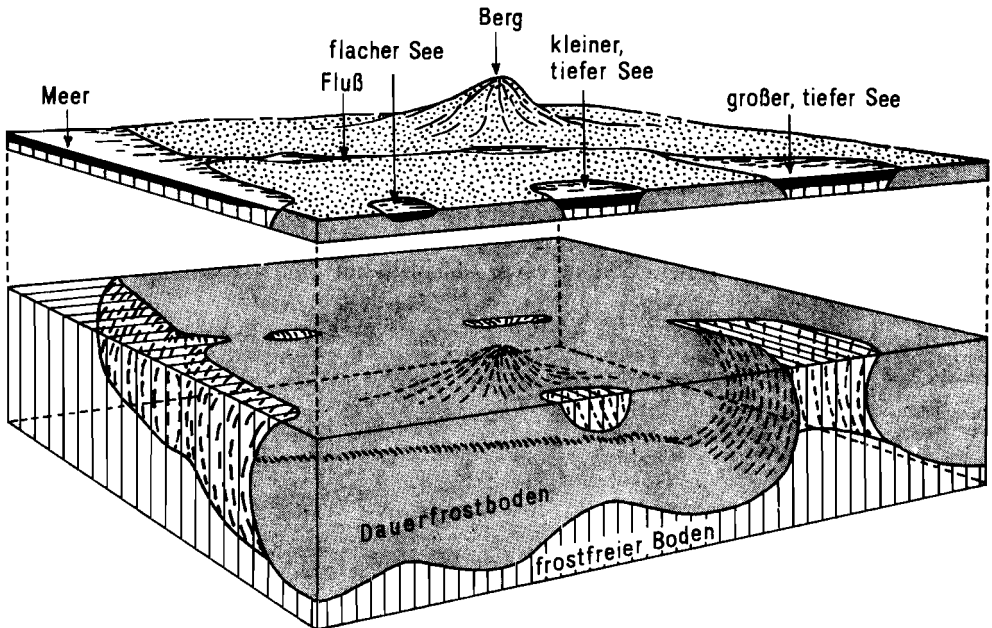


Abb. 7. Schematische Darstellung der Wirkung von Oberflächenformen (Seen, Berge etc.) auf die Gestalt des Dauerfrostbodens in Gebieten geschlossener Dauerfrostverbreitung (nach A. H. LACHENBRUCH 1968)

des Frostbodens in dieser Zone im Mittel nur 20–50 m (wenige Dezimeter bis einige Meter im Süden, 90 m im Norden), und die Bodentemperatur schwankt zwischen 0 und -5°C . In der Sowjetunion belaufen sich die Werte meist auf 10 und 150 m, doch gibt es auch Stellen mit 200–300 m.

Wenngleich es auch „trockenen Dauerfrostboden“ gibt oder Böden, in denen aufgrund des Chemismus oder des hohen Tongehalts das Wasser auch unter dem Gefrierpunkt nicht erstarrt ist, so sind das Hauptkennzeichen des Frostbodens doch die in ihm auftretenden verschiedenen Bodeneistypen. Im ganzen gilt die Regel, daß der Eisanteil des Bodens von Süden nach Norden zunimmt und in Senkungsgebieten seine Höchstwerte erreicht (syngenetischer Dauerfrostboden). Das Gesamtvolumen unterirdischen Eises wird auf 0,5 Mill. km^3 geschätzt, das sind 2% des irdischen Eisvolumens. Es bildet stellenweise die Hauptkomponente des oberen Teiles des Lockergebietes. Aus Sibirien und Nordamerika sind Ablagerungen von mehr als 40 m Mächtigkeit bekannt, die 50 bis 80 Vol.-% Eis enthalten (MELNIKOV 1973). Der mit Eis besonders angereicherte Teil des Dauerfrostbodens, im hohen Norden die oberen 40–50 m, im Süden der Bodenbereich bis maximal 15 m Tiefe (meist 8–10 m), wird als „Eiskomplex“ bezeichnet.

Nach dem Bodeneisgehalt teilen CZUDEK & DEMEK (1973) die Sedimente in vier Gruppen ein:

- a) mit niedrigem Bodeneisgehalt: fluviatile Sande, Strandsande, marine und fluviatil-limnische Sande
- b) mit mittlerem Bodeneisgehalt: lehmige fluviatil-limnische Ablagerungen, Hangablagerungen, marine Sedimente in gut entwässerten Gebieten
- c) mit hohem Bodeneisgehalt: fluviatil-limnische, marine und äolisch-limnische Lehme und Tone in schlecht entwässerten Gebieten
- d) mit einem außergewöhnlich hohen Bodeneisgehalt: Torfablagerungen limnisch-marschigen Ursprungs.

Das Bodeneis tritt sowohl in feiner Verteilung als auch als Massiveis in Erscheinung, und zwar in Form von Schichten, Linsen, Schmitzen, Häutchen, Adern, Gängen oder von unregelmäßig geformten Massen. Man unterscheidet im allgemeinen sechs Haupttypen:

1. Poren- oder Zementeis
2. Segregations- oder Migrationseis
3. Intrusiv- und Klufteis
4. Eis der Eiskeilpolygone (gebändertes Eis)
5. Begrabenes Eis
6. Höhleneis.

Poreneis füllt je nach Sättigungsgrad teilweise oder ganz den Porenraum des Bodens aus. Es besteht aus an Ort und Stelle gefrorenem Porenwasser. Das auch als Tabereis bekannte Segregationseis ist neben dem Eis der Eiskeilpolygone für viele Prozesse bis hin zur Eisdegradation der wichtigste Eistyp in der Permafrostzone, ist allerdings — wie das Poreneis — nicht auf diese begrenzt. Es tritt in Form von Häutchen, Linsen, Schichten von meist 1–100 mm Dicke und unregelmäßig geformten Körpern vor allem in feinkörnigen minerogenen Sedimenten wie Lehmen, lehmigen Feinsanden, Staublehmen, Schluffen und organogen-minerogenen Ablagerungen wie Torfen, Mudden und wohl auch Braunkohle(!) auf. Das Wesentlichste an diesem Eistyp ist, daß das Eis zu einem beträchtlichen Teil aus Wasser besteht, das aus den Nachbarräumen „angesaugt“ worden ist. Bei der Wasser- (und Wasserdampf-) Migration zur Gefrierfront spielen offenbar elektrostatische Kräfte, Kapillarkräfte und Temperaturgefälle (Größe der Wärmegradienten) eine wichtige Rolle.

Das Eis der Eiskeilpolygone besteht vielfach aus nahezu reinem Eis und hat sich aus Wasser und/oder Wasserdampf gebildet, die von oben und den Seiten her in kontraktions- oder expansionsbedingte Risse eingedrungen sind. Es kann stellenweise mehr als 70% des Bodenvolumens bis in eine Tiefe von über 5 m ausmachen.

Intrusives (ein Teil des Pingoeises) entsteht beim Gefrieren artesisch aufsteigenden Wassers im Untergrund. Bevorzugt bildet es sich an Grenzflächen verschiedener Gesteine und in groben Ablagerungen.

Begrabenes Eis kann aus von Sedimenten überdecktem Meer-, See- oder Flußwassereis, aus an der Oberfläche erstarrtem artesisch aufgestiegenem Grundwasser, Schnee oder Gletschereis bestehen. Höhleneis füllt Hohlräume verschiedenen Ursprungs in ständig und nicht ständig gefrorenem Boden aus.

Auftauboden (Mollisol)

Unter Auftauboden wird die oben von der Erdoberfläche begrenzte Schicht verstanden, in der im Laufe des Jahres das Bodeneis einmal in Wasser übergeht. Aus erdgeschichtlicher Sicht sollte zwischen Jahres- und Langzeitauftauboden unterschieden werden, wobei unter dem letzteren die Auftauschicht über Permafrostboden verstanden wird, die sich bei säkularer Klimamilderung (Übergang von Glazialzeiten in Interstadial- und Interglazialzeiten) bildet. Die Mächtigkeit des Auftaubodens ist eine Funktion der allgemeinen Klimaverhältnisse, lokaler geologischer und geomorphologischer Bedingungen und der Boden- und Vegetationsdecke. Sie nimmt generell von Norden nach Süden zu. Während sie in den nördlichen Gebieten des Dauerfrostbereichs oft nur Zentimeter bis wenige Dezimeter beträgt, erreicht sie im Süden 2–5 m, maximal 8–10 m. In Gesteinen mit günstigem Wärmeleitvermögen wie Sanden und Kiesen ist die Mächtigkeit naturgemäß größer als in schlechter leitenden Schichten wie Torfen, Schluffen und Tonen. Sich in Depressionen ansammelndes Wasser kann aufgrund seines hohen Wärmepotentials den Auftauprozess im Boden stark fördern. So werden Kreuzungspunkte von Eiskeilen und Zentren der Eiskeilpolygone, wo sich Niederschlags- und Auftauwasser gern stauen, zu besonders aktiven Zellen im Auftaugeschehen. Initialpunkte pflegen auch Stellen zu sein, wo die Boden- oder Vegetationsdecke beschädigt ist. Die Schneedecke wirkt sich teils vorteilhaft, teils nachteilig auf die Dauerfrostdegradation aus. Für erdgeschichtliche Betrachtungen ist es von hoher Relevanz, daß lokaler und sogar regionaler

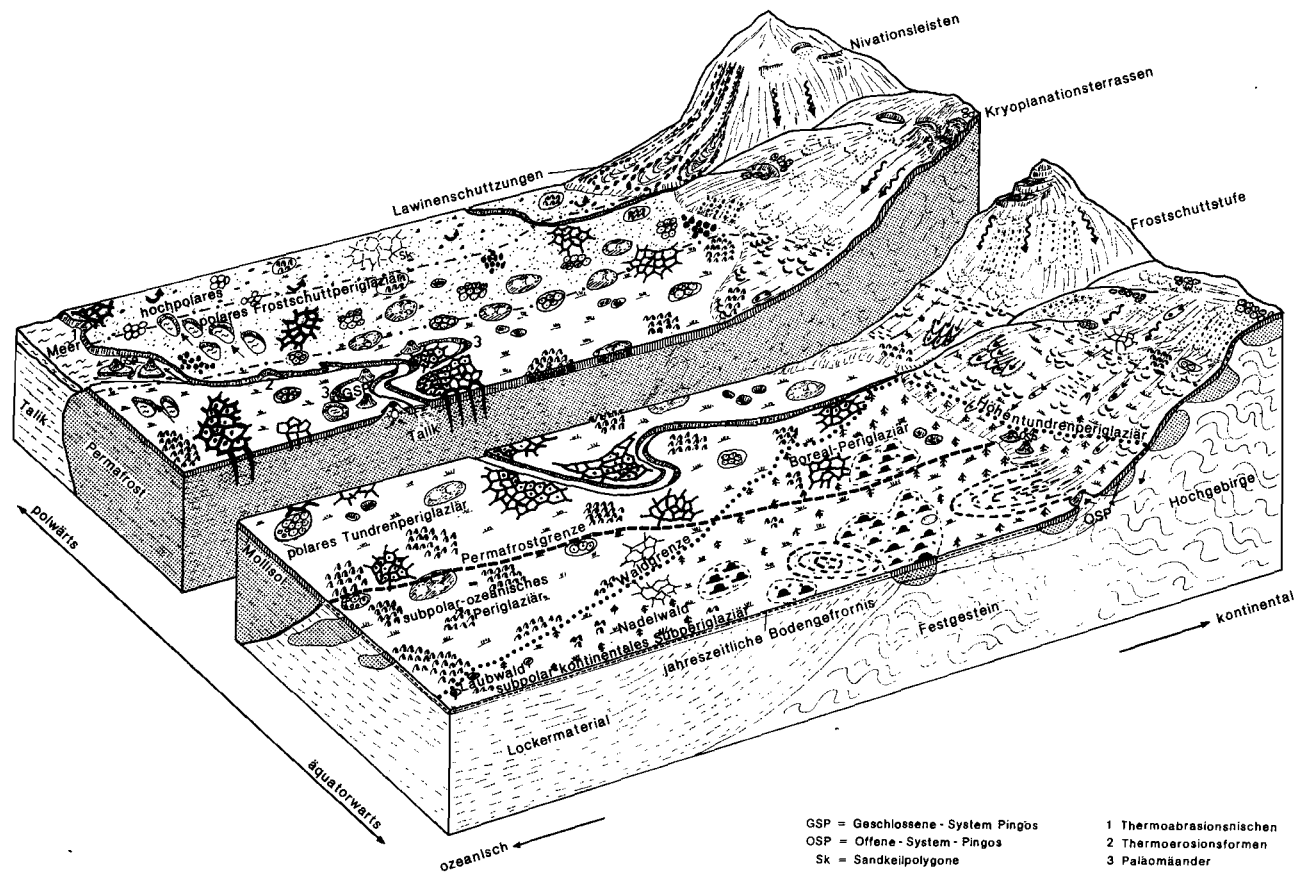


Abb. 8. Schematisches Blockbild zur Gliederung und Formenvergesellschaftung der rezenten periglaziären Zone (nach J. KARTE 1979)

Kongellkontraktionserscheinungen	
 Eiskeilpolygone, (Hochpolygone)	 Frostspaltenmakropolygone, Mollisolfrostkeilpolygone
 Eiskeile, epigenetisch	 Mollisolfrostkeile
 Eiskeile, syngenetisch	 Eiskeilpolygone, (Flachpolygone)
Kongeliturbationserscheinungen	
 Erdbülten	 Nichtsortierte Feinerdekreise (Mudpits)
 Kryoturbationen	
Frostbedingte Sortierungserscheinungen	
 Strukturbodengroßformen, ringförmig	 Strukturbodengroßformen, ringförmig, mit sekundären Miniaturformtypen
 Strukturbodengroßformen mit sekundären Spaltenmikropolygonen	 Strukturbodenkleinformen, ringförmig
 Feinderdeinseln	 Streifenböden (Großformen)
Kleinformen der Gelisolifluktion	
 ungebundene Fließerdestufen	 sortierte Schuttloben
 halbgebundene Fließerdestufen	 halbgebundene Fließerdeloben
 gebundene Fließerdestufen	 gebundene Fließerdeloben
 Erdströme	 Wanderblock
	 Bremsblock
Depergelationsformen	
 Depergelationskaven	 Windorientierte Seen
Organogene Frostbodenformen	
 Palsamoore rezente Palsarelikte	 Strangmoore
Pingos	
 Pingovolform	 rezente Pingohohlform
 Pingo mit "Krater"	
 Abspülungsformen	 Deflationsformen

tieferer Zerfall von Dauerfrost keineswegs ein Zeichen allgemeiner Klimabesserung sein muß. Wasserbedeckung, die Verletzung der Vegetationsdecke u. a. m. können zur Änderung des Wärmeregimes bis zu einer Tiefe von 10–15 m führen. Über Aufschaukelungseffekte kann es so auch unter kalten Klimabedingungen zu einem viele Meter tiefen Frostbodenzerfall kommen, dem selbstverständlich auch mächtige Eiskörper wie Eiskeile zum Opfer fallen. In den durch Sackungen entstehenden Depressionen, in Sibirien „Alas“ und Nordamerika „thaw lake“ oder „cave-in lake“ genannt, bilden sich Weiher und Seen, unter deren Böden sich erst nach der Entwässerung oder Verlandung wieder massives Eis bildet. Unter ungünstigen Drainagebedingungen kann namentlich das Massiveis, also das über das Porenvolumen hinaus als Eis gebundene Wasser, beim Schmelzen zur Wassersättigung und -übersättigung der Sedimente führen. Die Folge sind einschneidende Änderungen des bodenphysikalischen Verhaltens hauptsächlich der bindigen und schwach bindigen Ablagerungen. Bodenarten mit steifer bis fester Beschaffenheit gehen in einen weichen bis breiartigen Zustand über. Sande können Schwimmsandcharakter annehmen, für den ein stark herabgesetzter Reibungswiderstand kennzeichnend ist. Geringste Potentialdifferenzen in Form von Oberflächenneigung oder Belastungsunterschiede vermögen lebhaft horizontale und vertikale Bewegungen dieses Weichbodens oder Mollisols auszulösen. Die Folge sind bedeutende Massenverlagerungen in Form der Solifluktion. Diese Solifluktion wird so lange in Gang gehalten, solange sich durch Abtransport der Massen, z. B. durch Flüsse, keine Rampen aufbauen. Anders ausgedrückt: Das für das Bodenfließen nötige (geringe) Gefälle muß erhalten bleiben. Die Hauptgleitebene ist dabei die Frostbodenoberfläche. An Seen und Meeren wirkt die Thermoabrasion. Mechanische und thermische Wirkung der Wellen führen zum Zerfall des Frostbodens, der an steilen Böschungen oft parallel zu Eiskeilen in größeren und kleineren Schollen in die Tiefe stürzt. Fließgewässer sind die Ursachen der Thermoerosion. Das relativ hohe Wärmepotential selbst niedrigtemperierter Wässer führt zur Degradation des Frostbodens nicht nur unter dem Flußbett, sondern auch beiderseits der Ufer. Die Intensität ist dabei eine Funktion von Wassertemperatur, Bodentemperatur und Durchflußmenge bzw. -geschwindigkeit. Das in Bewegung gebrachte Gestein wird vom Fluß aufgenommen und weiterbewegt. Der Frostbodenzerfall schreitet so rasch uferwärts fort. Es besteht kein Zweifel, daß die besonders in Mitteleuropa zu beobachtende gewaltige Terrassenbreite kleiner pleistozäner Flüsse, die oft das drei- bis fünffache der gegenwärtigen Auen beträgt, eng mit der Thermoerosion zusammenhängt. Die mit dem Bodeneiszerfall verknüpfte Geländeverebnung wird als Kryo- oder Thermoplanation bezeichnet. Sie reicht von der Bildung flacher Senken bis zu großräumigen Verebnungen, die eng mit solifluidalen Vorgängen gekoppelt sind. Namentlich durch das Schmelzen von massivem Eis bildet sich eine unregelmäßig gestaltete Landoberfläche mit Senken, Löchern und unterirdischen Hohlräumen. Sie ähnelt der Oberfläche in verkarsteten Kalk- und Gipsgebirgen und wird daher als Thermokarstlandschaft bezeichnet. Neben dem reinen Schmelzprozeß spielt bei ihrer Entstehung auch die unterirdische Ausspülung oder Thermosuffosion von Sanden und anderen leicht beweglichen Lockermassen eine Rolle, also Substratverlust an nicht-löslichen Substanzen, der zu Senkungen und Einbrüchen an der Oberfläche führt (CZUDEK & DEMEK 1973, KARTE 1979, hier Abb. 8).

2.2. Kryogenetische Prozesse und Erscheinungen

Im kryopedologischen Sinne werden als „kryogen“ oder „frostbürtig“ Vorgänge, Strukturen (Formen) und Sedimente bezeichnet, die aus dem Gefrieren von Bodenfeuchtigkeit und dem Schmelzen von Bodeneis resultieren. Die kryogene Bodendestruktion erfolgt einmal durch expansive Prozesse infolge der Volumenvergrößerung des gefrierenden

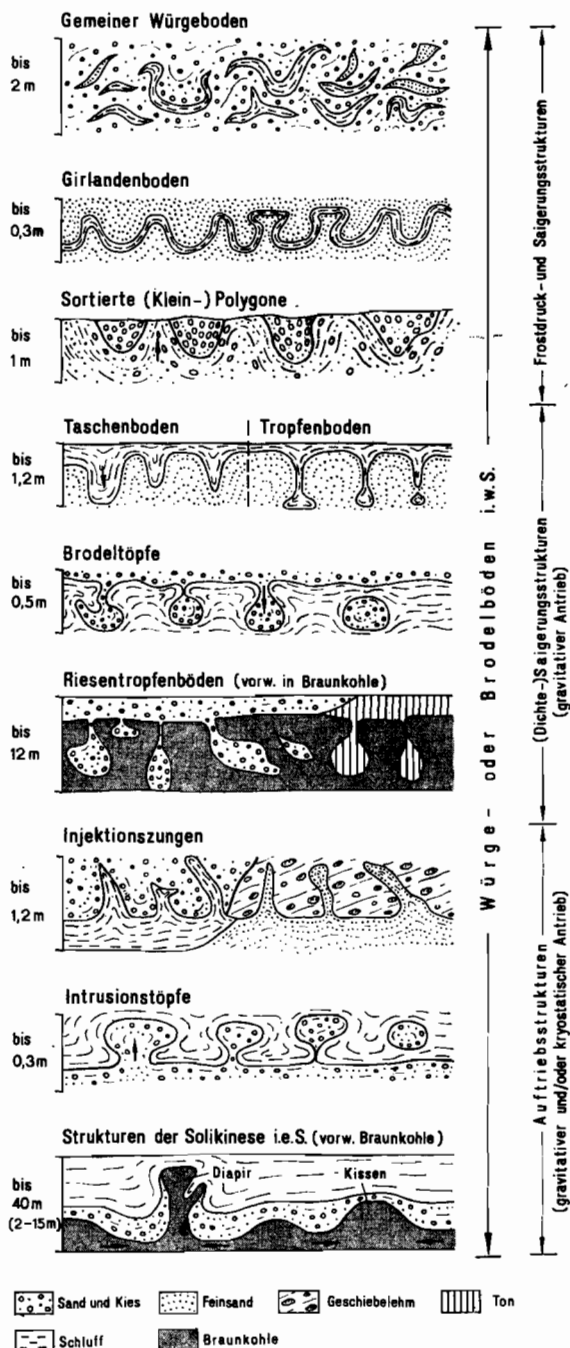


Abb. 9. Die häufigsten Sedimentstrukturen in fossilen Frostwechsel- bzw. Auftauböden des Saale-Elbe-Gebiets

Wassers (Kristallisationsdruck) und der Bildung von Massiveiskörpern (Sammelkristallisation), zum anderen durch thermische Kontraktion bei starker Abkühlung des Bodens (Frostrißbildung). In der destruirenden Wirkung weit übertroffen werden beide Prozesse durch Vorgänge, die mit der Verminderung der mechanischen Bodenstabilität beim Zerfall des Frostbodens zusammenhängen, namentlich bei labiler Schichtung.

Zu den wichtigsten kryogenen Prozessen zählt die Gelifraktion. Man versteht darunter die durch wiederholten Frostwechsel bedingte Frostsprengung der Gesteine. Sie bildet den Ausgangspunkt einer komplizierten Kette von weiteren kryogenen Prozessen: Gesteinszerstörung, Bereitstellung von transportfähigem Material, Förderung der korra-

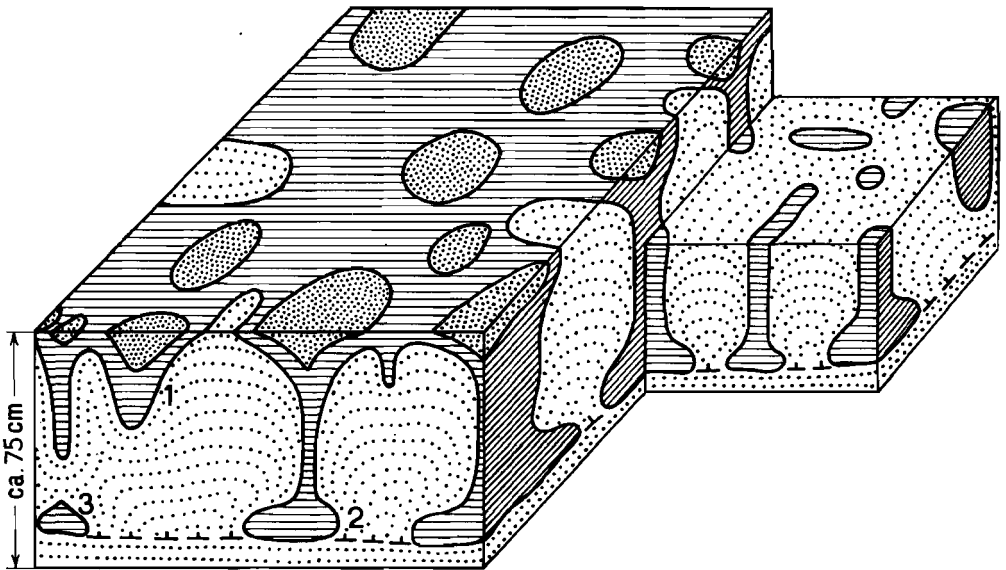


Abb. 10. Blockbild eines Taschen- und Tropfenbodens. Erscheinung schwerkraftbedingter Dichtesaigerung in wasserübersättigten Sedimenten. Wohl ganz überwiegend an Auftauböden oder Mollisole gebunden

1 – initiales Stadium des Tropfenbodens (Taschenphase = Taschenboden); 2, 3 – Reifestadium des Tropfenbodens (2 – intakter reifer Tropfenboden, 3 – abgerissener reifer Tropfenboden)

Anmerkung: In homogenem Sediment entwickelte, an der Basis abgeflachte, „pferdefußartige“ Tropfen geben einen Hinweis auf die Lage der Frostbodenoberfläche während des Tropfprozesses und damit einen Anhaltspunkt über die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht (= Länge von Tasche + Tropfenhals + Tropfen)

siven Denudation bis zur Kryoplanation, d. h. der Landschaftseinebnung unter kühlen Bedingungen, der fluviatilen Erosion, der Bildung von wasseraufnahmefähigen und frostempfindlichen Sedimenten. Außerordentlich verbreitet sind Erscheinungen der

Kryoturbation oder Geliturbation. Es ist die Bodendeformation über Eisboden und erfaßt vor allem Schluffe, sandig-schluffige Tone, organische und organodetritische Sedimente, die mit nichtbindigen Bildungen wechsellagern. Von regelmäßigen mm- bis metergroßen Faltungen, über unregelmäßige Verbiegungen, schlierig-gekröseartige Verknüpfungen, Zerreißen bis zu tropfenartigen Auflösungen der Schichten finden sich alle Übergänge. Die Vielfalt der Strukturnamen spiegelt die Formenfülle wider: Brodelboden, Würgeboden, Wickelboden, Knetboden, Wannenboden, Taschenboden und Tropfenboden. Ihre Entstehung ist an wasserreiche Sedimente geknüpft, damit in erster Linie also an Auftauböden. Die Mächtigkeit der Kryoturbationshorizonte ist vielfach

ein Maß der Mächtigkeit der jeweiligen Auftauzone. Die Kryoturbationsprozesse sind polykinetisch. Eine wichtige Rolle spielen Frostschiebung und -hebung, kryostatische Druckkräfte und expansive Prozesse durch Massiveisbildung. Die Intensität der Frostwirkung hängt dabei in starkem Maße von der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine (der Frost dringt in nichtbindige Sedimente schneller ein als in bindige und organische Bildungen) und der Häufigkeit des Temperaturwechsels im Bereich des Gefrierpunktes ab. Die überlieferten kryoturbaten Strukturen spiegeln jedoch in geringerem Maße die eigentlichen Frostprozesse als die Vorgänge beim Frostbodenzerfall wider, sind also mehr „Auftaubodenmarken“ als Frostmarken. Der Frost ver-

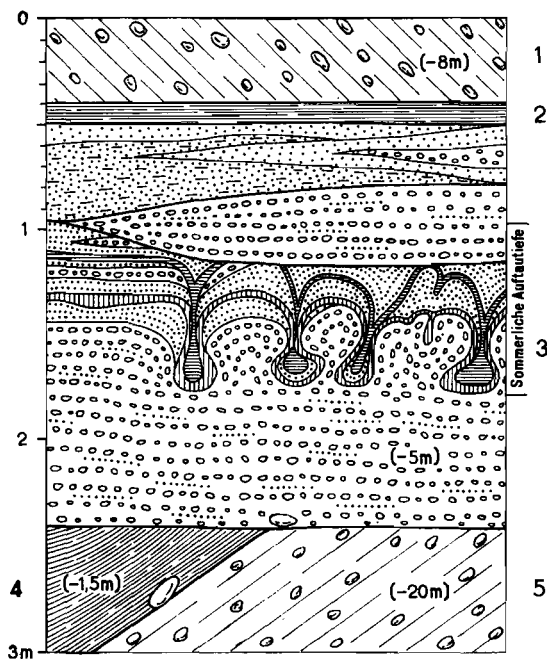


Abb. 11. Elstereiszeitlicher (Brösener) Tropfenboden. Nördlich von Brösen bei Grotzsch. Vgl. auch Bilder 45 und 46

1 — Obere Elstergrundmoräne; 2 — Miltitzer Bänderton; 3 — glazifluvial-fluviale Sande und Kiese mit Schlufflagen: Rückzugsbildungen der ersten elsterglazialen Inlandeistransgression; 4 — Brösener Bänderton und -schluff; 5 — Untere Elstergrundmoräne

stellt die Schichten, reichert den Boden über sein Porenvolumen hinaus mit Eis (= überschüssigem Wasser) an, gravitative autoplastische Ausgleichsbewegungen führen zur bleibenden Schichtdeformation bis zum Schichtkollaps. Spezifisch schwere Sedimente sinken in die Tiefe (Dichtesaigerung) oder leichtere tauchen entsprechend ihrer Auflast bis zum auftriebsbedingten Ausgleich in die liegenden Sedimente sack- und wannenartig ein, wodurch diese lokal zu wulstförmigem (nichtrupturellem) und diapirischem (rupturellem) Aufstieg veranlaßt werden. Zu beachten sind dabei sekundäre Dichteinversionen, d. h., daß während des Frostbodenzerfalls durch Gefügeänderung heute schwerere liegende Substrate seinerzeit die spezifisch leichteren waren und eine weit höhere Mobilität besaßen. Eine Form der Dichtesaigerung*) sind die bekannten Tropfen-

*) Unter Dichtesaigerung, auch Schweresaigerung, Schwerausgleich oder Gravitationsdifferentiation genannt, wird die Trennung von Stoffen nach der Dichte unter dem Einfluß der Gravitation oder Schwerkraft verstanden. Bezüglich der Entstehung der Tropfenböden werden von W. v. BÜLOW (1964a) „Schwerenausgleichsbewegungen spezifisch runteschiedlich schwerer Sediment-Wasser-Gemische im Mollisol“ besonders betont.

böden. Abbildungen 10 und 11 lassen unschwer die Prinzipien ihrer Entstehung erkennen.

Zertropft ist eine rund 0,4 m mächtige Schicht aus schluffigen Feinsanden mit zwei 1–3 cm starken feinsandigen Schluffbändern. Das Liegende besteht aus Fein- und Mittelsanden, die nach unten in gröbere Sande übergehen. Zunächst muß auf einen hochmobilen Zustand des Sediments, seine Fließfähigkeit, geschlossen werden. Die abgesunkenen Schluffbänder haben eine reichlich fünffache Dehnung gegenüber der ursprünglichen Länge erfahren. Dann beachte man den Symmetriegrad, der besonders in der regelmäßigen Ineinanderschachtelung der beiden dunklen Schluffbänder in den Tropfen und Hälsen deutlich wird. Er zeigt, daß ganz offenbar zuerst der obere Schluff in Bewegung geraten ist. Die Tropfen sanken zunächst bis zum unteren Schluffband. Wahrscheinlich erst mit der Tieferlegung der Dauerfrostbodenoberfläche ging die Saigerung weiter.

Einige Bemerkungen zur Bodenphysik der Tropfenbodenbildung, die noch immer umstritten ist. Aus dem heutigen bodenphysikalischen Zustand der Sedimente, aus denen die Tropfen hervorgegangen und in die sie abgesunken sind, läßt sich die Genese nicht erklären. Grundsätzlich muß der Prozeß in einem engen kausalen Zusammenhang mit dem Porenwasserdruck gesehen werden. Systematisch gehört die Erscheinung zum Komplex des Schwimmsandphänomens. Die wichtigste Voraussetzung des tropfenartigen Auflörens und Versinkens einer Schicht besteht darin, daß sie keine oder eine nur geringe Kohäsion aufweist, im Moment der Destruktion eine höhere Dichte als das liegende, meist aus Fein- bis Grobsand bestehende Medium besitzt und dieses zumindest kurzzeitig seinen Reibungswiderstand verliert, d. h. die Scherfestigkeit des Sands zu Null wird. Dies ist in erster Linie in Sedimenten zu erwarten, deren Gefüge absatzbedingt (schwache, stoßfreie Strömung) oder durch postsedimentäre Einwirkungen (beispielsweise Eislinnenbildung) sehr locker ist, die also ein hohes Porenvolumen besitzen. Kommt es in locker gelagerten Sandmassen an irgend einer Stelle zu einer Deformation, versuchen die Körner eine dichtere Lage einzunehmen*). Ist das Sediment wassergesättigt, entsteht beim Überschreiten der Elastizitätsgrenze des Korngerüsts ein Porenwasserüberdruck, eine sogenannte Wasserübersättigung. Die Körner verlieren ihren Kontakt und schwimmen im Porenwasser. Das System bleibt geschlossen. Die Masse ist in eine zähe Flüssigkeit, fast in eine Suspension verwandelt. Schichten mit höherer Dichte können prinzipiell in dem Wasser-Sand-Gemisch versinken. Der Zustand dieser „Nullreibung“ ist naturgemäß nur von ganz kurzer Dauer. Daher vermag die Deckschicht nur partiell, in einzelnen Tropfen, abzusinken, und zwar wohl vor allem dort, wo höchste Mobilität der Hangendschicht — sie kann durch Bildung von Eislinnen (Gefügelockerung) und ihren Zerfall (Wasserzufuhr) wesentlich gefördert worden sein — und geringste Lagerungsdichte der liegenden Sandmassen konvergieren. Der die Sandverflüssigung auslösende Impuls kann verschiedener Natur sein. In erster Linie ist an Bodenerschütterungen durch Erdbeben zu denken. Ebenso vorstellbar sind Erschütterungen durch Gletscherbrüche, herabstürzende Gletscherwässer, durch Nachsacken von Boden über austauenden Eiskörpern oder vielleicht nur durch den Tritt eines Tieres. Die Verringerung des Reibungswiderstandes in Sanden bis zur Nullreibung kann auch verursacht werden durch den Strömungsdruck des Porenwassers, durch Grundwasserschwankungen, durch den Aufstieg gespannten Wassers beim Anschneiden des Grundwasserleiters oder beim Bruch der hangenden Stauschicht, die auch aus gefrorenem Boden bestehen kann, schließlich durch Ausfließen von wasserführendem Sand aus einer angeschnittenen Sandschicht.

In anderen Tropfenböden, wie dem vom Lausener Kliff (Abb. 37), sind die Tropfen an der Basis oft pferdefußartig abgeflacht, ohne daß eine stauende Schicht zu erkennen

* Vgl. dazu das Experiment von CASAGRANDE zur „Verflüssigung“ eines wassergesättigten, lockeren Sandes (in KÉZDI: Bodenmechanik, Bd. 1, 1964)

ist. Mit anderen Autoren (STEUSLOFF 1941, W. v. BÜLOW 1964a) vermuten wir hier die Oberfläche des ehemaligen Frostbodens. Hals- und Tropfenlänge addiert, ergeben so ein Maß für die Mindestmächtigkeit der (sommerlichen) Auftauschicht. Gravitativ entstanden sind wahrscheinlich auch die meisten der sog. Brodeltöpfe, d. h. oft kugelförmige, oben fast geschlossene, amphorenartige Sand- und Kieskörper von kubikdezimeter- bis gelegentlich kubikmetergroßem Inhalt in schluffiger und toniger Matrix (Abb. 40).

Zu den kryptoturbaten Erscheinungen sind auch die durch Sortierung des Bodensmaterials nach der Korngröße entstandenen Frostmusterböden zu zählen (Steinring-, Steinnetz-, Zellenböden u. a.). Sie sind an gemischtkörnige Lockergesteine gebunden (feinerdiges mit grobem Material), die durch häufigen Frostwechsel, mechanisch ausgedrückt, durch häufiges Anheben und Senken der einzelnen Partikel, klassiert werden, wobei nach oft zufälligen Ausgangsbedingungen, die über die entstehende Form ent-

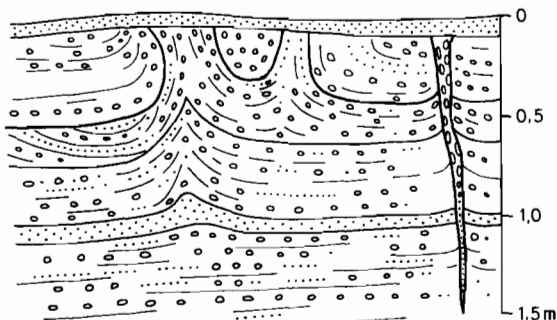


Abb. 12. Kryogener Strukturboden und schmale Eiskeilpseudomorphose auf der Unteren frühpleistozänen Terrasse der Saale in der Kiesgrube Pörsten nordöstlich von Weißenfels

scheiden, Selbstverstärkungseffekte eine wesentliche Rolle spielen. Der Vergleich des Gefrier-Tau-Wechsels mit einer kornanhebenden und sortierenden künstlichen Rüttel-einrichtung drängt sich hier auf.

Es fehlt nicht an Versuchen und Hinweisen, viele der erwähnten Schichtdeformationen ohne Mitwirkung von Frost, also „akryogen“ zu erklären (BUTRYM et coll. 1964). Sie werden dabei vor allem mit Belastungs- und Fließmarken in ehemals wassergesättigten Sedimenten verglichen, die aus nahezu allen und auch sicher nicht glazialen Zeitabschnitten der Erdgeschichte bekannt sind. Wir möchten, wie gezeigt, diese rein gravitativen Phänomene nicht unterschätzen, meinen jedoch, daß sie im subaerischen Bereich potentiell an Auftauböden gebunden, in unserem Verständnis also vorwiegend kryogener Natur sind. Wir wollen dies mit einem negativen Beweis stützen: In den 100 km langen Abbaufrenten der Braunkohlentagebaue um Leipzig haben sich in den quartären Schluffen und Feinsanden Tausende dieser turbulenten Schichtstörungen finden lassen, aber keine einzige in der Intensität ebenbürtige Schichtdeformation in den vom Frostwechsel unbeeinflussten tieferen tertiären Schichten.

2.3. Auffrieroberflächenformen

Zum Oberflächenornament der Frostgebiete zählt eine Gruppe von kleineren und großen Hügeln, die im Innern meist Eislamellen oder einen massiven Eiskern führen.

LUNDQVIST (1976) unterscheidet vier Haupttypen dieser Hügel: Erdhügel, gefrorene

Torfhügel, Palsen und Pingos. MÜLLER (1959) hat für die mehrjährigen Frosthügel den Terminus „frost mounds“ empfohlen.

Die meist gruppenweise auftretenden Erdhügel werden nur einige Dezimeter bis 1 m hoch und bestehen aus feinkörnigen minerogenen und organischen Bodenarten. Sie werden auch als Schlammausquetschungen und Erdbreihügel bezeichnet und erinnern teilweise an sog. Salsen oder Schlammkegel. Die Voraussetzung ihrer Entstehung wird in der Ungleichförmigkeit des Bodens, in seinem unterschiedlichen Wassergehalt und in der unterschiedlichen Vegetationsdichte gesehen. Dort, wo diese dichter ist, dringt der Frost später in den Untergrund ein als in der Umgebung. Es entstehen kryostatische Druckkräfte, die den wassergesättigten Boden auspressen. Es ist auch an Vorgänge in der Art der Quicksandausbrüche gedacht worden: Leicht bewegliche schluffige, wassergesättigte Sande werden durch weitere Wasserzufuhr (Auftauprozesse) und geringe Druck-

WSW

ENE

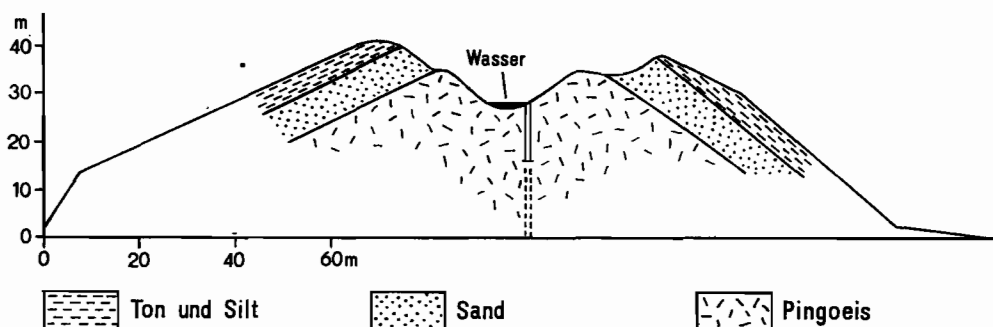


Abb. 13. Schnitt durch einen Pingo (Bulgunnjach) vom Mackenzie-Typ, der meist im Bereich ehemaliger Seebecken entwickelt ist und durch einwärtiges Wachsen des Permafrosts zur Seemitte und schließliches Umfrieren des Restsees samt Boden entsteht. Bezüglich des Wasserdargebotes sind es Pingos mit geschlossenem System (nach F. MÜLLER 1968)

kräfte — es kann die Belastung durch die Deckschichten genügen — an Schwachstellen zum Ausfluß gebracht. Wenn auch häufig in Frostgebieten entwickelt, sind sie doch keine sicheren Frostindikatoren. Die ebenfalls schwarmweise auftretenden gefrorenen Torfhügel sind maximal 1 m hoch und entstehen ohne Zufuhr von Wasser oder Lockermaterial allein durch Gefrieren. Auch sie sind keine eindeutigen Dauerfrostanzeiger.

Die in der Struktur ähnlichen, aber 2–5, maximal 10 m hohen, oft gruppenweise auf ebenen Flächen entwickelten meist mehrjährigen Palsen oder großen Torfhügel bestehen aus Segregationseis und Torf, seltener minerogenem Boden. Unter zunächst trockenem Torf im Mantelbereich geht dieser in gefrorenen Torf mit dünnen reinen Eisbändern über, die nach der Tiefe an Menge zunehmen. Gelegentlich ist ein Eiskern ausgebildet. Die Eisbänder sind meist nicht stärker als 2–3 cm und durch Ausscheidung von Wasser aus dem Nebengestein entstanden. Das Wasser für die den Hügel hochtreibenden Eislinsen wird im wesentlichen von unten zugeführt, teils durch kapillare, teils durch hydrostatische Kräfte. Die Unterlage der Palsen kann gefroren oder aufgetaut sein. Im Gegensatz zu den in Frostbodenlücken oder in Vertiefungen der Frostbodenoberfläche angesiedelten Pingos hinterlassen Palsen nach dem Ausschmelzen kaum Hohlformen. Sie sind daher fossil schwer nachweisbar. Rezent kommen sie im nicht geschlossenen Dauerfrostgürtel vor und können als Dauerfrostindikatoren angesehen werden. Zu den instruktivsten Erscheinungen und zuverlässigsten Indikatoren der Dauergefornis ge-

hören die als Pingo, Hydro- oder Kryolakkolith bekannten mehr oder minder kegelförmigen Eiskernhügel, die in Jakutien auch Bulgunnjachi genannt werden. Diese ebenfalls gern schwarmweise vorkommenden 5–40 m, maximal bis 70 m hohen Hügel besitzen oft Durchmesser von weit über 100 m, gelegentlich von mehr als 600 m. Der reine Eiskern kann Stärken bis zu 50 m erreichen. Sie kommen sowohl im nicht geschlossenen als im geschlossenen Permafrostareal vor, in letzterem stets in Ausdünnungszonen bzw. Bereichen, wo die Frostbodenoberfläche depressionsartig absinkt, wie unter größeren Seen und Flüssen. Man unterscheidet nach MÜLLER (1959) allenthalben zwei Typen von Pingos: den des „geschlossenen“ und den des „offenen (Wasser-)Systems“. Der Typ des

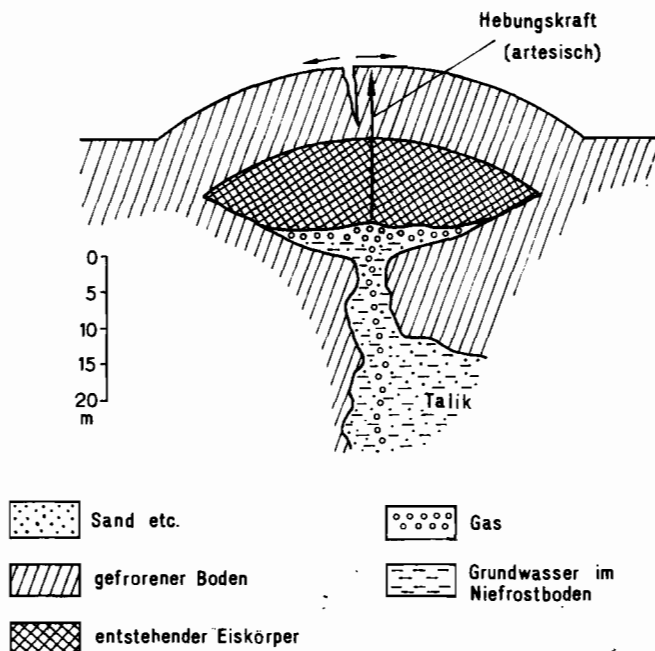


Abb. 14. Hypothetischer Schnitt durch einen Pingo des offenen Systems, des sog. Ostgrönland-Typs (nach F. MÜLLER 1968)

geschlossenen Systems, auch Mackenzie-Typ genannt, tritt in ehemaligen oder verlandenden Seen, in flachen Senken und breiten, ebenen Flußbetten auf. Der von wenigen Metern bis 10 m mächtigen torfigen und minerogenen Sedimenten (Abb. 13) bedeckte Eiskern entsteht vermutlich auf verschiedene Weise, in jedem Falle aber durch Umfrierung wassergesättigter Sedimente („Umfrierungstyp“). Bei der Verlandung oder Anzapfung von größeren Seen oder Verlegung von Flüssen wird der darunter entwickelte wassergesättigte frostfreie Boden zangenartig von Permafrost eingeschlossen. Das beim Gefrieren sich ausdehnende Wasser wölbt den Untergrund auf. Das unter großen Druck kommende Wasser der „Restblase“ kann aber auch an der schwächsten Stelle, die im Bereich des Restsees bzw. der zuletzt mit Wasser bedeckten Fläche zu erwarten ist, nach oben ausbrechen und sich als Injektionseis abscheiden. Wahrscheinlich ist, daß es bei zunehmendem Druck häufig auch auf feinen Rissen oder vielleicht sogar intergranular langsam aufsteigt (wodurch der Druck reduziert und ein gewaltsamer Ausbruch vielfach verhindert wird) und als Segregationseis einen massiven Kern aufbaut.

Der das offene System vertretende Grönland-Typ ist ganz überwiegend an die Zone des nicht geschlossenen Dauerfrosts gebunden (zuletzt BROWN & PÉWÉ 1973). Langgestreckt oder auch unregelmäßig geformt, findet sich dieser Pingotyp, der eine bis

30 m mächtige Deckschicht trägt, auf See- und Talböden ebenso wie am Fuß von Hängen und an bis 8 Grad geneigten Hangflächen. Er entsteht dort, wo Sub- und Intrapermafrostwasser infolge hydrostatischen (höher liegendes Wassereinzugsgebiet) oder kryostatischen Drucks (Grundwasserleiter werden von Gefrierfronten eingeschlossen) artesisch in das Permafrostniveau aufsteigt und zu einem Kryolakkolithen bzw. zu Injektionseis („Injektionstyp“) erstarrt. Erstarrungsdruck, Wachstumsdruck und vielleicht auch hydrostatischer Druck wölben die hangenden, meist mineralischen Schichten (gelegentlich auch Felsgestein) auf. Sind es punktförmige Wasseraufstiege, entstehen kegelförmige Formen, die — namentlich beim Zerfall des Eiskerns — an kleine Vulkane mit calderaartigem Kraterkessel erinnern. Liegen sie aber an tektonischen Störungslinien eng hintereinander („Quellbänder“), besitzen sie mehr plattenförmige Gestalt.

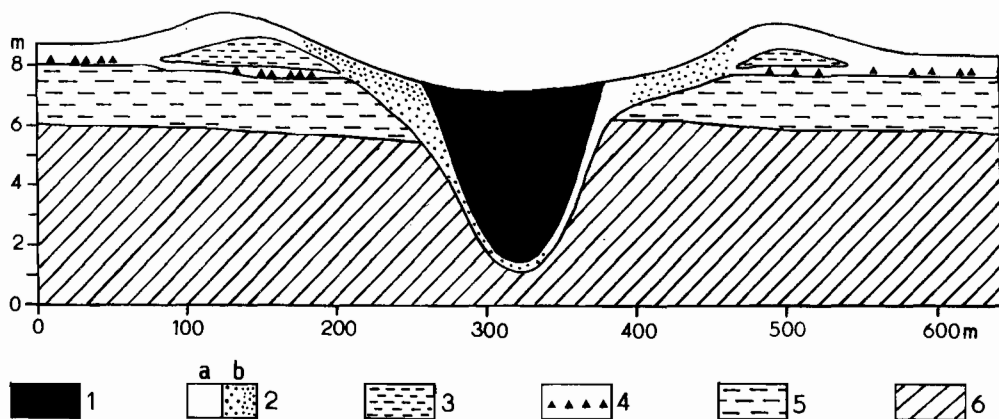


Abb. 15. Schnitt durch eine Pingo-Nachfolgeform in den nördlichen Niederlanden (nach G. C. MAARLEVELD & J. C. VAN DEN TOORN 1955)

1 — Torf; 2a — Decksand; 2b — kiesiger Sand; 3 — umgelagerter Geschiebelehm; 4 — kiesiger Sand auf Geschiebelehm; 5 — Geschiebelehm; 6 — präglaziale Ablagerungen

Die beim Zerfall seitlich abgleitenden Bodenmassen und die tiefe Lage der Eisplombe führen zur Bildung von wassergefüllten Hohlformen, in denen sich teils solifluidale, teils limnische Sedimente absetzen und gewissermaßen als „Steinkern“ Zeugnis von der Existenz dieser markanten Dauerfrostformen ablegen. In den letzten Jahrzehnten haben sich in vielen Ländern, darunter in Großbritannien, Frankreich, Belgien, Holland, in der BRD, in der VR Ungarn, in der VR Polen und in der Sowjetunion, fossile Pingos, gelegentlich sogar aus älteren Periglazialzeiten, wahrscheinlich machen lassen (zusammenfassend vgl. MAARLEVELD 1965, WIEGAND 1965, 1967, FRENZEL 1967, dort Abb. 17). Eine ganze Reihe bekannter Hohlformen innerhalb und außerhalb der Jungmoränenlandschaft, die früher genetisch schwer zu deuten war, wird heute mit (vorwiegend weichselglazialen) Pingos in Zusammenhang gebracht, von einigen Autoren auch die bekannten Sölle im Norddeutsch-Nordpolnischen Tiefland.

2.4. Frostrisse, insbesondere Eiskeile und ihre Pseudomorphosen*)

2.4.1. Allgemeine Bildungsbedingungen rezenter Frostrisse

Nicht nur im Festgestein, auch im Lockergebirge sind Risse und Spalten eine weit verbreitete Erscheinung. Als Ursache dieser rupturrellen Deformationen kommen tektonische Prozesse ebenso in Betracht wie atektonische, z. B. Senkungen in Subrosionsgebieten,

*) Wo Mißverständnisse auszuschließen sind, sprechen wir im folgenden auch beim ausgeschmolzenen, d. h. fossilen Eiskeil (Synonyma: Eiskeilpseudomorphose, Eiskeilausguß, Eiskeil-„Steinkern“) kurz von Eiskeil oder Eisspalte.

Setzungen, Schrumpfungen und Quellungen von Sedimenten durch Wasserentzug bzw. Wasserzufuhr (quellfähige Tone, Umwandlung von Anhydrit in Gips) oder etwa der Wachstumsdruck von Pflanzen auf das Sediment. In Ausmaß und Häufigkeit jedoch unübertroffen ist die mit Frostprozessen in Zusammenhang stehende oberflächennahe Reißbildung. Wichtigstes Unterscheidungsmerkmal zu tektonischen oder atektonischen Verwerfungen ist — sieht man von sackungsbedingten Störungen in unmittelbarer Reißnähe ab — das Fehlen von relativen Schichtverschiebungen auf der Reißfläche.

Eiskeile

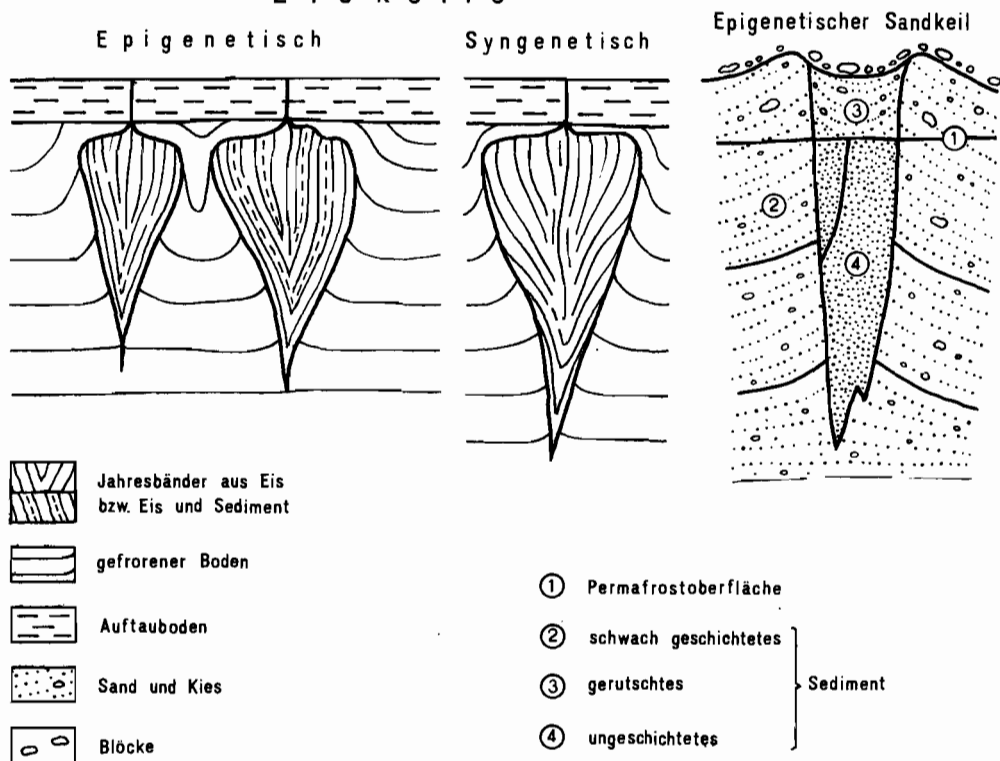


Abb. 16. Skizze rezenter Eis- und Sandkeile nach Darstellungen bei J. DYLIK & G. C. MAARLEVELD (1967), N. N. ROMANOVSKIJ (1973), T. L. PÉWÉ (1959, 1962) u. a.

Die frostbedingten Risse entstehen erstens durch Schichtdehnung, also wenn Bodenwasser in seine größervolumige feste Phase übergeht bzw. wenn sich im Boden massives Eis bildet, das die hangenden Schichten bis zur Reißbildung nach Art tektonischer Scheitelfrakturen aufwölbt. Zweitens entstehen Risse durch Kontraktion des gefrorenen Bodens bei tiefer Abkühlung. Man spricht dann von thermischen Kontraktionsrissen. Eine Trennung beider Typen im fossilen Zustand ist schwierig, oft wohl unmöglich, was aber insofern unwesentlich ist, als sich ihre klimatische Aussage weitgehend deckt. Wenn wir im folgenden von Frostspalten oder -rissen ohne weitere Anmerkungen oder Attribute sprechen, gehen wir davon aus, daß es sich um Frakturen handelt, die durch thermische Kontraktion entstanden sind.

Die bei der Bodenkontraktion entstehende Reißbreite hängt, wie auch die Reißtiefe, von verschiedenen, sich teilweise gegenseitig beeinflussenden Werten ab, vor allem vom

Kontraktionskoeffizienten und dem Elastizitätsmodul des Boden-Eis-Gemisches; der Stärke der Abkühlung und dem Durchmesser der von Rissen begrenzten Schollen. Diese sind nach ihrer „Isolierung“ für das weitere Geschehen physikalisch quasi autonome Körper. Da ihr Durchmesser aus Erfahrung in heutigen Frostgebieten etwa zwischen 3 und 150 m schwankt und der Kontraktionskoeffizient sehr klein ist — er liegt bei reinem Eis um $5 \times 10^{-5}/^\circ\text{C}$, bei Quarz um $1 \times 10^{-5}/^\circ\text{C}$, so daß sich ein Eiskörper von 10 m Länge bei einer Abkühlung um 20°C nur 10 mm und ein dichtgepackter Quarzkieskörper unter gleichen Voraussetzungen nur 2 mm (!) zusammenziehen würde —, kann selbst bei beträchtlichem Temperaturabfall ein Riß von nur wenigen Millimetern bis Zentimetern Breite entstehen. Wären die Platten stofflich-thermisch homogene Körper und könnte sich der Temperaturausgleich bis in größere Tiefe gleichmäßig vollziehen, würden sich die Kontraktionsrisse bei Temperaturanstieg nicht nur wieder vollständig, sondern sogar gleichzeitig schließen. Die Inhomogenität der Platten führt jedoch zu inneren Deformationen, so daß lange Zeit ein Teil der Risse offenbleibt. Wo dies nicht der Fall ist, schließt sich durch den ungleichmäßigen Temperaturausgleich bis zum Erreichen des Schmelzpunktes der Riß zwar oberflächlich, bleibt unten aber längere Zeit noch offen. Das Wechselspiel von Kontraktion und Expansion bliebe auf die Rißerweiterung ohne nennenswerten Effekt, wenn der geschaffene Hohlraum nicht mit Material plombiert würde, das nicht zum geschlossenen physikalischen System der betreffenden Platte gehört. Dieses Material ist gewissermaßen der Herd der weiteren Entwicklung. Es kann sowohl von oben oder seitlich eindringendes Wasser in flüssiger und gasförmiger Form sein wie auch Sediment aus der Auftauschicht. Das Wasser wird zur direkten und indirekten Druckkomponente: Beim Gefrieren wirkt es durch Kristallisationsdruck auf das Nebengestein, und beim Temperaturanstieg behindert es als Festkörper dessen thermische Expansion. Als Widerlager wirkt auch die aus Sedimenten bestehende Rißplombe. Die angrenzenden gewachsenen Schichten werden aufgebogen und Erdmassen in der Größenordnung des verfüllten Rißvolumens als rißparallele Wulst ausgepreßt. Bei der nächsten Kontraktion kann sich nun wieder ein verfüllbarer Riß bilden. So wächst dieser allmählich in die Breite. Die Risse bilden trotz ihrer Verfüllung markante Schwächezonen im Boden, und so ist davon auszugehen, daß sich alle erneut entwickelnden Spannungen hier zuerst lösen. Die Rißbildung beginnt an der Erdoberfläche und geht rund drei Meter tief in den Untergrund. Sehr anschaulich hat LACHENBRUCH (1968) die Entwicklung zur Darstellung gebracht (Abb. 17).

Frostrißbildung tritt bei strengen Kahlfrösten selbst im gemäßigten Klimabereich auf, jedoch werden die Risse hier meist nur wenige mm bis cm tief und nur wenige mm breit. Größere Dimensionen erreichen sie nur in trockenen Klimabereichen mit tiefen und oft plötzlich abfallenden Wintertemperaturen und in der polaren und subpolaren Zone der Erde. Permafrost ist kein unbedingtes Kriterium ihrer Entstehung. So sind in der fernöstlichen Sowjetunion außerhalb des Dauerfrostgürtels vor allem in gröberen Sedimenten Frostrisse von Tiefen zwischen 1,5–2,5 m bekannt, in die im Frühling Wasser eindringt und mit feinkörnigen minerogenen und organischen Sedimenten füllt (PATALEEV 1955, DANILOVA 1956)*1).

In Permafrostgebieten treten die rezenten bis subrezent Risse nach ihrer Füllung als Sand- und vor allem als Eiskeile in Erscheinung. Sandkeile beschreibt PÉWÉ (1959) aus extrem trockenen Gebieten der Antarktis mit mittleren Jahrestemperaturen um -17°C . Sie treten in verschiedenartigsten gefrorenen Sedimenten auf, werden stellenweise bis über 1,5 m tief, 0,5 m breit und sind mit mehr oder minder unsortiertem Sand und Kies gefüllt. Das Nachbargestein ist aufgeschleppt und bildet am oberen Keilrand eine flache Wulst (Abb. 16 rechts).

Den Sommer überdauernde eisgefüllte Kontraktionsrisse, bekannt als Eiskeile,

*) *hinter Autoren bedeutet: zitiert nach DYLIK & MAARLEVELD 1967

zählen zu den charakteristischsten Erscheinungen der heutigen Dauerfrostgebiete (DYLIK & MAARLEVELD 1967, PÉWÉ 1973, BROWN & PÉWÉ 1973, WASHBURN 1973 u. a.). Die Eiskeile sind parallel bis subparallel gebänderte, keilförmige, vertikale oder geneigte gangartige Körper aus mehr oder weniger reinem Grundeis. Ihre Breite schwankt zwischen wenigen Millimetern und einigen Dekametern. Aus Nordamerika sind Breiten bis zu 3 m, aus Sibirien durch Zusammenwachsen mehrerer Keile bis zu 80 m beschrieben. Einzelkeile erreichen hier gelegentlich 10 m Breite. In Nordamerika sind vertikale Längen bis zu 30 m, in Ostsibirien bis zu 60 m bekannt geworden. Im allgemeinen gilt die Regel, daß sie in bindigen und organischen Sedimenten wesentlich breiter und tiefer

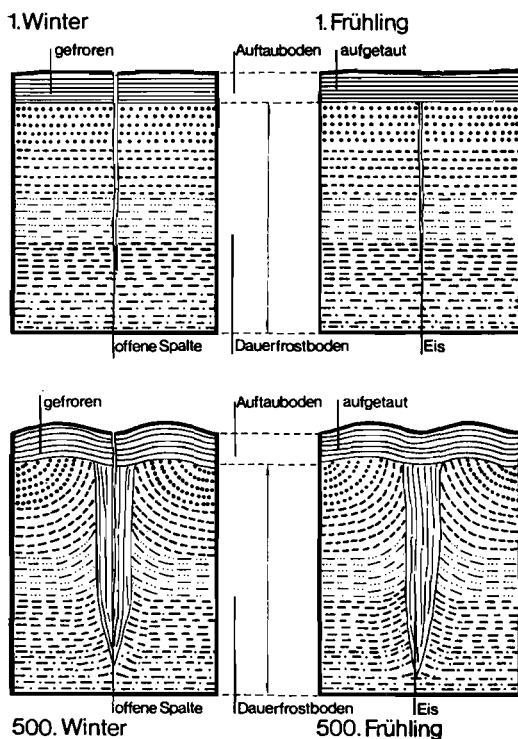


Abb. 17. Entstehung eines Eiskeiles nach der Kontraktionstheorie (schematisch nach LACHENBRUCH 1968). Das gefrierende Wasser übt einen seitlichen Druck auf das Muttergestein oder auf den bereits vorhandenen Eiskeil aus. Oft weicht der Boden oben aus, so daß seitlich Schichtaufbiegungen entstehen, die an der Bodenoberfläche als zwei den Eiskeil begleitende Wülste deutlich werden (in rezenten Tundren sichtbar). Diese Wülste sind bei fossilen Keilen meist abgetragen; die seitlichen Schichtaufbiegungen sind vielfach durch die Fossilisation in Schichtabbiegungen (durch seitlichen Füllvorgang) umgeformt worden (aus H. BRÜNING 1975, S. 27)

werden als in sandig-kiesigen, wo sie eine Breite von 0,5 m selten überschreiten. Man unterscheidet allenthalben zwischen epigenetischen Eiskeilen, die während relativer Sedimentationsruhe wachsen (und zwar mehr in die Breite als Tiefe), und syngenetischen, die sich mit der Sedimentakkumulation nach oben entwickeln. Wie die Sandkeile verbinden sich die Eiskeile häufig zu polygonalen Netzwerken, den sogenannten Riesenvolygonen, Schachbrettböden oder Tundrapolygonen. Häufig sind (auf flach geneigten Flächen entwickelte) orthogonale und hexagonale Eiskeilpolygone, doch gibt es zahlreiche Übergangsformen von oft recht zufälliger Gestalt (drei- und fünfeckige,

unregelmäßig und orientiert orthogonale Formen usw.). Die orthogonalen oder tetragonalen Formen bzw. „Polygone vom Taimyrtyp“ sollen vor allem in inhomogenen Sedimentkomplexen, die hexagonalen dagegen stärker in homogenem Material entwickelt sein. Nicht unerwähnt bleiben soll auch die Existenz fast rein linearer mehr oder weniger auffächernder Keilsysteme, und zwar in rezenten (WASHBURN 1973, S. 91) und in fossilen Permafrostgebieten. Da die Eiskeile oberflächlich im Sommer etwas austauen und wassergefüllte, von niedrigen Wällen begrenzte Furchen bilden, tritt das Muster dieser „Tundrapolygone“ besonders bei Schräglicht plastisch in Erscheinung (Bild 1). Die Kantenlänge der Polygone liegt meist zwischen 10 und 20 m, verschiedentlich erreicht sie auch 150 m und mehr. Wie das Muster, hängt auch der Durchmesser offenbar vom Material ab.

Wie schon gesagt, sind Frostrisse größeren Ausmaßes nicht allein in der subpolaren und polaren Zone zu finden, aber sie sind auf Gebiete begrenzt, wo Zeiten sehr niedriger Temperaturen mit schneearmen und schneefreien zusammenfallen. Nach CAILLEUX & TAYLOR (1954) bilden sie sich bei scharfen Temperatursprüngen der Luft von mindestens 20°C. ŠUMSKIJ, ŠVECŮV & DOSTOVALOV (1955)* sind der Ansicht, daß Frostkeile bei mittleren Jahrestemperaturen von unter -3 bis $-3,5^{\circ}\text{C}$ entstehen, was ungefähr der Meinung BLACKS (1963) entspricht, der Temperatur von unter -4°C zur Reißbildung für erforderlich hält. Bei Feldstudien beobachteten VTJURIN & VTJURINA (1960)* während eines Temperatursturzes von -24°C auf -43°C in weniger als 18 Stunden entstandene Frostrisse. Diese Befunde decken sich mit Angaben LACHENBRUCHS (1962), wonach die Frostrißbildung stärker von kurzzeitigen Temperaturabfällen abhängig ist als von dem im Moment des Reißens tatsächlich herrschenden Kältegrad. Allerdings soll sie im wesentlichen erst dann eintreten, wenn die winterliche Tiefsttemperatur der Frostbodenoberfläche unter -15 bis -20°C sinkt. Das ist in Gebieten der Fall, wo die mittlere jährliche Lufttemperatur bei etwa -6 bis -8°C oder auch darunter liegt. In Nordamerika, speziell in Alaska und Nordwestkanada, sind die aktiven Eiskeile, also die gegenwärtig noch wachsenden, im wesentlichen auf die Zone des geschlossenen Permafrosts und der Tundra begrenzt (PÉWÉ 1973, BROWN & PÉWÉ 1973). In der nicht geschlossenen Permafrostzone Nordamerikas sind die Eiskeile nur noch schwach aktiv oder aber ihr Wachstum ruht. In diesem Gürtel der inaktiven Eiskeile schwankt die jährliche Durchschnittstemperatur der Luft zwischen -2°C im Süden und -6 bis -8°C im Norden. Wichtig erscheint die Beobachtung, daß sich im größten Teil dieses Gebietes die Eiskeile nur in Schluffen und ähnlichen Sedimenten erhalten haben, während sie dort, wo sie in Sanden und Kiesen entwickelt waren, vielfach ausgetaut sind (BROWN & PÉWÉ 1973). Sowohl für Nordamerika wie für Sibirien gilt die Beobachtung, daß in den mildesten Permafrostgebieten Eiskeile nur in feinkörnigen Sedimenten, weiter nördlich jedoch sowohl in diesen als auch in Sanden und Kiesen auftreten. Eine wesentliche Ursache dafür ist im unterschiedlichen Wärmeleitvermögen der beiden Sedimentarten zu sehen. Diese ist bei Sanden und Kiesen wesentlich höher.

2.4.2. Fossile Frostrisse (Spalten und Kelle)

Wie bei den Reißformen in den Schotterterrassen im einzelnen noch genauer zu zeigen ist, treten die fossilen Frostrisse generell in zweierlei Grundformen auf: als Frakturen ohne nennenswerte Dehnungserscheinungen, die wir in Anlehnung an ältere Autoren als „Spalten“ bezeichnen*), und als Risse, die als Zeichen einer ehemaligen Öffnung (nicht im Sinne eines Hohlraumes) einen „Kern“ aus eingewandertem Neben- oder Hangendgestein besitzen und die als „Keil“ geführt werden. Die Spalten sind in der Regel einphasiger, die Keile wohl generell mehrphasiger Entstehung, also durch wiederholtes Öffnen und Schließen der Risse gebildet (vgl. dazu GALLWITZ 1949, BRÜNING 1966b). Fossile Frostrisse sind in den quartären Sedimenten der heute gemäßigten Zone Europas

* Treffender würde „kluftartiger Frostriß“ oder „Frostkluft“ das Wesen dieser Fraktur zum Ausdruck bringen.

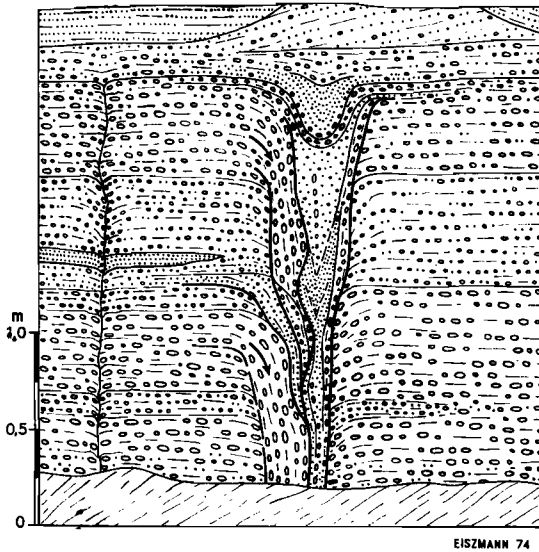


Abb. 18. Zwei ehemalige Frostrisse in der frühsaaleglazialen Hauptterrasse der Weißen Elster. Links Frostspalt (einaktiger Frostriß), rechts ehemaliger Eiskeil (mehraktiger Frostriß), der wahrscheinlich mit dem Sediment hochgewachsen und zeitweilig partiell ausgeschmolzen ist (erste Ausschmelzungsphase etwa in Höhe des unteren Pfeiles). Kiesgrube Rückmarsdorf

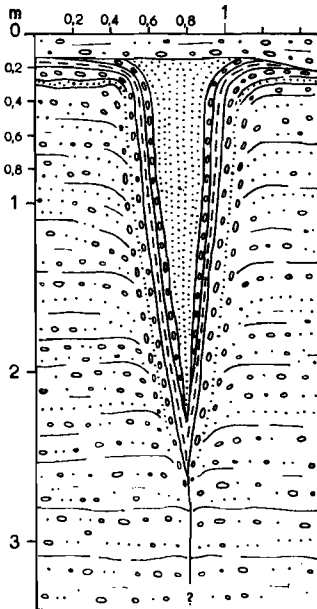


Abb. 19. Lamellenförmig im Rhythmus des Austauens vorwiegend von oben gefüllter ehemaliger Eiskeil. Das zuerst durch Ausschmelzen freigegebene Segment parallel der Keilwange wurde mit Kies gefüllt, dann folgten Schluff, Kies und keilwandparallel geschichteter Sand. Die gleichzeitige Mindesttiefe des ehemaligen Eiskeils ergibt sich aus der Tiefe der hineingesunkenen Nebengesteinsschichten. Frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Saale, Kiesgrube Lochau, Saalkreis

(Abb. 3) im Süden bis zur Linie Bordeaux, Lyon, Alpen, südliche Ungarische Tiefebene, Rumänien, Schwarzes Meer in großer Anzahl bekannt (POSER 1947 a, b, KAISER 1960, DYLIK & MAARLEVELD 1967).

Kühle und kalte Klimabedingungen sind in Mitteleuropa durch glaziäre Sedimente und für mindestens sechs nachtertiäre Abschnitte auch durch kälteresistente Faunen und Floren belegt (Abb. 1 u. 2). Die Frage jedoch, ob auch Dauerfrost in diesen kühlen Zeiten entwickelt war, kann uns in den meisten Fällen nur die Existenz ehemaliger Eiskeile beantworten. Damit wird der indirekte Nachweis von Eis in den fossilen Frost-rissen zum springenden Punkt der Untersuchungen. Man könnte geneigt sein, die Breite der Risse zum Hauptkriterium zu erheben. Doch ist gezeigt worden, daß auch bei der Verfüllung des Risses mit minerogenem Sediment der Keil bedeutende Breiten erreichen kann, wenn sich der Vorgang des Öffnens und Verfüllens häufig wiederholt. Zu erinnern ist ferner daran, daß die jährliche Rißöffnung meist nur wenige Millimeter beträgt und einen Zentimeter kaum überschreitet. Das bedeutet, daß weder gröberes Material in den Riß eindringen noch das auftauende angrenzende Gestein eine nennenswerte Verbiegung nach unten erfahren kann. So werden größere Rißbreiten anzeigende Staffelbrüche im angrenzenden Muttergestein, kräftige Schichtabbiegungen am Keilrand, mehr oder weniger symmetrische Keilfüllungen mit nachweisbar längerem Rutschweg der Füllmassen, Erscheinungen eines quasisynchronen breiten Versturzes („slumping“) und

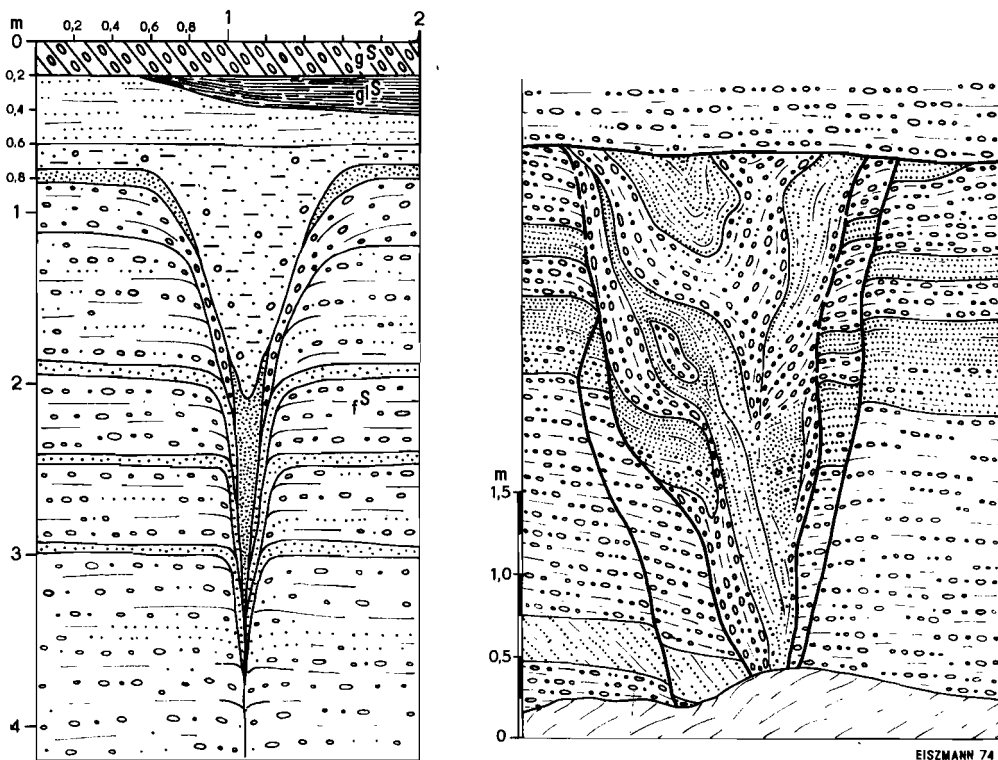


Abb. 20. Typische Eiskeilpseudomorphosen in den Hauptterrassen der Leipziger Tieflandsbucht. Links: Eiskeilpseudomorphose mit weit herabgezogenen Schichten des Nebengesteins; rechts: von staffelbruchartigen Störungen begleitete Eiskeilpseudomorphose. Intraformationelle ehemalige Eiskeile in der Hauptterrasse der Saale, Kiesgrube Lochau, Saalkreis

gs — 1. Saalegrundmoräne, gi^s — saaleglazialer Böhlen-Lochauer Bänderton, f^s — frühsaaleglaziale Hauptterrassenschotter

Gesteinsstücke bzw. Gerölle von mehr als 1 cm Durchmesser zu Kriterien ehemaliger Eisfüllung, dagegen Aufkrepelungen der angrenzenden Schichten, insbesondere in Verbindung mit nichtsymmetrischer dünn-schichtiger Verfüllung aus feinkörnigem Substrat bis zur Feinkiesgröße potentielle Indikatoren für Erdkeile. Ausnahmen sind allerdings nicht auszuschließen. So ist die Erhaltung von Aufpressungserscheinungen auch bei ehemaliger Eisfüllung überall dort noch zu erwarten, wo das Muttergestein eine hohe bodenmechanische Standfestigkeit besitzt, wie bei Tonschiefern, Schluff- und Tonsteinen, fetten, zähen Tonen, stark tonigen Schluffen, Geschiebelehm und Geschiebemergel. Das kann aber auch bei verlehmttem oder stärker durch Kalk verfestigtem Löß der Fall sein. Dennoch sei gerade in bezug auf die sogenannten Lößkeile der Verdacht geäußert, daß es sich zumindest bei einem Teil um ehemalige Erdkeile handelt. In allen nichtbindigen Sedimenten ist beim Austauen der Eiskeile mit einer weitgehenden Kompensation bis Überkompensation der ehemaligen Aufpressungstexturen zu rechnen. Als sichere Dauerfrostkriterien können wohl auch nicht erwiesenermaßen eisgefüllt gewesene Risse angesehen werden, die über zwei Meter tief sind.

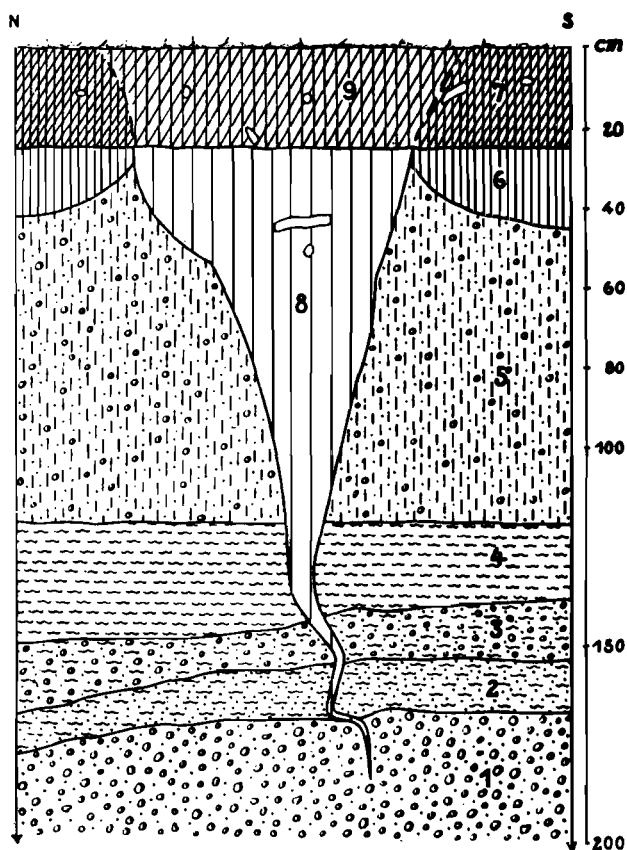


Abb. 21. Lößlehmgefüllter ehemaliger Eiskeil (Lößkeil), ehem. Grube Saalborn, Süßenborn bei Weimar (nach W. SOERGEL 1936, S. 231)

1 — Ilmkies; 2 — sandiger Auemergel; 3 — kiesiger Auemergel; 4 — Auemergel; 5 — mit Lößlehm durchmischter und umgelagerter Ilmkies und Auemergel; 6 — umgelagerter älterer Lößlehm; 7 — humifizierter umgelagerter älterer Lößlehm; 8 — jüngerer Löß 1; 9 — humoser verlehmteter jüngerer Löß 1 Alter: „Wartheiszeit“

2.4.2.1. Vorkommen der fossilen Frostrisse

Fossile Frostrisse treten im Saale-Elbe-Gebiet und dem anrainenden Raum in nahezu allen Gesteinsarten auf, und zwar sowohl in Locker- als auch in Festgesteinen. Man kennt sie in Tonschiefern und Grauwacken des gefalteten Grundgebirges, in Schluff- und Tonsteinen des Mesozoikums, in Tonen, Schluffen und Sanden und in der Braunkohle des Tertiärs, in Grundmoränen (Geschiebelehmen und Geschiebemergeln), glazilimnischen und limnischen Schluffen, Tonen und Sanden, Lössen, Fließerden und glazifluviatilen und fluviatilen Sanden und Kiesen des Quartärs. In der Leipziger Bucht sind sie vor allem in den großen Schotterplatten der Elster-, Saale- und Weichseleiszeit entwickelt, wo sie bei günstigen Aufschlußbedingungen mitunter zu Hunderten zu beobachten sind.

Die Formen und Dimensionen sind sehr wechselhaft. Exakt keilförmige stehen neben unregelmäßig gestalteten mit bauchartigen Verdickungen und halsartigen Verengungen

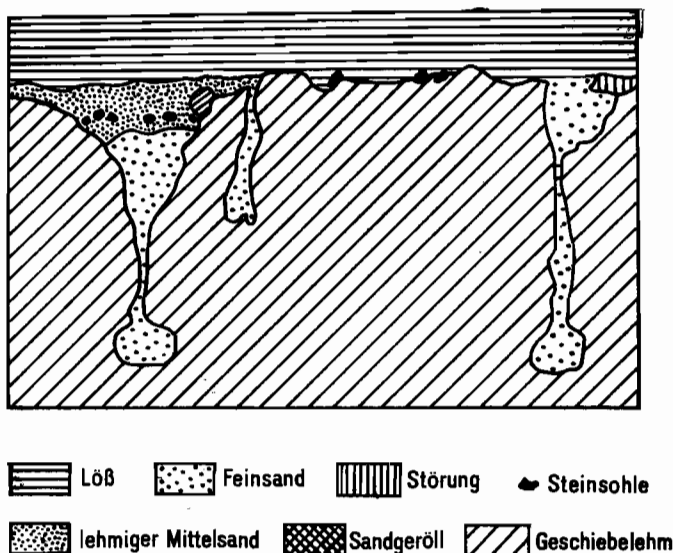


Abb. 22. Benachbarte Eiskeile in breiter (mit Nebenspalte) und schmaler Entwicklung mit Eislinsen im Geschiebelehm. Baugrube in Magdeburg (nach H. BRÜNING 1959)

und solchen, die einer glatten Verwerfungsfläche gleichen, nur daß die angrenzenden gestörten Schichten keine gegenseitige Verschiebung zeigen. Wie von anderen Autoren schon festgestellt (z. B. BRÜNING 1966 b, S. 55 ff.), wird das Erscheinungsbild der fossilen Risse bestimmt von der Gesteinsart, dem vertikalen Schichtwechsel, dem Füllvorgang und den klimatischen Bedingungen, denen aber wohl nicht der Rang der bodenmechanischen Eigenschaften des Muttergesteins zukommt, in dem der Riß entwickelt ist. Solifluidale Prozesse können zu zusätzlichen Deformationen der fossilen Risse beigetragen haben (BRÜNING 1966 b). Man darf wohl davon ausgehen, daß das Erscheinungsbild der Rißpseudomorphose der ursprünglichen Form um so ähnlicher ist, je standfester sich das Gebirge verhält. In verfestigten Gesteinen wie Tonschiefern haben die meist eine Länge von einem Meter nicht überschreitenden Keile eine relativ breite Schulter, werden rasch schmaler und gehen in einem dünnen Riß aus. Keilartige, zum Teil aber auch un-

regelmäßige Gestalt haben die in mesozoischen Ton- und Schluffsteinen entwickelten Strukturen (SCHÖNHALS 1950). In der Regel werden sie nicht länger als 1 m, vereinzelt sind jedoch Tiefen bis knapp 5 m bekannt geworden. Mit einer recht guten Abbildung der Ausgangsform ist im Geschiebemergel zu rechnen. Die im Leipziger und Magdeburger Raum (BRÜNING 1957, 1959, 1966 b) überlieferten Strukturen sind allerdings selten ideal keilförmig. Oft setzen sie sich nach einem keilförmigen Ansatz mit gleichbleibender Breite nach unten zu fort und laufen dann in einen Riß oder, wie BRÜNING mehrfach betont hat, in eine Linse aus, die mit gleichem Material wie der Keil gefüllt ist (Abb. 22, Bild 25). Es handelt sich um ehemalige Eislin sen. Unvermittelt pflegen die Frostrisse oft im Geschiebemergel zu enden, wenn Sande und Kiese darunter folgen. Von den Keilwänden zweigen vielfach weitere dünne, unregelmäßige Spalten ab, die ursprünglich wohl ebenfalls mit Eis gefüllt waren. Die in Feinsanden hinterlassenen Strukturen dürften die ursprüngliche Form am wenigsten genau abbilden, da der Riß vor allem von den Seiten her „fließend“ geschlossen worden ist. Das gilt auch für viele Beckenschluffe und Schluff-Feinsand-Wechselagerungen. Der freiwerdende Hohlraum wurde teils durch plastische en-bloc-Bewegungen geschlossen, teils durch Rutschungen und Massenverlagerungen an staffelbruchartigen Störungssystemen.

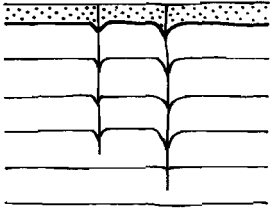
2.4.2.2. Frostrisse in den Schotterterrassen und anderen nichtbindigen Sedimenten (Typen, Formen, Genese, Verfüllungsprozeß, Datierung)

Die Hauptformen der in den Flußterrassen der Leipziger Bucht zu Tausenden auftretenden Frostrisse sind in Abb. 23 zusammengestellt. Auffällig ist, daß Strukturen mit Aufbiegungserscheinungen im Muttergestein — die, wie ausgeführt, in rolligen Sedimenten als wichtiges Indiz für (primäre) Sand- oder Erdkeile gelten können — außerordentlich selten sind (weniger als ein Prozent). Unser konkretes Beispiel auf Abb. 24 stammt aus vermutlich saaleglazialen Saaleschottern bei Meseberg nördlich von Magdeburg. Eine durch SCHÖNHALS (1950) in weichseleiszeitlichen Talsanden bei Jersleben bekanntgewordene Struktur mit teilweisen Aufpressungsmalen und einige von GALLWITZ (1949) beschriebene analoge Formen im haleschen Raum scheinen echte Eiskeilpseudomorphosen zu sein, bei denen die Aufbiegung im Eiszerfallsstadium nicht gänzlich rückgängig gemacht worden ist. Die oben schon gegebene Einteilung der Risse in grundsätzlich zwei Gruppen, nämlich in Spalten und Keile, läßt sich in den Schotterterrassen überall beobachten. Die Spalten — verwerfungsartige, keinen Kern oder nur Andeutungen eines Kerns besitzende Risse von maximal 2 cm Breite — sind oft nur durch eine leichte Kippung flacher Gerölle in Richtung der Frakturfläche oder durch eine schwache abwärtige Schichtverbiegung am Riß zu erkennen. Genetisch sind es Thermokontraktions- oder Thermoexpansionsfrakturen. Letztere entstehen beim Gefrieren des Grundwassers. Sie wurden nur wenige Male, oft vielleicht nur einmal, aufgerissen (einphasige Strukturen), waren aber mit großer Wahrscheinlichkeit mit einem Eis, „blech“ belegt.

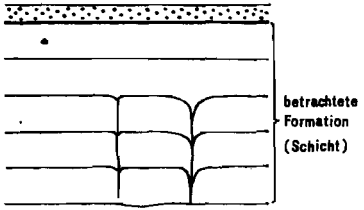
Bei den Keilen sind zwei verschiedene Strukturen zu unterscheiden: a) solche mit Kern, worunter vom Muttergestein deutlich abgegrenztes allochthones, d. h. nicht oder nur noch lose mit diesem verbundenes Füllgut verstanden wird, und b) solche, die keinen Kern oder allenfalls die Andeutung eines autonomen Kerns besitzen. Der vom Eis freigegebene Raum dieser Strukturen ist unter mehr oder minder starker flexurartiger Abwärtsbiegung des Nebengesteins von den Wänden her verschlossen worden. Bei starker Abbiegung der Schichten und damit einhergehender kräftiger Deformation ist die Abgrenzung zur unter a) beschriebenen Untergruppe schwer. Die Keile haben senkrecht zur Längserstreckung teils eine echt keilförmige Gestalt, vielfach aber zeigen sie einen pfahlförmigen Querschnitt (Abb. 39, der zweite und dritte Keil von links, Abbildungen bei

Postformationell

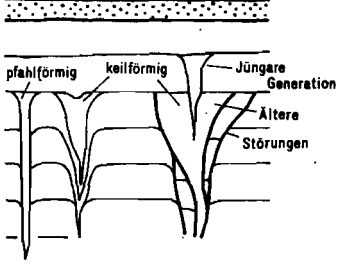
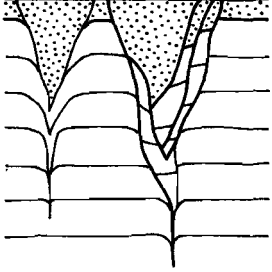
Einphasige Spaltenbildung mit sekundärer Füllung, Breite meist $< 2\text{ cm}$



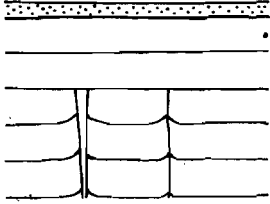
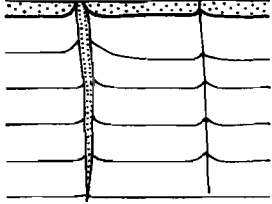
Intraformationell



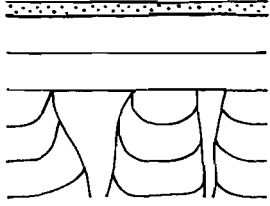
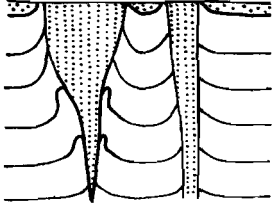
Mehrphasige Keilbildung mit sekundärer Füllung (echte Eiskeilpseudomorphosen), Breite $> 2\text{ cm}$



Einphasige Spaltenbildung mit primärer Füllung, Breite $< 2\text{ cm}$



Mehrphasige Keilbildung mit primärer Füllung (Sandkeile, ein Teil der Lößkeile), Breite $> 2\text{ cm}$



Einphasige und mehrphasige Rißbildung mit injektiver Füllung („reverse Keile“, Spalteninjektionen - Strukturen)

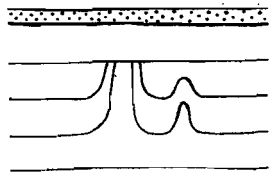
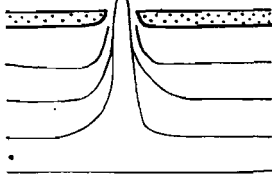


Abb. 23. Die wichtigsten Frostrißformen („Spalten“ und „Keile“) im mittleren Saale-Elbe-Raum

WEINBERGER 1944). Die Keilbilder sind vielfältig abgewandelt, und zwar auch in völlig gleichbleibendem Gestein, wie am deutlichsten die in der Hauptterrasse der Saale und der Weißen Elster dicht geschart und im gleichen Niveau auftretenden Formen erkennen lassen (Abb. 18–20). Relativ häufig sind Strukturen, die bei nahezu gleichbleibender Breite unten von den Seiten her, oben durch einen Kern geschlossen sind. Eindrucksvolle Formen liefern Keile, die von Staffelbrüchen begleitet werden, besonders dann, wenn das schalenförmig zum Keil hin abgesunkene Gestein in Korn und Farbe deutlich texturiert ist. Der Kern sitzt dann wie in einem Futteral.

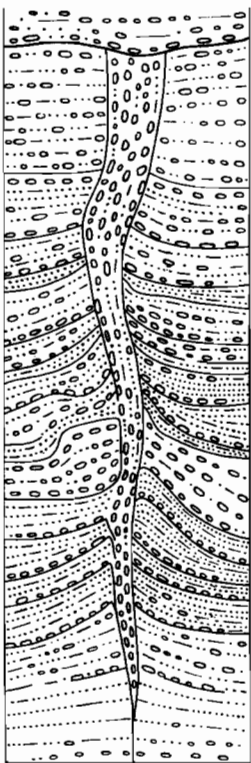


Abb. 24. Schmales Keil mit deutlicher Nebengesteinsaufpressung. Kiesgrube Meseberg nördlich von Magdeburg

Die oft zu beobachtende keilwandparallele Schichtung oder Lamellierung des Kerns — BRÜNING (1966 b) spricht von Mantelfüllung — und die gelegentlich exakt rekonstruierbare Geschichte der staffelbruchförmigen Störungssysteme im Muttergestein, die im übrigen alle Merkmale der großen tektonischen Grabenbrüche zeigen, machen deutlich, daß die Eiskeile nicht nur von oben, sondern gleichzeitig auch von den Keilwänden her (seitlich von oben) verfüllt worden sind (Abb. 26). Beim keilwandparallelen Nachrutschen bzw. Nachsacken erfuhren die Schichten des Muttergesteins die überall zu beobachtende Schleppung nach unten. Geschleppte Schichten ohne deutlichen Kern sind vielleicht dahingehend zu interpretieren, daß die Wände das Austauen des Eiskeils zunächst überstanden, dann aber plötzlich über die ganze Länge zusammengingen.

Häufig erweist sich der zentrale Bereich des Kerns, quasi das Mark, als ein Füllmaterial ohne oder mit nur schwacher Texturierung. Es läßt sich mitunter über die ganze vertikale Keillänge verfolgen. Das deutet zumindest für diese Strukturen darauf hin, daß der laterale Tauprozess nach einer gewissen Zeit zum Stillstand gekommen ist und der „Restkeil“, das Keilzentrum, fortschreitend von oben nach unten abschmolz, gefolgt von sich allmählich texturell auflösenden „jungem“ Gestein, das meist über dem heutigen Keilniveau anstand (Abb. 19).

Oft ist das Problem der syngenetischen oder epigenetischen Entstehung der vorzeitlichen Eiskeile erörtert worden, die Frage also, ob sie mit der Sedimentation

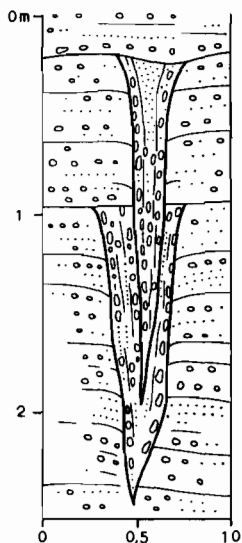


Abb. 25. Zwei tütenförmig ineinandergreifende frühsaaleglaziale (hauptideal-
intraformationelle) Eiskeilpseudomorphosen, die zwei klimatisch oder durch Über-
flutung bedingte Austauphasen des Bodeneises während der Hauptidealzeit
widerspiegeln. Kiesgrube Gröbzig südwestlich von Köthen

sukzessiv nach oben gewachsen sind oder aber von einer ruhenden Oberfläche her in die Tiefe (Abb. 16). GALLWITZ (1949) maß dieser Unterscheidung hinsichtlich der klimatischen Aussage der Frostrisse eine größere Bedeutung zu. In pfahlförmigen Keiltypen sah er überwiegend syngenetische Formen, die ihm für die Klimarekonstruktion am wenigsten geeignet erschienen. Wir halten diese Überlegungen für wenig fruchtbar, weil ein exakter Beweis für Syngeneese oder Epigeneese meist gar nicht zu erbringen ist. Man darf im Bereich der großen Schotterplatten in Übereinstimmung mit anderen Autoren (z. B. BRÜNING 1966a, b) davon ausgehen, daß es zur Bildung von syngenetischen*) Eiskeilen kaum kommen konnte. Die Sedimentation ist hier an die fließende Welle gebunden, und sobald diese die Eiskeile erreicht, kommt es aufgrund der thermischen Überlegenheit des Flußwassers nicht nur zum Wachstumsstop, sondern häufig wohl gar zur völligen Auflösung der Eiskörper. Daher sind intraformationell ausgestaute Eiskeile in Schotterkörpern keine Kronzeugen für Klimazäsuren. Das gilt selbstverständlich auch für Eiskeile in Seeablagerungen, da jede Flutung zur Keildegradation führen muß.

*) Wir haben in früheren Arbeiten „syngenetisch“ bzw. „postgenetisch“ in bezug auf die Eiskeile der Schotterterrassen verstanden im Sinne von gleich alt wie der Schotterkörper bzw. jünger als der Schotterkörper, in dem der Keil entwickelt ist. Wir verwenden dafür jetzt die Termini „intraformationell“ bzw. „postformationell“. Dazu im folgenden ausführlicher.

Eine Reihe von Beobachtungen zeigt, daß die Eiskeile nach Wachstumsunterbrechungen und teilweiser Auflösung an gleicher Stelle weitergewachsen sind. Auch gibt es Formen, die darauf schließen lassen, daß nach Anheben der Dauerfrostbasis ein Eiskeil unten zu schmelzen begann, während er oben offenbar noch aktiv war und nach geraumer Zeit auch wieder in die Tiefe, d. h. in seine eigene Pseudomorphose wuchs (ineinandergeschachtelte Pseudomorphosen).

Durch Forschungen in den rezenten Frostgebieten sind sowohl die Mechanik und Thermodynamik als auch die klimatischen Grenzbedingungen der Eiskeilentstehung im wesentlichen geklärt. Wir wissen, daß der Eiskeil — unabhängig vom Typ — für sein Wachstum nicht nur tiefe Jahresmitteltemperaturen, sondern auch Temperaturstürze benötigt, und daß der Dauerfrostboden in den heute gemäßigten Breiten viel mächtiger

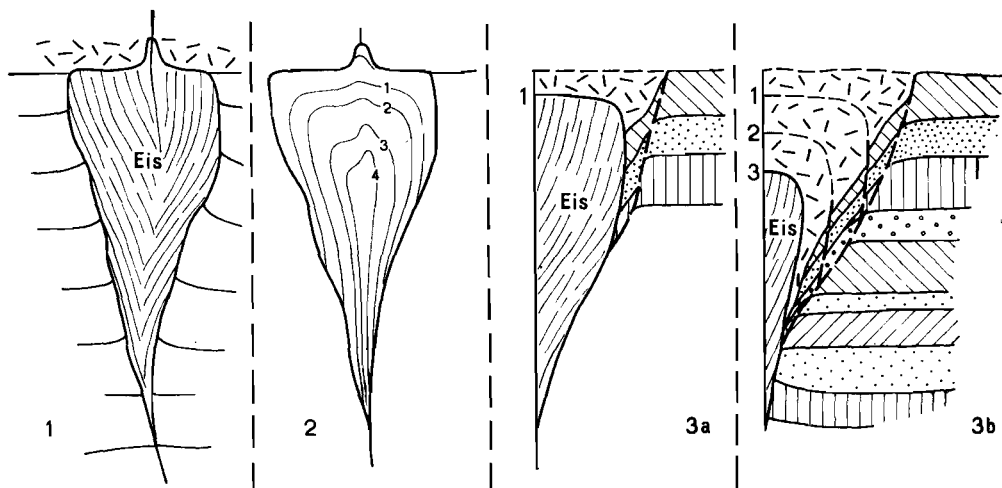


Abb. 26. Schema der Eiskeildegredation und der Bildung einer Eiskeilpseudomorphose

1 — Eiskeil mit aufgebogenem Nebengestein und kollabiertem Auftauboden; 2 — Linien etwa gleicher Degredation des Eises; 3a, b — Phasen (1 bis 3) der sukzessiven Verfüllung des vom Eis freiwerdenden Raumes (oben kollabierte, mehr oder weniger texturlose Lockermassen, seitlich staffelförmig in Schollen abgleitende Schichten)

tiger war als die Tiefe der Eiskeilpseudomorphosen. Damit ist für die Paläoklimatologie die Frage nach dem Alter und damit das Problem der formationellen oder intraformationellen Entstehung der Eiskeile heute viel wichtiger als die des syngenetischen oder epigenetischen Wachstums. Intraformationell bedeutet, daß der Eiskeil in der Zeit entstanden ist, in der die Formation oder Schicht gebildet wurde, jedoch nicht mit der Aufhöhung der Schicht, der Sedimentation, gewachsen sein muß. Entsprechend besagt postformationell, daß die Struktur nach der Bildung der Schicht entstand, in der sie entwickelt bzw. überliefert ist. Da die Entstehung des Eiskeils und seine Degradation zeitlich wesentlich auseinanderliegen können, der frei werdende Raum sowohl von oben als von den Seiten her verfüllt wird und sich die Spuren von Massenbewegungen in Lockersedimenten sowohl nach dem Hangenden zu wie lateral bald zu verlieren pflegen, stößt die Datierung oft auf erhebliche Schwierigkeiten. Sie sind auf Abb. 27 graphisch sichtbar gemacht worden. Die Darstellung geht davon aus, daß es sich erstens um Pseudomorphosen von epigenetischen (d. h. unter einer ruhenden Oberfläche gewachsenen) Eiskeilen handelt, daß sie zweitens nicht von der Oberfläche einer jüngeren Schicht aus in einer tieferen gebildet bzw. „ernährt“ worden sind (die Eiskeiloberfläche liegt immer um den Mächtigkeitsbetrag des sommerlichen Auftaubodens tiefer

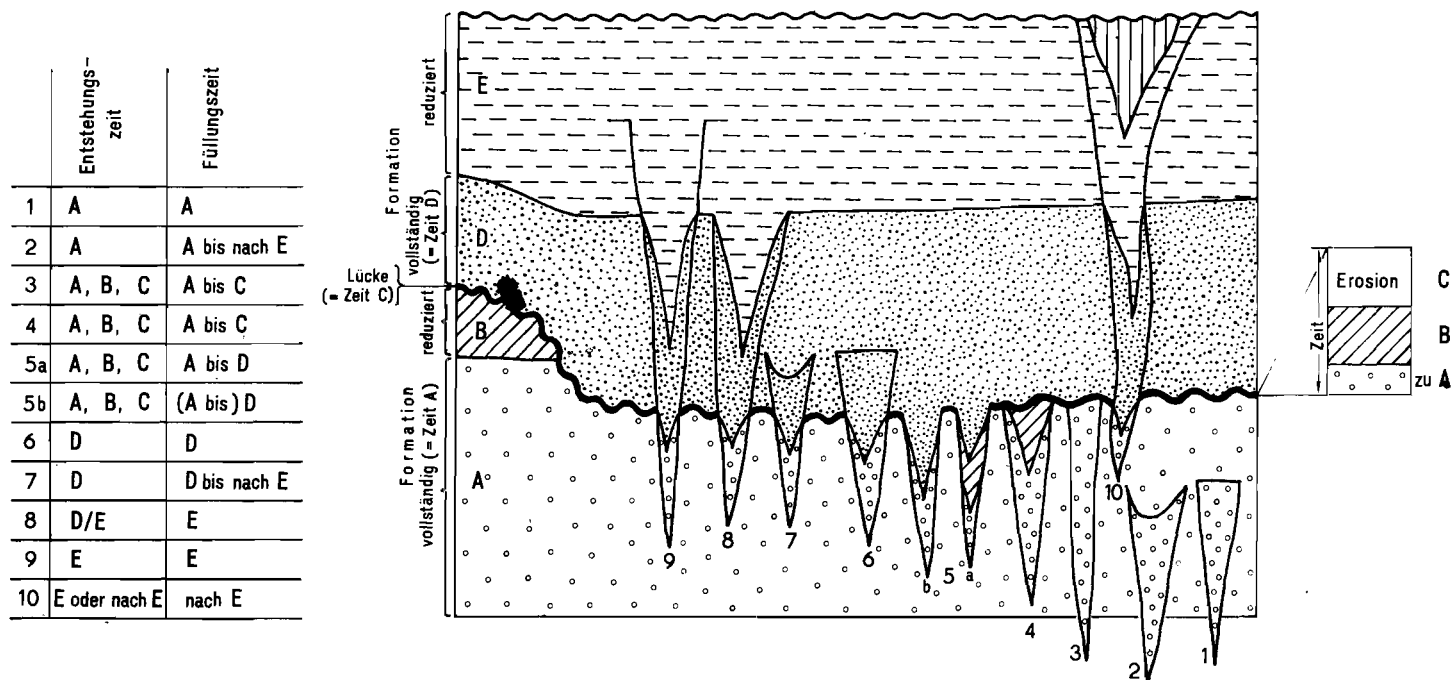


Abb. 27. Datierungskombination von Eiskeilpseudomorphosen in einem Mehrschichtsystem (Schicht = „Formation“)

Die Darstellung geht davon aus, daß es sich erstens um Pseudomorphosen von epigenetischen Eiskeilen handelt, daß sie zweitens nicht von der Oberfläche einer jüngeren Schicht aus ernährt worden sind ((die Eiskeiloberfläche liegt immer um den Mächtigkeitsbetrag der sommerlichen Auftauzone tiefer als die jeweilige Landoberfläche; der Eiskeil wird im Winter (Schnee) und zeitigen Frühjahr (Wasser, Wasserdampf) durch die gefrorene Auftauzone hindurch wie über eine Nabelschnur ernährt, die sich noch im Frühjahr schließt und winters wieder öffnet)) und daß drittens keine der unterschiedenen vier Schichten bzw. Formationen eine längere Warmzeit vertritt, in der alles Bodeneis ausgeschmolzen wäre

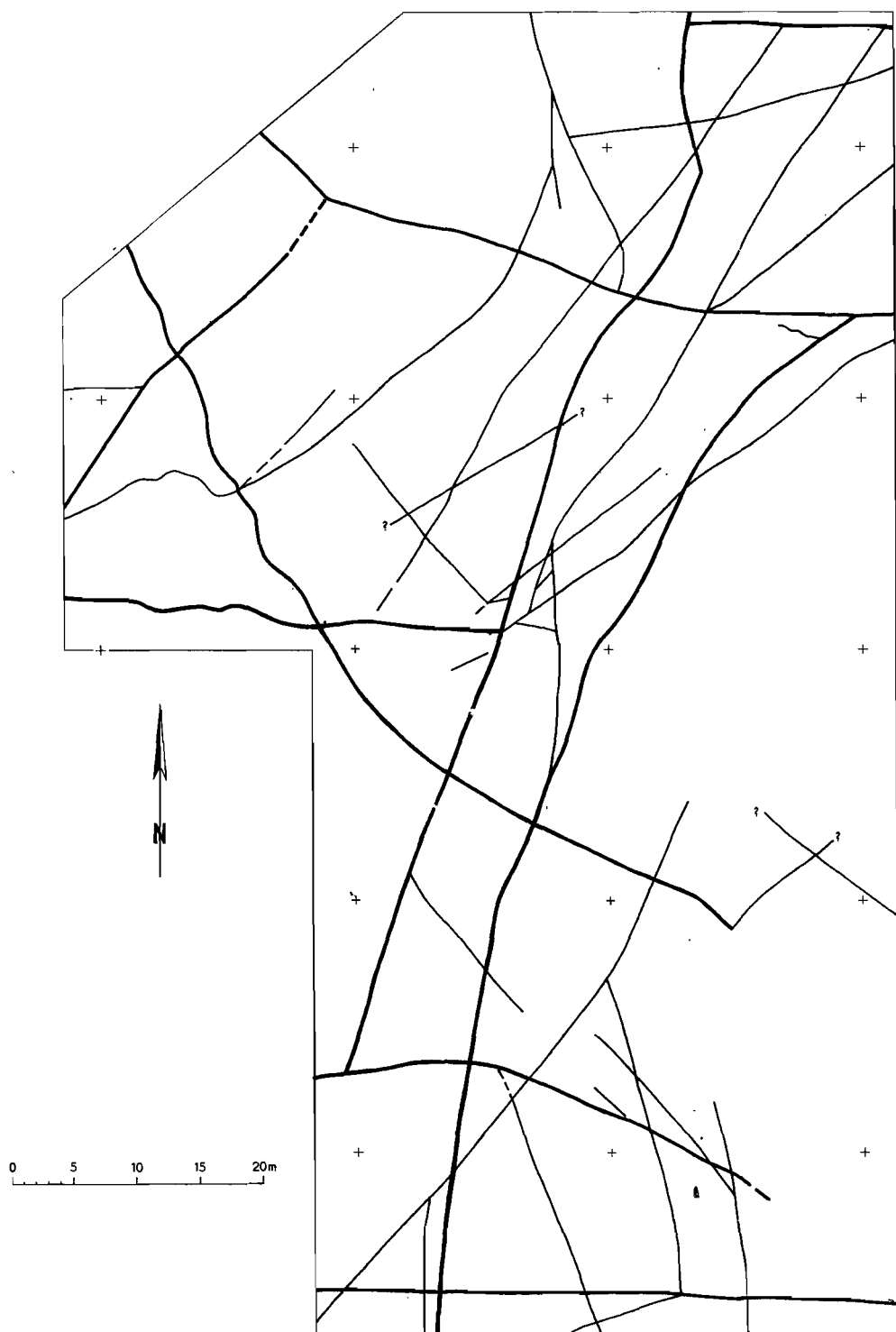


Abb. 28. Weichseiszeitliches Frostrißnetz auf einem Braunkohlenflöz östlich von Bitterfeld. Die ehemaligen Eiskeile beginnen in unterschiedlichen Niveaus in der weichselglazialen Niederterrasse. Das überlieferte Eiskeilnetz ist daher im strengen Sinne nicht synchron, sondern bildet mehrere Frostrißgenerationen (ein und derselben Eiszeit) ab

als die Landoberfläche!) und daß drittens keine der vier unterschiedenen Schichten oder Formationen (A bis D) eine längere Warmzeit vertritt, in der alles Eis zum Schmelzen gekommen ist. Alle elf dargestellten Pseudomorphosen sind ganz oder teilweise in Schicht A entwickelt, aber nur zwei Strukturen sind mit Gewißheit schichtaltersgleich, nämlich Struktur 1 und 2. Nur von Form 1 kann gesagt werden, daß sie auch während der Schichtbildung verfüllt worden ist. Sie zeigt keine Schichtverbiegungen im Hangenden und muß daher intraformationell entweder plan plombiert oder gekappt worden sein. Die Form 2 weist eine Durchbiegung der hangenden Schichten auf. Wenn nicht festgestellt werden kann, daß die eingemuldeten Schichten intraformationell abgeschnitten sind, muß das Alter des Eiskeilzerfalls offen bleiben, auch dann, wenn mit Sicherheit die nächsthöhere „Formation“ keine Durchbiegung aufweist.

Die Tiefe der Frostrisse in den Schotterkörpern der Leipziger Bucht schwankt zwischen 1 und 8 m (saaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster und Schönbachterrasse der Zwickauer Mulde) und liegt am häufigsten zwischen 2 und 4 m. Der Abstand und die Verteilung der Frostrisse über die ehemaligen kaltzeitlichen Landoberflächen unterliegt großen Schwankungen. Auf Terrassenebenen gleicher Flüsse existieren neben engen Scharungen Gebiete mit nur sporadischen Rissen. Bei Lochau bzw. Rückmarsdorf beträgt der Abstand der über 20 cm breiten Keile in der Saale- bzw. Weiße-terrasse oft nur 5–8 m, mitunter aber auch 25–35 m (vgl. S. 60ff). Ein einzigartiger Einblick in die räumliche Anordnung bot sich östlich von Bitterfeld, wo der Grundriß von (wechselglazialen) niederterrassensynchronen Rißsystemen auf der Oberfläche eines Braunkohlenflözes abgebildet war (Abb. 28). Der Durchmesser der Polygone schwankte zwischen wenigen Metern und rund 35 m und lag im Mittel etwa bei 5 und 8 m. Bereiche mit hoher Rißdichte wechselten mit solchen weiter Abstände oder gar rißfreien. Bei den genannten Polygondurchmessern ist zu beachten, daß es sich nur um scheinbar wahre Durchmesser der ursprünglichen Maschen handelt, da nachweisbar verschiedene Eiskeilgenerationen (einer Eiszeit) in das Flöz eindrangen, mit anderen Worten, nur ein Teil der Risse gleichzeitig auf der Landoberfläche entwickelt war. Der tatsächliche Durchmesser der streng synchronen Eiskeilpolygone muß also (erheblich) größer sein als er sich aus unserer Aufnahme ergibt, wohl selbst dann, wenn davon ausgegangen wird, daß viele Risse die Kohleoberfläche gar nicht erreicht haben. Beachtenswert ist die Dimension einzelner Risse. Einer erreichte die Länge von über 290 m, andere besaßen eine Tiefe von mindestens 7 m.

2.4.2.3. „Riesen-Frosttaschen“ (Lehmstränge und -taschen)

Um eine Spezialform ehemaliger Eis- oder Erdkeile dürfte es sich bei den in der Leipziger Bucht weit verbreiteten plumpen „Riesen-Frosttaschen“ handeln, die sich als 1 bis 3 m, maximal 5 m breite und 1–2, maximal 3 m mächtige, schwere Körper aus kiesigem Lehm und Schluff vor allem im oberen Teil der frühsaaleglazialen Hauptterrasse finden. Sie kommen häufig in Gegenden vor, wo die hangenden Schichten bis auf den weichselglazialen Löß und Sandlöß abgetragen sind (Kiesgruben in der ehemaligen Harth bei Zwenkau, Kanalhafengelände westlich von Leipzig, Kiesgrube Marke südlich von Dessau). Wie im Niederrheingebiet (STEEGER 1944) galten sie bisher als Erscheinungen einer besonders intensiven Kryoturbation. In den letzten Jahren konnte jedoch der Nachweis geführt werden, daß es sich zumindest teilweise nicht um taschen- oder sackartige, sondern um lineare Strukturen handelt, die wahrscheinlich ein Netz bilden. In Aufbau, Anordnung und Wirkung auf das Nebengestein gleichen sie ohne Einschränkung Formen, wie sie neuerdings von GOLTE & HEINE (1974) aus den oberen Metern der Krefelder Rheinterrasse beschrieben worden sind und von den genannten Autoren erstmalig als Pseudomorphosen von „Riesen-Eiskeilnetzen“ interpretiert werden. Die durch syn- und postgenetische Eisenmobilisierung oft kräftig rotbraun ge-

färbten, streifenweise aber auch intensiv gebleichten Körper bestehen aus einem sandigen, kalkfreien Schluff mit mehr oder minder unregelmäßig verteiltem Kies, also aus einem wenig sortierten Gestein, das oftmals verwitterter Grundmoräne (Geschiebelehm) gleicht. Typisch sind Sand-, gelegentlich Kiesstreifen mit rostbraunen Mangan- und Eisenhydroxidsäumen und eine durch Korngrößen- und Farbwechsel hervorgerufene Lamellierung vor allem am Kontakt zum Muttergestein. Dieses ist an der Basis der „Taschen“ vielfach leicht eingemuldet und an den Flanken häufig aufgepreßt (Abb. 29). Bei flachen Geröllen ist hier Hochkantstellung zu beobachten. Der horizontale Abstand der Lehmstränge beträgt 5–10 m, gelegentlich 20–30 m oder nur 2–3 m (im Nordteil der Grube Marke bei Raguhn betrug der Abstand 2–5, im Südteil 20 m der hier W–E bzw. NW–SE streichenden Lehmkörper).

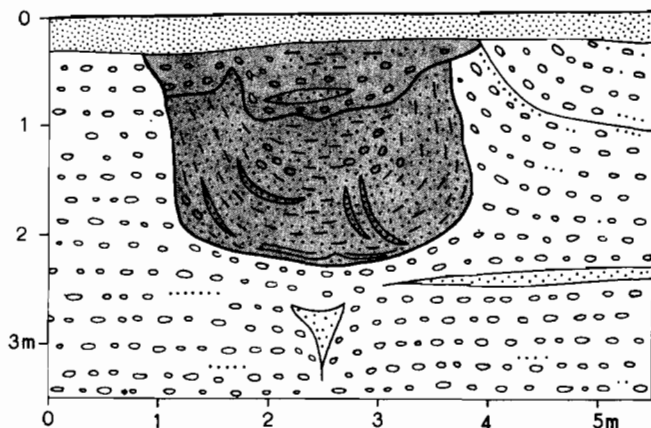


Abb. 29. Senkrechter Schnitt durch einen Lehmstrang an der Oberkante der Pleißehauptterrasse am Westrand der ehemaligen Harth südlich von Zwenkau. Die in gleicher Position, aber auch auf älteren Schotterflächen häufigen plumpen Stränge aus sandig-kiesigen Schluffen (umgelagerte Löße und Grundmoränen, z. T. auch „Terrassenlehme“) folgen möglicherweise ehemaligen Eiskeilen

Anlaß der Entstehung dieser Phänomene können, wie GOLTE & HEINE vermuten, tatsächlich Eiskeile gewesen sein, die beim Ausschmelzen mit Lehm Massen plombiert worden sind, deren Dichte über der Dichte der wassergesättigten angrenzenden Kiese lag (Auftauboden). Die Lamellierung der Taschen kann dabei durchaus die gleiche Ursache haben wie die wandparallele Schichtung vieler sicherer Eiskeilpseudomorphosen, nämlich das sukzessive Ersetzen des schmelzenden Eiskörpers durch minerogenes Substrat (vgl. S. 37ff). Die eindringenden schweren Massen erweiterten den ehemaligen Hohlraum durch Verdrängung von wassergesättigtem Muttergestein bis zum Kräftegleichgewicht. Beim Wiedergefrieren wirkte die Plombe nicht nur als Widerlager, sondern infolge des hohen Wassergehaltes und der Fähigkeit, Eislinen zu bilden, auch als aktives Kräftemoment. Das Muttergestein wurde weiter aufgepreßt und das Volumen des Stranges vergrößert. Nach neuem Frostbodenzerfall konnte es dann von weiteren Lehm Massen eingenommen werden. Wir haben es genetisch somit wahrscheinlich mit einer komplexen Erscheinung zu tun, bei der Thermokontraktion (Eiskeil- und eine Art Erdkeilbildung), kryogener Druck und gravitative Prozesse (Massenverdrängung durch Dichteunterschiede) die Hauptrolle spielten. Stratigraphisch sind die in die Haupt-

terrasse eingesenkten „Riesen-Frosttaschen“ jünger als die Saaleeisbedeckung, da sie Moränenmaterial enthalten, aber älter als der weichselglaziale Sandlöß; sie müssen damit entweder ein spätsaaleglaziales oder frühweichselglaziales Alter besitzen. Die Lehmstränge sind nicht nur an die Hauptterrasse gebunden, sondern finden sich auch eingesenkt in die oberen Meter der spätelstereiszeitlichen Krippennaer Schotter.

3. SPEZIELLER TEIL

3.1. Grundzüge der Quartärentwicklung im Saale-Elbe-Gebiet

In Abb. 30 sind die Leitlinien der Quartärentwicklung zwischen Saale und Elbe anhand aller wesentlichen Schichten und ihrer Lagebeziehungen dargestellt. Mit der Eintragung wichtiger Frostmarken und der Betonung der Schwemm- und Fließerdefolgen wurde dem Anliegen dieser Arbeit besonders Rechnung getragen. Zu betonen bleibt, daß sich vorweichseleiszeitliche äolische Sedimente und feinkörnige periglaziale Schwemmbildungen in den Hangfußbereichen häufig in den Warvensedimenten verbergen (sub-aquatische oder Seelöbe).

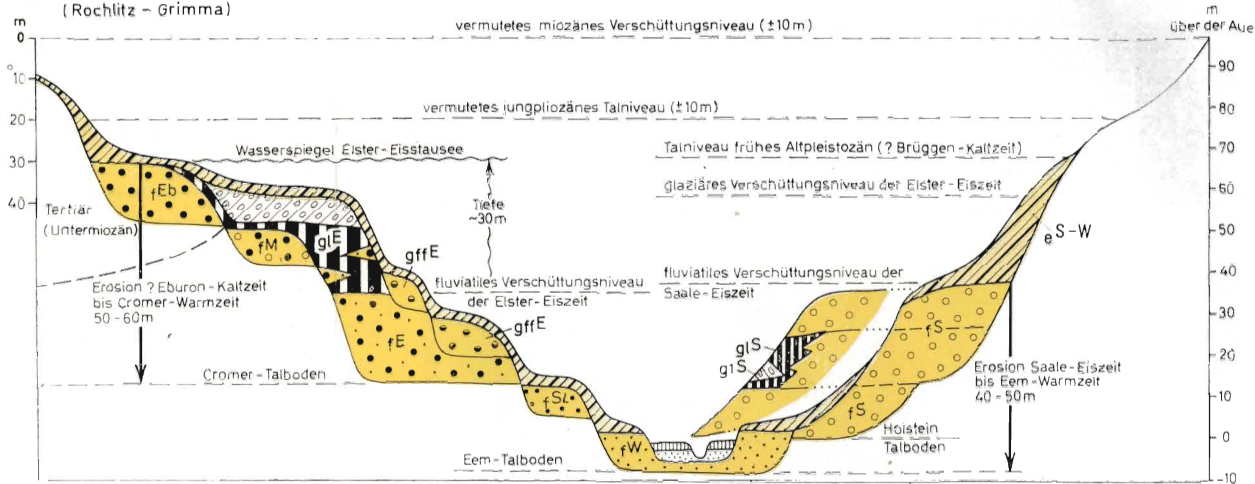
3.1.1. Frühpleistozän und Elstereiszeit

Die ältesten uns bekannten Ablagerungen des Quartärs sind terrassenartig angeordnete fluviatile Sande und Kiese ohne nordische Beimengungen und mit einem beträchtlichen Gehalt an feldspatführenden, also verwitterungsempfindlichen Gesteinen. Es sind vier Terrassen zu unterscheiden. Die drei älteren stellen wir in das Frühpleistozän und ordnen sie formal der Brüggen-, Eburon- und Menapokaltzeit (ZAGWIJN 1963) zu. Unter der zweitältesten Schotterterrasse liegt die warmzeitliche Fagotiafolge von Zeuchfeld (MANIA 1973, vgl. EISSMANN 1975, S. 61), die in die Tegelenwarmzeit gehören könnte. Die jüngste an nordischen Gesteinen noch freie Schotterterrasse entstand in der Frühphase der Elstereiszeit und während der Elstereistransgression (Frühelsterterrasse). Sie wird im südöstlichen Harzvorland von Ablagerungen der Voigtstedtwarmzeit unterlagert (vgl. Profilparallelisierung in EISSMANN 1975, dort Abb. 58).

Einen Einblick in die Fauna des frühen Elsterglazials geben uns die im Kieslager der Ilm von Süßenborn bei Weimar gemachten reichen Funde (SOERGEL 1918, KAHLKE 1969). Danach besiedelten als wichtigste Großsäuger das Altmammut (*Mammonteus trogontherii*), das Etruskische Nashorn, frühe Formen des Mochusochsen sowie Rens und Großhirsche des Verticornis-Kreises unser Gebiet. Auf den Hochflächen und Hängen, teilweise aber auch auf den ausgedehnten Schotterfluren der von einem verwilderten Flußsystem aufgeschütteten Frühelsterterrasse lebten kälteresistente Mollusken wie *Columella columella*, *Succinea oblonga*, *Pupilla bigranata*, *Pupilla muscorum densegyrata*, in Weihern und kleinen Seen über dem Frostboden *Gyraulus arconicus* und Pisidien. Als der Elstergletscher unser Gebiet zu überfahren begann, waren auch die widerständigsten Baumarten bereits verschwunden. Es hatte sich eine Tundravegetation mit Zwergbirken, kriechenden Kiefern und Zwergweiden ausgebreitet. In den Moos- und Flechtenrasen auf den Schotterflächen siedelten nur noch die Lößschnecken *Succinea oblonga* und *Columella columella*, die ihren Kalkbedarf aus dem ständig niedergehenden Lößstaub deckten, der sich aber nur auf den Hochflächen und sanften Hängen hielt.

Die Gletscher der Elstereiszeit überfuhren zweimal das Mittel-Elbe-Gebiet. In der Zwickauer Phase stieß das Eis bis Erfurt, Zwickau, Bad Schandau und südlich von Zittau vor, in der Markranstädter Phase gelangte es mindestens bis Eisleben, Naumburg, Zeitz, Altenburg, Döbeln (WOLF 1978), Pirna und wiederum bis südlich von Zittau. Das Eis dieses zweiten Vergletscherungsstadiums ist nach STEDING (1977) in der Lausitz am weitesten nach Süden gelangt. Zwischen den beiden Stadien lag ein größerer Eisabbau.

(Rochlitz - Gräfinna)



The diagram is a geological cross-section of the Emscher region, showing the transition from the Eocene to the Oligocene. The left side represents the Eocene (E) and the right side represents the Oligocene (O). The cross-section includes features like the Sandloß, Dune, Auffülle, Spätweichsel, and various talboden (Eem, Cromer, Knautnauldorfer). A legend at the bottom identifies symbols for different geological units and features.

Legend:

- 8: Sandloß (<1,5m)
- 9: Ee
- 10: E
- 11: E1
- 12: E2
- 13: E3
- 14: E4

Geological Units and Features:

- Eocene (E):** Ee, E, E1, E2, E3, E4.
- Oligocene (O):** O1, O2, O3.
- Other Features:** Sandloß (<1,5m), Dune, Auffülle, Spätweichsel, Eem-Talboden, Cromer-Talboden, Knautnauldorfer Horizont, Markkleebg. Horizont, Ältere Elsterglazialrinne, Jüngere Elsterglazialrinne, Prätertiär (Trias bis Algonium).

Scale: 0, 10, 20, 30, 40 meters.

Source: EIS/MANN 1973/76

Abb. 30. Synoptische Darstellung der Schichtenfolge und Lagerungsbeziehungen im Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und des Mittelsächsischen Tieflandes (vereinfacht nach EISSMANN 1975)

1 bis 3 – Periglazialsedimente: 1 – Flußablagerungen (Schotterterrassen) und vermischte Schmelzwasser- und Flußsedimente (Mischschotter); 2 – äolische Sedimente: Löß, Sandlöß, Dünensande; äolische Sedimentanteile führen auch die ausgewiesenen Bändertone („Seelöß“); 3 – solifluidale und deluviale Sedimente: Fließerden, Abschwemmungen; 4 – intraformationelle Eiskeilpseudomorphosen; 5 – intraformationelle Kryoturbationserscheinungen (Würge- und/oder Tropfenböden); 6 – fluviatile Sande und Kiese (Schotter); 7 – glazifluviatile Sande und Kiese; 8 links – Schluffe, Tone, Feinsande (limnisch, fluviatil, deluvial-solifudal), 8 rechts – Mergel, Karbonate; 9 – Torfe, Mudden, ^{fa} – Auen: – Auelehm über holozänen Sanden und Kiesen (Auenschotter i. e. S.); 10 – Solifluktsions- und Abschwemmsedimente; 11 – Braunkohle: 3. L. – 3. Lausitzer = Dübener Flöz, BiH – Bitterfelder Hauptflöz, IV – Böhlemer Oberflöz mit Flöz Gröbers (G), Dieskau (D) und Lochau (L), III – Thüringisches Hauptflöz, II – Bornaer Hauptflöz, Flöz Bruckdorf (B), I – Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Flöz Wallendorf (W), 12 – Tone und Schluffe, 13 – marine Sande bzw. Schluffe und Tone; 14 – Sande und Kiese (die Bedeutung der Symbole ergibt sich aus dem stratigraphischen Profil links)

Anmerkung: Die aus der Elster-, Saale- und Weichelseiszeit bekannten, eng mit den solifluidal-deluvialen Ablagerungen verknüpften kryolimnischen Sedimente wurden nicht gesondert dargestellt. Die ältesten lößartigen Sedimente treten im Frühpleistozän auf (Mahlis). Im Schemaschnitt „Muldetal“ sind die Fließ- und Schwenmerden weggelassen worden. Man hat sie sich als randliche Vertretung der ausgewiesenen Schotterkörper vorzustellen.

Tab. 1. Auswahl kälteresistenter, periglazialen Lebensbedingungen angepaßter Mollusken¹⁾ im Saale-Elbe-Gebiet (s. Bild 77)

Arten	Weichsel-Eiszeit		Saale-Eiszeit	Elster-Eiszeit
	Spät	Hoch		
<i>Vertigo parcedentata</i> (A. BRAUN)	+			(+)
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	+	+	+	+
<i>Pupilla loessica</i> LOŽEK	+	+	+	+
<i>Columella columella</i> (MARTENS)	+	+	+	
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BRAUN)	+			+
<i>Pupilla muscorum densegyrata</i> LOŽEK	+	+	+	+
<i>Pisidium stewarti</i> PRESTON	+	+		+
<i>Pisidium obtusale</i> CLESSIN	+	+	+	+

¹⁾ Bestimmungen nach R. FUHRMANN, D. MANIA u. a.

Tab. 2. Auswahl kennzeichnender Säugetiere aus den Periglazialzeiten des Saale-Unstrut-Elbe-Gebiets

Arten	Weichsel-Eiszeit	Saale-Eiszeit	Elster-Eiszeit	Präelster-Kaltzeiten
<i>Mammonteus (Mammuthus) trogontherii</i> (POHL.)		+	+	+
<i>Mammonteus (Mammuthus) primigenius</i> (BLUMENBACH)	+	+		
<i>Dicerorhinus etruscus</i> (FALC.)			+	
<i>Coelodonta antiquitatis</i> (BLUMENBACH)	+	+		
<i>Rangifer tarandus</i> L.	+	+		
<i>Rangifer</i> sp.	+	+	+	
<i>Orthogonoceras verticornis</i> (DAWK.)			+	
<i>Ovibus moschatus</i> ZIM.	+	+	+	
<i>Bison priscus</i> BOJ.	+	+	+	
<i>Ursus spelaeus</i> ROSENMÜLLER	+			
<i>Saiga tatarica</i> L.	+	+		

Die südlichen Flüsse lebten wieder auf und setzten auf beträchtlichen Flächen mit Schmelzwassersedimenten vermischte Sande und Kiese ab. Die Elstereiszeit war im ganzen mittel- und osteuropäischen Raum ein Abschnitt intensiver exarativer und glazi-hydronechanischer Zerstörungen des Untergrundes (EISSMANN 1967, EISSMANN & MÜLLER 1979). Die zurückgelassenen Hohlformen bildeten in der Folgezeit tiefe und ausgedehnte Seen, in die Flüsse und Schmelzwasserströme, außerhalb und am Rande der Täler auch Fließerdenfächer (Abb. 30) einmündeten und sie allmählich mit Sedimenten zufüllten.

8.1.2. Holsteinwarmzeit

Restseen erhielten sich bis in die folgende Holsteinwarmzeit, stellenweise sogar bis in die Saaleeiszeit. Einige Profile, so in der Prellheide bei Bad Dübren und bei Schildau, bilden im Pollendiagramm die gesamte floristische und klimatische Entwicklung zwischen der

ausgehenden Elster- und beginnenden Saaleeiszeit ab (ERD & MÜLLER 1977) und bestätigen nach Ansicht von A. MÜLLER und uns selbst die auch in Nordwestdeutschland (BENDA & BRANDES 1974) erkannte im ganzen einzyklische, von kühlen zu warmen Klimaverhältnissen aufsteigende und wieder zu kühlen absteigende Entwicklung mit Schwankungen niederer Größenordnung zwischen der Elster- und Saaleeiszeit.

Nach einer kühlen Kiefern-Birken-Zeit (Zone 1) breiteten sich Erle, Fichte, Esche, Hasel, Eiche, Eibe, Linde und Ulme aus (Zone 2). Danach beherrschten außer Kiefer, Erle und Fichte auch Eibe, Haselnuß und Eiche die Waldvegetation. Ulme und Linde sind regelmäßig, aber nur schwach im Pollenbild vertreten (Zone 3). In der Zone 4 bestimmt die Kiefer das Waldbild; Erle, Haselnuß und Eiche sind jedoch weit verbreitet. Hainbuche, Eibe und Fichte spielen keine unwesentliche Rolle. In den anschließenden Zonen 5 und 6 (bei ERD) ist neben der sich verstärkenden Pinusdominanz die große Häufigkeit von Tanne und Hainbuche hervorzuheben. Diese erreicht in der Zone 5 Maximalwerte, sinkt dann aber stark ab. Deutlich nehmen in der Zone 6 auch Eiche, Haselnuß, Fichte und Esche ab. Ulme und Linde werden ganz aus dem Untersuchungsgebiet verdrängt. Die Zone 7 ist durch einen lichten Kiefernwald mit vielen Birken und wenigen Fichten gekennzeichnet. Die Lärche ist in geringer Menge vertreten. Der Kreislauf hat sich geschlossen. Borealer, kühlgemäßigter Wald bestimmt wieder die Landschaft, der bald der kalten Steppe Platz macht, was sich weniger im Pollenbild als in den die Folge noch in Beckenlage abschließenden Solifluktuationsmassen des Prellheidelochs (Abb. 31) widerspiegelt.

3.1.3. Saaleeiszeit

Die solifluidalen Hangendsedimente der beschriebenen Beckenfolge aus der Prellheide hat man sich als Faziesvertretung jener Hunderte von Quadratkilometern Fläche einnehmenden fluviatilen Sande und Kiese vorzustellen, die als „Haupt-“ oder „Mittelterrasse“ die im Leipziger Raum entwickelten zwei mächtigen Glaziärfolgen brettartig teilen. Die Hauptterrasse besteht aus drei, im Süden sogar vier Körpern, die von Norden nach Süden dachziegelartig übereinanderliegen (Ältere und Jüngere Hauptterrasse).

An der Basis der Hauptterrasse sind spanartig sandig-kiesige Flußsedimente überliefert, die Schalen der Muschel *Corbicula fluminalis* und Reste des Waldelefanten und des MERCKSchen Nashorns führen und sich so als noch warmzeitliche Ablagerungen erweisen. Darüber liegen grobe Schotter, mit der man die Hauptterrasse im eigentlichen Sinne beginnen läßt. Die Grobschotter enthalten von der Basis an Reste kälteresistenter Säugetiere. Wir nennen nur das Ältere Mammut (*Mammonteus trogontherii*), das Jüngere Mammut (*Mammonteus primigenius*), das Wollhaarnashorn, das Ren, den Moschusochsen und den Bison (Abb. 32). Die relativ häufigen Relikte selbst in kalkfreien Schottern lassen auf eine hohe Individuenzahl dieser Tiere im Gebiet schließen.

R. GRAHMANN (1924) nahm an, daß die frühsaaleglaziale Schotterakkumulation allgemein in einer baumlosen Tundravegetation vor sich gegangen sei. Anhand pollenanalytischer Untersuchungen und von Funden derer Holz- und Borkenstücke (Kiefer) ist jedoch bis weit in das Frühglazial hinein an günstigen Standorten mit größeren Hainen hochstämmiger Kiefern, Lärchen und Birken zu rechnen. Tiefer Frostbodenzerfall deutet auch auf wärmere Abschnitte in der Hauptterrassenzeit hin, in denen sich möglicherweise wieder geschlossene boreale Wälder ausbreiteten. Auch als das Inlandeis in das heutige Saalegebiet einzudringen begann, bildeten die großen Terrassenflächen keine nackten Schotterfluren. Dichte, an mehreren Stellen überlieferte Moos- und Flechtenteppiche verhüllten über ansehnliche Areale hinweg die von einem reich verzweigten Flußnetz durchzogene Aufschüttungslandschaft. In den Moospolstern siedelte konkurrenzlos in großer Individuenzahl die Lößschnecke *Succinea oblonga*, ihren Kalkbedarf aus eingewehtem Lößstaub deckend, der sich außerhalb der Schotterfluren zu einer dünnen und schütterten Schicht Älteren Lößes verdichtete.

Die Hauptterrasse verzahnt sich im Hügelland unmittelbar mit den glaziären Sedimenten der Saaleeiszeit. Diese bestehen im Leipziger Raum aus drei Grundmoränen mit zwischengeschalteten glazilimnischen und glazifluviatilen Sedimenten. Es sind zwei Vereisungsphasen zu unterscheiden. In der älteren oder Zeitzer Phase ist das Saaleeis am weitesten nach Süden gelangt, nämlich mindestens bis Eisleben, Naumburg, Zeitz,

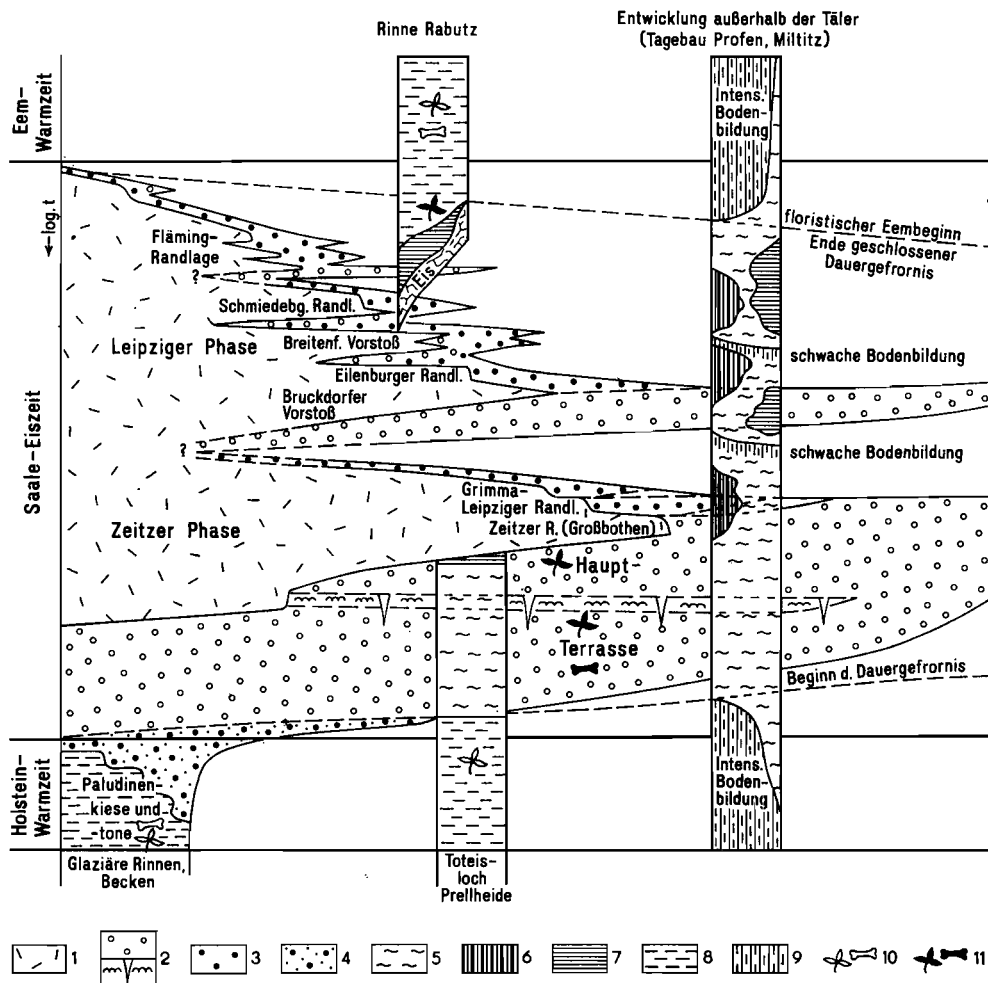


Abb. 31. Fazies-Zeit-Schnitt durch das Saaleglazial der Linie Brandenburg (links) – Sächsisch-Thüringisches Hügelland (rechts) als Modell für den mehrfachen Wechsel von glazierer und periglaziärer Umwelt bzw. Fazies in einer Eiszeit am Rand der skandinavischen Vereisungen in Mitteleuropa. Abszisse = meridional, Ordinate = Zeit (ohne Berücksichtigung der Mächtigkeit). Glaziäre Bildungen (1) verstehen sich als „Rückstand“ des Gletschers vom Beginn seines Eindringens ins Gebiet bis zum Niedertauen und auch das Gletschereis selbst, auf dessen Rand sich die fluviatile Tätigkeit im Vorland einstellte (Eis als temporäres „Sediment“ mit aktiver und passiver Einflußnahme auf die Morphogenese)

1 – glaziäre Bildungen einschließlich Gletschereis (vgl. oben); 2 – anaglaziale („Vorstoß“-)Schotter mit Markkleeberger Kryoturbationshorizont; 3 – kataglaziale („Rückzugs“-)Schotter (häufig glazialmorphologisch verursachte Aufschüttung); 4 – interglaziale (warmzeitliche) Schotter; 5 – solifluidale und kolluviale Sedimente; 6 – äolische Sedimente (Löße); 7 – glazilimnische und kryolimnische (in Frostbodenseen gebildete) Bänderschluße und -tone; 8 – warmzeitlich-limnische Sedimente; 9 – Bodenbildung; 10 – warmzeitliche Flora bzw. Fauna; 11 – kaltzeitliche Flora bzw. Fauna

mindestens bis Altenburg-Knau, Grimma, Döbeln, südlich von Meißen, Königsbrück, Bautzen und Görlitz. In der jüngeren oder Leipziger Phase kam das Inlandeis nur bis in die Gegend unweit südlich von Leipzig, wo der Rand leicht oszillierte (zwei, stellenweise drei Grundmoränen). In dieses Stadium stellen wir die Dahlemer Satzend- und Schollenendmoräne, die Schmiedeberger Stauchendmoräne mit dem Muskauer Faltenbogen als Pendant in der Lausitz und die Flämingeisrandlage.

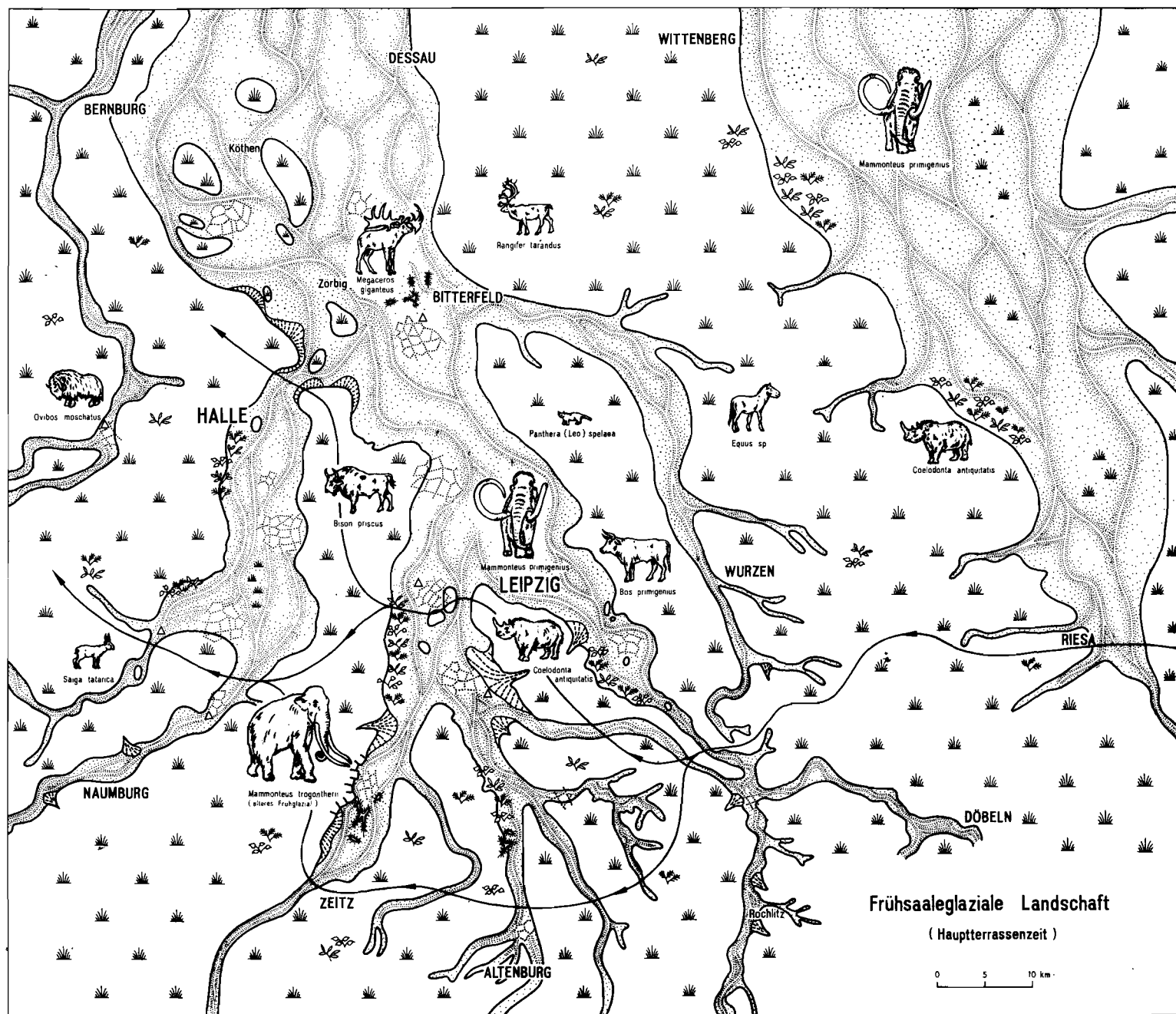
3.1.4. Eemwarmzeit

Ohne Hiatus entwickelt sich aus Rückzugssedimenten der Leipziger Phase innerhalb einer flachen Rinne die bekannte eemwarmzeitliche Beckenfolge von Rabutz bei Halle (EISSMANN 1975, dort Abb. 33), in der anhand makroskopischer Pflanzenreste von 69 Arten (WEBER 1917) die Florenentwicklung von der ausgehenden Saaleeiszeit bis zum Wärmeoptimum der Eemwarmzeit zu verfolgen ist. Von den 17 Wirbeltierarten (SOERGEL 1921) einer typischen Waldfauna nennen wir nur den Waldelefanten (*Palaeoloxodon antiquus*) und das Waldnashorn (*Dicerorhinus kirchbergensis*). Die im Becken gefundene Silexkultur vergleicht TOEFFER (1970) mit dem „Tayacien“. In der Eemwarmzeit war das gesamte Flußsystem bereits auf das heutige umgestellt, d. h. Mulde und Saale waren an den Rand der Leipziger Bucht gedrängt und das Zentrum der Bucht wurde nur noch von der Weißen Elster und von der Pleiße durchflossen. Über weite Strecke hatten die Flüsse in mühsamer „Sisyphusarbeit“ wieder das frühelsterglaziale Talniveau erreicht.

3.1.5. Weichseleiszeit

Vom eemwarmzeitlichen Talniveau aus begannen die Flüsse die Jüngere Niederterrasse aufzuschütten. Der Akkumulationsprozeß dauerte bis in das Weichselhochglazial an und spiegelt in der gesetzmäßigen Abnahme der Korngröße nach dem Hangenden zu in klassischer Weise die Entwicklung von niederschlagsreichen Bedingungen im Frühglazial bis zu relativ ariden Verhältnissen im Hochglazial wider, in dem bei gleichgebliebenem Gefälle (!) nur noch Sande zum Absatz kamen. Im Spätglazial und Holozän, vielleicht auch intraweichseleiszeitlich, räumten die Flüsse die 10–15 m (und mehr) mächtige Niederterrasse abschnittsweise wieder beträchtlich aus, so daß sie beispielsweise die Muldenaue als deutliche 5–8 m hohe Stufe begleitet. Im Weißelstergelände ist sie nur geringfügig erodiert worden, und holozäne Aue und Niederterrasse sind nahezu deckungsgleich. Hier liegen also über die gesamte Auenbreite geringmächtige holozäne Schotter mit reichlich Holzresten und Kulturscherben sowie Auelehm über vielen Metern Niederterrassenschottern, die sich im Aufschluß anhand ihrer zahlreichen Frostmarken leicht von den holozänen Sedimenten unterscheiden lassen. Während der jüngeren Niederterrassenzeit ist im Norden des Saale-Elbe-Gebietes geringmächtiger Sandlöß, im Süden ein bis 20 m mächtiger dreigeteilter Löß aufgeweht worden. Die Bäche und Flüsse hielten die größeren Niederungen über weite Flächen lößfrei. Sie bildeten innerhalb der Lößgebiete in ständiger Regenerierung befindliche lokale Auswehungsareale.

Zu einer von der hier vertretenen Quartärstratigraphie abweichenden Gliederung kommt neuerdings R. FUHRMANN (1976). Anhand von Löß- und Paläoböden im Mittelsächsischen Hügelland unterscheidet er nach der Elstereiszeit vier Kaltzeiten mit dazwischen liegenden Warmzeiten, vertreten durch den sogenannten Rittmitzer, Altenburger und Lommatzcher Boden. Kritisch sei angemerkt, daß der wichtigste Bezugshorizont, die den Lößen bzw. Bodenhorizonten unterlagernde Grundmoräne (Rittmitz, Altenburg), altersmäßig noch nicht exakt fixiert ist, jedoch gewichtige Hinweise vorhanden sind, daß es sich in den Hauptprofilen um Elstergrundmoräne handelt. Im Rittmitzer, vor allem aber im Altenburger Boden sehen wir Bildungen der Holsteinwarmzeit, im



Entwurf: L. Eismann (1979), Tierzeichnungen nach E. Thinius (1962)

-  Scotterfluren (Hauptterrasse) mit Gewässernetz (schematisch)
-  Schwemm- und Fließerdenfächer
-  Terrassenrand mit intensiver Thermokarstion

-  Tundravegetation mit Kümmerbeständen von Birke, Weide, Kiefer und Lärche (Parktundra)
-  Gebiete mäßiger Loßakkumulation
-  Inseln dichten Strauchwerkes Waldrefugien (vermutet)
-  Eiskelpolygone und andere Frostmusterböden

-  Pingoartige Erwälle (Kohlediapire)
-  Wichtige Fundpunkte von Säugetierresten
-  Vermutete Hauptwanderwege der Tiere

Abb. 32. Periglaziallandschaft in der frühen Saaleeiszeit des Saale-Elbe-Gebiets

Lommatzcher Boden in Übereinstimmung mit den älteren Bearbeitern einen Bodenkomplex der Eemwarmzeit und frühen Weichseleiszeit. Auch für die sogenannte Dömnitzwarmzeit, deren Zeugen im Niveau der Hauptterrasse zu erwarten wären, fehlen noch immer überzeugende Befunde, doch rechnen auch wir für den fraglichen Zeitraum (das lange Saalefrühglazial) mit Klimamilderungen vom Charakter eines Interstadials oder Intervalls.

3.2. Kaltklimazeugen im Saale-Elbe-Gebiet (ohne solikinetische Strukturen)

Zeugen für ständigen oder zeitweiligen fossilen Frost sind im Saale-Elbe-Gebiet an Hunderten von Stellen bekannt. Hier wird eine Auswahl nach stratigraphischen Gesichtspunkten vorgestellt. Als sichere Dauerfrostanzeiger gelten, wie gezeigt worden ist, Eiskeile und intensiver Bodendiapirismus. Kryoturbationerscheinungen incl. Tropfenböden können bei mächtiger Entwicklung wohl auch als Dauerfrostandikatoren angesehen werden, doch wollen wir sie nicht als Kronzeugen anrufen. Zeitweiligen Frost belegen von Eisschollen verfrachtete isolierte Gerölle und Schollen aus Ton, Lehm, Schluff und vor allem aus Sand und Kies, die ja nur dann transportfähig sind, wenn ein Eiszement die Körner verkittet.

Die weitaus meisten Frostmale finden sich in den Schotterterrassen. Für die drei jüngeren zusammenhängenden Schotterplatten (Niederterrasse, Haupt- oder Mittelterrasse, Frühelsterterrasse) ist die glazialklimatische Entstehung in der Aufschwungphase (Anaglazial) der Weichsel-, Saale- und Elstereiszeit bewiesen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß es sich auch bei der Akkumulation der drei älteren, frühpleistozänen Schotterkörper um die Reaktion der Flüsse auf vorelsterglaziale quartäre Klimadepressionen vom Range echter Kaltzeiten handelt, in denen jedoch die skandinavischen Gletscher das Norddeutsche Tiefland nicht erreicht haben (Abb. 1).

3.2.1. Frühpleistozän bis Pliozän

Die ältesten Frostzeugen treten im Saale-Elbe-Gebiet in den nach neuen Befunden pliozänen A-Schottern der Elbe bei Ottendorf-Okrilla und in der wahrscheinlich schon altquartären Oberen frühpleistozänen Terrasse der Saale (Sternhügelterrasse) westlich von Pegau auf. In den quarzreichen (über 90% Quarz) A-Schottern der Elbe sind (zuletzt nach PRÄGER 1976) bis 2,5 m tiefe Spalten und Keile bis mindestens 17 m unter der Schotteroberkante bekannt geworden. Daß es sich um sehr seltene Erscheinungen handeln muß, geht daraus hervor, daß sich bei mehreren Begehungen der über 20 m hohen und rund 1500 m langen Abbaufont keine Frostrisse fanden, jedoch an mehreren Stellen tektonische Störungen mit nur wenigen Zentimeter bis Dezimeter Sprunghöhe, die in homogenen Sedimentkörpern leicht mit Frostrissen zu verwechseln sind. Dagegen finden sich die zuerst von GENIESER (GENIESER & DIENER 1958) und neuerdings von PRÄGER (1976) beschriebenen Kryoturbationerscheinungen in Form von Verbrodelungen feinkörniger Sedimente und tropfenartige Strukturen relativ häufig. Gelegentlich sind sie gekappt, müssen folglich intraformationell gebildet sein. Sie sind bis etwa 20 m unter der Schotteroberkante nachgewiesen. Die mehrfach diskutierten bis über 1 m langen Ton-, „Gerölle“ möchten wir nicht als Beweis für eine Verfrachtung in gefrorenem Zustand betrachten, da sich an vielen Stellen zeigen ließ, daß sie nur wenige Dezimeter bis Meter weit transportiert waren. Dagegen darf man sich GENIESER anschließen, wenn er die hier zahlreichen ferntransportierten eckigen bis kantengerundeten Blöcke aus z. T. sicher böhmischen Quarziten und Gneisen sowie Basalten, Kreidesandsteinen und Grauwacken mit Eisschollendrift in Verbindung bringt. Ein Transport in Baumwurzeln, wie er im Elbegebiet vom Verfasser beobachtet worden ist — vier bis 40 cm lange Basaltblöcke in einer bei Bad Schandau ans Ufer gespülten Buchenwurzel (Bild 73) —, läßt sich freilich nicht ganz ausschließen.

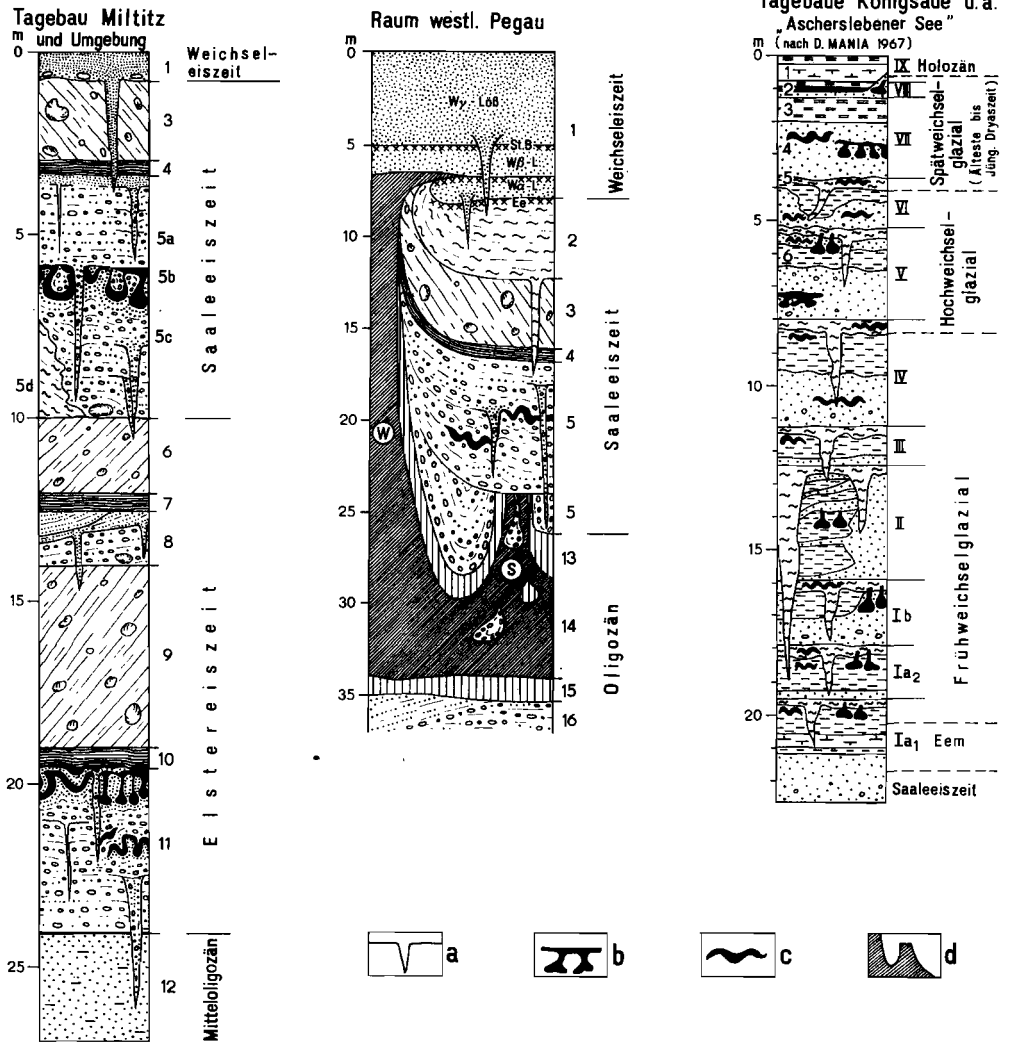


Abb. 33. Ausgewählte Quartärfolgen im mittleren Saale-Elbe-Gebiet mit markanten Periglazialsedimenten und Frostmarken

a – Eiskeilpseudomorphose; b – Taschen- und Tropfenboden; c – Kryoturbationserscheinungen (Würgeböden, häufig kombiniert mit Taschen- und Tropfenböden); d – Braunkohlenaufpressung (Mollisolidiapir); W = weichselglazialen, S = saaleglazialen Alters

Profil Tagebau Miltitz und Umgebung und Raum westlich Pegau:

1 – Sandlöß mit Steinsohle bzw. Lößlehm und Löß mit Bodenhorizonten (St. B. = Stillfried-Boden = Gleinaer Boden); 2 – Fließ- und Schwemmerden (Schluße mit Sand- und Kiessstreifen und -bänken, Gleitschollen aus Grundmoränen und Tonen u. a. m.); 3 – 1. Saalegrundmoräne; 4 – Böhlen-Lochauer Bänderton; 5 – frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster: 5a – Obere Schotter, 5b – Markleeberger Kryoturbationshorizont, 5c – Untere Schotter, 5d – Solifluktuationsmassen; 6 – Obere Elstergrundmoräne; 7 – Miltitzer Bänderton; 8 – glazifluvial-fluviatile Miltitzer Zwischenmittel; 9 – Untere Elstergrundmoräne; 10 – Dehlitz-Leipziger Bänderton; 11 – frühelsterglaziale Schotterterrasse der Saale; 12 – marine Feinsande und Schluße; 13 – limnische Tone und Schluße; 14 – Weichbraunkohle; 15 – vgl. 13; 16 – fluviatiler Sand und Kies

Profil Tagebaue Königsau u. a.: 1 – Muddekalk (Seekreide); 2 – Bimstuff des Laacher-See-Ausbruchs (Alleröd); 3 – Torf; 4 – Sand bzw. Sand und Kies; 5 – Solifluktuationsmassen; 6 – Mudde; I bis IX – Sedimentationsfolgen des Ascherslebener Sees

In der ebenfalls großzügig erschlossenen 5—15 m mächtigen Oberen frühpleistozänen Terrasse (Sternhügelterrasse) der Saale westlich von Pegau sind Frostrisse häufiger vorhanden. Sie besitzen die Form von Spalten und Keilen. Ihre Tiefe schwankt zwischen 1 m und mehr als 3 m. Die Schulterbreite der Keile beträgt im Anschnittsniveau 10 bis 40 cm (alles Mindestwerte). Viele der überwiegend mit Terrassensanden und -kiesen gefüllten Spalten und Keile setzen sich in die liegenden tertiären Sande und Schluffe fort, wo sie sich nach etwa einem Meter zu nur noch wenige Millimeter breiten Rissen schließen. Sie pflegen mit eingeschwemmtem feinem Sand gefüllt zu sein. Die in der Baggerebene stellenweise im Grundriß aufgeschlossenen Strukturen bilden weitmaschige Polygone. Folgende Streichrichtungen der Risse wurden gemessen: 45°, 84°, 90°, 145° und 170°. Der Keil des zuletzt genannten Wertes reichte 1,5 m in die tertiäre Schichtenfolge hinein und konnte 130 m weit verfolgt werden, setzte sich aber wahrscheinlich noch um weitere 70 m fort. Zu betonen ist, daß es nur bei einigen der bisher beachteten Frostrisse gelungen ist, definitiv ihr Alter als terrassenintraformationell zu bestimmen. Öfter gelang dies bei den relativ häufigen kryoturbaten Strukturen (Abb. 34, Bild 35). Es handelt sich um teils völlig unregelmäßig verbrodelte, teils auch in Tropfenstrukturen aufgelöste Feinsande bis tonige Schluffe, die stellenweise messerscharf intraformationell abgeschnitten sind. Gelegentlich sind nur noch die Tropfen und tieferen Einstülpungen überliefert. Die Kryoturbationshorizonte erreichen Mächtigkeiten bis zu 1,2 m, was der zeitweiligen sommerlichen Mindestauftautiefe entspricht. Ferntransportierte eckige oder kantengerundete Einzelblöcke (Buntsandstein) mit Durchmessern von 25—50 cm mögen wiederum Fluß-Eisschollendrift, Sandgerölle die Verfrachtung von Lockergestein in gefrorenem Zustand bezeugen.

Zur Mittleren frühpleistozänen Terrasse (Sitteler Terrasse) der Saale stellen wir Schottervorkommen bei Langendorf und Leißling südlich bzw. südwestlich von Weißenfels. Hier gelang es STEINMÜLLER schon in den fünfziger Jahren, altersgleiche kleine Frostrisse nachzuweisen. Eine nur wenige Millimeter breite intraformationelle Frostspalte von 1,5 m Tiefe war neben mehreren postformationellen, wohl weichselglazialen Spalten und Keilen in der Kiesgrube Leißling in den letzten Jahren wieder aufgeschlossen. In der zur gleichen Talstufe gestellten Völkerschlachtdenkmal-Terrasse in Leipzig legte 1976 am Napoleonstein ein Rohrgraben intraformationell kryoturbat stark gestörte Schluffe und Sande frei. Die Mächtigkeit der Kryoturbationszone betrug maximal 0,5 m. In der Wand ruhten in größerer Zahl ferntransportierte Blöcke aus Buntsandstein mit Durchmessern um 20 cm; ein Block maß 30 × 25 × 20 cm. Auch fanden sich Sandgerölle bis 20 cm Durchmesser. In der gleichalten oder eine Stufe älteren Wyhraterasse bei Thierbach, nördlich von Borna, erreichten 0,3—0,4 m breite Eiskeile eine Tiefe von 2—3 m. Im unteren Drittel des Schotters ist ein 0,5 bis reichlich 1 m mächtiger Kryoturbationshorizont entwickelt, der von gleichaltrigen Schottern gekappt wird. Instruktive Frostbodenerscheinungen beschreibt SCHUBERT (1978) aus den Schottern des Bautzener Elbelaufs bei Kamenz. Eiskeile wurden als intraformationell, Brodelböden als intra- bis postformationell erkannt.

In der zwischen Weißenfels und Kölzen mehrfach aufgeschlossenen Unteren frühpleistozänen Terrasse der Saale (Großgörschener Terrasse) sind bisher nur in der Kiesgrube Lösau intraformationelle Frostrisse zu beobachten gewesen. Einer besaß eine Länge von nur 0,2 m, der andere von rd. 1 m. Häufig dagegen sind in dieser Terrasse Kryoturbationshorizonte, die in den Gruben um Pobles und Poserna Mächtigkeiten bis um 1,5 m erreichten. Eine besonders interessante Erscheinung bot die Kiesgrube Lösau (Abb. 35). In eine 6 m unter der Schotteroberkante liegende 0,2—0,4 m mächtige feinsandige Schluffschicht ist von unten mittel- bis grobkörniger Sand mit Kiesbeimengungen eingedrungen und in einigen Fällen (Finalphase) vollständig durch Unterwanderung mit Schluff abgeschnitten worden, so daß im Schluffkörper teilweise ideal kugelförmige Sand- und Kieskörper schwammen (Abb. 35, Bild 50). Daß die Sande und Kiese nicht

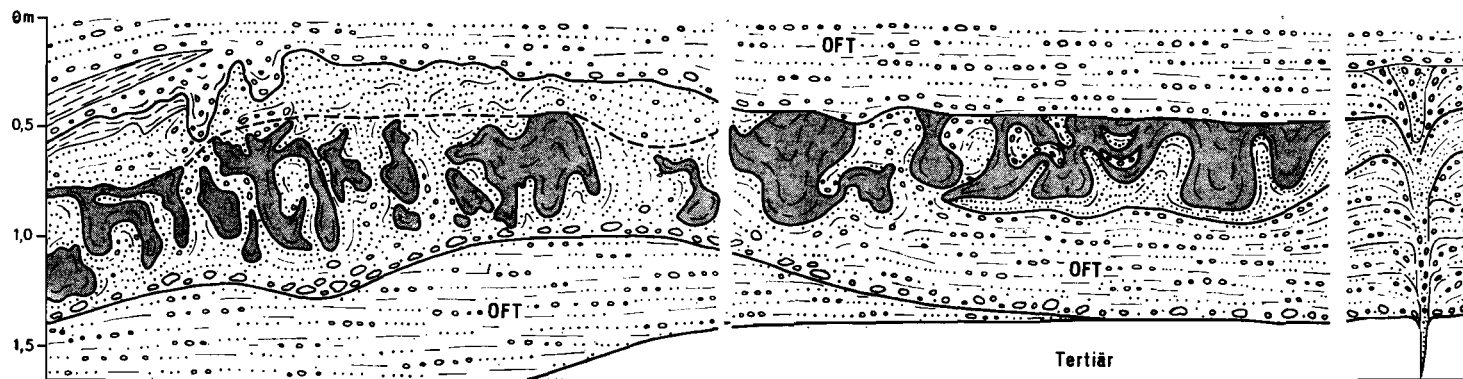
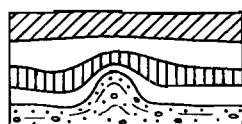
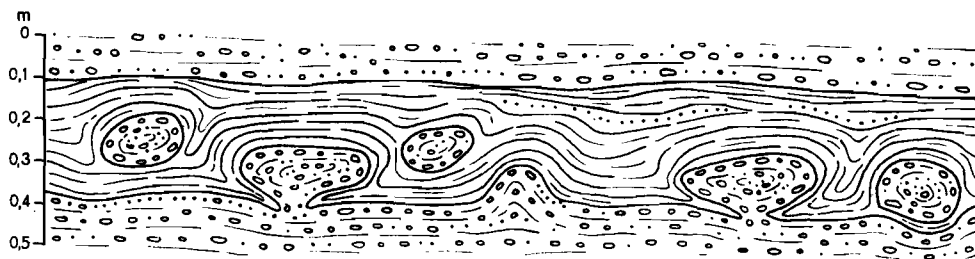
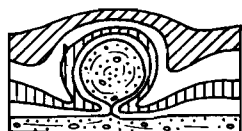
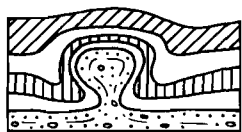


Abb. 34. Kryoturbationsstrukturen und intraformationelle Eiskeilpseudomorphose in der Oberen frühpleistozänen Schotterterrasse der Saale bei Werben



Initialphase



Finalphase

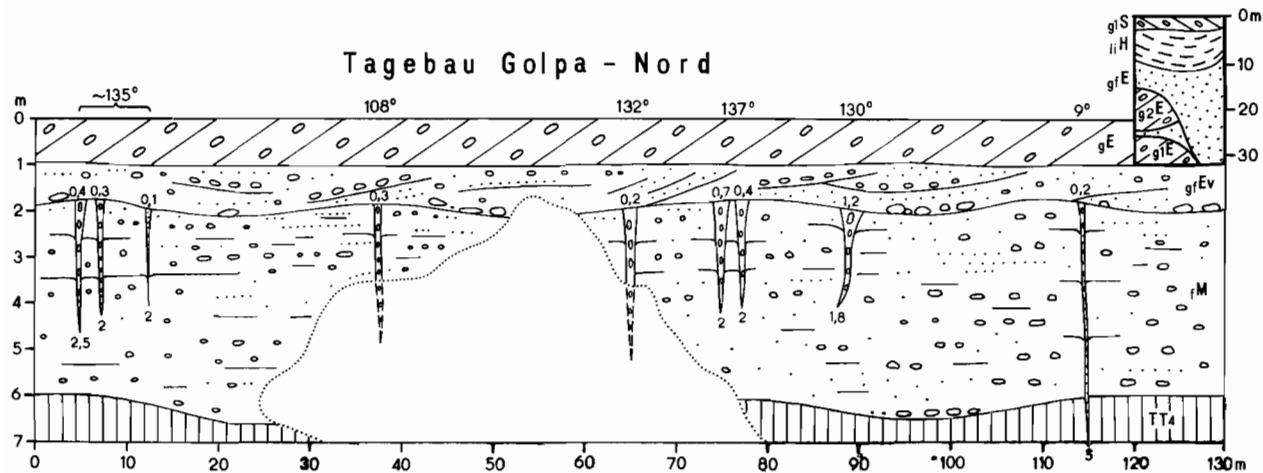
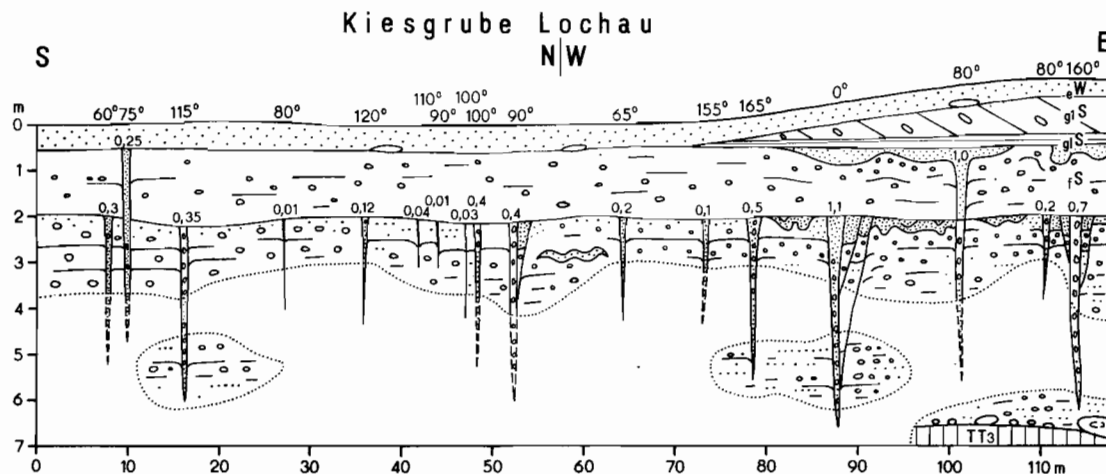
 Sand und Kies

 Schluff
und
Feinsand

Abb. 35. Kugelförmige intraformationelle Kiesauftriebsform in der Unteren frühpleistozänen Schotterterrasse der Saale (Kiesgrube Lösau nordöstlich von Weißenfels)

in den (spezifisch leichteren) Schluff von oben (gravitativ) eingesunken, sondern von unten (intrusiv) eingedrungen sind, ergibt sich aus der Beobachtung, daß die Schichten über den Kugeln weder durchbrochen noch nach unten geschleppt, sondern leicht aufgebault sind. In den gleichaltrigen Schottern der Weißen Elster bei Zwenkau hat O. PRIESE einen etwa 2 m tiefen, an der Schulter ca. 0,5 m breiten Keil beobachtet. In größerer Anzahl sind Eiskeilpseudomorphosen in den Unteren frühpleistozänen Schottern der vereinigten Saale-Weißelster-Mulde nördlich von Gräfenhainichen überliefert, aus der auch reichlich Kryoturbationsstrukturen bekannt sind.

Die Keile erreichen Tiefen zwischen 3 und 5 m und Breiten bis zu 1,5 m, bleiben jedoch meist unter 0,5 m (1–3 dm). Die Längen reichen bis 20 m und darüber hinaus. Der größte Teil steht senkrecht, jedoch wurden auch Keile mit einem Einfallen zwischen 50 und 75° beobachtet. Im Jahre 1977/78 waren auf einer Stoßlänge von 130 m 9 Keile zwischen 2 und 5 m Tiefe freigelegt (Abb. 36 unten). Der Abstand schwankte zwischen rd. 2 und knapp 30 m. Ihre Streichrichtung war vorwiegend WNW–ESE bis SE–NW; sie liefen also weitgehend parallel. Ältere Beobachtungen ergaben ein mehr polygonales Muster. Wichtig ist die erst 1977 gemachte Entdeckung, daß ein Teil der in diesen alten Schottern sitzenden Keile an einer Zäsur beginnt, über der elsterglaziale Schmelzwasserkiese als Bildungen eines lokalen Eisvorstoßes liegen (Abb. 36 und 57). Darüber folgen lokal Bänderton, Grundmoräne, Schmelzwassersande und holsteinwarmzeitliche (KNOTH 1978) limnische Sedimente. Damit könnte es sich um Frostrisse handeln, die während der frühen Elstereiszeit auf der frei gelegenen alten Schotterplatte entstanden sind. Diese Annahme wäre zu



beweisen, wenn sich als Keilfüllung auch Schmelzwassersediment fände. Ähnliches hat wohl auch für die in den Kiesgruben bei Goltewitz nachgewiesenen bis 2,5 m tiefen Frostrisse zu gelten. Die Einschränkung stellt die Existenz sicher intraformationeller fossiler Eiskeile in der Unteren frühpleistozänen Terrasse bei Gräfenhainichen nicht in Frage. Im Jahre 1979 konnten im Tagebau Golpa-Nord auf 50 m Stoßlänge drei bis 3 m tiefe Keile rund 2 m unter der Schotteroberkante kartiert werden, dazu intraformationelle Brodelhorizonte (Bild 16).

3.2.2. Elstereiszeit

Aus unserer Sicht beginnt das eigentliche Eiszeitalter mit der Elstereiszeit. Die Gletscher entfalteten sich erstmalig kontinentweit, wobei sie in Mitteleuropa die Ostsee voll überschritten und bis zum Fuß der Mittelgebirge vorstießen (Zwickauer Phase der Elstereiszeit). Auch in Zahl und Intensität der überlieferten Frostmarken zeichnet sich eine gravierende Klimazäsur zwischen dem vorelsterglazialen und jüngeren Quartär ab. Mehr oder minder episodischen, kurzzeitigen Dauerfrostperioden folgten nun offenbar jahrtausend- oder jahrzehntausendlange Dauerfrostabschnitte.

Zwickauer Phase

In der frühelsterglazialen Schotterterrasse finden sich Frostmarken in allen Niveaus, stellenweise auch unmittelbar an der Basis, doch erreichen sie ihr Maximum im oberen Drittel. Im ehemaligen Tagebau Kulkwitz-Miltitz waren zeitweise pro 100 m Stoßlänge bis fünf, meist 1–2, maximal 5 m tiefe, 0,1–5 dm breite Frostrisse in Form von Keilen und Spalten aufgeschlossen. Viele der Keile beginnen ganz nahe der Terrassenoberfläche im Bereich eines Schluff-Feinsand-Horizontes, dem sogenannten Schlepp, der im Litoralgürtel der vom Elstereis aufgestauten Flüsse (Dehlitz-Leipziger Eisstausee) zum Absatz kam. Mit Beginn der Überstauung tauten die Eiskeile aus und füllten sich im oberen Teil mit dem Schlepp. Der Dehlitz-Leipziger Bänderton greift ungestört darüber hinweg (Abb. 37). Eindrucksvoll waren diese Erscheinungen auch in Baugruben in der Innenstadt von Leipzig zu beobachten, wo nördlich des Alten Rathauses einmal auf 15 m Stoßlänge drei über 2 m lange, oben mit Schluff gefüllte Keile freigelegt waren (EISSMANN 1964, dort S. 85, Abb. 30). In noch größerer Dichte erschloß der Tagebau Borna-Ost Keile und Spalten in der frühelsterglazialen Wyhrterrasse. Gelegentlich waren hier zwei bis drei Frostrisse auf 10 m Aufschlußlänge zu beobachten. Ihre Tiefe schwankte zwischen 1,5 und 4 m (Mittel 2–3 m), ihre Breite erreichte ver-

←

Abb. 36. Dicht gescharte, sich zu Polygonnetzen zusammenschließende fossile Eiskeile der Saale-(oben) und Elstereiszeit, möglicherweise der Menapokaltzeit (unten)

Der obere Schnitt deckt drei Eiskeilgenerationen auf: Oben links befindet sich ein mit Sandlöß gefüllter weichselglazialer Riß; rechts oben setzt ein 1 m breiter Keil unmittelbar unter dem Böhlen-Lochauer Bänderton an (Saalehochglazial; Ausschmelzung vielleicht durch Wasserüberstauung); alle übrigen Frostrisse beginnen an einer die Hauptterrasse teilenden Zäsur mit nachweislich leichter Erosionsdiskordanz.

Der untere Schnitt zeigt Frostrisse, die an einer Grenze beginnen, über der Schmelzwasserbildungen liegen. Vielleicht gehören die Risse zu einem Eiskeilnetz, das sich in der Vorstoßphase des Elsterinlandeises auf der Menapterrasse gebildet hat, doch sind in unmittelbarer Nachbarschaft auch mehrfach intraformationelle Eiskeile im oberen Drittel der Menapterrasse aufgeschlossen gewesen, so daß es sich im Schnitt ebenso um elsterzeitlich gekappte menapzeitliche Eiskeilpseudomorphosen handeln könnte.

e^w — weichselglazialer Sandlöß, g^{1s} — Saalegrundmoräne, g^{1s} — Böhlen-Lochauer Bänderton, f^s — frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Saale, li^{tr} — holsteinwarmzeitliche Schluffe und Sande, g^{2s} — elsterglaziale Schmelzwasserbildungen, g^{2s} — Obere Elstergrundmoräne, g^{1s} — Untere Elstergrundmoräne, g^{2v} — elsterglaziale Sande und Kiese der Gletscher-vorstoßphase mit basaler Blocklage (Schmelzwasserbildungen zu einem lokalen Elsvorstoß), f^m — Untere frühpleistozäne Schotterterrasse (Menapterrasse), TT4 — Miozän, TT3 — Oligozän

Breite und Tiefe der Eiskeilpseudomorphosen in m, die Gradangaben beziehen sich auf die Richtung der Frostrisse

einzel 2 m (Mittel 0,2—0,5 m). Sie waren mit Sanden und Schluffen des Muttergesteins oder des hangenden elsterglazialen Staubeckensediments, niemals jedoch mit Bänderton gefüllt. Der Frostrißabstand kann in den genannten Großaufschlüssen im Mittel auf weniger als 25 m veranschlagt werden (zwischen 8 und 20/25 m). Es existieren jedoch auch ausgedehnte Schotterflächen, wo sich bisher nur vereinzelt Frostrisse fanden und ihr Abstand offenbar weit über 100 m beträgt, so in der Pleißeterrasse nordöstlich von Grotzsch. Der größte hier beobachtete terrassenintraformationelle Keil maß in der Tiefe über 3 m, in der Breite knapp 1 m. Aus der östlichen Lausitz beschreibt STEDING (1977) intraformationelle Frostmarken einschließlich Eiskeile aus der gleichaltrigen Terrasse der Neiße. Wohl keine der allerdings nicht sehr zahlreichen Schluff- und Feinsandschichten der Frühelsterterrasse dürfte ganz frei von Kryoturbationserscheinungen sein. Sie finden sich wie die Eiskeile in allen Terrassenniveaus, bevorzugt aber wiederum im oberen Drittel. Namentlich der hangende Schluff-Feinsand-Horizont ist oft bis zur Unkenntlichkeit verbrodelt oder in Tropfen aufgelöst. Mitunter sind schluffige Schichtenfolgen bis gegen 2 m kryoturbat gestört. Das entspricht der zeitweiligen Mindestauftautiefe.

Die faszinierendsten Klein-Frostbodenformen gab 1973 eine Rutschung frei, die sich im Gefolge der Flutung des Tagebaues Miltitz nahe der Ortschaft Lausen ereignet hatte („Lausener Kliff“). Gleich einem filigranen Fries aus Hieroglyphen krönte auf mehr als 50 m Länge ein Tropfenboden die frühelsterglaziale Saaleterrasse. Er hat sich wiederum aus dem die Terrassensedimente oben abschließenden Schluff-Feinsand-Horizont gebildet. Die Länge der wenige Millimeter bis etwa 5 cm starken Stiele schwankte zwischen 0,5 und rund 1 m. Die 2 bis 20 cm großen Tropfen zeigten bei einem größeren Teil die typischen basalen Abflachungen, die Indikation, daß sie beim Absinken auf einen festen Widerstand getroffen sind, aller Wahrscheinlichkeit nach die Oberfläche des Permafrostbodens. Tropfen mit konvexer bis spitzer Basis mögen dagegen durch Reibung im Sand zum Stehen gekommen sein. Wenn es gelegentlich Zweifel gegeben hat, daß Taschenböden die Vorläufer von Tropfenböden sind, so konnten sie hier ähnlich leicht entkräftet werden wie in dem bekannten Mecklenburger Aufschluß von Grebs (W. v. BÜLOW 1964 a). Unschwer fanden sich alle Übergänge von schwachen sekundären Verdickungen des Schluffs über halbkreisförmige Taschen, lange zapfen- oder wurzelartige Ausstülpungen bis zu reifen Tropfenstrukturen. Die Zapfen sind hier zu Stielen oder dünnen Halsen ausgelängt, an denen der Tropfen hängt. Mitunter erwiesen sich die Stiele jedoch als überdehnt, und die Tropfen waren abgerissen. Im Süden änderte sich das Bild. Die von Sandlinsen durchsetzte sandige Schluffbank war hier ursprünglich offenbar durch ein Sand- und Kiesmittel in zwei Schichten aufgespalten gewesen. Der Tropfenboden ging relativ unvermittelt in einen Taschenboden über, indem mehr oder minder kongruent der obere und untere Schluff in engspannigen, schlauchartigen oder breiten, sackartigen Strukturen in die Tiefe gesunken waren. Die vertikale Verschiebung betrug maximal 1,2 m (meist um 0,8 bis 1 m). Beiderseits der Strukturen waren nicht nur feinkörnige Sande und Schluffe, sondern auch gröbere Sande und sogar Kiese emporgequollen. Dieser Minidiapirismus fiel besonders durch intensiv gedehnte dunkle Schlufflagen ins Auge, die vordem mehr oder minder horizontale Schichten gebildet hatten. Hier waren auch die Reste einer Tropfenbodengeneration überliefert, die aus einer noch älteren Schluffschicht hervorgegangen ist als den oben beschriebenen. Neben diesen gravitativ durch Dichteaussgleich entstandenen Strukturen — absinkende Massen lösten in der Nachbarschaft Materialaufstieg aus — fanden sich auch Einengungserscheinungen in Form von Wickelstrukturen, also Kryoturbationsmale im engeren Sinne. In Abb. 37 ist das Lausener Profil in etwas verdichteter Form dargestellt: im Mittelteil ist es etwas gerafft, der Eiskeil rechts außen ist ins Bild hineingerückt worden. Die Bilder 42—44 zeigen weitere Details.

Die Bedeutung des Lausener Profils besteht vor allem darin, daß hier wohl erstmalig im skandinavischen Vereisungsgebiet die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht in Hör- und Sichtweite eines quartären Inlandgletschers ermittelt werden konnte, ist doch der zu einem Tropfenboden umgewandelte obere Schluffhorizont bereits unter den direkten Einwirkungen des Gletschers entstanden und mit absoluter Gewißheit nichts abgetragen. Geht man davon aus, daß die wie mit einem Lineal gezogene Unterkante des nördlichen Teils des Tropfenbodenhorizontes wirklich die Frostbodenoberfläche

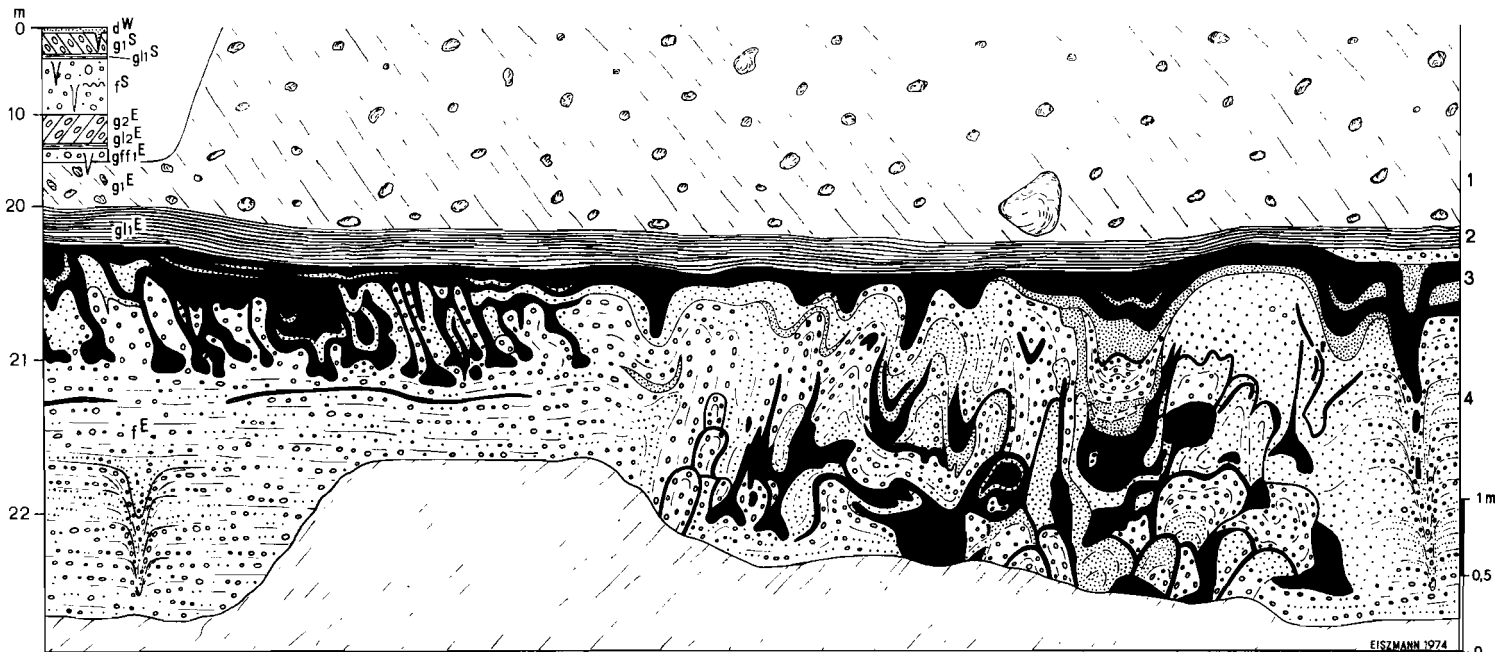


Abb. 37. Schichtdeformationen im elsterglazialen Auftauboden. Lausener Kliff des ehemaligen Tagebaues Kulkwitz-Miltitz (nach EISSMANN 1975, 1978, ergänzt)

Der Aufschluß zeigt mindestens zwei Generationen von reifen Tropfenböden und fossilen Eiskeilen. Die in gleichkörnigen Sedimenten entwickelten, basal abgeflachten Tropfen markieren die jeweilige Frostbodenoberfläche unter der sommerlichen Auftauschicht (Sommermollisol). Der Schluff unmittelbar unter dem Bänderton ($gl1^E$) ist bereits unter dem Einfluß des elsterglazialen Inlandeises abgesetzt worden. Die Tiefe des Tropfenbodens liefert damit einen Anhaltspunkt über die Mächtigkeit des sommerlichen Auftaubodens wenige Kilometer vor dem Inlandeis. Deutlich erweisen sich im Profil die Taschenböden (mittlere Abschnitt, oben) als initiales Stadium der Tropfenböden und beide unzweifelhaft als gravitative Erscheinung. In der rechten Bildhälfte sind einzelne Einengungsformen zu beobachten, krypturbate Strukturen im engeren Sinne, doch überwiegen auch hier auf gravitative Saigerungsvorgänge in einem wasserübersättigten Sediment zurückgehende Strukturen: Im Moment des Vorganges (nicht unbedingt im heutigen Zustand) spezifisch dichtere Sedimente sinken in die Tiefe, verdrängen dabei leichtere, die kugel-, pilz-, schlauch-(!) und wolkenartig aufsteigen. Bis auf hautdünne Lagen gedehnte, ehemals sämtlich weitgehend horizontal gelegene Schluffschichten bringen die Intensität der Deformation plastisch zum Ausdruck. Eiskeilpseudomorphosen

d^W – weichselglazialer Sandlöß, $g1^S$ – 1. Saalegrundmoräne, $gl1^S$ – Böhlen-Lochauer Bänderton, f^S – frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster, $g2^E$ – Obere Elstergrundmoräne, $gl2^E$ – Miltitzer Bänderton, $gff1^E$ – sandig-kiesiges Miltitzer Zwischenmittel, $g1^E$ – Untere Elstergrundmoräne, $gl1^E$ – Dehlitz-Leipziger Bänderton mit basalem Schluff („Schlepp“); f^E – frühelsterglaziale Schotterterrasse der Saale

markiert (wovon wir überzeugt sind, da das fragliche Niveau an keine Materialunstetigkeit gebunden ist), betrug die sommerliche Auftautiefe stellenweise nur 0,5–1,0 m. Für unser Beispiel ist das ein Maximalwert, da bereits mit einer Beeinflussung des Frostbodens durch zeitweilige Wasserüberstauung gerechnet werden muß. Weiter im Süden ist der obere Schluff maximal 1,2 m abgesunken. Ein echter Tropfenboden hat sich nicht entwickelt. Die Ausgleichsbewegungen insgesamt umfassen eine Spanne von etwa 2 m. Wir halten es für nicht ausgeschlossen, daß diese Bewegungen erst eingetreten sind, als das Gebiet endgültig vom Dehlitz-Leipziger Gletschersee überstaut wurde, unter dem der Dauerfrostboden bis in große Tiefe zerfiel. Der ältere Tropfenboden zeigt, daß auch in der Zeit, als der Gletscher noch einige hundert Kilometer weiter nördlich lag, die sommerliche Auftauschicht 1 m kaum überschritten hat.

Driftblöcke finden sich in den frühelsterglazialen Schottern häufig; sie belegen eine Eisschollendrift von gelegentlich 70 bis über 100 km Länge, so Grauwackenblöcke aus dem Harz oder dem Thüringer Schiefergebirge in Saaleschottern bei Dölzig oder Granulitblöcke in Muldeschottern im Stadtgebiet von Leipzig (Floßplatz).

Auch außerhalb der Täler sind aus dem frühen Elsterglazial (Vorstoßphase) zahlreiche Frostmarken bekannt. Ihr Alter ergibt sich daraus, daß über die gestörten Schichten der Dehlitz-Leipziger Bänderton transgrediert. Der Tagebau Borna-Ost erschloß nahe der Ortschaft Schönau auf über 400 m Länge stark kryogen deformierte oberoligozäne Schluffe und Feinsande. Die teils gravitativ, teils durch Pressungen entstandenen Strukturen — weitspannige Mulden und Sättel, intensive Verbrodelungen, Tropfenböden — reichten bis rund 2 m unter den Bänderton. Hier war auch eine größere Anzahl von Eiskeilen entwickelt. Es überwogen schmale und flache Formen, d. h. bis etwa 5 cm breite und 0,75–1,5 m tiefe. Ihr Abstand betrug stellenweise 25–50 m, lokal auch nur 2 m; an einer Stelle waren auf 5 m Länge sechs Spalten und Keile bis 2 m Tiefe freigelegt. Einige mit Feinsanden und Schluffen gefüllte Keile fielen durch einen ungewöhnlich großen Öffnungswinkel auf. Bei einer Tiefe von nur 1,5 bis maximal 2 m erreichten sie an der Schulter eine Breite von annähernd 1,5 m.

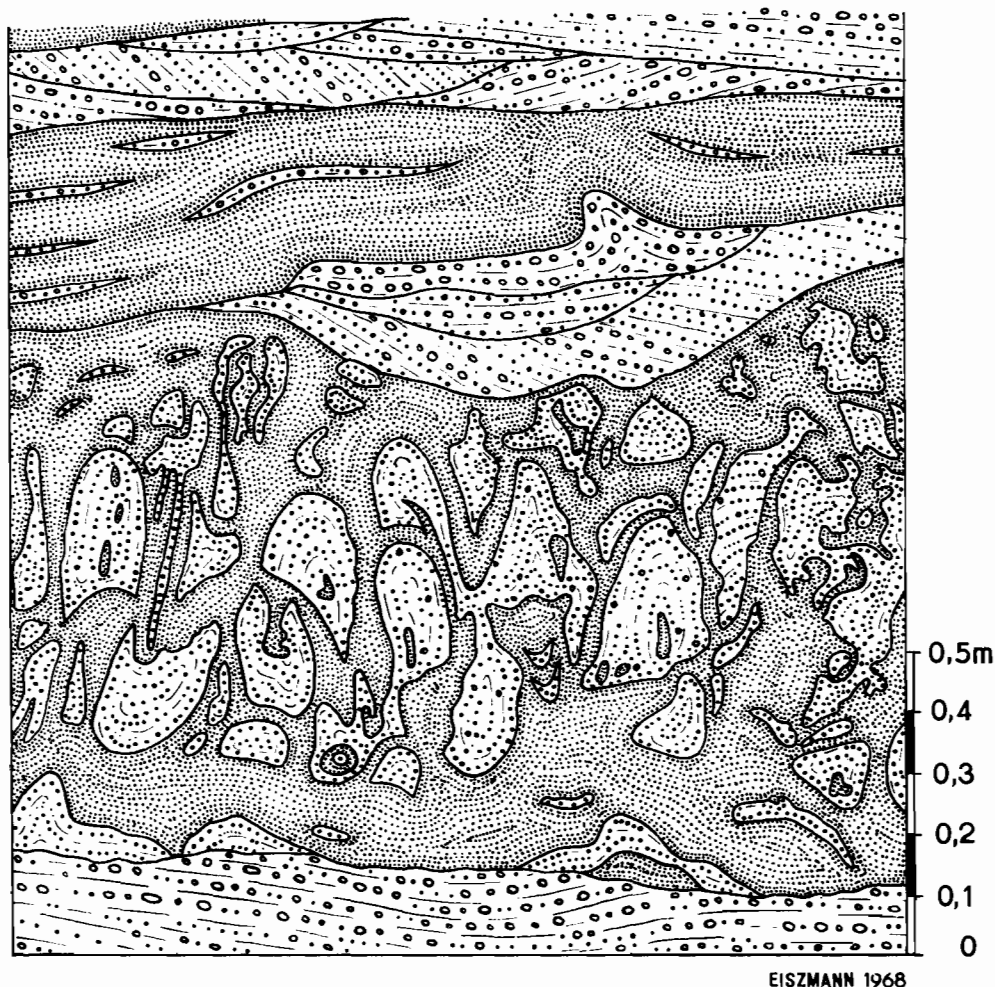
Früher schon kurz beschrieben wurde der Taschen- und Tropfenboden an der Basis des Hohendorfer Beckens (EISSMANN 1975, S. 72, Tafel XIV, vgl. auch hier S. 77). Es handelt sich um einen kohlehaltigen, braunen Schluff mit wechselnd hohem Fein- und Grobsandgehalt. Auf etwa 10 m Länge hatte er sich in plumpe Taschen und Tropfen aufgelöst, die 0,4–0,6 m in die unterlagernden Sedimente aus feinsandigem Mittel- und Grobsand eingesunken waren. Mehrfach waren die Hälse abgerissen, und fußballgroße Schluffkugeln schwammen in der sandigen Unterlage. Bemerkenswert ist das Hangend-sediment dieses Tropfenbodens, das in großer Anzahl eingeschwemmte Gehäuse von *Succinea oblonga* und *Columella columella* und an Ort und Stelle eingebettete Schalen der Wasserschnecke *Gyraulus arconicus* und der Muscheln *Pisidium stewarti*, *P. obtusale lapponicum* und anderer Arten führt (FUHRMANN 1976, S. 1264f.), insgesamt also ausgeprägt kühlen Klimabedingungen angepaßte Mollusken.

Während der Elstereiszeit stießen die Gletscher zweimal in das Saale-Elbe-Gebiet vor (Zwickauer und Markranstädter Phase). Mit einer Stillstandsphase während der Zwickauer Phase werden mächtige Schmelzwassersande und -kiese in Verbindung gebracht, die zwischen Penig und Zeitz abgesetzt wurden und in großen Aufschlüssen freigelegt sind*). Dabei fällt auf, daß in ihnen bisher noch keine intraformationellen Eiskeilpseudomorphosen nachgewiesen worden sind. Das dürfte kaum auf einer Beobachtungslücke beruhen. Vielmehr ist anzunehmen, daß während des Eishöchststandes ungünstige Bedingungen für die Bildung von Kontraktionsrissen bestanden haben. Dagegen sind von mehreren Stellen intensive Kryoturbationserscheinungen bekannt,

*) Möglicherweise markieren diese mächtigen Schmelzwasserbildungen die Randlage des zweiten elsterglazialen Gletschervorstoßes im Sinne der Markranstädter Phase.

so aus den Gruben bei Spora und zwischen Creutzen und Starkenberg in Schluffbänken im oberen Drittel des Sandkörpers.

In den fluviatil-glazifluviatilen Mischsedimenten zwischen den beiden Elstergrundmoränen sind 1–3 m lange Frostrisse, darunter ehemalige Eiskeile mehrfach beobachtet worden. So in den Kiesgruben um Günthersdorf (Möritzcher Schotter), im ehemaligen Tagebau Miltitz (Abb. 33) und im Tagebau Peres nördlich von Brösen (Abb. 60, Bild 48). Hier, wo der Mischschotter großzügig erschlossen ist, fanden sich nur wenige Risse, darunter ein 3 m langer, vermutlich in zwei Phasen ausgetauter Keil. Sie setzen jeweils nahe der Schotteroberkante an (vgl. das Profil auf Abb. 60). Im oberen Drittel der Schotter war eine gewisse Zeit ein besonders instruktiver Tropfenboden freigelegt. Da wir im Allgemeinen Teil auf diesen „Brösener Tropfenböden“ eingegangen sind, erübrigen sich hier unter Verweis auf die Bilder 45 und 46 nähere Beschreibungen. Wesentlich erscheint, daß der Tropfenboden gekappt ist, die Tropfenbildung also nachweislich schotterintraformationell erfolgte. Die sommerliche Auftautiefe betrug zwischen den beiden



EISZMANN 1968

Abb. 38. Durch kryogene Prozesse stark gestörte Schluff/Feinsand-Kies/Sand-Wechselagerung in elsterspätglazialen Schottern bei Gaschwitz

elsterglazialen Gletschervorstößen zeitweilig 0,5—0,7 m, wenn wir wieder davon ausgehen, daß die Tropfenbodenunterkante der ehemaligen Frostbodenoberfläche entspricht.

Markranstädter Phase

In der ausgehenden Elstereiszeit wurden über große Flächen Flußschotter und mit ihnen verzahnte Schmelzwassersande und -kiese abgesetzt, die gelegentlich in schluffig-lehmige Sedimente übergehen. Ihr Alter ergibt sich aus der örtlichen Überlagerung durch holsteinwarmzeitliche Ablagerungen und der Unterlagerung von elsterglazialen Grundmoränen. Nordöstlich von Delitzsch erschloß der Tagebau Goitsche intraformationelle Eiskeilfüllungen und Kryoturbationshorizonte. Die Frostrisse erreichten Tiefen um 3 m. Bei der Überbaggerung gleichaltriger Kiese und Schluffe („Gaschwitz Schluff“) westlich des Bahnhofes Gaschwitz waren zeitweise auf rd. 50 m Länge vier 1,5—3,5 m tiefe Eisspalten und -keile zu beobachten. Zwei durch Sand- und Kieslagen aufgespaltene 0,5 bis 1,8 m mächtige, unmittelbar von der frühsaaleglazialen Pleißeterrasse überlagerte Schluffschichten waren abschnittsweise über die gesamte Mächtigkeit kryogen verbrodelt (Abb. 38) oder zu Tropfen aufgelöst (Bild 37). Auch die Brodelstrukturen ließen vielfach eine gravitative Differenzierung erkennen, indem die Schluffe in mehr oder minder lotrecht hängende Streifen und Fladen aufgelöst erschienen.

3.2.3. Saaleeiszeit (Zeltzer und Leipziger Phase)

Ältere und Jüngere Hauptterrasse (Früh- bis Hochglazial)

Frostmarken aus der Saaleeiszeit finden sich in erster Linie in der frühsaaleglazialen Hauptterrasse. Es dürfte wohl kein größerer Aufschluß in diesem Schotterkörper in der Leipziger Bucht existieren, der gänzlich frei von Frostmarken ist, und es nimmt daher nicht wunder, daß sich die erste Spezialarbeit über Frostformen um Leipzig mit Frostmarken dieser Terrasse beschäftigt (WEINBERGER 1944).

Intraformationelle Eiskeilpseudomorphosen finden sich in allen Terrassenniveaus. Im unteren Drittel des Schotterkörpers sind sie am seltensten, im Grenzbereich vom mittleren zum oberen Drittel am häufigsten. Relativ zahlreich sind sie auch im obersten Meter der Terrasse entwickelt. Was die Verteilungsdichte der Frostrisse betrifft, so sind erhebliche Schwankungen offenkundig. Die dichtesten Rißnetze fanden sich bisher in den Kiesgruben westlich von Leipzig (Kanalhafen, Rückmarsdorf, Schöna), um Lochau südöstlich von Halle (Saale) und in Tagebauen südwestlich von Delitzsch und südlich von Bitterfeld. Verhältnismäßig arm an Frostrissen erwies sich dagegen, um ein Beispiel zu nennen, die Hauptterrasse der Weißen Elster in den Großaufschlüssen südlich von Leipzig.

In den Gruben westlich von Leipzig, bei Lochau und südwestlich von Delitzsch beginnen wohl über 90% der Risse im oberen Schotterdrittel. Oftmals setzen sie an einer deutlichen Erosionsdiskordanz an, die im Niveau des Markkleeberger Horizontes liegt. Dieser ist zwar weitgehend der Abtragung zum Opfer gefallen, doch finden sich oft Reste in der Eiskeilfüllung wieder (Lochau).

In der Kiesgrube am Bahnhof Rückmarsdorf (Abb. 18) waren auf einer der unmittelbaren Beobachtung zugänglichen Stoßlänge von knapp 350 m einmal 17 Frostrisse freigelegt. Rein rechnerisch betrug der mittlere Rißabstand etwa 22 m, tatsächlich schwankte er zwischen 2 und 94 m. Die Rißbreite pendelte zwischen 0,02 (Spalt) und 0,4 m und lag im Mittel bei 0,25 m (nur Keile). Die Tiefe der Risse variierte zwischen 1,5 und 4 m. Anhand ihrer Streichrichtung von vorwiegend ENE—WSW bis ESE—WNW scheinen

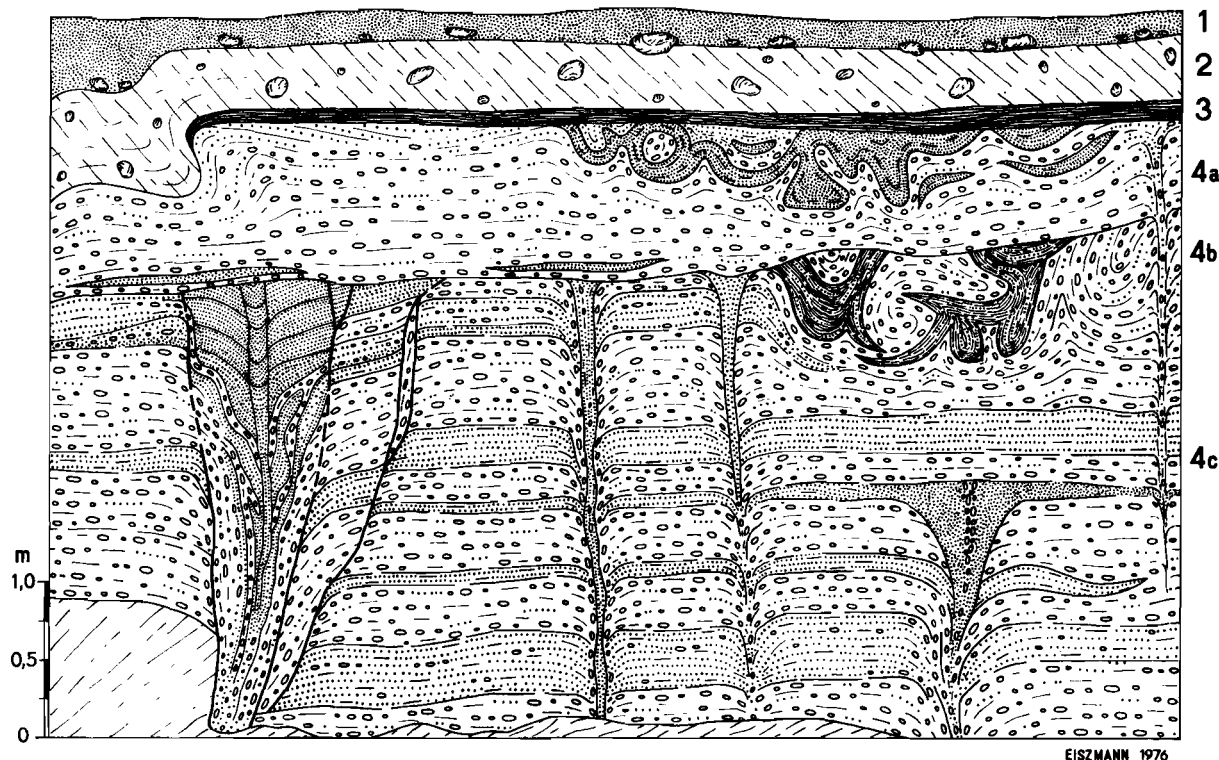


Abb. 39. Frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Saale mit drei Generationen fossiler Eiskeile und zwei Generationen von Kryoturbationserscheinungen. Kiesgrube Lochau, Saalkreis. Linker Abschnitt bis zum 3. Eiskeil höhen- und abstandstreu

1 – weichselglazialer Sandlöß mit Steinsohle; 2 – 1. Saalegrundmoräne; 3 – Böhlen-Lochauer Bänderton; 4 – frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Saale: 4a – Obere Schotter; 4b – Reste des Markkleeberger Kryoturbationshorizonts (Relikte davon auch in der linken, grabenförmigen Eiskeilpseudomorphose); 4c – Untere Schotter

sie ein Muster aus rhombischen und dreieckigen Polygonen, mitunter auch aus parallelen und subparallelen Streifen, gebildet zu haben.

Völlig analoge Verhältnisse bietet die Hauptterrasse der Saale in den Kiesgruben um Lochau (EISSMANN 1975, S. 128, Abb. 30, Tafel XIII; 1970, Bild 22; hier Abb. 36 und 39 sowie Bild 19–21, 23). Der Haupteiskeilhorizont beginnt 1–3 m unter Schotteroberkante. Die Keile setzen an einer messerscharfen Zäsur in Form einer Diskordanz an und sind allesamt um einen gewissen Betrag gekappt. Aufgrund der gelegentlich en bloc in die ehemaligen Eiskeile gestürzten Deckschichten aus Schluffen und Sanden des Markkleeberger Horizonts ist mit einer Abtragung der Keile von mindestens 1–1,5 m zu rechnen. Im Jahre 1966 waren auf einer der Beobachtung zugänglichen Stoßlänge von 260 m 29 quasisynchrone Risse freigelegt, davon 25 Keile. Der mittlere Rißabstand beträgt somit etwa 9 m. Der größte Abstand zwischen den Keilen lag um 25 m, der kleinste bei 2 m. Einschließlich der Spalten fanden sich stellenweise auf 5 m Aufschlußlänge 4 Risse. Im Jahre 1972 waren auf einer Stoßlänge von 250 m 17, 1974 auf 120 m 10 synchrone Spalten und Keile aufgeschlossen. Die Breite der Keile schwankte zwischen 0,2 und 1,1 m, die Tiefe zwischen 1,5 und mehr als 4 m (die Wurzel vieler Strukturen lag unter Rutschmassen).

Im Jahre 1976 war die Situation so, wie sie auf den Abb. 36 und 39 festgehalten ist. Im Osten des Aufschlusses ging der Schotter in Fein- und Mittelsande, den Schlepp, über, aus dem sich im Hangenden ein maximal 0,2 m mächtiger, aus rd. 10 Warven bestehender Bänderton, der Böhlen-Lochauer Bänderton, entwickelte. Darüber lag die in der Mächtigkeit hier stark reduzierte 1. Saalegrundmoräne. Sie war von durchschnittlich 0,5 m mächtigem weichselglazialen Sandlöß überzogen, der im westlichen Aufschlußbereich unmittelbar auf die Hauptterrassenschotter übergriff. An der Basis des Sandlößes war eine lose Lage aus meist windgeschliffenen Steinen und Blöcken entwickelt, darunter zahlreichen Dreikantern.

Es waren unschwer vier Generationen von Frostrissen zu identifizieren. Die jüngste begann unter dem Sandlöß und war mit sandlößartigem Substrat und Kiessand gefüllt. Das spricht für ein weichselglaziales Alter der im übrigen sehr seltenen Risse (Abstand über 100 m). Die nächste Rißgeneration setzte im Niveau des Schlepps ein und erwies sich damit als sicher saaleeiszeitlich. Auch diese Risse sind selten. Ihr Eis ist vermutlich beim Überfluten des Tals während des Gletschervorstoßes ausgetaut. Die dritte Generation begann an der schon beschriebenen Diskordanz rd. 1–3 m unter Schotteroberkante. Auf der seinerzeit zugänglichen 120 m langen Stoßlänge waren 15 Risse freigelegt, davon 11 Keile mit einer Schulterbreite zwischen 0,1 und 1,1 m, im Mittel von 0,4 m. Der mittlere Abstand zwischen dem ersten und dem letzten Riß errechnete sich zu 7,5 m, bezüglich der Keile zu 10 m. Der kleinste gegenseitige Keilabstand betrug 4 m, der größte 22 m. In einigen der breiteren Keile fanden sich Sedimente des Markkleeberger Horizonts, der selbst weitgehend einer terrassenintraformationellen Erosion zum Opfer gefallen war. Erhalten gebliebene Relikte waren wie überall in der Leipziger Bucht intensiv verbrodelt (Abb. 39). Die Risse dürften somit im Zeitraum der Entstehung dieses Leithorizontes angelegt worden sein. Dann führte offenbar eine Erwärmungsphase zum Ausschmelzen der Eiskeile. Da sich diese dicht gescharte Frostrißgeneration im gesamten Gebiet findet, ist eine episodische Überflutung als Ursache wohl auszuschließen. Für eine mehr klimatisch bedingte Frostbodendegradation spricht auch die weitflächig in der Hauptterrasse im fraglichen Niveau nachgewiesene Erosionsphase, in der die Eiskeile um 1–2 m gekappt worden sind. Unter der Zäsur sind Frostrisse wiederum selten. In Abb. 39 ist einer dieser älteren fossilen Eiskeile des Saalefrühglazials erfaßt.

Faßt man die Ergebnisse der fünfzehnjährigen Beobachtungen um Lochau zusammen, so erscheint folgendes am wesentlichsten: Die hier im oberen Schotterdrittel an einer Zäsur massenhaft auftretenden Frostrisse sind Strukturen offenbar sehr unterschiedlicher Ordnung. Viele der Risse mögen nur wenigmal, vielleicht nur einmal aufgerissen sein. Ihr Abstand schwankt zwischen einigen Metern und maximal 35 m, ihre Tiefe zwischen wenigen Dezimetern und vermutlich maximal 5 m (unmittelbar beobachtet maximal 4 m). Die Breite der keilförmigen Strukturen überschreitet 1,5 m nicht und liegt im Mittel um 0,3–0,5 m. Im Laufe des Aufschlußfortschritts konnten gewisse Unterschiede im Streichen der Strukturen nachgewiesen werden. Danach wechseln

wahrscheinlich in der Horizontalen Bereiche mehr streifenartiger Anordnung der Risse mit Arealen, auf denen die Risse ein polygonales Muster bilden (Quadrate, Rechtecke, sonstige Vielecke).

Die Situation von Lochau wiederholt sich an vielen Stellen um Leipzig. Südwestlich von Delitzsch sind einmal 11 Frostrisse auf einer Länge von 120 m, bei Holzweißig 15 auf nur 100 m Länge beobachtet worden, wovon der größte Teil wiederum an einer Zäsur im oberen Schotterbereich beginnt. Analog scheinen die Verhältnisse im Tagebau Edderitz gewesen zu sein, wie sehr eindrucksvoll die von RUSKE (1964) vorgelegte Abbildung (S. 576) zeigt. Wir nennen mit ähnlichen Verhältnissen noch die Aufschlüsse in der Hauptterrasse der Saale und Mulde bei Gröbzig mit Eiskeilen zwischen 3 und 4 m Tiefe, die hier in allen Niveaus beobachtet worden sind, der Saale südlich von Wallendorf, der Salzke-Weida bei Köchstedt und Salzmünde (MANIA 1972, S. 34), der Weißen Elster, Pleiße und Gösel in den großen Aufschlüssen unmittelbar südlich von Leipzig (Markkleeberg, ehemalige Harth), der Eula nördlich von Borna und der Weißen Elster in den Tagebauen nördlich von Zeitz. Speziell in diesen Aufschlüssen treten die Frostrisse nicht so massiert auf, wie wir es im Gebiet zwischen Halle—Leipzig—Delitzsch kennengelernt haben. Doch fanden sich hier mit Schulterbreiten von über 2 m nicht nur die breitesten, sondern mit 7 m auch die tiefsten Strukturen in der Älteren Hauptterrasse.

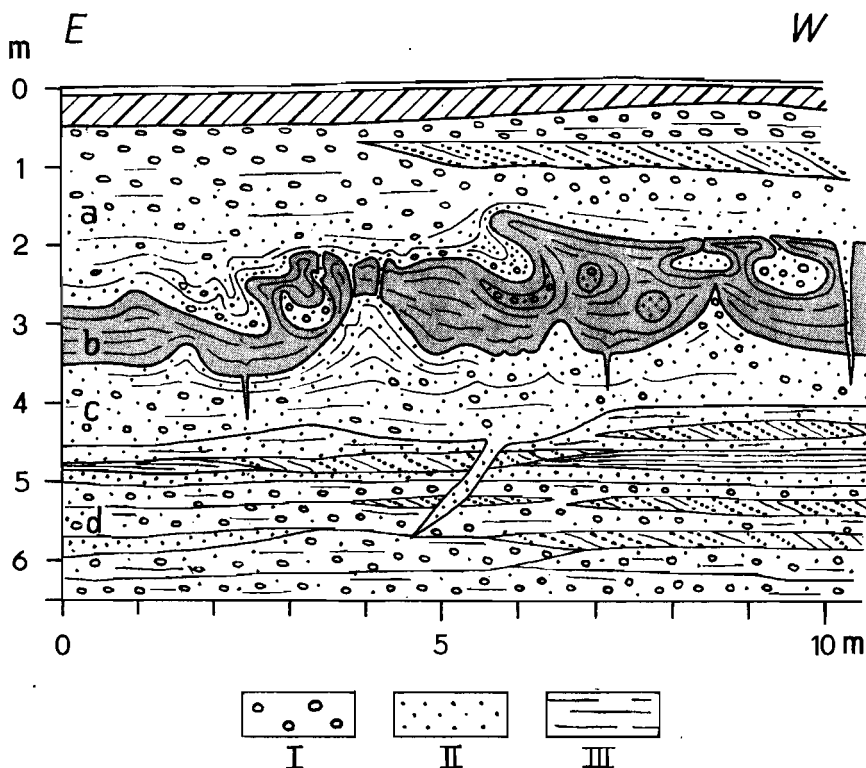


Abb. 40. Markkleeberger Kryoturbandhorizont mit Eiskeilpseudomorphosen. Kiesgrube Großstädteln (nach EISSMANN 1975)

a—c — frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Pleiße: a — Obere Schotter; b — Markkleeberger Kryoturbandhorizont; c — Untere Schotter; d — elsterspätglaziale Muldeschotter
I — Kies und kiesiger Sand; II — vorwiegend Sand; III — Schluff bis Feinsand

Bemerkenswert tiefe Frostrisse sind in der zu einem erheblichen Teil erst während des Saaleeishochstandes im Hügelland abgesetzten Jüngeren Hauptterrasse entwickelt. Im Muldegebiet erschließen die Gruben nördlich von Schönbach im Grund- und Aufriß ein sich winklig schneidendes Rißsystem. Die Strukturen beginnen an der Oberkante der Unteren Schotter der hier aus zwei Kieskörpern bestehenden Terrasse, sind oben 0,2 bis 0,4 m breit, erreichen Tiefen von 7–8 m und Längen von mehr als 50 m. Die Streichrichtungen der wie mit einem Lineal gezogenen und daher an tektonische Störungen erinnernden Risse sind N–S, NE–SW und NW–SE (Bild 24).

Beachtenswert ist der Befund, daß die Eiskeilhäufigkeit in der Älteren Hauptterrasse des Tieflandes ein Mehrfaches größer ist als in der Jüngeren Hauptterrasse des Hügellandes. Offensichtlich besteht ein Zusammenhang dahingehend, daß im feuchteren und im Temperaturgang wesentlich wechselhafteren Frühglazial die Bedingungen zur Rißbildung weit günstiger waren als im trockenen, temperaturkonstanteren Hochglazial. Nicht die absolute Tiefe der Temperatur und ihre Konstanz scheint für das Phänomen der Rißbildung entscheidend gewesen zu sein, sondern häufiger Temperaturwechsel mit gelegentlich sehr tiefen, „hochkaltzeitlichen“ Temperaturen.

Wie die Eiskeile, so finden sich intraformationelle, d. h. gekappte Kryoturbationsstrukturen ebenfalls in allen Terrassenniveaus. Neben Ministrukturen im Zentimeter- und Dezimeterbereich existieren meterhohe Verbrodelungen der Ton-, Schluff- und Feinsandeinlagerungen. Genannt wurde schon mehrfach der Markkleeberger Horizont, der oft bis zur Unkenntlichkeit, d. h. bis zur Auflösung in lose Fetzen und Tropfen, kryogen deformiert worden ist (Abb. 40). Vielfach sind die Brodel- und Wickelstrukturen nach tangentialer Beanspruchung noch durch gravitative Prozesse überprägt worden, so daß sich aus ihnen Taschen- und Tropfenböden entwickelten, wie beim Markkleeberger Horizont in den Gruben bei Rückmarsdorf-Schöna. Die Mächtigkeit der intraformationellen Strukturböden (Brodel- und Tropfenböden) liegt meist bei 1 m, gelegentlich bei 1,5 m. Sie vermitteln eine Vorstellung von der Mindestmächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht.

Driftblöcke von 0,2–0,5 m Durchmesser und Transportstrecken von 50–150 km sind in den Hauptterrassen relativ häufig zu beobachten. Bis Bernburg (Gröbzig) finden sich lose Granulitblöcke, bis in die Gegend von Halle–Zöbzig Blöcke aus dem Thüringer Schiefergebirge bzw. aus dem Harz.

Saaleglaziale Schmelzwassersedimente

Schmelzwassersedimente der Saaleeiszeit sind im Verhältnis zu den Schotterterrassen so wenig erschlossen, daß wir bezüglich der darin auftretenden Frostmale kein repräsentatives Urteil fällen können. Allem Anschein nach sind die Schmelzwasserablagerungen weit ärmer an Frostmarken als z. B. die Ältere Hauptterrasse. Die Befunde in den vielen kleinen Aufschlüssen erinnern an die Verhältnisse, wie wir sie aus den Jüngeren Hauptterrassenschottern kennengelernt haben.

Aus dem Zeitraum der Zeitzer Phase sind intraformationelle Eiskeile dem Verfasser nur aus den sog. Pomßener Mischschottern bekannt, die während einer ersten Rückzugsphase des Saalegletschers abgesetzt worden sind. Die nur sporadisch nachgewiesenen Spalten und Keile in den Gruben bei Grethen und zwischen Kömmlitz und Hainichen erreichen eine Tiefe von $1\frac{1}{2}$ bis rd. 3 m. Die in den Mischschottern reichlich vorhandenen Schluffe zeigen gelegentlich stärkere kryoturbate Störungen.

Aus der Leipziger Phase der Saaleeiszeit kennen wir intraformationelle Frostrisse aus Schmelzwasserkiesen der Oschatzer Endmoräne südlich von Luppä, dem Dahlemer Sander in der ehemaligen Sandgrube am östlichen Ortsrand von Dahlen, aus Sanden der Tauchaer Endmoräne am Schwarzen Berg bei Taucha und der Rückmarsdorfer Endmoräne am Wasserturm bei Rückmarsdorf. Die meist schmalen, spaltenartigen Keile

reichen kaum tiefer als 2 m. Aus den genannten Schmelzwasserbildungen sind auch Brodelböden bis zu einem halben Meter Mächtigkeit bekannt.

Driftblöcke oder im gefrorenen Zustand transportierte Geschiebemergel-, Schluff- und Sandgerölle sind in mehreren Schmelzwassersandvorkommen beobachtet worden (Schkeuditz und nördlich Taucha zwischen 2. und 3. Saalegrundmoräne, Salzfurkapelle zwischen 1. und 2. Saalegrundmoräne).

Fließerdenkomplex

Die nach dem Gletscherzerfall der Zeitzer Phase bis zum Ende der Leipziger Phase entstandenen Schwemm- und Fließerden (vgl. S. 76 ff.) sind reich an Frostmalen. In dem westlich von Pegau großzügig erschlossenen Sedimentkomplex (Abb. 33) beginnen die Eiskeile bereits unmittelbar an der Basis und dringen entweder in die 1. Saalegrundmoräne ein oder — wo diese intrasaaleiszeitlich erodiert ist — in die Hauptterrasse (Bilder 56, 57). Bei den älteren, unteren Strukturen handelt es sich oft um klobige Formen, d. h. solche, deren Keilwangen mit 70–90° aneinanderstoßen; daneben existieren freilich auch schlanke, spitze Typen. Ihre vertikale Länge schwankt zwischen 1 und 2,5 m, ihre Breite zwischen wenigen Dezimetern und 1,5 m. Sie sind ausschließlich mit lehmigen Sedimenten des Fließerdenkomplexes gefüllt. Innerhalb des Komplexes sind die Frostrisse nach Gestalt, Breite und Tiefe sehr verschieden. Sie beginnen an oft kaum erkennbaren Schichtgrenzen und bestehen teils aus keilartigen Strukturen, teils aus nur wenige Millimeter bis Zentimeter breiten Rissen und Spalten, die sich gelegentlich unregelmäßig verzweigen. Kryoturbationsmale und gravitative Differentiationserscheinungen (Tropfenböden) finden sich allenthalben, jedoch nicht so häufig wie in der Haupt- und Niederterrasse.

3.2.4. Weichseiszeit

Frostmale der Weichseiszeit sind im Saale-Elbe-Gebiet und dem östlichen Harzvorland in fluviatile, äolische und limnische Sedimente eingeschlossen.

Ein Eldorado für den Paläokryopedologen ist die Niederterrasse, die in mehreren Braunkohlentagebauen um Leipzig–Bitterfeld–Halle freigelegt ist. Teils deckt sich ihr Schotterkörper in der Verbreitung völlig mit der rezenten Aue, teils greift er viele Kilometer darüber hinaus und bricht gegen jene mit einer 3–8 m hohen Stufe ab, sich dabei jedoch regelmäßig noch unter der Aue fortsetzend. Die Niederterrasse besteht im Tiefland aus einer Unteren kiesigen und einer Oberen sandigen Folge, in die beträchtliche Mengen an Schluff- und Feinsandlagen, lokal auch Mudde- und Torfschichten eingeschaltet sind.

Nach den Beobachtungen in den Tagebauen Goitsche (Muldeniederterrasse, Abb. 42), Espenhain (Pleiß), Zwenkau und Merseburg-Ost (Weiße Elster) treten Frostmarken in allen Terrassenniveaus auf, analog der Hauptterrasse bevorzugt in der oberen Hälfte. Die Frostrisse bestehen teils aus echten Eiskeilpseudomorphosen, teils aus dünnen, d. h. nur Millimeter bis wenige Zentimeter breiten Spalten. Die ehemaligen Eiskeile sind ausschließlich mit Sanden und Kiesen gefüllt, im Mittel 0,2–0,5, maximal 1,5–2 m breit und durchschnittlich 2–4, maximal 7–8 m tief. Der mittlere Abstand der Risse insgesamt bleibt unter 50 m. Stellenweise sind auf 100 m Stoßlänge 15–20 Kontraktionsrisse beobachtet worden. Da sie sich bis in die liegenden Braunkohlenflöze fortsetzen, bot sich mehrfach Gelegenheit, die Rißsysteme auch im Grundriß zu studieren (HÜBNER 1979). Wider Erwarten schließt sich nur der kleinere Teil der Risse zu vier- und fünfseitigen Polygonen zusammen. Soweit dies der Fall ist, wechselt der Polygondurchmesser sehr stark, und zwar zwischen einigen Metern und Dekametern. Charakteristisch sind streifenartige Muster ohne bevorzugte Richtungen. Von kleinen Wellungen und sprung-

artigen Versetzungen abgesehen, besitzen sie einen teils ausgeprägt geraden, teils bogenartigen Verlauf. Einige Keile bilden nahezu einen Halbkreis. Typisch sind spitzwinklige Verzweigungen der Strukturen, gelegentlich auch Verdopplungen. Östlich von Bitterfeld (Abb. 28) konnten Dutzende über 100 m lange, einige 200–290 m lange Keile beobachtet werden. Sie drangen zwischen 1 und 7 m tief ins Flöz ein. Unten laufen sie in dünnen, mit tonig-schluffiger Substanz oder Feinsand gefüllten Rissen aus (Bilder 26–30), die sich gelegentlich in Haarrisse aufdröseln. Die Frostrisse beginnen in unterschiedlichen Terras-

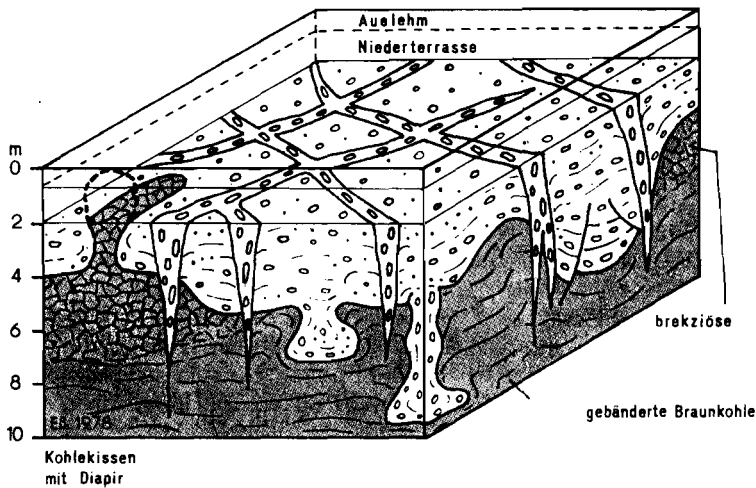


Abb. 41. Synoptisches Blockbild kryogener Strukturen im Bereich der weichsel-eiszeitlichen Niederterrasse der Weißen Elster südöstlich von Halle (Saale) und der Mulde östlich von Bitterfeld. Frostrißnetz als Phänomen thermisch-kontraktiver Prozesse und von Dehnungsvorgängen über Eislin sen; Kohlewannen, -kissen und -diapire sowie Kiessäcke und -kamine als Erscheinungen autoplastischer gravitativer Ausgleichsbewegungen bzw. Dichtesaigerung

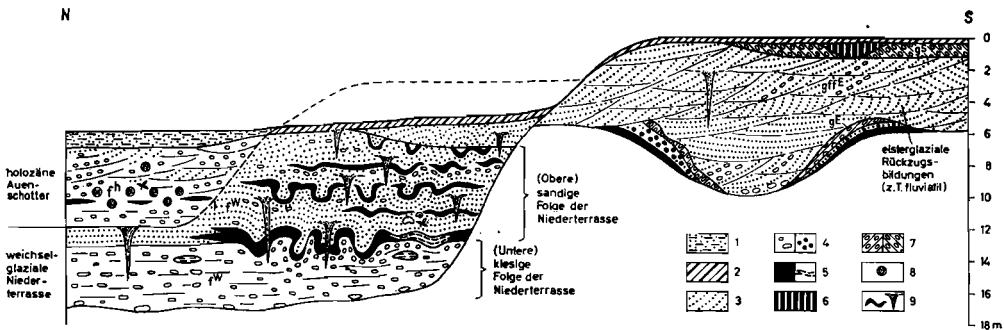


Abb. 42. Schematischer Schnitt durch die Muldenaue und die elsterspätglaziale Schotterplatte östlich von Bitterfeld (nach EISSMANN 1975)

1 – Auelehm; 2 – Sandlöß der Weichseleiszeit; 3 – vorherrschende Sande; 4 – vorherrschende Kiese, rechts Kiese der Frühelsterterrasse der Saale; 5 links – Schluff, oft humos, muddeartig; 5 rechts – stark humoser, pflanzenführender Schluff bis Torf; 6 – Bänderton; 7 links – Elstergrundmoräne (g^E); 7 rechts – Saalegrundmoräne (g^S); 8 – Baumstämme; 9 – Kryptoturbationserscheinungen, mindestens in vier Generationen, bzw. Eiskeile, drei bis fünf Generationen f^h – fluviatiles Holozän; f^w – fluviatiles, untergeordnet limnisches Weichselglazial; gff^E – Elsterrückzugs-Mischschotter (Krippenhaar Schotter)

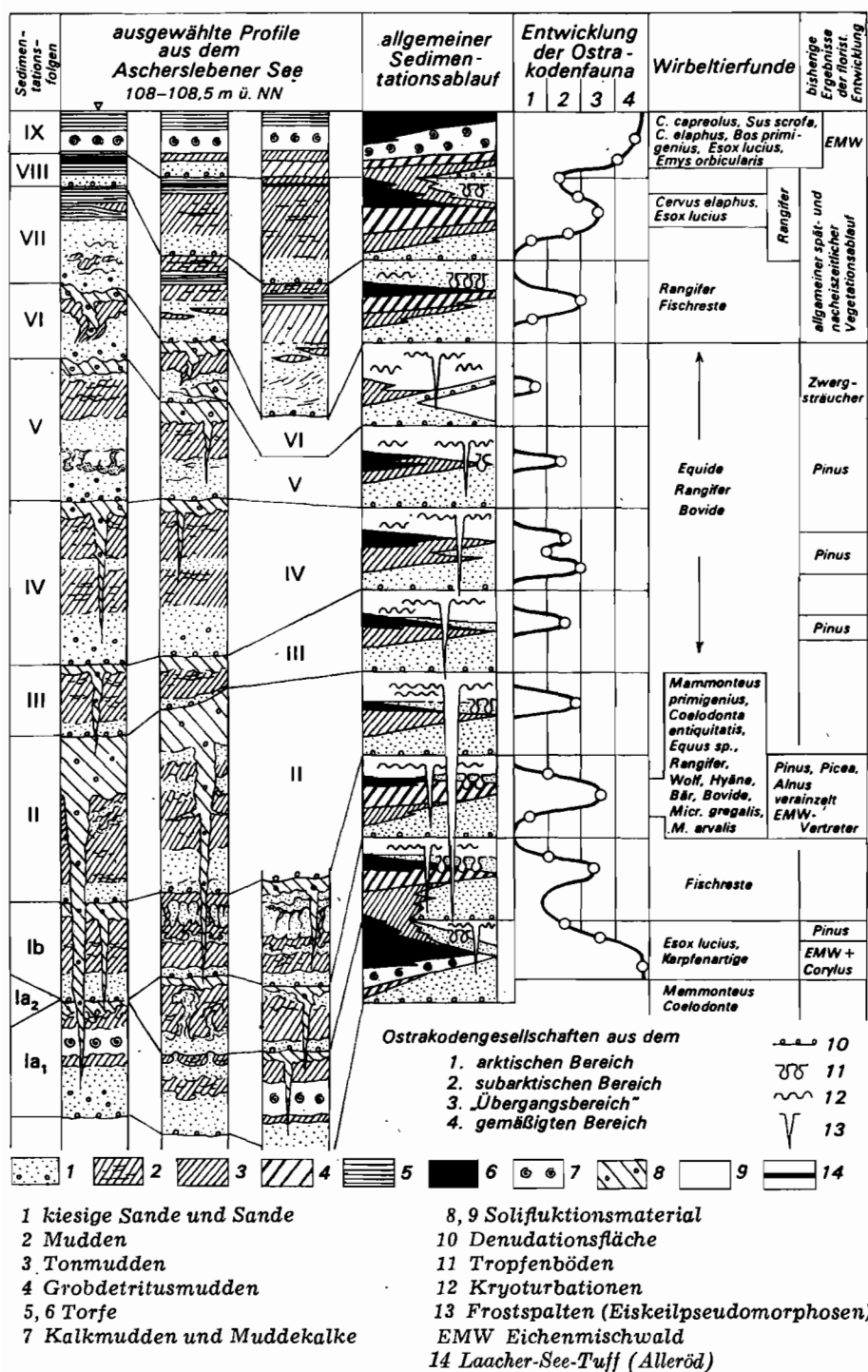


Abb. 43. Jungquartäre (weichselglaziale und holozäne) Ablagerungen aus dem Ascherslebener See
Sedimentationsablauf und Entwicklung von Fauna und Flora (aus D. MANIA & H. STECHEMESSER
1970)

senniveaus. In überschaubaren Situationen konnten bis vier übereinanderliegende Generationen beobachtet werden. Es muß offen bleiben, ob sich darin vier Kaltphasen oder Stadiale widerspiegeln oder ob sie bei mehr oder minder konstantem Klima entstanden sind, und das Ausschmelzen der Eiskeile durch Überflutung der alten Niederung bedingt ist.

In bezug auf Kryoturbationserscheinungen wird die Niederterrasse in der Leipziger Bucht von keinem anderen Schotterkörper übertroffen. In der Sandfolge liegen stellenweise ebenfalls bis vier Kryoturbationshorizonte übereinander. Es sind Schluff-, Feinsand-, Mudde- und Torfhorizonte, die zu Girlanden rasch wechselnder Wellenlänge und Amplitude der einzelnen Bögen, mitunter zu regellosen Schlingen und isolierten Wülsten und Fetzen deformiert sind. Tropfenböden sind allenthalben entwickelt. Die kryogen überprägten Horizonte erreichen Mächtigkeiten bis 4 m, was der zeitweiligen Mindestauftautiefe entspricht.

Driftblöcke sind in der Niederterrasse häufig anzutreffen. Um Bitterfeld fanden sich 80–90 km weit transportierte, bis 0,6 m lange Blöcke aus Granulit und 120–150 km weit verfrachtete Blöcke aus Erzgebirgsneisen.

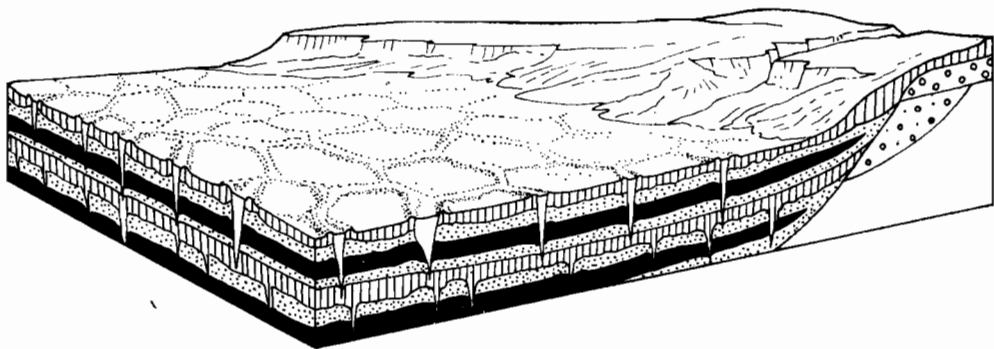


Abb. 44. Blockbild eines ufernahen Ausschnitts vom ehemaligen Ascherslebener See während einer kalten Phase der Weichseleiszeit (nach D. MANIA 1972)

Eiskeilnetz im Dauerfrostboden im ausgetrockneten Seebecken. Auf der Hochfläche und am Ufer ein Löß, der teilweise durch Solifluktion in das Becken verfrachtet worden ist. Im Untergrund eine ältere, fossile Eiskeilgeneration. Senkrecht schraffiert: Löß und Solifluktionsmassen; punktiert: Sande (fluviatile Bildungen); schwarz: Seeablagerungen aus wärmeren Klimaphasen der Weichseleiszeit; Kringel: Flußschotter (Terrasse), darunter Schmelzwasserbildungen

Zu den auch in bezug auf Froststrukturen und ihre zeitliche Verteilung bedeutendsten mitteleuropäischen Folgen zählt die des ehemaligen Ascherslebener Sees (MANIA 1967, MANIA & TOEFFER 1973, MANIA & STECHEMESSER 1970 u. a.). Man unterscheidet von der Eemwarmzeit bis zur Gegenwart 11 Sedimentationsfolgen (Abb. 33 und 43), in denen 8 Eiskeilhorizonte entwickelt sind. Mit Ausnahme der beiden jüngsten beginnen sie mit fluviatilen Sedimenten, die in limnisch-telmatische Ablagerungen übergehen. Darüber liegen Schwemm- und Solifluktionssedimente. Die limnisch-telmatischen Sedimente in Form von Schluffen, Mudden und torfigen Bildungen entsprechen vom Kleinzyklus Ia2 bis VIII jeweils einem Interstadial, im Zyklus V und VI einem kühlen Interstadial und Intervall. Hinsichtlich des Klimagangs geben MANIA & STECHEMESSER (1970, S. 44f.) folgende Einschätzung: „Als Folge einer ersten weichselzeitlichen Temperaturdepression sind Tropfenböden, Kryoturbationen, Steinnetze und vereinzelt schwache Frostspalten in Form von Eiskeilpseudomorphosen über den Mudden von Ia1 zu werten. Voll entwickelte hochglaziale Verhältnisse wurden aber noch nicht oder nur kurzfristig erreicht. In den Perglazialabschnitten von Ia2 und Ib werden die Froststrukturen schon kräftiger. Über dem zweiten Interstadial in Ib entstand der erste weit aushaltende Frostspaltenhorizont. Außerdem kommt Solifluktionsschutt in steigendem Maße dazu. Hier muß bereits mit einem längeren Stadial gerechnet werden, aber ein Höhepunkt in der periglazialen Entwicklung wird erst nach dem nächsten

Interstadial in II erreicht. Er wird von bis 3 m mächtigen Solifluktsdecken und intensiven Eiskeilbildungen, die sich mit mehr als 5 m Tiefe zu einem ausgedehnten Polygonboden zusammenschließen, gekennzeichnet. Über III und IV werden die Froststrukturen wieder schwächer, am Ende von V und VI treten sie nur noch vereinzelt auf. Das wird mit einer Zunahme der Aridität gedeutet. Zwischen IV und VII sind nochmals die Solifluktsdecken sehr mächtig. Die letzten Kryoturbationen erscheinen in der Älteren Dryaszeit, Tropfenböden aber noch in der Jüngeren Dryaszeit.“

Die von MANIA erkannte Gesetzmäßigkeit der Abnahme der thermischen Kontraktionserscheinungen (Rißbildung) und der Kryoturbation vom Frühglazial zum Hochglazial findet eine Bestätigung einmal in der Abnahme der Eiskeile in den als Sand (geringe Wasserführung—Aridität) entwickelten oberen beiden Metern der Niederterrasse, zum anderen in den weichselglazialen Lößfolgen des Saale-Elbe-Gebietes. Wie die über 40 hier in den letzten Jahrzehnten bearbeiteten Lößaufschlüsse zeigen, liegt die überwiegende Mehrzahl der beobachteten ehemaligen Eiskeile im Niveau der älteren, „feuchten Weichsellöse. Die meisten beginnen an der Basis des W_{α} -Lößes oder innerhalb diese

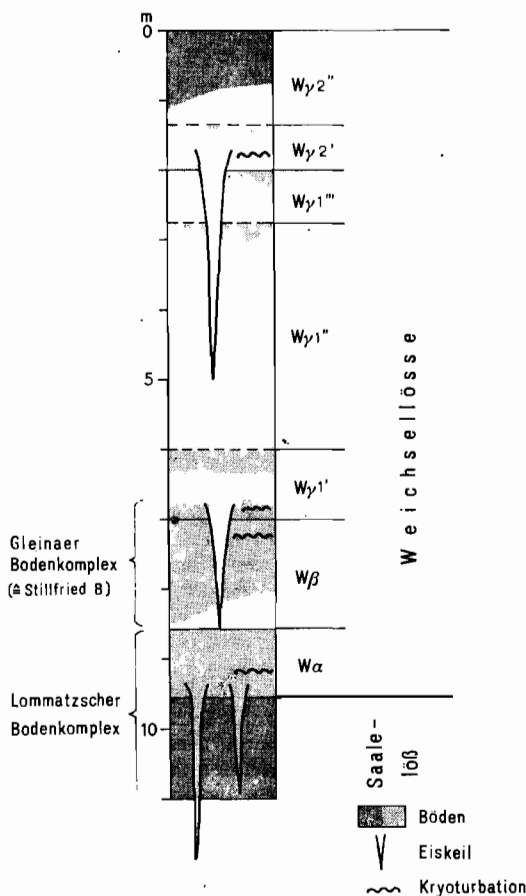


Abb. 45. Die Gliederung der jungquartären Löße in Mittel- und Westsachsen nach LIEBEROTH (1963) und die von ihnen konservierten Froststrukturen. Eiskeile finden sich am häufigsten in den älteren Weichsellößen, die tiefsten Strukturen sind im jüngeren Weichsellöß, dem Hauptlöß des Gebietes, entwickelt (hochglaziale Fazies)

Löbes und dringen 1,5 bis knapp 3 m in die liegenden Sedimente ein, einen meist überprägten saalezeitlichen Löß (Lehmgrube Göttwitz bei Wernsdorf, Hartha-Süd, Lommatzsch-West; vgl. LIEBEROTH 1963). Im hochglazialen, trockenen, echten Löß (W_{γ} -Löß) sind Eiskeile relativ selten, doch besitzen sie hier die größte Tiefenerstreckung. In der Ziegellehmgrube Tegkowitz südwestlich von Altenburg wurden mehrere bis 2,5 m tiefe und 0,5 m breite Lehmkeile beobachtet. Nicht so selten sind dagegen lamellenartige Eisabscheidungen in dieser Lößfazies gewesen, existieren doch in vielen Aufschlüssen autochthone blättrig-schichtige Lößtypen, deren Entstehung wahrscheinlich mit der Bildung dünner Eisschichten zusammenhängt (Abb. 45).

Aus dem Weichselspätglazial der Ascherslebener Folge und des Geiseltals sind keine Eiskeile bekannt geworden, jedoch, wie auch aus anderen Gebieten des mitteleuropäischen Tieflands (Niederlande, Belgien, Dänemark, VR Polen), Kryoturbationserscheinungen und Tropfenböden. Um so wertvoller erscheint daher der Nachweis zahlreicher Froststrukturen in Form von Eiskeilpseudomorphosen, Kryoturbationsformen und Tropfenböden im Rhin- und Havelländischen Luch durch MÜNDEL (1976), für die bei einem größeren Teil eine Entstehung in der Jüngeren Dryas wahrscheinlich gemacht wird. Die 1–2 m tiefen, schmalen Eiskeilpseudomorphosen enden meist an einer fossilen Eislinse und bilden ein Netz aus Polygonen, die vielfach nur wenige Dezimeter bis Meter Durchmesser besitzen.

3.3. Fluviale, solifluidale-deluviale und äolische Prozesse und Sedimente

3.3.1. Der Kanon der Flußarbeit im Periglazial

Bereits im vorigen Jahrhundert wurde man in den Mittelbreiten auf ein Phänomen aufmerksam, das man als das Längen-Breiten-Paradoxon der Täler bezeichnen kann. Namentlich bei den begrabenen, also noch weitgehend intakten eiszeitlichen Tälern fiel das Mißverhältnis auf, das zwischen der Länge des Flusses und seiner heutigen Wasserführung einerseits, und der Breite der die Täler auskleidenden Schotterbänder andererseits besteht. Auch heute ganz unscheinbare Gewässer haben Schotterfluren hinterlassen, wie sie gegenwärtig nur von großen Flüssen bekannt sind. Man erklärte diese Unverhältnismäßigkeit zunächst mit naheliegenden Argumenten: einer stärkeren Wasserführung der Flüsse im Eiszeitalter, besonders während der warmen Abschnitte, und sehr langen Talbildungszeiten. Nicht zuletzt durch Forschungen in den rezenten Frostgebieten der Erde wissen wir heute, daß die zeitweise galoppierende oder, wie BÜDEL (1969, 1977) treffend sagt, „exzessive“ Talbildung eine spezifische Erscheinung des kalten Klimas ist, und der Periglazialgürtel den „Extremfall stärkster Talbildung unter den klimamorphologischen Zonen der Erde“ (BÜDEL 1969, S. 35) überhaupt darstellt. Dabei leisten die Frostprozesse der Flußarbeit den Schrittmacherdienst. Unser Raum, der während der älteren Periglazialzeiten zeitweise zu 30 bis reichlich 40 Prozent seiner Fläche in kaltzeitlichen Schottern ertrank, (Tab. 3), bietet für die Eskalation der Talbildung eindrucksvolle Beispiele. Für Vergleiche zwischen der spät- und nachweichseiszeitlichen und der älteren pleistozänen Talbildung besonders geeignet ist das Gebiet der Leipziger Bucht und des nördlich angrenzenden Tieflandes zwischen Saale und Elbe, da es seit Beginn des Quartärs mit Ausnahme der Zschopau und ihrer Zuflüsse von gleichen, aber wandernden Flüssen mit annähernd konstantem Einzugsgebiet durchströmt wird. Die heutigen, zweifellos sogar noch eine Zeitlang unter kaltzeitlichen Klimabedingungen gebildeten Auentäler nehmen danach nur reichlich ein Drittel der Fläche ihrer präweichselglazialen eiszeitlichen Vorläufer ein. Ein analoges Bild bietet ein Breitenvergleich. Die heutige Aue der Saale ist im Tiefland im Mittel 1–3 km, maximal knapp 5 km breit. Während der Elstereiszeit lag das Mittel nach einer Lauflänge von etwa 250 km bei 8 km und das Maximum bei 16 km (Schkeuditzer Platte). In der Saaleeiszeit erreichte die Talbreite stellenweise 8–9 km. Ähnliche Relationen finden sich bei der Vereinigten Mulde unterhalb von Grimma. Die heutige von Auelehm überzogene Talsohle wird maximal 4 km breit. Während der Saaleeiszeit besaß die von der Mulde abgesetzte Schotterplatte bei Leipzig (Lauflänge rund 150 km) eine Breite von 10 km und nach dem Zusammenfluß mit der

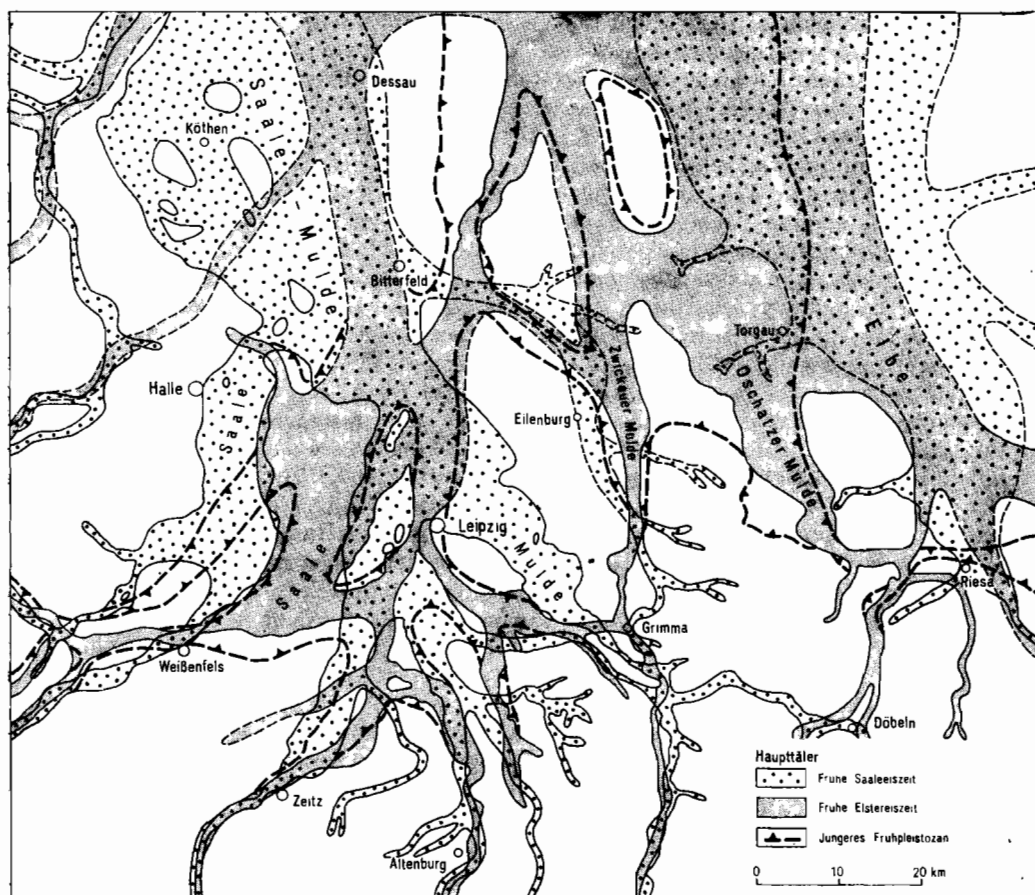


Abb. 46. Die präweichselglazialen kaltzeitlichen Täler des Saale-Elbe-Gebietes als Beispiel „exzessiver Talbildung“ im Periglazialraum

Weißer Elster eine Breite von stellenweise 14–18 km (vgl. EISSMANN 1975, Abb. 9 und 21). Was die bedeutende Größendifferenz zwischen den Schotterterrassen der Weichseleiszeit einerseits und der Saale- und Elstereiszeit andererseits betrifft, so sehen wir diese in erster Linie als eine Funktion der Zeitdauer, die für die Talerweiterung und Schotterakkumulation zur Verfügung stand. Wahrscheinlich waren die Frühglazialabschnitte der beiden älteren Eiszeiten doppelt bis zweieinhalbmal so lang wie das Weichselfrühglazial.

Tab. 3. Flächenanteil (in %) der Täler im Tiefland des Saale-Elbe-Gebietes

	Gebiet zwischen Saale und Elbe	Gebiet zwischen Saale und Mulde
Gegenwart (Holozän)	12	15
Weichseleiszeit	15	20
Saaleeiszeit	29	42
Elstereiszeit	31	37

Das Hauptmerkmal der fluviatilen Tätigkeit im Eiszeitalter ist der gesetzmäßige Wechsel von Tiefenerosion einerseits und Talerweiterung und Talsohlenaufhöhung durch Schotterakkumulation andererseits. Sie stehen in einem engen kausalen Zusammenhang mit weitgehend frostbedingten Hangprozessen. Im Saale-Elbe-Gebiet vollzog sich der Wechsel sechsmal; zweimal endeten die Zyklen mit der Überflutung der Täler durch Eisstauseen und schließlich der Bedeckung durch Inlandeis. Die älteren Forscher verlegten die in unserem Tiefland jeweils 15–30 m betragende Taleintiefung in die ausgehenden Kaltzeiten (Spätglazial) und in die anschließende Warmzeit und die Talbodenaufhöhung in die aufsteigenden Kaltzeiten. Später wurde die Taleintiefung von einigen Forschern in das Frühglazial der Kaltzeiten gestellt (vgl. STEINMÜLLER 1978) und teilweise mit der Absenkung des Meeresspiegels, also der Haupterosionsbasis, bei beginnender Vergletscherung begründet (Eustasieeffekt bei der Talbildung). Wie wir früher schon im anderen Zusammenhang gezeigt haben, wird zumindest im nördlichen Mitteleuropa der Höhengewinn durch Verlängerung der Laufstrecke der Flüsse durch die flache Nordsee weitgehend kompensiert. Eine Auswirkung bis in das Binnenland ist unwahrscheinlich und im übrigen a priori für alle die Flüsse auszuschließen, deren Gefällekurven Unstetigkeiten in Form von Stufen aufweisen. BÜDEL (1969) begründet die von ihm vertretene frühglaziale, vom Eisirinden-Effekt begünstigte Tiefenerosion klimamorphologisch und verweist unter anderem auf die geringe Hangabtragung seit Ende der Weichseleiszeit und auf die Beobachtung, daß in der Nacheiszeit weder die Schottersohlen der weichselglazialen Niederterrassen angegriffen noch tiefer gelegt worden sind. Dies trifft im großen und ganzen auch für unser Gebiet zu, doch kann nicht übersehen werden, daß der fluviatile Einschnitt nach Abschluß der Niederterrassenakkumulation bis zur Gegenwart bei einigen Flüssen 10–18 m erreicht (Mulde, Saale, Elbe), also seither eine erhebliche Erosionsarbeit geleistet worden ist.

Die im Saale-Elbe-Gebiet für den Zeitraum vom Elstereiszerfall bis zum Saalehochglazial rekonstruierte, von tektonischen und eustatischen Vorgängen unbeeinflusste Talentwicklung scheint die für den mitteleuropäischen Raum allgemein gültigen Gesetzmäßigkeiten widerzuspiegeln, so daß sie hier kurz geschildert werden soll.

Mit dem Zerfall des Elstergletschers begann schlagartig der Einschnitt der sich in Rinnen auf der Moränenfläche sammelnden Schmelz- und Flußwässer. Während noch Toteis im Boden begraben war, hatten die Wässer bereits viele Kilometer breite und bis 20 m tiefe talartige Furchen durch die Moränenplatten gebahnt (Krippenhnaer Tal) und die Moränen auf Hunderten von Quadratkilometern wieder beseitigt. Die Tiefenerosion und die von ihr ausgehende Lateralerosion ging unter ständiger Umlagerung gewaltiger, vor allem aus den Moränen stammender Sand- und Kiesmassen vor sich. Bei der Talerweiterung wirkte passiv sowohl an den Hängen ausschmelzendes Toteis mit als auch nach dem Gletscherzerfall neu entstandenes massives Bodeneis (Thermoerosion, Suffosion, Eisirindenbildung), dessen ehemalige Existenz durch zahlreiche Eiskeilpseudomorphosen und andere kyrogene Erscheinungen aus dem Elsterspätglazial belegt ist.

Mit dem Schwinden des Dauerfrostbodens, der Abtrocknung der oberen Bodenschichten und schließlich der Wiederbewaldung kam die Talerweiterung weitgehend zum Stillstand. Doch ging die Tiefenerosion infolge der geringen Schuttbelastung weiter, wenn möglicherweise auch verzögert. Am Ende der Holsteinwarmzeit war die Taleintiefung im wesentlichen abgeschlossen und damit das Potential für die künftige Talerweiterung geschaffen. Daß die untere Kulmination des eiszeitlichen Talbildungszyklus tatsächlich in dieser Zeit liegt, beweisen kleinstückige Schotter mit Resten einer warmzeitlichen Fauna (*Palaeoloxodon antiquus*, *Dicerorhinus kirchbergensis*), die an der Basis der frühsaaleglazialen Hauptterrasse spanartig erhalten sind. Wir nehmen an, daß diese Schotter als eine geringmächtige, auelehmttragende Schicht gleich den warmzeitlichen holozänen Auesedimenten (EISSMANN, 1975, S. 177 ff.) die gesamte holsteinzeitliche Flußniederung überzogen.

Die Rekonstruktion der talbildenden Vorgänge zu Beginn der Saaleeiszeit muß einigen Beobachtungen und Folgerungen Rechnung tragen, die wir kurz nennen wollen: Erstens der mit der Öffnung der Landschaft wieder zunehmenden Belastung der Flüsse, zweitens der weitgehenden Zerstörung der holsteinwarmzeitlichen Schotterdecke bei nur geringer Tieferlegung ihrer Basis (also des holsteinzeitlichen Talniveaus) im Tiefland und drittens der Existenz einer weit verbreiteten, mehrere Meter mächtigen, blockreichen, aus ferntransportierten Geröllen bestehenden groben Basisschicht der Hauptterrasse („Blockhorizont“). Mit diesen Beobachtungen ist die Annahme einer generellen Tiefenerosion selbst für das zeitige Frühglazial auszuschließen. Vielmehr deutet alles auf einen bei zunehmender Schuttbelastung durch gleichfalls steigende Wasserführung erzwungenen Gleichgewichtszustand zwischen Akkumulation und Erosion hin. Eine Aktion egalisierte die Wirkung der anderen, und zwar entweder in kurzen, aperiodischen Schritten oder vielleicht auch in längeren Abschnitten nach Art verkürzter klimatischer Akkumulations- und Erosionsphasen. Dabei wurde die Talsohle bis zur Schotterbasis und wenig darunter vom Fluß gewissermaßen „umgepflügt“, was die nur noch spanförmige Erhaltung der warmzeitlichen Schotter erklärt. Grobes Material wurde angereichert. Die basale Blocklage der Hauptterrasse bildet somit eine Art Rückstands- oder Auswaschungshorizont der von den Flüssen zeitweilig abgesetzten, dann wieder aufgenommenen und weiterbewegten Sedimente. Diese „frühglaziale Umlagerungsphase“ ist das Initialstadium der „exzessiven Talerweiterung“.

Schließlich gewann die Akkumulation die Oberhand. Die Talsohle erlangte eine Höhe, daß auch unter extremen Bedingungen die Schotterbasis nicht mehr erreicht werden konnte. Bis zur Gletscherbedeckung fand die Akkumulation nur einmal noch eine längere Unterbrechung, und zwar nach der Bildung des Markkleeberger Kryoturbationshorizonts, als sich nicht nur ein Gleichgewicht einstellte, sondern die Flüsse sogar wieder zur Erosion übergingen. Mit der Aufhöhung der Talsohle hatte sich der Fluß gewissermaßen die Arbeitsbühne für eine ständig weiter fortschreitende Seitenerosion geschaffen. Diese Seitenerosion leistete die Hauptarbeit in der nunmehr erreichten Hauptphase der exzessiven Talerweiterung. War die akkumulative Talbodenaufhöhung zunächst wichtige Voraussetzung dieser lateralen Erosion, erfuhr sie nun andererseits durch sie eine maßgebliche Beschleunigung.

Einen wichtigen Hinweis auf die beträchtliche Erweiterung der Täler im Frühglazial liefert das Vorkommen limnischer holsteinwarmzeitlicher Sedimente in einer elstereiszeitlichen Hohlform

Tab. 4. Belastung der Flüsse und Abflußgeschehen im eiszeitlichen Klimazyklus

Phase	Belastung der Flüsse durch Hang- und Hochflächenmaterial	Abfluß der Niederschläge auf Hochflächen und in den Tälern
Hochglazial	gering	unbehindert (minimale Vegetationsdichte)
Spätglazial	mäßig bis sehr stark	unbehindert bis mäßig behindert
Warmzeit	sehr gering (Minimum)	stark gedämpft (geschlossene Vegetationsdecke)
beginnendes Frühglazial	mäßig bis stark	schwach bis mäßig behindert
entwickeltes Frühglazial	sehr stark (Maximum)	mäßig behindert
ausklingendes Frühglazial bis Hochglazial	gering bis mäßig	bis unbehindert weitgehend unbehindert

bei Seehausen nordöstlich von Leipzig. Es liegt rund 5 km westlich des rechten Randes des Naunhof-Leipziger Muldetals und wird von ca. 10–12 m mächtigen frühsaaleglazialen Flußschottern diskordant überlagert. Während der Zone 6 im Sinne von ERD, also in einer fortgeschrittenen Phase der Warmzeit, herrschte im Becken noch immer limnische Sedimentation. Das beweist, daß zu dieser Zeit die Hohlform noch außerhalb des Muldetals lag, da sie anderenfalls lange vorher fluviatil ausgefüllt worden wäre. Die Talerweiterung bis in die Gegend von Taucha–Jesewitz kann somit erst nach der Zone 6 der Holsteinwarmzeit erfolgt sein. Aus der Gesamtsituation ergibt sich, daß das wahrscheinlich zu einem Zeitpunkt geschah, als der Talboden weiter westlich schon 5–10 m aufgehöhrt worden war, somit bereits unter kühlen, frühglazialen Bedingungen.

Es liegt auf der Hand, daß der im Saalefrühglazial schon zeitig entwickelte Permafrost bei der Talerweiterung eine maßgebliche Rolle gespielt hat. Da ist zunächst die Frostverwitterung. Selbst härteste Gesteine (Bild 74) zerfielen tiefgründig zu Schutt und wurden transportabel. Die ausgedehnten Eiskeilnetze in den Schottern der Hauptterrassen setzten sich nachweisbar auf den Talhängen und Hochflächen fort. Von den thermisch überlegenen Flußwässern angeschnitten, entwickelte sich eine lebhaft Thermooerosion, die der Lateralerosion unmittelbar Schrittmacherdienste leistete. Wichtige Indizien für diese Thermooerosion sind Hangschollen am äußersten Rand der Pleiße- und Weißelster-Hauptterrasse. Dazu untergruben Thermokarst über massivem Bodeneis und Suffosion die Festigkeit der Oberhänge und beschleunigten die Abtragung. Zu rechnen ist auch mit dem von BÜDEL (1969, 1977) wiederholt betonten Auflockerungseffekt der sog. Eisrinde, die sich im rezenten Dauerfrostboden unmittelbar unter dem Auftauboden zu bilden pflegt, und wohl nicht nur der Tiefenerosion, sondern auch der Seitenerosion vorarbeitet. Schließlich wurde die Lateralerosion entscheidend durch den sich alljährlich bildenden, leicht abräumbaren 'Auftauboden' begünstigt. Den überzeugendsten Beweis für die eskalierende fluviatile und kyrogen-solifluidale Talerweiterung im fortgeschrittenen Frühglazial liefern letztendlich die Schotter selbst. Vom Fluß aktiv und passiv als unsortiertes Hang- und Hochflächenmaterial aufgenommen, zu Sand und Kies aufbereitet und unter Mitwirkung des Frosts auf dem Talboden festgelegt, wuchs der Schotter im Tiefland bis 20 m, im Hügelland bis 50 m in die Höhe und quasi-synchron mit der Talbodenerweiterung transgressiv in die Breite.

Man hat diese extreme fluviatile Akkumulation nicht nur mit der Überforderung des Schleppvermögens der Flüsse durch ein Überangebot an Schutt zu erklären versucht, sondern auch mit der Abnahme der Niederschläge und damit der Wasserführung der Flüsse. Dagegen spricht zunächst die aus der intensiven Massenverlagerung zu folgernde starke Bodendurchfeuchtung. Es erscheint fraglich, ob bei abnehmenden Niederschlägen der frostbodenbedingte Wasserstau dafür allein ausgereicht hätte. Gewichtiger aber ist die Beobachtung, daß die Flüsse das zugeführte Hangmaterial nicht nur Hunderte von Kilometern weit transportierten — und zwar vom Quellgebiet bis weit in das Tiefland hinaus —, sondern das unsortierte, feinkornreiche Substrat vielfach auch bis zur Schluff- und Tonfreiheit aufbereiteten. Den überzeugendsten Beweis dafür erbringen die ungezählten Gruben in den Schotterterrassen, die bei nur geringer (und oft gar keiner) Aufbereitung einen „normgerechten“ Betonkies bzw. Betonkiessand liefern. Ein solcher Aufbereitungsgrad setzt nicht nur eine starke, sondern auch eine relativ kontinuierliche Wasserführung der Flüsse voraus. Nur so kann das Schwemm- und Schuttsediment weitgehend erfaßt und separiert werden. Auch die in den Schotterterrassen häufig entwickelte streng horizontale, brettartige Schichtung, die sich deutlich von dem wechselhaften Gefüge der intermittierend aufgeschütteten glazialfluviatilen Sedimente unterscheidet, ist nur mit zumindest zeitweise gleichmäßiger, kräftiger Strömung zu erklären. Die frühglaziale fluviatile Akkumulation vollzog sich also wahrscheinlich über einen sehr langen Zeitraum nicht bei abnehmender, sondern vielmehr bei steigender Wasserführung. Sie könnte wohl nur deshalb nicht in Erosion umschlagen, weil die zunehmende Schleppkraft durch die Schuttbelastung kompensiert und überkompensiert wurde.

Als das Inlandeis in das Gebiet eindrang und sich die Flüsse auf die Eisstauseen bzw. den Gletscherrand einstellten, ging die Aufschüttung zunächst noch intensiv weiter. Bei positiven Randbewegungen erfuhr sie eine staubedingte Verstärkung, bei negativen

Randverschiebungen (= Tieferlegung der Erosionsbasis) eine Abschwächung bis zum Umschlag in Erosion. Eindrucksvolle Beweise für die zu dieser Zeit noch stattfindende intensive Frostverwitterung, Bodenverlagerung und fluviatile Akkumulation liefern im Elbegebiet bei Dresden die über 50 m mächtige Hellerterrasse — das saaleglaziale fluviatil-glazilimnische Resediment des frostempfindlichen sächsisch-böhmischen Kreidesandsteins — und die Schönbachterrasse im Muldegebiet. Schließlich muß eine starke Dämpfung in der Wasserführung eingetreten sein: Die Schotterkörper werden bei

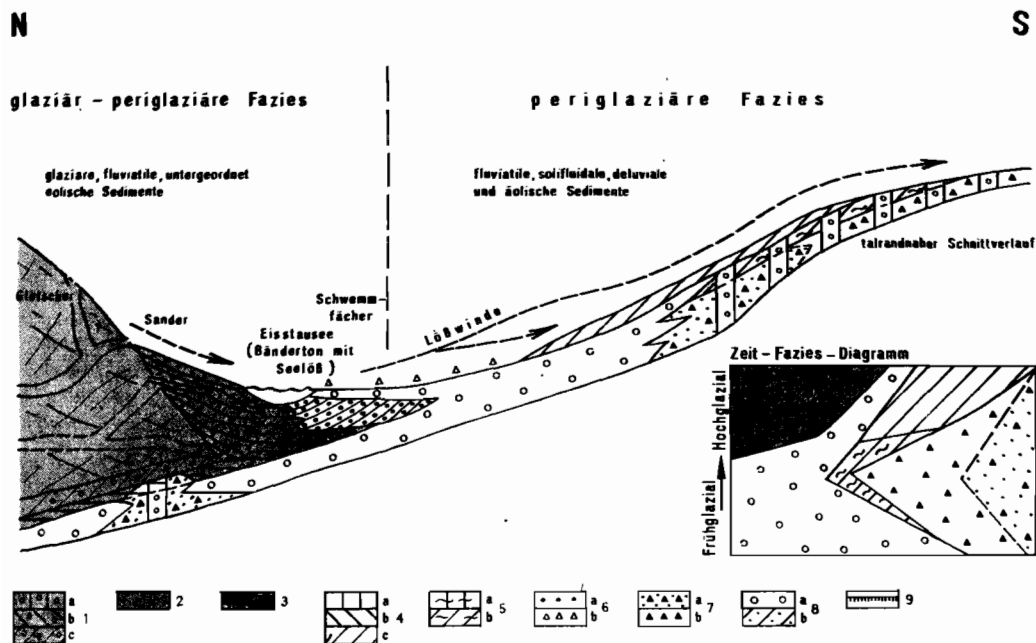


Abb. 47. Übergang von der glaziären zur periglaziären Fazies in den obsequenten Tälern des Saale-Elbe-Gebietes mit einer Darstellung der Sedimentfolge vom Früh- bis zum Hochglazial (= Höchststand der Vergletscherung). Der Löß auf dem Schotterkörper versteht sich als eine dünne Decke zwischen den Flußbrinnen, die während des Gletscherhochstandes noch benutzt wurden. Während der Rückschmelzphase dehnte sich die Lößdecke noch etwas auf das eisfrei gewordene Gebiet aus
Legende zu Abb. 47 und 50:

1 bis 3 — glaziäre Sedimente: 1a—c — Grundmoränen der Weichsel-(1a), der Saale- (1b) und der Elstereiszeit (1c); 2 — glazifluviatile Sedimente; 3 — glazilimnische und limnische Sedimente; 4 bis 8 — periglaziäre Sedimente: 4a—c — Löße und Lößderivate der Weichsel- (4a), der Saale- (4b) und der Elstereiszeit (4c); 5a, b — Fließ- (= Soliflukts-) und Schwemmlöße der Weichsel- (5a) und der Elstereiszeit (5b); 6a — Sandlöß und Treibsand; 6b — Geschiebedecksand; 7a — meist stärker lößhaltige und relativ skelettarme Fließerden oder Solifluktsmassen; 7b — lößfreie bis schwach lößhaltige skelettreiche Fließerden (Grobmaterial-Deckserie, „Schutt“); 8a, b — fluviatile Schotter in Flußbettfazies (8a) und in Deltafazies (8b); 9 — interglaziale und interstadiale (Weichseleiszeit) Bodenbildung
B — Brandenburger; F — Frankfurter; P — Pommersches Stadium der Weichseleiszeit

kaum verändertem Gefälle deutlich feinkörniger, und die horizontale Schichtung geht in eine ausgeprägte Schrägschichtung über. Gleichzeitig wächst im Hügelland der Anteil an Gesteinsgrus als Ausdruck stärker gewordener Frostverwitterung und geringerer fluviatiler Aufbereitung. Die Niederschläge hatten nun tatsächlich abgenommen: Die trockene Phase des Hochglazials begann.

Zusammengefaßt kommt man aus der Sicht der im Tiefland und Hügelland des Saale-

Elbe-Gebietes gemachten Beobachtungen zu folgendem Kanon der Talentwicklung in einem Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus:

Spätglazial Gletscherzerfall

Tiefenerosion und gedämpfte Seitenerosion

(noch offene Landschaft mit Permafrost: Eistrinden-Effekt, Thermoerosion, Thermokarst, intensive Solifluktion; ausschmelzendes Toteis)

Warmzeit gedämpfte Tiefenerosion, sehr geringe Seitenerosion

(geschlossene Vegetationsdecke, weitgehender Stillstand der Hangprozesse)

beginnen- des Früh- glazial Akkumulation und Erosion weitgehend im Gleichgewicht, intensive Umlagerung der Sedimente bis zur Sohle, dabei weitflächige Zerstörung der warmzeitlichen Talfüllung, Abschluß der Taleintiefung, Beginn exzessiver Talerweiterung

(Abkühlung, Öffnung der Landschaft, zeitweiliger Permafrost, kryogene Hangprozesse kommen stärker in Gang, starke Wasserführung, fluvialer Ferntransport)

entwickel- tes Früh- glazial kräftige Talbodenaufhöhung (Akkumulation) bei exzessiver Talerweiterung

(weitgehend geschlossener Permafrost, intensive kryogene Hangprozesse: Thermoerosion, Thermokarst, Eistrinden-Effekt, Suffosion, Solifluktion, Abschwemmung, Bindung der Schotter durch Frost; starke Wasserführung, Fern- und Kurztransport)

ausklingen- des Früh- glazial bis Gletschervorstoß, Stauseebildung: Im Vorland zunächst noch intensive, vom Vereisungsgeschehen beeinflusste Schotterakkumulation (Fern- und Kurztransport), die dann allmählich abklingt

Hochglazial (abnehmende Wasserführung, kurztransportiertes Material nimmt zu)

3.3.2. Solifluktions- und Abschwemmungsperioden. Periglazialseen

Unsere quartären Schotterterrassen verstehen wir als im wesentlichen klimatisch bedingte Unterbrechungen eines sonst gleichsinnigen noch heute ablaufenden fluvialen Eintiefungsprozesses. Die Unterbrechungen durch Schotterakkumulation haben wir im vorigen Kapitel als Ausdruck eines von den Flüssen zeitweilig nicht bewältigten Materialangebots kennengelernt. Eine in Zeiten tektonischer Ruhe und wenig veränderten Flußgefälles über große Flächen in Schottern ertrinkende Landschaft (wie die Leipziger Bucht während des Quartärs) ist somit das geologisch sinnfälligste Indiz für Zeiten eskalierender solifluidaler und deluvialer Massenbewegungen, und eine Terrassenlandschaft die anschaulichste Spiegelung des mehrfachen periodischen Wechsels von Stagnation und Beschleunigung dieser Prozesse.

Wenden wir uns nun den direkten Zeugen intensiver Massenverlagerungen selbst zu. Durch Bodenfließen und Abschwemmung entstandene Sedimente oder mit Gewißheit über große Flächen durch diese Vorgänge zerstörte Ablagerungen (solifluidale Denudation) sind in der Leipziger Bucht seit dem frühen, d. h. vorelsterglazialen Pleistozän bekannt. Man könnte die Vorgänge geradezu zu einem Gliederungsprinzip erheben und das Pleistozän dieses Gebietes wie folgt einteilen:

Jüngere Solifluktionszeit	jüngere Phase ältere Phase	Weichseiszeit
Mittlere Solifluktionszeit	jüngere Phase ältere Phase	Saaleeiszeit
Ältere Solifluktionszeit	jüngere Phase ältere Phase	Elstereiszeit
Älteste Solifluktionszeit		Frühpleistozän

Im Verlauf der frühglazialen „älteren Phasen“ verschob sich in der Massenverlagerung der Akzent jeweils von der Solifluktion (feucht) über die intensive zur gedämpften Abschwemmung (trockener).

Die periglaziär-denudative Abtragung erreichte in der Elster- und Saaleeiszeit im Tief- und Hügelland auf großen Flächen jeweils 15–20 m und ist im Durchschnitt je Kaltzeit auf 5–10 m zu veranschlagen.

In der westlich von Pegau über mehrere Kilometer freigelegten Oberen frühpleistozänen Schotterterrasse fanden sich bislang keine direkten Zeugen solifluidaler Massenzufuhr. Sie sind freilich im Tiefland auch kaum zu erwarten, befanden sich die Täler seinerzeit doch noch in einer Art Übergangsstadium vom Flachmuldental zum Kerb- und Sohlental. So fehlte noch weitgehend das die Bodenmassen in Bewegung bringende größere Gefälle am Talrand. Analoge Flußsedimente im Hügelland weisen dagegen stärkere Einschaltungen wenig dispergierter Hangsedimente auf. Blöcke terrassenperipher anstehender Gesteine in den Schottern sind in gleicher Weise zu interpretieren.

Intensive Massenbewegungen an den Talhängen spiegeln sich erstmals wider in der Unteren frühpleistozänen Schotterterrasse, die in einer Zeit zum Absatz kam, als auch im Tiefland die Täler schon voll entwickelt waren, d. h. deutlich von den Hochflächen abgesetzte durchlaufende Depressionen bildeten. Viele kleine Aufschlüsse in der entsprechenden Saaleterrasse südlich von Lützen legten stark von tertiären Schluffen und Tonen durchsetzte Kiese frei, aber auch nahezu unaufbereitete eingeflossene syn- und postformationell kryogen gestörte Bänke und Bänder dieser Sedimente. Ebenfalls nur „kriechend“ in einer mobilen Matrix dürften sich die hier nachgewiesenen bis über 1 m³ großen Tertiärquarzite bewegt haben, die sich bis über 1 km vom Terrassenrand entfernt im Schotterkörper finden. Mehrere Meter mächtige Schichtkörper aus Porphyrgrus sind auch aus der gleichaltrigen Dahlemer Muldterrasse bekannt.

Der erste Höhepunkt kriechend-fließender und schwemmender Massenbewegung von den Hochflächen zu den Tälern wird in der frühen Elstereiszeit erreicht. Überall, wo die Frühelsterterrasse in ihrer Randzone freigelegt ist, finden sich Zeugen dieser Bewegungen: Wenig gerundete Einzelblöcke und Lagen von Blöcken in der Nachbarschaft anstehender Gesteine (Schutt der Grillenberger Schichten in der Saaleterrasse des Tagebaues Kulkwitz-Miltitz) und unaufbereitete oder nur geringfügig umgelagerte bindige und nichtbindige Hangsedimente, oft kräftig verbrodelt. Gegen Ende der Akkumulation hatten sich namentlich längs der steileren Terrassenlehnen Einzelschwemmfächer vielerorts zu girlandenartigen Säumen vereinigt. Sie erreichen in Form feingeschichteter Schluff-Feinsand/Mittelsand-Wechselagerungen mit Grobsandbändern und Kiesschnüren südlich von Markkleeberg-Ost und längs des rechten Talhangs des Leipziger Saalelaufes (Raum Kitzen – Großgörschen) Mächtigkeiten von 2–5, maximal 8 m. Immer wieder erkennbare millimeterfeine Wechsel in der Körnung, die den Ablagerungen mitunter das Aussehen von glazilimnischen Beckensedimenten verleihen, mit denen sie in Bohrungen in der Tat häufig verwechselt sind, spiegeln zweifellos den Niederschlagsrhythmus wider.

Synformationelle Deformationen in Form von Abrissen, harmonischen und disharmonischen Fältelungen im mm- bis dm-Bereich und schwachem Diapirismus weisen auf zumindest zeitweise hohe Durchfeuchtung hin und damit auf den Abbau der inneren Reibungswiderstände. Neben diesen gut sortierten Ablagerungen existieren auch wenig sortierte, die eine Mixtur aller im Hangbereich anstehenden Schichten bilden: mit tertiären Schluffen, Sanden und Tonen vermischte frühpleistozäne Terrassenkiese, reinere Kieslagen und Gleitschollen („Phakoide“). Das Alter dieser Sedimente ist in der Leipziger Bucht leicht nachweisbar. Sie liegen auf dem tiefsten vor der Elstereisbedeckung entstandenen Schotterkörper und unter dem am Eisrand gebildeten Dehlitz-Leipziger Bänderton. Diese frühelsterglaziale Fließ- und Schwemmerzeit scheint bereits lange vor Eisbedeckung einen ersten Höhepunkt erreicht zu haben, schaltet sich doch im Mittelteil der Frühelsterterrasse der Saale und des Oschatzer Muldelaufs ein weit aushaltendes Schluffband ein, der sog. Knautnaundorfer Schluffhorizont, der, wie der jüngere Markkleeberger Horizont (vgl. unten), durch Überfrachtung des Flusses mit

Hangsedimenten entstanden sein könnte. Wahrscheinlich erstmalig im Quartär bildeten sich in der frühen Elstereiszeit auch auf den seit dem Jungtertiär vollständig entwässerten Hochflächen stehende Gewässer in Form von Tümpeln, Weihern und kleinen Seen. Entsprechende Sedimente*) — horizontal geschichtete Sande, Schluffe, Mergel und Mudden — wurden in den Tagebauen Borna-Ost (bei Schöna), Schleenhain (bei Hohendorf), Roßbach und in Bohrungen bei Altenburg gefunden. Auch im Mügeln Becken existieren Hinweise auf kryolimnische Ablagerungen. Die Kalkführung einzelner Schichten erklärt sich am besten durch eingewehten Löß. In den Vorkommen bei Roßbach und Hohendorf fanden sich neben eingeschwemmten kälteressistenten Molluskenarten (*Columella columella*) in größerer Anzahl auch die Seebewohner selbst: *Gyraulus arconicus*, *Pisidium stewarti*, *P. obtusale lapponicum*, *P. hibernicum* u. a. (FUHRMANN 1976, PRENZEL 1967). Tier- und Pflanzengemeinschaft (ausgedehnte Moos-Nitella-Rasen) sprechen bei Hohendorf für ein flaches Becken mit frischem, klarem Wasser (EISSMANN 1975, S. 71f.). Die starke Durchfeuchtung des Bodens bis zur Bildung von offenen Wasserflächen ist wohl nur durch das Zusammenwirken von höheren Niederschlägen, Stau durch Dauerfrost und nicht zuletzt durch damit zusammenhängende Bodenschlüpfe zu erklären, die die Gewässer kleiner Täler über kurze oder längere Zeiten aufstauten. Dazu kann der örtliche Zusammenbruch des Frostbodens gekommen sein (Sackung) oder die Bildung von aufstauend wirkenden pingoartigen Strukturen.

Der zweite Höhepunkt der Hang- und Hochflächenabtragung liegt am Ausgang der Elstereiszeit und ist durch weitflächige Zerstörung der hinterlassenen Grundmoränen und Schmelzwassersedimente noch vor dem Holsteininterglazial belegt. Diese flächenhafte Denudation wurde durch das Austauen von Toteis begünstigt. Solifluktionsmassen dieser Zeit sind aus der Prellheide bei Bad Dübren (ERD & MÜLLER 1977) unter holstein-warmzeitlichen Sedimenten und in Mächtigkeiten bis 10 m aus der Döbriser Rinne nördlich von Zeitz bekannt. Es handelt sich um verfllossene und en bloc verlagerte elster-glaziale Grundmoränen, die von autochthonen Moränen oft nur schwer und mitunter gar nicht zu unterscheiden sind.

Die aus dem Elsterfrühglazial bekannten Prozesse und Erscheinungen wiederholen sich spiegelbildlich in der Saaleeiszeit. An Dutzenden von Stellen (Raum Pegau, südlich Markkleeberg, Markranstädt) ließ sich die Verzahnung von fluviatilen Sedimenten mit Solifluktions- und Abschwehmassen beobachten. Da auch Grundmoränen und Schmelzwasserbildungen mit verfllossen sind, ergibt sich ein breites Sedimentspektrum. Feinschichtige, gut sortierte Ablagerungen, entstanden durch flächenhafte Abspülung, wechseln mit schwach texturierten Schluffen und Tonen, in die Kies und gröberer Sand in unregelmäßiger Verteilung oder in Streifen, Bänken und Nestern eingeschaltet sind. Gelegentlich gleichen die Sedimente habituell Grundmoränen, mit denen sie oft verwechselt worden sind. An der häufiger als in „echten“ Grundmoränen entwickelten Laminierung, an Sortierungserscheinungen, einer gewissen Sandstreifigkeit, der gelegentlich zu beobachtenden hangparallelen Einregelung von flachen Geröllen und am hangparallelen Streichen und Fallen der Laminen läßt sich die solifluidale Entstehung beweisen. Am linken Rand der Elsterhauptterrasse westlich von Pegau erreichen diese mit den Schottern korrespondierenden Hangsedimente Mächtigkeiten bis 12 m.

Wo die fossilen Hänge aus Feinsanden und Schluffen bestehen, wie am rechten Hang der Pleiße-Gösel-Hauptterrasse zwischen Magdeborn und Markkleeberg-Ost, bestehen die Hangsedimente aus einer rhythmisch feingeschichteten Schluff-Feinsand-Wechselagerung, die wiederum glazilimnischen Ablagerungen sehr ähnlich sein kann. Es ist ein typisches Schwemmsediment mit synsedimentären Rutschungs- und Fältelungserscheinungen. Seine Mächtigkeit schwankt im Mittel zwischen 1 und 3 m, erreicht

*) Die Sedimente dieser Periglazial- oder Frostbodenseen sollten zur Unterscheidung von den glazilimnischen Ablagerungen, die sehr ähnlich beschaffen sind, als kryolimnische Bildungen bezeichnet werden.

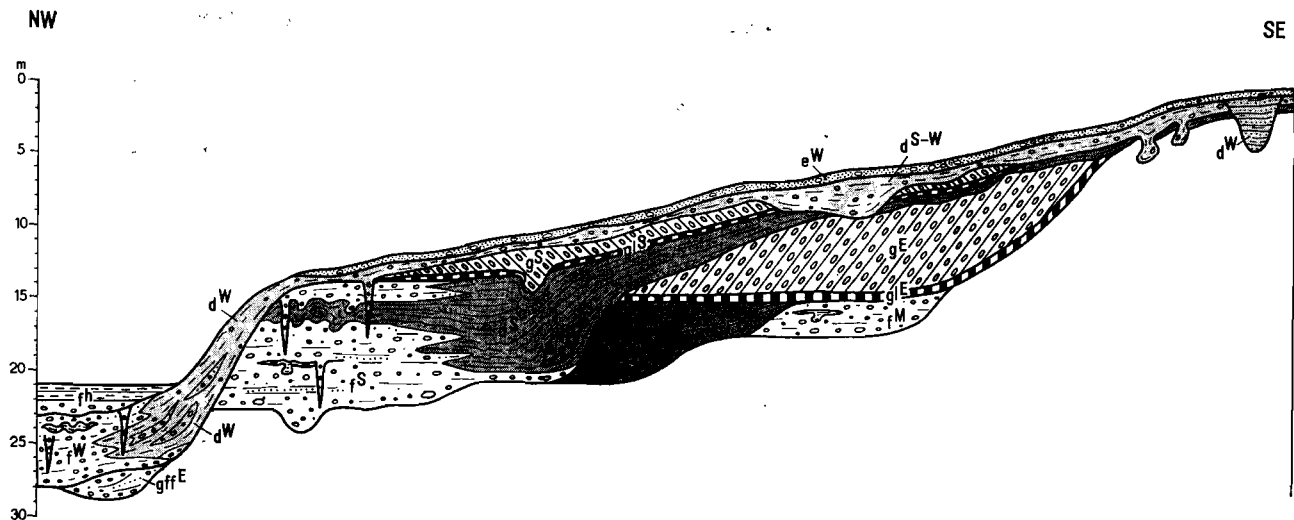


Abb. 48. Schnitt durch den alten und jungen Pleißetalhang südlich von Markkleeberg als Spiegel des Solifluktionsgeschehens im Pleistozän des Saale-Elbe-Gebietes

fh — holozäne Auensedimente: Auelehm und Auenschotter; fw — weichselglaziale Niederterrasse (Schotter); dw — weichselglaziale Solifluktions- und Abschwemm Massen (sandig-kieselige Schluffe mit reineren Kieslagen aus höheren Schotterterrassen); ew — weichselglazialer Sandlöß mit loser Steinsohle, darin vielen Windkantern; ds-w — weichselglaziale bis saaleglaziale Abschwemm- und Solifluktionsmassen (wie dw); gs — 1. Saalegrundmoräne, oft kryogen gestört, von zahlreichen Eiskeilpseudomorphosen durchbrochen; gls — saaleglazialer Böhlen-Lochauer Bänderton; fs — frühsaaleglaziale Hauptterrasse mit zahlreichen altpaläolithischen Artefakten, Knochen von *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* u. a.; ds — saaleglaziale Abschwemm- und Solifluktionsmassen (vorwiegend hangparallel geschichtete schluffige Feinsande mit Sand- und Kieslagen, gelegentlich Hanggleitschollen; stellenweise intensiv kryoturbat gestört); gffE — elsterspätglaziale Rinnensedimente; gE — Elstergrundmoräne; glE — Dehltz-Leipziger Bänderton; dE — elsterglaziale Abschwemm- und Solifluktionsmassen (vorwiegend aus dem Oberhang stammende Feinsande und Schluffe mit stellenweise starker kryoturbater Störung, einzelne Hanggleitschollen); fM — Untere frühpleistozäne Schotterterrasse

stellenweise jedoch auch 5 m. Wichtig ist die hier gewonnene Erkenntnis, daß sich diese Sedimente nicht nur am Rande mit der Hauptterrasse verzahnen, sondern sich im oberen Drittel des Schotterkörpers zu einer Bank vereinigen. Es handelt sich um den aus der gesamten Leipziger Bucht bekannten 0,5 bis maximal 1,5 m mächtigen Markkleeberger Schluffhorizont (EISSMANN 1975), der meist intensiv kryogen gestört ist und daher auch als Markkleeberger Kryoturbationshorizont bezeichnet wird. Im gleichen Niveau ist an vielen Stellen der Hauptterrasse (Lochau, Rückmarsdorf, Delitzsch, Holzweißig) ein dichtes Netz von Eiskeilen entwickelt (Lochauer Eiskeilniveau). Man könnte an eine Phase extremer Hangabtragung denken, doch spricht die Verknüpfung mit den Eiskeilen mehr für eine durch einen Kältesprung ausgelöste Abnahme der Wasserführung der Flüsse, die nun nicht mehr imstande waren, das den Tälern zugeführte Hang- und Hochflächenmaterial zu assimilieren. Was das Alter der beschriebenen Sedimente betrifft, so ergibt es sich einmal aus der Verzahnung mit den stellenweise von holsteinwarmzeitlichen Sedimenten unterlagerten Hauptterrassenschottern, zum anderen durch die Überlagerung von Böhlener Bänderton und/oder 1. Saalegrundmoräne (Abb. 48).

Die zweite Phase exzessiver Abtragung in der Saaleeiszeit liegt zwischen dem Eisabbau der Zeitzer Phase und der Eemwarmzeit. Das Geschehen ließ sich besonders eindrucksvoll zwischen Profen und der Ortslage von Werben rekonstruieren, wo in den letzten beiden Jahrzehnten auf über 7 km Länge sukzessiv der linke Rand der Hauptterrasse der Weißen Elster samt fossilem Talhang aufgeschlossen wurde. Zwischen der die Hauptterrasse nur noch unzusammenhängend bedeckenden 1. Saalegrundmoräne und dem oft von einem Steppenboden der frühen Weichseleiszeit überprägten eemwarmzeitlichen Boden war hier eine ungewöhnlich mannigfaltige Schichtenfolge entwickelt, die eine Mächtigkeit bis zu 25 m erreichte. Sie setzt sich längs des mittelpleistozänen Elstertalhangs nach Norden bis in die Gegend von Kitzen und nach Süden bis Zeitz fort. Durch den Sedimentkeil wird das abschnittsweise steile Gefälle dieses alten Hanges stark gebrochen, so daß er sich an der heutigen Oberfläche nur noch schwach hindurchpaust (Abb. 64).

Neben grundmoräneartigen Fließerden, einem Sammelsurium aller am Hang anstehenden Gesteine, also verflossenem Geschiebelehm und -mergel, Schmelzwassersanden und Terrassenschottern (Raum Werben), tertiären Schluffen, Sanden und Tonen mit und ohne kohlige Beimengungen, besteht die Folge aus bis über 5 m mächtig werdenden schluffigen Sandkörpern, die zum Teil eine Mischung von frühpleistozänen Saaleschottern und Schmelzwasserablagerungen bilden. Verbreitet sind auch feingeschichtete und nahezu schichtungslose braune Schluffe von Schwemm- bzw. sogar Fluglöbhabitus. Eingestreute Einzelkiesgerölle und Kiesschnüre beweisen die Umlagerung des Sedimentes. Bemerkenswert sind wiederholt eingeschaltete bis 5 m mächtige Schluff-Feinsand-Wechselagerungen. Diese von glazilimnischen Beckenschluffen nicht unterscheidbaren, wohl im Jahresrhythmus geschichteten kryolimnischen Bänderschluffe sind in beckenartigen Vertiefungen abgesetzt worden. Noch muß offen bleiben, ob sie durch den Zerfall von Bodeneis und Sackungen nach Art der Alase entstanden sind oder durch Abriegelung flacher talartiger Einschnitte quer zum Talhang, was wahrscheinlich ist (Bild 69). Diese lokalen, sicher nicht in einem Gletscherstausee entstandenen Beckenschluffe schließen selbstverständlich nicht die Existenz echter glazilimnischer Rückzugsbildungen über der ersten Saalegrundmoräne aus, wie sie zwischen Profen und Zeitz vermutet werden. In der beschriebenen Abfolge treten über größere Erstreckung braune oder fahlgraue, rostbändige, z. T. gleyüberformte Bodenhorizonte auf. Sie spiegeln lokale Ruhephasen in der Abtragung wider. Zu sichtbaren Tonverlagerungen ist es dabei nicht gekommen. Bodentypologische Untersuchungen stehen noch aus (Abb. 31).

Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß der mehrere hundert Meter breite Sedimentkeil über große Flächen unmittelbar auf Schottern der Hauptterrasse ruht. Den Massenbewegungen ist also ein beträchtlicher Teil der im Mittel etwa 5–8 m mächtigen 1. Saalegrundmoräne korrasiv zum Opfer gefallen. Daß die heute nur noch unmittelbar am Fuß des Hanges geschlossen verbreitete Grundmoräne vordem die gesamte Haupt-

terrasse bedeckt hat, beweisen zahllose Relikte dieser Moräne und des liegenden Böhlemer Bändertons unter den Hangmassen. Wohl größtenteils in der gleichen Zeit ist auf einer rund 100 km² großen Fläche zwischen der Muldeniederung und den Orten Badrina, Delitzsch, Roitzsch, Bitterfeld die hier ursprünglich 10–15 m mächtige saaleglaziale Schkeuditz-Brehnaer Grundmoränenplatte nahezu vollständig und weiter südlich in einem 5–10 km breiten Streifen zu einem erheblichen Teil durch Soliflukts- und Abschwemmvorgänge zerstört worden.

Hierzu ließen sich leicht weitere Beispiele anführen, etwa die flächenhafte Abtragung der gleichen Grundmoränenplatte bei Lochau, der Lützen-Markranstädter Grundmoränenplatte westlich von Leipzig und südlich von Wallendorf. Zwei Erscheinungen sind diesen solifluidalen Destruktionsgebieten gemeinsam: Das auf den nur etwa 1–3° geneigten Flächen abgeflossene Material wurde von Flüssen (Mulde bzw. Weiße Elster und Saale) sukzessiv abtransportiert und damit der Motor der Massenbewegung, das Gefälle, in Gang gehalten. Die Abtragung kam jedesmal auf der die Grundmoränen unterlagernden Schotterterrasse zum Stillstand. Hier war für die Mobilität entscheidend bestimmten Stauwässer im Boden zum einen eine gewisse Drainage gegeben, zum anderen weist der Kies eine hohe innere Reibung auf. Solifluktion und Abschwemmung haben die alten Terrassen ohne nennenswerte Destruktion quasi wieder „exhumiert“. Sie erscheinen über größere Flächen wie junge nachsaaleglaziale primäre Aufschüttungsterrassen. Tatsächlich sind sie zeitweise mit diesen auch verwechselt worden, zumal die zurückgeschnittene Grundmoränenplatte gelegentlich in Form einer beachtlichen Stufe endet (nördlich von Lochau).

Relikte von Eemböden im Hangenden sprechen für ein spätsaaleglaziales Alter auch bei den schon lange bekannten 5–10 m mächtigen, stellenweise schwer von Grundmoränen unterscheidbaren sandig-kiesigen Lehmfließerden, die an die Kuppen und Höhenzüge der Tauchaer Endmoräne angelehnt sind und hier die ehemaligen Höhenunterschiede außerordentlich dämpfen. Wie Gruben, Einschnitte und Bohrungen gezeigt haben, sind viele der ehemaligen Vollformen im Solifluktionsschutt nahezu ertrunken. Bei der hohen Durchlässigkeit des Untergrundes ist diese intensive Massenbewegung nur unter Dauerfrostbedingungen vorstellbar, d. h. durch Bildung einer wasserreichen sommerlichen Auftauschicht über durch Bodeneis zementiertem Untergrund.

Die unmittelbaren Zeugen der dritten, weichselglazialen Periode exzessiver Massenverlagerungen treten auch morphologisch noch stärker in Erscheinung. Nicht nur im Hügelland, auch im Tiefland schieben sich überall dort, wo die großen Auentäler tiefer eingeschnitten sind, wie im Tal der Weißen Elster zwischen Minkwitz und Zwenkau und Leipzig und Lochau, Schwemmkegel in die Auen, deren Mächtigkeit gelegentlich auf über 10 m zu veranschlagen ist. Sie setzen nicht nur an größeren, ständig wasserführenden Hangeinschnitten an, sondern auch an unscheinbaren Kerben mit nur episodischer Wasserführung, damit den fossilen Charakter dieser Schwemmkegel besonders sichtbar machend. Diese Kegel sind aber nur die exponierten Zeugen vergangener intensiver Hochflächen- und Hangabtragung. Wird der Auenrand nämlich einmal aufgeschlossen, wie im Pleißeetal zwischen Großzossen und Markkleeberg (Tagebaue Witznitz und Espenhain) so zeigt sich, daß er fast durchgehend von einer 2–5 m, mitunter bis 10 m mächtigen Schicht von Schwemm- und Fließerden saumartig begleitet wird. Das spricht auch für eine intensive thermoerosive Rückverlegung der steilen Talflanken. Morphologisch ist bei diesen Massen nicht zu entscheiden, ob sie weichseleiszeitlichen oder holozänen Alters sind. Im Aufschluß dagegen wird sichtbar, was GRAHMANN bei der Kartierung der Geologischen Karte von Sachsen, Blatt Zwenkau und Pegau-Predel, schon angenommen hatte, daß sie unter den holozänen Auelehm und -kies untertauchen und mit den an Frostmarken reichen unterlagernden Schottern korrespondieren, bei denen es sich um die weichselglaziale Niederterrasse handelt.

Nur ein kleiner Teil verzahnt sich mit dem Auelehm. Vielfach sind diese Hangfußsedimente in holozäner Zeit vom Fluß an- bzw. zurückgeschnitten worden, so daß uns

die heutige Situation wohl nur ein blasses Bild von der ursprünglichen Ausdehnung dieser Sedimente vermittelt. Offenbar reihte sich an allen etwas steileren Hängen des Tieflands vormals Kegelan Kegel, die nicht selten girlandenartig ineinander übergingen. Überall dort, wo die Auen heute zum Teil kliffartig an gewachsene vorweichselglaziale Schichtenfolgen stoßen, wie streckenweise am rechten Rand der Weißelsteraue unterhalb von Zeitz, darf man davon ausgehen, daß sie erst im Holozän von den Flüssen wieder freigelegt worden sind.

Noch ausgeprägter sind die Schwemmkegel in den größeren Flußtalern des Hügellandes entwickelt, wo sie von den Nebengerinnen in die Haupttäler geschüttet sind und sich hier gelegentlich bandartig aneinanderreihen. UNGER (1956) und STEINMÜLLER (MARCINEK, PRÄGER & STEINMÜLLER 1970) haben sie aus verschiedenen Flußgebieten mit unterschiedlichem geologischem Aufbau des Thüringer Raumes beschrieben, aus dem inneren Keuperbecken, aus dem Buntsandstein- und Muschelkalkgebiet und aus dem Schiefergebirge. Für den weitaus größeren Teil der Schwemmfächersedimente wird ein weichselglaziales Alter angenommen und für einzelne Stellen auch der Nachweis ihrer Verzahnung mit der Niederterrasse geführt. Betont werden die Wechselhaftigkeit in den Korngrößen und die dabei erkennbare Abhängigkeit vom zugeführten Material (blockreiche Bildungen im Gebiet des Muschelkalkes und des Schiefergebirges, wechselhafte Entwicklung in den Buntsandsteinlandschaften) sowie das im Gegensatz zu den gleichalten ferntransportierten fluviatilen Sedimenten stehende lokale Fazieskolorit der Schwemmfächer und schließlich der geringe Rundungsgrad der Einzelkomponenten. Auch im Flußgebiet der Zwickauer und Freiburger Mulde sind die an zahlreichen Punkten entwickelten Schwemmfächer auf das Niveau der Niederterrasse eingestellt, doch finden sich auch feinkörnigere Anbauten, die wohl überwiegend holozänen Alters sind. Daß es sich nicht um Relikte einer ausgeräumten Niederterrasse handelt, ist meist leicht an ihrer stark ortsbezogenen Zusammensetzung und der großen Wechselhaftigkeit in der Körnung zu erkennen. Der den Rochlitzer Berg geschlossenen umsäumende lehmige Schutt aus Rochlitzer Porphyrtuff, der schon 1876 von ROTHPLETZ als eine fossile, d. h. eiszeitliche Verwitterungs- und Solifluktionerscheinung gedeutet worden ist, baut sich im Südwesten als mächtiger, gletscherförmiger Schuttkörper fort und endet mit steiler Stirn an der Vereinigung des Carsdorfer Grundes mit dem südwestlich des Rochlitzer Berges beginnenden Seitental (Bild 67). Offenbar ist der ursprünglich das gesamte untere Selgebachtal ausfüllende Schuttkörper in holozäner Zeit bis dorthin wieder zurückgeschnitten worden.

Wasserrisse bis zur Basis geben einen guten Einblick in seinen Aufbau. Der stellenweise über 10 m mächtige Körper besteht aus einem wirren Wechsel von Blöcken, Kies, Sand und gelegentlich auch Schluff. Das gröbere Material ist teils eckig bis kantengerundet, teils relativ gut gerundet und setzt sich überwiegend aus Rochlitzer Porphyrtuff und Quarzporphyr zusammen. Die Blöcke erreichen vielfach einen Durchmesser von einem Meter, quader- oder bankartige Körper Längen von 2 und mehr Meter. Sie treten sowohl in dichter als auch loser Packung und in Form von Einzelblöcken auf. Das Alter ist wahrscheinlich weichseleiszeitlich. Für saaleeiszeitliche Ablagerungen liegen sie wenigstens 20 m zu tief; im Holozän waren keine Bedingungen für die Bewegung einer solchen inhomogenen Masse mit ihrer hohen inneren Reibung gegeben.

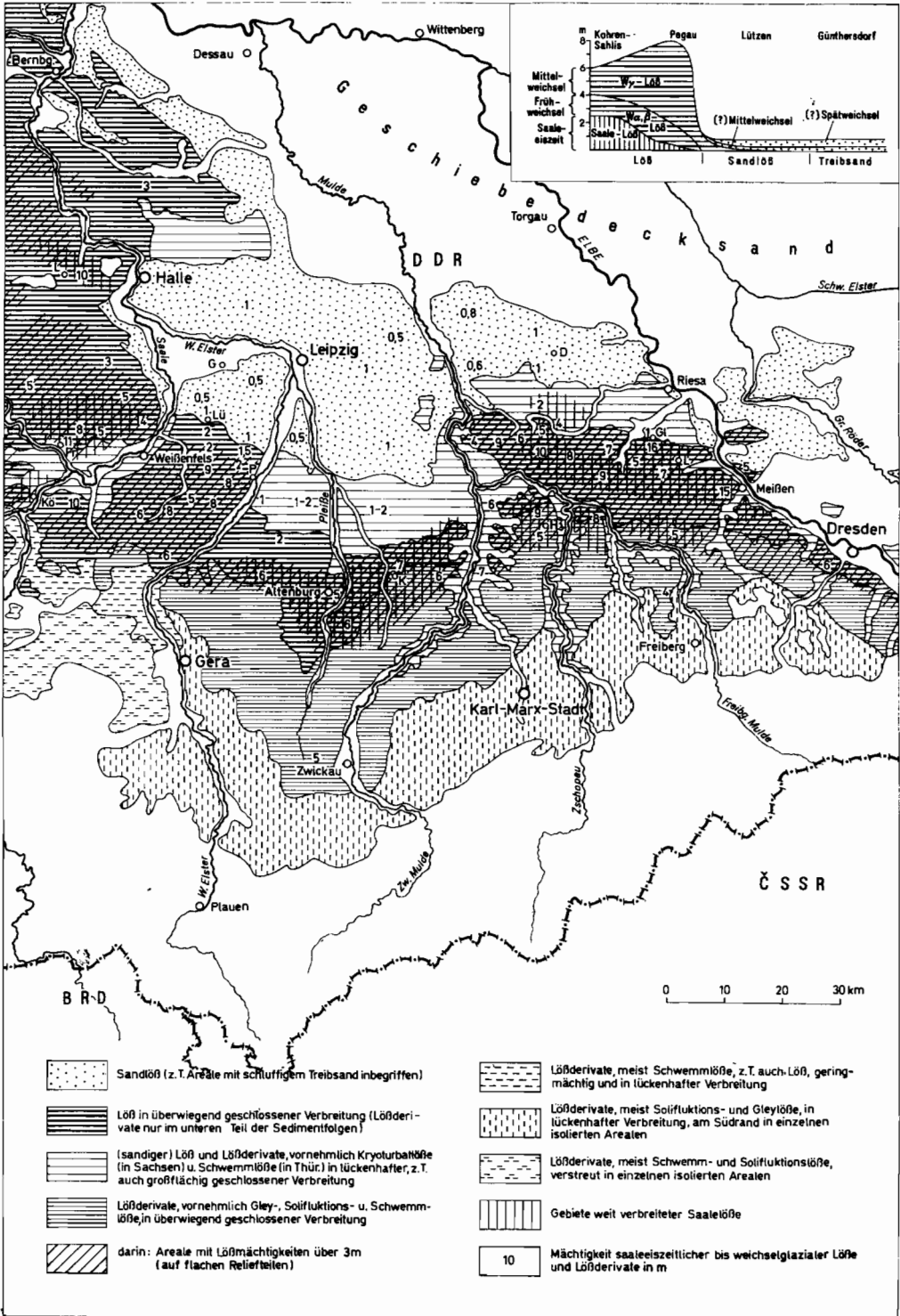
Die intensive Massenverlagerung spiegelt sich schließlich in den Lößfolgen wider. Keine der weithin erschlossenen Lößserien ist frei von Umlagerungserscheinungen. Die beiden älteren der drei unterscheidbaren Weichsellöße zwischen Saale und Elbe (LIEBEROTH 1963, HAASE et coll. 1970, ALTERMANN et coll. 1978, NEUMEISTER 1971) liegen meist als Solifluktions- und Schwemmlöße vor. Die Umlagerung erfolgte wohl weitgehend synchron mit der Aufwehung. Synchron verlief vermutlich auch die Entkalkung. Im westlichen Teil der Elbe- und Muldelößprovinz Sachsens sind die Basisteile des Weichsellößes häufig als kryolimnischer Sumpflöß entwickelt.

Dieser dunkelgraue bis olivgrüne Löß, der bis 2 m mächtig wird, enthält nach FUHRMANN (1976) Pflanzenreste und stellenweise neben Dauchbröckchen eine Molluskenfauna mit Sumpf- und

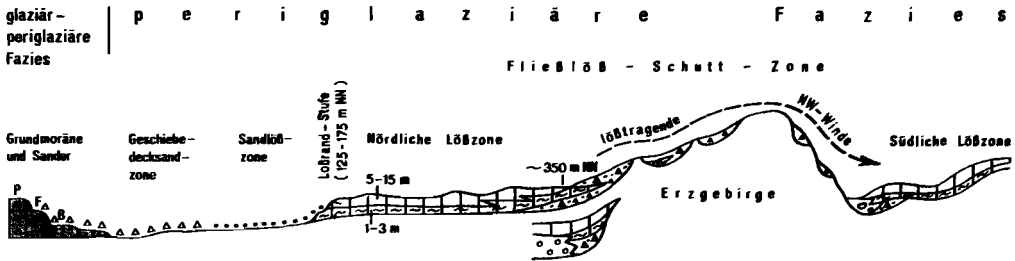
Wasserarten (*Stewarti-lilljeborgi-lapponicum*-Fauna). Gleichaltrige Ablagerungen aus zumindest zeitweise offenen Wasserflächen auf einer schon Jahrzehntausende vorher vollständig entwässerten Landoberfläche sind in Sachsen schon in der Zeit vor dem 1. Weltkrieg entdeckt worden. Es handelt sich um Schluffe, Tone, Mudden und Torfe, die unter teilweise mächtigen Gehängelehmen aus Löß und älterem Gebirge bei Deuben, Kleinluga und Deutschenbora im Bezirk Dresden aufgeschlossen waren. Sie enthielten eine von A. G. NATHORST, C. A. WEBER und H. WEBER bestimmte reiche Glazial- oder Nivalflora mit *Salix retusa*, *S. herbacea*, *S. myrsinites*, *Betula nana* und *Polygonum viviparum* (vgl. die Zusammenfassung bei PIETZSCH 1962, S. 584ff., und EISSMANN 1975, S. 172ff.). Man hat gelegentlich die auch in anderen Gebieten Mitteleuropas nachgewiesene starke Bodenverfeuchtung im Weichselfrühglazial (FRENZEL 1967) in erster Linie mit der stauenden Wirkung des Frostbodens zu erklären versucht. Wahrscheinlich aber haben hohe Niederschläge eine noch wichtigere Rolle gespielt. Dafür spricht einmal, daß der Sumpflöß auch auf hoch gelegenen Flächen mit günstigen Entwässerungsbedingungen entwickelt ist und im Hochglazial (= Hauptlöß) mit seinem viel ausgeprägteren stauenden Frostboden diese Lößfazies fehlt. In Gebieten mit mehr als 550 mm Niederschlag weist auch der 8–12 m mächtige Hauptlöß im unteren Drittel noch stärkere Umlagerungserscheinungen auf.

Trockene Klimabedingungen setzten sich offenbar erst in der zweiten Hälfte der Hauptlößzeit durch, die durch den Absatz massigen, nahezu schichtungslosen Fluglößes gekennzeichnet ist. Auf das Hauptlößgebiet folgt im Süden in Höhenbereichen über 300 m ein Gürtel, in dem neben Gleylößen fast nur noch durch Solifluktion und Umschwemmung verlagerte Löße vorkommen (Abb. 49, 50). Schließlich löst sich am Nordrand des Erzgebirges und Vogtlands die Lößderivatdecke in einzelne Vorkommen auf. Nur ost- und nordexponierte Hänge tragen noch mächtigere ursprünglich äolische Sedimente in Form von Schwemm- und Solifluktionsdecken. An den Gegenhängen herrschen schon weitgehend lößfreie bis -arme Schuttdecken vor. Diese auch als Grobmaterial-Deckserie, kurz Grob-Deckserie beschriebene Fazies der Decksedimente (RICHTER, RUSKE & SCHWANECKE 1970) überzieht in Meereshöhen über 350 m nahezu alle Flächen des Hügel- und Mittelgebirgslandes. Ausgespart sind jüngere Talböden und Hänge von mehr als 35° Neigung, wo die Bodenbewegung auch unter den gegenwärtigen Klimabedingungen weitergeht. Die oft in eine feinerdearme, steinreiche, dicht gelagerte untere, eine durch einen höheren Staub- und Schluffgehalt sowie einen deutlich niedrigeren Steinanteil ausgezeichnete, teils feinerdereiche, teils feinerdearme mittlere und eine blockschuttreiche obere Zone gegliederte Grob-Deckserie ist Ausdruck intensiver Frostverwitterung sowie Massenverlagerung durch Solifluktion und Abspülung, die sich in Form von Aus- und Einschwemmung bemerkbar macht. Die blockschuttreiche obere Zone bildet meist Blockmeere, Blockfelder und Blockströme. BÜDEL (1937) wies nach, daß sich die auf der Kammfläche des Erzgebirges um Boží Dar (Gottesgab) flächenhaft verbreiteten Blockschuttdecken im Holozän nicht mehr bewegt haben, greift doch das sich dort seit dem Präboreal entwickelnde Moor ungestört über den Blockschutt hinweg. Einen Eindruck von der hohen Mobilität im Bereich der sommerlichen Auftauschicht der Weichseleiszeit vermitteln uns die aus Basalt bestehenden Blockmeere des Erzgebirges, die sich noch an Hängen von 2° Neigung bewegt haben. Dabei wurden Blöcke bis zu 2,2 km weit verfrachtet.

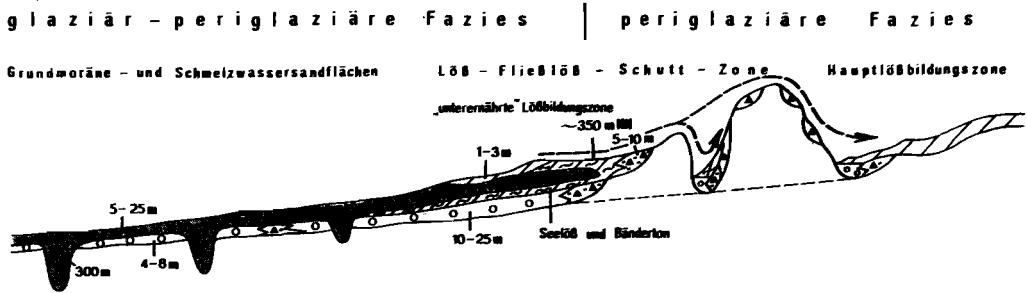
Man darf in der im Mittel 5–8 m mächtigen Schicht von unverändertem Fluglöß einen Beweis dafür sehen, daß zumindest eine Zeitlang während des Weichselglazials die Umlagerung zum Stillstand gekommen ist, so daß sich auch Löß auf der Niederterrasse der Flüsse absetzen konnte. Diese extreme Trockenphase ist auch in der Entwicklung der Niederterrasse selbst angezeigt (EISSMANN 1975, S. 162ff.). Sie geht oben in eine reine Sandfazies über, die von Flüssen abgesetzt worden sein muß, die in ohnmächtige Rinnsale aufgelöst waren. Mit dem Übergang ins Spätglazial nahmen die Niederschläge wieder zu, die Flüsse lebten auf und begannen, die Niederterrasse zu zerschneiden. Auch Solifluktion und Abschwemmung kamen wieder in Gang. Das Material wanderte den Tälern zu und lagerte sich dort als fluviatil-deluviales und z. T. als lim-



I. Weichseleiszeit



II. Elstereiszeit



III. Elster- bis Weichseleiszeit (Grandmoränen, Löss, Boden)

(Gneismoränen, Löss, Boden)

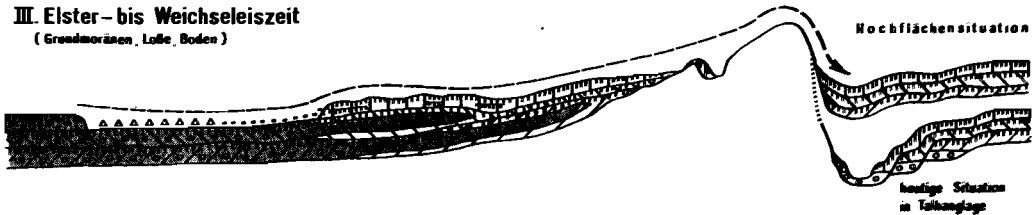


Abb. 50. Fazieszonierung und Faziesdifferenzierung der eiszeitlichen Sedimente am Südrand der skandinavischen Vereisung im Elbe-Gebiet (vereinfacht)

Schemaschnitt I und III verlaufen vorwiegend durch die Hochflächen, der Schemaschnitt II führt teils durch die Hochflächen, teils durch die Täler
Weitere Erläuterungen vgl. Abb. 47

Abb. 49. Karte der weichselglazialen und jüngeren saaleglazialen (= Leipziger Phase) Löße, Sandlöße und Lößderivate im Saale-Elbe-Gebiet als Beispiel einer äolisch-solifluidalen Periglazialfazies am Rande der skandinavischen Inlandvereisungen in Mitteleuropa. Der Gletscher lag während der weichselglazialen (Haupt-)Lößanwehung etwa 50 km nördlich des oberen Kartenrandes (Brandenburger Phase). Im Geschiebedecksandgebiet existieren zahlreiche Einzeldünen und Dünenfelder. Ein Teil von ihnen dürfte faziell dem südlich anschließenden Treibsand und Sandlöß entsprechen, die wahrscheinlich im wesentlichen nur den jüngeren, sandstreifigen Löß vertreten. Treibsand- und Sandlößgürtel waren in der Hauptlößphase noch Auswehungsgebiet. Von der Deflation zeugt eine weit verbreitete windkanterreiche Steinsohle. Für die Saaleeiszeit und Elstereiszeit ist mit einer ähnlichen Zonierung der Windsedimente zu rechnen, doch waren die Grenzen jeweils 50 bis 100 km weiter nach Süden verschoben, so daß die Hauptlöße dieser Eiszeiten erst südlich des Erzgebirges zum Absatz gekommen sind (Karte aus RICHTER et coll. 1970, gering ergänzt; Schnitt aus NEUMEISTER 1971)

D - Dahlen; Fr - Freyburg (Unstrut); G - Günthersdorf; Gl - Gleina; H - Hartha; K - Kohren-Sahlis, Kō - Bad Kösen; L - Langenbogen bei Halle (Saale); L - Lommatzsch; Lü - Lützen; P - Pegau

nisches Sediment ab. Floristische und malakofaunistische Untersuchungen (FUHRMANN 1973) haben gezeigt, daß das Hang- und Talspätglazial schlagartig mit kalkhaltigen Schluffen und Hangleitmaterial beginnt (Jahnatal, Döllnitztal, Talgrund Klosterbuch). Erst mit der allgemeinen Klimabesserung stellten sich stärker rein karbonatische Sedimente ein. In der Jüngeren Tundrenzeit liegt ein zweiter Gipfel weichelspätglazialer Massenverlagerung, die aber offenbar die Ausmaße des frühen Spätglazials nicht mehr erreichte.

Die jüngsten exzessiven Um- und Verlagerungen von Bodenmassen erfolgten im Holozän. Sie sind nicht mehr „natürlichen“ Ursprungs. Sie wurden vom Menschen ausgelöst, erreichten in der jungsteinzeitlichen und spätmittelalterlichen Rodungsphase erste Höhepunkte und im Gefolge der industriellen Revolution ein Ausmaß, das regional jenem der feuchten Frühglaziale nicht nachsteht.

3.4. Talasymmetrie

Talasymmetrie ist ein auf der nördlichen Erdhemisphäre von der heute gemäßigten bis zur polaren Klimazone verbreitetes geomorphologisches Phänomen. Es werden zwei Grundtypen der Talasymmetrie unterschieden: die Neigungs- und Höhenasymmetrie. Bei der Neigungsasymmetrie weisen beide gegenüber liegenden Hänge ungefähr die gleiche relative Höhe über dem heutigen Talgrund, aber eine unterschiedliche Neigung auf. Bei der Höhenasymmetrie ist eine der Talflanken höher. Die gegenüberliegenden Talhänge können gleich steil oder neigungsasymmetrisch sein.

Im Sächsisch-Thüringischen Hügelland und im angrenzenden Tiefland ist die Neigungsasymmetrie in zahlreichen Tälern entwickelt. Die für das Hügelland zuerst von E. ZIMMERMANN (1894) zusammenfassend formulierte Gesetzmäßigkeit besteht darin,

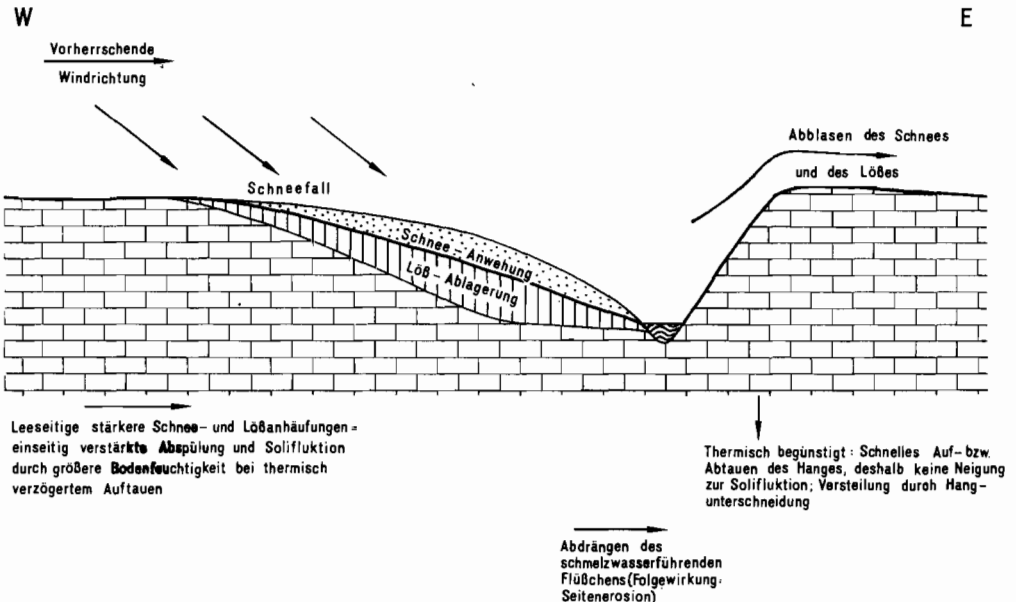


Abb. 51. Dynamische Prozesse bei der Entwicklung eines asymmetrischen Tales (nach H. BRÜNING 1975)

daß der nach Süden, Südwesten, Westen und — untergeordnet — nach Nordwesten schauende Hang kleiner und kleinster, mitunter nur wenige 100 m langer Täler der steilere ist, unabhängig davon, in welcher Richtung das Gewässer das Tal durchströmt und unabhängig vom geologischen Alter, petrographischen Charakter und von der Lagerung der den Untergrund der Täler aufbauenden Gesteine. Diese grundsätzliche Unabhängigkeit von der geologischen Struktur ist für unser Gebiet bewiesen. In Tälern mit stärker wasserführenden Flüssen und in NE—SW-gerichteten Tälern oder Talabschnitten wechselt die Hangneigung und -auslage unregelmäßiger, und der geologische Bau kann stärker zur Geltung kommen. Hier gibt es auch Beispiele mit ausgeprägter östlicher Steilhangexposition (Mülsengrund bei Glauchau). Schöne Beispiele mit westlicher Auslage der Steilhänge bilden die Täler im Oberlauf der Kleinen und Großen Schnauder bei Kayna, der Sprotte südwestlich und südöstlich von Reichstädt, des Meerchens bei Meerane, des Paradiesbaches bei Gablenz (Crimmitschau), des Rothenbaches und Wernsdorfer Baches bei Glauchau, der Wiera und Wyhra bis zur Mündung in die Pleiße und der Rippach und Gruna südlich von Lützen. Die steileren Talflanken erreichen oft Neigungen von mehr als 20° , die flachen bleiben meist unter 5° .

Bereits RUCKTÄSCHEL (1889) und ZIMMERMANN (1894), die die am Ende des 19. Jahrhunderts verbreitete Theorie der „lößbedingten Talasymmetrie“ verwarfen, lieferten für das Phänomen verständliche Erklärungen. Nach ihnen ist die Hauptursache das in Mitteleuropa zu verzeichnende Zusammenwirken von Sonne, Wind und Regen. Der häufige und starke Temperaturwechsel auf der Sonnenseite der Täler fördert die mechanische Zerstörung der Gesteine in Form von Insolations- und Frostverwitterung. Durch die vorwiegend aus westlicher Richtung wehenden Winde, die zugleich die Regenbringer sind, fallen auf den nach Westen schauenden Hängen mehr Niederschläge als auf den gleich großen Flächen der Gegenhänge. Über Tiefen- und Seitenerosion wird der zur Selbsthemmung neigende Abtragungsprozeß in Gang gehalten und die sonnenexponierte Talseite versteilt und zurückverlegt. Dabei entsteht automatisch der für die Sedimentation des Lößes prädestinierte flache (leeseitige) Talhang, dessen Lößbedeckung wiederum das asymmetrische Tal als eine im wesentlichen „präälzeitliche“, fossile Form ausweist.

Heute wird die Neigungsasymmetrie der Täler weitgehend als ein glazialklimatisches Phänomen erklärt (BÜDEL 1944, KARRASCH 1970, CZUDEK 1973a, b; 1979, HELBIG 1965 und andere Autoren). Man spricht vielfach kurz von „klimatischer Talasymmetrie“. Als primäre Ursachen gelten in erster Linie unterschiedliche Sonnenbestrahlung und damit kausal verknüpfte unterschiedliche Feuchtigkeitsverhältnisse beider Hänge, also eine ungleiche Wärme- und Feuchtigkeitsbilanz. Die auf den leeseitigen Talhängen durch vorherrschende Westwinde verursachten Löß- und Schneeanwehungen führten im Eiszeitsommer zu einer (naturgemäß stark vom wasserbindenden Feinkornanteil abhängigen) längeren und intensiveren Durchfeuchtung des Bodens als auf der Sonnen- seite. Das bedingte eine stärkere Hangabschwemmung und Solifluktion, wobei Frostschub, Frosthebung und unterirdische Erosion durch rasche Wasserbewegung in Eiskeilsystemen und Eislinsen (Thermosuffosion) maßgeblich mitwirkten. Die sommers über Dauerfrostboden vielfach schon bei Hangneigungen von $1-2^\circ$ ins Gleiten kommenden Bodenmassen (Mollisole), die sich hangabwärts zu walzenförmigen Körpern und Fließerdeterrassen aufstauen können, bewirkten ein Abdrängen der Wasserläufe zum Steilhang, der durch Seitenerosion unterschritten und versteilt wurde. Dabei kann die Thermoerosion eine wichtige Rolle gespielt haben (CZUDEK 1973a, 1979). Auf den westlich exponierten Talflanken kamen die Hangprozesse ungeachtet des sekundär oft wesentlich steileren Gefälles durch rasches Abtrocknen als eine Folge von intensiver Sonnenbestrahlung und Windwirkung eher zur Ruhe.

Wie ausgeführt, sind die asymmetrischen Täler schon früh als fossile morphologische Strukturen erkannt worden, die sich in der Gegenwart nur noch in bescheidenem Maße weiterentwickeln. Das genaue Alter der Asymmetrieentstehung ergibt sich aus

der Stratigraphie der Sedimente, die die Flachhänge unterlagern und konservierend überlagern, teilweise aus der relativen Höhenlage der flachen Talauslagen.

Die jüngsten zerschnittenen Ablagerungen sind saale- und elstereiszeitlich, die ältesten die Flachhänge bedeckenden Sedimente weichseleiszeitlich. Die Decksedimente bestehen zuunterst meist aus einer geringmächtigen Schicht Fließerde oder Hangschutt. Darüber folgen umgeschwemmter, stellenweise auch autochthoner Weichsellöß. Wie schon ZIMMERMANN erkannte, kann sein Absatz als Ursache der Talasymmetrie ausgeschlossen werden. Da die Flachhänge außerdem häufig bis unter das Niveau der saaleglazialen Hauptterrasse hinabreichen, stellenweise sogar bis unter die heutige Sohle der kleinen Täler, läßt sich die Hauptformung auf den Zeitraum von der späten Saaleeiszeit bis zu Beginn des Weichselhochglazials (= Hauptlößzeit) eingrenzen. In dieser Zeitspanne waren wohl nur im Weichselfrühglazial durch kurzfristige Klimaschwankungen, relativ hohe Niederschläge, zeitweilige Dauergefrorenis und damit einhergehende hohe Bodendurchfeuchtung die Voraussetzungen für eine so durchgreifende Asymmetriebildung optimal gegeben. Einen gleichen zeitlichen und klimatischen Befund ergeben die meisten Forschungen in Mitteleuropa, z. B. die von KARRASCH (1970) und CZUDEK (1973a, b, 1979), die die Entstehung der Talasymmetrie mit westlicher Steilhangauslage in die „gemäßigteren und feuchteren Phasen des Periglazialklimas“ verlegen. Auf das Niveau der Hauptterrasse orientierte flache Leehänge, beispielsweise in den Pleißenebentälern, weisen darauf hin, daß das „Phänomen der Talasymmetrie“ auch schon in der Saaleeiszeit existiert hat und tatsächlich wohl grundsätzlich an kaltzeitliche Klimaverhältnisse gebunden ist.

3.5. Trockentäler

In den saaleeiszeitlichen Endmoränengebieten der Dahleener Heide, der Dübener Heide und vor allem des Fläming existieren zahlreiche dellenartige Senken und Täler, die heute trocken liegen oder nur nach extremem Starkregen und in der Tauperiode bei noch gefrorenem Boden eine kurze Zeit durchflossen werden. Längere Trockentäler zeigen die gleiche hierarchische Gliederung in Haupttal und Nebentäler verschiedener Ordnung wie Täler mit ständigem oberirdischem Abfluß. Ihre Sohle weist ein gleichsinniges, oft auch gleichmäßiges Gefälle auf. Sie gehen gleitend in einen unteren wasserführenden Talabschnitt über oder münden „trocken“ in größere Täler mit ganzjähriger Wasserführung ihrer Bäche. Die in der Regel sanft geböschten und als flache Senken auf die Hochfläche auslaufenden Trockentäler bilden im Fläming streckenweise 5–12 m tiefe, flachsohlige, steilwandige, oft scharf von der Hochfläche abgesetzte Schluchten, die sogenannten Rummeln. Einige zählen der eindrucksvollen Form wegen zu den landschaftlichen Sehenswürdigkeiten des Gebiets und tragen Namen. Wir nennen die von prachtvollen Buchenwäldern bestandene „Springer Rummel“ sowie die in offener Flur liegende „Neuendorfer Rummel“, „Garreyer Rummel“ sowie die „Brautrummel“ bei Grubo. Die Breite dieser Rummeln schwankt zwischen einem Dekameter und reichlich 100 m. Die Länge der Trockentäler auf dem Fläming beträgt in einigen Fällen rund 5 km, davon sind gelegentlich bis 2 km als Rummeln entwickelt. Sie sind ausnahmslos an Gebiete mit gut durchlässigem sandig-kiesigem Untergrund geknüpft, der die Niederschläge weitgehend aufzunehmen vermag.

Es steht außer Frage, daß die längeren Trockentäler fluviatiler Entstehung sind und früher zumindest zeitweise über ihre gesamte Länge von Bächen oder Rinnsalen durchflossen worden sind. Dafür gibt es drei Erklärungsmöglichkeiten: (1) Die Gewässer bewegten sich zunächst auf schwer durchlässigen Schichten, schnitten sich darin ein, erreichten im Liegenden anstehende Sande und Kiese und versickerten. Ein solches

Zweischichtensystem ist im Verbreitungsgebiet der Trockentäler aber nur an wenigen Stellen entwickelt (Brautrummel) und scheidet daher für die prinzipielle Erklärung des Phänomens aus. (2) Eine wichtige Rolle dagegen kann ein zeitweilig höheres Wasserdargebot (größere Niederschläge und/oder geringere Verdunstung) gespielt haben, das zur Anhebung des Grundwasserstandes führte und die Versickerung verminderte oder in der Talfurche gar verhinderte. (3) Wahrscheinlicher jedoch ist, daß Dauerfrostboden die Versickerung blockierte und die Niederschlagswässer zwang, oberirdisch erodierend abzufließen, wobei Frostprozesse aktiv mitwirkten. Möglicherweise knüpfen die Trockentäler an Entwässerungsbahnen aus der Abschmelzphase der saaleeiszeitlichen Gletscher an. Noch unter den Dauerfrostbedingungen des Saalespätglazials könnte die erste periglaziär-fluviatile Ausformung dieser Embryonalrinnen erfolgt sein. In der Eemwarmzeit lagen sie vermutlich wie in der Gegenwart trocken. Die Hauptausprägung erfuhren sie wahrscheinlich im feuchten Frühglazial der Weichseleiszeit und die letzte stärkere natürliche Modifizierung im Weichselspätglazial. Mit gebänderten Schwemmsedimenten gefüllte talartige Erosionsformen in älteren Schotterkörpern deuten darauf hin, daß Trockentäler auch bereits während der älteren quartären Kaltzeiten existiert haben.

3.6. Solikinese (Bodenverdrängung, Bodenauftrieb)

3.6.1. Allgemeines

Unter Solikinese (solum — Boden, kineo — Fortbewegung) verstehen wir — in Anlehnung an den Begriff Halokinese (TRUSHEIM 1957) — Erscheinungen, die ursächlich mit gravitativ bedingten subterranean Fließbewegungen von minerogenen und organogenen Lockersedimenten zusammenhängen, und den Vorgang selbst. Die Energie dieser Massenbewegungen wird über die Schwerkraft von Dichte- und Belastungsunterschieden geliefert. Eine besondere Rolle spielt dabei die inverse Dichteschichtung. Wo immer spezifisch dichtere Massen über spezifisch leichtere zu liegen kommen, entsteht ein labiles Gleichgewicht und damit die ständige Bereitschaft zum Umbau mit dem Ziel, eine höhere Stabilität in der Dichteverteilung zu erreichen. Was die Belastungs- bzw. Druckunterschiede betrifft, so beruhen sie auf Mächtigkeits- und/oder Dichteunterschieden in der Horizontalen. Zu beachten bleibt, daß inverse Dichteschichtung nicht unbedingt Belastungsunterschied und normale Dichteschichtung nicht Belastungsgleichgewicht bedeuten. Auch spezifisch leichtere Massen vermögen, analog dem Eis im Wasser, spezifisch schwerere zu verdrängen. Der springende Punkt der gravitativen Ausgleichsbewegungen ist die Mobilität der Schichten. Besitzen sie eine hohe mechanische Widerstandsfähigkeit, werden die relativ geringen Spannungen von den Schichten ohne nennenswerte Formänderungen aufgenommen. Erst die Erhöhung der Mobilität bzw. die Verminderung des Scherwiderstandes (Reibungs- und Haftfestigkeit) bringt in den meisten Fällen die Ausgleichsbewegung in Gang. Geradezu prädestiniert, das Lockergebirge für Fließprozesse gangbar zu machen, sind lange Frost- und Vergletscherungsperioden, also glaziale und periglaziale Bedingungen. Das während der Gletscherbedeckung in den Boden eingebaute Toteis bzw. das im Dauerfrostboden sich über die Porenkapazität hinaus bildende Massiveis kann beim Schmelzen zu gravierenden Konsistenzänderungen führen, wenn es sich um bindiges Material handelt, und zum Schwimmsandphänomen oder zumindest zu einer starken Verringerung der Reibungsfestigkeit bei nichthaftfesten Lockergesteinen. Die Lockerung des Schicht- und Korngefüges beim Wachsen und deren partieller Zusammenbruch beim Schmelzen des massiven Bodeneises spielen hier eine nicht unwesentliche Rolle.

3.6.2. Dichtesaigerung

Besitzen bei inverser Dichteschichtung sowohl die dichteren als auch die leichteren Gesteine einen hohen Mobilitätsgrad, kommt es zu Saigerungserscheinungen nach der Dichte, mitunter auch als „Schwereaussgleich“ beschrieben.*) Tone und Schluffe pflegen als Tropfen, Sande und Kiese als vielgestaltige Körper (vgl. S. 106f.) in spezifisch leichtem Substrat abzusinken, etwa so wie Geschiebe in einer mobilen tonigen Unterlage oder Rosinen in einem zu flüssigen Teig. Der Saigerungsprozeß kann bis zum völligen Schicht-

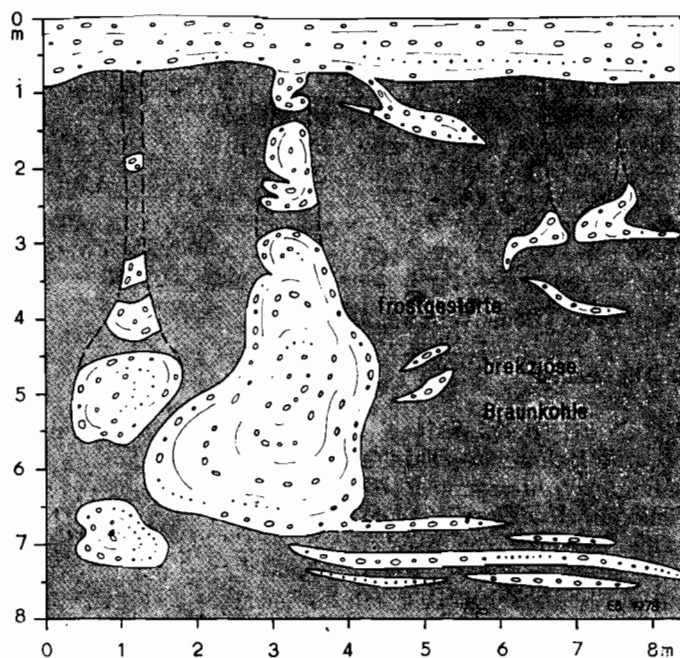


Abb. 52. Während einer Mollisolphase in der Braunkohle abgesunkener weichselglazialer Niederterrassenkies der Mulde. Der Kies bildet kaminartige Strukturen, Tropfen, schichtkonkordante Bänke und Bänder und unregelmäßige Körper. Die Abstiegsbahnen sind durch Schichtabbiegungen und/oder durch Geröllschnüre markiert

kollaps bzw. dem vollständigen Umbau der beteiligten Massen nach der Dichte führen, doch kommt er in der Regel schon eher zum Stillstand. Der Umbau vollzieht sich durch kontinuierlichen Materialaustausch, indem das verdrängte leichtere Substrat in die freierwerdenden Räume unmittelbar einströmt. In geschichteten Sedimenten entstehen charakteristische aufwärtsgerichtete, schlingenförmige Fließtexturen (durch Verdrängung verdickte, nach oben ausweichende Schichten). Dieser Saigerungs- oder Differentiationsprozeß kann allein durch die vertikalen Dichteunterschiede ausgelöst und unterhalten werden und bedarf keiner Belastungsunterschiede. Bekannte Beispiele sind die gewöhnlichen Tropfenböden (vgl. S. 21f.), die noch zu beschreibenden in die Braunkohle ($1,1-1,2 \text{ g/cm}^3$) abgesunkenen Ton- und Kieskörper (um 2 g/cm^3), ferner in Feinsande, Tone und Schluffe abgesackte Geschiebemergelschollen ($2,25 \text{ g/cm}^3$). Die Dimension der Strukturen schwankt vom Millimeter- bis zum Dekameterbereich.

*) Vgl. Fußnote auf S. 21

3.6.3. Ausgleichsbewegungen durch Belastungsunterschiede

Existieren stärkere Belastungsunterschiede und besitzt das Gebirge eine mechanische Festigkeit, die die beschriebene Dichtesaigerung verhindert, erfolgt der Druckausgleich durch Abwanderung der mobilen Massen. Die Bewegung vollzieht sich nach den Gesetzen der Hydraulik und ist Fließvorgängen in elastischen Schläuchen oder Kissen vergleichbar. Das hangende Gebirge beginnt mehr oder minder kontinuierlich einzusinken und das mobile Material unter entsprechender Verringerung seiner Mächtigkeit in die Richtungen des geringsten Widerstandes bzw. Drucks zu verdrängen. Wie besonders die Ausgleichsbewegungen in der Braunkohle lehren (vgl. S. 94 ff.), laufen die Prozesse vielfach wie bei der Halokinese mit Selbstverstärkungseffekten ab. In der sich über dem am stärksten belasteten Bereich bildenden (primären) Senke nimmt die Sedimentation zu oder kommt überhaupt erst wieder in Gang. Die Belastungsunterschiede verstärken sich. Aus den sich zunächst bildenden (schichtkonkordanten) wulst- oder kissenartigen Verdickungen der abgewanderten Massen entwickeln sich dort, wo der Gegendruck des hangenden Gebirges nicht mehr ausreicht, (schichtdiskordante) Durchbrüche in Form von Diapiren oder Ekzemen. Ein wirklich isostatischer Zustand, d. h. ein Druckgleichgewicht zwischen Last- und Aufstiegssäule der Massen wird infolge ihrer inneren Reibung natürlich nicht erreicht. Die Aufpressungshöhe bleibt beträchtlich hinter der isostatisch möglichen zurück. Rein hydrostatisch gesehen, hängt die Aufstiegshöhe vom Dichteunterschied der belastenden und aufsteigenden mobilen Schichten ab. Bei inverser Dichteschichtung können diese grundsätzlich bis über Tage aufdringen. Doch schließt dies in der geologischen Wirklichkeit oft schon die Mächtigkeit der mobilen Schicht aus. Ist sie geringmächtig und der überlagernde Körper mächtig, sind schmale Aufpressungen und breite Mulden zu erwarten, bei umgekehrten Verhältnissen dagegen breite, flache Sättel und schmale Mulden. Bei ausgewogener Mächtigkeit ist mit Mulden und Sätteln bzw. Diapiren angenähert gleicher Dimension zu rechnen.

3.6.4. Freie und erzwungene Solikinese

Zweckmäßig erscheint es, bei der Solikinese zwischen einer „freien“ und einer „erzwungenen“ Fließbewegung zu unterscheiden. Unter der freien Fließbewegung sollen die auf rein autoplastem Wege zustande gekommenen Prozesse verstanden werden, also diejenigen, die ihre Energie allein aus dem betrachteten System beziehen. Sie haben ihr Pendant in der autoplasten Bewegung des Salzes im Sinne von LACHMANN (1911). Erzwungen ist die Solikinese dagegen, wenn der Fließprozeß durch zusätzliche Einwirkungen von außen in Gang gebracht und aufrecht erhalten wird. Wir denken dabei vor allem an die (gravitative) zusätzliche Belastung mobiler Schichten durch Gletschereis („glazigen-erzwungene Bewegung“). Zu den freien Bewegungen möchten wir allerdings auch die gestellt sehen, die mit der Belastung bei fortschreitender Sedimentation — ein sehr häufiger Fall — „autoplastisch“ einhergehen. Nur durch kryostatischen Druck (WASHBURN 1973), d. h. durch Pressungen von wasserhaltigen Sedimenten zwischen vordringenden Frostfronten bzw. Frostfronten und widerständigen Schichten entstandene Fließbewegungen werden nicht zu den solikinetischen gestellt.

3.6.5. Solikinese minerogener Sedimente

Bis zum Diapirismus gesteigerte subterrane Ausgleichsbewegungen im Lockergebirgsstockwerk Mitteleuropas sind in den letzten Jahrzehnten in großer Anzahl bekannt geworden. Die imposantesten Erscheinungen kennen wir aus den Verbreitungsgebieten der Braunkohle. Bezüglich der gravitativen Tektonik im Lockergebirge erweist sich die

Braunkohle als Pendant des Salzes im tieferen Tafelstockwerk. Soweit die bedeutenderen Auftriebsformen in ehemals vergletscherten Gebieten liegen, wurden sie bisher ganz überwiegend glazigen gedeutet. Wir erinnern an die Kernkames (KELLER 1952), die Aufpressungsosser (BRAMER 1961) oder an steilstehende (vergenzlose) Falten innerhalb und außerhalb von Endmoränengebieten. Der unter dem Gletscher zerfallene wasserreiche Frostboden (Mollisol) stieg, Isostasie anstrebbend, unter der Last des grundmoräne-reichen Eises in Spalten, an der Gletscherstirn oder in der Umrahmung von Toteiskörpern auf. Bei mancher auf diese Weise erklärten Struktur wird zu prüfen sein, inwieweit nicht auch freier Diapirismus eine Rolle gespielt hat. Da in Mechanismus und Erscheinungsbild glazigen-erzwungene und rein autoplastisch-gravitativ Formen konvergieren, ist die Klärung der Ursache oft nur auf stratigraphischem, also indirektem Wege möglich, beispielsweise durch den Nachweis, daß zur Zeit des Aufstiegs das Gebiet gletscherfrei gewesen sein muß (vgl. unten). Einige schöne Belege nichtglazigen Diapirismus im ehemaligen Vereisungsgebiet verdanken wir A. MAKOWSKA (1961; hier Abb. 54), P. H. BANHAM (1975; hier Abb. 55) und K. RUCHHOLZ (1977). In einer warvig

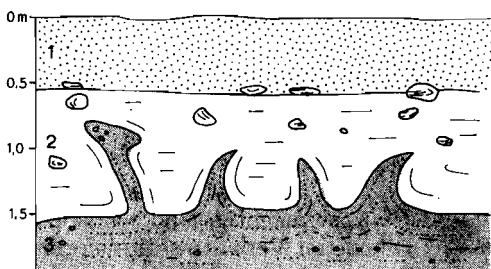


Abb. 53. Sandinjectionen in Geschiebemergel, wohl belastungsbedingte (gravitative) Strukturen aus einer Auftaubodenphase. Kiesgrube Gröbzig südwestlich von Köthen
1 — weichselglazialer Sandlöß mit loser Steinsohle an der Basis (zahlreiche Windkanter); 2 — saaleglaziale Grundmoräne; 3 — frühsaaleglaziale Sande und Kiese der Saale (Hauptterrasse)

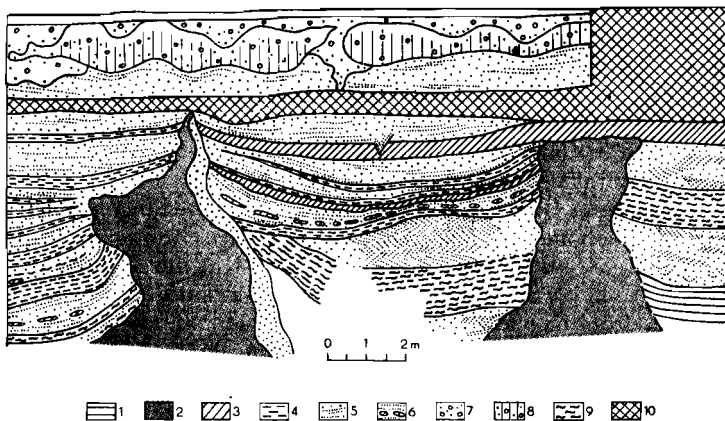


Abb. 54. Intraformationelle Tondiapire in einer saaleglazialen Schluff-Sand-Wechsellagerung in Baniocha bei Warszawa (nach A. MAKOWSKA 1961)

1 — grobwarvige Tone; 2 — dunkelgraue, ungeschichtete Tone der Diapire; 3 — dunkelgraue, ungeschichtete Tone in den Sand-Schluff-Serien; 4 — Schluffe; 5 — Sande; 6 — Sande mit Tongeröllen; 7 — Sande mit feinkörnigen Kiesen und Geröll; 8 — Geschiebelehm; 9 — Pflanzendetritus; 10 — Auffülle

entwickelten Beckensedimentfolge aus Schluffen, Tonen und Sanden des mittelpolnischen Vereisungsgebietes bei Warschau konnte eine größere Anzahl von 4,5–6 m hohen und 3–7 m breiten Diapiren aus ungeschichtetem Ton beobachtet werden, die nach MAKOWSKA anhand von Fließmarken intraformationell (synsedimentär) aufgestiegen sind. MAKOWSKA nimmt an, daß der Aufstieg durch kryostatischen Druck beim Gefrieren der hangenden Schichten erfolgt ist. Bei der hohen Mobilität des im Stadium des Diapirismus noch nicht nennenswert verdichtet gewesenen wassergesättigten Tons dürfte allerdings auch bereits die Sedimentauflast ausgereicht haben, die Bewegung auszulösen. Im Bereich der Kliffe von Nord-Norfolk (England) sind die Ablagerungen der elster-eiszeitlichen Cromereis-Vorstöße aus drei Grundmoränen, tonigen Zwischensedimenten

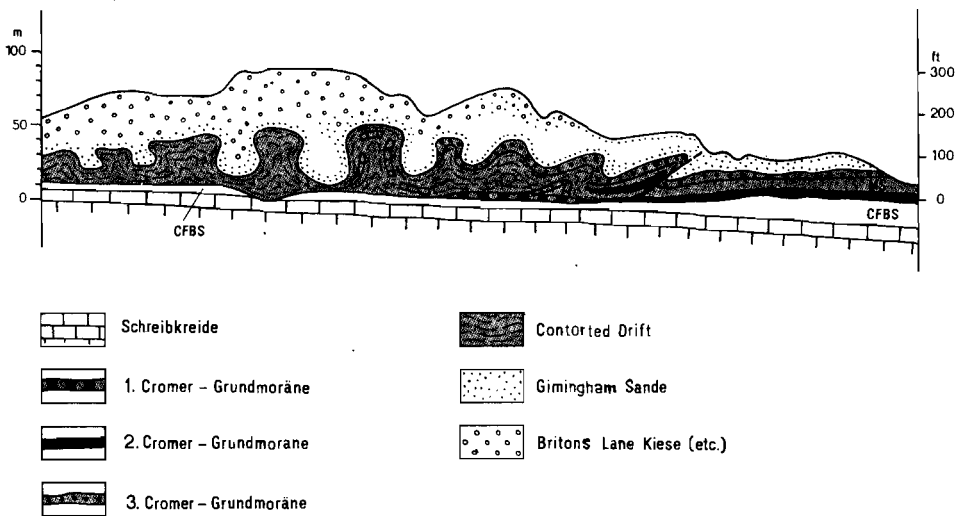


Abb. 55. Schematischer Schnitt durch die nichtglazigenen diapirischen Auftriebsformen der tonreichen Contorted Drift in Nord-Norfolk, England. Die Intensität des diapirischen Aufstiegs wächst mit der Mächtigkeit der überlagernden Sande und Kiese (nach P. H. BANHAM 1975, S. 88)

und Schollen aus Schreiekreide stark deformiert, d. h. intensiv gefaltet und bis 100 m pilzartig aufgestiegen. Die Störungen dieser als Contorted Drift bekannten Folge werden seit langem als glazigen gedeutet. BANHAM zeigt, daß zwei Strukturtypen entwickelt sind. Schollen und Deformationen innerhalb und unmittelbar unter den Grundmoränen werden als glazigen erkannt („primäre Strukturen“). Die Intrusionsformen („sekundäre Strukturen“) dagegen entstanden in einer Zeit, als das Gebiet bereits wieder eisfrei war. Der Aufstieg wird mit der Belastung der tonigen Contorted-Drift-Folge durch die überlagernden, ursprünglich regional über 100 m mächtigen Gimmingham Sands und Britons Lane Gravels erklärt, die Wassersättigung durch die Schmelzwässer, die die hangenden Klastika aufschütteten. Von Frostwirkungen ist nicht die Rede. Es handelt sich mit BANHAM letztendlich um „load casts“, d. h. um reine Belastungsstrukturen oder „marken“, wie sie auch aus älteren einst wasserreichen, mobilen fluviatil-limnischen, äolischen und marinen Sedimenten bekannt sind.

RUCHHOLZ (1977) interpretiert neuerdings die 100 Jahre lang diskutierten Störungen in der Kreide und dem Pleistozän auf der Insel Rügen (Südostrügen, Jasmund, Wittow), auf Hiddensee (Dornbusch), Ostusedom und an der Stoltera im wesentlichen als gravitative Auftriebserscheinungen, nachdem sie bisher tektonisch und/oder glazitektonisch

gedeutet worden sind. Dabei wird der Dichteinversion und der Mobilisierung der Ablagerungen durch freiwerdende Wässer beim Zerfall des Dauerfrostbodens besondere Bedeutung beigemessen. Der weitverbreitete Geschiebemergeldiapirismus „ist weniger die Ejektion des besonders leichten, als vielmehr des besonders mobilen Materials“, wobei zusätzlich davon ausgegangen wird, daß der Geschiebemergel zur Zeit seines Aufstiegs infolge hohen Wassergehalts leichter als Sand gewesen sei. RUCHHOLZ sieht wie BANHAM im schweren und in seiner Mächtigkeit stark schwankenden Sand (Belastungsunterschiede) eine wichtige Komponente im Spiel der wirksam gewesenen Kräfte. Die Deformationen werden als postalleröd datiert. Dadurch würden die Gletscher als Ursache tatsächlich ausscheiden. Wir geben jedoch zu bedenken, daß die Zahl der wirklich datierten Auftriebsformen noch zu gering ist (RUCHHOLZ 1979; mdl.), um alle ähnlichen Phänomene des Gebietes pauschal auf einen einzigen Wirkungsmechanismus zurückführen zu können. Hinsichtlich der vermuteten hohen Plastizität des Geschiebemergels ist zu sagen, daß vom weichen Zustand an mit einer stärkeren Saigerung der Geschiebe gerechnet werden müßte, doch sind solche Erscheinungen sowohl im Altmoränen- wie auch im Jungmoränengebiet bislang sehr selten beobachtet worden. In der das Periglazial betreffenden Literatur gibt es zahlreiche weitere Beispiele von Auftriebserscheinungen in minerogenen und biogenen Sedimenten (vgl. JAHN 1975, S. 127ff. für die osteuropäischen Länder, PÉCSI 1963 für die VR Ungarn). Sie sind dort z. T. als „pillar involutions“, d. h. als Pfeilerartige Brodelstrukturen ausgewiesen und werden nahezu ausschließlich als Wirkungen kryostatistischen Drucks gedeutet. In vielen Fällen ist es jedoch nicht schwer, sie auch als gravitative Druckausgleichsformen bzw. als Verdrängungserscheinungen zu verstehen, d. h. als Belastungsmarken (load casts) im weiteren Sinne (vgl. auch BUTRYM et coll. 1964). Wesentlich erscheint, daß die meisten Formen bei stark gehemmter Drainage entstanden sein müssen, wie sie vor allem beim Zerfall von Frostböden zu erwarten ist. Man hat ihre Entstehung daher ganz allgemein in ein periglaziales Milieu zu verlegen.

Gravitative Auftriebsformen sehen wir auch in den bekannten, zuletzt von VIETE (1960, vgl. vor allem Tafel 24) beschriebenen, oft vergenzlosen, bis 5 m hohen Falten in saaleglazialen Beckensedimenten der Umgebung von Niemegk (Fläming). Das gleiche dürfte auch für zahlreiche Ton-, Schluff-, Sand- und Kohlediapire in der Nieder- und Oberlausitz zutreffen, die VIETE (1960) ausschließlich als glazigene Formen vorgestellt hat.

3.6.6. Solikinese der Braunkohle

Die aus den mitteleuropäischen Braunkohlengebieten in großer Anzahl bekannt gewordenen diapirischen Kohleaufpressungen sind in den vergletschert gewesenen Räumen bisher fast ausschließlich als glazigen interpretiert worden. In den letzten Jahren gelang jedoch für viele Fälle der Nachweis, daß es sich um gravitative, autoplastische Auftriebsphänomene handelt, die beim Zerfall mächtigen pleistozänen Dauerfrostbodens entstanden sind (EISSMANN 1978). Wenden wir uns zunächst einigen Erscheinungen zu, die außerhalb der Vereisungsgebiete liegen und daher zwischen glazigener und kryogener Ursache keine Wahl lassen.

3.6.6.1. Solikinetische Erscheinungen außerhalb der Vereisungsgebiete

FLIEGEL (1937) und WÖLK (1939) beschreiben aus der Niederrheinischen Bucht bis 5 m hohe kissenartige und auch diapirförmige Braunkohleanschwellungen. Nachdem sie FLIEGEL ursprünglich mit jungen tektonischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht hatte, interpretierte sie KAISER (1958, S. 118f.) als „hydrostatisch begünstigte kryo-

dynamische“ Strukturen. Bis 10 m hohe diapirische Aufpressungen mit intensiver Begleitfältelung im Hauptflöz der Ville beschreibt QUITZOW (1958). Sie werden von pliozänen Sanden und Schottern der Hauptterrasse des Rheinsystems überlagert. Gelegentlich dringen die Diapirspitzen etwa 2 m in die Hauptterrassenschotter ein. QUITZOW betont die sicher „pseudotektonische“ Anlage der Aufpressungen und bringt sie mit unterschiedlichen Belastungen durch Kiese im Bereich von flachen Rinnen in Zusammenhang. Offenbar weit verbreitet sind diese Phänomene im hessischen Horloffgraben. SCHENK (1964b, S. 271) erwähnt Aufbeulungen der Kohle und ihrer kaolinischtonigen Liegendsschichten „bis zu Dimensionen von riesigen Palsen oder Pingos“ und betont ihre Entstehung durch Dauerfrost und seinen Zerfall. Einen guten Einblick in die intensiven atektonischen Lagerungsstörungen einschließlich des Diapirismus vermittelt ein Schnitt bei BOENIGK et al. (1977; hier Abb. 56). Die kompliziert gebauten und stellenweise eng gescharteten Diapire erreichen Höhen von mehr als 10 m.

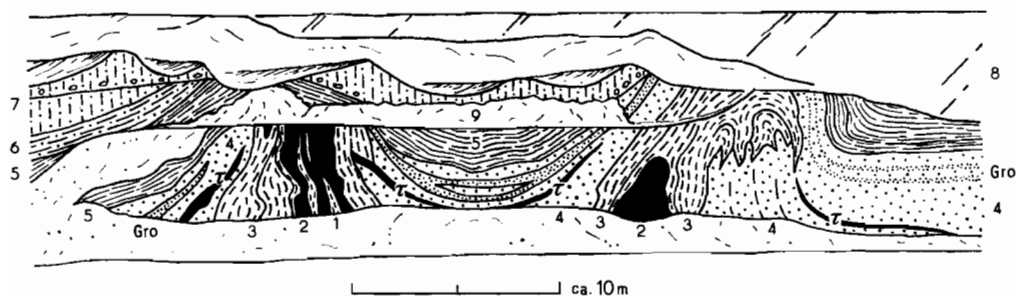


Abb. 56. Auftriebsformen der Braunkohle und ihres Hangenden im Horloff-Graben/Vogelsberg als Beispiel intensiven Diapirismus in Räumen ohne Vergletscherung (nach W. SCHIRMER, aus W. BOENIGK 1977, vereinfachter Ausschnitt)

Pliozän bis Altpleistozän: 1 – Liegendton; 2 – Braunkohle; 3 – roter und rötlichgrauer Ton; 4 – grüner Schluff, im tieferen Teil mit einem „Tuff“-Band (x), im höheren Teil mit zwei Gro-Horizonten (Gro); 5 – hell- und dunkelgrüner Ton; 6 – grauer Muddeton; 7 – vivianitführender Schluff, diskordant von einem grünen Schluff mit basaler Geröll-Lage geschnitten; 8 – Löß-Fließerden-Komplex; 9 – Versturzmassen
Der Maßstab gilt für den Vordergrund

3.6.6.2. Solikin'etische Erscheinungen im Saale-Elbe-Gebiet

Durch Untersuchungen H. WEIGELTS (1928, 1929) im Geiseltal und O. WAGENBRETHS (1955, 1960) im südwestlichen Weiße-Becken (südliche Leipziger Bucht) ist das Augenmerk auf beulenartige Kohleaufpressungen und ekzemförmige Flözausstülpungen gelenkt worden, die oft nahezu senkrecht stehen oder eine nur geringe Vergenz aufweisen. Sie wurden unter dem Begriff der statischen Kohleaufpressungen bekannt. Sie pflegen einzeln oder schwarmweise in solchen Gebieten aufzutreten, in denen die Flöze in bezug auf die alten eiszeitlichen Landoberflächen in geringer Tiefe anstehen und unruhig gelagert sind. Die Formen sind vielgestaltig. Neben breiten kuppelartigen treten pfropfenförmige, spitz konische, vor allem aber wall- und mauerartige auf. Der Top der Strukturen ist mitunter ausgeschwänzt. Typisch sind zentimeter- bis meterbreite Apophysen. Aus den überbaggerten Kohlefeldern von Regis-Breitungen gibt GRAHMANN (1934) folgende plastische Charakteristik: „Es läßt sich keinerlei tangentialer Druck- oder Schubrichtung erkennen: Der Verlauf der Sättel ist wenig regelmäßig, die Sattellachsen selbst steigen auf und ab, die Sattelfirste sind manchmal ganz spitz, die Sattelflanken zeigen Schleppungen, Verwulstungen und im kleinen ähnliche Bilder wie die Ränder der norddeutschen Salzstöcke. All das erinnert an ein Aufquellen der leichteren

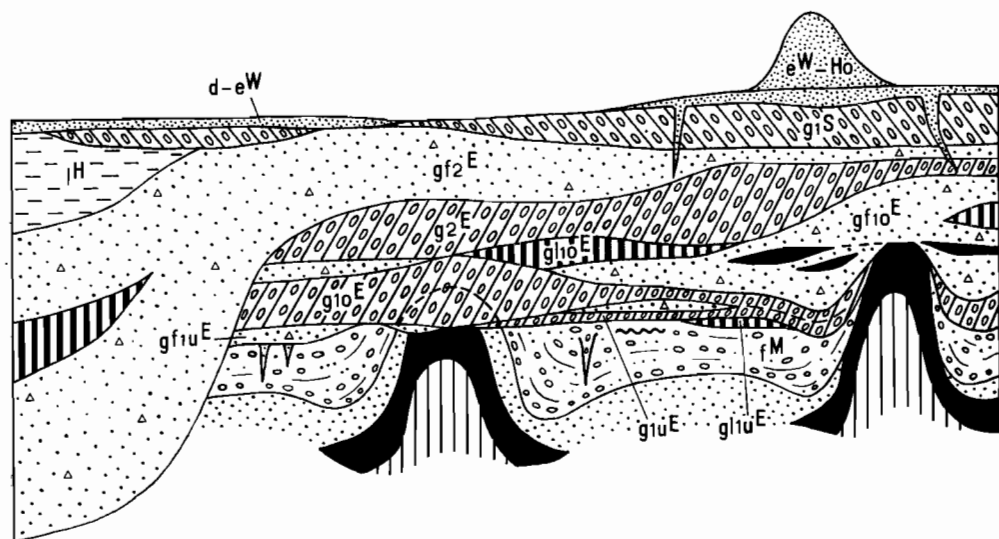


Abb. 57. Halbschematischer Schnitt durch das Pleistozän auf der nordwestlichen Hochfläche von Gräfenhainichen mit zwei Kohle-Ton-Diapiren unterschiedlichen Aufstiegsalters: Der linke Diapir drang nach Absatz der Unteren frühpleistozänen Schotterterrasse (f^M) auf und war wahrscheinlich bereits vor der ersten Transgression des Inlandeises gekappt, dessen Sedimente diskordant die Struktur überlagern. Der rechte Diapir stieg nach der ersten Elstereisbedeckung auf (Untere Elstergrundmoräne und der tiefere Teil der hangenden Sande sind aufgeschleppt) und wurde noch in der Rückzugsphase leicht abgeschnitten (große Mengen an Kohledetritus und -geröllen in den $gf10^E$ -Sanden)

Holozän bis Weichseleiszeit: e^W-Ho — Dünensande; $e-d^W$ — Geschiebedecksand; Saaleeiszeit: $g1^S$ — 1. Saalegrundmoräne; Holsteinwarmzeit: H — limnische Schluffe, Mudden und Sande in der Naderkauer Glazialrinne; Elstereiszeit $gf2^E$ — Schmelzwasserbildungen (Sande, Kiese; Schluffe, Tone) der ausgehenden Elstereiszeit (links: Naderkauer Rinne); $g2^E$ — Obere Elstergrundmoräne; $gf10^E$ — glazifluviale Bildungen; $g10^E$ — glazilimnische Bildungen; $g10^E$ — Untere Elstergrundmoräne, obere Bank; $gf1u^E$ — glazifluviale Bildungen; $g1u^E$ — Untere Elstergrundmoräne, untere Bank; $g1u^E$ — Dehlitz-Leipziger Bänderton; f^M — Untere frühpleistozäne Schotterterrasse der Saale (?Menap-Schotter) Quartärmächtigkeit ca. 30 m; im Rinnenbereich bis 50 m; Diapirauftstieg 10 bis 13 m

Kohlemasse durch das Deckgebirge hindurch“. Nördlich von Zeitz schwankt der Durchmesser der im Grundriß mehr runden Strukturen (Pfropfen, Beulen) in halber Höhe zwischen wenigen Metern und Dekametern, die Breite der Dekameter bis über 500 m langen linearen (mauerartigen) Gebilde zwischen 1 und 10 m (Mittel 2–5 m). Größere Dimensionen erreichten die Strukturen, die H. WEIGELT (1928, 1929) aus dem Geiseltal beschrieb, was mit der höheren Flözmächtigkeit zusammenhängt. Die maximale („autoplastische“) Aufstiegshöhe wird mit rund 50 m beziffert (Differenz zwischen Top und Kohleoberfläche in der Randsenke). In den Regiser Feldern stieg die Kohle 15–20 m über das normale Flözniveau. Nördlich von Zeitz (Profener Felder) überragen die Aufpressungen das jeweilige Flöz im Durchschnitt um 5–12, maximal um 20 m (Differenz Top bis Kohleoberfläche in der Randsenke maximal 25 m).

Liegt (schwerer) Flußschotter unmittelbar auf der Braunkohle oder wird er von ihr nur durch geringmächtige Schichten getrennt (wie stellenweise im Bereich der Frühelster-, Haupt- und Niederterrasse), kann das Flöz über quadratkilometergroße Flächen durch abgesunkene ausgedehnte Kiesschollen intensiv deformiert sein. Abgedeckt bietet die Flözoberfläche dann das Bild einer Kraterlandschaft. Unregelmäßig reihen sich kreisrunde, ovale, lineare und zerlappte Hohlformen von 10–150 m Durchmesser bzw. Länge aneinander. Dazwischen ist die aus den Senken abgewanderte Kohle zu mächtigen,

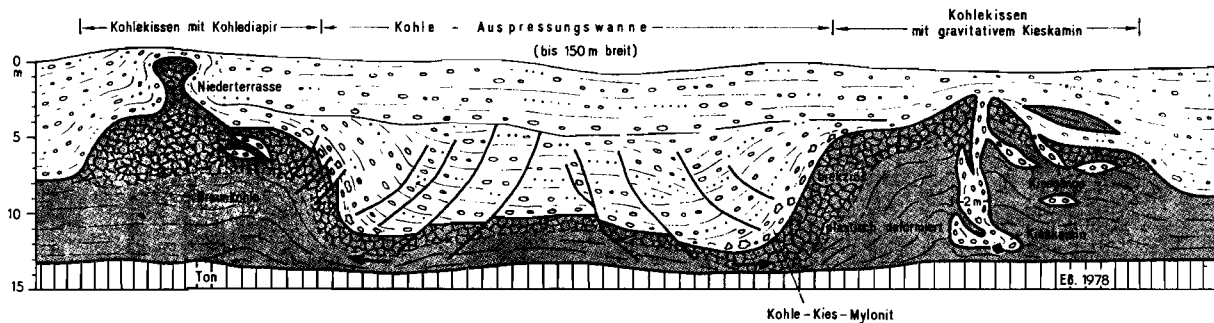


Abb. 58. Natürlicher Grundbruch. Durch unterschiedliche Belastung im Mollisolstadium ausgepreßte Braunkohle, die peripher zur Wanne wulst- bzw. kissenförmig aufgestiegen ist. Links erhebt sich über das Kissen ein Diapir, rechts ist schwerer Kies sack- oder kaminartig im Flöz abgesunken. Die Bewegungen erfolgten niederterrassen-intraformationell, also im Weichselfrühglazial. Muldenaue östlich von Bitterfeld

gelegentlich $60-80^\circ$ steil einfallenden Wällen aufgestiegen. Vielfach erheben sich über die Böden der Depressionen Rücken und Kegel niedriger Ordnung. Daß es sich nicht um fluviatile oder glazifluviatile Erosionsformen handelt, wie gelegentlich noch angenommen wird, ist leicht dort zu erkennen, wo die kraterförmigen Kessel (Massendefizit) isoliert auftreten und von Wällen (Massenüberschuß) gesäumt werden, die die normale Flözoberfläche 2–5 m überragen. Die die Depressionen ausfüllenden Kieskörper sind von einem System fächerförmig angeordneter, in Richtung der Aufpressungen einfallender Störungen durchsetzt, die entstanden sind, als die ursprünglich gleichmächtige Kohle in die Wülste abzuwandern begann und das Hangende nachsank. Am Kontakt zwischen dem eingesunkenen Kieskörper und der aufgestiegenen Kohle findet sich

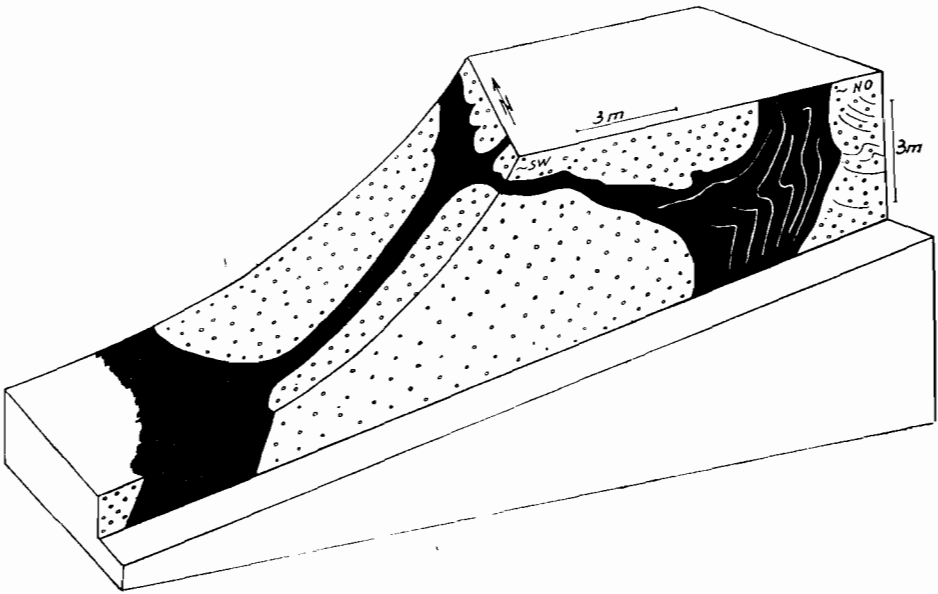


Abb. 59. Blockbild einer Braunkohlenaufpressung in der frühsaaleglazialen Hauptterrasse der Weißen Elster nördlich von Zeitz (nach WAGENBRETH 1955, S. 60)

häufig eine mehrere Meter mächtige Reibungsbrekzie aus Kohle und Kies. Die Bewegung in der Kohle vollzog sich teils plastisch — nachweisbar an der erhaltenen, oft stark gefalteten und gefalteten Schichtung — teils über Bruchbildung (vgl. unten). Ausgangspunkte der Bewegung waren wohl allgemein flache, kiesgefüllte Rinnen auf der Flözoberfläche, an deren Rande die Kohle allmählich aufzusteigen begann und damit eine Aufschaukelungsbewegung auslöste, an deren Ende weitflächig der völlige Schichtkollaps stand. Hinsichtlich der Braunkohlendiapire des Zeitz-Profener Raums kommt WAGENBRETH (1955, S. 68) zu dem Ergebnis, daß die meisten, speziell die schmalen und hohen, entstanden sind „durch ein Abwandern der plastischen Kohle von Stellen, die unter Belastungsdruck des Eises standen, und ein Aufsteigen zu druckentlasteten Stellen, besonders unter Eisspalten“. Ihre heutige Form hätten die Aufpressungen am Ende des Hauptvorstoßes der Saalevereisung erhalten. H. WEGELT (1928) hatte für die Entstehung der Strukturen des Geiseltals dagegen autoplastische Bewegungen der Kohle angenommen; und zwar in „Zeiten höheren Wassergehaltes“ der Kohle. Bei den O–W streichenden Strukturen dachte er an Aufpressungen am Gletscherrand nach Art einer

Kippenfußaufpressung. In den senkrecht dazu verlaufenden Strukturen sah WEIGELT die „Spur in der Vorschubrichtung des Eises“, WEISSERMEL (1930) Kohleaufstieg in Eisspalten. Autoplastische Vorgänge sollten nach WAGENBRETH nur im Vorstadium eine Rolle gespielt haben (Anlage von Breitsätteln). Der Gedanke, daß auch Bodenfrost im Spiel gewesen sein könnte, findet sich unseres Wissens zuerst bei GRAHMANN (1934, S. 19), der sich aber dann doch für eine glazigene Ursache entscheidet: „Wenn man nicht annehmen will, daß sie (die Bewegung, d. Verf.) auf bisher in ihrem Wesen nur unvollkommen erkannte Wirkungen im gefrorenen Untergrunde zurückgeht, so bleibt als einfachste Erklärung doch die Annahme einer noch recht mächtigen Eisdecke in geringer Entfernung.“ Obwohl außer ETZOLD (1912), der an flözsyngenetische bis quasisyngenetische Kohleanschwellungen dachte, die meisten älteren Bearbeiter des Phänomens das Gletschereis als maßgebliche auslösende Kraft im Auge hatten, läßt sich anhand fein-stratigraphischer Aufnahmen der Diapirhüllschichten gerade der glazigene Faktor in den meisten Fällen am leichtesten eliminieren.

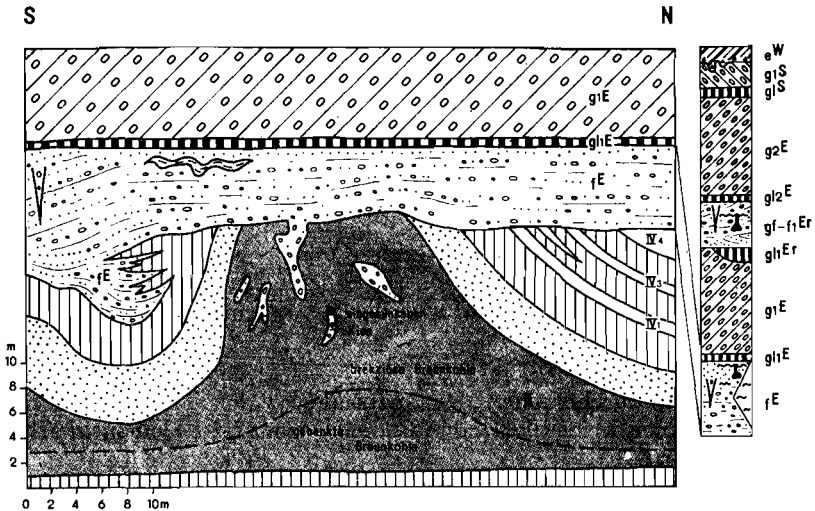


Abb. 60. Frühelsterglazialer oder älterer, jedenfalls vor der ersten Gletscherbedeckung des Saale-Elbe-Raums entstandener wallförmiger Braunkohlendiapir nördlich von Brösen bei Grotzsch

e^W — weichselglazialer Sandlöß mit Steinsohle; g^{1S} — 1. Saalegrundmoräne; g^{1S} — Böhlen-Lochauer Bänderton; g^{2E} — Obere Elstergrundmoräne; g^{12E} — Miltitzer Bänderton; gf-f^{1Er} — glacifluviale Mischbildungen; g^{1Er} — Brösener Bänderton (Rückzugsbänderton der ersten elsterglazialen Vereisungsphase); g^{1E} — Untere Elstergrundmoräne; g^{1E} — Dehlitz-Leipziger Bänderton; f^E — früh-elsterglaziale Schotterterrasse der Pleiße

3.6.6.2.1. Alter des Kohleaufstiegs

Die vor einigen Jahren vorgelegten Beweise für eine nichtglazigene Natur der Kohleadipire um Halle und Leipzig (EISSMANN 1975, 1978) können durch neue Befunde ganz wesentlich erweitert werden. So gelang der Nachweis, daß es zu diapirischem Kohleauftrieb bereits vor der ersten Vergletscherung gekommen ist und daß zahlreiche Aufpressungen existieren, die während der Akkumulation der weichselglazialen Niederterrasse entstanden sind. In dieser Zeit kam der Gletscher bereits 100 km weiter nördlich zum Stillstand.

Der diapirische Kohleaufstieg ist gegenwärtig für folgende Abschnitte bewiesen:

1. Ein über 100 m langer, bis 18 m hoher Diapir durchbricht östlich von Groitzsch tertiäres Deckgebirge und wird von frühelsterglazialen Schottern der Pleiße diskordant überlagert. In der Randsenke verzahnen sich frühelsterglaziale oder ältere pleistozäne Kiese mit eingeflossenen(!) Tertiärtonen des Diapirs:

Frühelsterglaziale bis spätfühpleistozäne Struktur (Abb. 60)

2. Ein (sehr) kleiner Teil der Diapire stieg vor Ablagerung der frühsaaleglazialen Hauptterrasse auf. Sie sind an der Schotterbasis glatt abgeschnitten. Da sich die Terrassenakkumulation „transgressiv“ vollzieht, sind für das Strukturalter zwei Eiszeiten möglich:

„Prähauptterraszenzeitlich“, wahrscheinlich spätelsterglazial, möglich frühes Frühsaaleglazial (Abb. 61, A).

3. Strukturen erweisen sich durch Aufwölbung der unteren Kiesschichten der Hauptterrasse und (gelegentlich messerscharfe) Kappung innerhalb der Terrasse als hauptterrassensynchron:

Gekappte frühsaaleglaziale Strukturen (Abb. 61, A, linke Struktur):

4. Überdurchschnittliche Hauptterrassen-Schotterakkumulation und Sedimentation von Schluffen und Tonen in den Randsenken der Diapire (mittlere Hauptterrassenmächtigkeit 5–10 m, in den Randsenken bis 20 m; im Geiseltal bis 30 m). Mächtigkeit der Schotter im Topbereich der Diapire ist reduziert, die hangenden Schichten aus Böhlen-Lochauer Bänderton und Saalegrundmoräne sind nicht aufgewölbt:

Nicht gekappte, vor Bildung des Böhlen-Lochauer Bändertons entstandene frühsaaleglaziale Strukturen.

5. Diapire durchstoßen die Hauptterrasse und — soweit noch erhalten — auch die hangende Saalegrundmoräne und wölben die überlagernden, nach der Saaleeisbedeckung des Untersuchungsgebietes (!) und vor der Eemwarmzeit entstandenen Solifluktionmassen auf:

„Spät“saaleglaziale Strukturen.

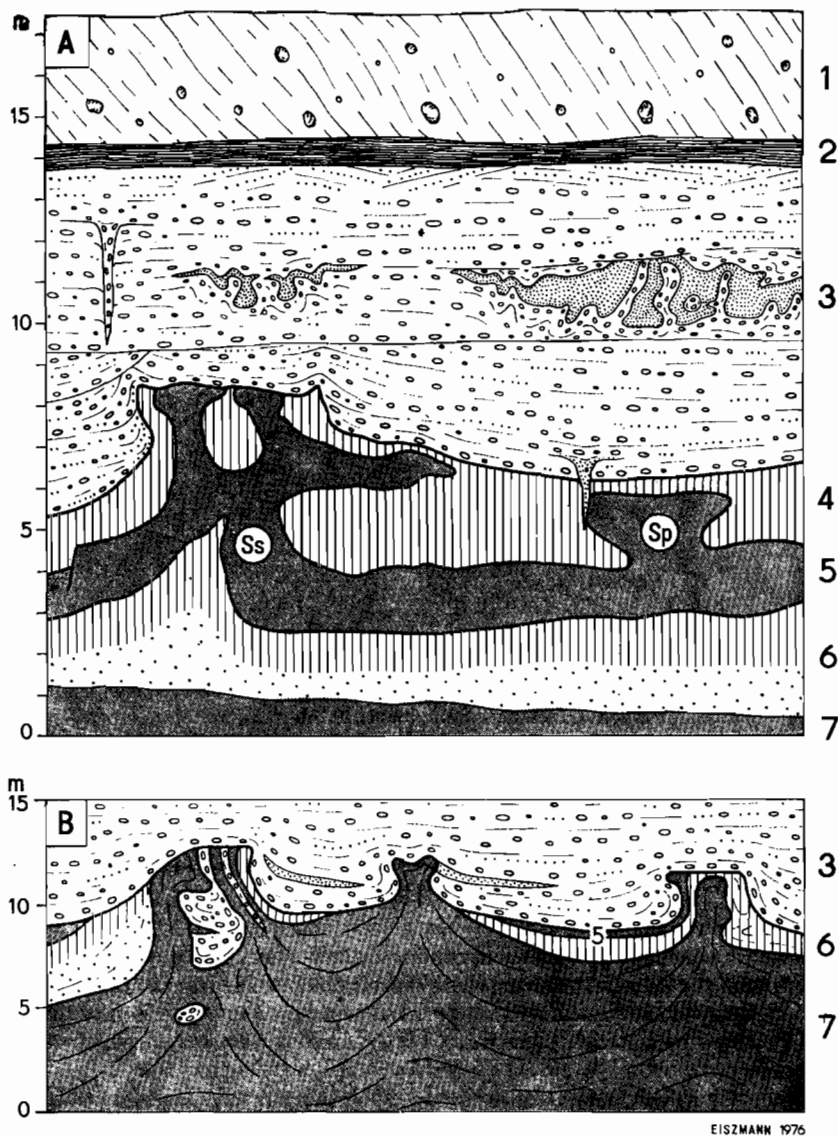
6a) Strukturen durchbrechen den spätsaaleglazialen Fließerdekomplex, den eemzeitlichen und einen weichselglazialen Bodenhorizont und bleiben in älterem Weichselölß stecken (Abb. 62)

6b) Weichselglaziale Niederterrassenschotter sind an zahlreichen Stellen von Kohlediapiren aufgepreßt. Die Diapire und ihre Hüllschichten sind intraformationell in der Niederterrasse abgeschnitten:

Weichselglaziale Strukturen.

3.6.6.2.2. Ursachen des Kohleaufstiegs

Kommen wir nun zu den Ursachen des Kohleaufstiegs. Die betroffenen Kohleflöze und ihre Begleitschichten waren über sehr lange Zeiträume einer Belastung von 40–50 m mächtigen Schichten ausgesetzt, deren Dichte mit durchschnittlich 2 g/cm^3 anzusetzen ist. Dabei erfolgte eine beträchtliche Setzung und Entwässerung der Sedimente, vom torfigen Ausgangssubstrat bis zur Braunkohle beispielsweise um 30–40% (Wassergehalt der Braunkohle im erdfeuchten Zustand durchschnittlich 55%). Trotz erheblicher, von den quartären nicht grundsätzlich verschiedener Belastungsdifferenzen der Flöze beispielsweise in den Randgebieten ihrer Verbreitung und in auslaugungsgestörten Räumen kam es während des gesamten postunteroligozänen (südliche Leipziger Bucht) bzw. postuntermiozänen Tertiärs (Bitterfeld) zu keinen Ausgleichsbewegungen in der beschriebenen Größenordnung. Ein diapirisches Verhalten der Kohle während dieser Zeit ist überhaupt nicht bekannt. Wenn die Belastungsverhältnisse im Tertiär



EISZMANN 1976

Abb. 61. Braunkohlendiapire westlich von Pegau (Ss — frühsaaleglazialer, Sp — präaupterrassenzeitlicher Diapir; ersterer ist terrassenintraformationell aufgestiegen und gekappt worden, letzterer ist aufgedrungen vor Absatz der Schotter, bei deren Ablagerung aufgebeulter Hangendton abgeschnitten wurde)

1 — 1. Saalegrundmoräne; 2 — Böhlen-Lochauer Bänderton; 3 — frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster mit Markkleeberger Kryoturbationshorizont; 4 — Tertiärton; 5 — Böhleener Oberflöz; 6 — wie 4; 7 — Hauptflöz

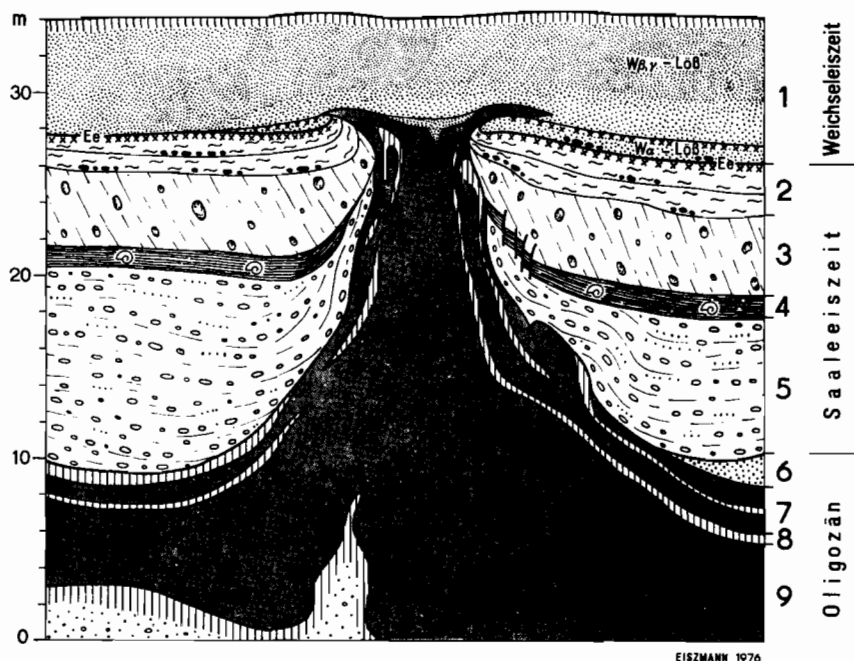
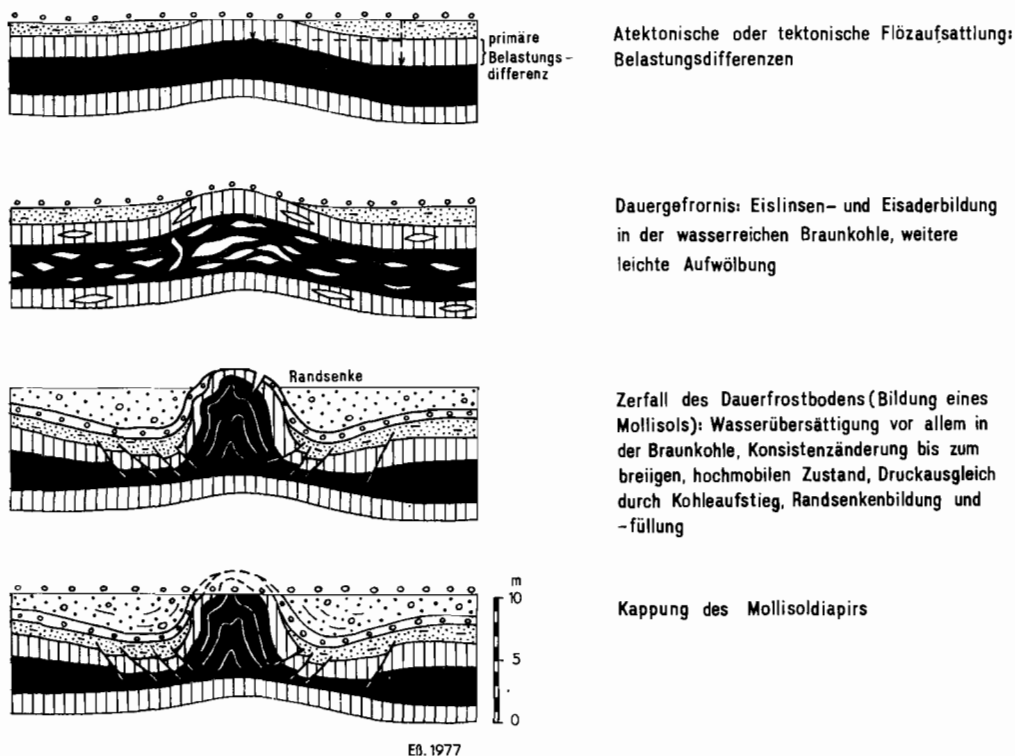


Abb. 62. In der frühen Saale- und Weichseleiszeit aufgestiegener Braunkohlendiapir („Floßgrabenlochdiapir“) westlich von Pegau. Die Zweiphasigkeit des Aufstiegs geht aus der Mächtigkeitszunahme der frühsaaleglazialen Hauptterrasse in der Randsenke und aus der Intrusion der Kohle in den weichselglazialen Lößkomplex hervor

1 — weichselglazialer Lößkomplex mit mindestens einem Bodenhorizont; 2 — spätsaaleglazialer Fließerde-Löß-Komplex mit Eemboden im Hangenden; 3 — 1. Saalegrundmoräne; 4 — Böhlen-Lochauer Bänderton mit Litoralsediment („Schlepp“) des Böhler Eisstaues (mit eingeschwemmten kälteresistenten Gastropoden: *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* u. a., mehrere Mooslagen); 5 — frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster; 6–9 — Tertiär: 6 — Glaukonitsande; 7 — Obere und Untere Bank des Böhler Oberflözes; 8 — Ton-Schluff-Sand-Mittel; 9 — Thüringisches Hauptflöz und Liegendes

und Quartär aber nicht wesentlich voneinander verschieden gewesen sind, so können die Bewegungen nur durch Änderung des Wassergehaltes der fraglichen Schichten und damit ihres bodenphysikalischen Zustandes erklärt werden. Für diese Remobilisierung kommen allein Prozesse in Betracht, die mit Gefrier- und Auftauvorgängen im Zusammenhang stehen.

Ähnlich wie in Schluffen und organogenen Sedimenten (Mudden, Torfe) der heutigen Dauerfrostgebiete der Erde, dürfte es während der quartären Kalt- und Eiszeiten in der stark wasserhaltigen Braunkohle nicht nur zu Bildung von Poreneis, sondern auch eines dichten Gewebes feiner segregativer Eisäderchen und -bänder und schließlich sogar mächtiger linsen- und gangförmiger Massiveiskörper gekommen sein. Die Braunkohle mit ihrer hohen Kapillarität und lokal hohen Permeabilität auf Kluft- und Schichtflächen war geradezu prädestiniert, Wasser auch aus Nachbarschichten und aus dem Liegenden der Gefrierfront zuzuführen. Diese erreichte selbstverständlich zuerst ihre Aufragungen. Hier setzte daher auch zuerst die Massiveisbildung und „Austrocknung“ der benachbarten Flözpartien ein. Die Eisanreicherung führte zunächst zu Aufwölbungsstrukturen nach Art der Torfhügel oder Palsen, und man wird sich regional die Haupt- und Niederterrassenfläche wie eine Torfhügeltundra vorzustellen haben, in der freilich viele Buckel noch im Aufwölbungsstadium Zug um Zug vom Fluß wieder abgetragen worden sind.



Eß, 1977

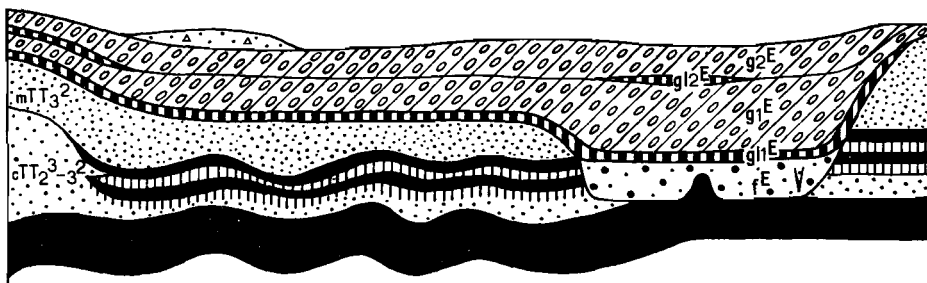
Abb. 63. Entwicklungsschema eines Braunkohlen-Mollisoldiapirs auf einer in Aufschüttung begriffenen Terrassenflur

Beim Übergang in ein wärmeres Klima brach der Dauerfrostboden unter Bildung eines Langzeit-Mollisols allmählich wieder zusammen. Solange in der Tiefe noch Frostboden erhalten war und an thermisch ungünstigen Stellen möglicherweise auch pfeiler- und mauerartig aufragte, stagnierte die Entwässerung des Mollisols. Bei den unruhigen Lagerungsverhältnissen spielten naturgemäß auch Schichten geringer Permeabilität eine Rolle (Tone zwischen und unter den Flözen). Nicht zuletzt durch das vorausgegangene (schon von ETZOLD und anderen älteren Braunkohlengenologen erkannte) zumindest stellenweise Zerfriern der Kohle und Sackungen im Bereich ausgetauten Massiveises führte die nun eintretende Wasserübersättigung zu einer gravierenden Konsistenzänderung bis zum weichen und breiartigen, lokal auch quasiflüssigen Zustand. Bei dieser bodenmechanisch gesehen ganz starken Verminderung des Scherwiderstandes (Reibungs- und Haftfestigkeit) reichten die relativ geringen Belastungsunterschiede bzw. Druckgefälle aus, die Ausgleichsbewegungen in Gang zu setzen, wobei Bodenerschütterungen als auslösendes Moment eine wichtige Rolle gespielt haben können.

3.6.6.2.3. Braunkohle, das Pendant des Salzes

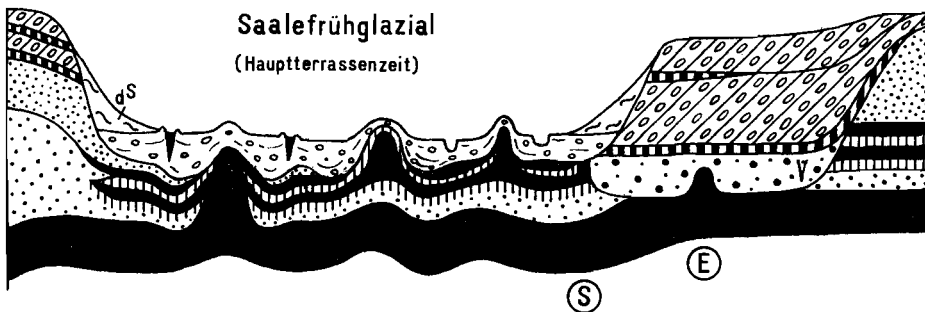
Die Ähnlichkeit mit den vom Salz bekannten Bewegungen und Formen, der Halokinese (TRUSHEIM 1957), ist bestechend. Die Braunkohlenbewegungen erscheinen geradezu als das mittelmaßstäbliche Modell der Salztektonik, geeignet zur Bestätigung der Detail- wie Grundvorstellungen, z. B. des Autoplastie-Gedankens. An unseren Beispielen kann in ungezählten Fällen die Mitwirkung von Kraftfeldern außerhalb des

Ende der Elstereiszeit



Saalefrühglazial

(Hauptterrassenzeit)



Gegenwart

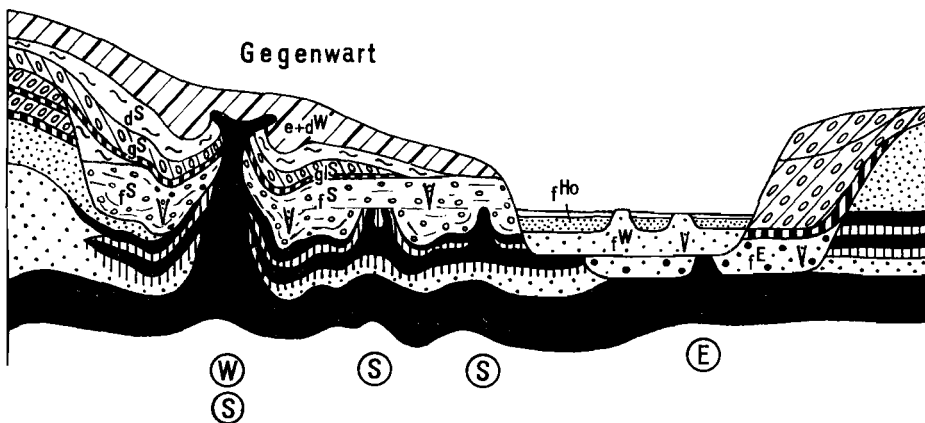


Abb. 64. Entwicklungsschema des Braunkohlendiapirismus in der südwestlichen Leipziger Tieflandsbucht

f^{Ho} – holozäne Auensedimente; f^W – weichselglaziale Niederterrasse; $e + d^W$ – weichselglaziale Löss- und Fließ- und Schwemmerden; d^S – saaleglaziale Fließ- und Schwemmerden; g^S – 1. Saalegrundmoräne; gl^S – Böhlen-Lochauer Bänderton; f^S – frühsaaleglaziale Hauptterrasse; $g2^E$ – Obere Elstergrundmoräne; $gl2^E$ – Militz-Pirkauer Bänderton; $gl1^E$ – Untere Elstergrundmoräne; $gl1^E$ – Dehltitz-Leipziger Bänderton; f^E – Früheisterterrasse; $mTT3^a$ – marine Feinsande und Schluffe; $cTT2^3-3^2$ – tertiäre festländische Sedimente mit Braunkohlenflözen

Diapire: W – weichseleiszeitlich; S – saaleeiszeitlich; E – elstereiszeitlich

betrachteten Systems mit Sicherheit ausgeschlossen werden, und zwar auch für den jeweils auslösenden, den „ersten Impuls“ in der Kettenreaktion. Diese läuft in der Regel wie folgt ab.

Ist bei gegebenen Druckunterschieden der die Bewegung auslösende Mobilitätsgrad der Kohle erreicht, beginnt sie in Richtung der geringsten Widerstände (meist identisch mit der geringsten Belastung) abzuwandern. Es bildet sich einerseits eine erste („primäre“) Senke, andererseits eine plankonvexe schichtkonkordante Anschwellung der Kohle, vergleichbar dem Salzkissen in der Halokinese. In der primären Senke verstärkt

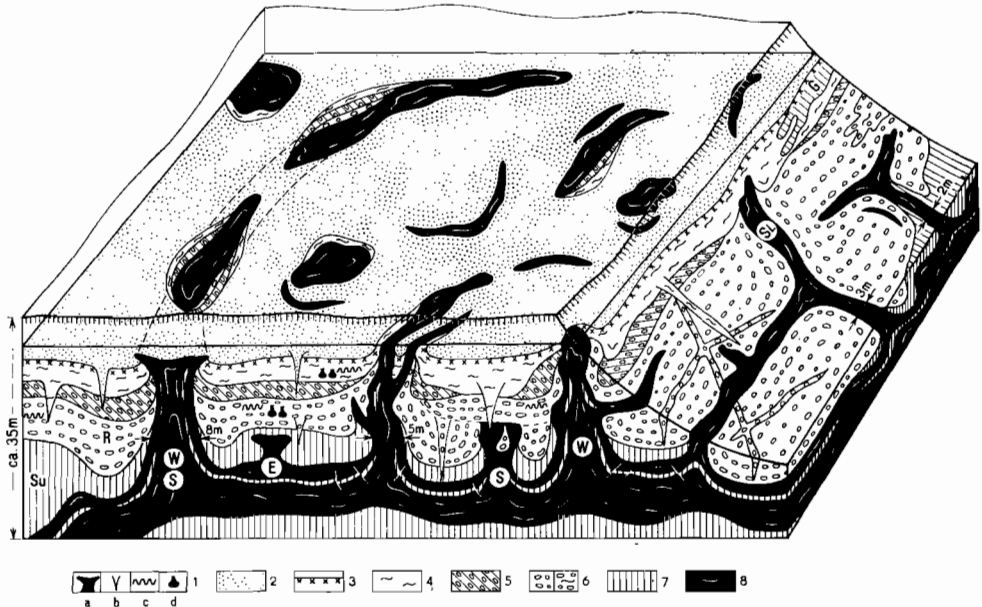


Abb. 65. Synoptische Darstellung der häufigsten Braunkohlendiapirtypen und anderer kryogener Strukturen in der südwestlichen Leipziger Tieflandsbucht

1 – Strukturen des Frost- und Auftaubodens: a – Braunkohlendiapire; b – Eiskeilpseudomorphosen; c – Kryoturba-tionserscheinungen; d – Tropfenböden; 2 – weichselglazialer Lösskomplex; 3 – Eemböden und frühweichselglazialer Steppenboden; 4 – (spät)saaleglazialer Fließ- und Schwemmerdekomplex mit Einschaltungen von Löss und kryolimnischen Sedimenten (Ende Zeitzer Phase der Saaleeiszeit bis Beginn Eemwarmzeit); 5 – 1. Saalegrundmoräne mit Böhlen-Lochauer Bänderton an der Basis; 6 – frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster mit Fließerdeeinlagerungen; 7 – tertiäre Klastika; 8 – Braunkohle mit Fließtexturen

Alter der Braunkohlendiapire: E – präaupterrassenzeitlich (?Elsterspätglazial); S – vorwiegend frühe Saaleeiszeit; SL – Saaleeiszeit nach der Zeitzer Phase; W – Weichseleiszeit

Sonstige Abkürzungen: G – periglaziäre Hanggleitscholle; R – Randsenke der Diapire; Su – Subrosionssenke

einsetzende Sedimentation erhöht die Druckunterschiede und unterhält die Bewegung. Meist endet sie mit dem Kissenstadium. Steigt der Druck jedoch weiter – oft durch zunehmende einseitige Belastung mit neu herangeführten oder umgelagerten Sedimenten – und hält ihm das Deckgebirge nicht stand, kommt es zum Durchbruch der Kohle, zur Bildung eines Diapirs oder Ekzems. In der Peripherie des Diapirs sinkt der Untergrund als Massenausgleichseffekt leicht ein. Es entsteht das Pendant der sekundären (Rand-)Senke im vollständigen halokinetischen Zyklus. Viele Beispiele beweisen einen mehrphasigen Ablauf dieses Prozesses in der gleichen Struktur. Bei der bekannten Floßgrabenaufpressung (EISSMANN 1978) begann der Aufstieg in der frühen Saaleeiszeit. Um das Gewölbe herum bildete sich eine bedeutende Senke, in der die frühsaaleglazialen

Schotter der Weißen Elster doppelt bis dreifach so mächtig sind wie außerhalb davon. In der Eemwarmzeit ruhte die Struktur. Neue Belastungen und vermutlich eine noch höhere Mobilität der Kohle als in der Saaleiszeit ließen das Kissen in der frühen Weichseleiszeit weiter anwachsen und schließlich diapirisch werden.

Die verschiedenen Konsistenzstufen, die nacheinander durchlaufen worden sind oder nebeneinander existiert haben, veranschaulicht am deutlichsten das Kohlegefüge. Der weiche Zustand spiegelt sich in gedehnten oder verdickten (Stau), weit und engspannig verbogenen oder geknickten (Abb. 62) Kohlebänken wider. Im Gegensatz zu der bei breiiger bis quasiflüssiger Konsistenz geflossenen Kohle, die als eine dichte bis feinkörnige (mulmige) Kohlemasse mit unregelmäßig verteilten millimeter- bis dezimeter-

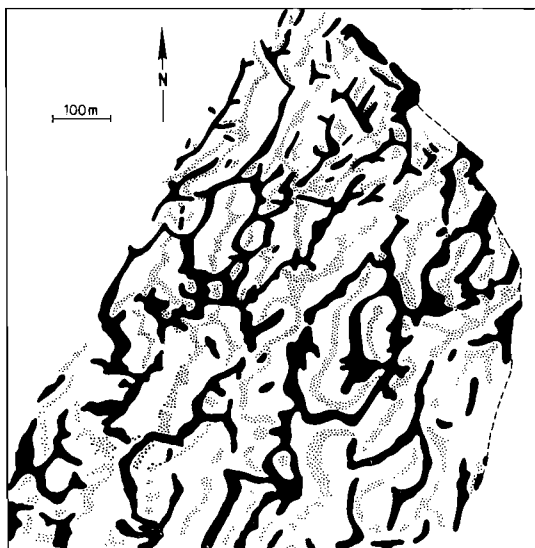


Abb. 66. Grundriß der Braunkohlenaufpressungen mit dazwischen liegenden Kiesmulden der Hauptterrasse im Tagebau Profen-Sachsenfeld (nach O. WAGENBRETH 1960)

großen eckigen Kohlestücken in Erscheinung tritt (brekziöse Kohle), ist dort die Nachbarschaft ursprünglich sich berührender Teilchen im ganzen noch gewahrt. Geflossene brekziöse Kohle tritt nicht nur im Diapir selbst, sondern Dutzende Meter davon entfernt auch in der söhligen Kohle auf. Zum Teil ist die Kohle des ganzen Flözes geflossen, vielfach aber nur einige Meter davon. Die Grenze zwischen der bewegten und autochthonen Kohle ist oft scharf und verläuft in einer welligen, z. T. auch völlig ebenen Fläche diskordant durch das Flöz. Wir vermuten in dieser Grenze die Oberfläche des Frostbodens in der Zeit des jeweiligen Aufstiegs.

Für einen hohen Mobilitätsgrad sprechen schließlich auch die weit ins Nebengestein vordringenden Apophysen der Diapire und in die Flöze eingesunkene dichtere Gesteinsmassen. Diese Saigerungserscheinungen nach der Dichte sind aus der Niederlausitz ebenso bekannt wie aus dem Geiseltal und der Leipziger Bucht um Bitterfeld, Borna und Pegau—Zeitz (Abb. 52). Gelegentlich ist es zu einem gravitativen Schichtkollaps und der völligen Aufhebung inverser Dichteschichtung gekommen, indem ganze Kies- und Tonschichten in der Kohle versunken sind. Während die eingesunkenen Tone teilweise ideal tropfenförmige, gelegentlich mehrere Kubikmeter große Körper bilden, hat

sich der Kies in unregelmäßig geformte Schollen, Walzen, Wolken, Bänke, Streifen und Schnüre, seltener in tropfenartige Gebilde aufgelöst. Die bankartigen Kieskörper sind offenbar Füllungen von ehemaligen Eisgängen oder -linsen. Mitunter treten kaminartige Kieskörper auf, die an gefüllte Strudellöcher erinnern und früher auch als fluviatile Erscheinungen gedeutet worden sind. Schöne Beispiele dieser „Riesentropfenböden“ aus der Lausitz finden sich in der Literatur bei KEILHACK (1938, S. 73 ff.) und VIETE (1960), bei diesem auch aus dem Tagebau Etzdorf westlich von Halle (Saale). Sie werden aber dort uneingeschränkt im Lichte glazigener Tektonik und glazifluviatiler Prozesse gesehen. *)

Als Mitursache für den Kohleaufstieg nicht völlig auszuschließen sind kryostatische Drücke (Drücke zwischen Frostfronten). Sie könnten gelegentlich prozeßauslösend gewesen sein, namentlich beim Übergang vom Kissen- zum Diapistadium. Der spontane, große Flächen erfassende Schichtzusammenbruch durch einfache Schweresagerung zeigt jedoch hinreichend, daß Frostdrücke nicht notwendig bei den Ausgleichsbewegungen beteiligt gewesen sein müssen. Frostrisse, die in Form von breiten Eiskeilpseudo-morphosen mehrfach über Kohlediapiren beobachtet worden sind (Bild 56, 57), könnten gelegentlich als Schwächezone den Aufstieg begünstigt haben. Ein grundsätzlicher Zusammenhang zwischen Frostrissen und Kohleaufstieg besteht jedoch allem Anschein nach nicht.

3.6.6.2.4. Kohleaufstieg und Frosttiefe

Nachdem der autoplastische Kohleauftrieb als eine Erscheinung ehemaligen Dauerfrostes und seines Zerfalls erkannt ist, läßt er sich als wichtiger Klimaindikator verwenden. Die Spanne zwischen jeweiliger Landoberfläche und unterer Grenze der Fließbewegung im Kohleflöz entspricht der Mindestmächtigkeit des Frostbodens.

Für den Zeitraum der frühen Elstereiszeit oder einer Kälteperiode davor ergibt sich aus der frühesterzeitlich gekappten Struktur Brösen eine Frostbodenstärke von mindestens 18 m.

Für das Saalefrühglazial bezeugen die hauptterrassensynchronen Kohlebewegungen Frosttiefen von mindestens 30 m und einen zweimaligen Frostbodenzerfall von dieser Größenordnung. Anhand der von H. WEIGELT (1928, 1929) aus dem Geiseltal beschriebenen postumen Absenkungs- und Aufstiegsbewegungen der Kohle nach der Saaleeisbedeckung bis zu Beginn der Eemwarmzeit kann für das Saalehochglazial eine Frosttiefe von mindestens 40 m angenommen werden.

Im Weichselfrühglazial bis frühen Weichselhochglazial erreichte der Bodenfrost anhand der Befunde nördlich von Zeitz eine Tiefe von mindestens 28 m, nach den Feststellungen WEIGELTS im Geiseltal, wonach von postumen Kohlebewegungen auch eemwarmzeitliche Sedimente erfaßt wurden, von mehr als 50 m. Lassen sich aus diesen Beobachtungen Rückschlüsse auf die Klimaentwicklung in den fraglichen Zeiträumen ziehen? Aus den rezenten Dauerfrostgebieten der Erde ist bekannt, daß bereits unwesentliche mechanische Eingriffe — wie die lokale Zerstörung einer Rasendecke, die Anlage einer flachen Grube oder die Spur eines Kettenfahrzeuges — einen weitflächigen Frostbodenzerfall auslösen können. Aus den damit verbundenen Bodensenkungen (Alase) ergeben sich Auftautiefen von 5—20 m. Flußlaufänderungen können eine noch weit tiefere Frostbodendegradation hervorrufen. Für den mindestens 25—50 m betragenden Frostbodenzerfall im Saale- und Weichselfrühglazial möchten wir paläo-

*) Hinsichtlich der Leipziger Bucht sei auf die eindrucksvollen Beispiele mächtiger, unregelmäßiger Kieseinlagerungen in der Braunkohle hingewiesen, die R. RAEFLER (1911, S. 40 ff.) und E. ETZOLD (1912, z. B. Fig. 11) beschreiben. Viele der von diesen Autoren hydrodynamisch und/oder glazigen interpretierten Strukturen sind unschwer als Dichtesagerungserscheinungen im Mollisolstadium der Braunkohle zu erkennen. Bemerkenswert ist, daß an vielen Stellen diese Sagerungsprozesse schon im Frühpleistozän und frühen Elsterglazial erfolgt sein müssen, zu einer Zeit also, bevor das Gebiet vom Inlandeis erreicht worden ist. Aus der Tertiärzeit sind aus analogen Schichtenfolgen (schwere Flußkiese unmittelbar auf Kohle) derartige Erscheinungen nicht bekannt.

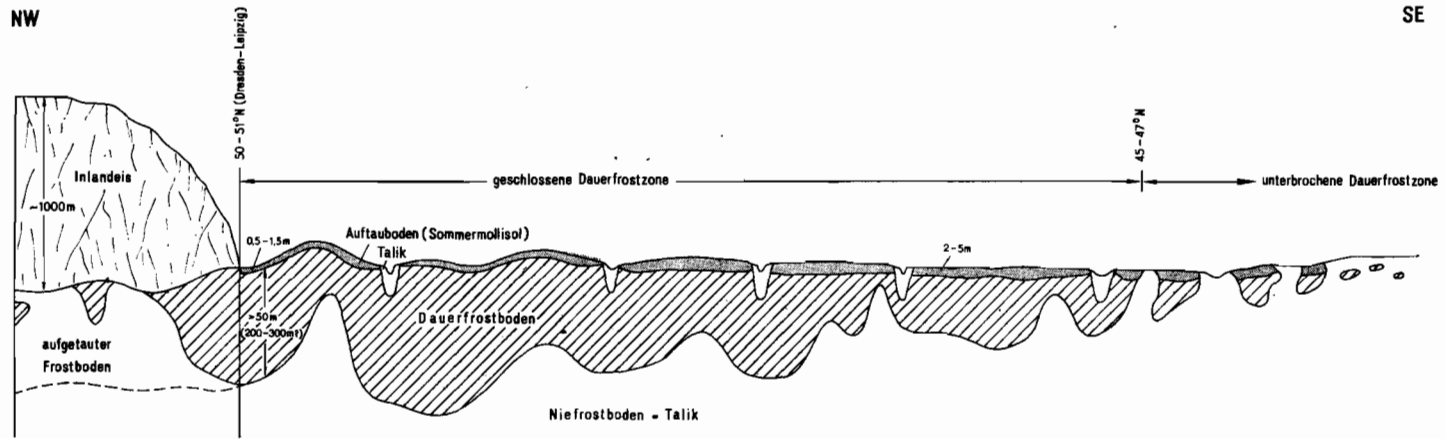


Abb. 67. Hypothetischer Schnitt durch den Dau erfrostboden im Vorland des elsterglazialen Inlandeises in Mitteleuropa

geographische Ursachen allein jedoch nicht verantwortlich machen, sondern klimatische, fällt doch der Kohlediapirismus mit noch anderen Erscheinungen zusammen, die kaum oder gar nicht mit lokalen Einflüssen zu erklären sind. Wir erinnern an das flächenhafte synchrone Austauen der Eiskeilpolygone in der frühsaaleglazialen Hauptterrasse und an die kontinentweite Unterbrechung der Lösssedimentation bzw. die Bodenbildung im Weichselfrüh- und frühen Weichselhochglazial. In diesen Abschnitten ist der nachgewiesene Zerfall des Frostbodens zu suchen. Möglicherweise hat er nicht die gesamte Frostbodenmächtigkeit erfaßt, die wir bedeutend höher als die genannten Mindestmächtigkeiten veranschlagen, nämlich auf 100 und mehr Meter seit Beginn der Elster-eiszeit.

Zusammenfassung

In den Sedimenten und Frostmarken des Saale-Elbe-Gebietes (Raum Halle—Leipzig) spiegeln sich in eindrucksvoller Weise wesentliche Züge des mitteleuropäischen Periglaziärgeschehens wider. Modellartigen Charakter für das westliche und mittlere Randgebiet der skandinavischen Vereisungen besitzt die Entwicklung während der Elster- und Saaleeiszeit, in denen sich hier die glaziäre und periglaziäre Sedimentfazies unmittelbar verzahnten. Die wichtigsten Befunde und Schlußfolgerungen sind im folgenden zusammengestellt (vgl. dazu die zusammenfassenden Darstellungen auf Abb. 1, 9, 23, 30, 32 und 65).

1. Es sind sechs autonome Periglazialzeiten zu unterscheiden, drei frühpleistozäne (präelsterglaziale) und drei mehrphasige seit Beginn der Elstereiszeit. Während der Elster- und Saaleeiszeit überschritten skandinavische Gletscher in jeweils zwei größeren Vorstößen beträchtliche Flächen des Gebietes.

2. Exponenten der Periglazialzeiten sind sechs frostmarkenführende Vollsotter-Terrassen, von denen die der Elster-, Saale- und Weichseleiszeit noch ausgedehnte, weitgehend intakte Schotterplatten bilden.

- Die Hauptsotterakkumulation — Ergebnis der Überlastung der Fließgewässer — fällt, für die Elster- und Saaleeiszeit beweisbar, in das Früh- oder Anaglazial und setzte sich im Hochglazial abklingend fort. Zumindest seit der Elstereiszeit waren die Anaglazialabschnitte Zeiten einer weitgehend offenen Landschaft und des mehrfachen Wechsels von tiefer Gefrornis (Permafrost) und Frostbodendegradation (Intervalle bis Interstadiale)
- Die in erster Linie durch abnehmende Belastung der Flüsse ausgelöste Tiefenerosion (Taleintiefung) vollzog sich im wesentlichen während der absteigenden Phasen der Kaltzeiten (Kataglaziale), gedämpft während der Interglaziale und Interstadiale. Für die beginnenden Frühglaziale wird ein Gleichgewichtszustand zwischen Akkumulation und Erosion wahrscheinlich gemacht. Es waren Phasen intensiver Schotterumlagerung.
- Als Ausdruck „exzessiver Talbildung“ während der Periglazialperioden betrug im jüngeren Frühpleistozän und in der Elster- und Saaleeiszeit der Flächenanteil der Täler im Tiefland rund 30–40%. Das Verhältnis von warmzeitlich-holozän entstandenen Talflächen zu denen der älteren Periglazialzeiten beträgt etwa 1:2,5–3. Die Anaglazialabschnitte erweisen sich als die Perioden der exzessiven Talerweiterung. Die wichtigste Rolle bei der Talerweiterung spielten die Frostverwitterung einschließlich der Eistrindenbildung (BÜDEL), die Existenz von Permafrost, die jährliche Entstehung einer mobilen Auftauschicht (Mollisol), die eng damit verknüpfte Solifluktion und Abschwemmung und wahrscheinlich die Thermoerosion.

3. Durch Löße und Lößderivate sind mindestens vier autonome trocken-kalte Perioden („Lößzeiten“) im Gebiet belegt. Lehrbuchhaft ist die äolisch-kryogene Periglazial-

fazies der Weichseleiszeit entwickelt. Einer Geschiebedecksandfläche unmittelbar vor dem ehemaligen Gletscherrand folgt eine Treibsand-Sandlöß-Zone, der sich der eigentliche Lößgürtel anschließt. Ihm folgt eine Zone, die durch Interferenz von äolischen, solifluidalen und kryogenen Prozessen gekennzeichnet ist. Aus der Saale- und Elster-eiszeit und aus dem Frühpleistozän sind Löße und Lößderivate nur reliktilsch überliefert; aus den zuerst genannten Eiszeiten teilweise als Seelöß. Das Hauptsedimentationsgebiet für den Elster- und Saalelöß lag eisrandbedingt südlich des Erzgebirgsabbruches. Vor allem für das Frühpleistozän sind auch klimatische Ursachen in Betracht zu ziehen, nämlich zu feuchte, „lößunfreundliche“ Bedingungen.

4. Unmittelbare Zeugen intensiver Massenverlagerungen während der Periglaziale sind mächtige Fließ- und Schwemmerden. In Verbindung mit den Schotterakkumulationen können sie im Gebiet zu einem Gliederungsprinzip erhoben werden: „Älteste“ (= praelsterglaziale), „Ältere“ (= elsterglaziale), „Mittlere“ (= saaleglaziale) und „Jüngere“ (= weichselglaziale) Solifluktions- und Abschwemmungszeit“. Die Massenverlagerungen erreichten in den frostwechselintensiven Früh- und Spätglazialphasen ihre Maxima.

5. Die posttertiären Sedimente sind reich an Frostmarken in Form von Frostrissen und Kryoturbationserscheinungen. Ehemals eiserfüllte Frostrisse (Eiskeilpseudomorphosen) gelten als sichere Beweise für früheren Permafrost. Eiskeile entstehen gegenwärtig, wenn die Temperatur der Frostbodenoberfläche auf mindestens -15 bis -20°C absinkt. Das ist vorwiegend in Gebieten mit geschlossenem Permafrost der Fall, wo die mittlere Jahrestemperatur der Luft bei etwa -6 bis -8°C und darunter liegt.

Als sichere Dauerfrostindikatoren sind auch autoplastische Kohleauftriebsformen zu bewerten. Diese „solikinetischen“ Strukturen können im weiteren Sinne den Kryoturbationserscheinungen zugeordnet werden. Es werden darunter alle direkt oder indirekt frostbedingten, vorwiegend plastischen Schichtdeformationen zusammengefaßt, die überwiegend durch gravitative Ausgleichsbewegungen infolge von Dichte- und Belastungsunterschieden in mobilen Auftauböden zu erklären sind.

- Die ältesten intraformationellen Kryoturbationsformen treten in den (?) pliozänen A-Schottern der Elbe auf (Ottendorf-Okrilla).
- Die ältesten Kryoturbationsstrukturen in Verbindung mit sicher intraformationellen Eiskeilpseudomorphosen sind in der Oberen frühpleistozänen Terrasse der Saale entwickelt (?Brüggen-Kaltzeit).
- Während der frühen Elster-, Saale- und Weichseleiszeit existierten ausgedehnte zusammenhängende Eiskeilnetze.
- Im praelsterglazialen Pleistozän erreichten die Frostrisse (Maß der zeitweiligen Mindestfrosttiefe) eine vertikale Länge von mindestens 4 m (Mittel 2–3 m), im Elsterglazial von 5 m (Mittel 2–4 m), im Saale- und Weichselglazial von 8 bzw. 7 m (Mittel 3–4 m). Die beobachtete Maximaltiefe von 8 m stammt aus dem Saalehochglazial (Schönbach-Terrasse).
- In den Sedimentfolgen der Elster-, Saale- und Weichseleiszeit sind Frostmarken in den frühglazialen Schotterterrassen weitaus am häufigsten. In guter Übereinstimmung mit dem Solifluktions- und fluviatilen Akkumulationsgeschehen erweisen sich damit die kühl-feuchten Anaglazialzeiten als die kryoaktivsten Abschnitte der Eiszeiten. Dagegen bilden die Hochglaziale wahrscheinlich die Minima kryogener Prozesse (gleichmäßig kalt und trocken).

6. Aus den als kryogene Strukturen erkannten Braunkohlenauftriebsformen („Mollisoldiapire“) lassen sich folgende Mindestfrosttiefen ableiten:

frühes Elsterglazial	— 18 m
frühes Saaleglazial	— 30 m
Saalehochglazial	— 40 m
frühes bis hohes Weichselglazial	— 50 m

Doch betrugen seit Beginn der Elstereiszeit die tatsächlichen Frostbodenmächtigkeiten zeitweilig wahrscheinlich 100 und mehr Meter.

7. Seit der frühen Elstereiszeit entwickelten sich im Gebiet erstmalig wieder offene Wasserflächen im Hochflächenbereich. Sie werden mit erhöhten Niederschlägen in den Frühglazialen und mit permafrostbedingtem Wasserstau in Zusammenhang gebracht.

8. Die sommerliche Auftautiefe des Frostbodens im Bereich der Täler unmittelbar am Rande des Elster- und Saalegletschers betrug 0,75—1,20 m.

9. Häufigkeit und Tiefe der Frostbodenstrukturen markieren eine Klimazäsur zwischen präelsterglazialen und jüngerem Quartär. Wohl nur kurzen, episodischen Dauerfrostabschnitten im älteren Quartär folgten seit der frühen Elstereiszeit wahrscheinlich jahrzehntausendlange, mehrphasige Perioden geschlossenen mächtigen Permafrosts. Das eigentliche Eiszeitalter beginnt sowohl aus der Sicht des Vergletscherungsgeschehens als auch der Periglazialphänomene mit der Elstereiszeit. Seit den ältesten im Saale-Elbe-Gebiet nachweisbaren quartären Kaltzeiten sank die Jahresmitteltemperatur zeitweilig um mindestens 14—15 °C.

Summary

Essential features of the Central European periglacial processes are impressively reflected in the sediments and frost marks of the Saale—Elbe area (Halle—Leipzig area). Modellike character for the western and middle marginal zone of the Scandinavian ice sheets is represented in the development during the Elsterian and Saalian glacial stages in which the glacial and periglacial deposits and structures are directly interfingering. The most important phenomena and conclusions are summarized as follows (compare fig. 1, 9, 23, 30, 32 and 65):

1. Six autonomous periglacial stages are to be distinguished: Three from the Early Pleistocene (pre-Elsterian) and since the beginning of the Elsterian glacial stage three multiplephase ones. During the Elsterian and Saalian stages Scandinavian ice sheets covered considerable parts of the area of investigation in two larger advances each.

2. Six gravel terraces with cryogenic marks are exponents of the periglacial stages, out of which the Elsterian, Saalian and Weichselian terraces still form extended, largely undamaged gravel bodies.

— The main gravel accumulation as a result of the overload of the rivers occurs in the early glacial stages as evident for the Elsterian and Saalian stages and continues decreasingly in the high glacial. At least since the Elsterian the early glacial stages were times of a largely open landscape and of the repeated change between deep perennially frozen ground and deep rethawing of the soil (intervals up to the interstadials).

— The fluvial depth erosion caused by the decreasing load of the rivers, took essentially place during the descending phases of the glacial stages, reduced in the interglacial and interstadial stages. A state of equal balance is made probable between accumulation and erosion at the beginning of the early glacial stages. They were phases of intense rearrangement of gravel.

— In the younger Early Pleistocene and in the Elsterian and Saalian glacial stages the share of areas of the valleys in the Leipzig lowland came to about 30 to 40% as an expression of the "pronounced valley formation" during the periglacial periods. The ratio of the valley bottoms formed in the interglacial stage of Holocene to the pre-Weichselian periglacial stages comes to about 1:2,5 to 3. The early glacial stages prove to be the periods of pronounced valley expansion. Frost weathering, the

existence of permafrost, the annual formation of a mobile active layer (mollisol) and closely bound up with them the solifluction, the wash-up processes and probably the thermal erosion played the most important part for the horizontal valley formation.

3. Loess and loess derivatives demonstrate at least four autonomous dry-cold periods ("loess periods"). The eolian facies of the Weichselian glacial stage in front of the inland ice margin is exemplarily developed: The periglacial cover sand area is followed by a drift sand-sandy loess zone to which the real loess belt is attached. It is followed by a zone which is marked by the interference of eolian, solifluidal and cryogenic processes. Loesses and loess derivatives are only transmitted as relics from the Saalian and Elsterian glacial stages and the Early Pleistocene, from the glacial stages mentioned first partly as lake loess. The area of the main sedimentation for the Elsterian and Saalian loesses was probably located S of the Erzgebirge Mountains conditioned by the inland ice margin. Climatic reasons are to be taken into consideration, especially for the Early Pleistocene, namely, too humid conditions, "unfriendly to loess".

4. Thick solifluction deposits and wash-off materials give evidence of the intense soil movement in the periglacial stages. In conjunction with the gravel accumulations in the area of investigation the soil movement can be classified as follows: "Oldest" (pre-Elsterian), "Older" (Elsterian), "Middle" (Saalian) and "Younger (Weichselian) solifluction and wash-off stage". The mass wasting processes reached their maximum in the early and late glacial stages which were marked by intense freeze-thaw action.

5. The post-Tertiary sediments are rich in frost marks in form of frost cracks and effects of cryoturbation. Frost cracks early filled with ice (ice-wedge casts) indicate the former presence of permafrost. Ice wedges will form when the winter temperature at the top of the permafrost is at least -15° to -20°C . It occurs predominantly in the continuous permafrost zone where the mean annual air temperature is approximately -6° to -8°C or colder. Diapiric upturnings of lignite also give evidence of former permafrost. During the degradation of perennially frozen ground the water of segregated ice led to consistency changes. Owing to a different overburden pressure conditioned by bedding and sediment the coal mollisol ascended diapirically.

- The oldest intraformational effects of cryoturbation occur in the (?) Pliocene A-gravel of the Elbe river (Ottendorf-Okrilla).
- The oldest marks of cryoturbation in conjunction with certainly intraformational ice-wedge casts are developed in the Upper Early Pleistocene gravel terrace of the Saale river (? Brüggian glacial stage).
- During the early Elsterian, Saalian and Weichselian glacial stages extended ice-wedge polygons were in existence.
- In the pre-Elsterian Pleistocene the frost cracks reached depths of at least 4 m (2 to 3 m average), in the Elsterian stage of 5 m (2 to 4 m average), in the Saalian and Weichselian stages of 8 m respectively of 7 m (3 to 4 m average). The maximum depth observed of 8 m originates from the high glacial of the Saalian stage (Schönbach terrace).
- In the sequences of deposits of the Elsterian, Saalian and Weichselian stages the frost marks occur most frequently in the early glacial gravel terraces. Thus the cool-wet anagacial periods prove to be the most cryo-active periods of the glacial stages in good accord with the intense solifluction and fluvial gravel accumulation. The high glacial periods of the glacial stages probably form the minimum of cryogenic processes (equally cold and dry).

6. From the diapiric upturnings of lignite (coal diapirism) the following minimum thickness of permafrost can be deduced:

early Elsterian stage	18 m
early Saalian stage	30 m
high Saalian stage	40 m
early to high Weichselian stage	50 m.

However, since the beginning of the Elsterian glacial stage the thickness of frozen ground of 100 metres and more are to be taken into consideration.

7. Since the early Elsterian stage lakes and ponds were also formed outside the valleys. This is to be seen in coherence with increased precipitation in the early glacial stages and in the piling of water caused by permafrost and cryogenic processes.

8. Abundance and intensity of the cryogenic effects mark a climatic ceasura between pre-Elsterian and younger Pleistocene. In the Early Pleistocene perhaps only short, episodic permafrost periods were in existence. Since the early Elsterian glacial stage probably existed tens of thousands of years lasting, multiple-phase periods of continuous thick permafrost. Strictly speaking the Ice Age began with the Elsterian stage from the view of the glaciation as well as of the periglacial phenomena. Since the oldest Quaternary glacial stages proved for the Saale—Elbe area the annual mean air temperature temporarily dropped by at least 14 to 15 °C.

Literaturauswahl

Zeitschriften

- Biuletyn Peryglacjalny. — Łódź 1954 lfd. (Artikelverzeichnis für Bd. 1—24 in Bd. 25, Łódź 1976, S. 99—189)
Eiszeitalter und Gegenwart. — Öhringen/Württ. 1951 lfd.

Bücher und Artikel

- ALTERMANN, M., G. HAASE, I. LIEBEROTH & R. RUSKE: Lithologie, Genese und Verbreitung der Löß- und Schuttsedimente im Vorland der skandinavischen Vereisungen. — Schriftenr. geol. Wiss., 9, S. 231—255, Berlin 1978.
ANDERSSON, J. G.: Solifluction, a component of subaerial denudation. — Journ. Geol., 14, 2, 1906 (auch in: KING: Periglacial Processes).
ANISIMOVA, N. P. & E. G. KATASONOVA (Hrsg.): Geokriologičeskie i gidrogeologičeskie issledovanija jakutii. — Izd. inst. merzlotovedenija so AN SSSR, Jakutsk 1978.
ANDREEV, V. N.: Gidrolakkolity (bulgunnachi) v Zapodno Sibirskich tundrach. — Izvest. Gosudarst. geogr. obs., LXVIII, 2, Leningrad/Moskva 1936.
BANHAM, P. H.: Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the Contorted Drift of Norfolk. — Geolog. Journ., Spec. Issue, 6, S. 69—94, Liverpool 1975.
BELLMANN, H.-J.: Der Gaschwitz Pflanzenschluff. — Abh. u. Ber. Naturkd. Mus. „Mauritianum“ Altenburg, 7, S. 85—92, Altenburg 1969.
BENDA, L. & H. BRANDES: Die Kieselgur-Lagerstätten Niedersachsens. I. Verbreitung, Alter, Genese. — Geol. Jb., Reihe A, 21, S. 3—85, Hannover 1974.
BLACK, R. F.: Permafrost — A review. — Bull. Geol. Soc. America, 65, S. 839—856, Boulder 1954.
— Les coins de glace et le gel permanent dans le Nord de l'Alaska. — Ann. de Géogr., 72, S. 257—271, 1963.
BOENIGK, W.: Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28, S. 135—212, Krefeld 1978.
BOENIGK, W. et coll.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. — Geol. Abh. Hessen, 75, 80 S., Wiesbaden 1977.

- BRAMER, H.: Bemerkungen zum Problem der Aufpressungs-Oser. — *Geologie*, 10, 4/5, S. 480—492, Berlin 1961.
- BROWN, R. J. E.: Permafrost in Canada. — University of Toronto Press, 234 S., Toronto 1970.
- BROWN, R. J. E. & T. L. PÉWÉ: Distribution of Permafrost in North America and its Relationship to the Environment: A Review, 1963—1973. — *Nat. Acad. Sciences*, S. 71—100, Washington 1973.
- BRÜNING, H.: Fossile Frostbodenerscheinungen aus dem Stadtgebiet von Magdeburg und aus der Magdeburger Börde. — *Hallesches Jb. mitteldeutsche Erdgeschichte*, 2, 3, Halle (Saale) 1956.
- Eiszeitliche „Klein-Frostformen“ im Talrandlöß von Magdeburg. — *Hallesches Jb. mitteldeutsche Erdgeschichte*, 2, 4, Halle (Saale) 1957.
- Periglazial-Erscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbetales bei Magdeburg. — *Göttinger Geograph. Abh.*, 23, Göttingen 1959.
- Frühmittelpleistozäne Periglazial-Erscheinungen in den Oberen Mosbacher Sanden des nördlichen Oberrheingebiets. — *Z. Rhein. Naturf. Ges. Mainz*, 4, S. 1—87, Mainz 1966 (1966a).
- Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistozäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für pleistozäne Hangformung. — *Forsch. deutsch. Landeskunde*, 156, 97 S., Bad Godesberg 1966 (1966b).
- Das Rhein-Main-Gebiet in den quartärzeitlichen Periglazialbereichen. — *Jahresber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., 54, S. 79—100, Stuttgart 1972.
- Der Mainzer Raum und das nördliche Rheinhessen im Quartär. — *Natur u. Museum*, 103, 8, S. 284—293, 10, 360—366, 11, S. 390—395, Frankfurt a. M. 1973.
- Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nord-östlichen Mainzer Becken. — *Mainzer Naturwiss. Archiv*, 14, S. 5—91, Mainz 1975.
- BRUNNACKER, K.: Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 28, S. 111—122, Krefeld 1978 (zahlreiche neuere Lit.).
- BRYAN, K.: Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. — *Americ. Journ. Sc.*, 244, S. 622—642, 1946.
- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Europas. — *Peterm. Geograph. Mitt., Erg.-H.*, 229, Gotha 1937.
- Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — *Geol. Rdsch.*, 34, (Klimaheft), S. 482—519, Stuttgart 1944.
- Der Eisirinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geograph. Arbeiten*, 25, 41 S., Würzburg 1969.
- Klima-Geomorphologie, 304 S., Gebr. Borntraeger, Berlin/Stuttgart 1977.
- BÜLOW, W. v.: Ein Taschen- und Tropfenboden von Grebs (SW-Mecklenburg). — *Geologie*, 13, 3, S. 353—360, Berlin 1964 (1964a).
- Der Tropfenboden von Rüterberg (SW-Mecklenburg). — *Geologie*, 13, 3, S. 361—363, Berlin 1964 (1964b).
- BUTRYM, J.; CEGŁA, I.; DZUŁYŃSKI, St. & S. NAKONIECZNY: Nowa interpretacja struktur peryglacialnych. — *Pol. Akad. Nauk, Oddział w Krakowie, Folia Quaternaria*, 17, 34 S., Krakow 1964.
- CAILLEUX, A. & D. LAGAREC: Aspekte des Periglazials in Kanada. — *Nova Acta Leopoldina*, N. F., 227, 47, S. 9—49, Halle (Saale) 1977.
- CAILLEUX, A. & G. TAYLOR: Cryopédologie. — Paris 1954.
- CEPEK, A. G.: Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. — *Geologie*, 14, 5/6, S. 625—657, Berlin 1965 (mit Froststrukturen in weichselglazialen Urstromtalsedimenten).
- CHARLESWORTH, J. K.: The Quaternary Era. — Bd. 1/2, 1700 S., London 1957.
- CZUDEK, T.: Die Talasymmetrie im Nordteil der Moravská Brána (Mährische Pforte). — *Acta Sc. Nat. Brno*, 7, 3, 48 S., Praha 1973 (1973a).
- CZUDEK, T. & J. DEMEK: Thermokarst in Siberia and Its Influence on the Development of Lowland Relief. — *Quaternary Research*, 1, 1, S. 103—120, 1970.
- Present-day cryogenic processes in the mountains of eastern Siberia. — *Geographia Polonica*, 23, S. 5—20, 1972.
- Die Reliefentwicklung während der Dauerfrostdegeneration. — *Rozpr. Českoslov. Akad. VĚD*, 83, 2, 69 S., Praha 1973 (umfangreiche moderne Lit.).
- DANILOVA, N. S.: Gruntovye žily ich proischozhenie. — *Mat. k osnovam uchenija o merzlych zonach zemnoj kory*, vyp. 3, Moskva 1956.

- DEMEK, J.: Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development. — Rozpr. Českoslov. Akad. VĚD, 79, 4, 80 S., Praha 1969.
- DEWERS, F.: Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit und Entstehung der Taschenböden. — Abh. u. Vorträge Bremer Wiss. Ges., 8/9, S. 306—330, Bremen 1934.
- DYLIK, J.: The Main Elements of Upper Pleistocene Paleogeography in Central Poland. — Biul. Perygl., 16, S. 85—116, Łódź 1967.
- Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons. — Biul. Perygl., 15, S. 241—291, Łódź 1966.
- DYLIK, J. & G. C. MAARLEVELD: Frost cracks, frost fissures and related polygons. — Meded. geol. Stichting, N. S., 18, S. 7—21, Maastricht 1967.
- EISSMANN, L.: Geologie des Bezirkes Leipzig. — Eine Übersicht. — Natura regionis Lipsiensis, H. 1/2, 172 S., Leipzig 1970 (S. 56—63, S. 100—111).
- Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. — Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. — Schriftenr. geol. Wiss., 2, 263 S., Beilagemappe, Berlin 1975 (mit der wichtigsten Regional-literatur bis 1973).
- Mollisolidiapirismus. — Z. angew. Geologie, 24, 3, S. 130—138, Berlin 1978.
- EISSMANN, L. & A. MÜLLER: Leitlinien der Quartärentwicklung im Norddeutschen Tiefland. — Ein stratigraphisch-fazieller Schnitt vom Mittelgebirgsrand zur Küste. — Z. geol. Wiss., 7, S. 451—462, Berlin 1979.
- ERD, K. & A. MÜLLER: Die Pleistozänprofile Prellheide und Wildschütz, Bezirk Leipzig, mit vollständigem Holstein-Interglazial. — Z. geol. Wiss., 5, S. 745—765, Berlin 1977.
- ETZOLD, F.: Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens. — Erläut. geol. Spezialkarte Kgr. Sachsen, 264 S., Leipzig 1912.
- FAIRBRIDGE, R. W. (Hrsg.): The Encyclopedia of Geomorphology. — Encyclopedia of Earth Sciences Series, III, New York u. a. 1968.
- FINK, J.: Internationale Lößforschungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 27, S. 220—235, Öhringen 1976.
- FINK, J., HAASE, G. & R. RUSKE: Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2,5 Mio. — Peterm. Geograph. Mitt., 124, S. 81—94, Gotha/Leipzig 1977.
- FLIEGEL, G.: Erläuterungen zu den Blättern Frechen, Köln, Brühl. — 2. Aufl., Berlin 1937.
- FLINT, R. F.: Glacial and Quaternary Geology. — 802 S., 3. Aufl., New York u. a. 1971.
- FRENCH, H. M.: The periglacial environment. — 309 S., Longman, London/New York 1976.
- FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — Die Wissenschaft, 129, 291 S., Braunschweig 1967.
- Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Erdwiss. Forsch., 1, 326 S., Wiesbaden 1968.
- FUHRMANN, R.: Die stratigraphische Stellung der Löße in Mittel- und Westsachsen. — Z. geol. Wiss., 4, 9, S. 1241—1270, Berlin 1976.
- Die spätglaziale und holozäne Molluskenfauna Mittel- und Westsachsens. — Freiburger Forschungsh., C 278, 121 S., Leipzig 1973.
- GALLWITZ, H.: Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden. — Geol. Rdsch., 28, S. 612—623, Stuttgart 1937.
- Eiskeile und glaziale Sedimentation. — Geologica, 2, 24 S., Berlin 1949.
- GRAHMANN, R.: Über pflanzenführende Diluvialtone in Nordwestsachsen. — Z. deutsch. geol. Ges., 76, S. 138—158, Berlin 1924.
- Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. — Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss., 39, 4, 82 S., Leipzig 1925.
- Spät- und postglaziale Süßwasserbildungen in Regis-Breitungen und die Entwicklung der Landschaft in Westsachsen. — Mitt. Osterlande, N. F., 22, S. 14—44, Altenburg 1934.
- The lower palaeolithic site of Markkleeberg and the other comparable localities near Leipzig. — Transact. amer. philos. Soc., N. S., 45, S. 509—687, Philadelphia 1955.
- GENIESER, K. & I. DIENER: Versuch einer Altersdeutung der vor- und früheiszeitlichen Elbeläufe auf Grund neuer Forschungsergebnisse. — Wiss. Z. Univ. Berlin, 6 (1956/57), math.-nat. R., 5, S. 477—487, Berlin 1958.
- GOLTE, W. & K. HEINE: Fossile Riesen-Eiskeilnetze am Niederrhein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, S. 132—140, Öhringen/Württ. 1974.
- GRIPP, K.: Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. — Meyniana, 1, S. 112—118, Kiel 1952.

- Zur Entstehung von Tropfenböden. — N. Jb. Geol. Paläont. 1963, Mh., 9, S. 490—492, Stuttgart 1963.
- GRIPP, K. & W. SIMON: Experimente zum Brodelbodenproblem. — Centralbl. Min. etc., Jg. 1933, Abt. B, 8, S. 433—440, Stuttgart 1933.
- HAASE, G.: Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. — Geograph. Berichte, 8, 2, S. 97—129, Gotha/Leipzig 1963.
- HEIM, A.: Beobachtungen über Diapirismus. — Eclogae Geologicae Helvetiae, 51, 1, S. 1—33, Basel 1958.
- HELBIG, K.: Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Ostösterreich. — Würzburger Geograph. Arbeiten, 14, 108 S., Würzburg 1965.
- HERZ, K. & G. ANDREAS: Untersuchungen zur Morphologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). — Peterm. Geograph. Mitt., 110, S. 190—198, Gotha/Leipzig 1966.
- HÖVERMANN, J.: Der Stand der Kenntnisse über alt- und mittelpleistozäne Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. — Biul. Perygl., 9, Łódź 1960.
- JAHN, A.: Some periglacial problems in Poland. — Biul. Perygl., 4, Łódź 1956.
- Problems of the periglacial zone. — 223 S., 129 Abb., 56 Tafeln mit 116 Photos, Polish Sc. Publ., Warszawa 1975 (ausführliches Verzeichnis neuer Periglazialliteratur).
- „Dobowe“ Ily warwowe w Jeleniej Gorze (Tageswarven in Jelenia Góra). — Przegląd geol., 9, S. 517—520, Warszawa 1976.
- The permafrost active layer in the Sudety Mountains during the last glaciation. — Quaestiones Geographicae, 4, S. 29—42, 1977.
- KAISER, K.-H.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrosts in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 9, S. 110—129, Öhringen/Württ. 1958.
- Klimazeugen des periglazialen Dauerfrosthodens in Mittel- und Westeuropa. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, S. 121—141, Öhringen/Württ. 1960.
- Das Klima Europas im quartären Eiszeitalter. — In: Frühe Menschheit und Umwelt. — T. 2, S. 1—27, Köln/Graz 1967.
- KARRASCH, H.: Das Phänomen der Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. — Göttinger Geograph. Abh., 56, 299 S., Göttingen 1970.
- KARTE, J.: Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. — Bochumer Geograph. Arbeiten, 35, 211 S., Verl. F. Schöningh, Paderborn 1979.
- KATASONOV, E. M.: Classification of frost-caused phenomena with references to the genesis of the sediments in Central Yakutia. — Biul. Perygl., 23, S. 71—80, Łódź 1975 (1975 a).
- Frozen-ground and facial analysis of Pleistocene deposits and paleogeography of Central Yakutia. — Biul. Perygl., 24, S. 33—40, Łódź 1975 (1975 b).
- KATASONOV, E. M. & M. S. IVANOV: Cryolithology of Central Yakutia. — Guidebook, Excursion on the Lena and Aldan Rivers. Acad. Sc. USSR, Sect. of Earth Sc., Siberian Division, 38 S., Jakutsk 1973.
- KATASONOV, E. M. & P. A. SOLOV'EV (Hrsg.): Guide to trip round Central Yakutia. Paleogeography and periglacial phenomena. — Intern. Sympos. „Paleogeography and periglacial phenomena of Pleistocene“, 87 S., Jakutsk 1969.
- KELLER, G.: Beitrag zur Frage Oser und Kames. — Eiszeitalter und Gegenwart, 2, S. 127—132, Öhringen/Württ. 1952.
- KEILHACK, K.: Die geologischen Verhältnisse in der Niederlausitz mit besonderer Berücksichtigung der alten und neuen Tagebaue der Ilse Bergbau-Aktiengesellschaft. — 96 S., 1938 (instruktive Periglazialerscheinungen wie Störungen der Braunkohle, Tropfenböden).
- KING, C. A. M. (Hrsg.): Periglacial Processes. — Benchbook Papers in Geology, 27, 459 S., Stroudsburg, Pa. 1976 (mit 36 grundlegenden Beiträgen zum Periglazialgeschehen).
- KIRSTE, E.: Landeskunde der Kreise Altenburg und Schmölln des Bezirkes Leipzig, 228 S., Altenburg 1956.
- KNOTH, W.: Die geologischen Verhältnisse der Hochfläche von Gräfenhainichen—Bad Schmiedeberg (Dübener Heide). — Hall. Jb. Geowiss., 3, S. 43—56, Gotha/Leipzig 1978.
- KOWALCZYK, G.: Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, S. 141—156, Öhringen/Württ. 1974.
- KRASNOV, I. I.: Stratigraphische Korrelation der Quartärablagerungen im östlichen Gebiet der fennoskandischen Vereisungen. — Schriftenr. geol. Wiss., 9, S. 69—79, Berlin 1978.

- LACHENBRUCH, A. H.: Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. — Geol. Soc. America, Spec. Pap., 70, S. 1—69, New York 1962.
- Permafrost. — In: The Encyclopedia of Geomorphology, S. 833—839, New York u. a. 1968.
- LACHMANN R.: Studien über den Bau von Salzmassen. — Kali, 4, 8, 9, 22, 23, 24, Halle (Saale) 1910 (Sonderdruck: Der Salzauftrieb, Halle 1911).
- LEFFINGWELL, E. K. DE: Observations on the north shore of Alaska. — U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 109, S. 205—214, 1919 (auch in: KING: Periglacial Processes).
- LIEBEROTH, I.: Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geologie, 12, S. 149—187, 2, Berlin 1963.
- LIEDKE, H.: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — Forsch. deutsch. Landeskd., 204, 160 S., Bonn — Bad Godesberg 1975.
- LUNDQVIST, J.: Earth and ice mounds: A terminological discussion. — In: Periglacial Processes, Benchbook Papers in Geology, 27, Stroudsburg, Pa. 1976.
- MAARLEVELD, G. C.: Frost mounds. A summary of the literature of the past decade. — Meded. geol. Stichting, N. S., 17, S. 3—17, Maastricht 1965.
- MAARLEVELD, G. C. & J. C. VAN DEN TOORN: Pseudosölle in Noord-Nederland. — Tijdsch. Kon. Ned. Aardr. Gen., 72, S. 344—360, 1955.
- MAKOWSKA, A.: Diapiry ilów warwowych w Baniósze pod Warszawą. (Diapir forms in varved clays at Baniocha near Warsaw.) — In: Prace o Plejstocene Polski Środkowej, P. A. N. Komitet Geologiczny, S. 159—179, Warszawa 1961.
- MANIA, D.: Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland. — Peterm. Geogr. Mitt., 111, 4, Gotha/Leipzig 1967.
- Das Eiszeitalter zwischen Thüringer Wald und mittlerer Elbe. — Urgeschichte u. Heimatforsch., 10, S. 12—67, 11, S. 3—78, Weimar 1972/1973.
- MANIA, D. & A. DIETZEL: Begegnungen mit dem Urmenschen. — 163 S., Leipzig, Jena, Berlin 1980 (Ausgrabung Bilzingsleben).
- MANIA, D. & H. STECHEMESSER: Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. — In: Periglazial—Löß—Paläolithikum der Deutschen Demokratischen Republik, Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H., 274, S. 39—55, Gotha/Leipzig 1970.
- MANIA, D. & V. TOEPFER: Königsau. — Veröff. Landesmus. Vorgeschichte Halle, 26, 164 S., Berlin 1973.
- MARCINEK, J. & B. NITZ: Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. — 288 S., Gotha/Leipzig 1973.
- MARCINEK, J. & F. PRÄGER: Probleme der Talbildung und -entwicklung im südlichen Gebiet der skandinavischen Vergletscherungen. — Schriftenr. geol. Wiss., 9, S. 201—217, Berlin 1978.
- MARCINEK, J., PRÄGER, F. & A. STEINMÜLLER: Periglaziale Gestaltung der Täler. — Peterm. Geograph. Mitt., Erg.-H., 274, S. 281—328, Gotha/Leipzig 1970.
- MEISSNER, I.: Quartärgeologische Untersuchungen im Raum Gräfenhainichen unter besonderer Berücksichtigung des Tagebaues Golpa-Nord. — Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle, Halle (Saale) 1979.
- MELNIKOV, P. I.: Schematitscheskaja geokriologitscheskaja karta Jakutskoi ASSR, 1:5000000. — Moskva 1970.
- Permafrost: Feind oder Verbündeter. — Umschau, 73, 14, S. 429—434, Frankfurt a. M. 1973.
- MOJSKI, J. E.: Periglacial deposits and structures in the stratigraphy of the Quaternary in Poland. — Instytut Geologiczny, Prace, 34, S. 675—696, Warszawa 1961.
- MÜLLER, F.: Beobachtungen über Pingos. — Medd. Grønland, 153, 3, København 1959.
- Pingos, Modern. — In: The Encyclopedia of Geomorphology, S. 845—847, New York u. a. 1968.
- MUNDEL, G.: Frostbodenhorizonte aus dem Rhin- und Havelländischen Luch. — Z. geol. Wiss., 4, 10, S. 1379—1398, Berlin 1976.
- MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. — 6. Aufl., 260 S., Stuttgart 1972.
- NEUMEISTER, H.: Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. — Zprávy, VIII, S. 23—72, Brno 1971.
- PATALEEV, A. V.: Morozobojnye treščiny v gruntach. — Priroda, 44, S. 84—85, Moskva 1955.
- PÉCSI, M.: Die wichtigsten Typen der periglazialen Bodenfrosterscheinungen in Ungarn. — Academia Scient. Hungaria, Institutum Geographicum, IX, (LXXXV), S. 1—24, Budapest 1961.
- Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. — Peterm. Geogr. Mitt., 107, S. 161—182, Gotha/Leipzig 1963.

- PÉWÉ, T. L.: Sand-wedge polygons (tessellations) in the Mc Murdo Sound region, Antarctica. — *Americ. Journ. Sc.*, **257**, S. 545—552, 1959.
- Ice Wedges in Permafrost, Lower Yukon River Area near Galena, Alaska. — *Biul. Perygl.*, **11**, S. 65—76, Łódź 1962.
- Permafrost and Its Effect on Life in the North. — Oregon State University Press, 2. Aufl., 40 S., Corvallis 1970.
- Ice Wedge Casts and Past Permafrost Distribution in North America. — *Geoforum*, **15**, S. 15—26, Braunschweig 1973.
- (Hrsg.): Permafrost in the Northern Hemisphere. — Tempe, Arizona 1978.
- PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. — 870 S., Berlin 1962.
- PISSART, A. & H. M. FRENCH: Pingo investigations, north-central Banks Island, Canadian Arctic. — *Canadian Journ. Earth Sc.*, **13**, 7, S. 937—946, 1976.
- The origin of pingos in regions of thick permafrost, western Canadian Arctic. — *Quaestiones Geographicae*, **4**, S. 149—160, 1977.
- POPOV, A. I.: Problemy kriolitologii. — Vypusk 1. Izd. Moskovsk. Univers. 1969.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. — *Naturwiss.*, **34**, S. 10—38, Berlin 1947 (1947a).
- Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas. — *Naturwiss.*, **34**, S. 232—238, 262—267, Berlin 1947 (1947b).
- PRÄGER, F.: Quartäre Bildungen in Ostsachsen. — *Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol.*, **25**, S. 125—217, Dresden 1976.
- PRENZEL, A.: Feinstratigraphische Untersuchungen im Tertiär und Pleistozän des Tagebaues Roßbach. — *Dipl.-Arb.*, Martin-Luther-Univers., Halle (Saale) 1967.
- QUITZOW, H. W.: Verwerfungen und pseudotektonische Faltungen im Hauptflöz der Ville zwischen Liblar und Brühl. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **2**, S. 645—649, Krefeld 1958.
- RAST, H.: Die Hohburger Berge bei Wurzen. — *Fundgrube*, **4**, 1/2, S. 1—11, Berlin 1968.
- REICHMANN, H.: Kriechen, Solifluktion, Gelifluktion, Kongelifluktion. Ein terminologischer Irrgarten. — *Geol. Jb. Hessen*, **106**, S. 409—418, Wiesbaden 1978.
- RICHTER, H.: Die Bedeutung der Kaltzeiten für die Gestaltung des Reliefs der Mittelgebirge im unvergletscherten Gebiet. — *Schriften. geol. Wiss.*, **9**, S. 309—317, Berlin 1978.
- RICHTER, H.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & R. RUSKE (Hrsg.): Periglazial—Löß—Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. — *Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H.*, **274**, 422 S., Gotha/Leipzig 1970.
- ROMANOVSKI, N. N.: Regularities in Formation of Frost-Fissures and Development of Frost-Fissure Polygons. — *Biul. Perygl.*, **23**, S. 237—277, Łódź 1973.
- RUCHHOLZ, K.: Zur Genese gravitativer Schicht- und Sedimentkörper-Deformationen in Vereisungsgebieten. — *Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald*, **XXVI**, math.-naturwiss. R., 1/2, S. 49—57, Greifswald 1977.
- RUCKTÄSCHEL, TH.: Ungleichseitigkeit der Täler und Wirkung der vorherrschend westlichen Regenwinde auf die Thalformen. — *Peterm. Mitt.*, **35**, S. 224—226, Gotha 1889.
- RUSKE, R.: Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. — *Geologie*, **13**, 5, Berlin 1964.
- Stand der Erforschung des Quartärs in den Bezirken Halle und Magdeburg. — *Z. geol. Wiss.*, **1**, 9, S. 1065—1086, Berlin 1973.
- RUSKE, R. & M. WÜNSCHE: Löß und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. — *Geologie*, **10**, 1, S. 9—29, Berlin 1961.
- SCHENK, E.: Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **6**, S. 170—184, Öhringen/Württ. 1955.
- Origin of Ice-Wedges. — *Aus.: Proc. Internat. Conf. Permafrost, Lafayette/Indiana, National Acad. Sc., Publ.* 1287, S. 82—87, Washington 1963.
- Entwicklung und Zusammenbruch der Strukturen des Dauerfrostbodens. — *Report VIth Internat. Congr. Quaternary Warsaw 1961*, **IV**, S. 155—163, Łódź 1964 (1964a).
- Das Quartärprofil in den Braunkohlentagebauen bei Berstadt und Weckesheim (Wetterau). — *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **92**, S. 270—274, Wiesbaden 1964 (1964b).
- Pleistozäne Eiskeil-Polygonnetze vom Vogelsberg im Vergleich mit heutzutage Vorkommen in Alaska. — *Natur u. Museum*, **95**, 1, S. 8—16, Frankfurt a. M. 1965.
- SCHOLZ, E.: Der durch kryogenetische Prozesse und Thermokarst-Vorgänge geschaffene Formenschatz. — *Geogr. Ber.*, **54**, 1, S. 22—41, Gotha/Leipzig 1970.

- SCHÖNHALS, E.: Rib- und würmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. — Geol. Jb., **65**, S. 598—602, Hannover/Celle 1950.
- SEMMEI, A.: Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lapp-land und Spitzbergen). — Würzburger Geograph. Arbeiten, **26**, 82 S., Würzburg 1969.
- Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation. — Periglacial Sediments and their Stratigraphy. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**, S. 293—305, Öhringen 1973.
- SHOUMSKY, P. A.: Principes de glaciologie structurale. — Annal. du Centre d'Etudes et de Docu-ment. Paléont., **22**, Paris 1955.
- SCHUBERT, G.: Pleistozängeologische Beobachtungen in der Lausitz. — Veröff. Mus. Westlausitz, **2**, S. 5—22, Kamenz 1978.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. — 3. Aufl., 380 S., Stuttgart 1974 (Periglazialerschei-nungen S. 39 ff.).
- Temperaturänderungen in der Erdgeschichte. — Geol. Rdsch., **65**, 3, Stuttgart 1976.
- SEKYRA, J.: Periglacial phenomena. — Instytut Geologiczny, Prace, **34**, S. 99—107, Warszawa 1961.
- SOERGEL, W.: Der Rabutzer Beckenton. Geologie, Paläontologie, Biologie. — Veröff. Provinzial-mus. Halle, **1**, 4, Halle (Saale) 1920/21.
- Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. — Berlin 1921.
- Diluviale Eiskeile. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 223—247, Berlin 1936.
- STEDING, D.: Überblick über das Quartär der südöstlichen Oberlausitz. — Abh. u. Ber. Naturkunde-mus. Görlitz, **51**, S. 37—38, Leipzig 1977 (1977a).
- Die Entwicklung des Quartärs im Ostteil des Lausitzer Massivs (Gebiet zwischen Bautzen, Görlitz und Zittau). — Diss., Bergakademie Freiberg, Freiberg (Sa.) 1977 (1977b).
- STEEGER, A.: Diluviale Frostbodenerscheinungen am Niederrhein. — Geol. Rdsch., **34**, (Klimaheft), S. 520—538, Stuttgart 1944.
- STEINMÜLLER, A.: Die präglaziale Entwicklung des Saaletales zwischen den Remdaer Störungs-zonen und der Leipziger Tieflandsbucht. — Diss., Universität Jena, Jena 1956.
- Genese und Sedimentologie der kaltzeitlichen fluviatilen Ablagerungen im südlichen Gebiet der skandinavischen Inlandeisbedeckung. — Schriftenr. geol. Wiss., **9**, S. 219—230, Berlin 1978.
- STEUSLOFF, U.: Brodelböden aus zwei Eiszeiten in der Umgebung von Haltern (Westfalen). — Z. Geschiebeforsch., **17**, 1, S. 5—16, Leipzig 1941.
- Periglaziale „Tropfen“- und Taschenböden im südlichen Münsterland bei Haltern. — Geol. Jb., **66**, S. 305—312, Hannover 1952.
- THENIUS, E.: Die Großsäugetiere des Pleistozäns von Mitteleuropa. — Z. Säugetierkunde, **27**, S. 65—83, Berlin 1962.
- TOEPFER, V.: Tierwelt des Eiszeitalters. — 198 S., Leipzig 1963.
- TBOLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch., **34**, (Klima-heft), S. 545—694, Stuttgart 1944.
- TRUSHEIM, F.: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Nord-deutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, S. 111—158, Hannover 1957.
- UNGER, K.: Klimamorphologische Untersuchungen an pleistozänen Schotterkörpern der Saale. — Biul. Perygl., **4**, S. 405—414, Łódź 1956.
- URBAN, G.: Beobachtungen an quartären Ablagerungen im Stadtgebiet von Karl-Marx-Stadt. — Veröff. Mus. Naturkunde Karl-Marx-Stadt, **6**, S. 25—38, Karl-Marx-Stadt 1971.
- VELIČKO, A. A.: Paragenesis of a cryogenic (periglacial) zone. — Biul. Perygl., **24**, S. 89—110, Łódź 1975.
- Die Erforschung von Lößgebieten und die Paläogeographie der Eiszeitepochen. — Schriftenr. geol. Wiss., **9**, S. 319—337, Berlin 1978.
- VELIČKO, A. A.; CHALČEVA, T. A.; BERDNIKOV, V. V.; MOROZOVA, T. D. & V. P. GRIČUK: Poz-dneplejstocenove prirodnye fenomeny v periglacial'nykh oblastjach Evropy. — In: Paleo-geografija evropy v pozdnem plejstocene, S. 133—219, Moskva 1973.
- VIETE, G.: Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — Freiburger Forschungsh., **C 78**, Berlin 1960.
- WAGENBRETH, O.: Quartärgeologische Beobachtungen im Gebiet des Tagebaues Profen bei Zeitz. — Freiburger Forschungsh., **C 21**, S. 40—92, Berlin 1955.
- Neue quartärgeologische Beobachtungen im Tagebau Profen bei Zeitz. — Freiburger For-schungsh., **C 80**, S. 25—58, Berlin 1960.

- WASHBURN, A. L.: Periglacial processes and environments. — 320 S., E. Arnold, London 1973.
- WASHBURN, A. L.; BURROUS, CH. & R. REIN, Jr.: Soil deformation resulting from some laboratory freeze-thaw experiments. — 3rd International Conference of Permafrost, S. 756—762, Edmonton 1978.
- WEICKMANN, L.: Beobachtungen von Strukturböden während der Polarfahrt des „Grafen Zeppelin“. — Ber. u. Verh. Sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., 84, S. 121—122, Leipzig 1932.
- WEIGELT, H.: Die Kohlenaufpressungen in den Geiseltal-Gruben „Leonhardt“, „Pfännerhall“ und „Rheinland“. — Jb. hall. Verb., N. F., 7, S. 68—97, Halle (Saale) 1928; do. 8, S. 75—78, Halle (Saale) 1929.
- WEINBERGER, L.: Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig. — Geol. Rdsch., 84, S. 539—544, Stuttgart 1944.
- WEISSE, R.: Die Bedeutung der skandinavischen Vereisungen für die Gestaltung des heutigen Reliefs der Jung- und Altmoränengebiete. — Schriftenr. geol. Wiss., 9, S. 291—308, Berlin 1978.
- WEST, R. G.: The Quaternary of the British Isles. — In: K. RANKAMA: The geologic Systems. — The Quaternary, 2, S. 1—87, New York u. a. 1967.
- Pleistocene Geology and Biology. — 377 S., London 1968 (S. 63—96: The periglacial zone).
- WIEGAND, G.: Fossile Pingos in Mitteleuropa. — Würzburger Geograph. Arbeiten, 16, 152 S., Würzburg 1965.
- Eine neue Frostbodenform im würmzeitlichen Periglazialgebiet Europas. — Würzburger Geograph. Arbeiten, 20, 29 S., Würzburg 1967.
- WILSON, L.: Frost action. — In: The Encyclopedia of Geomorphology, S. 369—381, New York u. a. 1968.
- WOLDSTEDT, P. & K. DUPHORN: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 500 S., Stuttgart 1974.
- WOLF, L.: Zum Alter und zur Gliederung der „Döbelner Quartärfolge“. — Z. geol. Wiss., 6, 10, S. 1231—1243, Berlin 1978.
- WÖLK, E.: Zerrung und Pressung in der Niederrheinischen Bucht. — Zbl. Min. etc., Jg. 1939, B, S. 81—105, Stuttgart 1939.
- ZAGWIJN, W. H.: Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on change in vegetation and climate. — Verhand. Nederlands geol. mijnb. genootschap, Geol., 21/22, S. 173—196, s'Gravenhage 1963.
- ZIMMERMANN, E.: Gesetzmäßige Einseitigkeit von Thalböschungen und Lehmlagerungen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1894, S. 493—500, Berlin 1894.

Ergänzungen zur Literatur:

- OZUDEK, T.: Zur klimatischen Talasymmetrie des Westteiles der Tschechoslowakei. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 17, S. 49—57, Berlin, Stuttgart 1973 (1973b).
- Die Täler des Hügellandes Hlučinská pahorkatina in der ČSSR. — Acta Sc. Nat. Brno, 13, 6, 47 S., Praha 1979.
- EISSMANN, L.: Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Gebietes. — Geologie, Beih. 46, 96 S., Berlin 1964.
- Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. — Geologie, 16, 7, S. 804—833, Berlin 1967.
- HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & R. RUSKE: Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. — Peterm. Geograph. Mitt., Erg.-H., 274, S. 69—212, Gotha/Leipzig 1970.
- HÜBNER, J.: Frostdynamische Erscheinungen in der Braunkohlenlagerstätte Wallendorf. — Z. angew. Geologie, 25, 8, S. 365—367, Berlin 1979.
- KAHLKE, H. D.: Revision der Säugetierfaunen der klassischen deutschen Pleistozän-Fundstellen von Süßenborn, Mosbach und Taubach. — Geologie, 10, 4/5, S. 493—532, Berlin 1961.
- Die stratigraphische Stellung der Kiese von Süßenborn bei Weimar. — Pal. Abh., A. 3/4, S. 787—788, Berlin 1969 (vgl. ebendort die Faunenbearbeitung der Fundstelle Süßenborn).
- LAUER, D.: Untersuchungen im Quartär der Umgebung von Regis-Breitungen. — Abh. u. Ber. Naturkd. Mus. „Mauritanum“ Altenburg, 4, S. 201—236, Altenburg 1965 (darin elstereiszeitliche Frostmarken und Kohleaupressungen).
- LEMKE, H.; ALTERMANN, M.; MARKUSE, G. & B. NITZ: Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Lößgürtels. — Peterm. Geograph. Mitt., Erg.-H., 274, S. 213—268, Gotha/Leipzig 1970.

- PIETRZENIUK, E.: Ostracoden aus Thermokarstseen und Altwässern in Zentral-Jakutien. — Mitt. Zool. Mus. Berlin, **53**, 2, S. 331—364, Berlin 1977.
- RAEFLER, F.: Die Entstehung der Braunkohlenlager zwischen Altenburg und Weißenfels. — 85 S., Jena 1911.
- RICHTER, H.; RUSKE, R. & W. SCHWANECKE: Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hügelland und im Mittelgebirge. — Peterm. Geograph. Mitt., Erg.-H., **274**, S. 57—97, Gotha/Leipzig 1970.
- SCHILLING, W. & H. WIEFEL: Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. — Geologie, **11**, 4, S. 428—460, Berlin 1962.
- SIEGERT, L. & W. WEISSEMMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. — Abh. kgl. preuß. geol. Landesanst., N. F., **60**, 351 S., Berlin 1911.
- SOERGEL, W.: Das Kieslager von Süßenborn bei Weimar. — Monographien zur Steinbruchindustrie, **5**, Berlin 1918.
- TOEFFER, V.: Ein Saiga-Hornzapfen aus dem saaleeiszeitlichen Zeuchfelder Sander bei Freyburg (Unstrut). — Geologie, **13**, 1, S. 110—113, Berlin 1964.
- Stratigraphie und Ökologie des Paläolithikums. — Peterm. Geograph. Mitt., Erg.-H., **274**, S. 329—422, Gotha/Leipzig 1970.
- WASHBURN, A. L.; SMITH, D. D. & R. H. GODDARD: Frost cracking in a middle-latitude climate. — Biul. Perygl., **12**, S. 175—189, Łódź 1963.
- WEBER, C. A.: Die Pflanzenwelt des Rabutzer Beckentons und ihre Entwicklung unter Bezugnahme auf Klima und geologische Vorgänge. — Botan. Jb. Syst., **54**, 5, S. 3—50, Leipzig 1917.
- WEISSEMMEL, W.: Zur Geologie des Geiseltales bei Merseburg mit besonderer Berücksichtigung der Braunkohle. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 258—291, Berlin 1930.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und die angrenzenden Gebiete im Eiszeitalter. — 467 S., 2. Aufl., Stuttgart 1955.

Für die Erlaubnis zur Reproduktion von Abbildungs- und Bildvorlagen danken wir den genannten Autoren und Verlagen.

Manuskript eingegangen am 26. Juni 1980

ORTSVERZEICHNIS

(kursiv = Abbildung im Text; fett = Bild im Bilderteil)

Altenburg 44, 48, 70, 78
Ascherslebener See 33, 43, 44, 88

Bad Dübén 45, 78
Badrina 81
Bad Kösen 49
Bad Schandau 44, 49, 78
Baniocha, bei Warszawa 54
Bautzen 48
Benndorf, bei Delitzsch 81
Bernburg 64
Biesern-Zaßnitz, bei Rochlitz 18
Bitterfeld 42, 60, 65, 66, 68, 81, 100, 106, 28,
41, 42, 58, 22, 60–62, 72
Bordeaux 32
Borna 51, 63, 106, 18
Bozi Dar (Gottesgab) 83
Brösen, bei Groitzsch 59, 107, 11, 60, 45, 46, 48

Carsdorfer Grund 82
Chorobut, Jakutien 7
Colditz 24, 68
Creutzen, bei Altenburg 59

Dahlen 64, 49
Delitzsch 60, 63, 64, 80, 81, 81
Dessau 42
Deuben, bei Freital 83
Deutschenbora 83
Döbeln 44, 48
Döllnitztal 86
Dölzig 58
Dresden 75

Edderitz 63
Eisleben 44, 46
Erfurt 44
Etzdorf, bei Halle (Saale) 107

Freyburg (Unstrut) 49

Gablenz, bei Crimmitschau 87
Gaschwitz 60, 38, 87
Geiseltal 70, 95, 100, 106, 107, 68
Glauchau 87

Gleina, bei Riesa 49
Goltewitz 55
Görlitz 48
Göttwitz 70
Gräfenhainichen 53, 55, 57, 58, 58, 59, 76
Grebs 56
Gremmin 16, 17
Grethen 64
Grimma 48, 70
Gröbzig 63, 64, 25, 53
Groitzsch 56, 100, 11, 60, 11, 45, 46, 48
Großer Kewitschenberg, bei Böhlitz 9, 10
Großgörschen 77
Großstädteln 40
Großzössen 81
Grubo 88
Günthersdorf 59, 49

Hainichen, bei Borna 64
Halle (Saale) 5, 11, 35, 48, 60, 63, 64, 65, 99, 107,
41
Harth, bei Zwenkau 42, 63, 29, 82
Hartha, bei Döbeln 70, 49
Hohburger Berge, bei Wurzen 9, 10
Hohendorf, bei Lucka 78, 40, 41
Holzweißig 63, 80, 22

Jahnatal 86
Jersleben 35
Jesewitz, bei Eilenburg 74

Kamenz 51
Kayna 87
Kitzen 77, 80
Kleiner Berg, bei Wurzen 9, 75
Kleinluga, bei Pirna 83
Klosterbuch, Talgrund 86
Knau, bei Altenburg 48
Köchstädt 63
Köhren-Sahlis 49
Kölzen, bei Weißenfels 51
Kömmlitz, bei Borna 64
Königsau 33
Königsbrück 48
Köthen 25, 53
Kulkwitz-Miltitz 55, 77, 37

- Langenbogen, bei Halle (Saale) 49
 Langendorf 51
 Lausen 56, 37, 42—44
 Leipzig 5, 10, 11, 35, 42, 48, 51, 55, 58, 60, 63,
 64, 65, 81, 99, 71, 74
 Leisenau, bei Colditz 68
 Leißling 51
 Livengood, Alaska 4
 Lochau 42, 60, 62, 63, 80, 81, 19, 20, 36, 39,
 19—21, 23
 Lommatzsch 48, 70, 49
 Lösau, bei Weißenfels 51, 35, 50
 Lucka 40, 41
 Luppa, bei Oschatz 64
 Lützen 77, 87, 49
 Lyon 32
- Magdeborn 78
 Magdeburg 11, 35, 22
 Mahlis 30
 Marke, bei Raguhn 42, 43
 Markkleeberg 10, 63, 78, 81, 48, 49
 Markkleeberg-Ost 77, 78, 14, 25, 36, 65, 66
 Markranstädt 78, 42—44
 Meerane 87
 Meißen 48
 Meseberg 35, 24
 Miltitz, bei Leipzig 56, 59, 31, 33, 42—44
 Minkwitz 81
 Mühlbeck, bei Bitterfeld 26, 27, 29, 30
 Mülsengrund, bei Glauchau 87
- Naumburg 44, 46
 Niemegk (Fläming) 94
 Niemegk, bei Bitterfeld 28, 39
 Ottendorf-Okrilla 49, 34, 70
- Pegau 49, 51, 65, 77, 78, 81, 106, 33, 49, 61, 62,
 15, 35, 51, 52, 54, 55—57, 64, 69
 Penig 58
 Pirkau, bei Zeitz 12
 Pirna 44
 Pobles, bei Weißenfels 51
 Pörsten, bei Weißenfels 12
- Poserna 51
 Profen 80, 96, 98
- Rabutz, bei Halle (Saale) 48
 Raguhn 43
 Regis-Breitungen 95, 96
 Reichstädt, bei Gera 87
 Rittnitz 48
 Rochlitz 13, 67
 Rochlitzer Berg 82
 Roitzsch, bei Bitterfeld 81
 Roßbach, bei Merseburg 78
 Rückmarsdorf 42, 60, 64, 80, 18, 38
- Saalborn, bei Weimar 21
 Salzfurkapelle 65
 Salzünde 63
 Schildau 45
 Schkeuditz 65
 Schöna, bei Borna 58, 78
 Schöna, bei Leipzig 60, 64
 Schönbach, bei Grimma 64, 24
 Seehausen, bei Leipzig 74
 Selgebachtal, bei Rochlitz 82, 67
 Spora 59
 Starkenberg 59
 Süptitz, bei Torgau 47
 Süßenborn, bei Weimar 44, 21
- Taucha, bei Leipzig 64, 65, 74
 Tegkowitz 70
 Thierbach, bei Borna 51
- Wallendorf 63, 81
 Weißenfels 51, 12, 35, 50
 Werben, bei Leipzig 80, 34, 15, 35
 Wermsdorf 70
- Zeitz 44, 46, 58, 63, 78, 80, 82, 96, 98, 106, 107,
 59, 12
 Zeuchfeld 44
 Zittau 44
 Zörbig 64
 Zwenkau 53, 65, 81, 29, 32
 Zwickau 44

SACHVERZEICHNIS

(kursiv = Abbildung im Text; fett = Bild im Bilderteil)

- Abschwemmung, Abschwemmungsperioden
76—86, 87, 47—49, 51
- Alas 18, 80, 107, 8
- Ascherslebener Sedimentationsfolge 68f., 70, 33, 43, 44
- A-Schotter der Elbe (pliozäne) 49, 34, 70
- Auffrieroberflächenformen 23—26, 8, 13—15
- Auftauboden 15—23, 28, 43, 74, 87, 89f., 92, 100ff., 6, 8—10, 17, 26, 37, 52, 53, 58, 65, 60—63, siehe auch Langzeit-Mollisol, Sommermollisol
- Auftautiefe 15, 20f., 23, 39f., 51, 56, 58, 60, 64, 68, 11, siehe auch Mindestauftautiefe
- Auftriebsstrukturen 21, 51f., 9, 35, 53, 49, 50, siehe auch Diapire, Diapiismus
- Blockmeer, -strom 83
- Bodeneistypen 14f.
- Böhlen-Lochauer Bänderton 62, 80f., 100, 20, 30, 33, 36, 37, 39, 48, 60—62, 64, 65, 11, 14, 22, 36
- Brandenburger Phase (Weichselglazial) 1, 49, 50
- Braunkohlendiapirismus 94ff., 9, 41, 56—66, 51—62, 64
- , Entwicklungsschema 103ff., 63, 64
- Breitenfelder Bänderton, B. Horizont 30
- Brodeltboden 20, 51, 60, 64f., 94, 9, 38, 33—39, siehe auch Kryoturbaationsstrukturen, Verbrodelungen, Wickelboden, Würgeboden
- Brodeltöpfe 23, 9, 40
- Brösener Bänderton 11, 60, 11
- Brösener Tropfenboden 21f., 59, 11, 45, 46, 48
- Bruckdorfer Bänderton, B. Horizont 30, 14
- Bulgunnjach, siehe Pingo
- Dauerfrostboden 11—15, 76, 89, 107ff., 3, 5—7, 17, 67
- , Mächtigkeit, rezent 13f.
- , pleistozän 107f.
- , Temperatur, rezent 13
- Dauerfrostbodenzerfall, siehe Frostbodenzerfall
- Dehlitz-Leipziger Bänderton 55, 58, 77, 30, 33, 37, 48, 57, 60, 64, 11, 12, 18, 36, 42, 44
- Diapire, Diapiismus 21, 49, 56, 77, 91ff., 41, 54—66, 51—62, 64
- Dichteinversion, sekundäre 21f., 94
- Dichtesaigerung 21f., 90f., 94, 106f., 9—11, 37, 40, 41, 52, 52, 54, 60—64, siehe auch Brodeltöpfe, Riesentropfenboden, Taschenboden, Tropfenboden
- Dichteschichtung, inverse 89—91, 106f.
- Döbriser Rinne (Fließerdenfüllung) 78
- Driftblöcke 49, 51, 58, 64f., 68, 70—73
- Driftsteine 12
- Eiskeil 15, 26—30, 8, 16, 26, 4, 5
- , epigenetischer 29, 38, 16, 27
- , intraformationeller 39f.
- , postformationeller 39f.
- , syngenetischer 29, 38, 16
- Eiskeildegradation 37—39, 42f., 26
- Eiskeilentscheidung, -wachstum 26—30, 38f., 17
- , Temperaturkriterien 30
- Eiskeilpolygone, Eiskeilnetze 15, 29f., 42, 109, 8, 28, 32, 1, 2
- , fossile 42, 51, 62f., 70, 28, 44, 26, 27
- Eiskeilpseudomorphose 30—44, 49—70, 72, 74, 107, 12, 16, 18—31, 33, 34, 36, 37, 39—45, 48, 60, 65, 15—23, 25, 28—33, 48, 56, 57
- , Bildung 34f., 37f., 26
- , ineinandergeschachtelte 39, 23, 25
- Eiskomplex 14
- Eislinsen 15, 22, 43, 87, 102, 63, 6
- , fossile 35, 70, 107, 22, 25
- Eisrinden-Effekt 72, 74, 76
- Eisstauseen 55, 58, 47, 62, 12, 42—44
- Elstergrundmoränen 60, 11, 30, 33, 36, 37, 42, 47—50, 57, 60, 64, 4, 17, 18, 36, 42, 44—46, 48, 53, 65, 66
- Erdhügel, Erdbreihügel 23
- Erdkeil 33, 35, 42f.
- Eustasieeffekt bei der Talbildung 72
- Fließ- und Schwemmerden 44, 46, 65, 68f., 76ff., 87f., 100, 30—33, 43, 44, 47—50, 56, 62, 64, 65, 13, 51, 56, 57, 65—67, 69
- Flußarbeit, periglaziale 70ff.
- Frankfurter Phase (Weichselglazial) 1, 50
- Frostboden, Mindestmächtigkeit 107ff., 110
- Frostbodenzerfall 15, 18, 20f., 43, 46, 58, 62, 94f., 107ff., 8
- Frostmusterböden 23, 68
- Frostriß 26—30, 23, 3
- , fossiler, siehe Eiskeilpseudomorphose und Frostspalt, fossiler

Frostriß-Injektionsstrukturen („reverse“ Frost-
risse) 23, 49
Frostrißnetz, fossiles 42, 51, 60, 62f., 65f., 28,
41, 44
Frostspalt 30, 17, siehe auch Frostriß
—, fossiler 65, 18, 23, 24
Frostspaltung, siehe Gelifraktion
Froststrukturen, fossile, Hauptverbreitung in
Europa 3
Frühelsterterrasse (frühelsterglaziale T.) 44, 49,
55f., 58, 71, 77, 96, 1, 30, 64
—, Neiße, Oschatzer Muldelauf, Pleiße, Saale,
Wyhra 55f., 77, 100, 37, 42, 60, 11, 18, 42, 44
frühpleistozäne Terrasse, Mittlere, der Saale
(Sitteler Terrasse) 44, 49, 51, 1, 30, 71
—, Obere, der Saale (Sternhügeltterrasse) 44, 49,
51, 77, 1, 30, 15, 35
—, Untere, der Mulde, Pleiße, Pleiße-Wyhra,
vereinigten Saale-Weißelster-Mulde, Wyhra
51, 53, 77, 48, 36, 53
— —, der Saale (Großgörschener Terrasse) 44,
51f., 77, 1, 12, 30, 35, 36, 57, 16, 17, 50, 59
Gaschwitzer Schluff 60, 38, 37
Gefrier-Tau-Wechsel 23
Gelifraktion 20, 74
Geliturbation, siehe Kryoturbation
Geschiebemergeldiapirismus 94
Glaziäre-periglaziäre Faziesverzahnung 31, 47,
50
Gletscher in Europa (Elster-, Saale-, Weichsel-
eiszeit) 3
Gletscherschliff 9
Großmaterial-Deckserie 83, 47, 50
Großsäugetiere des Periglazials 10, 44—46, 48,
72, 1, 32, 43
Grundbruch, natürlicher 98, 105, 58, siehe Soli-
kinese
Halokinese 89, 91, 103, 105
Hanggleitschollen 77, 48, 65
Hang- und Hochflächenabtragung 77f., 80f., 87
Hauptterrasse, saaleglaziale 44, 46ff., 49, 65, 71,
74, 80, 88, 96, 100, 102, 109, 1, 30, 31, 66, 13
— —, Pleiße, Pleiße-Gösel, Saale, Weiße Elster
35, 37, 42, 74, 78, 80, 29, 38, 49
—, frühsaaleglaziale (Ältere H.) 42, 46, 60—64,
72f., 25, 32, 64
— —, Eula, Gösel, Mulde, Pleiße, Pleiße-Gösel,
Saale, Salzke-Weida, Unstrut u. Geisel,
Weiße Elster 10, 60, 63, 78, 18—20, 33, 36,
37, 39, 40, 48, 59, 61, 62, 65, 14, 19—23, 32,
51, 52, 54—57, 63, 65, 66, 69
—, hochsaaleglaziale (Jüngere H.) 46, 48, 64
Hellerterrasse der Elbe (periglaziales Resedi-
ment) 75
Hohendorfer Becken 58, 40, 41
Kame, Kernkame 92
Kiesauftriebsformen 51f., 9, 35, 50

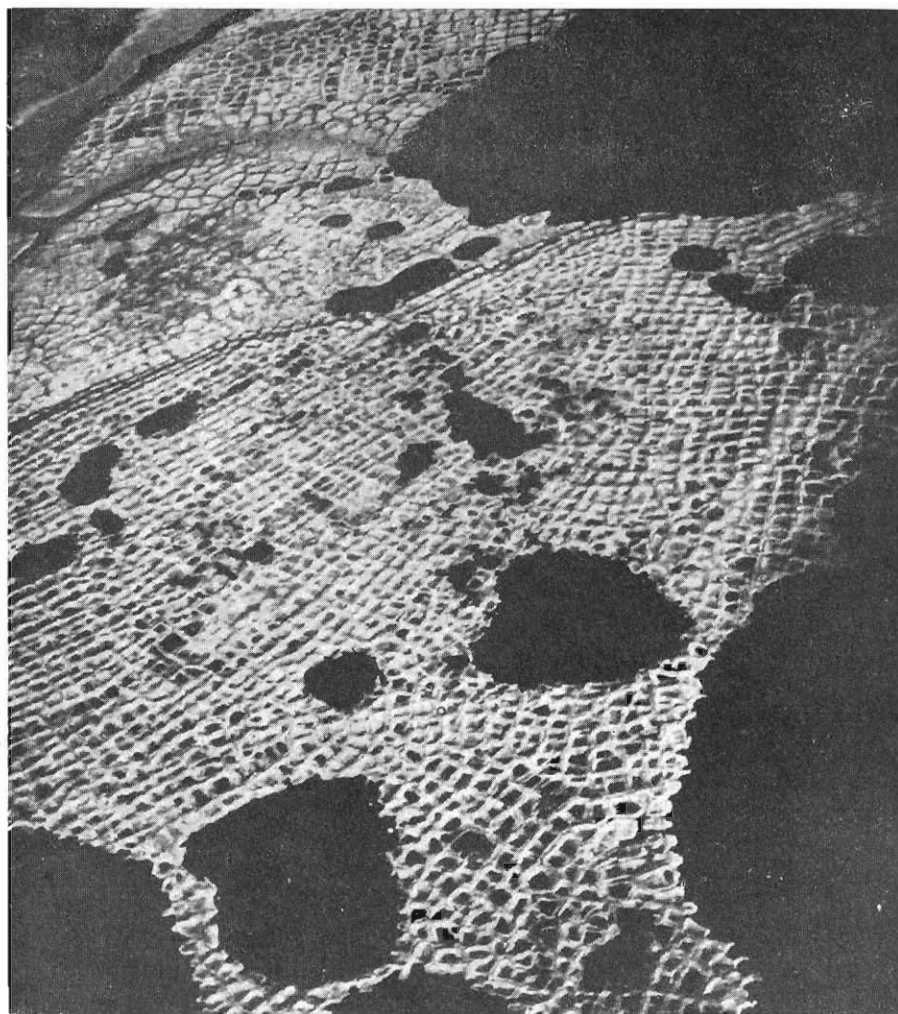
Knautnaundorfer Schluffhorizont, K. Horizont
77, 30
Knetboden, siehe Brodelboden
Krippehnaer Schotter 44, 42, 22, 31
kryolimnische Sedimente 78, 80, 82f., 31, 69,
siehe auch Hohendorfer Becken
Kryoplanation 18, 20
kryostatische Druckkräfte und Strukturen
(Frostdruckstrukturen) 21, 24, 25f., 43, 91,
93, 9, 49, siehe auch Würgeboden
Kryoturbation 20f., 69, siehe auch Brodelboden
Kryoturbationshorizont 20f., 51, 60, 68, 73, 78,
33, 39, 40, 61
Kryoturbationsstrukturen 20—23, 49—53,
56—60, 64f., 68—70, 9—12, 30, 33—35,
37—39, 42, 43, 45, 48, 65, 10, 33—48
Langzeit-Mollisol 15, 103
Lateralerosion, Seitenerosion 72—74, 76, 87
Lausener Kliff 22, 56, 37, 42—44
Lausener Tropfenboden 56—58, 37, 42—44
Lehmkeil 70
Lehmstrang, Lehm„tasche“, siehe „Riesen-
Frosttasche“
Leipziger Phase (Saaleglazial) 48, 60, 64f., 1,
30, 31, 49, 51
Löße und Lößderivate 42, 44, 48f., 69f., 82f.,
87, 4, 21, 30, 31, 33, 36, 37, 39, 42, 44, 45,
47—51, 56, 60, 62, 64, 65, 11, 13, 14, 22, 32,
36, 48, 51, 56, 57, 65, 69
Lößfolgen, Lößserien 69f., 82f., 45, 49, 50
Lößkeil 33, 21, 23
Markkleeberger Horizont, M. Schluffhorizont,
M. Kryoturbationshorizont 60—62, 64, 73,
77f., 80, 30, 31, 33, 39, 40, 61, 20, 22, 38, 49
Markranstädter Phase (Elsterglazial) 44, 58, 60,
1, 30, 17, 37
Massenverlagerung, solifluidal-deluviale 76—86
Massiveis 9, 15, 18, 20f., 72, 74, 89, 102f., siehe
auch Eiskeile, Eisinseln
Miltitzer Bänderton, Miltitz-Pirkauer B. 11, 30,
33, 37, 60, 64, 11, 48
Miltitzer Zwischenmittel 33, 37
Mindestauftautiefe 23, 51, 56, 64, 68
Minidiapirismus 56, 37, 43, 44
Mobilität des Auftaubodens 83, 89ff.
Mollisol, siehe Auftauboden
Mollisoldiapirismus, siehe Diapirismus, Braun-
kohlendiapirismus
Mollusken des Periglazials 44—46, 58, 78, 82, 77
Mörztzcher Schotter 59, 30, siehe auch Mil-
titzer Zwischenmittel
Naderkauer Glazialrinne 57, 17
Niederterrasse, weichselglaziale 48f., 65, 68,
71f., 81—83, 96, 99f., 102, 28, 30, 42, 64, 72

- Niederterrasse, weichselglaziale, Mulde, Pleiße, Saale-System, Untere Elbe, Weiße Elster 65, 1, 41, 48, 52, 26–80, 39, 60–62
Niefrostboden, siehe Talik
- Os, Aufpressungsos 92
- Palsen 24, 95, 102
Periglazialseen 78, 40, 41, 69, siehe auch kryo-
limnische Sedimente
Permafrostboden, siehe Dauerfrostboden
Permafrostzone 13f., 5, 6, 8
Pflanzen des Periglazials 10, 44, 46, 83, 2, 32, 43
Pingo, rezent und fossil 24–26, 95, 8, 13–15, 7
Pommersche Phase (Weichselglazial) 1, 50
Pombener Mischschotter 64
Prellheide Loch (Elstereiszeit/Holsteinwarmzeit/
Saaleeiszeit) 46, 78, 31
- Quartärstratigraphie, Norddeutsches Tiefland 1
–, Saale-Elbe-Gebiet 30, 31, 33, 43, 45
- Rabutzer Beckenfolge (Saaleeiszeit/Eemwarm-
zeit) 48, 30, 31
„Riesen-Frosttaschen“ 42–44, 29, 31, 32
Riesentropfenboden 106f., 9, 52
Rummeln 88f.
- Saalegrundmoränen 62, 65, 80, 100, 20, 30, 33,
36, 37, 39, 42, 47–50, 60–62, 64, 65, 10, 11,
14, 22, 25, 32, 36, 51, 65, 69
Sandauftriebsformen 9, 53, 49
Sandkeil 28, 35, 16, 23, 24
Schichtdeformation, gravitative 21, 56, 90, 35,
37, 41, 52, 58, 43, 44, 52, 54, 60–62, 64, siehe
auch Diapirismus, Braunkohlendiapirismus
Schichtkollaps, gravitativer 21, 90, 98, 106f.,
44, 63
Schichtverbiegung, Schleppung 28, 35, 37, 42,
95, 16–18, 20, 24, 26, 52, 4, 15–17, 19–21,
28–30, 33
Schönbachterrasse der Zwickauer Mulde 42, 64,
75, 13, 24, 68
Schotterakkumulation 44, 46, 48f., 70–76
Schuttdecke, -zone 83f., 50
Schwemmkegel 77, 81f., 32, 67
Schwersaigerung, siehe Dichtesaigerung
Schwimmsandphänomen 22, 89, siehe auch
Tropfenboden
Sedimentaufstieg, siehe Diapirismus
Segregationeis 15, 24f., 102
solifluidale Korrasion 80f.
solifluidale Sedimente, siehe Fließberden
Solifluktion, Solifluktionsperioden 18, 31, 76
bis 83, 87, 44, 47–51, 65, 66
- Solikinese 9, 89ff., 9, 53–66
–, der Braunkohle, siehe Braunkohlendiapiri-
smus
–, der minerogenen Sedimente 91ff., 53–55
Soll 26
Sommermollisol 23, 39f., 51, 56, 58, 60, 64, 81,
83, 87, 6, 10, 37
Sortierung des Bodenmaterials, äolische, fluvia-
tile, kryogene 9, 23
- Talasymmetrie 86–88, 51
Talbildung, periglaziäre 70ff., 46, 51
Talbildung, -erweiterung, exzessive 73f., 76, 46
Talik (Niefrostboden) 6, 8, 67
Talsohlensaufrhöhung (fluviale Akkumulation)
72–76
Taschenboden, Initialphase des Tropfenbodens
20, 56, 58, 64, 9, 10, 33, 37, 40, 41, 43, 44
Thermoabrasion 18, 8
Thermoerosion 18, 72, 74, 76, 81, 87, 8, 32
Thermokarst 9, 18, 74, 76
Thermokontraktion 20, 27f., 43, 69, 17, 41
Thermoplanation, siehe Kryoplanation
Thermosuffosion 18, 72, 74, 76, 87
Tiefenerosion 72–74, 76, 87
Tonauftriebsformen 92f., 54, 55
Torfhügel, gefrorene 24, 102
Toteis 72, 76, 78, 89, 92
Trockental 88f., 68
Tropfenboden 20–22, 49, 51, 56, 58–60, 64f.,
68–70, 90, 107, 9–11, 30, 33, 37, 43, 65,
33, 35–38, 40–42, 45–48, siehe auch
Taschenboden
- Vegetationsentwicklung im Quartär 2
Vegetationstypen in der Weichseleiszeit 4
Verbrodelungen 49, 51, 56, 58, 60, 64, 77, 34,
38–40, 35, siehe auch Brodelboden, Würge-
boden
Verdrängungsstrukturen, siehe Solikinese
Völkerschlachtdenkmal-Terrasse (Mittlere früh-
pleistozäne T. der Weißen Elster–Saale) 51,
71
- Wannenboden, siehe Brodelboden
Weichselgrundmoräne 47, 50
Wickelboden 20, 56, 64, 37, 40, siehe auch
Brodelboden
Windkanter 11, 14, 76
Windschliff 9, 75
Würgeboden 20, 56, 64, 9, 30, 33, 37–40, 39,
siehe auch Brodelboden, Kryoturbations-
strukturen, Verbrodelungen
- Zeitler Phase (Saaleglazial) 46, 60, 64f., 80, 1,
30, 31, 65, 51
Zwickauer Phase (Elsterglazial) 44, 55, 58, 1,
30, 45, 46

BILDERTEIL

KURZVERZEICHNIS DER BILDER

	Bild
Rezente Periglazialstrukturen	1—8
Glaziäre und periglaziäre Sedimentfolgen und Strukturen im Saale-Elbe-Gebiet	9—14
Fossile Frostrisse	15—32
Lehm„taschen“	31, 32
Tropfen- und Brodelböden	33—48
Solikinase: Gravitative autoplastische Verdrängungs- und Auftriebsstrukturen	49—64
Zeugen periglaziärer Massenverlagerung (Solifluktion, Abschwemmung) und Seenbildung	65—69
Driftblöcke	70—73
Frostverwitterung	74
Windwirkungen im Vorland der Gletscher	75, 76
Kennzeichnende kälteresistente Schnecken im Saale-Elbe-Gebiet	77



Rezente Periglazialstrukturen (Bilder 1—8)

Bild 1. Eiskeilspaltennetz (Eiskeilpolygone) auf der Taimyr-Halbinsel („Taimyrpolygone“)
In den hell erscheinenden Wülsten aus mineralischer Erde verlaufen Eiskeile. Über den Keilen sind durch Anschmelzen bedingte schmale Gräben entwickelt (dünne dunkle Striche). Die Senken zwischen den Wällen (dunkle Felder) bilden vielfach offene Wasserflächen oder sind von einer Sumpfvegetation überzogen. Aufn. Arktisflug „Graf Zeppelin“, Foto BASSE, aus L. WEICKMANN 1932

Bild 2. Eiskeilpolygone („unsortierte Großpolygone“) in der arktischen Küstenzone von Alaska.
Aus A. L. WASHBURN 1973

Bild 3. Zwei Frostrißgenerationen auf der Oberfläche einer antarktischen Kältewüste. In die offenen Risse wird Sand eingeweht. Foto F. R. BLACK, aus A. J. JAHN 1975

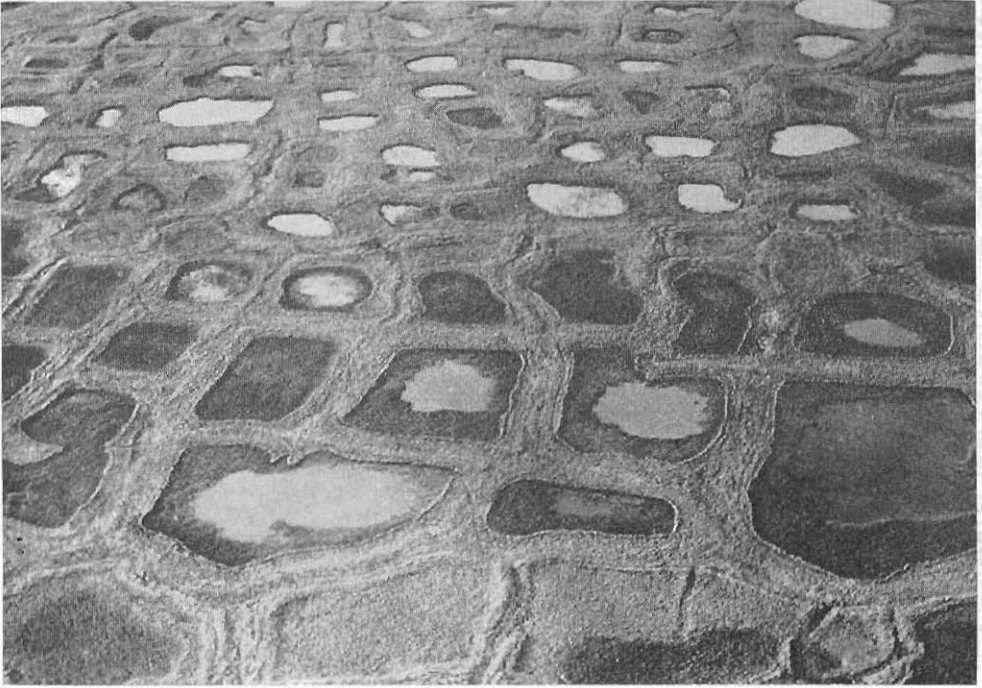


Bild 2.



Bild 3.

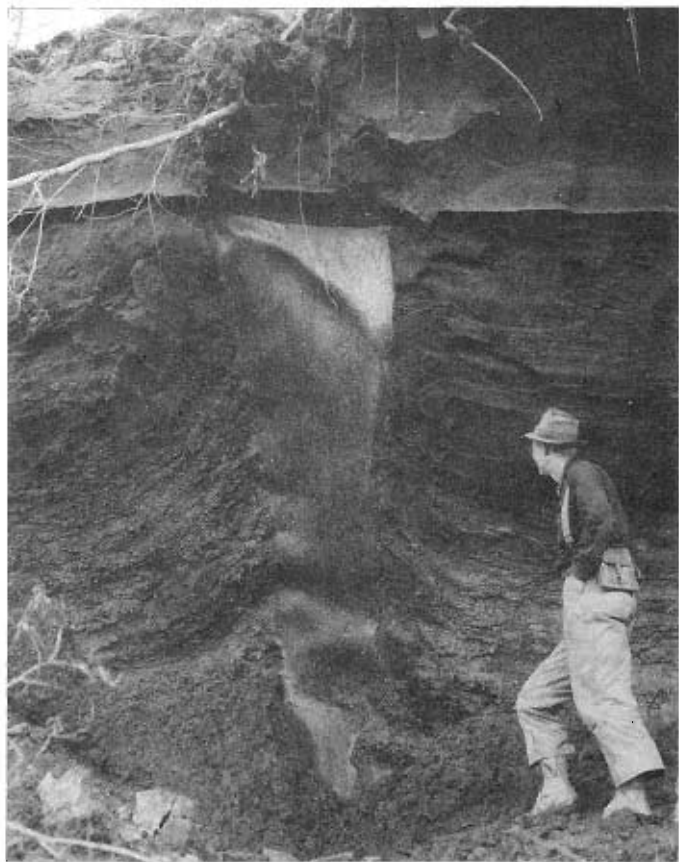


Bild 4. Lamellierter Eiskeil in stark humosem Schluff, der an den Keilwangen deutlich aufgepreßt ist. Bei Livengood, Alaska.
Aus T. L. PÉWÉ 1973



Bild 5. Lamellierter Eiskeil unter borealem Nadelwald am Syrdach in Zentraljakutien. Foto E. PIETRZENIUK, Berlin

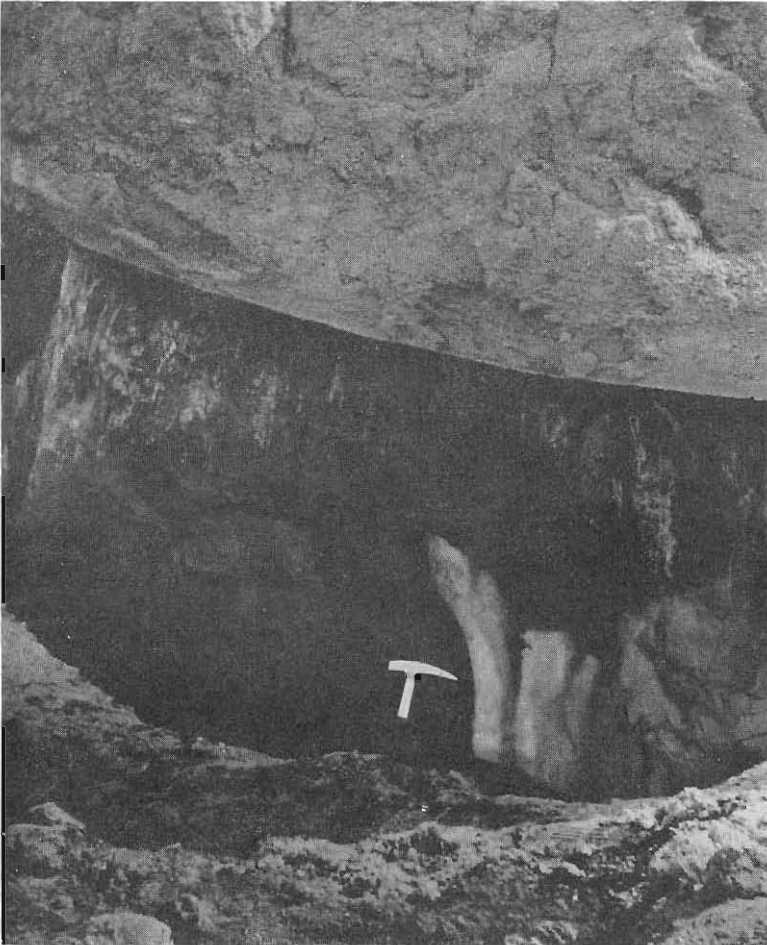


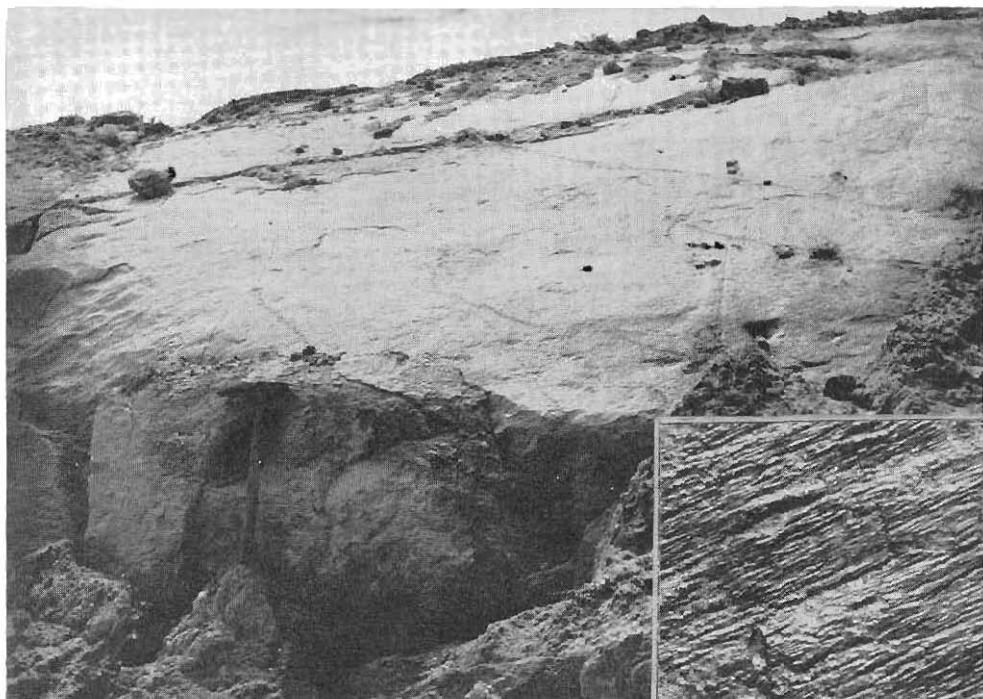
Bild 6. Massiveislinse in einem Seemergel des Dshargalant-Gebirges,
Mongolische VR. Foto R. MÜHLMANN, Altenburg



Bild 7. Pingo (Bulgunnjach) auf dem Alasboden bei der Gemeinde Chorobut auf der Wasserscheide zwischen Lena und Amga im zentraljakutischen Tiefland. Der im Innern des Hügels sitzende Eiskern ist partiell geschmolzen, wodurch die unterhalb des Gipfels erkennbare kraterartige Vertiefung entstanden ist. Foto T. CZUDEK, Brno



Bild 8. Junger Alas, eine durch lokalen Dauerfrostbodenzerfall, insbesondere durch das Ausschmelzen von massivem Eis, entstandene, teilweise wassererfüllte Senke auf der Wasserscheide zwischen Lena und Amga im zentraljakutischen Tiefland. Foto T. CZUDEK, Brno (vgl. CZUDEK & DEMEK 1973)



In den Hohburger Bergen bei Wurzen — seit 1844 Forschungsgebiet namhafter am Streit um die Inlandeistheorie beteiligter Gelehrter (B. VON COTTA, C. F. NAUMANN, A. VON MORLOT, A. HEIM) — begegnen sich auf engem Raum Phänomene des Glazials und Periglazials: Gletscherschliffe, Grundmoränen, Blockpackungen — Windschliffe, Kryoturbationsstrukturen, Fließerden

Bild 9. Saaleeiszeitlicher, vielleicht auch elstereiszeitlicher Gletscherschliff auf Quarzporphyr am Großen Kewitschenberg und (rechts unten) weichseleiszeitlicher Windschliff auf Quarzporphyr vom Kleinen Berg

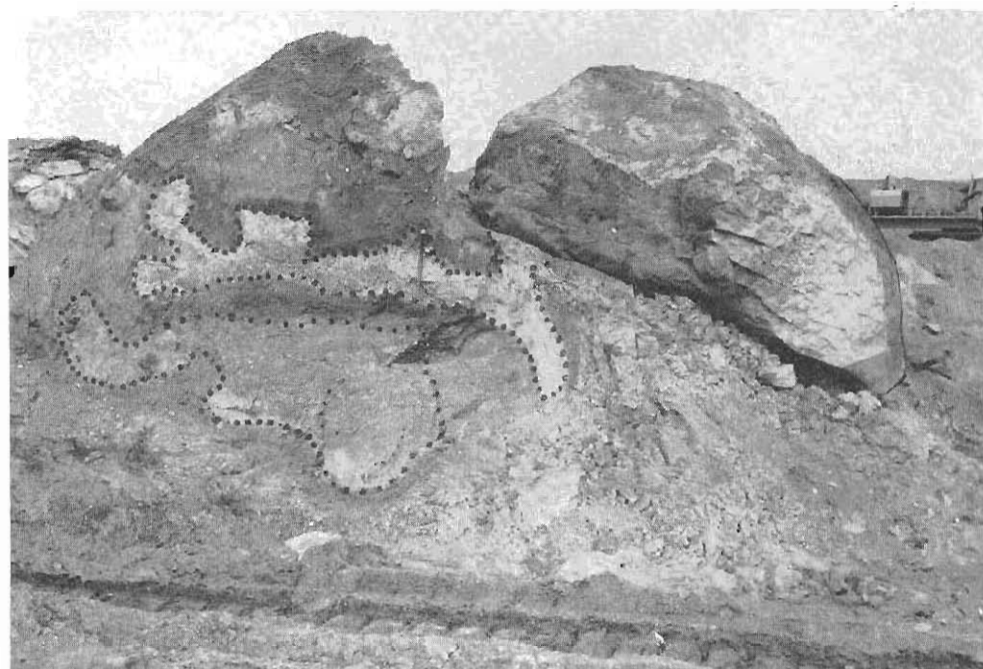


Bild 10. Saaleglaziale Grundmoräne mit einem Großgesschiebe: Kryoturbationsstrukturen. Großer Kewitschenberg bei Böhlitz



Bild 11.

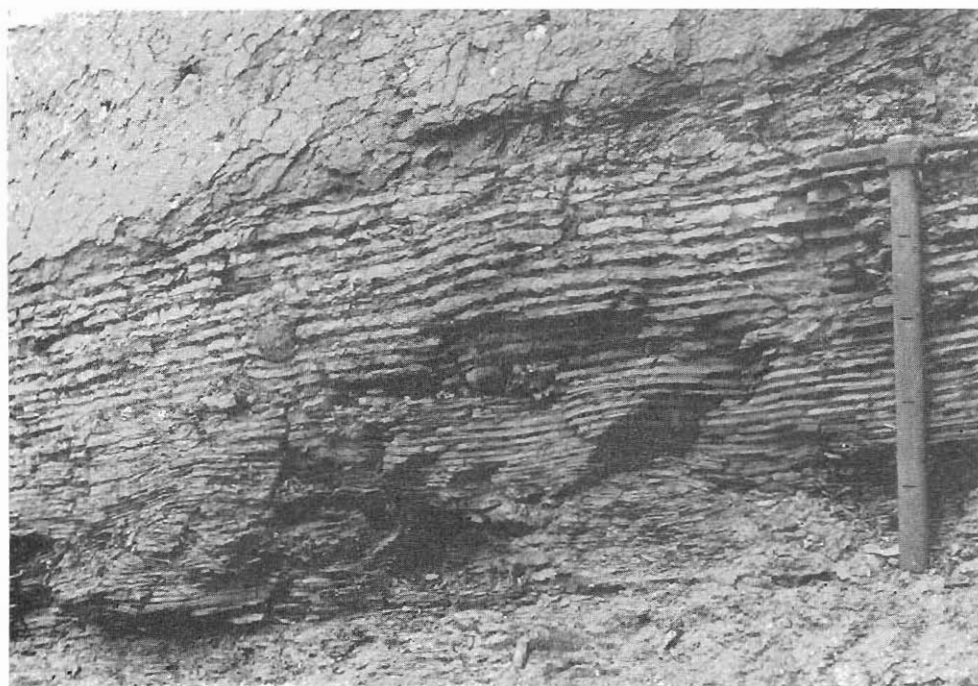


Bild 12.

Glaziäre und periglaziäre Sedimentfolgen im Saale-Elbe-Gebiet (Bilder 11–14)

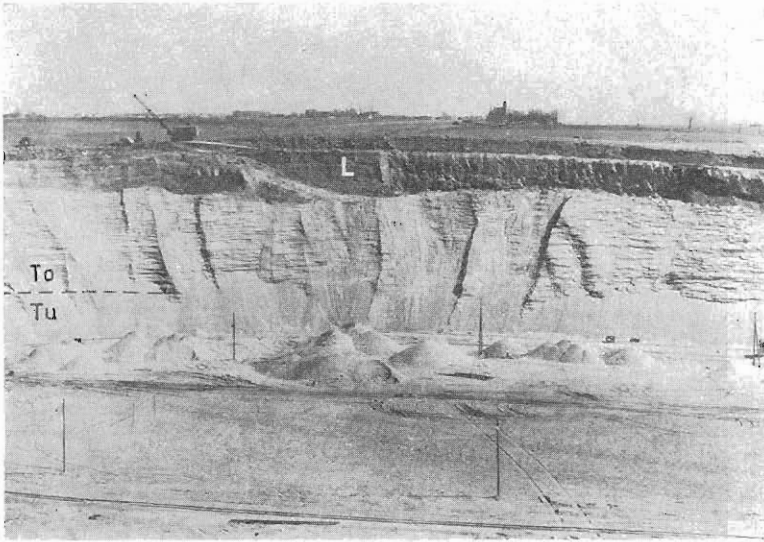


Bild 13. Periglaziäre fluviatile Talverschüttung im Hügelland bei Rochlitz
Durch hohes Schuttangebot (Frostverwitterung, Solifluktion) und Flußüberlastung „ertrank“ das Tal der Zwickaner Mulde bis fast zur Schulter in wohlgeschichteten Schottern aus Sand und Kies. Saaleeiszeitliche Hauptterrasse (Schönbach-Terrasse) in der Kiesgrube Biesern-Zaßnitz

L — weichselglazialer Löß-Fließerde-Komplex; To — Oberer Schotter; Tu — Unterer Schotter

Bild 11. Elster- bis weichseleiszeitliche Sedimentfolge in einem Braunkohlentagebau östlich von Groitzsch, Kreis Borna

1 — weichselglazialer Sandlöß mit loser basaler Steinsohle (darin 20–30% Windkanter); 2 — 1. Saalegrundmoräne; 3 — saaleglazialer Böhlener Bänderton; 4 — Obere Elstergrundmoräne; 5 — Mittitzer Bänderton; 6 — glazifluviatile-fluviatile Mischschotter; 7 — Brösener Bänderton und Beckenschluff; 8 — Untere Elstergrundmoräne; 9 — Dehlitz-Leipziger Bänderton (vgl. Bild 12); 10 — Schotter der frühelsterglazialen Terrasse der Pleiße

Bild 12. Elstereiszeitlicher Dehlitz-Leipziger Bänderton mit apfelgroßen Driftsteinen („Dropsteinen“). Etwa 35–40 Jahreswarven. Ehemaliger Tagebau Pirkau nördlich von Zeitz

Fünfmal entwickelten sich im Saale-Elbe-Gebiet vor dem vorstoßenden Inlandeis ausgedehnte, bis 34 m tiefe, fast unbelebte Stauseen. Trotz Gletschernähe waren sie einige Monate im Jahr eisfrei. Episodische stärkere Wasserführung der einmündenden Flüsse und phasenhaftes kräftigeres Schmelzen der Gletscher während der Eiszeitsommer spiegeln sich in den (hellen) Sommerlagen wider, die in den Tieflandswarven aus 5–20, in sich noch weiter feinstgeschichteten Miniwarven (Warven zweiter Ordnung) bestehen. Dropsteine bezeugen die Existenz kleiner Eisberge, deren Gesteinsfracht beim Schmelzen auf den Seegrund sank. Noch zu Beginn der Überstauung siedelten in der periglazialen Landschaft die kälteresistenten Schnecken *Succinea oblonga* und *Columella columella*.

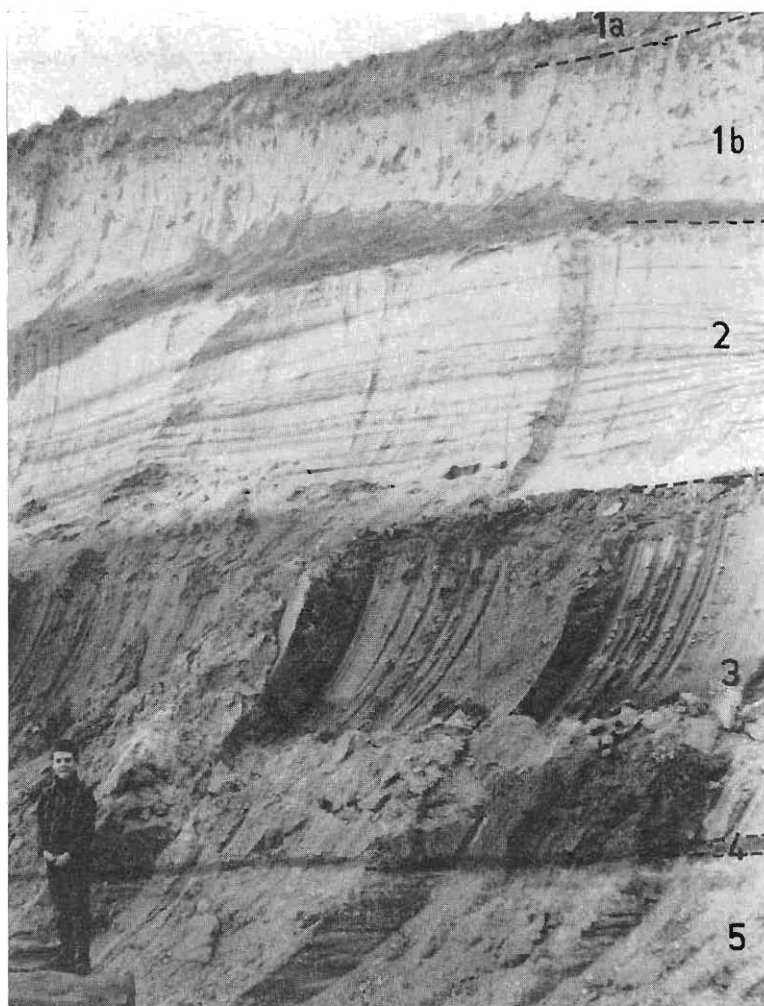
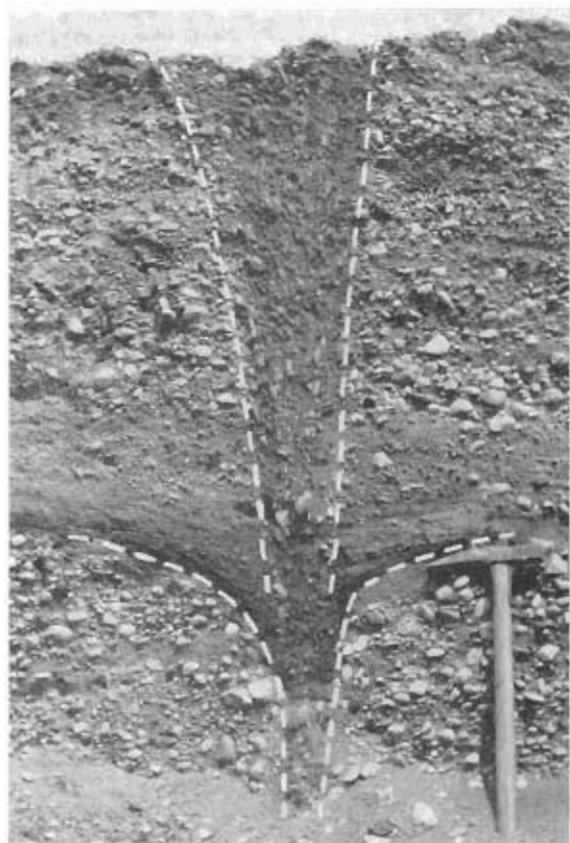


Bild 14. Saale- bis weichseleiszeitliche Sedimentfolge südöstlich von Markkleeberg-Ost, Kreis Leipzig

1a — weichselglazialer Sandlöß mit loser Steinsohle (zahlreiche Windkanter); 1b — 2. Saalegrundmoräne; 2 — Bruckdorfer Horizont; 3 — 1. Saalegrundmoräne; 4 — Böhleener Bänderton; 5 — frühsaaleglaziale Schotter der Hauptterrasse der Pleiße-Gössel (mit altpaläolithischen Artefakten der „Markkleeberger Stufe“⁴⁶ und Resten kaltzeitlicher Fauna: *Mammonteus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Rangifer* u. a.)



Alt- und mittelpleistozäne Eiskeilpseudomorphosen (Bilder 15–18)

Bild 15. Eiskeilpseudomorphose in der Oberen frühpleistozänen Schotterterrasse der Saale (?Brüggem-Kaltzeit). Südwestlich von Werben bei Pegau



Bild 16. Intraformationeller ehemaliger Eiskeil in der Unteren frühpleistozänen Schotterterrasse der Saale (?Menap-Kaltzeit). Nördlich von Gremmin, Kreis Gräfenhainichen



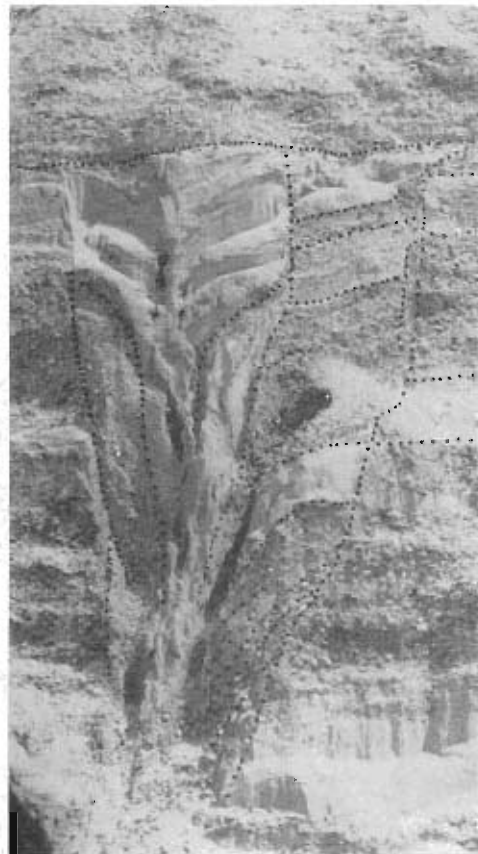
Bild 17. Elstereiszeitliche oder (?)menapaltzeitliche ehemalige Eiskeile in der Unteren frühpleistozänen Terrasse der Saale nördlich von Gremmin, Kreis Gräfenhainichen

gf² — elsterglaziale Schmelzwassersande der Naderkaner Eüne (Markraustädter Phase); g1^E — Untere Elstergrundmoräne (obere Bank); g1^E — Stausee-Sehluffe; gf^E — Schmelzwasserkiese mit basaler Block-(Gesehie-)Lage: Vorschüttungs-
bildungen oder Nachschüttungssedimente eines lokalen Gletschervorstoßes;
f² — Untere frühpleistozäne Terrasse der Saale (? Menap-Kaltzeit)



Bild 18. Elsterglazialer ehemaliger Eiskeil im oberen Drittel der frühelsterglazialen Terrasse der Whyra östlich von Borna

1 — Untere Elstergrundmoräne; 2 — Dehlitz-Leipziger Bänder-
ton; 3 — Frühelsterterrasse



Saale- und weichseleiszeitliche Eiskeilpseudomorphosen (Bilder 19—32)

Bild 19, 20, 21. Ehemalige Eiskeile in der frühsaaleeiszeitlichen Schotterterrasse der Saale (Hauptterrasse). Im Bild 20 beginnt der Keil im Niveau des Markkleeberger Kryoturbationshorizontes. Kiesgrube östlich von Loebau, Saalkreis. Vgl. Abb. 39



Bild 22. Fünf ehemalige Eiskeile in der frühsaaleglazialen Schotterterrasse der Mulde, an der Basis des Markkleeberger Schluffhorizonts ansetzend. Ehemaliger Tagebau Holzweißig bei Bitterfeld

1 — Miozänthon; 2 — Muldeschotter des Elsterspätglazials (Krippenhauer Schotter); 3 — frühsaaleglaziale Schotterterrasse der Mulde (Hauptterrasse); 4 — 1. Saalegrundmoräne mit Relikten von Böhlemer Bänderton an der Basis und einer geringmächtigen weichseleiszeitlichen Sandlößdecke im Hangenden

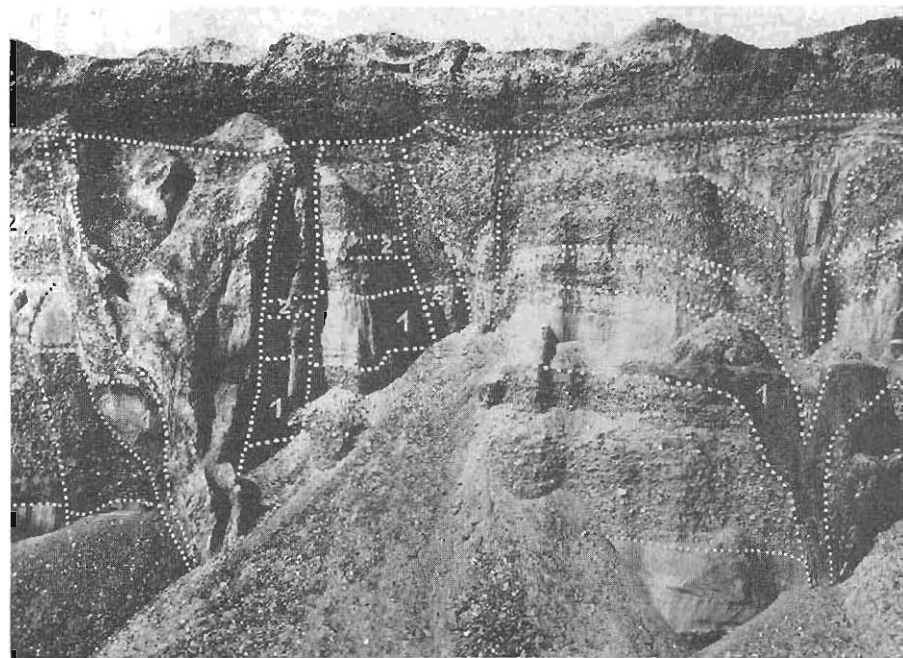


Bild 23. Drei intraformationelle Eiskeilpseudomorphosen in der frühsaaleglazialen Schotterterrasse der Saale. Kiesgrube östlich von Lochau, Saalkreis

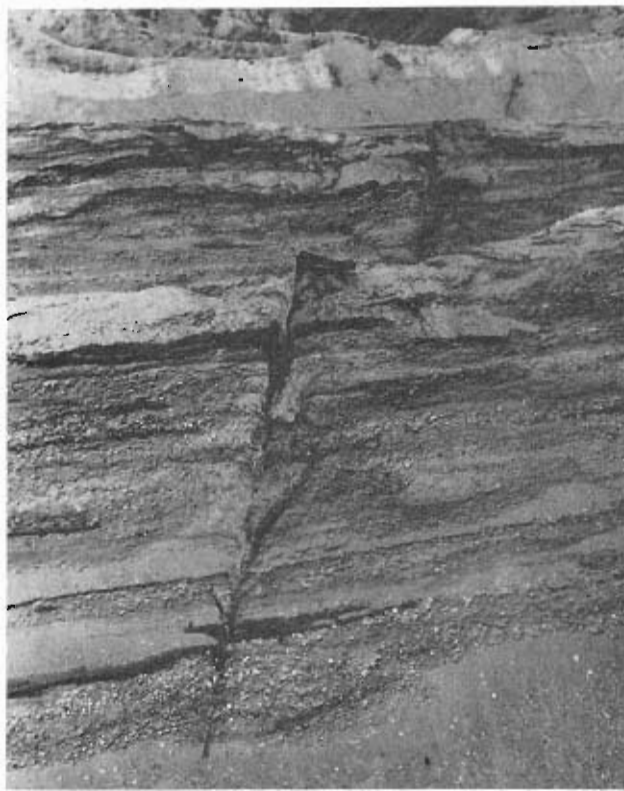


Bild 24. Über 50 m langer Frostspalt eines weitmaschigen Frostrißsystems in der saaleeiszeitlichen Schönbach-Schotterterrasse der Zwickauer Mulde. Kiesgrube Schönbach nördlich von Colditz, Kreis Grimma



Bild 25. Ehemaliger Eiskeil mit Eislinse an der Spitze in einer Grundmoräne der Saaleeiszeit. Die Füllung besteht aus kiesigem Lehm einer wahrscheinlich weichseleiszeitlichen Fließerde. [Südöstlich von Markkleeberg-Ost, Krs. Leipzig

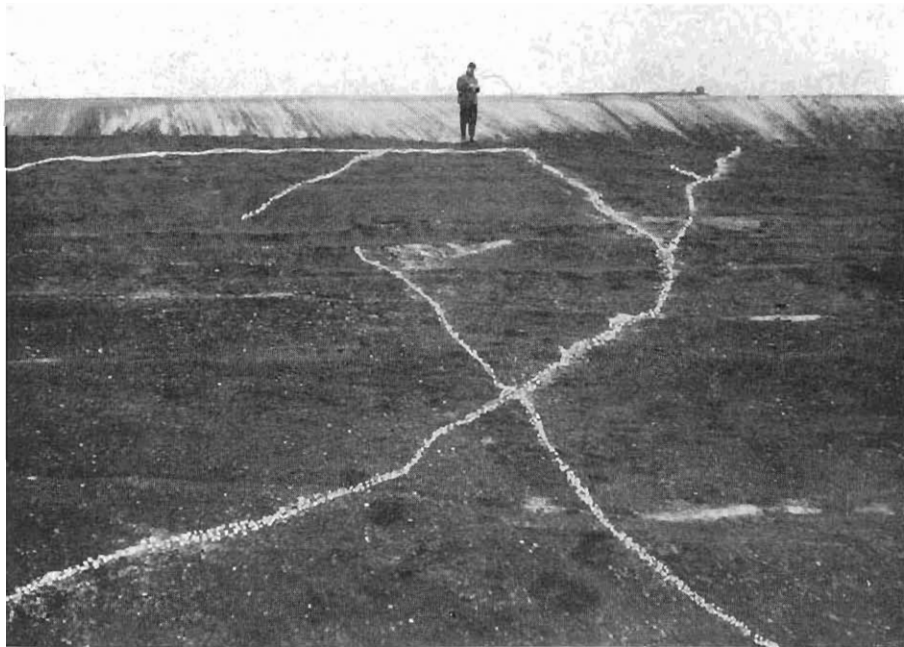
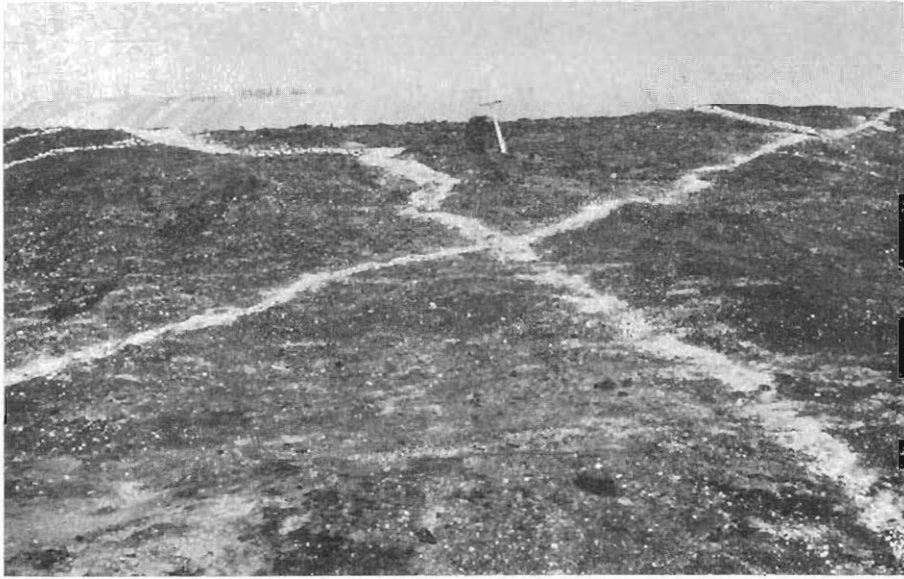


Bild 26, 27. Vielfach lamellenförmig mit Sand und Kies gefülltes ehemaliges Eiskeilnetz in einem Braunkohlenflöz bei Mühlbeck, Kreis Bitterfeld. Es handelt sich um Eiskeile mehrerer Generationen, die sich auf der weichseleiszeitlichen Schotterflur der Mulde (Niederterrasse) entwickelten und in die unterlagernde Kohle hineinragten (vgl. Bild 29 und 30)



Bild 28. Drei Generationen fossiler Eiskeile in der weichsel-eiszeitlichen Niederterrasse der Mulde. Östlich von Niemegk, Kreis Bitterfeld

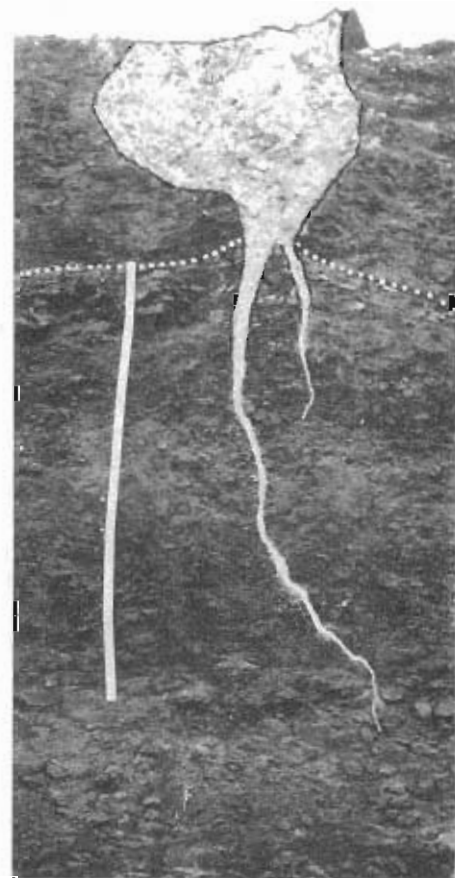
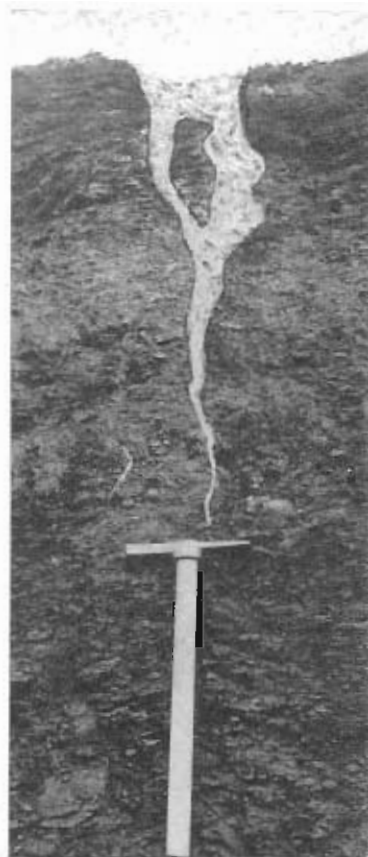


Bild 29, 30. Aus der weichseleiszeitlichen Niederterrasse der Mulde in ein Braunkohlenflöz hineinreichende ehemalige Eiskeile. Südlich von Mühlbeck, Kreis Bitterfeld

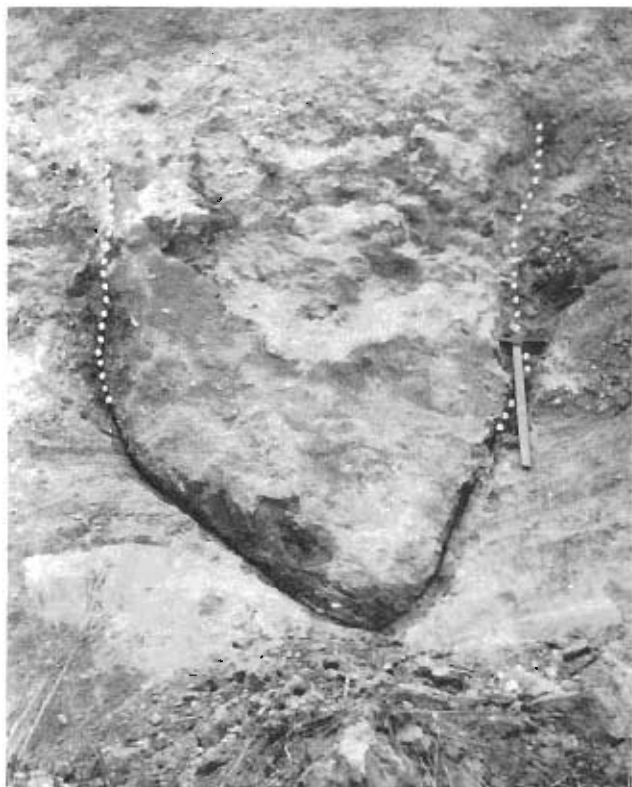


Bild 31. Querschnitt einer der im Hangenden der spätsterglazialen und frühsaaleglazialen Schotterplatten weit verbreiteten sogenannten Lehmtaschen, die sich jedoch vielfach als strangartige Körper erweisen und wohl häufig breitwinklige, klobige ehemalige Eiskeile füllen. Struktur im oberen Teil der spätsterglazialen Krippehaer Schotter in der Kiesgrube Benndorf bei Delitzsch

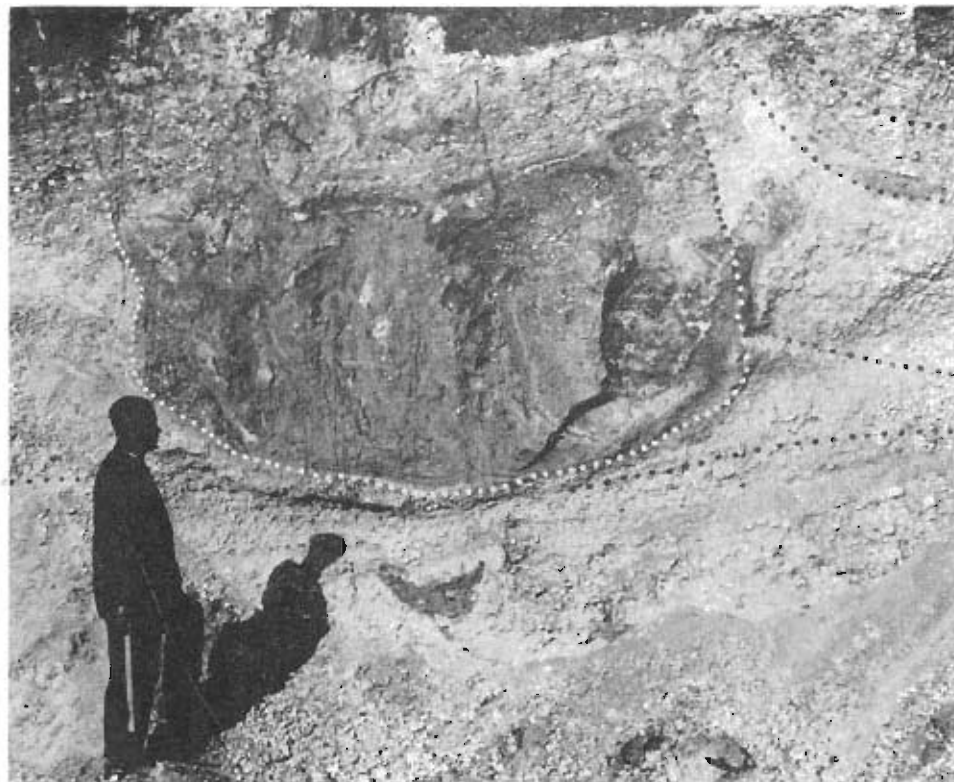
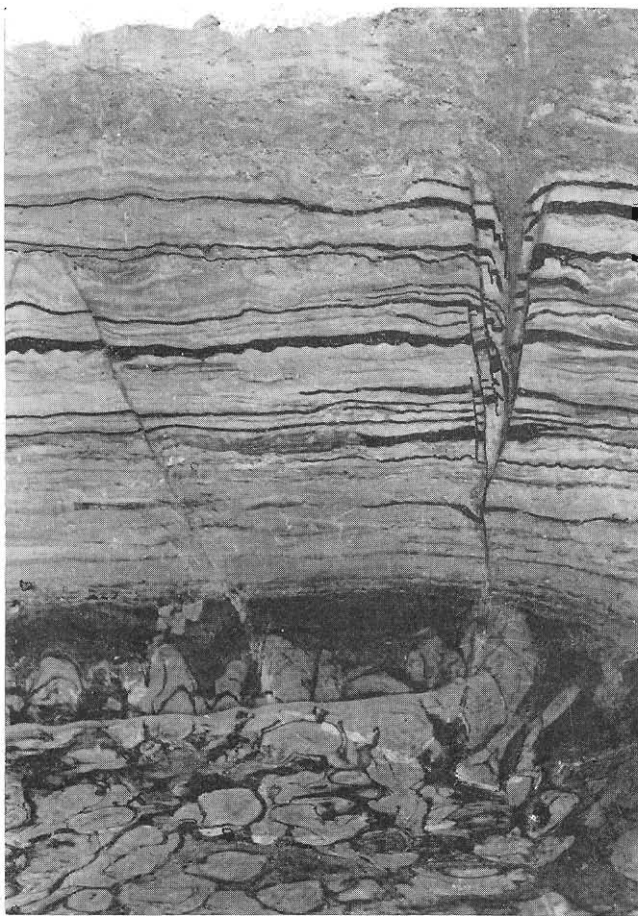


Bild 32. Sandig-kiesiger Lehmkörper mit kryogen gestörter schwacher primärer Textur, eingesenkt in die oberen Meter der frühsaaleglazialen Schotterterrasse der Pleiße. Ausgangssubstrat Saalegrundmoräne. Hangendes weichselglazialer Sandlöß. Kiesgrube am Westrand der ehemaligen Harth bei Zwenkau, Kreis Leipzig. Vgl. Abb. 29



Tropfen- und Brodelböden (Bilder 33—48)

Bild 33. Tropfen- und Brodelboden im Auf- und Grundriß sowie zwei ehemalige Eiskeile in den weichseleiszeitlichen Sedimenten des Ascherlebener Sees.

Foto D. MANIA, Halle



Bild 34. Brodelboden in den pliozänen A-Schottern der Elbe von Ottendorf-Okrilla nordöstlich von Dresden



Bild 35. Altpleistozäner Brodel- und Tropfenboden in den Schottern der Oberen frühpleistozänen Terrasse der Saale (Sternhügelterrasse) südwestlich von Werben bei Pegau. Vgl. Abb. 34

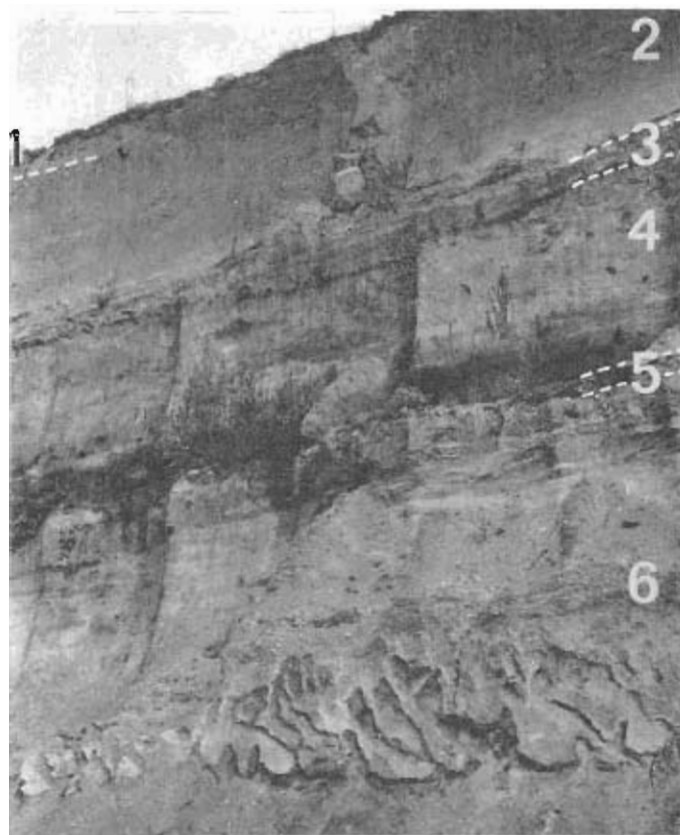


Bild 36. Altpleistozäner Brodel- und Tropfenboden in der Unteren frühpleistozänen Terrasse der Pleiße-Wyhra. Südöstlich Markkleeberg-Ost, Kreis Leipzig

1 — weichselglazialer Sandlöss; 2 — Saalegrundmoräne; 3 — Böhlener Bänderton; 4 — Elstergrundmoräne; 5 — Dohlitz-Leipziger Bänderton; 6 — Untere frühpleistozäne Schotterterrasse

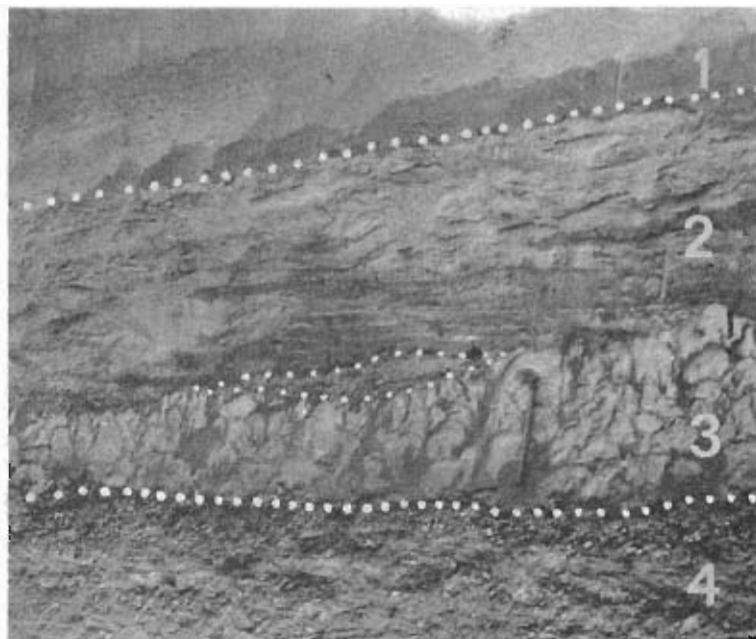


Bild 37. Elsterkataglazialer (Ende Markranstädter Phase) Brodel- und Tropfenboden in (Rückzugs-)Schottern der Mulde bei Gaschwitz, Kreis Leipzig. Aufgelöst ist eine Feinsand-Schluff-Wechselagerung des Gaschwitzer Schluffs. Vgl. Abb. 38. Foto H. J. BELLMANN, Zwenkau

1 — hangender Schluff; 2 — obere Muldeschotter; 3 — liegender Schluff (kryogen deformiert); 4 — untere Muldeschotter

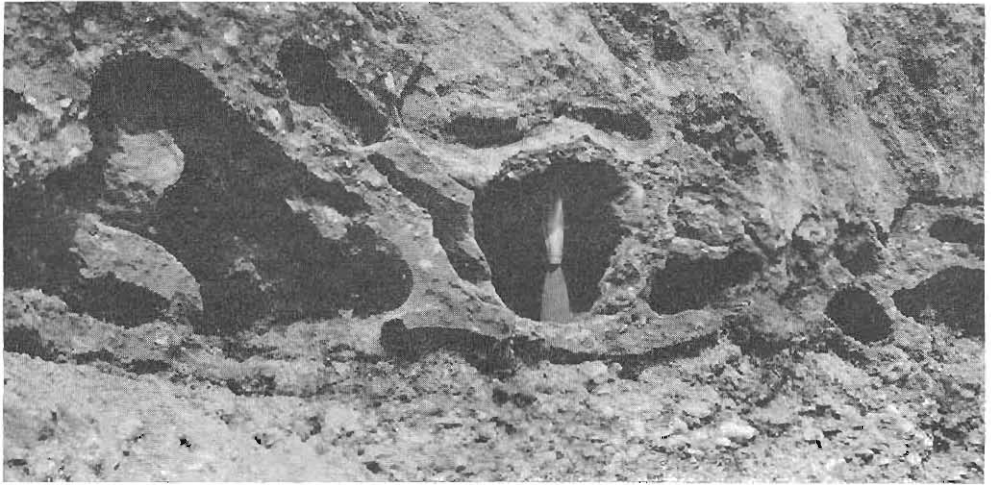


Bild 38. Frühsaaleglazialer Brodel- und Tropfenboden in der Hauptterrasse der Weißen Elster, sog. Markkleeberger Kryoturbationshorizont. Ehemalige Kiesgrube südöstlich von Rückmarsdorf, Kreis Leipzig

Der (lockere) Sand und Kies sind aus dem Strukturboden herausgelöst; stehengeblieben ist das (bindige) Skelett aus sandig-kiesigem Schluff. Die gravitative Komponente im Kryoturbationsgeschehen kommt in größeren und kleineren Schlufftropfen zum Ausdruck, die oft an dicken Stielen hängen und an der Basis vielfach abgeflacht sind (Bildmitte).



Bild 39. Brodel- oder Würgeboden in der weichseleiszeitlichen Niederterrasse der Mulde. Dunkel erscheinen humose, sandige Schluffe und schluffige Feinsande. Östlich von Niemegk, Kreis Bitterfeld



Bild 40. Frühelstereiszeitlicher Taschen- und Tropfenboden an der Basis des Hohendorfer Beckens, eines verlandeten Periglazialsees. Nördlich von Hohendorf bei Lucka

Aufgelöst ist ein kohlehaltiger, fein- bis grobsandiger Schluff bis schluffiger Fein- bis Grobsand. Darüber Sand-Schluff-Wechsellagerung mit kälterestanter beckenständiger und eingeschwemmter Fauna (*Gyrulus arcticus*, *Lymnaea truncatula*; *Succinea oblonga* u. a.), darunter tertiärer(?) feinsandiger Mittel- und Grobsand



Bild 41. Ausschnitt von Bild 40

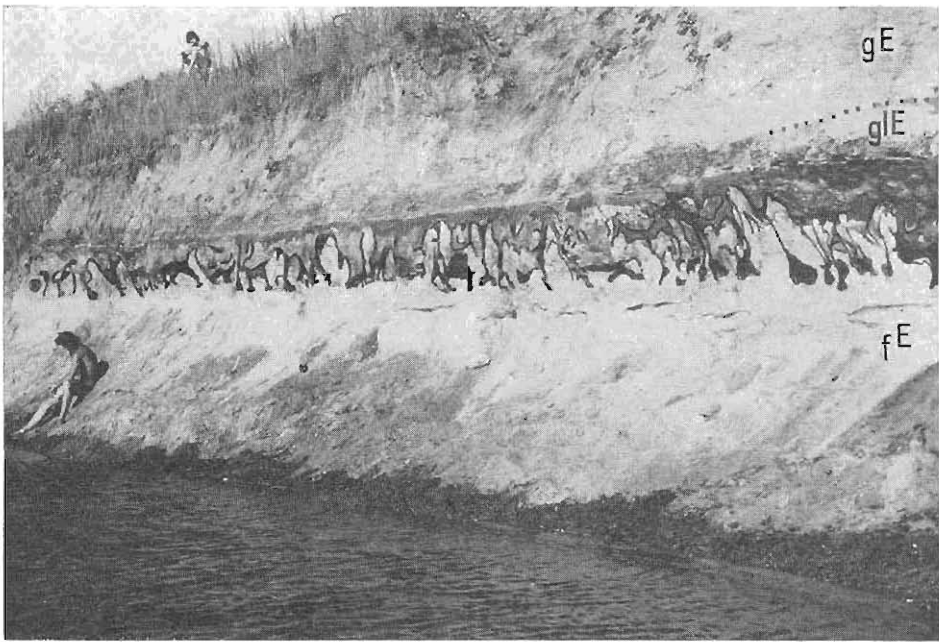


Bild 42. Nordteil des ehemaligen „Lausener Kliffs“ im auflässigen Braunkohlentagebau Miltitz bei Markranstädt, Kreis Leipzig, mit dem sogenannten Lausener Tropfenboden. Dieser hat sich aus einem dunklen, lößhaltigen, lokal kälteresistente Schnecken führenden (*Succinea oblonga*, *Columella columella*) Schluff bis schluffigen Fein- und Mittelsand, der Litoralfazies des elstereiszeitlichen Dehlitz-Leipziger Eisstausees, etwa 5–10 km vor dem Inlandeisrand gebildet. Der hangende Bänderton (Beckenfazies) greift ungestört über den Tropfenboden hinweg (vgl. Abb. 37) g^E — Untere Elstergrundmoräne; gl^E — Dehlitz-Leipziger Bänderton; f^E — frühelsterglaziale Schotter der Saale

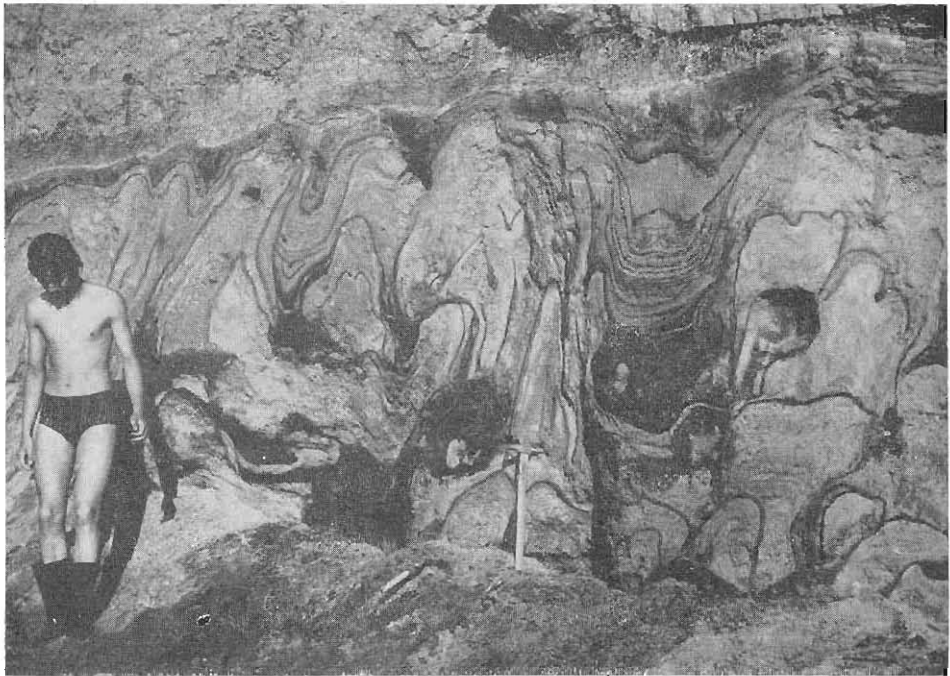


Bild 43. Südteil des Lausener Kliffs (vgl. Bild 42). Taschenboden, Sackungsstruktur, Minidiapirismus (vgl. Bild 44)

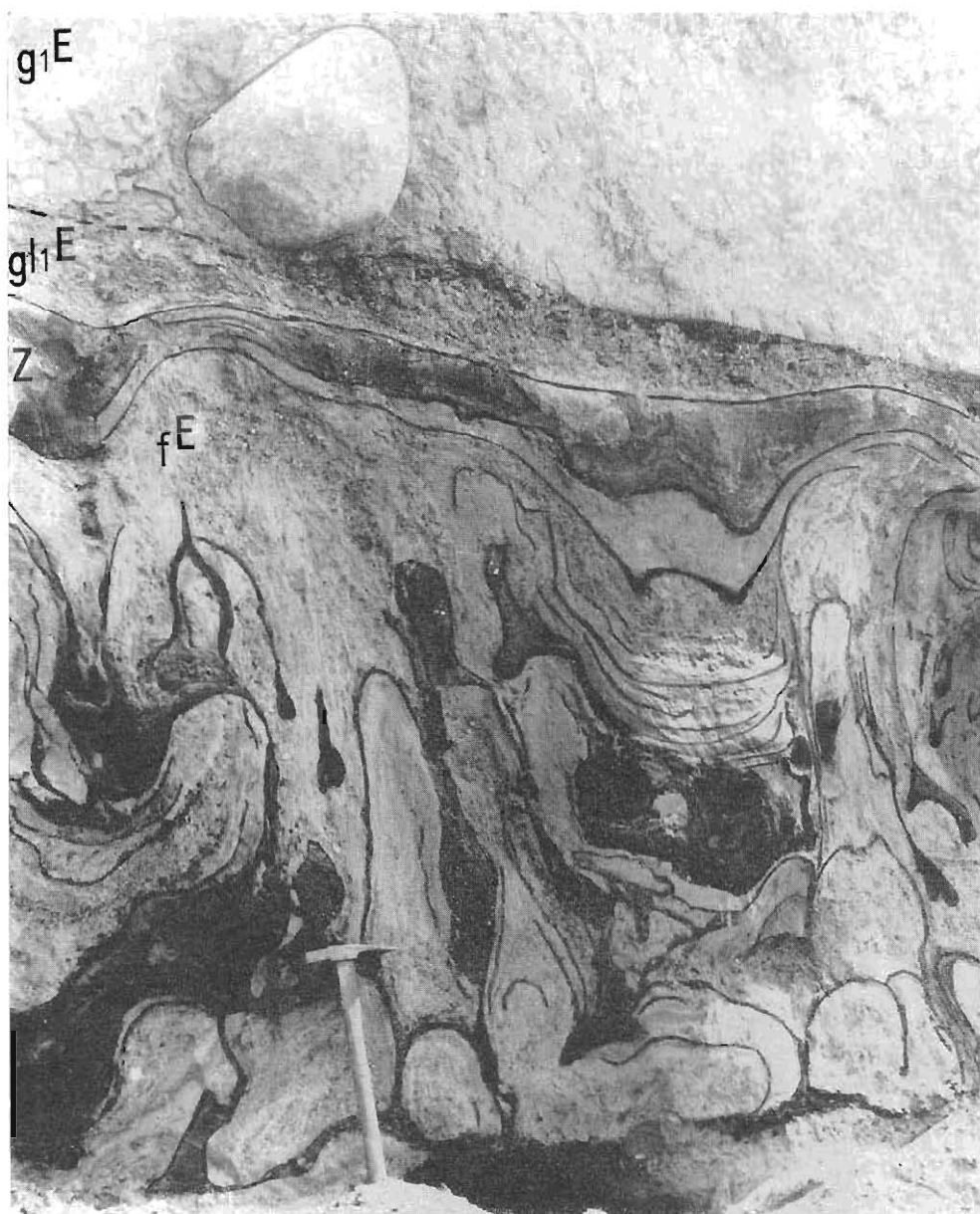


Bild 44. Südteil des Lausener Kliffs, Ausschnitt von Bild 43 nach geringfügiger Zurückverlegung der Aufschlußwand. Vorwiegend gravitative Schichtdeformation (Sackung und Auftrieb) und Schichtauflösung

$g1^E$ — Untere Elstergrundmoräne; $g1^E$ — Dehlitz-Leipziger Bänderton; f^E — frühelsterglaziale Saaleschotter; Z — meist schwach kohlehaltiger (eingeschwemmt) Schluff bis schluffiger Fein- und Mittelsand



Bild 45. Elstereiszeitlicher Tropfenboden intraformationell in fluviatil-glazifluviatilen Sanden und Kiesen zwischen der Unteren und Oberen Elstergründmoräne. Entstehung wohl in der Zwickauer Phase der Elstereiszeit. Zertropft ist ein schluffiger Feinsand bis feinsandiger Schluff (dunkel) und ein Feinsand (hell). Nördlich von Brösen bei Groitzsch, Kreis Borna



Bild 46. Elsterglazialer Brösener Tropfenboden (Ausschnitt von Bild 45)



Bild 47. Vom Wind herauspräparierter, mindestens zweiphasiger Tropfenboden in der Sandgrube am Schlachtdenkmal von Süptitz, Kreis Torgau. Der vermutlich elstereiszeitliche Tropfenboden ging aus einem grauen, sandigen Schluffhorizont im Hangenden altpleistozäner fluviatiler Sande und Kiese hervor und wird von saaleeiszeitlichen Schmelzwassersanden diskordant überlagert

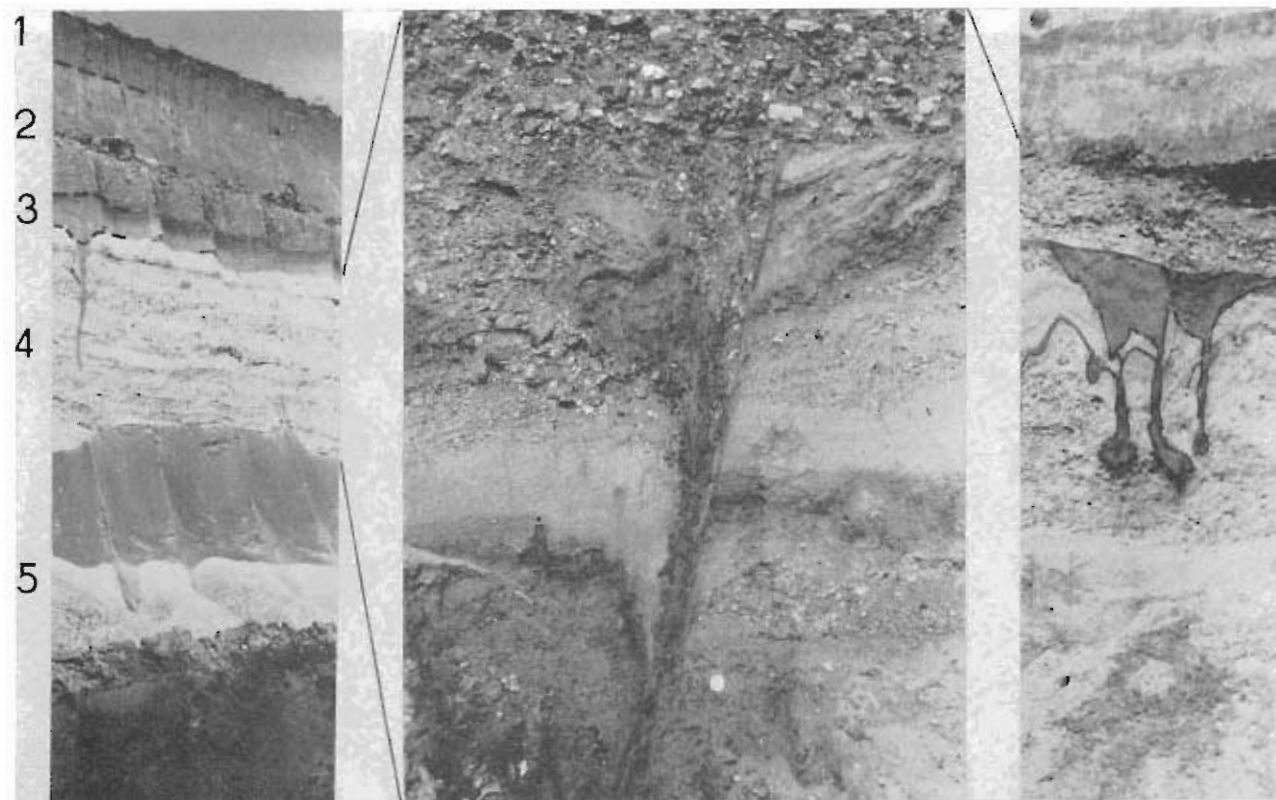


Bild 48. Intraelsterglaziale Frostmarken: Eiskeile und Brösener Tropfenboden. Nördlich von Brösen bei Groitzsch, Kreis Borna

1 — weichseleiszeitlicher Sandlöss; — 2 Obere Elstergrundmoräne; 3 — Mittlitzer Bänderton; 4 — fluvial-glazifluviale Sande und Kiese; 5 — Untere Elstergrundmoräne

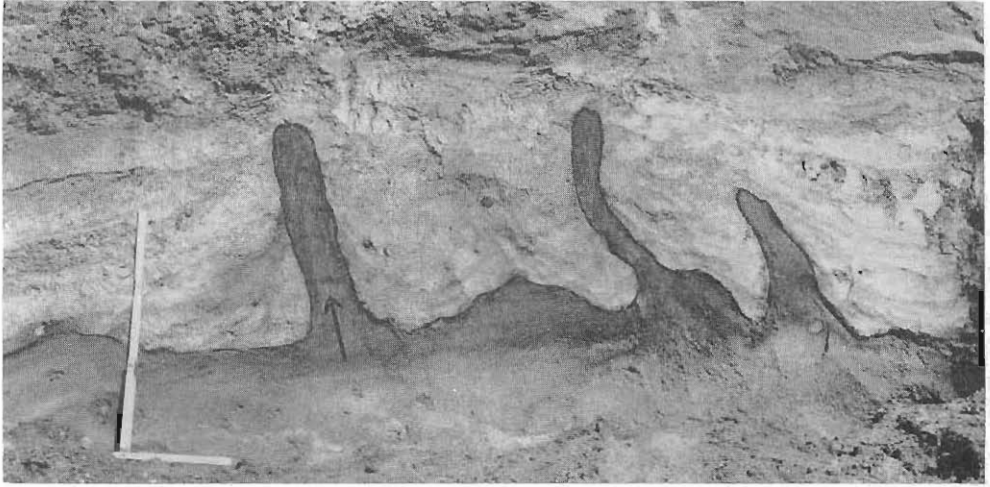


Bild 49. Rißinjektions-Strukturen („reverse Eiskeile“) in der saaleglazialen Hauptterrasse der Pleiße-Gösel südlich von Markkleeberg. Schwach fein- und grobsandiger Mittelsand ist gangförmig in Schluffe des Markkleeberger Kryoturbationshorizonts intrudiert. Ursache: kryostatischer oder (Sediment-)Belastungsdruck im Zustand der Wassersättigung des Mittelsandes. Foto W. BAUMANN, Dresden

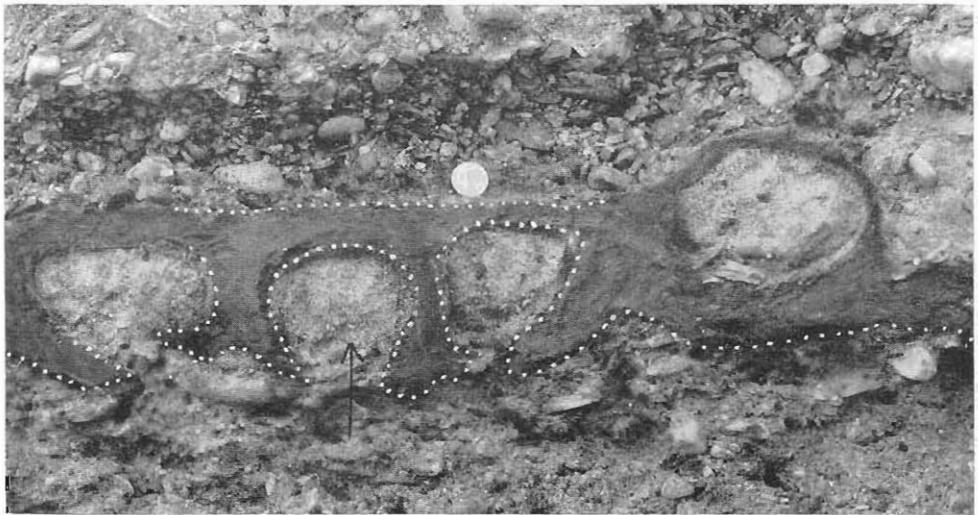
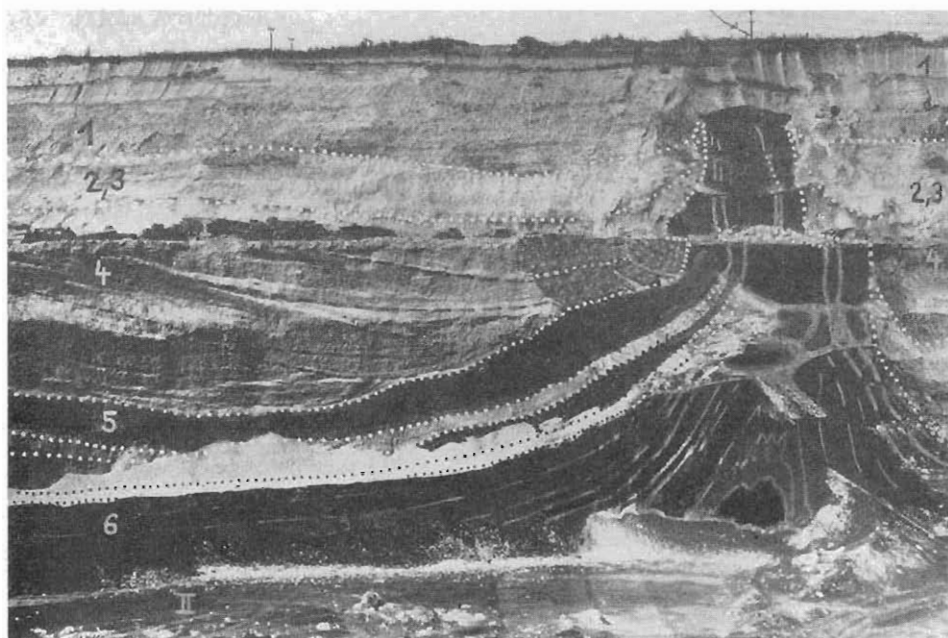


Bild 50. Kugelförmige Intrusionsstrukturen in der Unteren frühpleistozänen Terrasse der Saale bei Lösau nordöstlich von Weißenfels. Etwa 6 m unter Schotteroberkante. Intrudiert sind kiesige Mittel- und Grobsande in eine 15–25 cm mächtige Schluffschicht. Münzdurchmesser 2,5 cm. Vgl. Abb. 35



Solikinese in der Braunkohle. (Bilder 51—64)

Bild 51. Zweiphasig aufgestiegener frühsaale- und frühweichseleiszeitlicher mauerartiger Braunkohlendiapir (vgl. Abb. 62). Westlich von Pegau, Kreis Borna

1 — weichselglazialer LÖBkomplex; 2 und 3 — saaleglazialer Fließerde-LÖB-Komplex (Leipziger Phase) und 1. Saalegrundmoräne (Zeitzer Phase); 4 — frühsaaleglaziale Schotter der Hauptterrasse der Weißen Elster in Randsenkenposition (erhöhte Mächtigkeit); 5 — Oberflöz; 6 — Hauptflöz; 1, 11 — erstes und zweites Planum

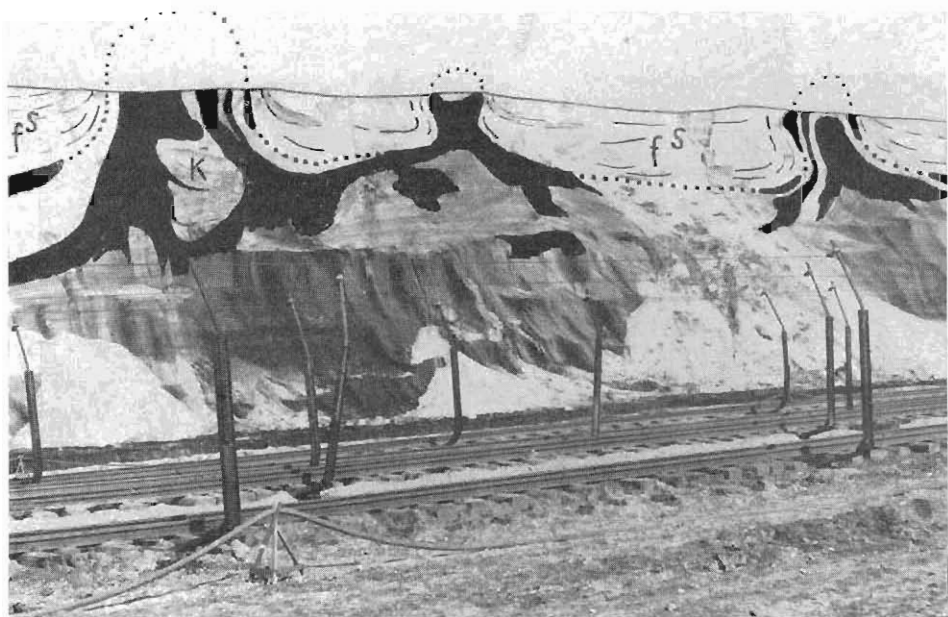


Bild 52. Schwarmweise auftretende pfropfen- und mauerartige Braunkohlendiapire wahrscheinlich frühsaaleglazialen Alters. Westlich von Pegau

f^s — frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Weißen Elster; K — gravitativ abgesunkener Kieskörper



Bild 53. Wallförmiger Kohlendiapir mit Nebenrücken. Durchbricht die Untere frühpleistozäne Schotterterrasse und die Untere Elstergrundmoräne und wird innerhalb mächtiger Schmelzwassersedimente zwischen der Unteren und Oberen Elstergrundmoräne abgeschnitten. Kreis Gräfenhainichen

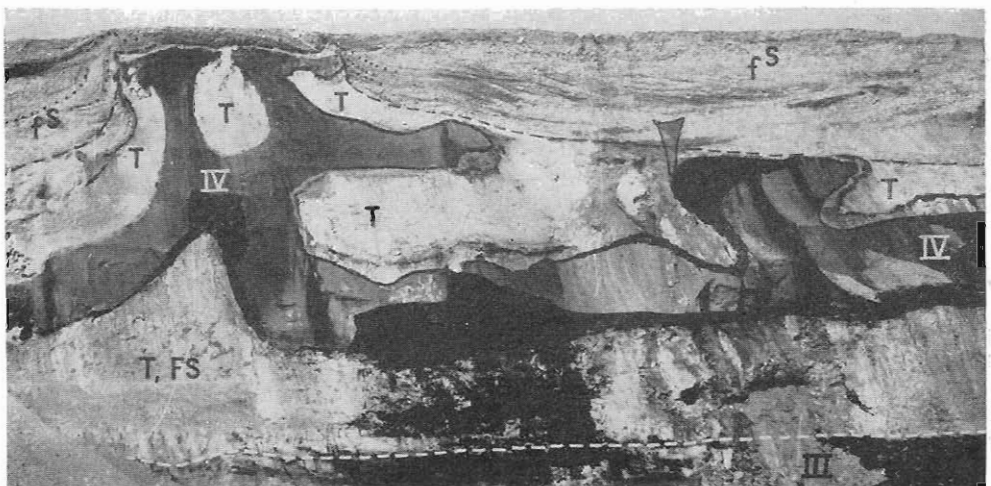


Bild 54. Frühsaaleglazialer (links) und prä-hauptterrassenzeitlicher (rechts) Braunkohlendiapir. Im linken Diapir einer der häufigen gravitativen Ton„tropfen“. Westlich von Pegau
fS — frühsaaleglaziale Schotterterrasse der Weißen Elster; T — Ton, Schluff; FS — Feinsand; IV, III — Braunkoble

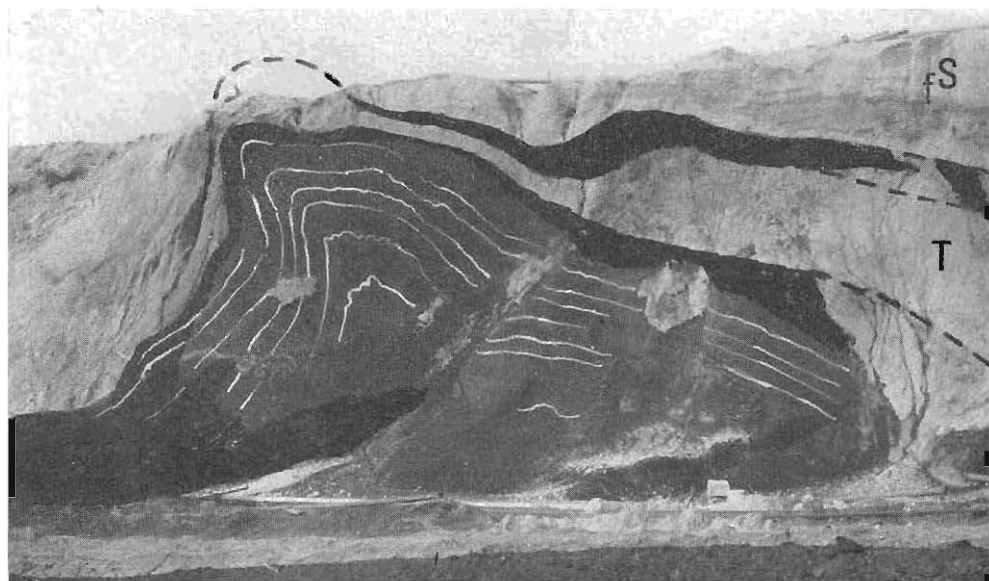


Bild 55. Geneigte Kohlenauftriebsform aus der frühen Saaleeiszeit. Westlich von Pegau

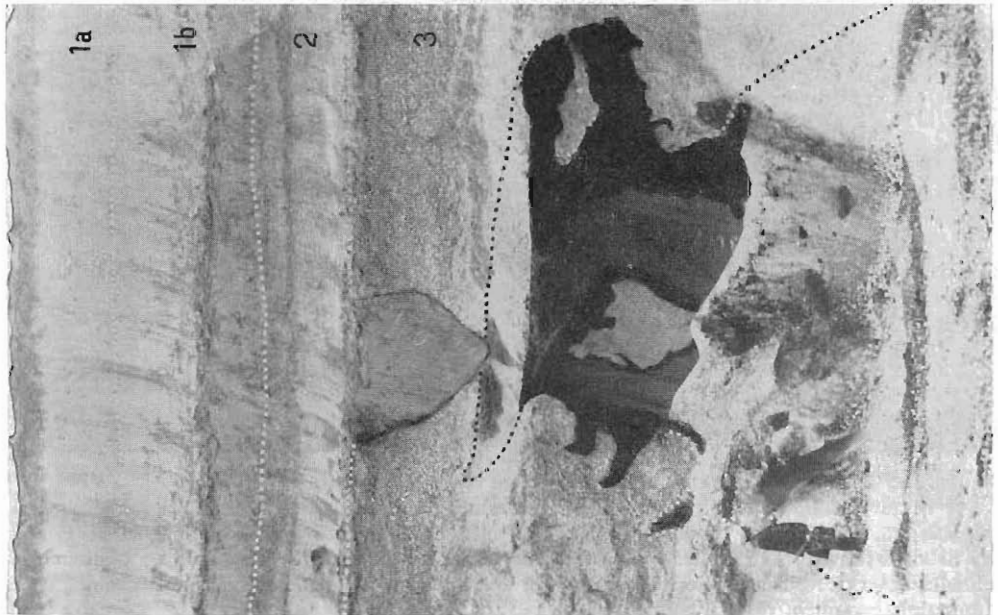
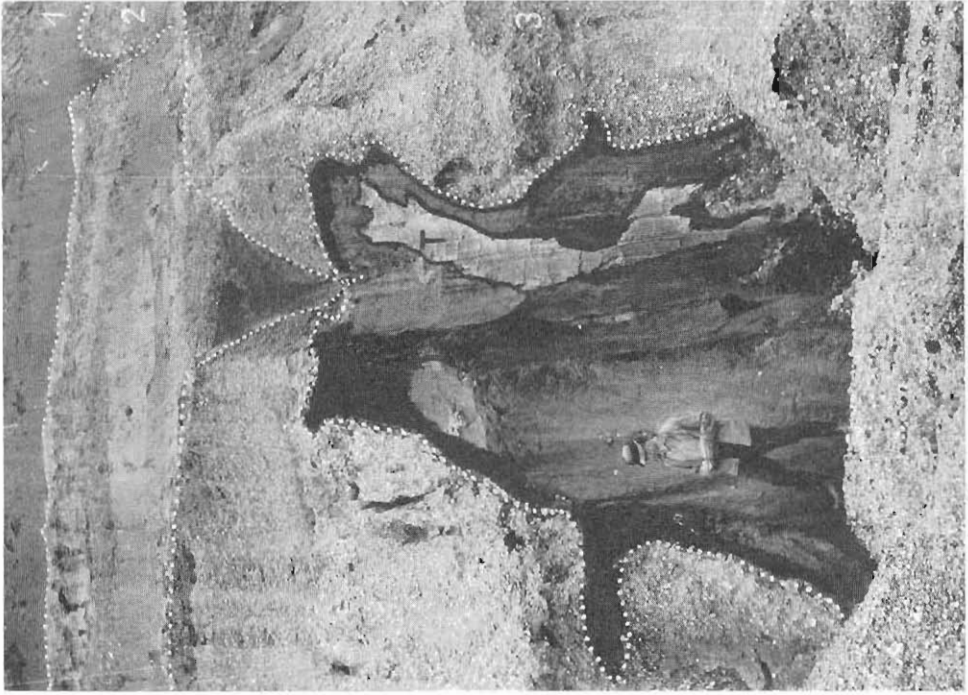
f^s — frühsaaleglaziale Schotterterrasse der Weißen Elster; T — Ton und Schluff

Bild 56. Braunkohlendiapir mit Apophysen und plumper, mit Lehm gefüllter spätsaaleglazialer Eiskeil. Westlich von Pegau

1a — weichselglazialer primärer Löß; 1b — weichselglazialer Schwemmlöß; 2 — spätsaaleglazialer Fließerde-Löß-Komplex mit Emboden an der Oberfläche; 3 — frühsaaleglaziale Schotter der Hauptterrasse der Weißen Elster

Bild 57. Mauerartiger, wahrscheinlich frühsaaleglazialer Braunkohlendiapir und Eiskeile von zwei Generationen. Westlich von Pegau

1 — weichselglazialer Schwemmlöß; 2 — spätsaaleglazialer Fließerde-Löß-Komplex mit Resten des Embodeus an der Oberfläche; 3 — frühsaaleglaziale Schotter der Hauptterrasse der Weißen Elster



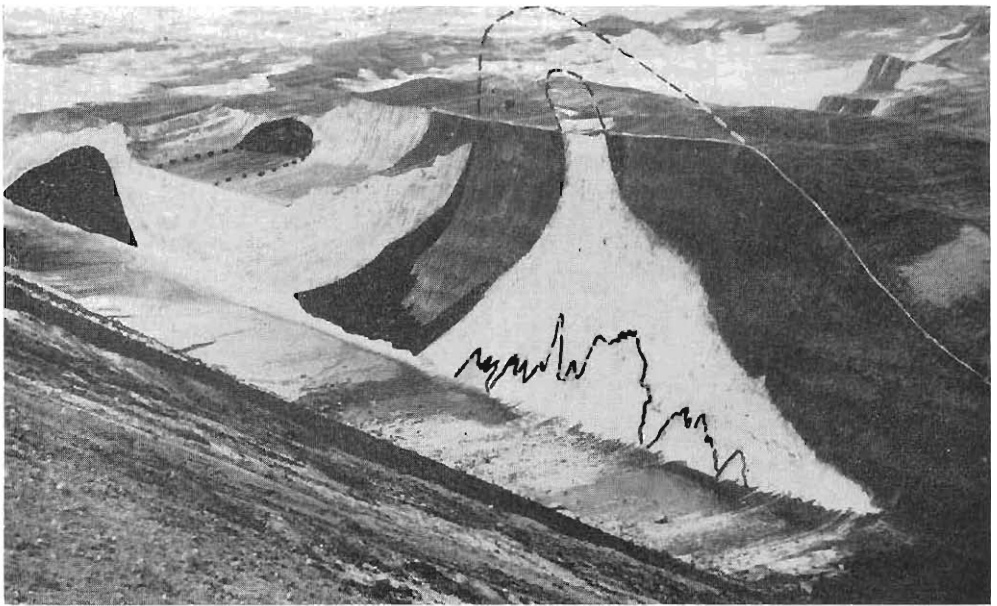
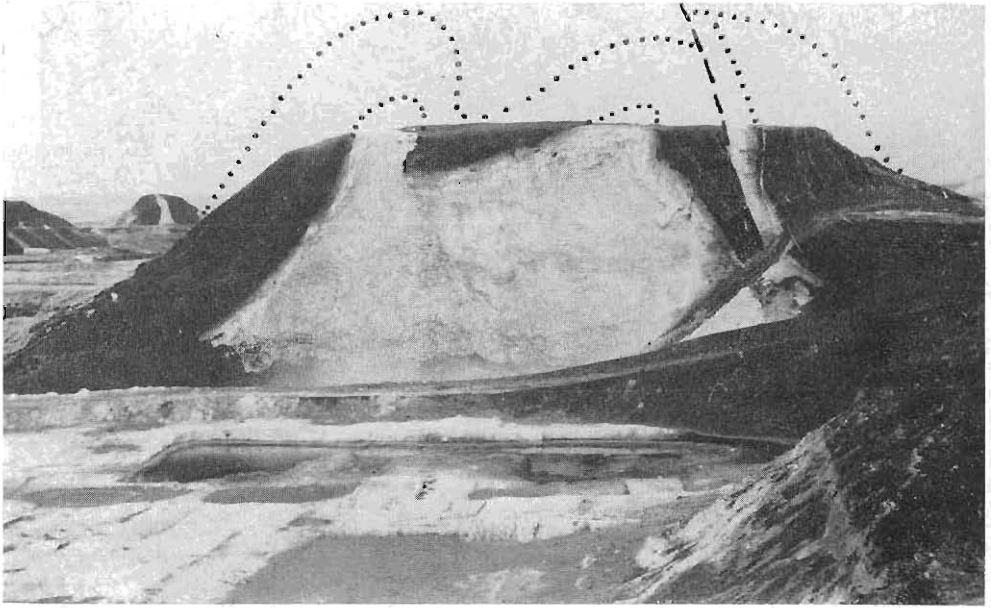


Bild 58 und 59. Braunkohlendiapire mit Tonkern. Kreis Gräfenhainichen

Der Diapir auf Bild 58 ist zwischen dem ersten und zweiten Gletschervorstoß der Elstereiszeit aufgestiegen. Die jüngste von dem Doppeldiapir auf Bild 59 durchbrochene Schicht ist die (?) Menap-Schotterterrasse der Saale, die älteste die Struktur diskordant überlagernde Schicht ein Schmelzwasserkies einer lokalen Vorstoßphase der ersten elsterglazialen Vergletscherung. Alter somit wahrscheinlich frühes Elsterglazial (vgl. Abb. 57)

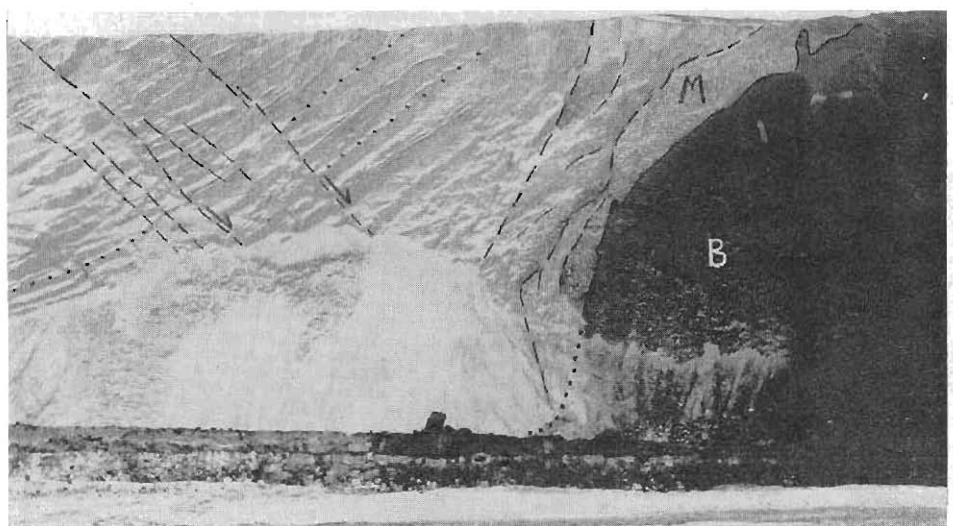
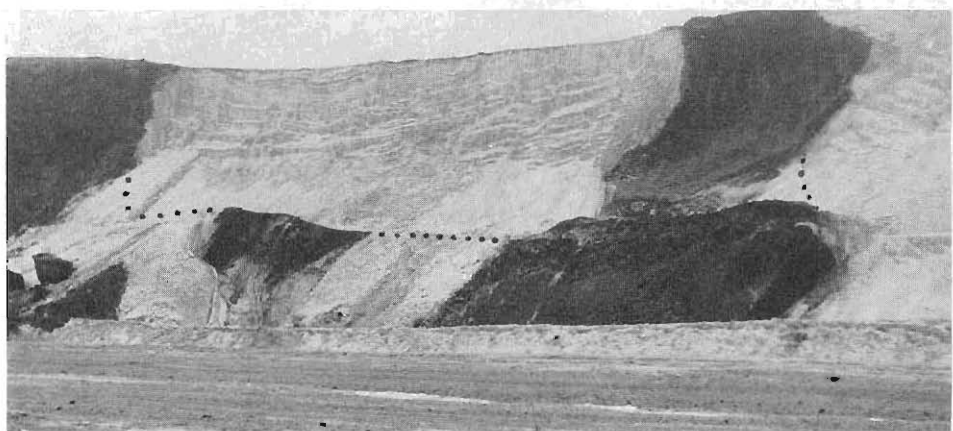
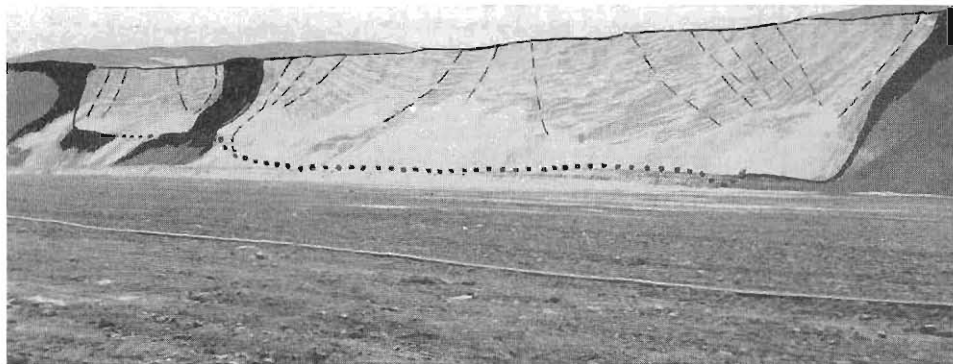


Bild 60—62. Weichseleiszeitliche Strukturen als potentielles Indiz für nicht-glaziäre gravitative Senkungs- und Auftriebsprozesse im Mollisolstadium. Strukturen im Bereich der weichseleiszeitlichen Niederterrasse der Mulde, Kreis Bitterfeld

Unter der Last des schweren Schotters ist die während der Frostbodendegradation weiche bis breiartige Kohle verdrängt und zu Salzkissen vergleichbaren Wällen und Mauern aufgestaut worden. Die Erscheinung ist das natürliche Pendant der Moorverdrängung im Grundbau.

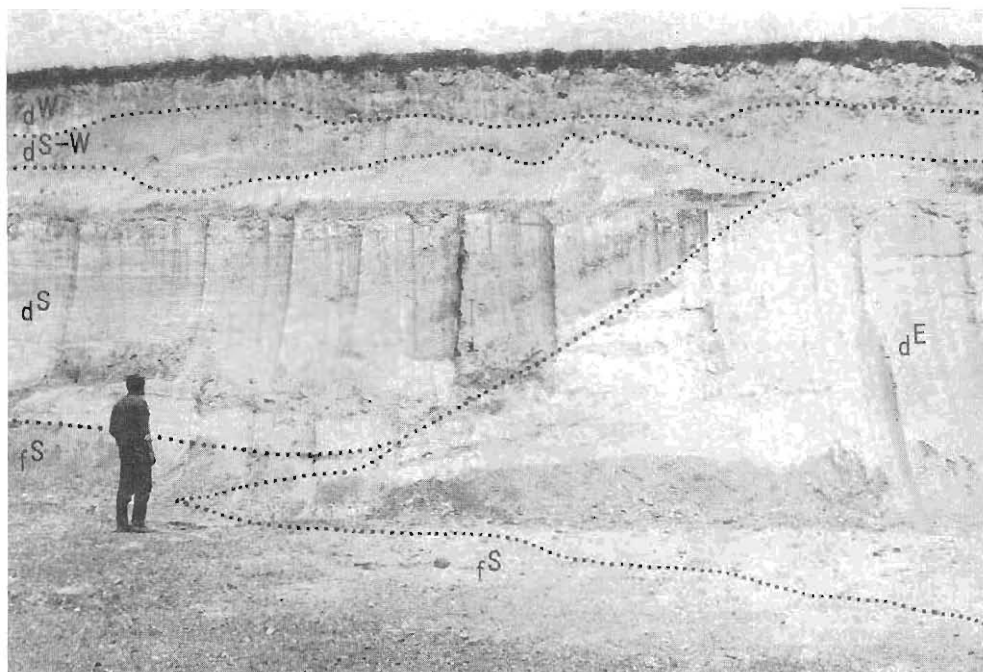
M — Mylonit aus Kies und Kohle; B — Kohlenbrekzie



Bild 63. Schichtkollaps: Schwerer Sand und Kies der frühsaaleglazialen Schotterterrasse der Unstrut und Geisel sind im Mollisolstadium sträuben- und wolkenartig in einem Braunkohlenflöz gravitativ abgesunken. Frühsaaleglazial. Foto L. LISCHE, Halle



Bild 64. Eine Kiestasche verdrängt en bloc die Braunkohle, die an der Peripherie diapirisch aufgestiegen ist; wohl frühsaaleiszeitlich. Aufschluß westlich von Pegau



Zeugen periglaziärer Massenverlagerung (Solifluktion, Abschwemmung) und Szenbildung (Bilder 65 bis 69)

Bild 65. Fließ- und Schwemmerden aus drei Eiszeiten am rechten Talhang der Pleiße südlich von Markkleeberg-Ost, Kreis Leipzig. Freigelegt ist zugleich der rechte Rand des saaleglazialen Pleiße-Gösel-Tals (vgl. Abb. 48)

d^w — weichselglaziale sandig-lehmige Fließerde mit dünner Sandlösauflage; d^{s-w} — weichsel- bis saaleglaziale sandig-lehmige Fließerde mit Resten der 1. Saalegrundmoräne; d^s — saaleglaziale feinschichtige Schwemm- und Fließerde mit Kiesschnüren und Schollen aus elsterglazialer Grundmoräne und tertiären Schluffen und Sanden (verzahnt sich außerhalb des Bildes mit Schottern der Hauptterrasse); f^s — frühsaaleglaziale Hauptterrasse der Pleiße-Gösel mit kaltzeitlichen Säugerresten (Mammut, Wollhaarnashorn) und zahlreichen altpaläolithischen Artefakten (Markkleeberger Kultur); d^e — elsterglaziale Schwemm- und Fließerde



Bild 66. Durch Fließvorgänge und kryogene Prozesse gefaltete Schwemm- und Fließerde der Saaleeiszeit (wie d^s im Bild 65)

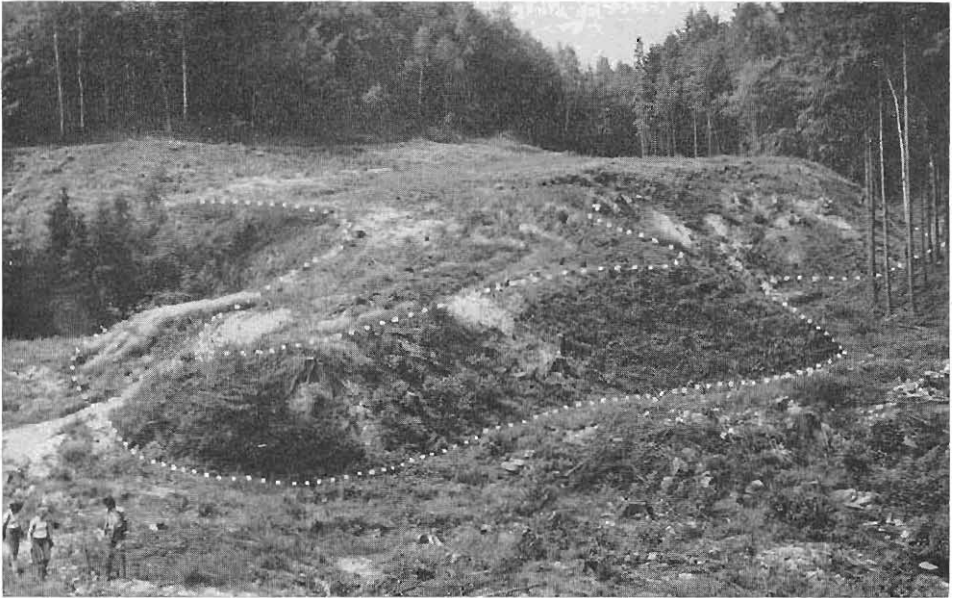


Bild 67. Talgletscherförmiger (zurückgeschnittener) Schwemm- und Schuttfächer im Selgebachtal bei Rochlitz

Die 10–15 m mächtigen Erdmassen bestehen aus gering sortierten Sanden und Kiesen, Blocklagen und Einzelblöcken bis eineinhalb Kubikmeter Größe (meist Rochlitzer Porphyrtuff) und Schluffen.



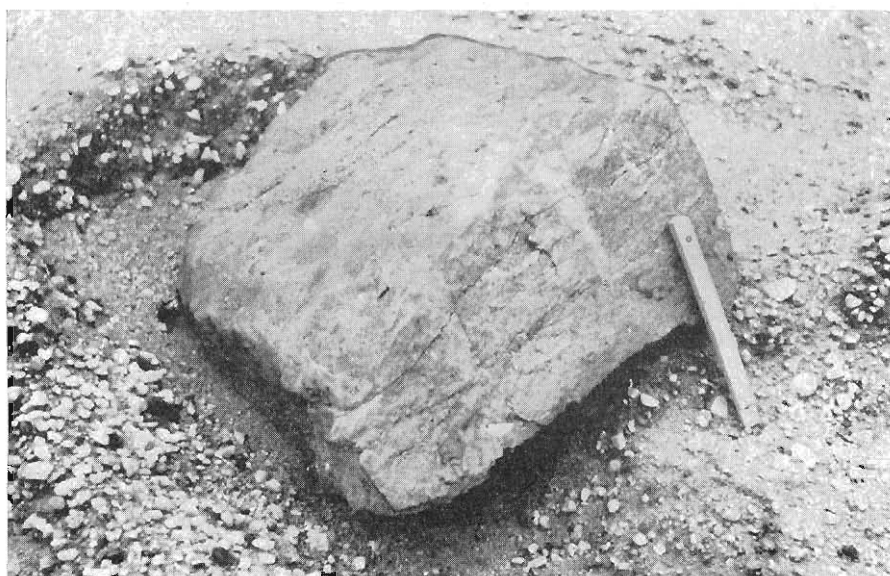
Bild 68. Rhythmisch geschichtete Schluffe und Feinsande in einem fossilen Trockental in der saaleeiszeitlichen Schönbach-Terrasse der Zwickauer Mulde südlich von Leisnau bei Colditz, Kreis Grimma



Bild 69. Anschnitt eines verlandeten spätsaaleiszeitlichen Periglazialsees westlich von Pegau

Spätestens seit Beginn der Elstereiszeit bildeten sich im mitteleuropäischen Periglazialgürtel ausgedehnte Feuchtareale und offene Wasserflächen. Die Hauptursachen waren gehemmte Drainage des Bodens durch Dauerfrostnis, wahrscheinlich erhöhte Niederschläge während der kühlen Abschnitte und Behinderung des oberirdischen Wasserabflusses im Gefolge intensiver Massenbewegungen (Aufstau).

1 — Weichsellöß und saalespätglaziale Fließ- und Schwemmerden; 2 — saalespätglaziale Beckensedimente aus rhythmisch geschichteten Schluffen, Mergeln und Feinsanden; 3 — 1. Saalegrundmoräne; 4 — frühsaaleglaziale Schotterterrasse der Weißen Elster; 5 — Tertiär



Driftblöcke (Bilder 70—73)

Bild 70. Isolierter kantengerundeter bis eckiger Block aus mittelböhmischem Quarzit in den (?pliozänen A-Schottern der Elbe bei Ottendorf-Okrilla. Mindesttransportweg 120 km. Länge des Vergleichsgegenstandes 20 cm

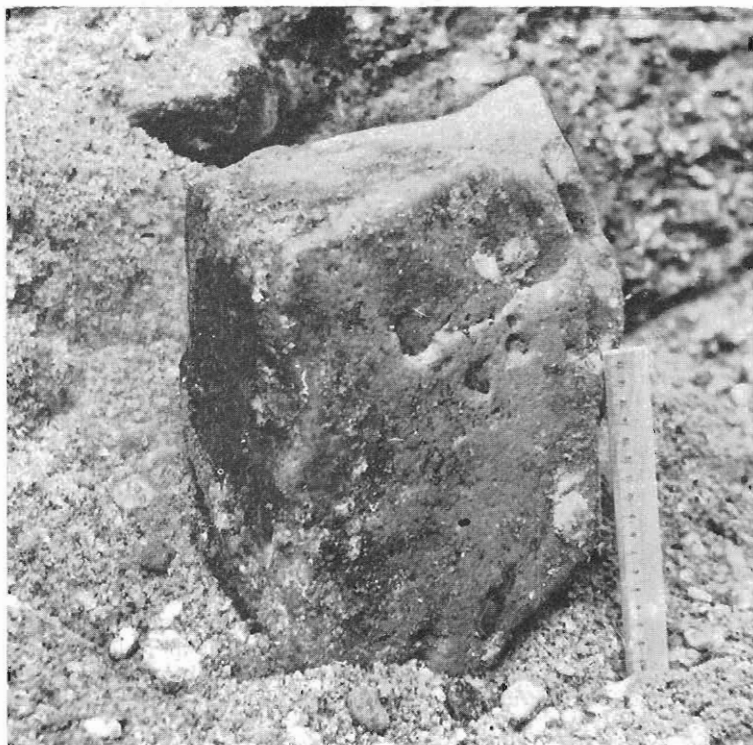


Bild 71. Einzelblock aus triassischem Sandstein (Buntsandstein) in der Mittleren frühpleistozänen Terrasse der Saale und Weißen Elster (Völkerschlachtdenkmal-Terrasse). Napoleonstein in Leipzig. Länge des Vergleichsgegenstandes 17 cm

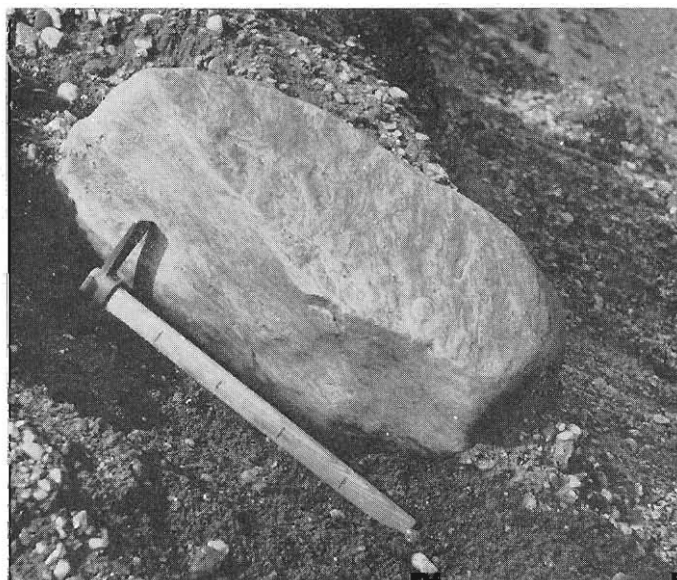


Bild 72. Granulitblock in der weichselglazialen Niederterrasse bei Bitterfeld. Mindesttransportweg 80 km. Hammerstiellänge 50 cm

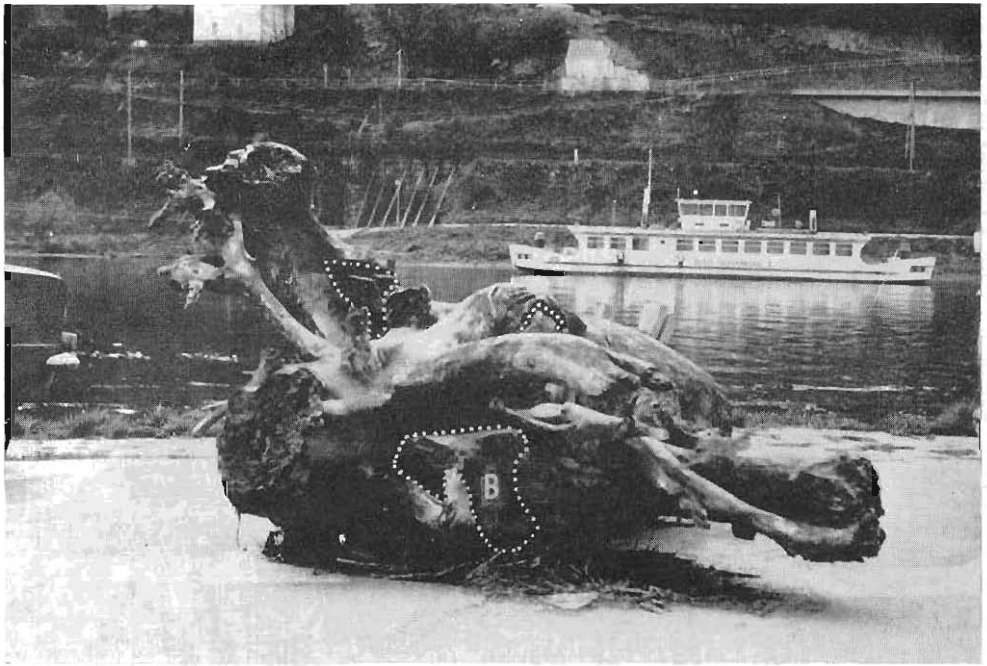


Bild 73. Lose Blöcke in feinkörnigerer Matrix lassen nicht unbedingt auf Transport durch Eisschollen schließen: Wurzelstock einer 70 cm starken Buche mit vier kantengerundeten Basaltblöcken vermutlich nordböhmischer Herkunft an der Schiffsanlagestelle Bad Schandau. Eingeschlossenes Gesteinsvolumen ca. 0,06 m³. Foto E. HÄNTZSCHEL, Waltersdorf



Bild 74. Vom Frost der Weichseiszeit zu scharfkantigem Bruch zersprengte Leipziger Grauwacke in einer Baugrube in Leipzig-Plagwitz (sog. Krosssteingrus). Frostbedingter Zerfall der ursprünglich weitgehend kompakten Grauwacke lokal bis 2 m Tiefe. Durchmesser des Vergleichsgegenstandes 6,5 cm (unten)

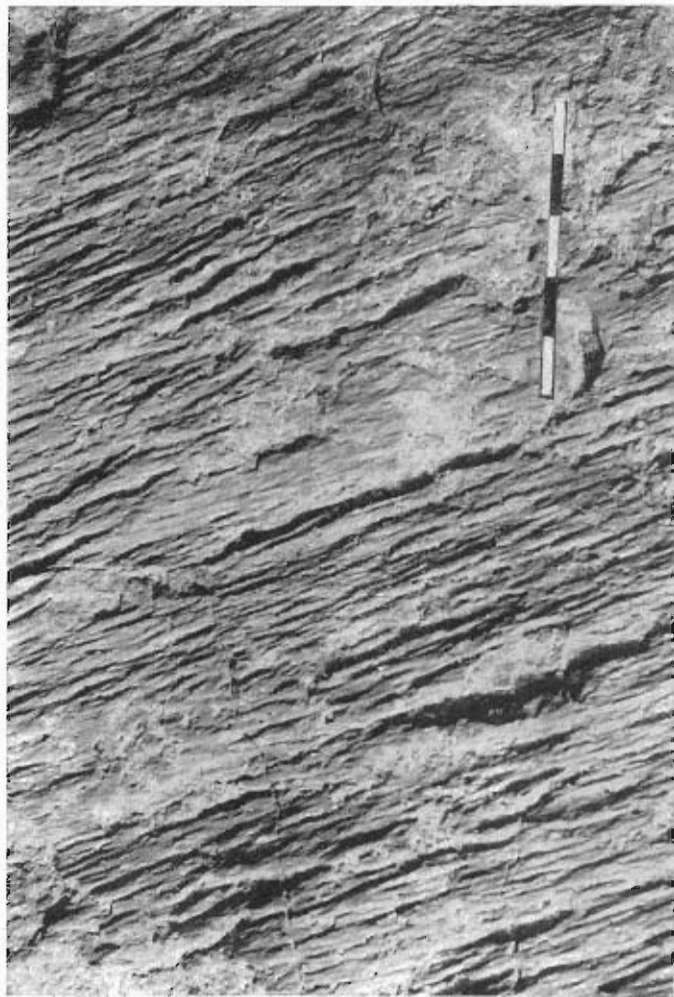


Bild 75.



Windwirkungen im Vorland der Gletscher

Bild 75. Durch sandbeladenen Wind korradierte Quarzporphyroberfläche am NAUMANN-HEIM-Fels auf dem Kleinen Berg bei Wurzen. Entstehung wahrscheinlich während der weichseleiszeitlichen Lößaufwehung. Maßstabteilstrich 1 cm. Foto H. RAST, Leipzig

Bild 76. Weichseleiszeitliche Windkanter oder Kantengeschiebe aus der Steinsohle unter dem Geschiebedecksand/Treibsand auf der Hochfläche von Gräfenhainichen

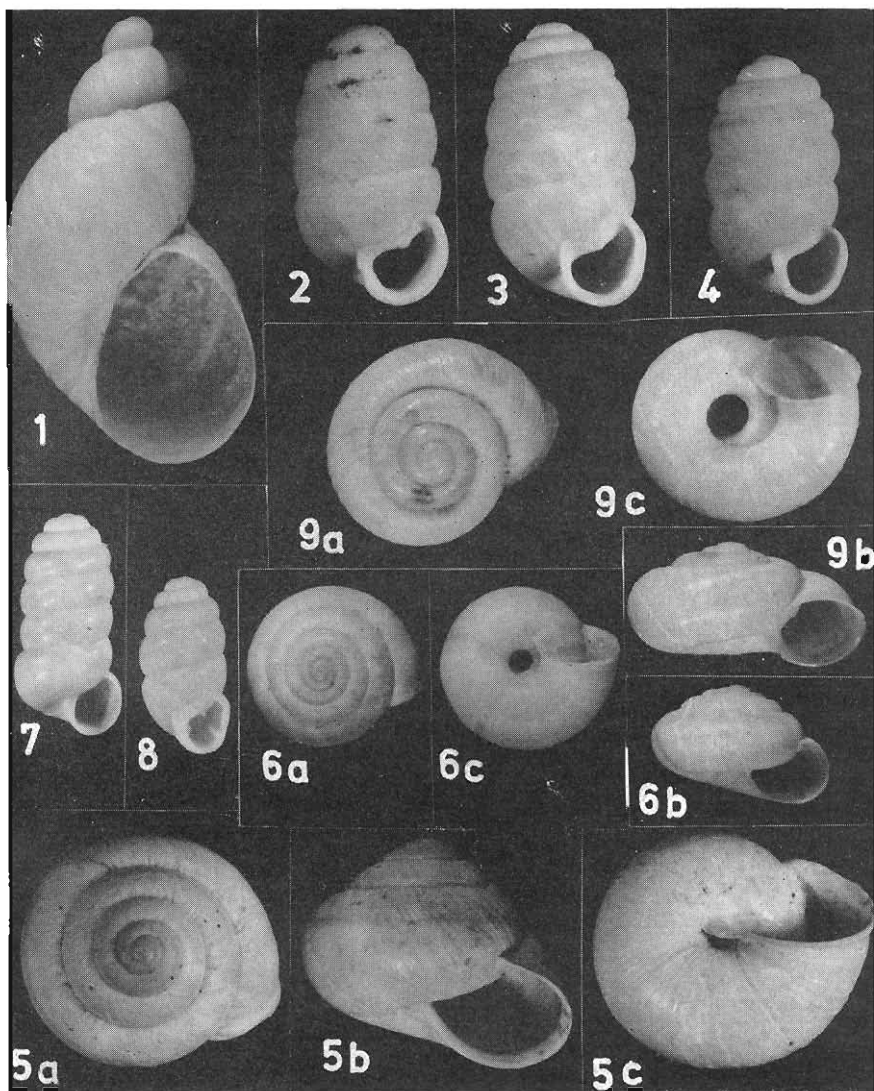


Bild 77. Kennzeichnende Schnecken aus den quartären Periglazialabschnitten des Saale-Elbe-Gebiets (nach R. FUHRMANN, Leipzig)

Aus dem Weichselöß: 1 — *Succinea oblonga* DRAP., 7,5 ×; 2 — *Pupilla muscorum* (LINNÉ), 10 ×; 3 — *Pupilla muscorum densegyrata* LOŽEK, 10 ×; 4 — *Pupilla loessica* LOŽEK, 10 ×; 5a, b, c — *Acianta arbustorum* (LINNÉ), 2 ×; 6a, b, c — *Trichia hispida* (LINNÉ), 3 ×. Aus spätweichselglazialen Bachsedimenten: 7 — *Columella columella* (MARTENS), 10 ×; *Vertigo parvedentata* (BRAUN), 10 ×; 9a, b, c — *Vallonia tenuilabris* (BRAUN), 10 ×