

Abriß der Pleistozänstratigraphie in der Umgebung von Halle (Saale)¹⁾

Von Werner Schulz, Schwerin

Mit 3 Textabbildungen (Abb. 3 Klapptafel)

I. Einleitung

Die Quartärgeologie im Bereich der mittleren und unteren Saale kann auf eine zweihundertjährige Geschichte zurückblicken, die vor allem mit den Namen K. v. Fritsch, E. Wüst, L. Siegert & W. Weißermel, E. Naumann & E. Picard, W. Soergel und R. Gramann verbunden ist. Während man um 1900 im benachbarten Sachsen nur eine einmalige Vereisung Mitteldeutschlands annahm, stellten Siegert & Weißermel bei der Kartierung der zwischen Weißenfels und Halle liegenden Meßtischblätter bereits eine de-

¹⁾ Der Aufsatz soll den quartärgeologisch interessierten Prähistoriker in den Stand der Stratigraphie im Saalegebiet zwischen Bad Kösen und der Hettstedter Gebirgsbrücke einführen. Zur spezielleren Information vgl. die Arbeiten von Groth, 1961, Ruske, 1961, Ruske & Wünsche, 1961, Schulz, 1961a u. 1962. Im Hinblick auf die Probleme des Paläolithikums wird das Mittel- und Jungpleistozän ausführlicher dargestellt als das Älteste und Altpleistozän.

Verf. dankt Herrn Dr. V. Toepfer, Landesmuseum für Vorgeschichte in Halle, für zahlreiche Anregungen und für die Durchsicht des Manuskriptes.

Gliederung

- I. Einleitung
- II. Die Ausbildung der glazialen Serie im mitteldeutschen Randgebiet der nordischen Vereisungen
- III. Gliederung des Pleistozäns
 - A. Die pliozäne und ältestpleistozäne Landoberfläche
 - B. Die präglazialen Flußterrassen
 - C. Die Elstereiszeit
 - D. Das Holsteininterglazial
 - E. Die Saaleeiszeit
 - 1. Die Hauptterrasse
 - 2. Der Basalvorstoß
 - 3. Der Hauptvorstoß
 - 4. Der Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoß
 - 5. Der Deckvorstoß
 - 6. Das „Ohe-Interstadial“
 - 7. Das Warthestadium
 - F. Das Eeminterglazial
 - G. Die Weichseleiszeit
- IV. Zusammenfassung
- V. Wichtigste Literatur

taillierte und im wesentlichen noch heute gültige Gliederung des Pleistozäns im Saaletal auf (Abb. 1). Diese Gliederung auf die Unstrut und Salzke erweitert zu haben, ist das Verdienst der Gebrüder H. & R. L e h m a n n (1922 u. 1930a), wenn auch ihre prähistorischen Funde, die sie zur Aufstellung mehrerer mitteleuropäischer Kulturstufen veranlaßten, heute in einen anderen Zusammenhang gestellt werden (vgl. T o e p f e r , 1961).

II. Die Ausbildung der glazialen Serie im mitteleuropäischen Randgebiet der nordischen Vereisungen

Das in Mitteleuropa von N nach S vordringende Inlandeis stieß im Randgebiet auf eine in umgekehrter Richtung sich abdachende Landschaft vor. Die an der Eisfront austretenden Schmelzwässer schütteten auf den Hoch-

Weichsel-Eiszeit		Jüngerer Löß II „Kösener Verlehmungszone“ Jüngerer Löß I	
Eem-Intergl.		Rabutzer Beckenton / „Naumburger Bodenkomplex“	
Saale-Eiszeit	Warthe-St.	Warthe Vorst.	Endmoräne des Flämings
		Lamst-Vorst.	Stauchendmoränen der Dübener Heide, von Wittenberg und Leitzkau
	„Ohe-Interst.“		Laufverlegungen der Flüsse / „Rudelsburger Bodenkomplex“
	Drenthe-Stadium	Deckvorst.	Oser Deckgrundmoräne u. Petersberger Endmoräne
		Hauptvorstoß	Dehlitz-Rückmarsdorfer Endmoräne Hauptgrundmoräne, Maximalausdehnung Bruckdorfer Bänderton / Vorschüttungssande Stauseelöß
Basalvorst.		Basalschotter Basalgrundmoräne Basalbänderton Hauptterrasse	
Holstein-Intergl.		Höhere Mittelterrasse/„Restschotter“/„Freyburger Bodenkomplex“	
Elster-Eiszeit	2. Vorstoß	Grundmoräne Peniger Bänderton/Stauseelöß/Vorschüttungssande	
	1. Vorstoß	Grundmoräne Dehlitzer Bänderton Stauseelöß	
„Prä-glazial“		Untere präglaziale Terrasse Mittlere präglaziale Terrasse Obere präglaziale Terrasse	Prägl. Kiese

Abb. 1 Gliederung des Pleistozäns im südöstlichen Teil von Sachsen-Anhalt.

flächen deshalb nur schmale Streifen von Vorschüttungssanden auf, die laufend vom Inlandeis überfahren wurden (Abb. 2, unten). Nach dem Eisabbau blieben über der Grundmoräne örtlich Toteissande zurück. Lückenlose Profile eines Eisvorstoßes bestehen also auf den Hochflächen aus:

- Toteissanden (oben)
- Grundmoräne
- Vorschüttungssanden (unten).

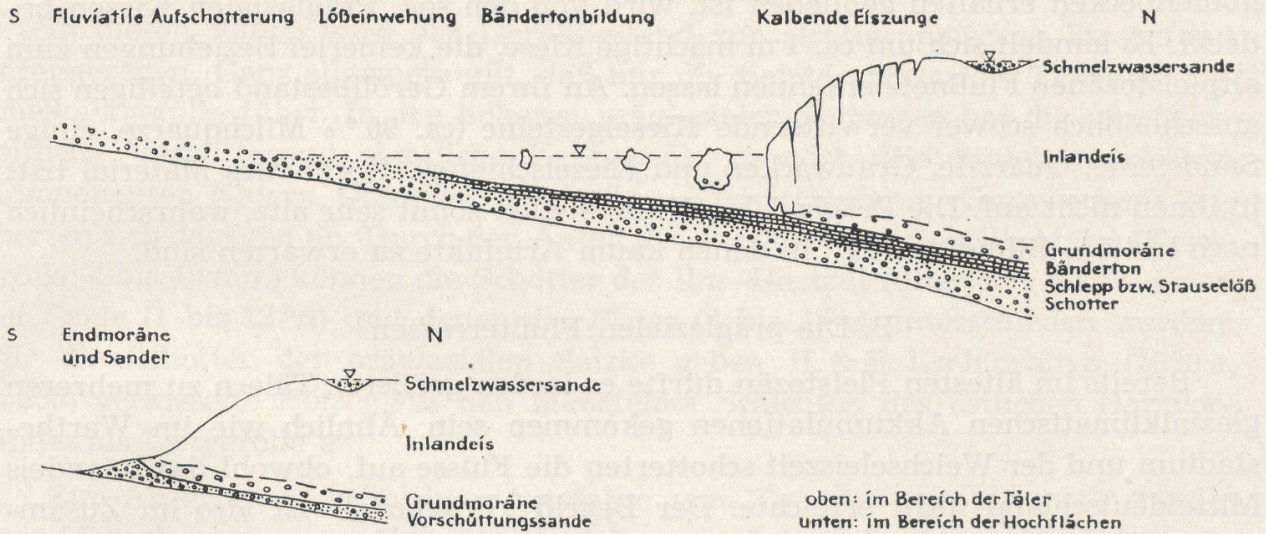


Abb. 2 Inlandeisrand im Tal (oben) und auf der Hochfläche (unten)

Dieser einfachen Abfolge steht die komplizierte Serie in den Tälern gegenüber (Abb. 2, oben). Nach der interglazialen Talvertiefung setzte zu Beginn der folgenden Eiszeit eine starke Frostschuttbildung ein, die die Flüsse zur Aufschotterung zwang (Soergel, 1921). Als das Inlandeis so weit nach S vorgedrungen war, daß die Täler völlig von ihm ausgefüllt wurden, stauten sich die Fluß- und Schmelzwässer. Dieser Zustand wurde im Saaletal erreicht, als sich der Eisrand bis einige km nördlich der heutigen Ortslage Halle vorgeschoben hatte. In den Stauseen lagerten sich zunächst feinkörnige Sande (sog. „Schlepp“) ab, die örtlich durch einen eingewehten, frühglazialen Löß ersetzt werden können. Danach bildeten sich die bekannten Bändertone. Der jahreszeitliche Rhythmus der Sedimentschüttung kommt in der Wechsellagerung von hellen, feinsandigen Sommerwarven und dunklen, tonigen Winterwarven zum Ausdruck. Mit dem vordringenden Inlandeis schoben sich auch die Stauseen flußaufwärts, wobei sich die Warven dachziegelartig übereinanderlegten und schließlich vom Eis überfahren wurden. Über der Grundmoräne können auch hier Schmelzwassersande abgelagert worden sein. Vollständige Profile eines Eisvorstoßes bestehen also in den Tälern aus:

- Toteissanden (oben)
- Grundmoräne
- Bänderton
- „Schlepp“ oder Stauseelöß
- Schotterterrasse (unten).

Im östlichen Harzvorland liegen aus der Elstereiszeit zwei und aus der Saaleiszeit drei dieser Sedimentationsrhythmen vor (Abb. 1). Außerhalb der Täler können auch in Becken auf den Hochflächen örtlich Bändertone auftreten.

III. Gliederung des Pleistozäns

A. Die pliozäne und ältestpleistozäne Landoberfläche

Die pliozäne und ältestpleistozäne Landoberfläche, die nur in einigen Braunkohlenbecken erhalten geblieben ist, wird von den sog. Präglazialen Kiesen bedeckt. Es handelt sich um ca. 1 m mächtige Kiese, die keinerlei Beziehungen zum altpleistozänen Flußnetz erkennen lassen. An ihrem Geröllbestand beteiligen sich ausschließlich schwer verwitternde Kieselgesteine (ca. 90 % Milchquarze, einige Sandsteine, Quarzite, Grauwacken und Kieselschiefer). Nordisches Material tritt in ihnen nicht auf. Die Präglazialen Kiese stellen somit sehr alte, wahrscheinlich noch tertiäre Bildungen dar, in denen kaum Artefakte zu erwarten sind.

B. Die präglazialen Flußterrassen

Bereits im ältesten Pleistozän dürfte es in den größeren Tälern zu mehreren glazialklimatischen Akkumulationen gekommen sein. Ähnlich wie im Warthestadium und der Weichseiszeit schotterten die Flüsse auf, obwohl das Inlandeis Mitteldeutschland nicht erreichte. Der Begriff „Präglazial“ ist also im Zusammenhang mit Flußschottern nicht streng zeitlich zu verstehen (vor dem Pleistozän), sondern soll nur zum Ausdruck bringen, daß die Schotter zwar innerhalb der Feuersteinlinie²⁾ liegen, aber dennoch kein nordisches Material führen.

Da die präglazialen Terrassen in den jüngeren Interglazialen oft bis auf geringe Bestreuungen abgetragen wurden und häufig eine mehrere m mächtige Decke von weichselzeitlichem Löß tragen, schwanken die Angaben über Zahl und Verbreitung der präglazialen Schotterkörper:

Saaletal zwischen Weißenfels u. Schkeuditz: 4 prägl. Terrassen,
E i ß m a n n, 1962

Saaletal zwischen Bad Kösen u. Schkeuditz: 3 prägl. Terrassen,
S c h u l z, 1962

Elstertal zwischen Zeitz und Leipzig: 3 prägl. Terrassen,
G r a h m a n n, 1925

Unstruttal zwischen Wendelstein u. Freyburg: 2 prägl. Terrassen,
S c h n e y e r, 1961 u. K u g l e r, 1961

Salzketal zwischen Salzmünde und Morl: 2 prägl. Terrassen,
H. & R. L e h m a n n, 1930 a

Etwa an der Linie Weißenfels—Zeitz erfolgten während der Elstereiszeit oder in der ersten Hälfte des Holsteininterglazials (Abb. 1) tektonische Bewegungen, die zu einer Hebung der südwestlich dieser Linie liegenden Scholle führten (S t e i n m ü l l e r, 1956 u. S c h u l z, 1962). Die präglazialen Terrassen werden

²⁾ Feuersteinlinie: Linie, die die südlichsten Vorkommen der vom Inlandeis nach S transportierten Feuersteingeschiebe in Mitteleuropa verbindet. Sie verläuft in Mitteldeutschland etwa von Zittau über Karl-Marx-Stadt, Jena, Erfurt, Mühlhausen, Sondershausen, Stolberg und Thale nach Goslar.

deshalb hier 140 bis 160 m über der heutigen Aue angetroffen. Unterhalb der Linie Weißenfels—Zeitz liegen die präglazialen Terrassen ungestört. Da die tiefste präglaziale (= fröheelsterzeitliche) Terrasse ein höheres Gefälle aufweist als die mittelpleistozäne Hauptterrasse, kreuzen sich beide Terrassen (im Saaletal bei Schladebach). Unterhalb dieser Terrassenkreuzung liegt die tiefste präglaziale Terrasse in einem tieferen Niveau als die Hauptterrasse. Örtlich können die Schotter durch Salzauslaugung abgesenkt oder durch Eisstauung in eine höhere Lage versetzt worden sein.

In diesen Fällen wird der Geröllbestand zur stratigraphischen Einstufung herangezogen. Ganz allgemein gilt, daß nur die tiefste präglaziale Terrasse Muschelkalkgerölle führt. In den höheren präglazialen Terrassen hat die vorelsterzeitliche Verwitterung sämtliche Kalkgerölle zerstört. Die kieselsäurereichen Komponenten (Quarz, Quarzite, Sandsteine, Kieselschiefer u. Grauwacken) reichert sich dagegen an. Durch den Anteil der Porphyre am Geröllbestand (Korngröße: 4 bis 40 mm) können die Schotter der Ilm—Unstrut (über 30 %) von denen der Saale (1 bis 12 %) und denen der Elster (0 bis 1 %) unterschieden werden. Für die Schotter der präglazialen Saale geben H. & R. L e h m a n n (1930 a, S. 235) verkieselte Hölzer aus den Mansfelder Schichten des östlichen Harzvorlandes als Leitgerölle an.

Zur Anfertigung primitiver Artefakte vom Typ der „pebble tools“ hätten dem Menschen etwa zur Zeit der Heidelberger Kultur die Quarz- und Quarziterölle der präglazialen Terrassen zur Verfügung gestanden. Diese Artefakte müßten vor allem in der tiefsten präglazialen (= fröheelsterzeitlichen) Saaleterrasse zwischen Bad Kösen und Weißenfels gesucht werden, die auf dieser Strecke besonders große Gerölle führt.

Im Saaletal treten Schotter der höheren und mittleren präglazialen Terrasse erst unterhalb von Ober-Greißlau bei Weißenfels auf. Die höhere Terrasse zieht sich von Aupitz über Domsen nach Stöntzsch hin (Mbl. Hohenmölsen 4838 u. Pegau 4839). Die Saale vereinigte sich zu dieser Zeit etwa bei Pegau mit der Elster. Im Laufe des Pleistozäns verlegte sie ihren Lauf in mehreren Etappen nach NW. Die mittlere Terrasse verläuft von Ober-Greißlau über Poserna nach Gr. Görschen (Mbl. Stößen 4837, Weißenfels 4737, Lützen 4738 u. Zwenkau 3947). In der frühen Elstereiszeit schüttete die Saale den zwischen Bad Kösen und Weißenfels in einem 2 bis 5 km breiten Tal liegenden Schotterkörper auf. Unterhalb von Weißenfels weitet sich dieser deltaförmig und ist im Raum Lützen—Markranstädt weit verbreitet.

Auf eine Bifurkation³⁾ der Saale zur Zeit der unteren präglazialen Terrasse hat E i ß m a n n (1962) kürzlich hingewiesen. Der sog. „Leipziger Saalearm“ zweigte bei Lützen—Meuchen vom sog. „Schkeuditzer Hauptarm“ nach E⁴⁾ ab und mündete bei Knautnaundorf (Mbl. Zwenkau 4739) in die Elster.

³⁾ Bifurkation: Gabelung eines Flusses und Verbindung des abzweigenden Armes mit einem benachbarten Fluß.

⁴⁾ E = East = Osten.

Die Unstrut, an der nach S c h n e y e r (1961) u. K u g l e r (1961) zwei präglaziale Terrassen erhalten sind, benutzte vor der ersten Eisbedeckung noch nicht das Zeuchfelder Tal, sondern mündete zwischen Freyburg und Naumburg in die Saale.

Präglaziale Salzkeschotter sind nur zwischen Brachwitz und Morl erhalten geblieben (Mbl. Halle-Nord 4437, H. & R. L e h m a n n , 1930 a, S. 236). Die Salzke floß damals vermutlich nach E. Ihre Mündung in die altpleistozäne Saale ist nicht bekannt.

C. Die Elstereiszeit

In Mitteldeutschland lassen sich zwei elsterzeitliche Vorstöße nachweisen. Allerdings sind deren Ablagerungen nur lokal erhalten geblieben. Da die saalezeitlichen Moränen auf den Hochflächen unmittelbar dem präpleistozänen Untergrund aufliegen, müssen die elsterzeitlichen Bildungen hier schon während des Holsteininterglazials abgetragen worden sein. Diese interglaziale Abtragung war z. B. auf der tektonisch gehobenen Scholle südwestlich Weißenfels bereits in der ersten Hälfte des Großen Interglazials beendet. Der Mensch des Alt- und Mittelacheuléens, des Mittelclactoniens und Frühvalloisiens dürfte auf den Hochflächen nur selten brauchbare Feuersteingeschiebe gefunden haben, aus denen er Faustkeile, Abschläge und Klingen hätte gewinnen können.

Dagegen standen ihm in den sich noch während des Altpleistozäns senkenden Braunkohlenbecken große Mengen feuersteinführender Moränen der Elstereiszeit zur Verfügung (Zeititz-Weißenfelser und Oberröblinger Revier). Ferner blieben elsterzeitliche Bildungen erhalten:

in Gebieten flächenhafter Steinsalzauslaugung (Ried, Voigtstedt, Frankenhausen), auf Landterrassen zwischen zwei Schichtstufen (Thüringer Becken), in lokalen Senken der holsteininterglazialen Landoberfläche (Morl, Mbl. Halle-Nord 4437)

sowie im Unterlauf der Flüsse, sofern die Talvertiefung des Mittelpleistozäns nicht die Intensität der des Altpleistozäns erreichte (Raum Lützen-Markranstädt) (vgl. im einzelnen S c h u l z , 1962, Abb. 12).

Die Schotter der tiefsten präglazialen Terrasse gehen durch Korngrößenabnahme ohne Schichtlücke in den Dehlitzer Bänderton (= Leipziger Bänderton in NW-Sachsen, R. G r a h m a n n , 1925) über. Die Schotter wurden also in der frühen Elstereiszeit abgelagert. Der 0,5 bis 1 m mächtige Dehlitzer Bänderton tritt im Bereich der Elster, Saale, Unstrut und Salzke in der gleichen Fazies auf: Tonige, schwarze Winterwarven wechseln in großer Regelmäßigkeit mit hellgrauen, schluffigen⁵⁾ Sommerwarven ab. In dieser Ausbildung unterscheidet er sich von den roten und nicht so gut geschichteten Warven des Bruckdorfer Bändertones. Die Existenz der Stauseen während des ersten elsterzeitlichen Vorstoßes ist durch 50 bis 75 Jahreswarven belegt.

Zu dieser Zeit wurden die Täler durch ein mehrere 100 m dickes Inlandeis abgeriegelt. Wie sich aus der Lage der Geschiebe in der ± 10 m mächtigen Grund-

⁵⁾ Schluff: nach DIN 4022 Korngrößenintervall 0,002 bis 0,06 mm.

moräne rekonstruieren läßt, drang das Eis des ersten elsterzeitlichen Vorstoßes in der Umgebung von Halle aus N bis NNE nach S bis SSW vor. Im Thüringer Becken schwenkte es nach NE – SW um. Vermutlich kam dieser Vorstoß erst an der Feuersteinlinie zum Stillstand (s. Fußnote 2). Der östliche Unterharz wurde bis zu einem Niveau von + 450 m NN vom nordischen Inlandeis bedeckt (D a h l - g r u e n , 1929).

Wie weit sich der Eisrand nach dem ersten Vorstoß zurückzog, ist nicht bekannt. Die Zweiteilung der elsterzeitlichen Ablagerungen läßt sich von Altenburg (K l e n g e l , 1960 u. E i ß m a n n , 1961) bis in die Breite von Halle nachweisen. Wie diese beiden Moränen mit den 4 elsterzeitlichen Geschiebemergeln in Brandenburg (C e p e k , 1961) zu parallelisieren sind, muß weiteren geologischen Untersuchungen im Bereich der Elbe und des Flämings vorbehalten bleiben.

Vor dem aus N bis NNW erneut vordringenden Inlandeis bildeten sich auf den von Grundmoränen des ersten Vorstoßes bedeckten Hochflächen örtlich kleinere Staubecken aus, in denen der Peniger Bänderton abgelagert wurde. Petrographisch unterscheidet sich dieser oft nur wenige Jahreswarven umfassende Bänderton nicht vom Dehlitzer.

Die Grundmoräne des zweiten elsterzeitlichen Vorstoßes liegt heute in einer Mächtigkeit von 3 bis 6 m vor. Ursprünglich dürfte sie nicht ganz die Mächtigkeit der unteren elsterzeitlichen Grundmoräne erreicht haben. Die zu diesem Stadium gehörende Randlage konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Die intensive holsteininterglaziale Abtragung betraf zuerst die Bildungen des zweiten elsterzeitlichen Vorstoßes, die deshalb nur in Gebieten mit starker Senkungstendenz erhalten blieben (Oberröblinger und Zeitz–Weißenfels Revier, Raum Markranstädt). Nach E i ß m a n n (1961) ist die Moräne des zweiten elsterzeitlichen Vorstoßes in Sachsen häufiger vorhanden.

Der im Gelände tätige Prähistoriker sieht sich oft vor die Aufgabe gestellt, eine Moräne in die Elster- oder Saaleeiszeit einordnen zu müssen. Neben dem Lagerungsverband können vor allem Struktur und Geschiebeführung zur Entscheidung dieser Frage herangezogen werden. Für den Raum zwischen Unterharz, Weißer Elster, Zeitz und Könnern gelten folgende Gesetzmäßigkeiten:

	<i>elsterzeitliche Moränen:</i>	<i>saalezeitliche Moränen:</i>
Struktur:	kompakt, dicht, stark verfestigt	bröckelig, porös, zerfallen leicht in Wasser
Quarze:	Milchquarze	unreine Quarze (sog. „Restquarze“)
Feuersteine:	vorwiegend schwarz	vorwiegend sekundär braun (sog. „Ikterolithe“)
Silurkalke:	häufig	selten
Bernstein:	vereinzelt	selten
Hallesche Porphyre:	selten	häufig
Findlinge:	vereinzelt	häufig
Farbe:	dunkelgrau	braun bis rot.

Diese Angaben sind als Faustregeln anzusehen und gelten nicht ohne Ausnahmen.

D. Das Holsteininterglazial

Unter dem warm-feuchten Klima des Holsteininterglazials schritt die Abtragung der rd. 20 m mächtigen elsterzeitlichen Bildungen rasch voran und dürfte, da in den Hauptterrassenschottern oberhalb von Weißenfels nordisches Material nur untergeordnet auftritt, hier schon während des hohen Interglazials im wesentlichen beendet gewesen sein.

Gelegentlich reicherte sich die Lesesteindecke auf der holsteininterglazialen Landoberfläche durch mehrfache Umlagerungen in lokalen Senken an und bildete die sog. „Restschotter“. Die chemische Verwitterung hat den Geröllbestand der „Restschotter“ aufbereitet. Die Kalke und kristallinen Geschiebe wurden weitgehend reduziert, so daß nur kieselsäurereiche Gesteine zurückblieben. Für den Prähistoriker ist diese umgelagerte Lesesteindecke von besonderem Interesse, da in ihr die auf der Jagd verlorenen Artefakte auftreten können. Der von J a h n (1949) beschriebene Faustkeil von Naumburg wurde z. B. in den holsteininterglazialen „Restschottern“ der Ziegeleigrube Hesse 2 km südöstlich Naumburg (Abb. 3) gefunden. R u s k e & W ü n s c h e (1961) gliedern das Profil der Ziegeleigrube Hesse, das durch seine fossilen Böden zu den wichtigsten Lößprofilen Mitteldeutschlands zählt, folgendermaßen (der Übersicht halber stark vereinfacht):

0,0 – 2,5 m Fluglöß	}	Weichseleiszeit
2,5 – 3,4 m Schwemmlöß		
3,4 – 6,0 m Fließerde, an der Basis Humusstreifen	}	Naumburger „Bodenkomplex“ (Eeminterglazial)
6,0 – 7,0 m Humusanreicherungszone, kaffeebraun, Bröckelgefüge		
7,0 – 7,4 m Verlehmungszone, Lößlehm, schwach humos	}	Saaleeiszeit
7,4 – 8,9 m Verlehmungszone, Lößlehm, ockerbraun, säulig-prismatisches Gefüge		
8,9 – 9,9 m Fließerde	}	Holsteininterglazial Ob. Buntsandstein
9,9 – 10,1 m Solifluktionsschutt		
10,1 – 12,7 m Beckenschluff, geschichtet		
12,7 – 12,8 m „Restschotter“, mit Faustkeil		
ab 12,8 m Schieferton		

Über den holsteininterglazialen „Restschottern“, in denen der Faustkeil gefunden wurde, folgt ein saalezeitlicher Beckenschluff, der von Solifluktionsschutt und Fließerde überlagert wird. Die mittelpleistozäne Serie schließt ein 1,9 m mächtiger Lößlehm ab, der von R u s k e & W ü n s c h e (1961) als B-Horizont einer braunlehmartigen Parabraunerde aus dem Eeminterglazial = (sog. „Naumburger Bodenkomplex“) gedeutet wird. Der schwarzerdeähnliche A-Horizont zwischen 6,0 und 7,0 m ist in seinen obersten Partien solifluidal umgelagert und in die weichselzeitliche Fließerde aufgenommen worden. Diese Fließerde geht zunächst in einen Schwemmlöß und schließlich in den echten Fluglöß über.

Ein weiteres Lößprofil mit 3 bzw. 4 fossilen Böden beschrieben R u s k e & W ü n s c h e (1961) aus der Ziegeleigrube Gerlach in Freyburg a. U. Dort tritt unter dem Bruckdorfer Bänderton, der durch Einlagerungen von Stauseelöß eine lokale Mächtigkeit von 10 m aufweist und zum Hauptvorstoß der Saaleeiszeit

gehört, der sog. „Freyburger Bodenkomplex“ auf. Er besteht aus einer 0,65 m mächtigen Humusanreicherungszone und einem 1,25 m mächtigen Lößlehm (B-Horizont einer braunlehmartigen Parabraunerde). R u s k e & W ü n s c h e deuten diesen Komplex als holsteininterglazialen Boden.

Über dem Bruckdorfer Bänderton folgt eine Fließerde mit humosen Bändern, die möglicherweise aus dem zerstörten A-Horizont des sog. „Rudelsburger Bodenkomplexes“ stammen. Im Kalkbruch der Kalkwerke Rudelsburg bei Bad Kösen besteht dieser Boden aus einer 0,4 m mächtigen Humusanreicherungszone über einem 0,8 m mächtigen, verlehnten Sandlöß. R u s k e & W ü n s c h e (1961) stellen diese „abgeschwächte Bodenbildung“ in das Interstadial zwischen dem Drenthe- und dem Warthestadium.

In der Ziegeleigrube Gerlach in Freyburg a. U. folgt als nächstjüngere Bildung der „Naumburger Bodenkomplex“ des Eeminterglazials mit einer 1,4 m mächtigen Humusanreicherungszone und einem 1,1 m mächtigen Lößlehm (= stark verwitterte Parabraunerde).

Schließlich teilt die 0,4 m mächtige interstadiale „Kösener Verlehmungszone“ die Jüngeren Löße in einen Weichsel-I- und einen Weichsel-II-Löß (R u s k e & W ü n s c h e, 1961).

Nachdem sich die Flüsse in der ersten Hälfte des Holsteininterglazials erneut eingeschnitten hatten, kam es aus bisher nicht geklärten Ursachen zur Akkumulation der höheren mittelpleistozänen Terrasse. Die nur örtlich erhaltenen Reste dieses Schotterkörpers liegen etwa 10 bis 15 m höher als die Hauptterrasse. Zwischen Naumburg und Weißenfels benutzte die Saale zu dieser Zeit das Markröhlitzer Trockental (vgl. Abb. 3). Die von S i e g e r t & W e i ß e r m e l (1911, S. 133) zu dieser Terrasse gestellten Kiese von Möritzsch (Mbl. Leipzig-West 4639) werden jetzt als Vorschüttungssande des saalezeitlichen Hauptvorstoßes angesehen.

Im Unstruttal sollte nach R. L e h m a n n (1922) die Wangener Terrasse der höheren mittelpleistozänen Terrasse entsprechen. H. & R. L e h m a n n (1922) fanden in der namengebenden Kiesgrube 1 km westlich Klein-Wangen (Mbl. Nebra 4735 und Abb. 3) zahlreiche Clacton-Abschläge. Zeitweise wurde von W i e g e r s (1942) ein elsterinterstadiales und von H e s e m a n n (1940) sogar ein frühelsterzeitliches Alter dieser Terrasse angenommen. Nach den jüngsten Aufnahmen teilt S c h n e y e r (1961) das Profil von Klein-Wangen in eine 4 m mächtige Feinsandserie im Hangenden, die als Talsand vor dem Hauptsaaaleeis aus dem Raum Querfurt in das Unstruttal geschüttet wurde, und einen 2 m mächtigen, fluviatilen Schotterkörper im Liegenden, den S c h n e y e r als talrandnahes Vorkommen der Hauptterrasse deutet. Damit wird die Wangener Terrasse als selbständige, höhere mittelpleistozäne Akkumulation hinfällig. Die Clacton-Geräte, die im unteren Teil der Kiesgrube bei Klein-Wangen gesammelt wurden, treten somit als Gerölle in der frühsaaalezeitlichen Hauptterrasse auf. Sie wurden von H. & R. L e h m a n n (1922), J. A n d r e e (1939) und V. T o e p f e r (1961) abgebildet.

E. Die Saaleeiszeit

1. Die Hauptterrasse

Zwischen der Aufschotterung der höheren und der tieferen mittelpleistozänen Terrasse liegt eine Periode der Erosion, in der sich die Saale und Salzke um weitere 10 bis 15 m einschnitten. In der zweiten Hälfte des Holsteininterglazials – aber noch unter hochinterglazialen Bedingungen – setzte die Akkumulation der tieferen mittelpleistozänen Terrasse ein, die in allen Tälern Mitteldeutschlands weit verbreitet und häufig aufgeschlossen ist. Sie wird deshalb als Hauptterrasse bezeichnet.

An Hand horizontiert gesammelter Faunengemeinschaften können die Klimaänderungen vom hohen Holsteininterglazial bis zur Stauseebildung in der Saaleeiszeit rekonstruiert werden. So lassen sich z. B. die Hauptterrassenschotter der Salzke–Weida in der auch prähistorisch wichtigen Kiesgrube Köchstedt–Nord (Mbl. Schraplau 4536, M e r t i n, 1940, u. S c h u l z, 1961 a) von unten nach oben in folgende Abschnitte gliedern:

- a) Schotter mit *Corbicula fluminalis* Müller auf autochthoner Lagerstätte. *Corbicula fluminalis* ist eine zur Familie der Cyrenen gehörende, wärme-liebende Muschel, die rezent im Nil, im Amur und im Amu-Darja vorkommt (S t e u s l o f f, 1943 S. 68). Nur während des Großen Interglazials hatte sie sich über Mitteldeutschland bis nach Südengland ausgebreitet.
- b) Schotter mit Schnecken, die unter dem heutigen Klima in Mitteleuropa vorkommen.
- c) Schotter mit Knochen von Mammut, Wollhaarigem Nashorn, Rentier und anderen Großsäugern der Kältesteppe.

Im Abraum des Kalkbruches Rudelsburg bei Bad Kösen fand T o e p f e r (1935, S. 85) im tieferen Teil der Saalehauptterrasse M e r c k s c h e s Nashorn, im oberen Teil dagegen Reste des Wollhaarigen Nashorns. Ferner wurde das im Landesmuseum für Vorgeschichte in Halle aufgestellte Mammutskelett von Pfännerhall (Geiseltal) nur ca. 1 m unter einem saalezeitlichen Bänderton ausgegraben (T o e p f e r 1957).

Die Saale benutzte im ausgehenden Holsteininterglazial zwischen Naumburg und Weißenfels wieder das alte, präglazial angelegte Tal (vgl. Abb. 3). Die Hauptterrassenschotter liegen bei Bad Kösen 20 bis 32 m, bei Merseburg nur noch 12 bis 24 m über der heutigen Aue. Im Bereich des Muschelkalkes bei Bad Kösen sind die Talformen des Mittelpleistozäns noch heute deutlich zu erkennen. Unterhalb von Weißenfels weitet sich der Schotterkörper deltaartig auf eine Breite von 10 km und nimmt bei Merseburg die Unstrut auf.

Die Clacton-Artefakte von Wallendorf 3 km östlich Merseburg (T o e p f e r, 1961, S. 573) werden in der Saalehauptterrasse unterhalb der Basalgrundmoräne gefunden. Sie sind damit älter als der Basalvorstoß der Saaleeiszeit und treten in der gleichen Terrasse wie die Geräte von Klein-Wangen auf. Nördlich der Elster-Luppe-Aue erstreckt sich die Hauptterrasse der Saale vom Hauptbahnhof der Stadt Halle bis Rabutz. Der hier etwa 14 km breite Schotterkörper ist in den Kiesgruben „Am Leuchtturm“ südlich Halle–Büschdorf gut aufgeschlossen. In

der nur 2 km entfernten und zur Flur Kanena gehörenden Kiesgrube am Bahnhof Dieskau wurde eine Feuersteinspitze gefunden (A n d r e e, 1939, S. 158). Im Raum Landsberg umfloß die mittelpleistozäne Saale mehrere Härtlinge von Unterem Halleschem Porphyry und mündete etwa bei Doberstau (Mbl. Brehna 4439) in das breite Tal der vereinigten Elster-Pleiße-Mulde.

Die Hauptterrasse der Weißen Elster läßt sich von Profen nordöstlich Zeitz, wo sie etwa im Niveau der heutigen Elsteraue liegt, über Pegau in die westlichen Stadtteile von Leipzig verfolgen (Abb. 3). Die am südwestlichen Stadtrand von Leipzig in die Elster mündende mittelpleistozäne Pleiße führt die bekannten Levalloisien-Geräte von Markkleeberg und Umgebung (im einzelnen vgl. G r a h m a n n, 1925 u. 1951).

Die Hauptterrasse der Unstrut hat S c h n e y e r (1961) von Klein-Wangen bis Freyburg verfolgt. Sie tritt hier 12 bis 26 m über der heutigen Aue auf und ist in einer Kiesgrube 500 m nördlich Wennungen (Mbl. Nebra 4735) ausgezeichnet aufgeschlossen. Während des Holsteininterglazials mündet die Unstrut nicht – wie im Alt- und Jungpleistozän – bei Naumburg in die Saale, sondern benutzte von Freyburg ab das Zeuchfelder Tal (Abb. 3). Im östlichen Geiseltal tritt die Unstruthauptterrasse, die R. L e h m a n n (1922) hier als Körbisdorfer Terrasse bezeichnet hat, bei + 98 bis + 102 m NN auf. Sie wurde zusammen mit den Braunkohlenflözen des Geiseltales durch das Saaleeis gestaucht. Südlich Merseburg mündete die mittelpleistozäne Unstrut in die Saale.

Die Hauptterrasse der Weida läßt sich von Esperstedt bei Schraplau über den Tagebau Etzdorf und Teutschenthal nach Köchstedt verfolgen, wo sie sich mit der aus dem Gebiet des ehemaligen Salzigen Sees kommenden Salzke vereinigte. Unterhalb der Vereinigung ist die mittelpleistozäne Terrasse nur noch in Resten erhalten. Nach H. & R. L e h m a n n (1930 a) verlief sie ursprünglich über Köllme und östlich Salzmünde nach Wettin. In der heute auflässigen Kiesgrube am Schweizerling nördlich Wettin fanden H. & R. L e h m a n n (1922) einen „Faustkeil“ (nach T o e p f e r, 1961, S. 573, grober Spitzenabschlag).

2. Der Basalvorstoß

Wie S i e g e r t & W e i ß e r m e l (1911) zuerst erkannten, vollzog sich der Vorstoß des Saaleeises im NE von Halle nicht in geschlossener Front, sondern in Form von oszillierenden Eiszungen. S i e g e r t & W e i ß e r m e l nahmen 1911 zwei Oszillationen vor dem Hauptvorstoß an (Basalgrundmoräne und Untere Bank der Hauptgrundmoräne). Es hat sich aber herausgestellt, daß nirgends zwei saalezeitliche Grundmoränen unter dem Bruckdorfer Bänderton vorkommen. Vor dem Hauptvorstoß drangen also nur einmal Eiszungen in die Täler vor.

Nordöstlich von Halle erstreckt sich eine Porphyrschwelle von Löbejün über den Petersberg, Brachstedt und Niemberg nach Landsberg (Abb. 3). Diese Porphyrschwelle, die sich nach H e r r m a n n (1926) noch während des Holsteininterglazials und der frühen Saaleeiszeit tektonisch heraushob, überragt ihr nordöstliches Vorland um 50 bis 170 m. Für das vorrückende Saaleeis stellte sie ein Hindernis dar, das zuerst im Bereich des mittelpleistozänen Saaletales bei

Landsberg überwunden wurde. Zunächst drang eine Eiszunge in das Saaletal vor, was die Bildung eines kleinen Stausees zur Folge hatte (Kriechauer oder Basalbänderton unter der Basalgrundmoräne). Dieser zuerst für das Saaletal nachgewiesene und als Basalvorstoß bezeichnete Talgletscher ließ sich auch in den benachbarten Tälern feststellen. Aus den am weitesten flußaufwärts liegenden Vorkommen der Basalgrundmoräne oder ihrer Abtragungsrückstände (Findlinge) wurde die auf Abb. 3 dargestellte Eisrandlage konstruiert. Sie verläuft:

im Saaletal 2 km nordöstlich Weißenfels,
 im Unstruttal bei Runstädt-Braunsdorf (Mbl. Merseburg-West 4637),
 im Geiseltal bei Mücheln-Ostfeld (Mbl. Merseburg-West 4637),
 im Weidatal im Tagebau Etzdorf (Mbl. Schraplau 4536),
 im Salzketal bei Oberröblingen (Mbl. Schraplau 4536),
 im Elstertal bei Zitzschen-Thesau (Mbl. Zwenkau 4739),
 im Pleißetal bei Böhlen (G r a h m a n n , 1924, S. 124).

Die Hochflächen blieben während des Basalvorstoßes eisfrei. Nach dem Basalvorstoß verlegte sich die Front des Inlandeises nach N zurück und gab das breite Tal der vereinigten Mulde-Elster-Saale teilweise wieder frei. Die fluviatile Tätigkeit lebte auf und zerstörte die Basalgrundmoräne bis auf ein Geschiebepflaster, soweit diese nicht durch Toteis geschützt war. Häufig schaltet sich im Niveau des Basalvorstoßes ein Würgeboden ein, der große Mengen frostempfindlicher Korngrößen⁶⁾ aus der Basalgrundmoräne enthält.

Das Zeuchfelder Tal war durch den Basalvorstoß so stark verschüttet, daß es der Unstrut zwischen dem Basal- und dem Hauptvorstoß nicht gelang, sich in dieses Tal erneut einzuschneiden. Deshalb fehlen die Basalschotter im Bereich des Geiseltales. Basalbänderton und Basalgrundmoräne sind dagegen dort in voller Mächtigkeit und typischer Ausbildung erhalten.

3. Der Hauptvorstoß

Nach der kurzen negativen Eisrandverschiebung drang das Inlandeis erneut vor, riegelte die Täler ab und zwang die Flüsse zur Aufschotterung. Dieser als Basalschotter bezeichnete obere Teil der Hauptterrasse erreicht eine Mächtigkeit von 1 bis 3 m. Nach oben gehen die Basalschotter in den „Schlepp“ des Bruckdorfer Bändertones über. Im Gebiet der Mansfelder Seen, in der Ziegeleigrube Gerlach bei Freyburg a. U., nördlich Weißenfels sowie in den Tagebauen Deuben und Pirkau (Mbl. Hohenmölsen 4838) wird der „Schlepp“ durch einen Stauseelöß vertreten.

Der 0,2 bis 0,3 m mächtige Bruckdorfer Bänderton (= Böhlener Bänderton in NW-Sachsen, G r a h m a n n , 1925) unterscheidet sich von den beiden elsterzeitlichen Bändertonen durch seine roten Winterwarven und hellgelben, häufig lößhaltigen Sommerwarven, die in einem lockeren Rhythmus wechsellagern.

Auf den Hochflächen wurden Schmelzwassersande vor dem Hauptsaaaleeis abgelagert. Zu diesen Vorschüttungsbildungen des Hauptvorstoßes gehören auch,

⁶⁾ Frostempfindliche Korngrößen: Korngrößen unter 0,02 mm.

worauf zuerst G r a h m a n n (1939, S. 4) hingewiesen hat, die am Sportplatz von Ober-Werschen (Mbl. Hohenmölsen 4838) aufgeschlossenen kiesigen Sande. B i c k e r (in B i c k e r & R ö p k e, 1938) sammelte hier eine größere Anzahl von Feuersteingeröllen, die er als Artefakte beschrieb und mit den Funden von Klein-Wangen zur „Stufe von Oberwerschen–Wangen“ vereinigte, die die „zeitlich gesichertste und älteste Handspitzenkultur“ in Mitteldeutschland darstellen sollte.

Nachdem die Silices von Ober-Werschen wiederholt – besonders von W i e g e r s (1942) und zuletzt von T o e p f e r (1955 u. 1961) – als Pseudoartefakte deklariert worden sind, war es naheliegend, sich mit dem Sediment erneut zu beschäftigen. R ö p k e deutete den Kies von Ober-Werschen als Hauptterrasse der Rippach. Dagegen sprechen:

- a) die für Schmelzwasserbildungen typische Kreuzschichtung,
- b) die aus Schrägschichtungsmessungen ermittelte Schüttung von NW nach SE (bei einem Rippachschotter wäre in Ober-Werschen eine Schüttung von SW nach NE zu erwarten),
- c) die Gerölle von unverwittertem Halleschem Porphy, die in diesem Raum an glazigene Bildungen der Saaleeiszeit gebunden sind.

Die kiesigen Sande von Ober-Werschen stellen also glazifluviatile Vorschüttungsbildungen des saalezeitlichen Hauptvorstoßes dar.

Die Vorschüttungssande und der Bruckdorfer Bänderton werden von der Hauptgrundmoräne überlagert, die als 2 bis 8 m mächtiger, brauner, sandiger Mergel entwickelt ist. Das Hauptsaaaleeis stieß, wie aus Gletscherschrammen, Einregelungsmessungen und Geschiebestreufächern hinreichend bekannt ist, nördlich Halle von NNE nach SSW vor und schwenkte südlich Halle in die NE-SW-Richtung um. Im Zusammenhang mit den NW-SE verlaufenden Gletscherschrammen nordöstlich von Leipzig (G r a h m a n n, 1957, Taf. 35) ergibt sich ein Lobus⁷⁾ des Hauptvorstoßes, der vom Kollm-Berg bei Oschatz im E und vom Unterharz im W begrenzt wird.

Zwischen dem östlichen Harzrand und der Weißen Elster folgt die Randlage des Hauptvorstoßes etwa der 220-m-Isohypse. Auf den Hochflächen sind Endmoränen und Sander des Hauptsaaaleises vermutlich nur schwach entwickelt gewesen, da die Schmelzwässer nicht in das nach SW ansteigende Vorland abfließen konnten. In den Tälern dagegen sammelten sich die subglazialen Schmelzwässer, traten in großen Gletschertoren aus und schütteten mächtige Talsander auf (Abb. 3).

Die Randlage des Hauptvorstoßes konnte H o p p e (1936, S. 64) bei Vatterode (Mbl. Leimbach 4334) belegen. Dort treten gestauchte Schmelzwasserkiese neben braunrotem Geschiebemergel auf. Um den Hornburger Sattel zieht sich ein häufig unterbrochener Gürtel von Blockpackungen in Lokalfazies. Bei Unter-Farnstedt (Mbl. Erdeborn 4535) liegt ein über 12 m mächtiger Sander im Tal des Weitzscher-Baches. Westlich Querfurt überschritt das Eis die Wellenkalkstufe und schüttete feinkörnige Schmelzwassersande in das Schmoner Tal, ein Längstal im

⁷⁾ Lobus: lat. Lappen, hier: lappenförmiger Vorstoß eines Teiles des Inlandeises.

Rötausstrich. Diese feinkörnigen Schmelzwassersande bedecken die mittelpleistozäne Terrasse im Unstruttal (S c h n e y e r, 1961). Den Abfluß der Schmelzwässer durch das Zeuchfelder Tal verhinderte der Zeuchfelder Sander, der nach R u s k e (1961, S. 160) eine Mächtigkeit von 90 m erreicht. Ein weiterer schmaler Sander scheint das Markröhlitzer Tal auszufüllen. In das mittelpleistozäne Saaletal drang eine Eiszunge bis Gr. Heringen vor. Grobe Schmelzwasserkiese, mit Geschiebemergel verschuppt, sind zwischen Sonnendorf und Rehehausen (Mbl. Eckartsberga 4935) aufgeschlossen. Die Randlage läßt sich über Krössuln (Mbl. Stößen 4837), Teuchern und Streckau bis zum Elstertal südwestlich Zeitz rekonstruieren.

4. Der Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoß

Nach der Maximalausdehnung der Saalevereisung bildete sich ein Toteisgürtel heraus, der von der Randlage des Hauptvorstoßes im S und von der Linie Breitenfeld-Rückmarsdorf-Dehlitz a. S.-Mücheln-Mansfelder Seen im N begrenzt wird. An dieser Linie stieß der intakte Eisrand noch einmal vor, stauchte die Hauptgrundmoräne in einer größeren Spalte zwischen dem lebenden und dem toten Eis zu Falten auf und schüttete schmale Sander über das Toteis. Da es sich nur um eine geringe positive Eisrandverschiebung von einigen km handelt, fehlt dem Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoß eine eigene Grundmoräne.

Nach dem Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoß schieden S i e g e r t & W e i ß e r m e l (1911) das „Dieskauer Stadium“ und den dazugehörigen „Roddener Sander“ aus. Im Raum Halle-Dieskau-Schkeuditz, in dem diese Randlage auftreten sollte, lassen sich weder grobe Schmelzwasserbildungen noch Eisstauchungen nachweisen; das „Dieskauer Stadium“ wird damit hinfällig. Der „Roddener Sander“ ist als Toteisbildung nach dem Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoß zu deuten.

5. Der Deckvorstoß

Der nach dem Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoß fortschreitende allgemeine Eiszerfall wurde noch einmal durch den Deckvorstoß unterbrochen. Die Deckgrundmoräne verzahnt sich mit der Petersberger Endmoräne, die als nachträglich gestauchte und verschuppte Satzendumoräne vom Goldberg nordöstlich Halle über den Sandberg bei Oppin (Mbl. Landsberg 4438) bis zum Osthang des Petersberges verfolgt werden kann. Nördlich Oppin ist dieser Hauptstaffel eine kleinere Staffel vorgelagert. Während des Deckvorstoßes flossen die Schmelzwässer im Götschetal nach S ab.

Im Hinterland der Petersberger Endmoräne erfolgte die Entwässerung in subglazialen Kanälen, deren Sedimente in der Umgebung von Landsberg als stark eingeebnete und im Stromschatten von Porphyrrundhöckern ansetzende Oser vorliegen.

6. Das „Ohe-Interstadial“

Die mittelpleistozänen Täler waren durch die Endmoränen und Talsander des Drenthestadiums so stark verschüttet, daß sich die Flüsse während des „Ohe-

Interstadials“ neue Täler anlegen mußten, die sie noch heute benutzen. Die Weida wurde vor der Endmoräne des Dehlitz-Rückmarsdorfer Vorstoßes nach N abgelenkt und vereinigte sich bei Oberröblingen mit der Salzke. Die Unstrut bog vor dem Zeuchfelder Sander nach SE ab und mündete – wie zu präglazialer Zeit – bei Naumburg in die Saale (Abb. 3). Die Saale verlegte ihren Lauf weiter nach W. Bei Ammendorf nahm sie die an der Breitenfelder Endmoräne nach W umbiegende Elster auf. Von Schkopau bis Trotha schnitt sich die Saale ein neues Tal ein. Zwischen Trotha und Salzmünde benutzte sie nach *B e t t e n s t ä d t* (1934, S. 257) ein in Porphyr eingeschnittenes subglaziales Tunneltal. Unterhalb von Salzmünde folgt sie streckenweise dem mittelpleistozänen Salzkelauf.

In das „Ohe-Interstadial“ fällt nach *R u s k e & W ü n s c h e* (1961) die Bildung des „Rudelsburger Bodenkomplexes“. Die Tiefe der interstadialen Verlehmung beträgt im Kalkbruch des Kalkwerkes Rudelsburg bei Bad Kösen 0,8 m.

7. Das Warthestadium

Die Stauchendmoränen des Schmiedeberg-Gräfenhainichener Plateaus, von Wittenberg und Leitzkau unterscheiden sich im Grad der Formenfrische wesentlich von den Endmoränen des Drenthestadiums. Verf. glaubt deshalb, daß es sich bei diesen dem Fläming im S vorgelagerten Stauchendmoränen um Äquivalente des von *I l l i e s* (1955) beschriebenen Lamstedter Vorstoßes zwischen unterer Elbe und Weser handelt. Dieser Vorstoß stauchte auch die Kieselgurlagerstätte von Klieken bei Coswig, die damit älter als das Warthestadium und nicht dem Eeminterglazial zuzuordnen ist. Im Fläming schließt sich die kürzlich von *B r u n n e r* (1961) näher gegliederte Randlage des Warthestadiums i. e. S. an.

Terrassen des Warthestadiums sind selten erhalten geblieben. Nach *S c h n e y e r* (1961) liegen die Terrassenflächen im Unstruttal bei Karsdorf und Burgscheidungen 12 m, im Saaletal nach *T o e p f e r* (1933) 9 m und im unteren Elstertal 12 m über der heutigen Aue.

F. Das Eeminterglazial

Während des Eeminterglazials bestand westlich Rabutz (Mbl. Dieskau 4538 und Zwochau 4539) ein ca. 200 m breiter und etwa 4 km langer Rinnensee, in dem der Rabutzer Beckenton abgelagert wurde. Der bis 10 m mächtige Beckenton liegt zwischen spätdrenthestadialen Schmelzwassersanden im Liegenden und einem wahrscheinlich als weichselzeitlichen Solifluktionsschutt zu deutenden Sediment im Hangenden. Nach *C. A. W e b e r* (1917 u. 1920) beginnt die Vegetationsentwicklung mit *Salix reticulata* und *Betula nana*, die für den Beginn der Sedimentation ein arktisches Klima anzeigen. Es folgen zunächst Kiefer und Fichte. Danach siedeln sich Eiche, Erle, Linde und Esche an, zu denen sich schließlich Hainbuche und Ulme gesellen. Insgesamt liegt also die Sukzession⁸⁾ aus der ersten Hälfte eines Interglazials vor, das nach der Lagerung nur das

⁸⁾ Sukzession: Abfolge der Pflanzengesellschaften bei sich änderndem Klima.

Eeminterglazial sein kann. Unter den von S o e r g e l (1920) untersuchten Säugetierfunden von Rabutz sind besonders *Hesperoloxodon antiquus* und *Dicerorhinus mercki* zu erwähnen, die ebenfalls ein warmes Klima voraussetzen. Die Feuersteingeräte treten vorwiegend im mittleren Teil des Rabutzer Beckentones auf. T o e p f e r (1958 b), auf dessen geologische und paläontologische Zusammenfassung sowie erste vollständige Veröffentlichung der Artefakte hier verwiesen werden kann, vergleicht die Rabutzer Silices mit dem Tayacien in Frankreich.

In das Eeminterglazial stellen R u s k e & W ü n s c h e (1961) den „Naumburger Bodenkomplex“, der als Parabraunerde mit einer Verlehmungszone von 1,9 bzw. 1,1 m Mächtigkeit vorliegt.

G. Die Weichseleiszeit

In die Weichseleiszeit fällt die Bildung der Jüngeren Löss. Der Jüngere Löß I weist im östlichen Harzvorland häufig eine rötliche Farbe und einen primär geringen Kalkgehalt auf. In dieser Ausbildung ist er besonders zwischen der Saale und Weißen Elster anzutreffen. Örtlich trägt er eine 0,2 bis 0,45 m mächtige Verlehmungszone, die R u s k e & W ü n s c h e (1961) als „Kösener Verlehmungszone“ bezeichneten und dem Würm I/II-Interstadial zuordneten.

Über der „Kösener Verlehmungszone“ schließt sich der Jüngere Löß II an, der mit einem Fließlöß beginnt und über einen Schwemmlöß in den echten Fluglöß übergeht. In der Kiesgrube 500 m nördlich Wennungen (Mbl. Nebra 4735) traf S c h n e y e r (1961) über der „Kösener Verlehmungszone“ eine weitere, 0,1 bis 0,15 m mächtige Verlehmungszone an, die er als „Wennunger Boden“ bezeichnete und mit dem Paudorfer Interstadial parallelisieren zu können glaubt.

An der Schneidemühle 1 km nördlich Breitenbach (Mbl. Zeitz 4938) liegt an der Basis des Jüngeren Lösses II eine Fließerde, die sich vorwiegend aus verlehmtem und umgelagertem Jüngerem Löß I zusammensetzt. Sie führt neben zahlreichen, durch den Menschen zertrümmerten Knochen von Mammut, Rentier, Wolf, Eisfuchs und Schneehase zahlreiche Artefakte. Unter diesen fallen besonders zahlreiche Kielkratzer auf. P o h l (1958, S. 189) stellt die Geräte von Breitenbach in das Aurignacien.

Ein weiteres Vorkommen aurignacienartiger Artefakte beschrieben H. & R. L e h m a n n (1930 b) aus dem Hasenwinkel 1,5 km nordöstlich von Unterrißdorf (Mbl. Eisleben 4435). Dort waren unter holozänen Sedimenten aufgeschlossen:

- 0 – 1 m Löß, gelb
- 1 – 4 m Löß, gelb, roststreifig, mit Artefakten
- 4 – 7 m Löß, rotbraun, mit Säugetierknochen und Schnecken
- 7 – 8 m Kies, mit vorherrschend einheimischen Geröllen, eeminterglazialer Bachkies (?)
- ab 8 m Rogensteinzone des Unteren Buntsandsteins.

Leider ist der Steinbruch im Hasenwinkel bei Unterrißdorf seit Jahren auflässig. Ähnlich gegliederte Lößprofile, die heute verschüttet und im einzelnen nicht mehr stratigraphisch eingeordnet werden können, beschrieben W ü n s c h m a n n (1934) aus der Auenziegeleigrube Rüdels in Eisleben und S ä n g e r (1936) aus der Ötterschen Ziegeleigrube in Weißenfels.

IV. Zusammenfassung

Im Flußgebiet der mittleren Saale lassen sich 2 bis 4 präglaziale Terrassen nachweisen. In diesen Terrassen wurden bisher keine Artefakte gefunden. Während der Elstereiszeit drang das nordische Inlandeis zweimal bis nach Mitteldeutschland vor. Die elsterzeitlichen Moränen unterscheiden sich von den saalezeitlichen durch Farbe, Struktur und Geschiebeführung.

Im Holsteininterglazial wurden die elsterzeitlichen Sedimente auf den Hochflächen abgetragen. Nur in Depressionen blieben sie erhalten. Die umgelagerten Abtragungsreste der elsterzeitlichen Moränen sind als „Restschotter“ in lokalen Becken anzutreffen. In diesem Horizont trat der Faustkeil von Naumburg auf. Die Wangener Terrasse entspricht der frühsaalezeitlichen, durch ihre Fossilführung bekannten Hauptterrasse im Saalegebiet. Als Gerölle führt diese Terrasse bei Klein-Wangen und Wallendorf Geräte des Clactoniens.

Während der Saaleeiszeit drangen zunächst Eiszungen in die mittelpleistozänen Täler vor. Der Hauptvorstoß überfuhr sowohl die Täler als auch die Hochflächen und erreichte die 220-m-Isohypse auf der Linie Vatterode–Hornburg–Querfurt–Zeuchfeld–Gr. Heringen–Stößen–Teuchern–Zeititz. Der allgemeine Eiszerfall wurde durch den Dehlitz–Rückmarsdorfer und Deckvorstoß unterbrochen. Da die Täler durch die drenthestadialen Endmoränen verschüttet waren, legten sich die Flüsse während des „Ohe-Interstadials“ neue Täler an.

Während des Eeminterglazials wurde der Rabutzer Beckenton abgelagert. In die Weichseiszeit fällt die Bildung der beiden durch eine Verlehmungszone getrennten Jüngeren Lössen.

V. Wichtigste Literatur

- 1939 A n d r e e , J.: Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen. Stuttgart.
- 1934 B e t t e n s t ä d t , F.: Stauseebildung und Vorstoß des diluvialen Inlandeises in seinem Randgebiet bei Halle/S. Jb. Hall. Verb. 13, S. 241–313.
- 1938 B i c k e r , F. K. u. W. R ö p k e : Die Altsteinzeitfundstelle von Oberwerschen, Kr. Weißenfels. Jahresschr. Vorgesch. sächs.-thür. Länder 29, S. 113–143.
- 1961 B r u n n e r , H.: Eisrandlagen und Vereisungsgrenzen im Hohen Fläming. — Beiheft Z. Geologie 31.
- 1961 C e p e k , A. G.: Grundmoränenstratigraphie im Quartär Brandenburgs und ihre Bedeutung für das norddeutsche Vereisungsgebiet. Geologie 10, S. 720–722.
- 1929 D a h l g r u e n , F.: Beobachtungen über das Diluvium des Unterharzes. Sitzungsber. Preuß. Geol. Landesanst. 4, S. 30–38.
- 1961 E i s s m a n n , L.: Zur Gliederung des Mindelglazials Sachsens und des angrenzenden Gebietes westlich der Elbe. Geologie 10, S. 461–468.
- 1962 —: Entwicklung und Verlauf der Saale während des Alt- und Frühpleistozäns in der südwestlichen Leipziger Tieflandsbucht. Geologie 11, S. 41–50.

- 1924 G r a h m a n n , R.: Über pflanzenführende Diluvialtone in Nordwestsachsen. — Z. Dt. Geol. Ges. 76, S. 138–158.
- 1925 —: Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. Abh. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss. 39, Leipzig.
- 1934 —: Grundriß der Quartärgeologie Sachsens, in: Frenzel, Radig, Reche: Grundriß der Vorgeschichte Sachsens, S. 1–60, Leipzig.
- 1939 —: Das Alter der „Venus von Bautzen“. Bautzener Geschichtshefte 17, S. 1–13.
- 1951 —: Die geologische und archäologische Stellung des altpaläolithischen Fundplatzes Markkleeberg bei Leipzig. Eiszeitalter u. Gegenwart 1, S. 142–151.
- 1957 —: Ausdehnung und Bewegungsrichtung des Inlandeises in Sachsen. Ber. d. Geol. Ges. i. d. DDR 2, H. 4, S. 227–232.
- 1961 G r o t h , K.: Beitrag zur Gliederung des Saaleglazials bei Halle (Saale) und im Mansfelder Seekreis. Geologie 10, S. 169–184.
- 1926 H e r r m a n n , R.: Aufbau und Entwicklungsgeschichte der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke. Jb. Hall. Verb. 5, S. 12–57.
- 1940 H e s e m a n n , J.: Die Stellung der Wangener Terrasse im Thüringer Diluvium. Z. Dt. Geol. Ges. 92, S. 528–530.
- 1927 H e s s v. W i c h d o r f , H.: Die geologischen Lagerungsverhältnisse an der Schneidemühle bei Haynsburg unweit Zeitz (Prov. Sachsen). Z. Dt. Geol. Ges. 78, S. 121–130.
- 1936 H o p p e , H.: Die Geschichte des Wippertales und ihre Beziehungen zu den jüngsten tektonischen Bewegungen des Harzvorlandes. Jb. Hall. Verb. 14, S. 11–72.
- 1955 I l l i e s , H.: Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 51, S. 7–54.
- 1949 J a h n , M.: Zwei neue Faustkeile aus Mitteldeutschland. Jschr. f. mitteldt. Vorgesch. 33, S. 108–109.
- 1960 K l e n g e l , K. J.: Ingenieurgeologische Betrachtung zum Abtrag des Altenburger Eisenbahntunnels. Z. f. angew. Geol. 6, S. 507–512.
- 1961 K u g l e r , H.: Bemerkungen zur Gliederung und Altersstellung der pleistozänen Flußterrassen der Unstrut. Geogr. Ber. 20/21, S. 183–196.
- 1922 L e h m a n n , H. u. R.: Die ältere Steinzeit in Mitteldeutschland. Mannus 13, S. 269–308.
- 1930a —: Die diluvialen Flußterrassen in der Umgebung von Halle/S. Leopoldina 6, Walther-Festschrift, S. 233–251.
- 1930b —: Neuere Fundstellen der älteren und mittleren Steinzeit in Mitteldeutschland. Beitr. z. Geol. v. Thür. 2, S. 66–81.
- 1922 L e h m a n n , R.: Das Diluvium des unteren Unstruttals von Sömmerda bis zur Mündung. Jb. Hall. Verb. 3, S. 89–124.
- 1879 L u e d e c k e , O.: Gletscherschliffe und Sand-Cuttings bei Halle/S. N. Jb. Min., Geol. u. Pal., S. 567–568.

- 1959 L u e t t i g , G.: Eiszeit — Stadium — Phase — Staffel, eine nomenklatorische Betrachtung. Geol. Jb. 76, S. 235—260.
- 1940 M e r t i n , H.: Das erstinterglaziale Vorkommen von *Corbicula fluminalis* bei Köchstedt westlich Halle a. d. S. Z. f. Geschiebeforsch. 16, S. 53—81.
- 1953 M i l d e n b e r g e r , G.: Faustkeil- und Abschlagkulturen im Altpaläolithikum. Arbeits- und Forschungsber. zur sächs. Bodendenkmalpflege 3, S. 7—15.
- 1958 P o h l , G.: Die jungpaläolithische Siedlung Breitenbach, Kr. Zeitz, und ihre bisherige Beurteilung. Jschr. f. mitteldt. Vorgesch. 41/42, S. 179—190.
- 1961 R u s k e , R.: Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und in seiner Umgebung. Geologie 10, S. 152—168.
- 1962 R a d z i n s k i , K.-H.: Ergebnisse der Revisionskartierung des Meßtischblattes Schraplau. Ber. Geol. Ges. i. d. DDR, S. 450—463.
- 1961 R u s k e , R. u. M. W u e n s c h e : Löss- und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. Geologie 10, S. 9—29.
- 1928 S ä n g e r , G.: Über glaziale Einlagerungen in der Saalehauptterrasse in der Umgebung von Weißenfels. Beiträge Geol. Thür. 1, S. 1—24.
- 1936 S ä n g e r , G.: Spuren einer eiszeitlichen Besiedlung aus dem Stadtkreis Weißenfels. 25 Jahre Städtisches Museum Weißenfels, 1910—1935, S. 19—27, Weißenfels.
- 1961 S c h n e y e r , B.: Das Pleistozän an der unteren Unstrut. Diplomarbeit Geol.-Pal. Inst. Halle.
- 1961a S c h u l z , W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän westlich von Halle (Saale). Geologie 10, S. 30—49.
- 1961b —: Das Pleistozän zwischen Weißer Elster, Saale und Wethau und seine Stellung im Pleistozän Mitteldeutschlands. Diss. math.-nat. Fak. Univ. Halle.
- 1961c —: 200 Jahre quartärgeologische Forschung am Geologisch-Paläontologischen Institut der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Wiss. Z. Univ. Halle 10, H. 1, Math.-Nat. R., S. 99—106 (vgl. hier weitere regionale Lit.).
- 1962 —: Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle/S. Beiheft Geologie 36.
- 1956 S c h w a b e d i s s e n , H.: Fällt das Aurignacien ins Interstadial oder Interglazial? Germania 34, S. 12—41.
- 1911 S i e g e r t , L. u. W. W e i ß e r m e l : Das Diluvium zwischen Halle und Weißenfels. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 60.
- 1920 S o e r g e l , W.: Der Rabutzer Beckenton. Geologie, Paläontologie, Biologie. Veröff. Provinzialmus. Halle 1, H. 4, S. 1—40.
- 1921 —: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion.
- 1956 S t e i n m ü l l e r , A.: Die präglaziale Entwicklung des Saaletales zwischen den Remdaer Störungszonen und der Leipziger Tieflandsbucht. Diss. math.-nat. Fak. Univ. Jena.
- 1943 S t e u s l o f f , U.: Die gegenwärtige Verbreitung von *Corbicula fluminalis* Müller. Z. Geschiebeforsch. 19, S. 66—68.

- 1933 T o e p f e r , V.: Die glazialen und präglazialen Schotterterrassen im mittleren Saale-Tal und ihre Stellung in der geologischen und astronomischen Gliederung des Eiszeitalters. Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. 32, H. 1, S. 15–110.
- 1935 —: Die mitteldiluvialen Säugetierreste aus der Saaleterrasse bei Lengefeld–Bad Kösen. N. Jb. Min. Geol. u. Pal. BB. 74, Abt. B, S. 63–88.
- 1955 —: Das Vorkommen und die Erkennbarkeit altsteinzeitlicher Feuersteinwerkzeuge in Mitteldeutschland. Vorgesch. Museumsarb. u. Bodendenkmalpflege Nr. 3, S. 1–28.
- 1957 —: Die Mammutfunde von Pfännerhall im Geiseltal. Veröff. d. Landesmus. f. Vorgesch. Halle 16.
- 1958a —: Altsteinzeit. Ausgrabungen und Funde 3, H. 4/5, S. 149–157.
- 1958b Steingeräte und Palökologie der mittelpaläolithischen Fundstelle Rabutz bei Halle (Saale). Jschr. f. mitteldt. Vorgesch. 41/42, S. 140–177.
- 1961 —: Das Altpaläolithikum im Flußgebiet der unteren Saale und der Mittel-elbe. Geologie 10, H. 4/5 (Inqua), S. 570–585.
- 1920 W e b e r , C. A.: Der Aufbau der Flora und das Alter des Tonlagers von Rabutz. Veröff. Provinzialmus. Halle 1, H. 4, S. 3–7, Halle.
- 1940 W i e g e r s , F.: Das geologische Alter der altsteinzeitlichen Kulturen von Wangen an der Unstrut und Bilzingsleben an der Wipper. Prähist. Z. 30/31, 1939/40, S. 331–336.
- 1942 —: Gibt es eine altsteinzeitliche Stufe „Oberwerschen–Wangen“? Prähist. Z. 32/33, 1941/42, S. 46–59.
- 1934 W ü n s c h m a n n , K.: Neue Geschiebezahlungen aus dem Mansfelder Land. Z. Geschiebeforsch. 10, S. 117–151 u. 167–182.