

Die Stratigraphie des süddeutschen Jungpleistozäns

Von Hansjürgen Müller-Beck, Tübingen

Mit 3 Tabellen

Noch zu Beginn dieses Jahrhunderts war der süddeutsche Raum eines der wichtigsten Ausgangsgebiete pleistozäner stratigraphischer Versuche. Das gilt sowohl für den Bereich der Glazialmorphologie und die darauf basierende „Eiszeitengliederung“ (Penck und Brückner, 1901—1909), wie auch für die paläontologisch terminierte Stratigraphie (Pohlig, 1907). Erst in den dreißiger Jahren begannen andere europäische Regionen allmählich einen gleichwertigen Rang zu erreichen. Noch bei der Neubelebung der pedologischen Stratigraphie der Lössen nach dem letzten Krieg gingen wieder bedeutsame Impulse von Süddeutschland aus (Freising, 1951, Brunnacker, 1957). Zugleich verlagerte sich das Schwergewicht des Interesses, wie überall, auf den Bereich des Jungpleistozäns. Heute gibt es europäische Regionalstratigraphien des Jungpleistozäns, die im Detail besser bekannt sind als diejenige des süddeutschen Raumes. Aber gerade deshalb dürfte es sich lohnen, unsere heutige Kenntnis der Stratigraphie des süddeutschen Jungpleistozäns kurz zu umreißen. Erst dies ermöglicht einen erneuten Vergleich mit anderen benachbarten Regionalstratigraphien und schließlich allgemeinere chronologische Schlüsse. Von ihnen wird nur cursorisch die Rede sein. Wesentlicher scheint dagegen die Verknüpfung mit den bisher vorliegenden archäologischen Befunden in Süddeutschland und die daraus ablesbare ökologische Bindung, Fragen, die V. Toepfer schon vor Jahrzehnten — in Süddeutschland — bewegt haben und die hier wenigstens ganz allgemein wieder aufgegriffen werden sollen.

Das Eem-Thermal

Es darf heute wohl als allgemein anerkannt gelten, daß das Jungpleistozän mit dem paläobotanisch terminierten „Eem-Thermal“ beginnt, wobei der Begriff Thermal als gleichsam positives Synonym für „Interglazial“ gelten soll. Eem-Profile mit paläobotanischer Absicherung sind allerdings in Süddeutschland nicht eben häufig. Stratigraphisch am interessantesten sind diejenigen von Großweil und vom Pfefferbichel bei Füssen (Reich, 1953). Das Profil von Großweil läßt sich zudem mit einem Vorkommen von *Elephas antiquus* (*Palaeoloxodon a.*) (Dehm, 1937) verknüpfen. Stratigraphisch sind beide Eem-Vorkommen jünger als die Rißablagerungen und älter als die Würmablagerungen des Alpenvorlandes im Sinne der Penckschen Definition. Sie sind also zweifellos ein regio-

nalstratigraphisches Äquivalent des klassischen Riß-Würm-Interglazials. Zu betonen ist auch, daß das Vorkommen von *Palaeoloxodon antiquus* im Eem-Thermal des süddeutschen Alpenvorlandes gesichert ist. Aus relativ-stratigraphischen Gründen ist anzunehmen, daß auch die Fauna aus dem unteren, gebankten Travertin von Untertürkheim mit *Palaeoloxodon antiquus* (Berckhemer, 1934, 1935; Heller, 1934) in das Eem-Thermal gehört. Hier fehlt allerdings bisher eine paläobotanische Bestätigung. Das gleiche gilt für die zahlreichen „letzten fossilen“ Waldböden, die in den süddeutschen Lößprofilen hier eingeordnet worden sind (Brunnacker, 1957). Dabei sollte freilich nicht übersehen werden, daß eine große Zahl dieser Böden terrassenmorphologisch durchaus zuverlässig dem Eem-Thermal zuteilbar sind.

Die nacheemzeitliche Klimaverschlechterung

Klare Belege für die nacheemzeitliche Klimaverschlechterung konnte H. Reich (1953) schon in den Vegetationsentwicklungen am Pfefferbichel und bei Großweil nachweisen; sie wird von einer offenbar gedoppelten klimagünstigeren Phase abgelöst. Eine allgemeinere Klimaverschlechterung ist auch am jüngeren Faunenkomplex von Untertürkheim zu beobachten, der aus dem Travertinsand und seinen Zwischenlagen stammt. Die Fundsituation innerhalb der Travertinsande läßt ebenfalls erkennen, daß diese Abkühlung, die mit *Mammonteus primigenius* und *Rangifer tarandus* verknüpfbar ist, nicht ohne Oszillationen erfolgte (Berckhemer, 1934, 1935; Heller, 1934). Klimatisch bedingte Schwankungen lassen sich offensichtlich auch in den ersten auf das Thermal folgenden süddeutschen Lößanwehungen bzw. Bodendiagenesen und Bodenverlagerungen beobachten (Brunnacker, 1957, 1958). Eine allmähliche Klimaverschlechterung läßt sich auch an den Faunen der unteren Schichten des Vogelherdes ablesen (Lehmann, 1954), dessen Gesamtabfolge unzweifelhaft als jungpleistozän zu gelten hat. Dabei ist interessant, daß im tiefsten Faunenhorizont (IX) noch *Palaeoloxodon antiquus* nachweisbar ist. In VIII und VII tritt ein schweres Waldpferd auf, das in höheren Horizonten offenbar durch eine leichtere Form abgelöst wird. In Horizont VII sind noch *Bos primigenius* und *Crocota spelaea* zu finden, die in späteren Horizonten fehlen. Leider erlauben die wenig umfangreichen Faunenreste keinerlei stratigraphische Feingliederung und damit auch keine Rückschlüsse auf eventuelle klimatische Oszillationen. Ebenso wenig läßt sich an ihnen die stratigraphische Lage des Klimaminimums ablesen, das vor der aus sedimentologischen Gründen wahrscheinlich als relativ klimagünstig anzusehenden Schicht V (Riek, 1934) liegen sollte.

Daß in der Tat schon nach den ersten Oszillationen, die nach Beginn der nacheemzeitlichen Klimaverschlechterung nachweisbar waren, eine starke und anhaltende Abkühlung auf zumindest subarktische Bedingungen erfolgt, lassen die zum Teil ziemlich mächtigen Lößanwehungen erkennen (Brunnacker, 1957). Sie werden aber auch durch die bisher nicht weiter gliederbaren Vorstoßschotter im Hangenden der Schieferkohlen am Pfefferbichel wenigstens summarisch belegt. Zudem kommen sie schließlich auch in den älteren weiträumigen

Aufschotterungsvorgängen im Alpenvorland zum Ausdruck (etwa bei Graul, 1953, Schaefer, 1953), die allerdings bisher nirgends klar mit End- oder Grundmoränenablagerungen in Verbindung gebracht werden können. Ganz allgemein gehört auch der erste auf das jungpleistozäne Thermal folgende Schuttzyklus hierher, den K. Bleich am Albtrauf (1960) nachweisen konnte. Möglicherweise kann das stratigraphisch nicht voll gesicherte Vorkommen von *Ovibos moschatus* am Napoleonsstein bei Regensburg (Birkner, 1937; Müller-Beck, 1957), das am wahrscheinlichsten in den älteren großen jungpleistozänen Lößzyklus zu stellen ist, als direkter Beleg für den kältesten Abschnitt dieser stratigraphischen Einheit gelten.

Die Hauptschwankung

Schon G. Riek (1934) konnte am Vogelherd rein sedimentologisch über den Belegen der eben besprochenen Kaltphase eine offensichtliche Wiedererwärmung beobachten. Sie entspricht den Vogelherd-Horizonten VI, V und IV. Leider kommt sie allerdings in den Faunenspektren der verschiedenen Horizonte wegen der relativen Materialarmut nicht zum Ausdruck (Lehmann, 1954). Immerhin deutet aber wenigstens die Faunenabfolge in den Höhlen von Mauern (Heller, 1955) eine relative Wiedererwärmung an. Es ist natürlich keineswegs sicher, daß diese beiden Wiedererwärmungsphasen auch feinstratigraphisch identisch sind. In den Horizonten V und IV des Vogelherdes, deren faunistisches Material einigermaßen umfangreich ist, fehlt die Höhlenhyäne, die während der Wiedererwärmungsphase in Mauern noch erscheint. In beiden Stationen fehlt sie im Hangenden, während sie in beiden im Liegenden gut vertreten ist. Schon allein daraus darf man wohl auf eine teilweise Identität beider Schwankungsbelege oder doch wenigstens auf eine verhältnismäßig enge stratigraphische Nachbarschaft schließen.

Im Albtrauf wies K. Bleich (1960) über dem bereits erwähnten ersten Schuttzyklus eine Bodenbildung nach, die als Beweis für einen Sedimentationshiatus und zugleich auch einen Wärmerückfall gelten muß. Behält man im Auge, daß Höhlensedimente nur als Sonderfazies der Hangschuttbildung gelten können, so ergibt sich eine überzeugende Übereinstimmung mit den Beobachtungen am Vogelherdsediment. Auch dort ist innerhalb der sonst kaltklimatischen Ablagerungen nur ein markanter Sedimentationsumbruch zu belegen, der eine relative Wiedererwärmung erkennen läßt. Nicht unwichtig ist dabei, daß im Liegenden des unteren Kaltschuttkomplexes sogar noch mit dem Auftreten des Altelefanten das Thermal selbst nachweisbar war.

Erst im Herbst 1967 durchgeführte Nachuntersuchungen in den Höhlen von Mauern könnten dafür sprechen, daß die Hauptschwankung in zwei größere Phasen zu gliedern ist, die durch eine Zeit kühlerer Ablagerungen unterbrochen wurde. Es handelt sich dabei um Beobachtungen wenige Dezimeter hinter dem von L. F. Zotz (1955) publizierten Profil 1, A—B (S. 20), das in den hier interessierenden Abschnitten mit unseren neuen Aufnahmen übereinstimmt. Das bei Zotz mit „6“ bezeichnete Schichtglied würde dabei der unteren wärmeren Phase

der Hauptschwankung entsprechen, „5“ dem folgenden kühleren Unterbruch und „4“ schließlich der oberen, etwas weniger warmen, aber doch günstigen Phase der Hauptschwankung. Allerdings muß diese Ansicht noch durch weitere Grabungsarbeiten gesichert werden.

Das Hochglazial (Jugendmoränenphase)

Ein zweiter, jüngerer Kältezyklus größeren Ausmaßes läßt sich im Jungpleistozän Süddeutschlands sowohl in der Löß- (z. B. Brunnacker, 1957) wie auch in der Schuttstratigraphie (Bleich, 1960) nachweisen. Er ist auch paläontologisch durchaus ausreichend belegt (etwa Lehmann, 1954; Heller, 1955). Sedimentologisch zeichnet er sich durch starke, periglazial bedingte Fließ- und Umlagerungsvorgänge an der Basis aus. Danach kommt es an den Hängen bei verlangsamter Bewegung zu stärkerem Frostverfall des Schuttes mit gleichzeitiger Lößeinwehung, die hier ihren Höhepunkt zu erreichen scheint. Erst relativ spät wird der eigentliche „Bergkies“ gebildet, der — wahrscheinlich vorwiegend aus diagenetischen Gründen — meist völlig lößfrei ist und in der Regel bei genügend horizontaler Lagerung nahezu keine Porenfüllung erkennen läßt. Als recht klassisches Beispiel einer derartigen Sequenz sei das Hangschuttprofil (Westprofil in Schnitt 10, Beilage II) am Speckberg bei Meilenhofen (Müller-Beck, 1966) angeführt.

Auf Grund der neueren glazialmorphologischen Beobachtungen in Süddeutschland kann es heute als sicher gelten, daß die Jugendmoränen erst dem Hochglazial angehören (etwa Graul, 1953, 1962a; Schaefer, 1953). Dabei ist allerdings zu beachten, daß die maximalen Jugendmoränenstände der verschiedenen alpinen Vorlandgletscher keineswegs voll synchron sind (Graul, 1953, 1962b). Eine Tatsache, die aber nur feinstratigraphisch innerhalb des Hochglazials zum Tragen kommen würde und zudem nur sehr schwer mit Erscheinungen im weiteren Bereich des süddeutschen Periglazials zu korrelieren sein dürfte.

Das Spätglazial

In diesem Zeitbereich läßt sich die Gesamtsequenz auch in Süddeutschland wieder wenigstens prinzipiell an paläobotanisch interpretierbaren Pollenprofilen ablesen. Daraus ergeben sich auch feinstratigraphisch wieder, wie stets bei durchlaufender florengegeschichtlicher Dokumentation, optimale Voraussetzungen. Vor allem aus Südwestdeutschland liegen dazu zahlreiche neuere Arbeiten vor (Bertsch, 1961; Lang, 1952, 1962, 1963), die aber auch durch Arbeiten aus anderen süddeutschen Bereichen (wie etwa Beug, 1957) ergänzt werden. Traditionell beginnt das Spätglazial im paläobotanischen Sinne mit der Pollenzone Ia, der Ältesten Dryaszeit, die sich noch mit dem Ausgang des Hochglazials überschneidet. Sie läßt sich im südwestdeutschen Jungmoränengebiet in eine ältere Pionierphase und eine folgende Zwergbirkenphase unterteilen (Lang, 1962). Darüber folgt in Form der Älteren Birkenzeit, der außerhalb des Jungmoränengebietes in Süddeutschland wenigstens teilweise die Ältere Kiefernzeit

entsprechen dürfte, die Böllingzeit (Pollenzone Ib). Die Ältere Dryaszeit (Pollenzone Ic) scheint mit einer allgemeinen Birkenzunahme verbunden zu sein. Das Alleröd (Pollenzone II) ist in der Vegetationsentwicklung in Süddeutschland mit der Jüngeren Kiefernzeit gleichzusetzen, die sich in der Jüngeren Dryaszeit (Pollenzone III) mit geringerer Bewaldungsdichte fortsetzt. Es kommt aber offenbar nicht mehr zu einer regelrechten Waldarmut wie in Norddeutschland. Das Praeboreal (Pollenzone IV) bringt überwiegend Kiefern-Birkenbewaldung im süddeutschen Raum und leitet zugleich das Holozän ein, das nach der in Mitteleuropa geltenden Konvention an der Grenze zwischen den Pollenzonen III und IV beginnt.

Die Lößbildung scheint schon zu Beginn des Spätglazials erheblich nachzulassen, setzt aber wahrscheinlich in den Flußniederungen noch nicht ganz aus. In den Schuttablagerungen hält die Bergkiesbildung sicher in der Ältesten Dryaszeit noch an (Riek, 1957) und verstärkt sich je nach der lokalen Situation sogar zeitweilig. In der Endphase des Spätglazials kommt es offenbar wieder zu stärkeren Schuttbewegungen, und nur selten lassen sich Alleröd und Jüngere Dryaszeit stratigraphisch ausscheiden wie in der Bärenfelsgrotte (Riek, 1957) oder — pollenanalytisch abgesichert — in der im schweizerischen Birstal liegenden Brügglhöhle (Welten, 1954). Die Brügglhöhle im klimagünstigen Birstal besitzt in den allerödzeitlichen Sedimenten bereits leichte Humusbeimengungen, die auf der weniger klimagünstigen Schwäbischen Alb offenbar nicht zu beobachten sind. Dabei ist freilich zu beachten, daß für die Bärenfelsgrotte die unmittelbare paläobotanische Dokumentation fehlt, so daß nicht ganz mit Sicherheit auszuschließen ist, daß es sich bei der beobachteten Oszillation (Riek, 1957) nicht etwa „nur“ um die Böllingzeit handelt, die ja sicher weit weniger markant als das Alleröd ist.

Innerhalb des Spätglazials ist in Süddeutschland bisher nur das Faunenbild bis zum Beginn des Alleröds einigermaßen gesichert. Sowohl in der Brügglhöhle (Schaub, 1954) wie am Bruckersberg (Heller, 1957) treten neben subarktischen Formen, wie Ren und Lemming, schon wieder klimahärtere Walddiere, wie Elch und Biber auf der Schwäbischen Alb und Wildschwein im klimatisch günstigeren Birstal auf. Immerhin könnte aber in der Bärenfelsgrotte am Bruckersberg durch das Wiedererscheinen des Halsbandlemmings auch die Jüngere Dryaszeit faunistisch wenigstens im Sinne eines Kälterückfalles dokumentiert sein (Riek, 1957).

Übersicht über die Stratigraphie des süddeutschen Jungpleistozäns

Die in Süddeutschland heute vorliegenden Beobachtungen zur Stratigraphie des Jungpleistozäns zeigen deutlich, daß sich auch hier das Gewicht der Dokumentation stärker in den periglazialen Bereich verlagert hat. Die unmittelbaren glazigenen Bildungen im Bereich der Eisvorstöße und der von ihnen ausgehenden Schotterbildungen treten dagegen zunehmend in den Hintergrund. Demgegenüber gewinnen paläontologische und paläobotanische Befunde im Sinne

Tabelle 1. Stratigraphie des süddeutschen Jungpleistozäns

Stufen	Hangschutt	Lößsedimente	Florenstufen	Fauna	Industrien	Eisvorstöße
Spätglazial	Humoser Kriechschutt — Bergkies	Bodenbildung überwiegend — Lokale Lößsedimente	Jüngere Dryas — Alleröd Ältere Dryas Bölling Älteste Dryas	Übergangsaunen Kalte Fauna (arktisch-alpin)	Magdalénien- komplex	Schlußvereisung Rückzug und Halte
Hochglazial	Bergkies — Lößiger Kriechschutt — Schuttfließen	Allgemeine Lößsedimente — Bodenfließen	?	Kalte Fauna (arktisch-alpin)	Mauern- Aggsbachien/ Pavlovien	Jugendmoränen- zeit Vorstoß
Haupt- schwankung	Humoser Kriechschutt — Lößiger Kriechschutt — Kriechschutt u. Bodenbildungen	Bodendiagenese — Lokale Lößbildung — Bodenbildung	?	Kühle Fauna (subarktisch- alpin) Kühle Fauna mit Waldelementen	Vogelherd- Aggsbachien/ Pavlovien — Vogelherd- Aurignacien Altmühl- industrie	? Rückzug (wahrscheinlich)
Nacheem- zeitliche Klimaver- schlechterung	Verschiedene Schuttphasen — Schuttfließen	Allgemeine Lößsedimente — „Unreife“ Böden Bodenfließen	Großweil	Kalte Fauna (arktisch-alpin) Übergangsaunen	Bockstein- schmiedekomplex (Meilenhofener Industrie)	Schwankungs- reicher Vorstoß (wahrscheinlich)
Eem-Thermal	Kriechschutt — Bodenbildung — Kriechschutt	Bodendiagenese — Bodenbildung	Eem-Sequenz	Steppenfauna Waldfauna Steppenfauna	Stuttgarter Industrie	Vorstoßbeginn Minimalstand im Jungpleistozän Rückzug

klassischer geologischer Methodik, die durch Klimaaussagen ergänzt wird, größere Bedeutung. Dazu kommen sedimentologische Untersuchungen an den periglazialen Schutt- und Lößbildungen.

Die Basis des Jungpleistozäns wird auch in Süddeutschland durch das gut nachgewiesene Eem-Thermal gebildet. Ökologisch handelt es sich dabei im wesentlichen um eine Waldzeit, deren Wälder aber je nach den herrschenden Klimabedingungen recht unterschiedliche Zusammensetzungen besitzen. Neben borealen subarktischen Wäldern der Anfangsphase stehen Laubmischwälder des Klimaoptimums. Dementsprechend herrschen während des Optimums und in seiner zeitlichen Nachbarschaft Waldelemente in der Fauna vor.

Die nacheemzeitliche Klimaverschlechterung ist stratigraphisch deutlich markiert. Klar ist auch, daß sie anfänglich durch einander ablösende kühlere und wärmere Oszillationen gekennzeichnet wird, deren Zeitwert allerdings nur undeutlich dokumentiert ist. Es kommt schließlich zu ausgeprägt subarktischen bis arktischen Verhältnissen, deren Dauer allerdings wieder nicht faßbar wird (Tab. 1).

Sedimentologisch und stratigraphisch ist eine darauf folgende, zumindest dreiteilige klimatische Schwankungsperiode mehrfach ausreichend deutlich belegt. Die allgemeinen klimatischen Bedingungen dürften nach wie vor subarktisch geblieben sein (Tab. 1). Der klimatisch optimale Bereich, der durch die relative Abnahme der arktischen Faunenelemente angedeutet wird, liegt offenbar bereits in der ersten wärmeren Stufe dieser Hauptschwankung, die zeitlich bisher ebenfalls nicht zu umgrenzen ist.

Die anschließende Kältephase wird durch eine ausgeprägte Sedimentumlagerungszeit eingeleitet. Dann scheinen aber trocken-kalte Bedingungen im allgemeinen vorzuherrschen. Ökologisch und klimatisch überwiegen jetzt zumindest zeitweise vollarktische Verhältnisse. Die klassischen Jungendmoränen der „Würmeiszeit“ gehören offensichtlich erst in diesen Zeitbereich (Tab. 1).

Das Spätglazial beginnt in Süddeutschland vor etwas mehr als 15 000 Jahren, ein Zeitwert, der im Arbeitsgebiet selbst zu gewinnen ist (Lang, 1962). Es wird durch eine zunehmende, allerdings durch Kälterückfälle unterbrochene Erwärmung gekennzeichnet. Bölling- und Allerödzeit sind ausreichend deutlich belegt. Die Grenze zwischen Jüngerer Dryas und Praeboreal entspricht zeitlich etwa derjenigen in Nordwesteuropa, oder sie liegt allenfalls knapp und dann wenig wesentlich früher (Tab. 1).

Die paläolithischen Industrien des süddeutschen Jungpleistozäns

Die in das Eem-Thermal zu datierenden archäologischen Belege aus Süddeutschland sind gering an Zahl und entstammen alle Travertinablagerungen (Berckhemer, 1935; Müller-Beck, 1957). Immerhin bestätigen sie die Anwesenheit des Menschen. Typologisch handelt es sich um einfache Abschlaggeräte mit mehr oder weniger intensiver Kantenretusche bis hinauf zu einfachen Schabervarianten. Daneben kommen sehr vereinzelt intensiver bifaziell zuge-

richtete Artefakte vor, die bei geringer Größe faustkeilartig wirken und in wenigstens einem Fall der Kategorie der Keilmesser mit breitem Rücken angehören. Da bisher keine chorologische Verknüpfung mit anderen gleichzeitigen oder jüngeren Inventaren — schon wegen des geringen Umfanges der entsprechenden Funde — möglich ist, bleibt nichts übrig, als das Material provisorisch als „Stuttgarter Industrie“ zu klassifizieren.

Sehr viel zahlreicher sind demgegenüber die Funde aus der Periode der nach-eemzeitlichen Klimaverschlechterung (Müller-Beck, 1957; Bosinski, 1967). Es handelt sich hier einerseits um reine Abschlaggerätinventare, andererseits um solche mit stärkeren Anteilen bifazieller Formen. Auffallend ist dabei, daß sämtliche Typen der einfachen Inventare auch in denjenigen vorkommen, die zusätzlich bifaziell gearbeitete Artefakte führen. Da die bifaziellen Typen auch dort, wo sie auftreten, meist nur einen relativ geringen Teil der Gesamtinventare bilden, ist es nicht unwahrscheinlich, daß die Inventare mit ausschließlich unifaziell gearbeiteten Artefakten nur eine Fazieserscheinung innerhalb einer Industrietradition darstellen, die ganz allgemein auch bifazielle Typen führt. Es soll hier nicht auf die Gründe eingegangen werden, die für ihr gelegentliches Fehlen verantwortlich zu machen sein dürften. Über die innere stratigraphische Abfolge dieser Industrien in Süddeutschland ist noch verhältnismäßig wenig bekannt. Immerhin scheinen die noch nicht abgeschlossenen Ausgrabungen am Speckberg (Müller-Beck, 1966) dafür zu sprechen, daß anfänglich breit-flache Faustkeile noch relativ häufig sind, die aber doch schon im wesentlichen von allen übrigen, auch später auftretenden Typen begleitet werden. Allerdings fehlen noch dünne Blattmesservarianten (asymmetrische „Blattspitzen“ mit offensichtlich schneidender Funktion) nahezu ganz. Provisorisch könnte diese Stufe als „Meilenhofener Industrie“ geführt werden. Sie erinnert stark an den Habitus der leider nicht allzu reichen Funde aus dem untersten Horizont der Balver Höhle (Günther, 1964), unterscheidet sich aber wohl doch von den Funden von Salzgitter-Lebenstedt (Tode, 1953; Bosinski, 1967).

Relativ klimagünstig sind zum Teil noch die Funde aus der Bocksteinschmiede (Wetzel, 1957). An anderen Fundorten scheinen sehr ähnliche Inventare auch mit kälteren Faunenkomplexen vorzukommen (Müller-Beck, 1957). Die Industrie wirkt insgesamt micoquoid und darf in Süddeutschland — und wohl darüber hinaus — als „Bocksteinschmiedekomplex“ bezeichnet werden, der allerdings zahlreiche zeitliche und regionale Varianten besitzen dürfte, wie etwa in der Klausennische (Bosinski, 1967) oder in Mauern (Bohmers, 1951). Am Speckberg folgt der „Bocksteinschmiedekomplex“ über den Funden der „Meilenhofener Industrie“. Innerhalb der Inventare des „Bocksteinschmiedekomplexes“, und zwar vor allem in denen, die als jünger zu gelten haben, treten gelegentlich echte symmetrische Blattspitzen auf, die allerdings meist nur teilflächig retuschiert sind. Insgesamt nehmen von unten gegen oben die typischen breitflachen Faustkeile anteilmäßig ab, während die Messervarianten dünner und meist auch gestreckter werden.

Dünne Messervarianten führt neben häufig flächig retuschierten Blattspitzen auch die „Altmühl-Industrie“ (Bohmers, 1951; Zotz, 1955), die chrono-

gisch in den unteren Abschnitt der Hauptschwankung zu setzen ist. In die gleiche Zeitphase dürfte wohl auch noch das Vorkommen der Lautscher Spitzen im Vogelherd gehören (Riek, 1934). Sicher jünger ist dagegen das „Vogelherd-Aurignacien“ aus dem Horizont V der gleichen Höhle, das durch typische Knochenspitzen mit gespaltener Basis charakterisiert wird. Möglicherweise ist das „Speckberg-Aurignacien“, das noch keine Feinklingen besitzt, etwa gleichalt oder etwas jünger (Müller-Beck, 1966). Noch in die Hauptschwankung dürfte das „Vogelherd-Aggsbachien/Pavlovien“ des Horizontes IV der Vogelherdhöhle zu stellen sein (Riek, 1934), das schon zahlreiche Feinklingen enthält. Spuren eines gleichzeitigen Inventars hat offenbar L. Zotz (1955) beobachtet, die in Mauern in den oberen Wärmeabschnitt der Hauptschwankung fallen (Schichtglied „4“).

Sicher hochglazial ist dagegen das verhältnismäßig umfangreiche „Mauern-Aggsbachien/Pavlovien“, das in den Weinberghöhlen bei Mauern schon von A. Bohmers (1951) ergraben wurde.

Ganz allgemein spätglazial sind alle jene einigermaßen datierbaren Industrien Süddeutschlands, die dem „Magdalénienkomplex“ zugeordnet werden. Erwähnt seien das Inventar von der Schussenquelle (Fraas, 1897; Schmidt, 1912), die Funde in der Brügglihöhle (Bandi, 1954), diejenigen aus den drei Stationen am Bruckersberg (Riek, 1957) und die des Petersfelsen (Peters, 1930; Peters u. Toepfer, 1932). Auf zeitliche und lokale Varianten innerhalb dieses süddeutschen Magdaléniens, vor allem auch auf seine Schlußentwicklung in das Altholozän hinein, sei in diesem stratigraphischen Zusammenhang nicht weiter eingegangen.

Vergleich mit der allgemeinen jungpleistozänen Stratigraphie Mitteleuropas

Bevor wir den direkt in Süddeutschland belegbaren lokalstratigraphischen Befund, wie er vereinfacht in Tab. 1 wiedergegeben ist, mit den allgemeinen mitteleuropäischen klimatischen Veränderungen während des Jungpleistozäns in Verbindung setzen können, haben wir uns zunächst eine derartige „Gesamtgliederung“ zusammenzustellen. Wir können uns dabei vor allem auf paläobotanische Ergebnisse stützen, die nur gelegentlich durch andere Untersuchungsmethoden zu ergänzen sind.

Der Ablauf des Eem-Thermals ist in seinen Hauptzügen bekannt (Zagwijn, 1961; Selle, 1962; Behre, 1962) und bedarf hier keiner weiteren Behandlung. Auch die Hauptzüge der folgenden Klimaentwicklung sind durch Beobachtungen durchgehender Profile in Nordwesteuropa gesichert (Andersen, 1961; Zagwijn, 1961). Nach Schluß des Eem-Thermals folgt demnach eine Abkühlungsphase mit allgemein subarktischen Verhältnissen, deren absolute Dauer allerdings vorerst noch unbekannt ist. Diese erste Kälteperiode wird durch eine Wiedererwärmung geringeren Ausmaßes abgelöst, die unter der Bezeichnung Amersfoortphase allgemeinen Eingang in die Literatur gefunden hat. Danach folgt eine weitere subarktische Periode von wieder unbekannter Zeitdauer, die

von einer offenbar länger dauernden Wiedererwärmungsphase, dem Brörup, abgelöst wird. Dabei ist zu beachten, daß der Brörupkomplex offensichtlich keineswegs einheitlich ist, sondern eine Reihe nachgeordneter positiver und negativer Schwankungen zusammenfaßt. In seinem optimalen klimatischen Bereich kommt es wahrscheinlich zu einer Zunahme der mittleren Jahrestemperatur, die die im Amersfoort belegten Werte um einiges übertrifft. Der Schluß des Brörupkomplexes ist stratigraphisch vorerst nicht gesichert. Klar ist nur, daß wieder eine allgemeine Abkühlung einsetzt, die aber noch von weiteren Wiedererwärmungsphasen unterbrochen sein kann, bevor das Kältemaximum erreicht wird.

Wenn demnach auch eine weitere Gliederung der auf das stratigraphisch fixierte Brörup folgenden Kältephase möglich und wahrscheinlich bleibt, ist aber doch wenigstens der Anschluß gegen das Liegende über das Amersfoort zum Eem-Thermal gesichert. Diese Abfolge entspricht so genau derjenigen des klassischen Travertinaufschlusses von Weimar-Ehringsdorf (Behm-Blanke, 1960) bis zum Oberen Travertin II, daß hier eine offensichtliche stratigraphische Identität angenommen werden kann. Sie wurde schon früher vom Verfasser postuliert (Müller-Beck, 1961) und wird heute bereits allgemeiner akzeptiert (etwa Musil u. Valoch, 1966).

Zwei stratigraphisch davon gänzlich verschiedene Wiedererwärmungsphasen sind unterdessen mit dem Hengelo- und Denekampintervall paläobotanisch in den Niederlanden nachgewiesen worden (van der Hammen, Maarleveld, Vogel und Zagwijn, 1967). Beide besitzen noch subarktische Klimaverhältnisse, werden aber voneinander durch eine eindeutig kältere Zeit getrennt. Wichtig ist dabei, daß sich nach den verfügbaren C^{14} -Daten das jüngere Denekampintervall etwa zwischen 28 000 und 32 000 Jahre vor heute datieren läßt, während die davorliegende Kältephase etwa von 32 000 bis 36 000 Jahre vor heute gedauert hat. Damit ergibt sich als Obergrenze des Hengelo etwa ein Wert um 36 000 vor heute, ein Datum, das methodisch ausreichend gesichert scheint. Dagegen dürfte allen noch früheren Daten, die mit Hilfe von C^{14} -Messungen bestimmt wurden, schon aus rein physikalischen Gründen eine erhöhte stratigraphische Unsicherheit anhaften. Es ist deshalb besser, diese älteren Daten nur als Mindestwerte anzusehen. Das heißt, daß die Untergrenze des Hengelo mindestens auf 40 000 Jahre vor heute zu veranschlagen ist, aber durchaus auch noch älter sein kann. Das gleiche gilt für die Datierungen aus dem Bereich des Brörup, dessen optimale Phase mindestens 60 000 Jahre zurückliegen dürfte. Wichtig ist auch, daß die C^{14} -Datierungen des aus Fließerden über dem Interstadialbodenkomplex stammenden Pavlovien jünger sind als die jetzt aus dem Denekamp direkt stammenden Daten. Diese Tatsache war aus stratigraphischen Gründen zu postulieren (Müller-Beck, 1961), wurde aber oft nicht genügend berücksichtigt und hat bei der Diskussion um die Würmgliederung im letzten Jahrzehnt unnötige Verwirrung heraufbeschworen.

Auf die Denekampphase folgt eine erneute und starke Abkühlung, die allerdings ebenfalls nicht ohne nachgeordnete klimatische Schwankungen geblieben sein dürfte, die sich paläobotanisch in Mitteleuropa bisher freilich noch nicht

Tabelle 2. Stratigraphischer Vergleich des süddeutschen und des mitteldeutschen Jungpleistozäns

Abschnitte	Süddeutsche Stufen	Lößgliederung (Brunnacker, 1957)	Paläobotanische Stufen	C ¹⁴ -Daten (vor heute)	Travertin (Behm-Blancke, 1960)
Oberes Jungpleistozän	Spätglazial	Würm II	Jüngere Dryas	15 000	
			Alleröd		
			Ältere Dryas		
			Bölling		
			Älteste Dryas		
	Hochglazial	Lascaux	~ 28 000		
Mittleres Jungpleistozän	Hauptschwankung	Würm I/II	Denekamp	> 40 000	
			Hengelo		
	Nacheem- zeitliche Klimaver- schlechterung	2. Phase Würm I		> 60 000	
		1. Phase Frühwürm	Brörup		
	Amersfoort		Oberer Travertin I		
				Pariser	
	Unteres Jungpleistozän	Eem-Thermal	Riß–Würm	Eem	

fassen lassen. Allgemein klar sind dagegen wieder die klimatischen Verhältnisse von der Pollenzone Ia an, in der das Spätglazial in der üblichen paläobotanischen Auffassung beginnt.

Vergleichen wir dieses Grundschema (Tab. 2) nun mit unseren Beobachtungen aus Süddeutschland, so ergeben sich phaseologisch durchaus gute Übereinstimmungen. Zur Erleichterung der Diskussion dürfte es auch hier nützlich sein, das Jungpleistozän schematisch in nachgeordnete Abschnitte zu gliedern. Die Grenze zwischen dem unteren und mittleren wird dabei durch die Oberkante des Eem in seiner paläobotanischen Definition gebildet, während diejenige zwischen dem mittleren und oberen durch die Oberkante des Denekamp in der gleichen Fixierung gezogen wird.

Keinerlei weiterer Erörterung bedarf die Gliederung des Unteren Jungpleistozäns, in dem in Süddeutschland genauso wie im übrigen Mitteleuropa das Eem-Thermal liegt. Zu Beginn des Mittleren Jungpleistozäns treten in Süddeutschland eine Reihe von klimatischen Oszillationen auf, die K. Brunnacker (1957) als Frühwürm zusammengefaßt hat. Sie sind offenbar mit den Amersfoort- und Brörupintervallen und den dazwischenliegenden Kälteperioden identisch. Sie entsprechen demnach auch den Ablagerungen der beiden Oberen Travertine in Weimar-Ehringsdorf und den dazwischengeschalteten Bildungen des sogenannten „Parisers“ und „Pseudoparisers“. Das folgende Temperaturminimum mit den wahrscheinlich zugehörigen nachgeordneten kleineren Schwankungen ist in Süddeutschland und Mitteleuropa vorerst nur summarisch dokumentiert. Es entspricht jener Phase, die K. Brunnacker (1957) als „Würm I“ bezeichnet hat.

Die alte Hauptschwankung (Riek, 1934) läßt sich in Süddeutschland bisher nur global nachweisen, wenn allerdings hier auch Ansätze zu einer Dreiteilung gegeben sind. Ihre stratigraphische Position ist aber derart — nicht zuletzt auch abgesichert durch die beschriebene Artefaktführung —, daß ihre Identität mit der aus den Hengelo- und Denekampintervallen samt der dazwischenliegenden Kälteperiode gebildeten Sequenz als sicher anzunehmen ist. Ihre Oberkante bildet also in Süddeutschland ebenfalls die Obergrenze des Mittleren Jungpleistozäns. Stratigraphisch ist die Hauptschwankung identisch mit den Bodenbildungen des von K. Brunnacker (1957) aufgestellten „Würm I/II“. Das folgende Hochglazial, das zugleich mit dem zweiten Schuttzyklus von K. Bleich (1960) identisch ist, ist in Süddeutschland stratigraphisch klar definierbar und entspricht dem ersten Teil des Oberen Jungpleistozäns in ganz Mitteleuropa. Das süddeutsche und das mitteleuropäische Spätglazial sind stratigraphisch praktisch vollkommen identisch und bilden den zweiten Teil des Oberen Jungpleistozäns.

Vergleich mit anderen europäischen lokalstratigraphischen Abfolgen

Es soll hier keineswegs ein Vergleich mit allen heute in Europa verfügbaren lokalstratigraphischen Gliederungen des Jungpleistozäns vorgenommen werden.

Lediglich eine Diskussion der benachbarten österreichischen und tschechoslowakischen Befunde sowie schließlich auch der archäologisch wichtigeren Südwestfrankreichs scheint uns an dieser Stelle doch von einigem Wert.

In Österreich werden in der jungpleistozänen Lößfolge zwei Bodenkomplexe ausgeschieden. Sie werden als „Stillfried A“ oder auch nur „Stillfried“ und „Stillfried B“ (Fink, 1954, 1962) bezeichnet. Der Komplex von „Stillfried A“ liegt an der Basis des Jungpleistozäns und umfaßt sowohl den interglazialen, diagenetisch häufig veränderten Boden und jene Bildungen, die K. Brunnacker (1957) klarer als Frühwürm bezeichnet hat. Das bedeutet, daß das österreichische „Stillfried A“ sowohl das Untere wie auch den Beginn des Mittleren Jungpleistozäns umfaßt. Es schließt also in seinen oberen Abschnitten auch das Amersfoort und Brörup samt zugehörigen Kaltphasen ein. Stratigraphisch also eine etwas verwirrende Definition, die erheblich unterschiedliche klimatische Ereignisse in einer Einheit zusammenfaßt. Das „Stillfried B“ bildet ebenfalls einen Komplex klimatischer Schwankungen, der allerdings an den Bodenbildungen in der Regel nicht zu differenzieren ist. Die Identität mit der süddeutschen Hauptschwankung, dem Würm I/II K. Brunnackers und der Phase Hengelo bis Denekamp am Oberende des Mittleren Jungpleistozäns, liegt auf der Hand. Die darüber folgenden Lößbildungen gehören dem Oberen Jungpleistozän an, ohne daß klar wäre, wo in ihnen die Grenze zwischen Hoch- und Spätglazial zu ziehen wäre (Tab. 3).

In der Tschechoslowakei werden die Lößablagerungen und die dazwischen eingeschalteten Bodenbildungen wieder stärker gegliedert. V. Ložek (1964) unterscheidet innerhalb des Jungpleistozäns drei Bodenkomplexe. Der älteste wird als PK III (Pedokomplex) bezeichnet und entspricht dem hier definierten Unteren Jungpleistozän, ist also mit dem Eem-Thermal identisch. Darüber folgt ein relativ feucht abgelagerter Löß und dann der PK II, die Wärmerückschläge darstellen und den in Süddeutschland zu beobachtenden Oszillationen an der Basis des Mittleren Jungpleistozäns ganz oder teilweise gleichkommen. Sie umschließen demnach auch die Phasen des Amersfoort und Brörup sowie den oberen Teil des „Stillfried A“ (Tab. 2). Der PK I als jüngster Bodenkomplex ist schließlich voll und ganz mit dem „Stillfried B“, der süddeutschen Hauptschwankung und dem Hengelo-Denekamp-Komplex am Ende des Mittleren Jungpleistozäns identisch. Zu betonen ist auch hier, daß die Fließerden, die die Pavlovienfunde von Dolní Věstonice und Pavlov enthalten, erst über dem PK I liegen und demnach eindeutig jünger sind. Im Gebiet von Brno ist der PK I oft deutlich in zwei Abschnitte geteilt (Musil, Valoch u. Nečesaný, 1955). Die beiden ihm angehörenden Bodenphasen werden von einem bis etwa 1,0 m mächtigen Löß getrennt, eine Erscheinung, die in für die Lößsedimentation günstigen Hanglagen innerhalb der durch Hengelo bis Denekamp ausgewiesenen Sequenz durchaus möglich scheint. Verwirrung entstand nur dadurch, daß die tschechischen Autoren bei Anwendung der damals noch allgemein üblichen „Würmzählung“ den unteren Bodenabschnitt als „W I/II“, den oberen dagegen als „W II/III“ bezeichneten. Dabei ist es vielleicht gut, sich in Erinnerung zu rufen, daß K. Brunnacker (1957) beide als Einheit auffaßte und entsprechend gemein-

Tabelle 3: Vergleich einiger jungpleistozäner Lokalstratigraphien Europas

Abschnitte	Paläobotanische Stufen	Stratigraphie in der ČSSR	Stratigraphie in Österreich	Stratigraphie in SW-Frankreich	Stratigraphie in Süddeutschland	Industrien in Süddeutschland
Oberes Jungpleistozän	Jüngere Dryas	Spätglazial	Spätglazial	Spätglazial	Spätglazial	Magdalénienkomplex
	Alleröd					
	Ältere Dryas					
	Bölling					
	Älteste Dryas					
	Lascaux	Hochglazial	Hochglazial	Lascaux (W III/IV)	Hochglazial	Aggsbach/Pavlovien (Typus Mauern)
				Würm III A/III B		
Mittleres Jungpleistozän	Denekamp	PK I Podhradem	Stillfried B	Würm II/III	Hauptschwankung	Aggsbach/Pavlovien (Typus Vogelherd) Vogelherd-Aurignacien Altmühl-Industrie
	Hengelo					
		PK II	2. Phase	Combe-Grenal 1—35	Nacheem-zeitliche Phase Klimaver-schlechterung 2. Phase 1. Phase	Bocksteinschmiedekomplex ? Meilenhofener ? Industrie
	Brörup			? Combe-Grenal ? 36—55 ? Combe-Grenal ? 56—64		
	Amersfoort					
Unteres Jungpleistozän	Eem	PK I n. Ložek, 1964, Musil u. Valoch, 1966	Stillfried A 1. Phase n. Fink, 1962	Riß-Würm n. Laville, 1964, Leroi-Gourhan, 1965, Bor-des u. a., 1966	Eem-Thermal	„Stuttgarter Industrie“

sam lediglich als „W I/II“ bezeichnete. Der über dem PK I liegende Löß fällt auch in der Tschechoslowakei in das Obere Jungpleistozän.

Zusätzliche stratigraphische Informationen lassen sich auch neueren tschechoslowakischen faunistischen Arbeiten entnehmen (Musil u. Valoch, 1966). Das Untere Jungpleistozän wird hier durch eine in der optimalen Klimaphase typische Waldfauna gekennzeichnet. Zu Beginn des Mittleren Jungpleistozäns dürften in der Slowakei und weiter westlich die ersten Vertreter einer kalten Steppenfauna — wie in den Ablagerungen des Parisers von Ehringsdorf (Kahlke, 1958) — erscheinen. Die weiteren Schwankungen des beginnenden Mittleren Jungpleistozäns werden aber vorläufig auch im Bereich der Tschechoslowakei faunistisch nicht faßbar. Dagegen läßt sich nach dem Auftreten kälterer Elemente eine Faunengesellschaft mit noch einmal typischem Wald-Steppen-Charakter beobachten, die einer Wiedererwärmungsphase angehört, die als „Podhrademinterstadial“ bezeichnet wird. Nach seiner stratigraphischen Situation unterliegt es kaum einem Zweifel, daß dieses Podhrademintervall mit der Zeit der süddeutschen Hauptschwankung am Ende des Mittleren Jungpleistozäns identisch ist (Tab. 3). Es ist sogar recht wahrscheinlich, daß sie nur mit dem unteren Abschnitt dieser Hauptschwankung zeitgleich ist und damit allein dem Hengelointervall der paläobotanischen Stratigraphie entspricht. Das eigentliche Podhradem würde dann aber nur mit dem unteren Abschnitt des PK I zu parallelisieren sein, was stratigraphisch richtig ist, sobald man sich nicht durch eine Überbewertung nur vereinzelter C¹⁴-Daten verwirren läßt. Das würde aber zugleich bedeuten, daß das eigentliche „Paudorf“ im engeren stratigraphischen Sinne dieses Begriffes nur dem Denekamp synchron wird, zumindest in dem Sinne, wie H. Groß (1957) und H. L. Movius (1960) ihn definiert haben. Daraus würde sich aber zugleich ergeben, daß das „Göttweig“ im stratigraphischen Sinne dieser beiden Autoren mit dem paläobotanischen Hengelo übereinstimmt. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß der Boden des Aufschlusses von Göttweig selbst in das Stillfried A gehört (Fink, 1962). Immerhin ist es aber beruhigend, zu wissen, daß „Göttweig“ und „Paudorf“ im Sinne von Groß/Movius stratigraphisch mit der Hauptschwankung Süddeutschlands gleichzeitig sind. Nicht zuletzt, weil dadurch stratigraphisch-archäologische Befunde, die schon zu Beginn des Jahrhunderts beschrieben wurden, aufrechterhalten bleiben können. Ja, noch mehr, die Vorstellung der Aurignacschwankung, die J. Bayer (1924) entwickelt hat, erweist sich als durchaus sinnvoll, sie nimmt prinzipiell die süddeutsche Hauptschwankung vorweg. Diese scheint aber ebenfalls zwei voneinander geschiedene Warmphasen zu umfassen, die H. Groß, H. L. Movius und andere zwar richtig erkannt, aber aus der Lage der Dinge heraus mit falschen Bezeichnungen belegt haben. Wobei „falsch“ aber nur noch im terminologischen, keinesfalls aber im davon unabhängigen rein stratigraphischen Sinne gemeint sein kann.

Reizvoll, aber überraschend schwierig ist ein abschließender Vergleich mit südwestfranzösischen Befunden. Die größte Schwierigkeit ergibt sich dabei offenbar daraus, daß wir es hier fast ausschließlich mit Höhlensedimenten zu tun

haben, während stratigraphische Untersuchungen im Freiland weitgehend fehlen.

Positive Belege für das Eem-Thermal liegen aus Höhlen praktisch nicht vor. Indirekt soll es durch die Bodenbildung auf den Schichten 60—56 von Combe-Grenal (Bordes, Laville, Paquereau, 1966) dokumentiert werden, die selbst demnach schon im Mittelpleistozän (Riß) abgelagert worden wären. Pollenanalytisch sind die tiefsten Schichten in Combe-Grenal (64—56) als ausgesprochen kalt zu bezeichnen. Die verschiedenen Sedimentanalysen unterstreichen dieses Ergebnis. Archäologisch enthalten sie Inventare, die als *Acheuléen supérieur* klassifiziert wurden. Von entscheidender Bedeutung ist nun, ob es sich wirklich um Ablagerungen handelt, die als rißzeitlich gelten dürfen. Das wäre keinem Zweifel unterworfen, wenn die Verwitterung auf den Schichten 60—56 wirklich dem Eem-Thermal angehören würde. Tatsächlich kommen aber in dem mächtigen Profil auch noch weit höher erhebliche Karbonatauswaschungen vor (etwa in den Schichten 50 A—55 oder 21—27). Das könnte sehr wohl bedeuten, daß sie lediglich starke Durchfeuchtungen, nicht aber auch gleichzeitig sehr starke Klimaveränderungen repräsentieren. Verblüffend ist schließlich, daß dem Riß/Würm (Eem) nur ein ebenfalls durch eine stärkere Verwitterung ausgewiesenes „Würm I/II“ folgt, das über der Schicht 36 angesetzt wird und sich in den Schichten 36 bis 37 durch Auswaschungen erkennen läßt. Dieser Befund steht nun in recht klarem Gegensatz zu der in Mitteleuropa belegten paläobotanischen Sequenz und dem Befund aus den Travertinen von Ehringsdorf. Dort war über dem Eem-Thermal als erste erkennbare Warmschwankung das Amersfoort und als zweite (!) der Brörupkomplex ausgewiesen worden. Es wäre sicher zu einfach, die Schichten 64—56 von Combe-Grenal kurzerhand direkt mit den Solifluktionen des Parisers (oder unterhalb von Amersfoort) und diejenigen von 55—36 direkt mit dem Pseudopariser unterhalb des Brörup zu identifizieren. Es ist aber durchaus denkbar, daß die Schichten 64—56 von Combe-Grenal den Endabschnitt der starken Solifluktionen unterhalb des Amersfoort repräsentieren, das aber selbst in seinen Anfangsphasen ebenfalls belegt sein könnte. Darüber wäre ein Erosionshiatus denkbar bzw. eine Sedimentationslücke, die nicht zuletzt die beobachtete Verwitterung erklären könnte. In den Schichten 55—36 könnten Teile der nach Amersfoort stattfindenden Solifluktionen, aber auch Abschnitte des Brörup bezeugt sein, wobei die auf den Schichten 36—37 ausgeprägte Verwitterung nicht unbedingt mit der optimalen Phase des Brörupkomplexes identisch sein müßte. Ebensowenig wäre die Schicht 35 unmittelbar an das Ende des stratigraphisch selbst noch nicht klaren Brörupschlusses anzufügen.

Ließe sich die eben vorgetragene Ansicht halten, so würden wir erstmals einen klaren Beleg für die starke Abkühlung schon unmittelbar nach dem Eem-Thermal vor uns haben. Andererseits wäre das *Acheuléen supérieur* zumindest teilweise in das Jungpleistozän zu datieren.

Sehr viel deutlicher sind die Beobachtungen am Ende des Mittleren Jungpleistozäns. Hier folgt nach einer größeren Wiedererwärmung (Laville, 1964), die schon lange bekannt ist und in Frankreich häufig als „Würm II/III“ be-

zeichnet wird, eine kurze Kältephase und eine relativ kurze Wiedererwärmung. Beide zusammen dürften noch der süddeutschen Hauptschwankung entsprechen. Nach Beginn des Oberen Jungpleistozäns kommt es zu einer starken Abkühlung, die nur durch eine kleine Wärmeschwankung innerhalb des Périgordien supérieur (Laville, 1964; Leroi-Gourhan, 1965) unterbrochen wird, die mit einer recht starken Niederschlagszunahme verbunden ist. Sie wird durch die französische Forschung als Würm IIIA/IIIB klassifiziert (Laville, 1964). Eine größere Wiedererwärmungsphase beginnt offenbar knapp nach 20 000 Jahren vor heute und wurde „Lascauxintervall“ (Leroi-Gourhan, 1965) genannt. Sie ist praktisch identisch mit dem Auftreten der späteren Solutréenstufen. H. Laville (1964) bezeichnet diesen Abschnitt wie F. Bordes (1960) als „Würm III/IV“. Darauf folgt eine weitere Abkühlung und schließlich der Übergang zum Spätglazial (Leroi-Gourhan) (Tab. 3).

Chronologie des süddeutschen Jungpleistozäns

Trotz der bisher zum Teil nicht eben detailreichen stratigraphischen Befunde in Süddeutschland selbst läßt sich mit Hilfe der eben vorgenommenen Vergleiche doch wenigstens auch eine in Süddeutschland gültige jungpleistozäne Chronologie aufstellen.

An der Basis steht im Unteren Jungpleistozän das Eem-Thermal, das zeitlich nicht klar zu fassen ist, dessen Ende aber mehrere Jahrzehntausende vor 60 000 Jahren vor heute liegen sollte. Es führt in Süddeutschland Artefakte der provisorisch als „Stuttgarter Industrie“ bezeichneten Einheit.

Das Mittlere Jungpleistozän wird durch einen Schwankungskomplex eingeleitet, der nicht näher zu gliedern ist, aber der Folge Amersfoort bis Brörup einschließlich der vor- und zwischengeschalteten Kaltphasen entsprechen dürfte. Das Ende des Brörup liegt mindestens 60 000 Jahre zurück. Möglicherweise gehört die Faustkeile guter Ausprägung führende „Meilenhofener Industrie“ in den Beginn dieses Schwankungskomplexes, während die „Bocksteinschmiede-Industrie“ schon gegen sein Ende vorherrschen dürfte. Es folgt eine ausgeprägte Kaltphase mit weiteren Varianten der „Bocksteinschmiede-Industrie“, die wahrscheinlich noch in den Beginn der Hauptschwankung hineinreicht, deren Beginn chronologisch noch nicht zu fixieren ist. Im unteren Bereich der Hauptschwankung tritt die „Altmühl-Industrie“ auf, die von Aurignacien-Varianten abgelöst wird. Noch innerhalb der Hauptschwankung folgen die ersten Inventare mit Aggsbachien/Pavlovien-Charakter. Das Ende der Hauptschwankung ist auf rund 28 000 Jahre vor heute zu datieren.

Das Aggsbachien/Pavlovien dauert noch in das Hochglazial des Oberen Jungpleistozäns hinein an, dem auch die Jungendmoränen angehören dürften. Das paläobotanisch definierte Spätglazial beginnt vor etwas mehr als 15 000 Jahren und wird durch Industrien des Magdalénienkomplexes archäologisch gekennzeichnet.

Literaturverzeichnis

- 1961 Andersen, S. T.: Vegetation and its environment in Danmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danm. Geol. Unders. II.R.75.
- 1954 Bandi, H.-G.: Die Brügglihöhle an der Kohlholzhalde bei Nenzlingen (Kt. Bern), eine neue Fundstelle des Spätmagdalénien im unteren Birstal. 2. Das Fundmaterial. Jahrb. Bern. Hist. Mus. 32/33, 1952/1953, 49—65.
- 1924 Bayer, J.: Der Wechsel in der Säugetierfauna Europas während des Eiszeitalters. Die Eiszeit 1, 107—111.
- 1960 Behm-Blancke, G.: Altsteinzeitliche Rastplätze im Travertingebiet von Taubach, Weimar, Ehringsdorf. Alt-Thüringen 4.
- 1962 Behre, K.-E.: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. Flora 152, 325—370.
- 1934 Berckhemer, F.: Beobachtungen an den Travertinablagerungen des Biedermannschen Steinbruchs in Untertürkheim. Jh. Ver. f. vaterländ. Naturk. Württemberg 90, 1, LXXXVIII—XC.
- 1935 Berckhemer, F.: Der Sauerwasserkalk von Untertürkheim und seine Fossileinschlüsse; Belege für den diluvialen Menschen in der Untertürkheimer Gegend. Untertürkheimer Heimatbuch 1935, 11—24 u. 105—106.
- 1961 Bertsch, A.: Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands (mittleres Oberschwaben und westliches Bodenseegebiet). Flora 151, 243—280.
- 1957 Beug, H. J.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). Flora 145, 167—211.
- 1937 Birkner, F.: Steinzeitfragen in Bayern. Bayer. Vorgeschichtsbl. 14, 31—32.
- 1960 Bleich, K.: Das Alter des Albtraufs. Jh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg 115, 39—92.
- 1951 Bohmers, A.: Die Höhlen von Mauern, Teil I. Palaeohistoria I.
- 1960 Bordes, F.: Comment in: H. L. Movius 1960, 376—377.
- 1966 Bordes, F., H. Laville u. M.-M. Paquereau: Observations sur le Pleistocène Supérieur du Gisement de Combe-Grenal. Actes Soc. Linnéenne de Bordeaux, Ser. B, 103, 10.
- 1967 Bosinski, G.: Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. Fundamenta A 4.
- 1957 Brunnacker, K.: Die Geschichte der Böden im Jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bavarica 34.
- 1937 Dehm, R.: Ein Waldelefantenvorkommen in zwischeneiszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand. Bayer. Vorgeschichtsbl. 14, 27—28.
- 1954 Fink, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. Quartär 6, 85—107.
- 1962 Fink, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 1—25.
- 1897 Fraas, E.: Grabungen an der Schussenquelle bei Schussenried anlässlich des Bahnbaus im Sommer 1896. Fundber. a. Schwaben IV, 23—25.
- 1951 Freising, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. Jh. Geol. Abt. Württ. Stat. L.-A. 1, 54—59.
- 1953 Graul, H.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Geol. Bavarica 18, 13—48.
- 1962 Graul, H.: Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. Eiszeitalt. u. Gegenw. 13, 181—196.
- 1962b Graul, H.: Aare- und Rhône-gletscher zur Zeit ihres letzteiszeitlichen Maximums und des Beginns ihres Rückschmelzens. H. v. Wissmann-Festschr. 343—356.
- 1957 Groß, H.: Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. Quartär 9, 3—39.
- 1964 Günther, K.: Die altsteinzeitlichen Funde der Balver Höhle. Bodenaltertümer Westfalens VIII.

- 1967 van der Hammen, Th., G. C. Maarleveld, J. C. Vogel and W. H. Zagwijn: Stratigraphy, Climatic Succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw* 46, 79—95.
- 1934 Heller, F.: Die Kleinsäugerreste aus dem Travertin des Biedermannschen Steinbruchs von Untertürkheim—Bad Canstatt. *Jh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg* 90, 20—30.
- 1955 Heller, F.: Die Fauna, in: L. F. Zotz, 1955, 220—307.
- 1957 Heller, F.: Zur fossilen Fauna der jungpaläolithischen Stationen am Bruckersberg in Giengen an der Brenz, in: G. Riek 1957, 53—68.
- 1958 Kahlke, H. D.: Die jungpleistozänen Säugetierfaunen aus dem Travertingebiet von Taubach-Weimar-Ehringsdorf. *Alt-Thüringen* 3, 97—130.
- 1952 Lang, H.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. *Flora* 139, 243—294.
- 1962 Lang, H.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen der Magdalénienstation an der Schussenquelle. *Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel in Zürich* 37, 129—154.
- 1963 Lang, H.: Chronologische Probleme der späteiszeitlichen Vegetationsentwicklung in Südwestdeutschland und im Französischen Zentralmassiv. *Pollen et Spores* 5, 129—142.
- 1964 Laville, H.: Recherches sédimentologiques sur la paléoclimatologie du Würmien Récent en Périgord. *L'Anthropol.* 68, 1—48 u. 219—252.
- 1954 Lehmann, U.: Die Fauna des Vogelherdes bei Stetten ob Lontal (Württemberg). *Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh.* 99, 33—146.
- 1965 Leroi-Gourhan: Le climat würmien pendant le Paléolithique supérieur de 36 000 à 8 000 B. C. *Hektogr. Comm. au Congrès de l'INQUA Boulder 1965*.
- 1964 Ložek, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozpr. Ústřed. ú. geol.* 31.
- 1957 Müller-Beck, H.: Das Obere Altpaläolithikum in Süddeutschland. Bonn.
- 1961 Müller-Beck, H.: Comment in: More on Upper Palaeolithic Archaeology. *Curr. Anthropol.* 2, 439—444.
- 1966 Müller-Beck, H.: Sondierungen in der paläolithisch-mesolithischen Freilandstation „Speckberg“. *Bayer. Vorgeschichtsbl.* 31, 1—29.
- 1960 Movius, H. L.: Radiocarbon Dates and Upper Palaeolithic Archaeology in Central and Western Europe. *Curr. Anthropol.* 1, 355—391.
- 1966 Musil, R., u. K. Valoch: Beitrag zur Gliederung des Würms in Mitteleuropa. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* 17, 131—138.
- 1955 Musil, R., K. Valoch u. V. Nečesaný: Pleistocenni sedimenty okoli Brna (The pleistocene sediments in the vicinity of Brno). *Anthropozoikum* 4, 107—167.
- 1901—1909 Penck, A., u. E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- 1930 Peters, E.: Die altsteinzeitliche Kulturstätte Petersfels. Augsburg.
- 1932 Peters, E., u. V. Toepfer: Der Abschluß der Grabungen am Petersfels bei Engen im badischen Hegau. *Praehist. Z.* 23, 155—199.
- 1907 Pohl, H.: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen. Leipzig.
- 1953 Reich, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichel im Bayerischen Alpenvorland. *Flora* 140, 386—443.
- 1934 Riek, G.: Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd. Tübingen.
- 1957 Riek, G.: Drei jungpaläolithische Stationen am Bruckersberg in Giengen an der Brenz. *Veröff. Staatl. Amt f. Denkmalpflege Stuttgart, A-2*.
- 1953 Schaefer, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Stellungnahme zu den Ausführungen H. Grauls. *Geol. Bavarica* 18, 5—9 u. 49—112.
- 1954 Schaub, S.: Wirbeltierreste aus der Brügglihöhle, in: H.-G. Bandi 1954, 65—66.
- 1912 Schmidt, R. R.: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. Stuttgart.
- 1962 Selle, W.: Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. *Geol. Jahrb.* 79, 295—352.
- 1953 Tode, A.: Einige archäologische Erkenntnisse aus der paläolithischen Freilandstation von Salzgitter-Lebenstedt. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* 3, 192—215.
- 1954 Welten, M.: Pollenanalytische Untersuchungen an Höhlensedimenten verschiedener Entstehungsweise in der Brügglihöhle, in: H.-G. Bandi 1954, 66—70.

- 1957 Wetzel, R.: Datierungsfragen am Bockstein. *Eiszeitalt. u. Gegenw.* 8, 187—199.
- 1961 Zagwijn, W. H.: Vegetation, Climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part I. — Eemian and Early Weichselian. *Mem. Geol. Found. in the Netherlands*. N. S. 14, 15—45.
- 1955 Zotz, L. F. (u. a.): Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. *Quartär-Bibl.* 2. Bonn.

Anschrift: Prof. Dr. H. Müller-Beck, Lehrstuhl für Urgeschichte der Universität Tübingen, 74 Tübingen, Schloß.