GEOLOGIE EN MIJNBOUW VOLUME 48 (4), p. 401-408 1969

ZUR PLEISTOZÄN/HOLOZÄN-GRENZE IM SÜDLICHEN PERIBALTISCHEN RAUM

HEINZ KLIEWE, Jena, DDR

PROBLEMSTELLUNG

Die folgenden Ausführungen beinhalten einige Überlegungen zur Problematik der Grenzziehung zwischen Pleistozän und Holozän als den herkömmlichen Teilabschnitten des Quartärs. Sie erfolgen einerseits auf Grund gehäufter lokaler Beobachtungen und aus regionaler Sicht für den südlichen peribaltischen Raum, andererseits aber auch im Sinne einer Einfügung der dort gewonnenen Vorstellungen in das übergeordnete zonal–azonale Ordnungsprinzip der Geosphäre. Diesbezügliche spezielle Beobachtungen aus dem hier vornehmlich betrachteten nördlichen Teil Mitteleuropas müssen zweifelsohne in Zusammenhang und Vergleich sowohl mit korrelaten Phänomenen aus Nordeuropa als auch aus südlichen Bereichen unseres Mittelgürtels, aber auch mit solchen aus anderen Erdgürteln oder Regionen der Erde gesehen und gewertet werden. Bei derartigen vergleichenden Betrachtungen und Einordnungen sind lokale bzw. regionale Besonderheiten und milieubedingte Extremfälle zunächst möglichst auszuschalten, wie z.B. in Mitteleuropa die überfeuchten Kammlagen der Mittelgebirge oder die im Regenschatten gelegenen Trockengebiete in den Beckenlandschaften mit ihrer spezifischen Problematik zur spätglazial/frühholozänen Steppen-, Waldsteppen- oder Waldlandschaft. Dort im Bereich starker Feuchte oder Trockenheit steht die Frage der räumlich sehr unterschiedlichen Niederschlagsverteilung im Vordergrund der Landschaftsgeschichte, weniger die des zeitlichen Wandels der Temperaturverhältnisse. Hier sollen die Problematik der Untergrenze des Holozäns und die Frage ihrer praktischen Anwendbarkeit vor allem unter geomorphologischem, stratigraphischem und vegetationsgeschichtlichem Aspekt, also unter besonderer Berücksichtigung der entsprechenden Oberflächenformen, Sedimente und Vegetation als klimageschichtlichen Dokumenten behandelt werden. Das geschieht mit besonderer Beachtung der für das Quartär üblichen und kennzeichnenden Gegenüberstellung des Wechsels Kaltzeit–Warmzeit bzw. Glazial–Interglazial, Stadial–Interstadial, "Phasial–Interphasial" (C e b o t a r e v a 1967), also der dafür bis ins Holozän dominanten Temperaturveränderungen mit deren ökologischen Konsequenzen für Wandel und Entwicklung der Landschaft. Für die hier angeschnittene Problematik der Grenzziehung Pleistozän/Holozän ist ebenfalls die *Temperaturveränderung* dominant. So gesehen, lautet die Frage: Wo liegt die Grenze zwischen letzter Kaltzeit und unserer "holozänen" Warmzeit? Diese Abgrenzung sollte auch eine leicht und exakt feststellbare und damit bei der Kartierung *praktisch anwendbare* (H a g e m a n 1965) bzw. bei der Profilaufnahme gut messbare Grenze – selbst im Bereich der Ozeane und ihrer Meeresbodensedimente – sein. Auf eine Diskussion wichtiger sekundärer Fragen wie z.B. der Zweckmässigkeit bzw. Ersetzung des Begriffes "Holozän" oder der Beachtung zur Gegenwart zunehmender anthropogener Landschaftsveränderung und -gestaltung wird vorerst verzichtet.

Schwierig wird die Problematik der klimatischen Grenzziehung Pleistozän/Holozän vor allem durch den ausgeprägten Oszillationscharakter der Temperaturschwankungen, die das Quartär als Ganzes wie auch seine Teilabschnitte verschiedener Grössenordnung kennzeichnen. Derartige *Oszillationen der Temperatur* und ihre kurvenmässigen Darstellungen mit Maxima, Minima und Wendepunkten dazwischen bereits seit dem Tertiär bilden gesicherte Kenntnisse über die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Das gleiche Oszillationsprinzip als Folge der Temperatur-

veränderungen zeigt z.B. auch die Kurve quartärer Meeresspiegelschwankungen im Grossen wie im Kleinen (Fairbridge 1961). Der Festlegung der Holozänuntergrenze ähnliche, hier randlich mit zu beachtende Probleme existieren auch bei der Grenze Plio/Pleistozän, vor allem aber bei der Abgrenzung Glazial/Interglazial. Die Aufgabe wird noch komplizierter durch solche neuen Erkenntnisse, die auch die pleistozänen Warmzeiten – wie z.B. das Holstein – Interglazial durch entsprechende Ablagerungen im Saalegebiet (Mania 1969 b) oder das Eem – Interglazial im Bereich der Travertine von Weimar – Ehringsdorf – durch stadiale Kälteperioden als zwei- oder mehrgegliedert ansehen. Klimatische Oszillationen der Temperatur gab es somit bereits im Übergang vom Pliozän zum Pleistozän mit eingeschalteten kühleren Phasen oder im Altquartär mit noch sehr warmen subtropischen Zwischenperioden. Sie reichen im Wechsel der Glaziale und Interglaziale und ihrer Unterabschnitte durch das gesamte Eiszeitalter bis ins Holozän. Einem generellen quartären Grosszyklus der Temperaturerniedrigung und -wiedererhöhung scheinen sich dabei grössere, kleinere und kleinste Zyklen von Kalt- und Warmphasen überlagert zu haben. Diese Zyklen hatten jeder einen etwas anderen Charakter, sind also in ihrem jeweiligen Milieu zwar vergleichbar, jedoch als Varianten nicht völlig gleichzusetzen.

Die geochronologische Abgrenzung des Holozäns zeigte bisher – z.B. noch auf dem Warschauer INQUA–Kongress 1961 (de Jong 1965), auf dem Symposium dieser INQUA–Subkommission 1967 in Prag und auf ihrer Haarlemmer Tagung 1968 recht *unterschiedliche Auffassungen.* In der weitesten Spanne reichten sie bisher vom Abtaubeginn des spätglazialen Inlandeises seit dem hochglazialen Pommerschen Stadium der Weichselvereisung vor mehr als 15 Jahrtausenden bis zur Bipartition des skandinavischen Resteisschildes etwa zu Beginn des Boreals oder sogar bis zur im wahrsten Sinne des Wortes "postglazialen" Zeit auch in Nordskandinavien vor rund 8 Jahrtausenden. Das ist eine erstaunliche Differenz der Auffassungen mit einer Zeitspanne von mehr als 7 Jahrtausenden, die seitens der dafür zuständigen INQUA–Kommission einer baldigen Einengung bedarf. Zweifellos entspringt diese sehr unterschiedliche Grenzziehung zu einem wesentlichen Teil aus den in der Tat unterschiedlichen Auswirkungen räumlicher Ordnungsprinzipien, des zonalen N–S–Wandels sowie untergeordnet auch des azonalen W–O–Wandels (Kliewe 1966). Diese räumliche Differenziertheit gilt natürlich auch für den Beginn des Holozäns und erschwert seine absolute geochronologische Fixierung auf einen Zeitpunkt ganz erheblich. Die Konvention auf ein in den Mittelbreiten gewonnenes mittleres Datum erscheint deshalb als naheliegender, unvermeidbarer Kompromiss.

REGIONALE BEFUNDE

Die nachfolgenden Ausführungen sollen als ein so ausgerichteter Teilbeitrag diese Problematik aus der Sicht des *nördlichen Mitteleuropa,* und zwar von der südbaltischen Küste her und damit aus der Nähe des Scharniers zu Nordeuropa aufgreifen. Dabei steht zunächst die generelle Frage, ob man die Spätglazialphasen der *Kataglaziale,* also des deutlichen Umschwungs zu generell negativem Eishaushalt schon zu den Warmzeiten rechnen soll. Gams, Gudelis und Neustadt z.B. haben in der Vergangenheit wiederholt vorgeschlagen (s. Gudelis 1967), den Beginn der endgültigen Abschmelzung des Weichseleisschildes nach dessen sehr markanter Randbildung des Pommerschen Stadiums theoretisch als die untere chronologische Grenze des Holozäns zu betrachten. Gemäss diesem prinzipiell sehr beachtenswerten Gesichtspunkt würde in unserem Fall das Weichselspätglazial mit seiner generellen Erwärmung und seinem Wandel von trocken–kalten zu feucht–kühlen Klimaverhältnissen in seiner Gesamtheit dem Holozän zugerechnet. Dieser kataglaziale Klimaumschwung würde im nördlichen Mitteleuropa die bekannten Richterschen Vorstossstaffeln F, G und H der Rosenthaler, Velgaster und Nordrügener Staffel und dazu in Nordeuropa noch die Salpausselkä–Staffel als glazigene Gebilde von *Kälterückschlägen* einschliessen. Wenn man, wie das z.B. Heck (1961) bereits erwogen hat, die Rosenthaler Staffel F als noch zum Hochglazial gehörige Pommersche Phase II betrachtet, so wären doch zumindest die drei tundrenzeitlichen Kälterückfälle mit ihren markanten und zum grossen Teil über viele Kilometer tief gestaffelten Stauchendmoränenzonen von der Velgaster Staffel ab bereits dem Holozän zuzurechnen. Der Geomorphologe und Kenner der *jugendlichen, reliefstarken Glaziallandschaft* wird demgegenüber die Auffassung teilen, dass dieses mitteleuropäische weichselspätglaziale Jungmoränengebiet geomorphologisch und stratigraphisch noch zum ausklingenden Weichselglazial und *nicht* zum "Postglazial" oder beginnenden Holozän zu rechnen

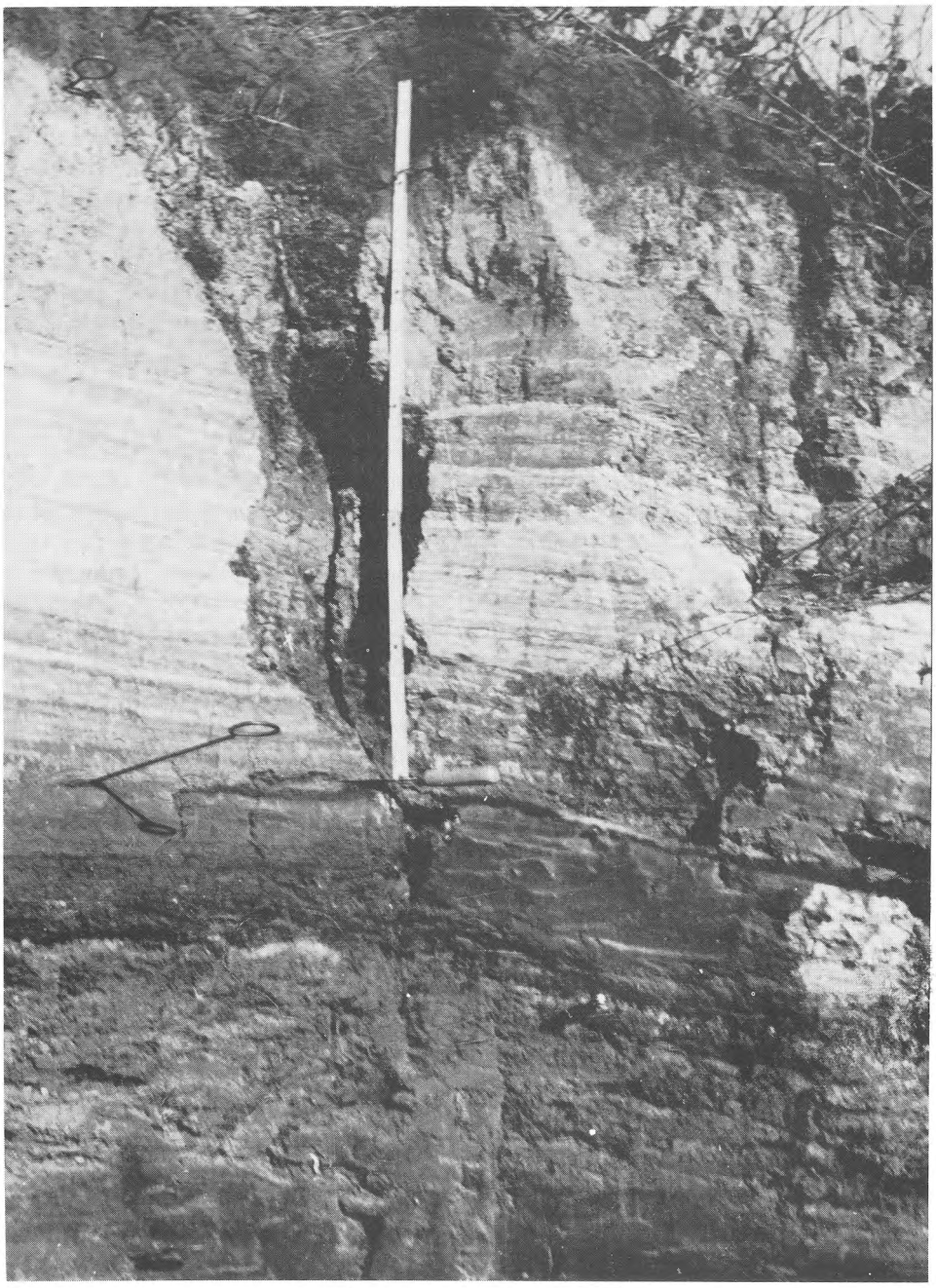


Abb. 1:

Schichtenprofil eines seit der Allerödzeit verlandeten Seebeckens auf Nord-Rügen. Im unteren Bildteil ca 60 cm Torf mit heller Tufflage nach 2/3 (Spachtel) und Staublage an der Torfobergrenze (Spachtel). Darüber ca 1 m geschichtete kalkreiche Seemudde (Zollstock), in Oberflächentorf übergehend. (phot. Kliewe 1968).

ist. Es war nämlich diejenige Zeitspanne, während derer der mitteleuropäische Raum in seinem Nordteil von Eisvorstössen direkt betroffen und südlich davon in periglaziären Gürteln erheblich umgestaltet wurde. Die Kälterückfälle des Weichselkataglazials vermochten es, der Spätglaziallandschaft ihr noch heute *dominantes* geomorphologisches Gepräge zu geben und ihre Stratigraphie zu bestimmen.

Im Rahmen der Klimaverbesserung und des Oszillationsprinzips sind diesen spätglazialen Kälterückfällen mit erheblichen Gletschervorstössen bekanntlich aber umgekehrt bereits deutlich nachweisbare *Wärmeperioden* von zur Gegenwart hin zunehmender Prägnanz und verbunden mit weitgehender Eisrückschmelze eingeschaltet. Es gibt im Küstennahen Raum erste, jedoch vorerst noch problematische Anzeichen für eine Präbölling–Schwankung, deren Ablagerungen den "interphasialen" Pljusskij- oder Rauniskij–Schichten im Nordwesten der Russischen Ebene (C e b o t a r e v a 1967) entsprechen könnten. Weiterhin existieren schwache und seltene Hinweise auf die nächstjüngere, die Bölling–Schwankung. Demgegenüber mehren sich Beobachtungen über eindeutige und sehr prägnante Vorkommen der *Alleröd*–Schwankung erheblich. Ihre organogenen Seeablagerungen sind durch eine Tuffschicht des "Laacher Bimsvulkans" markiert, die in Brandenburg und Südost – Mecklenburg von H. M. M ü l l e r (1959, 1965) in Lagen von mehreren mm bis 1 cm Mächtigkeit immer wieder erkannt wurde. Auf Nord–Rügen dürfte der vom Verfasser kürzlich entdeckte Bimstuff in einem nur noch 1–2 mm mächtigen Ban in den dortigen Allerödtorfen, die bereits von B o e h m–H a r t m a n n 1937 pollenanalytisch als solche identifiziert werden konnten, wahrscheinlich nordwärts ausklingen. Die Schwermineralanalyse des Materials zeigt gemäss der Untersuchung von J. E l l e n b e r g, Jena, bei einem herabgesetzten Anteil an nordischen Komponenten u.a. eine deutliche Anreicherung von frischem Augit und basaltischer Hornblende. Damit liegt in dieser minerogenen Zwischenschicht der Allerödtorfe eine Schwermineralgemeinschaft vor, die auf eine Beeinflussung durch jüngeres vulkanisches Material schliessen lässt. Somit ist also die vulkanische Markierung der Allerödtorfe nunmehr bis an die südbaltische Küste gegeben.

Kürzlich konnte der Verfasser in einem freigelegten Nachbarprofil des gleichen Seebeckens auf Nord–Rügen drei helle, gelbgraue, etwa mm–dicke Staublagen im oberen Teil des Allerödtorfes und bis in dessen hangende Mudde ausfindig machen. Diese Schichten, von denen die unterste der o.a. vulkanisch beeinflussten Lage mit Tuffkomponenten als klastischem Bestandteil entsprechen dürfte, reichen gemäss der stratigraphischen Position vermutlich vom Alleröd bis ins Präboreal. In Auftrag gegebene Analysen und Datierungen dieser drei Staublagen, deren untere und obere in Abbildung 1 kenntlich gemacht wurden und deren mittlere im Profilteil dieser Aufnahme auskeilt, bleiben vor weitergehenden Schlussfolgerungen abzuwarten.

Ohne diesen Untersuchungsergebnissen vorgreifen zu wollen, gilt soviel schon jetzt, dass der *vulkanisch beeinflusste Leithorizont* des oberen Alleröd im südbaltischen Küstenraum die stratigraphische Aussage der Allerödsedimente offensichtlich erhöht. Die besondere Bedeutung dieses Leithorizontes kann an Wert noch gewinnen, wenn die Vegetationsgeschichte des erfassten zeitraumes im nördlichen Mitteleuropa durch nunmehr verbesserte Vergleichsmöglichkeiten einer vertieften Deutung in Raum und Zeit zugeführt wird. – Im übrigen mehren sich die Funde von Allerödvorkommen nicht nur in Kliffaufschlüssen Mecklenburgs erheblich. Zu denen auf dem Fischland und in der Rostocker Heide (L u d w i g 1963, 1964) kommen solche auf den Inseln Rügen und Usedom (K o h l & Q u i t t a 1966; K l i e w e 1968). Weitere Vorkommen konnten neuerdings auch in eigenen Bohrkernen aus küstennahen Holozänniederungen ziemlich regelmässig erfast und durch Pollendiagramme und erste ^{14}C–Werte auch hinreichend sicher datiert werden (K l i e w e & L a n g e 1968). B r a m e r (1964) erwähnt ein weiteres aus dem Oderhaffgebiet.

Bei dieser geochronologisch sicheren Fixierung der im nördlichen Mitteleuropa recht häufig vorkommenden Allerödschichten zeigt die *Stratigraphie* im Küstenraum bei geringen faziellen Varianten ein ziemlich einheitliches Bild, indem bereits zur markanten Wärmeschwankung der Allerödzeit gegenüber vorher ein *entscheidender Wandel im gesamten Landschaftshaushalt* des südlichen Peribaltikums eintrat; denn im Anschluss an die geomorphologisch sehr intensive Reliefprägung der tief gegliederten Nord–Rügener Stauchendmoränenstaffel aus der älteren Tundrenzeit mit noch sehr stark glazigen bedingter Reliefenergie hatte das Inlandeis der Weichselzeit nunmehr den südlichen peribaltischen Küstenraum endgültig freigegeben. Als Konsequenz ist in der Abfolge der

Reliefgenerationen ein ganz entscheidender Einschnitt zu sehen. Die spätglaziale Tundrenvegetation verdichtete sich gemäss Pollenanalysen von Lange und H.M. Müller sehr bald zu allerödzeitlichen lichten Waldformation vornehmlich aus Birken und Kiefern, wobei ein klimatisch bedingter vegetationskundlicher W–O Wandel innerhalb der Waldzusammensetzung wahrscheinlich ist und z.B. für Rügen schon eine kontinentalere Klima- und Vegetationstönung als für Schleswig–Holstein (S c h m i t z 1961) verrät.

Die *ältere Tundrenzeit* lässt sich ausserdem in direkter Korrelation mit der Geomorphologie und Stratigraphie der Nord-Rügener Stauchstaffel auch als Zeitraum letztmals verstärkter und gehäufter *Periglazialwirkung* mit allen Formen der periglaziären Prozesse verknüpfen und zeitlich erfassen. Es gibt nach letzten eigenen und von anderer Seite durchgeführten Beobachtungen einerseits eine Fülle von Phänomenen der Kongelifluktion an den Moränenhängen mit lateralen periglaziären Materialverlagerungen und entsprechenden Hangformen (K l i e w e 1968; K l i e w e & H.J. S c h u l t z). Andererseits häufen sich auf den Flächen die Phänomene der Perstruktion, d.h. der vorwiegend vertikalen Substratverlagerung mit ihren kryogenen Prozessen und Strukturformen. Diese Erkenntnisse werden gestützt und erweitert durch kombinierte Arbeiten zur Paläopedologie und Archäologie entsprechender Schichten in den Untersuchungen von K o p p und J ä g e r, insbesondere über tundrenzeitliche Verbraunungsprozesse und ihre Probleme (K o p p). Mein Jenaer Mitarbeiter. Dr. S c h u l t z wurde dafür interessiert, der Problematik derartiger Verbraunung bzw. von Podsolen mit vorangegangener Verbraunung in enger Verbinding mit der weichselspätglazialen Endmoränenchronologie und adäquaten Periglazialphänomenen genauer nachzugehen.

Mit dem Alleröd jedoch begann im südlichen peribaltischen Raum nach der älteren Tundrenzeit, also vor ca 12000 Jahren, ein ganz entscheidender Landschaftswandel. Er zeigt sich stratigraphisch vor allem darin, dass in den zahlreichen geschlossenen, verschieden grossen Hohlformen der Jungmoränenlandschaft die *organogene* Sedimentation bereits entscheidend wirksam wurde. Es war übereinstimmend nach allen Befunden eine seen-und moorreiche Waldlandschaft mit Birke und Kiefer, mit der Sedimentation von Torf sowie stark organogenen Tonen, Mudden, Gyttjen und z.T. wohl sogar von Seekreide (D a h m 1959) bzw. Kalkmudde. Diese Waldseen verlandeten überwiegend und allmählich im Verlauf des Alleröd. Vermoorungs- und Verlandungsprozesse führten zu mehrerer dm, z.T. sogar zu über $\frac{1}{2}$ m mächtigen Torflagern. Bei diesem Landschaftswandel seit Beginn der Allerödzeit ist auffallend und leitend ein Umschlag nicht nur in der Sedimentart von minerogen zu organogen, sondern auch in der Sediment *farbe* von hellgrau zu dunkelgrau, braun mit schwarz (Abb. 2). Überraschend ähnliche Phänomene aus dem ca 1 Jahrtausend andauernden Alleröd – Interstadial bei auch dort wesentlicher Erwärmung und damit verbundenen bedeutenden Wandlungen in der Landschaftsentwicklung existieren weitverbreitet im Nordwesten der Russischen Ebene und im ostbaltischen Küstenraum (C e b o t a r e v a 1967). Das dort festgestellte verstärkte Tieftauen von Toteis in den Seebecken während des Alleröd mag auch im südbaltischen Raum zur Vertiefung der zahlreichen Seen und Sölle in der Jungmoränenlandschaft geführt haben.

In der an das Alleröd anschliessenden *jüngeren Tundrenzeit* kam es zwar noch einmal zu einer Verdrängung des Alleröd-Waldes und seiner Auflichtung zur Tundra. Dabei konnten sich nach L a n g e Birke und Kiefer an ökologisch günstigen Plätzen jedoch in einer Art Waldtundra halten (K l i e w e & L a n g e 1968). Der Eisrand lag damals mindestens 500 Kilometer weiter nordöstlich, nämlich an den Endmoränenstaffeln von Mittelschweden und Salpausselkä. Er gestattete deshalb in Fernwirkung auf das südliche Peribaltikum nur noch abgeschwächte Periglazialwirkungen. Sie zeigen sich vor allem in verstärkten äolischen Ablagerungen, oft jedoch bereits im Wechsel mit eingeschalteten humosen Lagen (Abb. 2). Diese Fernwirkung ermöglichte weiterhin die Bildung von substratabhängigen Braunerden mit B_v-Horizonten auf Sandstandorten bzw. B_t-Horizonten auf Lehmstandorten. Es gab nach bisherigen Feststellungen bei uns nur noch schwache Kongelifluktion und Perstruktion, jedoch auffällig häufig die kennzeichnenderweise an kurze Bildungszeiten gebundenen formschönen Vertropfungsprozesse (Abb. 2) über Dauerfrost (K l i e w e 1968).

Der Übergang von dieser auf den südlichen peribaltischen Raum nur fernwirkenden Kälteschwankung der jüngeren Tundrenzeit zum Präboreal vollzog sich nur allmählich, ist demgemäss in den meisten Profilen auch wechselvoll und farblich unscharf ausgebildet und von ähnlicher, häufig ebenfalls noch äolischer Sedimentart. Dabei wurde die kalte von B e h r e (1966) auch für Ostfriesland nachgewiesene Piottino – Schwan-

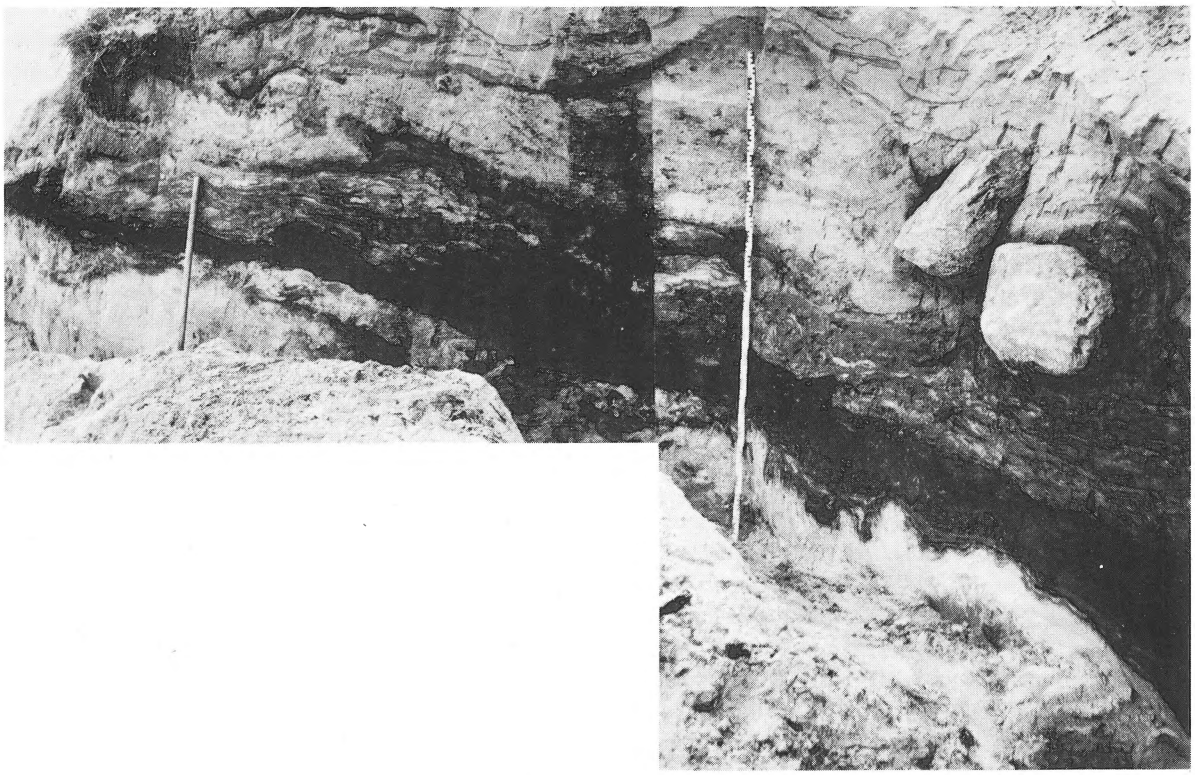


Abb. 2

Schichtenprofil an der Steilküste bei Bansin auf Nordost-Usedom. Über den Stauchmoränenablagerungen der Nord-Rügener Staffel H (ältere Tundrenzeit) mit grauem Geschiebemergel und hellen Sanden liegt die scharfe Material- und Farbgrenze zu den Sedimenten der Allerödzeit. Sie bestehen aus dunkelgrauer, in der nachfolgenden jüngeren Tundrenzeit periglaziär vertropfter Seemudde und aus braun-schwarzem Verlandungstorf darüber, zum Hangenden mit Torf–Sand–Wechsellagen allmählich übergehend in eine von links verlagerte, an Blöcken reiche Kongelifluktionsdecke und schliesslich in äolische Sande von der jungeren Tundrenzeit bis zur Gegenwart. Masstab = 2 m. (phot. Kliewe 1966).

kung im Anschluss an die von ihm so bezeichnete Friesland – Erwärmung auch für die Insel Rügen wahrscheinlich. E. L a n g e sieht nach anfänglichem Anstieg der Kiefern-Kurve in einer erneuten Birkendominanz über die Kiefer den Anlass, dem Problem dieser präborealen Klimaschwankung künftig verstärkt nachzugehen (K l i e w e & L a n g e 1968). Damit entstünde durch diesen noch *präborealen Kälterückfall* in Form einer weiteren Oszillation auch *prinzipiell* für die Grenzziehung Pleistozän/Holozän ein zusätzlich erschwerender Gesichtspunkt. Auch im Nordwesten der Russischen Ebene wurde im Anschluss an die jüngere Tundrenzeit im Präboreal eine kurzzeitige Erwärmung, angezeigt durch den Anstieg der Pinus-Kurve, von einer erneuten relativen Abkühlung abgelöst, die dort ein Wiederauftreten der Trundrenlandschaft verursachte. Dieser letzte Kälterückschlag vor dem Anstieg zum holozänen Wärmemaximum, als kaltes Pereslavl – Intervall bezeichnet und m.E. mit gleichartigen Erscheinungen in Ostfriesland und auf Rügen gleichzusetzen, veranlasste denn auch konsequenterweise C e b o t a r e v a (1967), diese Tundrenschichten als Obergrenze des Pleistozäns anzusehen.

FOLGERUNGEN FÜR DIE GRENZZIEHUNG

Die Zeitspanne einer entscheidenden Veränderung des Klima- und Landschaftshaushaltes und damit eines Vegetations-, Oberflächenformen-, Sediment- und biostratigraphischen Wandels im südlichen peribaltischen Gebiet liegt somit im Zeitraum zwischen etwa 12000 und 10000 Jahren vor heute. Dieser Zeitab-

schnitt ist nach Fairbridge (1965) gleichzeitig aus ozeanischer Sicht auch die Spanne markanter Änderungen der Tiefseesedimente. Für den Südbaltischen Raum, d.h. für das nördliche Mitteleuropa sind deshalb nicht nur ältere Grenzziehungen Pleistozän/Holozän von 12000 bis 15000, sondern auch jüngere von 10000 bis 8000 nicht zu befürworten. Die Frage steht im nördlichen Mitteleuropa deshalb eher so, ob das Holozän bereits mit Beginn der Allerödperiode oder weiterhin wie bisher vom Präboreal an zu rechnen ist.

Die hier in einem kurzen Überblick dargelegten Regionalbefunde, die sich vielseitig ergänzen lassen, legen es nahe, *im südlichen peribaltischen Raum die Grenze Pleistozän/Holozän bereits bei 12000 vor heute,* also an der Wende zwischen der älteren Tundrenzeit und dem Alleröd anzusetzen. Eine ganze Reihe ähnlicher Argumente für diese auch praktisch verwendbare Grenzzhiehung gibt es aus anderen Teilräumen Mitteleuropas, z.B. von Neustadt & Gudelis (1965) für das östliche Mitteleuropa bis hinein in den mittleren Gürtel Osteuropas, von W. Müller (1962) für das westliche Mitteleuropa bis nach Westeuropa. Auch aus dem Mittelgebirgsraum, insbesondere dem Thüringer Becken – also aus mittleren bis südlichen Bereichen Mitteleuropas – scheint es m.E. durch fortzusetzende Untersuchungen von Jäger (1965), Mania (1969a) und Lange & A. Schultz (1965) auf Grund der Molluskenfauna und der Vegetationsentwicklung mit z.T. ^{14}C-datierten Profilen ähnliche Argumente dafür zu geben, dass die typisch warmzeitliche Entwicklung der Lebewelt und die damit verbundene biogene Sedimentation, hervorgerufen durch einen deutlichen Wandel des Klima- und Landschaftshaushaltes, mit dem Alleröd begannen. Hinzu kommen die eigenen gleichgerichteten Erkenntnisse aus dem nördlichen Mitteleuropa. Die bisherige traditionelle Grenzlinie zwischen jüngerer Tundrenzeit und Präboreal ist im Raum des südlichen Peribaltikums und wohl nicht minder im Binnenland – z.B. in Thüringen – nach Geomorphologie, Stratigraphie, Landschaftshaushalt und Vegetationswandel durch einen allmählicheren Übergang gekennzeichnet. Für die Beibehaltung dieser alten Grenzziehung um etwa 10500 vor heute könnten im Küstenraum allenfalls sprechen die trundrenartige Auflichtung der allerödzeitlichen Waldvegetation und ein gleichzeitiges letztes Übergreifen schwacher periglaziärer, besonders äolischer Effektivität in der jüngeren Tundrenzeit mit jedoch nur allmählichem Übergang zum Präboreal. Für den mitteleuropäischen Raum insgesamt gäbe es genügend Argumente, das Holozän mit der Allerödzeit, also bei 12000 vor heute beginnen zu lassen. Dieser Zeitpunkt liegt auch etwa in der Mitte bzw. am Wendepunkt der im einzelnen durch wahrscheinlich fünf Unterbrechungen (Kälterückschläge) abgewandelten, vom Minimum der letzten Kaltzeit zum Maximum unserer Warmzeit ansteigenden temperaturkurve.

In Skandinavien dürfte die bisherige oder eine noch spätere Abgrenzung des Holozäns geomorphologisch, stratigraphisch und landschaftskundlich bei sukzessiver Abfolge S–N im Rahmen des Verspätungseffektes zum Eiszentrum hin eine schärfere Grenze sein. Die Frage einer deshalb möglicherweise gürtelmässig unterschiedlichen unteren Zeitgrenze des Holozäns für Mittel– und Nordeuropa bringt natürlich nicht zu unterschätzende Nachteile erschwerter Vergleichsmöglichkeiten und leichter Verwechslungen mit sich. Deshalb bleibt sorgfältig zu prüfen – auch in erdweiter Schau sowie in vergleichend kontinental–ozeanischer Betrachtung–, welcher der beiden hier diskutierten Varianten der Grenzziehung in Zukunft der Vorrang einzuräumen ist. Hierfür sollten die vorgetragenen regionalen Beobachtungen, Untersuchungen und Überlegungen nur einen Teilbeitrag darstellen. Es bleibt weiterhin zu prüfen, ob man über die regionale Grenzziehung Pleistozän/Holozän hinaus, die vor allem der praktischen Ansprache und Kartierung dient und von Erdgürtel zu Erdgürtel vielleicht auch unterschiedlich sein könnte, ein globales Modell einführt, das analog zu den älteren pleistozänen Warmzeiten unsere gegenwärtige Warmzeit, die auch Kukla (1968) als solche beweisen konnte, nach gleichem Prinzip abgrenzt und mit einem eigenen geeigneten Namen kennzeichnet.

LITERATUR

Behre, K.-H. (1966) – Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. Eiszeitalter u. Gegenw., Bd. 17, S. 69-84.

Boehm-Hartmann, H. (1937) – Spät- und postglaziale Süsswasserablagerungen auf Rügen. Arch.Hydrobiol., Bd. 31, S. 1-37.

Bramer, H. (1964) – Das Haffstausee–Gebiet. Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial. Habilitationsschrift Greifswald.

Cebotareva, N.S. (1967) – Stratigraphie und Geochronologie der spätpleistozänen Ablagerungen des Nordwestens der Russischen Ebene. Vortrag zum INQUA–Symposium in Prag 1967.

Dahm, H.-D. (1959) – Diatomeen aus spätglazialen Ablagerungen der Eicholz-Niederung bei Heiligenhafen (Holstein). Z.dt. geol. Ges., Bd. 111, S. 8-12.

Ellenberg, J. (1968) – Die geologisch-geomorphologische Entwickelung des südwest-thüringischen Werragebietes im Pliozän und Quartär. Diss. Jena.

Fairbridge, R.W. (1961) – Convergence of Evidence on Climatic Change and Ice Age. Annals of the New York Academy of Sciences, Vol. 95, p. 542-579.

Fairbridge, R.W. – Newman, W.S. (1965) – Sea level and the Holocene boundary in the Eastern United States. Report of the VI th Internat. Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. I, p. 397-418.

Gams, H. (1965) – Abgrenzung und Gliederung des Pleistozäns und Holozäns. Report of the VI th Internat. Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. I, p. 419-421.

Gudelis, V. (1967) – Zur Frage der Grenzziehung zwischen Pleistozän und Holozän. Vortrag zum INQUA–Symposium in Prag 1967.

Hageman, B.P. (1965) – Mapping of Holocene marine deposits in the Netherlands. Report of the VI th Internat. Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. I, p. 423-438.

Heck, H.-L. (1961) – Glaziale und glaziäre Zyklen. Geologie, Jg. 10, H. 4/5, S. 378-395.

Jäger, K.D. (1965) – Beobachtungen und Untersuchungen zum Übergang vom Pleistozän zum Holozän im Thüringer Becken. Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena, Math.-nat. R., Jg. 14, H. 4, S. 59-72.

Jong, J.D. de (1965) – Opening notes and final resolutions of the Subcommission for the study of the Holocene. Report of the VI th Internat. Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. I, p. 393-396.

Kliewe, H. (1966) – Quartärmorphologische Prinzipien und Probleme in Küstengebieten Pleistozäner Vergletscherung in den Mittelbreiten. Beispiel: Vergleich Südschwedens mit Nordmecklenburg. Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderk., N.F., Bd. 23/24, S. 18-30.

Kliewe, H. (1968) – Periglazialphänomene im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung. Przeglad Geograficny, t. XL, z. 2, p. 351-362.

Kliewe, H. und E. Lange (1968) – Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. Peterm. Geogr. Mitt., 112 Jg., H. 4, S. 241-255.

Kliewe, H. und H.-J. Schultz (Im Druck) – Die periglaziäre Fazies im Jungmoränengebiet nördlich des Pommerschen Stadiums. In: Periglazial – Löss – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik.

Kohl, G. und Quitta, H. (1966) – Berlin Radiocarbon Measurements II. Radiocarbon, Vol. 8, p. 27-45.

Kopp, D. (Im Druck) – Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. In: Periglazial – Löss – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik.

Kukla, J. (1968) – Dating Pleistocene by the balance of obtained solar heat. Vestnik Ustredniho ústavgeologického, R. XLIII, C. 3, p. 215-219.

Lange, E. – Schultz, A. (1955) – Pollenanalytische Datierung spätglazialer und holozäner Sedimente im Zentralen Thüringen Becken. Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena, Math.-nat. R., Jg. 14, H. 4, S. 55-58.

Ludwig, A.O. (1965) – Ein belebtes spätglaziales Becken im Fischland. Archiv Nat. Meckl., Bd. IX, S. 81-88.

Ludwig, A.O. (1964) – Neue Fossilfunde im Spätglazial (Alleröd) der Rostocker Heide. Archiv Nat. Meckl., Bd. X, S. 59-66.

Mania, D. (1969) – Eine weichselspätglaziale Molluskensukzession aus dem mitteleuropäischen Periglazialgebiet südlich der Elbe und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte. Peterm. Geogr. Mitt., (im Druck.)

Mania, D. (1969) – Zur stratigraphischen Neugliederung des Mittelpleistozäns im Saalegebiet. Peterm. Geogr. Mitt., (im Druck.)

Müller, H.M. (1959) – Spätglaziale Tuffablagerungen in südostmecklenburgischen Mooren. Geologie, Jg. 8, H. 7, S. 788-789.

Müller, H.M. (1965) – Vorkommen spätglazialer Tuffe in Nordostdeutschland. Geologie, Jg. 14, S. 1118-1123.

Müller, W. (1962) – Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen im bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. Eiszeitalter u. Gegenw., Bd. 13, S. 197-226.

Neustadt, M.I. und Gudelis, V. (1965) – Holocene Problems. Report of the VI th Internat. Congress on Quaternary Warsaw 1961, p. 467-477.

Schmitz, H. (1961) – Pollenanalytische Untersuchungen in Hohen Viecheln am Schweriner See. In: E. Schuldt: Hohen Viecheln – ein mittelsteinzeitlicher Wohnplatz in Mecklenburg. Dt. Akad. d. Wiss., Schriften, Sekt. Vor- und Frühgeschichte, 10, S. 14-38.