

Über Vorkommen „degradierter Steppenböden“ in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengeneese

VON ERWIN KOPP, BONN

Mit 1 Abbildung im Text

Aus dem Institut für Bodenkunde, Bonn - Direktor: Prof. Dr. Dr. E. MÜCKENHAUSEN.

Zusammenfassung. Die Lößböden des Niederrheins und Westfalens weisen teilweise tiefreichende humose Horizonte auf, deren Genese nicht bekannt war. Durch die Auswertung bearbeiteter Bodenschätzungskarten (M. 1 : 5000) konnte die Verbreitung der tiefhumosen Böden mit der Lößverbreitung identifiziert und eine Verbindung zu den noch bestehenden Schwarzerdegebieten hergestellt werden. Gestützt auf Klimatheorien, Pollenanalysen, interstadiale Schwarzerdebildungen und die Vegetationsgeschichte unseres Raumes, werden die tiefhumosen Böden als Relikte einer spätglazial angelegten, zonalen Steppenbodenbildung angesehen. Die sich aus der spätglazialen Schwarzerdebildung ergebenden Folgerungen für die Paläobodenkunde und die Bodenentwicklung werden erörtert.

Summary. The loess soils of the Lower Rhine area and of Westphalia partially present deep humic horizons, the genesis of which was unknown. By the evaluation of elaborated soil estimation maps (M. 1 : 5000), the distribution of the deep humic soils could be identified with the loess distribution. A connection to the existing chernozem areas was possible. Grounded on climate theories, nontree pollen analyses, interstadial chernozem formation and the history of vegetation of this area the deep humic soils are recognized as relics of a late glacial zonal chernozem formation. The conclusion from this late glacial zonal chernozem formation for palaeosoil science and soil development are discussed.

1. Problematik

Bei Untersuchungen der Lößböden auf der Haupt- und den Mittelterrassen des Rheins wurden häufig eigenartige tiefhumose Bodenbildungen angetroffen. Sie besitzen unter der humosen Ackerkrume noch einen schwach bis sehr schwach humosen, unterschiedlich graugetönten, braunen Horizont, der bis in 60—90 cm Tiefe reicht. Durch die tiefreichende Humosität und die veränderte Horizontierung unterscheiden sie sich mehr oder weniger deutlich von den sonst auf dem Löß vorkommenden Braunerden, Parabraunerden und Pseudogleyen. Diese Humosität wurde in den verschiedensten Gebieten, bei unterschiedlichen Bodentypen und in besonderen Lagen angetroffen. Danach könnte sie weder durch Akkumulation, Aufwehung, Podsolierung, Feuchtbildungen, noch anthropogen oder überhaupt rezent in dieser Verbreitung und Ausbildung entstanden sein.

Da wir aus bestimmten Horizontfolgen, die charakteristische Umbildungsformen der Lithosphäre darstellen, auf spezifische Bodenbildungsprozesse schließen können (E. MÜCKENHAUSEN 1962), müssen bei der Entstehung dieser tiefhumosen Böden gegenüber den anderen Bodentypen andere Wirkungen der exogenen Bildungsfaktoren vorhanden, früher entstanden oder aber besser erhalten sein.

Das Vorkommen tiefhumoser Bodenbildungen aus Löß in der Rheinischen und Münsterländer Bucht und im Weserbergland ist durch die Reichsbodenschätzung seit Jahrzehnten bekannt. Bei der Übertragung und bodenkundlichen Bearbeitung der Bodenschätzungsergebnisse für die Katasterplankarte (Maßstab 1 : 5000) durch das Geologische Landesamt in Krefeld (1952—1964) wurde diese Humosität ebenfalls in den zusammenfassenden und auswertenden Profilardarstellungen am Kartenrand angezeigt. Eine Deutung der genetischen Zusammenhänge wurde aber nicht vorgenommen.

Die Frage nach der Verbreitung und der Entstehung dieser tiefhumosen Bodenbildungen ist bis jetzt noch nicht bearbeitet worden. W. PAAS (1962), der in jüngster Zeit die

rezenten und fossilen Böden auf niederrheinischen Terrassen untersucht hat, erwähnt sie nicht.

Die Hypothese für die folgenden Untersuchungen war die Ansicht E. MÜCKENHAUSENS, daß die hiesigen tiefhumosen Bodenbildungen zumindest teilweise als mögliche, degradierte Schwarzerden einzustufen wären. Typisch für das Profil der degradierten Schwarzerde mit Tiefendegradation ist nämlich (W. LAATSCH 1934, 1957) das Auftreten eines Verbraunungshorizontes (B) in der Mitte des mächtigen A-Horizontes oder an seiner Basis, so daß ein A(B)C-Profil entsteht. Diese Lage des Verbraunungshorizontes oder hier des Illuvialhorizontes an der Basis des tiefhumosen A-Horizontes kennzeichnet unsere tiefhumosen Bodenbildungen teilweise ebenfalls. Nur sind die Humosität und die dadurch bedingte Graufärbung schwach und werden oft durch Verfärbungen (Tondurchschlammung und Pseudovergleyung) weiter verwischt. Die Mächtigkeit und die Ausprägung der tiefhumosen Horizonte ist regional ebenfalls nicht einheitlich, wenn auch als gemeinsames, ursprüngliches Bodenbildungsmerkmal erkennbar. Mit den Horizontmerkmalen der rezenten degradierten Schwarzerden haben sie nur sehr entfernte Ähnlichkeit.

Handelt es sich überhaupt um Steppenböden, die im Laufe des spät- und postglazialen Klima- und Vegetationswandels degradiert wurden? Ist denn eine Schwarzerdebildung in unserem Raume überhaupt möglich gewesen, und wann soll sie vor sich gegangen sein? Um diese Fragen beantworten zu können, muß sich die Entstehung schwarzerdeartiger Böden nach den heutigen Anschauungen mit einer Steppenphase verbinden lassen. Darüber war jedoch bei F. FIRBAS (1952) nichts Schlüssiges zu finden. Die Steppe kann aber in ihrer großklimatischen Bedingtheit keine lokale oder räumlich eng begrenzte Erscheinung gewesen sein. Wenn also in unserem Gebiet eine Schwarzerde, d. h. eine Steppe vorhanden gewesen ist, so muß diese in ihrer zeitlichen Entstehung und räumlichen Verbreitung in einem logischen Zusammenhang mit der spät- und postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung Mitteleuropas stehen.

2. Untersuchungen über die Verbreitung der tiefhumosen Bodenbildungen

Es wurde versucht, die Verbreitung dieser Bodenbildungen zu ermitteln, um die Beziehungen zu Geographie, Morphologie, Ausgangsgestein und ferner die Lage in und zu bekannten und benachbarten Boden- und Klimaprovinzen zu untersuchen. An Hand einer eigenen Kartierung konnte es nicht geschehen. Neuere Bodenkarten, wie die Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen (Maßstab 1 : 300 000, 1953), die Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland (Maßstab 1 : 1 000 000, 1963) und andere kleinmaßstäbliche Kartierungen wiesen für den zu untersuchenden Raum keinerlei Hinweise auf das Vorkommen „degradiertes Schwarzerden“ auf. Lediglich H. STREMMER (1936) hatte auf der Bodenkarte des Deutschen Reiches (Maßstab 1 : 1 000 000) und auf seiner Europakarte (1925—1937) ein bzw. zwei kleine isolierte Vorkommen degradiertes Steppenböden in der Niederrheinischen Bucht dargestellt.

Als einzige detaillierte und großräumige Kartierungsunterlagen standen die vom Geologischen Landesamt in Krefeld bodenkundlich bearbeiteten Bodenschätzungsunterlagen im Maßstab 1 : 5000 zur Verfügung.

2.1. Die Verbreitung der tiefhumosen Böden nach den Bodenschätzungskarten

Durch die Erfassung der tiefhumosen Horizonte in den Profilen, Flächen und in der Auswirkung auf die Ergebnisse der Bodenschätzung mußte sich die Verbreitung verfolgen lassen. Bei der Bearbeitung der Bodenschätzungskarten wurden die tiefhumosen Bildungen, die als mögliche „Steppenbildungen“ angesehen werden konnten, von den tiefhumosen „alluvialen“ Ablagerungen, Flächen in Flußnähe, podsoligen Flugsandgebieten, Gärten oder eindeutigen Akkumulationslagen geschieden und getrennt erfaßt. Auch das

Vorkommen auf Löß oder auf anderen Gesteinen wurde unterschieden. Das Hauptaugenmerk wurde auf die Verbreitung im Lößgebiet gerichtet. Insgesamt wurden bei einem Untersuchungsraum von ca. 180 Meßtischblättern 1 952 Bodenschätzungskarten (1 : 5000) mit je 4 km² Fläche ausgewertet.

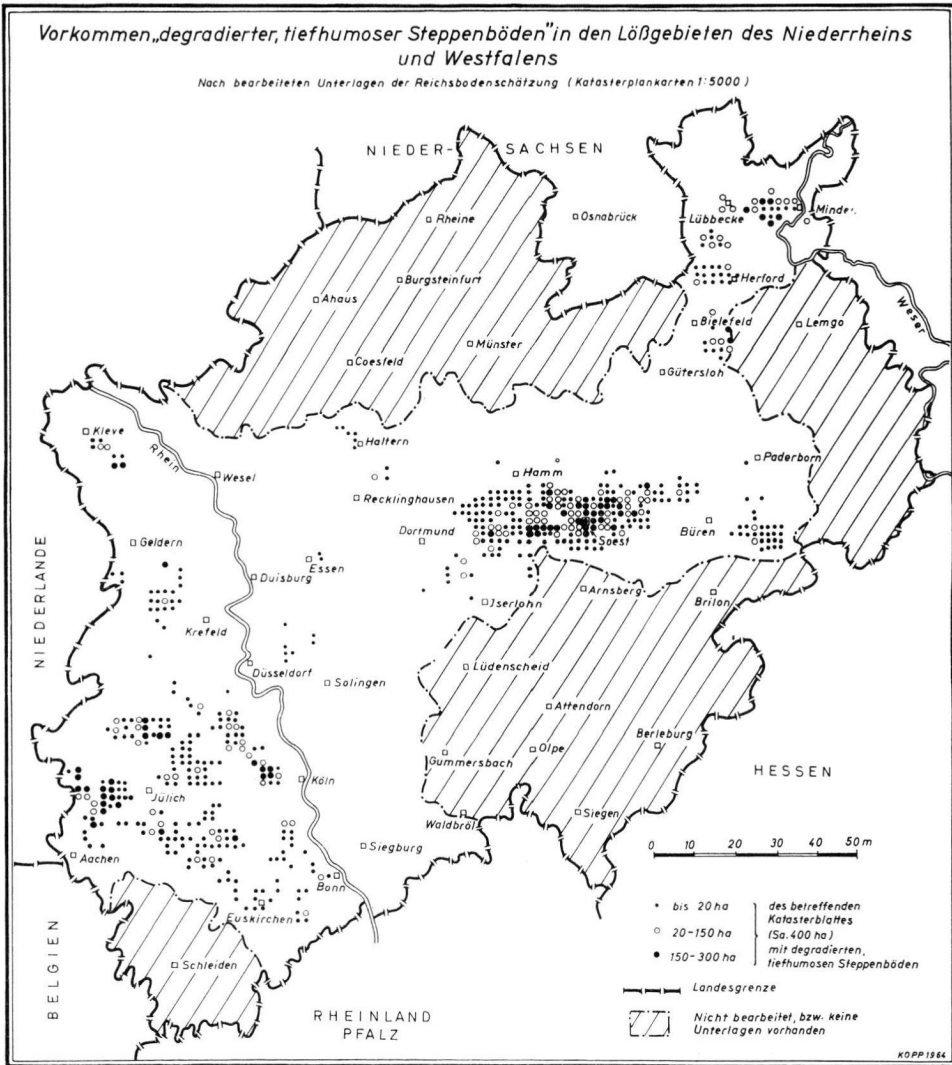


Abb. 1. Verbreitung von Lößböden mit Schwarzerdrelikten.

In der Karte ist als ein Ergebnis der Auswertung die Verbreitung und der Anteil der tiefhumosen Böden dargestellt. In vielen Fällen sind die freigelassenen Flächen innerhalb der Lößverbreitung sicher nicht frei von tiefhumosen Bodenbildungen, sondern auf fehlende Kartenunterlagen zurückzuführen.

Die Verbreitung der auf dem Kartenbild ausgeschiedenen tiefhumosen Bodenbildungen gestattet aber im vollen Umfange, die zur Klärung ihrer Genese erforderlichen Schlußfolgerungen zu ziehen. Es ist hierbei nicht so wesentlich, daß ein lückenloses Bild der

Verbreitung vorliegt, sondern daß der geographische Rahmen, in dem sich möglicherweise Steppen- und Schwarzerdebildung vollzogen haben, abgegrenzt wird. Dieser Rahmen sei näher erläutert.

Die westliche Verbreitungsgrenze ist rein technischer Art und wird durch fehlendes Kartenmaterial aus dem niederländischen Gebiet bedingt. Eine Fortsetzung der tiefhumosen Böden in den weiter nach Westen, bis in die Bretagne streichenden Lößablagerungen dürfte sicher sein.

Die Südgrenze scheint geomorphologisch bedingt zu sein. Aus dem Bonner und Bergheimer Raum heraus läßt sich das Vorhandensein der tiefhumosen Böden nach Süden bis an den Eifelnordrand verfolgen. Östlich des Rheins konnten, bei sehr spärlichem Kartenmaterial im Gebiet des Bergischen Landes und des Sauerlandes, keine tiefhumosen Böden festgestellt werden. Es ist aber möglich, daß in Plateaulagen auf dem Löß hier auch derartige Profile anzutreffen sind. Die Südgrenze bilden hier anscheinend die stark hängigen Mittelgebirge. Das kann auf Erosion, aber auch auf unterschiedlichen Bodenbildungen beruhen.

Die Ostgrenze wird geomorphologisch durch das Eggegebirge bedingt. Es ist aber aus diesem und dem benachbarten niedersächsischen Gebiet auch kein Kartenmaterial vorhanden.

Die Nordgrenze der Verbreitung tiefhumoser Böden muß noch offen bleiben. In der Nähe von Kleve, Straelen, Haltern, Bielefeld und auch nördlich des Wiehengebirges bei Lübbecke und Minden sind tiefhumose Böden vorhanden.

2.2. Ergebnisse der Auswertung

Die Verbreitung der tiefhumosen Böden deckt sich anscheinend mit der Lößverbreitung bzw. mit Lößvorkommen auf erosionsfreien Plateaulagen. Also eine substratspezifische Bodenbildung des Lösses? Das soll offen bleiben. Offenbar wird durch das Lößmaterial die bessere Erhaltung ursprünglicher Horizontmerkmale bewirkt. Bei den weniger resistenten spät- und postglazialen Bodenbildungen dürfte in unserem Raume die Erosion und Degradation die Spuren früherer Prozesse weitgehend zerstört haben.

Das gesamte Gebiet der linksrheinischen Niederrheinischen Bucht weist in der Lößdecke der Haupt- und Mittelterrassen verbreitet tiefhumose Böden auf. Im Raum Dortmund—Düsseldorf konnten sie auch rechtsrheinisch ermittelt werden. Damit zieht sich, wenn auch im Kartenbild relativ spärlich, aber z. T. durch das fehlende Kartenmaterial bedingt, von Düsseldorf in Richtung Essen—Dortmund deutlich eine Verbindung von der Niederrheinischen Bucht nach Osten zum Soester Bördegebiet. Dort ist in den Kreisen Unna, Soest, Iserlohn und Büren eine außerordentliche Häufung dieser tiefhumosen Böden anzutreffen. Die unmittelbare Einmündung in das Hildesheimer Schwarzerdevorkommen wird durch das Nord—Süd-streichende Eggegebirge verhindert. Ganz eindeutig zieht sich die Verbreitung der tiefhumosen Böden aus der Niederrheinischen Bucht heraus im Norden des Bergischen Landes und des Sauerlandes auf dem Lößgürtel entlang hin zur Hildesheimer Börde und damit zum Anschluß an bekannte Schwarzerdegebiete. Tiefhumose Böden sind in dem gesamten, weit nach Westen und Norden reichenden Lößgebiet vorhanden.

Der Zusammenhang der tiefhumosen Böden der Niederrheinischen Bucht mit denen der Hildesheimer Börde bietet sich nicht nur geographisch an, sondern auch in der Profilentwicklung. Während westrheinisch der tiefhumose Horizont in den Flächen meistens nur stellenweise und schwach ausgeprägt vorkommt, tritt er in der Soester Börde häufiger und intensiver ausgebildet auf. Die allerdings sehr unterschiedlichen Degradierungsmerkmale sind im Westen und Norden am stärksten und nehmen nach Osten bis zur Schwarzerde hin ab. Damit sind geographische und bodenkundliche Zusammenhänge zwischen

rezenten Schwarzerdegebieten und der Verbreitung unserer tiefhumosen Bodenbildungen hergestellt, die der These von den „degradierten Schwarzerden“ eine große Wahrscheinlichkeit verleihen.

Unter dem Aspekt einer Steppenbildung besteht auch die Möglichkeit, daß mindestens Teile der im Raum von Wesel bis Paderborn bislang als anthropogen angesehenen tiefhumosen Böden besonders auf Sandlössen, Geschiebemergel, Kalken und Mergeln nicht künstlich, sondern als natürliches Produkt einer Steppe entstanden sein können.

3. Die Möglichkeit der Steppenbodenbildung im Rheinisch-Westfälischen Raum

3.1. Die neue Situation

Die großräumige Verbreitung der tiefhumosen Böden und der Anschluß an das Hildesheimer Schwarzerdegebiet erbrachten Indizien für eine Steppenbildung. Ein Steppenboden muß aber seine klimatischen, floristischen und faunistischen Voraussetzungen gehabt haben. Wie weit werden diese Tatsachen aber den Vorstellungen über die Bildungsmöglichkeiten in diesem Gebiet überhaupt gerecht? Nach bodenkundlicher Betrachtung sind hier heute überwiegend Parabraunerden vorhanden. Über eine Verbreitung alter oder rezenter Schwarzerden und ihrer Abkömmlinge westlich des Eggegebirges war bislang kaum etwas bekannt. Erst J. HOHNVEHLMANN (1963) hat jetzt den Bildungsraum der Schwarzerde bis nach Soest westlich verschoben und H. STREMMER (1936) hatte am Niederrhein kleine Steppenbodeninseln ausgewiesen. Das Vorhandensein und die Genese der Steppenbildungen im Westfälischen und Rheinischen Raum ist bis jetzt nirgendwo erklärt worden.¹⁾

Die Entstehung der bekannten Schwarzerdevorkommen läßt sich durch ihre Lage in rezenten Trockengebieten oder einer Nachbarschaft mit ihnen, zwanglos fast noch aus den heutigen Klimaverhältnissen ableiten. Die Schwarzerden in unserem deutschen Raum lassen sich als Produkt regionaler klimatischer Besonderheiten nachweisen, die dann innerhalb der besonderen Gebiete durch modifizierte atlantische bis subatlantische Klimaveränderungen unterschiedliche Degradationen erfahren haben. Wirkungen steppenartiger Klima- und Vegetationsverhältnisse weit außerhalb der trockenen Gebiete sind nicht bekannt oder nicht in einen genetischen Zusammenhang mit einer Steppenbildung gebracht worden. In den weit nach Westen reichenden tiefhumosen Böden drücken sich nun aber derartige Wirkungen aus, ohne daß Beziehungen zu irgendwelchen Trockengebieten erkennbar sind. Das wirft aber die Grundsatzfrage auf, ob nicht die deutschen Schwarzerdevorkommen Produkte und in den heutigen isolierten Vorkommen Reste allgemeiner Steppenklimate- und Vegetationsverhältnisse sind.

Diese Steppenbildung muß sich logisch in die post- und spätglaziale Entwicklung unseres Raumes eingliedern lassen. Das scheint aber nach den Vorstellungen über die Klima- und Vegetationsverhältnisse dieses Gebietes schwierig zu sein.

Es sind drei Komplexe, die zur Klärung der Genese eine Rolle spielen, und zwar

1. der spät- und postglaziale Klimaverlauf,
2. die aus Pollenanalysen abzuleitenden Vegetations- (und Klima-)verhältnisse und
3. die sich daraus ergebenden Zeiten und Möglichkeiten der Steppenbildung in unserem Raume.

Nun scheidet hier nach gesichert erscheinenden vegetationskundlichen Ergebnissen (F. FIRBAS, 1952) wegen der allgemeinen Bewaldung während der Wärmezeit die Möglichkeit einer Steppenbildung in diesem Zeitraum aus. Verbliebe nur noch das Spätglazial

¹⁾ Erst nachträglich ist mir bekannt geworden, daß H. ARENS in Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 8, Krefeld 1960, bestimmte tiefhumose Böden der Soester Börde schon damals als fossile, degradierte Schwarzerden beschrieben hat.

und das Präboreal als Bildungszeitraum, das aber würde den allgemeinen Vorstellungen über Klima und Vegetation besonders während der kalten, subarktischen Tundrenzeiten widersprechen. Nun liegen aber in zunehmendem Umfange Untersuchungsergebnisse vor, die auf einen andersgearteten spätglazialen Klima- und Vegetationsverlauf schließen lassen. Diese Frage nach dem steppenartigen Charakter des Spätglazials läßt sich aus pollenanalytischen Befunden noch nicht endgültig beantworten (R. SCHÜTRUMPF 1955). Sie könnte jedoch gerade durch die Ausbildung und große Verbreitung der tiefhumosen Böden als Folge bestimmter Klima-, Vegetations- und Bodenverhältnisse eine entscheidende Stütze erfahren.

3.2. Das Klima

Bei der Diskussion über die Möglichkeit einer Steppenbodenbildung ist stets das klimatische Intervall im Auge zu behalten, in welchem diese Bodenklasse entstehen kann. Der russische Schwarzerdegürtel demonstriert die breite Klimaspanne, in der die temperatur-indifferente Schwarzerde vorkommt (D. G. WILENSKI 1954). Grundsätzlich wird das Klima dort von Westen nach Osten kontinentaler. Die Niederschläge nehmen von 500 bis 600 mm auf 300 mm/Jahr in Sibirien ab, die mittleren Januartemperaturen fallen von -4° im Westen auf -20° C im Osten, während die mittleren Julitemperaturen im ganzen Gebiet zwischen 19° und 25° liegen. Die frostfreie Periode beträgt im Süden 300, in Sibirien aber nur 180 Tage. Die Jahresamplitude der Temperatur schwankt im Westen um 26° , im Osten bis zu 39° , und in der mittleren Jahrestemperatur ausgedrückt liegt die russische Schwarzerde in Temperaturbereichen zwischen $+10^{\circ}$ und $\pm 0^{\circ}$. Nach H. STREMMER (1930) gibt es in Sibirien Tschernoseme, die auf ewig gefrorenem Boden liegen. Die Schwarzerde kann also unter gänzlich verschiedenen Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen und unter wesentlich anderen Bedingungen, wie sie aus unseren deutschen Schwarzerdegebieten abgeleitet werden können, entstehen.

H. POSER (1948, 1951) ist bei seinen Untersuchungen über die spätglaziale Klimaentwicklung zu der Überzeugung gelangt, daß während des ganzen Spätglazials in den Sommern ein sehr beständiger Hochdruckkern als Ausläufer des Azorenhochs warme, subtropische Luft nach Mitteleuropa gebracht hat. Die damit verbundene schwache Bewölkung, hohe Einstrahlung und geringer Niederschlag haben allgemein ein Klima von aridem Charakter bedingt, wobei lediglich für Nordfrankreich etwas feuchtere Verhältnisse angenommen werden. Er betont, daß im Spätglazial von Frankreich bis Polen nicht die Tundra, sondern die Steppe vertreten war. Nach seiner Meinung bestehen die bisherigen Vorstellungen über die Dryaszeit mit Tundrenklima und -vegetation wohl nicht zu Recht, sondern man habe während dieser warmen, trockenen Zeit mit einer Steppenvegetation zu rechnen. Seit dem Hochglazial würde kaum ein anderes Klima so steppenfreundlich gewesen sein. J. BÜDEL (1951) nimmt ebenfalls für den nördlichen Lößgürtel während des Spätglazials eine steppenartige Vegetation an.

Damit wären aber nicht Tundrenklima und -vegetation, sondern zumindest in entsprechender Entfernung vom Eisrand, Steppenklimate und -vegetation von allgemeiner Bedeutung für die Bodenentwicklung und besonders für die initiale Bodenbildung auf dem jungen Löß gewesen.

Die Klimaverhältnisse des Spätglazials sind noch nicht völlig geklärt. Der Wintercharakter, der Jahresrhythmus der Temperatur und der Niederschläge, die Klimaschwankungen und ihre regionalen Auswirkungen können vorerst nur hypothetisch unterstellt werden. Die nach F. SCHEFFER, H. FÖLSTER und B. MEYER (1959) für die Humusbildung in der Schwarzerde erforderliche Bikarbonatmetabolik kann sehr wahrscheinlich auf periodische Durchfeuchtung zurückgeführt werden. Feuchtbildungen können diese tiefhumosen Böden schon wegen des trockenen Klimas nicht gewesen sein.

3.3. Die Vegetation

Pollenanalytische Untersuchungen der NBP des Spät- und Postglazials werden aus dem Untersuchungsgebiet in zunehmendem Maße veröffentlicht. F. FIRBAS (1948) hatte bei Pollenuntersuchungen im subalpinen Raum die Hauptmaxima der *Artemisia* während des Spätglazials gefunden. Der erste Gipfel liegt in der Älteren Dryaszeit; während des Alleröds erfolgte eine Pollenabnahme, die jedoch in der Jüngeren Dryaszeit durch einen zweiten Anstieg abgelöst wurde. Im Postglazial war dann eine ständige Abnahme der *Artemisia*-Pollen zu verzeichnen, so daß danach die Steppenzeit deutlich in das Spätglazial gerückt werden könnte. F. FIRBAS warf aus diesem Befund ebenfalls die Frage auf, ob nicht für die waldfreie Zeit des Spätglazials ein steppenartiger Charakter der Vegetation anzunehmen sei. Mindestens müsse der Anteil der Steppenelemente damals weitaus größer als in späteren Zeiten gewesen sein. Er versucht aber noch diese *Artemisia*-Maxima durch Vorkommen auf Schotterfluren, aus Trockenrasengesellschaften u. ä. zu erklären.

Heute liegen aber gleichlautende Ergebnisse aus unserem Raum vor. F. FIRBAS (1954) zitiert v. D. HAMMEN, der im holländischen Raum in der Ältesten Dryas, vor dem Böllinginterstadial, bereits einen hohen *Artemisia*-Anteil gefunden hatte.

Wertvoll dürften die Pollenanalysen aus der Mudde des Steinhuder Meeres (Hannover) sein, die von SCHNEEKLOTH (zit. von O. GRAHLE 1964) in jüngster Zeit bearbeitet wurden. In dieser Mudde trat ebenfalls ganz deutlich das *Artemisia*-Maximum während der „Jüngeren Dryas und älter“ auf. Es fiel mit einem Birken- und Kiefernmaximum zusammen. Da diese Pflanzen kaum in einem Biotop miteinander vorkommen, läßt das wohl den Schluß zu, daß es sich hier um ein etwa gleichzeitiges, aber räumlich, zonal getrenntes Nebeneinander handelt. Ähnlich wie bei FIRBAS nimmt hier der Anteil der *Artemisia*-Pollen während der Wärmezeit ständig ab.

Von F. R. AVERDIECK und H. DÖBLING (1959) liegen neuere, ausführliche Pollenuntersuchungen über das Spätglazial am Niederrhein vor. Sie deuten die Verhältnisse in der Älteren Parktundrenzeit als offene, nur spärlich bewaldete Landschaft und die hohen *Artemisia*-Anteile dieser Zeit als Zeichen zunehmender Erwärmung. Für die Jüngere Tundrenzeit schließen sie aus der Zunahme der *Artemisia*- und anderer arktischer und kontinentaler Krautpollen auf Zunahme der Kälte, relative Trockenheit und offene Böden. *Dryas* wurde in den spätglazialen Ablagerungen nicht gefunden. Auch für die Vorwärmezeit nehmen sie noch für das Niederrheingebiet eine lückenhafte Bewaldung an. Allgemein stellen sie für das spätglaziale Klima in Anlehnung an die südholländischen Verhältnisse eine starke Kontinentalität heraus, die anscheinend größer gewesen ist als die in östlichen Gebieten. Die Möglichkeiten einer Steppenbildung erörtern sie jedoch nicht.

Pollenuntersuchungen der tiefhumosen Bodenhorizonte waren bis jetzt ergebnislos (G. v. D. BRELIE 1963).

3.4. Die Bildungszeit

Mit diesen Pollenanalysen erfährt die Theorie vom Steppencharakter des Untersuchungsgebietes während des Spätglazials durch den Nachweis der Steppenvegetationsmaxima eine wesentliche Stütze. Die Erscheinung der tiefhumosen Böden muß unter diesem Aspekt erklärt werden. Damit kommen wir zu der zentralen Frage nach dem Alter und der Entstehungszeit der Schwarzerde.

H. WILHELMY (1950) hat besonders die Ergebnisse von H. POSER (1948) und F. FIRBAS (1948) benutzt, um das Alter oder die Bildungszeit der bekannten deutschen und europäischen Schwarzerdevorkommen zu untersuchen. In Übereinstimmung mit W. LAATSCH (1934, 1957) kann er für den mitteldeutschen und südeuropäischen Raum aus siedlungsgeschichtlichen Befunden nachweisen, daß die Schwarzerdebildung im Neolithikum bereits weitgehend vollzogen war. Unterschiedliche Auffassungen bestehen dagegen über den

Beginn und die Hauptbildungszeit der Schwarzerde. W. LAATSCH (1934, 1957) nimmt für das mitteldeutsche Schwarzerdegebiet die Zeit vom Boreal bis zum Subboreal, mit dem Optimum im Atlantikum, als Hauptbildungsphase an, parallelisiert die Schwarzerdebildung also mit der Wärmezeit. F. SCHEFFER und P. SCHACHTSCHABEL (1954), E. MÜCKENHAUSEN (1962) u. a. beziehen sich darauf, so auch J. HOHNVEHLMANN (1963) für die Bildungen der Soester Börde. H. ZAKOSEK (1962) entschließt sich, auf F. FIRBAS (1952) gestützt, zum gleichen Bildungszeitraum für die Steppenböden des Oberrheintales und der degradierten Schwarzerden der Hessischen Senke. H. WILHELMY (1948) stellt dagegen den Beginn der Schwarzerdebildung, gestützt auf die Klimatheorie von H. POSER (1948) und die Pollendiagramme von F. FIRBAS (1948), in das Spätglazial. Die Beendigung der optimalen Bildungsmöglichkeiten wird nach seiner Ansicht durch die Ablösung des kontinental-ariden Klimas im Atlantikum bewirkt.

Es ist sicher, daß die Kontinentalität unseres Raumes vor der Litorinatransgression wesentlich größer und wahrscheinlich wie die der bekannten Schwarzerdegebiete gewesen ist. Das bedeutet aber auch, daß nach der Litorinatransgression durch die maritimen Einflüsse im Atlantikum unser westdeutscher Raum sehr viel schneller der vordringenden Bewaldung unterlag. Damit wird aber eine Bildung tiefhumoser Böden (Steppenbildung) gerade vom Atlantikum ab und jünger sehr unwahrscheinlich. Im Gegenteil, im Atlantikum dürfte hier bereits die Degradation der Steppenböden durch den Wald eingesetzt haben. Die tiefhumosen Böden müßten also vor der Degradation, prä-atlantisch gebildet worden sein. In Zusammenschau mit den Pollenanalysen bleibt nur übrig, den Beginn der Steppenbodenbildung und für unser Gebiet auch die Hauptbildungszeit der tiefhumosen Böden in das Spätglazial zu verlegen.

Den Ansichten W. LAATSCHS (1934, 1957) u. a. über das wärmezeitliche Alter der Schwarzerde scheinen die vorherigen Erörterungen gänzlich entgegen zu stehen. Das ist aber nicht so. Bei einem allgemeinen oder zonalen Steppenklima und entsprechender Steppenvegetation wird im Magdeburger-Thüringisch-Sächsischen Raum ebenfalls die Steppenbodenbildung im Spätglazial begonnen haben. Entscheidend dürfte aber sein, daß die Dauer der Schwarzerdebildung bzw. das Einsetzen der Degradation in den verschiedenen Bezirken durch die Modifikation der Klimaveränderungen sehr unterschiedlich verlief. Die Schwarzerdebildung dürfte sehr wohl im Regenschatten des Harzes vom Spätglazial kontinuierlich bis ins Subatlantikum angehalten haben, während sie in der Niederrheinischen Bucht eben schon mit Beginn des Atlantikums eingestellt wurde. Die Schwarzerdebildung im west- und mitteldeutschen Raum dürfte von ganz unterschiedlicher Dauer gewesen sein; bei gleichem Beginn unterscheiden sich die westdeutschen Gebiete durch eine relativ kurze Steppenphase und lange Wald-(Degradations-)phase von den Bördegebieten, die eine lange Steppenphase und eine kurze Degradationsphase aufweisen. Daraus rühren dann auch die sehr unterschiedlichen Profilentwicklungen her. Unsere mitteldeutschen Schwarzerdegebiete sind Reste einer spätglazial angelegten Steppe.

Die Ergebnisse von H. POSER (1948) und H. WILHELMY (1950) lassen sich auf anwachsendes Pollenmaterial gestützt, durch die Feststellung eines weit nach Westen reichenden prä-atlantischen, zonalen Steppenbodens in idealer und gegeneinander bestätigender Weise ergänzen. Die Voraussetzungen des allgemein sommerwarmen, ariden Klimas und der Steppenvegetation haben ihre Bestätigung in einem spätglazialen Steppenboden gefunden.

3. 5. Die zonale Steppenbildung

Eine spätglaziale Steppenbildung wirft nun eine ganze Reihe von Fragen auf, die bei dem derzeitigen Stand der Untersuchungen noch nicht völlig befriedigend beantwortet werden können. So wäre ein Vorhandensein tiefhumoser Böden in anderen Räumen des eisfreien Mitteleuropas als Zeichen der allgemeinen Steppenbildung nachzuweisen und

ferner ihr Auftreten auf Nicht-Lößgesteinen zu ermitteln. Oder war nur eine zonale, petrographisch und geographisch bedingte Steppe vorhanden? Es ist auffallend, daß die tiefhumosen Böden praktisch nur in der Lößlandschaft zu ermitteln sind. Ihr Fehlen in anderen Gebieten kann eine Folge der Erosion, aber auch von anderen Bodenverhältnissen sein.

J. BÜDEL (1951) sieht in der Lößverbreitzungszone eine klima-morphologische Grenze; er verbindet die Akkumulation und Erhaltung des Lösses mit einer dichtbewachsenen, steppenartig-trockenen Gras- und Krautflur mit nur spärlichem Baumbewuchs, einer Lößtundra und Lößsteppe. Beide Zonen sollen in ihrem Vegetationscharakter und insbesondere in ihren klima-morphologischen Zügen sehr ähnlich gewesen sein. Die Lößvorkommen des Rheinlandes und Westfalens liegen nach J. BÜDEL (1951) im Lößtundrengebiet, die benachbarten Mittelgebirge im Bereich der Strauch- und Waldtundra. H. POSER (1951) sieht in der nördlichen Lößverbreitzungsgrenze ebenfalls eine klima-morphologische Erscheinung, allerdings als eine Trennungslinie des spätglazialen äolischen Kräftespiels.

Es ist vom bodenkundlichen Standpunkt nicht schwer, beide Ansichten zu verbinden. Entscheidend für Vegetation und Bodenbildung ist eben, daß hier eine klimatische und petrographische Grenze verläuft, die nicht nur vom Klima, sondern vom Boden her sehr wohl als Grenze zwischen Tundra und Steppe hervortreten kann.

Günstige Bodenverhältnisse können klimatische Unbilden durchaus abpuffern. So zeichnet sich z. B. in dem Vordringen des Waldes gegen die russische Steppe (H. WILHELMY 1950) ganz deutlich ein Einfluß der Bodenverhältnisse ab. Die Wälder dringen auf dem Sandboden viel weiter nach Süden vor als auf dem Löß. Die Grenze zwischen der Waldsteppe und dem Grasland liegt nicht dort, wo die klimatischen Voraussetzungen für den Wald gegeben sind, sondern wo die Bodenverhältnisse ein Aufkommen der Bäume gegenüber den Steppengräsern ermöglichen. Hier spielen die ökologische Situation, der Nährstoffgehalt, das Wasserregime, der Salzgehalt, die Vermehrung, die Nagetierfauna u. a. eine Rolle. So ist heute noch die Grenze zwischen Wald und Waldsteppe etwa identisch mit der nördlichen Lößverbreitzungsgrenze. Auch die Waldsteppengrenze in der Ukraine ist nicht klimatisch begründet. Sie könnte danach wesentlich weiter nach Süden ausgedehnt sein.

Die Pflanzengesellschaft ist ja nicht nur ein Produkt des Klimas, sondern sie wird durch die Bodenverhältnisse beträchtlich variiert. Es ist notwendig anzunehmen, daß sich auf dem jüngeren, kalziumkarbonathaltigen Löß unseres Gebietes und auf den nördlich liegenden, sandigen Substraten unterschiedliche Vegetationen und Böden entwickelt haben. Die Steppe kann hier sehr wohl mit der Lößverbreitzung identifiziert werden. Auch für russische Bodenkundler besteht eine enge Beziehung zwischen Löß und Schwarzerdebildung. „Schwarzerde ist von Humus durchsetzter Löß“ (D. G. WILENSKI 1957). Ähnliche bodendynamische Voraussetzungen bringen sonst nur noch Geschiebemergel, Kreidekalke und Mergel mit.

Das bedeutet für die Vegetationsgeschichte des norddeutschen Raumes, daß das Zusammenfallen bestimmter Klima- und Substratzonen hier die Ursache unterschiedlicher Vegetations- und Bodenentwicklung ist. Die sandigen Böden mit Tundrenvegetation in Eisrandnähe, der Lößgürtel mit Steppenvegetation und die wechselnden Substrate der Mittelgebirge mit Tundrenvegetation (?) sind für das scheinbare Miteinander tundren- und steppenartiger Florenelemente im Spätglazial verantwortlich.

3. 6. Die periglazialen Einflüsse

Ein weiterer Komplex, der die spätglaziale Bildungszeit der Steppenböden berührt, sind die periglazialen Erscheinungen. J. FRECHEN und E. A. ROSAUER (1959) fanden im Neuwieder Becken in umgelagerten, sicher datierten Tuffen der Jüngeren Tundrenzeit Taschenböden, Solimixturen und Eiskeile. Das hat sie veranlaßt, den stadialen Charak-

ter der jüngeren Tundrenzeit zu betonen. Ähnliche Schlußfolgerungen für das Klima der jüngeren Tundrenzeit in den Hochlagen der hessischen Mittelgebirge zieht E. SCHÖNHALS (1957) aus den äolischen Ablagerungen dieser Zeit. Nun sind die periglazialen Erscheinungen in den Hochlagen der Mittelgebirge leicht erklärlich, aber die Frost-(Dauerfrost?)erscheinungen im Neuwieder Becken nur schwer zu deuten. K. KAISER (1958) hat bei seinen Untersuchungen über die periglazialen Erscheinungen in der Niederrheinischen Bucht auf der Niederterrasse, deren Bildung mit der Hochflutlehmdecke wohl bis ins Präboreal reicht, keine periglazialen Frostwirkungen finden können. Sie scheinen zumindest selten zu sein. Er hat gesondert darauf hingewiesen, aber eine befriedigende Erklärung nicht finden können. So könnten vorerst diese Frosterscheinungen im Neuwieder Becken auf lokale Ereignisse begrenzt werden.

Eine Erklärung für die von E. SCHÖNHALS (1960) im Neuwieder Becken gefundenen, bereits durchschlämmten Lößbodenrelikte (spätglaziale Parabraunerden) unter Alleröd-tuff kann unter dem Aspekt einer allgemeinen Steppenbildung nicht gegeben werden. Für die Mittelgebirgslagen sind mindestens episodisch oder auch im Jahresrhythmus anders gearetete, spätglaziale Klima- und Vegetationsverhältnisse anzunehmen. Das Braunerdegefüge, das bei denselben Profilen festgestellt wurde, deutet jedoch ebenfalls auf wärmere, nicht tundrenartige Bodenbildungsphasen während der Älteren Dryas hin.

Die spätglazialen Bodenbildungsprozesse können nicht als eine überall gleichgerichtete Erscheinung (Tundrenböden) aufgefaßt werden. Der zeitweilige und regionale Tundren- und Steppencharakter und eine 6000—8000jährige Bildungszeit müssen durch unterschiedliche Substrate, Morphologie, Klimaschwankungen, Lokalklima, Wasserverhältnisse, Vegetation und andere Faktoren auch vielfältige Böden hervorgebracht haben. Bestimmte Bodenbildungen können nicht allgemein, sondern nur in ihren Erscheinungsräumen zur Interpretation mittelbarer oder unmittelbarer Prozesse herangezogen werden.

Das Fehlen periglazialer Frosterscheinungen in den Steppenböden selbst, das für eine wärmezeitliche Bildung spricht, ist mit größerer Sicherheit zu erklären. Zahlreiche Beobachtungen (H. POSER 1951) zeigen, daß die Lößsedimentation noch im Spätglazial, bis nach dem Verschwinden des Dauerfrostbodens anhielt. Der jüngste Teil des Lösses ist möglicherweise keinen stärkeren periglazialen Wirkungen ausgesetzt gewesen. Aber auch die Beobachtung J. BÜDELS (1951), der auf die starke Dämpfung der Kryoturbationsvorgänge in Bereichen mit geschlossener Pflanzendecke hinweist, soll hier zur Erklärung herangezogen werden.

4. Folgerungen für die Paläobodenkunde

Klimazeugen und sich mehrende Pollenanalysen zeigen die Entstehung von Steppen im nördlichen Lößgürtel während des Spätglazials an. Diese Erscheinungen dürften gerade durch das Vorhandensein der „degradierten Schwarzerden“ im Rheinisch-Westfälischen Gebiet eine sehr deutliche Bestätigung erfahren haben. Aus einem spätglazialen Alter ergibt sich aber, daß die Bildung der Schwarzerde in bestimmten Räumen und unter bestimmten klimatischen und petrographischen Verhältnissen durchaus nicht an interglaziale Wärmezeiten gebunden sein muß. Offenbar genügen auch Klimaverhältnisse, wie sie in den Interstadialen auftreten.

Tatsächlich sind in den von R. HALLIK (1955), R. HALLIK & K. KUBITZKI (1962) untersuchten und als weichsel-interstadial eingestufteten Torfen und Gyttejen in der Nähe von Hamburg bedeutende Anteile von Steppenelementen gefunden worden. Auch W. SELLE (1952) fand in interstadialen Ablagerungen der Weichselvereisung Anteile steppenartiger Florenelemente.

Nach P. WOLDSTEDT (1954) kann die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte als Vorbild für die Entwicklung in den früheren Interglazialzeiten dienen, und es wäre vor-

stellbar, daß das Auftreten von *Artemisia-Maxima* jeweils zu Beginn der Vegetationsausbreitung im norddeutschen Raum auf Steppenvegetation in eisrandfernen Lößgebieten zurückzuführen und eine den Interglazialen und Interstadialen anhaftende Erscheinung ist.

Daß Schwarzerdebildung und periglaziale Lössanwehung im engen Wechsel vorkommen, hat F. BRANDTNER (1954) bei der Gliederung des Stillfrieder Komplexes unterstellt. Hier liegen in drei Zyklen Lössakkumulationen mit Schwarzerdebildungen übereinander. F. BRANDTNER führt diesen Wechsel auf kurzfristige Kälteoszillationen zurück und glaubt, daß es „sich dabei ganz gewiß nicht um stark differenzierte Klimaschwankungen, sondern um relativ geringfügige Oszillationen um einen Schwellenwert handelt, die einmal die Lössbildung und dann wiederum die Schwarzerdebildung begünstigten“. Also auch hier eine unmittelbare Folge des Steppenbodens im periglazialen Bereich, und der gesamte Schwarzerdekomplex wird als Ausdruck eines Interstadials angesehen (W I/II). Die autochthone Lagerung dieser Schwarzerden wird durch zahlreiche Krotowinen angezeigt (J. FINK 1962).

Die bisherige Einstufung und Gliederung der Lössen durch schwarzerdeartige Bildungen würde damit teilweise einer neuen Betrachtung bedürfen. An der interstadialen und spätglazialen Entstehungsmöglichkeit von Schwarzerden, besonders auf Löß, kann wohl kein Zweifel mehr bestehen. Also können Interstadiale durch Schwarzerden repräsentiert werden. Aber ebenso können Schwarzerden in den (permanenten) Trockengebieten Ausdruck eines Interglazials sein. Sie können auch, wie es als sicher für die russische Steppe gilt, mindestens vom Riß/Würm-Interglazial an, während der ganzen Würmvereisung bis heute ständig bestanden oder sich gebildet haben. Die Schwarzerde ist also ein ziemlich indifferenter Klimaanzeiger. Ihre Bildung ist weit mehr von Trockenheit und Substrat als von der Temperatur abhängig. Erst zunehmende und unterschiedliche Feuchtigkeit führt zu stärker differenzierten Bodentypen.

K. BRUNNACKER (1954) und J. FINK (1962) haben hervorgehoben, daß sich die Paläoboden zonen im rezenten Bodenbild widerspiegeln. Das Vorhandensein fossiler Schwarzerden wäre deshalb in rezenten Schwarzerdegebieten besonders kritisch auf ihren interglazialen oder interstadialen Zeigerwert zu prüfen. Bei den fossilen Nicht-Schwarzerden der Interglaziale oder Interstadiale in Lößgebieten sollte auf Anzeichen ursprünglicher Steppenböden geachtet werden.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß in Niederösterreich Braunerden und Parabraunerden als Interglazialböden und z. T. Schwarzerden als Interstadialbildung zur Lößgliederung benutzt werden (J. FINK 1962, F. BRANDTNER 1954), während im mitteldeutschen und böhmischen Raum Schwarzerden oder Ähnliches die Interglaziale, aber Braunerden, Naßböden usw. die Interstadiale anzeigen (E. SCHÖNHALS 1951, R. RUSKE & M. WÜNSCHE 1961). Das könnte auch auf grundsätzliche Klimaunterschiede hinweisen. Für die fossilen Böden gilt wie für alle bodengenetischen Deutungen, daß jede Bodenbildung nur aus den sich aus der regionalen Situation, dem Ausgangsgestein und dem gesamten klimatischen und vegetationsgeschichtlichen Ablauf ergebenden dynamischen Wirkungen zu verstehen ist.

5. Folgerungen für die Genese der rheinisch-westfälischen Lößböden

5.1. Die Entwicklungsreihe der Lößböden

Ausführliche Einzelheiten über die analytischen Untersuchungsergebnisse werden in einer gesonderten Arbeit gegeben. Hier sollen nur in großen Zügen die Konsequenzen einer spätglazialen Steppenbildung auf die Entwicklungsreihe der Lößböden und ihre derzeitige Ausprägung aufgezeigt werden.

Es wurde bereits anfangs betont, daß unsere „degradierte Schwarzerde“ als Bodentypenbezeichnung heute diesen Namen keinesfalls verdient; lediglich ihre Spuren liegen

in den Lößböden von den Braunerde-Parabraunerden bis Parabraunerde-Pseudogleyen vor. In der Regel sind es durchschlämmte Böden, so daß ihre Einstufung in die Parabraunerden durchaus berechtigt ist. Nur sollten die tiefreichende Humosität als historisches Merkmal und die Auswirkungen bis in den heutigen Boden bewußt hervorgehoben werden.

Aus der spätglazialen Steppenbodenbildung auf dem Löß ergibt sich notwendig folgende Entwicklung:

1. Pararendzina-artiges Initialstadium,
2. Schwarzerde o. ä.
3. Degradierung durch Verbraunung,
4. weitere Degradierung durch Tonwanderung,
5. tiefhumose Parabraunerde und ihre Subtypen.

Nun sind heute in unserem Raume neben den tiefhumosen Parabraunerden auch die üblichen Ausbildungen der Parabraunerden, Braunerden und Pararendzinen vorhanden. Diese Typen können eigentlich nur erosiv bedingte jüngere, unvollständige Bodenbildungen sein. Einige dm Abtrag genügen, um den ursprünglichen tiefhumosen Horizont verschwinden und aus dem Lößmaterial eine Braunerde oder eine Parabraunerde entstehen zu lassen. Demnach können die heutigen, nebeneinander vorkommenden Böden altersmäßig etwa in die Reihe „tiefhumose Parabraunerde — Parabraunerde — (Braunerde) — Pararendzina“ gestellt werden, wobei die drei letzten Glieder durch Erosion und jeweils später einsetzende Bodenbildungen ihr heutiges Profil erhalten haben. Die Reihe „Pararendzina — Schwarzerde — verbraunte und durchschlämmte Schwarzerde — tiefhumose Parabraunerde“ kennzeichnet die ursprünglich ungestörte, zeitliche Aufeinanderfolge.

5.2. Die Degradation des Steppenbodens

Die Bodenentwicklung unseres Gebietes muß besonders unter Beachtung der Küstenverschiebung betrachtet werden. Während des Spätglazials lag die Nordseeküste 300 km weiter nördlich. Die starke Kontinentalität unseres Raumes ist pollenanalytisch belegt. Mit der atlantischen Litorinatrangression ist dann gerade hier ein sehr schneller Vegetationswandel zum Wald hin denkbar, der auch die Bodenentwicklung in eine andere Richtung gelenkt hat. Die Zeit und die vielfältige Art und Weise der Degradation des Steppenbodens beeinflusste das heutige Bodenbild.

Ein Hauptproblem ist das Vorhandensein der tiefreichenden Humusspuren nach 7000—8000jähriger degradierender Bodenwandlung. Das läßt auf besondere Humusformen und -stoffe schließen, die schon wegen ihrer Stabilität aus einer Steppenbildung stammen müßten. F. SCHEFFER, H. FÖLSTER & B. MEYER (1959) haben bei ihren Untersuchungen schwarzerdeartiger Böden dort außerordentlich oxydationsstabile, chemisch kaum abtrennbare Humathüllen in organo-mineralischer Bindung feststellen können.

Unsere qualitativen Untersuchungen haben ebenfalls nur außerordentlich schwerlösliche Humate ergeben. Dieser resistente Ton-Humuskomplex dürfte die Ursache für das Überdauern der Schwarzerdemerkmale sein. Die Stabilität der Humate besagt aber nicht, daß sie nicht wanderungsfähig wären. Im Regur konnten die obigen Autoren eine Verlagerung humatumhüllter Tonsubstanz in einen Illuvialhorizont feststellen. Dabei erfolgte eine Texturdifferenzierung, ohne daß sich diese Situation im Bodenbild durch Farbveränderungen ausdrückte. Ähnliche, fast identische Erscheinungen sind in unseren „degradierten Schwarzerden“ zu erkennen. Hier sind die Verlagerungs-, Oxydations- und Reduktionsprozesse ähnlich wie in den normalhumosen Böden abgelaufen, sie bieten aber unter dem „Mantel der Humate“ ein ungewohntes Bild einer spezifischen Überlagerung bodendynamischer Prozesse.

Die unterschiedliche petrographische Beschaffenheit des rheinisch-westfälischen Lößgürtels dürfte weniger für die Entstehung der Schwarzerden als bei deren Degradierung von Bedeutung gewesen sein. E. H. MÜLLER (1959) hat auf Grund der Lößherkunft, des Ton- und Kalkgehaltes, der Mineralzusammensetzung und der Folge von Flugsand und Sandlöß vier Lößprovinzen nachweisen können. Diese Lößgebiete sind in sich noch weitgehend petrographisch differenziert, so daß eine unterschiedliche Degradierung innerhalb des Lößgürtels erwartet werden muß.

Beim Vordringen des Waldes gegen die Steppe spielen die Bodenverhältnisse eine große Rolle. Auf den sandigeren Böden drang der Wald am ehesten vor, dort wird also auch die Degradierung zuerst eingesetzt haben. Das bedeutet aber nicht, daß hier die stärksten Degradationsmerkmale auftreten müssen. Der Wald dringt auch nicht geschlossen vor, sondern in Form einer Waldsteppe mit großen Steppeninseln. Die Wald-Steppenverteilung in diesem Gebiet könnte ebenfalls vom Boden bedingt sein, z. B. könnten die Flächen mit geringmächtigen Lössen über der stauenden Hauptterrasse das Aufkommen des Waldes begünstigt haben. Auf diesen Flächen ist stets mit einer stärkeren Degradierung zu rechnen. Dagegen könnte auf mächtigem, trocknerem Löß die Steppenvegetation länger ausgehalten haben. Derartige Steppeninseln werden von der ebenfalls zurückgedrängten Steppenfauna außerordentlich stark besiedelt (H. WILHELMY 1950), so daß dort durch intensive Durchmischungen die Degradationsprozesse zumindest zeitweilig unterbrochen wurden. Im Idealfall, sicher auch in Wirklichkeit, könnten derartige Lichtungen von den steinzeitlichen Menschen besiedelt oder durch Rodungen der Einfluß des Waldes unterbrochen worden sein. Eine relativ gleichmäßige Verbreitung bandkeramischer Funde (K. TACKENBERG 1954) deutet in der Niederrheinischen Bucht darauf hin, daß hier im Neolithikum keine geschlossene Bewaldung mehr vorhanden war.

Die Herkunft des Lösses, seine Körnung, die Beeinflussung durch den Untergrund, der Zeitpunkt und die Dauer der Bewaldung, regionale und zeitliche Klimaunterschiede und ihre Wirkung auf unterschiedliche Degradationsstadien, die Erosion und die anthropogenen Einflüsse lassen in zahllosen Kombinationen die unterschiedlichsten Degradationsmerkmale erwarten. Tatsächlich tritt die reliktsche, tiefreichende Humosität in den verschiedensten Subtypen der Parabraunerde und der Pseudogleye auf. Damit zeigt sich aber auch, daß diese Humosität nicht das Produkt eines dieser Typen ist, sondern auf Ursachen zurückgeführt werden muß, die allen diesen Böden ursprünglich gemeinsam waren. Diese können nur vor der Differenzierung vorhanden gewesen sein.

5. 3. Das Alter der Parabraunerdebildung

Die spätglaziale Schwarzerdebildung wirft die für den Rheinischen Raum wichtige Frage nach dem Alter der Tondurchschlammung auf. Die Untersuchungsergebnisse gestatten nun eine zeitliche Einengung. Die spätglaziale Schwarzerde bezeugt erstens eine Niederschlagsarmut, die mechanische Durchschlammungen schon ausschließt (s. Tschernoseme). Ferner wird durch die Trockenheit nur eine außerordentlich geringe Verwitterungsintensität ermöglicht. Die Tonverlagerungsprozesse könnten auf diesen Böden damit kaum prä-atlantischen Alters sein. Erst mit der Bewaldung wurde durch das veränderte Bodenklima (langanhaltende Feuchte) eine stärkere Verwitterung und Tonbildung ermöglicht. Ob die Tondurchschlammung noch während des Atlantikums oder erst im Subatlantikum einsetzte, sei offengelassen. Sicher dürfte ihr in unserem Gebiet noch eine Verbraunung vorangegangen sein.

Im süddeutschen und niederösterreichischen Raum setzen K. BRUNNACKER (1958, 1959, 1960) und J. FINK (1962) für die Entstehung der Parabraunerden eine spätglaziale Vorformung voraus. Diese Erscheinung dürfte bei der spätglazialen steppenartigen Ausbildung des nördlichen Lößgürtels für unsere Lößböden nicht zutreffen.

Der wärmezeitlichen Tondurchschlammung stehen die Beobachtungen von E. SCHÖNHALS (1960) über schwache Durchschlammung vor dem Alleröd aus der Umgebung des Neuwieder Beckens nicht unbedingt entgegen. Sie können als lokale Besonderheit oder auch als Ausdruck der Mittelgebirgsverhältnisse angesehen werden. Besonders K. BRUNNACKER (1954, 1956) und J. FINK (1956) haben ja immer wieder auf die regional und lokal sehr unterschiedlichen Ausbildungen der interglazialen und -stadialen Böden hingewiesen.

5. 4. Folgerungen für die bodenkundliche Praxis

Die Bodenschätzung hat den tiefhumosen Horizont besonders registriert, weil sie ihn zur Begründung einer höheren Bewertung verwendete. Profilaufnahmen und Analysen haben aber bei den tiefhumosen Böden ebenfalls stark durchgeschlammte Profile ergeben, deren Ausbildungsgrad lediglich durch die eigenartige Humosität mehr oder weniger deutlich maskiert wird. Die Rost- und Graufleckigkeit und die Aufhellung des Eluvialhorizontes treten gegenüber den nichthumosen Profilen zurück. H. MERBITZ, dem die Kenntnis vieler Vorkommen in der Niederrheinischen Bucht zu verdanken ist, hat nach mündlicher Mitteilung sogar häufig bei den tiefhumosen Böden starke Dichtlagerung und plattiges Gefüge festgestellt, Eigenschaften, die ausgesprochen negativ zu beurteilen sind. Sie könnten z. T. auf das höhere Alter dieser Böden, im Gegensatz zu den normalhumosen Parabraunerden zurückgeführt werden.

Für die bodenkundliche Praxis kann daraus die Frage nach der Berechtigung einer höheren Zustandsstufe gestellt werden, zum anderen könnten Flächen mit tiefhumosen Böden bei scheinbar optimalem Profilbild im Bohrstock durchaus für meliorative Gefügeverbesserungen interessant sein. Diskutable Werte über die positiven und negativen Eigenschaften der Humusrelikte sollen aber ausreichende Analysen erst noch erbringen.

5. 5. Bodentypologische Kennzeichnung

Mit der tiefreichenden Humosität werden in einem großen geographischen Raume besondere genetische und funktionelle Bodenverhältnisse ausgedrückt, die in der bodentypologischen Bezeichnung ihren Ausdruck finden müßten. Eine gesonderte Typenbezeichnung dafür zu verwenden, wäre verfehlt, da hier ein relikthisches Merkmal, das in vielen Typen vorkommt, den heutigen dynamischen Prozessen gegenübersteht. Dagegen scheint es aber angebracht, bei Kartierungen und Feld- und Laboruntersuchungen diesen Böden das Adjektiv „tiefhumos“ als genetischen Ausdruck voranzustellen. Tiefreichende Humosität kommt z. B. bei Anmoorböden, Podsolen, Plaggenböden und in Akkumulationslagen ebenfalls vor, dort versteht sie sich aber aus der Typenbezeichnung von selbst. Die Bezeichnung „tiefhumos“ als qualitative Modifikation (Subtyp) bei den Parabraunerden o. ä. kann genetisch kaum mißverstanden werden. Bei der Horizontierung wäre zur Kennzeichnung dieser tiefreichenden Humosität das Symbol rlk A (relikt A) dem A₃, g oder B voranzustellen.

Schriften-Nachweis

- AVERDIECK, F. R. & DÖBLING, H.: Das Spätglazial am Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 341-362, Krefeld 1959.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, S. 49-82, Öhringen 1954.
- BRELIE, G. V. D.: Briefliche Mitt. zur Pollenanalyse. Krefeld 1963.
- BRUNNACKER, K.: Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, S. 83-86, Öhringen 1954. - - Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, S. 43-48, Öhringen 1956. - - Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. - Geol. Jahrb., 76, S. 129-150, Hannover 1959. - - Bemerkungen zur Parabraunerde. - Geol. Jahrb., 76, S. 561-576, Hannover 1959. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geologica Bavaria, 43, S. 74-150, München 1960.

- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 16-26, Öhringen 1951.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, S. 49-77, Öhringen 1956. - - Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. - Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 54, S. 1-25, Wien 1962.
- FIRBAS, F.: Über das Verhalten der *Artemisia* in einigen Pollendiagrammen. - Biol. Zentralblatt, 67, S. 17-21, Leipzig 1948. - - Waldgeschichte Europas I, II. 736 S., Fischer Jena 1949 u. 1952. - - Synchronisierung der Mitteleuropäischen Pollendiagramme. - Danmarks Geologiske Undersøgelse (II), 80, S. 12-21, Kopenhagen 1954.
- FRANZ, H.: Zur Kenntnis der „Steppenböden“ im pannonischen Klimagebiet Österreichs. - Z. Die Bodenkultur, 8, S. 125-135, Wien 1955. - - Zur Kenntnis der jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raume von Retz. - Verh. Geol. Bundesanst., S. 146-196, Wien 1957.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E. A.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 267-282, Krefeld 1959.
- HALLIK, R.: Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, S. 116-124, Öhringen 1962.
- HALLIK, R. & KUBITZKI, K.: Über die Vegetationsentwicklung des Weichsel-Interstadials aus Hamburg-Bahrenfeld. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 12, S. 92-98, Öhringen 1962.
- HOHNVEHLMANN, J.: Vergesellschaftung, Entstehung und Eigenschaften der Böden im Soester Hellweggebiet. Diss. Bonn 1963.
- HOLLSTEIN, W.: Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland M. 1 : 1 000 000. Hannover 1963.
- KAISER, K.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrosts in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 9, S. 110-129, Öhringen 1958.
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. 392 S. Ferdinand Enke-Verlag Stuttgart 1953.
- LAATSCH, W.: Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. - Jahrbuch Halleschen Verbd. Erforsch. mitteld. Bodenschätze, 13, S. 57-112, Halle 1934. - - Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 280 S., Steinkopff Dresden u. Leipzig 1957.
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H.: Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westf. M. 1 : 300 000. Hannover 1953.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. 270 S. DLG-Verlag Frankfurt/M. 1962.
- MÜLLER, E. H.: Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildung in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 255-265, Krefeld 1959.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 12, S. 165-230, Öhringen 1962.
- POSER, H.: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- u. Westeuropa. - Die Naturwissenschaften, 35, S. 269-276, Berlin 1948. - - Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 27-55, Öhringen 1951.
- REUTER, G.: Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. - Wiss. Abh. D. Akad. Landw. Wiss. Berlin, 49, 128 S., Berlin 1962.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M.: Lössen und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie, 10, S. 9-20, Berlin 1961.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Bodenkunde I, 250 S. - Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart 1956.
- SCHAEFFER, F., FÖLSTER, H. & MEYER, B.: Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartiger Böden. - Z. Chemie d. Erde, 20, S. 502, Jena 1959/60.
- SCHNEEKLOTH, zit. von GRAHLE, H. O.: Vortrag zur Tagg. N. W.-deutscher Geol. in Nienburg/Weser, 21. 5. 1964.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden in nicht vereisten Gebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 109-129, Öhringen 1951. - - Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 8, S. 5-17, Öhringen 1957. - - Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. - 7. Congr. Soil-Science, Sect. V. S. 283, Madison 1960.
- SCHÜTRUMPF, R.: Das Spätglazial. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, S. 41-51, Öhringen 1955.
- SELLE, W.: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, S. 112-119, Öhringen 1952.

- STREMME, H.: Die Steppenschwarzerden. - Handbuch d. Bodenlehre III, S. 257-294, Springer Verlag, Berlin 1940. - - Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. Erläuterungen und Bodenkarte, M. 1 : 1 000 000. - Petermanns Mitt., Ergänz.H. 226, Gotha 1936. - - Internationale Bodenkarte von Europa, M. 1 : 2 500 000. Gea-Verlag Berlin 1937.
- TACKENBERG, K.: Fundkarten zur Vorgeschichte der Rheinprovinz. - Bonner Jb., Beiheft 2, Bonn 1954.
- WILHELMY, H.: Das Alter der Schwarzerde und Steppen Mittel- und Osteuropas. - Z. Erdkunde, 4, S. 5-34, Bonn 1950.
- WILENSKI, D. G.: Bodenkunde, 490 S. Deutscher Bauernverlag Berlin 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter I. 374 S. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1954.
- ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. - Abh. hess. L.Amt Bodenforsch., 37, 46 S., Wiesbaden 1962.
- Bodenkarten auf Grundlage der Bodenschätzung M. 1 : 5000. Bearbeitet vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen. Herausg. v. Landesvermessungsamt Nrh.-Westf., 1952-1963.

Manusk. eingeg. 16. 7. 1964.

Anschrift des Verf.: Dr. Erwin Kopp, Institut für Bodenkunde der Universität, Bonn, Nußallee 13.