

15. *Il Fezzan*, Governo della Tripol., Ufficio Studi, Tripolis, 1932.
16. *Kanter, H.*, Der Fessan als Beispiel innersaharischer Becken, Sitz. Ber. Europ. Geogr. Würzburg 1942, 1943, S. 403—462.
17. *L'aménagement du Sahara*, in Ann. Ac. Sc. Col., IV, Paris, 1929, S. 48.
18. *La mission scientifique du Fessan*. In: Trav. d. L'Inst. d. Rech. Sah., III, Algier, 1945, S. 164 (Bellair).
19. *Lavauden, L.*, Les forêts coloniales de la France, Rev. bot. appl., 1941, bes. S. 671—752.
20. *Menchikoff, N.*, Observations géologiques d'André Meyendorff dans le Tanezrouft méridional, Trav. d. Rech. Sah., III, Algier 1945, S. 119—130.
21. *Menchikoff, N.*, Le problème de l'eau dans le Tanezrouft, C. R. Ac. Sc., Bd. 209, 1939.
22. *Perret, R.*, Le climat du Sahara, Ann. d. Géog., 44, 1935, S. 162—186.
23. *Queney, P.*, Classification aérologique des types de temps du Sahara Français, Algier, 1945, Trav. d. Rech. Sah., III, S. 13—26.
24. *Samsoen, M.*, Les eaux souterraines dans les Territoires du Sud, Bull. d. Serv. d. l. Carte géol. de l'Algérie, 3, S., Algier, 1941.
- 24a. *Sandford, K. S.*, Sources of water in the north-western Sudan, Geogr. Journ., IV, 1935.
25. *Savornin, J.*, Le plus grand appareil hydraulique du Sahara, Trav. d. Rech. Sah. IV, Algier, 1947, S. 25—66.
26. *Scarin, E.*, Le oasi del Fezzan, Bologna, 1934.
27. *Schiffers, H.*, Die Sahara und die Syrtenländer, Stuttgart, 1950 (weitere Quellen!).
28. *Schoeller, H.*, La question de l'eau fossile au Sahara, C. R. S. Soc. Géol. de Fr., 10, 1942, S. 81—83.
29. *Schoeller, H.*, Le Quaternaire de la Saoura et du Grand Erg Occidental, Trav. d. Rech. Sah., III, Algier, 1945, S. 57—71.
30. *Stebbing, E. P.*, The Man-Made Desert in Africa, London, 1938.
31. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, Algier, 1942—1948, 5 Bände.
32. *Vageler, P.*, Die landwirtsch. Vorbedingungen des Tschadbeckens u. d. Möglichkeiten ihrer Nutzung, Berlin, 1940.
33. *Zittel, K. A.*, Die Sahara, Kassel 1883, S. 31—42. (Ältere Quelle zur Diskussion über das „Sahara-Meer“.)

### Begleittext zur Karte (Taf. 1)

Lage und Ausdehnung der saharischen Oasen sind ausschl. abhängig vom Wasser. In jedem Fall ist künstliche Bewässerung nötig. Häufig bilden sich mehr oder weniger unterbrochene Reihen oder Gruppen. Typisierungen, wie „Grundwasser-Oasen“ (zutreffend für die Tripolit. Küsten-Oasen), „Brunnen“- oder „Quell-Oasen“, genügen meistens nicht. Sowohl in einer einzelnen Oase wie in der Gruppe gibt es oft verschiedene Arten der Wasserzuführung. Die auf der Karte ausgeschiedenen Oasen-Landschaften enthalten demnach vielerlei Kombinationen. Typisch für alle (mit Ausnahme des Sus) ist die Dattelpalme. — Es wurden nur die Hauptorte und nicht die Ausdehnung der Grünflächen gekennzeichnet.

Nachstehend werden Unterscheidungs- und Gruppierungsmerkmale vorwiegend nach der Art der Nutzung und Herkunft des Wassers gegeben:

1. *Berg-Fuß-Oasen*. Nutzung des unmittelbaren Abflusses im Gebirge, am Oberlauf des Wadis.

2. *Wadi-Tal-Oasen*. Wassergewinnung im Bereich des Wadis, nicht allzuweit vom spendenden Bergland entfernt, aus Vorkommen unmittelbar an der Oberfläche (Seen, Schöpfplätze), aus Quellen, wenig tiefen Brunnen, in lang gestreckten Reihen, manchmal über 100 km.

3. *Hangfluß-Oasen*. Nutzung des Grundwassers am Fuß eines Steilhangs, zumeist genährt aus Durchsickerung von Niederschlägen, in wasserführenden Schichten des zugehörigen Berglandes, zugleich oft Reststücke pluvialzeitlicher Wadis, langgestreckt.

4. *Senken-Oasen*. Nutzung des Grundwassers, teils gegenwärtigen, teils fossilen Ursprungs, an isolierten Stellen, meist in rundlichen Senken, aus wenig tiefen Brunnen oder Quellen.

5. *Foggara-Oasen*. Gewinnung des Wassers aus wasserführenden Schichten durch Tunnels (Foggara).

6. *Tiefbrunnen-Oasen*. Anzapfung von Grundwasser durch Tiefbrunnen, Msab-Typ.

7. *Springwasser-Oasen*. Anzapfung einer unter Druck stehenden, meist tief liegenden Wasserschicht, artesische Brunnen alter und neuer Form.

8. *Sebka-Randoasen*. Anzapfung des Grundwassers (auf verschiedene Weise) im Bereich einer Salztönniederung (Sebka oder Schott genannt; außer der Djerid-Gruppe könnte auch die Nefsaoua-Gruppe hierzu gerechnet werden).

9. *Zeit-Oasen*. Zeitlich und mengenmäßig beschränkte Gewinnung von Vorräten aus gelegentlichen Niederschlägen in Berg-Wadis. Gleiches auch bei zeitlich beschränkten Regenteichen der Ebene. Arrem-Typ des Hoggar.

## AKKUMULATION UND EROSION NIEDERSÄCHSISCHER FLÜSSE SEIT DER RISSEISZEIT<sup>1)</sup>

H. Mensching

Mit 5 Abbildungen.

Flußterrassen sind der morphologische Ausdruck bestimmter Klimaphasen, ausgenommen in solchen Gebieten, in denen die Tätigkeit eines Flusses durch irgendwelche Tektonik gestört und dadurch der Fluß zu einer Akkumulation oder Erosion gezwungen wird, die dann nicht mehr den Klimaablauf einer Zeitspanne widerspiegelt.

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in München 1950.

Für das niedersächsische Gebiet mit seinen Flußsystemen können wir tektonische Einflüsse auf die Terrassenbildung ausschalten, doch gelten für den Bereich, in dem sich die pleistozänen und postglazialen Meeresspiegelschwankungen auf das Einschneiden und Aufschütten der Flüsse auswirkten, besondere Gesetze. Im allgemeinen stellen die Terrassen der niedersächsischen Flüsse also klimatisch bedingte, fluviatile Vorzeitformen dar.

Sie sind damit nicht nur für die Talgeschichte des betreffenden Flusses ein wichtiges Kriterium, sondern ein ebenso wichtiges Hilfsmittel für die Rekonstruktion des eiszeitlichen Klimas. Die Forderung nach einer Neubearbeitung des Terrassenproblems wurde u. a. auf der ersten Nachkriegstagung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover 1948 von Herrn Prof. *Woldstedt* erhoben. Mehrere Untersuchungen, die sich mit dem Terrassenphänomen befassen, liegen inzwischen vor. An dieser Stelle soll nun eine vorläufige, kurze Zusammenfassung von Ergebnissen verschiedener eigener Untersuchungen im Niedersächsischen Raum gegeben werden.

Von großer Wichtigkeit war bei den Arbeiten die Klärung und Erklärung der jüngsten Veränderungen in den Flußtalern und besonders der Übergang vom Pleistozän zur Nacheiszeit, die, von wenigen neueren Arbeiten abgesehen, bisher nur nebenbei behandelt worden ist.

Für die Rißeiszeit, mit der hier begonnen werden soll, bieten mehrere Flüsse Niedersachsens (Weser, Leine, Innerste und Oker) die Möglichkeit, unmittelbar die Verknüpfung eines ehemaligen Talbodens mit fluvioglazialen Ablagerungen vor dem Rand des Inlandeises herzustellen. Daher kann die bis zu 20 m, stellenweise sogar noch mehr, mächtige Schotteraufschüttung, aus der der ehemalige Talboden aufgebaut ist, nur rißeiszeitlich sein. Die Reste dieses Aufschüttungs-Talbodens werden allgemein als Mittelterrassen bezeichnet. In neuen, sehr guten Aufschlüssen kann immer wieder die Bestätigung erbracht werden, daß die Aufschüttung der Mittelterrassenschotter in der Zeit bis zum Höchststand der Vereisung erfolgt ist. Diese Tatsache läßt sich an Hand der Überlagerung der Mittelterrasse beweisen. An den Verzahnungsstellen zwischen den fluviatilen Schottern im Periglazialgebiet und den fluvioglazialen Sanden und Kiesen sowie den Moränen des Riß-Inlandeises bei Alfeld (Leine) überlagern 4—5 m mächtige glaziale Sande die Schotter des rißeiszeitlichen Talbodens. An mehreren Stellen des Leinetales läßt sich nun feststellen, daß die rißeiszeitlichen Schotter mit ihrer Basis noch unter die Schotter der würmeiszeitlichen Niederterrasse herunterreichen. Das spricht eindeutig dafür, daß die prärißeiszeitliche Erosion bereits so tief gereicht hat, daß diese Tiefe von der postrißeiszeitlichen Tiefenerosion nicht wieder erreicht worden ist.

Die Verbindung der Mittelterrasse mit glazialen Ablagerungen des Riß(Saale)-Inlandeises ist auch von *Gruppe* schon 1909 und 1912 aus der Gegend von Hameln beschrieben worden. Sie läßt sich entlang des Wesertales von Hameln bis zur Porta in vielen Aufschlüssen verfolgen. An

der Porta werden die Schotter der Mittelterrasse von Sanden, denen nur wenig fluvioglaziale Kiese beigemischt sind, überlagert. Diese Ablagerungen sind von *Gruppe* als kamesartig bezeichnet worden. Mehrere Aufschlüsse, die erst in jüngster Zeit angelegt sind, zeigen, daß es sich um Material handelt, wie wir es fast immer vor den Eisrandlagen des Riß-Inlandeises finden. Die jungpleistozäne und jüngste Zertalung läßt diese Bildungen als eine kuppige Landschaft erscheinen. Wie in der Regel auf den Mittelterrassen, so findet sich auch dort oft eine 1—2 m starke würmeiszeitliche Lößdecke mit einer 50—60 cm mächtigen Verlehmungszone (Boden).

Nach der stratigraphischen Lage der Mittelterrassenschotter und ihrer Verbindung mit den fluvioglazialen Ablagerungen im Eisrandgebiet muß die Hauptakkumulationsperiode der Rißeiszeit vom Früh- bis zum Hochglazial angenommen werden. Als Beispiel der Stratigraphie von fluviatilen Schottern und fluvioglazialen Ablagerungen im Eisrandgebiet der weitesten Rißeiszeit möge ein Aufschluß bei Alfeld (Leine) dienen (Abb. 1).

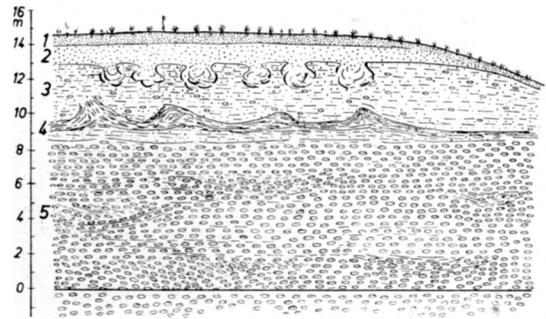


Abb. 1. Aufschluß der Mittelterrasse bei Alfeld/Leine

- 1 = verlehmter Löß (Boden)
- 2 = Löß, nicht verlehmt
- 3 = fluvioglaziale Sande mit würmeiszeitlichen Taschenböden
- 4 = Tonschichten, aufgebogen
- 5 = Schotter der Mittelterrasse (der Strich stellt den Wasserstand in der Kiesgrube dar).

Vor dem Eisrand muß die Leine gestaut worden sein, da ein Ausweichen nach Westen oder Osten infolge der Begrenzung des Tales durch den Hils und die Sackberge bei Alfeld nicht möglich war. Durch diesen Stau vor dem Eisrand erklärt sich auch die größere Mächtigkeit der Mittelterrassenschotter, und ebenso sind die Tone, die über den Schottern liegen, ein Produkt des Staus.

Ähnliche Verhältnisse sind auch an der Weser und anderen niedersächsischen Flüssen zu beobachten. In der Nähe des Eisrandes ist die Aufschüttung des rißeiszeitlichen Schotterkörpers

durch den Stau des Flusses vor dem Eisrand etwas mächtiger als sonst. Insofern hatte also *Gruppe* recht, wenn er die Mittelterrasse der Weser durch rückstauende Akkumulation erklären wollte. Nach dem Umschlag des Klimas zog sich dann das Inlandeis in das tiefere Flachland zurück, und die Flüsse konnten ihm nachfolgen. Hierin liegt m. E. ein wesentlicher Unterschied zu den Verhältnissen im Alpenvorland.

Nach dem Klimaumschwung muß dann auch die Schutzzufuhr zu den Flüssen wesentlich nachgelassen haben, so daß die eigentliche Herausarbeitung der durchlaufenden Stufe der Mittelterrasse in diese Zeit, die im ganzen eine Erosionszeit gewesen sein muß, zu setzen sein wird. Das entspräche, wie noch gezeigt werden soll, auch der Flußstätigkeit des Spätglazials der Würmeiszeit. Ob nun der neue jungrißeiszeitliche Eisvorstoß bzw. der Kälterückfall des Warthestadiums zu einer neuerlichen Akkumulation führte, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Die spärlichen Vorkommen von 6—8 m über der Talau liegenden Terrassenresten — die Mittelterrasse liegt mit ihrer Oberfläche durchschnittlich 12—14 m hoch — könnten Reste einer solchen Aufschüttung sein; doch ist es ebenso gut möglich, daß sie nur tiefer liegende Erosionsreste des Schotterkörpers der Haupt-Mittelterrasse sind, wie es *Spreitzer* (1931) für das Innerstegebiet annimmt. Sicher ist jedenfalls, daß es Reste der rißeiszeitlichen Aufschüttung sind. Im Gegensatz zu den Niederterrassen tragen solche niedrigen Mittelterrassenstufen Lößbedeckung. Die im Riß/Würm-Interglazial ausklingende Erosion erreichte dann, wie erwähnt, nicht mehr die Basis der rißeiszeitlichen Schotteraufschüttung. Im wesentlichen nehmen zumindest die Flüsse mit geringem Gefälle heute ihren Weg über ihre eigenen Schotterkegel, wie es *Troll* (1926) auch von den fluvioglazialen Schottertälern des Alpenvorlandes berichtet hat.

Auch im letzten Interglazial lagerten die Flüsse verschiedentlich in ihren damaligen Talauen Feinmaterial, vorwiegend Tone, ab. Doch nur an wenigen Stellen sind solche interglaziale Flußablagerungen in den Tälern erhalten.

In der Regel findet man die Schotter der neuen Kaltzeit (Würm) auf den rißeiszeitlichen Schottern liegen. Die Mächtigkeit der neuen Akkumulation erreichte durchschnittlich 10 m. Die Reste dieser Aufschüttung erheben sich etwa 2—4 m über die rezente Talau und werden als Niederterrasse bezeichnet. Diese Niederterrasse steht nun aber nirgends mit einer glazialen, würmeiszeitlichen Aufschüttung oder Eisrandbildung in direkter Verbindung. Da das Inlandeis in der Würmeiszeit die Elbe nicht mehr überschritten

hat, kann es sich bei der Niederterrasse der Weser und Leine nur um eine rein klimatisch bedingte Vorzeitform, d. h. um eine fluviatile Schotteraufschüttung im Periglazialgebiet — von *Büdel* (1944) als „nichtglazigen“ bezeichnet — handeln. Welche Möglichkeiten bieten sich nun, diese niedrigsten, sich über die Talau erhebenden Terrassenreste zeitlich einzuordnen?

Wie gesagt, besteht eine direkte Verbindung der Niederterrasse mit würmeiszeitlichen, glazialen Ablagerungen nicht. Aus der scheinbaren Vereinigung mit den Talsanden des Aller-Urstromtales, die aus dem Auslaufen der Niederterrasse auf die Talsande geschlossen werden könnte, darf nicht die Gleichaltrigkeit beider Bildungen abgeleitet werden. Da die Entstehung des Aller-Urstromtales nach *Woldstedt* (1929) in das Warthestadium der Rißeiszeit gehört, müßte auch die Niederterrasse „wartheiszeitlich“ sein. Wenn das aber der Fall wäre, dann hätte es in Nordwestdeutschland in der Würmeiszeit keine Flußakkumulation gegeben. Da aber auch in der Würmeiszeit eine starke Schuttanlieferung zu den Flüssen erfolgt ist, was die Überdeckung der Mittelterrasse mit solifluidalen Schuttdecken im Weragebiet beweist, so ist nicht einzusehen, warum es in der Würmeiszeit nicht zur Akkumulation gekommen sein sollte. Vielmehr ist im Gebiet des Aller-Urstromtales auch die periglaziale Überformung in der letzten Kaltzeit wirksam gewesen. Infolge der tiefen Lage der Talsande zum Flußbett — man bedenke, daß zur Würmeiszeit der Talboden unserer Flüsse noch um einige Meter höher lag — ist auch das Aller-Urstromtal Überschwemmungsgebiet gewesen und muß somit überformt worden sein<sup>2)</sup>.

Zwei andere Möglichkeiten der Datierung bieten uns aber der Löß und die Dellen. Die Niederterrasse (Obere NT) trägt im gesamten nordwestdeutschen Raum nirgends eine primäre Lößbedeckung<sup>3)</sup>. Auch im Flachland setzt die dem Löß äquivalente Flottsanddecke auf den Nieder- und

<sup>2)</sup> Eine ausführlichere Behandlung dieser Frage erfolgte in einer kleinen Arbeit: „Das Verhältnis der Weser-Niederterrasse zum Aller-Urstromtal“ (*Mensching*, 1950 b).

<sup>3)</sup> Es sei hier darauf hingewiesen, daß überhaupt nur sehr wenige Stellen bekannt geworden sind, an denen die Niederterrasse eine Lößbedeckung tragen soll. Eine solche fragliche Stelle war die Breusch-Niederterrasse bei Lingolsheim/Holtzheim (Elsaß). Nach freundl. schriftlicher Mitteilung hat nun J. *Büdel* zusammen mit J. *Tricart* im November 1950 die NT der Breusch besucht. Während die Riß-Terrassen eine — nach *Tricart* auf den höheren Terrassen sogar zweiteilige — Lößdecke tragen, ist auch an der Breusch der große NT-Schwemmkegel völlig lößfrei. Er ist mit einer etwa 2 m mächtigen Auelehmschicht bedeckt, die unter einem 20 cm starken, humosen Oberboden eine Bleichzone zeigt und nach unten erst in den normalen rotbraunen Auelehm übergeht.

Talsandterrassen aus. Da der Löß aber überwiegend würmeiszeitlich in Niedersachsen ist, so hätte sich zumindest an einigen Stellen auf der Niederterrasse, wenn sie älter als würmeiszeitlich wäre, eine Lößbedeckung finden lassen müssen. Das ist aber nirgends an den mir bekannten Flüssen der Fall.

Wie der Löß, so legen auch die heute in der Regel wasserlosen Dellen ein Zeugnis für das würmeiszeitliche Alter der Niederterrasse ab. Die Beteiligung von Löß an der Solifluktionsmasse in den Dellen deutet darauf hin, daß die Lößanwehung begonnen hatte, als die Bildung der Muldentälchen noch nicht abgeschlossen war. Solche in der Würmeiszeit entstandenen Tälchen zerschneiden die höher liegende Mittelterrasse, setzen sich aber niemals in den Schotterkörper der Niederterrasse hinein fort, sondern münden entweder hängend oder laufen auf deren Oberfläche aus<sup>4</sup>). Die Niederterrasse kann also in keinem Fall älter als die durch Korrosion entstandenen Dellen sein. Auch die spätglazialen Binnendünen an den Unterläufen der niedersächsischen Flüsse auf der Nieder- und Talsandterrasse bestätigen das würmeiszeitliche Alter der Niederterrasse.

Mit dem Klimaumschwung vom Hoch- zum Spätglazial muß dann infolge des Nachlassens der Frostwirkung auch die Schutzzufuhr zu den Flüssen erheblich nachgelassen haben. Da es sich bei der Flußakkumulation und -erosion nur um das Überschreiten bzw. Unterschreiten eines Schwellenwertes der Schutzzufuhr zu handeln braucht, ist die geringere Schuttanlieferung und damit das Überwiegen der Transportkraft nach dem Klimaumschwung als die Hauptursache der nun einsetzenden Erosion anzusehen<sup>5</sup>). Innerhalb des würmeiszeitlichen Akkumulationskörpers entstand so eine breite Ausraumzone. Da sich der heutige Fluß noch weiter in seinen spätglazialen Talboden eingeschnitten hat, wurde aus dem Talboden eine neue Terrasse, die als Untere Niederterrasse (NT) bezeichnet wurde (Mensching, 1950 a). Die Niederterrasse erscheint somit an den niedersächsischen Flüssen in zwei Stufen: den Resten der Oberen NT und der 2—4 m tiefer liegenden Unteren NT.

Nach den Untersuchungen an der Weser, Leine und den Harzflüssen ist die Untere Niederterrasse zunächst (Mensching, 1950 a) als ein einheitlicher, späteiszeitlicher Akkumulationskörper aufgefaßt worden. Zwischen den Schottern der Unteren NT und der Oberen NT ließ sich eine

Grenzschicht aber nicht feststellen, etwa eine interstadiale Tonablagerung, die sofort hätte zeigen können, daß es sich bei den beiden Stufen der Niederterrasse um zwei verschiedene Schotterkörper handelt. Es wäre solch eine Zwischenschicht aber auch nicht überall zu erwarten, denn die Niederterrassenschotter sind auch nur an sehr wenigen Stellen von den älteren Mittelterrassenschottern durch eine interglaziale Ablagerung getrennt. An vielen Stellen des Leine- und Westertales deutet aber die morphologische Form der Oberen NT darauf hin, daß es sich bei der Unteren Niederterrasse im wesentlichen doch um das Ausraumgebiet innerhalb des Schotterkörpers der früh- bis hochwürmeiszeitlichen Aufschüttung handeln muß.

Als Ganzes gesehen stellt die Untere Niederterrasse aber durchaus nicht ein so einheitliches Gebilde dar, wie es nach der Abb. 2 erscheinen



Abb. 2: Schematisches Profil durch den Akkumulationskörper der Niederterrasse der Weser und Leine.

könnte. Im allgemeinen ist die spätglaziale Erosionsfläche in ihrer Höhenlage sehr uneben und durch den Fluß umgestaltet. Dabei kam es häufig auch zu Umlagerungen größeren Ausmaßes. Verschiedentlich wird es sogar wieder zur Aufschüttung gekommen sein, wenn auch im Verhältnis zur hochglazialen Akkumulationszeit mit weitaus geringerer Intensität. Durch Unterschneidung höherer Terrassenhänge erhielt der Fluß Schotter zugeführt, so daß auch die früher als alluvial angesehenen Schotter meistens nur aus umgelagerten diluvialen Material bestehen. In einer begrenzten Zone lagert der Fluß auch heute noch älteres Material um. So darf es nicht verwundern, wenn verschiedentlich in der Nähe des heutigen Flußbettes in den Flußgeröllen Funde gemacht werden, die auf sehr junges Alter der Unteren Niederterrasse hindeuten könnten. In der Neuzeit ist diese Umlagerungszone durch Flußregulierungen und Begradigungen weitgehend eingengt. Vor dieser Zeit aber spielte dieser Vorgang eine erhebliche Rolle. Das beweisen Aufschlüsse in der Talaue, die es ermöglichen, alte Flußarme zu rekonstruieren. Solche Aufschlüsse zeigen dann sehr häufig, daß die ehemaligen, oft weit ausgreifenden Mäander fast immer schon die Tiefe des heutigen Flußbettes erreicht hatten. Wir können daher wohl annehmen, daß die Tiefenerosion der Hauptflüsse Niedersachsens nach der Herausarbeitung der

<sup>4</sup>) Auf diese Art der Zerschneidung der rißeiszeitlichen Terrassen hat auch schon Büdel (1944) hingewiesen.

<sup>5</sup>) Auch Poser (1950, S. 120) sieht in der klimatisch bedingten Verminderung der Schutzzufuhr die Ursache für die spätglaziale Tiefenerosion.

Unteren NT in der Postglazialzeit keine größeren Werte mehr erreicht hat. Man muß daraus folgern, daß sich die Flüsse heute nur noch gering einschneiden, sich also in weitgehender Ruhe befinden. Der Betrag der Tiefenerosion erscheint uns aber größer, als er in Wirklichkeit ist, da die Feststellung, daß der Fluß meistens 2—3 m tief in die Talaue eingeschnitten ist, nur ein scheinbares Maß der Tiefenerosion ergibt. Ein Durchschneiden des Auelehmes, der die Untere Niederterrasse bedeckt, hat aber niemals stattgefunden, wie nach der Darstellung der Bildung und Entstehung des Auelehms, die weiter unten erfolgt, leicht einzusehen ist. Man muß darum, um die Tiefe des Einschneidens im Postglazial zu erhalten, die mittlere Mächtigkeit der Auelehmdecke abziehen. Dann beträgt aber die Tiefenerosion der Flüsse mit verhältnismäßig ausgeglichenem Gefälle nur durchschnittlich 0,5 m für etwa 10 000 Jahre. Das wäre eine Erosionsleistung von nur 0,5 mm in einem Jahrzehnt gegenüber von 0,5 cm pro Jahrzehnt für etwa den gleichen Zeitraum des Spätglazials (Tiefenerosion = etwa 4—5 m für 10 000 Jahre!). Solch eine geringe Erosionsintensität trifft nicht für die Seitenbäche mit steilerem Gefälle zu und auch nicht für die Mittelgebirgsflüsse des Harzes. Hier herrscht heute noch eine erhebliche Tiefenerosion vor (vgl. auch Hövermann, 1950).

Wie nun schon erwähnt, läuft die Obere Niederterrasse der Weser, Leine und Oker<sup>6)</sup> mit dem Erreichen des Aller-Urstromtales auf die Talsandflächen aus. Auch die Untere NT ist hier nicht mehr zu verfolgen. Ob die Terrassen nach ihrer Entstehung, dem Aller-Urstromtal folgend, weiter nach Norden gereicht haben, ist nicht mehr zu entscheiden. Nach den stratigraphischen Verhältnissen im unteren Leinetal ist anzunehmen, daß eine postglaziale Aufschüttung die Niederterrasse, sicher jedenfalls die Untere NT, überdeckt hat. In einem Talaufschluß an der Leine bei Schwarmstedt, also im Bereich der Mündung in die Aller, fand sich eine mindestens 2 m mächtige Aufschüttung von groben Flußsanden mit kiesigen Schichten, die in großer Zahl kleine Holzrestchen enthielt, also bestimmt postglazial ist. Es ist anzunehmen, daß es sich hierbei um die von *Natermann* (1939) beschriebene „Zusatz-aufschüttung“ südlich Bremen infolge des Absinkens der Küste handelt. Da die Mächtigkeit der Aufschüttung bei Bremen etwa 7 m betragen soll, sie bei der Mündung der Leine aber nur noch etwa 2 m mächtig ist, würde zum Süden hin ein langsames Ausklingen festzustellen sein. Das spräche recht eindeutig für eine junge, durch

Küstensenkung bedingte Akkumulation im Mündungsgebiet der Flüsse.

Der *Auelehm*<sup>7)</sup>. Die Niederterrasse stellt nun aber vom Ober- bis zum Unterlauf der Weser und Leine nicht die jüngste Talentwicklung dar. Vom Oberlauf bis zum Wirkungsbereich der Gezeiten findet sich als jüngster Akkumulationskörper eine Auelehmdecke, die sich über die Untere NT legt und auch die durch Küstensenkung aufgeschütteten Sande und Kiese noch überlagert. Es handelt sich dabei um tonig-lehmiges Feinmaterial, das vielerorts verziegelt wird. Diese Auelehmdecke überdeckt diskordant die Untere Niederterrasse vom Oberlauf bis zur Mündung und bildet mit ihr zusammen die Talaue. Die Mächtigkeit dieses Auelehms wechselt sehr stark. Diese Tatsache erklärt sich dadurch, daß die Untere NT eine völlig unebene, durch alte Flußarme zerschnittene Oberfläche besitzt. In alten, morphologisch nicht mehr erkennbaren Totarmen des Flusses kann die Auelehmmächtigkeit bis zu 4 m betragen, während sie dicht daneben nur 50 cm beträgt. Wie nach jedem größeren Hochwasser beobachtet werden kann, stellt der Auelehm ein Flußsediment dar, das ausschließlich durch Überschwemmung der Talaue abgelagert wird. Das Hochwasser des Flusses verteilt dann Feinmaterial über die Untere NT und gleicht dabei die Unebenheiten der Oberfläche fast völlig aus. Dieser Vorgang dauert also noch heute an.

Wie die Untersuchungen gezeigt haben, besitzen aber nicht alle niedersächsischen Flüsse im Tal eine Auelehmdecke. Um nun die Gesetzmäßigkeit zu erkennen, unter welchen Bedingungen Flüsse Auelehm ablagern und warum andere Flüsse keine Auelehmdecke besitzen, muß man wissen, daß der bei Hochwasser abgesetzte Auelehm nichts anderes als das von den Hängen abgespülte und in der Talaue wieder abgelagerte Material ist. Dabei wird ein wesentlicher Bestandteil des Auelehms durch abgeschwemmten Löß gestellt. Wir können also erwarten, daß die Auelehmbildung nur in solchen Flußtälern vor sich geht, deren Einzugsbereiche zu einem großen Teil in Lehm- und Lößgebieten liegen. In der Tat ist diese Abhängigkeit recht eindeutig.

Wie aus der beigegebenen Karte der Auelehmverbreitung zu ersehen ist, haben nur diejenigen Flüsse eine Auelehmdecke gebildet, die südlich der Lößgrenze entspringen und durch einen Teil ihres Laufes mit dem Lößgebiet in Verbindung stehen oder aber größere Nebenflüsse

<sup>7)</sup> Eine ausführliche Arbeit, aus der hier nur die wichtigsten Gedankengänge wiedergegeben werden können, befaßt sich mit der Entstehung und Verbreitung des Auelehms in Niedersachsen (*Mensching*, 1950 c).

<sup>6)</sup> Vgl. auch *H. Poser*, 1950, S. 119.

aus diesem Gebiet als Lehm-Zubringerflüsse besitzen. Während die Hase und Hunte, die fast ausschließlich durch die Hochgeest und die Tal-sandgebiete (besser: Niedergeest) fließen, keine durchgehende Auelehmdecke bilden konnten, haben die Weser und Leine bis zu ihrer Vereinigung ihr alluviales Tal mit einer im Durchschnitt 2—3 m mächtigen Lehmdecke überzogen. Sehr interessant sind auch die Verhältnisse im Allertal. Die Aller selbst fließt nördlich der Lößgrenze und würde ohne ihre südlichen Zuflüsse keinen Auelehm abgelagert haben. Normalerweise besteht darum ihre Talau aus Sand. Da aber die Oker und Fuhse mit Erde im Lößgebiet Lehm durch die Hangabspülung zugeführt bekommen, wird auch die Aller-Talau von der Okermündung

bis etwa Celle mit einer Lehmdecke überzogen. Bis zum Zusammenfluß mit der Leine nördlich Schwarmstedt besteht die Talau dann aus reinem Sand, während die von Süden kommende Leine genügend lehmiges Material mitbringt, um von hier ab das alluviale Tal der Aller mit Auelehm zu versorgen. Dadurch kann bei Verden die Verbindung mit der Auelehmdecke der Weser hergestellt werden. Daß die Nordgrenze der Lößverbreitung für die Auelehmbildung eine ganz entscheidende Grenze darstellt, läßt sich sehr schön auch an einem kleinen Nebenbach der Weser zeigen. Dieser Bach, die Osper, lagert aber unmittelbar nördlich der Lößgrenze schon keinen Auelehm mehr ab. Ähnliche Beispiele gibt es in großer Anzahl.

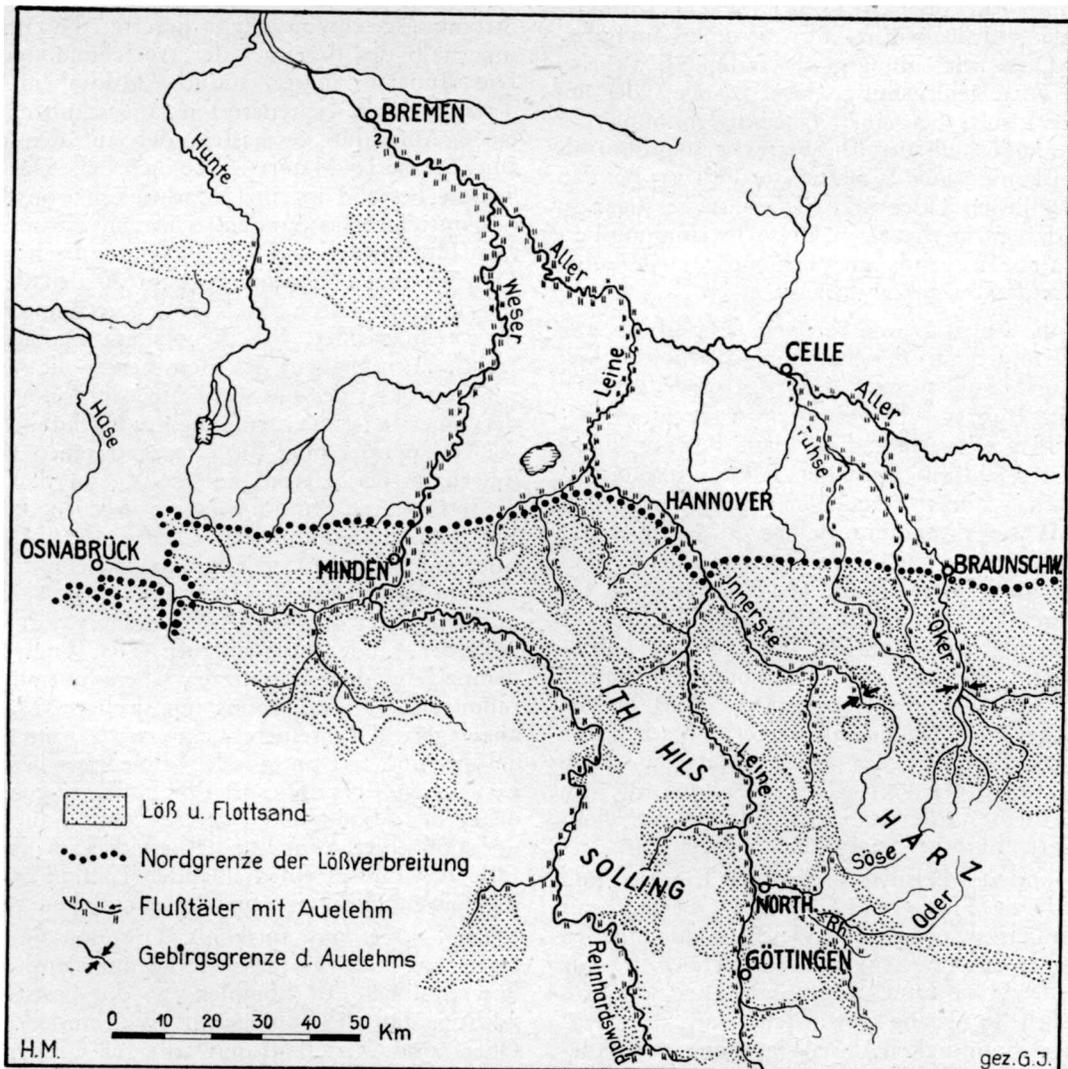


Abb. 3. Die Verbreitung des Auelehms in Niedersachsen  
(Lößverbreitung nach F. Dewers, 1941).

Die wichtigste Bedingung für die Bildung einer Auelehmdecke durch den Fluß besteht also darin, daß durch lehmbedeckte Hänge (vorwiegend Lößhänge) im Einzugsbereich des Flusses Material zur Verfügung steht. Die Hangabspülung besorgt den Transport zum Fluß mit Hilfe der Seitenbäche. Vorwiegend im Tal des Hauptflusses wird dieser Lehm dann bei Überschwemmungen zum Teil wieder abgelagert und wird so zum Auelehm.

Aber noch anderen Gesetzen gehorcht die Auelehmablagung unserer Flüsse. Durch den Vergleich von Wasserläufen mit ausgeglichenem, geringem Gefälle einerseits und unausgeglichenem, steilem Gefälle andererseits ist ein zweiter wesentlicher Faktor der Bildungsbedingungen für den Auelehm erkennbar: das Gefälle. Das Gefälle der Flüsse bedingt ihre Stromgeschwindigkeit. Diese Stromgeschwindigkeit ist bei einem Mittelgebirgsfluß, wie z. B. der Oder am Südharz, auch bei einer Überschwemmung der Talaue außerhalb des Flußbettes weit größer als dies im Leine- oder Wesertal der Fall ist. Bei den Südharzflüssen Oder und Sieber ist sie sogar so groß, daß es im heutigen Überschwemmungsbett der Talaue nirgends zur Bildung von rezenten Auelehmdecken gekommen ist.

Für die Abhängigkeit der Auelehmablagung vom Gefälle und damit der Stromgeschwindigkeit des Flusses sollen noch einige Beispiele gegeben werden. Während die Oder keinen rezenten Auelehm ablagert, besteht die Talaue der nur einige Kilometer südlich fließenden Rhume aus fetten, schmutzig-braunem Auelehm. Die Rhume hat nun, da sie nicht unmittelbar aus dem Harz kommt, sondern aus einem Quelltopf bei Rhum-springe ihr Wasser erhält, als Harzrandfluß ein geringeres Gefälle als die Oder. Ihr Gefälle ist schon gering genug, um die mitgeführten Lehme und Tone, die von den Talhängen durch ihre Nebenbäche herantransportiert werden, in den Talwiesen z. T. wieder abzulagern. Nach ihrem Zusammenfluß mit der Oder erhält sie durch diese eine Zufuhr von gröberen Sanden, die sich auch in dem stärkeren Sandgehalt des Auelehms von Katlenburg ab bemerkbar machen.

Ein anderes Beispiel bieten die Innerste und Oker. Beide Flüsse sind in ihrem Oberlauf mit den Südharzflüssen zu vergleichen, durchfließen aber noch das Harzvorland und erreichen beide dann das Flachland. Ihr Gefälle ist dadurch schließlich so gering geworden, daß die Stromgeschwindigkeit die Ablagerung von Auelehm zuläßt. Die Untersuchungen ergaben, daß im Tal der Innerste und Oker die Auelehmbedeckung der Unteren Niederterrasse im Unter-

lauf vorhanden ist und zum Harz hin allmählich sandiger wird, also gröbere Korngrößen aufweist und schließlich ihre „Gebirgsgrenze“ erreicht. Diese obere Auelehm-grenze oder Gebirgsgrenze liegt etwa dort, wo die großen würmeiszeitlichen Schotterkegel, die der Niederterrasse entsprechen und in ihrer Gesamtheit bestimmt nicht alluvial sind, ihr Ende finden. Diese Begrenzung ist unabhängig von der Zufuhr von lehmigem Material der beackerten Lößhänge, die sowohl unterhalb als auch oberhalb der Auelehm-grenze weit verbreitet sind. Sie ist allein das Produkt des Flußgefälles und somit seiner Strömungsgeschwindigkeit.

Ein schönes Beispiel dieser Wechselbeziehung zwischen Ablagerung von sehr feinkörnigem Material, wie es der Auelehm darstellt, und der Strömungsgeschwindigkeit lieferte die Innerste innerhalb des Bereiches der Auelehmablagung. Die Innerste hatte südlich Hildesheim ihre Talaue durch Seitenerosion angeschnitten und einen Aufschluß geschaffen, der auf den ersten Blick zweierlei Material erkennen ließ. Die obere Schicht bestand in einer Mächtigkeit von 80 cm aus mittelgroben Sanden, während darunter bis zum Flußspiegel etwa 2 m Auelehm zu sehen war. Der Wechsel von feinem Lehm zu den deutlich davon durch Farbe und Körnung getrennten Sanden kennzeichnet, wie die weitere Beobachtung ergab, einen Eingriff des Menschen in die Ablagerungstätigkeit des Flusses. Durch die Eindeichung der Innerste ist die Strömungsgeschwindigkeit des bei Hochwasser über die Ufer getretenen Flusses innerhalb der Deiche zu groß geworden, daß weiterhin Auelehm abgelagert werden könnte. Da nun außerhalb der Deiche das alluviale Material bis zur Oberfläche aus Auelehm besteht, ist kein Zweifel an der Identität dieses Auelehms mit dem unter den Sanden liegenden Lehm innerhalb der Eindeichung möglich. Die Innerste hat demnach in dem begrenzten Überschwemmungsraum seit der Eindeichung nur groberes Material abgelagert. Der feinere Lehm wird weiter mitgeführt und erst unterhalb sedimentiert bzw. der Leine zugeführt. Dies Beispiel soll zeigen, daß neben der Abhängigkeit der Auelehmablagung von den Lößgebieten im Einzugsbereich auch das Gefälle des Flusses entscheidenden Einfluß auf die Bildungsmöglichkeit von Auelehmdecken besitzt.

*Das Alter des Auelehms.* Um nun zu einer Datierung des jüngsten Akkumulationskörpers unserer Flüsse zu kommen, ist die Feststellung wichtig, daß die homogenen Auelehmdecken im Ober- und Mittellauf mit scharfer Grenze von den darunter liegenden Schottern, im Unterlauf von Sanden und feineren Kiesen getrennt sind. Nirgends läßt sich ein Übergang vom Kies der

Unteren Niederterrasse über Sand und sandigen Lehm zum Auelehm feststellen. Darum kann kein Zweifel bestehen, daß die Bildung der Auelehmdecke bestimmt keine abklingende Aufschüttungsperiode darstellt. Eine solche Deutung würde auch nicht mit der stätglazialen, erosiven Entstehung der Unteren Niederterrasse zusammenpassen. Für einen selbständigen Akkumulationskörper des Auelehms spricht schon die vollkommen diskordante Überlagerung des alten Talbodens, also die Überdeckung der Erosionsreste der Niederterrasse, der Umlagerungszonen und der alten Flußarme.

Nun konnten unter der Auelehmdecke in mehreren Kiesgruben und anderen Aufschlüssen Baumreste eines alten Auewaldes, der sehr viel Eichen enthalten haben muß, gefunden werden. Im Zusammenhang damit wurden auch die Spuren menschlicher Besiedlung nachgewiesen. Meistens gehören solche vorgeschichtlichen Funde dem Neolithikum an, doch vereinzelt kommen auch Artefakte des frühen Mittelalters (Topfscherben) vor. Wenn man nun bedenkt, daß der Auelehm nur durch solche Flüsse abgelagert worden ist und noch heute wird, deren Einzugsbereich im Lößgebiet liegt, so kann seine Hauptbildungszeit nur in eine Periode fallen, in der die Hänge entweder unbewaldet oder aber der Wald vom Menschen in weiten Gebieten zurückgedrängt worden ist<sup>8)</sup>.

Zum Nachweis eines solchen Zusammenhanges wurde die Siedlungsgeschichte des oberen Weser- und Leinetales herangezogen. Für die großen Lößareale im Oberwesergebiet und der Leinetalsenke stehen nach neueren Untersuchungen der Siedlungsforschung aufschlußreiche Angaben über die Waldverbreitung und Waldvernichtung als Folge der großen Rodungen im frühen Mittelalter zur Verfügung.

Die bisherige Landschaftsforschung im oberen Leinetal sah in der Göttinger Lössenke, die wohl das wichtigste Nährgebiet für die Auelehmabildung darstellt, eine altoffene, seit dem Neolithikum kontinuierlich besiedelte Landschaft. Diese Auffassung ist nach *W. Müller-Wille* (1948) nicht zu halten. Vielmehr sind die wahrscheinlich cheruskischen Siedlungen als „auenwald-orientierte“ Neuanlagen in einem Waldland anzusprechen, wobei die Eichenbestände des Auewaldes wertvolles Gebiet für die Schweinemast darstellten. Nach *Müller-Wille* nahm dabei um etwa

400 n. Chr. das Ackerland der Leinesenke nur etwa 5 % ein, während durch die einsetzende Rodung das Ackerland bis zum 9. Jh. auf 25 % der Fläche zunahm. Von 800—1200 dehnt es sich dann auf Kosten des Waldlandes immer mehr aus und ist um 1200 auf rund 60 % der Senke angewachsen (vgl. hierzu Abb. 4). Infolge der Abhängigkeit der Auelehmabildung von der Abspülung der Hänge muß neben den prähistorischen Funden gerade die Umwandlung des Waldlandes zum Ackerland in der angegebenen Zeit, die als Folgeerscheinung die Ablagerung von Auelehm in großem Umfang ausgelöst haben muß, zur Datierung herangezogen werden.

Da nun im frühen Mittelalter vor dem Beginn der großen Rodungen durch die fehlende oder nur ganz geringe Auelehmdecke die Talböden durchschnittlich um 2 m tiefer lagen als heute, konnten auch die kleineren Hochwasser das Tal überschwemmen, so daß neben der verstärkten Bodenerosion auch die Sedimentation des abgespülten Hanglehmes größer gewesen sein muß als heute. Wenn aber durch öfteres Überschwemmen der damaligen Talauie die Ablagerung von Lehm in der Zeit der Ausdehnung des Ackerlandes auf Kosten des Waldlandes größer war als in jüngster Zeit — und das muß nach den Gegebenheiten angenommen werden —, so darf das Anwachsen des Auelehms als Funktion von Zeit und Sedimentationsmenge nicht als eine Gerade dargestellt werden, um dann vielleicht noch mit Hilfe einer solchen Darstellung die Stärke der Auelehmdecke für einzelne Zeitpunkte ablesen zu können. Nach der Kenntnis der Ausdehnung des Ackerlandes auf Kosten des Waldlandes ist es sehr unwahrscheinlich, daß sich häufige Überflutungen (durch den tiefer liegenden Talboden) und geringerer Umfang der Ackerflächen zu Beginn der Auelehmablagierung und späterhin sinkende Häufigkeit der Überflutungen, dafür aber Anwachsen der abgeführten Lössmengen, die Wage halten. Die Folge wäre nach *Natermann* (1941, S. 302) „eine Gleichmäßigkeit in dem Anwachsen des Auelehms durch die Jahrhunderte hindurch gewesen.“ Das ist aber nicht anzunehmen, da in der Zeit der großen Rodungen von 800—1200 v. Chr. nicht zuletzt durch das Fehlen der Abwehrmaßnahmen gegen die Bodenabspülung die Lehmzufuhr zu den Flüssen erheblich größer gewesen sein muß als späterhin bei den stark anwachsenden Talböden. Die nachfolgenden rein-schematischen Kurven sollen einmal die Anwachsgeschwindigkeit der Auelehmdecken des Leine- und Wesertales in den letzten zwei Jahrtausenden veranschaulichen.

Der Gang der Besiedlung im Oberwesergebiet ist jüngst in einer Dissertation von *H. Jäger* be-

<sup>8)</sup> Es ist ein Verdienst *Natermanns* (1939, 1941), auf solche Zusammenhänge hingewiesen zu haben. Auf Grund seiner Untersuchungen, die mit anderen Untersuchungsmethoden als den in einer eigenen Arbeit über den Auelehm in Niedersachsen (1950 c) angewandten gewonnen wurden, hat *Natermann* den Beginn der Auelehmabildung ebenfalls für das frühe Mittelalter angenommen.

schrieben worden. Die Untersuchung hat auch für unser Problem wertvolle Hinweise gebracht. Nach frdl. Mitteilung von Herrn Jäger wurde eine große Anzahl von Siedlungen des Reinhardswaldes im oberen Wesertal zwischen 500 und 800 n. Chr. angelegt. Um 1000 waren jedenfalls weite Teile des heute bewaldeten nordwestlichen Reinhardswaldes besiedelt. Auch im Oberwesergebiet waren die Ackerbau treibenden Siedlungen zum großen Teil bis zum Ende des 8. Jh. angelegt und die Rodungen bis zum Ende des 13. Jh. abgeschlossen. In dieser Zeit war der Wald auf das in historischer Zeit je erreichte Minimum zurückgedrängt und bedeckte nur etwa 25 % des Gebietes, während er heute sogar wieder etwa 40 % der Bodenfläche einnimmt. Auch für das Weser-

tal muß daher die Zeitspanne zwischen 800 und 1200 als die Phase der eigentlichen, im großen Umfang einsetzenden Auelehmdecksbildung angesehen werden. Es gilt auch hier das Gesetz: Größte Waldlosigkeit der lehmbedeckten Hänge im Zusammenhang mit starker Auflockerung des Bodens durch ständige Beackerung bedingt stärkste Abspülung und somit stärkstes Anwachsen der Auelehmdecke im Flußtal.

Damit muß der jüngste Akkumulationskörper in unseren Flußtälern als eine anthropogene Bildung, d. h. als ein durch den Menschen ausgelöster Vorgang angesehen werden. In dem überwiegenden Teil dieser jungen Akkumulation, der bestimmt die gesamte homogene Auelehmdecke der Talauwe umfaßt, gehört der Auelehm

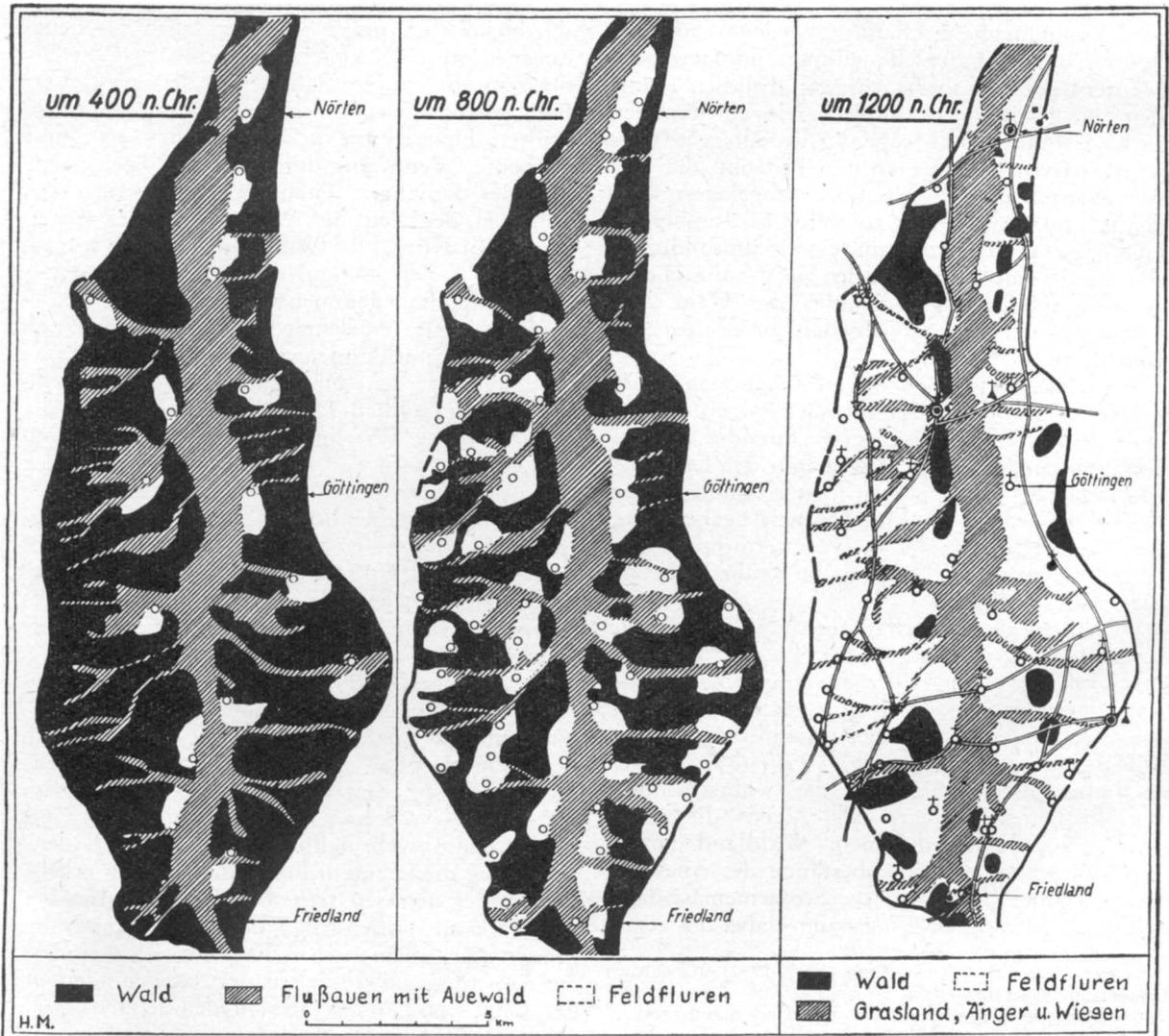


Abb. 4: Die Waldverbreitung im oberen Leinetal.

Zusammengestellt aus W. Müller-Wille (1948), Zur Kulturgeographie der Göttinger Leinetalung.

der historischen Zeit an, und seine Bildung ist in der Hauptsache erst in der großen Rodungszeit des frühen Mittelalters ausgelöst worden. Es soll damit aber keinesfalls das Vorhandensein von älterer, etwa neolithisch-bronzezeitlicher Aue-

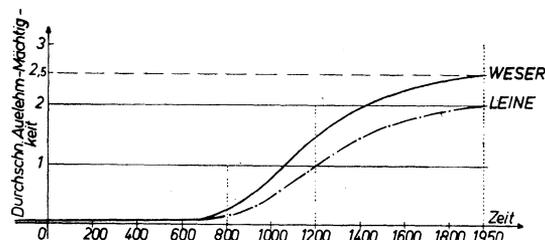


Abb. 5: Die Anwachsgeschwindigkeit des Auelehms in den Tälern der Weser und Leine, dargestellt nach der Siedlungsgeschichte

lehmabildung abgelehnt werden, doch muß bei der genauen Kenntnis der Herkunftsgebiete die Entstehung der einheitlichen Auelehmdecken Niedersachsens zeitlich in das frühe Mittelalter, die Zeit der Zurückdrängung des Waldes, gestellt werden.

**Zusammenfassung.** Von der Rißeiszeit bis heute sind in den Tälern der niedersächsischen Flüsse drei große Akkumulationsperioden mit Sicherheit nachzuweisen. Die größte Aufschüttung, deren Reste die Mittelterrassen darstellen, erreichte eine Mächtigkeit von etwa 20 m. Ob der Rißeiszeit mehrere Akkumulationsperioden zuzuordnen sind, kann nach den Beobachtungsergebnissen von der Weser und Leine noch nicht mit Sicherheit entschieden werden, doch nimmt H. Poser (1950) für die Oker eine Akkumulationsphase für die späte Rißeiszeit an. Nach der Art der Verknüpfung der Mittelterrassenschotter der Leine und Weser mit den fluvio-glazialen Ablagerungen der Reiß(Saale)-Vereisung kann nach dem Rückzug des Eises eine größere Akkumulation an der Weser und Leine nicht mehr stattgefunden haben. Vielmehr bestätigten neuere Beobachtungen im Werratal, daß nach der Aufschüttung des Materials, aus dem die Mittelterrasse der Werra aufgebaut ist, und zwar die der Leine- und Weser-Mittelterrasse entsprechende Terrasse, der Talboden wieder tiefer gelegt worden ist. Die Akkumulationszeit fällt auch dort in die Zeit vom Früh- bis Hochglazial der Reiß-Kaltzeit, also in einen Zeitschnitt großer solifluidaler Bewegungen und Schuttlieferung zu den Flüssen. Nach dem Klimaschwung muß die Akkumulationszeit von der spätglazialen Erosionszeit abgelöst worden sein.

Die letzte Aufschotterungsperiode gehört der letzten Kaltzeit, der Würmeiszeit, an. Bei ihr handelt es sich im wesentlichen um eine einheit-

liche Aufschüttung von 8—10 m, deren Reste die Obere Niederterrasse darstellen. In der späteiszeitlichen Erosionszeit wurde dann im Schotterkörper der Niederterrasse die Untere NT herausgebildet. Diese tiefste, aus Schottern aufgebaute Terrassenstufe war an den meisten (auelehmablagernden) Flüssen bis zum Beginn ihrer Überdeckung durch den Auelehm der Talboden. In junger, historischer Zeit wurde dann durch die beginnende Umwandlung der Naturlandschaft zur Kulturlandschaft durch den Menschen die jüngste, noch heute andauernde Akkumulationsperiode ausgelöst und ständig durch die weitere Entwaldung (Rodung) und Beackerung des Landes gefördert. Bei dieser Akkumulation wurden entgegen den eiszeitlichen Aufschüttungen keine Schotter, sondern nur noch Feinmaterial, nämlich Auelehm, abgelagert. Doch nur die Flüsse Niedersachsens lagern den Auelehm ab, deren Einzugsbereich südlich der Lößgrenze liegt. Daß diese Auelehmabildung auch vom Gefälle des Flusses abhängt, wurde gezeigt. Aus diesem Grunde bestehen die jüngsten alluvialen Bildungen der Harzflüsse nicht aus Auelehm, sondern aus groben Sanden und auch Schottern. Wie nach jeder Überschwemmung der Talauie beobachtet werden kann, ist die jüngste Akkumulationsphase des Auelehms noch nicht abgeschlossen. Da nun aber gleichzeitig das Bett des Flusses tiefer unter die Oberfläche des Talbodens, schon allein durch das Anwachsen der Auelehmdecke, zu liegen kommt, muß diese Aufschüttung immer geringer werden und bei Fortbestehen der jetzigen Umstände allmählich ganz aufhören.

#### Literatur.

- Büdel, J., Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundsch. Bd. 34, H. 7/8, 1944.
- Büdel, J., Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissensch., 1949, H. 4/5.
- Dewers, F., Das Diluvium. In: Dewers, Gripp, Overbeck, Das Känozoikum in Niedersachsen. Oldenburg, 1941.
- Gruppe, O., Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehung zu den Eiszeiten. Z. d. D. Geol. Ges. LXI, 1909, M—B.
- Gruppe, O., Die Flußterrassen des Wesergebietes in ihrer Altersbeziehung zu den Eiszeiten. Z. d. D. Geol. Ges., Bd. 64, 1912.
- Hövermann, J., Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. Pet. Mitt. H. 3, 1950.
- Jäger, H., Die Entwicklung der Kulturlandschaft im Kreis Hofgeismar. Ungedruckte Diss. Göttingen 1950.
- Mensching, H., Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. Göttinger Geogr. Abh. H. 4, 1950 a.
- Mensching, H., Das Verhältnis der Weser-Niederterrasse zum Aller-Urstromtal. Neues Archiv f. Niedersachsen. H. 17, 1950 b.
- Mensching, H., Entstehung und Verbreitung des Auelehms in Niedersachsen. (Manuskript), 1950 c.
- Müller-Wille, W., Zur Kulturgeographie der Göttinger Leinetalung. Göttinger Geogr. Abh., H. 1, 1948.

Natermann, E., Zur Geologie der Wesermarsch oberhalb Achim. Abh. Nat. Ver. Bremen, Bd. 31, H. 1, 1939.

Natermann, E., Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung des Wesertales. Arch. f. Landes- u. Volkskde. von Niedersachsen. Bd. 1941, H. 9.

Poser, H., Die Niederterrassen des Okertales als Klima-zeugen. Abh. d. Braunsch. Wiss. Ges. II, 1950.

Spreitzer, H., Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. Jb. d. Geogr. Ges. Hannover, 1931.

Troll, K., Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. d. Landes- u. Volkskunde 24/4, Stuttgart, 1926.

Woldstedt, P., Das Eiszeitalter, Stuttgart, 1929.

Woldstedt, P., Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, 1950.

## FROSTGEFÄHRDETE GEBIETE IN DER BAAR, EINE KLEINKLIMATISCHE GELÄNDEKARTIERUNG

H. Aichele\*)

Mit 2 Abbildungen.

In den Jahren 1948 und 1949 traten im Zentrum der zwischen Schwarzwald und Schwäbischem Jura gelegenen Baar, deren kaltes Klima seit jeher bekannt ist, schwere Spätfröste auf, die große Ertragsverluste an Kartoffelbeständen zur Folge hatten. Der Frost wirkte sich deswegen besonders empfindlich aus, weil er sehr spät auftrat, als die Kartoffelstauden in ihrer Entwicklung schon weit fortgeschritten waren.

### 1. Die morphologischen und klimatischen Gegebenheiten.

Die letzte Ursache der Frostschäden liegt in der Morphologie der Baar. Diese Landschaft stellt eine Hochmulde mit 700 bis 800 m durchschnittlicher Meereshöhe dar und ist nach Norden offen. Ihre Gesamterstreckung von Westen nach Osten beträgt 25 km, von Norden nach Süden 26 km. Das Zentrum bildet der Zusammenfluß von Brigach und Breg zur Donau. Hier hat sich ein alluvialer Schwemmfächer gebildet, welcher der Donau auf ihrem Weg nach Osten zum Durchbruchstal durch den Jura auf 15 km Luftlinie ein Gefälle von nur 0,67‰ ermöglicht. Dieses ebene, feuchte und auf großen Strecken moorige Gelände ist das bedeutendste Entstehungsgebiet der spät auftretenden Bodenfröste. Nach Kaempfert (1) bilden feuchte Wiesen und mooriges Gelände allgemein Zonen hoher Frostgefährdung, dagegen zeigen Äcker, wenn sie nicht gerade frisch gepflügt sind, nur geringe Frostanfälligkeit. Ebenso wenig neigen ausgedehnte Waldgebiete zur Ausbildung örtlicher Frostzonen. In der Baarmulde kommt als zweiter frostbegünstigender Faktor hinzu, daß die angrenzenden Hänge zumindest in ihren unteren Teilen vielfach Wiesen tragen. Auch dort bildet sich nachts durch sog.

Grasfrost kalte Luft (Sauberer, 2), die zu den tiefsten Stellen im Gelände ungehindert abfließen kann.

Die hohe Nebelhäufigkeit im Zentrum der Hochmulde läßt erkennen, daß die nachts sich bildende oder einfließende Kaltluft sehr lange liegen bleibt. Der wenige Kilometer ostwärts Donaueschingen am Rande dieses Riedgebietes gelegene Ort Pföhren hat im Jahresdurchschnitt 74 Nebeltage (Mittel 1925—1929). Der Mittelwert (1881—1930) für Donaueschingen liegt bei 59, der Reichsdurchschnitt jedoch bei 30 bis 40 Nebeltagen im Jahr. Da die Hochmulde für die Kaltluft keinen Abfluß hat, wird in den tiefsten Lagen das Pflanzenwachstum sehr gehemmt, und die Fröste treten oft noch mitten in der Vegetationsperiode auf. Aus langjährigen Beobachtungen ergibt sich, daß das Wachstum der landwirtschaftlichen Kulturpflanzen in der Baarniederung im Mittel um den 12. April, vier Wochen später als in der nur 50 km westlich gelegenen Rheinebene einsetzt (King, 3). Selbst der nur 25 km entfernte, aber auf der Luvseite des Schwarzwaldes gelegene Ort Triberg hat bei gleicher Meereshöhe eine um 0,4°C höhere Jahresmitteltemperatur als Donaueschingen. Fischer (4), ein langjähriger Beobachter des Lokalklimas der Baar, hat im Anschluß an Köppen folgende Definition gegeben: „Das Zentrum der Baar bildet eine Kälteinsel inmitten milderer Umgebung.“

Für die Landwirtschaft sind diese klimatischen Gegebenheiten sehr hemmend. Besonders die Kartoffel wird beeinträchtigt, obwohl Großklima und Boden ihr in weiten Teilen der Baar günstige Wachstumsbedingungen bieten. Da die Kartoffel, neuerdings die Pflanzkartoffel, eine wichtige Verkaufsfrucht der Bauern dieses Gebietes darstellt, wirken sich die Schädigungen durch Spätfröste besonders empfindlich aus. Die Wachstums-

\*) Aus dem Staatlichen Forschungs- und Beratungsinstitut für Höhenlandwirtschaft in Donaueschingen (Direktor Prof. Dr. Knoll).