

- WEISSERMEL, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teils der subherzynen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete. — Abh. pr. geol. L. A. N. F. H. 125, 93 S., 4 Taf., Berlin 1930.
- WOLDSTEDT, P.: Die Strahlungskurve von Milankovitch und die Zahl der Eis- und Zwischeneiszeiten. — Geol. Rdsch. 35, S. 23—25, Stuttgart 1947.
- ZARUBA-PFEFFERMANN, Q.: Längsprofil durch die Moldauterrassen zwischen Kamauk und Weltrus. — Mitt. Tschech. Akad. Wiss. Jg. 52, Nr. 9, S. 1—36, Prag 1942.
- ZARUBA-PFEFFERMANN, Q.: Periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Prag. — Mitt. Tschech. Akad. Wiss. Jg. 53, Nr. 15, S. 1—33, Prag 1943.
- ZEBERA, K.: Devět sprašových pokryvů fosilními půdními s typy pod "Novou horou" na lišenském katastru u Brna. (Neun Lößdecken mit ihren fossilen Bodentypen am Abhang des „Neuen Berg“ in der Gemarkung Lösch bei Brünn). — Příroda 36, Brünn 1943.
- ZOTZ, L. F. & VLK, W.: Das Paläolithikum des unteren Waagtales. — Quartär 2, S. 65—101, Berlin 1939.
- ZOTZ, L. F.: Wiederauflebende Urgeschichtsforschung im fränkischen Jura. — Kosmos 44, S. 54—58, Stuttgart 1948.

Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen

Von Konrad Richter, Hannover, Amt für Bodenforschung. Mit 5 Abb.

In der norddeutschen, morphologisch sehr mannigfaltigen Jungmoränenlandschaft liegen die Sedimente der letzten Eiszeit im allgemeinen noch ziemlich unverändert am ursprünglichen Ablagerungsort. Das Altmoränengebiet muß früher ein ähnlich bewegtes Relief gehabt haben. Heute ist es sehr stark eingeebnet. GRIPP wies besonders darauf hin. Es wären daher im nördlichen Niedersachsen eine große Menge von Umlagerungssedimenten zu erwarten, sozusagen eine Landschaft, die im Schutt ertrunken ist. Wir müßten auch zu derselben Auffassung kommen, wenn wir uns aus dem mitteldeutschen, beziehungsweise süddeutschen nicht vereist gewesenen Gebiet in die norddeutsche Altmoränenlandschaft begeben, denn im nicht vereist gewesenen Gebiet liegt nach den Untersuchungen von BÜDEL, GALLWITZ, KESSLER, SOERGEL, K. SCHMID, TROLL und vielen anderen eine Menge periglazialer Ablagerungen, oft nach Art von Pseudomoränen vor, die Ähnliches im Altmoränengebiet erwarten ließen. Auf den geologischen Spezialkarten 1 : 25 000 des Altmoränengebietes im nördlichen Niedersachsen, etwa auf den Blättern um Bremen, ist nichts dergleichen eingetragen. Wir fragen uns: sind wirklich außer den Talsanden und holozänen Sedimenten keine älteren Umlagerungen vorhanden?

DEWERS (1941) schreibt zu dieser Frage sehr kraß: „Ganz allgemein kann gesagt werden, daß am Fuße von Hängen, wo man eigentlich eine Anhäufung von Fließerden vorfinden müßte, meist unter einer dünnen, durch die Pflanzenwurzeln entschichteten Decke sofort geschichtete Bildungen anstehen. Zum mindesten müssen also die anderen Transportmittel, fließendes Wasser und Wind, zur restlosen Entfernung aller Fließerdeanhäufungen ausgereicht haben.“ An anderen Stellen derselben Arbeit finden sich indes auch zahlreiche Hinweise auf periglaziale Umlagerungen. Die sehr negative Stellungnahme von DEWERS ist aus der mitteldeutschen Perspektive überraschend, und wir fragen: sind vielleicht manche Periglazialsedimente so schwer indentifizierbar, daß sie bisher nicht als solche erkannt wurden? Immerhin haben alle bisher im Altmoränengebiet kartierenden Geologen übereinstimmend berichtet, daß die Abgrenzung z. B. der

Talsande wegen der jüngeren Umlagerungen und Überlagerungen außerordentlich schwierig sei.

Bei eigenen Kartierungsarbeiten im Hümmling fiel mir als erstes auf, daß der dortige Geschiebelehm, abgesehen von der Entkalkung, stellenweise ein anderes Aussehen hatte als jener der Jungmoränengebiete. An solchen Punkten war der Geschiebelehm sandiger und vor allem stark horizontalstreifig. Diese Streifen verliefen völlig horizontal, während ähnliche im Jungmoränengebiet meist mehr oder weniger wellig und unruhig, zumindest nicht so außerordentlich horizontal lagen. Derartige Vorkommen fanden sich nie mitten auf der Hochfläche, sondern nur randlich, beziehungsweise am Rande von Senken. Dabei war eine Geländeneigung gegenüber der Hochfläche noch kaum erkennbar und betrug nur etwa $2-5^\circ$.

Andererseits wurde der Geschiebelehm in solcher Plateaurandlage oft sandiger, kiesiger, ging in kryoturbate Kiespakete und schließlich weiter senkenabwärts in eine Steinsohle über, die nur aus einer einzigen Steinlage bestand. Am befremdlichsten waren wohl Aufschlüsse, in denen ein kaum anlehmiger, schichtungsloser, mittel- bis grobkörniger Sand scheinbar regellos verteilt Diluvialgeschiebe enthielt, oder wo in einem schichtungslosen Sand mehrere völlig horizontale Steinlagen sohlenförmig in einigen Dezimeter Abstand übereinander auftraten.

Sieht man von seltenen Aufschlüssen mit mehreren übereinander liegenden Steinsohlen ab, so ist eine oberste, meist unter 20 bis 40 cm Flugsandhaut begrabene Steinsohle im gesamten Altmoränengebiet des nördlichen Niedersachsen außerordentlich weit verbreitet. Bei der Übersichtsaufnahme des Blattes Neu-Arenberg im Hümmling wurde sie soweit wir möglich mitkartiert. Es ergab sich, daß sie die NO—SW verlaufenden langen Geschiebelehmücken in bis zu mehrere Kilometer breitem Saum umzog. Dabei war die Steinsohle in der Nähe des Geschiebelehms, also noch ziemlich auf der Höhe der Rücken, mehrere Dezimeter mächtig, nahm dann hangabwärts an Dicke ab und bestand weiterhin nur aus einer einzigen Steinlage. Es kann sich also nicht einfach um das örtliche Relikt eines Geschiebelehmes handeln, dessen feinere Komponenten fortgeschlämmt wurden, sondern die Ausdünnung hangabwärts bei meist sehr geringer Neigung von nur 2 bis 5° weist auf seitlichen Transport hin. Diese Annahme konnte durch Einregelungsmessungen gestützt werden. An mehreren Stellen, wo die Steinsohle nur aus einer einzigen Steinlage bestand, wurden zunächst je 50 Längsachsen der Steine in ihrer Richtung eingemessen. Dabei ergaben sich z. T. überraschend deutliche Maxima der Einregelung. Am auffälligsten waren diese Verhältnisse an einer flachen Kuppe NO von Lorup. Hier war die Einregelung schon ohne Mes-

sungen meist sehr klar erkennbar (Abb. 1). Das Maximum ist außerordentlich spitz. Es zeigte sich, daß die Längsachsen radial um die Kuppe angeordnet waren. Später wurde auch in dickeren Steinsohlen stets eine deutliche Einregelung festgestellt, was nach DÜCKER's Untersuchungen (1933, Tafel 29, Fig. 1) auch durchaus zu erwarten war. Im allgemeinen fielen die Einregelungsmaxima umso breiter aus, je flacher die Hangneigung war. In mächtigeren Steinsoh-

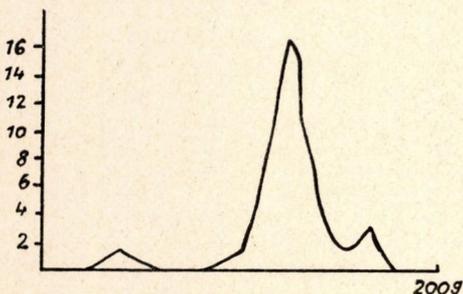


Abb. 1. Einregelungsdiagramm aus einer Steinsohle unter Flugsandhaut. Südfuß einer flachen Kuppe NO Lorup (Hümmling).

len mit deutlichen Brodelerscheinungen wurden meist keine Messungen durchgeführt, da hier nur Serienmessungen ein klares Bild ergeben.

DEWERS (1941) schreibt zur Frage der Steinsohlenbildung: „Die regionale Verbreitung der Steinsohle über allen zutage ausgehenden sandigen Bildungen in NW-Deutschland bis hinein in den westlichen Teil der Lüneburger Heide und die zahlreich in dieser Steinsohle vorkommenden Windkanter beweisen, daß es wenigstens eine, möglicherweise auch mehrere Perioden verstärkter Einwirkung des Windes auf die oberen Bodenschichten gegeben hat. Diese Zeit kann wegen der dann lückenlosen Vegetationsdecke nicht zwischeneiszeitlich gewesen sein, sondern muß in eine glaziale Periode verlegt werden.“ Trotz eifrigen Suchens habe ich in typischen Steinsohlen des Hümmling, der Wildeshausen-Syker Geest und des Kreises Winsen a. d. Luhe nicht einen einzigen Windkanter gefunden, was umso mehr überraschte, als die Steinsohlen meist unter einer Flugsandhaut begraben lagen. Windkanter fanden sich dagegen zahlreich in den Ausblasungspflastern von Dünengebieten. Damit will ich die Angaben von DEWERS und DÜCKER keineswegs anzweifeln. Die Bedeutung des Windes bei der Bildung von Steinsohlen scheint mir danach aber doch im allgemeinen geringer gewesen zu sein, als aus dem Zitat herausgelesen werden könnte.

DÜCKER (1933) hat sich eingehender mit dieser Frage beschäftigt. Nach ihm kann „die Entstehung der Steinsohle nicht durch einfache Deflation erfolgt sein. Die \pm streifenartige Anordnung der Geschiebe ließ erkennen, daß das gesamte Steinsohlenmaterial von in der Nähe befindlichen Moränenkuppen in brodelnder Bewegung hangabwärts wanderte und gleichzeitig einer starken Deflationswirkung unterworfen war.“ Da die Ausbildung der Windkanter immerhin einige Zeit der Ruhelage vor der Verbrodelung erfordert, wäre ich eher geneigt, den Vorgang in zwei Phasen zu zerlegen, in eine trockene, kalte, mit vorherrschender Windwirkung und eine feuchtere der Fließerde- bzw. Steinsohlenbildung. Die Windkanterbildung müßte voran gegangen, ja vielleicht schon an die Schlußphase einer vorhergehenden Kaltzeit zu setzen sein. Natürlich können sich an

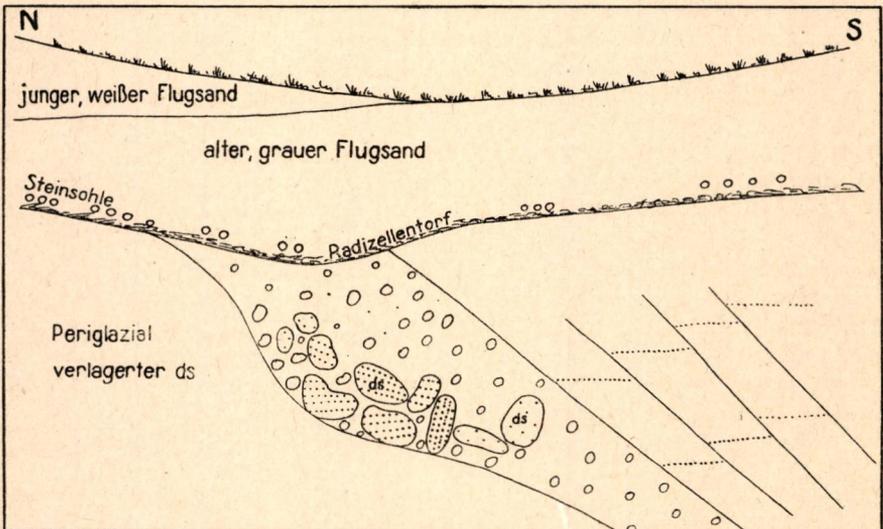


Abb. 2: Steinsohle, die über einer Frostspalte etwas abgesackt ist. Am Fuß des Schwarzen Berges in Gehlenberg (Meßtischblatt Neuareenberg).

der Oberfläche der Steinsohle auch noch Windkanter in einer dritten Phase gebildet haben. Letzteres wird durch die Untersuchungen SIMON's (1937) wahrscheinlich, der in Fortsetzung einiger Beobachtungen von DÜCKER (1933) Windkanterbildung noch bis zum Rand des jüngeren Frankfurter Stadiums feststellte. Die Phase des Erdfließens dürfte jeweils eine feuchtere, die der Windkanterbildung eine trockenere gewesen sein.

Gewisse Hinweise auf den Klimacharakter zur Zeit der Steinsohlenbildung vermögen vielleicht die Aufschlußverhältnisse vom Schwarzen Berg bei Gehlenberg (Meßtischblatt Neuaerenberg) gestatten (Abb. 2). Die Steinsohle geht hier über eine Frostspalte hinweg. Letztere ist dadurch besonders interessant, daß in ihr außer Diluvialkies eine große Menge bis zu kopfgroßer Sandgerölle liegt. In ihnen ist die ursprüngliche Schichtung noch erhalten und steht jetzt in einzelnen Geröllen senkrecht. Derartige „Sandgerölle“ können nur in gefrorenem Zustande in die Spalte gestürzt sein. Über dieser Spalte ist die Steinsohle etwas nach unten durchgebogen. Das dürfte durch späteres Zusammensacken der Frostspaltenfüllung bedingt sein. Wahrscheinlich enthielt sie außer dem Schutt von Kies und Sandgeröllen noch Eiszement, das erst nach Überlagerung durch die Steinsohle ausschmolz und das Nachsacken der letzteren verursachte. Demgemäß müßte die Steinsohlenbildung über Dauerfrostboden erfolgt sein. Bemerkenswert ist in dem Profil noch eine bis maximal 10 cm mächtige torfige Lage direkt unter der Steinsohle. Herr Prof. THOMSON war so freundlich, eine Probe hiervon sowie gleichartige von anderen Stellen pollenanalytisch durchzusehen. Im vorliegenden Falle handelt es sich um einen Radizellentorf mit Pollen einer Tundrenvegetation. In gleichartigen Proben war es stets ebenfalls Radizellentorf, aber fast jedesmal mit anderem, z. T. ausgesprochen wärmezeitlichem Pollenbestand. Bei Schorlingbostel (NO Bremen) war ferner eine Steinsohle aufgeschlossen, die von einem derartigen Radizellentorf gekreuzt wurde, und in anderen Fällen war eine solche Kreuzung nicht direkt aufgeschlossen, aber zu vermuten. Es handelt sich also wahrscheinlich um eine Wurzelverfilzung an der Oberkante des bodenkundlichen Illuvialhorizontes. Diese verortete Oberkante fällt sehr oft mit der Steinsohle zusammen. Die Pollen in diesem Wurzelfilz dürften demgemäß sekundär verschlämmt sein. So ist ihre verschiedenartige Beteiligung an solchen Wurzelfilzen, die echten Torfen sehr ähnlich sehen können, verständlich. Jedenfalls sagen sie wenig über das Alter der überlagernden Steinsohle aus, höchstens insofern, als die Steinsohle im vorliegenden Falle mindestens älter sein muß als die jüngste hier möglich gewesene Tundrenvegetation.

Schon DEWERS (1941) wies darauf hin, daß derartige Steinsohlen bis in die Lüneburger Heide hinein vorkommen. In den Böden des Warthe-Stadiums, z. B. im Kreise Harburg, sind sie weit verbreitet. Dagegen habe ich sichere, regional verbreitete Steinsohlen des vorgenannten Typus nicht mehr im Gebiet der Weichselvereisung gefunden. Auch die Darstellungen von DÜCKER (1933) dürften zu dieser Auffassung passen. Sollte sich diese Beobachtung weiterhin bestätigen, so wäre die oberste weitverbreitete Steinsohle als periglaziales Äquivalent der Weichselvereisung zu deuten, wozu voriges Ergebnis, also älter als die jüngste Tundrenvegetation, gut passen würde. Dabei scheint die Steinsohle in erster Linie ein Produkt der Tjåle-Solifluktion im Sinne TROLL's (1944) zu sein.

Die Bildung klarer, voll entwickelter „Brodeltöpfe“ mit kiesigem Material, wie sie in der Übergangszone von echtem Geschiebelehm zu Steinsohlen im Bereich der saaleeiszeitlich abgelagerten Böden oft auftreten, scheint dagegen nicht bis auf die Böden des Warthe-Stadiums herauf zu reichen. Jedenfalls habe

ich die diesbezügliche, auf der Tagung der deutschen Quartärvereinigung, Hannover 1948, mitgeteilte Beobachtung von L. HECK bisher auch bestätigt gefunden. Schwach entwickelte „Brodel“-Erscheinungen sind indes noch im Gebiet des Jungmoränengebietes zu beobachten.

Die Steinsohlenbildungszeit dürfte nach dem Vorgesagten in erster Linie die Weichseleiszeit im damals periglazialen Altmoränengebiet sein, die Brodelbildungen, z. B. in der Wurzelzone der Steinsohlen, dagegen im Wesentlichen warthe-stadial auf saaleeiszeitlichen Böden. Bei weiterer Bestätigung dieser Beobachtungen hätten wir somit zwei wichtige chronologische Indikatoren im nord-deutschen Altmoränengebiet.

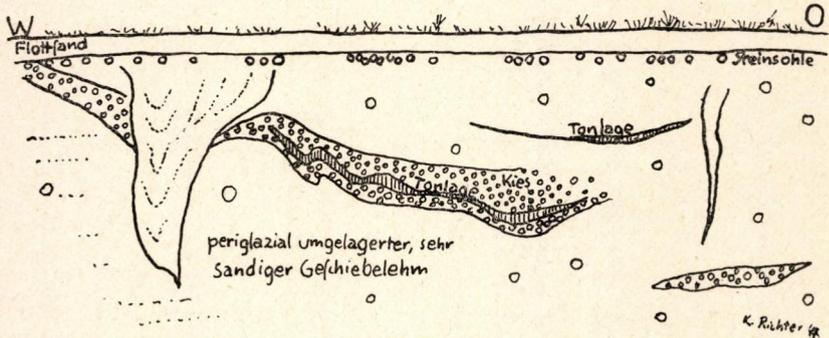


Abb. 3: Sandgrube NW Wachendorf (Meßtischblatt Riede). Periglazial umgelagerter, an Ton und Kristallin verarmter Geschiebelehm mit Frostspalten unter Steinsohle und Flottsand. Der „Geschiebelehm“ geht nach W in schwach geschichteten, steinfreien Sand über.

Vielleicht sind auch die Frostspalten im nördlichen Niedersachsen chronologisch auswertbar. Die sekundär schräg gestellte Frostspalte unter der Steinsohle von Abb. 2 mag selbst schon in Fließerdessanden liegen. Während das hier nicht sicher entscheidbar ist, muß aber Abb. 3 in diesem Sinne gedeutet werden. In Wickenhausen (Meßtischblatt Bassum) beobachtete ich eine kleinere Frostspalte unter periglazialen Umlagerungen. Alle diese Beispiele stammen aus einem Gebiet, wo saaleeiszeitliche Glazialablagerungen im allgemeinen die Oberfläche der Landschaft bilden. Im Bereich des Warthe-Stadiums habe ich bisher Frostspalten nur unter periglazialen Umlagerungen gesehen, sodaß sich hiermit auch eine Gliederungsmöglichkeit ergeben könnte, falls die Beobachtungen des Verfassers durch weitere, gleichartige ergänzt werden.

Nach diesen Ergebnissen schien es notwendig, die Bildungsweise des vorerwähnten, stark horizontal gestreiften Geschiebelehms in der Übergangszone von normalem Geschiebelehm zum Steinsohlensaum näher zu untersuchen. Besonders gute Lösungsmöglichkeiten mochte ein Geschiebelehmaufschluß SO von Syke bei Harmissen bieten. Er lag am Rande der Geesthochfläche zu einer Senke. Die obersten 1,6 m des Geschiebelehmes waren stark horizontal geschichtet, die unteren 1,5 m hatten das Aussehen eines normalen Geschiebelehmes. Einregelungsmessungen der Geschiebe ergaben im unteren Teil ein gutes Maximum in Richtung der vermuteten Bewegungsrichtung des saaleeiszeitlichen Nordsee-gletschers (Abb. 4, gestrichelt), wie aus der Längserstreckung benachbarter Rinnentäler und Oser zu erschließen war. Diese Richtung stimmt mit anderen Einregelungsmaxima in Geschiebelehmaufschlüssen der Hochfläche überein. Die

Messungen im oberen, horizontalstreifigen „Geschiebelehm“ ergaben dagegen ein doppeltes Maximum (Abb. 4, ausgezogen), wobei das kleinere dem vorgenannten entspricht, während das größere mehr in NS-Richtung verschoben ist. Letzteres entspricht der örtlichen größten Neigung des flachen Hanges, der hier durch postsaaleiszeitliche Erosion geschaffen sein dürfte. Weitere derartige Messungen im nördlichen Niedersachsen von Meppen bis Winsen an der Luhe ergaben, daß die Einregelung der Geschiebe in einem normal aussehenden Geschiebelehm fast stets mit der vermutlichen Eisbewegungsrichtung identisch

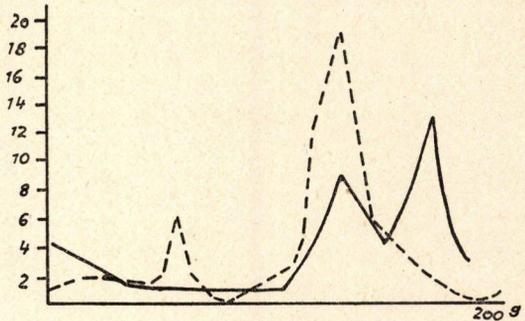


Abb. 4: Einregelungsdiagramme der Steine im Geschiebelehm SO von Harmissen (Meßtischblatt Vilsen). Gestrichelt = Messungen im tieferen Teil der Aufschlußwand; ausgezogen = Messungen im horizontal gebänderten und wahrscheinlich periglazial umgelagerten Geschiebelehm des oberen Teiles der Aufschlußwand.

war. Die Einregelung im stark horizontal gebänderten „Geschiebelehm“ erwies sich stets als gleichsinnig mit der lokalen Gehängeneigung. Das spricht für eine sekundäre Umlagerung des horizontal gebänderten „Geschiebelehmes“.

Die Unterkante des normal aussehenden Geschiebelehmes unterliegt im Bereich zwischen Meppen und dem Wesertalrand im allgemeinen nur langsamen regionalen Schwankungen der Höhenlage über NN. Eine Ausnahme hiervon machen wieder die gebänderten Geschiebelehme, die oft viele Meter tiefer auftreten, als örtlich die Unterkante des Geschiebelehmes zu erwarten wäre. Sehr viele derartige Vorkommen sind am Südrand der Lesumer Geest nördlich Bremen zu beobachten. Aber auch an den Talrändern innerhalb der dortigen Geesthochfläche kommen derartige Verhältnisse vor. Ein typisches Beispiel ist SW von Brundorf. Der Geschiebelehm bildet hier die Hochfläche, während die Täler in den „Lauenburger Ton“ eingeschnitten sind. An der genannten Stelle findet sich plötzlich eine große Sandgrube in einer Höhenlage über NN, wo gemäß den Verhältnissen der Nachbarschaft „Lauenburger Ton“ zu erwarten wäre. Der Sand dieser Grube ist schwach anlehmig und enthält scheinbar regellos verteilte Geschiebe wie ein Geschiebelehm. Außerdem treten in dem über acht Meter tiefen Aufschluß zahlreiche horizontale Bänder auf, wie in dem vorgenannten gebänderten „Geschiebelehm“, nur in etwas größerem Abstand. Bei näherer Betrachtung muß man zu dem Schluß kommen, daß es sich um ein gleichartiges, nur noch etwas tonärmeres Sediment handelt. Das ganze Vorkommen macht den Eindruck einer aus geschiebeführendem, anlehmigem Sand bestehenden Pseudogletscherzunge, die vom Plateaurand über den „Lauenburger Ton“ bis zur Talsohle hinab reicht. In diesem von S nach N ziehenden Pseudogletscher stellen die horizontalen Sandbänder die Scherflächen dar. Auch aus dieser Perspektive erweist sich der horizontal gebänderte „Geschiebelehm“ als ein späteres Umlagerungsprodukt.

Dieses letztgenannte Vorkommen von „Pseudogeschiebelehm“ zeigte bereits ohne nähere Untersuchung eine auffällige Verarmung an kristallinen Geschieben zugunsten z. B. einer relativen Anreicherung an Feuerstein. Bei den Diluvialstudien im Bereich zwischen Meppen und Winsen a. d. Luhe wurden ca. zweihundert Geschiebeaufsammlungen von je ca. 150 Stück gemacht. Aufgelesen

wurde aus kleiner Fläche jeder Stein in der Größe zwischen etwas mehr als Erbsen- und etwas kleiner als Hühnereigröße. Gleichartige Aufsammlungen waren schon früher vom Verfasser in größerer Zahl im Jungmoränengebiet gemacht worden. Dort erfolgte die Aufsammlung zunächst in Form der Probenentnahme nach der dänischen Steinzählungsmethode, da hierbei am besten der subjektive Fehler ausgeschaltet wird. Erst nach einiger Übung und mehrfachen Kontrollversuchen wurde zu dem vorgenannten vereinfachten Verfahren übergegangen. Bei der Durchsicht der Auszählungen zeigte sich, daß in den Aufsammlungen aus horizontal gebändertem „Geschiebelehm“ der Quotient aus Quarzgeröllen durch Gesamtmenge der kristallinen Gerölle fast stets erheblich größer war als aus normalem Geschiebelehm. Offenbar hatte eine starke Verarmung in Kristallin stattgefunden. Bereits bei früheren Aufsammlungen im Jungmoränengebiet war der vorgenannte Quarzkoeffizient jeweils ausgerechnet worden in der Hoffnung, aus besonderen Quarzanreicherungen etwa Rückschlüsse auf in der Nachbarschaft anstehendes Jungtertiär machen zu können. In dieser Hinsicht wurde kein positives Resultat erzielt. Die Koeffizienten blieben im Gegenteil sowohl aus Geschiebemergel, wie Diluvialkies, wie Ackeraufsammlungen sowie aus umgelagertem Strandkies überraschend gleichartig. Eine Anzahl Durchschnittszahlen sind in nachstehender Tabelle wiedergegeben. Dabei ist Q/K der Quarzkoeffizient, d. h. das Verhältnis von Quarzgeröllen zur Gesamtmenge der kristallinen Geschiebe und F/K der Feuersteinkoeffizient, d. h. das Verhältnis von Feuersteingeschieben zur Gesamtmenge der kristallinen Geschiebe:

Geschiebelehm oder Geschiebemergel	Q/K	F/K	Diluvialkies, Ackeraufsammlungen und Strandkies	Q/K	F/K
Weichsel-Vereisung					
Ostpommern (Stolper Gegend)	0,056	0,0	Ostpommern (Stolper Gegend)	0,059	0,0
Mittelpommern (bei Stettin)	0,05	0,04	Mittelpommern (bei Stettin)	0,05	0,04
nördliches Jütland	0,07	2,0	nördliches Jütland	0,074	3,0
südliches Jütland (Altmoränengebiet)	—	—	südliches Jütland (Altmoränengebiet)	0,69	6,2
Warthe-Stadium					
Kreis Winsen a. d. Luhe	0,059	0,34	Kreis Winsen a. d. Luhe	0,19	0,77
Saale-Vereisung					
Großblatt 1 : 100 000 Cloppenbg.-Bremen	0,07	0,67	Großblatt 1 : 100 000 Cloppenbg.-Bremen	0,17	0,81
Hannover-Garbsen (Einzelwert)	0,07	0,4	Hannover-Engelbostel-Ost (Einzelwert)	0,13	0,5

Es zeigt sich, daß der Quarzkoeffizient des Jungmoränengebietes im Geschiebemergel nur unwesentlich geringer ist als in seinen Umlagerungsprodukten. Dagegen ist der Quarzkoeffizient sowohl im Bereich des Warthe-Stadiums, wie im Bereich oberflächlich verbreiteter Ablagerungen der Saale-Vereisung in den Umlagerungssedimenten wesentlich höher als im Ausgangsmaterial. Auch dieses Ergebnis könnte übrigens darauf hinweisen, daß das Warthe-Stadium zur Saale- und nicht zur Weichsel-Vereisung zu stellen ist; besonders, wenn mehr Material aus dem Bereich des Frankfurter und Brandenburger Stadiums mit herangezogen wird.

Die stärksten Quarzanreicherungen finden sich in den oft mehrfach umgelagerten Ausblasungspflastern der Dünengebiete des Hümmlings. Dafür einige Beispiele:

	Q/K	F/K
Lorup, Ostrand	0,5	2,5
Lorup, Oster-Tannen	0,5	2,0
Gehlenberg	0,6	4,0
NO Lorup	1,0	1,2
S Haß-Berg (Bl. Neuarenberg)	2,0	?

Der Quarzkoeffizient ist auf das zehnfache und gelegentlich noch weit höher angestiegen. Sowohl in dieser wie in der vorhergehenden Tabelle ist der Feuersteinkoeffizient nicht in dem gleichen starken Maße vergrößert. Allerdings ist die Feuersteinführung auch des Ausgangsgeschiebemergels sehr viel ungleichmäßiger, lokal bedingter als beim Quarz.

Einige Beispiele von horizontal gebändertem und niveaumäßig zu tief liegendem „Geschiebelehm“ zeigen zumeist eine deutliche Mittelstellung zwischen den vorstehenden extremen Quarzwerten und dem Ausgangsgeschiebelehm, beziehungsweise auch seinen gleichaltrigen Diluvialsanden:

	Q/K	F/K
nördl. Wildeshausen	0,19	0,9
Vierde	0,23	1,0
Undeloh (Kr. Winsen/Luhe)	0,23	1,1
Wickenhausen b. Bassum	0,25	2,0
Wollah (Lesumer Geest)	0,4	0,8

Selbst schon im Wildeshausener Beispiel ist die Erhöhung recht beachtlich. Sonst beträgt sie das 3- bis fast 6fache. Sie ist vor allem auch wesentlich höher als bei Diluvial-Sanden und -Kiesen, wobei fließende Übergänge selten sind und die Erhöhung der Quarzmenge statistisch mit deutlichem Sprung sichtbar wird. Eine geringe Erhöhung des Quarzkoeffizienten muß in stark verwittertem Geschiebelehm auch schon ohne Umlagerung eintreten, wenn einige kristalline Geschiebe völlig zersetzt sind. Sprunghaftes Ansteigen erfolgt aber erst bei Umlagerung.

Eine ähnliche Quarz- und Flintanreicherung fanden auch KAY und PEARCE (1920) in den interglazialen Gumbotilbildungen Nordamerikas. Die dortigen Prozentwerte sind nicht absolut vergleichbar. Versuchsweise umgerechnet, ergeben sie folgende Zahlen:

	Q/K	F/K
Nebraskan Gumbotil	1,8	1,0
Kansan Gumbotil	4,0	2,5
Kansan Till, entkalkt und oxydiert	0,3	0,3
Kansan Till, nicht entkalkt aber oxydiert	0,15	0,2
Illinois Gumbotil	21,5	26,0
Illinois Till, entkalkt und oxydiert	0,85	1,1

Die Anreicherung ist hier noch intensiver, doch sind die Verhältnisse des Kansan einigermaßen vergleichbar. Die Erhöhung des Quarzkoeffizienten ist zweifellos durch Verwitterungsvorgänge des interglazialen Klimas bedingt. Da in arktischem Klima die chemischen Verwitterungsvorgänge zumeist verhältnismäßig gering sind, dürfte die Quarzanreicherung bei uns auch interglazial erfolgt sein. Die Fließerdebildung mit Scherflächen wäre dagegen in interglazialem Klima schwer verständlich. Wir müssen deshalb annehmen, daß

zur Interglazialzeit nach der Saale-Vereisung die obersten Bodenschichten stark chemisch zersetzt wurden. In einer späteren Periglazialzeit, etwa zur Zeit der Weichsel-Vereisung, entwickelten sich dann über Tjåle Fließerden, die natürlich gerade diesen verwitterten Bodenteil hangabwärts verfrachteten.

Ob die Verfrachtung in jedem Falle mit Sicherheit als Fließerde zu deuten ist, dürfte nicht immer klar zu entscheiden sein. In einzelnen Fällen bei Wildeshausen und Bassum fanden sich schwach anlehmgige Sande mit scheinbar regellos verteilten Geschieben ohne horizontale Scherflächen. Ähnlich aussehende Bildungen habe ich bereits 1927 im Brunn-Zahdener Höhenzug bei Stettin als postglaziale Verschlämmungen deuten können, die dort erst nach Beginn des Ackerbaus mit dem jährlichen Aufreißen der Vegetationsdecke durch den Pflug möglich wurden. Das Aussehen dieses Pseudogeschiebelehmes erinnert durchaus an vorbeschriebene Bildungen ohne Scherflächen (z. B. Wildeshausen). Immerhin gehört zu ihrer Bildungsmöglichkeit das Fehlen einer Vegetationsdecke, die auf natürlichem Wege eben doch durch arktisches Klima verursacht ist. Die genannten niedersächsischen Vorkommen sind so mächtig und lassen darunter nirgends begrabene Böden erkennen, so daß die Deutung als Fließerde zutreffend dürfte.

Mit der vorstehend dargestellten Methodik, also in erster Linie Einregelungsmessungen und Auszählung des Quarzkoeffizienten in geschiebelehmartigen Bildungen zu tiefer Niveaulage dürfte es in vielen Fällen möglich sein, die Geschichte der Altmoränenlandschaft verständlicher als bisher zu entschleiern. Insbesondere bekommen wir damit brauchbare Unterlagen, die Altersstellung zahlreicher Interglazialvorkommen widerspruchslöser zu deuten.

Wir können damit die nachstehende Forderung von DEWERS (1941) erfüllen: „Die älteren Autoren waren zudem über die Bedeutung des Erdfließens noch nicht unterrichtet und konnten daher die Möglichkeit, einen Teil der steinführenden, ungeschichteten Bildungen als Fließerden zu deuten, noch nicht in Betracht ziehen. Die älteren Angaben von dünnen Decken sandigen Geschiebelehms im Hangenden interglazialer Torfe oder Mergel benötigen alle eine sorgfältige Nachprüfung.“ WOLDSTEDT hat 1942 sowie auf der Tagung der deutschen Quartärvereinigung 1948 außerdem mehrfach darauf hingewiesen, daß die meisten Interglazialvorkommen in alten Schmelzwasserrinnen liegen und daß sich die fraglichen Geschiebelehmbildungen stets nur am Rande der Interglazialvorkommen, nie aber über ihrem Zentrum finden. Die geschiebelehmartigen Bildungen können aber stellenweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen und sehen einem echten Geschiebelehm so ähnlich, daß eine Entscheidung gegen die Geschiebelehmnatur zunächst sehr schwer fällt. Als Beispiel sei die nordöstlichste Grube der Ober-Oher Kieselgurwerke K.G. Bruno Westermann angeführt. Im Ostende der Abbauwand tritt ein ca. 3 m mächtiger „Geschiebelehm“ auf, der im unteren Teil stark horizontal gebändert und geflasert ist. Nach W zu geht er ohne scharfe Grenze in Diluvialsand über. Dieser Wechsel erfolgt gerade über einer gurhaltigen Beckensandauffaltung. Der unterlagernde Diluvialsand legt sich auf die Auffaltung scheinbar störungslos auf. Man gewinnt den Eindruck, daß die Auffaltung älter sei als der eben genannte Diluvialsand und der „Geschiebelehm“. Einregelungsmessungen in letzterem ergaben drei verschiedene Richtungsgruppen. Am Ostende entspricht die oberste mit 90° ungefähr der allgemeinen, sehr geringen Gehängeneigung. Das könnte hier durchaus die Richtung eines Gletschervorstoßes gewesen sein. Etwas weiter westwärts,

am Ende des „Geschiebelehm“, ist die Einregelung mit 10° ungefähr senkrecht dazu. Der unterste, flaserige „Geschiebelehm“ hat eine Einregelungsrichtung von 70° . Dieser starke Wechsel spricht für sehr lokal bedingte Verhältnisse mit dadurch stark wechselnden Reibungsverhältnissen der ehemals bewegten Massen. Sie scheinen mir am ehesten bei Ausfüllung einer kleinen Senke durch Fließerde erklärbar. Die Lokalsenke war durch die vorerwähnte Auffaltung des mit Gur verunreinigten Beckensandes gegeben. Über ihr fand die kompaktere Fließerde, von O hangabwärts kommend, ihr Ende, wobei mit der terminal größeren Reibung hier die Umregelung in rollende Bewegung der mitgeführten Geschiebe erfolgte, wie ich das früher a. a. O. prinzipiell begründete. Ähnlich dürfte auch die Richtung im geflaserten Teil des „Geschiebelehm“ deutbar sein. Eine sichere Entscheidung über die Natur des „Geschiebelehm“ ist aber mit Einregelungsmessungen an dieser Stelle nicht zu treffen. Andererseits ist der „Geschiebelehm“ sehr sandig, beziehungsweise tonarm. Der Quarzkoeffizient ist 0,1, also schon zu hoch für normalen Geschiebelehm, der etwa 0,07 haben müßte. In dem obersten, geschiebehaltigen Sand steigt der Quarzkoeffizient sogar auf 0,28. Dies ist aber eine kaum mehr als Geschiebelehmrelikt anzusprechende Bildung, in der ich in 0,60 m einen idealen Windkanter fand. Sie geht in die Steinsohlen über, die in der westlicheren Hauptgrube 0,25 als Quarzkoeffizienten haben und jenseits vom Westrand dieser Grube wieder etwas höheren Tongehalt führen, aber als Quarzkoeffizient sogar 0,4 erreichen.

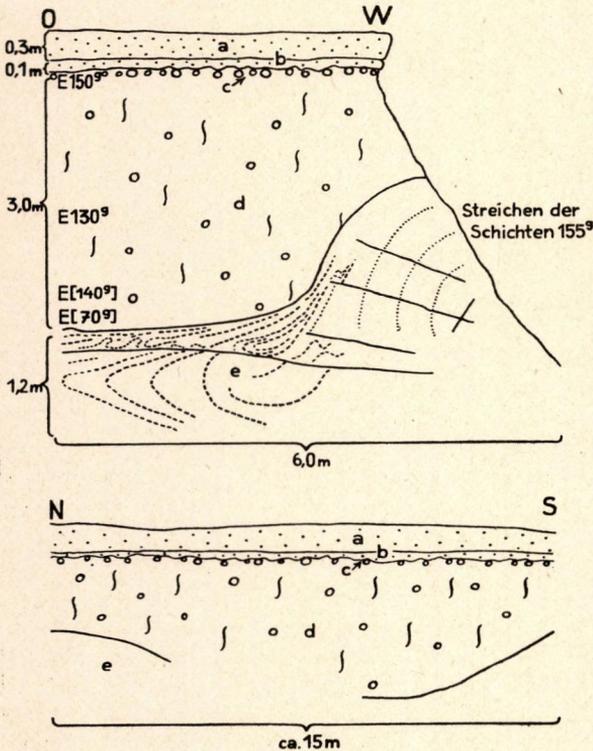


Abb. 5. Neu-Ohe, südöstlichste Grubenecke 1948. E = 130° = Einregelungsrichtung der Geschiebe.

Ähnliche Verhältnisse sind auch in der südöstlichen Grubenecke von Neu-Ohe anzutreffen (Abb. 5). Hier liegt der „Geschiebelehm“ noch deutlich in einer ca. 15 m breiten Rinne. Wieder scheint es so, als ob die Auffaltung des liegenden Diluvialsandes älter sei als der „Geschiebelehm.“ Ein echter Eisvorstoß müßte hier von O nach W gehend die Auffaltung abgeschert haben. Ein so steiles Aufsteigen der Unterkante eines echten Geschiebelehm von O nach W an der Diluvialsandfalte ist nicht sehr wahrscheinlich, selbst wenn letztere gefroren war. Wieder stellen wir einen Wechsel der Einregelungsrichtung vom Liegenden zum Hangenden fest. Erst mit der Steinsohle ist gleichfalls die Übereinstimmung der lokalen stärksten Hangneigung mit der Einregelungsrichtung erreicht. Abermals erklimmt der Quarz-

koeffizient mit 0,19 einen Wert, der für einen normalen Geschiebelehm zu hoch ist. Wiederum scheint es sich nur um die Ausfüllung einer vorgebildeten Geländedelle durch Fließerde zu handeln.

Die Entstehungsweise dieser Dellen vor Störungen wäre noch kurz zu diskutieren. Im allgemeinen werden die Schichtenauffaltungen der Kieselgurlager auf Eisdruck zurückgeführt (z. B. CARLÉ 1939), obwohl das z. B. bei Munster-Breloh von jeher auf Schwierigkeiten stieß. Prinzipiell gäbe es eine ganze Anzahl von Erklärungsmöglichkeiten, wie z. B.: 1.) Tektonik, die aber am unwahrscheinlichsten ist, da die Störungen nicht in die Tiefe fortsetzen; 2.) subaquatische Rutschungen, gegen die zumeist auch der vorerwähnte Einwand gemacht werden kann; 3.) Frostaufbruch zwischen perenner Tjäle und Winterfrostdecke; 4.) Eis-schub, wobei die entgegengesetzte Vergenz der Störungen an den beiden Talflanken nicht nur hier, sondern auch im oberen Luhetal z. B. bei Schwindebeck nicht recht ins Bild paßt und von CARLÉ vernachlässigt wird; 5.) Druck durch periglaziale Pseudomoränen, wobei man doch in häufigerem Maße eine Überlagerung durch letztere erwarten müßte und 6.) durch ungleiche Belastung, wie bei Dammschüttungen auf Moor, wofür gelegentlich das an Auffaltungen teilweise Auskeilen der Decksande bei gleichzeitiger Steilaufrichtung der letzteren an die Falten sprechen könnte.

Will man die Deckschichten von Ober- und Neu-Ohe als echte Glazialbildungen auffassen, so ist die Zahl der befremdlichen Punkte recht hoch. Es ist z. B. befremdlich, wenn auch im Einzelfalle durchaus möglich, daß:

- 1.) die Störungen z. T. an gegenüberliegenden Talrändern entgegengesetzte Vergenz haben;
- 2.) die Deckschichten nur randlich geschiebelehmartige Bildungen führen;
- 3.) die Rinnenmitte die stärksten Deckschichten ohne Geschiebelehmreste hat, obwohl die eventuelle Eisbewegung bei Ohe \pm senkrecht zur Rinne anzunehmen wäre und so eher in der Mitte ein besonders mächtiger Geschiebelehm zu erwarten gewesen wäre;
- 4.) die Auffaltungen in der Senkenmitte am stärksten sind, d. h. auch tiefere Schichten mit erfassen, die randlich ungestört sind;
- 5.) die fraglichen Moränenreste die Störungskuppen oben meist nicht abgeschert haben;
- 6.) die fraglichen Moränenreste im Gegenteil gerade in Dellen davor liegen;
- 7.) die fragliche Moräne selbst im günstigsten Falle zu sandig ist;
- 8.) die fragliche Moräne seitlich in Sand übergeht;
- 9.) die fragliche Moräne ihre Einregelungsrichtung vom Liegenden zum Hangenden sehr lokal ändert;
- 10.) die fragliche Moräne horizontalschichtig ohne nennenswerte Wellen und Störungen ist;
- 11.) die fragliche Moräne im Hangenden in noch sandigeres Material mit umgelagertem Windkanter übergeht;
- 12.) die fragliche Moräne selbst im günstigsten Falle zu hohen Quarzkoeffizienten hat.

Zwölf Punkte, die jeder allein nicht stichhaltig wären, dürften in ihrer Summierung doch nicht zufällig sein. Ich möchte sie als Indizienbeweis für die periglaziale Natur der sogenannten Deckmoräne ansehen.

Betrachtet man 0,07 als Standardwert des Quarzkoeffizienten für normalen Geschiebelehm, so fallen sämtliche Werte von geschiebelehmartigen Bildungen über Kieselgur wesentlich höher aus:

Ober-Ohe, westlich der Hauptgrube	0,4
Ober-Ohe, östlichste Grube, oberster Teil	0,28
Ober-Ohe, östlichste Grube, Ende des Gesch.-Lehms	0,26
Ober-Ohe, östlichste Grube, tieferer Teil	0,1
Neu-Ohe, Südostecke	0,19
Wiechel	0,7

Die Auswertung des Quarzkoeffizienten ist umso wichtiger, als sie auch in Profilen möglich ist, wo die Mehrzahl der vorgenannten 12 Punkte nicht belegbar ist. Da mit der auszählbaren Korngröße bis auf Erbsendurchmesser herunter gegangen werden kann, ist der Quarzkoeffizient die einzige Möglichkeit, auch erbohrte geschiebelehmartige Sedimente als Pseudogeschiebelehme deuten zu können.

Wir haben mit den dargestellten Methoden somit ein Hilfsmittel bei der Kartierung, um durch Einregelungsmessungen und Auszählen der Quarzkoeffizienten periglazial umgelagerte Geschiebelehme als solche zu entlarven und so unsere Kartendarstellungen wesentlich zu ergänzen. Außerdem erhalten wir einen Anhaltspunkt mehr bei der Altersbeurteilung von Interglazialablagerungen, die uns dringend davor warnt, die Überlagerung eines Interglazials durch scheinbaren Geschiebelehm als Tatsache der Eisüberfahung zu deuten.

Es wäre auch denkbar, mit Hilfe des Quarzkoeffizienten Beiträge zum oft umstrittenen Alter von Talsanden zu liefern. Bei Hanstedt, Kr. Winsen a. d. Luhe konnten in vier Talsandaufschlüssen z. B. hohe Quarzkoeffizienten von 0,22 und 0,5 in 2,0, beziehungsweise 1,5 m Tiefe, sowie 0,3 und 0,4 nach Schmalenfelde zu in 1,0 m Tiefe festgestellt werden, während der benachbarte Hang in den warthe-stadialen Ablagerungen 0,07 und 0,03 zeigte. Man könnte also auf eine chemisch stark wirksame Verwitterungsperiode zwischen Ablagerung der warthe-stadialen Bildungen und der Sedimentation der Talsande schließen. Die Talsande müßten demnach hier weichseleiszeitlich sein. Allerdings spielt der \pm längere Transportweg auch eine quarzanreichernde Rolle, wie aus den beiden einzigen Punkten höherer Quarzkoeffizienten im Jungmoränengebiet Ostpommerns hervorzugehen scheint. Im vorliegenden Falle dürfte der Transportweg aus der Gesamtsituation nur gering zu veranschlagen sein. Entsprechende Auszählungen wurden auch in der „Vorgeest“ südlich von Bremen gemacht; doch erscheinen die Verhältnisse hier komplizierter und bedürfen einer genaueren Untersuchung. Überhaupt ist eine Einzeluntersuchung nicht absolut entscheidend, da auch in echten Geschiebelehmen lokale Schwankungen und Verwitterungseinflüsse auftreten und die Werte ebenso in den übrigen untersuchten Sedimenten stark streuen können.

Auch zur Entscheidung über die Verwendbarkeit gut ausgebildeter, kiesiger Brodeltaschen und Eiskeilspalten in oder nur unter Periglazialablagerungen zum Zwecke der Abgrenzung des Warthe-Stadiums sind noch weitere Beobachtungen erforderlich.

Literaturnachweis

- CARLÉ, W.: Die Lagerungsstörungen in den Kieselgurgruben von Ohe (Lüneburger Heide). — Abh. Nat.-Ver. Bremen, 31, 1939.
- DEWERS, F.: Diluvium (in „Das Känozoikum in Niedersachsen“). — Geol. u. Lagerst. Niedersachsens 3. Teil, Oldenburg i. O. 1941.
- DÜCKER, A.: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt, 54, 1933.
- KAY, G. F. und PEARCE, J. N.: The origin of Gumbotil. — Journ. of Geology, 28, 1920.
- RICHTER, K.: Stratigr. u. Entwicklungsgesch. mittelpomm. Tertiärhöhen. — Abh. u. Ber. Pomm. Natf. Ges. 1927.
- SIMON, W. G.: Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. — Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck, 39, 1937.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion u. Frostklimata der Erde. — Geol. Rundschau, 34, 1944.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. — Ber. Reichsamtes f. Bodenf. Wien, 1942.

Die geologische und archäologische Stellung des altpaläolithischen Fundplatzes Markkleeberg bei Leipzig

Von Rudolf G r a h m a n n, Bielefeld. Mit 3 Abb.

Die im Jahre 1895 durch den Leipziger Geologen FRANZ ETZOLD (1918) entdeckte und seither fast ununterbrochen ausgebeutete altpaläolithische Fundstätte Markkleeberg bei Leipzig ist die am längsten bekannte und noch immer die reichste ihrer Art in Deutschland. Sie fand ihre erste Bearbeitung durch K. H. JACOB (FRIESEN), der im Jahre 1910 die von ETZOLD nicht bekannt gegebene Fundstelle nochmals entdeckte, und durch C. GÄBERT (JACOB (FRIESEN) und GÄBERT, 1914). JACOB (FRIESEN) unterschied unter dem Einfluß französischer Prähistoriker nach Art und Technik drei archäologische Stufen, deren älteste er für oberes Acheuléen oder unteres Mousterien hielt, deren jüngste er dagegen als Hochmousterien mit Anklängen an Aurignacien ansah. Der Geologe C. GÄBERT kam zu dem Schluß, daß die Fundschicht in die zweite Hälfte oder eher an das Ende des vorletzten Interglazials zu stellen sei. Da es sich erwies, daß das französische Mousterien allgemein dem Ende des letzten Interglazials und dem Beginn des Würmglazials angehört, ergab sich für Markkleeberg ein Widerspruch zwischen archäologischer und geologischer Altersbestimmung; K. BRAUNE (1929 und 1933) sprach von einer Problematik der Fundstelle.

Es erschien daher nötig, Fundstelle und Funde einer erneuten Bearbeitung zu unterwerfen. Geologisch kam dieser zugute, daß mittlerweile die Gliederung der pleistozänen Ablagerungen Sachsens bis ins Einzelne durchgeführt war (GRAHMANN 1925 und 1934); und archäologisch einerseits der Ausbau des Gliederungssystems hauptsächlich durch H. BREUIL, andererseits das Anwachsen des Markkleeberger Fundstoffes. Dieser war allerdings in einer Menge öffentlicher und privater Sammlungen zerstreut. Er wurde in den Jahren 1936 bis 1940 aufgespürt und karteimäßig festgehalten. Es wurden dabei mehr als 3000 Stücke erfaßt, davon die weitaus meisten von Markkleeberg selbst, ein kleiner Teil von benachbarten gleichartigen Fundstellen. Auf Grund dieses für eine altpaläolithische Fundstätte in Deutschland beispielloser reichen Fundstoffes