

ÜBER ALT-UND MITTELPLEISTOZÄNE SOLIFLUKTIONSABLAGERUNGEN IM STROMBERGGEBIET IN WÜRTTEMBERG

Sommaire

Dans une publication antérieure, l'un des auteurs (D.C. v.D.) a déjà montré que dans la région de Stromberg, trois phases de solifluction pouvaient être distinguées.

La solifluction la plus ancienne est importante: elle a transporté sur une grande distance un matériel composé de débris du Keuper non classés et souvent très altérés. Ses dépôts sont très argileux. Cette phase a été suivie d'un ravinement qui atteint 30 à 40 m de profondeur.

La seconde phase de solifluction n'a qu'une signification locale. Ses coulées contiennent moins de fragments altérés. Elles sont aussi de nature argileuse. On y retrouve des éléments remaniés du matériau plus ancien.

Les deux premières phases se distinguent nettement de la troisième, dont les dépôts contiennent beaucoup de limons loessiques, et passent latéralement à du loess pur. La troisième phase n'a qu'une importance mineure.

La première phase est considérée comme datant du Pléistocène inférieur, la seconde serait rissienne, la troisième daterait du Würm.

PHYSIOGRAPHIE UND GEOLOGIE DES STROMBERGGEBIETES

Das Stromberggebiet umfasst vier Hügelzüge, die in west-östlicher Richtung verlaufen und bis etwa 450 m über Meeresspiegel hervorragen (Fig. 1).

Die Täler zwischen diesen Rücken nehmen ihren Anfang im Westen. Die Talböden nehmen nach Osten rasch eine grosse Breite an und gehen allmählich in die wellige Ebene der Neckar-Niederung über. Diese Ebene hier etwa zwischen 230 und 250 m ü. d. M. liegt.

Nur unbedeutende Bäche entwässern das Stromberggebiet und das Talsystem grösstenteils aus Trockentäler besteht.

Der Stromberg ist aus der Gesteinsfolge des mittleren Keupers gebildet (Fig. 2). Vorwiegend sind es die 20—40 m mächtige Bänke des weichen Mergels in einer Wechsellagerung mit meistens 0,5 — 3 m mächtigen Schichten des harten Sandsteins.

Die mächtigsten Sandsteinbänke sind die Ursache der Entstehung der Schichtstufenlandschaft, die stark von der schief verlaufenden Schnittfläche der Neckar-Ebene abweicht.

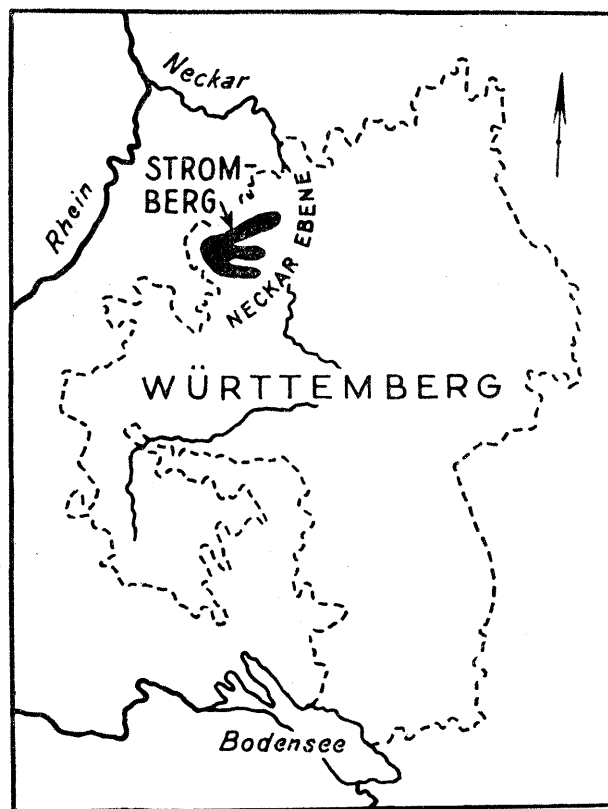
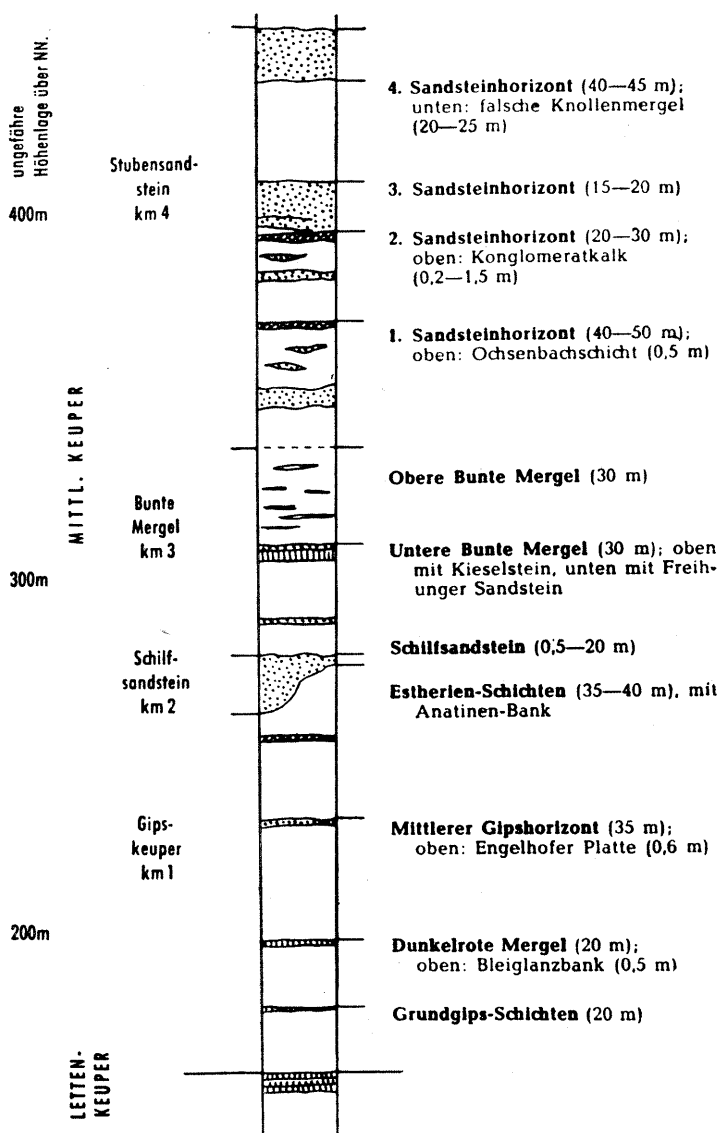


Fig. 1. Übersichtskarte von Württemberg mit dem Stromberggebiet

Das Stromberggebiet ist für eine Untersuchung der Folgen der pleistozänen Solifluktion sehr geeignet, da die „Mergel“ des Mittleren Keupers sehr plastisch sind und sehr leicht fließen. Der Stubensandstein, der die Gipfel des Gebietes bildet leicht kennbar ist und deshalb als die wichtigste Zeuge für die Erkennung des Ferntransportes dient.

DER GEOLOGISCHE AUFBAU DER DECKSCHICHTEN DES STROMBERGGEBIETES

Im Keuperbergland des Strombergs und vor allem in dessen Waldgebiet treten an vielen Stellen 50—100 cm mächtige tonige „Gesteinszerfallsrinden“ des Keupergesteines in Erscheinung. Auch dort wo diese Tone von Lösslehm überdeckt sind, die Zusammensetzung dieses Bodenmaterials wichtig ist, weil der Unterboden das Wachstum der Waldbäume



Schichtfolge des mittleren Keupers (km) im Stromberggebiet in NW-Württemberg (nach Vollrath und Linck).

Fig. 2. Schichtfolge des mittleren Keupers (km) im Stromberggebiet (nach Vollrath u. Linck)

entscheidend mitbeeinflusst. Deswegen ist die Verbreitung dieser „Gesteinszerfallsrinden“ während der Bodenkartierung genau festgestellt worden.

Die schwere tonig-grusige Bodendecke ist keine autochthone Gesteinsverwitterungsrinde. Fast jedes Keuperboden-Profil zeigt deutliche Merkmale des Transportes, Fliesserscheinungen, Beimischung vom ortsfremden Material und Schichtung parallel der Hangneigung in Diskordanz mit der Schichtung des anstehenden Gesteins.

Auch wenn die Tonprofile wenig Anzeichen der Verfrachtung zeigen, ist es auffallend, wie die Tone von oben bis unten mit Keuperschutt von roter und grüner Farbe durchsetzt sind. Während im Keupergestein die verschiedenfarbigen Mergel schichtweise vorkommen, sind hier die verschiedenfarbigen Grusteilchen willkürlich durcheinandergelagert. Überdies ruhen die Grusteilchen scharfkantig in einer tonigen Grundmasse. Es zeigt sich eine ausgesprochene Mischung von bereits verwittertem Material (die tonige Grundmasse) mit unverwittertem oder kaum verwittertem, nur zersplittertem Gestein, „Grus“. In der unteren Profilhälfte, gegen das Grundgestein, ordnen sich die Grusteilchen vielfach in ausgezogenen Schlieren an, wodurch eine Schichtung parallel zum Hang entsteht, die mit der des anstehenden Gesteins im Widerspruch steht (Fig. 3).

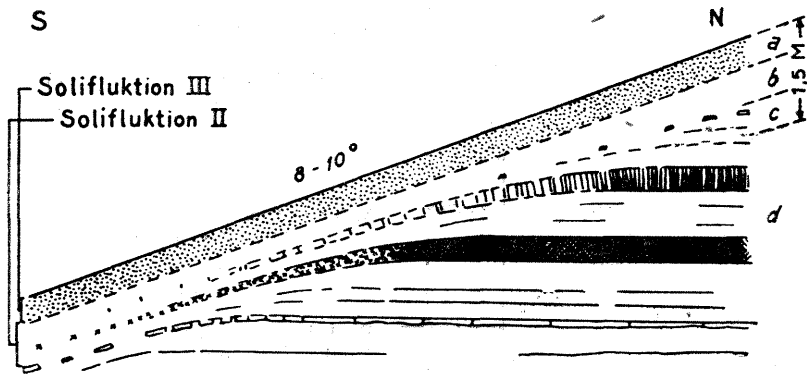


Fig. 3. Typisches Beispiel eines Fließbodens im Keuper. Grube im Gipskeuper am Hagenrain bei Derdingen

a. sandig-schluffiger, schwach steiniger Lehm, Lösslehm und Verwitterungsmaterial von höher anstehenden Sandsteinbänken; b. lehmiger, schwerer Ton, nach unten schwach grusig; c. grusiger Ton, Übergang zum Gestein; d. anstehendes Gipskeuper-Gestein, verschiedenartige Keupermergelbänke

Eindeutig ist ein Profil zwischen Sternenfels und Diefenbach im Staatswald Sternenfels. In einem muldeartigen Trockental hat sich in letzter Zeit infolge von Kahlhieben auf den benachbarten Stromberghängen eine 2 m tiefe Erosionsrinne gebildet. Dadurch ist ein Profil in den rotbraunen bunten Mergeltonen bis auf das anstehende bunte Mergel-Gestein entstanden. Die Tone sind sehr schwer und, wie oben beschrie-

ben, mit Grus durchsetzt. Auf der Grenzschicht Fliesston-Gestein zeigt sich eine unregelmässig gebildete Zone (im Durchschnitt 50 cm mächtig) mit kleineren und grösseren Steinen, die aus dem über 100 m höher anstehenden Stubensandstein stammen. Es steht ausser Zweifel, dass die über diesen Schutt liegende Tone allochton sind.

Wertvolles Beobachtungsmaterial lieferten auch einige Baugruben. So kamen in Sternenfels am Ortsausgang nach Diefenbach, am flachen Hangfuss unterhalb des Gemeindewaldes grusige Tone mit deutlicher Hangschichtung zum Vorschein. Auch bei Gündelbach konnten auf 240 m Höhe auf einem Hang, der eine Neigung 2—4° hat schwere rote Tone beobachtet werden, die reichlich mit Stubensandstein-Schutt durchsetzt waren. Der Stubensandstein steht erst bei rund 350 m an.

An der anderen Seite dieses zweiten Strombergrückens, am Weg nach Häfnerhasslach, war auf einem Rücken in der Höhe 330 m folgendes Profil erschlossen:

- 0—40 cm rotbrauner schwerer Ton mit unregelmässiger, grob-bankiger Struktur, reichlich mit gröberen und feineren weissen Sandsteinbröckchen und Steinmergelgrus durchsetzt
- 40—70 cm steiniger schwerer Ton mit schwacher Schichtung. Einzelne grössere weisse Sandsteinbrocken, plattige Struktur
- 70—120 cm schwerer rotbrauner grusiger Ton, kompakt, hier und da reichlich mit Sandsteinen und Sandsteinschutt durchsetzt
- 120—170 cm „Blockpackung“. Grössere und kleinere, schwach kantengerundete Sandsteine in einem grusig sehr sandig tonigen, rostig gefleckten Lehm.

Die örtliche Hangneigung beträgt 7°. Das Profil zeigt anscheinend jüngere Fliesserdien über dem Rest einer älteren Fliesserde (= Blockpackung).

Auch im Zabergau kamen in Baugruben bei Zaberfeld, Weiler, Pfaffenhofen, Güglingen, Brackenheim schwere rote Tone mit Sandsteinbrocken des über 100 m höher anstehenden Stubensandsteins zum Vorschein. In einem Profil, neben der Zigarrenfabrik in Weiler, sah man sehr schwere Tone mit einer parallel zum Hang (4°) verlaufenden Schichtung, die mit einer Mächtigkeit von 1,30 m auf einem kalkfreien Löss ruhen.

Diese Erscheinungen stimmen vollkommen mit den Beschreibungen überein, die Büdel (1944) für die sogenannten diluvialen Wanderdecken gegeben hat. Büdel gibt folgendes Normalprofil einer solchen Decke:

- a. Humuszone des postglazialen Bodenprofils,
- b. Eiszeitliche, ungeschichtete Wanderschuttdecke,
- c. Gruszone mit „Pseudoschichtung“,
- d. Gruszone mit „Hakenschlagen“,
- e. Anstehendes Gestein.

Im Stromberggebiet sind grosse Oberflächen vom Lösslehm bedeckt. Dort, wo der Lösslehm genügend ist kann man den Einfluss der tonigen Fliesserde auf den Waldbestand vernachlässigen und deshalb ist dieselbe nicht weiter erforscht.

Neben den tiefgründigen Lösslehmvorkommen, die meist unten im Profil noch kalkhaltig sind, trifft man den Staublehm im Stromberg fast überall als schwachen Schleier, entweder nur als Verunreinigung der steinigen Sande und der Tone, oder als fast reine, schwache Decke. Der Lösslehmschleier kann auch ein wenig mit Sand der höherliegenden Sandsteinschichten gemischt sein.

Die Bedeutung der Fliessdecken für die Eigenschaften der Waldbodenprofile ist in der Einteilung der Waldböden zum Ausdruck gebracht:

F = Fliessböden

FT_(1,2,3) = Fliesstonböden

FLT_(1,2,3,4) = Fliesslehm Böden über Fliesstonen

FL₍₁₋₂₎ = Sandige (oft steinige) grusige Fliesslehm Böden

u.s.w.

WEITERE BEISPIELE DES VORKOMMENS ÄLTERER FLIESSERDEN IM STROMBERGGEBIET

Im grossen Fleckenwald bei Horrheim springt westlich der Brunnenwiesen aus dem Stromberghang ein Rücken vor (etwa bei Höhenlinie 280 m), der mit steinigen, sandigen Tönen (a) bedeckt ist. Südlich von diesem Geländevorsprung folgt die breite Mulde des Steinbachtals, die einen 260—270 m hohen Rücken, die „Untere Zelg“, vom Stromberg abtrennt. Dieser Rücken ist mit Löss bedeckt und wird vom Steinbachhof landwirtschaftlich benützt (Fig. 4).

Beim Tiefpflügen kamen hier zahlreiche grössere und kleinere Stubensandsteinbrocken zum Vorschein (c). Der Steinbach biegt in seinem Verlauf nach den Brunnenwiesen in südlicher Richtung. Im Seewald bei der Höhenlinie 270 m, östlich von der Abbiegung des Steinbachs nach Süden, in einer Profilgrube am Rand eines plötzlichen Geländebruchs (b) zeigen sich wieder sehr sandige Tone mit Steinen aus dem 100 m höher liegenden Stubensandsteinhorizont. Diese steinreiche Decke (mit Unter-

brechungen wegen Lössüberlagerung und örtlicher Erosion) zieht sich gegen Süden am Hangfuss herunter und ist besonders deutlich in einem Wegeinschnitt (235 m Höhe) am Geländebruch gegen die breite Mulde des Mittertals (d) zu beobachten. Hier bricht die Decke, wie beim erstgenannten Rücken ab. An der anderen Seite des Mettertals sieht man in einem Geländebruch ungefähr 10 m über dem Talboden (e) die Fortsetzung der gleichen steinig-sandig-tonigen Decke.

Wenn man nun die beschriebenen Fundorte unsortierter Schuttmassen miteinander verbunden denkt, kann man sich eine ältere Fliessdecke vorstellen, die allmählich gegen die Stromberghänge hinaufzieht und durch jüngere Erosion im Haupttal und in den Seitentälchen durchbrochen wurde.

Beim Holweg im erstgenannten Rücken (a) kann man deutlich sehen, wie die alte Schuttdecke, die sich schwach gegen die Tallandschaft neigt, von dem steileren gegen Süden geneigten Abhang der Steinbachmulde abgeschnitten ist. Gleich unterhalb der Schuttdecke setzen sich die jüngeren Fliesserden der Muldenwand ein. Das tonig-steinige Bodenmaterial, das auch noch einzelne Steine der älteren Decke enthält, zeigt Hakenschlagen und Schichtung parallel mit der Hangneigung.

Der Walddistrikt „Haberschlacht“ (FB. Güglingen) liegt in dem breit nach Osten geöffneten Zabertal in der Stufe des Gipskeupers. In dieser flachen Landschaft herrschen mächtige Lössablagerungen vor, die hauptsächlich als Ackerland benutzt werden. Der Wald befindet sich nur auf kleinen Stellen mit ungünstiger Bodenbeschaffenheit. Der Löss fehlt in den Wäldern entweder völlig, so dass der Keuperuntergrund nahe an die Oberfläche reicht, oder der vorhandene Löss ist stark mit Keupermaterial vermischt und dadurch hat ungünstige Eigenschaften bekommen. Auf Rücken die bis etwa 240 m Höhe reichen trifft man zu-

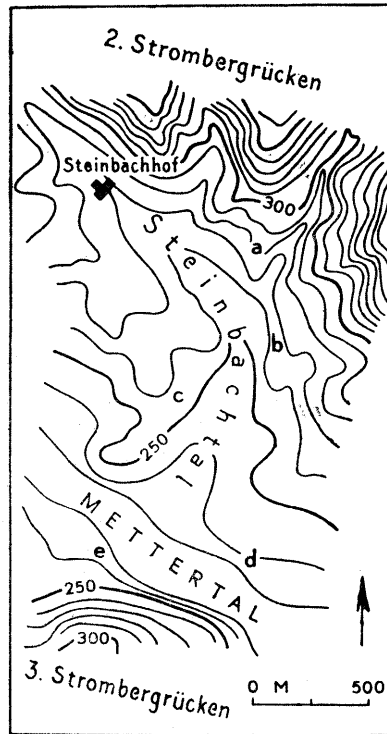


Fig. 4. Ein Beispiel der Lage älterer Solifluktuationsablagerungen beim Steinbachhof bei Horrheim
Erklärungen im Text

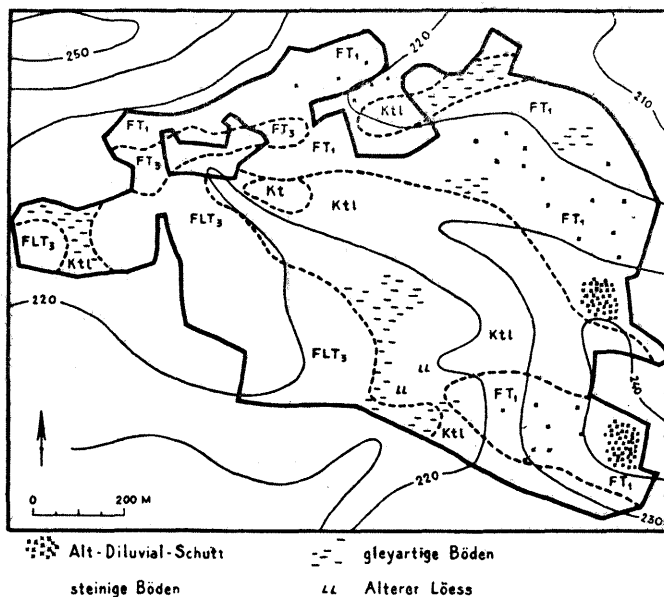


Fig. 5. Abschnitt der Bodenkarte eines Waldteils im Vorland des Strombergs (FB. Güglingen, Distrikt Haberschlacht)

FT₁ — tiefgründiger schwerer Fliesstonboden, obere Teil meist lehmig; FT₃ — tiefgründiger schwerer Fliesston in ebener Lage mit Tagwassergleyerscheinungen (gleyartig); FLT₃ — tiefgründiger tonig-gemischter Flieslösslehm; Kt — flachgründige grusig-tonige Böden über Keupergerstein; Ktl — Verwitterungsprofil auf tiefgründig zerfallenen schluffig-feinsandig-tonigen, kalkreichen Keupermergeln, B-Horizont — sehr schwerer Ton, „Tondeckel“

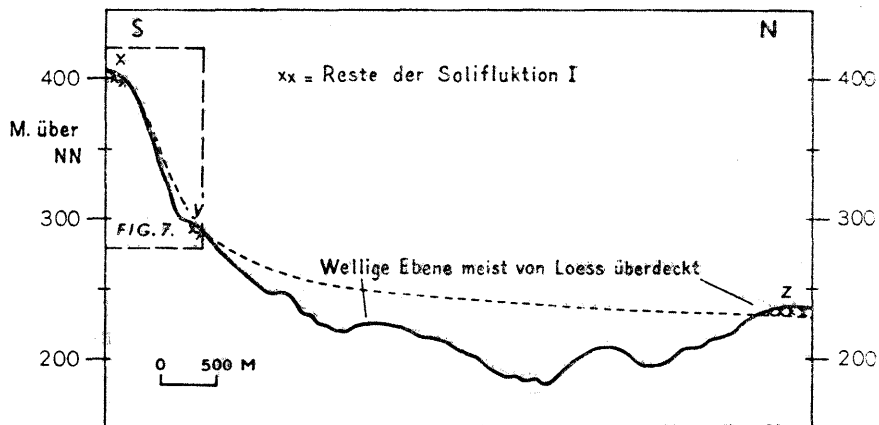


Fig. 6. Profil durch den Zabergau. Rekonstruktion der ältesten Fließfläche (Solifluktion I)

sätzlich sehr steinige, sandig-tonige ältere diluviale Fliessdeckenreste an, die für die Bodenkultur sehr schwierig sind.

Das sandig-tonige vorwiegend rote Bodenmaterial umschliesst zahlreiche kleinere und grössere kieselige Stubensandsteinbrocken. Es handelt sich um Reste einer alten Fliessdecke, die aus dem 6 km entfernten Stromberg

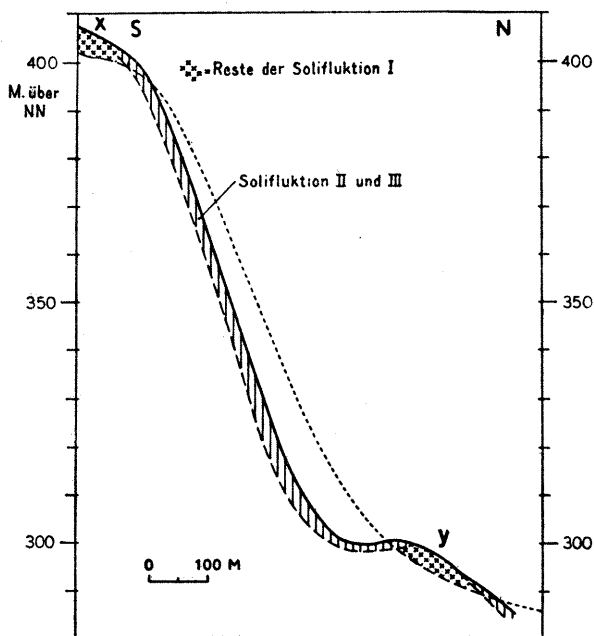


Fig. 7. Hang bei Eibensbach (Zabergau). Rekonstruktion der ältesten Fliessfläche (Solifluktion I). Detail der Fig. 6

über das heute bis auf 200 m eingetiefte Zabertal hieher geflossen ist. Ein Profil in dem nördlichen Reststück dieser Fliesserdedecke reicht bis in die liegenden Gipskeupermergel. Man erkennt deutlich, wie Bestandteile der alten Fliesserde durch Kryoturbation in die autochthonen Mergel gedrückt worden sind.

VERSUCH ZUR ZEITLICHEN GLIEDERUNG DER FLIESSDECKEN

Es wird aus dem Tatsachenbestand schon klar sein, dass einige isoliert vorkommende Fliessdecken relativ hohen Alters sind. Wenn dieselbe auf isolierten Hügeln vorkommen, sind sie älter als die Zertalung. In einigen Fällen ist es klar, dass die Fliessdecken über jetzigen Tälern die seit-

dem 30—40 m eingeschnitten sind, geflossen sind. Damit kann man diese Fliesserden sicher für Alt-Pleistozän und am wahrscheinlichsten als Mindel-Glazial halten.

Es ist möglich diese isolierte Vorkommen zu verbinden zu einem kontinuierlichen Mantel oder zu breiten Blockströmen. Dieselbe ziehen sich hangabwärts mit einem etwas flächeren Gradient als die jetzige Erdoberfläche und breiten sich weiter in die Täler des Vorlandes und der Neckar-Ebene aus.

Im allgemeinen liegt die Fliesserdedecke scharf auf dem unterliegenden Gestein; in einigen Fällen ist eine hangparallel geschichtete Übergangszone mit durch Hakenschlagen verbogener Keuperschichten gefunden. Die Fliesserden der Mindelzeit sind gelegentlich von Löss bedeckt, der die Göttweiler und Kremser Bodenbildungen enthält, z. B. bei Mühlacker und Bretten, südlich resp. westlich des Strombergs.

Die ältesten Fliesserden enthalten viele Sandsteinfragmente mit dicken Verwitterungsrinden. Das weist darauf hin, dass die Solifluktion eine Landschaft angegriffen hat, die mit einer dicken Verwitterungskruste bedeckt war. Das kann am einfachsten erklärt werden durch die Annahme, dass die erste Solifluktion die tertiäre Bodendecke erodiert hat. Auch Hövermann (1953, u. a.) betrachtet dicke Verwitterungsrinden auf erratischen Blöcken in der Hügellandschaft Mitteleuropas als Zeugen tertiärer Verwitterung.

Die zweite Phase der Solifluktion umfasst schwere Tone, etwas weniger plastische und dichte als die Fliesstone der ersten Phase. Die Tone enthalten viel eckigen weichen Keuper-Lettengrus, 2—5 mm gross. Sandsteinfragmenten sind selten und sie zeigen nur ausnahmsweise Verwitterungsrinden auf. Die Schicht ist 30—150 cm gelegentlich aber über 2 m mächtig. Im unteren Teil befindet sich eine 20—60 cm mächtige Zone, die in Hakenschlagen der anstehenden Keuperschichten übergeht.

Die Schicht gliedert sich der heutigen Topographie an. Die Verfrachtung geht nicht viel weiter als der heutige Hangfuss.

Die Altersbestimmung dieser Fliesserden ist nicht leicht zu erfassen. Suchel (1954) fand in Sachsen eine ähnliche Entwicklungsgeschichte, als Van Dijk im Stromberggebiet. Er stellt die älteste von ihm gefundene Solifluktion, deren Ablagerungen tief zertalt sind, in die Mindel-Zeit. Die in dieser zerschnittenen Landschaft liegende Fliesdecken sind anscheinend aufgearbeitete Mindel-Ablagerungen und werden von Suchel in die Riss-Zeit gestellt. Obgleich die Zuteilung der Fliesserden der zweiten Phase im Stromberggebiet zur Riss-Zeit in erster Linie nach dem Beispiel Suchel's geschehen ist, so gibt es vielleicht noch ein neuer Grund dazu. Die tonig-grusige Fliesdecken sind, wie oben schon erwähnt, eng mit

dem kräftigen Hakenschlagen verbunden (Fig. 3). Man kann den Eindruck haben, dass dieses starke Hakenschlagen nur unter erheblichem Druck stattgefunden hat. Dann muss aber die Solifluktionsdecke während der Riss-Zeit erheblich dicker gewesen sein als sie jetzt zu finden ist. Die jetzige Decke stellt anscheinend nur eine Erosionsrest der ursprünglichen Fliessdecke vor. Sie kann im Anfang der Würm-Zeit teilweise erodiert sein und schliesslich im weiteren Verlauf dieser Kälte-Zeit durch Löss oder jüngeren Fliesserden zugedeckt sein.

Die dritte Solifluktionsphase hat hauptsächlich lehmige, sandig-lehmige und steinig-lehmige Fliesserden aufgeliefert. Sie bedecken die Fliesserden der zweiten Phase in Schichten 20—60 cm Mächtigkeit. Aus der Zusammensetzung geht hervor dass Löss in grossen Mengen für die Bildung solcher Fliesserden zur Verfügung stand. Seitliche Übergänge in reinen Löss werden gelegentlich gefunden.

Dass der Stromberg-Löss zum Jungen Löss gehört, ist offensichtlich.

Literaturverzeichnis

- Dijk, D. C., van 1951 — Forstliche Bodenkartierungen im Keupergebiet des Strombergs in Württemberg. *Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. Landesamtes*, 22.
- Gradman, R. 1931 — Süddeutschland. Engelhorn, Stuttgart.
- Hövermann, J. 1953 — Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 14.
- Suchel, A. 1954 — Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 17.

DISCUSSION

J. Hövermann: Ich möchte Herrn Edelman in der Deutung der isolierten Schuttmassen vor der Stubensandstein-Stufe gern zustimmen und habe auch keine Zweifel an dem solifluidalen Gefüge des Schuttes. Man muss allerdings den Transportweg des Schuttes um den Betrag verringern, um den die Stufe zurückgewichen ist. Dieser Betrag kann gross oder klein sein, reduziert aber jedenfalls den Wanderweg des Schuttes auf weniger als 2 km.

Die Unterschiede im Habitus der isolierten Schuttmassen und des würmeiszeitlichen Wanderschuttes geben mir aber Anlass zu der Frage, ob der fragliche Schutt wirklich nur durch Solifluktion an seinen Platz gekommen sein kann? Es wäre denkbar, dass ein älterer, evtl. sogar noch pliozäner (?) Hangschutt nicht-periglazialer Entstehung nur periglazial überformt und evtl. ein kleines Stück transportiert wurde, so dass er heute als Solifluktionsschutt erscheint.

Wenn der Schluss aus der Lage des Schuttes auf das Alter einer Solifluktion im Schutt also m. E. nicht zwingend ist, so ist die von Herrn Edelman vorgetragene Erklärung doch naheliegend. Ich möchte aber auf die methodischen Schwierigkeiten in der Ausdeutung von Feldbeobachtungen im Hinblick auf den Nachweis alt- oder mittelpleistozänes Periglazial-Erscheinungen hingewiesen haben.

C. H. Edelman: Nach der Auffassung der meisten modernen Autoren ist die Zurückweichung der Talwände während des Quartärs geringer als man früher gedacht hat. Damit wird es sehr schwierig, die isoliert liegenden alten Schuttmassen anders als durch periglazialen Ferntransport zu erklären.